

Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén¹

D. LŐRINCZ KATALIN²

A kutatási terület helyzeténél és részletes szeizmikus megkutatottságánál fogva alkalmas arra, hogy korok szerinti bontásban meghatározzuk az itt megnyilvánuló tektonikai eseményeket és azok jellegének, nagyságának és irányának ismeretében visszakövetkeztessünk az azokat kialakító feszültségterekre. A terület elhelyezkedése szerkezet-földtani vizsgálat szempontjából azért nagyon kedvező, mert egyrészt két különböző eredetű nagyszerkezeti egység határán fekszik (Észak-pannon és Tisza egységek), másrészt pedig két különböző korú medence egymásra rakódása jellemzi (Szolnoki flis árok és a Pannon-medence). A korábban különálló két kutatási terület (Szolnok és Tiszaföldvár) egyesített szerkezeti és szekvencia sztratigráfiai értelmezési eredményei kiterjeszthetők a tágabb környezetre és összefüggésbe hozhatók azokkal a lemeztektonikai eseményekkel, amelyek a Kárpáti koszorú kialakulása során játszódtak le.

Az integrált értelmezés a gravitációs és mágneses anomália térképek vizsgálatán, a különböző behatolási mélységű (mély, normál és sekély) szeizmikus szelvények hálózatán és a területen található mélyfúrások összefoglaló rétegsor adatainak és karotázs görbéinek együttes tanulmányozásán alapszik.

A részletes tektonikai analízis során hét tektonikai fázist azonosítottunk és meghatároztuk azok korát, jellegét, nagyságát és irányát. Vizsgáltuk az egyes fázisok egymáshoz való viszonyát, amelyeket legszemléletesebben a mélyszeizmikus szelvény tükröz. A tektonikai fázisok nagy része kapcsolatba hozható az előzőek valamelyikével, de vannak független események is. Az egyes fázisokhoz általunk rendelt feszültségterek történetének alapvető jellemzői a következők:

A maximális és minimális főfeszültségek valamelyike — három tektonikai fázis kivételével — függőleges (normál vetőket és feltolódásokat okozva). A maradék három fázisban viszont mindkét főfeszültség vízszintes irányú, oldal-eltolódásos folyamatokat kialakítva.

Ha a főfeszültségek vízszintes síkban történő forgását tekintjük (hiszen minden fázisban legalább az egyik főfeszültség vízszintes irányú), akkor a következő jellegzetességeket figyelhetjük meg:

A maximális főfeszültség a mezozoos takaró képződés során jellemző északnyugati iránytól az óramutató járása szerinti irányban forgott a kvarterben elért északkeleti irányú pozíciójáig. A minimális főfeszültség megelőzte 90 fokkal a maximális főfeszültséget és északkelet felől délkeletig forgott el ugyanebben az időszakban. A főfeszültségek vízszintes síkbeli mozgása alátámasztja a Szolnoki flis árok és az azt követő Pannon-medence fejlődéstörténetét okozó folyamatokat. A Kárpáti ív mentén ugyanis északnyugat felől a délkeleti csücsökig az óramutató járásának megfelelő irányú szubdukció zajlott le az alsó miocéntől a pliocén-kvarterig. A kompresszió okát a délről észak felé nyomuló Adriatisz tüske képezte. A maximális főfeszültség abban az irányban tudott kialakulni, amelyben már ellentétes irányból volt lehetőség megtámasztásra, tehát ahol már befejeződött a szubdukció. A maximális főfeszültséget az óramutató járása szerint 90 fokkal megelőző minimális főfeszültség forgása ugyanezzel magyarázható. A minimális főfeszültség iránya ugyanis nem más, mint a legnagyobb lehetséges tágulási irány, amely természetesen a megtámasztásra merőleges és a Kárpáti ív mentén az éppen még nem szubdukálódott rész felé mutat.

K. D. LŐRINCZ: Determination of stress-field history on the basis of multiphase tectonism identified in the seismic profiles, in the Western part of the Szolnok flysch belt

The studied area is located at the boundary of two megatectonic units of different origin (North Pannonian and Tisza), along the Mid-Hungarian Line. In this zone two basins of different age are superimposed: the Szolnok flysch trough and the Pannonian basin. The first was filled up during the Upper Cretaceous-Paleogene, while the development of the other one started in the Middle Miocene time, and it still continues. Since the studied area occupies a key position in the Carpathian-Pannonian region the results of our analysis can contribute to its more detailed description.

The exploration area shows typical characteristics of the multiphase tectonism. Seven tectonic phases can be distinguished on the basis of integrated interpretation of seismic profiles of different penetrating depth (deep, normal, and shallow) and borehole data taking into consideration the gravity and magnetic maps, too. A detailed structural analysis supported by sequence stratigraphic interpretation of seismic and well-log data of the Pannonian sediments was carried out.

¹ Beérkezett: 1997. február 4-én

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

We determined the main attributes (age, character, size and direction) of the identified seven tectonic phases. Besides, we analysed the relation between phases, which can most clearly be observed in the deep seismic profile. Some phases are the rejuvenation of earlier activities (generally in smaller scale and opposite direction) and others are independent of the older movements. The attributes of tectonic phases contributed to determine the stress field of the different geological ages.

The following primary characters of the stress field history can be found:

One of the maximum and minimum principal stresses — except for three tectonic phases — is vertical, causing normal and reverse faults. However, both principal stresses of the further three phases are horizontal, forming strike-slip movements. Observing the horizontal rotation of the principal stresses we can draw the conclusion that the maximum principal stress shows a right angle clockwise rotation from NW to NE during the Neogene and the minimum principal stress also rotates in this way, but it moves from NE to SE in the same period. Therefore the rotation of the minimum principal stress precedes the maximum principal stress with a right angle. The horizontal rotation of the principal stresses is related to the processes, which formed the Szolnok flysch trough and the Pannonian basin. This process was generated by the subduction along the Carpathian arc which underwent a clockwise rotation during the Neogene. The cause of the compression was the collision of the Adriatic plate with the microplates in the Carpathian-Pannonian area. The compression namely the maximum principal stress could occur in that direction, where the subduction zone had become inactivated and had served as a support from the opposite direction. The minimum compressive stress is obviously perpendicular to the maximum one, and it shows the possible direction of expansion, where subduction has not yet terminated. Since the rotation of both principal stresses is linked with the subduction, it is understandable why their rotation is in the same direction as each other and as the subduction.

1. Bevezetés

A Szolnok és Tiszaföldvár környéki kutatási területek szeizmikus szelvényein történt szekvencia sztratigráfiai és tektonikai vizsgálatok eredményeiről már korábban többször beszámoltunk [D. LŐRINCZ, SZABÓ 1992, D. LŐRINCZ, SZABÓ 1993, KISS-PARCIU et al. 1995]. Akkor a két különálló részterületen a szerkezetföldtani vizsgálatok elvégzésével a tényfeltárásig jutottunk el, vagyis meghatároztuk a szeizmikus szelvényeken jól azonosítható tektonikai fázisok korát és jellegét, és térképeztünk néhány szeizmikus szekvencia határt. Jelenlegi eredményeink a következőkben térnek el alapvetően az eddig ismertektől:

1. A két szomszédos kutatási területet egyesítettük, a térképeket a közös területről készítettük el.
2. Rendszerbe foglaltuk a tektonikai fázisokat koruk, jellegük, nagyságuk és irányuk feltüntetésével.
3. Az egyes korokban megnyilvánuló tektonikai fázisok jellemzői alapján (jelleg, nagyság és irány) visszakövetkeztettünk az azokat kialakító feszültségterekre, meghatározva ezáltal a terület fejlődéstörténetét.
4. Az így kialakított feszültségtér történetét analizáltuk és kapcsolatot találtunk a Kárpáti ív mentén ismereteink szerint végbement lemeztektonikai folyamatokkal.

Az integrált értelmezés a gravitációs és mágneses anomália térképek vizsgálatán, a különböző behatolási mélységű (mély, normál és sekély) szeizmikus szelvények hálózatának és a területen található mély-

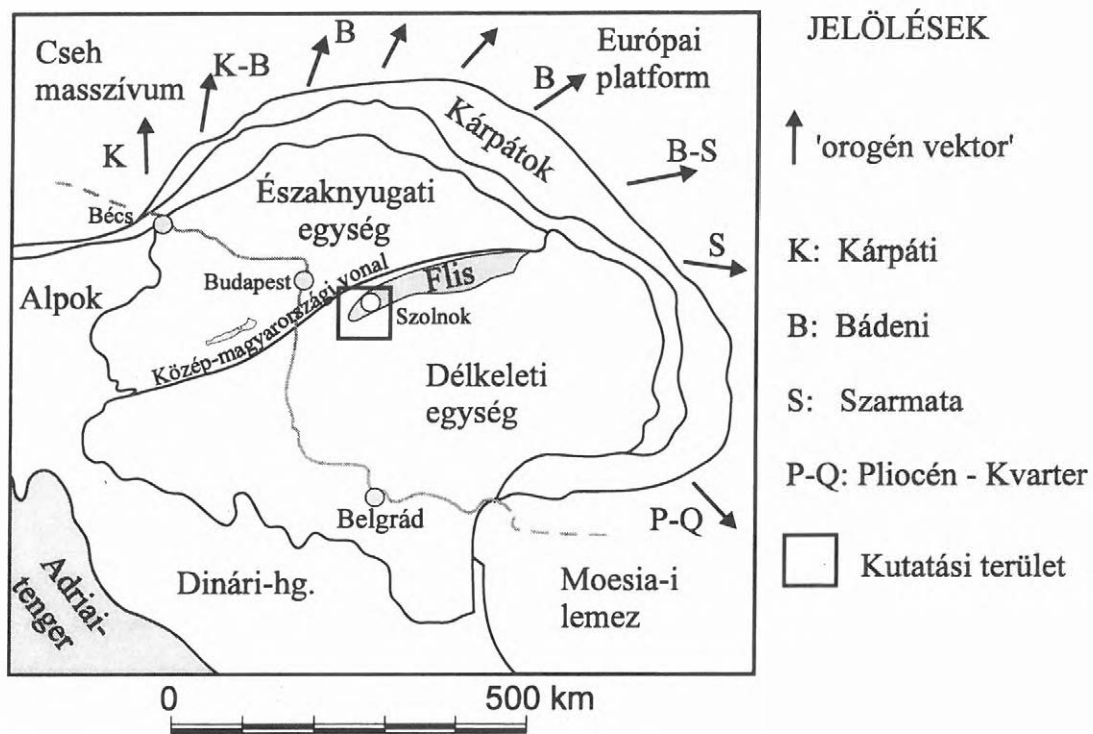
fúrások összefoglaló rétegsor adatainak és karotázs görbéinek együttes tanulmányozásán alapszik.

2. A terület megelőző földtani kutatási eredményeinek vázlatos összefoglalása

2.1 A tágabb környezetre vonatkozó ismeretek

A kutatási terület elhelyezkedése szerkezetföldtani vizsgálatok elvégzése céljából nagyon kedvező, mert egyrészt két különböző eredetű nagyszerkezeti egység határán fekszik (Északnyugati és Délkeleti egységek [BALLA 1990], amelyeket CSONTOS et al. [1992] Észak-pannon és Tisza egységeknek nevezett el), másrészt pedig két különböző korú medence egymásra rakódása jellemzi (Szolnoki flis árok és a Pannon-medence) (1. ábra). A két nagyszerkezeti egységet a Közép-magyarországi vonal választja el, amely mentén az összehasonlító litológiai és fácies vizsgálatok alapján kb. 400–500 km nagyságú jobbos vízszintes oldalelmozdulás feltételezhető [KÁZMÉR, KOVÁCS 1985]. A mobilis övtől északra húzódó Északnyugati (vagy Észak-pannon) egység a Tétisztől délre helyezkedett el [GÉCZY 1973] és a jura és kréta folyamán vált Afrika részévé [MÁRTON, MÁRTON 1983]. A délre található Délkeleti (vagy Tisza) egység jura időszak alatti helyzete bizonytalan, de a rendelkezésre álló adatokból arra következtethetünk, hogy európai eredetű [BALLA 1990].

A közép-magyarországi mobilis övhöz kapcsolódik a Szolnoki flis. A flis SZEPESHÁZY [1975] meghatározása szerint: „a hegységképződéssel egy időben létrejövő, a gyűrődés során kiemelkedő üledékes vonulatok intenzív lepusztulásából származik”, tehát gyors üledékképződés és erős tekto-



1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése a Kárpát-pannon térségben [BALLA 1990 és CSONTOS 1992 alapján], és a Kárpáti ív mentén a flisbeli rátolódások irányát és korát szemléltető orogén vektorok [JIRIČEK 1979]

Fig. 1. Location of the studied area in the Carpathian/Pannonian region [after BALLA 1990 and CSONTOS 1992] with demonstration of the orogenic vectors [JIRIČEK 1979] representing the displacement direction of the flysch nappes and the age of the movement along the Carpathian arc

nizmus jellemző rá. A flis üledékek képződése nem volt folyamatos, a késői felső krétától a korai alsó miocénig több szakaszban zajlott le [NAGYMAROSY, BÁLDI-BEKE 1993]. Az erős gyűrődéssel és kéreg-rövidüléssel együttjáró medence bezáródási folyamat a miocén előtt ment végbe. A Szolnoki flis feltehetően kapcsolatban van a Belső-kárpáti flis övvel [BALLA 1990], míg a Külső-kárpáti flissel való kapcsolata kizárható [BÁLDI-BEKE, NAGYMAROSY 1991]. CSONTOS [szóbeli közlés] szerint a flis a paleogén során végbement oldal-eltolódásos tektonika során létrejött invertált medencékben van jelen. TARI et al. [1993] a Szolnoki flis medencét ív előtti medenceként írja le az általa elkészített Pannon-medence paleogén geodinamikájának új modelljében.

A területtől ÉK-re kb. 30 km-re húzódó PGT-1 mélyszeizmikus szelvény alapján POSGAY et al. [1990] megállapította, hogy egy széles transzkurrens vető zóna kötődik a Szolnoki flishez, amely az alsó kéregbe is behatol. Több — HORVÁTH [1987] által leírt — középső miocén oldaleltolódás keresztezi a területet. POGÁCSÁS és társai [1989] pliocén-kvarter koruként azonosították a Paks—Kiskőrös térségében általuk kimutatott oldaleltolódást, amely a szolnoki

terület irányában folytatódik és ott is azonosítható [D. LÓRINCZ, SZABÓ 1992]. Paks közelében GÚTHY, HEGEDŰS [1988] sekélyszeizmikus mérésekkel vizsgálták ezt az oldaleltolódást és ennek során felső pleisztocén mikrovetőket értelmeztek. Ezen vetőzóna pontos ismeretének azért is nagy a jelentősége, mert a zóna mentén fekvő Kecskeméten volt Magyarország legnagyobb földrengése 1911-ben (MSK-64 skálán 8-as erősségű) [BISZTRICSÁNY 1977, SZEIDOVITZ szóbeli közlés], sőt a közelmúltban (1995. február 5-én) Szabadszállás—Izsák térségében az MSK-64 skála szerinti 5-ös erősségű földrengést regisztráltak szintén ebben a tektonikai zónában.

2.2. A Közép-Alföldön végzett korábbi vizsgálataink konklúziói

A terület tektonizmusát — mint ahogy azt már a korábbi vizsgálatok is igazolták [HORVÁTH 1987, POGÁCSÁS et al. 1989, KILÉNYI et al. 1991] — alapvetően az oldal-eltolódásos elmozdulások határozzák meg. Korábban két tektonikai fázist különböztettünk meg a területen, amelyek térben összekapcsolódnak (a fiatalabb az idősebb felújulásának tekinthető), de időben elkülönülnek egy-

mástól [D. LŐRINCZ 1991, D. LŐRINCZ, SZABÓ 1992, D. LŐRINCZ, SZABÓ 1993].

Az idősebb tektonizmust a POSGAY et al. [1990], ill. POSGAY, SZENTGYÖRGYI [1990] által azonosított, a Szolnoki flishez kötődő széles transzkurrens vető zóna megnyilvánulásaként értelmeztük a területen. Az oldaleltolódás feltehetően ÉNy—DK irányú összenyomással társul, tehát transzpressziós (vagy konvergens) vetőrendszernek tekinthető. A vetőrendszer egyes ágai a tektonikusan felszabdalt flis pásztáihoz kapcsolódnak. Az idősebb tektonikai fázis alatt a neogén előtt elkezdődő, a miocénben folytatódó, s néhány szeizmikus szelvényen még a felső miocénben is azonosítható folyamatot értetünk. Az elmozdulás mértéke feltehetően több 100 km. A fiatal tektonikai fázist az idősebb tektonizmus jóval kisebb mértékű felújulásának tekintettük, amelyet szintén oldal-eltolódásos elmozdulások reprezentálnak. A vízszintes elmozdulás mértékét 10 km-nél kisebbre becsültük. Korát pliocén-kvarternek tartottuk, de mivel a szelvények tetején a kb. 300 méteres mélységben még azonosítani tudtuk a vetők felfelé folytatódó ágait, ezért nem zártuk ki, hogy napjainkig tartó mozgásokról van szó.

3. A szeizmikus szelvényeken azonosított tektonikai fázisok bemutatása

A tektonikai fázisok elkülönítése a Szolnok—Tiszaföldvár területen az OKGT megbízásából az ELGI által 1978—1990 során lemerített és feldolgozott kb. 1700 km összhosszúságú, normál behatolású szeizmikus szelvényhálózat, a PGT-3 mélyszeizmikus szelvény és néhány sekélyszeizmikus szelvény együttes értelmezésén alapszik, amely során felhasználunk a területen található 150 szénhidrogénkutató mélyfúrás összefoglaló rétegsor adatait, és 42 mélyfúrásból származó karotázsgörbéket. A fúrási adatok mélység-idő transzformációját a területen található 10 különböző mélyfúrásban lemerített szeizmokarotázs görbe alapján végeztük el. (A sekélyszeizmikus mérések eredményeiről korábban már többször beszámoltunk [REDLERNÉ TÁTRAI 1994; D. LŐRINCZ 1996, DETZKY et al. 1996]. A későbbiekben cikk formájában is szándékozunk számot adni ezekről, ezért jelenlegi munkánkban nem térünk ki a sekélyszeizmikus vonatkozások ismertetésére).

A mélyfúrásokban meghatározott képződményeket a szeizmikus szelvényeken a reflexiós paraméterek (amplitúdó, frekvencia, reflexiók elrendeződése és folyamatossága, intervallum sebesség stb.) [ÁDÁM 1987] alapján azonosítottuk. Ily módon a fúrások pontos információját az egyes képző-

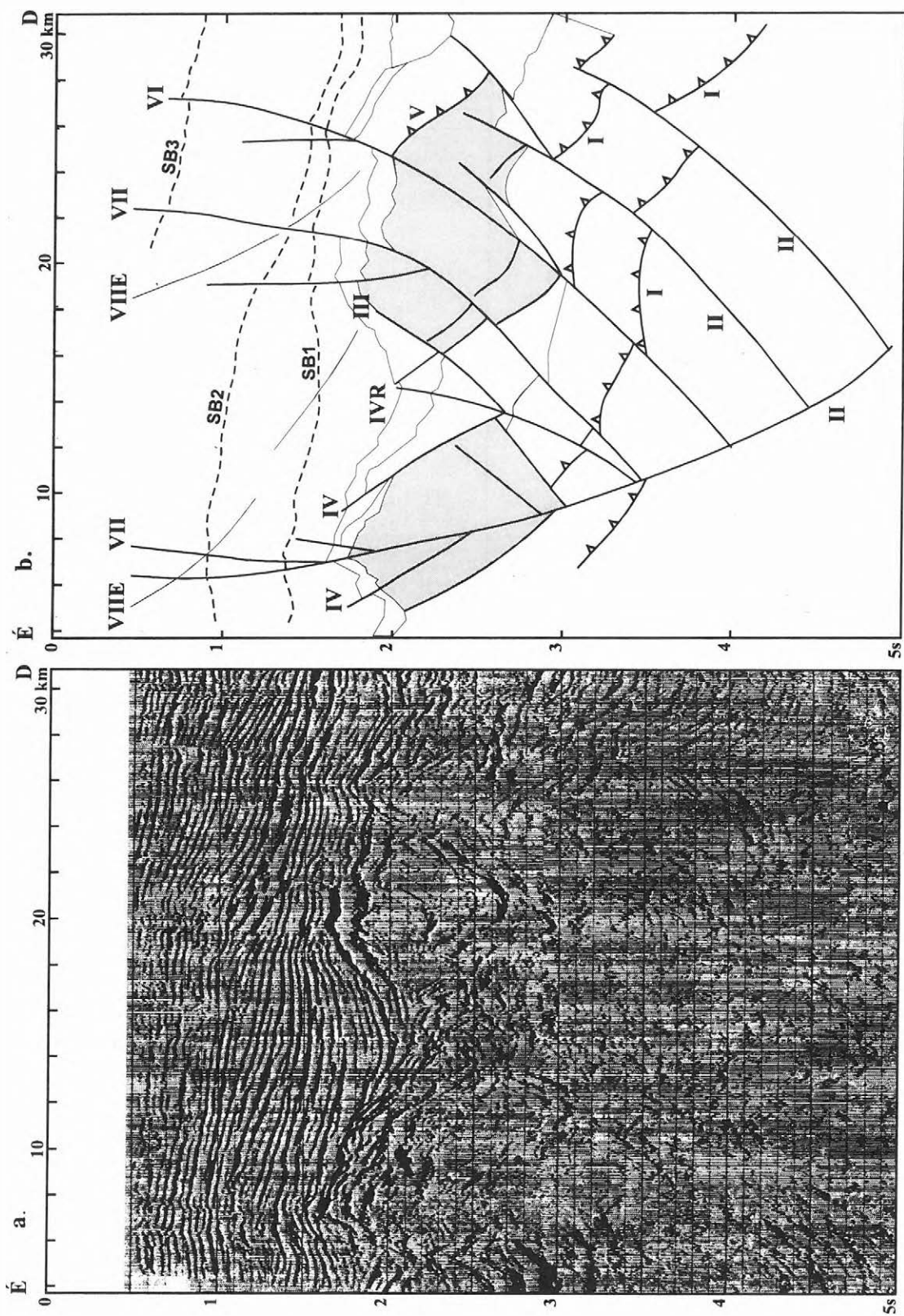
ményekre jellemző reflexiós kép ismeretében ki tudtuk terjeszteni térben, a szeizmikus szelvények síkjai mentén. A szeizmikus szelvényeken meghatározott képződmények jelmagyarázatát reflexiós tulajdonságaik feltüntetésével a 2. ábrán mutatjuk be.

JELMAGYARÁZAT	REFLEXIÓS KÉP
 Szekvencia határok felső miocén - pliocén (pannon) üledékekben	nagy energiájú hosszan követhető reflexiók
 Alsó és középső miocén üledékek	közepes energiájú és folytonosságú reflexiók
 Miocén (bádeni) vulkanitok	nagy energiájú kaotikus reflexiók
 Paleogén flis	reflexiószegény kép
 Alsó kréta vulkanoszediment	nagy energiájú rossz folytonosságú reflexiók
 Mezozoos üledékes összletek	alacsony energiájú közepesen követhető reflexiók
 Prekambriumi metamorfít	gyengén reflektáló kaotikus kép

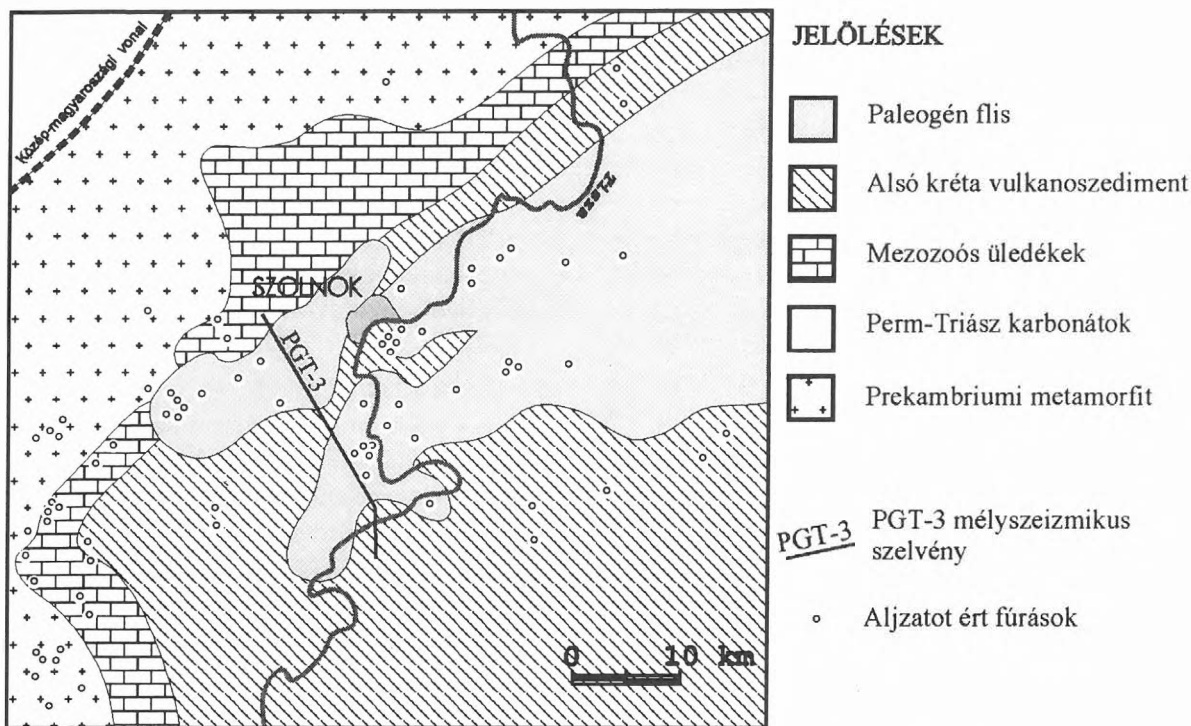
2. ábra. A szeizmikus szelvényeken alkalmazott jelölések és az egyes képződmények reflexiós tulajdonságainak összefoglalása

Fig. 2. Legend and reflexion patterns of the identified strata in the seismic sections

A tektonikai fázisok ismertetése szeizmikus szelvény közlése nélkül lehetetlen. Tekintve, hogy a korábbi cikkekben [D. LŐRINCZ, SZABÓ 1992; D. LŐRINCZ, SZABÓ 1993] és jelentésekben [REDLERNÉ TÁTRAI 1994; D. LŐRINCZ 1996] már bőven szolgáltatunk szeizmikus példákat a vizsgált területről, jelenleg csak a PGT-3 mélyszeizmikus szelvényt (3a. ábra) mellékeljük a tektonikai fázisok szemléltetése érdekében. A szelvényt az 1339. számú OTKA téma [POSGAY 1991] keretén belül mérték. A 3a. ábra a PGT-3 szelvény felső 5-s-os szakaszának speciális aljzati elemeket kiemelő feldolgozási eljárással előállított változatát tartalmazza, függőlegesen nyújtott léptékű megjelenítéssel (készítette: TÍMÁR 1994-ben). A PGT-3 szelvénynek ez a változata (3a. ábra) a célfeldolgozás és a nyújtott lépték miatt különösen alkalmas a tektonikai fázisok felismerésére és a közöttük lévő kapcsolatok vizsgálatára. A szelvény értelmezését a 3b. ábra tartal-



3. ábra. a) A PGT-3 mélyszeizmikus migrált időszelvény függőlegesen nyújtott léptékben megjelenítve. b) A PGT-3 mélyszeizmikus időszelvény értelmezése [D. LÓRINCZ 1996].
 Fekete vonal—vető; római szám—tektonikai fázis
 Fig. 3. a) Deep seismic profile PGT-3: migrated time section imaging with vertical extension. b) Deep seismic profile PGT-3: interpreted version [D. LÓRINCZ 1996]. Black line—fault;
 roman number—tectonic phase



4. ábra. A neogén üledékek aljzatát alkotó képződmények [D. LŐRINCZ 1996]

Fig. 4. Geology of the pre-Neogene basement [D. LŐRINCZ 1996]

mazza. A neogén üledékek aljzatát alkotó képződmények térképvázlatát a 4. ábrán mutatjuk be. A szeizmikus szelvényen és a térképen alkalmazott jelölés az egyes összletekre nézve megegyezik.

A következő tektonikai fázisokat tudtuk azonosítani a kutatási terület szeizmikus szelvényein [D. LŐRINCZ et al. 1993, 1994, 1996a, 1996b és D. LŐRINCZ 1996 alapján], amelyeket a Pannon-medence kialakulása során végbemenő riftesedéshez viszonyított korok szerint csoportosítottunk:

Prerift tektonizmus

3.1. Mezozoós takaróképződés — I. fázis

A mezozoós takaróképződés a krétában zajlott a szenont megelőző időszakokban. Az általunk vizsgált szeizmikus szelvényeken elsősorban a prekambriumi metamorfiban és a mezozoós karbonátokban figyelhető meg. Legszebb példáit a PGT-3 mélyszeizmikus szelvény szolgáltatja a kutatási területen (3. ábra).

A mezozoikummal részletesen foglalkozó tanulmányokból tudjuk [pl. RUMPLER, HORVÁTH 1988], hogy a mezozoós takarók vergenciája leggyakrabban ÉNy-i, és a takarók rátolódásának mértéke, vagyis az *elmozdulás nagysága* több 100 km is lehet. A

kutatási területen is hasonló *irányítottságra* következtethetünk a szeizmikus szelvények alapján.

A takarók csúszási felületei gyengeségi zónát jelentenek a későbbi tektonikai fázisok szempontjából, ezért gyakori, hogy egy-egy későbbi felújulás során aktivizálódnak. Megfigyeléseink szerint az I. tektonikai fázis leggyakoribb felújulásai a II. és a VII. tektonikai fázisokban következtek be, amikor a takarósíkok alsó miocén, ill. kvarter oldaleltolódásként funkcionáltak.

3.2 Alsó miocén konvergens oldaleltolódás — II. fázis

Ezt a tektonikai fázist korábbi kutatásaink során már részletesen vizsgáltuk. Akkor még csak két fázist különböztettünk meg, s ezt az eseményt mint az idősebb tektonikai fázist azonosítottuk. A későbbi felújulásokkal összemosva azt gondoltuk, hogy talán a felső miocénig kitolódik ennek a fázisnak a kora [D. LŐRINCZ, SZABÓ 1992]. Jelenleg az akkor időnek nevezett fázis korát pontosítottuk és a vele azonosított későbbi megnyilvánulásokat külön tektonikai fázisokként tárgyaljuk.

A továbbiakban felsoroljuk azokat a szeizmikus *szelvénybeli és térképi bizonyítékokat*, amelyek alá-

támasztják, hogy a II. fázis konvergens oldaleltolódásként értelmezhető.

a) Az egyik fontos ismeret erre vonatkozóan a PGT-1 mélyszeizmikus szelvény, amely a területtől keletre kb. 30 km-re található. Ezen a szelvényen POSGAY et al. [1990] és POSGAY, SZENTGYÖRGYI [1990] egy általa széles transzkurrens vető zónának értelmezett jelenséget azonosított, amely a Szolnoki flis övhöz kötődik. Ez a feltételezés könnyen elképzelhető, ha arra gondolunk, hogy a Szolnoki flis a két nagyszerkezeti egység (Észak-pannon és Tisza egységek) egymás melletti elmozdulása során alakult ki, amelyet a mozgás feltételezett korának és a flisben talált üledékek korának egybeesése (kései felső kréta—paleogéntől alsó miocénig terjedő időszak) is megerősít [NAGYMAROSY, BÁLDI-BEKE 1993]. Feltehetően ennek a transzkurrens vető zónának a jegyeit találtuk meg a kutatási területen.

b) A vetők mentén különböző korú vagy litológiájú összletek kerülnek egymás mellé (oldal-eltolódásos vetők szelvénybeli értelmezésének egyik kritériuma HARDING [1990] szerint).

Bizonyíték:

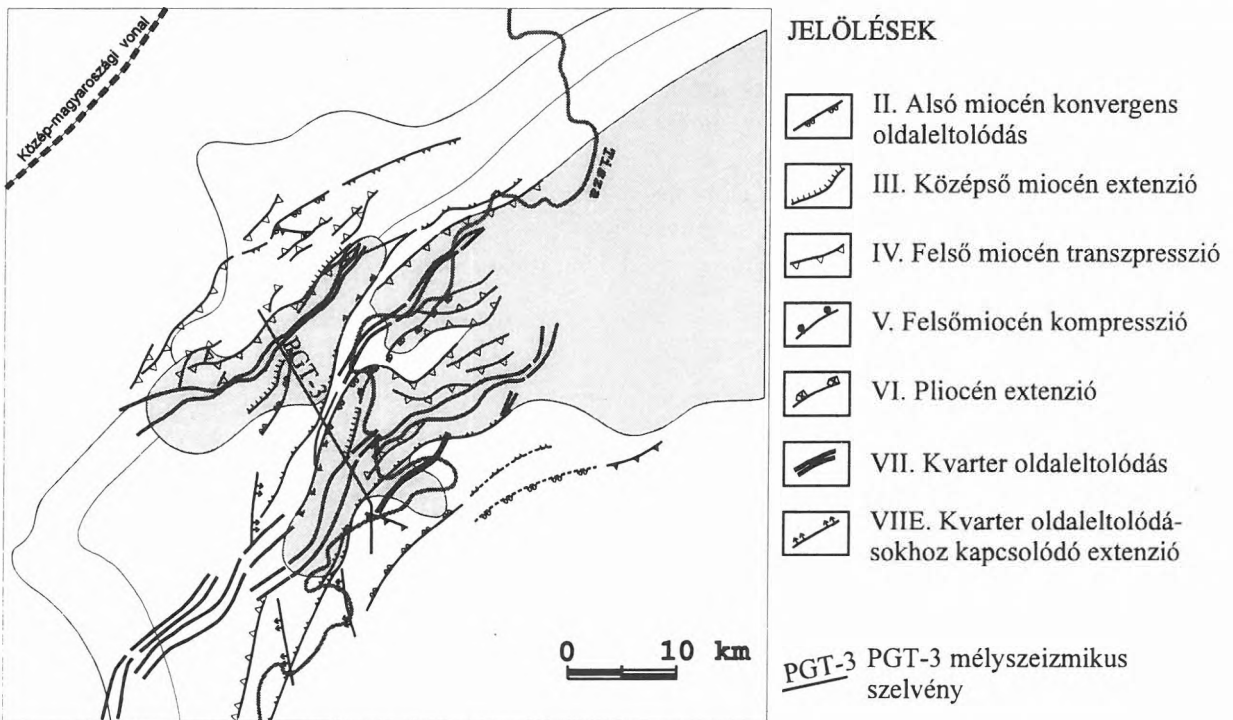
A PGT-3 szelvényen (3. ábra) a II. fázis vetői egységes virágszerkezetet alkotnak az aljzat-

ban, amelynek ágai mentén érvényesül a fenti kritérium. A szelvény azt is példázza, hogy a flis boltozatos formája valójában az itt látható virágszerkezet pozitív mivoltának köszönhető, tehát az oldaleltolódással társuló kompressziós hatásnak, amely az oldaleltolódás konvergens vagy más szóval transzpressziós jellegét okozza.

c) Az oldal-eltolódásos vető rendszert hosszú, jól követhető nyomvonalak jellemzik [HARDING 1990].

Bizonyíték:

A kutatási terület méretei összevethetők a II. tektonikai fázis vető zónájának szélességével, ezért ez a kritérium ilyen kis területen nem teljesíthető. Ennek ellenére a „Preneogén aljzat szerkezeti vázlata” (5. ábra) térkép megmutatja, hogy az alsó miocén oldal-eltolódásos vetőrendszer térképezett nyomvonalai a Szolnoki flis övhöz kötődően, annak szegélyeivel párhuzamosan futnak. Ha figyelembe vesszük, hogy a területtől keletre 30 km-re húzódó PGT-1 szelvényen POSGAY et al. [1990] és POSGAY, SZENTGYÖRGYI [1990] ugyanezt a vető zónát azonosította, akkor már állítható a fenti kritérium. A „Preneogén aljzat szerkezeti vázlata”



5. ábra. A preneogén aljzat szerkezeti vázlata [D. LŐRINCZ 1996]

Fig. 5. Structural sketch of the pre-Neogene basement [D. LŐRINCZ 1996]

(5. ábra) alapján egyben azt is megállapíthatjuk, hogy a flis környezetétől való elhatárolódását éppen ez a tektonikai fázis okozta.

- d) A szelvényeken látható felgyűrt flis vonulatok a térképeken jobbos oldaleltolódásra utaló kulisszás elrendeződést mutatnak (en echelon redők megléte: HARDING [1990] kritérium.)

Bizonyítékok:

— A szeizmikus szelvényeken a flis pászták pozitív virágszerkezet formát alkotnak, amint az a PGT-3 szelvényen is megfigyelhető (3. ábra).

— A területen készült és korábbi publikációinkban [pl. D. LŐRINCZ, SZABÓ 1992 vagy D. LŐRINCZ 1996] bemutatott szintvonalas neogén, ill. pannon aljzattérképek alapján tudjuk, hogy a flis pásztákhoz kiemelt zónák tartoznak, amelyeket a szelvénybeli kép ismeretében gyűrt szerkezeteknek, redőknek tarthatunk. A redők és a közöttük található árkok iránya ÉK—DNy. A redők és árkok sorozata kulisszás (en echelon) elrendeződést mutat, amelyet jobbos irányú (szinisztrális) oldaleltolódás hozhatott létre.

A II. fázis nagyságáról és irányáról a következőket mondhatjuk. Mivel az alsó miocén transzpresszió a Közép-magyarországi vonal menti nagyszerkezeti egységek mozgásához köthető, ezért nagysága több 100 km-re becsülhető. Iránya a kulisszák elrendeződése alapján jobbosnak tekinthető. Az oldaleltolódás konvergens mivoltát az elmozdulás feltételezhető irányára merőlegesen ható kompresszió okozhatta, amely valószínűleg ÉNy—DK irányú volt.

Synrift tektonizmus

3.3. Középső miocén extenzió — III. fázis

Ez a tektonikai fázis lapos szögű normál vetőkkel és lisztrikus vetőkkel jelenik meg. Gyakran kapcsolódik a flis pászták széleihez, a bádeni összletet még éppen érintve. Jellemző példája látható a PGT-3 mélyszeizmikus szelvényen (3. ábra), amely jól szemlélteti, hogy a valaha egységes flis öv vonulatokra szakadozásához feltehetően hozzájárult a középső miocén extenzió. Így például a nyugati szélén található flis pászta teljes leszakadását a Szolnoki flis övről éppen ez a tektonikai fázis idézhette elő, mint ahogy azt a PGT-3 szelvény és a „Preneogén aljzat szerkezeti vázlata” című térkép (5. ábra) is mutatja.

Ez a tektonikai fázis ritkán kötődik korábbi fázisokhoz, leggyakrabban nem felújulásaként, hanem önálló csúsztási síkokat képezve jelenik meg.

Az *elmozdulás nagysága*, azaz a nyúlás mértéke 1,3-szeresre becsülhető. A vetők *csapásiránya* a szerkezeti vázlat alapján (5. ábra) ÉÉK—DDNy, a *dőlésirány* pedig NyÉNy-i.

Postrift tektonizmus

3.4. Felső miocén (alsó pannon) transzpressziós oldaleltolódás — IV. fázis

Ez a tektonikai fázis az alsó miocén transzpresszió kisebb mértékű és ellentétes irányú felújulásának tekinthető, ami szintén a Szolnoki flis övhöz kötődik.

Szelvénybeli megnyilvánulások:

A PGT-3 szelvény (3. ábra) északi szélén figyelhető meg ez a jelenség, amely egyben azt is alátámasztja, hogy az alsó pannon vető az alsó miocén virágszerkezet egyik ágának alsópannon-beli felfelé folytatása, tehát annak felújulásaként értelmezhető. Korábbi publikációinkban több példát is mutattunk a felújulás igazolására [D. LŐRINCZ et al. 1996a, 1996b vagy D. LŐRINCZ 1996]. Ezek a példák különösen a flis öv északi és nyugati peremén nagyon tipikusak, amelyek általában arra adnak bizonyítékot, hogy az alsó miocén feltolódás tovább folytatódott a felső miocénben (tehát valóban felújulás), aminek következtében a flis rátolódott a középső miocén üledékekre.

Térképi kritériumok:

- a) A „Neogén üledékek aljzatát alkotó képződmények” című térképen (4. ábra) megfigyelhető, hogy az ÉK—DNy irányú flis pásztákon belül alárendelten megjelenik egy közel ÉÉNy—DDK irány. A szintvonalas időtérképek tanúsága szerint ezek az irányok szintén magaslatokhoz tartoznak, tehát másodrendű en echelon redőkként értékelhetők, amelyek balos oldaleltolódásra utaló kulisszás elrendeződést mutatnak. A balos jelleg bizonyítja, hogy valóban ellentétes irányban újult föl az alsó miocén jobbos oldaleltolódás, az elsődleges en echelon redőkön belül megjelenő kulisszák alárendelt szerepe pedig alátámasztja azt a feltételezést, hogy ez a felújulás jóval kisebb mértékű.
- b) Szintén az aljzati képződményeket ábrázoló térképen (4. ábra) tűnhet fel, hogy a flis vonulatok közötti alsó kréta árok észak felől dél felé egyre jobban kiszélesedik. Ez a jelenség magyarázható azzal a feltételezéssel, hogy az alsó miocén ol-

daleltolódás a felső miocénban irányt váltott, s ha kisebb mértékben is, de visszafordult. Mivel jobbosból balos irányúvá vált, ezért a Szolnoki flis szegélyéhez kötődő zóna északi szélén torlódásos jelenségekre lehet számítani, míg a déli szélén tágulások megnyilvánulásokra. A szeizmikus szelvények ismeretében és a térképen látható kép alapján állíthatjuk, hogy északon a két flis pászta találkozásánál érvényesül a torlódás (a flis pászták közötti alsó kréta árok visszabuggyan), míg délen kiszélesedik a medence.

- c) Még jobban aláhúzza a balos irányra vonatkozó feltételezést a flis pászták egymáshoz viszonyított helyzete. A neogén üledékek aljzatát alkotó képződmények térképét (4. ábra) megfigyelve úgy tűnik, mintha jobbos irányban elmozdultak volna egymáshoz viszonyítva a flis pászták a középső, közel ÉÉK—DDNy irányú vonal mentén. Ez a vető — amelyet a szeizmikus szelvényeken IVR-rel [RIEDEL után], a „Preneogén aljzat szerkezeti vázlata” című térképen (5. ábra) pedig folyamatos, ill. szaggatott vonallal jelöltünk —, a szintetikus balos oldaleltolódáshoz tartozó antitetikus jobbos oldaleltolódásként értelmezhető, amely mentén a flis vonulatok kb. 5 km-t mozdultak el. RIEDEL [1929] fizikai modellkísérletei szerint kisebb mértékű oldal-eltolódásos elmozdulás esetén két alárendelt irány alakul ki (ld. 3.7.1. fejezet), amelyeket HARDING [1974] nevezett el szintetikus, ill. antitetikus vetőpároknak. Jelen esetben feltehetően ez a két alárendelt oldaleltolódás jött létre a kis mértékű vízszintes elmozdulás miatt. Az IVR-rel jelzett törés a PGT-3 szelvényen (3. ábra) is megfigyelhető.

A IV. fázisként azonosított felső miocén oldaleltolódás *iránya* (jellege) tehát balos (dextrális), amely közel É—D irányú kompresszióval társul (tehát transzpresszió). Az *elmozdulás mértékére* nézve az alárendelt szerepet játszó Riedel-törés menti 5 km-es becsült elmozdulás alapján azt mondhatjuk, hogy 10 km-es nagyságrendű lehet.

3.5. Felső miocén (alsó pannon) kompresszió — V. fázis

Az alsó pannon kompresszió hatására É—ÉK felé vergáló rátolódásokat azonosíthatunk néhány szeizmikus szelvényen. A *összenyomás iránya* tehát É—ÉK lehetett, míg a rátolódások frontjának *csapásiránya* NyÉNy—KDK — mint ahogy az a „Preneogén aljzat szerkezeti vázlata” című térképen (5. ábra) is megfigyelhető. Egyik legjobb példája a PGT-3 szelvényen (3. ábra) látható, ahol a flis

vonulatra délről rátolódó alsó kréta vulkanit alsómiocén-beli mozgását újítja föl és erősíti meg az V. tektonikai fázis, kompressziós jelenségeket okozva az alsó pannon üledékösszetben is. (Ebben az esetben az értelmezést nehezíti a VI. fázisként azonosított pliocén normál vető jelenléte.) Az *elmozdulás mértéke* a területen 1—5 km között változik.

Ennek a tektonikai fázisnak a létét a Pannonmedencében alátámasztja a Paks környékén 1992-ben végzett szeizmikus kutatás is, amely során HORVÁTH és társai [1993] jellegzetes inverziós szerkezeteket mutattak ki az alsó pannonban.

3.6. Pliocén (felső pannon) extenzió — VI. fázis

A pliocén extenziót a szinszediment növekvő vetők képviselik, amelyek gyakran a flis vonulatok szegélyéhez kapcsolódnak. Példája a PGT-3 déli szélén figyelhető meg (3. ábra). Ez utóbbi — amelyről már tettünk említést az V. fázis leírásánál is — szép példáját adja a többszörös felújulásnak. A gyengeségi zónát a későbbi felújulások számára feltehetően az alsó miocén transzpresszió szolgáltatta, amely a középső miocénban normál vetőként működött (erre utal a vető északi előterében látható, bádeni üledékkel kitöltött félárok jelenléte), majd a felső miocénban valószínűleg újra oldaleltolódásként funkcionált (hiszen eltűnik az alsó kréta vulkanit a vető mentén, ami magyarázható azzal, hogy a vető oldalirányba „elvitte” a szelvény síkjából), míg végül a pliocénban újra normál vetővé vált.

A VI. tektonikai fázis vetőinek *csapásiránya* KÉK—NyDny, a *dőlésirány* pedig erre merőleges, DDK felé mutat. Az *elmozdulás mértéke*, azaz a megnyúlás nagysága 1,1-szeresre becsülhető.

3.7. Kvarter kompresszióval társuló oldal-eltolódásos elmozdulások — VII. fázis

A kutatási területen három kvarter oldaleltolódást találtunk, amelyek a korábbi oldaleltolódások felújulásainak tekinthetők. Ezt a PGT-3 szelvény szemléletesen példázza (3. ábra), ahol megfigyelhető, hogy a II. fázisként azonosított alsó miocén transzpresszió virágszerkezetének egyes ágai felfelé különböző magasságokig folytatódnak, így két ága egészen a szeizmikus jeltartomány tetejéig követhető. Ezt a két vetőt VII-el jelöltük, a VIIIE jelölésű szaggatott vonallal jelzett normál vetők az oldaleltolódás kísérő jelenségeként kialakuló extenziós elemeként értelmezhetők.

Egy adott kutatási területen a vetők oldal-eltolódásos mivoltát a HARDING [1990] által összefoglalt hét kritérium alapján lehet bizonyítani. Ezek közül

hat teljesülését a kimutatott három kvarter oldal-eltolódásos vető zónára nézve részletesen vizsgáltuk korábbi publikációinkban [D. LŐRINCZ, SZABÓ 1992, D. LŐRINCZ, SZABÓ 1993]. A tanulmányozott ismérvek szelvénybeli és térképi megnyilvánulásokra vonatkoztak (pl. hosszú, jól követhető mester vető megléte az aljzatban; vagy a szelvényeken felismerhető virágszerkezet egyes ágai mentén haladva a normál vetők feltolódássá válhatnak; vagy a virágszerkezet két oldalán különböző korú vagy litológiájú összletek találhatók, tehát a szekvencia határok nem azonosíthatók egyértelműen az oldal-eltolódásos vetők két oldalán stb.).

A hetedik elvárás egy térképezhető jelenség vizsgálata volt, az oldaleltolódással azonos korú üledékösszleten belül kulisszás elrendeződésű en echelon redőket kellett találni. A kutatás akkori stádiumában még nem végeztük el a középső miocénál fiatalabb üledékösszleten belüli szeizmikus szekvencia határok térképezését, ezért ennek a kritériumnak nem tudtunk eleget tenni. Jelenleg három szeizmikus szekvencia határ (3b. ábrán SB1, SB2 és SB3) karotázis adatokkal történő egyeztetés utáni azonosítását és térképezését hajtottuk végre. Az oldaleltolódással egyidős kvarter üledékben nem térképezhetünk, mert annak nagy része a szelvények tetején található, kb. 300 méter vastag üres zónába esik.

3.7.1. A kvarter oldaleltolódásos elmozdulások irányának és nagyságának meghatározása

Az oldaleltolódás jellemzőinek bemutatására legalkalmasabb a Szolnok—Tiszaföldvár térségében az SB2 felületről készített térkép (6. ábra). Ennek az oka, hogy az SB2 szekvencia határ megtalálható a teljes kutatási területen, ellentétben az SB1 és az SB3 szekvencia határokkal, amelyek kiékelődnek és így a terület egyes részein hiányoznak.

Az SB2 szekvencia határról Szolnok—Tiszaföldvár térségében készült szintvonalas időtérképen (6. ábra) feltüntettük az alább felsorolt összes tektonikai elemet, amely ezt a felületet harántolja:

- pliocén korú extenzió (szelvénybeli jele: VI),
- kvarter oldaleltolódások nyomvonalai (VII),
- a kvarter oldaleltolódásokhoz kapcsolódó extenziós elemek (VIIE).

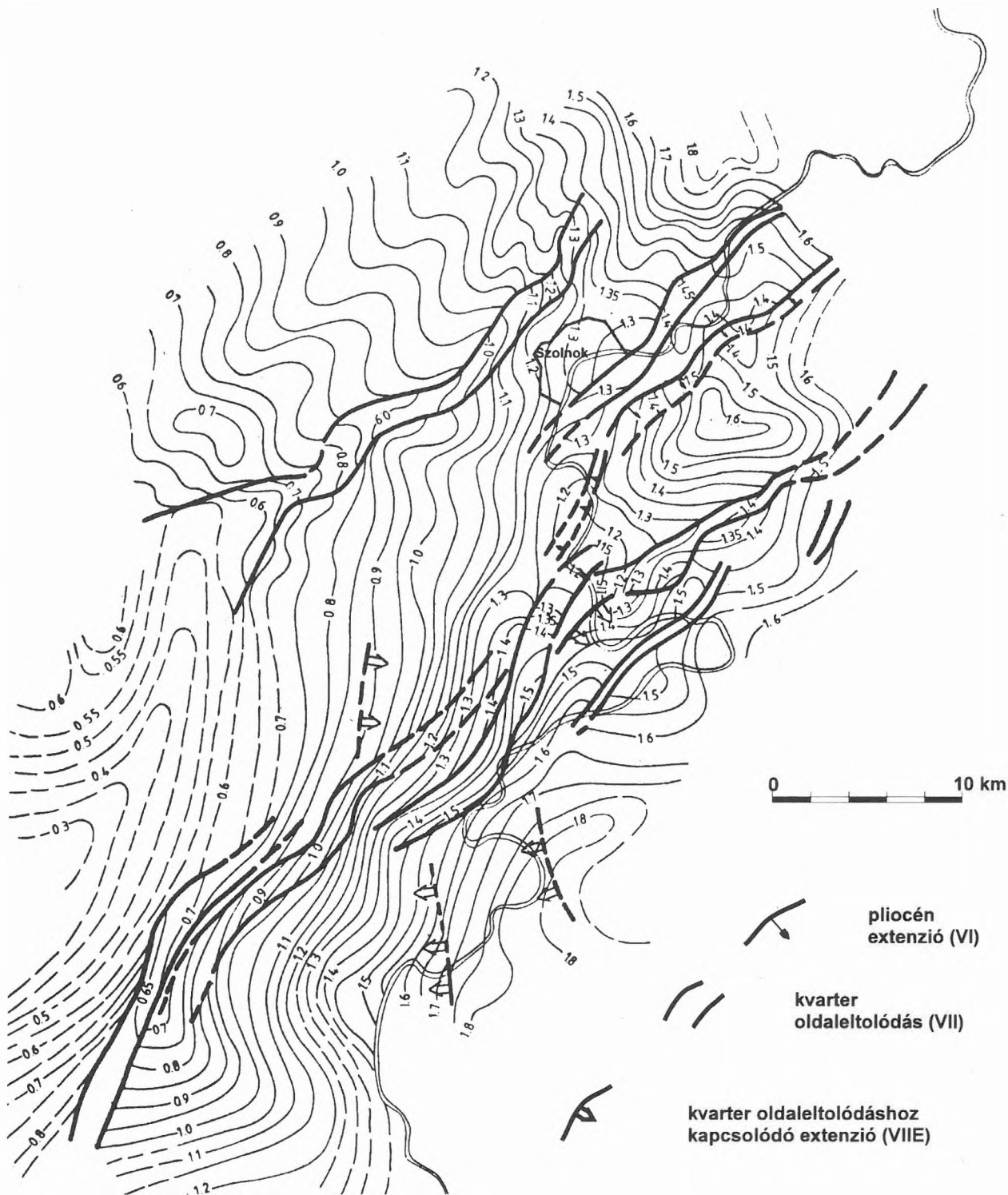
Az oldaleltolódások *irányát* a szakirodalomból ismert modellkísérletek eredményében kapott két ábra segítségével határoztuk meg. Ezek a következők:

- a) A 7a. ábrán a RIEDEL [1929] által elvégzett híres kísérlet vázlatát láthatjuk TCHALENKO [1970] publikálásában. Ezen a fizikai modellen RIEDEL

egy balos (szinisztrális) oldaleltolódáshoz kapcsolódó törésrendszert mutatott ki, amelyet róla Riedel-, ill. konjugált Riedel-töréseknek neveztek el. Az oldaleltolódás irányával kisebb szöget bezáró törésrendszert — az elrendeződésből adódóan — jobbra lépőnek hívjuk. Az SB2 szekvencia határról készült szintvonalas időtérképen (6. ábra) ugyanilyen jobbra lépő elrendezést figyelhetünk meg a terület déli szélén húzódó zónában. Ez alapján ezt a zónát balos oldaleltolódásnak tekinthetjük. A felső két zóna pedig a hozzájuk kapcsolódó gyenge en echelon elrendezést tekintve, és a szintvonalak enyhe jobbos irányú eltolódását figyelembe véve dextrálisnak, azaz jobbosnak tartható.

- b) A másik szakirodalmi példa a 7b. ábrán látható, amely a balos irányban elmozduló oldaleltolódáshoz tartozó deformációs ellipszist és a hozzá kapcsolódó, ideális esetben kialakuló összes szerkezeti elemet tartalmazza HARDING [1974] szerinti ábrázolásban. Ha ezt az elrendezést összehasonlítjuk az SB2 felületen látható kvarter törések egymáshoz viszonyított helyzetével (6. ábra), akkor analógiát fedezhetünk fel. Az alsó balos zóna megfelel a Harding-diagramon látható szintetikus oldaleltolódásnak, a felső két jobbos zóna pedig a hozzákapcsolódó antitetikusnak. A normál vetők helyzete (VIIE) az eltolódás zónájához viszonyítva szintén hasonló a HARDING szerinti képhez. Ez az összevetés is alátámasztja, hogy a területen azonosított három oldaleltolódás egy egységes rendszert alkot, mint ahogy azt a PGT-3 szelvény (3. ábra) is bizonyítja, megmutatva, hogy a kvarter vetők az alsó miocén nagy virágszerkezet felújult ágai, amelyek a mélyben összekapcsolódnak. Meg kell jegyeznünk, hogy a Szolnoktól délre húzódó oldaleltolódáshoz a várttal ellentétben nem a balos, hanem a jobbos eltolódásra jellemző en echelon redő irányok kötődnek. Ennek lehetséges magyarázatát a 4.1. fejezetben, a VII. tektonikai fázishoz rendelhető feszültségtér leírásánál adjuk meg.

Az oldalelmozdulások *nagyságát* csak hozzávetőlegesen lehet megbecsülni, a szintvonalas térképek alapján 1—5 km-re tehető. A legnagyobb elmozdulás (5 km) a területen zajló kvarter mozgások fő zónájában volt, amely feltevéseink szerint a Szolnoktól délre húzódó több ágra szakadozó balos eltolódás. A másik két másodlagos (antitetikus) oldalelmozdulás — amelyeket jobbosnak feltételezünk —, feltehetően kisebb mértékben mozgott (elmozdulásuk nagysága 1—2 km lehet).



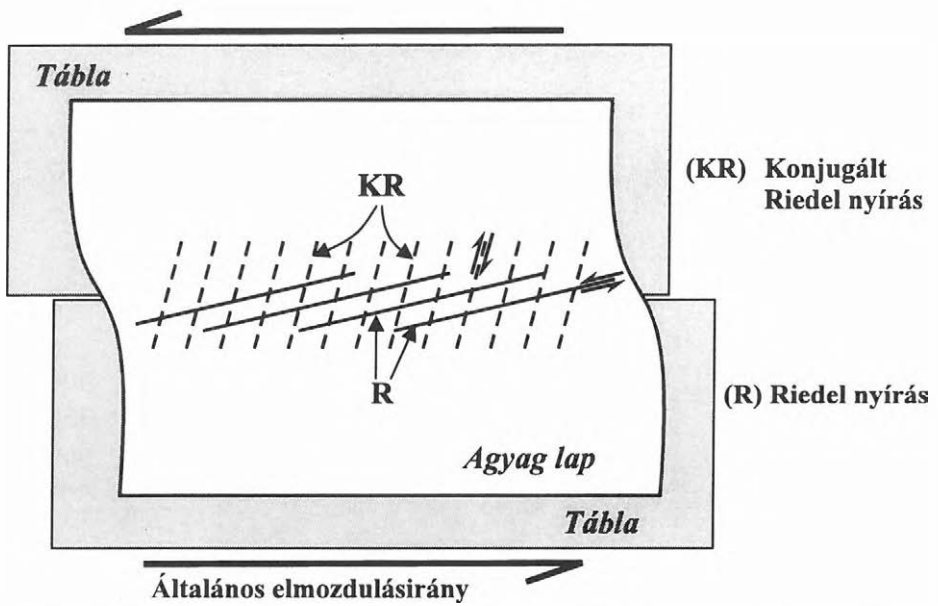
6. ábra. Az SB2 szeizmikus szekvencia határ szintvonalas időtérképe [D. LŐRINCZ 1996]

Fig. 6. Time contour map of the SB2 seismic sequence boundary [D. LŐRINCZ 1996]

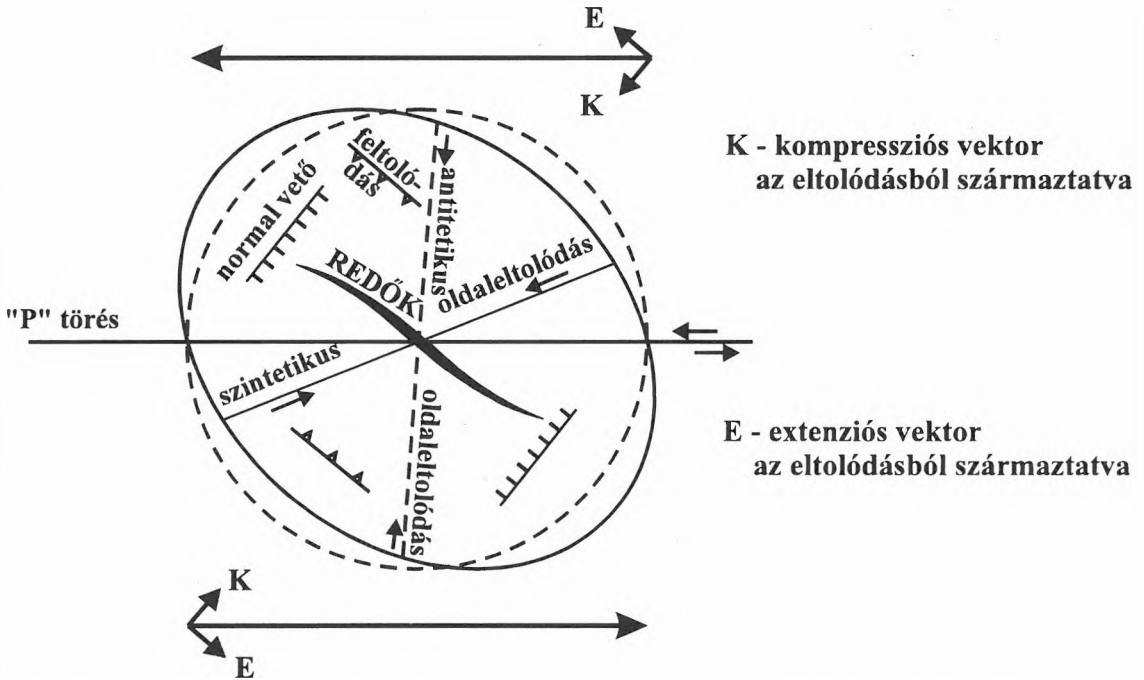
3.7.2. A kvarter oldaleltolódások kompressziós jellege

A szeizmikus szelvényeken (így a PGT-3 szelvényen is) kompresszióra utaló jelenségek figyel-

hetők meg az oldaleltolódások mentén a felső 800 ms-os (kétszeres idő) tartományban (ami 2500 m/s átlagsebességgel számolva durván 1 kilométeres mélységnek felel meg a szelvény +50 méteres vonatkoztatási szintjétől számítva).



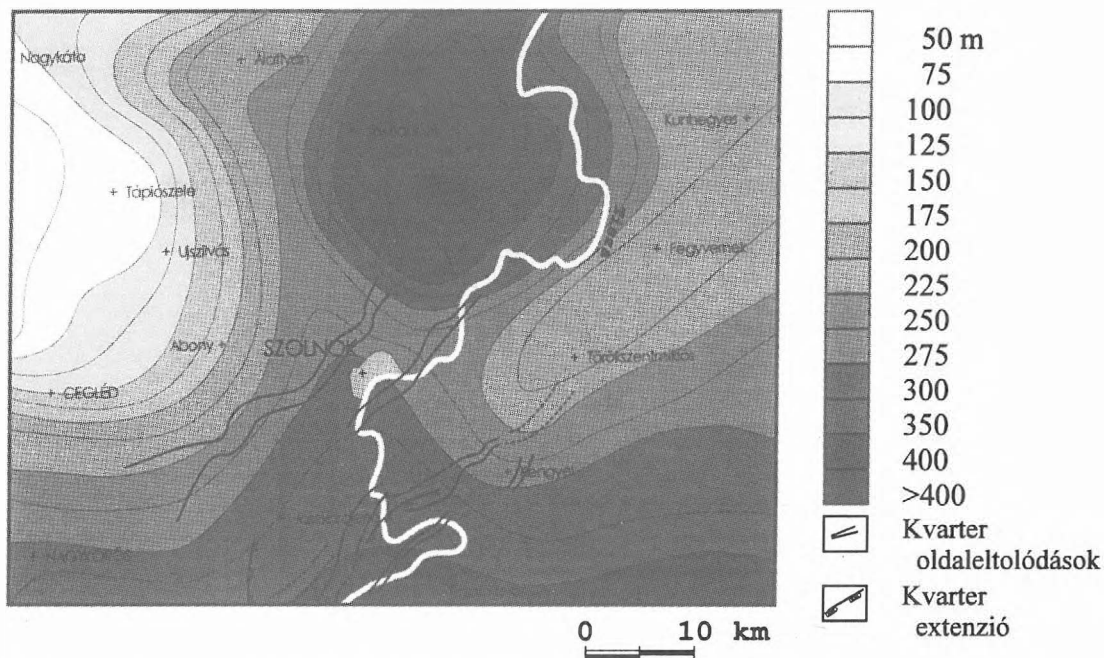
7a. ábra. RIEDEL fizikai modell kísérlete [RIEDEL 1929] balos oldaleltolódásra nézve [TCHALENKO 1970]
 Fig. 7a. Diagram of the RIEDEL experiment [RIEDEL 1929] of left-lateral strike-slip movement [after TCHALENKO 1970]



7b. ábra. Balos oldaleltolódás deformációs ellipszise és a kialakuló szerkezeti elemek [HARDING 1974]
 Fig. 7b. Wrench assemblage from a left-lateral couple [HARDING 1974]

Szakirodalmi példákból tudjuk, hogy az oldaleltolódásokat — természetükből adódóan — egyes helyeken összenyomó, máshol tágulási jelenségek kísérik, hiszen a szelvénybeli virágszerkezet ágai matematikailag leírható úgynevezett helikoidális felületei [SYLVESTER 1988] jobbra-balra hajladozásukkal a fenti hatást váltják ki. A kutatási terület

szeizmikus szelvényeiben viszont csak a kompressziós jelenségekre látunk példát, amiből arra következtethetünk, hogy a kvarter oldaleltolódás összenyomással társul. (A VIIE-vel jelölt extenziós elemek az eltolódás zónán kívül találhatóak, míg a felületek hajladozásából adódó tágulási jelenségek a zónán belül lennének keresendők, tehát két külön-



8. ábra. A negyedidőszaki képződmények vastagsága — szintvonalas térkép [FRANYÓ 1994]

Fig. 8. Quaternary isopach map [FRANYÓ 1994]

böző jelenségről van szó.) A kompresszió és az oldaleltolódás közötti kapcsolatról bővebben a 4.1. fejezet VII. fázist tárgyaló részében szólnunk.

3.7.3. Miért kvarter korú a VII. fázis?

Ezen kérdés megválaszolására többféle vizsgálatot végeztünk, amelyek egy részéről már korábbi jelentéseinkben beszámoltunk [REDLERNÉ TÁTRAI 1994, D. LŐRINCZ 1996]. Ezek a következők voltak: Űrfelvételek iránystatisztikai vizsgálata (készítette: az ELTE TTK Geofizikai Tanszékének Távérzékelési Csoportja 1993-ban, vízrajzi hálózat iránystatisztikai vizsgálata [GERNER 1994], sekélyszelvényes mérések eredményei [DETKY et al. 1996]. Jelenleg a szénhidrogén-kutató szeizmikus szelvények tetejéig felhatoló fiatal vetők korát igyekszünk úgy behatárolni, hogy az azokon megfigyelhető vetők legfelső pontjának mélységét összevetjük a neogén üledékek vastagságával. Ezt a FRANYÓ [1994] által készített (és DETKY által számítógépen megjelenített) „A negyedidőszaki képződmények vastagsága” című térkép (8. ábra) segítségével tehetjük meg.

A szénhidrogén-kutatási célzattal mért normál behatolási mélységű szeizmikus szelvényeken a mérés geometriájából adódóan a felső 300 ms-os (kétszeres idő) tartomány nem tartalmaz jeleket. Ez 2000 m/s átlagsebességet feltételezve 300 méter vastag összetetet jelent. Figyelembe véve, hogy a szelvények vonatkoztatási szintje +50 méter (ez felel meg a

0 ms-nak), a terület tengerszint feletti átlagmagassága pedig +90 méter, így az üres zóna alja kb. a felszíntől számított 290 méteres mélységben van.

Ha ezt a mélységet összehasonlítjuk a 8. ábrán látható „A negyedidőszaki képződmények vastagsága” című térképpel [FRANYÓ 1994], akkor megállapíthatjuk, hogy a tárgyalt terület nagy részén ez a mélységtartomány a kvarterben van. Ez egyben azt is jelenti, hogy ha a normál behatolási mélységű szeizmikus szelvényen a regisztrált jeltartomány tetejéig tudunk követni egy vetőt, akkor az már az esetek nagyobb részében kvarter korúnak tekinthető a 8. ábra tanúsága szerint. Ez az oka annak, hogy a VII. tektonikai fázist (amelynek minden vetőjét a szelvény tetejéig tudunk követni) kvarter korúnak tartjuk.

4. A tektonikai fázisok alapján meghatározott feszültségtér történet ismertetése, következtetések

Az egyes tektonikai fázisok jellegének, nagyságának és irányának ismeretében következtetni lehet a feszültségtérre, amelyben az adott tektonizmus kialakulhatott. Az előző, 3. fejezetben részletezett hét tektonikai fázis fő jellemzőit összefoglaltuk a 9. ábrán táblázatos formában. A fázisok sorozatához hozzárendelhető feszültségtereket a 10. ábrán közöljük. Az ábrán a három főfeszültség közül csak a maximális és a minimális főfeszültségeket tüntettük

4.1. A feszültségtér történet meghatározása

	KOR	JELLEG	NAGYSÁG	IRÁNY
I.	Mezozoós	takaró-képződés	x.100 km	ÉNY
II.	Alsó miocén	konvergens oldaleltolódás	x.100 km	KÉK jobbos
III.	Középső miocén	extenzió	1.3 x	NYÉNY
IV.	Felső miocén	transzpresszió	5 - 10 km	KÉK balos
V.	Felső miocén	kompreszió	1 - 5 km	ÉÉK
VI.	Pliocén	extenzió	1.1 x	DDK
VII.	Kvarter	oldaleltolódás	1 - 5 km	KÉK balos

9. ábra. A hét tektonikai fázis jellemzőinek összefoglalása [D. LÓRINCZ 1996]

Fig. 9. Attributes of the tectonic phases [D. LÓRINCZ 1996]

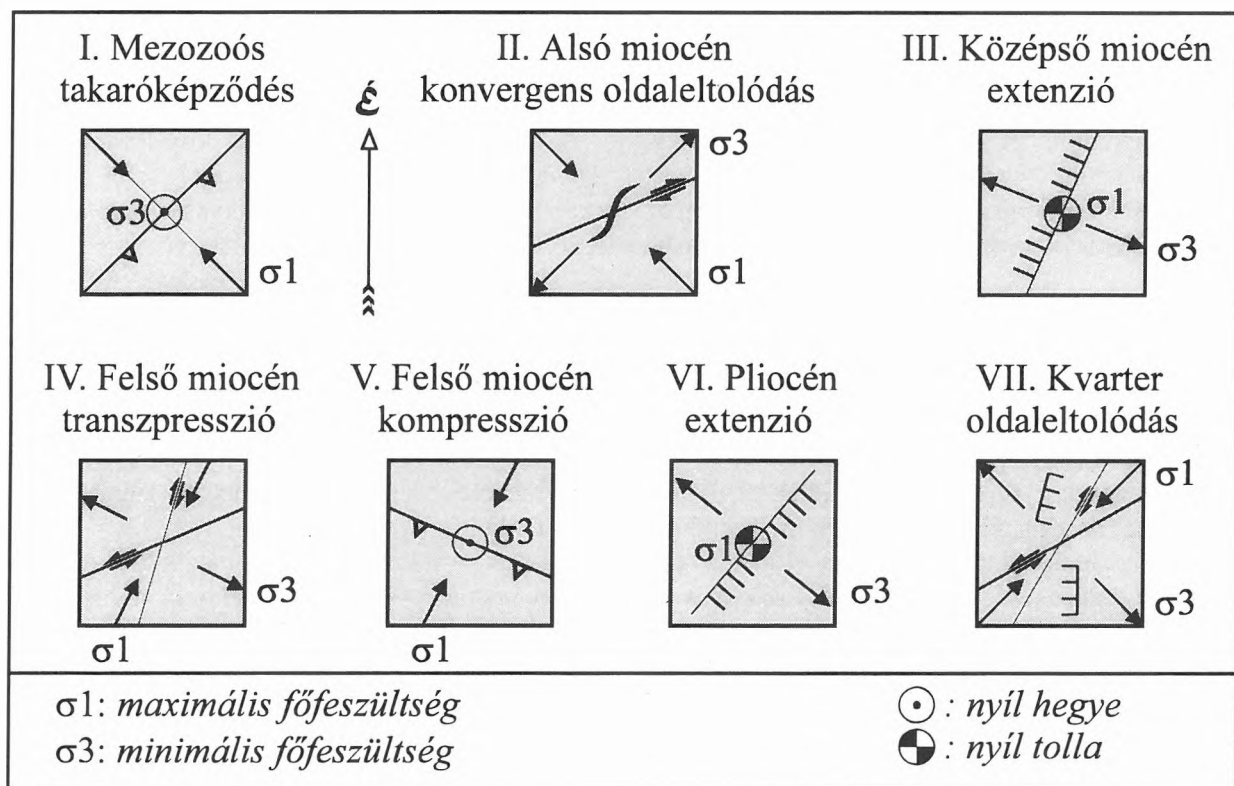
föl. A maximális főfeszültséget (σ_1) az az irány határozza meg, amelyben az összenyomás legnagyobb mértékben érvényesül az adott fázisban. A minimális főfeszültség (σ_3) pedig a lehetséges legnagyobb tágulás irányát jelöli ki. A „Feszültségtér történet” című, 10. ábrán látható négyzetekben feltüntettük az adott fázisra legjellemzőbb szerkezeti elemeket is.

A következőkben röviden áttekintjük az egyes tektonikai fázisokat jellemzőikkel együtt (9. ábra), és az azokat feltehetően kialakító (visszakövetkeztetésből származó) feszültségtereket (10. ábra).

A visszakövetkeztetés során figyelembe vettük, hogy a vetők három alaptípusát az alábbi feszültség terek hozzák létre:

- Normál vető.** A maximális főfeszültség (σ_1) függőlegesen lefelé mutat, a minimális főfeszültség vízszintes síkban hat (σ_3).
- Inverz vető (feltolódás, rátolódás, takaró).** A maximális főfeszültség (σ_1) vízszintes síkban érvényesül, a lehetséges legnagyobb tágulás iránya (σ_3) függőlegesen felfelé mutat.
- Oldal-eltolódásos vető.** A maximális összenyomás iránya (σ_1) és a lehetséges legnagyobb tágulási irány (σ_3) is vízszintes síkbeli.

A valóságban a vetők alaptípusai tisztán ritkán fordulnak elő, gyakran egymással kombinálódva jelennek meg, mint ahogy ez a jelen munka keretén belül meghatározott tektonikai fázisok esetében is megfigyelhető.



10. ábra. Feszültségtér történet [D. LÓRINCZ 1996]

Fig. 10. Stress-field history [D. LÓRINCZ 1996]

Az I. fázis a mezozoós takaróképződés. A rátolódások nagysága több 100 km is lehet, a takarók vergenciája ÉNy-i. Ebből adódóan a feszültségtér, amely kialakíthatta, egy ÉNy—DK irányú maximális főfeszültséggel (σ_1) és egy függőlegesen felfelé történő lehetséges tágulási irányval (σ_3) jellemezhető.

A II. fázis az alsó miocén transzpresszió. Ebben a fázisban az összenyomás maximális iránya (σ_1) feltehetően nem sokat vagy nem változott meg az előző fázishoz képest. Ezt azért gondoljuk, mert a II. fázis kompresszióval társuló oldaleltolódás. Az oldaleltolódás irányát ismerjük (a korábban egymás mellett mozgó mikrolemezek közötti zóna, a Középmagyarországi vonal determinálja, hiszen annak befejező szakaszaként vagy felújulásaként értelmezhető az alsó miocén transzpresszió). Ahhoz, hogy egy oldaleltolódás összenyomással kombinálódjon, a kompresszióknak közel merőlegesnek kell lennie a vető zónára. Jelen esetben a mozgás iránya előre meghatározott, ebből visszakövetkeztethetünk a maximális főfeszültség irányára, amely a „Feszültségtér történet” című 10. ábrán feltüntetett ÉNy—DK irányú, vagy esetleg egy kicsit észak felé forgó (a zónára valóban merőleges) ÉÉNy—DDK irányú lehet. A minimális főfeszültség jelen esetben szintén vízszintes síkban érvényesül és az σ_1 -re merőleges ÉK—DNy irányú.

A III. fázis a középső miocén extenzió, amelyben ÉÉK—DDNy-i csapású, NyÉNy felé elvető normál vetők jöttek létre. A maximális főfeszültség függőlegesen lefelé mutat, a minimális főfeszültség pedig az előző tektonikai fázishoz képest elforgott az óramutató járásának megfelelő irányban majdnem 90 fokot.

A IV. fázis a felső miocén transzpresszió. A II. fázissal megegyező KÉK—NyDNy irányú, de ellenkező értelmű (balos) eltolódás képviseli, amely kompresszióval társul. Ez úgy képzelhető el, hogy a főfeszültségek kb. 70 fokkal elfordultak az óramutató járasa szerint az alsó miocén helyzetükhöz képest, az oldaleltolódás viszont a II. fázis által szolgáltatott gyengeségi zónában újult föl. Ennek két következménye is volt. Az egyik a balos jelleg, hiszen a II. fázissal összehasonlítva a vető zóna helyben maradt, a főfeszültségek viszont durván 70 fokkal elfordultak, így érthető, hogy ugyanazt a gyengeségi zónát ellenkező irányban elmozduló oldaleltolódásként újították föl. A másik következmény a transzpressziós jelleg, ami az σ_1 és az oldaleltolódás nyomvonalának egymáshoz viszonyí-

tott helyzetével magyarázható. Részletesen kifejtve a magyarázat a következő. A „Feszültségtér történet” című 10. ábrán a IV. fázist reprezentáló vetőpár a Riedel-töréseket képviseli (ld. a Riedel-kísérletet bemutató 7a. ábrát). Geometriájukból adódóan feltehetően egy közel K—Ny csapású balos fő oldaleltolódáshoz (mester vető) tartoznak, amelynek a kis elmozdulási mérték miatt csak a Riedel-törései jelentek meg, az ún. P törések (ld. 7b. ábra), amelyek a fő zónába esnek és csak nagyobb eltolódások esetén alakulnak ki [WILCOX et al. 1973] agyagmodell-kísérletei alapján) még nem jöttek létre. Ily módon a maximális főfeszültség a feltételezett fő eltolódási zónával 45 foknál nagyobb szöget zár be, ami transzpressziót eredményez [SANDERSON, MARCHINI 1984].

Az V. tektonikai fázis a felső miocén kompresszió. NyÉNy—KDK csapásirányú rátolódások jellemzik, amit ÉÉK—DDNy irányú maximális főfeszültség hozhatott létre. Az előző tektonikai fázishoz viszonyítva tehát a σ_1 iránya nem változott, míg a σ_3 függőlegessé vált, s felfelé mutat.

A VI. fázis a pliocén extenzió, amely DDK felé dőlő, KÉK—NyDNy csapású normál vetőkkel jelentkezik. Ebben a fázisban a maximális főfeszültség függőlegesen lefelé mutat, míg a minimális főfeszültség újra vízszintes, és tovább forog az óramutató járásának megfelelően pár fokot.

A VII. fázis a kompresszióval társuló kvarter oldaleltolódás. Ebben a tektonikai fázisban harmadszor újul föl oldal-eltolódásosan ugyanaz a KÉK—NyDNy irányú vetőzóna, amelyhez közel É—D csapású normál vetők is társulnak. Az említett zóna mentén balos szintetikus oldalelmozdulást feltételezünk (ld. 7b. ábra), de megjelennek a jobbos irányban elmozduló antitetikus vetőzónák is (ÉÉK—DDNy csapásiránnyal). Ezt a rendszert egy ÉK—DNy irányú σ_1 -gyel, s egy rá merőleges, szintén vízszintes σ_3 -mal jellemezhető feszültségtér alakíthatta ki.

Kérdés — mint ahogy arra már a 3.7.2. fejezet végén utaltunk —, hogy mi okozza a szeizmikus szelvényeken megfigyelhető kompressziós jelenségeket. Ennek többféle magyarázata lehet, amelyek közősek abban, hogy további kvarterbeli feszültségtér változást feltételeznek. Egyik lehetőség, hogy a maximális főfeszültség az eddigi forgásirányt megtartva tovább forgott az óramutató járásának megfelelően. Ha σ_1 elforgott egészen DK felé, akkor a közel K—Ny irányú fő oldal-eltolódásos rendszert

felújíthatta úgy, hogy megváltoztatta az eltolódás irányát (jobbossá) és emellett összenyomást gyakorolt rá. Ugyanezt a hatást váltja ki az σ_1 visszafordulása is, amikor az óramutató járásával ellenkező irányban újra ÉNy felől érvényesül. Korábbi vizsgálatok azt látszottak alátámasztani, hogy a főfeszültségek a kvarterben kb. 90 fokkal visszafordulnak az óramutató járásának megfelelően [CSONTOS et al. 1991]. Jelenleg ezt elvetik, és a továbbfordulást részesítik előnyben [FODOR et al. 1996, és szóbeli közlés].

Természetesen ezen munka keretein belül nem lehet eldönteni, hogy melyik a helyes feltételezés. Az mindenesetre megállapítható, hogy valóban kellett lennie még egy utólagos kvarterbeli felújulásnak, amelyre nemcsak a kompressziós jelenségek hívják fel a figyelmünket, hanem az is, hogy az SB2 szekvencia határ térképén (6. ábra), a balosként azonosított (ld. 3.7.1. pont) déli zónához kötődően, jobbos eltolódásra utaló en echelon redők láthatók. Ennek a megfigyelésnek a helyességét alátámasztja az a tény is, hogy HORVÁTH és társai [1993] Paks környékén hasonlóan jobbos eltolódásra utaló redőzöttséget láttak az általuk is balosnak tartott oldal-eltolódásos zónában, ami egyébként feltehetően összekapcsolható a Szolnok—Tiszaföldvár térségében térképezett eltolódással. (Ezen munka keretén belül azért nem kíséreltük meg egyesíteni ezeket az oldal-elmozdulásos vető rendszereket, mert a rendelkezésünkre álló idő és a szelvényállomány ezt nem tette lehetővé.)

4.2. A feszültségtér történet jellemzése, következtetések

Az egyes tektonikai fázisokhoz (9. ábra) általunk rendelt feszültségtereket (10. ábra) vizsgálva a következő alapvető tulajdonságok figyelhetők meg. Négy tektonikai fázisban (I., III., V., VI.) a főfeszültségek valamelyike függőleges (normál vetőket vagy feltolódásokat okozva), míg a maradék három fázisban (II., IV., VII.) mindkét főfeszültség vízszintes (oldal-eltolódásos folyamatokat kialakítva).

Ha a főfeszültségek vízszintes síkban történő forgását tekintjük (hiszen minden fázisban legalább az egyik főfeszültség vízszintes irányú), akkor a következő jellegzetességeket figyelhetjük meg. A maximális főfeszültség a mezozoós takaró képződés során jellemző északnyugati iránytól az óramutató járasa szerinti irányban forgott a kvarterben elért északkeleti irányú pozíciójáig. A minimális főfeszültség megelőzte 90 fokkal a maximális főfeszültséget és

északkelet felől délkeletig forgott el ugyanebben az időszakban.

A főfeszültségek vízszintes síkbeli mozgása alátámasztja a Szolnoki flis árok és az azt követő Pannon-medence fejlődéstörténetét okozó folyamatokat. A Kárpáti ív mentén ugyanis északnyugat felől a délkeleti csücsökig az óramutató járásának megfelelő irányú szubdukció zajlott le az alsó miocéntől a pliocén-kvarterig. Ezt példázza az 1. ábra, amelyen a JIRIČEK [1979] által meghatározott „orogén vektor” — CSONTOS et al. [1991] cikke nyomán — a flisbeli rátolódások irányát és az adott kor kezdőbetűjével jelzett keletkezési idejét adja meg. A kompresszió okát a délről észak felé nyomuló Adriatisz tüske képezte. A maximális főfeszültség abban az irányban alakult ki, amelyben már volt lehetőség ellentétes irányból megtámasztásra, tehát ahol már befejeződött a szubdukció. A maximális főfeszültséget az óramutató járasa szerint 90 fokkal megelőző minimális főfeszültség forgása ugyanezzel magyarázható. A minimális főfeszültség iránya ugyanis nem más, mint a legnagyobb lehetséges tágulási irány, amely természetesen a megtámasztásra merőleges és a Kárpáti ív mentén az éppen még nem szubdukálódott rész felé mutat.

5. Összefoglalás

A kutatás minden mozzanata azt a célt szolgálta, hogy kialakítsuk a jelenleg rendelkezésünkre álló adatrendszer alapján a vizsgált terület szerkezetfejlődési modelljét.

Az elsősorban mélyfúrési és szeizmikus adatokon alapuló szerkezeti és sztratigráfiai értelmezés közvetlen eredménye a tektonikai fázisok jellegének, nagyságának és irányának korok szerinti bontásban történő meghatározása volt, amelyet sűrítve „A hét tektonikai fázis jellemzőinek összefoglalása” című 9. ábra tartalmaz. Az analízis közvetett eredménye a tektonikai fázisok paramétereiből (jelleg, nagyság, irány) visszakövetkeztetett feszültségterek sorozata volt, amelyet a „Feszültségtér történet” című 10. ábra foglal össze. Ez az ábra a maximális és minimális főfeszültségek irányváltozásait tükrözi a vizsgált földtani korok során.

A közvetlen és közvetett eredmények alapján levonható végkövetkeztetés túlmutat a kutatott terület (Közép-Alföld) határain, hiszen a tektonikai fázisok alapján általunk meghatározott feszültségtér történetet összehasonlítva a Kárpáti ív mentén lezajló szubdukciós folyamattal, a vízszintes síkban mozgó főfeszültségek irányát tekintve időbeli és térbeli

egyeztést kapunk (amint azt részletesen kifejtettük a 4.2. fejezetben). Ez a szubdukció meghatározta a Kárpát-medence fejlődéstörténetét, így a Szolnoki flis árok, majd az azt követő Pannon-medence folyamatait is. Ezért vizsgálataink eredményei — eredményeink szerint — hozzájárulnak a Kárpát-medence fejlődéstörténetének részletesebb megismeréséhez.

Köszönetnyilvánítás

Elsősorban köszönetet mondok az *Országos Tudományos Kutatási Alap*nak, amiért a T 4332 nyilvántartási számú téma keretén belül anyagi támogatást nyújtott az ismertett kutatási munkák elvégzéséhez, és a *Magyar Geológiai Szolgálat*nak (valamint elődjének, a *Központi Földtani Hivatal*nak), amely a „Magyarország tektonikája és neotektonikája” című projektjén keresztül finanszírozta a most lezárult kutatást.

Továbbá megköszönöm az alábbi hatóságoknak és intézményeknek az adatok rendelkezésre bocsátását, azok vizsgálatának engedélyezését és az együttműködést: *Magyar Olaj- és Gázipari Rt.*, *Magyar Bányászati Hivatal*, *Magyar Állami Földtani Intézet*, *ELTE TTK Geofizikai Tanszék*, *ELTE TTK Földtani Tanszék*.

Különösen köszönöm dr. POSGAY Károlynak és dr. HORVÁTH Ferencnek, hogy mindig készen álltak a konzultálásra és iránymutató tanácsaikkal segítettek munkámat. Visszamenőleg köszönettel tartozom dr. KILÉNYI Évának, aki a területen végzett korábbi kutatások során nyújtott komoly szakmai segítséget. Ezen túl is megköszönöm az *ELGI vezetőinek és kollektívájának* lelkes munkáját, akik elősegítették a terepi mérések gondos kivitelezését, valamint az adatok kiváló minőségű feldolgozását és a cikk összeállításában nyújtott segítséggel is hozzájárultak a kutatási eredmények jelenlegi formában történő közreadásához. Külön köszönöm férjem, DETZKY Gergely szíves közreműködését, aki a számítógépen készített ábrákat előállította.

HIVATKOZÁSOK

ÁDÁM O. 1987: Szeizmikus kutatás I-II. Tankönyvkiadó, Budapest

BALLA Z. 1990: The Pannonian basin: a study in basin evolution: discussion. *AAPG Bull.* **8**: 1273–1280

- BÁLDI-BEKE M., NAGYMAROSY A. 1991: On the age of the Szolnok flysch and its possible correlation with the Carpathian flysch units. Abstracts of the 4th INA Conference, Prague, 40–42
- BISZTRICSÁNY E. 1977: A Kárpát-medence földrengés-veszélyeztetettségéről; *Földtani Közlöny* **107**, 94–101
- CSONTOS L., TARI G., BERGERAT F., FODOR L. 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics* **199**, 73–91
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F., KOVÁCS M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* **208**, 221–241
- DEZKY G. 1993: Sekélyszizmikus mérés Szolnok környékén és az eredmény számítógépes feldolgozása — kézirat
- DEZKY G., D. LŐRINCZ K., MARKOS T. 1996: Sekélyvízi szeizmikus mérések legújabb tapasztalatai az ELGI-ben. *Alföld '96 Vándorgyűlés, Kerekegyháza, Program 20–21*
- D. LŐRINCZ K. 1991: Jelentés a Szolnok környékén 1989–90-ben végzett szeizmikus reflexiós mérésekről és a terület összefoglaló értelmezéséről. *ELGI Adattár*, 1–96
- D. LŐRINCZ K., SZABÓ P. 1992: Többfázisú oldaleltolódásos tektonizmus vizsgálata a Szolnok környéki szeizmikus szelvényeken. *Magyar Geofizika* **33**, 2–3, 85–108
- D. LŐRINCZ K., SZABÓ P. 1993: Seismic analysis of multiphase tectonism in the central part of the Pannonian basin in Hungary. *Generation Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III*, A.M. SPENCER (Ed.), Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists No. 3., Springer Verlag Berlin, Heidelberg 311–323
- D. LŐRINCZ K., DETZKY G., JÁNVÁRI I., KISS-PARCIU P. M., SZILI-GYÉMÁNT P. 1993: Seismic study of Neogene tectonism in the Flysch belt, in Hungary. Meeting of Association of European Geological Societies, Budapest
- D. LŐRINCZ K., DETZKY G., KISS-PARCIU P. M., TÍMÁR Z. 1994: Tektonikai analízis különböző behatolási mélységű szeizmikus szelvények alapján. *MGE Vándorgyűlés, Sáropatak*
- D. LŐRINCZ K., DETZKY G., KISS-PARCIU P. M. 1996a: Seismic study of tectonic evolution in the central part of the Pannonian basin in Hungary. 58th Conference and Technical Exhibition of the EAGE, Amsterdam; Extended Abstracts, Vol. 2. A030

- D. LÓRINCZ K., DETZKY G., KISS-PARCIU P. M. 1996b: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. Alföld '96 Vándorgyűlés, Kerekegyháza, Program 11–12
- D. LÓRINCZ K. 1996: Zárójelentés a „Részletes tektonikai vizsgálatok a Közép-Alföldön” című OTKA témapályázatról, 1–41. ELGI adattár
- FODOR L., HORVÁTH F., GERNER P., DÖVÉNYI P., TARI G., BADA G. 1996: Benefits for hydrocarbon exploration in the Pannonian Basin from the IBS project. 58th Conference and Technical Exhibition of the EAGE, Amsterdam. Extended Abstracts, Vol. 2. A004
- FRANYÓ F. 1994: A negyedidőszaki képződmények vastagsága és kifejlődése Szolnok távolabbi térségében és ezek összefüggése a szerkezeti mozgásokkal. ELGI adattár p. 1–13, 89 db. melléklet
- GERNER P. 1994: Közép-magyarországi mobilis öv vízrajzi hálózatának iránystatisztikai vizsgálata. ELGI adattár 1–24
- GÉCZY B. 1973: Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* **17**, 421–428
- GÚTHY T., HEGEDŰS E. 1988: Age determination of microfaults by high-resolution reflection seismics for seismic hazard investigations. 50th Conference and Technical Exhibition of EAEG, The Hague, Abstracts of Papers and Posters, 216
- HARDING T. P. 1974: Petroleum traps associated with wrench faults. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **58**, 1290–1304
- HARDING T. P. 1990: Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls; *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* **74**, 10, 1590–1609
- HORVÁTH F. 1987: Az Alföld és környezetének neogén kéregfejlődése. Az MTA Szegedi Akadémiai Bizottságának kiadványai: Az Alföld medencealjazatának szerkezetfejlődése, Szeged, 29–35
- HORVÁTH F., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., WÉBER Z., DRAHOS D., NAGYMAROSY A., SZÉKELY B., TÍMÁR G., GYÓRI E., SZABÓ A., VÁRKONYI L., CSERNY T., CZELLER I., GOMBOS Cs., REMETE L., SAMU L., BUNTEBARTH G. 1993: Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani-geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján. Kutatási jelentés a Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából, 1–92 és 38 db. melléklet
- JIRIČEK R. 1979: Tectogenetic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. *In: MACHEL M. (Ed.) Tectonic profiles through the West Carpathians.* GUDS, Bratislava, 205–214
- KÁZMÉR M., KOVÁCS S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta Geol. Hung.* **28**, 71–84
- KILÉNYI É., D. LÓRINCZ K., J. KÁNTOR I. 1991: Possible oil and gas traps related to a wrench-fault zone in Hungary. *Int. Conf. of AAPG, London, Abstracts* 57
- KISS-PARCIU P. M., D. LÓRINCZ K., REDLERNÉ TÁTRAI M. 1995: Tectonic evolution in the central part of the Pannonian Basin, Hungary. 57th Conference and Technical Exhibition of EAGE, Glasgow. Extended Abstracts Vol. 2. P563
- MARKOS T. 1996: Módszertani kísérleti szeizmikus mérés a cinkotai Naplás tó jegén. Ifjú Szakemberek Ankétja, Balatonvilágos, Program 7. o.
- MÁRTON E., MÁRTON P. 1983: A refined polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean history. *Tectonophysics* **98**, 43–57
- NAGYMAROSY A., BÁLDI-BEKE M. 1993: The Szolnok unit and its probable paleogeographic position. *Tectonophysics*, **226**, 457–470
- POGÁCSÁS Gy., VAKARCS G., BARVITZ A., LAKATOS L. 1989: Post-rift strike-slip faults in the Pannonian Basin and their role in the hydrocarbon accumulation. *Proc. 34th Int. Geoph. Symp., Assoc. Hung. Geophys., Budapest, Vol. II*, 601–611
- POSGAY K., HEGEDŰS E., TÍMÁR Z. 1990: The identification of mantle reflections below Hungary from deep seismic profiling. *Tectonophysics* **173**, 379–385
- POSGAY K., SZENTGYÖRGYI K. 1990: A litoszférát harántoló eltolódásos törérendszer a Pannonmedence keleti részén. *Magyar Geofizika XXXII*, 1–2, 1–15
- POSGAY K. 1991: Jelentés a litoszféra és az asztenoszféra alap kutatásáról; információk szerzése a nyersanyag lelőhelyek előfordulási törvényszerűségeinek vizsgálatához. ELGI adattár
- REDLERNÉ TÁTRAI M. 1994: Jelentés a „Tektonika — neotektonika — Geofizikai kutatások a Pannonmedencében” című projekt eredményeiről. ELGI adattár 1–41
- RIEDEL W. 1929: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: *Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Pal.*, v.B, 354–368

- RUMPLER J., HORVÁTH F. 1988: Some representative seismic reflection lines from the Pannonian Basin and their structural interpretation. *AAPG Memoir* **45**, 153–170
- SANDERSON D. J., MARCHINI W. R. D. 1984: Transpression. *J. Struct. Geol.* **6**, 449–458
- SYLVESTER A. G. 1988: Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **100**, 1666–1703
- SZEPESHÁZY K. 1975: Az ÉK-i Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlatja. *Általános Földtani Szemle* **8**
- TARI G., BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics* **226**, 433–355
- TCHALENKO J. S. 1970: Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1625–1640
- WILCOX R. E., HARDING T. P., SEELY D. R. 1973: Basic Wrench Tectonics. *AAPG Bull.* **57**, 1, 74–96