

Nyírségi szubvulkáni zónák szeizmikus reflexiós modellezése

BRAUN B. Á.^{1,2,@}, FANCSIK T.^{2,3}, SEBE I.⁴

¹Fugro Austria GmbH, 8600 Bruck an der Mur, Einödstraße 13.

²Geofizikai Intézeti Tanszék, Miskolci Egyetem, 3515 Miskolc-Egyetemváros, A/2 ép.

³Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

⁴MOL Magyar Olaj- és Gázipari Nyrt., 1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

@E-mail: braunbence000@gmail.com

Köztudott, hogy a szeizmikus mérés a szénhidrogénipari kutatás szerves részét képezi; legfőbb feladata a felszín alatti földtani szerkezetek minél részletesebb leképezése. A cikkben a nyírségi és szatmár-beregi koncessziós területeket mutatjuk be, ahol a geológiai formációk kőzettani jellege és térbeli helyzete miatt a korábbi reflexiós mérések eredménytelennek bizonyultak. Mindez egy vastag, eltemetett, miocén vulkanit rétegsornak köszönhető, mely erős reflexiós gátat képez a hullámterjedésben és így a preneogén aljzat feltérképezésében. A tanulmány elsődleges célja a terület mélyföldtani viszonyainak összefoglalása és bemutatása, majd a rendelkezésre álló adatok tükrében többréteges geológiai-geofizikai modellek felépítése és a modellek szeizmikus leképezhetőségeinek vizsgálata. A numerikus számításokkal és szoftveres modellezéssel a réteghatárok reflexiós együtthatói meghatározhatók, és az eredmények alapján új méréstervezési stratégia javasolható.

Braun, B. Á., Fancsik, T., Sebe, I.: Seismic reflection modeling of subvolcanic zones in the Nyírség

It is known that seismic surveying has a vital part in hydrocarbon exploration; its main task is to provide as detailed images as possible about the subsurface geological structures. In this paper, the concession areas of Nyírség and Szatmár-Bereg counties are presented, where the previous reflection seismic measurements were unsuccessful because of the lithological character and location of the geological formations. All this is due to a thick subsurface Miocene igneous complex, which forms a strong barrier for wave propagation and causes uncertainties during the interpretation of the pre-Neogene basement. The primary purpose of the study is to sum and introduce the regional deep geology, to construct multi-layered geological-geophysical models based on the available dataset and to investigate the possibilities of their seismic imaging. In course of this procedure, numerical calculations and modeling software are utilized to determine the reflection coefficients at the layer-boundaries, the result of which allows to propose a new strategy for measurement design.

Beérkezett: 2019. május 23.; *elfogadva:* 2019. szeptember 2.

Bevezetés

A Nyírség területén az első hagyományos, PP-hullám alapú, kis offsetes reflexiós szeizmikus mérési program már az 1960-as években elkezdődött; majd ez később, a 2001–2002 és 2004-es években felújult. A geológiai értelmezés szempontjából – mely elsősorban a preneogén térrészre irányult – a mérések sikertelennek tekinthetők egy vastag, miocén korú, mélybeli vulkanitos-vulkanoklasztitos összlet okozta erős reflexiós gát miatt. Takács et al. (2016)

kísérletet tettek három, 2001–2002 között mért szeizmikus szelvény archív adatainak kísérleti újrafeldolgozására és értelmezésére egy újszerű, közös reflexiós felületeken (CRS) alapuló összegzési eljárás keretében, melyet elsősorban medencealjzaton belüli bonyolult geológiai szerkezetek, a korábbiaknál jobb minőségű leképezésére dolgoztak ki. Ennek eredményeként a vulkanit alatti térrész már jobban felbontható, de az eredeti szeizmikus mérési probléma továbbra sem megoldott. Az ELGI széles szögű mérései (NYI-7) és azok tomografikus feldolgozásai sem hoztak

áttörő eredményt az aljzat kutatásban, elsősorban az alacsony fedésszám miatt; bár az eredmények biztatónak tekinthetők (Hajnal et al. 2004). A reflexiós szeizmika jó minőségű és nagy felbontású szelvényeket csak a pannóniai üledékes rétegsorról és a vulkanit felszínéről tudott biztosítani. Magából a vulkanitos egység belsejéből származó reflexiók a szeizmikus felvételeken többnyire kaotikus jelleget öltenek, értelmezésük sokszor nehézkes vagy nem lehetséges. A vulkanit alatt egy reflexiókban szegényebb térrész figyelhető meg, a néhány reflexiótöredék viszont nem elegendő behatóbb geológiai értelmezéshez. E reflexiótöredékek feltehetőleg már a prekainozoos aljzati képződmények tetejét jelölik. A mérési probléma fizikai háttere abban keresendő, miszerint ha egy szabálytalan, unduláló vulkáni felszín nagy akusztikus impedanciával társul, igen könnyen képes a beeső hullám energiájának nagy részét visszaszórni és többszörös reflexiókat eredményezni. Mindez hatékonyan csökkenti a reflexiók koherenciáját. Az unduláló amplitúdók általában a szeizmikus hullámhossz tartományában vannak. Egy magas akusztikus impedanciakontraszttal jellemezhető horizont a sugárutakat könnyen el is térítheti. Ez a jelenség egy komplex geológiai környezetben a felvételeken akár árnyéknak megjelenségét is okozhatja. Fontos kiemelni, hogy egy tipikus kiömléses vulkanitos egység nemcsak egy sűrű, homogén, nagy impedanciájú rétegből, hanem szekvenciálisan változó, relatíve kis és nagy hullámterjedési sebességekkel jellemezhető kőzetekből áll. Ez a változatos, vékony rétegzett szerkezet az energia nagy részét könnyen elnyeli, míg spektrális szempontból felülvágó szűrőként működik a hullám számára.

Különböző szeizmikus mérési elrendezések jellemzői

Szubvulkáni területek kutatása mindig is problémát jelentett a szeizmika számára. Számos kutató foglalkozott a távoli offsettartományok előnyeinek gyakorlati kihasználásával, kiemelten az üledékes medencékbe közbetelepülő bazaltos réteg esetére vonatkozóan (Feröer-Shetland szigetek, Északi-tenger). Mivel a távoli offsettartomány többszörös reflexióktól mentes, bizonyos szerzők (Masoomzadeh et al. 2005, Fruehn et al. 2001, Fliedner és White 1999, 2001) nagy terítéses mérési elrendezést javasolnak, általában 10 és 20 km közötti maximális offsettávolsággal. A nagy offsetek alkalmazásának másik előnye, hogy a reflexióknak lokális maximuma van a kritikus távolságnál (Fliedner és White 1999, 2001). Wombell et al. (1999) szerint a nagy terítéses szeizmikus mérés a konvertált hullám energiájának nagy részét hatékonyan képes kiaknázni, illetve közepes és nagy offseteknél már kevésbé jelentkeznek a többszörösök zavaró hatása. Woodburn et al. (2011) és Ziolkowski et al. (2003) alacsony frekvenciájú hullámforrás (10 Hz vagy az alatti) és a τ -p tartományban történő spektrális fehérítés alkalmazását javasolják, mivel az alacsony frekvenciájú jel komponensei kevésbé érzékenyek

a csillapodásra. Hanssen et al. (2003) szerint a tisztán longitudinális hullám alkalmazása a legideálisabb a bazalt alatti térrészek kutatására.

Azonban a nagy terítéses mérés előnyei mellett fontos megemlíteni annak hátrányait is. Ugyanis ilyen mérési elrendezés esetén a hullámnak igen nagy távolságokat kell megtennie, így a gömbi divergencia és a kőzetek nem elasztikus tulajdonságai miatt a hullám abszorpciója – kiemelten a magasabb frekvenciás tartományban – (és így az energiaveszteség) jelentős lehet. Habár a távoli offsettartomány többnyire mentes a többszörös reflexióktól és a felszíni hullám által generált zajtól, ettől függetlenül a felvételeken különböző zajok jelenhetnek meg, melyek többek között az első beérkezés vagy a lineáris ismétlődésű zajjal társult refrakcióra vezetnek. A hagyományos adatfeldolgozási gyakorlatban a távoli offseteket elnémitják, emiatt nem hagyományos jelfeldolgozásra van szükség, mely során stretchmentes stacket és magasabb rendű NMO-korrekciót kell alkalmazni (Masoomzadeh et al. 2005).

A terület mélyföldtani viszonyai

Az Alföld északkeleti részén megtalálható ÉK/DK-Nyírség és Szatmár-beregi síkság területe szénhidrogén-előfordulás szempontjából kevésbé ismeretes és megkutatott. A nyírségi és szatmár-beregi részmedencék földtani felépítésében a több ezer méter vastag neogén képződmények játsszák a döntő szerepet. Az eltemetett paleovulkáni sorozatok igen vastagok és kiterjedtek, így a szénhidrogénkutatás kockázatos; mindemellett eddig jelentősebb vagyont nem sikerült feltárni. A terület felszín alatti térrészeinek litosztratigráfiai jellemzői és egymáshoz való térbeli helyzetük csak néhány kutatófúrás által ismeretes. A mélyfúrások, többek között pleisztocén, folyóvízi fáciesű homok-, kavicsos homok-, agyagüledékeket átlagosan 100–200 méter vastagságban; pannon korú, folyóvízi és tavi fáciesű, gyengén vagy közepesen kompaktált, porózus, sziliciklasztos (konglomerátum, homokkő, iszap és agyagkő) rétegeket változó vastagságban és miocén korú üledékes, illetve paleovulkáni kiömlésből és törmelék-szórásból eredő kőzeteket szintén változó vastagságban tártak fel. A területen ennél idősebb formációkat 7 fúrás harántolt (Cserkész-Nagy 2018), míg szénhidrogén-indikációt 4 fúrás mutatott (Wórum et al. 2010a,b).

A Kisvárda-1 (1180 m), Tisztaberek-1 (1500 m), Nyíracská-1 (1700 m), Gacsály-1 (1850 m), Csenger-1 (2150 m) és Nyíregyháza-1 (2579 m) fúrások a szarmata és báden emeletek kemény, jól összeállt, riolitos, dácitos, andezites és tufás-tufitos, ignimbrites rétegeiben fejeződtek be. Ennek alapján belátható, hogy intermedier-savanyú, kiömléses jellegű, többfázisú, platós és sztratovulkáni tevékenység volt az uralkodó ebben az időszakban. A vulkanitok DNy-ről ÉK-felé fiatalodnak. A vulkáni aktivitást mindig egy 2–3 millió éves nyugalmi időszak követte (Kiss 2014), mely időszakokban vékony, finomszemcsés pélites és karbonátos sekélytengeri üledékképződés zajlott. Ennek pél-

dája, hogy a vulkaniton belül a Komoró-1 fúrás a Bádeni Agyagot, Szilágyi Agyagmárgát, a Gelénes-1 a Kozárdi Formációt, a Nagyecsed-1 és Csenger-1 pedig az Ebesi és Abonyi Formációt tárta fel (Cserkész-Nagy 2018)¹). A vulkáni centrumok számát 10 és 1000 közé becsülik (Székyné, Kozák 1984). A vulkáni folyamat és a pannon korú üledékes képződmények, illetve az alsó és felső pannon összletek között az átmenet folyamatosnak tekinthető (Bodrogi et al. 2002). A kiemelt magaslatokon az alsó pannon képződmények hiánya előfordulhat. A pannon során a Tokaji-hegységben és a Nyírség területén adácitos vulkáni tevékenység lokálisan felújult (Cserkész-Nagy 2018), melyet a Nyíracád-1 fúrás ~50–100 méteres, megnövekedett P- hullámsebességű szakaszai jelölnek.

A Baktalórántháza-1 (4000 m) fúrás mára kárpáti korú, nyílt vízi fáciesű, homok-aleurit-agyag-márga összetételű Garábi Slírben állt meg (Szentgyörgyi et al. 2011). A Gelénes-1 (2003 m) és Nyírmártonfalva-1 (2184 m) fúrások fossziliuszegény eocén-oligocén homokkővet és agyagmárgát, a Nyírlugos-1 (1899 m) eocén-oligocén konglomerátumot²) tárt fel. Ezek a kőzetek flis kőzetek, melyek a Szolnok-Máramaros flis zónához (Nádudvari Komplexum) tartoznak, annak peremi részén elhelyezkedve. A komplexum környezetétől tektonikusan elhatárolódik, nem alkot egységes tömböt (Wórum et al. 2010b, Szentgyörgyi et al. 2011). A flis képződése kvázifolytonosnak tekinthető. Ennek ellenére azonban érdemes négy fő képződési szakaszt kiemelni, melyek a felső krétában, a paleocén-eocén határon, a középső és felső eocénben, illetve a felső oligocénben voltak (Nagymarosy et al. 2008).

A Nyírábrány-1 (3500 m) fúrás feltehetőleg mezozoikumai korú (kréta?) és diabáz összetételű, gyengén metamorf kőzetben, míg a Nagyecsed-1 (4001 m) kréta korú, szubmarin jellegű dioritban állt meg (Székyné, Kozák 1984, Császár 1998). A Komoró-1 (3440 m) fúrás már epimetamorf triász és karbon formációkat is harántolt, melyek többek között középső triász szürke, repedezett dolomitos mészkő és felső karbon sötétszürke, karbonátos-szilikátos agyagpala (Székyné, Kozák 1984, Bodrogi et al. 2002).

A mélyfúrások által feltárt rétegsorokat az 1. táblázat foglalja össze, mely táblázatból készült litosztratigráfiai kerítésdiagramot az 1. ábra mutatja be. A feltárt kőzetek és a regionális geológia alapján feltételezhető, hogy a karbon és triász korú formációk egy kiemelt topográfijú területen helyezkedtek el, a triász és miocén közötti rétegsor feltehetőleg lepusz-

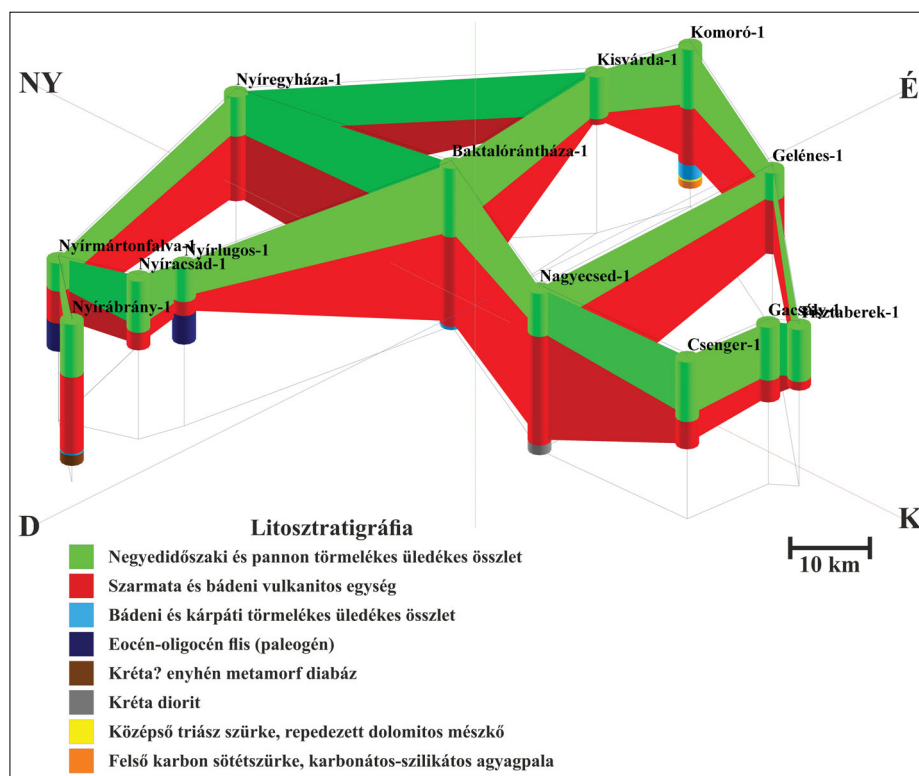
1. táblázat | A mélyfúrások által feltárt rétegsorok

Table 1 | Geological formations revealed by drillings

Fúrás neve	Negyedidőszakú üledékek (m)	Pannon üledékes összlet (m)	Miocén vulkánit összlet (m)	Bádeni/kárpáti üledékes összlet (m)	Paleogén flis (m)	Kréta diorit/diabáz (m)	Középső triász mészkő (m)	Felső karbon agyagpala (m)	Mélyfúrási geofizika vagy VSP
Komoró-1	0–190	190–1474	1474–2859	2859–3222	–	–	3222–3270	3270–3440	DEN, DTC
Baktalórántháza-1	0–1705	–	1705–3920	3920–4000	–	–	–	–	DTC, VSP
Nyírmártonfalva-1	0–694	–	694–1490	–	1490–2184	–	–	–	Nincs
Nyírlugos-1*	0–846	–	846–1194	–	1194–1899	–	–	–	VSP
Gelénes-1	0–105	105–676	676–2002	–	2002–2003	–	–	–	Nincs
Nyírábrány-1*	0–221	221–1315	1315–3205	3205–3248	–	3248–3500	–	–	Nincs
Nagyecsed-1*	0–230	230–1070	1070–3760	–	–	3760–4001	–	–	Nincs
Gacsály-1	0–1313	–	1313–1850	–	–	–	–	–	DTC
Csenger-1	0–330	330–1475	1475–2150	–	–	–	–	–	DTC
Nyíracád-1	0–1269	–	1269–1700	–	–	–	–	–	DTC
Nyíregyháza-1	0–130	130–980	980–2579	–	–	–	–	–	VSP
Kisvárd-1	0–1040	–	1040–1180	–	–	–	–	–	Nincs
Tisztaberek-1*	0–1291	–	1291–1500	–	–	–	–	–	Nincs

* = Szénhidrogén-indikációt mutatott fúrások.

DEN: γ - γ sűrűségsonda, DTC: akusztikus sonda, VSP: vertikális szeizmikus szelvényezés



1. ábra | Litosztratigráfiai kerítésdiagram (5× túlmagyasítás)

Figure 1 | Lithostratigraphy fence diagram (5× vertical exaggeration)

tult (Bodrogi et al. 2002). Bodoky et al. (1977) szerint a komplex geofizikai mérések azt bizonyítják, hogy több mint 3000 méter mélységű aljzati mélyedések, magaslatok-árkok-süllyedékek tagolják a területet, azonban a medence aljzatának felépítése továbbra is csak igen kevésbé ismert. A mélyfúrások által ismert pannóniai réteg talpmélysége, illetve gravitációs és mágneses mérések szerint három nagyobb mélymedence feltételezhető a területen, melyek többek között a Baktalórántháza környéki Belső-nyírségi medence, a Csenger–Gacsály–Tisztaberek környéki Csengeri medencerész és a Mátészalkai mélymedence (Völgyi 1984).

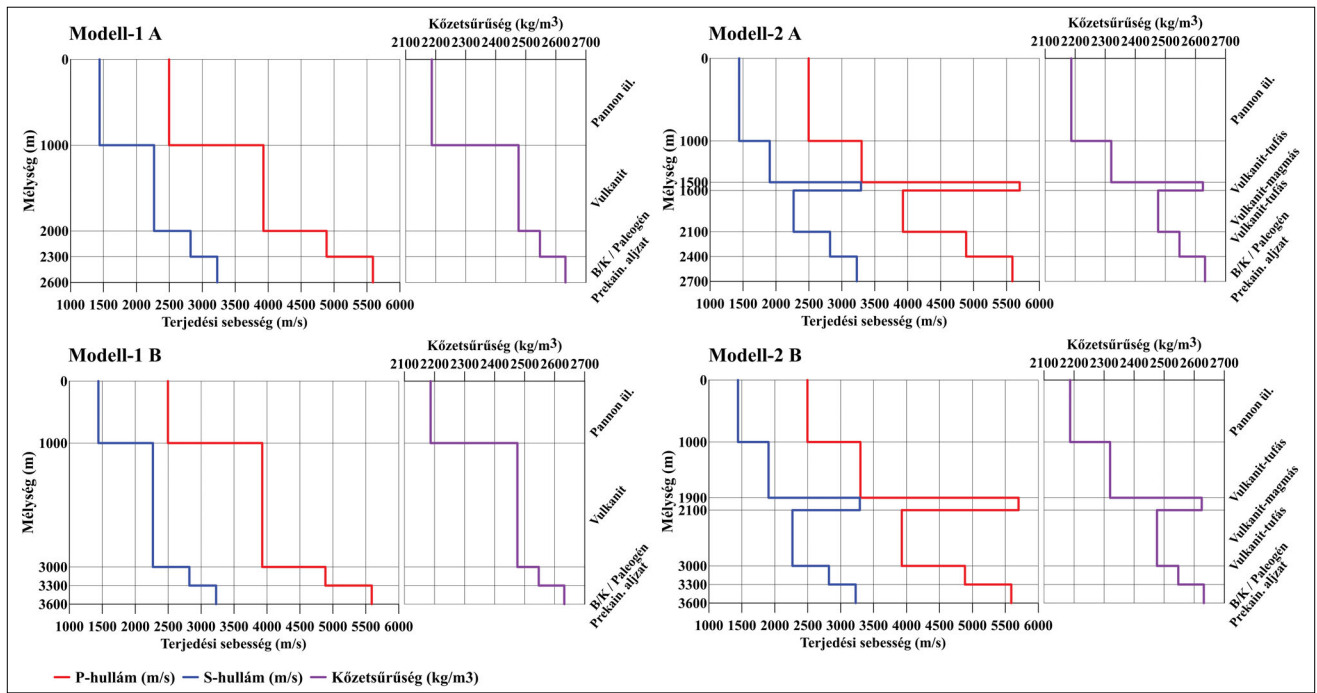
Pereszlenyi et al. (1999) munkásságát alapul véve feltételezhető, hogy a Kassai-medence szoros geológiai rokonságot mutat a nyírségi területtel. Mindezt néhány sikeres szénhidrogén-kutató fúrás által feltárt rétegsor támasztja alá, melyek többek között paleozoikumi amfibolitot és agyagpálát, werfeni palát és homokkővet, középső triász dolomitot és dolomitos mészkővet, eocén-oligocén agyagkővet és homokkővet, miocén vulkanitot és neogén üledékeket tártak fel.

Földtani-geofizikai modellek

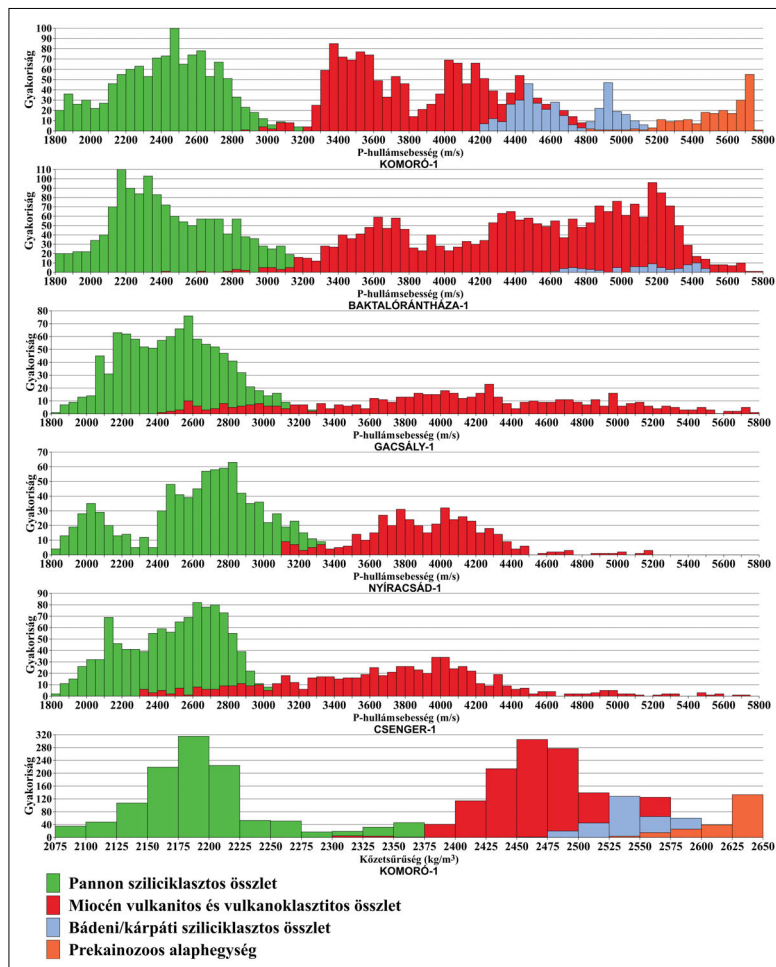
A szeizmikus előremodellezés során – melynek célja a szubvulkáni térrész reflexiós leképezhetőségeinek vizsgálata – az 1. ábra alapján mélyfúrás geofizikai, iszapszelvény és szakirodalmi adatok segítségével többfajta földta-

ni modell felállítására került sor. A Modell-1 családhoz tartozó esetekben 4 réteges földtani modelleket alkalmaztunk, melyek egy folyamatosan növekvő sebességteret reprodukálnak. A Modell-2 családhoz tartozó esetekben már 6 réteges földtani modelleket hoztunk létre, mivel a korábbi második réteget bontottuk egy nagy sebességgel és sűrűséggel jellemezhető magmás kőzet közbetelepülésével. Mindkét modellcsalád közös jellemzője, hogy az első rétegük a pannon korú, törmelékes üledékes összlet, az utolsó előtti a bádeni/kárpáti üledékes vagy éppen paleogén flis, míg az utolsó pedig a prekainozoikumi aljzat. E rétegek sebessége, sűrűsége és vastagsága minden esetben változatlan maradt. A felvett rétegpárámétereket a 2. ábra mutatja be. A vulkanitos egység esetében feltételeztünk egy relatíve vékonyabb (A) és egy vastagabb (B) települést is. Az adott rétegekhez tartozó P-hullámsebességek (v_p) és közetsűrűségek (ρ) megadása a rendelkezésre álló mélyfúrás geofizikai adatsor(ok) gyakorisági hisztogramjainak (3. ábra) szubjektív kiértékelésével történt. A vulkanit kivételével minden réteghez az adott összlet mediánját vettük figyelembe, míg a vulkanit esetében pedig a mediánt és a maximum és minimum környéki önkényesen választott szélsőértékeket. A későbbi számításokhoz szükséges S-hullámsebességek (v_s) direkt mérések hiányában becsült értékek, melyek a gyakorlatban elfogadott $v_p/v_s = \sqrt{3} = 1,732$ arányból származnak.

Bodrogi et al. (2002) tanulmányában felveti, hogy a Nyírség szubvulkáni zónájában éles reflexiók nem várhatóak, mivel a vulkanikus zóna sebessége feltehetőleg közel



2. ábra A Modell-1 és Modell-2 rétegparaméterei (A: vékonyabb, B: vastagabb vulkáni képződmény)
 Figure 2 Step-plots of Model-1 and Model-2 (A: thinner, B: thicker volcanic unit)



3. ábra P-hullámsebesség és közetsűrűség gyakorisági hisztogramjai
 Figure 3 Histograms of P-wave velocity and bulk density

áll mind a bádeni/kárpáti vagy flis kőzetek, mind a prekainozoos alaphegység sebességéhez. Emellett a pannon és a vulkanit nagyfokú abszorpciós jellege és a vulkanit pannonhoz képesti nagy akusztikus impedanciakontrasztja miatt is jelentősen gyengülhet a mélyebbről származó reflexiók amplitúdója.

Reflexiók együtthatók számítása Zoeppritz-egyenlettel

A rugalmas hullámok terjedése szempontjából a szeizmikus határfelületeket az akusztikus impedanciaváltozások határozzák meg. Ezeket az impedanciaváltozásokat a közeg sűrűségének és hullámterjedési sebességének szorzata adja meg. Ha egy adott forrás által gerjesztett P-hullám nem merőlegesen, hanem valamilyen szögben ($0^\circ < \alpha < 90^\circ$) ér-

kezik a határfelületre, úgy reflektált és transzmittált P- és S-hullámok gerjesztődnek, melyek amplitúdóviszonyait a Zoeppritz-egyenlet írja le.

1919-ben Karl B. Zoeppritz vezette le elsőként a beeső P- vagy S-hullám hatására létrejövő longitudinális és transzverzális hullámok visszaverődésének és megtörésének eddig ismert legkomplexebb megoldását. A kiinduló helyzetet egy A_0 egységnyi amplitúdóval jellemezhető, síkhullám két, homogén és izotróp közeg határára való beesése jelentette. A Zoeppritz-egyenletek ((1) a beeső P-hullámra és (2) a beeső S-hullámra) megadják a hullámterjedés irányában létrejövő reflektált és transzmittált P- és S-hullámok amplitúdóját, ahol a reflexiók és transzmissziós együtthatók beesési szög-, sűrűség-, illetve P- és S-hullámsebesség-függők, viszont frekvenciafüggetlenek. Az egyenletrendszer nem foglalkozik a hullám abszorpciójával:

$$\begin{bmatrix} \sin i_1 & \cos j_1 & -\sin i_2 & \cos j_2 \\ \sin 2i_1 & \frac{v_{p1}}{v_{s1}} \cos 2j_1 & \frac{\rho_2 v_{s2}^2 v_{p1}}{\rho_1 v_{s1}^2 v_{p2}} \sin 2i_2 & -\frac{\rho_2 v_{s2} v_{p1}}{\rho_1 v_{s1}^2} \cos 2j_2 \\ -\cos i_1 & \sin j_1 & -\cos i_2 & -\sin j_2 \\ \cos 2j_1 & -\frac{v_{s1}}{v_{p1}} \sin 2j_1 & -\frac{\rho_2 v_{p2}}{\rho_1 v_{p1}} \cos 2j_1 & -\frac{\rho_2 v_{s2}}{\rho_1 v_{p1}} \sin 2j_2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ T_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin i_1 \\ \sin 2i_1 \\ -\cos i_1 \\ -\cos 2j_1 \end{bmatrix}, \quad (1)$$

$$\begin{bmatrix} \sin i_1 & \cos j_1 & -\sin i_2 & \cos j_2 \\ \sin 2i_1 & \frac{v_{p1}}{v_{s1}} \cos 2j_1 & \frac{\rho_2 v_{s2}^2 v_{p1}}{\rho_1 v_{s1}^2 v_{p2}} \sin 2i_2 & -\frac{\rho_2 v_{s2} v_{p1}}{\rho_1 v_{s1}^2} \cos 2j_2 \\ -\cos i_1 & \sin j_1 & -\cos i_2 & -\sin j_2 \\ \cos 2j_1 & -\frac{v_{s1}}{v_{p1}} \sin 2j_1 & -\frac{\rho_2 v_{p2}}{\rho_1 v_{p1}} \cos 2j_1 & -\frac{\rho_2 v_{s2}}{\rho_1 v_{p1}} \sin 2j_2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} R_{SP} \\ T_{SP} \\ R_{SS} \\ T_{SS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos j_1 \\ -\frac{v_{p1}}{v_{s1}} \cos 2j_1 \\ -\sin j_1 \\ -\frac{v_{s1}}{v_{p1}} \sin 2j_1 \end{bmatrix}, \quad (2)$$

ahol R_{PP} , R_{PS} , T_{PP} , T_{PS} , R_{SS} , R_{SP} , T_{SS} és T_{SP} a reflektált P, reflektált S, transzmittált P és transzmittált S-hullámamplitúdó-együtthatók. Az i a P-hullám reflexiók vagy transzmissziós szögére, a j az S-hullám reflexiók vagy transzmissziós szögére vonatkozik indextől függően. Az '1' index a felső réteghez, a '2' index az alsó réteghez tartozik. A v_p a P-hullámsebesség, v_s az S-hullámsebesség, ρ a sűrűség.

A vizsgálatok során számításra kerültek mind a tisztán $P_{le}P_{fel}$, $S_{le}S_{fel}$ hullámok, mind pedig a konvertált hullámok reflexiók és transzmissziós együtthatói, választ keresve a különböző horizontok különböző hullámtípusokkal való leképezhetőségének kérdésére. A 2. ábra alapján számított eredményeket a 4. ábra mutatja be reflektor szerinti bontásban, melyből az alábbi következtetések vonhatók le:

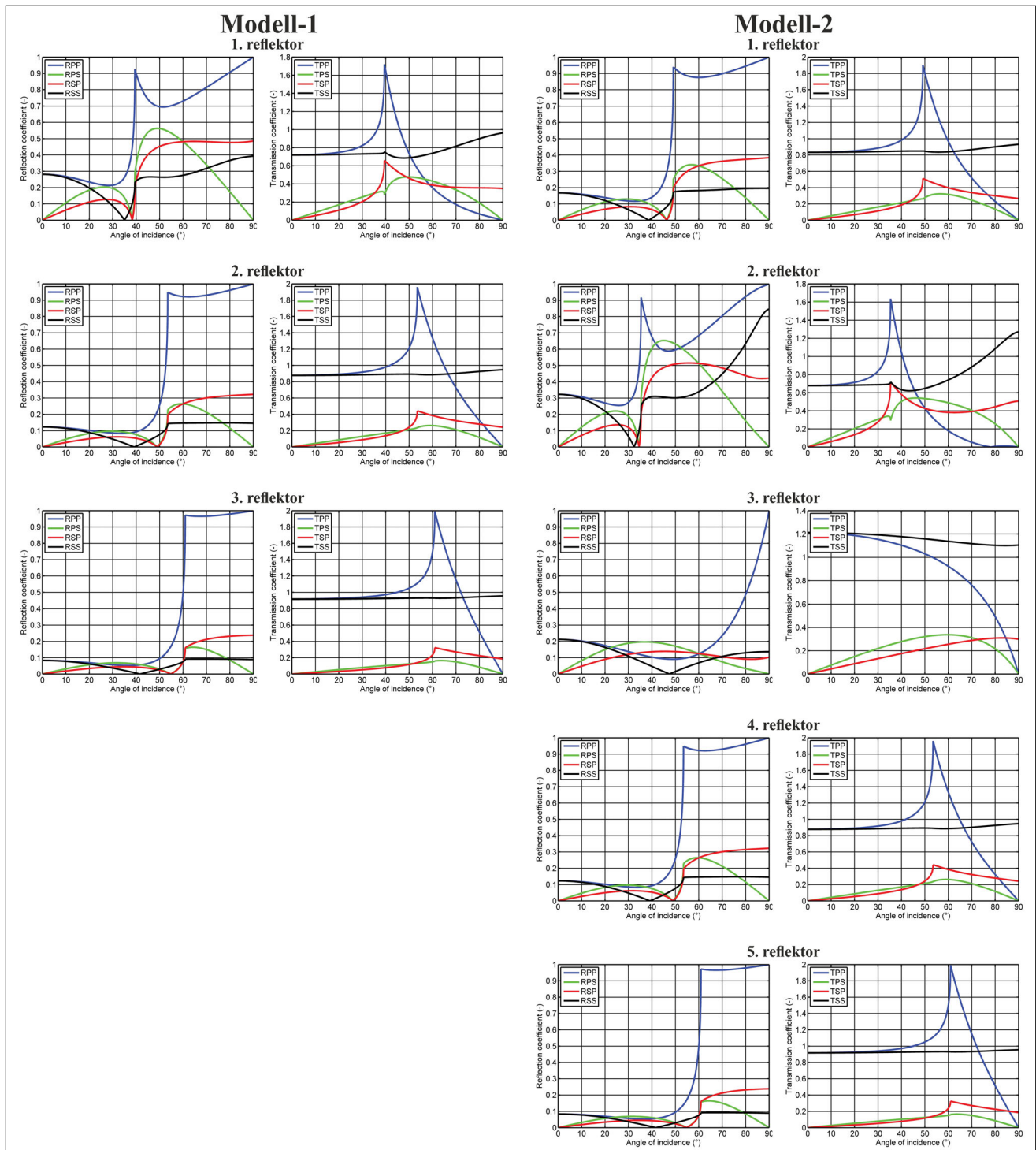
- A PP-hullámamplitúdók zéro offsetnél a legnagyobbak, onnantól kezdve folytonosan csökkennek, majd a kritikus szög előtt pár fokkal újra felerősödnek. A konvertált hullámok amplitúdói először növekednek, kb. 20°-os beesési szögtől kezdve pedig megegyező vagy közel hasonló reflexiók együtthatókkal bírnak, mint a kompresz-

ziós hullám egészen 37–40°-ig. Kiemelten igaz ez nagy sebességű magmás kőzet feképezésekor (Modell-2, 3. reflektor). A kritikus szögig az SP típusú konvertált hullámok reflexiók együtthatói mindig kisebbek, mint a PS-hullámok együtthatói.

- Az üledékes réteg – alaphegység kontaktus esetén fennáll annak a lehetősége is, hogy a rétegek alacsony impedanciakontrasztja miatt markáns aljzati reflexiókra nem számíthatunk (hasonlóan akár magmás kőzet közvetlen aljzatra való településekor).

Mindemellett a vizsgálatok során számos további kérdést is meg kell válaszolni:

- A nagy beesési szöggel rendelkező PP- vagy PS-hullámok alkalmazása képes-e megfelelően erős reflexiókat biztosítani a vulkanit alatti térrészről, vagy az abszorpciós veszteségek miatt elvesztik ezen előnyüket a nagyterítéses mérések?
- A pannon üledékek és a vulkanit, illetve a vulkaniton belüli nagy sebességű magmás egység magas akusztikus



4. ábra | A Modell-1 és Modell-2 reflexiók (1. és 3. oszlop) és transzmissziós (2. és 4. oszlop) együtthatói különböző réteghatárokon (PP: kék, PS: zöld, SP: piros, SS: fekete)

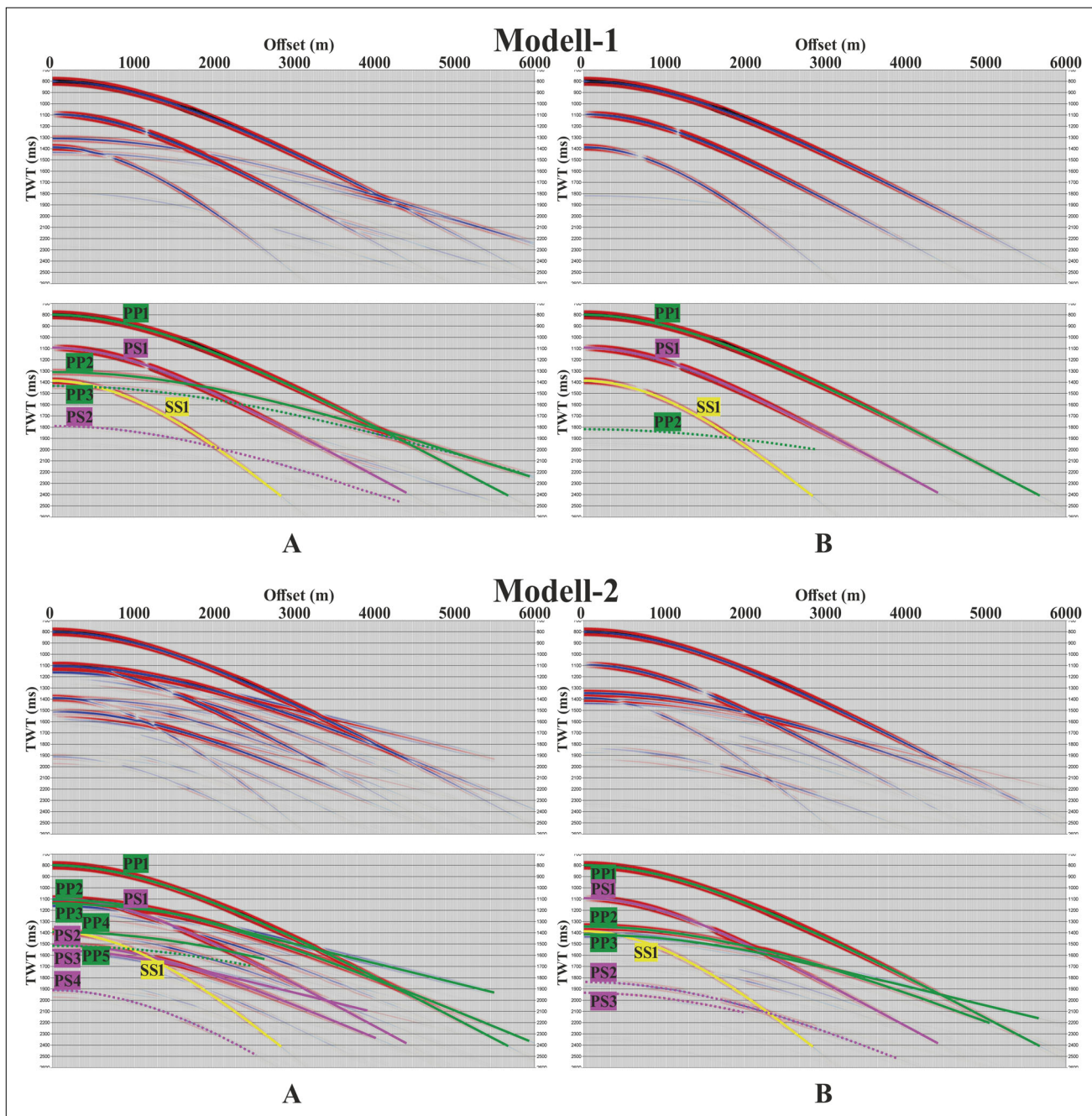
Figure 4 | Reflection (columns 1 and 3) and transmission (columns 2 and 4) coefficients of Model-1 and Model-2 on different layer boundaries (PP: blue, PS: green, SP: red, SS: black)

impedanciakülönbsége mennyire meghatározó a beeső hullám energiavesztésében?

- Végző soron a reflexiók szeizmika alkalmas-e az aljzati képződmények kutatására, és ha igen, úgy mik lesznek a méréstervezés főbb paraméterei (forráskeltés, offset, érzékelő, hullámtípus stb.)?

Szintetikus szeizmogramok vizsgálata

A „Földtani-geofizikai modellek” c. fejezetben definiált rétegpárparaméterekből sugárútkövetés alapú szintetikus szeizmogramokat hoztunk létre modellezőszoftver segítségével (5. ábra), melynek főbb jellemzői a következők:



5. ábra A Modell-1 és Modell-2 eredeti és értelmezett szintetikus szeizmogramjai amplitúdókorrekció nélkül (XY1 = X: lemenő hullám, Y: feljövő hullám, 1: reflektáló horizont). Modell-1: 4 réteges földtani modell, Modell-2: 6 réteges földtani modell; A: vékonyabb, B: vastagabb vulkáni képződmény

Figure 5 Original and interpreted synthetic seismograms of Model-1 and Model-2 without amplitude manipulation (XY1 = X: down-going wave, Y: upcoming wave, 1: reflecting horizon). Model-1: 4-layered geo-model, Model-2: 6-layered geo-model; A: thinner, B: thicker volcanic unit

- horizontálisan rétegzett, ill. rétegenként homogén és izotrópmodellek,
- 10 méteres geofonköz 6000 méter maximális offsettel,
- 2 ms mintavételi köz; Ricker-wavelet 20 Hz-es domináns frekvenciával,
- AGC, NMO, refrakció, szűrés és többszörös nélküli zajmentes szelvények,
- reflexiók és transzmissziós, ill. abszorpciós veszteségek jelen vannak.

A 2. táblázatban összefoglaltuk a szeizmogramok kiértékelésének eredményeit, amiből jól látható, hogy a legelső, prekainozoos aljzattetőről származó reflexiók minden esetben rendkívül gyenge amplitúdóval jellemezhetők. Szubjektív megítélés alapján a Modell-2/B közelíti leginkább a valós földtani-geofizikai helyzetet, bár feltételezhetjük, hogy a valóságban még kedvezőtlenebb a helyzet (például a vulkaniton belüli többszintes magmás kőzet megjelenése).

2. táblázat | Horizontok reflektivitásának összefoglaló táblázata szeizmogramok alapján
(R: reflektív felület, NR: nem reflektív felület)
Table 2 | Summary table about the reflectivity of interfaces based on synthetic seismograms
(R: reflective surface, NR: non-reflective surface)

	Modell-1/A			Modell-1/B		
	$P_{le}P_{fel}$	$P_{le}S_{fel}$	$S_{le}S_{fel}$	$P_{le}P_{fel}$	$P_{le}S_{fel}$	$S_{le}S_{fel}$
1. reflektor	R	R	R	R	R	R
2. reflektor	R	NR	NR	NR	NR	NR
3. reflektor	NR	NR	NR	NR	NR	NR
	Modell-2/A			Modell-2/B		
	$P_{le}P_{fel}$	$P_{le}S_{fel}$	$S_{le}S_{fel}$	$P_{le}P_{fel}$	$P_{le}S_{fel}$	$S_{le}S_{fel}$
1. reflektor	R	R	R	R	R	R
2. reflektor	R	R	NR	R	R	NR
3. reflektor	R	R	NR	R	NR	NR
4. reflektor	R	NR	NR	NR	NR	NR
5. reflektor	NR	NR	NR	NR	NR	NR

Ahogy a 2. táblázat is mutatja, a különböző hullám-típusok közül a tisztán longitudinális hullámnak van a legjobb esélye leképezni a legtöbb reflektort egy adott modellre vonatkozóan, elsősorban kis és közepes beesési szögnél. A konvertált hullámok amplitúdói meglehetősen gyengék, illetve PP-reflexiókkal akár fedettek is lehetnek, ami az előbbi részben a transzverzális hullám intenzív csillapodásának és a konvertált hullámok kisebb reflexiós együtthatójának köszönhető. Az előbbi jelenség még abban az esetben is érvényes, ha a felszíni jelgerjesztés során kb. 3,7-szer több energia fordítódik S-hullám gerjesztésre, mint P-hullám gerjesztésére (Miller, Pursey 1955). Az „NR” jelölés a nem vagy csak az igen gyengén reflektív felületet jelöli, mely semmilyen offset mellett nem leképezhető (átlagosan kb. 1/100-nyi amplitúdó nagyságrend a pannon fekihöz képest). Jól látható, hogy a vulkanit teteje egy intenzív reflexiós felület. A mélyebben elhelyezkedő réteghatárok esetén viszont a hullám abszorpciója és a visszaszórás jelensége együttesen domináns, utóbbi köszönhetően a pannon vulkanit és a magmás betelepülés nagy impedanciakontrasztjának. A nagy sebességű geológiai elem többszöri megjelenése és a zaj feltehetőleg tovább rontja a végeredményt, evvel is csökkentve az aljzati amplitúdóerősségeket.

Összefoglalás és konklúzió

A tanulmányban összefoglaltuk a nyírségi területek általános mélyföldtani ismeretanyagát mind szakirodalmi, mind mélyfúrás vonatkozásban, mely alapján egyszerűsített, többréteges közetvázmodelleket hoztunk létre. Fúrólukgeofizikai mérések kiértékelésével az adott rétegekhez különböző hullámterjedési sebességeket és közetsűrűségeket rendeltünk. A kutatás a réteghatárok reflexiós együtthatóinak vizsgálatára, illetve magának a vulkanitos

egységnek a hullámterjedésre gyakorolt hatására terjedtek ki. Ahogy azt korábban is feltételeztük, markáns aljzati reflexiókra nem lehet számítani a területen a magas akusztikus impedanciakülönbségek és a pannon üledékek, ill. tufás vulkanit energiaelnyelésének köszönhetően. A tanulmány bemutatta, hogy a reflexiós eredmények a PP-hullám esetén a legjobbak, a többi hullámtípus alkalmazása nem életképes. A zaj és további nagy sebességű rétegek tovább rontják a szeizmikus összképet. A nagyobb mélységből visszavert konvertált hullámbeérkezéseket a PP-reflexiók elfedhetik.

Az eredmények alapján a Nyírség aljzatának és a pre-neogén képződmények további szeizmikus kutatása kérdéses. Még bizonyos mérési kivitelezésekkel, mint a 4,5 Hz-es, 3 komponenses, 128 dB-es MEMS-geofonok, a 4 vibrátor alkalmazása alacsony (1–2 Hz-es) kezdő swepel egy nagy offsetes 3D-s mérés esetében sem biztosítottak számottevő vagy regisztrálható aljzati reflexiók. A vibrátoros jelgerjesztés helyett egy nagy energiájú robbantásos forráskeltés sokkal jobb eredményeket hozna, mivel a robbantásos forráskeltéshez képest a vibroseis nem képes elegendően nagy energiaközlésre alacsony frekvenciás tartományban, azonban ennek a rezgéseltetésnek a kivitelezése könnyen környezetvédelmi és hatósági engedélyeztetési akadályokba ütközhet. A fenti nehézségek mellett természetesen terepi teszteken (legalább egy 2D-s mérés keretében, 15–20 km-es offsettel) kellene kipróbálni a mérési javaslatot. A 3D-s elrendezést az aljzat szerkezeti bontottsága és a felette elhelyezkedő vulkanit vastagsága és formája indokolja. A nagy terítéses mérési elrendezést az ELGI részéről történt korábbi széles szögű mérés biztató eredményei indokolják (viszont már nagyobb fedésszámmal). Az S-hullámok regisztrálása hiánypótló adatokat jelentene. A 128 dB-es dinamikatarományal rendelkező geofonok lehet, hogy képesek lennének már valamilyen gyenge aljzati reflexiókat rögzíteni. Mindemellett az alább

felsorolt mérési paraméterek igen költségesek, illetve maga a szénhidrogén-kutatás pedig meglehetősen kockázatos egy ilyen paleovulkáni területen. A szeizmikus mérés tervezése során érdemes figyelembe venni a nagy felbontású gravitációs, mágneses és magnetotellurikus adatokat is, mivel a legújabb kutatások alapján e mérések jó kiegészítő módszerek tekinthetők a komplex geológiai értelmezés számára.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet szeretnének mondani a MOL Nyrt.-nek az adatok kiadásában nyújtott szíves együttműködésért.

A tanulmány szerzői

Braun Bence Ádám, Fancsik Tamás, Sebe István

Jegyzetek

- ¹⁾ Az egyszerűsített földtani modell végett e vékony és lokális megjelenésű üledékes rétegek jelenlétével a későbbiekben nem foglalkoztunk.
- ²⁾ A legutóbbi értelmezés szerint a konglomerátum kárpáti(?) korú slír képződmény, mely a Kiskunhalasi Formációba sorolható (Wórum et al. 2010b).

Hivatkozások

- Bodoky T., Jánvári J., Nemesi L., Polcz I., Szeidovitz Gy. (1977): Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben. *Általános Földtani Szemle*, 10, 5–44.
- Bodrogi M., Pápa A., Zahuczki P., Tanács J., Szentendrei E., Mészáros V. Cs., Török V. (2002): Felszíni geofizikai mérés tervezet Nyíregyháza-Észak és Vásárosnamény kutatási területekre (2001). MOL K&T divízió, belső jelentés, Budapest
- Császár G. (1998): A Mecsek és a Villányi Egység alsó- és középső-kréta képződményeinek rétegtana. In: Bérczi I., Jámor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, pp. 337–352.
- Cserkész-Nagy Á. (2018): Magyarország szénhidrogén-kutatási területei – A nyírségi részmedence. In: Kovács Zs. (szerk.) (2018): Szénhidrogének Magyarországon, pp. 169–177. Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal, Budapest
- Fliedner M. M., White R. S. (1999): Using wide-angle seismic data for basalt and sub-basalt imaging. In: 69th Annual International Meeting Society Exploration Geophysics Expanded Abstracts, pp. 1021–1025.
- Fliedner M. M., White R. S. (2001): Sub-basalt imaging in the Faeroe-Shetland basin with large offset data. *First Break*, 19, 247–252.
- Fruehn J., Fliedner M. M., White R. S. (2001): Case history: Integrated wide-angle and near-vertical sub-basalt study using large-aperture seismic data from the Faeroe-Shetland region. *Geophysics*, 66, 1340–1348.
- Hajnal Z., Hegedűs E., Keller G. R., Fancsik T., Kovács A. Cs., Csabafi R. (2004): Low-frequency 3-D seismic survey of upper crustal magmatic intrusions in the northeastern Pannonian Basin of Hungary. *Tectonophysics*, 388, 239–252.
- Hanssen P., Ziolkowski A., Li X-Y. (2003): A quantitative study on the use of converted waves for sub-basalt imaging. *Geophysical Prospecting*, 51, 183–193.
- Kiss J. (2014): Lemeztekttonika, vulkanizmus és a Kárpát-Pannon régió geomágneses anomália-térképe. *Magyar Geofizika*, 55/2, 55–58.
- Masoomzadeh H., Barton P. J., Singh S. C. (2005): Advanced processing of long-offset seismic data for sub-basalt imaging in the Faeroe-Shetland Basin. In: 75th Annual International Meeting Society Exploration Geophysics Expanded Abstracts, pp. 417–420.
- Miller G. F., Pursey H. (1955): On the partition of energy between elastic waves in a semi-infinite solid. *Proceedings of the Royal Society*, A233, 55–69
- Nagymarosy A., Báldi T., Beke M., Horváth M. (2008): A Szolnoki Flis: sztratigráfia, biofácies, litofácies és ösföldrajzi kapcsolatai. K 47 107. számú kutatási projekt rövidített zárójelentése. ELTE, Budapest
- Pereszlenyi M., Pereszlenyi A., Masaryk P. (1999): Geological settings of the Kosice Basin in relation to geothermal energy resources. *Bulletin d'Hydrogéologie*, Vol. 17.
- Székyné V. F., Kozák M. (1984): A Nyírség mélyszinti neogén vulkanizmusa. *Földtani Közlöny*, 114, 147–159.
- Szentgyörgyi K., Amran A., Sóreg V. (2011): A 117. Nyíregyháza-észak kutatási területen végzett szénhidrogénkutatási tevékenységről zárójelentés. MBK/470/2011 – MOL K&T divízió; MBK ÉMO.18526 „E”. Budapest
- Takács E. (szerk.) (2016): Szeizmikus módszertani fejlesztések. Kutatási jelentés, MFGI, Budapest, pp. 4–10.
- Völgyi L. (1984): A Nyírség potenciális szénhidrogén-földtana. *Földtani Közlöny*, 114, 161–169.
- Wombell R., Jones E., Priestly D., Williams G. (1999): Long offset acquisition and processing for sub-basalt imaging. In: 69th Annual International Meeting Society Exploration Geophysics Expanded Abstracts, pp. 1429–1432.
- Woodburn N., Hardwick A., Travis T. (2011): Enhanced low frequency signal processing for sub-basalt imaging. In: 81st Annual International Meeting Society Exploration Geophysics Expanded Abstracts, pp. 3673–3677.
- Wórum G., Lőrincz M., Hámori Z. (2010a): Kutatási zárójelentés a Nyírség-Szatmár kutatási területen elvégzett kőolaj- és földgázkutatási műveletekről és azok eredményeiről. Kézirat, PetroHungaria Kft. Budapest, p. 25
- Wórum G., Lőrincz M., Hámori Z. (2010b): Kutatási zárójelentés a Nyírség-dél kutatási területen elvégzett kőolaj- és földgázkutatási műveletekről és azok eredményeiről. Kézirat, PetroHungaria Kft. Budapest, p. 53
- Ziolkowski A., Hanssen P., Gatliff R. W., Liu E. (2003): Use of low-frequencies for sub-basalt imaging. *Geophysical Prospecting*, 51/3, 169–182.
- Zoeppritz K. B. (1919): Erdbebenwellen VIII b., Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitflächen. *Göttinger Nachrichten*, I, 66–84.