Szeizmikus csatorna általánosított lineáris inverziójának vizsgálata

*WÉBER ZOLTÁN**

Jelen dolgozat olyan iterációs közelítéseken alapuló egydimenziós lineáris szeizmikus inverziós módszert tárgyal, melynek célja a lépcsős függvénnyel közelített impedancia csatorna meghatározása. Az iterációs javítás lineáris egyenletrendszer megoldásainak legkisebb négyzetes illesztésével történik. A dolgozat tízréteges modelleket vizsgál. Megállapítja, hogy az additív fehérspektrumú zaj csak kevéssé befolyásolja a megoldás pontosságát. A wavelet magasabb frekvenciás összetevőinek meghatározása pontatlanabb, mint az alacsonyabb frekvenciás összetevőké. A módszer a csillapodás mértékének meghatározására alkalmatlannak bizonyult. Bebizonyosodott az is, hogy a többszörösök jelenléte vagy hiánya az invertálandó csatornában nem befolyásolja lényegesen a megoldás pontosságát. A dolgozatban összehasonlítjuk a módszert a széles körben elterjedt rekurzív inverziós eljárással.

В настоящей статье приведено изучение такого однодимензионного линейного сейсмического инверсионного метода, основывающегося на итерационных приближениях, цель которого – определение канала импеданса с помощью приближения к ступенчатой зависимости. Итерационная поправка вводится с помощью увязки наименьших квадратов решений системы линейных уравнений. Определение высокочастотных волновых компонент не настолько точное, чем определение низкочастотных компонент. Для определения степени затухания данный метод не пригоден. Так же доказывается, что присутствие или отсутствие многократных отражений в записи канала, по сути не влияет на точность решения. В работе сопоставляется исследуемый метод с широко распространенным рекрузивным инверсионным методом.

In the recent paper an iterative one-dimensional seismic inversion method having the goal to determine the impedance trace approximated with box-car function is discussed.

The most acceptable solution – or best fit – is obtained by using the least squares fit. Ten layer models are examined. It is pointed out that the accuracy of the solution is just slightly influenced by the additive white noise. The accuracy of the determination of the higher frequency components of the wavelet is worse than that of the lower ones. It has become clear that the method is not suitable for the determination of the rate of damping. Moreover it has also been proved that the accuracy of the solution is not too sensitive to the presence or lack of the multiples.

In the paper the GLI method is compared with the widespreaded recursive inversion.

Bevezetés

A szeizmikus inverzió feladata a kutatási terület geológiai szerkezetének és bizonyos fizikai paramétereinek meghatározása szeizmikus adatokból. Jelen dolgozat egyetlen összegzett CRP csatorna inverzióját tárgyalja. Az ún. egydimenziós inverzió eredménye egy akusztikus impedancia csatorna.

A jelenlegi gyakorlatban legtöbbször az akusztikus impedancia Lindseth (1979) által javasolt közelítő meghatározását használják (rekurzív inverzió). A hazai vizsgálatok Szulyovszky (1983, 1984) nevéhez fűződnek. Később felvetődött más, a teljes csatornát egyszerre kezelő inverziós módszerek alkalmazásának gondolata is (Cooke, Schneider, 1983). Vizsgálatainkban ezt a megközelítést alkalmaztuk.

*ELTE, Geofizikai Tanszék

Az eljárás egy olyan hipotetikus impedancia csatornából indul ki, amelyet az értelmezést végző geofizikus a mért szeizmikus csatorna és esetleg a közelben végzett karotázs mérések adatai alapján a legjobbnak ítél. A módszer ezt a feltételezett csatornát iterációs technikával addig javítja, míg az impedancia csatornából számított szeizmikus csatorna kellőképpen nem illeszkedik a mért csatornához. Az iterációs javítás lineáris egyenletrendszer megoldásainak legkisebb négyzetes illesztésével történik. Ez az egyenletrendszer könnyen módosítható, ha a kiindulási csatornában – előzetes információk alapján – néhány paramétert konstans értéken kívánunk tartani.

Az alkalmazott geofizikai modell

Az alkalmazott modell alapján az impedancia csatornából olyan szintetikus szeizmikus csatornát tudunk számolni, amely tartalmazza az összes többszöröst és a transzmissziót is figyelembe veszi.

Röviden összefoglaljuk a számítás főbb lépéseit (Részletesebb leírást ld. *Győri E., 1985.*).

A síkhullámra vonatkozó hullámegyenletet a $c = V + iv$ alakú komplex sebesség feltételezésével oldjuk meg. A csillapodási együttható a $v^2 \ll V^2$ feltételezéssel élve $\alpha = \frac{\omega \cdot v}{V^2}$-nek adódik. Egységnyi részecskesebesség impulzus gerjesztés esetén az m-edik réteghatáron a felfelé és a lefelé haladó hullámok amplitúdóinak arányát a következő rekurziós formula adja meg:

$$R_m = \frac{R_{m+1} + r_m}{1 + R_{m+1} \cdot r_m} \cdot e^{-2[\alpha_m \cdot X_m + (X_m / V_m) \cdot i\omega]} \tag{1}$$

ahol X_m az m-edik réteg vastagsága, r_m az m-edik réteghatár komplex reflexiós együtthatója, amelyet az érintkező rétegek impedanciái határoznak meg. Ha a rétegvastagságot a kétszeres terjedési idővel kívánjuk jellemezni, azaz $t_m = \frac{2X_m}{V_m}$, akkor az (1)-es egyenlet a következőképpen módosul:

$$R_m = \frac{R_{m+1} + r_m}{1 + R_{m+1} \cdot r_m} \, e^{-t_m w \left(\frac{v_m}{V_m} + i \right)} \tag{2}$$

Ezen rekurziós formula segítségével – a rétegsor aljától felfelé haladva – meghatározható R_0 értéke, R_0-ból pedig – egységnyi részecskesebesség impulzus gerjesztés esetén – a felszínen észlelhető, felfelé haladó hullámra jellemző részecskesebesség értéke:

$$\mathring{A}_0^- = \frac{R_0}{R_0 + 1}.$$

Ezt az értéket minden lényeges frekvenciára kiszámítjuk és inverz Fourier transzformációval térünk vissza az időtartományba.

Természetesen más fajta gerjesztés esetén figyelembe kell venni a hullámalak spektrumát. A különböző frekvenciákra kiszámított $\mathring{A}_0^-$ értékeket megszo-

rozzuk a wavelet spektrumának a megfelelő frekvencián felvett értékével, és csak ezután térünk vissza az időtartományba.

Itt kell megjegyezni, hogy a továbbiakban leírt eljáráshoz bármilyen más geofizikai modell is felhasználható, ez az eljárás lényegét nem érinti.

Az általánosított lineáris inverzió elve

Az általánosított lineáris inverzió módszere az előbb vázolt modell Taylor sorba fejtésén alapszik. A Taylor sort a következőképpen írhatjuk fel:

$$F(I) = F(\underline{IH}) + \frac{\partial F(\underline{IH})(\underline{I} - \underline{IH})}{\partial \underline{IH}} + \frac{1}{2!}\frac{\partial^2 F(\underline{IH})(\underline{I} - \underline{IH})^2}{\partial \underline{IH}^2} + \ldots \qquad (3)$$

ahol a következő jelöléseket alkalmaztuk:

F = a modellt jellemző függvény
$\underline{I}$ = a meghatározandó valódi impedancia csatorna
$\underline{IH}$ = a hipotetikus impedancia csatorna
$\overline{F(I)}$ = az észlelt szeizmikus csatorna
$F(\underline{IH})$ = az $\underline{IH}$ alapján számított szintetikus szeizmikus csatorna
$\frac{\partial F(\underline{IH})}{\partial \underline{IH}}$ = parciális derivált mátrix, amelyet jelen esetben a véges differenciák módszerével határoztunk meg.

Mivel a fenti végtelen sor alapján nem tudjuk kifejezni $(\underline{I} - \underline{IH})$-t, (3)-ból csak a lineáris tagot tartjuk meg:

$$F(\underline{I}) - F(\underline{IH}) = \frac{\partial F(\underline{IH})}{\partial \underline{IH}} (I - \underline{IH}). \qquad (4)$$

Az egyenlet baloldala a mért és a szintetikus szeizmikus csatorna különbsége. A $\partial F(\underline{IH})/\partial \underline{IH}$ kifejezés egy olyan mátrix, melynek egy oszlopa egy ismeretlen szerinti deriválás eredményeit tartalmazza. Az $(I - IH)$ korrekciós vektor pedig ismeretlen, erre kell megoldani az egyenletet. A (4) vektoregyenlet tehát egy olyan lineáris egyenletrendszer, amelyben az egyenletek száma megegyezik a szeizmikus csatornát alkotó adatok számával.

Az egyenlet linearizálása miatt a korrekciós vektor nem adja meg pontosan a valóságos és a hipotetikus impedancia csatorna közötti különbséget. Ezért a korrekciós vektorral módosított hipotetikus impedancia csatornát tekintjük a továbbiakban a szintetikus szeizmikus csatorna kiszámításának forrásául és az egyenletrendszert újra megoldjuk.

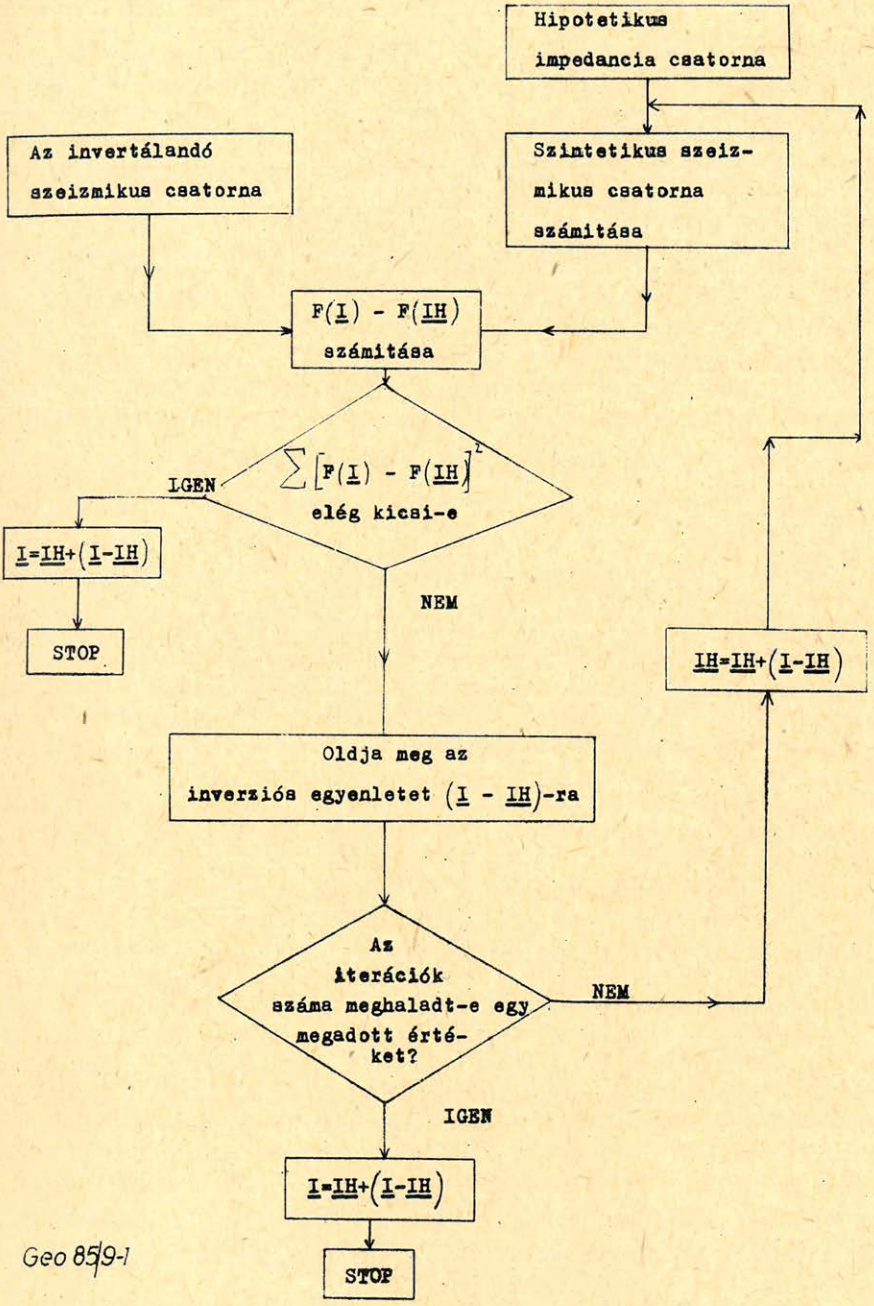
Az észlelt és a szintetikus csatorna közötti hibát a következő kifejezés adja meg:

$$\sum [F(\underline{I}) - F(\underline{IH})]^2.$$

Az összeg annyi tagból áll, ahány adatot fel kívánunk dolgozni.

Az iterációs eljárást addig folytatjuk, amíg ez az érték kisebbé nem válik egy előre megadott konstansnál vagy el nem éri minimális értékét, de azt is megtehetjük, hogy előre lerögzítjük az iterációk számát.

A fent leírt algoritmust szemlélteti az *1. ábrán* látható folyamat ábra.



1. ábra.

Puc. 1.

Fig. 1.

Az impedancia csatorna parametrizálása

A valóságban az impedancia a mélység folytonos függvénye. Ha ezt a folytonos függvényt olyan digitális adatsorral kívánjuk közelíteni, melynek mintavételi távolsága éppen akkora, mint amekkorát a szeizmikus csatorna felvételénél alkalmaztunk, akkor a (4) egyenletrendszerben az ismeretlenek és az egyenletek száma megegyezik. Az egyenletrendszer elvileg ebben az esetben is megoldható, de ekkor az alábbi problémák merülnek fel:

1. Ha az összes egyenlet egymástól független és nincs zaj, nem lépnek fel nehézségek. Ellenkező esetben az inverzió szinguláris sá és instabillá válik.
2. Hosszú szelvény invertálása esetén igen nagy lesz az ismeretlenek száma és így a megoldás nagy gépidőt vesz igénybe.
3. Az impedanciákon kívül más paraméterek nem vehetők az ismeretlenek sorába, mert így az egyenletek száma kevesebb lenne a szükségesnél. Ilyen, számunkra érdekes paraméterek lehetnek például a waveletet leíró adatok és a csillapodási együtthatók.

Ezen problémák leküzdése érdekében az impedancia csatornát lépcsős függvénnyel közelítjük. Minden réteget három adattal jellemzünk:

1. a réteg (állandó) impedanciája;
2. a réteg felső határának időbeli mélysége (kétszeres menetidőben mérve);
3. néhány esetben kísérlet történt a rétegekben fellépő csillapodási együtthatók számítására is.

Ilyen parametrizálás segítségével elértük azt, hogy jóval kevesebb az ismeretlen, mint az egyenlet. Ez gyorsabbá és stabilabbá teszi a megoldást, valamint lehetővé teszi azt, hogy a fentieken kívül más paramétereket is ismeretlennek vegyünk és számításokkal határozzunk meg. Ha élünk ezzel a lehetőséggel, akkor a (4) egyenletben az $\underline{I}$ és $\underline{IH}$ vektorok az impedanciákon kívül ezeket a paramétereket is tartalmazni fogják.

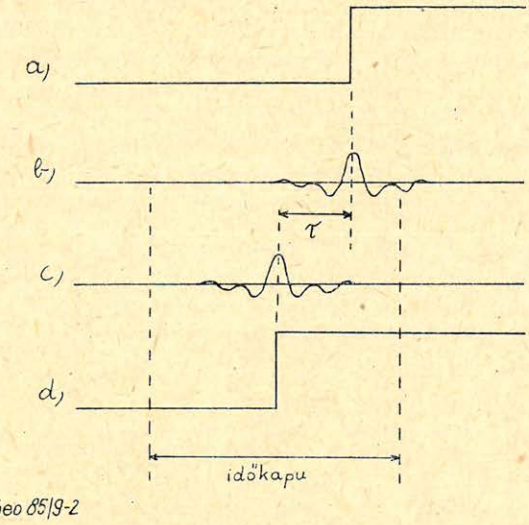
A valóságos szeizmikus csatorna invertálásakor a waveletet nem ismerjük és mint ismeretlent az impedanciákhoz hasonló módon határozhatjuk meg. Igy az eljárás nem érzékeny a wavelet ismeretében mutatkozó bizonytalanságokra. Jelen dolgozatban a wavelet zérus fázisú, spektruma trapéz alakú, amelyet négy frekvencia adat egyértelműen meghatároz.

A vizsgálatok során arra az eredményre jutottunk, hogy a réteghatárok helyzetét az impedanciák számítása előtt és attól függetlenül kell meghatározni. Ennek oka nyilvánvaló, ha meggondoljuk, hogy az eljárás az észlelt és a szintetikus szeizmikus csatorna közötti átlagnégyzetes eltérést minimalizálja. Ha egy adott réteghatár helyzete a hipotetikus impedancia csatornán pontatlan, az átlagnégyzetes hiba kétféle módon csökkenthető:

1. a réteghatár eltolásával
2. a réteghatár két oldalán lévő impedancia értékek közötti különbség eltüntetésével.

Természetesen esetünkben az *1.* mód kívánatos, azaz a (4) egyenlet csak akkor oldható meg, ha a réteghatárok mélysége már ismert.

A réteghatárok helyzetének meghatározására használt eljárást szemlélteti a *2. ábra.*



2. ábra.

Puc. 2.

Fig. 2.

A jobb áttekinthetőség érdekében csak egy kétréteges esetet vázoltunk fel. Az egyes részábrák fentről lefelé haladva rendre a következőket mutatják:

a) a valódi impedancia csatorna,
b) az észlelt szeizmikus csatorna,
c) a d) csatornához tartozó szintetikus szeizmikus csatorna
d) a hipotetikus impedancia csatorna.

Az ábráról leolvasható, hogy a két különböző szeizmikus csatornán levő, hasonló alakú wavelet közötti τ időtolást kell meghatározni. Ezt a τ időtolást egy megfelelő hosszúságú időkapuban számított keresztkorreláció maximumhelye adja meg. A „megfelelő hosszúság" függ a wavelet szélességétől, a rétegek vastagságától és természetesen attól, hogy a hipotetikus impedancia csatorna réteghatárai mennyire közelítik meg a valódi réteghatárokat. Meg kell jegyeznünk azonban, hogy valódi szeizmikus csatorna invertálásakor éppen az alkalmazott időkapu hossza határozza meg azt az intervallumot, amelyen belül a hipotetikus impedancia csatorna réteghatárainak el kell helyezkednie ahhoz, hogy a leírt eljárás megfelelően működjön. Ehhez egyébként még az is szükséges, hogy minden egyes réteghatárnál helyesen határozzuk meg az impedancia értékek változásának előjelét.

Szintetikus példák

Az ismertetendő szintetikus példák nagy részében a csillapodási együtthatót – az egyszerűség kedvéért – minden rétegben zérusnak vettük. Hasonló megfontolásból a példák egy részében a réteghatárok mélységét is ismertnek tételeztük fel. A legfelső réteg impedanciáját viszont kivétel nélkül minden egyes esetben ismertnek vettük, amely lehetővé tette a megoldás helyes skálázását.

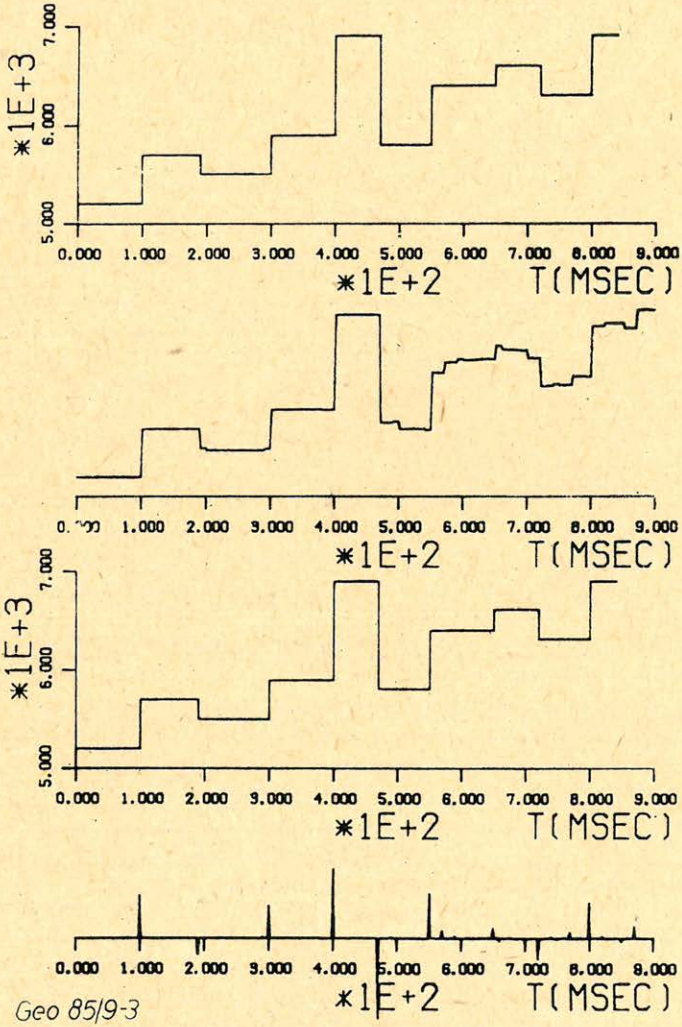
Mindegyik példánk tízréteges modellel foglalkozik.

Minden alkalommal *2* msec-nak vettük a mintavételi távolságot és a szintetikus csatornák számításakor *2048* pontos FFT algoritmust használtunk.

A modellcsatornára jellemző waveletet megadó négy frekvencia minden esetben *10* Hz, *20* Hz, *60* Hz és *70* Hz.

A *3. ábra* összehasonlítja a rekurziós formulával számított szeizlogot és az iterációs módszerrel meghatározott impedancia csatornát. A négy részábra fentről lefelé rendre a következőket mutatja:

- a meghatározandó impedancia csatorna
- a rekurziós formulából kapott szeizlog
- az iterációs eljárással kapott impedancia csatorna,
- az invertálandó szeizmikus csatorna spike wavelettel.

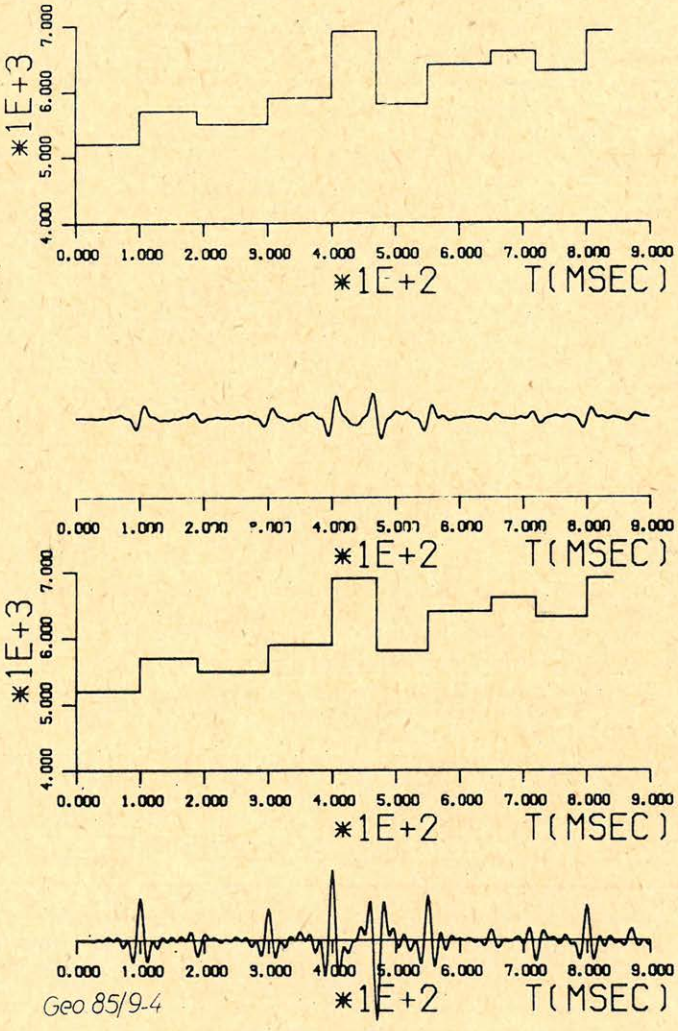


3. ábra. *Puc. 3.* *Fig. 3.*

Az ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a többszörös reflexiók miatt a szeizlogon fiktív rétegek jelennek meg. Az iterációs eljárás azonban egyetlen lépésben is kellő pontossággal határozza meg az ismeretlen paramétereket: a meghatározandó és a számított impedancia csatorna közötti eltérés $\sigma = 7{,}4$-nek adódott. (Most és a továbbiakban is az impedanciákat mindig (m/sec)(g/cm^3) egységekben értjük.)

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

A *4. ábra* hasonló vizsgálat eredményét mutatja be. A különbség az előzőkhöz képest csak annyi, hogy moat, spike helyett, a korábban leírt waveletet

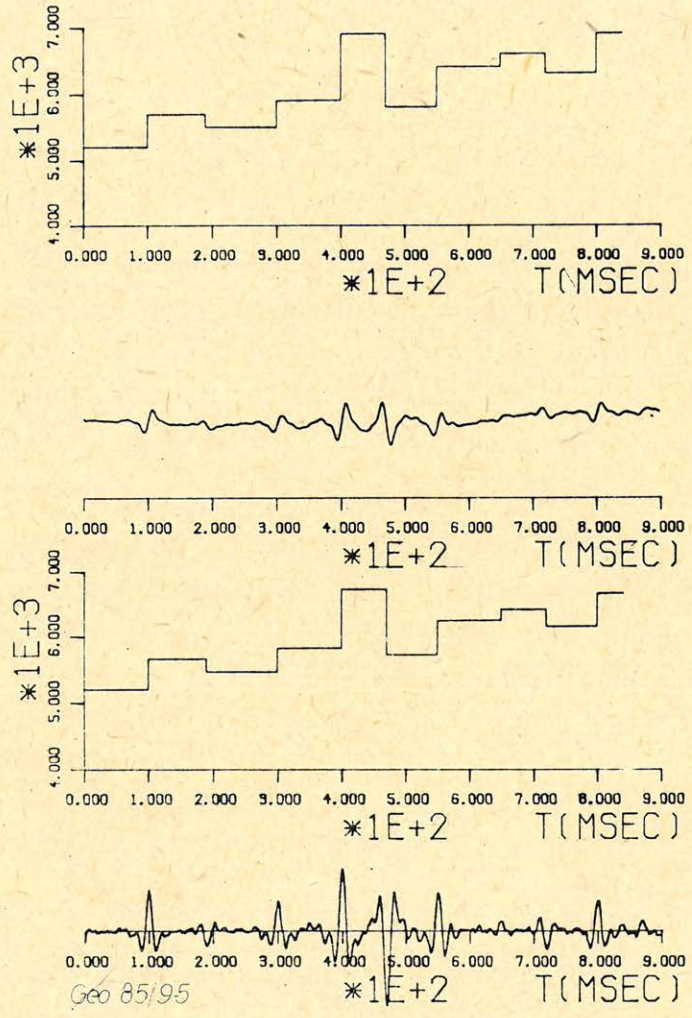


4. ábra.
Puc. 4.
Fig. 4.

használtuk mind az invertálandó csatorna számításához, mind az iterációhoz. Az általánosított lineáris inverzió ismét jó eredményt adott (σ = 7,3), a szeizlog alapján azonban csak kvalitatív következtetéseket vonhatunk le. Csak azt állapíthatjuk meg, hogy hol van a lépcsős függvénynek ugrása és azt, hogy ez az ugrás milyen irányú.

Az *5. ábrán* bemutatott görbesorozat az előzőtől csak annyiban különbözik, hogy az invertálandó csatornához fehérspektrumú zajt adtunk; a zajteljesítmény és a jelteljesítmény aránya 5%.

Most az iterációs eljárás – természetesen – valamivel pontatlanabb eredményt ad, mint az előző esetben (σ = 134,7); de még ez az eredmény is sokkal



5. ábra.

Puc. 5.

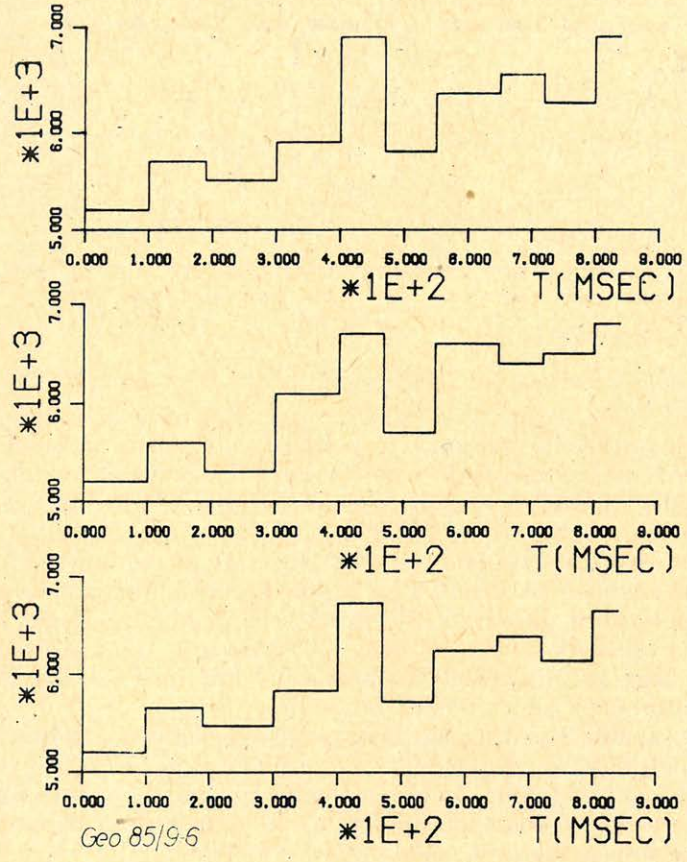
Fig. 5.

jobb a szeizlognál. Ez utóbbin megfigyelhetjük, hogy a 650 msce-nál levő réteghatár alig különíthető el a zajszinttől, valamint – kb. 880 msce-nál – egy nem létező pozitív impedancia változás is megjelent. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a más forrásból ismert alacsony frekvenciás sebességfüggvény hozzáadása és a skálafaktor helyes értékének figyelembe vétele javíthat a rekurziós inverzió eredményein.

Az előző három példa mindegyikében ismertnek tételeztük fel a réteghatárok mélységét, zérusnak vettük a csillapodást és csak egy iterációt számítottunk.

Megvizsgáltuk azt is, milyen hatással van a megoldás pontosságára az invertálandó szeizmikus csatornához hozzáadódó véletlen zaj. A számításokat 5%, 10%, 20%, 58% és 100%-os zajteljesítmény – jelteljesítmény arányokra végeztük el. A megoldás hibájára rendre a következőket kaptuk: $\sigma(5\%) = 137$, $\sigma(10\%) = 151{,}9$, $\sigma(20\%) = 173{,}3$, $\sigma(50\%) = 216$, $\sigma(100\%) = 264{,}7$.

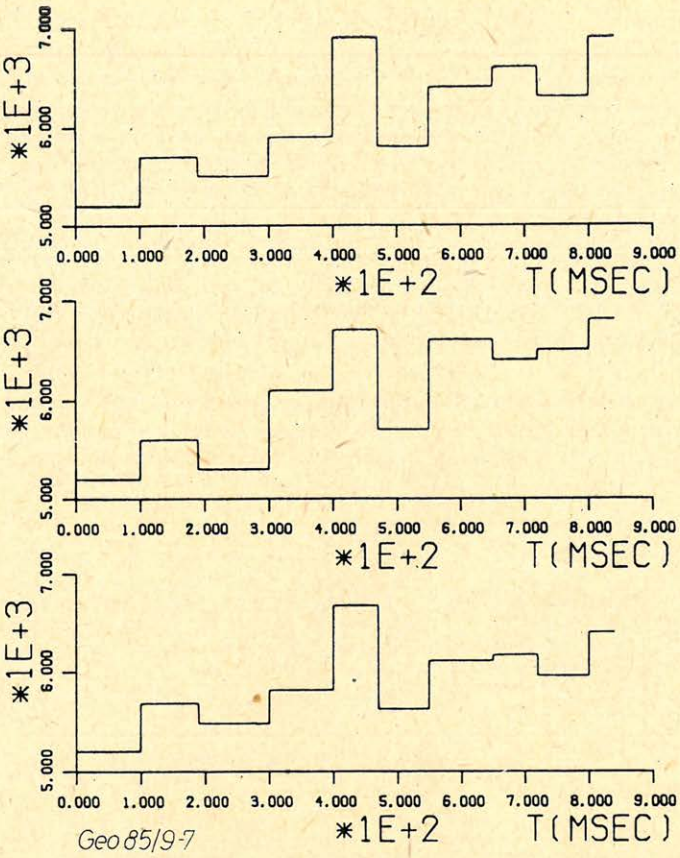
Az 5%-os és a 100%-os esetet mutatjuk be a *6.* illetve a *7. ábrákon.* Felülről a második görbe a szeizlog helyett most a hipotetikus impedancia csatornát ábrázolja (ezt használtuk a *3.*, *4.* és *5. ábrákon* bemutatott példák esetében is),



6. ábra.

Puc. 6.

Fig. 6.



7. ábra. *Puc. 7.* *Fig. 7.*

valamint az invertálandó szeizmikus csatorna ábrázolásától eltekintettünk. A többi görbe jelentése megegyezik a már korábban leírtakkal. Az iterációs lépések száma mindegyik esetben kettő, a megoldáshoz használt wavelet megegyezik az eredeti wavelettel és a réteghatárok helyzetét ismertnek tételeztük fel.

A kisszámú iteráció ellenére a meghatározandó szeizmikus csatornát elég jól megközelítő eredmények adódtak. A kapott közelítés hibája a zaj növekedésével természetszerűleg növekszik, de közel sem azzal arányosan. Míg a zaj hússzorosára növekedett, a hiba (szórás) nem egészen kétszeresére. Megállapíthatjuk tehát, hogy az általánosított lineáris inverzió csak kevéssé érzékeny a szeizmikus csatornához adott rendezetlen zajra.

Mint már korábban említettük, a valóságos szeizmikus csatorna invertálásakor nem ismerjük a waveletet leíró frekvencia paramétereket, így azokat is ismeretlenként kell kezelnünk. Az invertálandó szeizmikus csatorna számításában használt és az iterációban alkalmazott wavelet eltérésének hatását vizsgálja a következő néhány szintetikus példa.

Amikor az iterációban használt wavelet eltért ugyan az eredeti wavelettől, de azt mégis ismertnek tételeztük fel, a hiba az első iteráció után $\sigma = 102{,}6$-nak adódott.

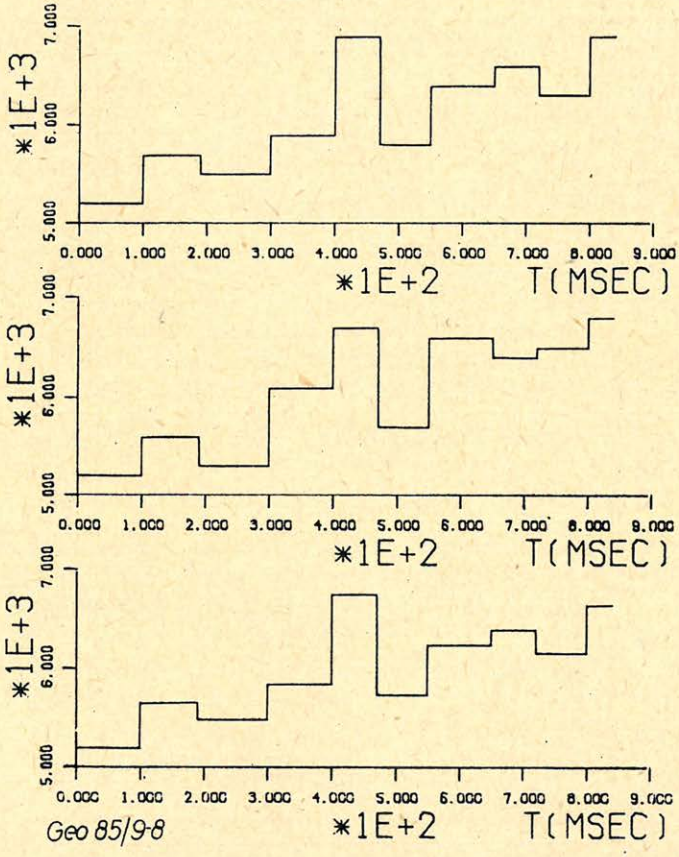
Amikor az iterációhoz használt waveletet ismeretlennek vettük, a hiba az első iteráció után $\sigma = 161{,}9$-nek, a második iteráció után pedig $\sigma = 13$-nak adódott.

A *8. ábra* azt az esetet mutatja, amiben a wavelet ismeretlen és az invertálandó szeizmikus csatorna 5%-os véletlen zajjal terhelt. Két iteráció után a megoldás hibája $\sigma = 130{,}8$ volt.

A becsült wavelet mindhárom esetben 5 – 25 – 70 – 85 Hz-es. (Emlékeztetőül: az invertálandó csatorna számításához használt wavelet 10 – 20 – 60 – 70 Hz-es). A réteghatárok helyzetét ismertnek vettük.

A *8. ábrán* bemutatott példában a számított wavelet paraméterei 9,1 – 19,3 – 45,3 – 79,4 Hz-nek adódtak.

Az eredmények alapján az alábbi következtetések vonhatók le: ha a waveletet ismeretlennek tételezzük fel, csak a második iteráció után kapunk jobb eredményt annál, mint amit egyetlen iterációval kapunk ismert wavelet feltételezése mellett. Ekkor viszont a két megoldás hibája közötti különbség egy



8. ábra.

Puc. 8.

Fig. 8.

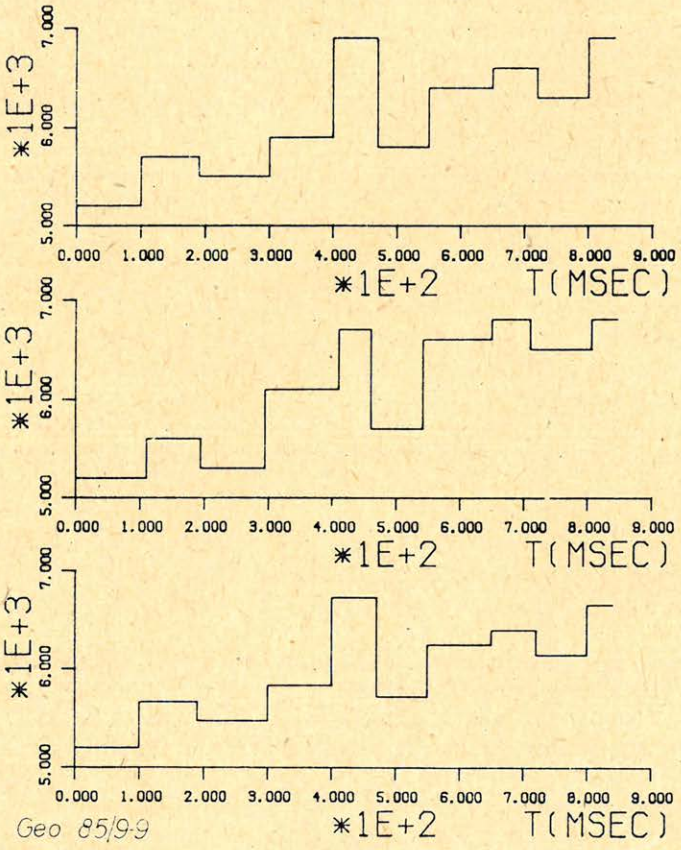
nagyságrend a kétlépéses iteráció javára. Additív zaj esetén pedig elértük azt a pontosságot, amelyet a pontosan ismert wavelettel végzett iterációval kaptunk (lásd. a zaj hatását vizsgáló részt). Megállapíthatjuk tehát, hogy a wavelet pontos ismerete ennél az inverziós eljárásnál nem szükséges, a megoldás majdnem ugyanolyan vagy ugyanolyan kis hibával rendelkezik, mint amikor az inverzióhoz használt wavelet megegyezik a valóságos wavelettel.

Megfigyelhetjük azt is, hogy a számított waveletet jellemző frekvenciaadatok alacsony frekvencián jól, nagyfrekvencián rosszul közelítik a valós wavelet hasonló paramétereit. Ennek nyilván az az oka, hogy az eljárás nagyobb frekvenciákra kevésbé érzékeny, mint az alacsonyabb frekvenciákra.

A következőkben bemutatunk néhány olyan példát, amelyben a réteghatárok is ismeretlenek.

Az ismeretlen réteghatárok helyzetét a már korábban leírt eljárással számítottuk ki. Az időkaput minden alkalommal 80 msec-nek választottuk, a hipotetikus réteghatárra szimmetrikusan.

A *9. ábra* olyan esetet mutat, amikor a wavelet 10 – 20 – 60 – 70 Hz-es, az invertálandó szeizmikus csatorna 5%-os véletlen zajjal van terhelve és az iterációs lépések száma kettő. A hiba $\sigma = 137{,}7$-nek adódott.

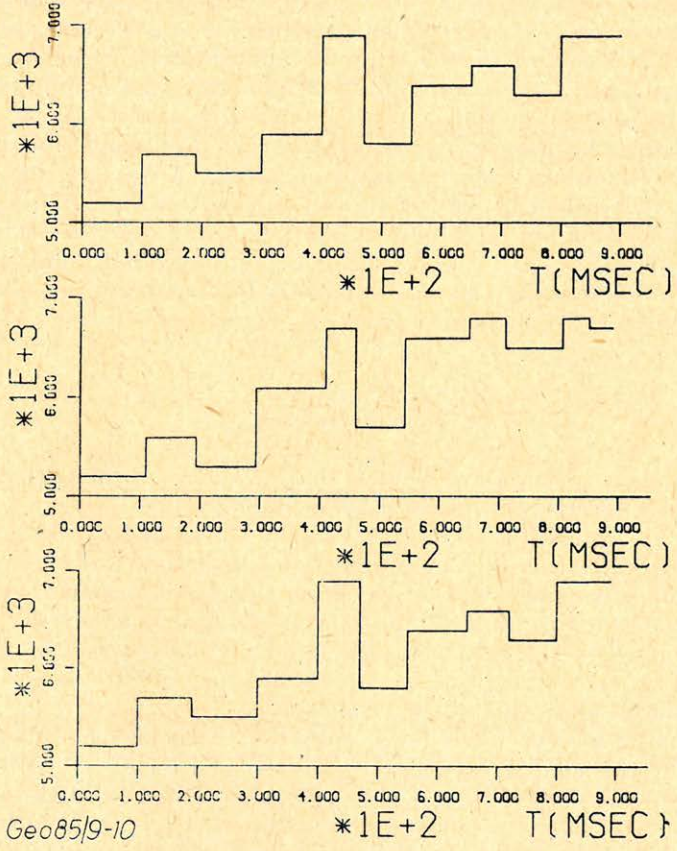


9. ábra. *Puc. 9.* *Fig. 9.*

Az első iterációs lépés után a réteghatárok helyzetét még nem sikerült pontosan meghatározni, de a második lépést követően a megoldás réteghatárai már megegyeztek a meghatározandó szeizmikus csatorna réteghatáraival. Az impedanciák meghatározásában elkövetett hiba is gyakorlatilag azonos azzal a hibával, amit 5%-os zaj esetén, ismert réteghatárok feltételezésével kaptunk, szintén két iterációs lépés után.

A *10. ábrán* bemutatott példában a hipotetikus impedancia csatorna eggyel több réteget tartalmaz, mint amennyi a valóságban létezik. (Wavelet: spike, iterációs lépések száma: kettő). A réteghatár *meghatározása* után – amelynek nem okoz gondot, hiszen véges adatsor maximumát kell megkeresni, ami mindig létezik – ezen fiktív határ két oldalán lévő impedanciák egy szintre kerülnek. Megállapíthatjuk tehát, hogy ha a hipotetikus impedancia csatorna több réteget tartalmaz, mint amennyi a valóságban van, nehézség nélkül visszakapjuk a helyes impedancia csatornát.

Az itt bemutatott példában egyébként $\sigma = 0{,}04$-nek adódott.



10. ábra

Puc. 10.

Fig. 10.

Néhány esetben kísérletet tettünk arra, hogy az impedanciákon kívül az egyes rétegekben fellépő csillapodási együtthatót is meghatározzuk. A csillapodás mértékét a $Q = V/2v$ mennyiséggel jellemeztük, amelynek értékét mind a felső, mind a legalsó rétegben ismertnek tételeztük fel. Ez utóbbi feltételezésnek az az alapja, hogy az utolsó (végtelen vastagságú) réteg a medencealjzatot reprezentálja, amelynek kis csillapodási együtthatója jól becsülhető.

Mindegyik vizsgált példában ismertnek vettük a réteghatárok helyzetét és egyetlen iterációs lépést hajtottunk végre.

Zaj nélküli esetben az impedanciák hibája 12-nak, a Q mennyiség hibája pedig 10,7-nek adódott. 5%-os zaj jelenléte mellett ugyanezek az eltérések rendre 90,7 ill. 117,2 lettek. (A Q értéke egyébként kb. 10 és 200 közötti értékeket vesz fel a kőzetvizsgálatok szerint.)

Az eredmények tanusága szerint – főleg a zajjal terhelt szeizmikus csatorna esetén – a meghatározott Q mennyiségek tetemes hibával rendelkeznek, míg az impedanciákat meglehetősen pontosan kaptuk vissza. Kijelenthetjük tehát, hogy az eljárás a csillapodás meghatározására – legalábbis jelenlegi állapotában – nem alkalmas.

Felmerült az a probléma, hogy a valóságban felvett CRP csatornában – a többszörös fedéses mérési rendszernek megfelelően – a többszörösök erősen le vannak csillapítva, míg az iteráció során olyan szintetikus szeizmikus csatornát számítunk, amelyben a többszörösök amplitúdó csökkenés nélkül jelennek meg. Ennek az eltérésnek a megoldás pontosságára gyakorolt hatását mutatja be a *11. ábra*. (Ezen az ábrán az 5%-os zajjal terhelt, többszöröst nem tartalmazó invertálandó szeizmikus csatornát is bemutatjuk.) A wavelet, a réteghatárok helyzete és az impedanciák egyaránt ismeretlenek, az iterációk száma kettő.

A megoldás hibájára $\sigma = 145{,}9$ adódott, a számított wavelet paraméterei pedig $8{,}9 - 16{,}8 - 46{,}3 - 78{,}7$ Hz. A megoldás pontosságának romlása tehát nem jelentős; a többszörösöket nem tartalmazó CRP csatorna inverziója is kellő pontosságú eredményt szolgáltat.

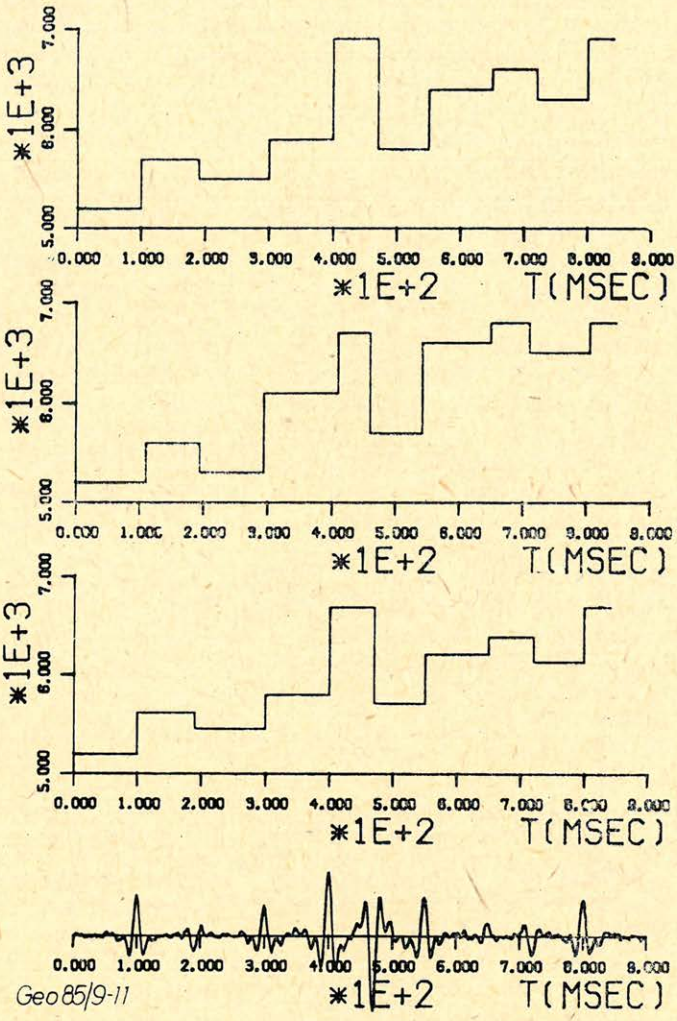
Következtetések

Összefoglalva a szintetikus példák során kapott eredményeket, az általánosított lineáris inverzióról a következőket mondhatjuk.

A rekurzív inverzióval kapott eredményeknél sokkal jobb megoldáshoz jutunk ezzel a módszerrel. Ez a megállapítás kiegészítendő azzal a megjegyzéssel, hogy a rekurzív inverzióhoz sokkal kevesebb előzetes információ szükséges.

A dolgozatban vizsgált inverziós eljárás a zajra csak kevéssé érzékeny és a wavelet pontos ismerete sem szükséges az inverzió elvégzéséhez. Ez utóbbival kapcsolatban azt is megfigyeltük, hogy az eljárás nagyobb frekvenciákra kevésbé érzékeny, mint az alacsonyabb frekvenciákra.

A réteghatárok helyzetének meghatározása – zaj jelenléte mellett is – kis számú iterációval is kellő pontosságú. A szükséges feltételek: a hipotetikus impedancia csatornában a réteghatárok – a keresztkorreláció kiszámításában használt időkapu hosszához viszonyítva – elég közel legyenek a valóságos réteghatárokhoz és minden egyes határnál helyesen határozzuk meg az impedancia változásának előjelét. Azt is megállapítottuk, hogy ha a hipotetikus impedancia csatorna több réteget tartalmaz, mint amennyi a valóságban van, nehézség nélkül visszakapjuk a helyes impedancia csatornát.



11. ábra

Puc. 11.

Fig. 11.

Az eddigi vizsgálatok során arra a következtetésre jutottunk, hogy az eljárás a csillapodás mértékének meghatározására nem alkalmas. Mindazonáltal ennek a kérdésnek a tisztázása érdekében további vizsgálatok szükségesek.

Az általánosított lineáris inverzió abban az esetben is kellő pontosságú eredményt szolgáltat, amikor az invertálandó CRP csatornában nincsenek jelen a többszörös reflexiók, de az iteráció során számított szintetikus szeizmikus csatornában jelen vannak. Ez a problémakör is további vizsgálatokat igényel. Ha ugyanis bebizonyosodna, hogy az iteráció során elég lenne csak az egyszeres reflexiókat számítani, úgy a számítási idő jelentősen lecsökkenne, ez pedig növelné a módszer alkalmazási lehetőségeit.

Az általánosított lineáris inverziót megvalósító számítógépes program futási ideje abban az esetben, amikor mind a wavelet, mind a réteghatárok helyzete, mind az impedanciák ismeretlenek voltak, valamint a 900 msec-os hosszúságú csatorna csupán 10 réteget tartalmazott, R40-es számítógépen négy és fél percnek adódott. Természetesen ekkora futási idő mellett egy több száz csatornából álló szeizmikus szelvény invertálása szóba sem jöhet. A mindennapi gyakorlatban elterjedt feldolgozási fázisok után azonban a szelvény néhány érdekesnek ígérkező részén érdemes lehet egy-egy csatorna inverzióját a várhatóan jobb fölbontás érdekében elvégezni.

A dolgozat elején már esett arról szó, hogy a hipotetikus impedancia csatorna felvételénél figyelembe kell venni a közeli karotázs mérések adatait. Ha ezek az adatok digitális formában állnak rendelkezésre, akkor ezen hipotetikus impedancia csatorna előállítását is számítógép végezheti oly módon, hogy az adatokat lépcsős függvénnyel közelíti (Vermes, 1983). Létre lehetne tehát hozni egy olyan programot, amely két fő részből állna. Az első rész a szeizmikus szelvény közelében mért akusztikus log adataiból, előre megadott felbontással, szeizmikus rétegmodellt számítana. A program második része ezt a rétegmodellt tekintené hipotetikus impedancia csatornának, és a jelen dolgozatban leírt eljárással elvégezné a CRP csatorna inverzióját. Ennek a programnak az összeállítása a jövő feladata.

A továbbiakban kívánatos lenne a módszert egy geológiailag jól ismert területen felvett CRP csatorna inverziójával is kipróbálni.

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] *Győri E.*, 1985: Az energiaelnyelés hatása a szeizmikus csatornára Magyar Geofizika (megjelenőben)

[4] *Vermes, M.*, 1983: Szeizmikus rétegmodell számítása akusztikus karotázs mérések alapján; Magyar Geofizika XXIV., p. 132–140.

[5] *Walters*, 1978: Exploration seismology