

**UNIVERSITATEA BABEȘ-BOLYAI
FACULTATEA DE BIOLOGIE ȘI GEOLOGIE**

Lucrare de licență

MODELAREA GEOLOGICĂ 3D A CÂMPULUI DE GAZE NATURALE ȘIMONEȘTI, BAZAT PE METODA STRATIGRAFIEI SECVENȚIALE

Conducători științifici:

dr. Silye Lóránd, lector

Consultant:

dr. Kovács József Szilamér

Absolvent:

Dénes Szilárd

Inginerie geologică

**CLUJ-NAPOCA
IULIE 2013**

**BABEŞ–BOLYAI TUDOMÁNYEGYETEM
BIOLÓGIA ÉS GEOLÓGIA KAR**

Szakdolgozat

A SIMÉNFALVI GÁZMEZŐ SZEKVENCIARÉTEGTANI ALAPOKRA HELYEZETT FÖLDTANI MODELLJE

Témavezető:

dr. Silye Lóránd, adjunktus

Konzulens:

dr. Kovács József Szilamér

Szakdolgozat készítője:

Dénes Szilárd

Mérnöki geológia

**KOLOZSVÁR
2013 JÚLIUS**

Tartalom

Rezumat.....	1
Kivonat.....	2
1. Bevezetés.....	3
2. Kutatástörténet	4
3. Siménfalva és környékének földrajzi adottságai	5
4. A terület földtani háttere	6
4.1 Az Erdélyi-medence földtana	6
4.1.1. A medence aljzata	6
4.1.2 A medence fejlődéstörténete.....	6
4.2 A vizsgált terület miocén üledékes formációi	8
5. Vizsgálati módszerek	11
6. Szénhidrogén kutatásban alkalmazott földtani módszerek	13
6.1 Elektrofácies analízis.....	13
6.2 Szeizmikus fácies analízis	15
7. Az Erdélyi-medence miocén szénhidrogén rendszere	16
7.1 Siménfalva szénhidrogén földtana.....	17
7.1.1 A terület geológiája mélyfúrások alapján	17
7.1.2 Szerkezeti földtan es sótektonika.....	18
7.1.3 Szekvenciarétegtani értelmezés	18
7.1.4 A terület szénhidrogén rendszerének elemei	24
8. A vizsgált terület 3D földtani modellje	30
8.1 A modellezés lépései	30
9. Eredmények és bizonytalanságok	36
10. Következtetések	37
11. Köszönetnyilvánítás	37
12. Könyvészet.....	39

Rezumat

În Depresiunea Transilvaniei rezervele de gaze naturale se epuizează, ceea ce generează o problemă energetică majoră. Capcanele secvențiale care sunt greu exploatabile pot însema câmpuri de gaze noi, care încă nu au fost cercetate. De aceea aplicarea metodei stratigrafiei secvențiale și a modelării 3D, ar putea avea rezultate pozitive. În zona Șimoneștiului sunt câmpuri de gaze naturale care sunt propice geologic pentru dezvoltarea. Aceasta este demonstrat de producția de până acum și prin această lucrare.

Am aplicat metodele de interpretare seismică, analiză a electrofaciesurilor, precum și modelarea geologică 3D în cazul acestui teritoriu. Aceste metode sunt potrivite pentru formarea unei imagini de ansamblu asupra zonei cercetate, pe care astfel putem să integrăm în timp și spațiu în etapele dezvoltării ale Depresiunii Transilvaniei. Deasemenea, ne permite cercetarea în linii mari a corpurilor sedimentare importante din punctul de vedere al hidrocarburilor.

Am realizat modelarea geologică cu ajutorul software-ului Schlumberger Petrel 2009: Geophysics, Geology & RE. Astfel am pus în evidență: caracteristicile geologice ale zonei Șimonești și am arătat că sunt prezente în Neogenul zonei numeroase capcane stratigrafice. Continuarea modelării geologice ar putea însemna o continuare a prezentei cercetări, dar pentru acest lucru am avea nevoie de mai multe date, pentru a depăși reprezentarea grafic-vectorială.

Kivonat

Az egyre apadó földgázkészletek komoly problémát jelentenek az Erdélyi-medencében. Új, meg nem kutatott gázmezőket jelenthetnek a nehezen feltárható rétegtani csapdák. Erre hatékony módszer lehet a szekvenciarétegtan, és a háromdimenziós modellezés. Siménfalva és környéke földtanilag alkalmas a földgáz telepek kialakulására. Ezt az eddigi termelés, és jelen dolgozat is bizonyítja. A szeizmikus értelmezést, az elektrofácies analízis, valamint a 3D földtani modellezés módszerét alkalmaztuk a területre. A módszerek alkalmasak arra, hogy madártávlatból tekintsünk a kutatási területre, belehelyezzük azt térben és időben az Erdélyi-medence fejlődéstörténetébe, és arra is, hogy nagy felbontásban vizsgálhassuk a terület szénhidrogén-földtanilag fontos üledékes testeit. A földtani modellezést a Schlumberger Petrel 2009: Geophysics, Geology & RE szoftverrel végeztük. Megállapítható, hogy a Siménfalva földtani adottságai lehetővé teszik a rétegtani csapdák kialakulását. Elmondhatjuk azt is, hogy a kutatás folytatását földtanilag a modell továbbépítése jelentheti, amihez több adat szükséges a vektorgrafikus ábrázoláson való túllépéshez.

1. Bevezetés

Az Erdélyi-medence Közép–Kelet Európa egyik legfontosabb gázprovinciája (Popescu, 1995). A medence földgázkutatása több mint 100 éve kezdődött. Ez idő alatt a feltárt gázmezők száma, melyek mind miocén eredetűek, a 90-et is meghaladta (Ciupagea, 1970). A medence kiterjedése $\sim 200 \times 250$ km, és csak időszakosan ülepedtek le jelentős folyami üledékek (Ciupagea, 1970). Az üledékek képződése lényegében aggradáló környezetben történt, jelentősebb progradációs üledékek a tektonikai eredetű relatív tengerszintváltozásokhoz köthetők (Krézsek, 2005). A medence földgáz vagyonának kitermelése tipikusan szerkezeti csapdák megfúrásához köthető (Paraschiv, 1979). Az új, gazdaságilag jelentős szerkezeti csapdák felfedezése nehéz feladatnak bizonyul, amit az elmúlt 30 év kitermelési eredményei is alátámasztanak (Chișăliță, 2009).

Ebből kifolyólag, a földgázkutatás egy modernebb módját választva, a jelen dolgozat témája a siménfalvi gáztelep egy részének újraértelmezése a ma használatos kutatási módszerekkel. A téma iránti vonzalom talán az adatok és dokumentációk nehezen való hozzáférhetőségéből, valamint a szekvenciarétegtani szemléletek és számítógépes modellezési szoftverek gyors fejlődése adta lehetőségekből származik. Mindezek által a kimerült, vagy kimerültnek hitt telepek a korszerű módszerekkel való elemzésük során, figyelembe véve a gazdaságossági tényezőket is, új lehetőségeket és kihívásokat tartogathatnak.

Elsődleges célunk megérteni a szénhidrogén rendszer működését a tanulmányozott területen és elsajátítani a szénhidrogénkutatás alapjait, amelynek első lépése a gáztelepet tartalmazó szerkezet földtani modelljének elkészítése. A földtani modell elkészítése során megérthetjük, hogy melyek azok a kritikus elemek vagy lépések, amelyek ismerete nélkül, vagy helytelen sorrendű meglépése következtében a valósághoz alapjaiban hűtlen elképzeléshez jutunk.

Mint már említettem, az Erdélyi-medencében a megkutatott telepek túlnyomórészt szerkezeti csapdákban találhatóak, aminek az oka nem a rétegtani csapdák kisszámú előfordulása, hanem az ezek feltárásához szükséges, nagyköltőségű háromdimenziós (3D) szeizmikus szelvények hiánya. Ezért célunkat szolgálja a területről származó kétdimenziós (2D) szeizmikus szelvények segítségével valószínűsíthető rétegtani csapdák azonosítása, a szénhidrogének csapdázódásának szempontjából fontos földtani elemek meghatározása.

Mindezen célokat egy új szemszögből szeretnénk megvalósítani és összefoglalni a terület földtani modelljének elkészítésével. Ez számtalan új földtani információt nyújthat, és új kutatási perspektívákat nyithat a kutatott területen. A modell elkészítéséhez azonban szükséges a modellező szoftver ismerete, így céljaink és alapfeltételeink közé tartozik annak megtanulása is.

2. Kutatástörténet

A felszíni gázzivárgásokra és az „égő kutak”-ra vonatkozó adatok az Erdélyi-medencéből már a 17. századbeli kéziratokban megjelentek (Wanek, 1999).

1908 februárjában a Thumann (Halle) vezetősége alatt álló cég a Kissármás 1-es kutatófúrás mélyítésénél technikai nehézségekbe ütközött (egy gáztelített réteg harántolása), és a fúrást 627 m-nél leállították (Wanek, 1999). A rendszeres feltárás 1909 óta folyik, amióta a Kissármás 2-es kutatófúrásban, a 122 m-es mélységet elérve kitört a földgáz. Az ezt követő további két gázkitörés (228 és 302 m-en) olyan erősségű volt, hogy a fúróberendezést a felszínre röpítette (Wanek, 1999).

A korai kutatások tárgyát a gáz dómok képezték (Böckh, 1911; Vancea, 1960; Ciupagea, 1970), amelyek szerkezetében komplex (pl. elvetett antiklinális) csapdázódások jöttek létre. Később, a szeizmikus módszer elterjedésével újabb típusú szénhidrogén csapdázódások sikeres megfúrására került sor. Ezek esetében a gázmezők mind a középső-badeni só után lerakódott üledékes összletekben találhatóak (Paraschiv, 1979).

A só alatti üledékek vizsgálatára több mint 40 kutatófúrást mélyítettek, több eltérő rétegtani helyzetű szénhidrogén rendszert feltárva (jura mészkövek, felső-kréta turbiditek, eocén sekélytengeri homokkövek), ám mindegyik száraz gázt szolgáltatott (Paraschiv, 1979). Az egyetlen kivétel a magyarsárosi (Deleni) 6042-es mélyfúrás, mely az erősen cementálódott jurakori dolomitokból kőolajat hozott a felszínre (Kovács, Piteiu et al., 2007)

Az 1950-es évektől a földgázkutatásban geofizikai (gravitációs, mágneses, szeizmikus) módszereket kezdtek el alkalmazni. De ezek nem a legjobb minőségű információt nyújtották a földtani testekről, viszont ez is elegendő volt az egyes szerkezetek beazonosítására. Az 1980-as évektől a jó minőségű 2D szeizmikus szelvények korszaka következett (Paraschiv, 1979). Az új koncepciókat jelentő rétegtani csapdák feltárásához szükséges 3D szeizmikus szelvények korszaka fele tartunk.

Az 1980-as évekig a gázmezők kitermelése nagyon gazdaságos volt, ezután viszont a termelés fokozatosan hanyatlani kezdett. Több mint 130 gázmező termelt, melyek mérete 6 BCF–1TCF (*1. táblázat*) közötti volt, és a legtöbb mező mérete meghaladta a 100 BCF mennyiséget (Nemeşan, 2007). Napjainkig összesen több mint 40 TCF földgáztermeltek ki az Erdélyi-medencéből, mely a kezdeti tartalékoknak 70%-át jelenti. A termelés mennyisége évről-évre csökken (Nemeşan, 2007).

Az Erdélyi-medence K-i részének gázmezőit nagy részletességgel Paraschiv (1980) és Spulber (2010) elemezte, főleg kémiai szempontok alapján. Munkájában a Siménfalva környéki telepek (Székelyudvarhely, Bencéd, Tarcsafalva, Küsmöd, Firtosmartonos) geológiáját és

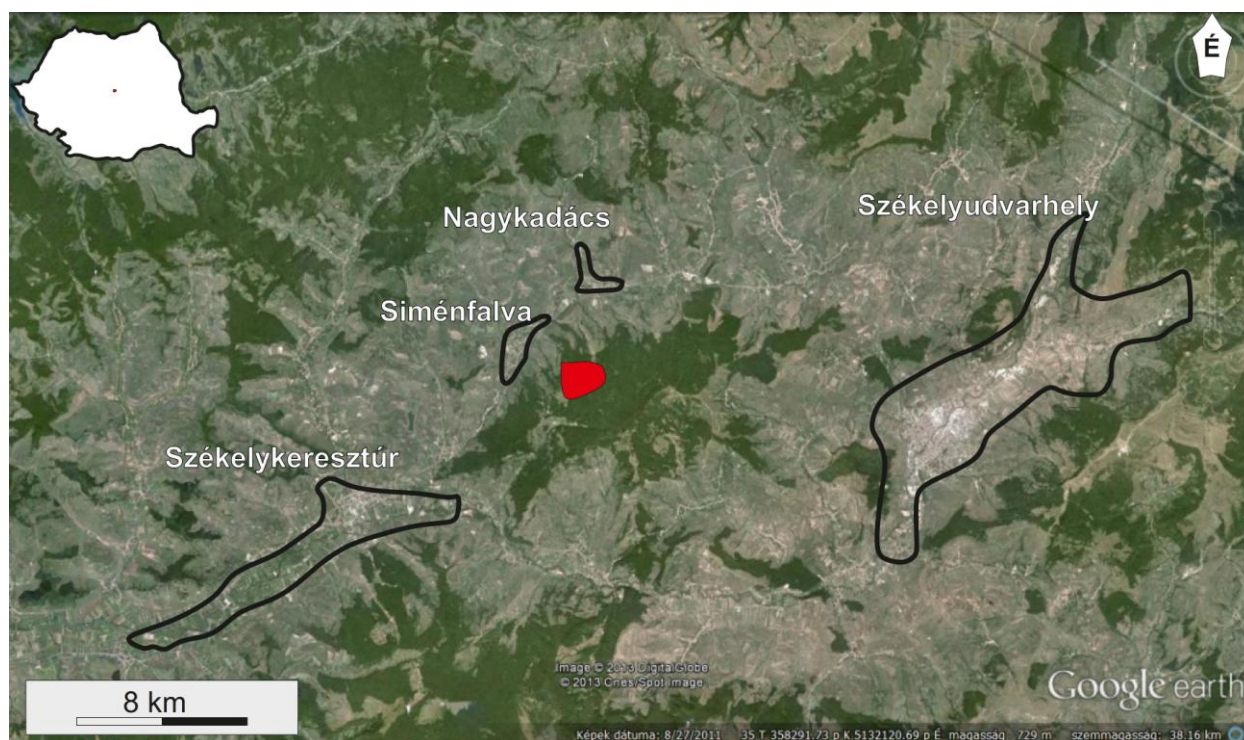
gázösszetételét tárgyalja. A siménfalvi telepről nem nyújt információkat, hiszen a telep feltárása éppen kutatómunkája alatt volt folyamatban.

A siménfalvi gáztelepet 1979-ben fedezték fel, és az 1-es számú kutatófúrással bizonyították a létezését. Újabb kutatófúrásokat 1981-ben mélyítettek (10, 11-es kút), amelyek 1984-től kezdtek el termelni. A gázboltozatokat további 24 kutatófúrással tárták fel, és 6 fúrást mélyítettek kitermelés céljából (Romgaz, 2009). A fúrások mélysége 1210–2710 m között változik (Romgaz, 2009).

Eddig a területről két, a C.C.I.T.G.M. Mediaş által készített tanulmány született 1987-ben és 1998-ban. A Sucursala de gaze Mediaş a S.N.G.N. Romgaz Mediaş részéről 2002-ben egy tanulmány és annak a kiegészítése, valamint az E.P.&T. Bucureşti részéről 2004-ben jelent meg dokumentáció. Az utolsó tanulmány 2009-ben készült, ennek bizonyos részeit bocsájtotta rendelkezésünkre a S.N.G.N. ROMGAZ S.A.

3. Siménfalva és környékének földrajzi adottságai

Siménfalva (Şimoneşti) az Erdélyi-medence K-i részén, a Fehér-Nyikó mentén fekszik. Domborzatát dombvidék uralja. Siménfalva Alsó-Nyikómente legnagyobb települése és községközpontja. Közigazgatásilag 13 település tartozik hozzá. Székelykeresztúrtól É–K-i irányba 7 km-re fekszik. A tanulmányozott terület a községtől 3 km-re D-K-i irányba található (1. ábra).



1. ábra. A terület műholdas térképe. Pirossal jelölve a tanulmányozott terület

4. A terület földtani háttere

4.1 Az Erdélyi-medence földtana

4.1.1. A medence aljzata

Az Erdélyi-medence fejlődése izókrón a Kárpátok késő-krétától máig tartó fejlődéstörténetével. Aljzatát a Transzilvanidák, és a Belső-Dacidák nagyszerkezeti egységéhez tartozó kristályos-mezozoós képződmények alkotják. E képződmények két tektonikai egységre bonthatók: 1. prekambriumi és/vagy paleozoós kristályos aljzat és az erre települő mezozoós üledékes takarók; 2. késő-kréta–kora-miocén poszttektonikus üledékes formációk (Săndulescu, 1984). Az Erdélyi-medence aljzata a Tisza–Dácia tektonikai egység, melynek takarós szerkezete a késő-kréta elején (turoniban) véglegesítődik (Krézsek és Bally, 2006).

A medence K-i és DK-i részéről származó mélyfűrési adatok és szeizmikus szelvények alapján elmondható, hogy a metamorf aljzat a medence középső és D-i részén átlagosan 1000–1500 m MD (*l. táblázat*) mélységben, míg a K-i részén 2500-3000 m-es mélységben jelentkezik. (Falk, 2007).

Az Erdélyi-medence K-i részén a kristályos aljzatot Ciupagea (1970) a Tölgyesi Sorozattal (Litogrupul de Tulgheș) azonosítja. A sorozat alsó paleozóikumi polimetamorfitokból áll, melyek fekete és fehér színű kvarcitokból, kvarc és földpát alkotta kőzetekből épülnek fel. A Keleti-Getidák (Getide Estice) nagyszerkezeti egység Bukovinai-takaróihoz (Pânza Bucovinică) tartozó Putna-takaró (Pânza de Putna) legalsó egységét képezi, és feltárul a Szubbukovinai-takarók (Pânze Subbucovinice) felépítésében is (Balintoni, 1997).

A sorozatot Balintoni (1997) a következő egymásra települő tagozatokra osztja: Căboia, Holdița, Leșu Ursului és Arșița Rea.

A **Căboia Tagozat** (Litozona Căboia) a sorozat alján helyezkedik el, főleg terrigén eredetű grafitmentes kőzetekből áll. A **Holdița Tagozat** (Litozona Holdița) fekete és fehér színű kvarcitokból, valamint karbonátos és klorit tartalmú kőzetekből áll. A **Leșu Ursului Tagozat** (Litozona Leșu Ursului) egy szulfidércesedésben gazdag, savas vulkanoszediment összet. Az **Arșița Rea Tagozat** (Litozona Arșița Rea) a sorozat legfelső részén helyezkedik el, fillites-kvarcitos kőzetek alkotják.

4.1.2 A medence fejlődéstörténete

A középső-miocén és kora-miocén között az Erdélyi-medence más kárpáti üledékes medencékhez hasonlóan a Kárpát-ív mögött helyezkedett el. E medencék tipikusan ív mögötti medencefejlődéssel jellemezhetőek, azonban az Erdélyi-medence fejlődéstörténete ezektől eltérő (Csontos, 1992; Krézsek és Filipescu, 2005). Például az Erdélyi-medence és az Erdélyi-szigethegység által elhatárolt Pannon-medence között is néhány geológiai és geofizikai

különbség ismerhető fel. Míg az Erdélyi-medence egy relatív vastag kontinentális aljzattal, valamint alacsony felületi hőáramlással jellemezhető, addig a Pannon-medence egy vékony kontinentális kéreggel, magas felületi hőáramlással rendelkezik (Demetrescu, Nielsen et al., 2001). Az Erdélyi-medence tengerszint feletti magassága 600 m körüli, valamint a két medence késő-miocén üledékeinek magassága között néhol 1000 m-es eltérés is van (Ciupagea, 1970).

Az Erdélyi-medence rétegsora helyenként meghaladja az 5 km vastagságot, és 4 tektonosztratigráfiai megaszekvenciára bontható (Krézsek és Bally, 2006): 1. késő-kréta; 2. paleogén; 3. kora-miocén; 4. középső-miocén–késő-miocén;

1. A **késő-kréta** összlet vastagsága 100 és 1000 m között változik és egy extenziós–transzteniós riftesedési rendszerben rakódott le (Ciulavu, 1999). A megaszekvenciát konglomerátumok, homokkövek, mészmárgák és rudistás mészkövek alkotják, melyek kontinentális lejtő, sekély-, és mélytengeri környezetben képződtek (Paraschiv, 1979).

2. A **kréta–paleogén** határán fellépő kompressziós erők a riftesedés leállásához és az egész paleocénre jellemző nagy mértékű erózióra vezettek (Krézsek, 2005). A paleocén–kora-eocén összletet kontinentális üledékek, konglomerátumok, agyagok és homokkövek alkotják, melyek vastagsága eléri az 1400 m-t.

A **középső-eocén–késő-eocén** alatt újra a tengeri üledékesedés (transzgresszív-regresszív) válik uralkodóvá, létrehozva a Nagykalotai Formációcsoport (Grupul de Călata) (Rusu, 1995) és a Türeai Formációcsoport (Grupul de Turea) (Rusu, 1995) mészkő, homokkő, márga és evaporit összleteit (Filipescu, 2001).

A **késő-eocén–oligocén** időszakban egy kompressziós poszt-rift fázis különíthető el, melyet egy igen kis rátájú, állandó üledékesedés jellemezett (Ciulavu, 1999; Krézsek, 2005). Az összlet alig haladja meg a pár száz m-es vastagságot, míg a depocenter környékén mélytengeri környezetben 500-1000 m vastag üledékes összlet képződött. Kőzettanilag konglomerátumokat, homokköveket, szénrétegeket és bitumenes palákat tartalmaz (Paraschiv, 1979).

3. A **kora-miocénben** a Közép-magyarországi vonal mentén az Alcapa és Tisza–Dácia egység elmozdul (Csontos, 1992), melynek következménye egy sor flexurális medence, amelyeket legyeződelt üledékek és kitöltések jellemeznek. Egy másik következmény a Tisza–Dácia tömb 70-90°-os óramutató mozgásának irányával megegyező elfordulása (Pătraşcu, 1994). A kora-miocén üledékes összletei három formációba sorolhatóak be: a sekélytengeri homokkövekből álló Nádaskóródi Formáció (Formaţiunea de Coruş) (Hauer és Stache, 1863), a külső selfen lerakódott márgák alkotta Kettősmezei Formáció (Formaţiunea de Chechiş) (Hofmann, 1879), valamint a durva szemcsés legyeződelt és mélytengeri környezetben létrejött Hidalmási Formáció (Formaţiunea de Hida) (Hofmann, 1879). A medence É-i részén az üledék

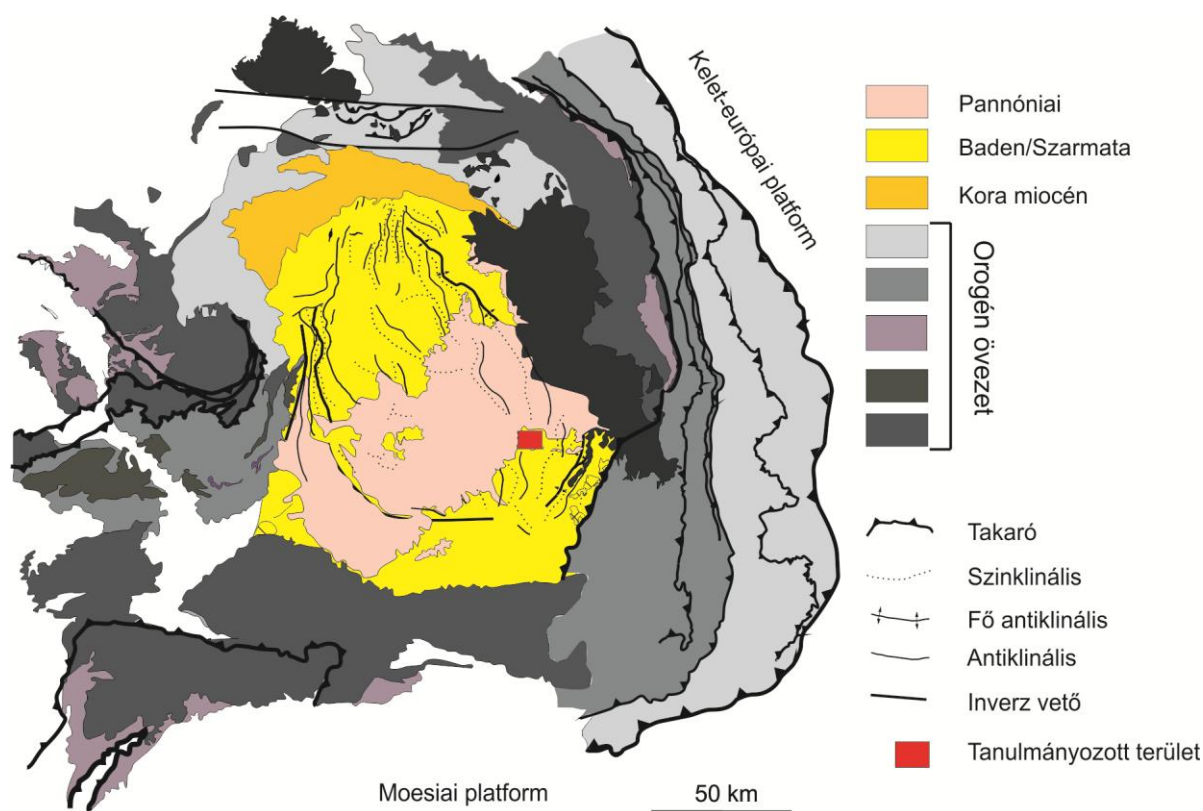
összlet az 1000 m-es vastagságot is elérheti, míg a D-i részén teljesen hiányozhat (Krézsek és Bally, 2006).

4. A **középső-miocénben** a Kárpátok szubdukciójának „back-arc” zónáját a Kárpát-ív mögötti medencék jellemezték, mint például a Pannon-medence (Csontos, 1992). Az Erdélyi-medence regionális kompressziós térbe került és a késő-badenben nagy sebességű süllyedésbe kezdett (Ciulavu, 1999).

4.2 A vizsgált terület miocén üledékes formációi

Az általam vizsgált területen a metamorf aljzatra badeni illetve szarmata üledékek települnek, melyek a középső-miocén–késő-miocén tektonosztratigráfiai megaszekvenciához tartoznak (2. ábra). A medencefejlődés szempontjából ezt gyenge regionális extenzió és lassú süllyedés jellemzi.

A természetes feltárások, a területhez köthető konkrét irodalom, valamint a folyamatos magvétélű mélyfúrások hiányában a szarmata és badeni üledékes összletek formációkba való sorolása nehéz feladatnak bizonyult. Ezért a siménfalvi gáztelepeknek otthont adó összleteket más, az Erdélyi-medence nyugati részén is megtalálható formációkba sorolom be (3. ábra).



2. ábra. Az Erdélyi-medence földtani térképe a tanulmányozott terület feltüntetésével Krézsek (2005) után, grafikailag módosítva

A **Mezőségi Formációcsoport** (Grupul de Câmpie) (Koch, 1884) a Hídalmási Formáció (Formațiunea de Hida) és a mai Doborkai Formáció (Formațiunea de Pietroasa) (Filipescu, 1996) között található. Koch 1884-ben a „Mezőségi rétegek” névvel illette. A formációcsoport felső határai és helyességét sok szerző vitatta. Filipescu (1996) nyilvánította érvényessé ezt a litosztratigráfiai egységet.

Koch (1900) a „Mezőségi rétegek”-et három litológiai egységre osztja: az alsó szint dácit-tufái és globigerinás márgái, a középső szint sóképződményei és a legfelső szint agyag, márga és tufa lerakódásokból felépülő rétegeit.

A tanulmányozott területen a formációcsoport csak mélyfúrásokból ismert, ám a szeizmikus szelvények és a fűrőmagok segítségével bizonyítható, hogy a litosztratigráfiai egység teljes egészében megtalálható, és párhuzamosítható az Erdélyi-medence Ny-i részén feltároló rétegekkel.

A **Dési Formáció** (Formațiunea de Dej) (Popescu, 1972) egy kora-badeni (felső moraviai) üledéksor. Koch (1900) litosztratigráfiai egységei szerint megfelel az alsó dácit-tufás szintnek, mely a Hídalmási Formáció legfelső konglomerátumos szintjével kezdődik. Összetételét tufák, tufitok, aleurolitok és agyagok alkotják (Filipescu, 1996; Filipescu, 2001), melyek az Erdélyi-medence D-i részén néhol a feltárásokban megmutatkoznak (Vancea, 1960).

Az Erdélyi-medence K-i részén e formáció alsó részét a **Csicsóhagymási Tagozat** (Membru de Ciceu-Giurgești) (Popescu, 1970) alkotja, mely transzgresszív jellegű konglomerátumokból, törmelékes rétegekből valamint a rájuk települt aleurolitos agyagokból és vékony tufarétegekből áll (Popescu, Mărunțeanu et al., 1995).

Az **Oláhnyíresi Alformációcsoport** (Subgrupul de Mireș) (Popescu, 1972) kora középső-badeni–felső-badeni. Az alformációcsoport a „Mezőségi rétegek” középső és felső szintjét foglalja magába. Ez az üledékösszlet evaporitokból, az erre települő agyagokból és márgákból áll. E litosztratigráfiai egység alsó egysége a **Désaknai Formáció** (Formațiunea de Ocna Dejului) (Mészáros, 1991), mely a középső-badenben (wielickai) a Paratethys kiszáradása után jött létre.

Ezt a formációt nagy vastagságú kősó lerakódások jellemzik. (Filipescu, 1996) az Erdélyi-medence nyugati részén elhelyezkedő gipszek alkotta Mészközi Formációt (Formațiunea de Cheia) (Filipescu, 1996) ezzel izokrónnak véli. A tanulmányozott terület szeizmikus szelvényein jól elkülöníthetőek a több száz m-es vastagságot is elérő sórétegek (Krészek, 2005), valamint a medence keleti részén számos mélyfúrásban felfedezni vélték ezeket (Falk, 2007).

Erre települ a késő-badeni (kosovi) **Csegezi Formáció** (Formațiunea de Pietroasa) (Filipescu, 1996), mely a regionális kiterjedésű Homoródszentmártoni Formációval (Formațiunea de Mărtiniș) (Țicleanu in Rado et al., 1980) azonosítható. Három szintre osztható:

alsó szintjét agyagok és tufa beékelődések alkotják, középső szintjét szürke agyagok és homok rétegek képezik, felső szintjét pedig vékony, filmszerű, cm-es vastagságú homokbeékelődésekkel tarkított agyagmárgák képezik. Popescu (1996) két egységet különít el a formáción belül: az alsó szintet „Radioláriás palák” névvel illeti, míg az erre települő réteget „Spiralis-os márgák”-nak nevezi.

Standard kronosztratigráfia		Regionális emeletek		Litosztratigráfiai egységek						
Kor		Pannon-medence	Kelet-Paratethys							
Miocén	Késő	Messinai	Pannonian	Pontusi	Oláhlapádi Formáció					
				Meoti						
		Tortonai		Chersoni						
				Besszarábiai						
	Közép	Serravallei	Szarmata	Volhinyai	Doborkai Formáció					
		Langhei	Badeni	Késő			Kosovi	Mezőségi Formációcsoport	Oláhnyíresi Alformációcsoport	Csegezi Formáció
				Közép			Wielicki		Désaknai Formáció	
		Kora	Moráviai	Dési Formáció			Csicsóhagymási Tagozat			
	Kora	Burdigaliai	Kárpáti		Hidalmási Formáció					
			Ottngangi							
		Aquitaniai	Eggenburgi		Kettősmezei Formáció					
Egri			Nádaskóródi Formáció							
		Almásvölgyi Formáció	Búzás Formáció	Vilma Formáció						

3. ábra. Az Erdélyi-medence K-i részén található rétegtani egységek (Popescu, 1995) után

A **Doborkai Formáció** (Formațiunea de Dobârca) (Lubenescu, 1981) kora volhíniai–besszarábiai. Litosztratigráfiaiilag a medence É-Ny-i részén az Irisztelepi Formációval (Formațiunea de Iris) párhuzamosítható (Filipescu, 2001), míg a DK-i részén a már említett Homoródszentmártoni Formáció alsó és középső szintjével azonosítható. Anyagát vékony, meszes hieroglifás homokkövek és homokok, valamint tufák közbetelepülésével jellemezhető agyagok alkotják. Az általunk tanulmányozott fúrások karottázs görbéi homokok, márgák és közbetelepülő tömör homokkövek jelenlétéről árulkodnak.

A legfiatalabb rétegtani egység az **Oláhlapádi Formáció** (Formațiunea de Lopadea) (Lubenescu és Lubenescu, 1977), melynek kora pannóniai. Ez a rétegösszlet a Doborkai Formációra transzgresszíven települ. Litosztratigráfiájában agyagok és homokos rétegek váltakozásai alkotják.

Az általunk vizsgált területen a rétegsor a szarmatával lezárul, a pannóniai üledékek teljesen hiányoznak.

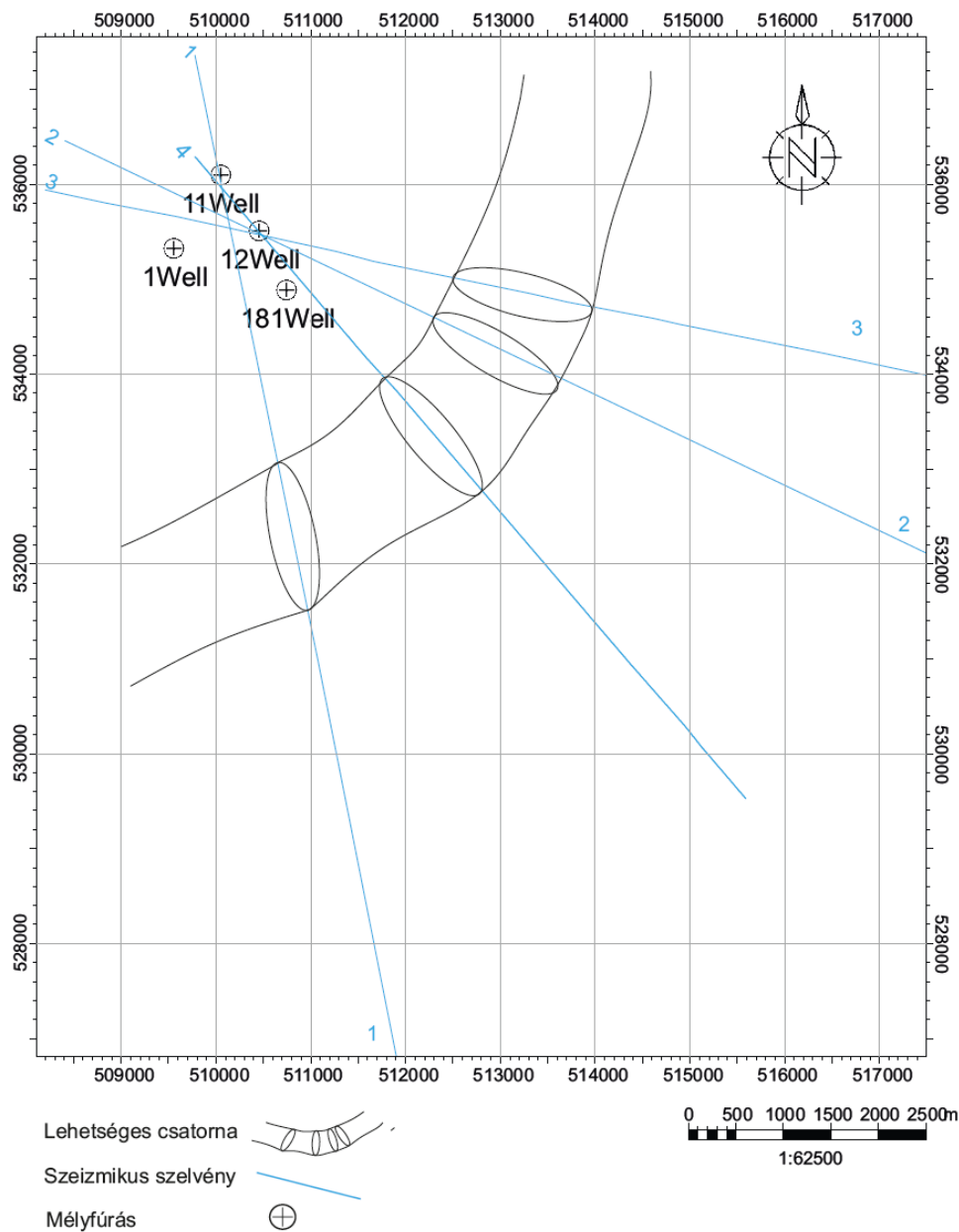
5. Vizsgálati módszerek

Jelen dolgozat egy összetett kutatás eredménye, mely főként a medenceanalízis metodikájára alapszik. Az általunk használt kutatási módszerek két csoportra oszthatóak: (1) a szeizmikus fácieselemzés módszere; (2) az elektrofáciesanalízis módszere a karottázsgörbék használatával a klasszikus szekvenciarétegtan alapelvei szerint.

Az adatainkat 4 mélyfúrás karottázsgörbéi és az általunk kutatott területet egyben lefedő 4, egymást metsző szeizmikus szelvény szolgáltatja (4. ábra).

A kutatott területen nem találhatóak feltárások, így az üledékes összletek elkülönítésekor csak a karottázsgörbéken és a szeizmikus szelvényeken követhető nagyléptékű elektrofácies változásokra hagyatkoztunk. Az S.N.G.N. ROMGAZ S.A. tulajdonában lévő karottázsgörbék az üledékek dinamikájáról és szerkezetéről adnak részletes információt. A görbéken követhető elektrofácies változások jól korrelálnak a szeizmikus szelvények üledécsomagjaival. A rétegtani határok behúzásánál szintén az S.N.G.N. ROMGAZ S.A. által rendelkezésünkre bocsátott tanulmányra alapoztunk. Az általuk értelmezett 1-es fúrást használtuk viszonyítási pontként a maradék 3 fúrás korrelálásánál. A 181-es fúrás egy 690 m-es (1270-1960 m) szakasz, melyen természetes gammát is mértek. Ezért ezt a fúrást az agyagok elkülönítésére használtuk. Az általunk értelmezett szondák közül az 1-es mélyfúrás, és a 11-es mélyfúrás érte el a sót (Désaknai Formáció). Ebből adódóan, a szekvenciarétegtani értelmezésünk és a kutatási területünk idő/mélység alsó határát az említett formáció teteje jelenti.

Helyenként a rétegtani határokat ritkítottuk, vagy saját meglátásaink szerint módosítottuk, olyan léptékre hozva azokat, hogy a jelenlegi dolgozat igényeit kielégítsék.



4. ábra. A szelvények és mélyfúrások egymáshoz viszonyított helyzete

A tektonikai és rétegtani viszonyok, valamint a szénhidrogén csapdák értelmezése a szintén S.N.G.N. ROMGAZ S.A. tulajdonát képviselő 2D szeizmikus szelvények alapján történt. A szeizmikus szelvényeink értelmezési tartományát a szelvények felső határa (SSTVD=-80 m)(1.táblázat), alsó határát pedig a só alja határozza meg.

Az értelmezéshez a Schlumberger Petrel 2009.2.2: Geophysics, geology & RE szoftvert használtuk. Segítségével elkészítettük a mélyfúrások litológiai oszlopait, felületeket határoltunk el, ezeket korreláltuk és egyeztetettük a szeizmikus szelvényeken értelmezett üledékkötegekkel. A programot és a számítógépes háttérrel a Babeş-Bolyai Tudományegyetem Földtani Intézete bocsátotta rendelkezésünkre.

Ugyanezen szoftver segítségével építettük fel a 3D földtani modellt, melyhez konvergens kiterjesztés (*convergent interpolation*) algoritmust használtunk (8.fejezet).

6. Szénhidrogén kutatásban alkalmazott földtani módszerek

A következőkben használatos mélyfúrási, szeizmikus és szekvenciaregستاني angol nevezéktan és az általunk is használt rövidítéseket tisztázzuk (1. táblázat). A geológiai szaknyelvbe és köztudatba is beépült angol rövidítéseket a szakirodalommal való könnyebb egyeztetés végett részesítjük előnyben.

Rövidítés	Angol nevezéktan	Magyar nevezéktan
CDP	Common Depth Point	Közös mélységpont
MD	Measured Depths	Felszíntől mért mélység
BCF	Billion Cubic (10 ⁹) Feet	Ezer millió köbláb
TCF	Trillion (10 ¹²) Cubic Feet	Ezer milliárd köbláb
SSTVD	Sub Sea Total Vertical Depths	Tenger szint alatti mélység
LST	Lowstand System Tract	Kisvízi rendszeregység
FSST	Falling Stage System Tract	Korai kisvízi rendszeregység
PC	Prograding Complex	Progradáló komplexum
TST	Transgressive System Tract	Transzgresszív rendszeregység
MFS	Maximum Flooding Surface	Maximális elöntési felszín
HST	Highstand System Tract	Nagyvízi rendszeregység
SB	Sequence Boundary	Szekvencia határ
SP	Spontaneous Potencial	Spontán potenciál
GR	Gamma Ray	Természetes gamma
RS	Resistivity Shallow	Sekélybehatolású fajlagos ellenállás
RD	Resistivity Deep	Mélybehatolású fajlagos ellenállás
SON	Sonic	Akusztikus terjedési sebesség

1. táblázat. Az általunk használt rövidítések magyarázata

6.1 Elektrofációs analízis

Az egyik általunk is használt geofizikai módszer az elektrofációs analízis. Az elektrofációs analízis módszere elsősorban litológiai tagolást ad, ezen belül a kőolaj- és gáztelítettség, porozitás, rétegvastagság megállapítására szolgál (Douglas, 1986). A mélyfúrási szondázás által regisztrált markerek több típusúak lehetnek (2. táblázat), és a kutatási feladat függvényében választják meg őket (egy szonda több paraméter mérésére is képes: SP, GR, RS, RD).

Szelvény	Elnevezés	Érzékenység	Mértékegység
SP	Spontán potenciál	Litológia	mV
GR	Természetes gamma		API
RS	Sekélybehatolású fajlagos ellenállás	Folyadéktelítettség	ohmm
RD	Mélybehatolású fajlagos ellenállás		ohmm
SON	Akusztikus terjedési sebesség	Porozitás	µs/méter

2. táblázat. A használt lyukgeofizikai markerek tulajdonságai

A mért adatokat karottázs szelvényeken ábrázoljuk. A rendelkezésemre bocsájtott karottázs szelvények a következő markereket tartalmazzák:

- (1) Természetes potenciál (SP): a fűrőlyukban kialakuló természetes potenciál eloszlást a kőzetek agyag–homok aránya alakítja ki, ezért a magas SP-vel rendelkező homokok, és az alacsony természetes potenciálú agyagok elhatárolására használható (Csókás, 1989). Az agyag anomáliák csúcsai az agyag vonalat, míg a homok anomáliák csúcsai a homok vonalat határozzák meg.
- (2) Fajlagos ellenállás (RD, RS): a kőzetek elektromos ellenállása kapcsolatba hozható a kőzetek folyadéktelítettség fokával. Az ellenállási görbével elsősorban a rétegek víztelítettségére következtethetünk. Közvetett módon elkülöníthetjük a nagy ellenállású szén rétegeket, valamint a kis ellenállású agyagokat (Csókás, 1989).
- (3) Természetes gamma (GR): az agyagok kompakciójával a radioaktív elemek sűrűsége megnő, így egy vastagabb agyagréteg esetén jól meghatározható lesz az agyag vonal (Csókás, 1989). A módszer jól kiegészítheti az SP mérést értelmezés szempontjából.

A karottázsgörbék alakja jól párhuzamosítható a szemcseméret változásokkal (Selley, 1978), ezért a görbék képeinek vizsgálata alapvető módszer az elektorfációs elkülönítésében. Az SP-RD, vagy GR-SON görbepárok használatánál általában a görbéket tükrözik (szembe állítják) az egyszerűbb értelmezés érdekében, így azok jellegzetes képet mutatnak. A görbék alakjáról következtethetünk az üledék típusára (5. ábra).

trend és elnevezés	Hengeres	Tölcsér alakú	Harang alakú	Hordó alakú	Blokkos
	Tiszta, trend nélküli	Hirtelen felfele durvuló	Hirtelen felfele finomodó	Felfele durvuló- vastagodó, majd finomodó	Vegyes: tiszta és agyagos, trend nélküli
jellemző üledékek	eolikus, fonott folyami üledékek	kiterjedt alluviális üledékek	egyre kevesebb homok, több pélite	lebenyekkel tarkított törmelékkúp	pelágikus iszapokban, nagyobb tömegű durva törmelékű összletek

5. ábra. A görbék alakjáról következtethető üledékek és üledékes környezetek Douglas (1986) után

Ez a módszer a szeizmikus fácieselemzéssel együtt használatos, mert önmagában több hibalehetőséget is rejt. A görbék alakjának értelmezésénél elsősorban korrelálni kell a görbék léptékét, mert egy alak megmutatkozhat úgy egy 10 m-es, mint egy 100 m-es szakaszon. Egy másik nehézséget a fáciesek mélységgel való fizikai változásai okoznak, ami a mért adatok értéktartományának (léptékének) változásához, a görbe elhajlásához vezethet (Douglas, 1986). Figyelembe kell venni azt a tényt is, hogy a különböző üledékes összletek rendelkezhetnek hasonló görbe formával. A 100%-os biztonsághoz ideális esetben a fúrómaghoz korrelálni kell a karottázs képet.

6.2 Szeizmikus fácies analízis

A másik geofizikai módszer a szeizmikus fáciesanalízis. Ez az azonos erősségű, amplitúdójú és folytonosságú reflektorok elkülönítésére épül. Ez lehetségessé teszi a szeizmikus üledéksomagok meghatározását. A módszer az elektrofácies analízis együttes használatával teljesebben ki.

A szekvenciarétegtan egyesíti az elektrofácies analízis, és a szeizmikus rétegtan tudományát. Ez egy átfogó módszer, amelynek különlegessége, hogy geometriai szabályok szerint működik, léptéktől függetlenül, és így litológiai egységek, különböző fáciesek helyzete előre jelezhető, azaz alkalmas szénhidrogén anya- és tárolóközetek kutatására (Sztanó, 1995).

A következőkben röviden leírt klasszikus szekvenciarétegtani alapfogalmak, meghatározások és értelmezések Sztanó (1995), illetve Vakarcs (1993) munkájából átvettek.

- szekvencia: genetikai kapcsolatban álló rétegek, rétegösszletek viszonylagos folytonos egymásra következése, amelyeket alulról és felülről diszkordancia felületek határolnak.
- rendszeregységek a szekvenciák alkotóelemei, melyek egyidejű üledékképződési rendszerek láncolatai.
- szekvenciahatár (SB): egy diszkordancia felület, azaz a felső fiatalabb rétegeket az alattuk levő öregebbektől elválasztó olyan felület, amely mentén szárazulati kitérítés és erózió, vagy egyidős tenger alatti erózió bizonyítható, jelentősebb réteghiánnyal. Általában felülről határolja a nagyvízi rendszeregységet (HST).

A rendszeregységek a következők:

- (1) Korai kisvízi rendszeregység (FSST): a karottázs képe blokkos jellegű, szeizmikus szelvényen 1-2 nagy amplitúdójú keményebb reflexió jelzi.
- (2) Kisvízi rendszeregység (LST): a karottázs burkoló felülete hordó alakú, belül finom léptékű kilengésekkel. Szeizmikus képe enyhén kaotikus, gyenge folytonosságú, közepes amplitúdójú reflexiókból áll.

- (3) Progradáló kisvízi komplexum (PC): karottázs képe tölcser alakú, a szeizmikus szelvényeken gyenge-közepes amplitúdójú, közepes folytonosságú reflexiók jelzik.
- (4) Transzgresszív rendszeregység (TST): karottázson harang alakú, szeizmikán 2-3 nagy amplitúdójú jó folytonosságú párhuzamos reflexió.
- (5) Maximális elöntési felszín (MFS): karottázson a harang tetején a legagyagosabb rész. Szeizmikán egyetlen nagy amplitúdójú reflexió jellemzi.
- (6) Nagyvízi rendszeregység (HST): karottázs képe tölcser alakú, szeizmikus képe közepes folytonosságú, gyenge amplitúdójú reflexiókból áll.

7. Az Erdélyi-medence miocén szénhidrogén rendszere

Az Erdélyi-medence földgáza száraz gázként ismert, mely 99%-ban metánt, a többi 1%-ban etánt, propánt, CO₂-t és N₂-t tartalmaz (Paraschiv, 1979; Spulber, Etiope et al., 2010). A száraz gáz eredete tisztázatlan, mert az iparban használt modern anyakőzet-izotóp vizsgálatok, és az anyakőzet–szénhidrogének közti korrelációs vizsgálatok sosem lettek publikálva (Krézsek, Filipescu et al., 2010).

Az anyakőzetek meghatározására elvégzett 1D hőmérsékleti modellek (Crânganu és Deming, 1996) mind azt az eredményt mutatták ki, hogy a só feletti üledékek termikusan éretlenek, ami a medence alacsony (45 mWm²) felületi hőáramlásának (Demetrescu, Nielsen et al., 2001) is köszönhető. A medencében a termikus érettség a 4-5 km mélyen lévő só alatti üledékekre jellemző (Krézsek, Filipescu et al., 2010). Az Erdélyi-medence földgáztartalékainak keletkezésére két elmélet született:

(1) a só alatti anyakőzetek a késő-krétában képződött agyagok és a késő-jura radiolaritok lehetnek (Ciupagea, 1970).

(2) A só feletti üledékekben való gázképződés csakis az agyagok biogén bomlása során jöhetett létre, amit a földgáz kémiai összetétele is igazol (Krézsek, Filipescu et al., 2010; Spulber, Etiope et al., 2010).

Krészsek (2010) és társai tekintettel a bután hiányára a gáz kémiai összetételéből, az utóbbit tartják valószínűnek. Ugyancsak ők, az Erdélyi-medence gázmezőit 8 csoportra osztották, mindeniknek megnevezve a még fel nem tárt, és a szükséges földtani tényezőket kielégítő lehetséges szénhidrogén tározóit.

A medence K-i részén, amelybe a kutatási területünk esik, a lehetséges szénhidrogén tározók a konglomerátumokban gazdag felső-badeni csatornák, és a homokokban gazdag sekélytengeri szarmata homokkövek (Krészsek, Filipescu et al., 2010). Komoly lehetőségeket rejtenek a terület fejlődéstörténetéhez és tektonikájához köthető, még fel nem tárt rétegtani csapdák. A jó fedőkőzet tulajdonságokkal bíró szubvulkáni testek határolta zónák is nagy

lehetőségeket rejtenek, ám ezek nem képezik a dolgozat tárgyát. Azonban, hogy lehetséges tározókról beszéljünk, néhány tényezőt figyelembe kell vennünk. Krézsek (2010) és társai szerint megállapítható néhány kritérium, amelyeket a későbbiekben vizsgálni fogunk.

Az első a tároló kőzet folytonosságára vonatkozik, amely laterálisan és függőlegesen is bizonyos mértékű fizikai és rétegtani folytonosságot kell mutasson. Ellenpéldául felhozhatjuk a lencseszerű konglomerátumok megjelenését, melyek növelik a tározó heterogenitását és alacsony permeabilitásuk és porozitásuk miatt, csökkentik annak minőségét.

A második tényező gazdasági szempontból fontos. Ez a tározó méretére vonatkozik. Itt megemlítendő, hogy tározónak tekinthető egy, a proximális deltaüledékekben csapdázódott szénhidrogén telep is, és a sokkal nagyobb kiterjedésű disztális deltaüledékek alkotta szénhidrogén rendszer is.

Egy harmadik tényező, a szénhidrogének csapdázódása. A szerkezeti és tektonikai viszonyok egyaránt megnehezítik, vagy adott esetben lehetővé teszik a szénhidrogének felhalmozódását és csapdázódását.

A medence aktív tektonikája, a Keleti-Kárpátok kései kiemelkedése és a só diapírok gravitációs mozgása a vizsgált területen lehetővé tette a szénhidrogén tározók kialakulását. A következőkben a siménfalvi szénhidrogén rendszer elemeit értelmezzük, szekvenciarétegtani alapokra helyezve azt.

7.1 Siménfalva szénhidrogén földtana

7.1.1 A terület geológiája mélyfúrások alapján

A siménfalvi gáztelep az Erdélyi-medence K-i részén elhelyezkedő gáztelepek közé sorolható. Ny-on az É-kedei gáztelep és É-székelykeresztúri gáztelep, É-on a medeséri gáztelep, míg ÉK-en a kadácsi gáztelep határolja. A siménfalvi gáztelep területe megközelítőleg 80 km^2 , egy É-i egységre, és egy D-i egységre osztható. A mi kutatási területünket az É-i egység egy körülbelül 9 km^2 -es része alkotja.

Az S.N.G.N. ROMGAZ S.A. szakemberei az összes fúrás és az összes rendelkezésükre álló adat felhasználásával (Romgaz, 2009) a kutatott terület földtani felépítését a következőképpen taglalják (1-es fúrás alapján):

A rétegsor tetejét szarmata üledékek képezik melyek átlagvastagsága 530 m körüli, szürke márgák, közép- és finomszemcsés homokok alkotják, melyek szénmaradványokat tartalmaznak.

Az alsó-szarmata (volhinyai) rétegek vastagsága $210\text{-}470 \text{ m}$ között változik. Ezt kompakt, homokokkal taglalt szürke márgák alkotják. A szarmata üledékek litosztratigráfiaailag a Doborkai Formációba sorolhatóak (3. ábra).

A badeni üledékek átlagvastagsága 1800 m, kifejlődésük homokos jellegű, litosztratigráfiai az Oláhnyíresi Alformációcsoportba sorolhatóak. A késő-badeni üledékesedésre jellemző az erős oldalirányú fáciesváltozás, így két szomszédos fúrás között is a rétegek korrelálása nehéz feladatnak bizonyul. Az üledékek kompakt, szürke márgákból állnak, cm-es finomszemcsés homokok és 2-10 cm-es szürke homokkövek közbeékelődésével. A terület Ny-i részén a badeni üledékek márgás jelleggel bírnak. A fúrások a középső-baden késői szakaszában (wielicki emelet) lerakódott só rétegekig mélyülnek, melyek litosztratigráfiai Désaknai Formációba sorolhatóak.

7.1.2 Szerkezeti földtan es sótektonika

Az Erdélyi-medence egyik legkarakteresebb szeizmikus kötege a középső-badeni sóréteg, mely a medence teljes felületét befedi. A sóréteg elválasztja a kora-badeni (só alatti) és a késő-badeni (só feletti) szeizmikus kötegeket (Krézsek és Bally, 2006). A kutatott területen is jelentős vastagságban fordul elő. A só átlagos vastagsága 150 m, a só diapírok mérete 200-600 m között mozog (2. Melléklet, 4. szelvény).

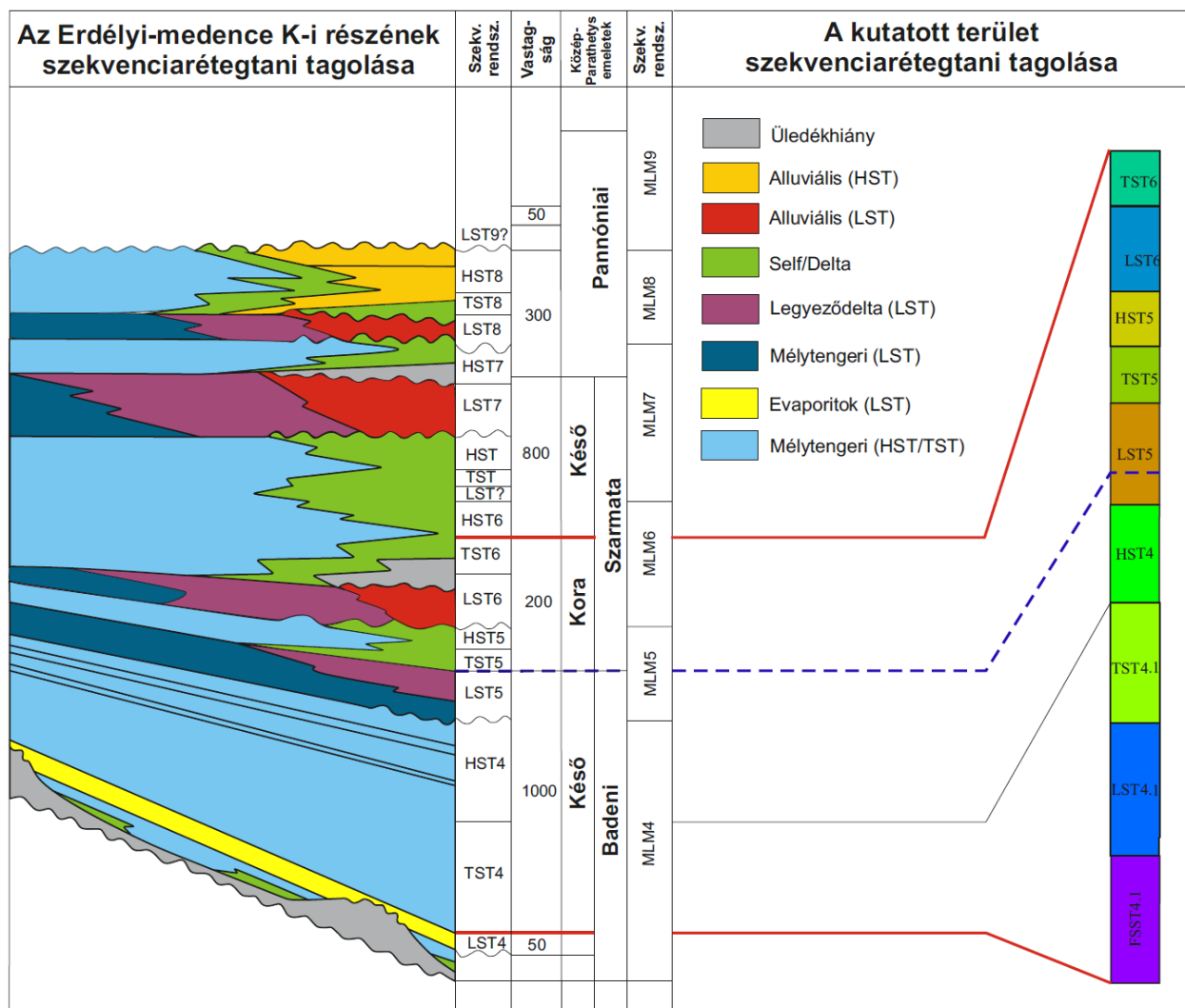
Esetünkben is a só teteje képezi a kutatási területünk idő/mélység határát. A medence só szerkezeteinek irányítottsága ÉNy–DK és sóhoz köthető antiklinálisokat képez (Krézsek és Bally, 2006). Kutatási területünkön ÉNy–DK irányítottságú vetőrendszereket véltünk felfedezni, melyek kapcsolatba hozhatók a só diapirizmussal.

A fő vetősíkot az F1-, F2-, F3- fő vetők határozzák meg. Ide sorolható a külön síkot alkotó L1 liztrikus vető is, mely a legnagyobb só diapírhoz köthető és abban végződik el. A fő vetőkhöz társulnak az A1-, A2 antitétikus vetők, valamint az S1 szintétikus vető. Az eltolódási övezetek meredek síkok sorozatából állnak, főként feltolódásos összetevők jelentkeznek, így pozitív virágszerkezetet alkotnak.

7.1.3 Szekvenciarétegtani értelmezés

Krészsek és Filipescu (2005) az Erdélyi-medence középső-miocén–késő-miocén tektonosztratigráfiai megaszekvenciáját 5 harmadrendű globális tengerszintváltozáshoz köthető szekvenciával korrelálja, ezen belül 8 szekvenciahatárt különít el (6. ábra). A kora-baden késői szakasza (MLM2/MLM3) a mélyebb selfekről nyújt információt. A következő szekvencia (MLM4) kisvízi rendszeregysége idején a középső-baden késői szakasza felelős a só lerakódásáért, amely az egész medence szintjén fontos litosztratigráfia szint. A késő-badent (MLM 4/MLM 5) transzgresszió és mélyvízi üledékek lerakódása jellemzi. A szarmata szekvenciákat különböző szalinitású szakaszok jellemzik, valamint a szarmata előtti vetőrendszerek reaktiválódása, amelyek nagy tektonikai instabilitást eredményeztek. A szarmata-kori relatív tengerszint változások e tektonikai eseményekhez köthetőek (MLM5/MLM6).

A kutatott terület elektrofáciéseit és szeizmikus szelvényeit vizsgálva sikerült a Krézsek és Filipescu (2005)-féle szekvenciahatárokat elkülöníteni, ám a térség sajátos földtana ettől eltérő értelmezésre is készített (6. ábra). A saját értelmezésünk szerint a késő-baden korai szakasza, amely a Krézsek és Filipescu (2005)-féle értelmezés szerint egy transzgresszív rendszeregységet (TST4) alkot, egy korai kisvízi (FSST4.1) egy kisvízi (LST4.1) és egy transzgresszív (TST4.1) rendszeregységként tagolható. Az eltérő rendszer használatának legfőbb oka a szeizmikus szelvényeken jól elkülöníthető üledékcsomagok jelenléte, és a medence szekvenciavastagságainak figyelembevétele, ami a kisebb léptékű felosztásra készített. Ezáltal feltételezzük a TST4 transzgresszív rendszeregységen belüli, a kutatott területre jellemző relatív tengerszintváltozásokat.



6. ábra. A kutatott terület szekvenciaregértani egységei korrelálva az Erdélyi-medence rendszeregységeivel Krézsek (2010) után, módosítva

A terület 4-es szekvenciájáról (FSST4.1, LST4.1, TST4.1, HST4) elmondható, hogy a kisebb léptékű tagolás ellenére beleillik a Krézsek és Filipescu (2005) féle szekvencia tagolásba, ahol az MLM4 negyedrendű szekvenciába tartozik. A kutatott területen az MLM4 szekvencia

korai kisvízi rendszeregysége (FSST4.1) és kisvízi rendszeregysége (LST4.1) a relatív tengerszint növekedés (TST4) helyi ingadozásait képviselik. A lokális transzgresszív rendszeregység (TST4.1), úgymond felvéve a regionális tengerszint növekedés (TST4) ritmusát azzal együtt tárgyalható tovább. A helyi transzgresszív rendszeregység (TST4.1) maximális előntési felszíne megegyezik a Krézsek és Filipescu (2005) féle rendszer nagyvízi rendszeregységének (HST4) alsó határával, így ettől a ponttól az ők tagolásukat és nevezéktanukat használjuk.

Szekvenciáregégtani rendszeregységek

A korrelálásra és alapként használt 1-es számú szeizmikus szelvény (a többihez hasonlóan) nem fedi a hozzá tartozó karottázs (12-es mélyfúrás) teljes hosszát, ezért az LST5 után következő rendszeregységek leírásánál csak a függőleges elektrofácies változásokra hagyatkozunk. Az értelmezést e szelvény–mélyfúrás párosítás mentén végeztük (1. és 3. melléklet), a többi szelvény esetleges oldalirányú vagy függőleges fáciesváltozásait jelezzük.

MLM4 (kései közép-baden–késő-baden) szekvencia

FSST 4.1-korai kisvízi rendszeregység

A kutatott területen az Erdélyi-medence többi részéhez hasonlóan a közepső-baden kései szakaszában lerakódott só az LST4 kisvízi rendszeregységben képződött. A korai kisvízi rendszeregységet (FSST 4.1) jellemző szeizmikus képet 2-3 nagy amplitúdójú keményebb reflexió jelzi, rendszerint bucka morfológiát mutatva. Ez esetünkben is jól korrelál a szakaszra jellemző blokkos karottázs képpel. Mindezek, a rendszeregység külön feltüntetését és tárgyalását igényelték. Az FSST 4.1 szakasz a mélyfúrás szelvényeken csak a sót harántoló 1-es és 11-es mélyfúrások közvetlen só utáni üledékeire jellemző. Az 1-es mélyfúrás esetében ez megközelítőleg 460 m, a 11-es mélyfúrás esetében pedig 300 m üledéket jelent. A szakaszhoz tartozó fúrómag (1-es mélyfúrás: 2530-2532 m MD) leírása szerint elmondhatjuk, hogy az agyagvonal közvetlen környezete által meghatározott üledékek agyagmárgák, míg a homokvonalat durva homokkövek, konglomerátumok jellemzik (Romgaz, 2009).

Értelmezés: A blokkos karottázs, és a nagy amplitúdójú reflexiók jelenléte a pelágikus iszapok régiójában hirtelen nagyobb durvatörmelékes összletek megjelenésének köszönhető. Mivel ez rövid idő alatt zajlik le, nincs mód lebenyek és csatornák kialakulására, a rendszeregység fenéki kúpja rakódik le jelen esetünkben a sóra. A szakasz a relatív tengerszintesés lassulásáig, kezdetben lassú emelkedéséig, azaz a progradáló agyagok újbóli megjelenéséig tart (Sztanó, 1995). Ez az amplitúdók gyengülésével és a reflexiók feldarabolódásával jár.

LST 4.1-kisvízi rendszeregység

A kisvízi rendszeregység (LST 4.1) elkülönítése esetünkben legfőbbképpen az enyhén kaotikus, gyenge folytonosságú, közepes amplitúdójú bucka alakú reflexióknak köszönhető. A karottázs szelvényeken felfelé durvuló-vastagodó, majd finomodó-vékonyodó rétegsorra utaló karottázs képet láthatunk, melynek formája hordó alakú, belül finom kilengésekkel. Esetünkben a rendszeregység homok–agyag aránya, az előző rendszeregység (FSST 4.1) homok–agyag arányával fordítottan arányos. Mindhárom mélyfúrásban a szekvencia vastagsága 300-400 m körüli. A rendszeregységet jellemző fúrómag (1-es mélyfúrás: 1758-1760 m MD) leírása szerint megállapítható, hogy az agyagvonal közvetlen környezetének képviselői omlós agyagmárgák, míg a homokvonalat homokos márgák jelenléte határozza meg (Romgaz, 2009).

Értelmezés: A rendezettebb, ismétlődő, hordó alakú karottázs kép a kisvízi rendszeregység lejtőkúpjait mutatja (Sztanó, 1995), annyiszor ismétlődve ahány lebeny átvonul a terület felett. Így lassan egy lebenyekkel tarkított lejtőkúp jön létre, ami befedi a fenéki kúpot.

TST 4.1-Transzgresszív rendszeregység

A transzgresszív rendszeregység (TST 4.1) leválasztására, az LST4.1 szeizmikus fáciesétől eltérő, nagy amplitúdójú, jó folytonosságú párhuzamos reflexiók készítek, és főként a karottázs görbén jól megfigyelhető homok–agyag arány kiegyenlítődése. A TST4.1 rendszeregység karottázs képe harang alakú, és az üledékösszlet mindhárom mélyfúrásban 450-500 m vastagságban fordul elő. Ebből a rendszeregységből származó fúrómag (1-es mélyfúrás: 1392-1394 m MD) azt mutatja, hogy az agyagvonal közvetlen környezetét képviselő üledékek omlós márgák finom homokok betelepülésével, míg a homokvonalat durva homokkövek alkotják (Romgaz, 2009).

Értelmezés: A gyors relatív tengerszint emelkedésnek köszönhetően nagymértékű fácieseltolódás történik a part irányába. Ennek köszönhetően nagy vastagságú egységek rakódnak le az egyre mélyülő vízben. A harang alakú karottázs egyre kevesebb homokot és több agyagot tartalmazó sorozatokat jelez (Sztanó, 1995). A rendszeregység tetejét a maximális elöntési felszín jelzi.

HST 4-Nagyvízi rendszeregység

A nagyvízi rendszeregységet (HST 4) a karottázs képen szembeutúnó agyag-homok arány hirtelen megugrásától határoltuk el, mely a karottázs görbének jellegzetes tölcser alakot ad. A rendszeregység szeizmikus képét közepes folytonosságú és amplitúdójú enyhén az öt megelőző transzgresszív rendszeregységre lelapoló reflexiók jellemzik. A rendszeregység mindhárom karottázs görbén jól elhatárolható, az üledékösszlet átlagvastagsága 200 m körüli. Fúrómag a rendszeregységből nem származik, de az FSST 4.1 rendszeregység SP értéktartományából, és az TST 4.1 rendszeregység agyagvonalából vonatkoztatva megállapíthatjuk, hogy az agyagvonal

közvetlen környezetét omlós márgák finom homokok betelepülésekkel képviselik, a homokvonal durva homokkövek és/ vagy konglomerátumok által alakított.

Értelmezés: A rendszeregység korai szakaszában aggradáció jellemző, mert a lassú relatív vízszint emelkedéssel és medence süllyedéssel az üledékképződés egyensúlyban van (Sztanó, 1995). Ez jól megfigyelhető a tölcser alakú karottázs képen, ahol hirtelenszerű az átmenet az agyagos üledékek és az egyre vastagodó homokrétegek között. A kései szakaszban egyre kevesebb hely marad az üledékek tárolására, az üledékképződés felgyorsul, és progradálni kezd. Ebben a szakaszban jellemző az folyóvizek tengerirányú eltolódása és az alluviális üledékek lerakódása (Sztanó, 1995). Ezeket a szelvényen látható mutató konglomerátumok is jeleznek, melyek közbeékelődése a Krézsek és Filipescu (2010) rendszerében is fellelhetőek.

MLM5 (késő-baden–középső kora-szarmata) szekvencia

LST5-kisvízi rendszeregység

Az kisvízi rendszeregység (LST5) elkülönítésére az enyhén kaotikus, gyenge folytonosságú közepes amplitúdójú reflexiók újbóli megjelenése vezetett. A szakasz karottázs görbéje felfele durvuló-vastagodó, majd felfele finomodó-vékonyodó rétegek alkotta hordó alakú képet mutat. A homok agyag arány a homok fele van eltolódva. Míg az üledékösszlet vastagsága a 11-es és 12-es mélyfúrásban 400 illetve 350 m, addig az 1-es fúrásban mindössze 170 m körüli. A szakaszhoz tartozó fúrómag (1-es mélyfúrás: 1007-1009 m MD) leírása szerint elmondhatjuk, hogy az agyagvonal közvetlen környezetét meghatározó üledékek agyagmárgák (Romgaz, 2009). A homokvonalat homokos márgák, vagy konglomerátumok (12-es mélyfúrás) alkotják.

Értelmezés: Minden hordó alakú karottázs kép ebben az esetben is megfelel egy-egy lebenynek, melyek most a fenékkúpok hiányából adódóan az előbbi nagyvízi rendszeregység (HST4) durva üledékeire telepednek. A baden–szarmata határ esetünkben (Krézsek és Filipescu (2005) értelmezésétől eltérően) a rendszeregység közepére esik. Erre az 1-es mélyfúráson megjelölt határ (Romgaz, 2009) kiterjesztése vezetett. A szeizmikus szelvények kiterjedése körülbelül a rendszeregység felénél véget érnek, ezért a továbbiakban csak karottázs kép változásokat tárgyaljuk.

TST5-transzgresszív rendszeregység

A rendszeregység a homok–agyag arány helyreálltától második maximális előntési felszínig tart. Karottázs képe harang alakú, egyre kevesebb homokot és több agyagot tartalmazó rétegeket jelez. A rendszeregység átlagvastagsága mindhárom mélyfúrásban 150-200 m. A szakaszból származó fúrás minta (790-792 m MD) azt mutatja, hogy az agyagvonalat meghatározó üledékek omlós agyagmárgák, míg a homokvonalat a közbeékelődő finom homokok alakítják.

Értelmezés: Az egyre gyarapodó kitöltendő tér miatt egyre vastagabb homokos-márga üledékek rakódnak le (Krézsek, Filipescu et al., 2010). A tektonikailag aktív szarmatában elkülönített TST5 rendszeregységre jellemzőek a vékony turbiditek (Krézsek és Filipescu, 2005).

HST5- nagyvízi rendszeregység

Az MLM5 szekvenciát záró rendszeregység elkülönítése a homok–agyag arány hirtelen megugrásától történt, ami a karottázs kép tölcsér alakját eredményezi. A rendszeregység vastagsága mindhárom fúrás esetében csekély 50-75 m. Fúrómag nem származik a rendszeregység rétegeiből, ám az SP értéktartományából, és a kis vertikális eltérésekből megállapítható, hogy homok-agyag vonalát az előző rendszeregységben leírt üledékek szabják meg.

Értelmezés: Az üledékképződés csupán progradáló jellegében tér el a TST5 transzgresszív jellegétől. Ez a mélyebb medencékben egy konszolidáltabb üledékesedést jelenthet (Krézsek és Filipescu, 2005; Krézsek, Filipescu et al., 2010).

MLM6 (kései kora-szarmata) szekvencia

LST 6-kisvízi rendszeregység

A rendszeregység leválasztását főként a 12-mélyfúrás karottázs képén megfigyelhető újbóli blokkosodás indokolta. Ez a korai kisvízi rendszeregység jelenlétére utal, de az egység kis (100-150 m) üledékvastagságát figyelembe véve nem tárgyaljuk. Az 1-es és 11-es mélyfúrás rendszeregységre vonatkozó karottázs képe hordó alakú. Az egységből származó fúrómag (590-592 m MD) által az agyagvonal közvetlen környezetét jellemző üledékek omlós agyagmárgaként határozhatóak meg, míg a homokvonalat képviselő üledékek az agyagmárgába közbeékelődő közepes vastagságú homokokként. A homok-agyag arány a homokok fele van eltolódva.

Értelmezés: A relatív tengerszintcsökkenés az agyagok régiójába hirtelen beépülő durva üledékeket eredményezi (Sztanó, 1995), melyek a lejtőkúp épülését segítik elő. A tengerszint csökkenés miatt fellépő nagyléptékű erózió csatornák létrejöttéhez vezethet a lejtőkúp üledékekben (Krézsek, Filipescu et al., 2010).

TST6-transzgresszív rendszeregység

A terület utolsó rendszeregysége, mely harang alakú karottázs képével valamint az agyag-homok arány kiegyenlítődéssel különíthető el. Mindhárom mélyfúrásban az rendszeregység üledékvastagsága 200 m körüli. A rendszeregység felső határát jelen esetben nem a maximális előntési felszín jelenti, hanem a karottázs görbék értelmezhetőségi tartománya. Fúrómag hiányában az agyagvonalat és homokvonalat meghatározó üledékeket az előző rendszeregységével (HST6) azonosítjuk.

Értelmezés: A HST6 rendszeregység retrogradáló üledékeivel szemben a medence süllyedésének, és a magas vízszintnek köszönhetően az üledékképződés tere megnő (Sztanó,

1995), és vastag kiegyenlített homok-agyag arányú üledékek rakódnak le progresszíven (Krézsek, Filipescu et al., 2010).

7.1.4 A terület szénhidrogén rendszerének elemei

A következőkben a terület szénhidrogén rendszerét tárgyaljuk részleteiben. A szeizmikus szelvényeken elkülönített üledékes csomagok jellemzése fog alapul szolgálni, a karottázsok nyújtotta információ másodlagos jellegű lesz. Ez főleg annak köszönhető, hogy a tároló kőzetek, csapdázódások és fedőkőzetek meghatározásánál az üledékes testek folytonossága és terjedelme meghatározó szerepű.

A szeizmikus fáciesek vizsgálata lehetővé teszi számunkra, hogy a területen, a fúróluk adatok fedte potenciális zónákat kiterjesszük, új a szénhidrogén csapdázódás szempontjából fontos földtani testeket kimutassunk.

Megjegyezendő, hogy a terület nagy kiterjedésére tekintettel, a szekvenciarétegtani rendszeregységek csak a mélyfúrások környezetében azonosíthatóak a különböző üledékes csomagokkal. A relatív tengerszintváltozások, a szarmatára jellemző aktív tektonika, valamint a sódiapirizmus a rendszeregységek oldalirányú és térbeli változásaihoz vezetnek.

Anyakőzetek

A lehetséges só utáni üledékképződésből származó anyakőzetek Krézsek, Filipescu (2010) és társai alapján a késő-baden (TST4) és kora-szarmata (TST5) agyagok és agyagmárgák. Anyakőzet jellegük a nagymértékű tömörülésükből adódik, ami a transzgresszív szakaszokban történő üledékképződéshez köthető.

A magas szervesanyag-tartalom főleg a felső baden üledékeire jellemző. Ezeket csak korlátozott mozgású mélyvízi áramrendszerek érintettek, és oxigén-mentes környezetben rakódtak le (Krézsek, Filipescu et al., 2010). Esetünkben ezen üledékek megfelelnek a mindkét rendszeregység 450-500 m (TST4.1) illetve 200 m (TST5) átlagvastagságú omlós agyagmárgáinak finom homokok betelepülésével.

Az alacsony szervesanyag-tartalommal rendelkező anyakőzetek mélytengeri agyagok, melyek a nagyvízi rendszeregységek idején rakódtak le (HST4-6) (Krézsek, Filipescu et al., 2010). Az alacsony szervesanyag-tartalom a folyók tengerirányú eltolódásával magyarázható, aminek következménye az esetünkben is megfigyelhető: az alluviális üledékek (HST4) megjelenése.

Tároló kőzetek

Az Erdélyi-medence szénhidrogén rendszerének tároló kőzeteit a több emeletes homokkő rétegek és durva törmelékes üledékek jelentik, melyek néhány száz m-es oldalirányú kiterjedésben jól korrelálhatóak (Krézsek, Filipescu et al., 2010)

A tároló kőzetek tárgyalásánál kiindulási pontként az értelmezett (Romgaz, 2009) 1-es számú mélyfúrást vettük, ahol néhány a rétegekre jellemző kőzetfizikai tulajdonság mellett, a perforált szakaszok is fel voltak tüntetve. A perforálási szakaszok eloszlása három gázadó réteg (CG1, CG2, CG3) elkülönítését tette lehetővé számunkra(2.,3.melléklet). A többi üledékes csomag elhatárolása szeizmikus képük alapján történt, javarészt figyelmen kívül hagyva a hozzájuk társuló mélyfúrési adatokat. A tároló kőzetek bemutatására az 1-es számú szeizmikus szelvényt használjuk alapként (3. melléklet). Az ettől való jelenetős eltéréseket jelezzük.

SzF3-szeizmikus fácies

A szeizmikus fácies a só utáni első üledékes ciklust képviseli. Szekvenciaretegtanilag magába foglalja az FSST4.1 korai kisvízi rendszeregység, és az erre települő LST4.1-kisvízi rendszeregység korai üledékeit. A két rendszeregység közti határ jól behúzható, el lehet különíteni a gyenge laterális folytonossággal (200-300 m) rendelkező, valamint a folytonos (1000-2000 m) reflexiókat.

Az üledékcsomag maximális vastagsága 420 m és szelvényenként változik. Függőleges folytonossága gyenge, melyet a kaotikus reflexiók mellett a blokkos karottázs kép is alátámaszt. Agyagokba települt durva törmelékes kőzetek jellemzik, melyek a réteg alján a korai kisvízi rendszeregység (FSST4.1) fenékkúpjait (köztes delta üledékek), valamint a kisvízi rendszeregység (LST 4.1) lejtőkúpjait (proximális delta üledékek) képviselhetik. A durva törmelékes rétegek 15-25 m, az őket fedő agyagok 8-10 m vastagságúak.

A réteg átlagosan 70% kompakt homokkővet, vagy konglomerátumot, és 30% homokos márgát tartalmaz, vékony agyagokkal tarkítva.

Az összleten belül szerkezeti csapdaként értelmezhetjük a 565 és 485 CDP (1.táblázat) közti erős reflexiójú testet. Az erős reflexió vagy egy inverziót elszenvedett csatornaüledékként értelmezhető, vagy egy gázzal telített antiklinálisként. Rétegtani csapdák jöhettek létre a réteg sóra rálapolódó kivékonyodásánál. Az SzF3 szeizmikus fácies mind a négy szelvényen jól nyomon követhető.

GK3-gázkomplexum

A fácies elkülönítésére az 1-es mélyfúráson feltüntetett perforálási szakaszok nagyszámú megjelenése készített. Az LST 4.1 kisvízi rendszeregység középső szakaszába esik, melyre már a lassú relatív tengerszint emelkedés jellemző. Ebből következően a durva üledékképződés a partvonal fele tolódik, a szeizmikus üledékcsomag omlós agyagmárgákból és homokos

márgákból tevődik össze. A köztes és disztális delta közti átmeneti övre tehető az üledékes környezet.

A fácies laterális folytonossága gyenge, átlagosan 200-300 m reflexiók alkotják. A szeizmikus fácies átlagvastagsága 100 m és mind a 4 szelvényen végig követhető. A fácieshez tartozó karottázs képet vizsgálva függőleges folytonossága jónak mondható, nem taglalják vastag agyagrétegek, homok-agyag aránya kiegyenlített.

Az összleten belül értelmezhetünk úgy szerkezeti csapdákat, mint rétegtaniakat. Szerkezeti csapda lehet a 325 és 425 CDP közti a környezeténél erősebb reflexiókkal rendelkező antiklinális, mely mind a 4 szelvényen felismerhető. A szeizmikus fáciesen belül lehetséges rétegtani csapdaként értelmezhetjük a sódóm oldalára rálapoló rétegeket, melyek főleg a 2-es számú szelvényre jellemzőek (3.melléklet).

SzF2 – SzF1-szeizmikus fácies

A két üledékcsoomag egyben való tárgyalása indokolt, mert azonos szeizmikus tulajdonságokkal rendelkeznek. Ebben az esetben a többi fáciestől való elkülönítésüknél figyelembe vettük a karottázs kép változásait is. A két üledékes csomag magába foglalja az LST4.1 kisvízi rendszeregység végső szakaszát, a teljes TST4.1 transzgresszív-, illetve a HST4 nagyvízi rendszeregység alsó szakaszát.

Az LST4.1 rendszeregységhez tartozó fúromag leírásokkal ellentétben megállapíthatjuk, hogy az omlós márgákon, és a homokos márgákon túl közepes vastagságú homokkövek is tarkítják a fácies szelvényét. A kisvízi rendszeregység végső szakaszában az erős reflexiójú lejtőkúpok proximális delta környezetben rakódhattak le.

Erre települnek a TST4.1 transzgresszív rendszeregység mélyvízi hordalékkúpjai, melyeket gyenge reflexiók jeleznek a szeizmikus szelvényeken, és az agyag-homok arány növekedése a karottázs görbéken. Ez, a transzgresszió hatására az üledékképződés part fele tőlódásával magyarázható.

A legvastagabb agyagrétegbe végződő transzgressziót követő, HST4 nagyvízi rendszeregység, az SzF1-szeizmikus fáciesen belül egy erős reflexiójú, magas amplitúdójú testként jelenik meg. A HST4-re jellemző magas relatív tengerszint, és a folyóvizek tengerirányú elmozdulása arra enged következtetni, hogy az üledékes test egy disztális delta környezetben képződött alluviális törmelékkúp.

Az SzF2-üledékcsoomag laterális folytonossága jó, 2000-3000 m hosszúságú erős reflexiók alkotják. Az összlet átlagvastagsága 400 m körüli, függőleges folytonossága jónak mondható, a vastag (20–80 m-ig) homokkő és homokos márga rétegeket majdnem minden esetben agyagréteg fed. A homokosabb összetételű üledékek az összlet 60%-át alkotják, míg az agyagosabbak 40%-ot tesznek ki.

Az SzF1-üledékcsomag laterális folytonossága a szelvények mentén változik. Helyenként jó folytonossággal jellemezhető, más helyeken közepes (500-600 m) folytonosságú reflexiók jellemzik. Átlagvastagsága szintén 400 m körüli, függőleges folytonossága gyenge, a homokos márga, és durva törmelékes nagy vastagságú összleteket sűrűn agyagrétegek harántolják.

Az SzF2-SzF1-szeizmikus fáciesben sok csapdázódási lehetőséget és csapdatípust ismertünk fel. A szerkezeti csapdák lehetnek antiklinálisok, feltolódásokhoz köthető csapdák, valamint a két típus keveréke alkotta komplex csapdázódások. Szerkezeti csapdázódások jöhetnek létre az F2-fő-, az A2 antitétikus vető mentén, valamint a mélyvízi hordalékkúpok alkotta antiklinálisokban (3. melléklet).

Rétegtani csapdázódási lehetőségeket nyújtanak az LST4.1 kisvízi rendszeregység folytonos, nagy reflexiójú lejtőkúpjai, melyek enyhén le-, vagy rálapolódnak az őket megelőző üledékekre, vagy az L1- lisztrikus vetőre (2. szelvény).

GK2-gázkomplexum

A GK2-szeizmikus fácies magába foglalja a HST4 nagyvízi rendszeregység felső szakaszát és az LST5 kisvízi rendszeregység alsó szakaszát. Elkülönítése a másik két gázadó összlethez hasonlóan, a perforálási sűrűségmegoszlás alapján történt.

Szeizmikus képe tükrözi a nagyvízi rendszeregységre jellemző mélytengeri üledékképződést, mely a disztális delta környezetére utal. Üledékeit főként omlós márgák alkotják finom homokbetelepülésekkel. Helyenként erősebb reflexiók a mélyvízi törmelékkúpok jelenlétét igazolják.

A reflexiók laterális folytonossága gyenge (200-300 m), a réteg átlagvastagsága mind a négy szeizmikus szelvény 100 m körüli. Függőleges folytonossága vitatható, a márgákba sok helyen kompakt homokos üledékek települnek. Az üledékes összlet homoktartalma megközelítik a 80%-ot.

Az üledékösszletben csak szerkezeti csapdákat véltünk felfedezni. Ezek egyes esetekben antiklinálisok, de javarészt komplex csapdák, melyek az F1-, F2-, F3 fő vetők, az A2-, A1 antitétikus vetők, valamint az S1 szintétikus vető mentén alakultak ki feltolódáshoz köthető csapdázódásként.

GK1-gázkomplexum

A Romgaz szakemberei által megadott baden-szarmata határt a komplexumon belül külön nem tárgyaljuk, mert sem elektrofacies-, sem szeizmikus képe nem különül el az őt körülvevő fáciesekétől.

A fácies a szarmata első üledékes ciklusát képviseli. Az LST5 kisvízi rendszeregység kései szakaszába sorolható. A gyenge reflexiókat agyagok, és agyagmárgák alkotják, a közepes reflexiókat pedig homokok, homokos márgák. A kisvízi rendszeregységre jellemző nagy

amplitúdójú erős reflexiójú földtani testek itt is megmutatkoznak. Ebben a fáciesben különösképpen feltűnik az összes többi szelvényen is megmutatkozó 325-245 CDP közti test. Ezek a proximális delta környezetben lerakódott fenékkúpok lehetnek. A rendszeregység kései szakaszából hiányoznak a durva szemcsés üledékek, amely a lassú relatív vízszintemelkedéssel és az üledékképződés part irányú eltolódásával magyarázható.

A réteg átlagvastagsága 250 m, függőleges folytonossága gyenge, agyagmárgákkal, vékony agyagokkal taglalt. A szakasz laterális folytonossága szelvényenként és szakaszonként a gyengétől a közepesig változik.

A szerkezeti csapdákat jelen esetben is az F1-, F2-, F3 fő vetők, az A2-, A1 antitétikus vetők, valamint az S1 szintétikus vető által határolt képződmények jelentik. A csapdák lehetnek feltolódáshoz köthető csapdázódások és komplex csapdázódások.

A rétegtani csapdákat az L1 liztrikus vetőre való rálapolódások, melyek már nem képezik a tanulmányozható terület részét. Ezentúl nem hagyhatjuk figyelmen kívül az imént tárgyalt feltűnő földtani testet sem, amely egy lehetséges csatornakitöltés. Ez önmagában is képezhet szénhidrogén csapdát, ha járul hozzá fedőkőzet. Hasonló testek találhatóak a 3-as, 4-es szelvényeken is.

Az LST5 kisvízi rendszeregység után következő ciklusokról a szeizmikus szelvények hiányossága miatt szűken beszélünk. Sem a rétegek laterális folytonosságáról, sem a reflexiók tulajdonságairól nem tudunk képet alkotni, úgy ahogy a szénhidrogén csapdázódási lehetőségeiről sem. Elmondható viszont, hogy az LST5 kisvízi rendszeregységtől felfele található üledékek kompakt homokkövekben és a rendszeregységre jellemző törmelékkúpokban gazdagok. Az akár 100-150 m vastag összleteket legtöbb esetben agyagok zárják.

Fedőkőzetek

A fedőkőzeteket esetünkben agyagok. Az agyagok záró tulajdonságai nem ismertek, mert ilyen jellegű információt a rendelkezésünkre bocsájtott tanulmány nem tartalmaz. Az irodalom szerint (Krézsek, Filipescu et al., 2010) az eddig ismert földgáztelepek átlagvastagságai arra utalnak, hogy az Erdélyi-medencében az agyag fedőkőzetek képesek visszatartani akár egy 60 m-es gázoszlopot is. Az agyagok repedezettségét a medence kései felemelkedése fokozta.

A legjobb tulajdonságokkal és vastagsággal rendelkező agyagok a transzgresszív- és nagyvízi rendszeregységekben képződnek (Krézsek, Filipescu et al., 2010), aránylag zavartalan mélytengeri környezetben, és a kisvízi rendszeregységek törmelékkúpjait fedik.

Esetünkben, kisebb vastagságú, ám jó laterális folytonosságú agyagok az FSST 4.1 korai kisvízi-, az LST4.1 kisvízi rendszeregységben rakódtak le a hirtelen relatív tengerszintváltozások miatt, melyeket a blokkos karottázs kép is igazol.

Jelentősebb kiterjedésű, valamint laterális folytonosságú agyagok a TST4.1 transzgresszív-, és a HST4 nagyvízi rendszeregység korai szakaszán, ülepedtek le, az alattuk képződött disztális delta üledékeket fedve.

Összefoglalás

Összegzésként elmondható, hogy a leírt szeizmikus fáciesek közül, szinte mindenik alkalmas szénhidrogének tárolására. A fejezet elején tárgyalt tényezők figyelembe vételével azonban e kör szűkíthető, és a további kutatások tárgyát adó földtani testek és formációk meghatározhatók. A csapdázódási lehetőségek a 3. mellékletben vannak összefoglalva.

A szénhidrogének csapdázódásához szükséges feltételek figyelembe vételével, és a szekvenciáregtan alapelvei szerint valószínűsített üledékképződési környezetek a következő megállapításokhoz vezettek:

1. Habár az SzF3 szeizmikus fácies vastag (400 m) fenékkúp és lejtőkúp üledékeket tartalmaz, laterális és függőleges folytonossága gyenge, lencseszerű konglomerátumok, kompakt homokkövek gyengítik a tároló minőségét.
2. Az LST4.1 lejtőkúp terjedelmét, agyag fedőközetét, csapdázódási lehetőségeit tekintve, a tároló közetek szempontjából fontos test lehet.
3. A GK3 gázkomplexum laterális folytonossága gyenge. Az üledékképződési környezet a köztes és disztális delta átmeneti része, ezért függőleges folytonossága jó. Rétegtani csapdázódási lehetőségei a só oldalára lapolódó összletekben rejlik.
4. Az SzF2 szeizmikus fácies proximális deltaüledékei jó függőleges folytonosságúak. A vastag homokkő összletek rétegtani csapdaként működhetnek, mert rendelkeznek fedőközettel és enyhén le- és rálapolódnak az őket megelőző üledékekre
5. Az SzF1 szeizmikus fácies mélyvízi hordalékkúpjai változó folytonossággal rendelkeznek. A tárgyalt alluviális törmelékkúp szénhidrogén földtanilag fontos test.
6. A GK2 gázkomplexum disztális delta környezetben ülepedett, megjegyzendők a folytonos finom homokos márgái, melyeket egy-egy agyagréteg fed,. Alluviális törmelékkúpjai nagy kiterjedésűek, magas amplitúdójúak.
7. A GK1 gázkomplexum fő látványosságát a proximális delta környezetében mutatkozó lehetséges csatorna, melynek mérete és térbeli terjedelme kitűnik a többi test közül. Önmagában is képezhet rétegtani csapdát (3. melléklet, 4.ábra).

8. A vizsgált terület 3D földtani modellje

A vizsgált terület földtani modelljének a megalkotásában két célt tartottunk szem előtt. Az első a szénhidrogén iparban használt szoftverek (legyen szó bármely típusról) működésének tanulmányozása, és kezelésének elsajátítása volt. A második cél a szoftver adta lehetőségek kihasználása, jelen esetünkben a terület olyan testeinek tanulmányozása, amelyek fontosak lehetnek a szénhidrogén kutatás szempontjából.

Fontosnak találtuk a földtani testek modellszerű vizsgálatát és számítógépes feldolgozását, mert napjainkban ez a fejlődő módszer képezi a kutatások továbblépési lehetőségeit. Erre példaként a saját témánk tökéletesen megfelel, ugyanis célunk az volt, hogy a területen a szénhidrogének szempontjából fontos, az Erdélyi-medencében még fel nem tárt rétegtani csapdatípusokat kutassunk fel. Az ehhez tartozó elméleti részt a 4. fejezet képezi. A valószínűsített csapdák térbeli kiterjesztésével képet alkothatunk azok laterális-, függőleges folytonosságáról és méreteiről, ami elegendő információt ad a további kutatások érdemlegességére. Ezek a kutatások a sokkal nagyobb felbontású és költségű 3D szeizmikus mérések lennének.

A szeizmikus szelvények, és a mélyfúrási adatok lehetővé teszik számunkra az adott terület földtani modelljének megalkotását. A szeizmikus szelvények a földtani testek morfológiájáról és térbeli helyzetéről adnak információt, a mélyfúrás adatok pedig a földtani testek közetfizikai tulajdonságairól. A modellezés tárgya, hogy egy általunk „tökéletesen ismert” test, vagy tartomány közetfizikai tulajdonságait a térben hozzá hasonló testekre kiterjesszük, mindezt numerikus és vektorgrafikus módon.

8.1 A modellezés lépései

Az modellezést a rendelkezésünkre álló adatok mennyisége és minősége határozta meg. A modellépítésben a testek fizikai tulajdonságainak felruházásáig jutottunk el, a későbbiekben részletezem ennek okát. A modellezés, bizonyos összetett, időben egymás után következő és egymásra támaszkodó folyamatok elvégzését jelenti. A számítógépeink kapacitása végett, és főleg azért, mert célunk a modell készítés lépéseinek megismerése volt, csak a kutatott terület egy részét modelleztük le.

A következő folyamatokat (*processes*) fogjuk részletezni: (1) adatbevitel (*data import*), (2) réteghatárok értelmezése (*make welltops*), (3) szeizmikus értelmezés (*seismic interpretation*), (4) poligonok létrehozása (*make polygons*), (5) felületek létrehozása (*makesurfaces*), (6) a tér geometriai megalkotása (*geometry definition*), (7) térhálós modellezés (*corner point gridding*), (8) tulajdonságok létrehozása (*property modeling*).

(1) Adatbevitel (*data import*)

Az adatbevitel első lépése a rendelkezésünkre bocsájtott adatok, a Petrel számára beolvasható formába hozása volt. Az adatsorok fejlécét Notepad Windows alapú programmal, az adatrészek összeillesztését Microsoft Office Excel-el végeztük.

Az adatbevitel a fúrások és szelvények koordinátáinak megadásából, a fúrások mélységének (MD érték) és tengerszint feletti magasságuk megadásával folytatódott. Ezután a *checkshot* értékek bevitele következett, ami egy idő-mélység függvény. Ez közetekben való akusztikus hullámok terjedési sebességéből és megtett idejéből számolja ki az adott mérési pontok mélységét.

A szeizmikus szelvényeink mélységkonvertáltak, így azokon nem kellett idő-mélység átalakítást végezni. Az adatbevitel utáni állapot az *1-es képen* látszik.

(2) Réteghatárok értelmezése (*make well tops*)

A rétegfelületek elhatárolásánál a rétegfelületek szerkesztése (*make/edit well tops*) folyamatot követtük. Első lépésként egy mélyfúráson elkülönítettük a számunkra fontos felületeket. Ezután, a karottázs görbék képét és az általuk jelzett paraméterek mérési intervallumát figyelembe véve, korreláltuk a megegyező felületeket a használt görbéken.

A korrelálás utáni állapotot az *1. mellékleten* tüntettük fel.

(3) Szeizmikus értelmezés (*seismic interpretation*)

A szeizmikus értelmezésnél, az előbbieken meghatározott rétegfelületekre támaszkodtunk. A karottázs görbék szeizmikus szelvényre való helyezésénél létfontosságú a helyes idő-mélység függvény (*checkshot*) értékek bevitele. Ezután a rétegfelületeknek megfelelő, és velük jól egyező reflexiókat úgynevezett „horizontokkal” köttök össze.

Természetesen a program figyelembe veszi a rétegtan alapelveit, így két horizont nem keresztezheti, vagy két rétegfelület nem előzheti meg egymást. A szeizmikus értelmezést eredményét a *2. és 3. melléklet* tükrözik.

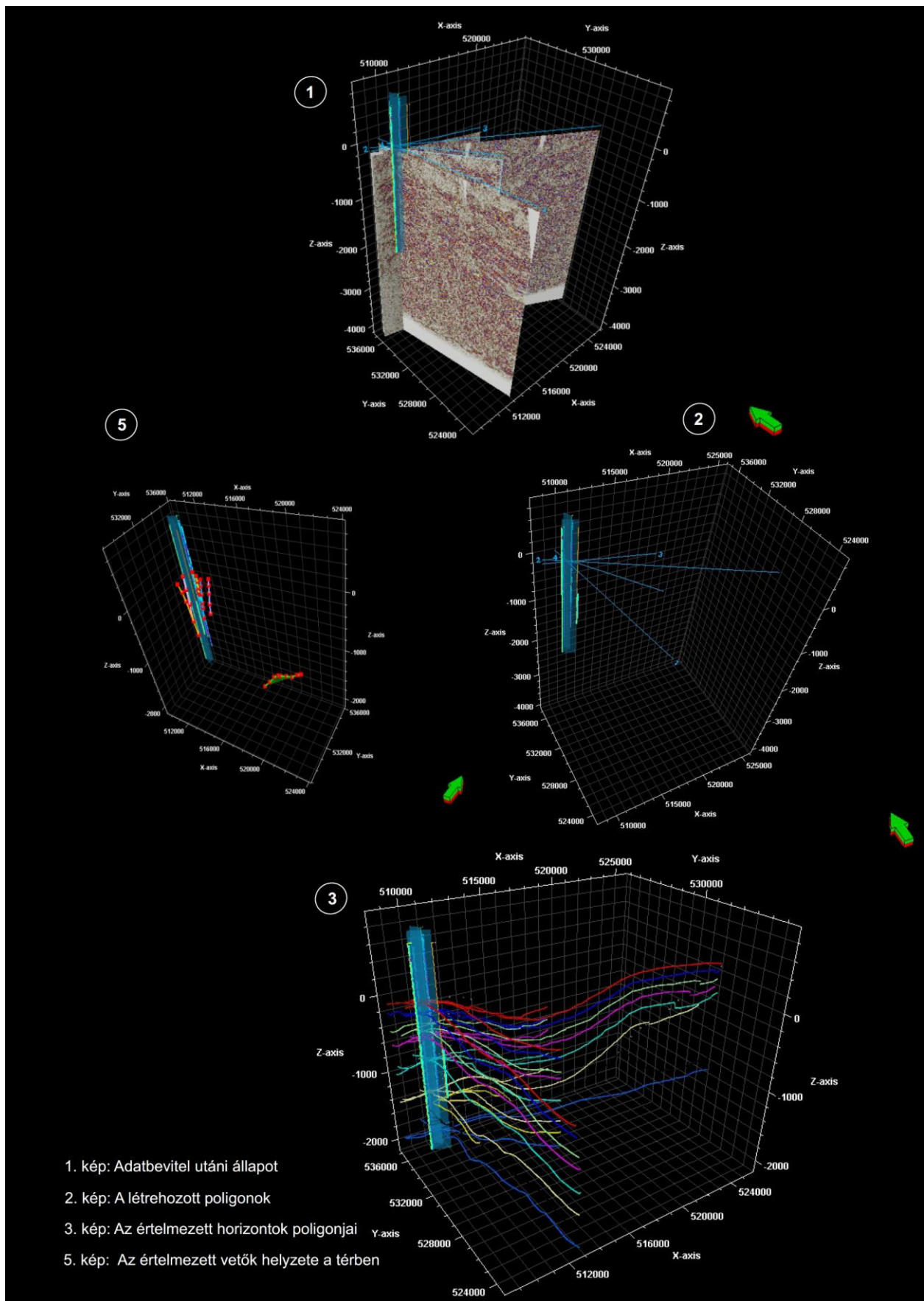
(4) Poligonok létrehozása (*make polygons*)

A folyamat arra szolgál, hogy az általunk értelmezett horizontokat, a mélyfúrásokat, vetőket a szeizmikus vonalak mentét, valamint az ezek által meghatározott teret vektorgrafikus geometriai alakzatokká alakítsa. A folyamat képes bizonyos korrekciók, simítások elvégzésére is, miket nem használtunk.

A folyamat utáni állapotot az *2 és 3. kép* mutatja.

(5) Rétegfelületek létrehozása (*make surfaces*)

E folyamat után a földtani modell kezd alakot ölni. A folyamat, a horizontok által képzett poligonokat terjeszti ki térben, mindenik poligont külön felületként ábrázolva. Adattípustól függően több algoritmus is rendelkezésünkre áll a térbeli kiterjesztés elvégzésére, mint például a



véletlenszerű gauss függvény szimuláció (*gaussian random function simulation*) vagy a koszinusz kiterjesztés (*cos expansion.*). Mi a konvergens interpoláció (*convergent interpolation*) algoritmusát választottuk, amely a numerikus analízis egyik ágazatát képviseli. Nem jelent egyebet, mint új ponthalmazok képzése az ismert adatpontok diszkrét halmazának tartományán belül.

A létrehozott felületek az *4.képen* láthatóak.

(6) A tér geometriai megalkotása (*geometry definition*)

A folyamat a háromdimenziós modell térbeli határait szabja meg a létrehozott felületek alapján. Ez látványban sehol sem mutatkozik meg, a program ez által szűkíti és határolja be a kitöltendő teret.

(7) Térhálós modellezés (*cornerpoint gridding*)

A folyamat által, először a poligonokká alakított vetőket értelmeztük. Meghatároztuk a vetők által alkotott síkokat, és a síkok által alkotott trendeket. Ez a későbbiekben, a felületek által elhatárolt testek egymáshoz való viszonyának kivetítésénél játszhat fontos szerepet. Megállapítottuk a vetők típusát, és egymáshoz való kapcsolódási pontjaikat (*5. kép*).

A vetők függvényébe kivetített felületek függőleges síkban is összeköthetőek és taglalhatóak. A zónák létrehozása (*6. kép*), azokon belül pedig a rétegek létrehozása elsősorban a következő folyamatot készítik elő, a tulajdonságok létrehozását (*make properties*). Másodsorban a látványosság kielégítésére szolgálnak.

A vetők térben való elhelyezkedése, valamint a zónákra való tagolás az *5.kép* látható.

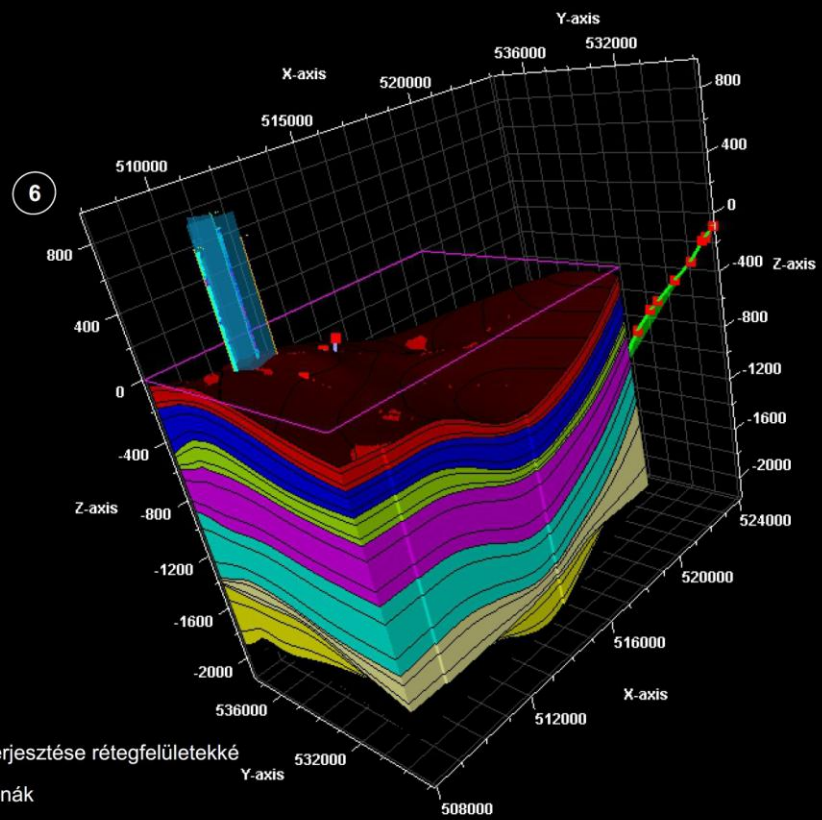
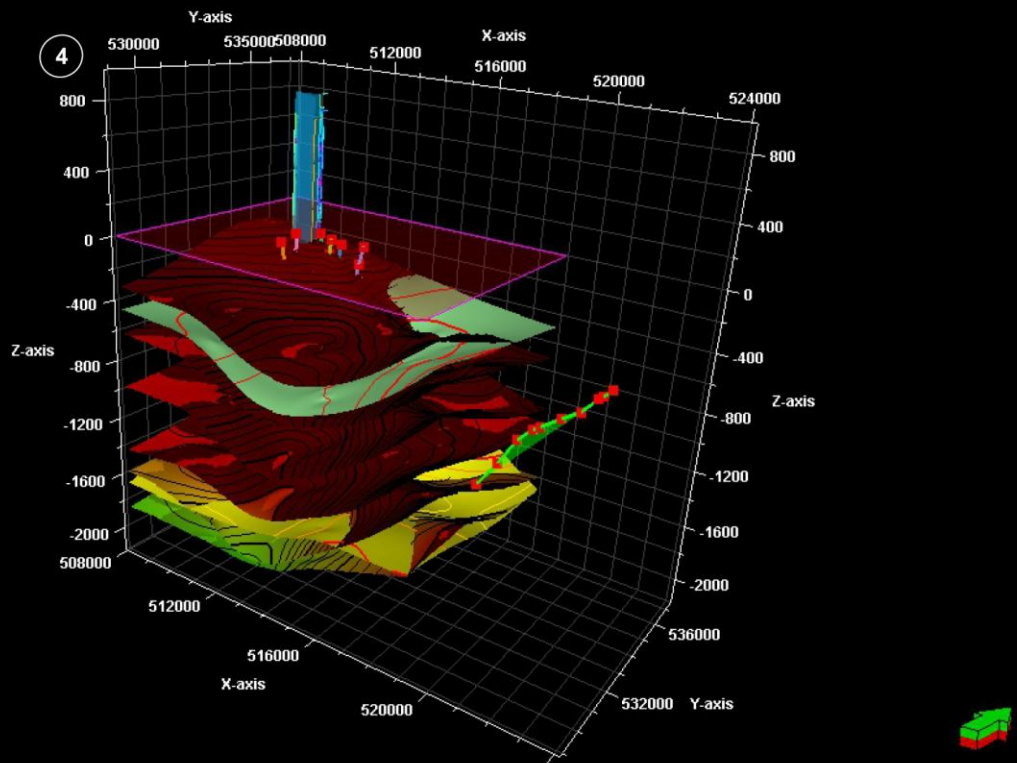
(8) Térháló létrehozása (*make grids*)

A folyamat lehetővé teszi, hogy két felület között, általunk meghatározott térhálót hozzunk létre. A térhálóegységeink (celláinak) mérete fordítottan arányos a felbontással, és mi határozzuk meg. A térháló jelenléte a következő folyamat alapkövetelménye.

(9) Tulajdonságok létrehozása (*make properties*)

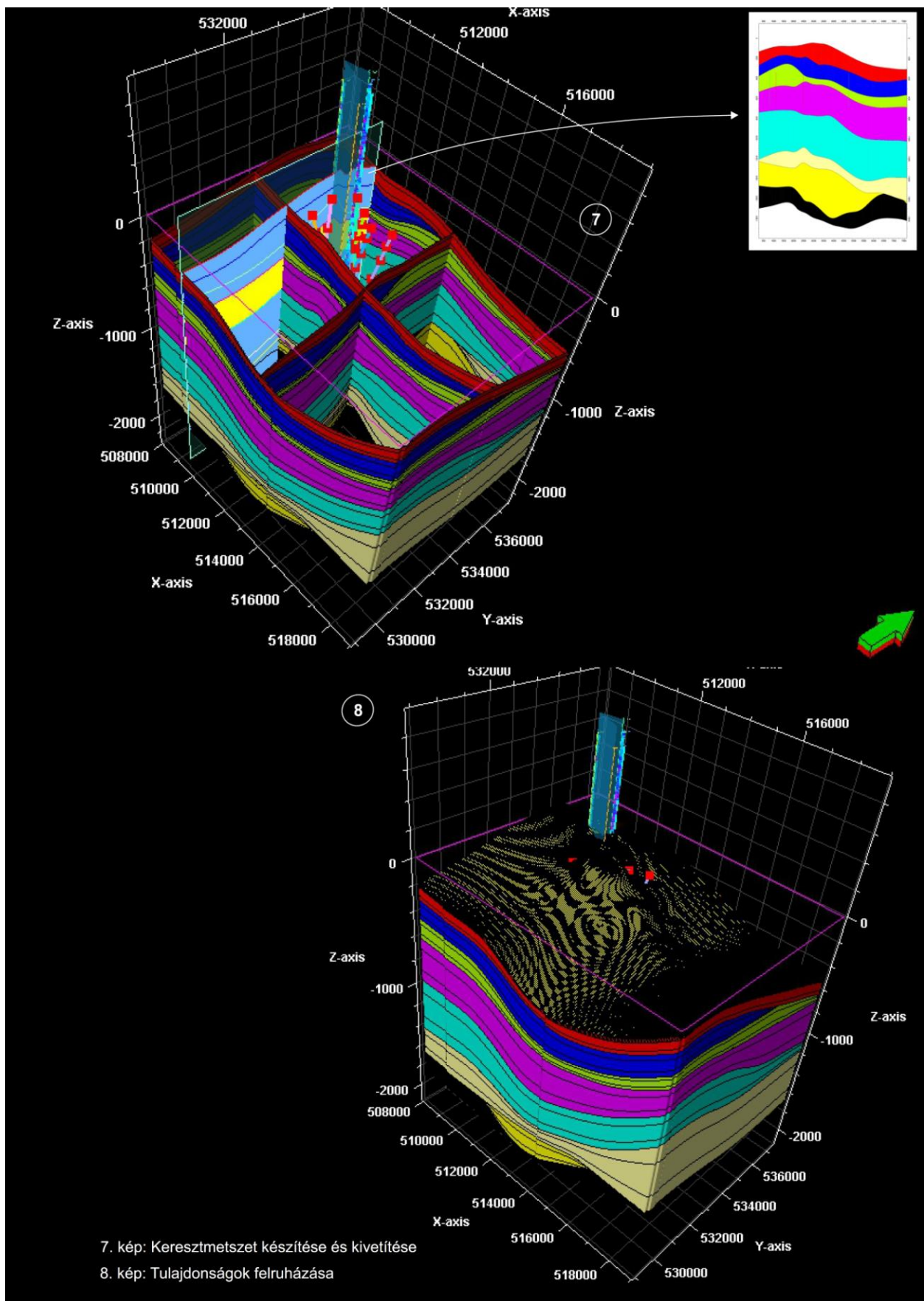
Az utolsó, általunk részlegesen végrehajtott folyamat a rétegfelületek közti térháló felruházása tulajdonságokkal (*8.kép*). Ez a folyamat a kapcsolatteremtő az eddig elkészített vektorgrafikus modell, és a közetek fizikai tulajdonságai közt. Úgy mond, a folyamat lezárta után kel életre a modell.

A folyamat általában a karottázs görbék nyújtotta információból táplálkozik. Két féle információ szükséges a cellák feltöltéséhez: egy, a pontos mélységet meghatározó általában akusztikus görbe és kettő, az ehhez társítandó közetfizikai tulajdonságot mutató görbe (SP, RS, GR). A kettő nyújtotta információ elegendő a programnak, hogy a cellákat nagyfelbontású tulajdonságokkal ruházza fel.



4. kép: A poligonok kiterjesztése rétegfelületekké

6. kép: A létrehozott zónák



A folyamatot nem tudtuk végig vinni. Ennek az oka a nagyfelbontású információ hiánya a rétegekbeli akusztikus terjedési sebességről. Az imént tárgyalt *checkshot* értékek nem elegendők az információk felruházására, és a Petrel által az ellenállás görbéből (RD) származtatott akusztikus görbe túl gyenge minőségű volt a továbblépéshez.

Összefoglalásként elmondható, hogy elkészítettük a terület vektorgrafikus földtani modelljét. A rendelkezésünkre bocsájtott adatok a térháló tulajdonságainak feltöltéséig juttattak el minket. A továbblépéshez több alapadatra lenne szükségünk, és hogy a valóságot tükrözze a modell, több mélyfúrasi adatot kellene elhelyezni rajta.

A Petrelben még ezeken túl rengeteg lehetőség rejlik, alkalmazható keresztmetszetek készítéséhez (7. kép), különböző testek körülhatárolására kőzetfizikai tulajdonságaik alapján, használható különböző fluid modellek felállítására, valamint kúthozam modellezésre is.

9.Eredmények és bizonytalanságok

Elmondhatjuk, hogy a dolgozat megírása során sikerült minden kitűzött célunknak eleget tenni. Sikerült megérteni a szénhidrogén rendszer működését a kutatott területen, és a szekvenciaretegtan által a terület részéről új értelmezésbe helyezni. Bebizonyítottuk, hogy a vizsgált terület beleillik az irodalom által leírt szekvenciákba, annak ellenére, hogy vannak benne helyi eltérések.

Az új értelmezéssel a földtani testek képződési környezeteiről kaptunk főként információt, és azokat egyeztetve a kőzetfizikai tulajdonságaikkal rétegtani csapdákat valószínűsítettünk. Ilyen például az LST5 kisvízi rendszeregység lehetséges csatornakitöltése, vagy a só oldalára rálapoló LST4.1 köztes és disztális deltaüledékek.

A földtani modell építése közben sikerült elsajátítani a Schlumberger Petrel 2009.2.2: Geophysics, Geology & RE szoftver használatának alapjait. A modellkészítéssel eljutottunk a térháló kőzetfizikai tulajdonságokkal való felruházásáig, valamint sikerült megérteni hogy melyek azok a kritikus és nélkülözhetetlen elemek amelyek befolyásolhatják a folyamatot.

A munkánk során az elméleti értelmezés és a földtani modell építés szorosan összefüggött, csupán a könnyebb áttekinthetőség miatt képeznek külön fejezetet. A kettő összehangolása néha bizonytalanságokat és nehézségeket okozott. A legfőbb kihívás a kapott adatok egymással való egyeztetése volt.

Az egyik bonyodalmat a fúrások bevetítési távolsága okozta, ugyanis az 1-es fúrás, amelyet a korellálásnál alapként használtunk, több mint 300 m-re van a hozzá legközelebbi szeizmikus szelvénytől. E távolság alatti litológiai változások a szelvényhez való illesztését megnehezítette.

Nehézséget okozott a kapott idő-mélység függvény (*checkshot*) adatsor, mely mindössze 6 mérést tartalmaz. Így a mérési pontokon belül lehetnek sebességanomáliák és kisebb litológiai elcsúszások.

Nehézséget okozott a gyenge minőségű szeizmikus szelvények értelmezése, és a vetők behúzása. A szelvények bizonyos korrekciók elvégzésének elkerülése végett SSTVD=0 m-től kezdődnek.

Mindezen bonyodalmakat úgy tudtuk korigálni, hogy a só fedőjét vettük viszonyítási pontként, amelybe az 1-es fúrás 2693 m MD-nél behatolt.

10.Következtetések

A siménfalvi gáztelep tanulmányozása, és eredményeink kiértékelése után az alábbi következtetésekhez fogalmaztuk meg:

Siménfalva geológiája és szekvenciarétegtani rendszeregségei beleilleszthetőek és megegyeznek az irodalomban tárgyaltakkal. A szekvenciarétegtani értelmezés segítségével olyan földtani testeket határoltunk el, melyekben lehetséges a szénhidrogének rétegtani csapdázódása.

A valószínűsített csapdák további kutatásához szükséges a 3D modell elkészítése. Ahhoz, hogy ez tükrözze a valóságot, és a térhálókat alkotó cellákat közetfizikai tulajdonságokkal tudjuk ellátni, több adat szükséges. Ilyenek például az akusztikus karottázs görbe, és idő-mélység függvény (*checkshot*) adatsor.

A háromdimenziós modell tovább építése, a rétegtani csapdázódások szemszögéből fontosnak vélt testek körbehatárolása után, a terület feltárására 3D szeizmikus szelvényezést lehet ajánlani.

11.Köszönetnyilvánítás

Köszönetet szeretnék mondani témavezetőimnek Kovács J. Szilamérnak, és Silye Lórándnak, hogy munkám során irányítottak, ötletekkel támogattak, és a szorult helyzetekben mindig valami kikaput nyitottak nekem.

Különösképpen szeretném megköszönni Kovács J. Szilamérnak, hogy irodájába fogadott, és tőle tanulhattam el a szénhidrogénkutatás néhány csínját-bínját.

Szeretném megköszönni Wanek Ferencnek, hogy könyvészettel támogatott, György Csabának és Pünkösti Laurának a segítségüket.

Ezúton szeretném megköszönni családomnak és barátnőmnek, Zsófinak, hogy a dolgozat elkészítése során támogattak, etettek-itattak és mellettem álltak.

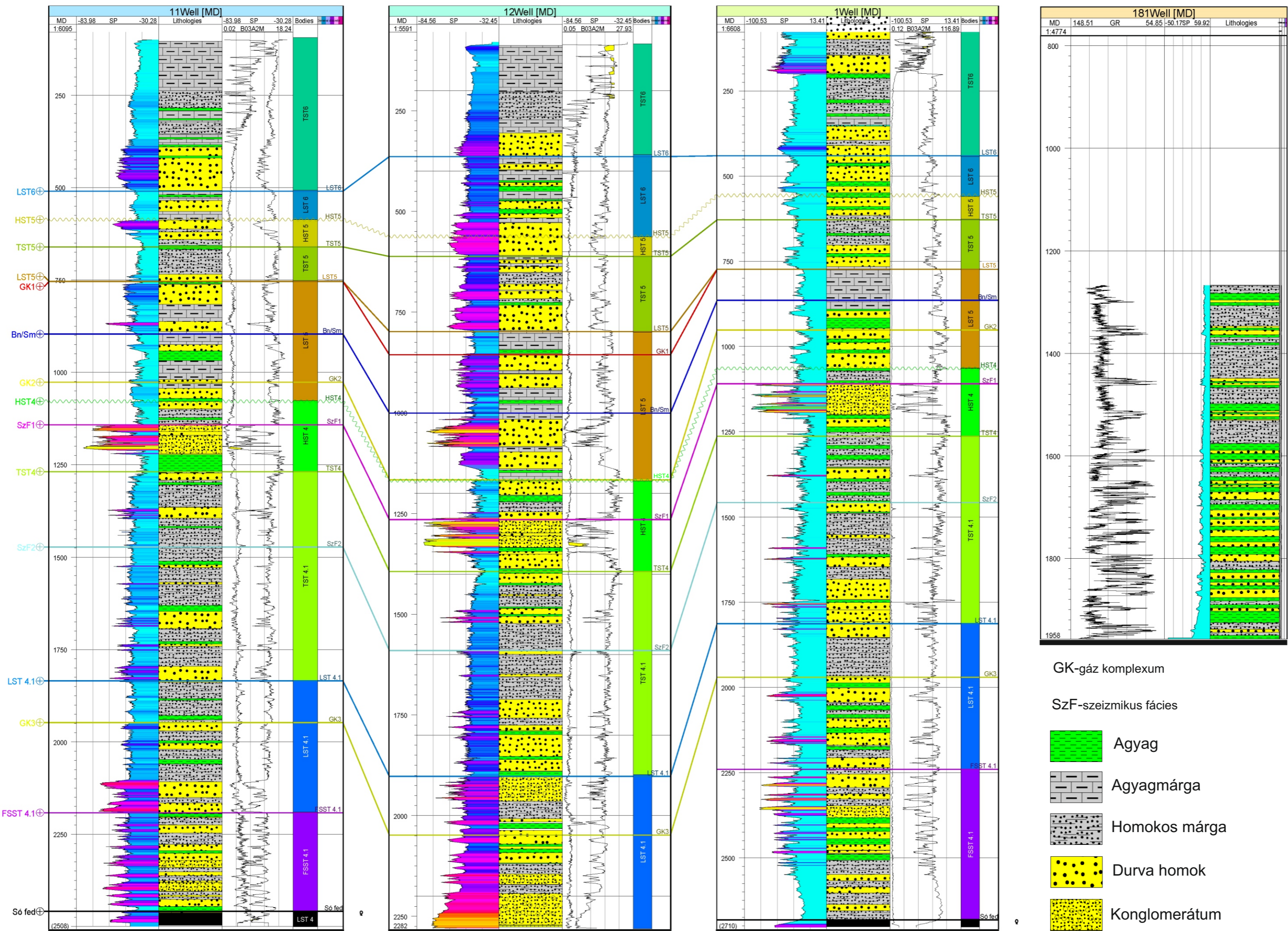
Hálás vagyok Gáspár-Babos Etele-Tamásnak és feleségének Lillának, hogy Sepsiszentgyörgyön való tartózkodásom során szállást adtak, és erkölcsileg támogattak, bízattak.

És végül de nem utolsó sorban szeretnék köszönetet mondani az S.N.G.N. ROMGAZ S.A.-nak a rendelkezéseimre bocsájtott adatokért, melyek a dolgozat gerincét képezték, és édesapámnak, hogy az adatok beszerzésénél segédkezett.

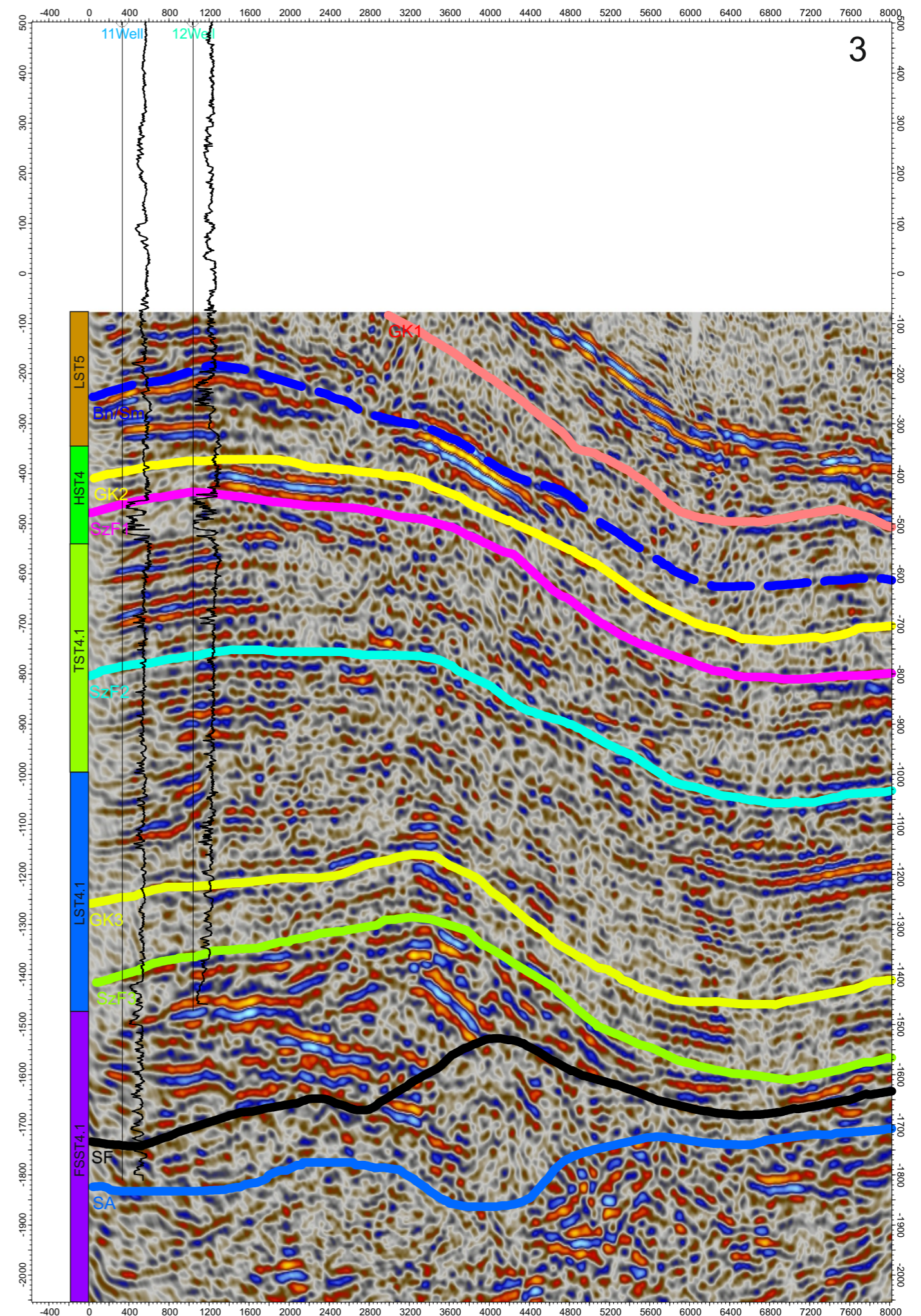
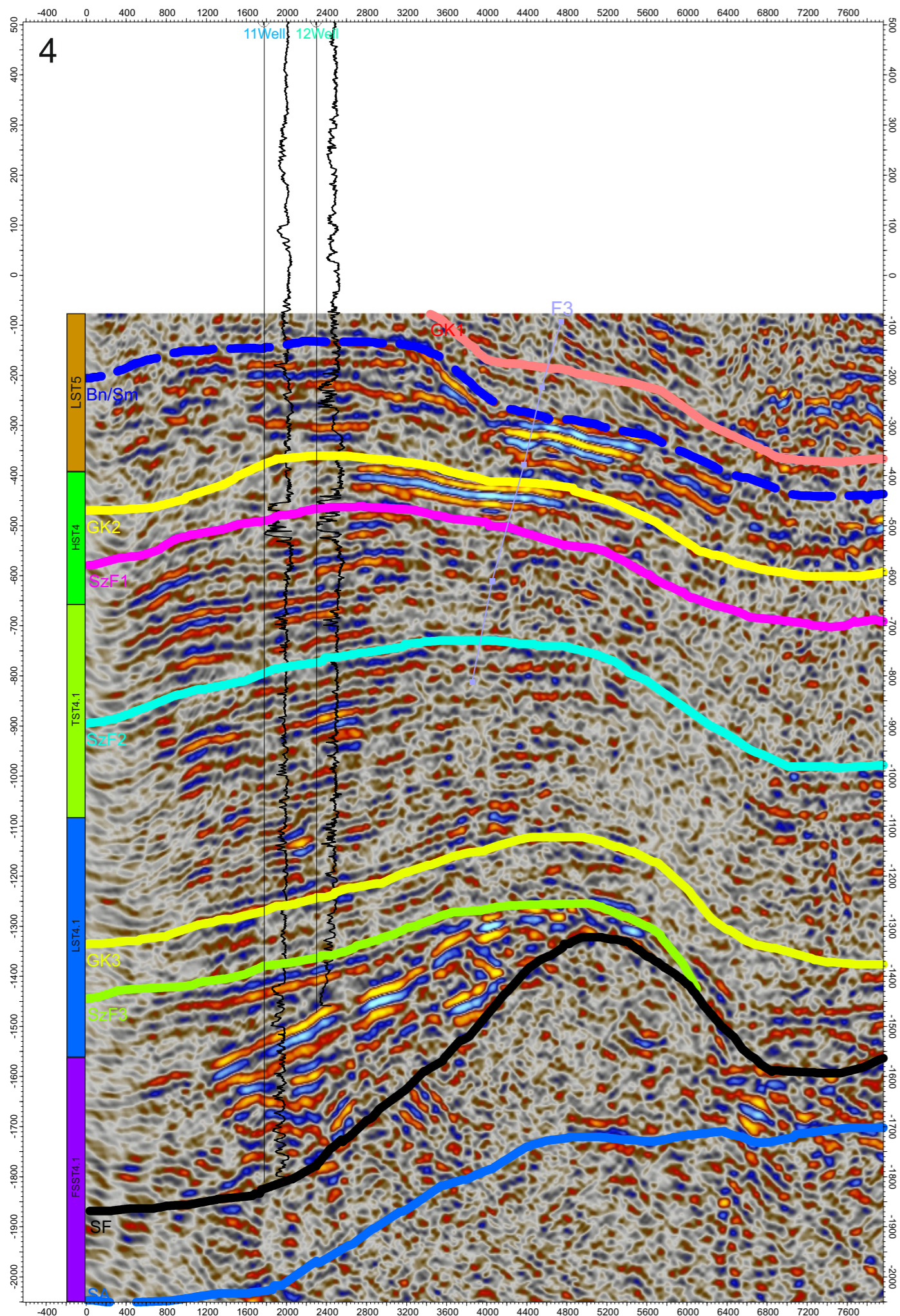
12. Könyvészet

1. Balintoni, I. (1997). Geotectonica terenurilor metamorfice din România. *Carpatica*. 178 p., *Carpatica*.
2. Böckh, H. (1911): Az Erdélyi-medence földgázélfordulásainak geológiája. *Bányászati és Kohászati Lapok, XLIV (II)*, 75.
3. Chișăliță, D. (2009): O istorie a gazelor naturale din România. 503.
4. Ciulavu, D. (1999): Tertiary tectonics of the Transylvanian Basin. *PhD Thesis, Univ. Vrije, Amsterdam*. 153 p.
5. Ciupagea, D., Paucă, M., Ichim, T. (1970): Geologia Depresiunii Transilvaniei. . 256 p.
6. Crânganu, C. and D. Deming (1996): Heat flow and hydrocarbon generation in the Transylvanian Basin. *AAPG Bulletin*. 1641-1653
7. Csókás, J. (1989). Mélyfűrészi geofizika. Budapest, Tankönyvkiadó.
8. Csontos, L., Nagymarosi, A., Horváth, F., Kovác, M. (1992): Tertiary evolution of the intra-Carpathian area; a model. *Tectonophysics*, 208. p. 221-241.
9. Demetrescu, C., S. B. Nielsen, et al. (2001): Lithosphere thermal structure and evolution of the Transylvanian Depression — insights from new geothermal measurements and modelling results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 249-267
10. Douglas, J. C. (1986): Subsurface Facies Analysis. *Approaches to interpretation of sedimentary environments: selected papers reprinted from Journal of sedimentary petrology [and] SEPM special publication* 27-45
11. Falk, I. (2007): Evoluția terțiară a Depresiunii Transilvaniei cu privire la geneza capcanelor rupturale, flexurale și stratigrafice pentru hidrocarburi. *PhD*. 206 p.
12. Filipescu, S. (1996): Stratigraphy of the Neogene from the western border of the Transylvanian Basin. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, ser. Geologia, Cluj Napoca*. p. 3-77
13. Filipescu, S. (2001): Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvanian. In: *Bucur, I., Filipescu, S., Săsăran, E. (Eds.), Algae and Carbonate Platforms in Western Part of Romania. Field Trip Guide Book Fourth Regional Meeting of IFAA. Cluj University Press, Cluj-Napoca, Romania*. pp. 77–92.
14. Koch, A. (1884): A kolozsvári szegélyhegységben 1883. nyarán végzett földtani részletes felvételtől. *Földtani Közöny, Budapest*. p. 213-233
15. Kovács, J. S., M. Piteiu, et al. (2007): Carbonate reservoirs of the 6042 Deleni well (Târnava Basin, Romania): question arising for future exploration. *Abstract. In. AAPG & AAPG European Region Energy Conference and Exhibition, November 18-21, 2007, Athens, Greece*.
16. Krézsek, C. (2005): Sedimentology and architecture of Pannonian deposits from the eastern part of the Transylvanian Basin (in Romanian). *Babes-Bolyai University PhD Thesis, Cluj-Napoca, Romania*. 170 pp.
17. Krézsek, C. and A. W. Bally (2006): The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology*. 405-442
18. Krézsek, C. and S. Filipescu (2005): Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). *Tectonophysics*. 437-463
19. Krézsek, C., S. Filipescu, et al. (2010): Miocene facies associations and sedimentary evolution of the Southern Transylvanian Basin (Romania): Implications for hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology*. 191-214
20. Lubenescu, V. (1981): Studiul biostratigrafic al neogenului superior din sud-vestul Transilvaniei. *Anuarul Inst. Geol. Geofiz., București*. p.123-202
21. Lubenescu, V. and D. Lubenescu (1977): Observații biostratigrafice asupra Pannonianului de la Lopadea Veche (Depresiunea Transilvaniei). *D.S. Inst. Geofiz., București*. p. 57-64
22. Mészáros, N. (1991): Nannoplankton Zones in the Miocene Deposits of the Transylvanian Basin. *INA Newsletter 13/2., Prague Abstracts, London*. p. 59-60
23. Nemeșan, M. (2007): Romgaz. Present and Perspectives. Energy in Center and Eastern Europe Forum, Bucharest, November 20-22, 2007.
24. Paraschiv, D. (1979): Romanian Oil and Gas Fields. *Institutul de Geologie și Geofizică Studii Tehnice și Economice* 382 pp.

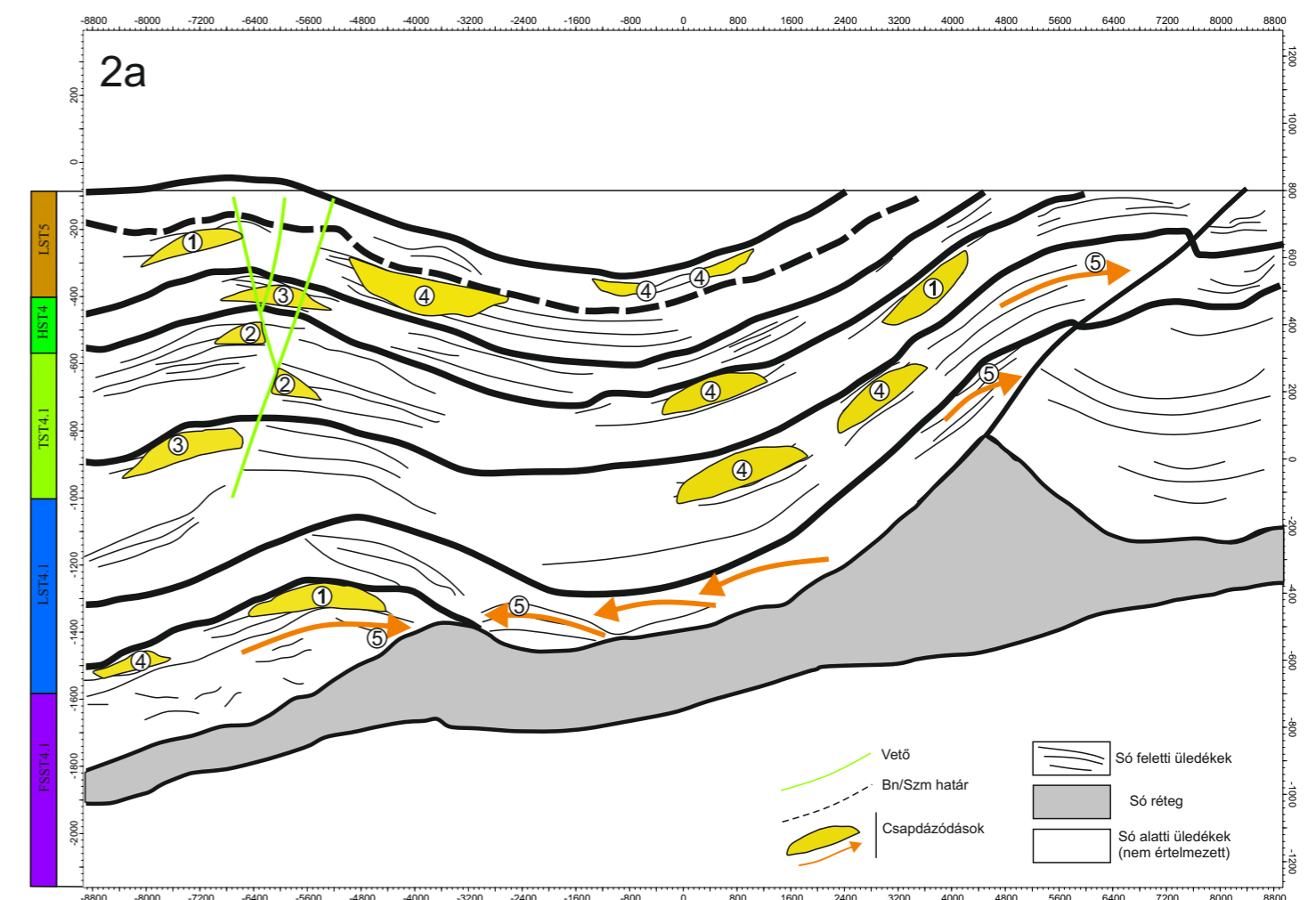
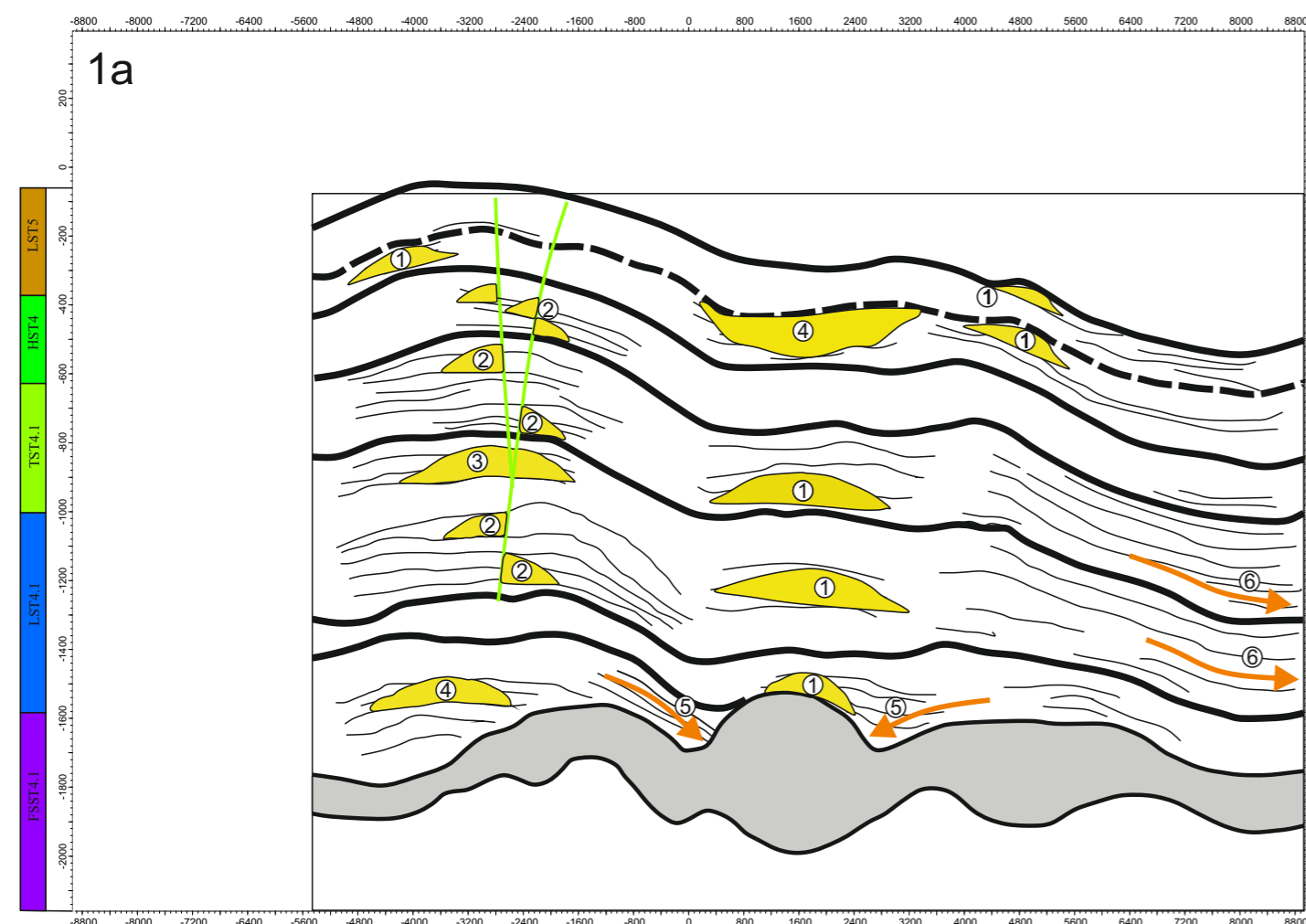
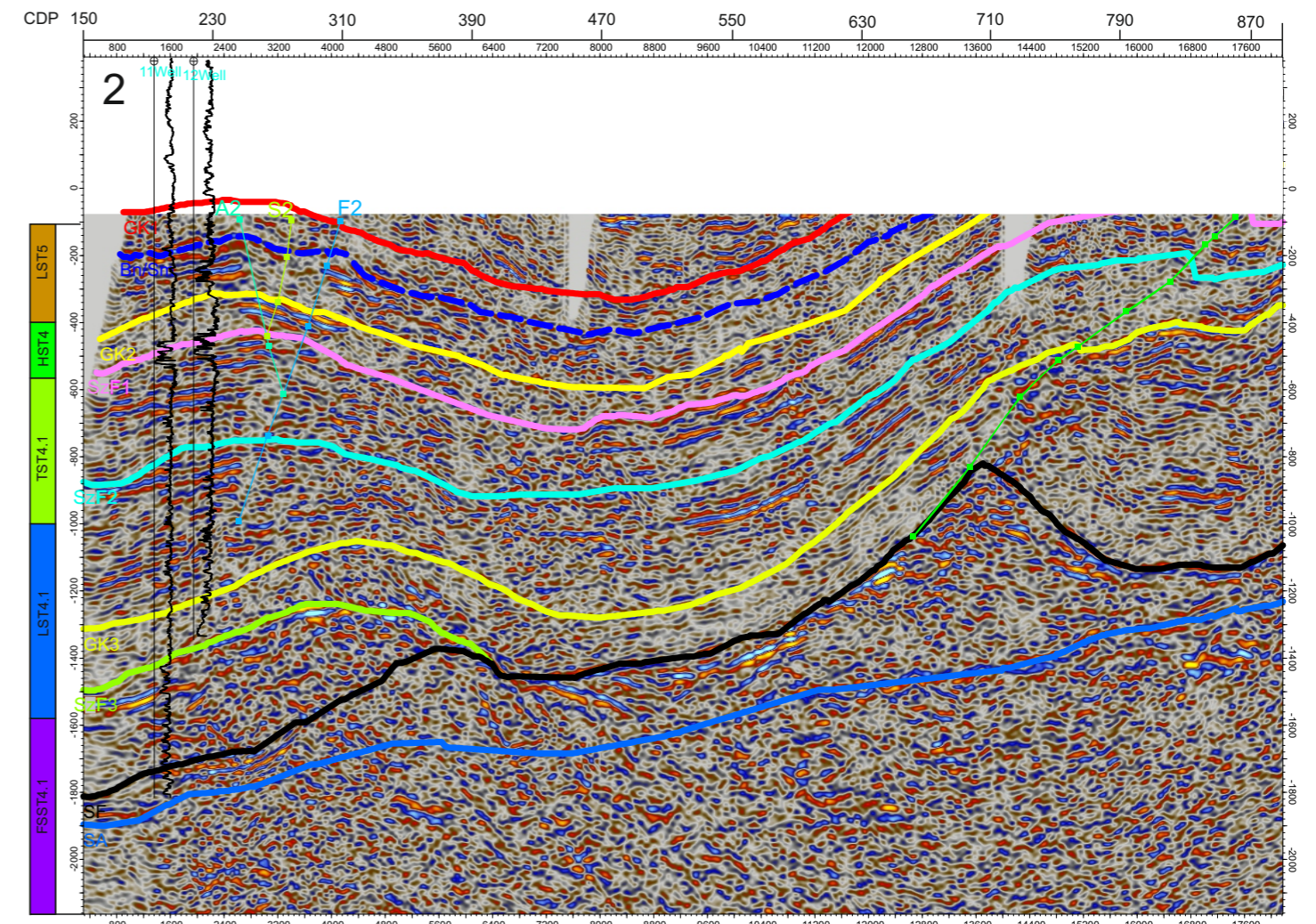
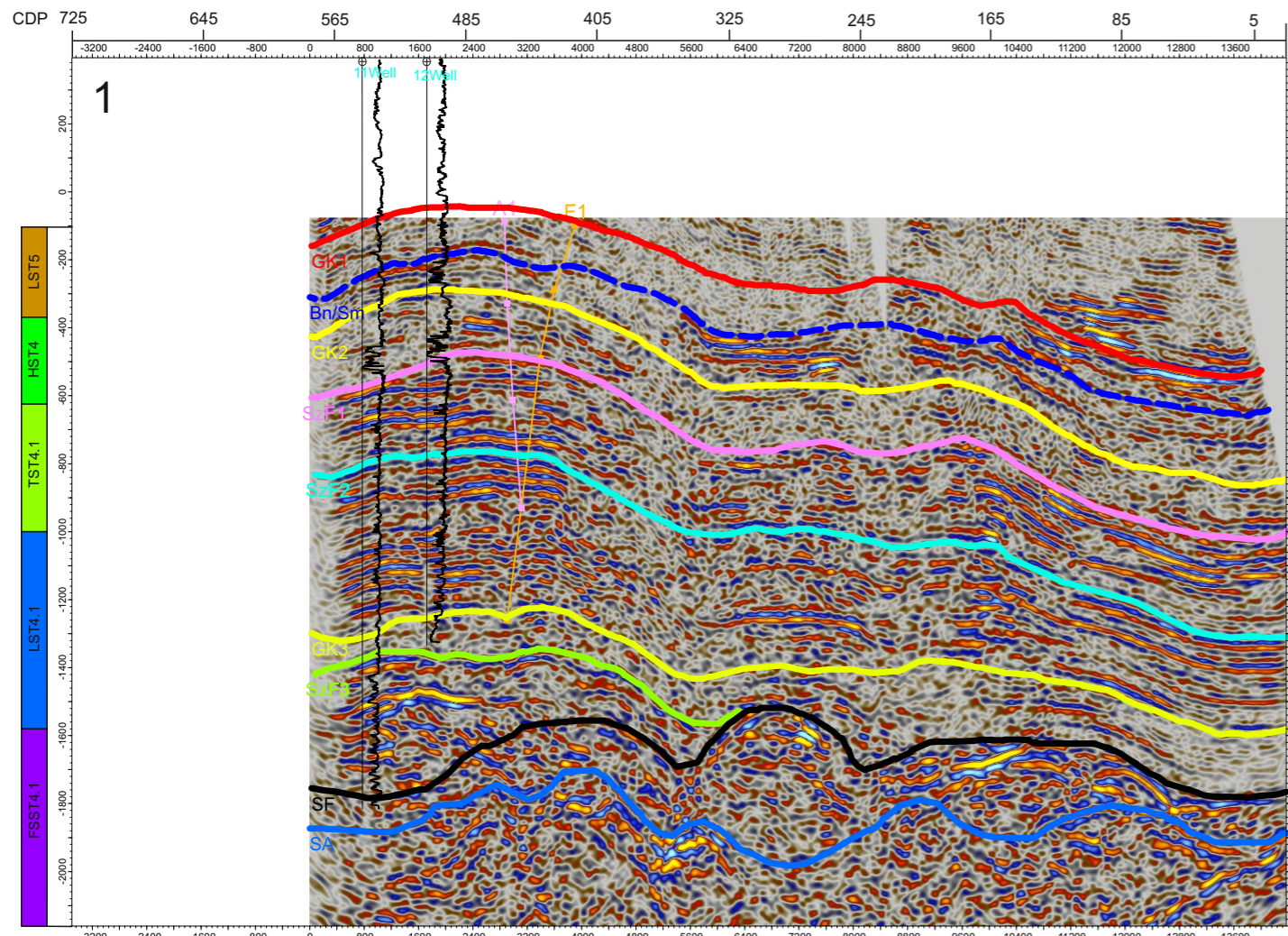
25. Pătrașcu, Ș., Panaiotu C., Șeclăman, M., Panaiotu, C. E. (1994): Timing of the rotational motion of the Apuseni Mountains (Romania) paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks. *Tectonophysics*, 233. p. 163-176.
26. Popescu, B. M. (1995): Romania's petroleum systems and their remaining potential. *Petroleum Geoscience*
27. Popescu, G. (1972): Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Preluca pe bază de foraminifere planctonice. *D.S. Inst. Geofiz., București*. p.105-127
28. Popescu, G., M. Mărunțeanu, et al. (1995): Neogene from Transylvania Depression. Guide to Excursion A1 (pre congress). *X Congr. RCMNS. Rom. J. Stratigraphy, București*. 27 p.
29. Romgaz (2009): Studiul de evaluarea resurselor geologice și a performanțelor în exploatare a zăcămintului comercial Șimonești.
30. Săndulescu, M. (1984). *Geotectonica României*. București, Ed. Tehn.
31. Selley, R. C. (1978): Concepts and methods of subsurface facies analysis. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes*. 82
32. Spulber, L., G. Etiope, et al. (2010): Methane emission from natural gas seeps and mud volcanoes in Transylvania (Romania). *Geofluids*. 463-475.
33. Sztanó, O. (1995): Medenceanalízis. *Speciális kollégiumi jegyzet*. 39.
34. Vakarc, G. and G. Tari (1993): A szeizmikus szekvencia sztratigráfiai alapjai, alapfogalmak magyarázata. *Magyar Geofizika*. 1-51
35. Vancea, A. (1960). Neogenul din Bazinul Transilvaniei. București.
36. Wanek, F. (1999): Ásványvízkutatás és szénhidrogének a Keleti-Kárpátokban 1908 előtt. *Székely Nemzeti Múzeum*. 45-56



1. melléklet: A négy mélyfúrás korrelálása, feltüntetve rajta: a karottázsok paraméterei (SP, tükrözött RD-SP), litológiai oszlop, az értelmezett szeizmikus horizontok, valamint a szekvenciaregétani rendszeregységek (FSST-kori kisvízi rendszeregység, LST-kisvízi rendszeregység, TST-transzgresszív rendszeregység, HST-nagyvízi rendszeregység). A 181-es fúrást csak az agyagok beazonosítására használtuk.



2. melléklet: Az értelmezett 3-as és 4-es szeizmikus szelvény, feltüntetve az egyes szeizmikus fáciesek rendszeregységekhez való viszonyait.



3. melléklet: A kutatott terület csapdatípusai az 1-es és 2-es szelvény mentén: 1-antiklinálishoz kötődő csapdázódás, 2-feltolódáshoz kötődő csapdázódás, 3-komplex csapdázódás, 4-mélyvízi törmelékkip, 5-rálapolódás, 6-lelapolódás