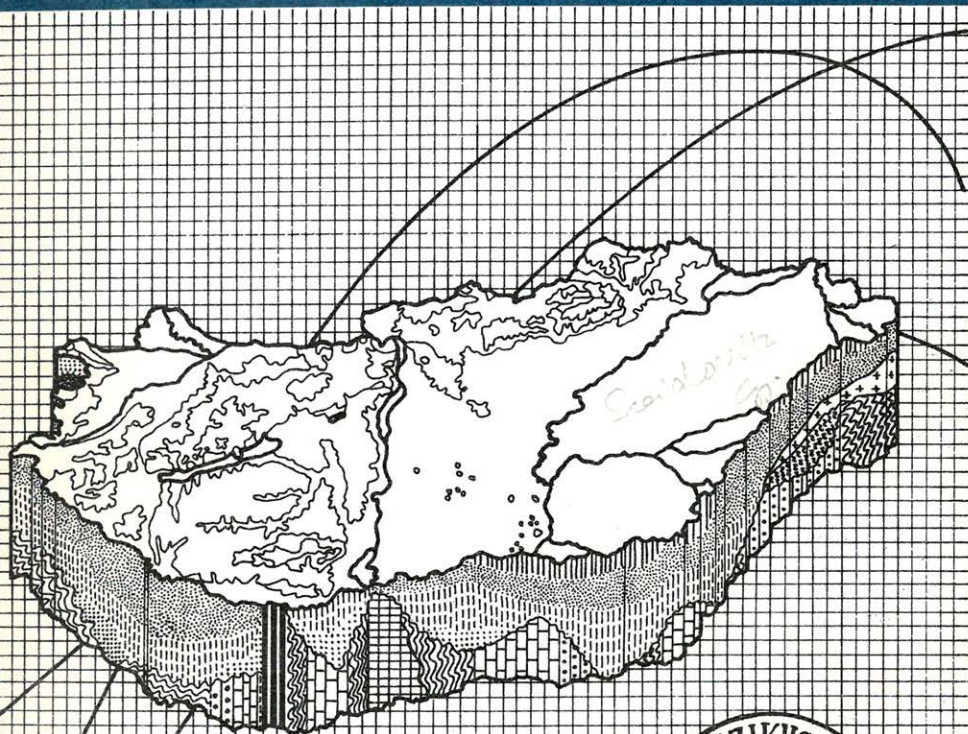


MAGYAR

GEOFIZIKA

5-6



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓIRATA
BUDAPEST, 1985. XXVI. ÉVFOLYAM, 5—6. SZÁM

TARTALOMJEGYZÉK

<i>Marion György:</i> A derecskei mélyzóna szeizmosztratigráfiai vizsgálata	161
<i>Samu Lajos:</i> A derecskei medence neogén tektonikája szeizmikus szelvények alapján	182
<i>Wéber Zoltán:</i> Szeizmikus csatorna általánosított lineáris inverziójának vizsgálata	200
<i>Márton Péter:</i> Valódi pólusvándorlás	217
<i>Baranyi István – Gerzson István – Várhegyi András:</i> Új radon migrációs hipotézis és ennek gyakorlati alkalmazása az uránlelőhelyek emanációs módszerekkel történő kutatásában	226
Egyesületi hírek	239

Főszerkesztő: Zelei András

Szerkesztő bizottság: Deres János, Kilényi Éva, Meskó Attila, Rádler Béla, Verő József

Szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. félemelet 17. Postafiók 240.

A derecskei mélyzóna szeizmosztratigráfiai vizsgálata*

MARTON GYÖRGY**

Jelen dolgozat a szeizmikus makrosztratigráfia elvi alapjainak összefoglalásán túl a derecske kutatási területéről mutat be néhány értelmezett szeizmikus időszelvényt. Az időszelvények, valamint néhány mélyfúrás – különös tekintettel a Bem-1. szénhidrogén-kutató fúrás – mag és karotázs adatai alapján a terület mélyföldtanának pontosabb megismerésére tesz kísérletet. A dolgozat további célja az integrált sztratigráfiai kutatásban rejlő néhány lehetőség felvillantása.

Наряду с обобщением теоретических основ сейсмомакросстратиграфии в докладе представлено несколько проинтерпретированных сейсмических временных разрезов. Показан путь, следуя которому получаем возможность на основании показанных в докладе и непредставленных в нем временных разрезов, а также на основании данных кернов и каротажа нескольких скважин и особенно скважины ВСМ-1, более полно изучить глубинную геологию данной территории и её нефтегазоносную геологию.

Главной целью доклада, кроме пропаганды сеймосстратиграфии, является освещение некоторых возможностей интегральностратиграфической разведки.

The recent study summarizes the theoretic bases of seismic macrostratigraphy and moreover it presents some interpreted time sections from Derecske-area.

On the basis of the time sections as well of well logs and well cores of some deep wells paying outstanding attention to well Bem-1 it attempts to gain knowledge of the deep geologic structure of the investigated area.

A further goal of the paper is to show some possibilities lying in the integrated seismic stratigraphic investigation.

Bevezetés

A szeizmikus sztratigráfiai interpretáció a kőolajkutatással foglalkozó nagy világcégek gyakorlatában közel két évtizede rutinszerűen alkalmazott eljárás. Bevezetését a hazai szénhidrogén-kutatás fegyvertárába napjainkban még csak néhány előadás, dolgozat és a G. K. V. által kibocsátott két szeizmikus jelentés fémjelzi. A szeizmikus sztratigráfiai interpretáció magyarországi adaptálása a napjainkban megvalósuló feltételek és a felmerülő igények szerencsés találkozását jelenti. A feltételeket a magas fedésszámú, jobb felbontású időszelvények széles körű elterjedése, az igényeket a több évtized alatt kialakított kutatási koncepció továbbfejlesztésének szándéka foglalja magába. A korábbi és a jelenlegi hazai kutatási gyakorlatban a szénhidrogén-készletek nagy részét magában foglaló szerkezetek kutatása az alapvető cél (*Rumpler, 1982*). Joggal feltételezhetjük azonban, hogy a készletek másik – és nem jelentéktelen részét – a sztratigráfiai, ill. a litológiai változások helyéhez kötődő sztratigráfiai, ill. litológiai csapdák tartalmazzák. A szeizmikus sztratigráfiai interpretáció hatékony segéd-eszköze lehet az üledékes medencék sztratigráfiai vizsgálatának, illetve a nem szerkezeti jellegű ún. rejtett típusú szénhidrogén-tárolók kutatásának, előrejelzésének.

*Az 1985. évi Ifjúsági Ankéton első díjat nyert előadás.

**Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest.

A szeizmikus sztratigráfiai értelmezés egy új, modernebb interpretációs szemlélet elfogadását jelenti. A kiértékelést végző szakembertől a szeizmikus hullámkép mélyebb megértését és a társtudományok magasabb szintű ismeretét követeli meg.

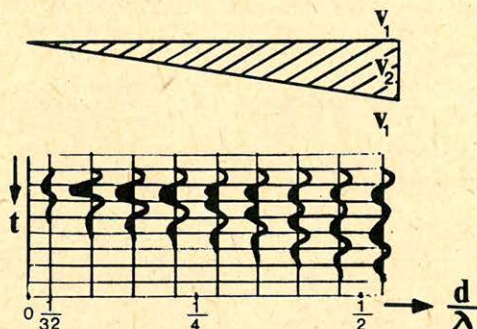
A szeizmikus sztratigráfiai interpretáció elvi alapjai, lehetőségei és korlátai

A szeizmikus sztratigráfiai interpretáció legfontosabb hazai alkalmazási területe a szénhidrogén-előfordulások szempontjából perspektivikus neogén mélymedencék és a kapcsolódó szárnyterületek kutatása. Alkalmazásával pontosabb képet kaphatunk az esetenként több kilométer vastag üledékes rétegsort magába foglaló medencék, részmedencék földtani szerkezetéről, fejlődéstörténetéről. A fejlődéstörténeti modell felállítása a sülyedéstörténeti és az üledékképződéstörténeti események rekonstruálását foglalja magába. Ez utóbbi az egykori üledékképződési folyamatok és üledékképződési környezetek (fáciesek) valószínűsítését jelenti. Az üledékképződési környezetek ismerete lényeges szerepet játszhat a rejtett típusú tárolók felismerésében és általában a vizsgált földtani képződmények szénhidrogén földtani megítélésében.

A szeizmikus sztratigráfia megállapításait az időszelvényeken látható hullámképi sajátosságok vizsgálata, kiértékelése alapján teszi meg. A szeizmika akusztikus módszer. A szeizmika kérdésre a közettartományokból érkező válasz hullámkép formájában jelenik meg, mely részben látható, részben közvetlenül nem látható formában a reflektáló felületek akusztikus tulajdonságait képezi le. A közvetlenül nem vizsgálható jellemzők, mint az intervallum sebesség és akusztikus impedancia értékek, a szeizmikus jelelak tulajdonságai stb. további feldolgozási lépések, modellvizsgálatok segítségével alakíthatók az értelmezésben felhasználható adatrendszerre. Az akusztikus tulajdonságok a mélységgel, a porozitással, a pórustartalommal, a rétegzettség formákkal, a kőzetmátrix anyagával, a nyomással egyaránt összefüggésben vannak. Ez az összefüggés teszi lehetővé, hogy a szeizmikus hullámkép vizsgálata alapján geológiai természetű megállapításokat tegyünk. Sajnos azonban nem minden – számunkra gyakran fontos – geológiai változás jelenik meg a szeizmikus hullámképben. Például eltérő anyagminőségű kőzetek kontaktusa nem jelenik meg a szeizmikus képen, ha azok akusztikus impedancia értékei túl közel esnek egymáshoz. A szeizmikus képen megjelenő geológiai formák és reflektáló szintek felismerését, illetve követését a szeizmikus hullám hullám természetéből adódó jelenségek nehezítik. Ilyenek: a hullámok interferenciája, a diffrakciós beérkezések, a többszörösök, nem a szelvény síkjából érkező szeizmikus hullámok stb. A szeizmikus szelvények alapján nyert földtani információk mennyiségét és minőségét a szeizmikus felbontóképesség is korlátozza. A felbontóképesség ismeretében megjósolhatjuk azoknak a földtani alakzatoknak a méretét, amelyek a szeizmikus hullámképben egyáltalán megjelenhetnek (1. ábra). A felbontóképesség a mélységgel mindig csökken, mivel a szeizmikus hullám terjedési sebessége – eltekintve az esetleges sebesség anomáliáktól – lefelé haladva a földtani rétegsorban monoton nő, a frekvencia szelektív abszorpció következtében egyre szegényebb lesz a magas frekvenciákban. A dolgozatban közölt szeizmikus szelvények vizsgálata alapján a mélységtől függően 45–120 m-es szeizmikus felbontóképesség állapítható meg. (1. ábra)

A 2. ábra a felvételezést követő számítógépes feldolgozás hatását illusztrálja. Megállapítható, hogy az eltérő módon feldolgozott szeizmikus időszelvények jelentősen nehezítik a hullámképi sajátosságok megfigyelését és követését a szelvényhálózat mentén.

vertikális felbontóképesség



$$\lambda = \frac{v}{f}$$

A DER. I. MÉLYF. ADATAI ALAPJÁN

ELMÉLETI ÉRTÉKEK:

$$\begin{aligned} h &= 500 \text{ m} & v &= 1860 \text{ m/sec} \\ f &= 50 \text{ Hz} \end{aligned}$$

$$\frac{\lambda}{4} = 9 \text{ m}$$

$$\begin{aligned} h &= 5000 \text{ m} & v &= 3000 \text{ m/sec} \\ f &= 15 \text{ Hz} \end{aligned}$$

$$\frac{\lambda}{4} = 50 \text{ m}$$

GYAKORLATI ÉRTÉKEK:

$$\begin{aligned} &900 - 1500 \text{ m} \\ &4250 - 5060 \text{ m} \\ &900 - 4250 \text{ m} \end{aligned}$$

között a reflexiók távolsága

$$\begin{aligned} &46 \text{ m} \\ &122 \text{ m} \\ &63 \text{ m} \end{aligned}$$

Geo 85/10-1

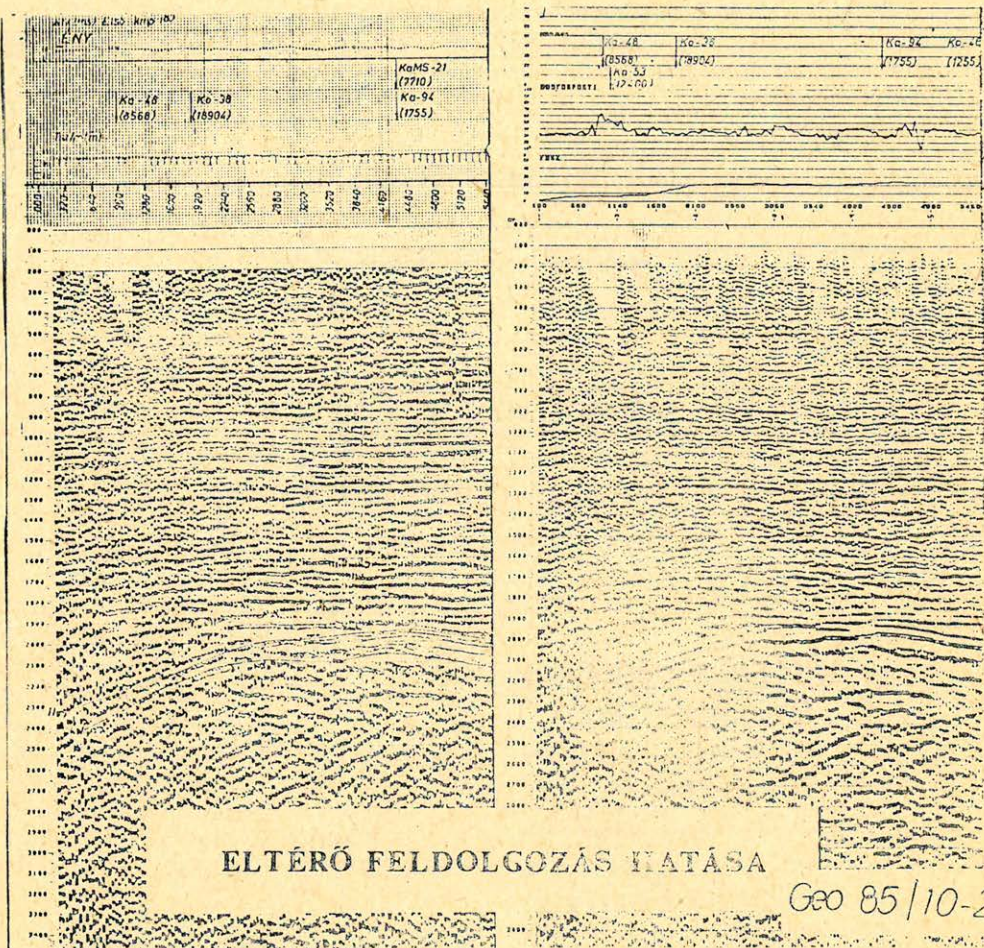
1. ábra. Fent: a környezeténél nagyobb sebességű ék alakú beágyazás szeizmikus válasza (Sheriff, 1972 nyomán). Lent: a szeizmikus felbontóképességre néhány mélység intervallumban kapott elméleti és gyakorlati értékek. Jelölések: h = mélység, v = a szeizmikus hullám terjedési sebessége, λ ... domináns hullámhossz, f = domináns frekvencia, d = a beágyazás vastagsága

Рис. 1. Вверху: Сейсмическое представление клина со скоростью большей, чем скорость вмещающих пород (по Шериффу, 1972 г.).

Внизу: Теоретические и практические значения сейсмической разрешенности в нескольких интервалах глубин.

Обозначения: h ~ глубина, v - скорость распространения сейсмической волны, λ - доминирующая длина волны, f - доминирующая частота, d - мощность выклинивания.

Fig. 1. Upper: Seismic response of a wedge sandwiched by two layers of lower velocity (Sheriff, 1972). Lower: Some theoretic and practic values concerning the seismic resolution potential calculated in some depth intervals, where h = depth, v = velocity, λ = dominant wavelength, f = dominant frequency, d = width of the embedded wedge



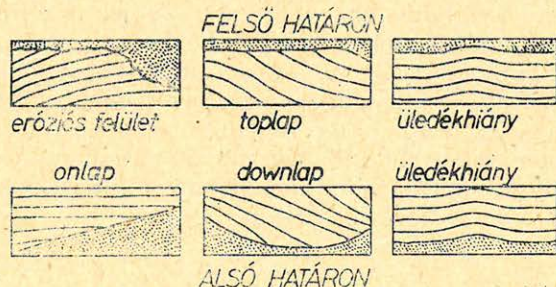
2. ábra. A Ka – 105 – 8124-es szeizmikus időszelvény eltérő módon feldolgozott változatai
 Рис. 2. Вариации обработки различными графами временного разреза Ka – 105 – 8124.

Fig. 2. Variouslly processed versions of seismic sections Ka – 105 – 8124.

A szeizmikus reflexiók elsősorban egykori üledékképződési felületekről (rétegfelületekről és diszkordancia felületekről) származnak (Vail et al 1977). Ezek a határok térben nagy kiterjedésűek, viszonylag szabályos lefutásúak és rendszerint a reflexiók generálásához elég nagy sebességsűrűség- kontrasztot jelentenek. Mindkét típusú reflektáló felület egykor létező *paleo felületnek* tekinthető, amely mentén haladva egyidős képződmények találhatók. Általánosítva, a reflexióknak *kvázi izokron* jelentés tulajdonítható, vagyis a tektonikától mentes rétegsorban egy reflektáló felület felett mindig fiatalabb képződmények helyezkednek el, mint alatta.

A szeizmikus szelvényeken közvetlenül látható hullámképi sajátosságok megfigyelésen alapuló szeizmikus sztratigráfiai interpretáció több lépésre bontható eljárás.

Első fázis a szeizmikus szekvencia analízis. Definíció szerint egy szeizmikus szekvencia alatt egy üledékképződési ciklusban keletkezett, genetikusan összetartozó rétegekről származó reflexiók sorozatát értjük. A szeizmikus szekvenciák tehát az üledékes szekvenciák szeizmikus megjelenési formáinak tekinthetők. A szekvenciákat üledékhiány és/vagy eróziós felület választja el egymástól. Mivel a reflexiók követik a rétegek geometriáját ezek a határok rendszerint felismerhetők a szeizmikus hullámképben. (3. ábra). Egyszerű üledékhiány esetében a reflexiók jellegváltása, vagy közvetett úton (mélyfúrási anyag) jelölhető ki a szekvencia határ. A szekvencia analízis jellegéből fakadóan nagy regionális üledékes egységek lehatárolására, az üledékképződés történetének nagyobb szakaszainak megállapítására alkalmas.



3. ábra. Idealizált reflexiók konfigurációk a szeizmikus szekvencia határon

Рис. 3. Идеализированные формы отражений на границе сейсмической секвенции.

Fig. 3. Idealized reflection configurations on seismic sequence boundary

A második fázis a szeizmikus fácies analízis. A geológiai szóhasználatban a fácies a kőzetek és a beléjük zárt ősmaradványok olyan tulajdonságainak összessége, melyek az egykori üledékképződési környezeteket tükrözik. (Báldi 1979). Az eltérő fáciesben lerakódott üledékek más és más környezeti bélyegegyüttessel jellemezhetők. Néhány, az üledékképződés körülményeire utaló jelleg a szeizmikus hullámkép, ill. a reflexiók paraméterek vizsgálata alapján is felismerhető. A következő főbb reflexiók paramétereket lehet elkülöníteni:

Reflexiók konfigurációja: A reflexiók alakját és egymáshoz való viszonyát foglalja magában. Ebből rétegződési viszonyokra, energetikai viszonyokra, paleotopográfiára, üledékbehordási irányokra következtethetünk.

Reflexiók kontinuitása: A reflexiók folytonosságának mértékét jelenti. Ebből a rétegek folytonosságára, energetikai viszonyokra, üledékképződési folyamatokra következtethetünk.

Reflexiók amplitúdója: A reflektáló felület felett és alatt levő kőzetek közötti sebességsűrűség kontraszttal kapcsolatos. Nagyságából litológiára (annak változékonyságára) rétegek vastagságára következtethetünk.

Reflexiók frekvenciája: fázisszélessége. Rétegvastagságokkal és a folyadék-tartammal van összefüggésben.

Egy-egy szeizmikus fácies az az egység, amelyen belül a fent említett reflexiók paraméterek megfelelő mérvű egyezése figyelhető meg. A szeizmikus szelvényeken elkülönített szeizmikus fáciesekről, bizonyos közelítéssel elmondható,

hogy közel azonos körülmények között lerakódó, közel azonos litológiájú üledékeket reprezentálnak.

A harmadik fázis a kijelölt szeizmikus egységek (szeizmikus szekvenciák és fáciesek) geológiai értelmezése. A szeizmikus szelvényhálózat alapján első megközelítésben csak a kijelölt egységek térbeli elhelyezkedése, kiterjedése, egymáshoz való viszonya határozható meg. A részletes geológiai modell megalkotásához, a földtörténeti események rekonstruálásához figyelembe kell venni a rendelkezésre álló mélyfúrési és mélyfúrési geofizikai adatokat is. A lehető legtöbb adatot felhasználó komplex interpretációs eljárás nyilvánvaló előnyei a következők:

- Eleget tesz a mért adatrendszerből maximális információ nyereség elvének.
- Az interpretációs eljárás elkerülhetetlen szubjektív elemeinek súlyát az állítások több oldalú alátámasztottsága révén csökkenti.
- Lehetőség nyílik a vizsgált területnek a földkéreg és földtörténet tágabb dimenziójában (*Báldi 1978*) való elhelyezésére és a korábbi *statikus geológiai kép* helyett egy dinamikus, a legfontosabb fejlődéstörténeti eseményeket, geológiai folyamatokat is ismerő fejlettebb geológiai modell megalkotására.
- A pontosabb geológiai modell birtokában jelentősen növelhető a szénhidrogénföldtani következtetések biztonsága.

Szeizmikus sztratigráfiai interpretáció alakulása a derecskei kutatási területen

A derecskei mélyzóna szeizmo-sztratigráfiai vizsgálatával korábban *Berkes Z., Pogácsás Gy., Szanyi B., 1983* foglalkozott. Jelen dolgozat követi az egyes szeizmikus egységek jelölésére elfogadott A – F betűkombinációt, az egységek határa és értelmezése azonban helyenként az általuk megadottól jelentősen eltér.

A dolgozat négy jellegzetes időszelvényt mutat be a területről. (4., 5., 6., 7. ábra) Az I. szelvény (4. ábra) kettő, a II. szelvény (5. ábra) öt időszelvény összeillesztéséből alakult ki. Az I. a derecskei depresszió tengelyzónáját, a II. kissé magasabb szerkezeti helyzetet reprezentál. A III. IV. szelvény (6., 7. ábra) a két regionális szelvényt összekötő kisebb keresztshelvények. E viszonylag egyszerű szelvényhálózat alapján is megállapítható, hogy a szeizmikus anyagminőség statisztikus ingadozásaival és az eltérő feldolgozási módszerekkel szemben a reflexiók konfigurációja és kontinuitása a legstabilabb reflexiós paraméter. Elsősorban ezen paraméterek vizsgálatára támaszkodva végezhető el a szeizmikus egységek elkülönítése.

A preneogén medencealjzat reflexiós képe az eredeti rétegezettséget elfedő tektonikus deformációkról tanúskodik (*Pogácsás, 1984*). A vizsgált területen a mélyfúrások tanúbizonysága szerint a medencealjzat metamorf képződményeire közvetlenül miocén korú üledékek települnek. A mezozoikumban ha volt is üledékképződés, a harmadidőszakra azok teljesen lepusztultak. A terület tehát az alsó miocénben kiemelt helyzetben volt.

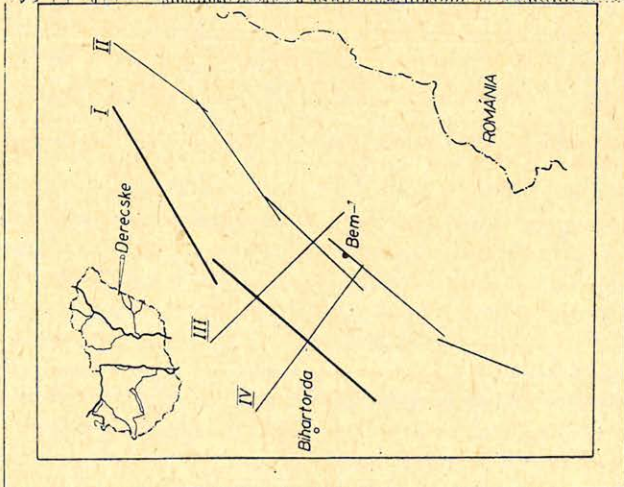
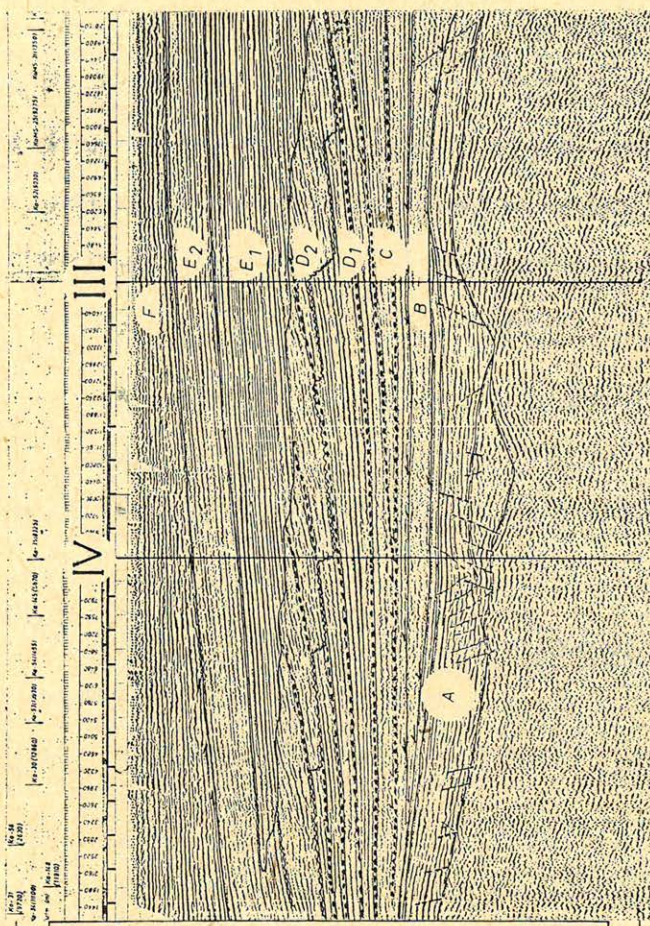
Az A szeizmikus szekvencia (és fácies) nagyobb távolságba követhető egyirányú reflexiókkal különül el az alaphegység kaotikus reflexiós képétől. A reflexiók folytonossága gyenge, közepes. Az alsó szekvencia határon helyenként felismerhetők a szögdiszkordanciára utaló onlap reflexió elvégződésesek. Az ÉK-i irányban elmélyülő zónában (I., II. szelvény) azonban még a reflexiók jellegváltá-

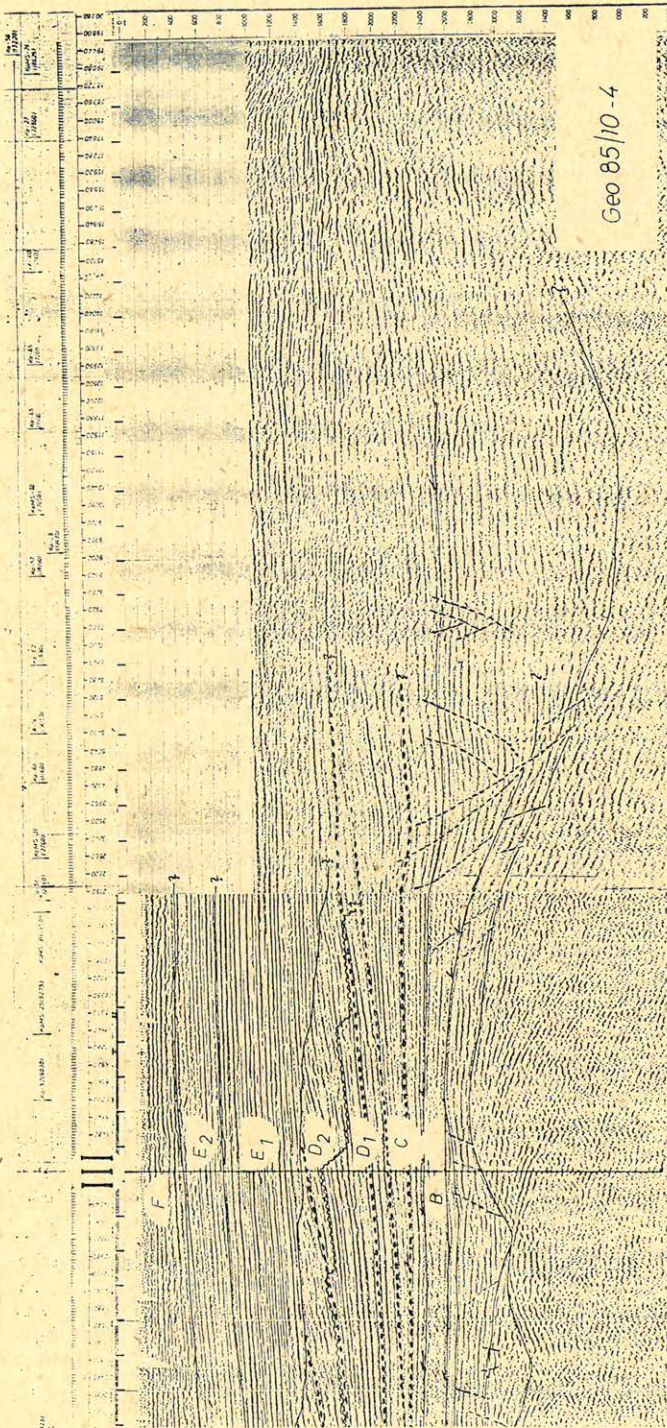
sa alapján is nehezen jelölhető ki a szekvencia határ. Ez áthalmazási jelenségekkel, vulkáni tufa árnyékoló hatásával magyarázható. Az *A* szeizmikus egység az üledékgyűjtő tengelyzónájában (elsősorban az I. és a IV. szelvény alapján) további alszekvenciákra, a reflexiók jellegváltása alapján további alfaciesekre osztható. Az *A* lepelként fedi be az alaphegység felszínét. A tengelyzónában (I. és IV. szelvény közepe) kissé vastagodik, magasabb szerkezeti helyzetben kissé kivékonyodik, (II. szelvény eleje). Ebből az következik, hogy a miocén elején a térszín közel kiegyenlített volt, a jelenlegi mélyzóna még nem létezett. A kéreg-rész süllyedése a kárpáti emeletben kezdődhetett, általánosság a bádeniben vált (bádeni tengeri foraminiferák). Ekkor az egész vizsgált területen normál sósvízi, tengeri, sekélytengeri környezetben folyt az üledékképződés. A Centrális Paratethys fejlődéstörténetében a bádeni volt az utolsó tengeri korszak, amikor még kapcsolata lehetett a világtengerekkel (Mesoparatethys). A bádeni végén globális regresszió zajlott le, amely a terület nagyrészenek szárazföldre kerülését és részleges erózióját vonta maga után. Ezt látszik igazolni a magasabb szerkezeti helyzet feletti vékonyabb szekvencia megjelenés is. Ugyanekkor játszódhattak le azok a főbb tektonikai események is – miocén extenzió (Horváth, Royden, 1981) – amelyek a hazai neogén süllyedések sorába tartozó derecskei depressziót kialakították. A legmélyebb területeket így a regresszió időszakában is tenger boríthatta, biztosítva ezzel az üledékfolytonosságot.

A *B* szeizmikus szekvencia a mélyzónában jelentősen kivastagodó, a DNY-i irányban a lejtőzónában kiékelődő szeizmikus egység (I., II. szelvény 4., 5., 8. ábra). A lejtőzónában a szekvencia határt jellegzetes onlap reflexióelvégződések (3. ábra) jelölik ki. A *B* szekvencia reflexiói a nagyobb dőlésű reflexiókon végződnek el (szögdiszkordancia), annak megfelelően, hogy a viszonylag gyorsan kialakuló tektonikus árkot az üledékek csak fokozatosan töltötték fel. Ebben a szakaszban a tengelyzónára korlátozódó süllyedés sebessége meghaladta az üledékképződés sebességét. A reflexiók jelleg szerinti elkülönítése (fácies analízis) a szelvényenkénti más és más reflexió megjelenés miatt nehezen végezhető el. Általában elmondható, hogy a reflexiók amplitúdója kicsi, közepes, a reflexiók folytonossága helyenként rossz (IV. szelvény, 7. ábra), máshol közepes, jó (I. szelvény ÉK-i fele, 4. ábra). A jól reflektáló felületek hiánya az egyöntetűbb kőzet megjelenésre vezethető vissza. A Der – I. mélyfúrás litológiai leírása erre a szakaszra uralkodóan pélites kőzeteket (agyagmárga, aleurolit) jelez, a felső határ felé egyre több finom homokköves betelepüléssel. A *B* szekvencia képződményei a Szalay – Szentgyörgyi által 1979-ben megállapított Pa_1^a uralkodóan pélites és a Pa_1^b pélit-homok egyensúlyával jellemezhető litogenetikai egységekkel azonosítható. A szekvencia külső alakja medence kitöltésre, üledékei kis energiájú közegben történő, mérsékelt ütemű üledékképzésre utalnak.

A *B* szekvencia képződményei a szénhidrogén-kutató mélyfúrásokban az alsó pannonba vannak sorolva. Szalay – Szentgyörgyi 1979-ben végzett vizsgálataira, valamint arra a tényre támaszkodva, hogy a legmélyebb területeken szeizmikusan nem mutatható ki diszkordancia felület feltételezhető, hogy a *B* szekvencia üledékei a fokozatosan kiédesedő „szarmata szigetengeren” lerakodott üledékeket reprezentálnak.

A következő szeizmikus szekvenciát a *C*, *D*, *E* szeizmikus fáciesegyüttes alkotja. Vertikálisan nagy fácies vastagságok (pl. E_1), horizontálisan bonyolult fácies összefogazódások (D_1 , D_2 , E_1) és fácies vándorlás (*D*) figyelhető meg. A nagy fácies vastagságok az intenzív medence süllyedés és a nagy mennyiségű behordott üledék következtében alakultak ki. A horizontális fácies vándorlás és összefoga-

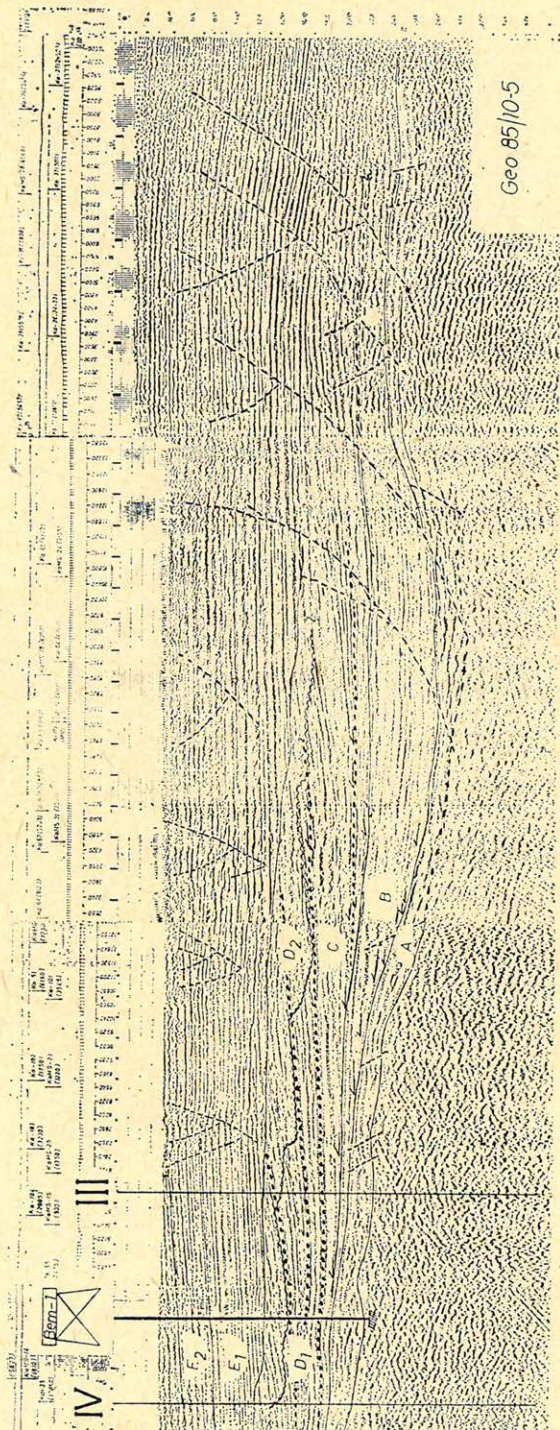




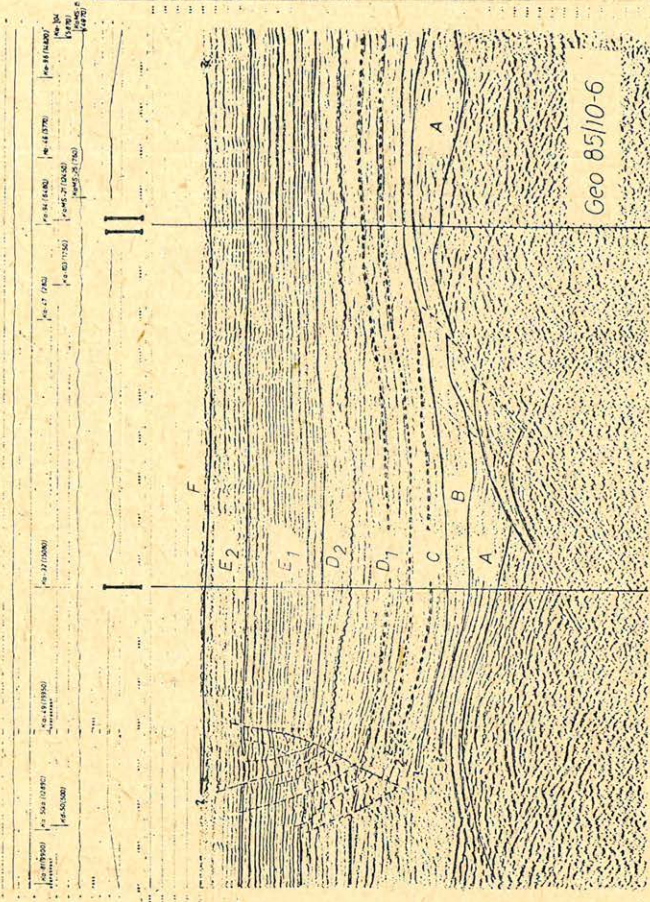
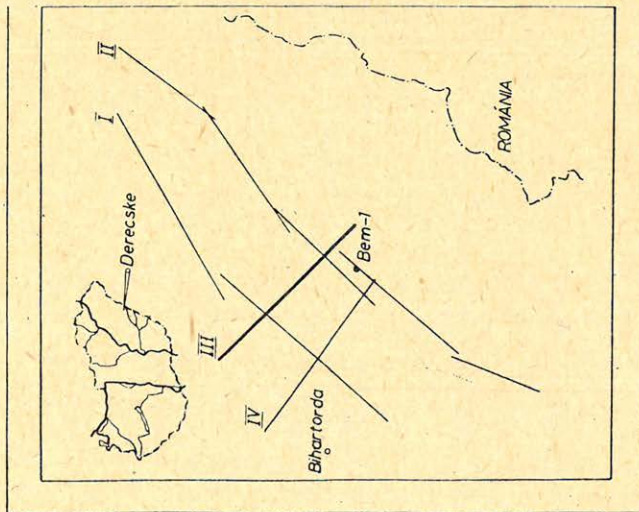
4. ábra. Az I. EK – DNY irányú regionális szeizmikus időszelvény

Рис. 4. I-й сейсмический временной разрез СВ – ЮЗ-ого направления.

Fig. 4. Regional seismic section No. 1. oriented in NE – SW direction.



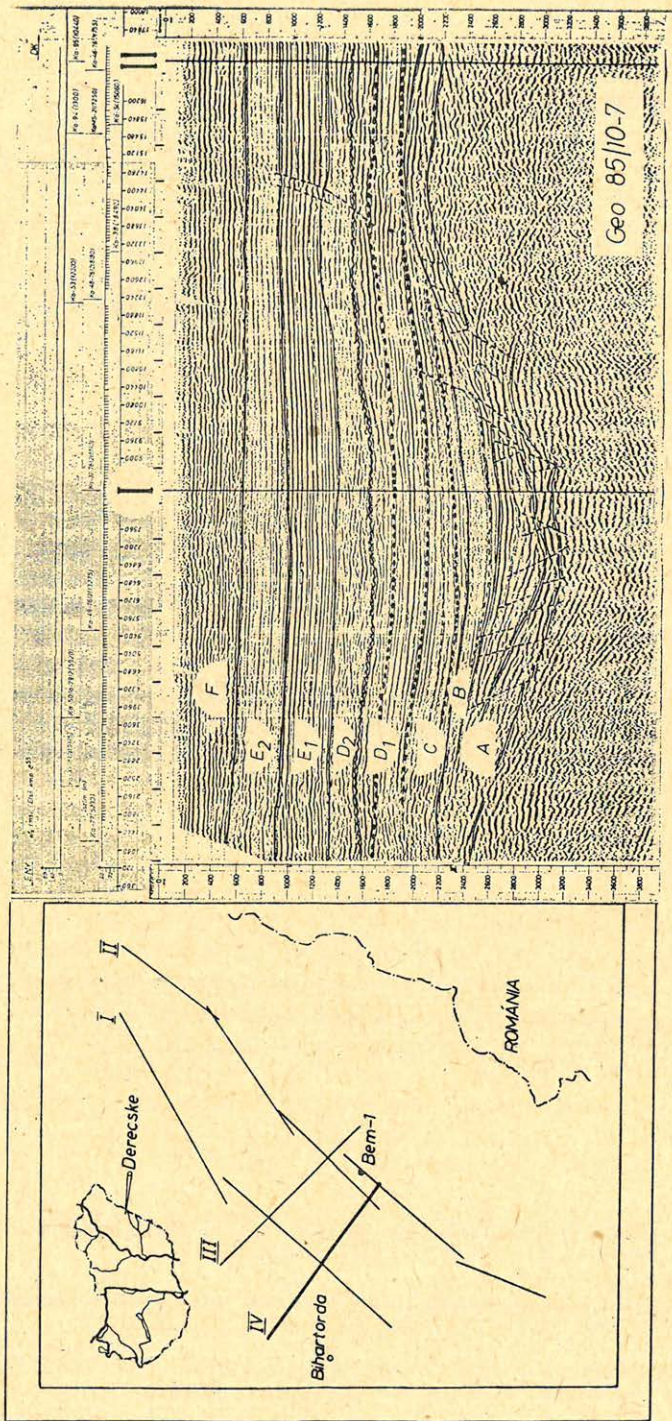
5. ábra. A II. ÉK – DNY irányú regionális szeiztikus időszelvény
 Рис. 5. II-ой сейсмический временной разрез СВ – ЮЗ-ого направления.
 Fig. 5. Regional seismic section No. II, oriented in NE – SW direction



6. ábra. A III. ÉNY – DK irányú szeizmikus időszelvény

Рис. 6. III-ий сейсмический временной разрез СЗ – ЮВ-ого направления.

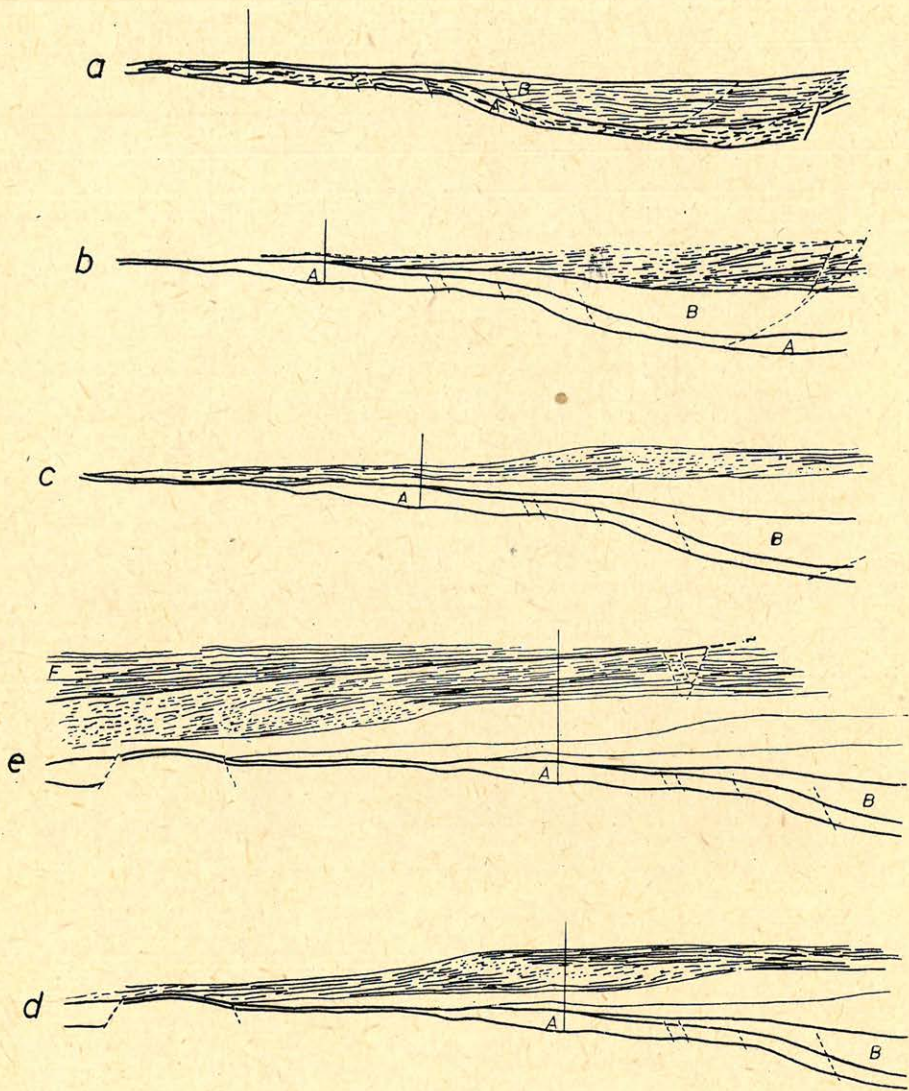
Fig. 6. Regional seismic section No. III. oriented in NE – SW direction



7. ábra. A IV. ÉNY – DK irányú szeizmikus időszelvény

Рис. 7. IV-ый сейсмический временной разрез СЗ – ЮВ-ого направления.

Fig. 7. Regional seismic section No. IV. oriented in NE – SW direction



Geo 85/10-8

8. ábra. A jellegzetes reflexiós konfigurációkat kiemelő és az üledékképződés kronológiai sorrendjét bemutató ábra sorozat (II. szelvény alapján)

Рис. 8. Серия рисунков, показывающих хронологический порядок осадконакопления и характерные формы отражений (на основании профиля II.).

Fig. 8. A series emphasizing the characteristic configurations and showing the chronological order of sedimentation. (On the basis of the section II.)

zódás pedig az ún. progradációs mechanizmussal kapcsolatos, mikor is a fiatalabb üledékek az idősebbeket nem csak felfelé, hanem horizontális irányba is tovább építik.

Az alsó szekvencia határt ($C - B$ határ) downlap reflexió elvégződéses jelölik ki, (3. ábra, I., II. szelvény, 4., 5. ábra, 8. b ábra). E reflexió forma magasabb szerkezeti helyzetben a szögdiszkordancia jelének tekinthető. A mélyebb részekben (I. szelvény ÉK-i része 4. ábra) a downlap reflexió elvégződéses a pannonban kezdődő progradációs mechanizmussal kapcsolatosak. A medence süllyedése miatt e központi zónát végig víz boríthatta. Az intenzív pannon vízmozgások azonban vízalatti eróziót fejthettek ki, részben újra feldolgozva a korábban lerakódott üledékeket.

Az említett főszekvencián belül további alszekvenciák jelölhetők ki (I., II. III., IV. szelvényeken jelölt szaggatott vonalak 4., 5., 6., 7. ábra 8. b., 8. c., 8. d. 8. e. ábra). E határok az üledékutánpótlás időszakos és az üledékbehordás irányának térbeli változásaihoz kapcsolódó kisebb ciklusokról tanúskodnak.

A legnagyobb dőlésű reflexiók az ÉK - DNY-i irányú szelvényeken figyelhetők meg. Ebből a dominánsan ÉK-i irányból történő egykori üledékbehordásra következtethetünk. Az üledékképződés történetének rekonstruálását, illetve egyes szeizmikus fáciesek geológiai tartamának megállapítását legcélszerűbb az üledékek útján követve elvégezni.

E két alfáciesre osztható szeizmikus egység ($E_1 E_2$) E_1 -re jó folytonosságú, nagy amplitúdójú energikus reflexiók jellemzőek. E_2 -ben lecsökken a reflexiók folytonossága és amplitúdója. A Bem - 1. mélyfúrás karotázis szelvényeinek csak egy rövid felső szakasza harántolja E_2 -t (9. ábra). Ez alapján feltételezhető, hogy E_1 -hez képest „ E_2 ” homokban kissé szegényebb, a homokos szintek vastagsága és folytonossága kisebb. Az $E_1 - E_2$ határon tehát hirtelen megváltozott a behordott üledékek összetétele, lecsökkent a durvább szemcseméretű komponens részaránya.

E_1 nagy amplitúdójú, nagy távolságban követhető reflexiói ciklikusan változó összetételű üledékekről származnak. A Bem - 1. mélyfúrás dokumentumai az E_1 -et harántoló szakaszra finomszemű homokkő, aleurolit, agyag, agyagmárga váltakozását jelzik. A 9. ábrán a mélyfúrásban felvett sebességfüggvény alapján egyeztetett mélység-idő szintek vizsgálata azt mutatja, hogy minden reflexió szintnek megfelel egy, a karotázis szelvények alapján detektált homokos zóna. Fordítva ez nem teljesül, ami a szeizmikus felbontóképesség korlátaival és a szeizmikus hullámok interferenciájával van kapcsolatban. A 10. a ábrán látható karotázis szelvénykombinációból a litológia változásának módja állapítható meg. A természetes gamma, a neutron gamma és a mikrolaterológ szelvények által alkotott görbesereg 20 - 25 m-s szakaszonként mutat jelleg ismétlődést. Az egyes szakaszokban alul elsősorban finom szemcseméretű összetételű kőzeteket (agyag, agyagmárga) felfelé fokozatosan durvább szemcseméretű üledék váltja fel. A szakaszonkénti jelleg ismétlődés többféleképpen értelmezhető: éghajlat ingadozás, üledékképződés ütemének ciklikus változása stb. A legvalószínűbb, hogy az alsó hosszabb, fokozatos homokosodást mutató szakaszokon az üledékképződés (regresszió), a felső rövidebb finomabb szemcseméretű üledékeket jelző szakaszon a medence süllyedése került túlsúlyba. Az E_1 1 szeizmikus fácies az I., II szelvényen (4., 5. ábra) DNY-i irányba elvékonyodik, majd kiékelődik, annak megfelelően, hogy a medence süllyedése és feltöltődése között korábban fennálló dinamikus egyensúly fokozatosan felborult és a laterális irányba történő üledékképződés került túlsúlyba. Ezt igazolja az a tény is, hogy a reflexiók dőlésszöge

(a rétegek dőlése) ÉK – DNY irányba fokozatosan nő (I., II. szelvény 4., 5. ábra).

Az általános szeizmikus kép, a karotázs és mélyfúrás dokumentumok alapján megállapítható, hogy az E_1 szeizmikus fácies az alluviális síksági, laguna és a delta front fácieseket foglalja magában. A szeizmikus felbontóképesség korlátai miatt e képződmények összefogazódási helye a szeizmikus szelvényeken nem jelölhető ki. Az üledékeket É, ÉK, ÉNY-i irányból érkező folyórendszerek szállították. A szeizmikus és karotázs szelvények által jelzett jelentős homoktartalom ezekben az üledékképződési környezetekben folyómeder kitöltések, parti rekesztő zátonyok, folyótorkolati zátonyok, delta üledékek, sekélytengeri homokzátonyok formájában halmozódott fel.

A D két osztatú (D_1, D_2) szeizmikus fácies, amelyet a Pannon medence területén általánosan elterjedt, dőlt reflexiók alkotják. D_1 -re jobb folytonosságú nagyobb amplitúdójú reflexiók, D_2 -re gyengébb folytonosságú, kissé szaggatott reflexiók jellemzőek (I., II. szelvény 4., 5. ábra). A kereszt irányú szelvényeken (III., IV. szelvény 6., 7. ábra) a D_1 -ben közel párhuzamos reflexiókat, D_2 felé haladva szaggatott reflexió darabokkal jellemezhető szeizmikus kép váltja fel.

A D_1, D_2 alfácies dőlt reflexiói alapján paleo vízmélység becslés végezhető el. A nagy távolságban követhető dőlt reflexiók paleo üledékképződési felületek szeizmikus képének tekinthetők. A $10 - 15^\circ$ -os dőlésszöget is elérő reflexiókon elvégezve a mélységtranszformációt, maximálisan $4 - 5^\circ$ -os dőlésű felületek rajzolódnak ki, amelyeknek alsó és felső vége között $7 - 800$ m-es szintkülönbség adódik. A két számadat birtokában érdemes keresni az analógiát a világtengerek aljzatának morfológiájával. A kontinentális lejtő dőlésszögének világátlagos $4^\circ 17'$ és a 200 m-es átlagmélységű selfet köti össze az a bisszikus síksággal.

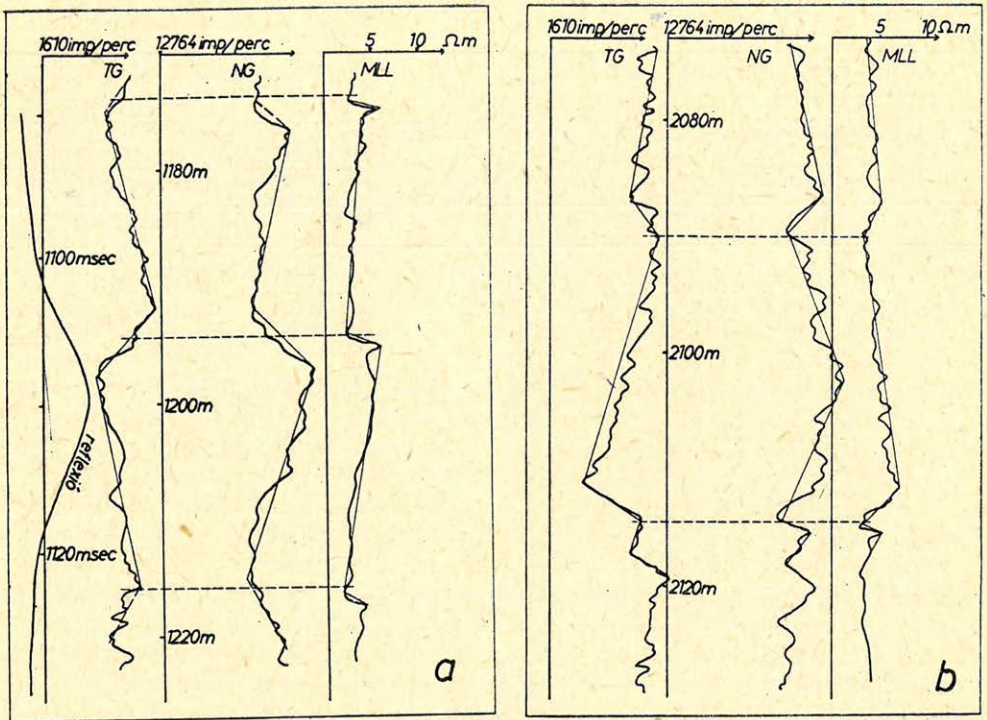
Az $E_1 - D_2$ határ úgy a szeizmikus kép, mint a karotázs szelvények jellegváltása alapján pontosan kijelölhető (9. ábra). E_1 -hez képest D_2 -ben hirtelen lecsökken a homokos zónák száma és vastagsága, annak megfelelően, hogy ezen a szakaszon a kőzetoszlopban lefelé haladva, az egykori parttól egyre távolabbi környezetben lerakódott üledékekkel találkozunk. D_1 -ben tovább csökken a homokos szintek száma, vastagságuk és térbeli folytonosságuk viszont megnő, amelyek nagy amplitúdójú, gyakran nagy távolságban követhető reflexiókat eredményeznek. D_1 -ben detektált markáns homokos szintek az egykori parttól távol, mélyebbvízi ($7 - 800$ m) környezetben fejlődtek ki. E mélytengeri homokos szintekhez, ahogy azt a selftengerek kutatása már igazolta, gyakran kötődnek ipari mennyiségű szénhidrogén-készletek. A szakirodalom két szélsőséges modellt említ a mélytengeri homokok keletkezésére vonatkozóan. (11. ábra).

– Az első esetben a selfperem agyaglejtőjébe vágódott üledékszállító csatornák szállítják tovább a selfen – a parti áramlások hatására – átvándorolt üledékeket a mélyebb régiók felé; ahol törmelékkúpok formájában konszolidálódnak. (More 1969).

9. ábra. Szeizmikus és karotázs jellegek kapcsolata (a II. szeizmikus időszelvény és a Bem-1 mélyfúrás karotázs adatai alapján)

Рис. 9. Связь характерных особенностей данных сейсмоки и каротажа (на основании II. его временного разреза и каротажных кривых скважины ВСМ-1.)

Fig. 9. The connection between the seismic and well log characteristics. (On the basis of the section II and of the well logs measured in the borehole Bem-1.)



Geo 85/10-10

10. ábra. A természetes gamma (TG), neutron-gamma (NG) és a mikrolaterológ (MLL) szelvények lefutása különböző mélység intervallumokban. Az a ábrán fölfelé fokozatosan durvuló, a b ábrán fölfelé fokozatosan finomodó szemecseméretről tanúskodó „tölcsér”, illetve „harang” görbék figyelhetők meg

Рис. 10. Каротажные кривые естественного гамма, нейтрон-гамма каротажа и микролатеролога в различных интервалах глубин.

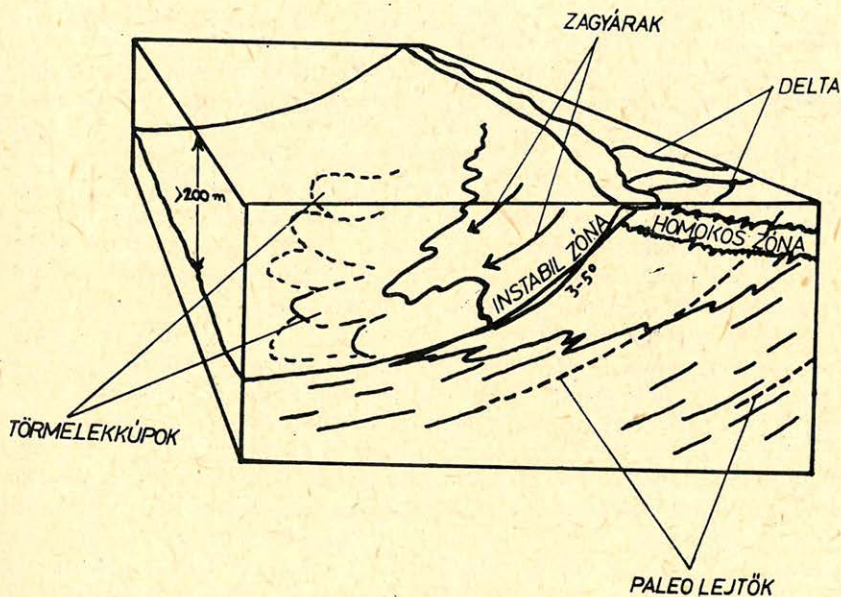
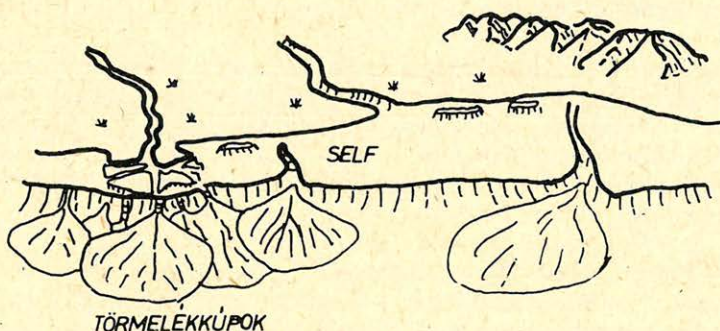
На рис. а. представлена кривая «воронка», свидетельствующая об увеличении зернистости в направлении вверх, а на рис. в. кривая «колокол», характерная для повышающейся вверх тонкозернистости.

Fig. 10. Gamma ray log (GR), Neutron-gamma log (NG) and Microlaterolog curves measured in various depth intervals. a: Funnel shaped curves due to gradually increasing grain-size upwards. b: bell shaped curves due to gradually decreasing grain-size upwards.

– A második modell esetében az üledékszállítás nem kapcsolódik tengeralatti kanyonokhoz (Van der Kamp 1974). A gyorsan progradáló, deltarendszer üledékeit az egyre növekvő szögű morfológiai lejtőre rakja le. A még nem konszolidált, vízzel átitatott üledékek a kritikus szöget elérve ($\beta = 5^\circ$) instabillá válnak és lassú viszkoelasztikus üledékfolyás, vagy gyors zagyárok formájában a mélybe kerülnek, ahol ismét legyezőszerűen szétterített üledékkúpok formájában halmozódnak fel.

Jelen terület esetében, figyelembe véve az intenzív üledékutánpótlást, feltehető, hogy az utóbb említett modell alapján ment végbe, a mélyebb régiók felé az üledékszállítás. Nem zárható ki azonban, hogy a csendesebb időszakok

ban tengeralatti kanyonképződés és ezen keresztül történő üledékszállítás is előfordult. A D fáciesben (I., II. szelvény, 4., 5. ábra) megfigyelhető felülről konkáv, gyakran nagy távolságban követhető reflexiók jelzik az egykori paleo lejtők le-



Geo 85/10-11

11. ábra. A mélytengeri homokok keletkezési mechanizmusa. Fent: More (1969) féle modell. Lent: Van der Kamp (1974) féle modell

Рис. 11. Механизм образования глубоководных морских песчанников.
Вверху: Модель Море (1969г.),
Внизу: Модель Ван дер Кампа (1974г.).

Fig. 11. Mechanism of the genesis of deep-water sands. Upper: More (1969) model. Lower: Van der Kamp (1974) model

futását. D_1 alfáciesben a felülről konvex rövidebb reflexiós beérkezések a konszolidált üledékkúpokról (supra fan homokról) származnak (9. ábra közepe). D_2 szaggatott gyenge folytonosságú reflexiói az instabil zónának megfelelő prodelta (delta előtéri) fáciest reprezentálják. Itt a gyakori üledékátrendeződés következtében az eredeti rétegezethez lényegében megsemmisült, amit a jól reflektáló felületek hiánya is jelez.

A fentieket összefoglalva megállapítható, hogy a DNY-irányban előrenyomuló delta előterében turbidit genetikájú üledékek halmozódtak fel. A progradációs mechanizmus következtében a prodelta üledékek dőlésszöge gyakran elérte az üledékösszetétel által meghatározott kritikus értéket. Az instabillá vált zóna üledékei ekkor a gravitációs tömegtranszport folyamatok közvetítésével a lejtő mentén a mélyebb régiókba a turbidit medencébe kerültek át és itt konszolidálódtak. Az üledék-átrendeződés lassú üledékfolyások és gyors zagyárok formájában mehetett végbe. Ilyen üledékeket jelez a 10. b. ábrán látható, D alfácieset harántoló szakaszról származó karotázs szelvényrészlet. A turbiditok homoktartalma a parti homokos zónából származik. Az üledék átrendeződés során végbemenő szemcseméret osztályozódáshoz kapcsolódik a nagy homoktartalmú zónák kialakulása. Szénhidrogén földtanilag ezek az uralkodóan agyagos közegbe ágyazott nagy porozitású, homokos szintek lényegesen (tengeralatti kanyonkitöltések, üledékszállító csatornák emelkedés irányba történő elvégződései, magas homoktartalmú törmelékűk stb.).

A C szeizmikus facies a jelen szeizmikus és karotázs dokumentumok alapján nem vizsgálható kellő részletességgel. A fácies képződményei a mélyzónára korlátozódnak. A C fácies képződése során alakultak ki fokozatosan azok a környezeti feltételek, amelyek a D_1 , D_2 , E_1 heteropikus fáciesek kiépüléséhez vezettek.

Az utolsó szeizmikus egység az F , amely a pannonquarter sorozat legfiatalabb tagját alkotja (Pogácsás, 1984.). Az I., II. szelvény (4., 5. ábra) az $E_2 - F$ határon enyhe szögdiszkordanciára utaló *onlap* reflexiós elvégződések figyelhetők meg. A III., IV. szelvényeken (6., 7. ábra) reflexiós szögeltérések nem fedezhetők fel, a reflexiók jellegváltása viszont markáns. Az F szekvencia és fácies DNY-i irányba kivastagodó szeizmikus egység. Egyirányú, DNY felé kissé divergáló reflexiók alkotják. A reflexiók folytonossága közepes, változó. A reflexiós beérkezések nagy amplitúdójúak, jelezve a litológia változékonyságát. A Sas-2 mélyfúrás (9. ábra) aleurit, agyag váltakozását jelzi kavicsos homokkal. Az üledékek folyóvízi-tavi környezetben halmozódtak fel (Pogácsás, 1984.). Az F szekvencia üledékei más lefordási területről származnak. Ezt igazolja az a tény, hogy a Sas-2 mélyfúrásban készült nukleáris karotázs szelvények az F -et harántoló szakaszon a korábbiaknál jóval magasabb radioaktív ásványtartalmot jeleznek. Az F szekvencia üledékei végleg feltöltötték a Pannon beltó maradványait. A medence süllyedése erre a szakaszra lelassult, a nagy rétegterhelést figyelembe véve azonban nem állt meg, sőt lehetséges, hogy napjainkban is tart.

Köszönetnyilvánítás

A szerző ez úton is szeretne köszönetet mondani a Geofizikai Kutató Vállalat vezetőinek, de első sorban Rumpler János osztályvezetőnek, a dolgozat megírásához nyújtott támogatásért, a geológus és geofizikus kollegáknak a témában folytatott termékeny beszélgetésekért, Lengyel Györgynének a gépelési munka elvégzéséért.

- Báldi T.*: A történeti földtan alapjai, Budapest 1979.
- Hobson G. D.*: Nouveaux aspects de la géologie du pétrole, Paris 1980.
- Ottman F.*: Introduction à la géologie marin et littoral, Paris 1965.
- Pogácsás Gy.*: A Pannon medence neogén mélydepresszióinak szeizmikus sztratigráfiai alapvonásai, Magyar Geofizika XX. évf. 4. szám, p. 151 – 166. Budapest 1984.
- Rumpler J.*: A szeizmikus interpretáció elvi lehetőségei és hazai szénhidrogén-kutatási célú feladatai, Földtani Kutatás XXV. évf. 1. szám, p. 7 – 18. Budapest 1982.
- Szalay Á. – Szentgyörgyi K.*: Adatok a szénhidrogén-kutató fúrások által feltárt medencebeli pannon képződmények litológiai tagolásához trend elemzés alapján, Geonomia és Bányászat V. 12/4, p. 401 – 425. Budapest 1979.
- Williams B. P. J.*: Sedimentology, Oxford 1985.

A derecskei medence neogén tektonikája szeizmikus szelvények alapján

S A M U L A J O S*

A derecskei medence 6000 m-es mélységet meghaladó süllyedék Debrecentől délre. A területén mért szeizmikus szelvények értelmezése, korrelálása és mélyfúrási adatokkal történő egyeztetése lehetővé teszi a mélyzóna szerkezetének megismerését és feltérképezését. Az eredmények alapján egyéb geofizikai adatok segítségével megkísérelhető a süllyedéket létrehozó tektonikai, geodinamikai folyamatok rekonstruálása. Eszerint a központi depresszió transzkurrens vetők közötti extenzióval létrejött ún. széthúzásos (pull-apart) medence. A közvetlen környezetében történő süllyedés ennek az extenzióknak következménye; izosztatikuss és geotermikus eredetű. Az eredmények összhangban állnak a Pannon-medence kialakulásának általános lemezttektonikai modelljével.

Бассейн Деречке является относительно узкой, вытянутой отрицательной структурой в восточной Венгрии, глубиной 6000 м.

Обработка и корреляция сейсмических разрезов этой территории а также их сопоставление с данными глубокого бурения дает возможность распознавать и картировать глубинную структуру территории. На основе достигнутых результатов, становится возможным реконструирование тектонических и геодинамических процессов, вследствие которых образовался бассейн. Таким образом, можно предполагать, что между центральными депрессионными главными (поперечными) разломами земная кора раздвигается в среднем и позднем миоцене, образуя трансензионный бассейн. В такой обстановке погружение является следствием растяжения (экстенсия) или, отчасти, причин геотермического погружения.

Выводы данной статьи соответствуют модели общей тектоники плит образования Паннонского бассейна.

The Derecske-depression is a rather narrow, elongated basin in Eastern Hungary with a depth of more than 6 km.

Interpretation and correlation of seismic time-sections and borehole data enable to trace and map the structural features and to reconstruct the tectonic and geodynamic processes controlling the development of the depression. It is suggested that the Derecske-depression is a pull-apart basin, which was the result of a middle to late Miocene crustal extension between major strike-slip faults.

The conclusion of this study is in accordance with the general model put forward to explain the formation of the Pannonian basin in terms of plate tectonics.

Bevezetés

A medencefejlődés folyamatainak megértésében, okainak felderítésében nagy szerepe van a lemezttektonikának. Ahogy egyre közhasználatúbbá válik, úgy kerül fokozatosan előtérbe az a tulajdonsága, hogy nemcsak globális méretű horizontális lemezmozgások, hanem viszonylag kisebb régiók és vertikális mozgások esetén is képes a jelenségek magyarázatára. Ezt kívánja ez a tanulmány is példázni.

Az extenziós tektonika alapjai

Egy terület tektonikai folyamatainak rekonstruálását elsősorban a vetődések vizsgálatával kísérhetjük meg. A kontinentális medencék egy csoportjának ki-

* Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest

alakulását az általánosan elfogadott lemeztektonikai modell alapján a kéreg kivekonyodásával és extenziós jellegű feldarabolódásával magyarázhatjuk. Ebbe a csoportba tartozik a Pannon-medence is (Sclater et al. 1980, Horváth és Royden, 1981).

Ezekon a területeken dominálnak a tértágulással kapcsolatos tektonikai szerkezetek. Ilyen körülmények között a tenziós feszültségek hatására kialakuló normálvetők megjelenése várható. Extenziós területeken gyakran ennél bonyolultabb, komplexebb kép tapasztalható. Hosszan követhető haránt-, más néven transzkurrens vetők is előfordulnak, és ezekhez kapcsolódnak az extenziós formák, gyakran lokális kompressziós szekezetekkel együtt. Így egy területen több, ellentétes hatásra utaló vetőtípus is megtalálható. Ennek okait az alábbiak világítják meg.

A harántvetőknek két csoportja különíthető el a relatív mozgásirány alapján. Ha a két mozgó lemez egyikén álló megfigyelő jobbra látja elmozdulni a másik blokkot, jobbos, dextrális vetőről beszélünk. Ellenkező esetben balos, szinisztrális harántvetőről van szó. A bemutatott magyarázó ábrák jobbos vetőre vonatkoznak. Balos vetőre természetesen hasonló megállapítások igazak, csak értelemszerűen tükrözve a vető vonalára.

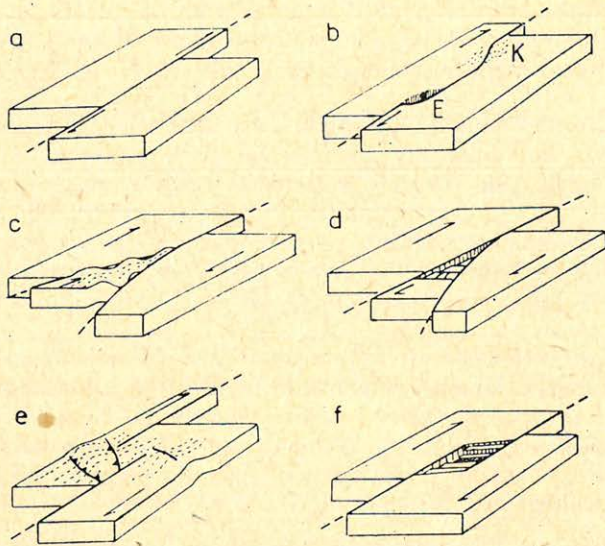
Ideális esetben a vető nyomvonala egyenes (1. a ábra). Ez a mozgás önmagában még nem magyarázza a tapasztalt extenziós és kompressziós jelenségeket, hiszen az egyenes sík mentén történő elmozdulás során nem jön létre számottevő deformáció a vető két oldalán. A vetődések azonban a legritkább esetben történnek egyenes vonal mentén.

A vető nyomvonalának geometriája és a mozgásirányok viszonya alapján a deformációnak különböző esetei lehetségesek (Crowell, 1974). A nyomvonal hajlata esetén egy kompressziós (K) és egy extenziós (E) zóna alakul ki (1. b ábra), attól függően, hogy a szomszédos köztettömbök közelednek, vagy távolodnak egymástól. Az előbbi esetben gyűrődések, kiemelkedés, erőteljes hajlat esetén feltolódás, az utóbbi esetben megnyúlás és süllyedés történik. A formák kifejezettsége a hajlat mértékétől és az elmozdulás nagyságától függ. Hasonló eredménnyel jár a vetők összefutása, konvergenciája (1. c ábra), illetve szétválása, divergenciája (1. d ábra).

A tényleges diszkontinuitás, azaz a vető vonalának megszakadása és áthelyeződése nyomán kialakuló deformációk láthatók az 1. e és 1. f ábrákon. Az előző jelenségekhez hasonló, de erőteljesebb szerkezetek alakulnak ki. Jelen esetben külön figyelmet érdemel az 1. f ábrán látható deformáció, amely rámutat a transzkurrens vetőknek a medencefejlődés során játszott fontos szerepére. A vetőpár között kialakuló tértágulás következtében normálvetők révén süllyedés zajlik le. Az így keletkezett süllyedéket széthúzásos, vagy ismert angol nevén „pull-apart” medencének nevezzük. Használatos még a transztenziós medence elnevezés is, utalva a kialakulásra, hiszen transzkurrens vetőhöz kapcsolódó tenziós eredetű medencére vonatkozik.

A tapasztalat szerint igen gyakori típus a széthúzásos medence. Méretük igen széles skálán mozog, néhány méteres és több száz kilométer kiterjedésű példát egyaránt találtak (Aydin és Nur, 1982). Az ábrázolt keletkezési mechanizmus természetesen erősen egyszerűsített, ennek ellenére alkalmas az alapvető jellemzők magyarázatára.

A süllyedést kísérő üledékképződés a különböző korú kőzetek jellegzetes elrendeződését hozza létre. A medence belseje felé egyre fiatalabb üledékek találhatóak, a peremvidéken még jelenlevő idősebb üledék többnyire teljesen eltűnik a



Geo85/17-1

1. ábra. Harántvető mentén kialakuló deformációk.

a: egyenes vetősík, b: enyhén hajló nyomvonal, c: vetők konvergenciája, d: vetők divergenciája, e és f: tényleges diszkontinuitás. (Crowell, 1974 nyomán).

Рис. 1.: Деформации, образовавшиеся вдоль поперечных разломов.

a: прямая линия разлома; b: слабо согнутая линия нарушения; c: конвергенция разломов; d: дивергенция разломов; e, f: разрыв пород (по Кроуеллу, 1974).

Fig. 1. Deformations along strike-slip faults.

a: straight fault trace, b: slight curvature, c: convergent faults, d: divergent faults, e and f: discontinuity of the fault plane. (Crowell, 1974).

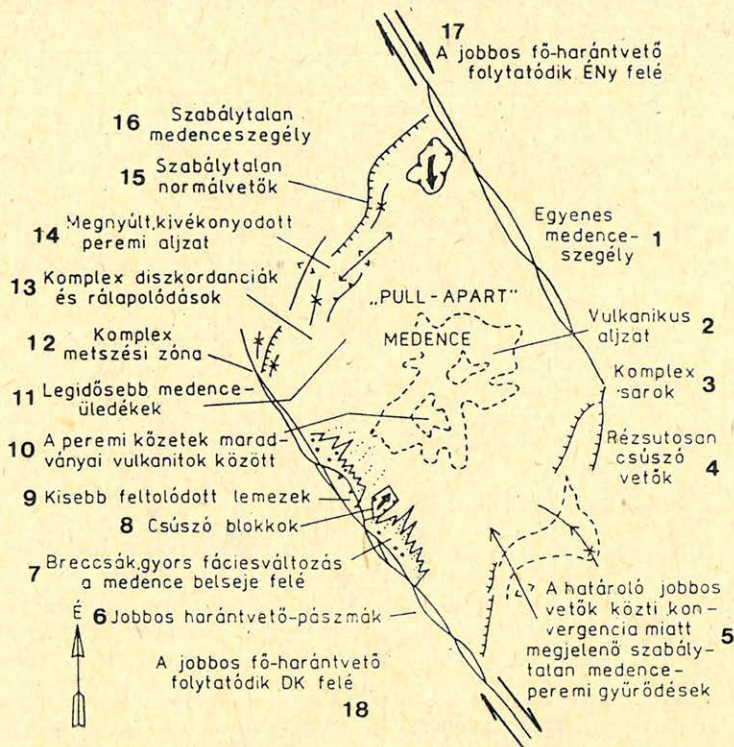
középső régiókban. Az extenzió, azaz a kéregnyúlás és vékonyodás fokozódásával a medence közepe táján létrejövő törések mentén vulkáni lávák és intrúziók is megjelennek.

Egy idealizált transztenziós medence belsejében előforduló szerkezeti alakzatokat mutatja a 2. ábra. Egyetlen valódi medencében természetesen csak a legritkább esetben jelenhet meg valamennyi.

Az eddigiekben leírt egyszerű keletkezési mechanizmus azt jelenti, hogy egy bizonyos, korábbi tektonikai folyamat kialakítja a kezdeti geometriát, (medence-szélességet), és a medencefejlődés során már csak a tértágulás mértéke nő változatlan helyzetű fővetők között. Eszerint lényegében változatlan medenceszélesség mellett a hossz időben folyamatosan nő.

Ezzel szemben *Aydin* és *Nur* tanulmányukban (1982) azt közlik, hogy az általuk megvizsgált, nagyszámú széthúzásos medencére a hossz és a szélesség aránya közel azonos, és kb. hárommal egyenlő. Mivel a medencék nagysága széles határok között mozgott, ez csak úgy lehetséges, hogy a fejlődés során folyamatos

szélesedés is történik. Ez egyben azt is jelenti, hogy nem beszélhetünk külön a medenceszélességet kialakító, és egy másik, ettől független, a vető menti mozgásban szerepet játszó folyamatról, csakis egy egységes jelenségről.



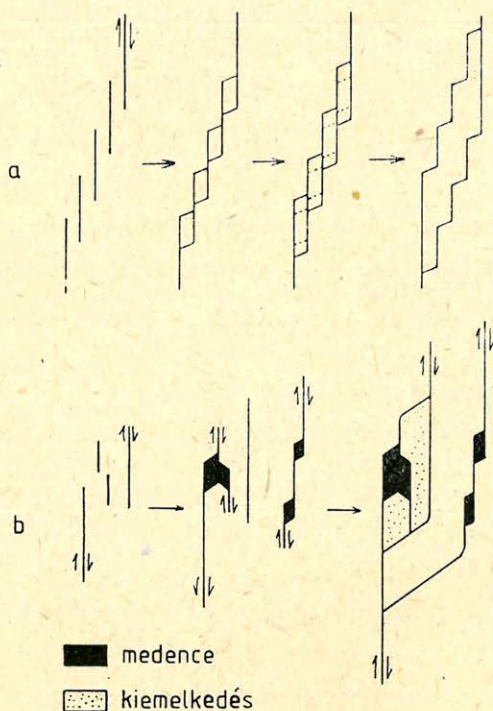
2. ábra. Idealizált széthúzásos medencében kialakuló szerkezeti elemek. (Crowell, 1974 (nyomán)).

Рис. 2. Структурные элементы, образовавшиеся в идеализированном бассейне растяжения
 1: прямой край бассейна; 2: вулканический фундамент; 3: комплексный угол; 4: наклонно смещающиеся разломы; 5: неправильные складки на краю бассейна в условиях конвергенции направо сдвинутых разломов; 6: пасмы направо сдвинутых поперечных разломов; 7: брекчии, быстрое фациальное изменение по направлению к бассейну; 8: скользящие блоки; 9: небольшие подвижные блоки; 10: остатки периферийных пород между вулканическими породами; 11: самые древние осадки бассейна; 12: зона комплексного сечения; 13: комплексные несогласия и наслоения; 14: вытянутая и обмеленная подошва бассейна на периферии; 15: неправильные согласные сбросы; 16: неправильная периферия бассейна; 17: направо сдвинутый главный разлом продолжается в северо-западном направлении; 18: направо сдвинутый главный разлом продолжается в юго-восточном направлении. (по Кроуеллу, 1974)

Fig. 2. Structural elements within an idealized pull-apart basin.

Explanation: 1: straight basin margin, 2: volcanic floor, 3: complex corner, 4: oblique-slip faults, 5: irregular margin-folds result of convergence between boundary right-slip faults, 6: braided right-slip zone, 7: talus breccias and rapid facies changes basinward, 8: slide blocks, 9: small thrust plates, 10: remnants of marginal rocks within volcanics, 11: oldest intact basin fill, 12: complex intersection, 13: complex unconformities and overlaps, 14: stretched and attenuated marginal floor, 15: irregular normal faults, 16: irregular basin margin, 17: right-slip fault continues on to NW, 18: right-slip fault continues to SE. (after Crowell, 1974).

Az eredménnyel összhangban egy egyszerűbb (3. a ábra) és egy bonyolultabb (3. b ábra) modellt alakítottak ki. Az elsöre a szomszédos apró medencék összeolvadása, és így összefüggő nagyobb sülyedék kialakulása jellemző. A második modellnél a véletlenszerű egybeolvadás és a vetők kölcsönhatásai, divergenciája és konvergenciája komplexebb szerkezetet hoz létre, ahol kiemelkedések és medencék egyaránt kialakulnak.



Geo 85 / 11-3

3. ábra. Széthúzásos medence kialakulásának
a: egyszerűbb, b: bonyolultabb modellje. (Aydin és Nur, 1982).

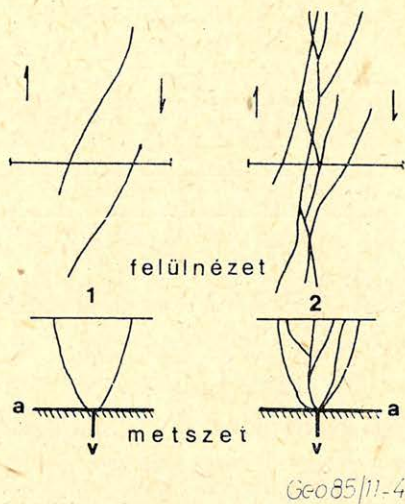
Рис. 3. Модели образования бассейна растяжения а) простая; в) сложная. (Аидин и Нур, 1982)

Fig. 3. Two models of pull-apart basin development.
a: simple, b: more complicated. (Aydin and Nur, 1982).

Meg kell még jegyezni, hogy szeizmikus szelvényen a harántvető felismeréséhez az egyik legfontosabb segítség a vető feletti üledékes összletben a rétegek elnyíródása következtében kialakuló jellegzetes ún. „virágszerkezet” (4. ábra).

A vetődés és a feszültségtér kapcsolata

Kimutatható, hogy egy kőzettest belsejében uralkodó feszültségviszonyok egyértelműen jellemezhetők a főfeszültség-vektorokkal (Budó, 1964, p. 255). A három főfeszültség jelölése és nagyságbeli kapcsolatuk: $S_1 \geq S_2 \geq S_3$. Mivel a le-



4. ábra. A medencealjzati harántvető felett a fedő üledékekben kialakuló „virágszerkezet” Jelmagyarázat: a: medencealjzat, v: harántvető, 1: kezdeti fázis, 2: előrehaladottabb állapot (Goudswaard, 1982 nyomán).

Рис. 4. «Цветочная» структура в осадочных отложениях над поперечным разломом фундамента. Условные обозначения: а): фундамент; в: поперечный разлом; 1: начальная фаза; 2: поздняя фаза. (по Гудуэйрду, 1982)

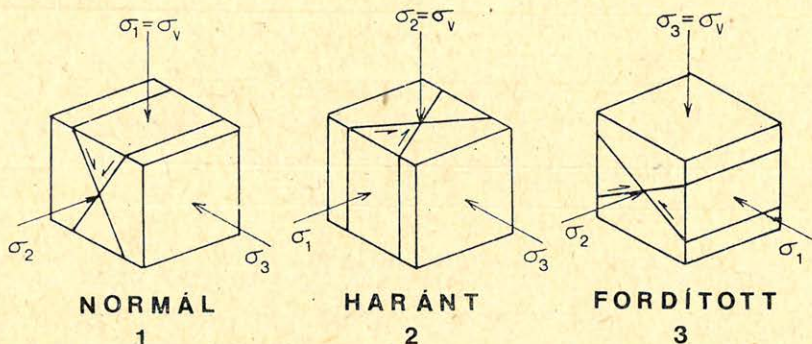
Fig. 4. Basement strike-slip fault causing “flowerstructure” in the sedimentary overburden. 1: initial phase, 2: advanced state, a: basement, v: strike-slip fault. (after Goudswaard, 1982).

vegő nyírófeszültséget nem képes átvenni, a felszínen és felszínközelségben az egyik főfeszültség elvileg mindig függőleges.

A kialakuló vetők jellege, és az őket létrehozó feszültségtér között egyértelmű kapcsolat van (5. ábra). Mivel az a feltevés, hogy az egyik főfeszültség függőleges, nem teljesül mindig pontosan, a valóságban megfigyelhető vetőket csak domináns mozgásirányukat figyelembevéve sorolhatjuk valamelyik csoportba. A fenti kapcsolatot a vetődés előtt már meglévő, ún. gyengésségi zónák (pl. korábbi vetősík, litoklázisok, litológiai határ stb.) módosíthatják, és a feszültségtérnek vetőanalízissel történő rekonstrukcióját lényegesen megnehezíthetik.

Az Amerikai Egyesült Államokban végzett vizsgálatok alapján állítható, hogy a litoszférában uralkodó feszültségviszonyok nagyság és orientáció szerint nagyobb területen közel állandóak (Solomon et al. 1980, Zoback és Zoback, 1980). Ezeket a területeket feszültség-provinciának nevezzük. Nagyságuk 100–2000 km között változik. Tektonikailag aktív régiókban kisebbek, a feszültségvektorok orientációja gyorsabban változik, mint konszolidált területeken. Az egyes provinciák nagysága lényegesen nagyobb, mint az őket elválasztó átmeneti zónáké, amely egyetlen esetben sem haladta meg a 75 km-t.

A pontszerű, vagy kisebb területen történt feszültségmeghatározás jelentősége ezek után érthető. Néhány közeli helyen meghatározott feszültségtér nagyobb régiókra érvényes. Hazánkban, a Központi Bányászati Fejlesztő Intézetben is folynak ezt a jelenséget hasznosító, az in-situ feszültség-meghatározásra irányuló kísérletek (Dusza László, személyes közlés).



Geo 85/11-5

5. ábra. A feszültségtér főfeszültségei és a kialakuló vetődés geometriai kapcsolata.

Рис. 5. Геометрическая связь между главными напряжениями поля и возникающим разломом.

1: согласный разлом; 2: поперечный разлом; 3: несогласный разлом.

Fig. 5. Relation between direction of principal stresses and the consequent fault geometry.

1: normal fault, 2: strike-slip fault, 3: reverse fault.

A derecskei medence vizsgálata

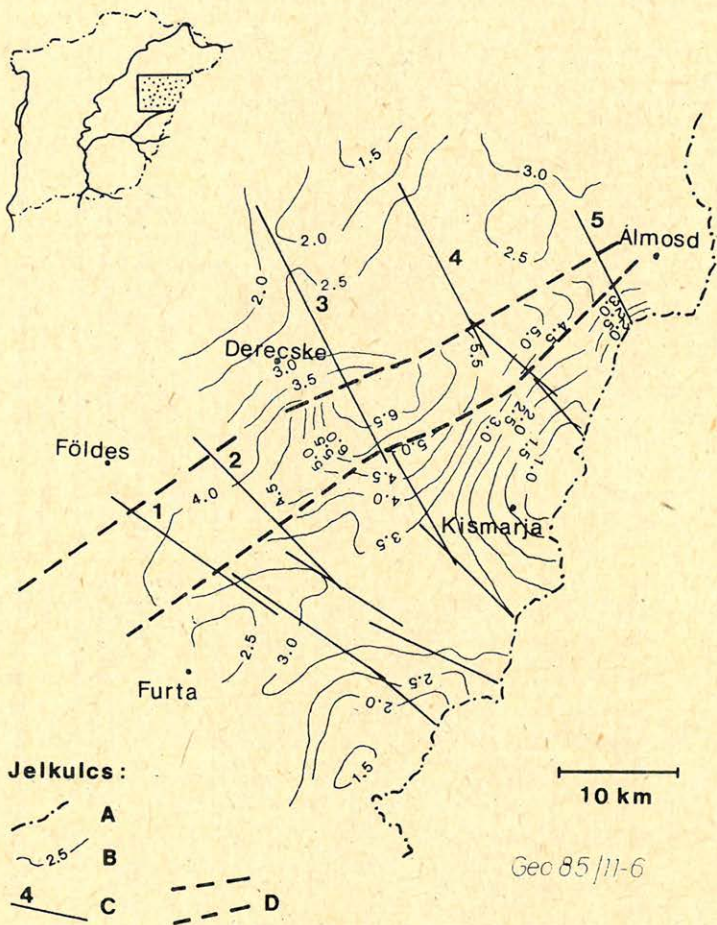
A tektonikai vizsgálat a Debrecentől délre fekvő, a keleti országhatár és a Sebes-Kőrös által határolt kb. 1500 km²-es területen történt. Ez a szűkebb értelemben vett derecskei mélyzóna jelentékeny szakaszát és annak közvetlen környezetét fedi le (6. ábra, az aljzatmélység-értékek *Kilényi és Rumpler, 1985* adatainak felhasználásával adódtak). A Geofizikai Kutató Vállalat által 1977 – 1982 között mért korszerű szeizmikus szelvények sűrű hálózatot alkotnak, részletező kutatás céljainak felelnek meg. Ezen szelvények számottevő hányada felhasználásra került a vizsgálat során. Közülük a legjellemzőbbek láthatók a közölt ábrákon. A szeizmikus információt a területen lemélyített fúrások adatai támasztják alá, illetve egészítik ki.

A szelvényhálózat alapján felvázolható a szerkezeti felépítés. A terület domináns tektonikai eleme az északi, ÉNy-i részen végighúzó, hosszan követhető, közel párhuzamos vetőpár, amelyek a szeizmikus kép (a harántvetőkre jellemző „virágszerkezet”) alapján transzkurrens vetők (*Rumpler és Horváth, 1984*) (12. ábra, valamint a 7., 8., 9., 10. ábrák ÉNy-i része és a 11. ábra). A pannonnál idősebb miocén üledékek tektonizáltsága alapján a középső-miocénban, elsősorban a szarmatában igen aktívak lehettek. A magasabb helyzetű üledékek szeizmikus képe alapján hatásuk az alsó-pannon során is erőteljes. A tektonikus mozgások lecsengő szakasza a felső-pannonban is átnyúlik, különösen a vetőpár É-i tagja esetében.

A vetőpár között árokyszerű mélyedés alakult ki, melynek legmélyebb zónája 6000 m-t is meghaladó mélységig süllyedt. A medence a központi süllyedéktől (9. ábra) DNy-ra lényegesen magasabb helyzetű aszimmetrikus árokban folytatódik (7. ábra). ÉK felé jelentősen összeszűkül, és a szelvényhálózat keleti tagjaiban már nem, vagy csak alig különíthető el a két párhuzamos fővető, inkább egy szélesebb egybefüggő mozgási zóna jelölhető ki (11. ábra). A medence egész hossz-

szában számos normálvető látható. A süllyedék északkeleti, összeszűkült szakasza azonos az ELGI 1982. évi jelentésében szelvényen is bemutatott, mozgási zónaként említett szerkezettel (Albu és Tímár, 1983).

A központi süllyedék nyugati pereménél a tektonikai folyamatok szempontjából igen fontos jelenség látható (8. ábra). A medencealjzat szerkezete tagoltabbá válik, mint a többi szelvényen: a fővetők közti medence részmedencékre oszlik, és a vetőpár között egy harmadik, hasonló jellegű vető fedezhető fel. Ez szintén



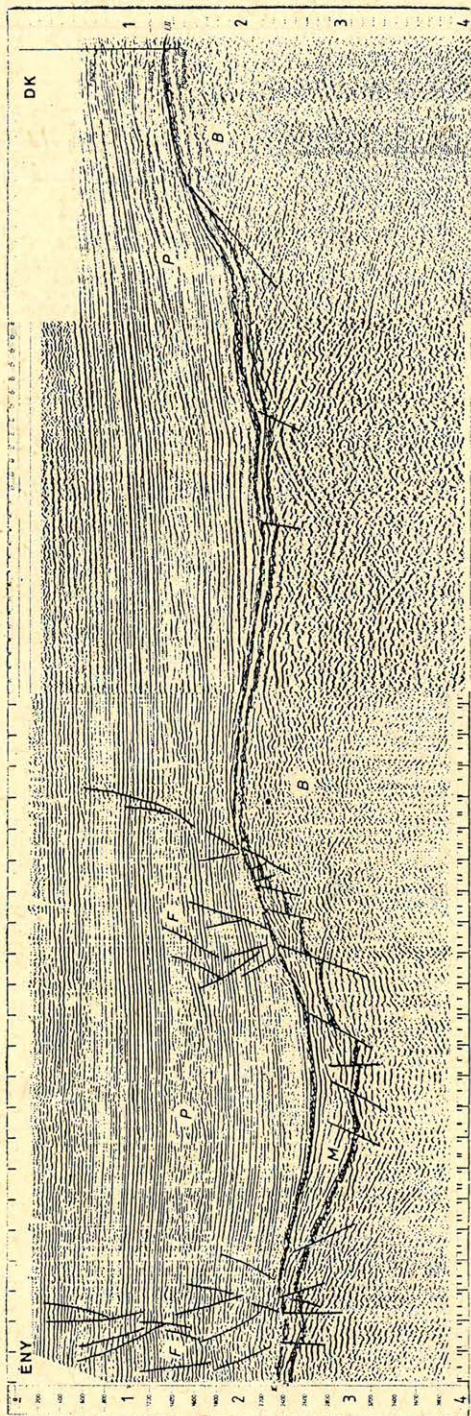
6. ábra. A vizsgált terület helyszínrajza.

Jelmagyarázat: A: országhatár, B: mélység izovonalak (medencealjzat mélységértékei km-ben), C: a közölt szelvények, D: mozgási zóna.

Рис. 6. План территории исследования. Условные обозначения: А: граница, В: изолинии (значения глубины дна бассейна в метрах), С: указанные в статье разрезы, D: подвижная зона.

Fig. 6. Sketch map of the studied area.

Legend: A: state border, B: isobaths (depth of basement in km), C: seismic sections No. 1-5. D: zone of movements.

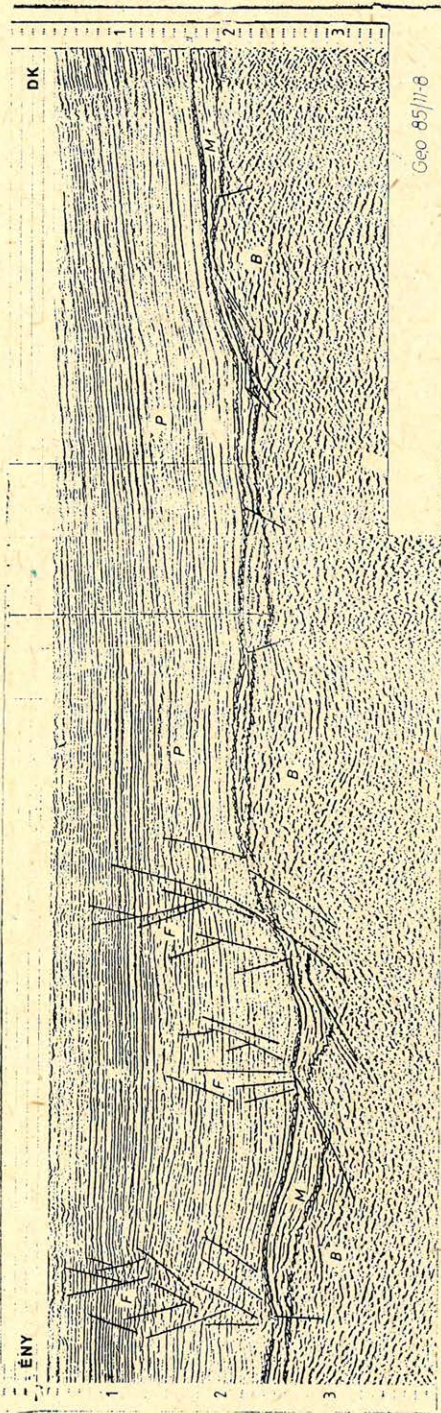


Geo-05/11-7

7. ábra. 1. számú szeizmikus szelvény.
Jelmagyarázat: B: aljzat, M: pannonnál idősebb miocén összlet, P: pannon összlet, F: vetők.

Рис. 7. 1-ый сейсмический разрез. Условные обозначения:
 B: фундамент, M: допаннонские отложения миоцена, P: отложения паннона, F: разломы.

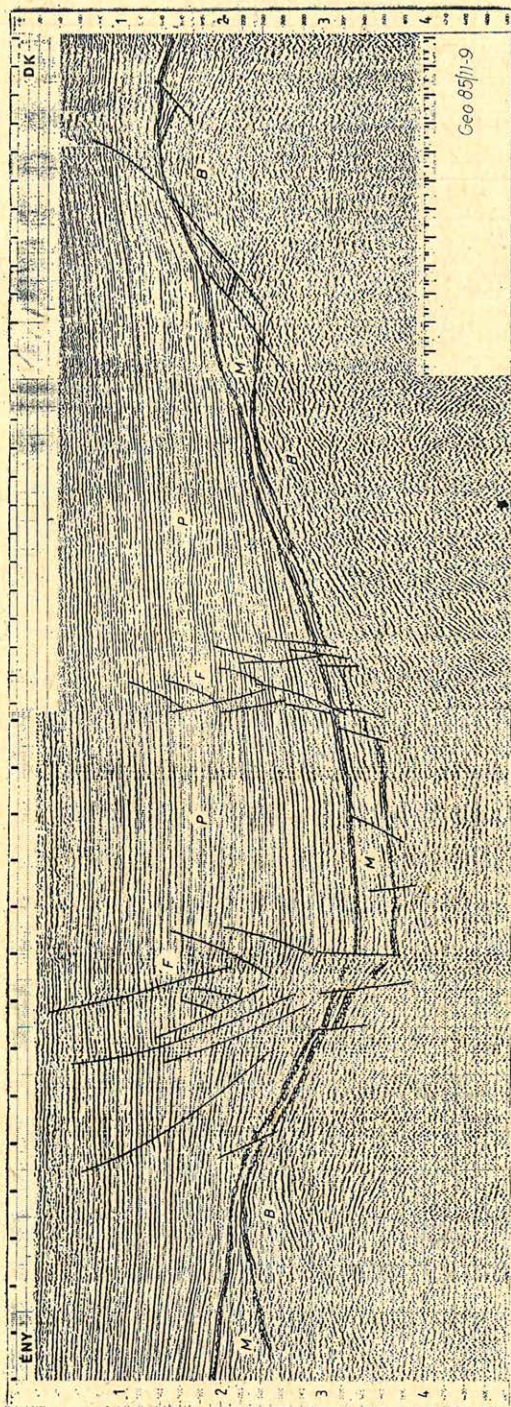
Fig. 7. Seismic section No. 1.
 Symbols: B: basement (pre-Tertiary), M: pre-Pannonian Miocene, P: Pannonian, F faults.



8. ábra. 2. számú szeizmikus szelvény. A jelölések ugyanazok, mint a 7. ábrán.

Рис. 8. 2-ой сейсмический разрез. (Условные обозначения идентичны обозначениям рис. 7).

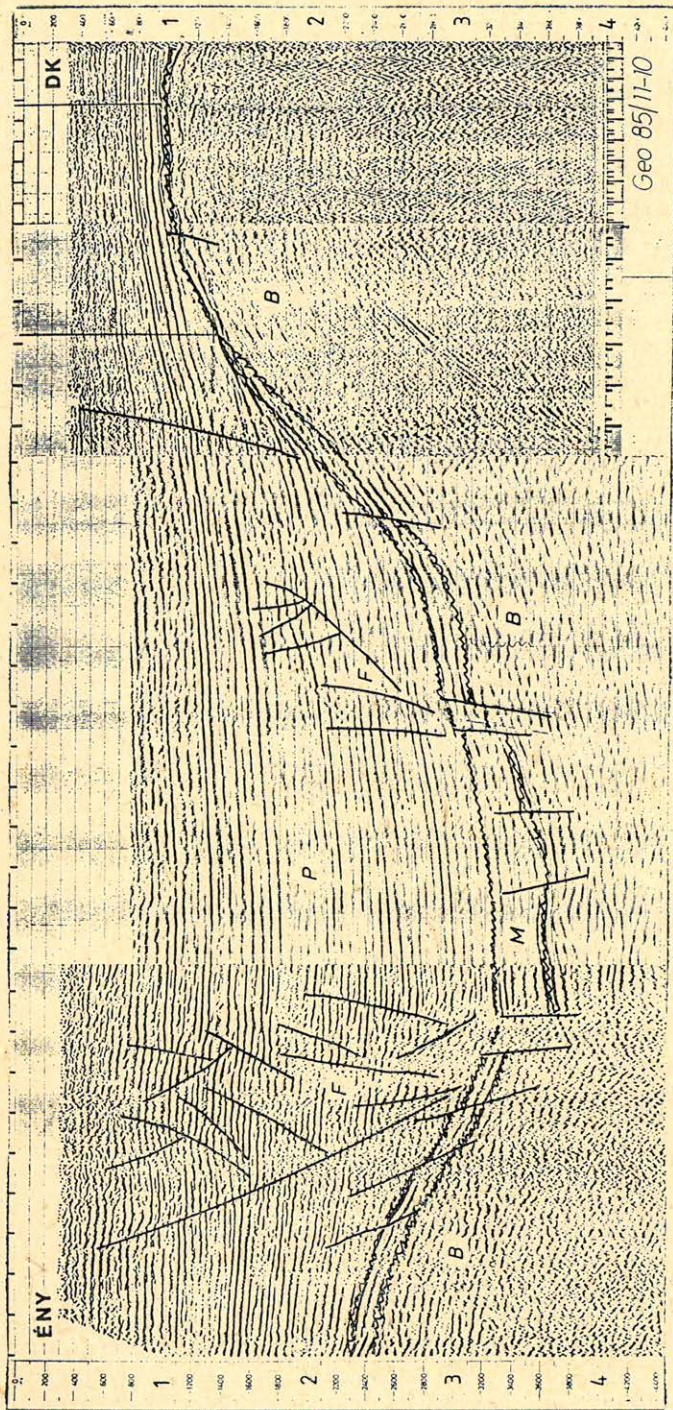
Fig. 8. Seismic section No. 2 For symbols see Fig. 7.



9. ábra. 3. számú szeizmikus szelvény. A jelölések ugyanazok, mint a 7. ábrán.

Рис. 9. 3-ий сейсмический разрез. Условные обозначения идентичны рис. 7.

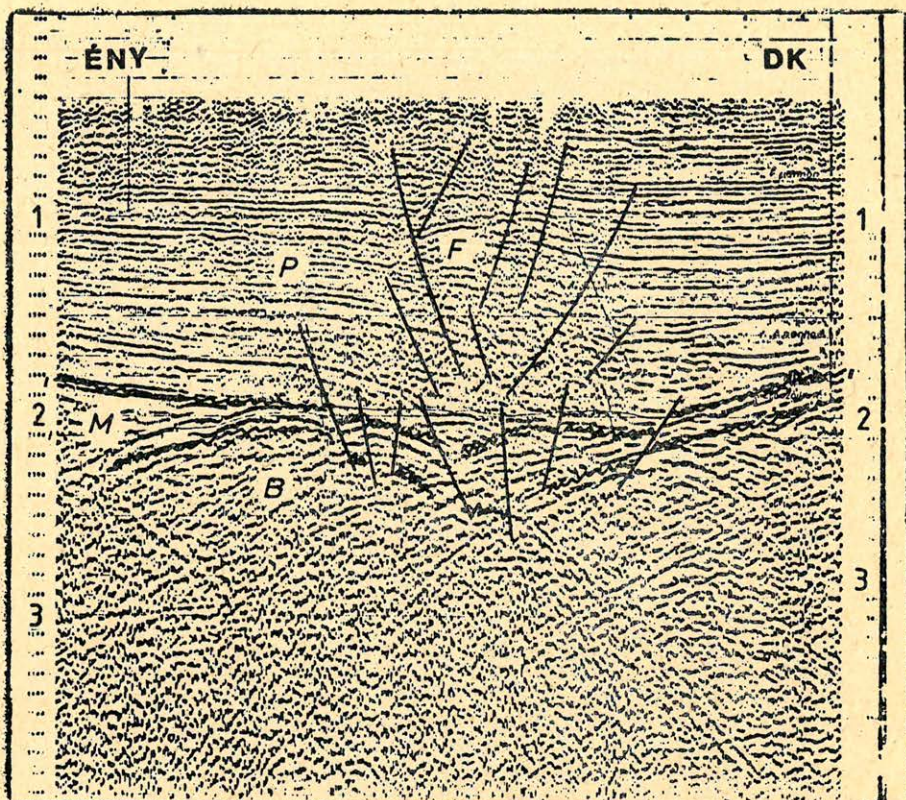
Fig. 9. Seismic section No. 3. For symbols see Fig. 7.



10. ábra. 4. számú szeizmikus szelvény. A jelölések ugyanazok, mint a 7. ábrán.

Рис. 10. 4-ый сейсмический разрез. Условные обозначения идентичны рис. 7.

Fig. 10. Seismic section No. 4. For symbols see Fig. 7.



Geo 85/11-11

11. ábra. 5. számú szeizmikus szelvény. A jelölések ugyanazok, mint a 7. ábrán.

Рис. 11. 5-ый сейсмический разрез. Условные обозначения идентичны рис. 7.

Fig. 11. Seismic section No. 5. For symbols see Fig. 7.

a szarmatában és az alsó-pannonban éri el aktivitása maximumát. Egyéb szelvényeken végigkövetve a két fővetőt köti össze ÉK – DNy irányban.

A mozgási zónát általánosságban lényegesen kiemelt helyzetű szerkezetek határolják, mint pl. délen a kismarjai és furtai szerkezetek. Kivételt az északi transzkurrens vető délnyugati szakasza jelent, ahol ellentétes irányú vertikális mozgás történt a vető mentén (7. ábra ÉNy-i széle). Valószínű, hogy a központi süllyedék északnyugati sarka közelében levő tömb délnyugati része lefelé, míg északkeleti szakasza felfelé mozdult el a dominánsan harántirányú, horizontális mozgás mellett. A szárnszerkezeteken számos normálvető jelölhető ki, melyek valószínűleg követik az aljzatmorfológiát.

A területen három kompressziós, gyűrődéses szerkezet található, amelyek közül kettő a bemutatott szelvényeken is látható (8. ábra ÉNy-i része, 9. ábra DK-i része). Csapásirányuk jó közelítéssel azonos. A szeizmikus jelek alapján az alsó-pannon üledékképződés során hatottak.

Szeizmikus értelmezés alapján a következőképpen rekonstruálhatók a terület geodinamikai folyamatai. A szerkezet központi magvát egy balos transzkurvens vetőpár között kialakult széthúzásos medence alkotja, amelynek belsejében a tértágulást kompenzáló normálvetőrendszer található. A vetőmenti harántmozgások a szarmata és az alsó-pannon során voltak a legintenzívebbek. A medencét erősen megbillent szárnyszerkezetek határolják. Az itt található normálvetők a központi vetőpárral közel azonos korúak, és a medencealjzat dőlésviszonyait követik.

A mozgásirányok és a vetők irányítottsága alapján közel É-D irányú S_1 maximális (kompressziós) és K-Ny irányú S_3 minimális (tenziós) főfeszültségekkel jellemezhető feszültségtér hatására történtek a tektonikai események. Ezzel összhangban vannak a kompresszióra utaló, K-Ny csapásirányú gyűrődéses szerkezetek is (12. ábra).

A terület süllyedés történetét mutatja a 13. ábra (Horváth et al. 1985.) A diagram a szerkezet legmélyebb zónájában mélyült fúrás (Derecske – I) alapján készült. A megadott süllyedéstörténet az üledékek kompaktációját és a vízmélységet is figyelembe vevő korrekció után adódott. A süllyedés maximuma a szarmata és alsó-pannon idejére esik, ami összhangban van a szeizmikus szelvényeken látottakkal.

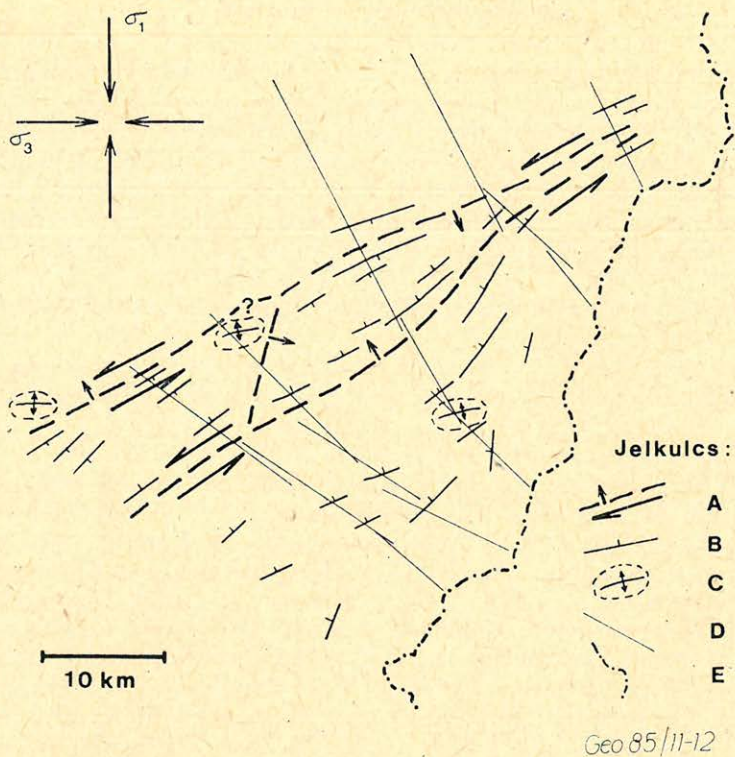
A süllyedés az üledékképződés időbeli alakulása alapján fokozatosan terjedt ki a központi magtól a szárnyszerkezetek felé mind nagyobb területre. Az extenziós árokképződés a kárpáti-bádeni határ közelében, mintegy 18 millió éve kezdődött, és középső-szarmatabeli viszonylagos lassulás után az alsó-pannonban volt a legaktívabb. Ezután a felső-pannonba is átnyúló lecsengő szakasz következett.

A szárnyak megbillenése szintén a középső-miocénban kezdődhetett, és még az alsó-pannon végén is egyre szélesebb területekre terjedt ki. A területen a késő alsó-pannon és a korai felső-pannon során progradáló összlet rakódott le (Pogácsás, 1980, 1984, Marton, 1985). Az ebből adódó dőlésviszonyokat, valamint az eredetileg horizontálisan települt fiatalabb rétegek helyzetét a süllyedés csak kis mértékben módosította. Emellett a felső-pannon összlet vastagsága viszonylag nagy, és térben közel állandó. Mindezek a jelenségek az egész terület közel azonos, még viszonylag jelentős süllyedéséről tanúskodnak.

Ez arra utal, hogy a süllyedés ekkor már nem kapcsolódott közvetlenül a központi árokképződéshez. A jelenség jól magyarázható dominánsan termális eredetű, kontrakció következtében létrejövő izosztatikussal süllyedéssel. A folyamat okára az alábbi geotermikus megfontolások világítanak rá.

A medence alakulást alapvetően három geodinamikai folyamat hozhatja létre: *a.* a litoszféra nyúlása, *b.* a kéregbe hatoló dike intrúziók, *c.* az asztenoszféra felboltozódása változatlan kéregvastagság mellett, amit kéregalatti erózióknak nevezünk (Sclater et al. 1980). A következő diagram azt mutatja, hogy azonos kezdeti hőmennyiséget feltételezve a fenti három folyamat hogyan alakítja a hőáram időbeli lefutását. Az első kettő a hőáram egyszeri, ugrásszerű megnövekedését és az azt követő viszonylag gyors, monoton csökkenését okozza. A kéregalatti erózió ezzel szemben lassan növeli a hőáramot, amely a befektetett hőmennyiségtől függően lassan csökken. (14. ábra).

Geotermikus mérések alapján a területet a kontinentális átlagnál jelentősen nagyobb hőáram- és hőmérséklet értékek jellemzik (Dövényi et al. 1983). Az ér-



12. ábra. A szeizmikus szelvények értelmezése alapján kijelölhető szerkezeti elemek.
 Jelmagyarázat: A: transzkurrens vető a relatív mozgásiránnyal és a levetés-irányával, B: normál-
 vezető a levetés irányával, C: gyűrt szerkezet, a nyilak a dőlésirányt jelzik, D: a szeizmikus szel-
 vények nyomvonala, E: országhatár.

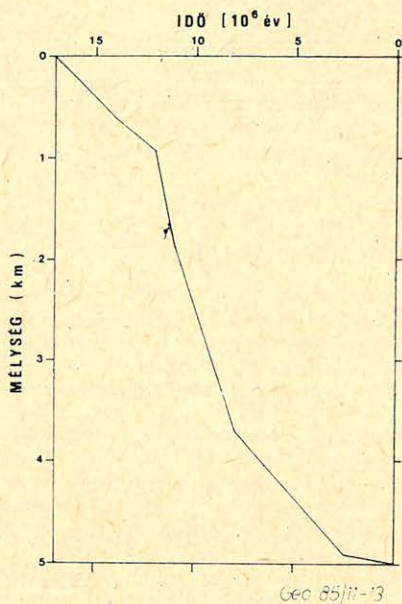
Рис. 12. Структурные элементы выделенные на основе сейсмических разрезов.
 Условные обозначения: A: главный (поперечный) разлом в процессе относительного дви-
 жения и сброса, B: правильный разлом в тенденции сброса, C: структура смятия, стрелки
 указывают на направление наклона складок, D: профиль сейсмических разрезов, E: Госу-
 дарственная граница.

Fig. 12. Structural elements as inferred from interpretation of seismic sections.
 Legend: A: major strike-slip fault with arrows indicating the relative direction of motion and direction
 of downthrow, B: normal fault with direction of downthrow, C: fold with arrows indicating dip
 direction, D: location of seismic sections, E: state border.

tékek időbeli alakulására az üledékösszletben található szenesedett szervesanyag érettségének vizsgálata nyújt információt. Ez alapján a terület hőárama egy átlagos értékről (50 mW/m^2) fokozatosan növekedve érte el a jelenlegi magas értéket (100 mW/m^2) (Stegena et al. 1981). Ez a megállapítás már alapot ad arra, hogy a medence kialakulását előidéző okokra következtethessünk.

A szeizmikusan felismert szerkezeti jelek egyértelműen utalnak arra, hogy a kéreg extenziós (megnyúlásos) feldarabolódása jelentős szerepet töltött be a derecskei medence kialakulásában. A geotermikus adatok azt mutatják, hogy számottevő tényező volt a litoszféra kivékonyodása, amely a medencét határoló területeken lezajló szubdukcióhoz kapcsolódhatott (Sclater et al. 1980).

Ez magyarázza az erősen anomális termikus viszonyokat. A jelenség végső fázisa a felmelegedést követő lassú hűléssel együttjáró, és termikus kontrakcióra visszavezethető izosztatikus süllyedés.



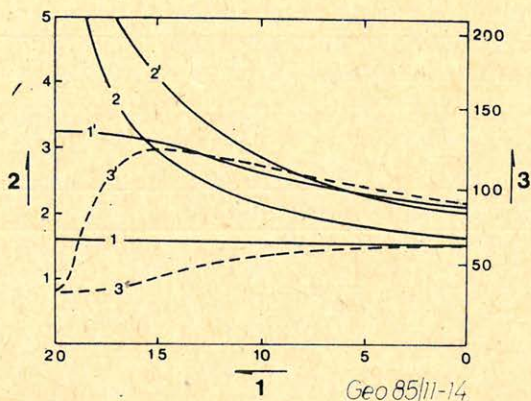
13. ábra. A terület korrigált süllyedéstörténeti diagramja a Derecske–I mélyfúrás alapján, az üledékkompakció és a vízmélység figyelembevételével. (Horváth et al. 1985).

Рис. 13. Корректированная диаграмма истории погружения территории на основе глубокого бурения Деречке–I, при учетывании уплотнения пород и уровня воды в бассейне. (по Хорвату, 1985)

Fig. 13. Subsidence diagram for the area on the base of data from borehole Derecske–I. Compaction of sediments and former water depths are taken into consideration. (Horváth et al. 1985).

Összefoglalás

A szeizmikus eredmények alapján a derecskei medence létrejött a középső-miocénban kezdődő kéregextenzió következtében végbemenő tértágulás eredménye. A szerkezet magvát alkotó süllyedék egy balos transzkurrens vetőpár között jött létre, jellegét tekintve ún. széthúzásos (pull-apart) medence. A medence belsejében és a határoló kiemelt helyzetű, a süllyedék felé meredeken dőlő szárnyszerkezeteken mormálvetők rendszere található, amelyek szervesen kapcsolódnak a transzkurrens vetőkhöz. A mozgás szarmata, alsó-pannon aktivitási maximummal a kvarterig tartott. A nagymértékű felmelegedéssel járó folyamat kiváltó oka litoszféranyúlás és kéregalatti kivékonyodás (erózió) volt, amelyek regionális lemeztektonikai folyamatokhoz kapcsolódhattak.



14. ábra. Kéregextenzióval kapcsolatos geodinamikai folyamatok hatása a hőáram időbeli alakulására, azonos kezdeti hőmennyiség-betáplálást feltételezve mindhárom esetben. Az 1, 2, 3, jelű görbék kisebb, az 1', 2' és 3' jelű görbék nagyobb kezdeti hőbetáplálásra érvényesek. Görbék: 1 és 1': litoszféra-megnyúlás, 2 és 2': dike intrúzió, 3 és 3': kéregalatti erózió. Mennyiségek: 1: a jelentől számított idő millió években, 2: hőáram ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$), 3: hőáram (mW/m^2). (Slater et al. 1980).

Рис. 14. Влияние геодинамических процессов растяжения земной коры на изменение теплового потока во времени, предполагая, что начальное количество тепла во всех трех случаях одинаково. 1-, 2- и 3- кривые относятся к относительно небольшим начальным количествам тепла, 1'-, 2'- и 3'- к более значительным.

Кривые: 1 и 1' : в случае растяжения литосферы, 2 и 2' : дайковые интрузии, 3 и 3' : подкорковая эрозия.

Величины измерения: 1: время, отсчитанное от сегодняшних дней в миллионах лет, 2: тепловой поток ($\text{кал}/\text{см}^2\text{сек}$), 3: тепловой поток ($\text{мВатт}/\text{м}^2$) (по Склатеру, 1980).

Fig. 14. Effect of geodynamic processes related to crustal extension on the heat flow as a function of time. Equal initial heat input is assumed for each of the three processes.

Curves 1, 2, 3 and 1', 2', 3' are given for lower and higher heat input respectively. Curves: 1 and 1': uniform stretching of the lithosphere, 2 and 2': dyke intrusion, 3 and 3': subcrustal erosion.

Quantities: 1: time before present (MA), 2: heat flow ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$), 3: heat flow (mW/m^2). (Slater et al. 1980).

Köszönetnyilvánítás

Végezetül köszönetet szeretnék mondani Horváth Ferencnek, aki a tanulmány elméleti megalapozásában nagy segítséget nyújtott, és a szükséges geotermikus adatokat rendelkezésemre bocsátotta. Hálas vagyok Rumpler Jánosnak, aki számos nélkülözhetetlen szakmai és gyakorlati tanáccsal látott el. Köszönet illeti a Geofizikai Kutató Vállalat vezetőit, akik hozzájárultak az adatok publikálásához, és mindazon munkatársaimat, akik kellemetlenkedéseimet eltűrték, és valamilyen formában segítettek a cikk elkészülését.

IRODALOM

- [1] Abu I., Tímár Z. (1983): Hajdúsági szeizmikus mérések újrafeldolgozásának eredményei. MÁELGI 1982. évi jelentése, p. 87–88.
- [2] Aydın, A., Nur, A. (1982): Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91–105.

- [3] *Dr. Budó Ágoston*: Mechanika, 3. kiadás, Tankönyvkiadó, 1964.
- [4] *Crowell, J. C.* (1974): Origin of late Cenozoic basins in southern California. Tectonics and sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 22, 190 – 204.
- [5] *Dövényi P., Horváth F.* (1983): A review of temperature, thermal conductivity and heat flow data for the Pannonian Basin. Geofiz. Közlemények. 29, 3 – 114.
- [6] *Goudswaard, W.* (1982): Seismic interpretation. EAEG Continuing Education Programme.
- [7] *Horváth F., Dövényi P., Szalay Á. and L. Royden* (1985): Subsidence and thermal history of the Great Hungarian Plain. Amer. Ass. Petrol. Geol. Monograph, megjelenés alatt.
- [8] *Horváth F., Royden, L.* (1981): Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. Earth Evol. Sci., 1, 307 – 316.
- [9] *Külényi É., Rumpler J.* (1985): Pre-Tertiary basement relief map of Hungary. Geofiz. Közl., 30, 4, 425 – 428.
- [10] *Marton Gy.* (1985): A Derecskei-mélyzóna szeizmosztratigráfiai vizsgálata. Magyar Geofizika, megjelenés alatt.
- [11] *Pogácsás Gy.* (1984): A Pannon-medence neogén mélydepresszióinak szeizmikus sztratigráfiai alapvonalai. Magyar Geofizika, XXV. évf., 4. sz., 151 – 166.
- [12] *Pogácsás Gy.* (1980): Neogén süllyedékeinek fejlődéstörténeti viszonyai a felszíni geofizikai mérések tükrében. Földtani Közöny, 110, 485 – 497.
- [13] *Rumpler J., Horváth F.* (1984): Extenziós tektonika szeizmikus szelvényeken és ennek köolaj-kutatási jelentősége a Pannon-medencében. Földtani Kutatás, XXVII. évf., 3. sz.
- [14] *Sclater, J. G., Royden, L., Horváth F., Burchfiel, B. C., Semken, S., Stegena L.* (1980): The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. Earth Planet Sci. Letters, 51, 139 – 162.
- [15] *Stegen L., Horváth F., Sclater, J. G., Royden, L.* (1981): Determination of Paleotemperature by Vitrinite Reflectance Data. Earth Evol. Sci., 1, 292 – 300.
- [16] *Solomon, S. C., Richardson, M. R., Bergman, E. A.* (1980): Tectonic stress: Models and magnitudes. J. Geophys. Res., 85, 6086 – 6092.
- [17] *Wernicke, B., Burchfiel, B. C.* (1982): Modes of extensional tectonics. J. Struct. Geol. 4, 105 – 115.
- [18] *Zoback M. L., Zoback M.* (1980): State of stress in the conterminous United States. J. Geophys Res., 85, 6113 – 6156.

Szeizmikus csatorna általánosított lineáris inverziójának vizsgálata

WÉBER ZOLTÁN*

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

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

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

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

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

Bevezetés

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

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

*ELTE, Geofizikai Tanszék

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

Az alkalmazott geofizikai modell

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

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

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

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

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

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

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

$$A_0^- = \frac{R_0}{R_0 + 1}$$

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

Természetesen más fajta gerjesztés esetén figyelembe kell venni a hullámalak spektrumát. A különböző frekvenciákra kiszámított A_0^- értékeket megszo-

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

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

Az általánosított lineáris inverzió elve

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

$$F(I) = F(IH) + \frac{\partial F(IH)(I - IH)}{\partial IH} + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 F(IH)(I - IH)^2}{\partial IH^2} + \dots \quad (3)$$

ahol a következő jelöléseket alkalmaztuk:

F = a modellt jellemző függvény

I = a meghatározandó valódi impedancia csatorna

$\bar{I}H$ = a hipotetikus impedancia csatorna

$\bar{F}(I)$ = az észlelt szeizmikus csatorna

$F(IH)$ = az IH alapján számított szintetikus szeizmikus csatorna

$\frac{\partial F(IH)}{\partial IH}$ = parciális derivált mátrix, amelyet jelen esetben a véges differenciák módszerével határoztunk meg.

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

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

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

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

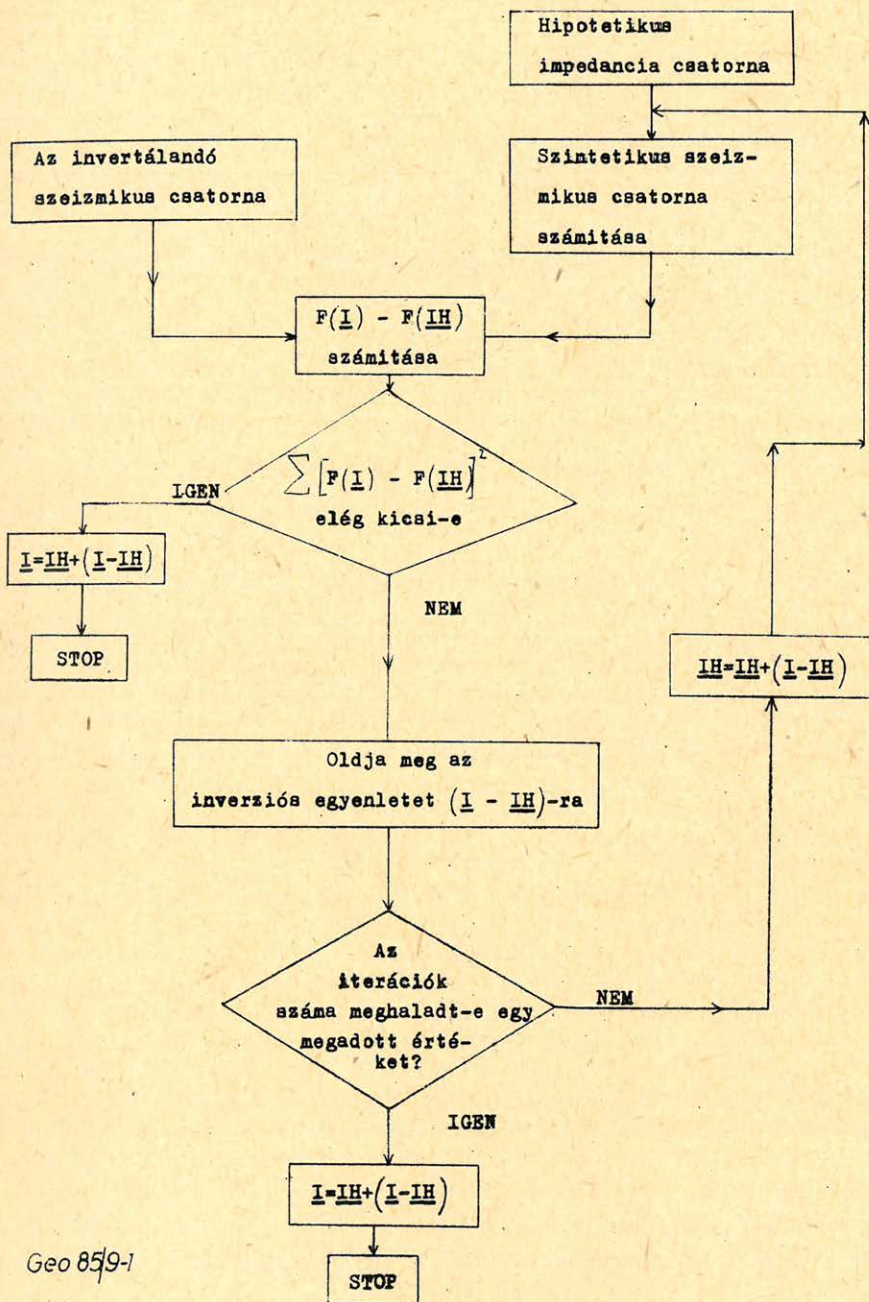
Az észlelt és a szintetikus csatorna közötti hibát a következő kifejezés adja meg:

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

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

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

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



Geo 85/9-1

1. ábra.

Рис. 1.

Fig. 1.

Az impedancia csatorna parametrizálása

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

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

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

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

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

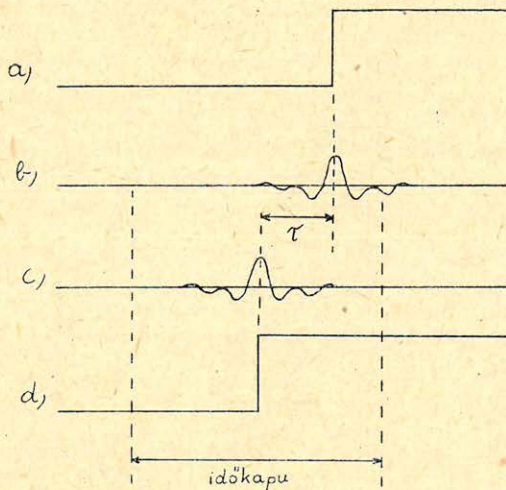
A valóságos szeizmikus csatorna invertálásakor a waveletet nem ismerjük és mint ismeretlent az impedanciákhoz hasonló módon határozhatjuk meg. Így az eljárás nem érzékeny a wavelet ismeretében mutatkozó bizonytalanságokra. Jelen dolgozatban a wavelet zérus fázisú, spektruma trapéz alakú, amelyet négy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

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

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

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

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



Geo 85/9-2

2. ábra.

Рис. 2.

Fig. 2.

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

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

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

Szintetikus példák

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

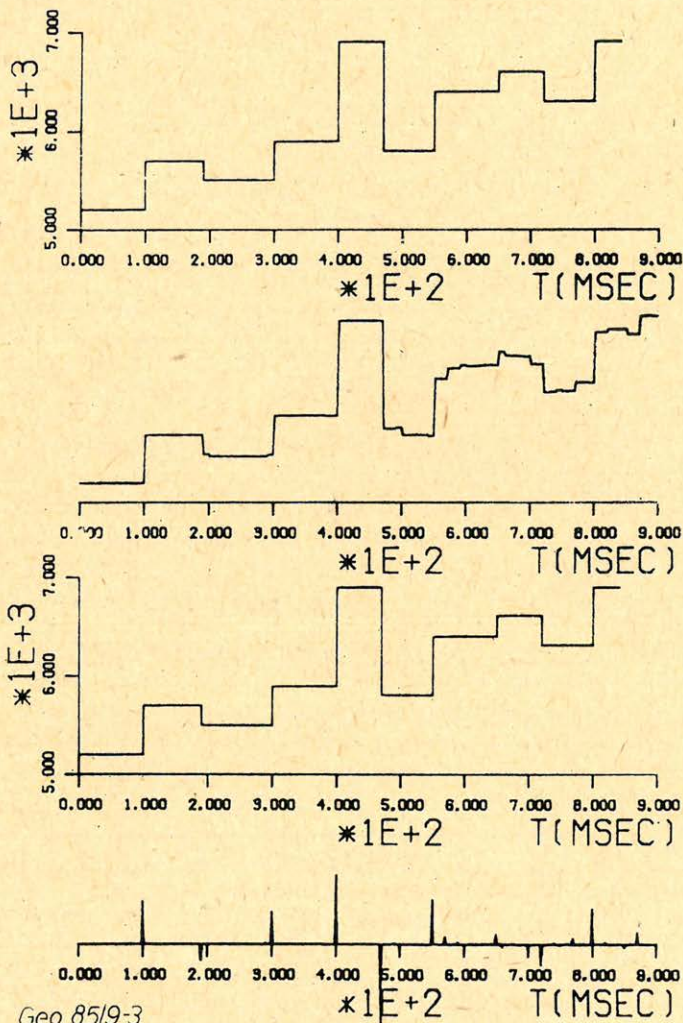
Mindegyik példánk tízréteges modellel foglalkozik.

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

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

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

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



Geo 85/9-3

3. ábra.

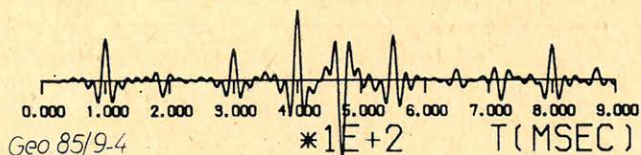
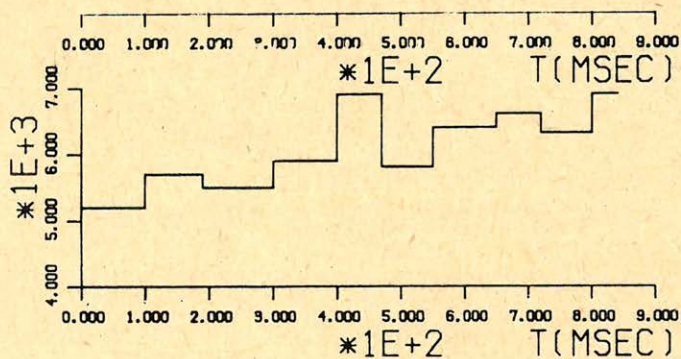
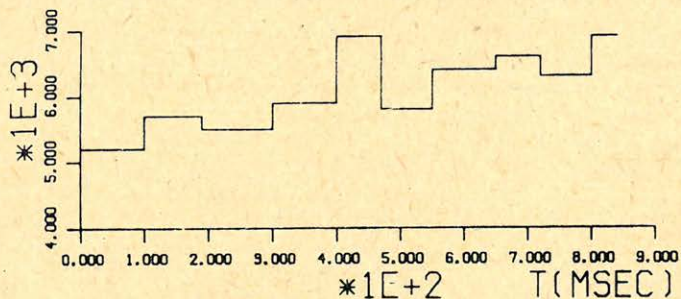
Рис. 3.

Fig. 3.

Az ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a többszörös reflexiók miatt a szeizlogon fiktív rétegek jelennek meg. Az iterációs eljárás azonban egyetlen lépésben is kellő pontossággal határozza meg az ismeretlen paramétereket: a meghatározandó és a számított impedancia csatorna közötti eltérés $\sigma = 7,4$ -nek adódott. (Most és a továbbiakban is az impedanciákat mindig (m/sec)(g/cm³) egységekben értjük.)

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

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



4. ábra.

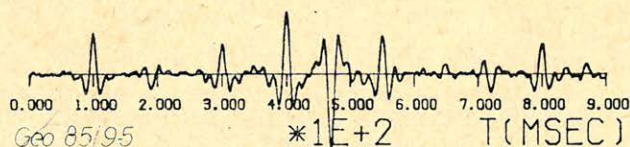
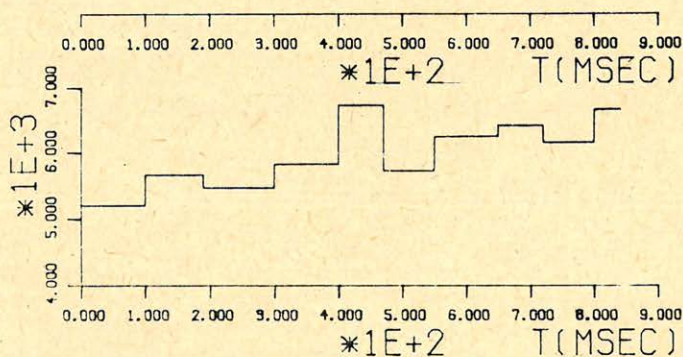
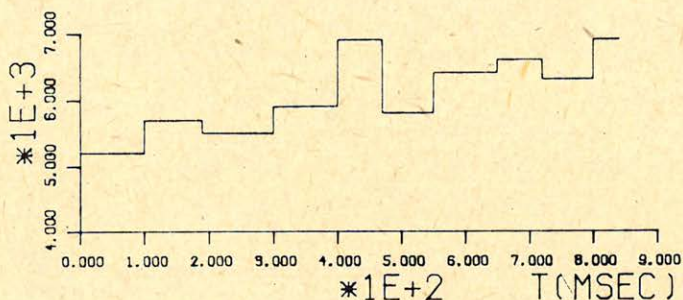
Puc. 4.

Fig. 4.

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

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

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



5. ábra.

Рис. 5.

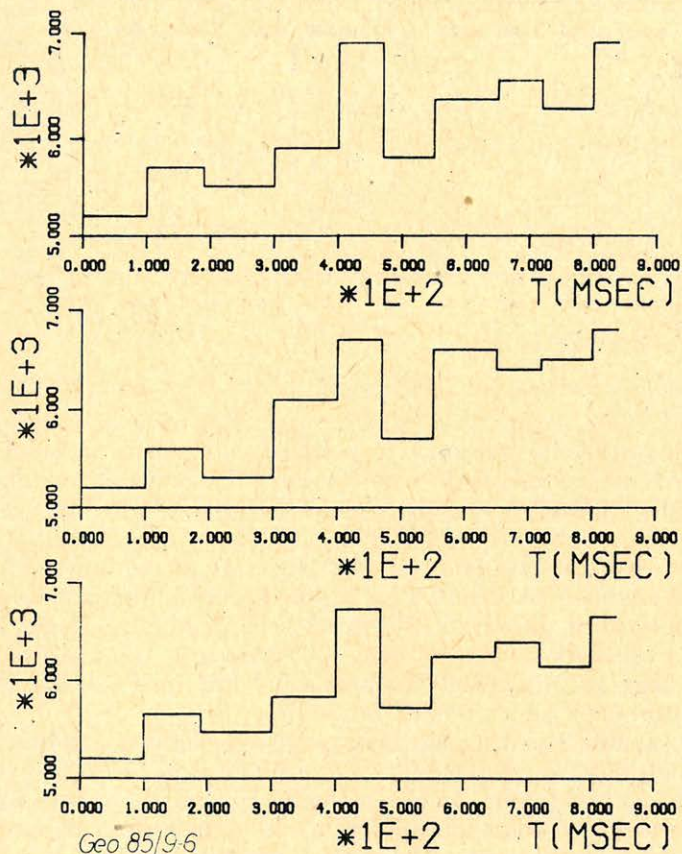
Fig. 5.

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

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

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

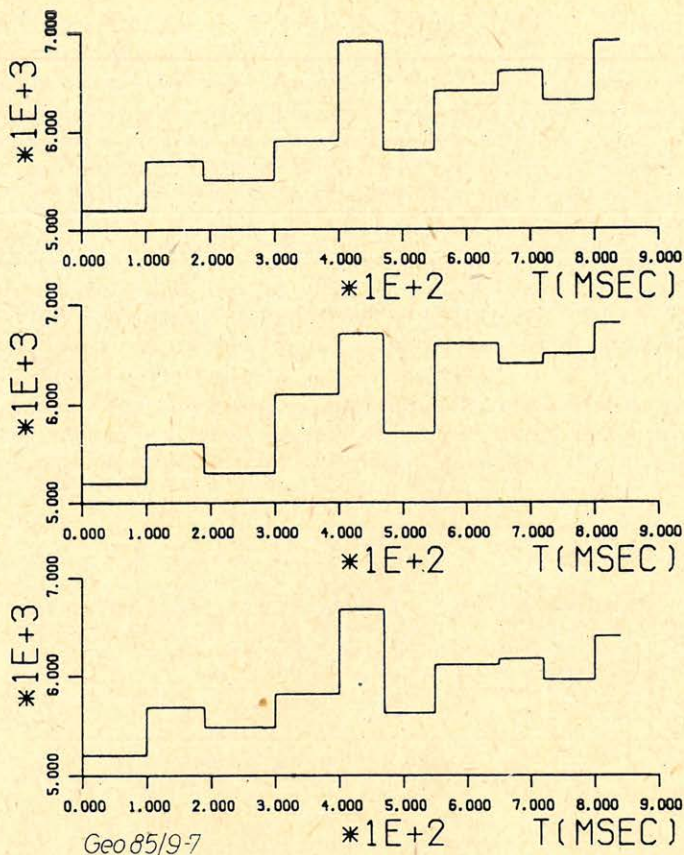
Az 5%-os és a 100%-os esetet mutatjuk be a 6. illetve a 7. ábrákon. Felülről a második görbe a szeizlog helyett most a hipotetikus impedancia csatornát ábrázolja (ezt használtuk a 3., 4. és 5. ábrákon bemutatott példák esetében is),



6. ábra.

Рис. 6.

Fig. 6.



7. ábra.

Рис. 7.

Fig. 7.

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

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

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

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

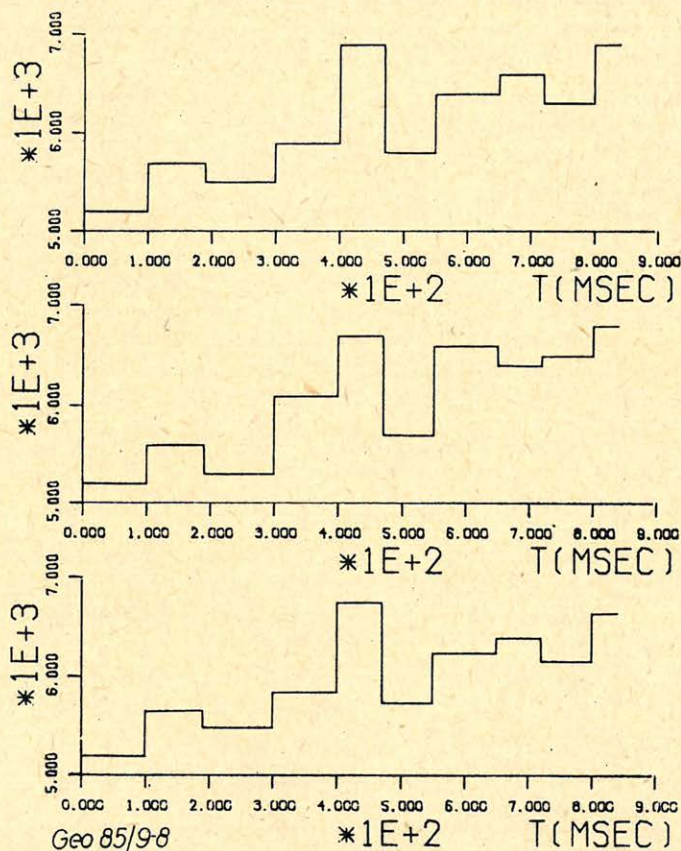
Amikor az iterációhoz használt wavelet ismeretlennek vettük, a hiba az első iteráció után $\sigma = 161,9$ -nek, a második iteráció után pedig $\sigma = 13$ -nak adódott.

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

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

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

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



8. ábra.

Рис. 8.

Fig. 8.

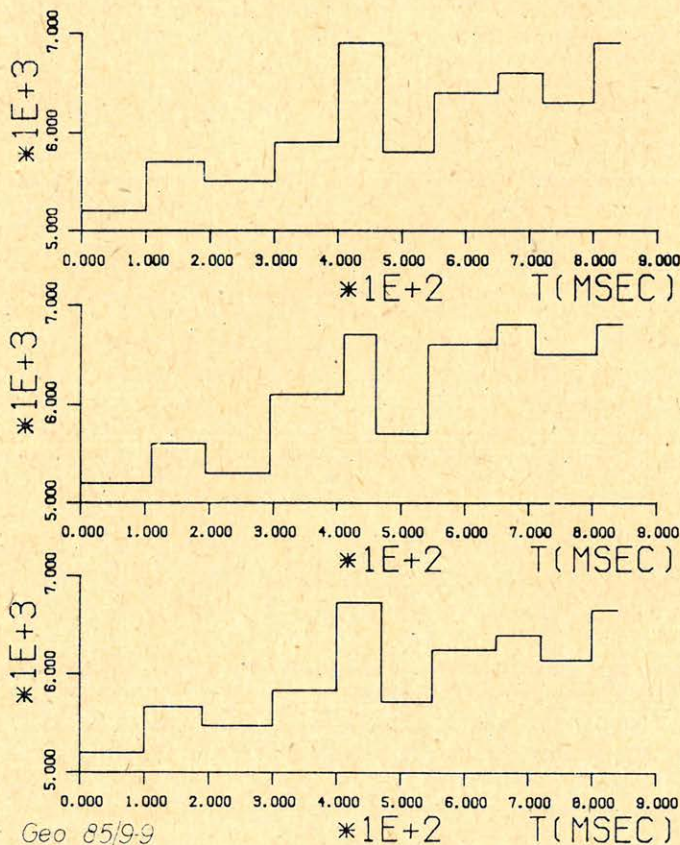
nagyságrend a kétlépéses iteráció javára. Additív zaj esetén pedig elértük azt a pontosságot, amelyet a pontosan ismert wavelettel végzett iterációval kaptunk (lásd. a zaj hatását vizsgáló részt). Megállapíthatjuk tehát, hogy a wavelet pontos ismerete ennél az inverziós eljárásnál nem szükséges, a megoldás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

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

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

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

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



Geo 85/9-9

9. ábra.

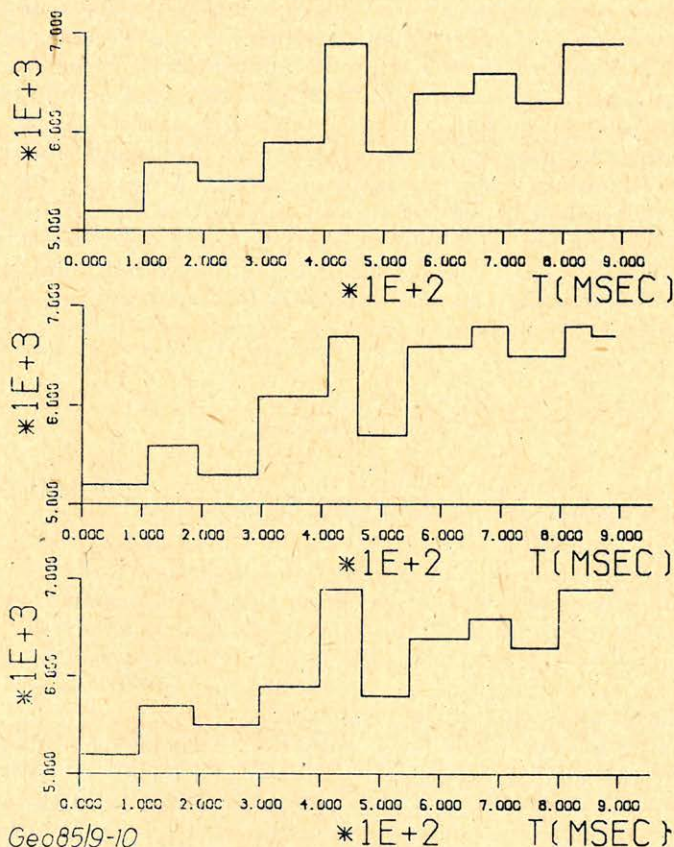
Рис. 9.

Fig. 9.

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

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

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



10. ábra

Рис. 10.

Fig. 10.

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

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

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

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

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

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

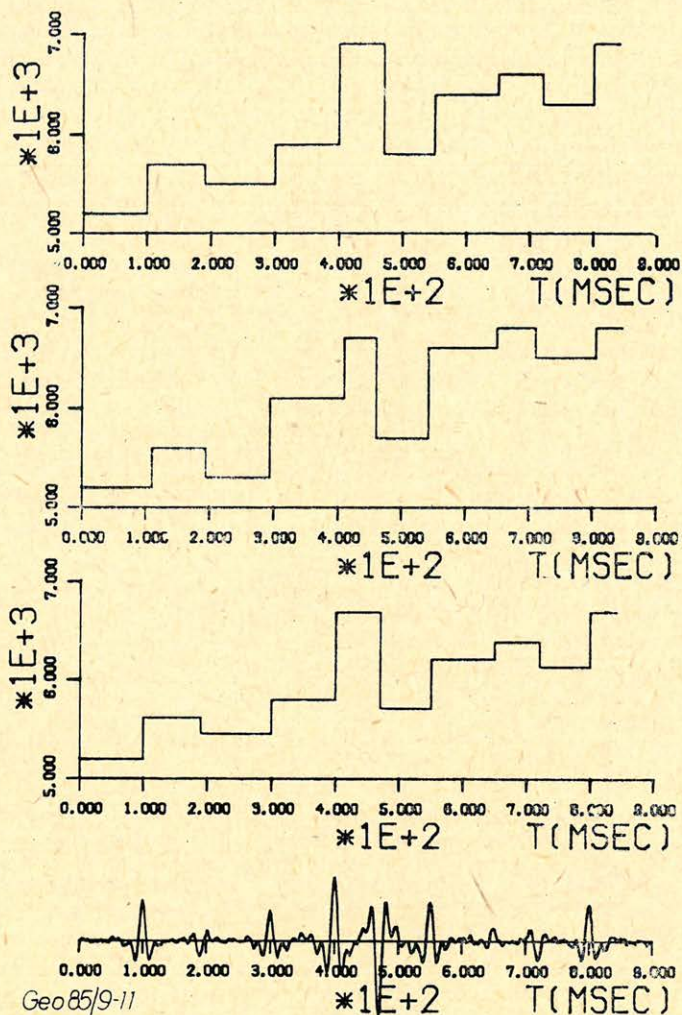
Következtetések

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

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

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

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



11. ábra

Рис. 11.

Fig. 11.

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

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

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

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

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

IRODALOM

- [1] *Cooke, D. A. and Schneider, W. A.*, 1983: Generalized linear inversion of reflection seismic data; *Geophysics*, Vol.48, p. 665 – 676.
- [2] *Lindseth, R. O.*, 1979: Synthetic sonic logs – a process for stratigraphic interpretation; *Geophysics*, Vol.44, p. 3 – 26.
- [3] *Györi E.*, 1985: Az energiaelnyelés hatása a szeizmikus csatornára Magyar Geofizika (megjelentében)
- [4] *Vermes, M.*, 1983: Szeizmikus rétegmodell számítása akusztikus karotázs mérések alapján; Magyar Geofizika XXIV., p. 132 – 140.
- [5] *Walters*, 1978: Exploration seismology

Valódi pólusvándorlás*

M Á R T O N P É T E R **

Paleomágneses, geoid és hotspot adatok analízise nyomán valószínű, hogy a Föld forgástengelye a földtani múltban mind a köpenyhez, mind a maghoz képest nagymértékű mozgásokat végzett. Az adatok figyelembevételével két pólusvándorlási modell kerül bemutatásra a perm elejétől a kréta közepéig tartó mintegy 200 millió éves időszakra.

На основе проведенного анализа палеомагнитных, геотермических данных оказалось, что ось вращения Земли в геологическом прошлом интенсивно двигалась относительно и мантии и ядра Земли. С учетом этих данных представляются две модели миграции полюсов для интервала времени 200 млн лет, от начала перми до среднего мела.

Palaeomagnetic, geoid and hotspot data support that the rotation axis of the Earth displayed large-scale movements in the geological past both relative to the mantle and core. Taking these data into account two polar wander models are suggested for the period from the Permian through early Cretaceous.

A Föld forgása

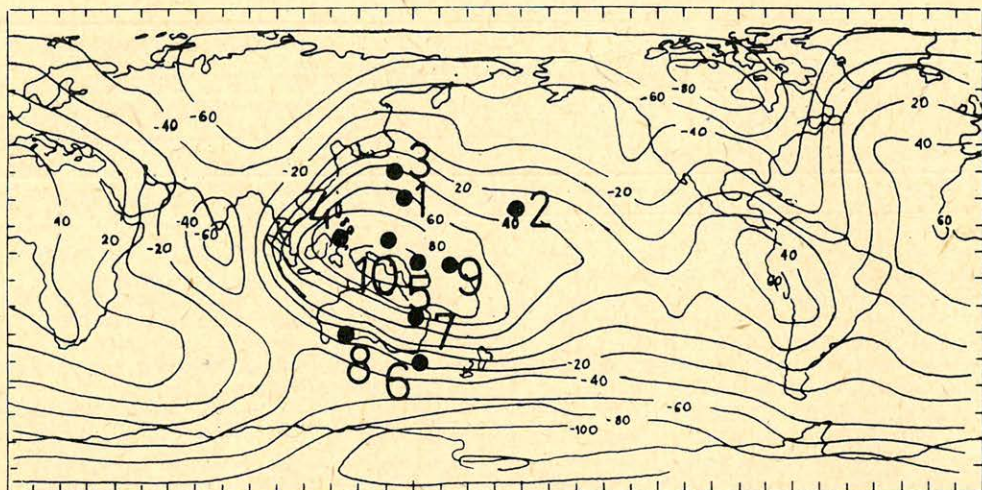
A Föld első közelítésben szabad tengely körül forgó merev testnek tekinthető. Szabad tengely esetén a forgástengelyre sem erő, sem forgatónyomaték nem hat. Ezek hiánya megköveteli, hogy egyrészt a forgástengely a testtömegközéppontján menjen keresztül, másrészt a forgás az egyik főtételenségi tengely körül történjék. Stabilis forgás a legnagyobb vagy a legkisebb főtételenségi nyomatékú tengely körül jöhet létre és a Földnél ez, a hidrosztatikai lapultság miatt, a legnagyobb nyomatékú tengely.

A Föld azonban hosszú, földtani idők távlatában nem modellezhető merev testtel, hiszen egy csomó jelenség arra utal, hogy felszínén és belsejében nagyméretű tömegátrendeződések mennek végbe (lemezmozgások, köpenykonvekciók, mágneses tér). Az ilyen objektumot (amelyben tehát a sűrűség inhomogenitások fokozatosan átrendeződhetnek, ha elegendően hosszú idő áll rendelkezésre), *Goldreich* és *Toomre* nyomán kvázi-merev testnek nevezhetjük. Az említett szerzők megmutatták [1], hogy a legnagyobb főtételenségi nyomatékú tengelye körül egyszer forgásba hozott kvázi-merev test, mindig (majdnem pontosan) e körül a „főtengely” körül fog forogni függetlenül attól, hogy a tengely helyzete hogyan változik a közben alakváltozást szenvedő testhez képest. A tétel szerint a test deformációi forgástengely (forgáspólus) áthelyeződéseket, vagyis pólusvándorlást hoznak létre.

A tehetetlenségi tenzort a Föld tömegeloszlása szabja meg, amely viszont a geoidanomáliákban tükröződik. Az *1. ábra* a hidrosztatikus sferoidra vonatkoztatott geoid undulációt mutatja *Chase* és *Sprowl* nyomán [2]. Az anomáliák két egymásra merőleges nem teljes övet alkotnak. A pozitív öv az egyenlítő mentén helyezkedik el, a negatív öv átmegy a sarkokon és a pozitív sávot Indiánál határolja. A geoidnak ezt a teniszlabda mintázatát [3] geológiai időközön át

*Előadás az MGE Általános Geofizikai Szakosztály 1985. április 25-i ülésén.

**ELTE Geofizikai Tanszék, 1083 Budapest, Kun Béla tér 2.



Geo85/12-1

1. ábra. A hidrosztatikus földre vonatkoztatott GEM 10B geoid Chase és Sprowl nyomán (izovonalak m-ben) [2]. A 10 számított pont a geomágneses centrum földfelszíni vetületeit ábrázolja a különböző korokban: 1: 1980 A. D. [17], 2: Recens és negyedkor [14], 3: Kvarter [15], 4: Brunhes [16], 5: Neogén [15], 6: Triász [15], 7: Perm [15], 8: Perm [24], 9: Perm [24], 10: Perm-triász [13]. A bemutatott excentricitás irányok a csendes-óceáni pozitív geoid anomálián gyülekeznek.

Рис. 1. Гидростатический геод Земли GEM 10B по Chase и Sprowl (изолинии в метрах) [2]. Десять точек с номерами обозначают проекцию геомагнитного центра на поверхность Земли в различных временах: 1: 1980 н. э. [17], 2: Настоящее время и четвертичное [14], 3: четвертичное время [15], 4: Brunhes [16], 5: неоген [15], 6: триас [15], 7: перм [15], 8: перм [24], 9: перм [24], 10: перм-триас [13]. Показанные направления эксцентрисности сходятся на положительной геодной аномалии Тихого океана.

Fig. 1. The geoid GEM 10B relative to the hydrostatic reference figure after Chase and Sprowl [2]. The numbered dots show the surface projections of the geomagnetic centre for various periods as follows: 1: 1980 A.D. [17], 2: Quaternary and Recent [14], 3: Quaternary [15], 4: Brunhes epoch [16], 5: Neogene [15], 6: Triassic [15], 7: Permian [15], 8: Permian [24], 9: Permian [24], 10: Permo-Triassic [13]. Note the tendency of the poles to fall on the Pacific geoid high.

lényegében állandónak tekinthetjük [2], [4], [5]. A legalapvetőbb geoid anomáliák, a csendes-óceáni és az atlanti-afrikai kiemelkedések kvadrupólszerű sűrűség heterogenitást indikálnak a Föld belsejében, amelyek szeizmológiai bizonyítékai is vannak [6], [7]. Valóban, a nemhidrosztatikus Föld háromtengelyű, amint azt a reziduális tehetetlenségi nyomatékok indikálják [1]. Figyelemre méltó, hogy a Föld jelenlegi forgása a maximális maradék tehetetlenségi nyomatékú tengely körül történik, vagyis feltételezhető, hogy a forgástengely helyzetét a Földhöz képest a nem-hidrosztatikus sűrűség-inhomogenitások szabályozzák az idézett Goldreich-Tooze mechanizmus szerint [8], [1], [4].

Pólusvándorlás a litoszférához viszonyítva

A Föld három fő héjra, a litoszférára, a köpenyre és a magra osztható fel. A szomszédos héjak viszkozus csatolásban vannak, valamint a köpeny-mag határon elektromágneses csatolással is számolni kell. A héjak egymáshoz képest

elmozdulhatnak, ha elegendően hosszú idő áll rendelkezésre. A litoszféra és köpeny vonatkozásában a relatív mozgást a sea-floor spreading és lemeztektonika példázza, a mag és a köpeny relatív mozgására a későbbiekben keresünk bizonyítékokat.

A forgástengely helyzetének időbeli megváltozását, a pólusvándorlást is ezen héjak valamelyikére vagy valamely együttesére kell vonatkoztatnunk. Bármelyik referencia lehetőséget tekintjük, a paleomágnesség döntő szerepet játszik a pólusvándorlás mérésében, mert a centrikus axiális dipól feltevésével meghatározott paleomágneses pólus közvetlenül megadja a litoszféra azon elemének helyzetét a forgástengelyhez képest, amelyen a paleomágneses mérés történt. A paleomágneses ún. látszólagos pólusvándorlási görbe tehát megmutatja a litoszféra elem mozgását a forgástengelyhez viszonyítva, az idő függvényében. Feltéve, hogy a litoszféra összes elemére ismerjük ezt a mozgást, a sebességek vektori összegezésével kideríthető, hogy az eredő (a litoszféra egészének sebessége a pólushoz viszonyítva) különbözik-e lényegesen zérustól. Ha igen, akkor a tekintett időintervallumban pólusvándorlás történt, amelynek irányát és mértékét (pl. km/millió év egységekben) az eredő sebességvektor fogja megmutatni [9]. A módszert *McElhinny* [10], majd *Jurdy* [11] alkalmazták a harmadkorra és egybehangzóan azt kapták, hogy a harmadkor eleje óta nem történt pólusvándorlás a litoszférához képest.

Jurdy és *Van der Voo* [12], valamint *Jurdy* [10], a lemezek mozgását analizálva, lényegében a litoszféra eredő impulzuszóráját határozták meg mint pólusvándorlást, amely azonban gyakorlatilag szintén zérusnak adódott a korai kréta óta eltelt mintegy 100 millió évre.

Krétánál idősebb korokra a fenti módszerek nem működnek, mert az egykori óceáni lemezek a szubdukcio folytán eltűntek, tehát sem paleomágneses, sem relatív mozgás adataik nem ismertek.

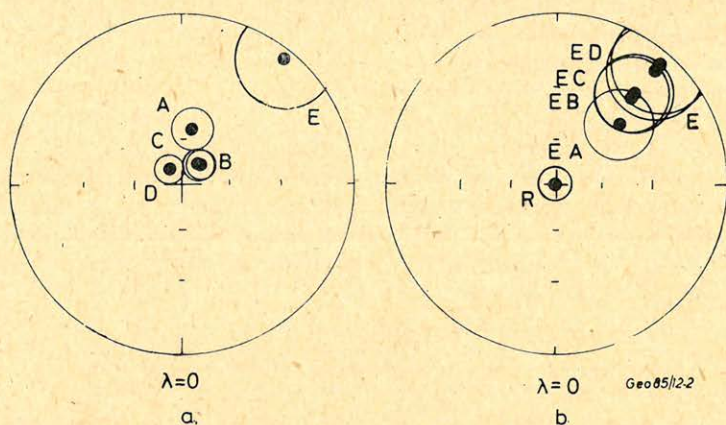
A paleomágneses tér excentricitása, geoid, pólusvándorlás

A perm-triász kori kontinentális paleomágneses eredmények jobban illeszthetők egy nemcentrikus (és axiálisnak feltételezett) dipóltérhez, mint a szokásos térmodellhez, a centrikus (axiális) dipóltérhez [13]. Noha a jurában és a krétában a tér excentricitása a jelenleg elérhető adatok alapján a kimutathatósági küszöb alá esik, a neogénre és kvarterra [14], [15], [16], valamint a jelenkorra [17] a földmágneses dipól excentricitása bizonyítottan vehető és így interpolációval kismértékű excentricitás a jura és a kréta paleomágneses terekre is feltételezhető. Figyelemre méltó, hogy a paleomágneses tér excentricitásának irányai – Eurázia mai helyzetéhez viszonyítva – kortól függetlenül a nyugati Csendes-óceán felé esnek, az egyenlítő közelében (*I. ábra*). A bemutatott paleoexcentricitás irányok csoportosulása a legnagyobb geoid anomálián túlságosan jó ahhoz, hogy a véletlen műve legyen, mint ahogy az sem lehet az, hogy a mai „pillanatnyi” földmágneses tér excentricitása is az adott területre mutat [17]. (A mai földmágneses tér excentricitásának és a földalagnak a kapcsolatát először Barta György értelmezte [18], majd később Hide és Malin találtak szoros korrelációt a geoid és földmágneses nondipóltér között [19].

A földmágneses paleoexcentricitás irányok és a legnagyobb pozitív geoid anomália területi egybeesése a kétféle jelenség szoros kapcsolatára utal. Miután a földmágnesség forrásai a magban keresendők feltételezhető, hogy a szóbanforgó geoid kiemelkedés egy nagyrészt magbéli, alapjában kvadrupoláris szimmet-

riájú inhomogenitást tükröz, amely csakúgy, mint a mágneses excentricitás, hosszú idő (néhány száz millió év) óta létezik. A továbbiakban a paleomágneses excentricitást ezzel a geoid anomáliával társítjuk.

A 2.a. ábra a perm-kréta paleomágneses pólusokat, valamint a fix paleomágneses excentricitás irányt mutatja Euráziához viszonyítva. A paleomágneses pólusokat az egyes korokban a forgáspólusra (projekció középpontja) forgatva, [9], az excentricitás irányok a 2.b. ábra szerint fognak elhelyezkedni. Jól látható, hogy az excentricitás a perm-től a krétáig, a 35°-os szélességtől indulva az egyenlítő irányában mozgott, amelyet a krétában gyakorlatilag el is ért. Az excentricitás és a geoid feltételezett kapcsolatát figyelembe véve, a jelenség valódi pólusvándorlásként értelmezhető, amely Goldreich–Toomre mechanizmus [1] szerint ment végbe. Az egyensúlyi, maximális tehetetlenségi nyomatókú állapot a krétában valósult meg, amely teljes összhangban van a korábban hivatkozott eredményekkel (azaz, hogy a középső krétától a jelenkorig nem volt valódi pólusvándorlás). A modell szerint a kontinentális litoszférára vonatkozó paleomág-



2. ábra

- a) Eurázia jelenlegi helyzetéhez viszonyított paleomágneses pólusok (A: perm, B: triász, C: jura, D: kréta) és a fix mágneses excentricitás iránya (E).
 b) A mágneses excentricitással társított csendes-óceáni pozitív geoid anomália vándorlása a forgástengelyhez (R) képest (EA: perm, EB: triász, EC: jura, ED: kréta, E: jelenkor). A földrajzi északi póluson centrált sztereografikus projekciók. A pólusok és az excentricitás irányok köré írt körök a Fisher-féle α_{95} -nek felelnek meg [25].

Рис. 2. а. Палеомагнитные поля относительно к нынешнему положению Евразии (А : пермь. В : триас, С : юра, Д : мел) и направление неподвижной магнитной эксцентричности (Е), в. Миграция магнитной эксцентричности вместе с положительной геонидной аномалией Тихного океана относительно оси вращения (Р) (ЕА : пермь ЕВ : триас, ЕС : юра, ЕР : мел, Е : настоящее время). Стереографические проекции сосредоточенные на географическом северном полюсе. Круги вокруг полюсов и линий эксцентричности соответствуют α_{95} по Фишеру [25].

Fig. 2.

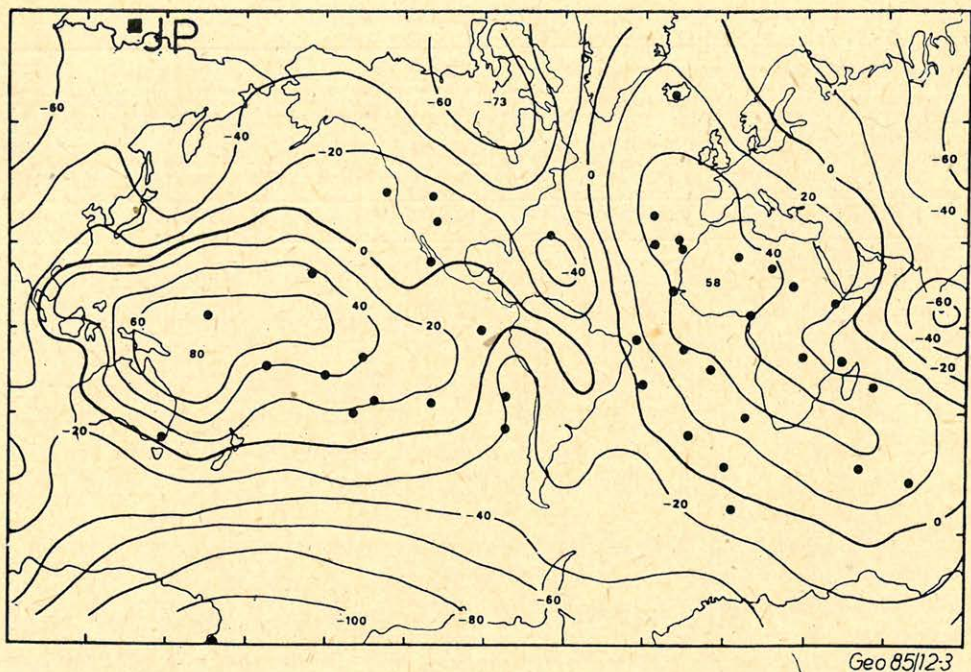
- a) Palaeomagnetic poles (A: Permian, B: Triassic, C: Jurassic, D: Cretaceous) and the fixed direction of the dipole eccentricity (E) both with respect to present-day Eurasia.
 b) Wander of the Pacific geoid high as shown by the different positions of the direction of the magnetic eccentricity (EA: Permian, EB: Triassic, EC: Jurassic, ED: Cretaceous) with respect to the rotation pole (R). Stereographic projections centred at the north geographic pole. The confidence of the pole positions and eccentricity directions are shown by Fisher's α_{95} 's [25].

neses látszólagos pólusvándorlási görbék a permtől a jura végéig – kréta elejéig valódi pólusvándorlást indikálnak az egész litoszférához képest ui. ellenében a paleomágneses pólusokkal, amelyek egy-egy litoszféra elemhez kötöttek, az excentricitás iránya globális térjellemező, vagyis minden egyes rekonstruált litoszféra elemhez (akár kontinentális akár óceáni) elvileg ugyanaz az excentricitás irány tartozik. Valódi pólusvándorlás a permet megelőzően is valószínűsíthető, miután a kvadrupoláris geoid anomáliák permi helyzete közbülső állapotot tükröz; az anomáliának korábban a forgástengelyhez közelebb kellett elhelyezkednie.

A vázolt pólusvándorlási modell a litoszférára vonatkozó megfigyelések eredményeit (paleomágneses adatok) kombinálja a Föld gravitációs terének alapvető kvadrupoláris szimmetriájú torzultságával. A kétféle adatrendszer egyidejű felhasználása a modell felépítésére a mágneses tér excentricitásának és a szóbanforgó sűrűség inhomogenitásnak a társíthatóságán nyugszik, amely viszont feltételezi, hogy mindkét tértorzulás a Föld magjából ered. A továbbiakban egy olyan pólusvándorlási modelltől lesz szó, amelyben a litoszféra és a mag közvetlen kapcsolatát megteremtő köpenyre vonatkozó adatok is számításba jönnek.

Az 1. ábrán látható totális geoid a szubdukciós lemezek hatásával korrigálva a 3. ábrán reprodukált ún. maradék geoidba megy át [20]. A maradék geoid fő vonásait tekintve nem nagyon tér el a totális geoidtól. Az atlanti-afrikai és a nyugat csendes-óceáni kiemelkedések – mint alapvető vonások – a reziduális geoidra is jellemzők. A 3. ábrán *Crough* és *Jurdy* nyomán [20] az ún. hotspot centrumokat is feltüntettük. A hotspotok azok a vulkáni centrumok, amelyek egyrészt függetlenek a szubdukciós jelenségeket kísérő vulkánkitörésektől, másrészt hosszú, geológiai időközön keresztül működhetnek. A hotspot vulkanizmus köpenyeredetű [21]. A hotspotok a köpenyen mozgó lemezek kitérés nyomokat hagynak, amelyek termékei abszolút módszerrel datálhatók. Néhány hotspot nyomának azonosításával és a lemezek relatív mozgásainak figyelembevételével *Morgan* [21] azt találta, hogy a hotspotok egymáshoz képest mintegy 200 millió évig visszamenőleg (triász) jó közelítéssel *mozdulatlanok*. Ez a körülmény lehetővé tette az ún. hotspot rendszer definiálását, amely tehát a litoszférától független, a Föld köpenyéhez rögzített koordináta-rendszer. A hotspot rendszerre vonatkoztatott kontinens rekonstrukciók [21] lehetővé tették a köpenyhez viszonyított valódi pólusvándorlás kérdésének vizsgálatát hasonló módon transzformált paleomágneses pólusok felhasználásával. *Livermore* és mások [22] eredményei szerint a középső krétától a jelenkorig nem volt pólusvándorlás, de a 180 millió éves (jura) pólus mintegy 20°-kal különbözik a jelenlegi forgási pólustól (azaz a hotspot rendszer pólusától), ami ugyanakkora pólusvándorlást jelenthet a köpenyhez képest, 180 és 90 millió év között (1. még [21]-et is).

A pólusvándorlás okának felderítéséhez tekintsük a 3. ábrát, amelyen jól látható, hogy a hotspotok a Föld felszínén két különálló tartományt foglalnak el. Az egyik a csendes-óceáni a másik az atlanti-afrikai pozitív geoidanomáliával korrelál [20], amint az a 3. ábrából szemléletesen is következik. A hotspot-provinciák és a geoid korrelációja arra utal, hogy a két nagy egyenlítői pozitív geoid anomália az átlagosnál melegebb köpenynek köszönhető [4]. Miután a hotspot vulkanizmus kezdetei a triászra nyúlnak vissza [21], ezért feltételezhető, hogy a szóbanforgó geoid anomáliák is hasonlóan hosszú vagy még hosszabb idő óta léteznek. Az utóbbi feltevessel élve, a jura pólus 20°-os eltérése a jelen-



Geo 85/123

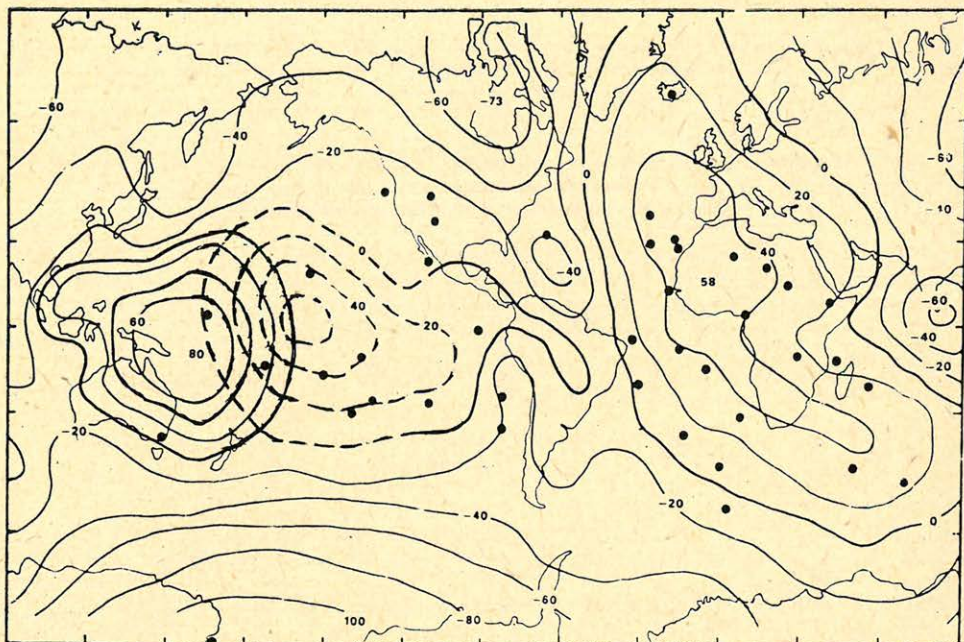
3. ábra. A reziduális geoid Crough és Jurdy [20] nyomán, amelyet az említett szerzők a teljes GEM – 8 geoidból számítottak ki a szubdukciós lemezek hatásának levonásával. Az általuk feltüntetett 42 hotspot a reziduális geoid kiemelkedések és a hotspot provinciák korrelációját mutatja. A jura paleomágneses pólus (JP) a bal felső sarokban látható.

Рис. 3. Остаточный геопид по Crough и Jurdy [20], который рассчитан авторами из полного геоида GEM – 8 с вычитанием влияния субдукционных плит. Показанные нами 42 хотспота иллюстрируют корреляцию резидуальных выпуклостей геоида с провинциями хотспота. Палеомагнитный полюс юры (JP) показан в левом верхнем углу.

Fig. 3. The residual geoid of Crough and Jurdy obtained by subtracting the subduction geoid from the GEM – 8 geoid. The 42 hotspot locations indicate the close correlation between hotspot provinces and positive height anomalies of the geoid [20].

legi pólustól (azaz a hotspot rendszer pólusától) egyértelműen valódi pólusvándorlás következményeképpen értelmezendő ui. a jurában az említett két nagy geoidanomália irányában elhelyezkedő legnagyobb földi tehetetlenségi nyomatókú tengely nem volt merőleges a forgástengelyre (1. 3. ábra), ami a Goldreich – Toomre tétel szerint pólusvándorlást eredményezett a köpenyhez képest.

A fenti pólusvándorlási modell azonban két ponton is kiegészítésre, illetve módosításra szorul. Az egyik módosítás a hotspot provinciák és a legnagyobb geoid kiemelkedések korrelációjának felülvizsgálása nyomán válik szükségessé. A csendes-óceáni pozitív maradék geoid anomália ui. két anomália eredője (4. ábra). Nyilvánvaló, hogy csendes-óceáni hotspot tartomány a keletebbre fekvő anomália komponenssel korrelálható, míg a nyugatibb anomália összetevőről ilyen kapcsolat nem állítható. A másik módosítás a paleomágneses tér szerkezetét illeti, amely mint láttuk, jobban közelíthető excentrikus, mint geocentrikus dipóllal. A dipól excentricitásának iránya az 1. és 4. ábra alapján a



4. ábra. A csendes-óceáni maradék potenciál maximum két pozitív anomália eredője. A nyugatabbi a mágneses excentricitással, a keletrebbi a csendes-óceáni hotspot provinciával társítható.

Рис. 4. Остаточный потенциал Тихого океана является равнодействующим максимумом двух положительных аномалий. Магнитная эксцентричность, расположенная западнее, ассоциируется с провинцией хотспота Тихого океана, находящегося в восточной части.

Fig. 4. The Pacific residual geoid high is resolved graphically into two positive anomalies. The magnetic eccentricity is correlatable with the western anomaly while the Pacific hotspot province is obviously falls on the eastern anomaly.

nyugat csendes-óceáni geoid anomália összetevővel társítható. Ezen korrelációk következményeként a nyugat csendes-óceáni pozitív maradék anomália összetevőt a földmagból, keleti párját pedig a köpenyből származtatjuk. Az anomáliák eredetére vonatkozó feltevésünk olyan pólusvándorlási modell felállítását teszi lehetővé, amelyben a pólus időbeli mozgását mind a köpenyhez, mind a maghoz képest lemérhetjük. Vonatkoztatási rendszerként a 250 millió évig kiterjesztett hotspot rendszer [21], [23] szolgál. A perm-kréta paleomágneses pólusok, valamint a *fix*, gyakorlatilag egyenlítői excentricitás irány a hotspot rendszerben a 1. táblázat szerint alakulnak.

Az 5. ábra az 1. táblázatból készült. Sztereografikus projekción mutatja be a paleomágneses (forgási) pólus és a mágneses excentricitás vándorlását a hotspot rendszerben, azaz a köpenyhez képest. A modell alapján a pólus 30°-ot vándorolt a karbon vége óta, az excentricitás pedig durván azonos irányban (szélességben) 60°-ot vagyis a mag és a köpeny a forgástengelyhez viszonyítva kb. ugyanolyan mértékű és nagyjából ellentétes irányú mozgást végeztek a többször idézett Goldreich – Toomre tétel értelmében [1].

A paleomágneses pólus és excentricitás irány a hotspot rendszerben a kor függvényében [23]. φ_P ill. φ_0 : a pólus, ill. excentricitás irányának földrajzi szélessége λ_P ill. λ_0 : pólus, ill. excentricitás irányának földrajzi hosszúsága.

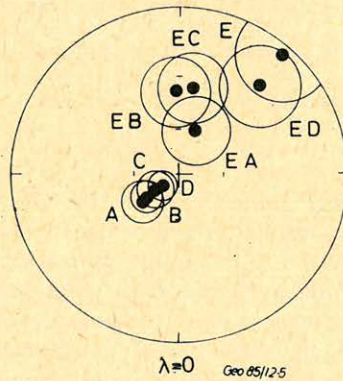
Таблица 1.

Линии палеомагнитного поля и эксцентричности в системе хотспот в зависимости от времени [23]. φ_P и φ_0 : географические широты полюса и линий эксцентричности. λ_P и λ_0 : географические долготы полюса и линий эксцентричности

Table 1.

Geographic coordinates of the palaeomagnetic pole (φ_P -lat., λ_P -long.) and direction of dipole eccentricity (φ_0 -lat., λ_0 -long.) against geologic time in the hotspot frame of reference [21], [23]. Ages in Ma are indicated in brackets.

Kor (millió év)	Paleomágneses pólus		Paleomágneses excentricitás irány	
	$\varphi_P(0)$	$\lambda_P(0)$	$\varphi_0(0)$	$\lambda_0(0)$
1. jelenkor	90	—	3	140
2. kréta (100)	77	-52	19	138
3. Jura (165)	71	-56	35	171
4. Triász (200)	65	-53	37	182
5. Perm (250)	60	-53	59	160



5. ábra. A paleomágneses pólus (forgástengely) és mágneses excentricitás (nyugat csendes-óceáni pozitív geoid anomália) irányának vándorlása a hotspot-rendszerben. Jelölések ugyanazok, mint a 2. ábrán.

Рис. 5. Миграция палеомагнитного поля (ось вращения) и линии магнитной эксцентричности (Западно-Тихоокеанская положительная геоидная аномалия) в системе хотспот. Условные обозначения идентичны с обозначениями рис. 2.

Fig. 5. Wander of the palaeomagnetic (rotation) pole and magnetic eccentricity direction (associated with the western Pacific geoid high) relative to the hotspot frame of reference. Notations are as in Fig. 2. Stereographic projection centred at the north geographic pole.

- [1] *Goldreich, P. and Toomre, A.*, 1969. Some remarks on polar wandering. *J. Geophys. Res.* 74: 2555–2567.
- [2] *Chase, C. G. and Sprowl, D. R.*, 1983. The modern geoid and ancient plate boundaries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62: 314–320.
- [3] *Gough, D. I.* 1977. The geoid and single cell mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 34: 360–364.
- [4] *Anderson, D. L.*, 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature* 297: 391–393.
- [5] *LePichon, X. and Huchon, Ph.*, 1984. Geoid Pangea and convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67: 123–135.
- [6] *Masters, G., Jordan, T. H., Silver, P. G. and Gilbert, F.* 1982. Aspherical Earth structure from fundamental spheroidal-mode data. *Nature* 298: 609–613.
- [7] *Dziewonski, A. M., Hager, B. H. and O'Connell, R. J.*, 1977. Large-scale heterogeneities in the lower mantle. *J. Geophys. Res.* 82: 239–255.
- [8] *Munk, W. and MacDonald, G. J. F.*, 1960. Continentality and the gravitational field of the earth. *J. Geophys. Res.* 65: 2169–2172.
- [9] *McKenzie, D. P.*, 1972. Plate tectonics. In: E. C. Robertson (Editor), *The Nature of the Solid Earth*. McGraw-Hill, N. Y., 232–360.
- [10] *McElhinny, M. W.*, 1973. Mantle plumes, paleomagnetism and polar wandering. *Nature*. 241: 523–528.
- [11] *Jurdy, D. M.*, 1981. True polar wander. *Tectonophysics*. 74: 1–16.
- [12] *Jurdy, D. M. and Van der Voo, R.*, 1975. True polar wander since the Early Cretaceous. *Science*. 187: 1193–1196.
- [13] *Márton, O.* 1985. Configuration of the palaeomagnetic field. *Ann. Univ. Sci. Bud. Sectio Geophys.* (in press).
- [14] *Cree, K. M., Georgi, D. T. and Lowrie, W.*, 1973. On the representation of the Quaternary and late Tertiary geomagnetic field in terms of dipoles and quadrupoles. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 33: 323–345.
- [15] *Benkova, N. P., Khramov, A. N., Cherevko, T. N. and Adam, N. V.*, 1973. Spherical harmonic analysis of the palaeomagnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18: 141–147.
- [16] *Adam, N. V., Benkova, N. P., Khramov, A. N. Cherevko, T. N.*, 1975. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field of the Brunhes epoch. *Studia geoph. et geod.* 19: 141–149.
- [17] International Geomagnetic Reference Fields: DGRF 1965, DGRF 1970, DGRF 1975 and IGRF 1980. IAGA Divison 1. Working Group 1. *EGS*. 62: 1169, 1981.
- [18] *Barta, Gy.*, 1962. Relation between the eccentricity of the geomagnetic field and triaxiality of the Earth (in Hungarian). *Geofiz. Közl.* 10: 46–62.
- [19] *Hide, R. and Malin, S. R. C.*, 1970. Novel correlations between global features of the Earth's gravitational and magnetic fields. *Nature*. 225: 605–609.
- [20] *Crough, S. T. and Jurdy, D. M.*, 1980. Subducted lithosphere, hotspots, and the geoid. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48: 15–22.
- [21] *Morgan, J.*, 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In: Emiliani, C. (Editor) *The Sea*, 7. J. Wiley and Sons, New York, N. Y. pp. 443–487.
- [22] *Livermore, R. A. and Vine, F. J., Smith, A. G.*, 1984. Plate motions and the geomagnetic field II. Jurassic to Tertiary. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 79: 939–961.
- [23] *Márton, P.*, 1985. Models for true polar wander from palaeomagnetic, geoid and hotspot data (in preparation).
- [24] *Westphal, M.*, 1976. Thesis. Strasbourg.
- [25] *Fisher, R. A.*, 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London. A* 217: 295–305.

Új radon migrációs hipotézis és ennek gyakorlati alkalmazása az uránlelőhelyek emanációs módszerekkel történő kutatásában

BARANYI ISTVÁN* - GERZSON ISTVÁN* -
VÁRHEGYI ANDRÁS*

Az emanációs kutatásokkal foglalkozó szakirodalom nem ad reális fizikai magyarázatot a radon nagyobb mélységekről történő felszínre jutására. A szerzők egy földtanilag-fizikailag megalapozott új radon-migrációs modellt dolgoztak ki, amelyben feltételezik, hogy a radon az U értestben keletkező egyéb gázokkal együtt mikrobuborékok formájában viszonylag nagy sebességgel eljuthat a talajvízszintig, s onnan elsősorban diffúziós úton terjed tovább. Fenti hipotézisre alapozva új, mélységi emanációs felvételi eszközöket és metodikát dolgoztak ki, amelyet vázlatosan, néhány kutatási eredménnyel együtt bemutatnak.

Опубликованные по эманационным методам материалы не дают реальных физических объяснений о переносе радона с больших расстояний. Авторами разработана новая модель переноса радона, основанная на физико-геологических процессах. Авторы предполагают, что образующийся в ураноносном рудном теле радон вместе с другими газами может переноситься в виде микропузырьков с большой скоростью до зеркала грунтовых вод, а оттуда переносится, в основном, путем диффузии. На основе этой гипотезы разработаны новая методика и технические средства для проведения глубинных эманационных съемок. Показаны некоторые поисковые результаты.

The literature of emanational exploration does not give a reasonable physical explanation about the migration of radon from greater depths to the surface. The authors have worked out a new model of radon migration on the basis of real geological physical considerations. They assume radon together with other gases rise from U ore body are forming micro-bubbles, thus can reach the surface of groundwater table with relatively high speed. From there migration toward the surface can occur mainly by diffusion. On the basis of that hypothesis they have developed new explorational devices and method presented briefly together with some results.

Az emanációs uránkutatási módszer alkalmazásának elvi alapjait az adja meg, hogy az alfa részecskéket kibocsájtó Rn-gáz a porózus kőzetekben nagyobb távolságra tud eljutni, mint a szülőelem, az urán gamma sugárzása.

A Rn-gáz kőzetekben történő migrálását alapvetően a gázdifúzióval és a földalatti vizeknek a talajfelszín felé irányuló nagy sebességű áramlásával magyarázzák (filtrációs modell), mely felszínközlebe szállítja a radont. A radon fluxusra felszínközlebeln egyéb hatások (légnnyomás, széljárás, talajhőmérséklet, árapály jelenségek, szeizmikus stresszek stb.) is befolyással vannak. A legutóbbi időben egyes szerzők a radon migrációban egyéb gázoknak is szerepet tulajdonítanak.

A diffúziós modell szerinti számítások a radon emanációs módszer lehatolási mélységére 7 - 10 m-t adnak. Sok szerző a diffúziós jelenség mellett a radon földalatti vizek által történő gyors szállítását tételezi fel, vagyis azt, hogy a mélyen elhelyezkedő uránlelőhelyek vizei az ércből kiszabaduló radont feloldják és függőleges irányú áramlással a felszínközlebe szállítják. Ezt tekintik filtrációs vagy transzport modellnek. Ezt elfogadva, az esettanulmányokban leírt nagyobb le-

* Mecseki Ércbányászati Vállalat, Pécs, 39-es Dandár út 19. H - 7614

hatolási mélységeknél (150–200 m) a vizek felfelé áramlási sebességének meg kell haladni az 5 m/nap értéket, ami szerintünk általában irreális.

Ennek ellenére tény, hogy különösen a nyomdetektoros emanációs módszer bevezetése óta, a módszerrel kimutattak olyan uránlelőhelyeket, melyek a felszíntől 100–200 m mélyen helyezkednek el.

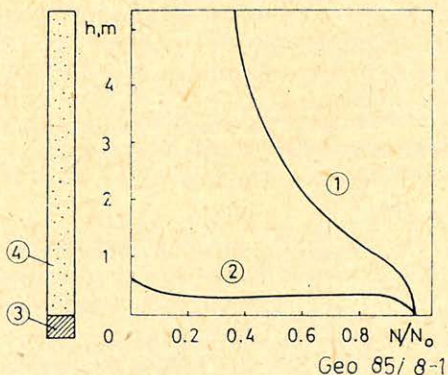
A szerzők többsége nem magyarázza a Rn nagy távolságra történő eljutásának okát, a jelenséggel kapcsolatban különböző fogalmakat használ: „migráció”, „konvekció”, „cirkuláció”, „transzport”, „függőleges szállítási sebességek”, „vektoriális sebességvektor”, „sebesség komponensek” stb., aláhúzva ugyanakkor, hogy a vizekben a Rn diffúziós úton történő elszállítása elhanyagolhatóan alacsony értékű ($\sim 0,5$ m), ezért a talajvizek jelenlétét az emanációs kutatásokkal foglalkozó szakemberek döntő többsége kifejezetten negatív tényezőként kezeli.

Néhány külföldi szerző laboratóriumi modellezés alapján kimutatta, hogy vizes közegben nem érvényesül a diffúziós modell, mivel a radon még álló vízben is jelentősen nagyobb távolságra eljut keletkezési helyétől, mint amit a diffúziós modell lehetővé tesz.

Ezt jól bizonyítják Szokolov M. és társai vizes modellen végzett radon eloszlási kísérleti eredményei [4].

A modell egy 6 m hosszúságú cső volt, melynek lezárt aljára uránércet helyeztek el és a csövet feltöltötték vízzel, majd nyomdetektorokkal vizsgálták a kialakult radoneloszlást a cső mentén (1. ábra, 1. görbe). Az ábrán ugyancsak feltüntetették a diffúziós modellre számítható radon eloszlási görbét is (2. görbe). A szerzők a kísérlet eredményét az alábbiakban összegzik: „a görbék összehasonlítása azt mutatja, hogy az emanáció átvitele még álló vizekben . . . sem lehet csupán a diffúziós jelenséggel kapcsolatos”.

Véleményünk szerint az adott esetben a diffúziós jelenség általában elhanyagolható.



1. ábra. A radon függőleges eloszlása vizes modellben (Szokolov et. al. nyomán) 1 – a radon kísérleti eloszlása, 2 – a radon elméleti eloszlása diffúziót feltételezve, 3 – emanáló forrás, 4 – víz.

Рис. 1. Распределение радона в водной модели: 1-экспериментальное распределение радона; 2-теоретическое распределение радона за счет диффузии; 3-эманлирующий источник; 4-вода (по Сколову М. М. и др.).

Fig. 1. Vertical distribution of radon in water (after Sokolov et. al.) 1-experimental distribution of radon; 2-theoretical distribution of radon assuming diffusion, 3-radon source, 4-water.

Véleményünk szerint az érben keletkező Rn az ugyancsak az érben keletkező nagy mennyiségű egyéb gázokkal gázelegyet alkot, ami kellő mennyiségben mikroméretű gázbuborékok képződéséhez vezet, melyek a víz felhajtóereje hatására a víz felszínéig emelkednek.

Az uránércekben keletkező radon mennyisége rendkívül kevés, s önmagában „idegen” segítség nélkül nem jutna nagy távolságba. Ilyen segítség lehet egyéb, és nagyobb mennyiségben jelenlevő gáz, ami lényegesen megnöveli a felhajtóerőt. Uránlelőhelyeken a radon mellett egyéb gázok is keletkeznek sokkal nagyobb mennyiségben, mint a radon, hiszen bármely uránlelőhely (vagy urántartalmazó kőzet) – az egyéb produktumokat tekintve – egyúttal egy sajátos „gázgyár” is:

1. Egy uránatom egy bomlási aktusa során csak egy Rn atom keletkezik, és ez 38,2 napon belül lebomlik viszonylag rövid felezési ideje miatt.

2. Egy uránatom (U^{238}) egy bomlási aktusa során nyolc (U^{235} esetén 7) héliumatom keletkezik, ami nem bomlik le, ezért egy lelőhelyen a radonhoz viszonyítva igen nagy mennyiségben felhalmozódhat, illetve kőzetpórusokon, repedéseken keresztül eltávozik keletkezési helyétől.

3. Uránlelőhelyeken gázképződés szempontjából a fentieknél is sokkal nagyobb jelentőségű a radiolízis jelensége, melynek lényege, hogy a mélységi vizek a kőzetekben levő radioaktív elemek sugárzásának hatására felbomlanak hidrogénre és oxigénre. Irodalmi adatok szerint [1] átlagosan 5 H_2O molekula bomlik szét 100 eV hatására. Az oxigén kémiai reakcióba lép a kőzetalkotó és érces ásványokkal (szervesanyag jelenléte esetén CO_2 is keletkezhet), a hidrogén pedig nagyrészt a felszín felé áramlik.

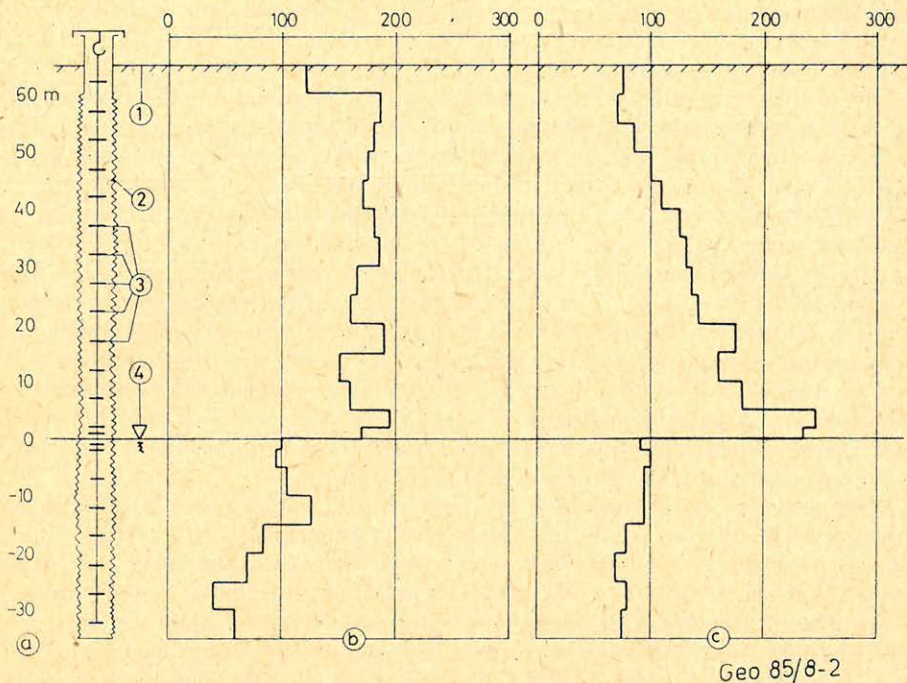
Krivoj Rog bányáiban végzett konkrét mérések azt mutatták, hogy egyes vágatokban a tényleges hidrogén fluxus eléri a 12 000 cm^3/m^2 év értéket, az Ukrán pajzs területén a felszínre kijutó hidrogén fluxus becsült értéke 50–60 cm^3/m^2 év [2, 3]. Történetek számítások a radiolitikus hidrogén és radiogén hélium mennyiségi arányának meghatározására is. Ezek szerint 1 atom radiogén hélium keletkezésére $4,5 \cdot 10^3$ radiolitikus hidrogénmolekula jut.

4. Az uránércek általában oxidos vegyületek formájában fordulnak elő. Amikor az urán a bomlási termékein keresztül lebomlik radonig, oxigén szabadul fel (a Rn inert gáz), mely üledékes uránlelőhelyek szervesanyag tartalmával CO_2 -t alkothat.

5. A fenti gázokon kívül uránlelőhelyeken előfordulnak még CH_4 , N_2 és mások.

Ily módon ha egy lelőhelyen arányba akarjuk állítani a keletkező gázok mennyiségét, az 1–3 pontok figyelembevételével kapjuk: 1 atom Rn : 8 atom He : 36 000 H_2 .

A fentiek mutatják, hogy az uránlelőhelyek valóban „gázgyárak”, ahol a radon gáz a „termékeknek” csak elenyésző hányadát képezi, s ráadásul igen gyorsan le is bomlik. Nagyon valószínű, hogy a radon a többi gázzal többkomponenses gázelegyet alkot és a gázelegy képezi reális körülmények közt az igazi „felhajtóerőt”, mely nagy mennyiségét tekintve igazi „buborékképződésre” is hajlamos lehet, különösen az erősen elvizesedett vetők és zúzott zónák mentén vagy erősen porózus kőzetekben, és ezek gyors szállítási útvonalat biztosítanak a földalatti vizekben felemelkedő gázoknak egészen a talajvíz szintjéig.



2. ábra. Nyomdetektor-telepitési vázlat fúrólukban (a), a radon függőleges eloszlása a talajvízszint-hoz viszonyítva ércmentes (b) és ércesedett (c) területen 55, ill. 94 fúrás alapján. 1 – felszín, 2 – perforált béléscső, 3 – α -nyomdetektorok, 4 – talajvízszint. Egység: nyom/mm² · 30 nap.

Рис. 2. Схема расположения детекторов в скважинах (а), вертикальное распределение радона на безрудном (в) и рудном (с) участках на основе 55 и 94 скважин соответственно. 1-дневная поверхность; 2-перфорированная обсадная труба; 3- α -детекторы; 4-уровень грунтовых вод (Единицы: треков/мм² · 30 дней).

Fig. 2. Position of track detectors in borehole (a), vertical distribution of radon according to the groundwater table in barren (b) and in uranium-bearing (c) area, on the basis of 55 and 94 borehole measurements, respectively. 1-surface; 2-perforated drain tube; 3-track detectors; 4-groundwater table. Units are given in track/mm² · 30 days.

A talajvízszint felett a hidrogénre és héliumra most már nem a víz felhajtóereje, hanem a talajlevegő felhajtóereje hat, és ezek a könnyebb gázok a földfelszínre áramolva a levegőbe távoznak.

A radon vonatkozásában a talajvízszint feletti közeg principiálisan eltérő ui. itt a talajvízből kilépő radonra már nem hat semmiféle, a fajsúlykülönbségből adódó felhajtóerő (a radon sokkal nehezebb, mint a levegő), s a továbbiakban a radon döntő mértékben csak diffúziós úton terjedhet a felszín felé. A diffúziós távolság viszont a legkedvezőbb körülmények közt sem haladja meg a 10 m-t. Vagyis a radon viszonylag gyorsan és jelentős távolságból eljuthat a talajvízszintig, a lényegesen nagyobb mennyiségű felfelé áramló gázokkal együtt, de a talajvízből kilépve néhány méteren belül lebomolhat és nem jut el a felszínig.

A fenti hipotézis alapján úgy ítéltük meg, hogy allochton üledékekkel fedett uránlelőhelyek kutatása során, ha a talajvízszint mélyebben van 10 m-nél, talaj-

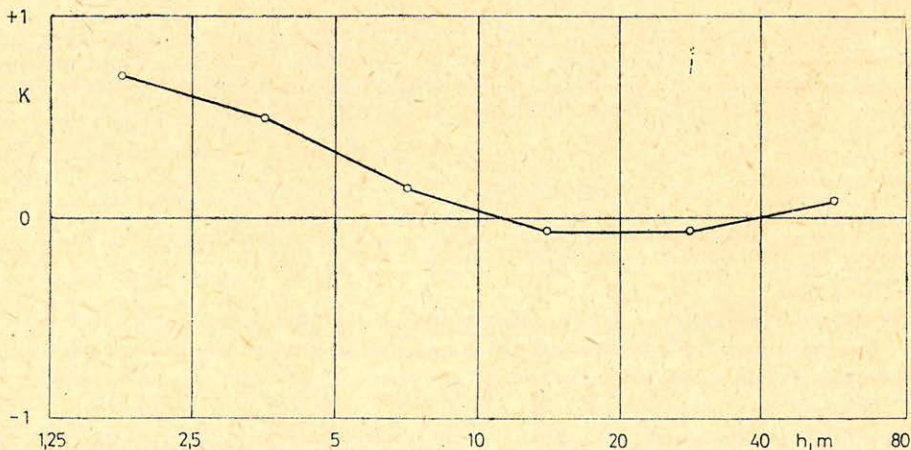
vízszint környéki *Rn* emanációs mérésekét célszerű végezni, mivel elsősorban itt várhatunk megbízhatóan kimutatható *Rn* anomáliákat a nagyobb mélységben elhelyezkedő ércetek felett.

A fenti hipotézis ellenőrzését a szerzők 1983–84-ben végezték el egy mélyégi uránkutatói módszerkomplexum keretében Magyarország egyik olyan területén, ahol az uránra perspektivikus neogén képződményeket vastag negyedkori lösz (15–20 m) takarja, a talajvizek mélysége pedig 2 m-től 60 m-ig változik.

A fúrások megközelítően hálózatosan települtek 100–200 m távolságban. A fúrásokat teljes szelvényrel mélyítettük vízöblítéssel, átlagosan 70–100 m mélységig. A fúrások karotálása után (természetes gamma és ellenállás), azokat dréncsővel csöveztük ki, és ezekben végeztük a nyomdetektoros felvételeket, különböző, azonban a talajvízszinthez és a felszínhez viszonyítva teljesen meghatározott mélységekben telepített nyomdetektorokkal. Egyidejűleg a fúrás körül 1,5 m távolságokban 0,8 m mélységekben négy detektort is elhelyeztünk összehasonlító vizsgálatok céljából.

A 2. ábrán a leírt metodikával észlelt függőleges radonszelvényeket mutatunk be, egy ércmentes és egy ércesedett területen.

A két szelvény sajátosságai igen jól illeszkednek a leírt radon-migrációs modellhez, ugyanis az érces területen közvetlenül a talajvízszint fölött egy jelentős radonszintnövekedést figyelhetünk meg a feláramló gázbuborékok összegyűlkezésének hatására. Fölfelé a diffúziós terjedésnek megfelelő néhány méteres szakaszon belül a radon a háttérszintre esik vissza. Ugyanakkor a nem ércesedett területen a talajvízszinten semmiféle radonemelkedést nem kapunk. Az ábráról az is leolvasható, hogy a felszínközeli, vagy néhány méteres mélységben végzett mérésekből érdemben nem kapunk információt a mélyégi radon-forrásról.



Geo 85/8-3

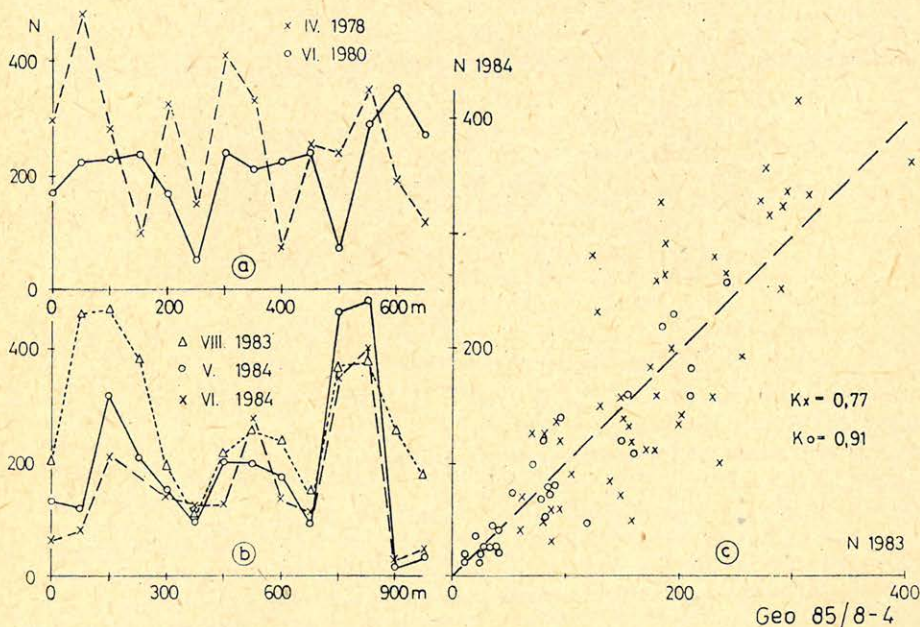
3. ábra. Felszínközeli és mélyégi radon – nyomcsűrűségek korrelációja a talajvízszint mélységének függvényében.

Рис. 3. Корреляция наземных и глубинных радоновых съемок методом α -треков в зависимости от глубины уровня грунтовых вод.

Fig. 3. Correlation between α -track radon measurements placed near the surface and in boreholes, depending on the depth of the groundwater table.

A 3. ábra bemutatásával adjuk meg a felszínközeli radonmérések végső kritikáját, használhatóságának korlátait. Egyik kutatási területünkön a felszínközeli és mélységi nyomdetektoros mérések közötti korrelációs tényező értékét külön-külön meghatároztuk azokon a részterületeken, ahol a talajvízszint felszíntől számított mélysége az ábrán adott határok közé esik. Jól látható, hogy a kis vízmélységeknél mutatkozó jelentős pozitív korreláció 5–10 méternél nagyobb vízmélységeken esetén gyakorlatilag megszűnik. Ez az eredmény ismételtlen aláhúzza azt a véleményünket, hogy mélységi radonforrásból felszínközeli mérésekkel csak akkor kapunk használható információt, ha a talajvíz szintje a felszíntől számított néhány méteren belül helyezkedik el. Ellenkező esetben sekélyfúrásokkal le kell mennünk a talajvíz szintjéig.

Az emanációs mérések egyik kritikus pontja azok reprodukálhatósága, vagyis az ismétlődő mérések eredményei. Tapasztalataink szerint a hagyományos emanációs műszerekkel és metodikával végzett kísérleti mérések eredményei közti korrelációs koefficiens nem jobb, mint $\pm 0,3$. A felszínközeli integrál radon méréssel végzett nyomdetektoros és alfaméteres meghatározások ismétlődő méréseinél $K \sim 0,5$. Az általunk alkalmazott mélységi nyomdetektoros méréseknél a víz-



4. ábra. Nyomdetektoros radon-mérések reprodukálhatósága különböző időben végzett felszínközeli (a) és mélységi (b) szelvénymenti mérések esetén. Két mélységi mérési sorozat korrelációja (c). x – vízszint fölötti, o – vízszint alatti nyomsűrűség. Egységek: nyom/mm² · 30 nap.

Рис. 4. Результаты повторных в разное время года измерений методом треков в приповерхностных (а) и глубинных (в) условиях. Корреляция глубинных повторных регистрации треков (с): x-над уровнем грунтовых вод; o-под уровнем грунтовых вод. (Единицы: треков/мм² · 30 дней).

Fig. 4. Repeatability of α -track radon survey: measurements were accomplished along a profile during different terms near surface (a) and at the groundwater table (b). Correlation between two sets of borehole measurements (c), track densities were measured either above (x) or under (o) the groundwater table, respectively. All units are given in track/mm² · 30 days.

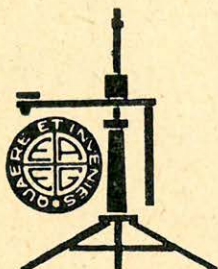
szint fölötti nyomsűrűségek korrelációja $K \sim 0,8$, a vízszint alatti nyomsűrűségekre $K \sim 0,9$.

A 4. ábrán saját mérési gyakorlatunkból mutatunk be néhány példát a radonmérések reprodukálhatóságára vonatkozóan.

Az 1983–84 években kapott eredmények alapján a szerzőkben az a vélemény alakult ki, hogy vastag allochton üledékek jelenléte esetén, ha a talajvizek jelentős mélységben vannak, az olyan uránlelőhelyek kutatása során, melyek várható mélysége elérheti az 150–200 m-t, a szerzők által alkalmazott, a talajvízszint mélységéig és az alá lehatoló mélységi nyomdetektoros radon felvétel jelenleg az egyetlen olyan alternatíva, amellyel egy reális földtani – fizikai modell alapján értelmezhető, jól reprodukálható és megbízható kutatási eredményeket kapunk.

IRODALOM

- [1] Vovk I. F.: Radioliticseszkaja model formirovanyija szosztava rasszolov v krisztalliceszskom fundamente scsitov SZU. TA. Geochimija, Nauka, 1981, N° 4.
- [2] Vovk I. F.: Radioliz podzennüh vod i jego geochimiceszkaja rolj. Moszkva, Nyedra, 1979.
- [3] Vojtkov G. T.: Do ocinki intenzivnoszti gazovogo obminu na scsitah (na prikladi Ukrainzkogo scsita) Geol. zs. 1974. T. 34. N- 2.
- [4] Szokolov M. M. et. al.: O mechanizme perenosza radona v gornüh porodah u glubinnosztyi emanacionnüh metodov noiszkov radioaktivnüh rud. Atomnaja energija T. 49. vüp. 3. 1980.

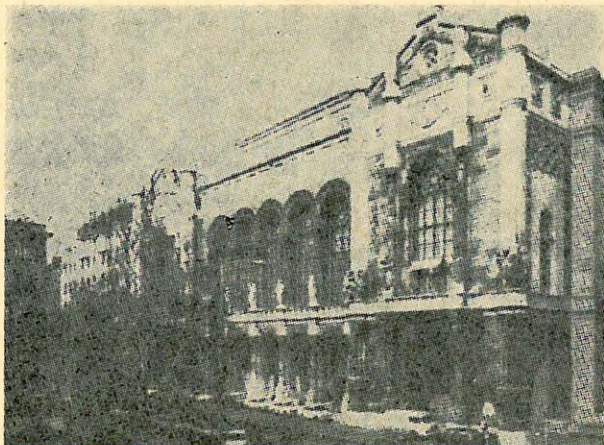


47. EAEG Szimpózium és műszerkiállítás

Pesti Vigadó

BUDAPEST

1985. június 4-7.



Szinte lehetetlen feladatra vállalkozik az, aki a június 4-7. között lezajlott 47. EAEG szimpóziumról és műszerkiállításról, annak minden részletéről tájékoztatni kívánja az olvasóit e lap szűk keretei között. Talán ismétlést is jelentene és ezért nem is szükséges ez, hiszen a napi sajtóban, rádióban és tv-ben megjelent, ill. elhangzott tájékoztatásokat riportokat több, azóta megjelent írás követte. Példaként említhető Molnár Károlynak, a hazai szervezőbizottság társelnökének, az OKGT Központi Hírlapja júliusi számában megjelent „Geofizikai Világkongresszus Budapesten” című írása, mely érzékeltette, hogy a szakmai szempontból rendkívül nívós 184 előadás meghallgatásán, a nagyszámú kiállító által bemutatott, gyakran csúcstechnikát tartalmazó berendezések megtekintésén kívül még mit jelentett a hazai gyakorlati geofizikában dolgozó szakembereknek a szimpózium.

Jelentette a sikeres szervezés, lebonyolítás jogos örömét, jelentette új és a jövőben hasznossá válható kapcsolatok kialakulását, olyan vendégek jelentős számát, akik hasznosan töltötték idejüket és szép emlékekkel távoztak fővárosunkból.

Bizonyította a szimpózium az eredményes és kölcsönösen előnyös, a szerződések és megállapodásokat tartó együttműködés lehetőségét, a lebonyolításba bevont hazai vállalatok között.

Lehetővé tette – reméljük nem utoljára – hogy szakembereink nagy számban vegyenek részt ilyen – szocialista országban először megrendezett – ese-



ményen, melyen nemcsak szakmai ismeretüket gyarapíthatták, de sok olyan impresszióval is gazdagodtak, melyek teljesebbé tették a szakmai világról alkotott képüket.

Úgy gondoljuk, hogy néhány – részben összehasonlító jellegű – statisztikai adat érdekes lehet az olvasó számára és érzékeltetheti a budapesti rendezvény helyét, nagyságát, ezen rendezvények sorában.

A résztvevők teljes száma a világ 45 országából 2294 volt. Jelen sorok írója 1974-ben Madridban vett részt először EAEG szimpóziumon, ahol ugyanez a szám 676 volt. A budapesti számot csak a londoni haladta meg, de ha figyelembe vesszük a helyi napi regisztráltak óriási számát – 1110 – akkor az ok nyilvánvalóvá válik.

A Nagy-Britanniából ideutazók teljes száma 394, az USA-ból 296, az NSZK-ból 137, Norvégiából 213, Franciaországból 144 volt.

A kiállítók száma 90 volt, ennél csak a világ egyik „üzleti fővárosában” Londonban állítottak ki többet, szám szerint 108-an. Összehasonlításként 1979-ben Hamburgban 59, 1982-ben Cannesban 79 kiállító vett részt.

A külföldiek érdeklődését bizonyítja hazánk iránt a kísérő személyek – feleségek, családtagok – száma, mely 374 volt. Összehasonlításként a világ egyik turistaközpontjának tartott Velencében 1981-ben ugyanez a szám 379 volt, a divatos Cannes-ban 1982-ben 487.

A nagyszámú és érdekes kulturális program ismeretében biztosak lehetünk abban, hogy döntésüket nem bánták meg. A vezető geofizikai folyóiratokban megjelent méltatások, az EAEG elnökségének véleménye, az SEG elnökének köszönő levele, a résztvevők elégedettsége egyaránt tükrözi a szakmai világ egyértelmű elismerését is.

Jó lehetőséget jelentett a budapesti szimpózium a szocialista országok szakemberei számára is, amit a résztvevők száma bizonyít. Csehszlovákiából 64,





Lengyelországból 15, NDK-ból 11, SZU-ból 7, Bulgáriából 3 résztvevő érkezett. Jugoszláviából 59 vendégünk volt.

Néhány szó az anyagiakról. Regisztrálási díjakból, kiállítási területek díjából és a sponsoroktól 453 000 \$ bevétel származott. Ebből 25%-ot a MTESZ, ezen belül 18%-ot az MGE visszavásárolhat a következő évek során. Ennek jelentősége, hogy devizaforrás teremtődött szakembereink külföldi rendezvényekre történő utaztatására, a nemzetközi szakmai életbe való bekapcsolására.

A bruttó bevétel 29 M Ft-volt, ennek része a fenti összeg. A szimpóziummal kapcsolatos kiadások elérték a 22 M Ft-ot. A bruttó haszon 7 M Ft. Ebből az MGE rezszi 1,6 M Ft, a MTESZ rezszi 3,2 M Ft. A megmaradó 2,2 M Ft-ból a moszkvai szimpóziumra fordítottunk mintegy 500 E Ft-ot a jövő évi EAEG rendezvényen való részvétel fedezetére szánunk mintegy 1,5 M Ft-ot. Ily módon a nettó bevétel mintegy 200 E Ft.

Végezetül az MGE köszönetet mond e helyen is azon jogi tag vállalatoknak, amelyek anyagilag is hozzájárultak a rendezvény sikeres lebonyolításához. Így köszönet illeti a GKV, ELGI, KV, Mecseki Szénbányák Vállalat, MAT és MEV vállalatokat valamint az ELTE Térképtudományi és Geofizikai Tanszékét és a NME Geofizikai Tanszékét.

Köszönetet kívánunk mondani a rendezésben és lebonyolításban résztvevő vállalatoknak, a Pesti Vigadónak, Hungarhotelsnek, MAHIR-nak és MASPED-nek, valamint a Vám- és Pénzügyőrség Országos Parancsnokságának azért, hogy jelentős mértékben megkönnyítette és gyorsította a vendégek beutazását és a szállított kiállítási anyagok vámolását. A mellékelt néhány képet az emlékek felidézésére és megörökítésére szánjuk.

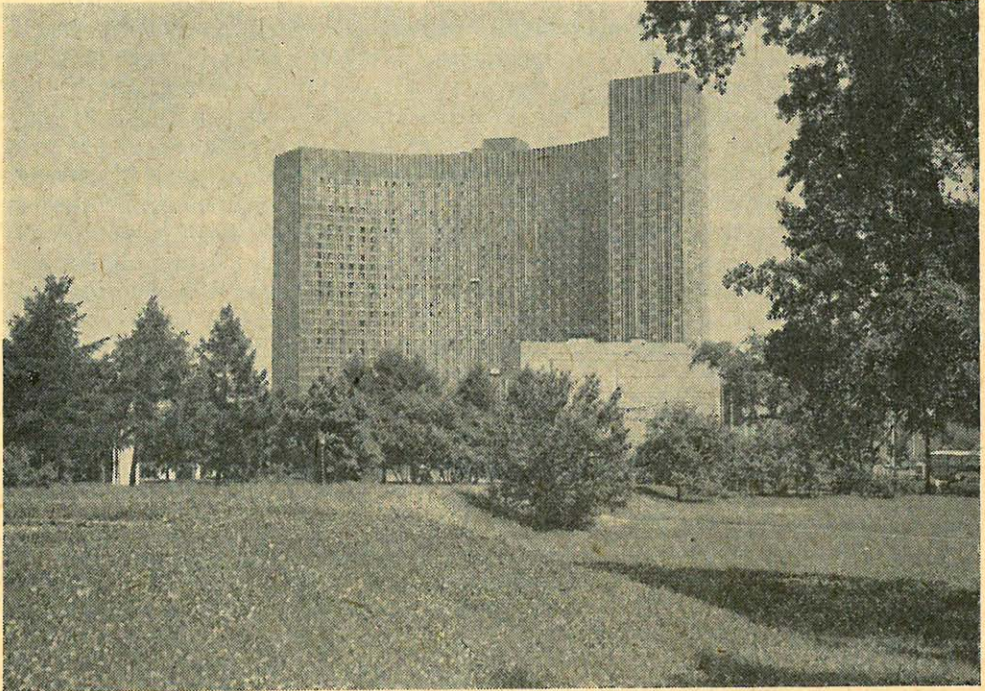
Z. A.



XXX. Nemzetközi Geofizikai Szimpózium

MOSZKVA

1985. szeptember 23 – 28.



A szimpózium helyszínét, a képen látható félkör alakú Kosmosz szállót 1979-ben adták át francia – olasz – jugoszláv építői. A 25 emeletes, 3500 vendég befogadására alkalmas szálloda mint kongresszusi létesítmény is kiválóan bizonyult légkondicionált termeivel, beépített tolmácskészülékeivel, jó akusztikájával.

A rekordok szimpóziumán 838 szakértő vett részt, többségében a hét rendező országból, de érkeztek KNDK-beli, jugoszláv, francia és USA-beli vendégek is. A szovjet rendező által kiadott hivatalos statisztika szerint a megnyitói a szimpóziumra érkezettek száma az összes vendéggel együtt elérte az 1500-at.

A legnépesebb delegáció – mint általában mindig – az 550 fős hazai volt. Ugyancsak hagyományosan a második legnagyobb 108 résztvevővel a magyar küldöttség volt, ezt követte a csehszlovákok 76, a lengyelek 24, a bolgárok 23, az NDK 19 és a kubaiak 5 fős csoportja. Összehasonlításuképpen az előző évi várnai szimpózium résztvevőinek száma 500 volt.

A plenáris ülésen és a három szekcióban összesen 125 előadás hangzott el. Az *A* szekcióban a kőolaj- és földgáz kutatás geofizikai módszereivel foglalkozó előadásokat csoportosították, a *B*-ben az érc és más ásványi nyersanyagkutatás-

sal foglalkozó, valamint mérnökgeofizikai előadások kerültek, tartalmi szempontból vegyes volt az – magyar szempontból különösen sikeresnek mondható – ún. poszterelőadások összetétele.

A legtöbb előadást a vendéglátók tartották, szám szerint 40-et az *A* és *B* szekcióban, további 22-t poszter előadás formájában. A magyar előadások száma 9 volt az *A* és *B* szekcióban, további 5 a poszterek között.

A színhely alapvetően jó technikai adottságain kívül a rendezőktől függő feltételek is kifogástalanok voltak. A szimultán tolmácsolás minősége, a diavetítés Kodak Carussel berendezésekkel biztosított színvonalra élvezhetővé tette az előadásokat. Más kérdés, hogy az előadások jelentős része alulillusztrált volt és sok esetben a diák minősége is hagyott kívánnivalót, de ez nem a rendezők hibája.

Az előadások többségét egy szekciónként három, tehát összesen kilenc kötetes kiadvány tartalmazza, melyet a résztvevők a szimpóziumon kézhez kaptak.

A rendezők kérdőívet osztottak ki a résztvevők között, mely nagyszámú kérdést tartalmazott a kőolajkutató módszerek, a bányageofizika és más geofizikai módszerek várható fejlődésére vonatkozóan, a XX. század végéig. A záró plenáris ülésen elhangzott előzetes értékelés szerint az addig beérkezett mintegy 200 kitöltött kérdőív értékes szempontokat nyújt a hosszú távú műszaki fejlődés jóslásához és az erre alapuló együttműködési tervek előzetes elkészítéséhez. A később beérkező kérdőíveket is figyelembevevő részletes elemzés eredményét a következő szimpóziumon ismertetik.

Szokás szerint műszerkiállítást is megtekinthettek a résztvevők ugyancsak a Kozmosz épületében.

Az NDK-beli VEB Kombinat Geophysik karotázsműszereket állított ki, a KAT 151 jelű, főként mérnökgeofizikai kutatásokra alkalmas hordozható sekélykarotázs műszert, nyolc különböző szondaválasztékkal, valamint az USBA 21A nevű szovjet megrendelésre készült akusztikus karotázsműszert, melyet 1986-ban fognak kipróbálni a Szovjetunióban.

Karotázsműszereket láthattunk a szovjet standon is, a PARUS-4, és Szpak-6 nevű akusztikus karotázsbereendezést, a PRSZ-1 radiometrikus műszert, az MSZP-2 és MSZP-203 protonprecessziós és az MMP-303 ún. quantummechanikai magnetométert, valamint a GNS-KSZ széles sávú és a GSZ-110 lyukgravimétert. Ugyancsak a szovjet standon szerezhettünk tudomást egy nagycsatornaszámú telemetrikus szeizmikus terepi műszerről, melynek prototípusát Novoszibirszkben készítik. A minimális kiépítést 48, a maximálisat 960 csatornára tervezik. A rádiókapcsolat 30 km-es maximális távolságot tesz lehetővé a helikopterre szerelhető központi vezérlőegység és az egyenként hat csatornás regisztráló egységek között. A leggazdagabb láttnivalót az ELGI-Nikex-Metrimpex stand kínálta. Láthattuk az SSS sújtólégbiztos digitális bányaszeizmikus berendezést, valamint az ESS 24 csatornás, mérnökgeofizikai célokra alkalmas segélyszeizmikus berendezést. Először mutatták be az előző kettőhöz tervezett ESP beadórendszert, mely a kazettára regisztrált adatokat konvertálja 1/2 inches mágnesszalagra.

A szimpózium kulturális programokban is gazdag volt. A résztvevők 10 csoportban vettek részt városnéző túrákon, ismerhették meg a szovjet főváros és környéke nevezetességeit.

Végül néhány szó a jövőről. A XXXI. szimpózium Lengyelországban, Gdanskban kerül sorra 1976 szeptemberében, a 1987. évi XXXII. pedig, a tervek szerint az NDK-ban lesz.

Z. A.

Egyesületi hírek

A Magyar Geofizikusok Egyesülete soproni csoportja 1985. október 10-én – *dr. Tárczy–Hornoch Antal* professzor 85. születésnapja alkalmából rendezett tudományos konferenciához kapcsolódva – tartotta meg beszámoló- és vezetőségválasztó taggyűlését. Az ülésen jelen volt és hozzászólt *dr. Deres János, Molnár Károly*, valamint *dr. Jéki László*, a MTESZ főtítkárhelyettese is.

A soproni egyesületi munka alapvető célkitűzése az elmúlt időszakban is a hazai és nemzetközi szaktársadalommal való kapcsolat ápolása volt, valamint az a törekvés, hogy az általános geofizika terén csoportunk minél nagyobb mértékben járuljon hozzá az országos egyesületi élet gazdagításához.

Az elmúlt 5 évben a csoport 29 előadóülést, 5 klubdelutánt és 3 tanulmányi kirándulást szervezett. Az előadások többségét külföldi kutatók tartották. Az egyesületi kirándulások a többi területi csoporttal fennálló szakmai és személyes kapcsolatok elmélyítését szolgálták. 1984-ben a soproni csoport volt a gazdája a nagysikerű 14. geofizikai vándorgyűlésnek, amelyen 130 fő vett részt és két szekcióban 29 előadás hangzott el.

A csoport bázisintézménye, az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete az egyesületi munkához a legmesszebbmenőbb támogatást nyújtja. Kapcsolatunk az egyesület központjával, valamint a MTESZ városi szervezetével nagyon jó és közvetlen. (Megemlíthető, hogy a csoport közvetítésével honosodott meg Sopronban az MGE példáját követve a fiatal műszakiak évente megrendezésre kerülő ankétja).

Tárczy–Hornoch professzor előrehaladott korára és megromlott egészségi állapotára való tekintettel kérte az elnöki megbízatás alóli felmentését. A csoport új elnöke az eddigi titkár, *dr. Bencze Pál* lett, míg titkárnak a tagok *dr. Szarka Lászlót* választották meg.

Új folyóiratok

IMPULZUS

A műszaki értelmiség lapja

1985 októberétől jelenik meg az IMPULZUS című, műszaki, tudományos és társadalompolitikai lap. Célja, hogy ösztönözze a magyar műszaki haladást és fórumot teremtsen a reálértelmiség számára. A Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetségére támaszkodva rendszeresen tudósít a műszaki értelmiség szakmai közéleti eseményeiről is.

A lap változatos tematikával, az érdekes, új gondolatok közreadásával kívánja serkenteni az alkotó műszakiakat szellemi tartalékaik felszínre hozásában. A fejlődés irányát mutató információk impulzust adhatnak olyan kezdeményezéseknek, amelyek meggyorsítják az ország műszaki előrehaladását és elősegítik a műszaki értelmiség érvényesülését, jobb megbecsülését.

Beszámol az Impulzus a vállalatok és kutatóintézetek műszaki (és ettől sok esetben nehezen elválasztható gazdasági) törekvéseiről, kísérleteiről, vállalkozásairól, az innováció ösztönzésének eredményeiről. Igyekszik feltárni és elemezni azokat a körülményeket, amelyek elősegítik vagy fékezik a műszaki fejlődést, országos és vállalati szinten egyaránt.

Az impulzus a Műszaki Élet jogutódja, annak jó hagyományait megőrzi, de szerkesztésében, formátumában, nyomdatechnikájában, terjesztésében korszerűbb, új vállalkozás. A szerkesztőbizottság elnöke Vámos Tibor akadémikus, az MTA SZTAKI igazgatója, a Neumann János Számítógéptudományi Társaság elnöke.

A lap főszerkesztője Szentgyörgyi Tibor.

TUDOMÁNY

a **SCIENTIFIC AMERICAN** magyar kiadása

Magyarországon eddig egyedülálló vállalkozásba kezdett a Lapkiadó Vállalat. Gondozásában 1985 szeptemberétől magyar nyelven is havonta megjelenik a világszerte egyik legismertebb tudományos folyóirat, a SCIENTIFIC AMERICAN. Ez az első olyan amerikai lap, amelynek magyar kiadása is készül.

A TUDOMÁNY, a SCIENTIFIC AMERICAN magyar változata megőrzi amerikai eredetijének a formáját, kitűnő nyomdai minőségét és természetesen tartalmában is híven követi a tengerentúli lapot. Szeretnék azonban, hogy a folyóirat a magyar tudományos közéletnek is a fóruma legyen. Ezért a magyar kiadás minden hónapban közöl egy-egy nagyobb tanulmányt kiemelkedő kutatóink tollából, s az állandó rovatokban – például a Tudomány és társadalom címűben és a könyvismertetőben – szintén foglalkozik itthoni tudományos kérdésekkel. A lényeg azonban mégis az, hogy terjedelmének öthatodában az amerikai lap cikkeit kapja kézhez magyarul a Tudomány olvasója.

Az amerikai tudományos magazint a leginkább talán éppen az a szerkesztői elve emeli ki a többiek sorából, hogy nemcsak ír a tudományos felfedezésekről, hanem magukkal a kutatókkal iratja meg – elmélyült együttműködésben a lap szerkesztőivel – az eredményeket feltáró tanulmányt. S a szerzők nem akármik; az elmúlt négy évtizedben 85 Nobel-díjas tudós összesen 150 cikket írt a Scientific Americanbe – s közülük 63 azelőtt tette itt közzé a felismeréseit, hogy elnyerte a díjat.

Nem véletlen, hogy a Scientific American az utóbbi évtizedekben több más országban németül, franciául, oroszul, spanyolul, olaszul, japán és kínai nyelven is megjelenik, hogy publikációit azok a kutatók, szakemberek is megismerjék, akik nem beszélnek az angol nyelvet.

Egyedülálló a Tudomány a hazai sajtógyakorlatban abból a szempontból is, hogy bár vadonatúj magyar folyóirat, mégis nagy biztonsággal előre meghatározható olvasóinak a köre; aligha tévedünk, ha feltételezzük, hogy a magyarországi rétegződés az amerikaihoz lesz hasonló. Ez pedig azt jelenti, hogy a Tudomány eljut majd a magyar orvosok, mérnökök, tudományos kutatók, számítástechnikusok, egyetemi oktatók és hallgatók, agrárszakemberek jelentős részéhez, illetve a gazdasági és a tudományos élet befolyásos döntéshozó személyiségeihez.

A lap példányonkénti eladási ára: 98, – Ft.

Z. A.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мартон Д.:</i> Сейсмостратиграфическое исследование Деречской глубокой зоны	161
<i>Шаму Л.:</i> Неогенная тектоника бассейна Деречке на основе сейсмических разрезов	182
<i>Вебер З.:</i> Изучение обобщенной линейной инверсии сейсмического канала	200
<i>Мартон П.:</i> Миграция полюсов	217
<i>Барани И. – Гержон И. – Вархеда А.:</i> Новая гипотеза миграции радона и её практическое применение при поисках урановых месторождений с помощью эманацционных методов	226
Новости в обществе Венгерских геофизиков	239

CONTENTS

<i>Marton Gy.:</i> Seismic stratigraphic study of the Derecske-depression	161
<i>Samu L.:</i> Neogene tectonics of the Derecske-depression as reflected by reflection seismic sections	182
<i>Wéber Z.:</i> Study of the generalized linear inversion of the seismic trace	200
<i>Márton P.:</i> Real polar wandering	217
<i>Baranyi I. – Gerzson I. – Várhegyi A.:</i> A new hypothesis of Radon migration and its practical application in the emanational exploration method of uranium occurrences	226
News about the Association	239

MAGYAR GEOFIZIKA

A szerkesztésért felelős: Zelei András

A szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. Telefon: 429-754

Kiadja: a Delta Szaklapkiadó és Műszaki Szolgáltató Leányvállalat 1442. Budapest VII., Garay u. 5.

Telefon: 415-583, 215-440

Felelős kiadó: Faklen Pál igazgató

85.1193. Állami Nyomda, Budapest – Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

Terjeszti a MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében

Megjelenik évente hatszor

Index: 26 507