Szeizmikus szelvények inverziója

*WÉBER ZOLTÁN**

Jelen dolgozat a szeizmikus csatorna általánosított lineáris inverziójának (GLI) vizsgálatával foglalkozik, egy korábban megjelent dolgozat (Wéber, 1985) folytatásának tekintendő. Az elvi alapok is ebben a tanulmányban találhatók meg. Új geofizikai modell választása – a gépidő csökkentése révén – lehetővé tette időszelvény inverzióját. A dolgozat megállapítja, hogy a réteghatárok meghatározásának megbízhatóságát nagyban és előre meg nem becsülhető módon befolyásolják az interferencia-hatások. Az impedanciák meghatározásának pontossága viszont a réteghatárok ismeretének pontosságától függ. Bemutatásra kerül egy olyan algoritmus, amely az invertálandó szeizmikus csatornából önműködően határozza meg az iterációhoz szükséges nulladik impedancia csatorna közelítést.

В статье исследуется обобщенная линейная инверсия сейсмических каналов (GLI), теоретические основы которой приведены в ранее опубликованной статье (Вебер, 1985). Выбор новой геофизической модели (посредством сокращения машинного времени) представил возможным получить инверсию временных разрезов. В данной работе установлено, что надежность выделения границ пластов главным образом зависит от эффективности интерпретации определения импедансов – от точности определения пластовых границ. Кроме того, статья знакомит с алгоритмом, которой автоматически определяет по сейсмическому каналу, подвергающемуся, необходимый для вычисления итерации канальное приближение нулевого импеданса.

The paper deals with the generalized linear inversion (GLI) of the seismic channel. It can be considered as the continuation of a previous study which the author published in 1985. The fundamental principles can also be found in the referred paper. The choice of a new geophysical model – lessening the run-time – made the inversion of the seismic time section to be possible. In the paper it is pointed out that reliability of the determination of the layer boundaries are highly and unanticipatably influenced by the interference-effects. The accuracy of the determination of the impedances depends on the accuracy of the knowledge of the layer boundaries. An algorithm is presented which automatically determines the zeroth approach from the seismic channel to be inverted which is necessary for the iteration.

Bevezetés

A jelenlegi szeizmikus inverziós gyakorlatban legtöbbször az akusztikus impedancia *(Lindseth, 1979)* által javasolt közelítő meghatározását alkalmazzák. Ennek a rekurzív inverziónak nevezett eljárásnak a tanulmányozása hazánkban Szulyovszky *(1983, 1984)* nevéhez fűződik. E közelítő pontosságú, bár egyszerű és gyors metódus hibáinak kiküszöbölése érdekében egyre több olyan $1-D$ inverziós módszert dolgoznak ki, amelyek a teljes csatornát egyszerre veszik figyelembe. Ilyen a *Cooke* és *Schneider (1983)* által javasolt általánosított lineáris inverzió *(GLI)* is. Ezen eljárás vizsgálata is megkezdődött hazánkban *(Wéber 1985)*. Jelen dolgozat e témakörben elért újabb eredményeket ismerteti.

Az alkalmazott geofizikai modell

A korábban végzett vizsgálatok *(Wéber, 1985)* során alkalmazott modell alapján az impedancia csatornából olyan szintetikus szeizmikus csatornát tudtunk számolni, amely tartalmazta az összes többszöröst és a rétegeken belüli –

* ELTE, Geofizikai Tanszék, Budapest.

a nem tökéletes rugalmasságból eredő – csillapodást is figyelembe vette. Ezen modellszámítást megvalósító algoritmus egyrészt komplex aritmetikát, másrészt Fourier transzformáció elvégzését igényelte, továbbá az iteráció során megoldandó lineáris egyenletrendszer mátrixát alkotó parciális derivált mátrix kiszámításakor – a modell bonyolultsága miatt – a véges differenciák módszerét kellett követnünk. Ez azt jelentette, hogy egyetlen iterációs lépés során annyiszor kellett szintetikus csatornát számolnunk, ahány ismeretlen volt. Mindez igen sok számolást követelt meg, amely természetesen komoly hatással volt a szükséges gépidőre is. Egy *900* msec hosszú szeizmikus csatorna inverziója *10* ismeretlen helyzetű és impedanciájú réteg feltételezésével és két iterációs lépés végrehajtásával *R–40*-es számítógépen négy és fél percig tartott.

A számítási idő csökkentése érdekében egyszerűbbé tettük a modellt: csak az egyszereseket számoltuk, de a transzmisszió figyelembevételével. Ez a modellszámítás időtartományban hajtható végre, nincs szükség Fourier transzformációra. Másrészt e parciális derivált mátrix analitikusan meghatározható. Így elértük, hogy az előző bekezdésben említett inverzió *IBM PC/XT* számítógépen egy percig fusson.

Az impedancia csatorna parametrizálását, valamint a *GLI* elvét illetően egy korábbi dolgozatra hivatkozunk *(Wéber, 1985)*.

Szintetikus példák

A korábbi vizsgálatok során a szeizmikus csatorna számításakor olyan waveletet használtunk, amelynek spektruma véges levágási meredekségű sávszűrő volt. Ez a wavelet meglehetősen keskeny és gyors lecsengésű, így a belőle számított szintetikus szeizmikus csatorna kevéssé közelítette meg a valóságos csatornát, hiszen az interferencia miatt bekövetkező hatások gyakorlatilag hiányoztak belőle.

A valóság jobb megközelítése érdekében most Klauder waveletet használtunk, mely egy *7* Hz-től *28* Hz-ig lineárisan változó vibrojel autokorrelációja. Az inverzió során ezt a waveletet ismertnek tételeztük fel.

Minden alkalommal *2* msec-nek vettük a mintavételi távolságot és a megoldás helyes skálázása érdekében a legfelső réteg impedanciáját ismertnek tételeztük fel. Az invertálandó csatorna hossza *1000* msec.

Első lépésben megvizsgáltuk, milyen hatással van a megoldás pontosságára az invertálandó szeizmikus csatornához adódó véletlen zaj. A számításokat *5%*, *10%*, *20%* és *100%*-os zajteljesítmény-jelteljesítmény arányokra végeztük el. A megoldás hibájára rendre a következőket kaptuk: $\sigma(0\%) = 1.5$; $\sigma(5\%) = 12.4$; $\sigma(10\%) = 24.7$; $\sigma(20\%) = 49.9$: $\sigma(50\%) = 122.7$ és $\sigma(100\%) = 242.7$; (Most és a továbbiakban is az impedanciákat mindig (m/sec) (g/cm^3) egységekben értjük). Az iterációs lépések száma mindegyik esetben kettő és a réteghatárok helyzetét ismertnek vettük.

Itt jegyezzük meg, hogy a σ^2 szórásnégyzet számítása a *2* msec távolságonként mintavételezett impedancia csatornák különbsége négyzetének átlagolásával történt.

A fenti példákban a valóságos impedancia csatorna *5200* és *6900* között változik, az iteráció kiindulásául szolgáló impedancia csatorna – az előbbiekben leírt módon számolható – eltérése a valóditól $\sigma = 190$.

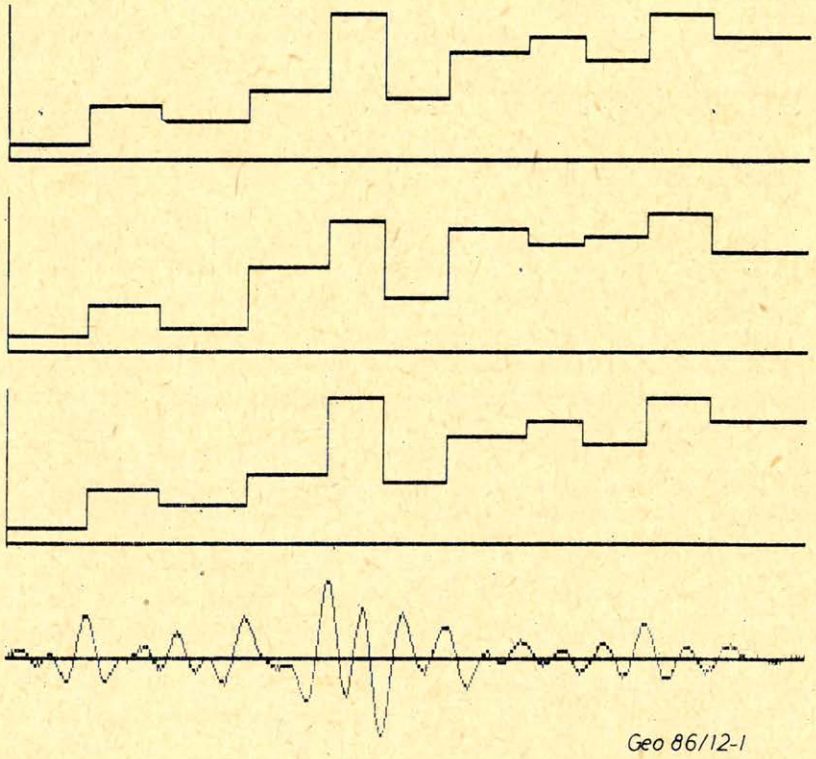
Az 5%-os és a 10%-os esetet mutatjuk be az *1.* és a *2. ábrákon.* A négy részábra fentről lefelé rendre a következőket mutatja:

- a meghatározandó valódi impedancia csatorna
- az általunk becsült és az iteráció kiindulásául szolgáló impedancia csatorna
- a számított impedancia csatorna
- az invertálandó szeizmikus csatorna.

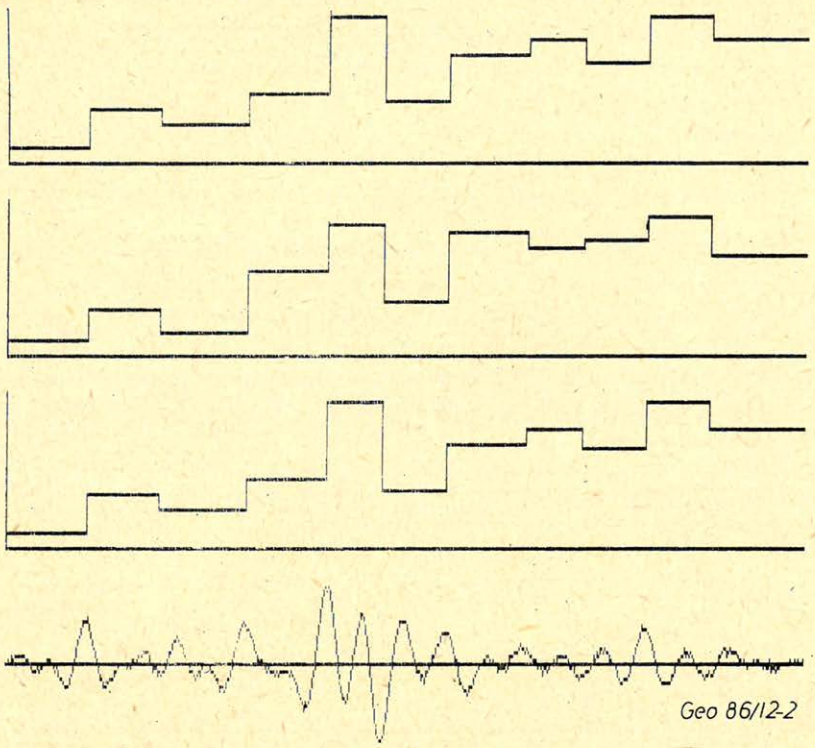
A vízszintes tengelyen az időt, a függőlegesen az impedanciát ábrázoltuk.

Az ábrák és az ismertetett adatok alapján megállapíthatjuk, hogy a gyakorlatban szóbajövő zajviszonyok esetén a megoldás pontossága nem romlik jelentősen a zajnélküli esethez viszonyítva.

A *3. ábrán* bemutatott példában olyan hipotetikus impedancia csatornát állítottunk elő, amelyben a rétegek impedanciái váltakozva két értéket vesznek fel, a rétegek száma sokkal nagyobb a valóságos rétegszámnál, viszont a húsz réteghatár közül tíz pontosan megegyezik a tíz valóságos réteghatárral. Az első iteráció után a hiba $\sigma = 23.9$-nek, a második iteráció után pedig $\sigma = 0.6$-nek adódott. Az ábra ez utóbbi végeredményét szemlélteti.



1. ábra.
Puc. 1.
Fig. 1.

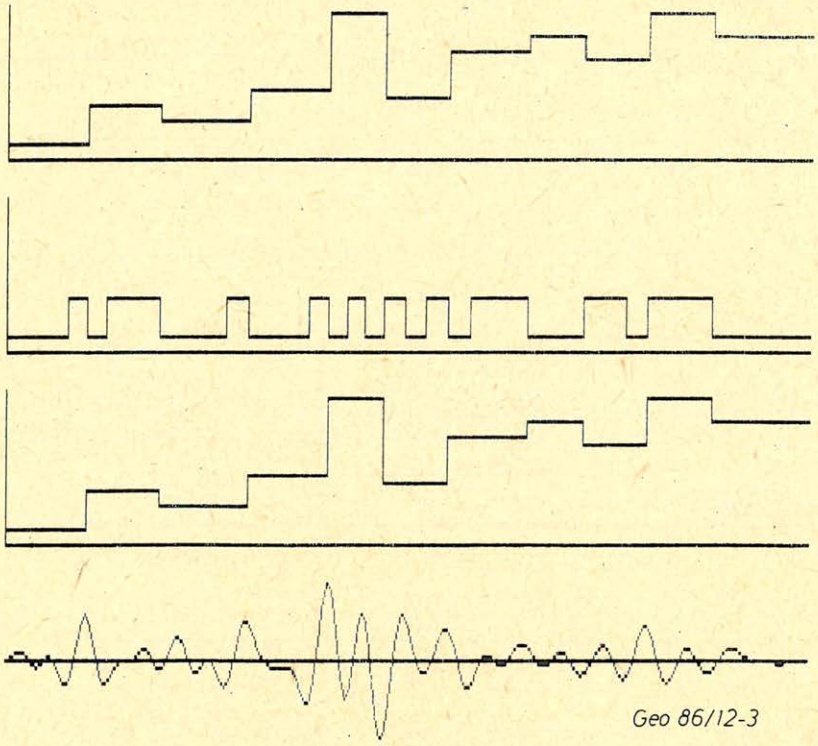


2. ábra.
Puc. 2.
Fig. 2.

A bemutatott példa alapján levonhatjuk azt a következtetést, hogy a valóságosnál több réteg feltételezése és a felvett impedanciák konkrét értéke nem befolyásolja a megoldás pontosságát, ha a becsült réteghatárok tartalmazzák a valóságos réteghatárokat is.

A réteghatárok becslése természetesen nem lehet teljesen pontos, így az általunk becsült réteghatárokat valamilyen módon a helyes értékhez kell tolnunk. Tulajdonképpen az invertálandó szeizmikus csatornán és a hipotetikus impedancia csatornához tartozó szintetikus szeizmikus csatornán levő, hasonló alakú wavelet közötti időtolást kell meghatározni. Erre a feladatra a már korábban leírt módszert *(Wéber, 1985)* alkalmaztuk: a két szeizmikus csatorna megfelelő hosszúságú időkapuban számított keresztkorrelációjának maximumhelyét határoztuk meg. A számolás eredményét a *4. ábrán* mutatjuk be.

Egyetlen iterációs lépést hajtottunk végre és a hiba $\sigma = 176$-nak adódott. Annak ellenére, hogy a nulladik közelítés nem tér el jelentősen a valóságos impedancia csatornától, a megoldás meglehetősen pontatlan: az eljárás „nem vett észre" egy réteghatárt, más réteghatárokat pedig egészen máshová helyezett el, mint ahová kellett volna. Ezek a hibák annak tulajdoníthatók, hogy a Klauder wavelet széles, lassan cseng le és az ebből eredő jelentős interferencia éppen a kritikus helyeken számunkra előnytelen változásokat eredményezett.



3. ábra.

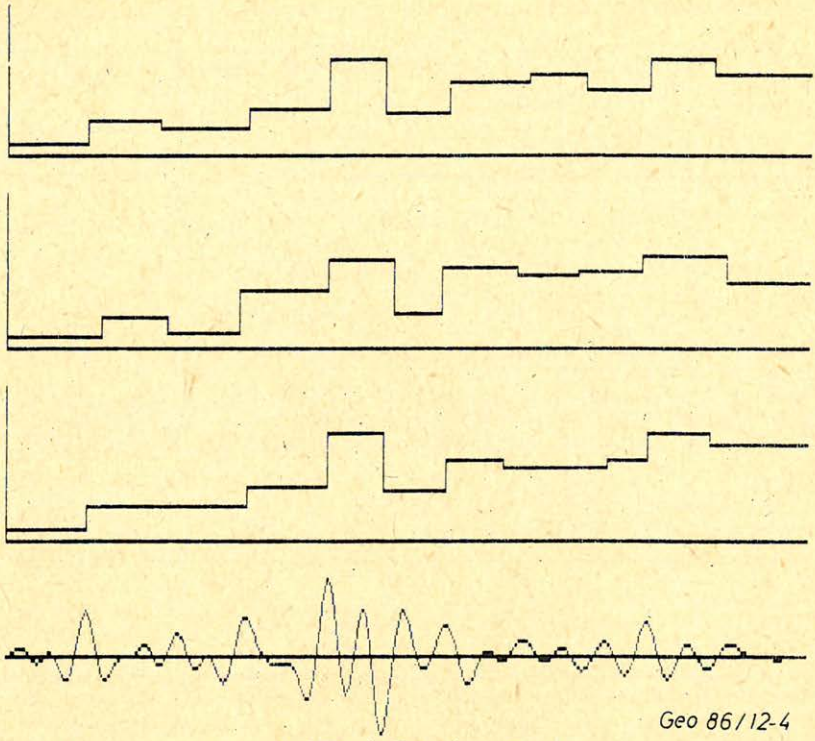
Рис. 3.

Fig. 3.

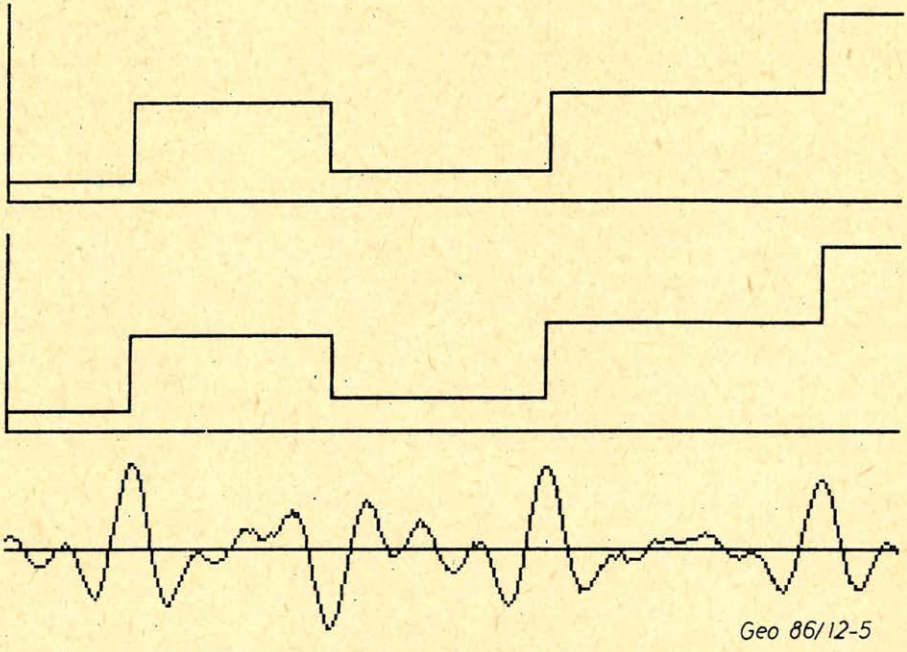
Mint korábban láttuk, az eljárás eltünteti a becsült impedancia csatornában szereplő felesleges réteghatárokat és az impedanciák konkrét értékei sem befolyásolják lényegesen az eljárás pontosságát. Ez adta az ötletet arra, hogy a becsült csatornát is maga a számítógép határozza meg az invertálandó szeizmikus csatornából: a szeizmikus csatorna egy bizonyos alsó korlátnál nagyobb abszolútértékű szélső értékeihez réteghatárt rendelünk, az impedanciák pedig váltakozva két értéket vesznek fel. Mivel az így kijelölt réteghatárok a zaj és az interferencia miatt nem egyeznek meg pontosan a valódi réteghatárokkal, a már ismertetett keresztkorrelációs módszerrel meghatározzuk és elvégezzük a szükséges időtolást. Ez az időtolás várhatóan nem vesz fel nagy értéket, így a keresztkorrelációnál használt időkapu is meglehetősen kicsi, és így a számolási idő sem nő meg jelentősen.

Erre az eljárásra mutatunk most be két példát.

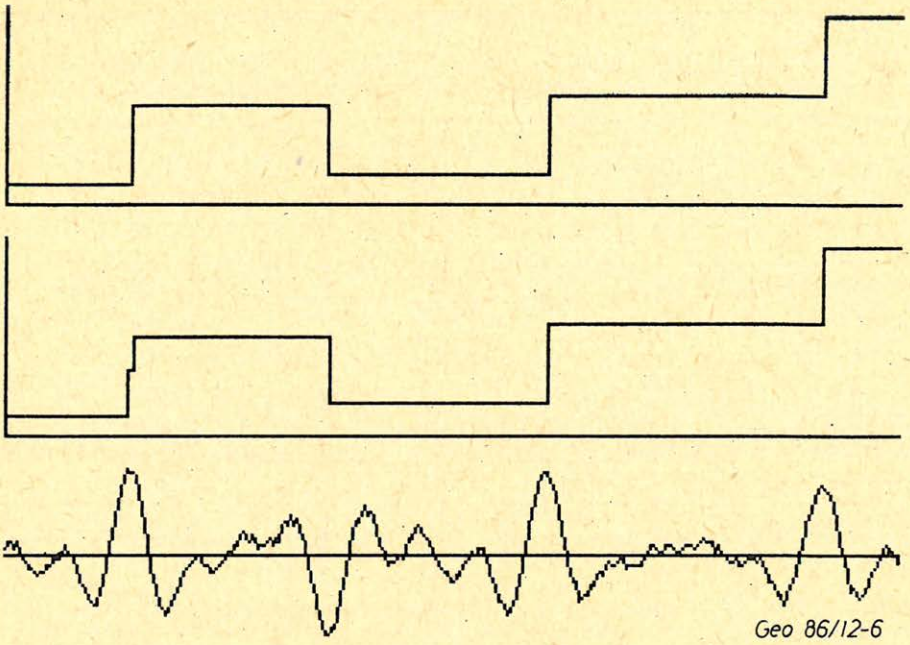
Az *5. ábra* példájában a szélsőérték-küszöböt úgy adtuk meg, hogy az eljárás négy réteghatárt határozott meg, a keresztkorrelációhoz használt időkapu teljes hossza *21* mintavételi egység volt. Az invertálandó csatorna most csak *600* msec hosszú volt és *5%*-os fehér zajt adtunk hozzá. Az ábráról most a becsült impedancia csatorna természetesen hiányzik. A hiba egyetlen iteráció után $\sigma = 77.5$-nek adódik.



4. ábra. — Рис. 4. — Fig. 4.



5. ábra. — Рис. 5. — Fig. 5.



6. ábra.

Puc. 6.

Fig. 6.

A *6. ábrán* bemutatott példa csak annyiban különbözik az előzőtől, hogy az invertálandó szeizmikus csatorna most *10*%-os zajjal terhelt és az eljárás nyolc réteghatárt talált. Az egyetlen iteráció utáni hiba $\sigma = 56.6$-nek adódik.

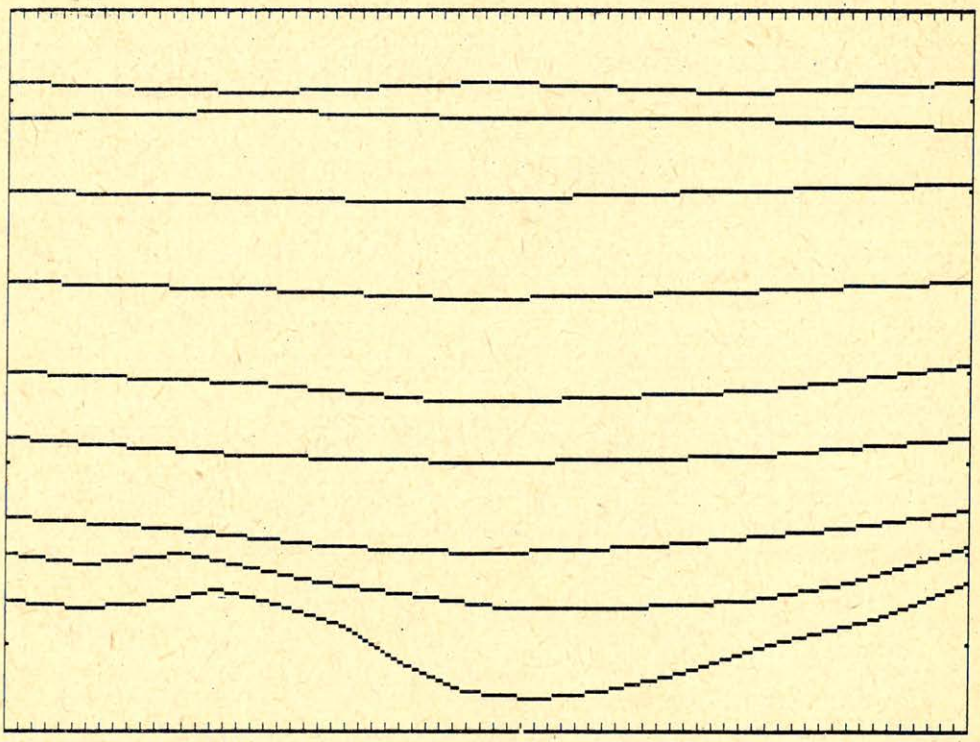
Mindkét példában a réteghatárok meghatározásának pontossága ± 1 mintavétel volt.

Felvetődött az a probléma, hogy a reális CRP csatornában a többszörösök ugyan erősen le vannak csillapítva, azonban teljesen eltüntetni nem lehet őket. Mivel az inverzió csak egyszereseket számol, a megoldásban nyilván kisebb-nagyobb hibák jelentkezhetnek.

Ezirányú vizsgálataink eredménye a következő: amikor a zaj nélküli invertálandó csatorna csak az egyszereseket tartalmazta, az előzőekben leírt, réteghatárt is kereső algoritmus segítségével kapott eredmény hibája $\sigma = 65.7$-nek adódott. Abban az esetben viszont, amikor a szeizmikus csatornában eredeti amplitúdóval jelen volt az összes többszörös, a hiba $\sigma = 87.3$ volt. A megoldások hibái közötti eltérés – annak ellenére, hogy a többszörösök csillapítását nem vettük figyelembe – nem jelentős.

Az iterációban használt geofizikai modell egyszerűsítése lehetővé tette, hogy egy rövid időszelvény inverziójával is megpróbálkozzunk. Ennek eredményét mutatja be a következő négy ábra.

A *7. ábrán* látható a *10* réteget tartalmazó geológiai modell. Egy-egy rétegben a sebesség állandó.



7. ábra.

Puc. 7.

Fig. 7.

A *8. ábra* ezen modellhez tartozó szeizmikus időszelvényt mutatja 5%-os véletlen zajjal terhelve. Egy csatorna 200 pontból áll, összesen *70* csatornát láthatunk. A mintavételi távolság *8* msec.

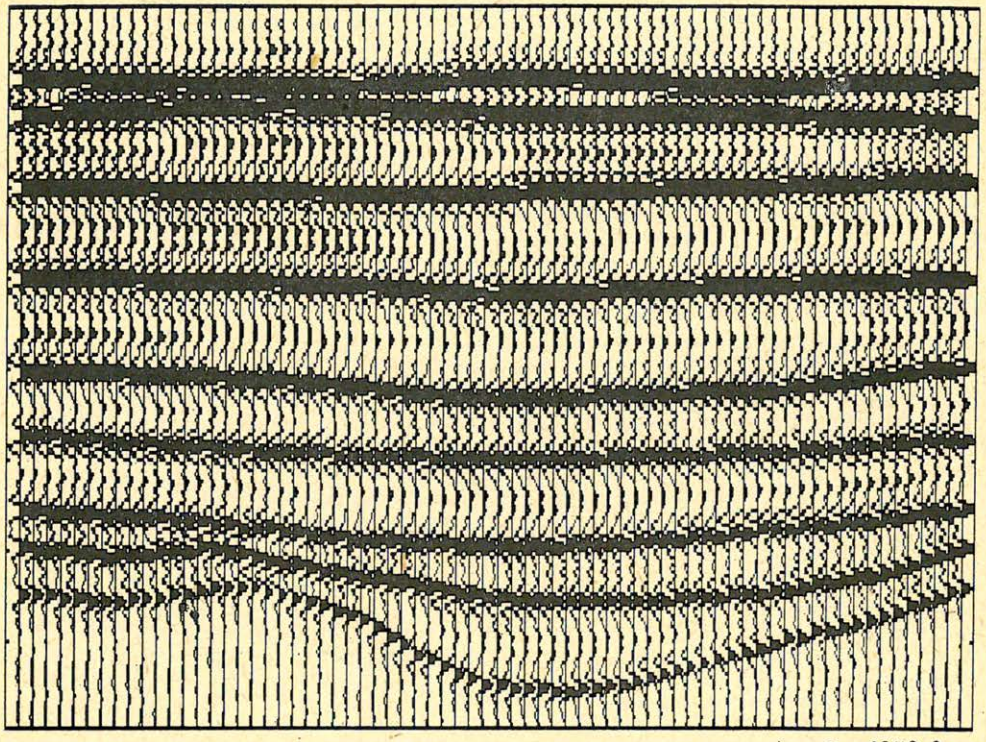
A *9. ábra* a valódi impedancia csatornákat mutatja.

A *10. ábra* az inverzió végeredményét szemlélteti.

Az inverzió végrehajtása során feltételeztük, hogy a balszélső csatornához tartozó réteghatárokat ismerjük (pl. közeli karotázs mérések alapján). Ezek után az egyes csatornák inverziójához szükséges nulladik közelítést az előző csatorna inverziójával kapott eredmény adta. Mindegyik csatorna esetén egy iterációt hajtottunk végre. A futási idő IBM PC/XT számítógépen *17* perc volt. A réteghatárok követésén kívül egy ilyen inverziónak a célja főleg a rétegek sebességének meghatározása lehet, amely természetesen általánosabb esetben horizontálisan is változhat.

Következtetések

Az általánosított lineáris inverzió tulajdonságait feltárni igyekvő újabb vizsgálatok részben alátámasztják a korábbi kutatások eredményeit. Pl. az új geofizikai modell alkalmazása mellett is az eljárás a zajra csak kevéssé érzékeny és



Geo 86/12-8

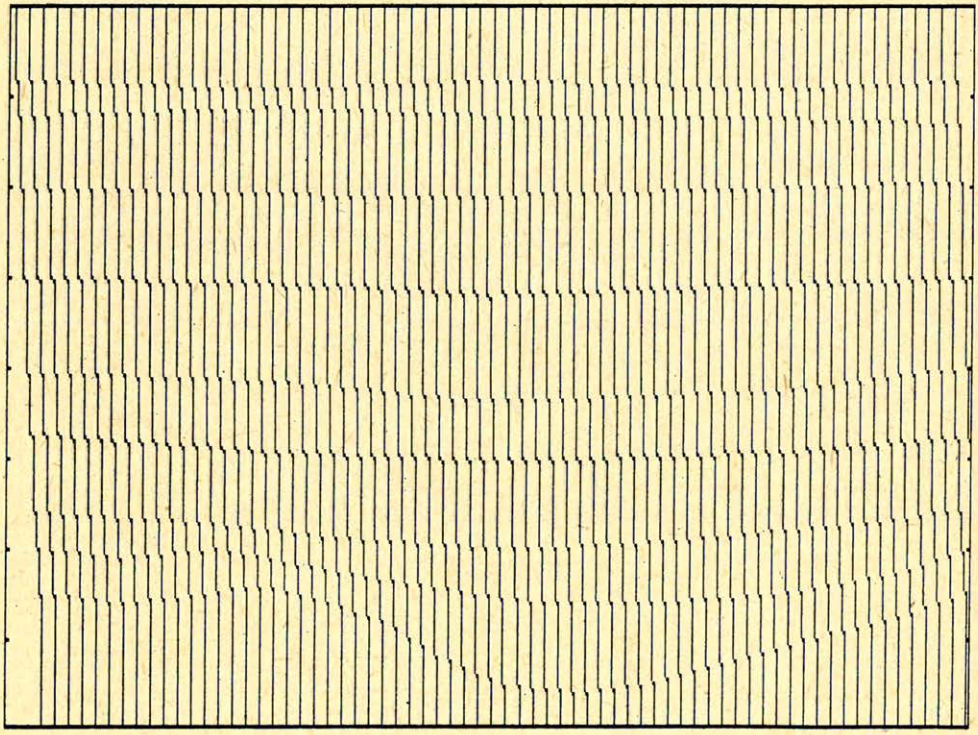
8. ábra. — Рис. 8. — Fig. 8.

helyes réteghatár-meghatározás esetén egy-két iterációval is igen pontos impedancia-adatokat kapunk. Megállapíthatjuk azonban, hogy a módszer igen érzékenyen reagál, ha az inverzióban használt réteghatárok —, még ha csak kevéssé is — eltérnek a valóságos réteghatároktól. Ilyenkor ellenőrizhetetlen, előre meg nem becsülhető hibával kapjuk meg az impedanciákat. Ha pl. a szeizmikus csatornában destruktív interferencia lép fel, az eljárás nem veszi észre a kérdéses réteghatárt és az összes mélyebben fekvő réteg impedanciáját pontatlanul kapjuk vissza. Az ilyen hiba feltárása érdekében érdemes figyelemmel kísérni, hogy mennyire jó a legkisebb négyzetes illesztés: ha az invertálandó szeizmikus csatorna és a megoldásból számított szeizmikus csatorna közötti négyzetes eltérés észrevehetően nagy, akkor valószínűleg az említett problémával állunk szemben.

A pontosabb réteghatárbecslés esetleg úgy is történhetne, hogy egyszerre több csatornát veszünk figyelembe.

Ennek konkrét megvalósítása és vizsgálata a jövő feladata.

Megállapíthatjuk, hogy a geofizikai modell egyszerűsítésével — célunknak megfelelően — sikerült a számítási időt annyira lecsökkenteni, hogy még rövidebb időszelvény inverziójára is vállalkozhattunk. Ennek a modellnek megvan az az előnye is, hogy egy adott időszelvény bármely részletét képesek vagyunk invertálni, nem kell ismernünk hozzá a felsőbb régiók szerkezetét, sebességét. Ha az összes többszöröst is számolnánk, egy ilyen inverziót nem lehetne elvégezni.

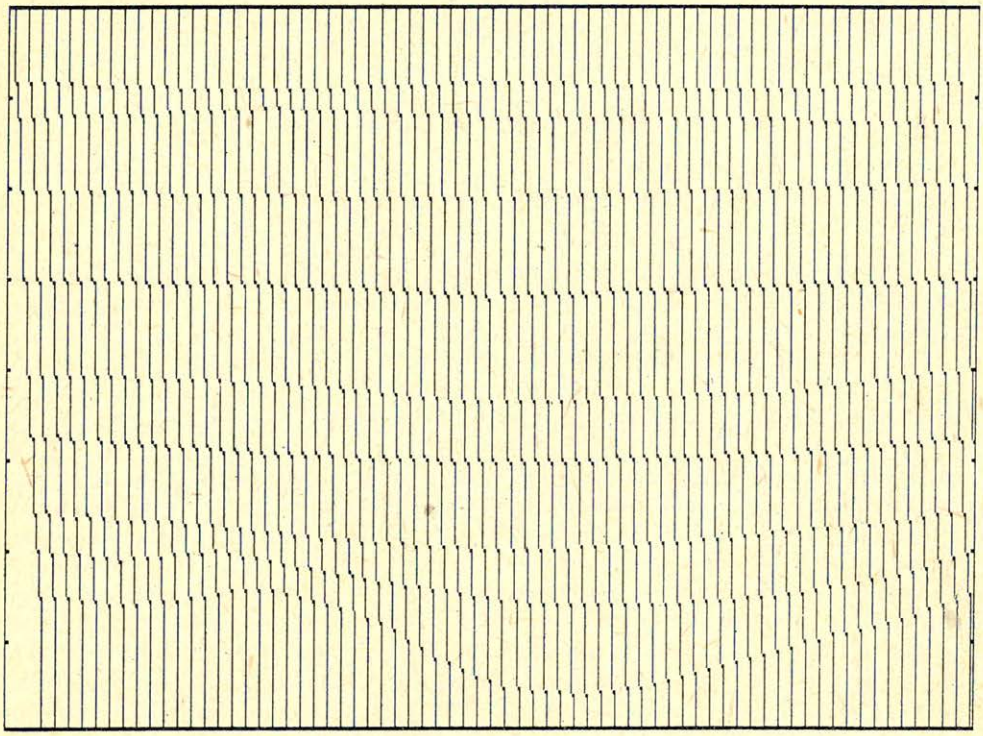


Geo 86/12-9

9. ábra.

Puc. 9.

Fig. 9.



Geo 86/12-10

10. ábra.

Puc. 10.

Fig. 10.

IRODALOM

[1] *Cooke, D. A. and Schneider, W. A.*, 1983.: Generalized linear inversion of reflection seismic data; Geophysics, Vol. 48, p. 665–676.

[2] *Lindseth, R. O.*, 1979.: Synthetic sonic logs – a process for stratigraphic interpretation; Geophysics, Vol. 44, p. 3–26.

[3] *Walters*, 1978.: Exploration seismology.

[4] *Wéber, Z.*, 1985.: Szeizmikus csatorna általánosított lineáris inverziójának vizsgálata; Magyar Geofizika XXVI., p. 200–216.