

Az értelmezési eljárások fejlődése a sekélyrefrakciós kutatásban: a felbontóképesség javítása

I. rész¹

POLCZ IVÁN²

Szakirodalmi forrásokból is megállapítható, hogy a sekélyreflexiós kutatások sikeres eredményei miatt a nyolcvanas évek elején a sekélyrefrakciós kutatásokat bizonyos háttérbe szorulás jellemezte. Ehhez az állapothoz néhány — nem alap nélküli — félreértés is hozzájárult. Manapság a refrakciós módszer a környezetvédelem, a létesítmény tervezés és vízkutatás földtani problémáinak fontos kutatási eszköze és várhatóan a jövőben is az marad.

Ez az összefoglaló dolgozat három egymásra épülő kiértékelési eljárás ismertetését tűzi ki céljául, ezek: az egyszerű ordinátametszet, a reciprok és az általánosított reciprok (GRM) módszer, melyek közül az utóbbi a legjobb felbontóképességet nyújtja. A GRM egyszerű algoritmusokra épül, melyek könnyen kisszámítógépre vihetők.

A dolgozat a GRM hazai alkalmazását szeretné szorgalmazni. Az első részben összefoglaljuk a legfontosabb fogalmakat és összefüggéseket. Egy következő folytatás modellpéldákat és hazai kutatási eredményeket mutat be.

I. POLCZ: Development of Shallow Seismic Refraction Interpretation Methods: the Enhancement of Resolution (I)

As one can conclude from reference papers for the relative greater promise of the shallow reflection methods and because of some outdated misconceptions (not without basis) in the evolution and use of the shallow refraction methods certain stagnation has been observed during the early 80's. Today refraction surveying is still a vital tool for the determination of shallow target problems associated with environmental, engineering and ground water studies and supposedly will meet the needs of the time to come.

This tutorial presents a review on the logical sequence of the intercept time (ITM), the conventional reciprocal time (CRM) and the generalized reciprocal time (GRM) methods with growing enhancement of resolution. GRM is based on simple algorithms and can be easily performed on PCs.

As a conclusion the domestic use of the GRM is advocated. In the first part of the paper fundamental concepts and formulae are summarized, the second part (to appear later) will present model studies and survey examples.

1. Bevezetés

Az elmúlt két évtized szakirodalma arról győzi meg az olvasót, hogy a szeizmikus sekélyrefrakció változatlanul jelentős kutatási módszer a földtani feladatok megoldásában. A korszerű digitális nagyfrekvenciás terepi műszerek kifejlesztése, a számítógépek alkalmazása a feldolgozásban és értelmezésben jelentősen hozzájárult a sekélybehatolású szeizmikus kutatás sikereihez, elsősorban a reflexiós módszer javára. Az eszközök gyors ütemű fejlődése mellett azonban a sekélyrefrakciós kutatást stagnálás jellemezte még a 80-as évek elején is. Ehhez nagyobb részben az járult hozzá, hogy egyes dolgozatok túlzó mértékben felnagyították a módszer korlátozó tényezőinek szerepét. Ismert tény, hogy a reflexiós módszer a felszín alatti sebességviszonyok előjelétől függetlenül működőképes; a refrakció ezzel szemben csak akkor, ha a sebesség a mélységgel növekvő és a kutatott rétegek sebessége nagyobb, mint fedőjüké. Ha ez a követelmény nem teljesül

(inverzió), akkor refrakciós hullámok nem alakulhatnak ki. A módszer alkalmazása tehát feltételekhez kötött. Az is fontos feltétel, hogy a kutatott réteg elég vastag legyen, hogy az út-idő görbéken első beérkezésként jelenjen meg. Ellenkező esetben a réteg rejtve marad (hídden layer). A sebességinverzió és a rejtve maradó réteg problémája a refrakciós kutatás két legkellemetlenebb hibaforrása. DOBECKI és ROMIG [1985] azt jósolták, hogy 1990-re a sekélyrefrakciós kutatás szerepét teljesen át fogja venni a reflexió. Igaz, hogy a reflexiós módszer rendelkezik olyan tulajdonságokkal, amit a refrakció nem nyújt, de ennek az ellenkezője is igaz, pl. egy vezérszint sebességváltozásait reflexiós mérésekkel csak közvetve, költséges számítógépes programhátter alkalmazásával lehet kutatni. BANERJEE és GUPTA [1975] szerint az inverzió refrakciós módszerrel egyáltalában nem kutatható. Ez ma már nem tekinthető pontos fogalmazásnak, mert a sebességinverzió és a rejtett réteg által okozott időkéstést a korszerű kiértékelési eljárások felismerik [GREENHALGH 1977].

A szakirodalom és szóbeli közlések nyomán határozottan állítható, hogy a sekélyrefrakciós kutatás újra széleskörűen népszerű. Ez részben annak köszönhető, hogy korszerű terepi és energiakéltő eszközöket gyártanak. Másrészt új, számítógépekre könnyen programozható kiértékelési eljárásokat dol-

¹ Beérkezett: 1994. január 4-én

² Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

goztak ki. Az új módszerek ugyan a régi elveken alapulnak, de megőrzik mindazt, ami a körző, szögmérő és logarléc időszakából maradandónak bizonyult. Abbamarad a nehézkes és időigényes eljárások használata. A manuális feladatokat átviszi a személyi számítógép, az értelmezési problémákat pedig a számítógépes földtani alakzatok modellezése segíti.

A legfontosabb alkalmazási területek a következők:

1. Létesítmény tervezés (erőművek, hidak, völgyzáró gátak, repülőterek, autópályák, vasutak alapozási munkái, alagút nyomvonalak közzetani vizsgálata).
2. Környezetvédelem (mérgező, sugárzó anyagok elhelyezésére alkalmas kőzetek vízzáró képességének vizsgálata; katasztrófa elhárítás: felszíni mozgások, eróziók, földcsuszamlások vizsgálata).
3. Bányászat (ásványi nyersanyag, építőanyag kutatás; költséges fúrások kutatási programok előtti előrejelzés stb.).
4. Vízkutatás. Igazolt tény, hogy refrakciós módszerrel kimutatott kedvező földtani körülmények mellett telepített kutak hozama 5-10-szerese az előkutatás nélkül telepített kutakénak [SJÖGREN 1985].

A feladatok nagy része kőzetsebesség és vastagság kutatás, egyszerű kétréteg probléma. Az ilyen feladatok megoldására a szeizmikus refrakciós módszer szinte egyedülálló módon alkalmas és gazdaságos.

Az utóbbi években növekvő érdeklődés kíséri az Ausztráliában kifejlesztett GRM-et [általánosított reciprok módszer, PALMER 1980, 1981, 1986, 1990, 1991]. A módszer a nálunk is ismert t_0 kiértékelési eljárás továbbfejlesztett, nagyobb felbontóképességet nyújtó változata. Egyszerű algoritmusokra épül, ezért különösen ajánlott személyi számítógépes alkalmazásra. A módszer itthon még nem terjedt el, ezért ismertetése és ajánlása időszerű. Ehhez azonban szükségünk van az ordinátametszeti idő- és a reciprok t_0 - módszer alapelveinek és összefüggéseinek ismeretére. Jóllehet ezek a szakkönyvekben megtalálhatók, mégis célszerűnek látszik tömör összefoglalásuk, hogy a téma iránt érdeklődők egységes áttekintésben lássák az egymást kiegészítő összefüggéseket. Természetesen részletekbe menő ismertetésre itt nincs mód, a téma kiterjedt szakirodalmából a legfontosabbak a hivatkozások jegyzékében megtalálhatók. Fontosnak tartjuk, hogy néha nem eléggé megvilágított fogalmakat is tisztázzunk.

A dolgozat első része az alapvető összefüggéseket és formulákat foglalja össze, egy következő folytatásban számítógépes modellpéldákat és gyakorlati kutatási eredményeket mutatunk be.

2. A refrakciós kutatás alapelvei és legfontosabb összefüggései

Az alapfogalmak és összefüggések egyszerű kétréteges modellek bemutatásával foglalhatók össze a legkönnyebben. Ezek tárgyalása azért is célszerű, mert igen sok feladat kétréteges alaphelyzetre vezethető vissza.

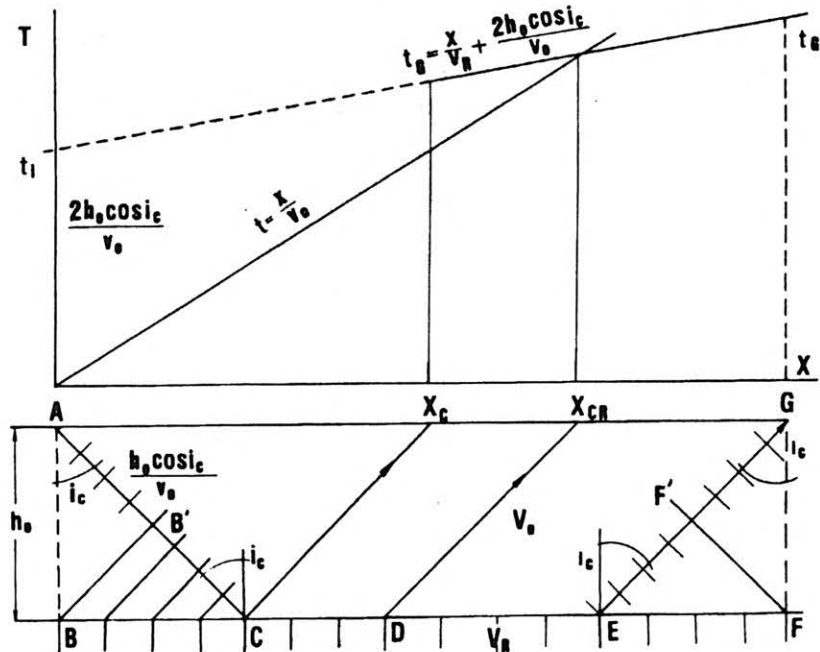
2.1. Kétréteges modell, vízszintes határfelület

A Fermat-elv szerint a szeizmikus hullám rugalmas közegekben két pont között minden esetben a legrövidebb idő alatt terjed. Ebből származtatható a Snellius-Descartes törési törvény és a Huygens-elv. V_R sebességű réteghatáron csak akkor alakulhatnak ki refraktált hullámok, ha a kisebb sebességgel jellemzett (V_0) fedőközegben terjedő hullám i_c kritikus szöggel érkezik a nagyobb sebességgel jellemzett (V_R) határfelülethez. A refrakciós törési szöget a törési törvény határozza meg:

$$\sin i_c = \frac{V_0}{V_R} \quad (1)$$

Szükséges feltétel: $V_0 \ll V_R$

Az 1. ábrán vázolt esetben az A forráspontból kiinduló hullámterjedés sugárutak menti útidéje az ACEG úton a legkisebb a V_R réteghatáron kialakuló i_c kritikus szög miatt. A kritikusan megtört hullámok a BF réteghatár mentén terjednek és Huygens elvé-



1. ábra. Kétréteges eset
Fig. 1. Two-layer case

nek megfelelően V_R sebességű refraktált hullámokat gerjesztenek, melyeket az X_C kritikus távolságon túl a felszínen szeizmométerekkel észlelhetünk az X vonal mentén. Ha ismert az A pontból kiinduló energia (robbantás, súlyejtés, kalapácsütés) kipattanási időpillanata, akkor elkészíthető a folyamat helyzetdiagramja (út-idő görbe, ill. menetidő görbe). Ez az időfüggvény a sugárút szakaszok mentén mérhető idők összegeként állítható elő:

$$t_G = \frac{AC}{V_0} + \frac{CE}{V_R} + \frac{EG}{V_0}$$

vagy pedig a hullámfronttal befutott szakaszok időösszegeként az $ABFG$ úton:

$$t_G = \frac{AB}{V_0} + \frac{BF}{V_R} + \frac{FG}{V_0}$$

Mindkét szemlélet azonos eredményre vezet [KILCZER 1950]. A hullámfrontok a sugárútra merőleges trajektóriák (az ábrán a sugárútra merőleges rövid vonalakkal jelölve), ezért az AB és AB' szakaszok hullámfrontokkal kifejezett ideje azonos: $h_0 \cdot (\cos i_c) / V_0$. A szimmetria miatt ugyanekkora idő mérhető az FG és $F'G$ szakaszon is. Így az AG pontok közötti teljes hullámfronti idő:

$$t_G = \frac{X}{V_R} + 2h_0 \frac{\cos i_c}{V_0} \quad (2)$$

figyelembe véve, hogy a BF távolság megtételéhez X/V_R időre van szükség (itt az AG távolságot X -szel fejeztük ki).

A (2) egyenlet $1/V_R$ meredekségű egyenest határoz meg a $t-X$ koordináta-rendszerben. Az egyenes az X_C kritikus távolság után értelmezhető. A koordináta-rendszer origójából induló egyenest a $t=X/V_0$ egyenlet határozza meg és a felszínen (és a fedőközegben) haladó direkt hullámot írja le. A két egyenes metszéspontja az X_{CR} pontban van, ott éri utol a refraktált hullám a fedőközegben haladó hullámot (cross-over point, X_{CR}) és azon túl első beérkezés-ként jelenik meg.

Ha a (2) képletben az $X=0$ pont helyettesítési értékét vizsgálva a szeizmikus refrakciós kutatás egyik fontos fogalmához jutunk, ez az „ordinátametszeti idő” (intercept time):

$$t_0 = t_i = 2h_0 \frac{\cos i_c}{V_0} \quad (3)$$

Ez a kifejezés csak a forráspont alatti mélység, a fedőréteg sebessége és a kritikus szög függvénye. A képletből kifejezhető a forráspont alatti mélység:

$$h_0 = \frac{t_i}{2} \frac{V_0}{\cos i_c} \quad (4)$$

Az itt szereplő $V_0 / \cos i_c$ kifejezés az ún. mélységi átszámítási tényező [Depth Conversion Factor, DCF, HAWKINS 1961]. Csak a sebességekkel kifejezve:

$$DCF = \frac{V_0 V_R}{\sqrt{V_R^2 - V_0^2}} = \frac{V_0}{\cos i_c} \quad (5)$$

Az ábrán látható, hogy az AB' szakaszon mérhető terjedési idő $h_0(\cos i_c) / V_0$. Ezt az A pontra vonatkozó késési időnek nevezzük:

$$D_A = h_0 \frac{\cos i_c}{V_0} \quad (6)$$

A késési idő (D =delay time) definíciója: a V_0 közeben haladó ferde sugár útidejének és a V_R közegben mérhető vetületének időkülönbsége:

$$D = \frac{AC}{V_0} - \frac{BC}{V_R} \quad \text{és} \quad t_i = 2 \cdot D$$

azaz az ordinátametszeti idő két késési idő összegével egyenlő (3). A késési idő pl. a G pontra is vonatkoztatható (D_G). A késési idő fogalmát GARDNER vezette be [GARDNER 1939] A fentiek szerinti késési idő a $t-X/V_R$ formulával is kifejezhető. Ha a V_R sebességű réteg a felszínen lenne, akkor a késési idő értéke 0, vagyis $t=X/V_R$. Ha a réteghatár egyre nagyobb h_0 mélységbe kerül és V_0 sebességű fedőösszlettel van takarva, akkor a késési idő is egyre nagyobb.

A kutatott V_R sebességű réteghatár mélysége az X_{CR} törésponti távolság ismeretében is kiszámítható:

$$h_0 = X_{CR} \frac{(1 - \sin i_c)}{2 \cos i_c} = X_{CR} \cdot \sqrt{\frac{V_R - V_0}{V_R + V_0}} \quad (7)$$

Az összefüggések n -rétegű modellre is levezethetők. Így pl. az n -edik réteg vastagsága:

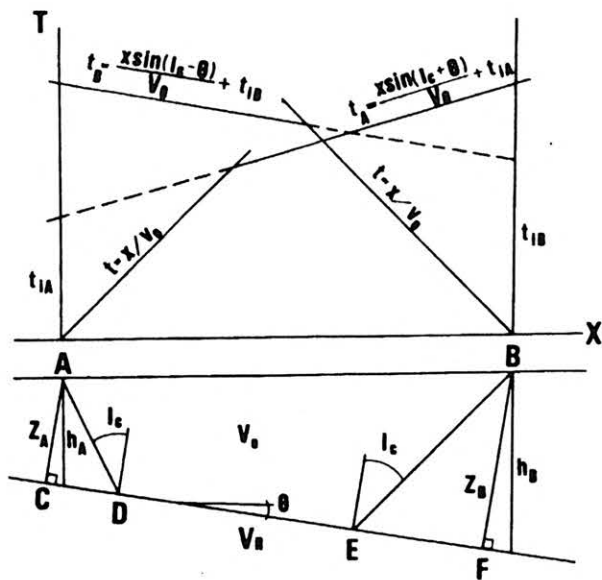
$$h_n = \frac{V_n}{\cos i_{n,n}} \left(t_{i,n} - \sum_{k=1}^{n-1} h_k \frac{\cos i_k}{V_k} \right) \quad (8)$$

Vegyük észre, hogy a képletben a zárójel előtt a $V / \cos i$ kifejezés újból megjelent (DCF).

Az 1. ábrán könnyen belátható, hogy a $BB'C$ háromszög a törési törvényt igazolja. Ha ugyanis a BC és $B'C$ útszakaszokon egységnyi idő alatt halad át a hullámfront, akkor a szakaszok viszonyából $\sin i_c = V_0 / V_R$.

2. 2. Kétrétegű modell, dőlt réteghatár

Egyetlen sík, dőlt réteghatár meghatározására szolgáló ún. „ág-ellenág” pár út-idő görbét mutatja be a 2. ábra. A V_R sebességű határfelület dőlésszöge θ . Feltételezzük, hogy az észlelés vonala dőlésirányú. Az A forráspontból kiinduló hullám út-idő egyenlete a geometriai jellemzők szerint:



2. ábra. Ág-ellenág pár, dőlt rétegű eset
Fig. 2. Forward and reverse shot with sloping layer

$$t_A = \frac{2z_A \cos i_c}{V_0} + \frac{X}{V_0} \sin(i_c + \theta) \quad (9)$$

Ez az $ADEB$ úton minimum idő alatt terjedő refrakciós hullám egyenlete. A forráspontok alatti merőleges vastagságok: z_A és z_B , a függőleges mélységek: h_A és h_B . A képletbe értelemszerűen helyettesítve a B forráspont alatti mélységet és θ helyett $-\theta$ dőlésszöget, kapjuk az „ellenág” egyenletét:

$$t_B = \frac{2z_B \cos i_c}{V_0} + \frac{X}{V_0} \sin(i_c - \theta) \quad (10)$$

A (9) és (10) egyenletben a refraktáló felület dőlése miatt az egyenesek meredekségeinek reciproka a látszólagos sebesség:

$V_A = V_0 / \sin(i + \theta)$ és $B = V_0 / \sin(i - \theta)$. A következő fontos összefüggések vezethetők le:

$$i_c = \frac{1}{2} \left(\arcsin \frac{V_0}{V_A} + \arcsin \frac{V_0}{V_B} \right) \quad (11)$$

$$\theta = \frac{1}{2} \left(\arcsin \frac{V_0}{V_A} - \arcsin \frac{V_0}{V_B} \right) \quad (12)$$

Az ordinátametszeti idők:

$$t_{iA} = \frac{2z_A \cos i_c}{V_0}, \quad t_{iB} = \frac{2z_B \cos i_c}{V_0}$$

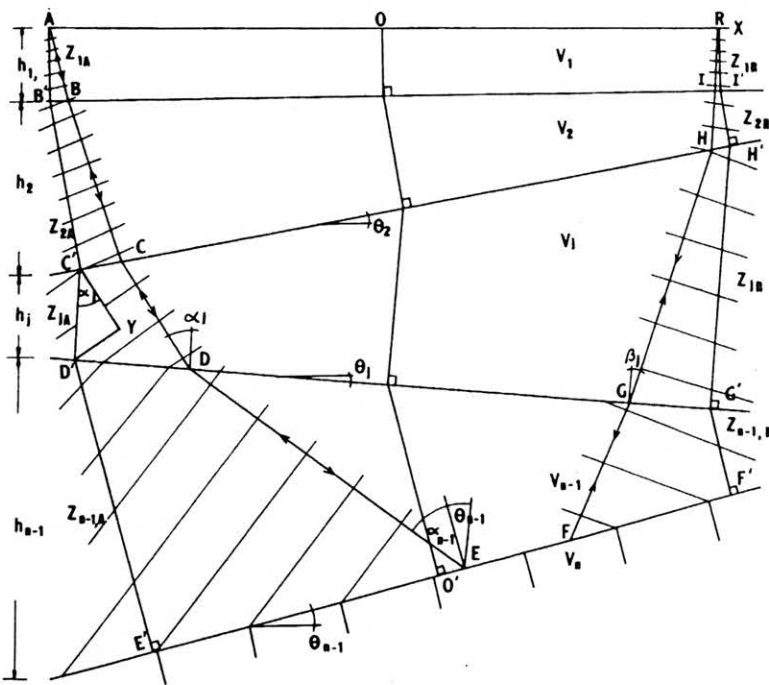
(13a, 13b)

V_R meghatározásához ismert összefüggéseink felhasználásával vezethető le a Dix-féle formula [DIX 1952]:

$$V_R = 2 \cos \theta \frac{V_A V_B}{V_A + V_B}$$

2.3. Általános többrétegű szerkezeti modell

Általános esetben (3. ábra) az A forráspontból kiinduló sugár az egymást követő réteghatárokon egymás után megtörik és a V_n sebességgel jellemzett réteghatáron refrakciós hullámokat gerjesztve R -ben ismét felszínre bukkan. A bonyolult modell út-idő függvényét hullámfront szemlélettel könnyen meg lehet határozni, mert a hullámfrontok azonos időket reprezentáló geometriai helyek [KILCZER 1950, PALMER 1986]. Ezért, ha az A forráspontból kiinduló frontok a modell síkját $AEFR$ irányban „végigsöprik”, akkor a befutáshoz szükséges út-idő ugyanakkora, mint a front $AE'F'R$ irányú befutási ideje. Jelöljük a forráspont(ok) alatti rétegekre merőleges vastagságokat z_j -vel, a függőleges vastagságokat h_j -vel, a határfelületek dőlésszögét θ_j -vel és a sugárutak törési szögeit a rétegnormálisokhoz viszonyítva α_j és β_j -vel. Az E pontban a V_n sebességű réteghatár és a beeső sugár által meghatározott kritikus szög α_{n-1} . A j -edik rétegben felrajzolható $C'D'Y$ derékszögű háromszögben a valódi szeizmikus sebességet a hullámfrontra merőleges $C'Y$ befogó mentén kell mérni. A befogó menti út megtételéhez ugyanakkora idő szükséges, mint a z_{jA} átfogó befutásához szükséges idő, azaz $C'Y/V_j = z_{jA} \cos \alpha_{jA}$. A teljes $AE'F'R$ út megtételéhez szükséges idő tehát a résziidők összege lesz:



3. ábra. Többrétegű eset
Fig. 3. Multilayer case

$$\sum_{j=1}^{n-1} \left(z_{jA} \frac{\cos \alpha_{jn}}{V_j} \right) + \sum_{j=1}^{n-1} z_{jR} \frac{\cos \beta_{jn}}{V_j}$$

A felszíni $AR=X$ távolságnak megfelelő vetület az utolsó réteghatáron $E'F'$, ezért $AE'F'R$ útra felírható útidő:

$$t_{AR} = \sum_{j=1}^{n-1} (z_{jA} \cos \alpha_{jn} + z_{jR} \cos \beta_{jn}) / V_j + X \cos \theta_1 \prod_{j=2}^{n-1} \cos (\theta_j - \theta_{j-1}) / V_n \quad (15)$$

Sokkal bonyolultabb és hosszadalmas levezetést igénylő eljárással határozható meg az Adachi—Johnson képlet [JOHNSON 1976] az alábbi, meglepően tömör alakban:

$$t_{AR} = \frac{X}{V_1} \sin \beta_1 + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{H_i}{V_i} (\cos \alpha_i + \cos \beta_i) \quad (16)$$

Itt eltérve az általános szokástól, a sugárutak törését definiáló szögeket nem a rétegnormálisokhoz, hanem a függőleges irányhoz viszonyítják. H_i a függőleges rétegvastagságokat jelöli, β_i pedig az R pontban felszínre jutó sugár emergencia szöge. A (15) és (16) egyenletek egy X irányú és egy rétegpáraméterektől függő komponens összegéből állnak.

Definíció szerint az ordinátametszeti idő az $X=0$ helyettesítéssel származtatható. Ilyenkor $Z_A=Z_R$. Az ordinátametszeti időt meghatározó képletből kifejezhető a forráspontra alatti mélység, ezért a valódi sebességeket, kritikus szögeket és törésszögeket meghatározva a rétegvastagságok a 8. képlethez hasonló módon számíthatók:

$$z_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{\cos i_{n-1}} \left(\frac{t_{i,n-1}}{2} - \sum_{k=1}^{n-2} z_k (\cos \alpha_k + \cos \beta_k) / V_k \right) \quad (17)$$

3. Az ordinátametszeti idők módszere

Az ordinátametszeti idők módszere az irodalomban „Intercept Time Method” néven ismert (ITM); a legrégebben használt kiértékelési eljárás.

Alkalmazása az előzőekben ismertetett fogalmak és összefüggések gyakorlati felhasználására alapul. Abból a feltételezésből indul ki, hogy a kutatási modell ideális tulajdonságokkal van felruházva: a felszín alatti rétegek párhuzamosak, vagy nem túl nagy dőlésűek, síkokkal határoltak. A sebességek egy rétegen belül állandóak és legalább a forráspontra között nem változnak, a rétegssebességek a mélységgel azonos értelemben növekvők, minden réteg első beérkezésékként jelenik meg.

Ha ezek a feltételek teljesülnek, akkor a módszer pontos megoldást kínál és a felszíntől lefelé haladva

az ordinátametszeti idők, valódi sebességek és dőlésszögek fokozatos meghatározásával a forráspontra alatti rétegvastagságok kiszámíthatók.

Ezek a feltételek a valóságban csak közelítéssel vehetők teljesítettnek, mert a sebességek horizontális irányban is változnak, hirtelen dőlésváltozások, deformációk, törések gyakoriak.

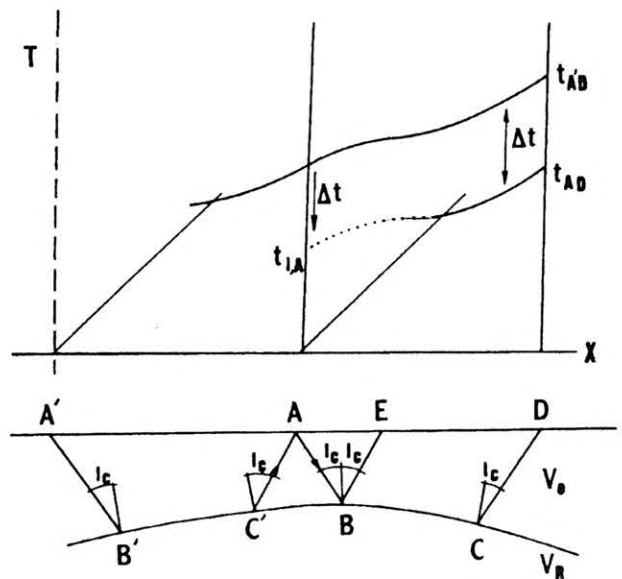
Az ismert korlátozó feltételek ellenére a módszer sűrűn telepített forráspontra esetén felszínközeli szerkezetek kutatására gyors és jó áttekintést ad, a mélységek és sebességek jó közelítéssel meghatározhatók.

Alapfogalmi és összefüggései a nagyobb részletességet nyújtó módszerek alapjait képezik és a számítógépes modellezésben is nélkülözhetetlenek.

4. Az ordinátametszeti idő fogalmának általánosítása

Az ordinátametszeti idő extrapolációs meghatározása nem minden esetben végezhető el. A 4. ábrán látható példában a görbült határfelület út-idő görbéje egyenessel nem extrapolálható. Bizonyítható [ACKERMANN et al. 1986], de be is látható, hogy a feladat egy külső forráspontra beiktatásával megoldható (A'), mert azonos helyzetű és sebességű refraktorral egymással közelítően párhuzamos beérkezések észlelhetők. (Ez a párhuzamosság törvénye). Az egymással párhuzamos beérkezések időkülönbsége Δt , melyet az A pontban levonva a pontos ordinátametszeti idő megszerkeszthető. A példában az áthaladó hullámoktól eltekintünk.

Az ordinátametszeti és késési idő fogalmak tárgyalásakor láttuk, hogy t_i a kritikus szöggel refraktált hullám extrapolált ordinátametszeti ideje. Geometriailag a 4. ábrán látható ABC' háromszögben az



4. ábra. Az ordinátametszeti idő fogalmának általánosítása
Fig. 4. Generalization of the intercept time concept

ordinátametszeti idő fogalma úgy értelmezhető, mint a $C'A$ és AB ferde sugarúak V_0 sebességgel megtett útidéjének összege, kivonva belőle a $B'C$ szakaszon V_R sebességgel terjedő hullám útidéjét [SLOTNICK 1959, HAGEDOORN 1958, HAWKINS 1961 stb]. A BC' szakaszon ellentétes irányban terjedő „negatív” sebességű hullám azonban csak akkor értelmezhető, ha az egy ugyanolyan irányban terjedő hullámmozgás része. Ha a bemutatott vázlaton egy képzeletbeli forráspontot iktatunk be (D), akkor ez a feltétel teljesül. Az előjelhelyes részidőket összeadva megkapjuk az ordinátametszeti idő általánosított formáját:

$$t_0 = t_{i,A} = \frac{AB}{V_0} + \frac{C'A}{V_0} - \frac{C'B}{V_R} = t_{A'A} + t_{AD} - t_{DA} \quad (18)$$

Az egyenlet jobb oldalán az indexelt terjedési időszakaszok összege a tárgyalt háromszög oldalainak befutási időösszege. Az ordinátametszeti idő így tehát nem kizárólagosan forráspontokra, hanem általánosan minden egyes észlelési pontra is értelmezhető, ha a kérdéses pontban találkozó út-idő görbék vannak és ismert a kölcsönös pontok ideje, esetünkben a $t_{DA} = t_{AD}$ idő.

5. A refrakciós értelmezési eljárások két fő csoportja

A szeizmikus refrakciós beérkezések kiértékelési módszerei két fő csoportba sorolhatók (5a. és 5b. ábrák).

Az első csoportba azok a módszerek tartoznak, melyek a refraktáló határfelületről a felszínre vizsztatérő közös felszíni pont felhasználására épülnek (C pont). Ezek a „közös felszíni ponti” módszerek (Common Ground Surface Methods). Ide sorolhatók az ordinátametszeti idő módszerek, (az ún. ABC módszerek).

A második csoportba tartozó módszerek a közös mélységi pontot felhasználó (5b. ábrán O pont) sugárút és hullámfront eljárások: [ROCKWELL 1967,

ALI AK 1990]. A Palmer-féle GRM mindkét csoporttal kapcsolatban van [PALMER 1980, 1981, 1986, 1991]. Mindkét rendszer fontos eleme a kölcsönös ponti idő (t_{AB}), illetve a kölcsönös pontok felcserélhetőségi törvénye: $t_{AB} = t_{BA}$. A szakirodalom a második csoportba sorolható módszerek nagyobb felbontóképességét emeli ki. Ezzel szemben az első csoport módszerei a felszíni változásokra nem érzékenyek.

6. A reciprok t_0 módszer

Az ordinátametszeti idő fogalmának általánosításából számos refrakciós kiértékelési eljárás látott napvilágot más-más elnevezéssel; HEILAND: Különbőségek módszere 1940, t_0 módszer, GAMBURCEV et al. 1955, HAGEDOORN Plusz-minusz módszer 1959, HAWKINS Reciprok módszer 1961, stb. Ezeket a módszereket SHERIFF és SJÖGREN [1982, 1984] közös néven ABC módszerként említi (A és B forráspontok, C észlelési pont). Magyarországon az elmúlt években GAMBURCEV—RIZNYICSENKO nyomán a t_0 módszer elnevezés terjedt el, célszerűnek látszik ezért ezt az elnevezést megtartani.

A t_0 módszer az ordinátametszeti idő (ITM) továbbfejlesztett változata, a mélység és a sebesség minden észlelési pontban számítható, ha a találkozó út-idő görbe ágak ismertek (pl. az 5. ábrán látható görbék).

A refraktáló felület sebességének meghatározására szolgáló függvény:

$$t_V = \frac{1}{2} (t_{AG} - t_{BG} + t_{AB}) \quad (19)$$

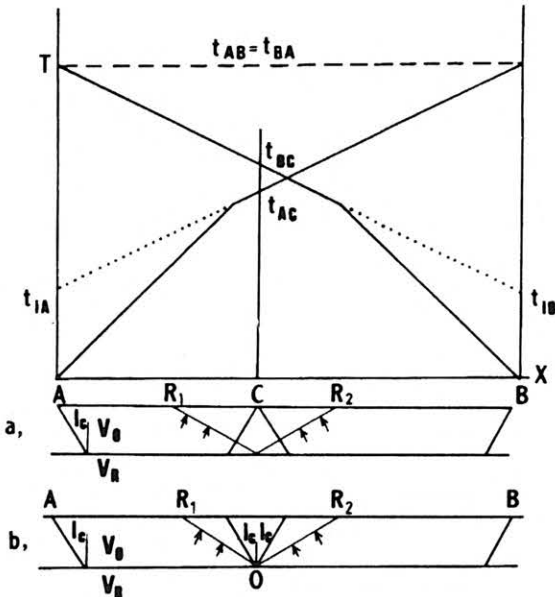
A 6a. ábrán követhető értelmezés szerint a pozitív értelmű időtagokat folytonos vonal, a negatív értelműeket szaggatott vonal ábrázolja. Az egymást kioltó időtagok sugár menti értelmezése az AR sugarat eredményezi (vastagon kihúzva). A 2. és 3. fejezetben a (15) időfüggvény levezetésekor láttuk, hogy a függvény két tag összege, formálisan:

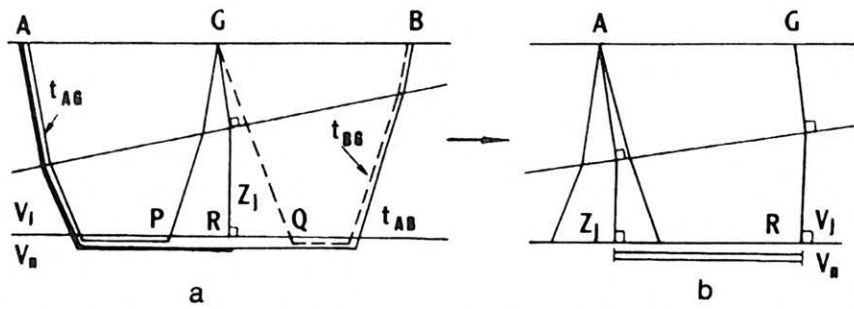
$$t_V = \sum_{j=1}^n \frac{z_{j,A}}{V_{j,n}} + \frac{X}{V_n} \quad (20)$$

alakban írható. Az időfüggvény X szerinti deriváltja a fedőrétegek paramétereitől nem függ. A 6b. ábra szemléletesen érzékelteti, hogy az A pont alatti ordinátametszeti „láb”-nak a sebességszámításban nincs szerepe, csak az $AG = X$ irányú vetületnek. A refrak-

5. ábra. Út-idő görbék az A és B forráspontokból. R_{1A} és R_{1B} kölcsönös ponti idők. a) Közös felszíni pontba érkező kritikus sugarak; b) közös mélységi pontból induló kritikus sugarak

Fig. 5. Time distance curves from source points A and B . R_{1A} and R_{1B} are reciprocal times. a) Critically refracted rays converging on a common surface point; b) critically refracted rays emerging from a common point of refractor





6. ábra. a) Sugárutak a t_v függvény kiszámításához; b) a sebesség meghatározásban szereplő sugárutak ábrázolása
Fig. 6. a) Raypaths used in the computation of t_v function; b) summary of raypaths which represent the t_v function

táló felületre jellemző sebesség a t_v időfüggvény gradienseből lehet számítani:

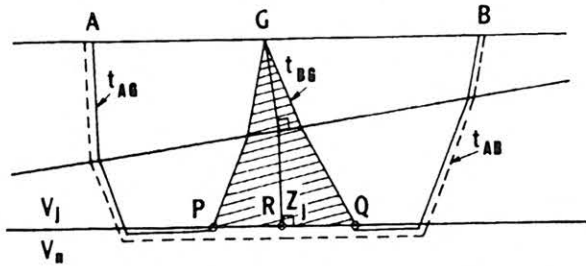
$$\frac{d}{dx} \cdot t_v = \frac{1}{V_n} \quad (21)$$

A refraktáló felület mélységét a t_G függvényből lehet kiszámítani:

$$t_G = \frac{1}{2} (t_{AG} + t_{BG} - t_{AB}) \quad (22)$$

Ez az időfüggvény a 7. ábra szerint úgy értelmezhető a GPQ háromszögben, mint az ordinátametszeti idő fele a G észlelési pontban (ezt az időfüggvényt HAWKINS nyomán [1961] „időmélység” néven szokták említeni). Ez a függvény valamennyi észlelési pontra számítható.

Az észlelési pontok alatti mélységszámítás a (4) és (5) képletek segítségével:



7. ábra. A t_0 függvény kiszámításában szereplő sugárutak
Fig. 7. Raypath used in the computation of the t_0 function

$$h_0 = t_G \cdot (DCF), \quad (DCF) = \frac{V_0}{\cos i_c}$$

vagy általánosan V_i és V_j rétegekre

$$h_{i,j} = t_G \frac{V_i \cdot V_j}{\sqrt{V_j^2 - V_i^2}}$$

A (DCF) tényező függetlennek látszik a határfelület dőlésétől. A levezetésében alkalmazott közelítések miatt a dőlésszög elhanyagolása kb 20° dőlésszögig lehetséges. A határfelület h mélysége minden észlelési pontra kiszámítható. A mélységeket körzöbe fogva a határfelület burkolóját kapjuk.

A kritikus i_0 szög kiszámításához szükség van a V_R sebesség ismeretére, amit a t_v függvény gradienseből határozhatunk meg, l. a (21) képletet.

A t_G (22) és a t_v (19) függvények kétszereseit a szovjet irodalom $t(x)$ és $t_k(x)$ függvényeknek nevezi [pl. GAMBURCEV et al. 1952]. Kétirányú teljes út-idő görbe rendszerből ezek a függvények grafikusán megszerkeszthetők és a refraktáló határfelületek mélységének és a sebességének számítására alkalmazhatók [pl. ÁDÁM 1987].

A módszer előnye, hogy minden észlelési pont alatt jelzi a mélység és refraktáló réteg sebességváltozásait. Szakirodalmi ajánlás szerint különösen akkor célszerű alkalmazni, amikor a felszíni topográfiai viszonyok dinamikusabban változnak, mint a kutató réteghatár. Tekintettel arra, hogy a módszer az 5. fejezetben említett közös felszíni ponti módszerek csoportjába tartozik, a módszer alkalmazásakor a felszín vonatkozási szint is lehet [DOBRIN 1976, PALMER 1986].

Hátrányként említik, hogy hirtelen paraméterváltozásnál a t_0 függvény simító hatású, a t_v függvény pedig irreális sebességértékeket jelezhet.

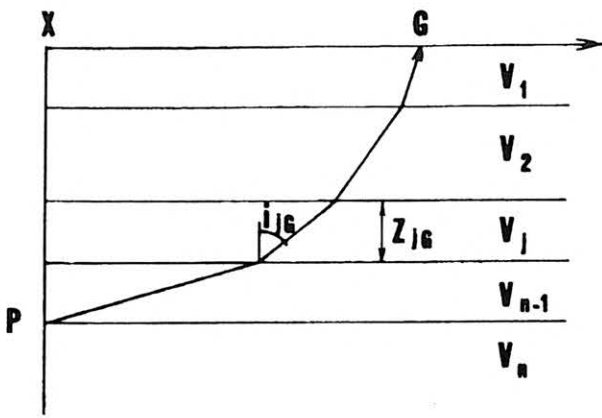
7. Migráció a refrakciós kutatásban

A refrakciós kutatásban migrációs távolságon azt a távolságot értjük, mely a kutató felület adott pontjától (P) a felszínre jutó sugár kibúvási pontjáig (G) mérhető (XG -távolság).

A 8. ábra alapján felírható, hogy n réteg esetén:

$$\overline{XG} = \sum_{j=1}^{n-1} z_{j,G} \cdot \operatorname{tg} i_{j,n}, \quad \sin i_{j,n} = \frac{V_j}{V_n} \quad (23)$$

Az XG távolság a refraktáló felület és a fedőösszlet sebességviszonyának függvénye. A sekélykutatásban előforduló kis mélység és nagy sebességkülönbség ($V_0 \ll V_R$) és a közelítően vízszintes rétegződés miatt általában elhanyagolható, de dőlt felületek esetén, ha a kritikus szögnél nagyobb dölések is előfordulnak,



8. ábra. A migráció fogalma a refrakciós kutatásban
Fig. 8. Concept of migration in refraction shooting

akkor a migrációs távolság már nem hanyagolható el, annak ellenére, hogy a mélységszámításnál alkalmazott (DCF) tényező a sugárút vertikálístól való eltérést bizonyos mértékig kiegyenlíti.

A szerkezeti jellemzők részletesebb leképezésére és a migrációs távolságok pontosabb meghatározására alkalmas eljárás a PALMER által publikált GRM, melyet a következőkben ismertetünk.

8. Az általánosított reciprokn t_0 módszer (GRM)

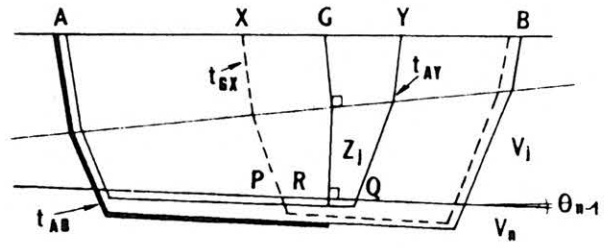
A PALMER publikációiban ismertetett refrakciós kiértékelési eljárást általánosított t_0 módszernek is nevezhetnénk, mert annak speciális esete. Ausztráliában látott napvilágot, jelenleg is kiterjedten ott használják [PALMER 1980, 1981, 1986, 1990, KILTY et al. 1986]. Terjedőben van Brazíliában [LIMA 1989], az USA-ban [LANKSTON 1986, 1989, 1990]. Ausztriában is alkalmazzák [R. SCHMÖLLER szóbeli közlés 1993].

A módszer alapelve szerint a kutatott határfelületről kritikus szög alatt kilépő és a felszínre érkező sugarak felszínén mért XY távolsága akkor optimális, ha azok azonos (vagy jó közelítéssel azonos) refraktáló pontból indulnak ki (9. ábra).

A GRM a t_0 módszerhez hasonlóan két függvényt definiál: t_V -t és t_G -t. A GRM alkalmazásához találkozó út-idő görbék kellene. A t_V függvény formailag egyezik (19)-cel:

$$t_V = \frac{1}{2} (t_{AY} - t_{BX} + t_{AB}) \quad (24)$$

A képletben az útidő szakaszokat az indexeknek megfelelően kell értelmezni (9. ábra). Pozitív értelmű időket folytonos, negatív értelmű időket szaggatott sugárú szakaszok jeleznek (hasonlóan a 6. ábrához). A refraktor sebességváltozására érzékeny AR sugár vastag vonallal van kiemelve a t_0 módszernél követett értelmezéssel azonosan. Vegyük észre, hogy itt az XY távolság nem állandó, hanem változik. Értéke akkor optimális, ha a refraktoron mért PQ



9. ábra. GRM alapelve az alkalmazott sugárúttal. XY optimális értékénél P és Q pontok azonosak
Fig. 9. Fundamental concept of GRM and raypaths used. At the optimum value of XY, P and Q are coincident

távolság zérus (R pont). A gyakorlatban a (23) időfüggvény annyit változtatni kell kiszámítani, ahány XY távolságérték felvétele célszerű XY=0-tól egy ésszerű felső határig. Az XY távolság a geofonköz többszöröse; középpontja G, a vonatkoztatási pont.

A változó XY távolságoknak megfelelő t_V időfüggvények közül a legzavarmentesebb (legsímább menetű) függvényhez tartozó XY az optimális, ebből a függvényből számítható a V_n refraktor sebesség, mint a t_V függvényhez tartozó érintő meredekségének reciproka.

Az „idő-mélység” (time depth) függvény meghatározására szolgál a

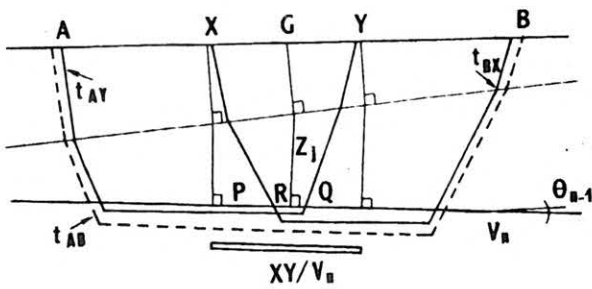
$$t_G = \frac{1}{2} (t_{AY} + t_{BX} - t_{AB}) - \frac{XY}{2V_n} \quad (25)$$

formula. Értelmezése a 10. ábrán szemléltethető. A függvény második tagja az XY távolság és a V_n sebesség hányadosából képzett additív kompenzációs tag. Ha XY=0, akkor a kompenzációs tag eltűnik és a V_n sebesség ismeretére sincs szükség. Ez pontosan a t_0 módszer esete, mert az X és Y a G pontba kerül. Ha XY nem zérus, akkor a második tag „működésbe lép” és a változó XY értékekhez tartozó függvény sorozatból ki lehet választani a legjobb felbontást biztosító optimális értéket.

Az XY távolság a (23) képletből is meghatározható. Legcélszerűbb azonban a t_V és t_G függvényeket változó XY távolságok felvételével „scan”-szerűen sorozatonként kiszámítani és az optimumot közülük kiválasztani.

Az optimális XY távolság az időfüggvény sorozatok előállításánál útján csak akkor határozható meg, ha a kutatott refrakciós aljzat szerkezeti változásokat hordoz (hirtelen sebességváltozás, vető, görbület, stb.). Változásmentes homogén határfelületekre a GRM nem alkalmazható.

Az XY optimális távolságot ismerve a felszín és a kutatott refraktáló felület között érvényes átlagsebesség függvény meghatározható a közbülső rétegek paramétereinek ismerete nélkül is. A refrakciós módszereket tárgyaló szakirodalomban több olyan leírás található, mely átlagsebesség meghatározással foglalkozik [HAWKINS 1961, WOLLEY et al. 1967]. Az ismertetett eljárások hátránya, hogy a felszín és a



10. ábra. A t_G függvény meghatározásában szereplő sugárutak. Ha XY optimális értékű, akkor P és Q pontok azonosak. Ebben az esetben határozható meg legpontosabban a refraktáló felület az út-idő görbéből
 Fig. 10. Raypaths used in the computation of t_G function. At the optimum valu of XY , P and Q are coincident. Maximum definition of the refractor surface can be recovered from travelttime data

refraktor közötti mélységet előre ismerni kell. Ezeknél rugalmasabb átlagsebesség meghatározást javasol PALMER [PALMER 1986], ha az XY optimális távolság meghatározható.

A (23) függvény szerkezetéből kiolvasható, hogy az XY távolság a kutatási modell „sebességszerkezetenek” függvénye (8. ábra). Ha a mélység állandó, akkor a t_G függvény a fedőrétegek sebessége szerint változik.

Definíció szerint, ha különböző sebességű réteget egyetlen sebességű réteggel helyettesítünk, akkor a helyettesítő sebesség az átlagsebesség (\bar{V}). Felírhatók a következő összefüggések:

$$t_G = \frac{\cos \bar{i}}{\bar{V}} \sum_{j=1}^{n-1} z_{j,G} \quad (26)$$

$$XY = 2tg \sum z_{j,G}, \quad \sin \bar{i} = \frac{\bar{V}}{V_n}$$

Ha az összegzést kiküszöböljük:

$$\bar{V} = \left[\frac{XY \cdot V_n^2}{XY + 2t_G V_n} \right] \quad (27)$$

Az átlagsebességgel végzett mélységszámítás különösen jelentős, ha a rétegösszleten belül sebesség-inverzió, vagy rejtve maradó réteg van. A mélységszámítás — átlagsebességgel — az alábbi képlettel végezhető:

$$h_n = \frac{t_G \bar{V}}{\cos \bar{i}}, \quad \text{ahol } \bar{i} = \arcsin \left(\frac{\bar{V}}{V_n} \right)$$

Ha a rétegösszleten belül a refrakciós határfelületek egymás után meghatározhatók, akkor a soron következő új réteg mélységét az alábbi formula adja [KILTY et al. 1986]:

$$h_{m+1} = \sum_{k=1}^m z_k = \sum_{k=1}^m \left(t_k - \sum_{j=1}^{k-1} \frac{z_j}{(DCF)_{jk}} \right) \cdot (DCF)_{jk} \quad (28)$$

itt t_k a k -dik felületig mért időbeni mélység, z_j a rétegvastagság, $(DCF)_{jk}$ pedig az ismert mélységszámítási tényező:

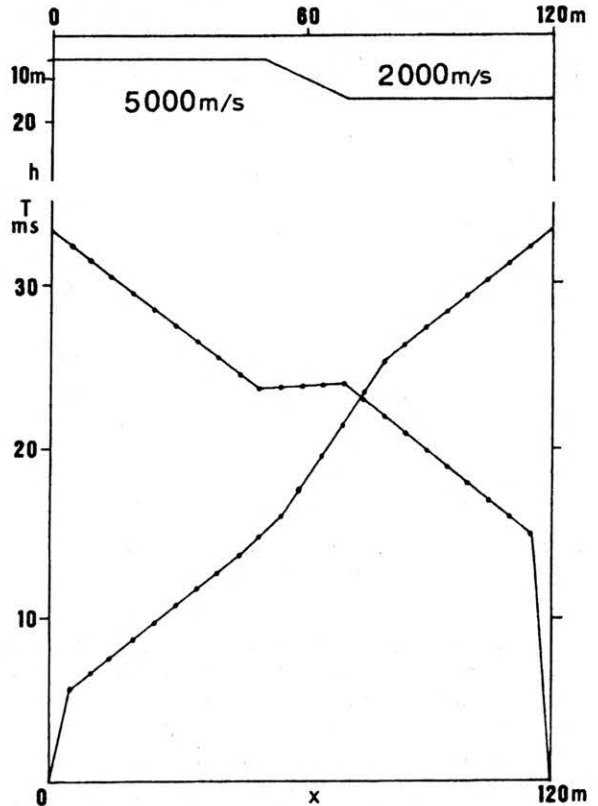
$$(DCF)_{jk} = \frac{V_j V_k}{\sqrt{V_k^2 - V_j^2}}$$

A GRM alkalmazására a következő ábrák egy számítógépen modellezett példát mutatnak be [PALMER 1986].

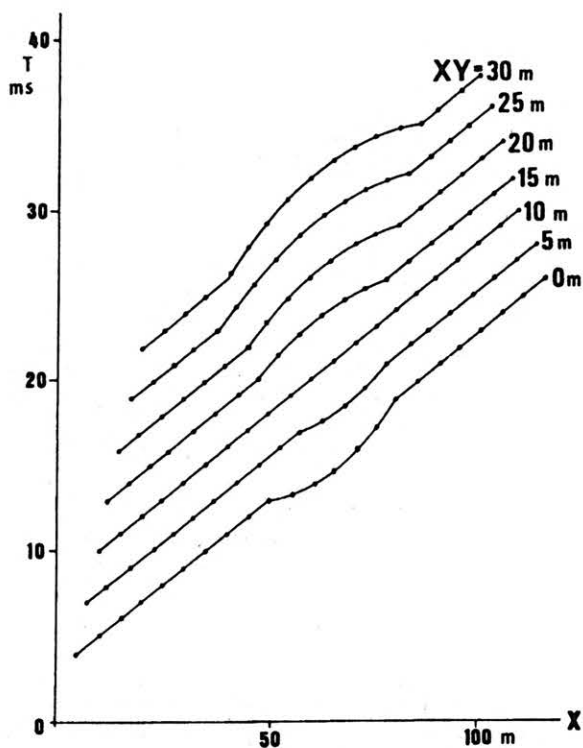
A 11. ábrán egyszerű kétréteges földtani modell látható vetős szerkezettel. A 0 és 120 forráspontból induló szeizmikus sugarak az ábra alsó részén felrajzolt találkozó út-idő görbéket eredményezik. Az út-idő görbék $t-X$ adatpárjaiból előállíthatók a t_V és t_G függvények 5 méterenként növekvő XY távolságok felhasználásával ($XY=0$ -tól 30 méterig) (12. ábra).

A t_V ($XY=0-30$) függénysorozat menetéből látható, hogy $XY=10$ m távolságnál a függvény menete teljesen zavarmentes és lineáris. Meredekségének reciproka a $V_R=5000$ m/s, a refraktor sebessége.

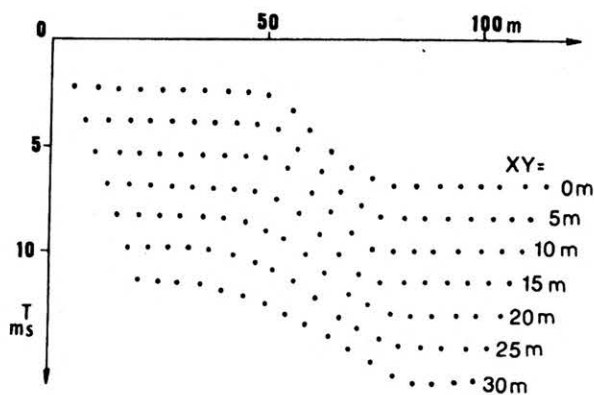
Hasonló függénysorozatot mutat a t_G függvények grafikonja a 13. ábrán azonos XY távolságokkal. Ezen az ábrán szintén $XY=10$ m az optimális távolság, mert a hozzá tartozó függvény menete a legrészletesebb.



11. ábra. Számítógépes modellpélda. Kétréteges eset vető-szerkezettel és a modell ág-ellenág út-idő görbéje
 Fig. 11. Computer raypath model, two layer case with fault and with forward-reverse time distance graphs



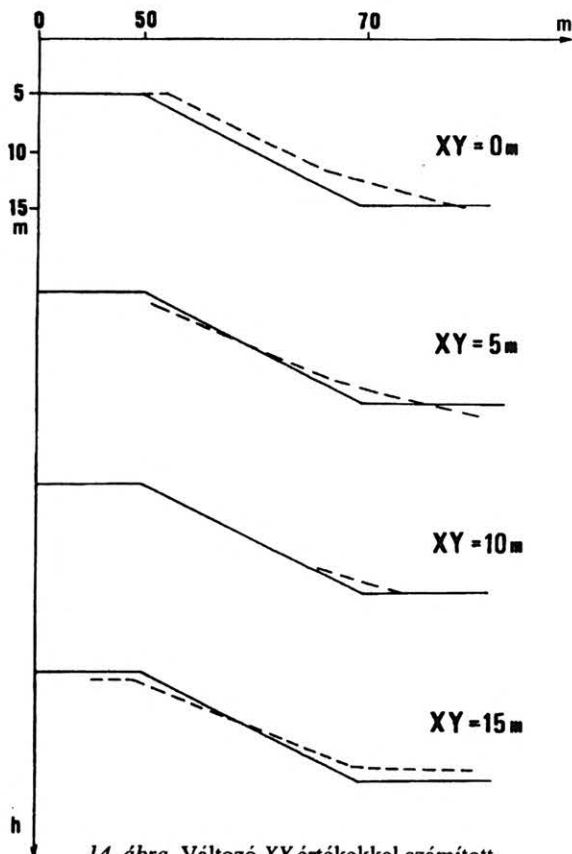
12. ábra. A 11. ábra GRM sebesség meghatározása. Az $XY=10$ m az optimális távolság
 Fig. 12. GRM velocity analysis for the model shown at Fig. 11. Optimum distance is $XY=10$ m



13. ábra. A 11. ábra t_c függvényei. Az $XY=10$ m az optimális távolság
 Fig. 13. t_c functions of the example shown at Fig. 11. Optimum distance is 10 m.

Végül a 14. ábrán az $XY=0, 5, 10$ és 15 m távolságokkal szerkesztett mélységszelvények láthatók. A folytonos vonal a kiindulási modellszerkezetet ábrázolja. A szaggatott vonal a szerkezethez viszonyított eltérést mutatja. $XY=10$ m esetén kapjuk az eredeti modellnek legjobban megfelelő mélységszelvényt.

Ez a példa nagyon tanulságos, mert a t_0 és a GRM közötti különbségre világít rá, ugyanis az $XY=0$ esetben az eredmények tökéletesen olyanok, mintha a t_0 módszert alkalmaztuk volna.



14. ábra. Változó XY értékekkel számított mélységszelvények. Az $XY=10$ m a legjobb megoldás
 Fig. 14. Depth sections computed from time depths with variable XY values. The 10 m provides the best resolution

Összefoglalás

Az ismertetett sekélyrefrakciós értelmezési eljárások között a GRM a legjobb felbontóképességű mind a sebességváltozások, mind pedig a mélységváltozások tekintetében. Az irodalomban erre nagyszámú esettanulmány és modellpélda található, ezek közül itt egyet mutattunk be [PALMER 1986].

Megállapítható, hogy az optimális XY , vagy az azt megközelítő távolság ismerete a felbontóképességet javító tulajdonságokkal jár:

- az azonos mélységi pontból felszínre jutó sugarak a kutató szerkezet „élesebb fókuszálását” teszik lehetővé, a sebességváltozás pontosabban meghatározható és a migrációs távolság optimális,
- a felszín és a kutató szintek között (a fedőréteg részletes ismerete nélkül) olyan átlagsebesség határozható meg, mely inverzió, vagy rejtett réteg előfordulása esetében is a valódi mélység meghatározására vezet.

A GRM alkalmazása világviszonylatban terjed. Természetesen mint minden más eljárásnak, vannak korlátai. Egy ilyen korlát, hogy nem minden esetben határozható meg az XY optimális távolság. Ha a kutató földtani szerkezetnek nincsenek jól definiálható változásai (hirtelen dőlésváltozás, vető, árok, stb.) akkor a módszer nem alkalmazható.

A dolgozat egy következő folytatásában további számítógépes modellpéldákat és terepi kutatási eredményeket mutatunk be. A módszert a hazai kutatók figyelmébe ajánljuk.

HIVATKOZÁSOK

- ACKERMANN H. S., PANKRATZ L. W., DANSERAU D. 1986: Resolution of ambiguities of seismic refraction travel time curves: *Geophysics* **51**, 223-236
- ALI AK M. 1990: An analytical raypath approach to the refraction wavefront method. *Geophys. Prosp.* **38**, 971-982
- ÁDÁM O. 1987: Szeizmikus Kutatás I-II. Tankönyvkiadó, Budapest, 263+370 oldal
- BANERJEE B., GUPTA S. K. 1975: Hidden layer problem in seismic refraction work. *Geophys. Prosp.* **23**, 642-652
- DIX C. H. 1952: Seismic prospecting for oil. New York, Harper, 414 pp
- DOBECKI T. L., ROMIG P. R. 1985: Geotechnical and groundwater geophysics. *Geophysics* **50**, 2621-2636
- DOBRIN M. 1976: Introduction to geophysical prospecting, 3rd Edn. Mc Graw-Hill, New York, 446 pp
- GAMBURCEV G. A., RIZNYICSENKO Ju. V., BERZON I. Sz. 1952: Korrelacionnij metod prelomljonnih voln, Izdatelstvo, Ak. Nauk SSSR, 238 pp
- GARDNER L. W. 1939: An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting. *Geophysics* **4**, 247-259
- GERKENS D'ARNAUD J. C. 1989: Foundation of exploration geophysics. ELSEVIER, 667 pp
- GREENHALGH S. A. 1977: Comments on „The hidden layer problem in seismic refraction work”. *Geophys. Prosp.* **25**, 179-181
- HAÁS J. 1993: Geológia és környezettudomány. Természeti Világa, február, 82-83
- HAGEDOORN J. G. 1958: The plus-minus method interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.* **7**, 158-182
- HATHERLY P. I., NEVILLE M. J. 1986: Experience with the generalized reciprocal method of seismic refraction for shallow engineering site investigation. *Geophysics* **51**, 255-265
- HAWKINS L. V. 1961: The reciprocal method of routine shallow seismic refraction lines. *Geophysics* **6**, 806-819
- JOHNSON S. H. 1976: Interpretation of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers. *Geophysics* **41**, 418-424
- KILCZER Gy. 1950: A menetidő elméleti meghatározása. Földmérési Közlemények **3-4.** szám
- KILCZER Gy. 1953: Antiklinális adatainak kiszámítása refrakciós időgörbéből. Geofizikai Közlemények **2.** füzet, **3.** szám, 1-16
- KILTY K. T. et al. 1986: Seismic refraction at Horse Mesa Dam: An application of the generalized reciprocal method. *Geophysics* **51**, 266-273
- LANKSTON R. W. 1989: The seismic refraction method: A viable tool for mapping shallow targets into the 1990 s. *Geophysics* **54**, 1535-1542
- LANKSTON R. W., LANKSTON M. M. 1986: Obtaining multilayer reciprocal times through phantoming. *Geophysics* **51**, 45-49
- LANKSTON R. W. 1990: High resolution refraction seismic, Data acquisition and interpretation. Geotechnical and environmental geophysics, V. I. SEG, Tulsa, 343 pp
- LIMA O. A. L. 1989: Processamento iterativo de sísmica por refração ao estudo de eixos de barragens. *Revista Brasileira de Geociências* **19**, 248-255
- MESKÓ A. 1989: Bevezetés a geofizikába. Tankönyvkiadó, Budapest, 510 oldal
- MITUCH E. 1957: Szeizmikus refrakciós mérések kiértékelése időellenőrzéssel. Geofizikai Közlemények. **6.** kötet, 3-4 szám, 25-43
- MUSGRAVE A. W. (Ed) 1967: Seismic refraction prospecting. SEG, Tulsa, 604 pp
- VAN OVERMEEREN R. A. 1987: The plus-minus method for rapid field processing by portable computer of seismic refraction data in multi-layer groundwater studies. *First Break*, **5** No 3, 83-94
- PALMER D. 1980: The generalized reciprocal method of seismic refraction Interpretation. SEG, Tulsa, 104 pp
- PALMER D. 1981: An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics* **46**, 1508-1518
- PALMER D. 1986: Refraction seismics; the lateral resolution of structure and seismic velocity. *In: Handbook of Geophysical Exploration*, section 1. Seismic Exploration. K. HELBIG and S. TREITEL (Eds) **13**, Geophysical Press, 269 pp
- PALMER D. 1990: The generalized reciprocal method — An integrated approach to shallow refraction seismology. *Exploration Geophysics*, **21**, 33-44
- PALMER D. 1991: The resolution of narrow low-velocity zones with the generalized reciprocal method. *Geophys. Prosp.* **39**, 1031-1060
- ROCKWELL D. W. 1967: A general wavefront method. *In: Seismic refraction prospecting: A. W. MUSGRAVE, Ed., SEG, Tulsa, 363-415*
- SCHMÖLLER R. 1993: Szóbeli közlés
- SHERIFF R. E., GELDART L. P. 1982: *Exploration Seismology*, Vol 1. Cambridge University Press, Cambridge, 253 pp
- SJÖGREN B. 1984: Shallow refraction seismics. Chapman and Hall, London, 270 pp
- SLOTNICK M. M. 1959: Lessons in seismic computing. SEG, Tulsa, 268 pp
- VAJK R. 1954: Devices for the construction of refracted rays, *Geophysics* **19**, 237-241
- WHITELY R. J. 1990: Engineering geophysics — A Geophysicist's view. *Exploration Geophysics* **21**, 7-16
- WOLLEY W. C., MUSGRAVE A. W., GRAY H. 1967: A method of in line refraction profiling. *In: Seismic refraction prospecting, A.W. MUSGRAVE, Ed. SEG, Tulsa, 604 pp*