

A litoszférát harántoló eltolódásos törésrendszer a Pannon medence keleti részén

POSGAY KÁROLY¹, SZENTGYÖRGYI KÁROLY²

A Kömlő—Kenderes—Doboz irányban húzódó Pannon Geotraverz mentén végzett kutatások alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a Pannon-medence aljzatának kialakulásakor közel 100 km szélességű övben transzkurrens törésrendszer keletkezett. A Pannon Geotraverzen a főtörészonát a flisöv alatt határoztuk meg. A főtörészóna a Mohorovicic diszkontinuitás alá is behatol, mélysége eléri a 35—40 kilométert. A törésrendszer intenzív korszakában, — a mai kaliforniai Szent András törésrendszerhez hasonlóan, — a törésrendszerre mérőleges nyomás — feszültségtér volt jellemző. Erre a kéreg-köpeny határtartomány és a főtörészóna kompressziós szerkezetéből lehet következtetni. A vizsgálatok a kéreg-köpeny határ süllyedésére és a szubkrustális litoszférán belüli nyírási övre is utalnak.

A Pannon-medence kifejlődése során a transzkurrens törésrendszer felújult és a korábbinál 1—2 nagyságrenddel kisebb horizontális oldaleltolódások keletkeztek.

On the basis of seismic investigation carried out along the Pannonian Geotraverse running in the direction Kömlő—Kenderes—Doboz the conclusion has been drawn: during the formation of the pre-Neogene basement of the Pannonian basin a transcurrent fault system nearly 100 km wide developed. The main slip zone along the Pannonian Geotraverse has been determined below the flysch belt. The main fault zone penetrates even below the Mohorovicic discontinuity: its depth reaches 35—40 km. During the active period of the strike-slip fault system a compression stress field perpendicular to the fault strike dominated, similarly to the Saint Andreas fault system of nowadays in California. This conclusion has been drawn from the compression structure of the crust-mantle boundary region and of the zone of the main fault. Investigations hint at the deepening of the crust-mantle boundary and at the existence of a subcrustal shear zone inside the lithosphere.

During the formation of the Pannonian basin the transcurrent fault system has been renewed and horizontal movements 1 to 2 orders smaller than the previous one occurred.

На основе сейсмических исследований проведенных по Паннонскому Геотраверсу проходящему по направлению сел Кэмле—Кендереш—Добоз сделан вывод: во время формирования фундамента Паннонского бассейна возникла сдвиговая зона в поясе широтой около 100 км. Главная тектоническая зона определялась по Паннонскому Геотраверсу под флишевым поясом. Она проникает под горизонт Мохоровичича; ее глубина достигает 35—40 км. В интенсивном периоде системы разломов существовало поле компрессионных напряжений перпендикулярных на систему разломов, подобно сегодняшней системе разломов Сан Андреас в Калифорнии. Это следует из компрессионной структуры граничной области корамантия и зоны главных разломов. Исследования свидетельствуют об углублении границы между корой и мантией и о существовании подкорового сдвигающего пояса внутри литосферы.

Во время заполнения Паннонского бассейна сдвиговая зона возродилась и происходили горизонтальные боковые сдвиги меньше предыдущих на 1—2 порядка.

Bevezetés

Az 1970-es évek második felében az ELGI a földkéreg és felsőköpeny kutató méréseket a KESZ—1 vonal (1. ábra) mentén végezte (Posgay és társai 1979, 1980, 1981.). A szénhidrogénkutató szeizmikus szelvényeken jelentkező (Albu I., Bodoky T. és társai 1978, Albu I. és Timár Z. 1983., Samu L. 1985.) tektonikusan zavart zónát keresztezve olyan mélytörésekre következtettünk, melyek közül az egyik a földkéreg, a másik a teljes litoszférát harántolja. A kéregben sugarasan szétágazó törésrendszer a medencealjzat süllyedésével volt kapcsolatba hozható. A felsőköpeny gyűrt, tört szerkezetéből korábbi nyomófeszültségtér hatására lehetett következtetni (Posgay és társai

1981.). A felsőköpenybe hatoló törés jelentősen eltérő szerkezetű litoszférarészeket különített el.

A Pannon Geotraverzen kapott kutatási eredmények alapján feltételezhető, hogy a mélytörések és a nyomófeszültségtérre utaló jelenségek a preneogén medencealjzat nagyszerkezetének kialakulásához köthetők. A mélytörések mentén — a kérdéses területen — jelentős jobbos eltolódások történtek és a litoszférában roncsolt zónák alakultak ki. A neogén medence keletkezésekor a mélytörések felújulhattak és jelentős szerepet játszottak a fiatal medencék kialakulásában.

A Pannon Geotraverzen meghatározott főtörészóna

A Pannon Geotraverzen 1987 és 1990 között végzett az ELGI kéreg- és felsőköpenykutató

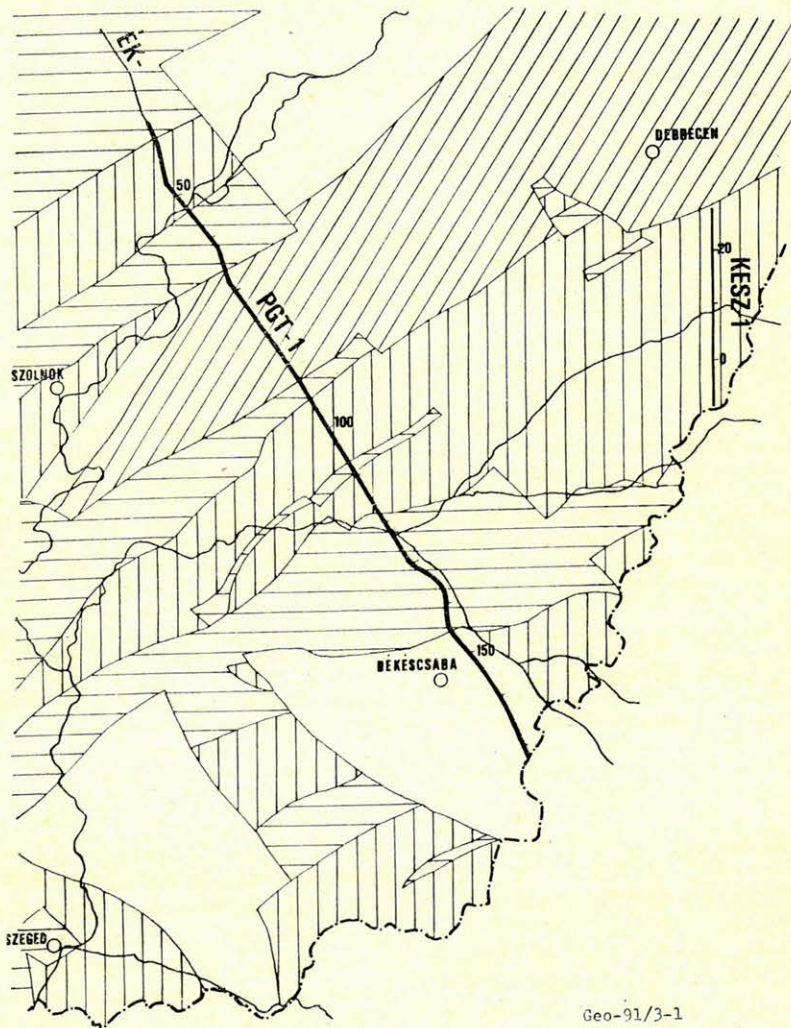
¹ Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

² Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet

szeizmikus méréseket. A Pannon Geotraverz Kömlőnél átfedéssel csatlakozik az ÉK—2 jelű földtani alapszelvényhez. Déli vége a Békési medencében, a román határnál van. Az 1. ábrán látható — Magyarország szerkezetföldtani térképének (Dank V., Fülöp J. és társaik 1990.) felhasználásával — A PGT—1. és a KESZ—1 litoszférakutató szelvények helyszínvázlata.

A Pannon Geotraverzen kapott szeizmikus reflexiós eredmények (Posgay K. és társai 1991.) vonalas rajzát mutatja a 2. ábra. A PGT—1 néhány sávjában a reflexiók jelentős gyengülése figyelhető meg. A legmarkánsabban egy kb. 7 km

széles zóna jelentkezik (3. ábra), amely a szelvény É-i irányában meredeken dől. Látszólagos dőlése kb. 80°. A zóna felső része közvetlenül a jól reflektáló fiatal (túlnyomórészt neogén) üledékek alatt helyezkedik el. A sávon belül feltételezhető szétágazó törések között a szintek több helyen — nyomott zónára utalóan — felfelé domborulnak. Feltetésünk szerint az energiaszegény sáv olyan nagyszerkezeti zónát jelezhet, amelyben — töredezettsége folytán — nagyobb a szeizmikus hullámok energiavesztesége, mint a környezetében. A törészóna feltételezhetően olyan litoszféra részeket különít el, amelyek szeizmikus képe eltérő. Az

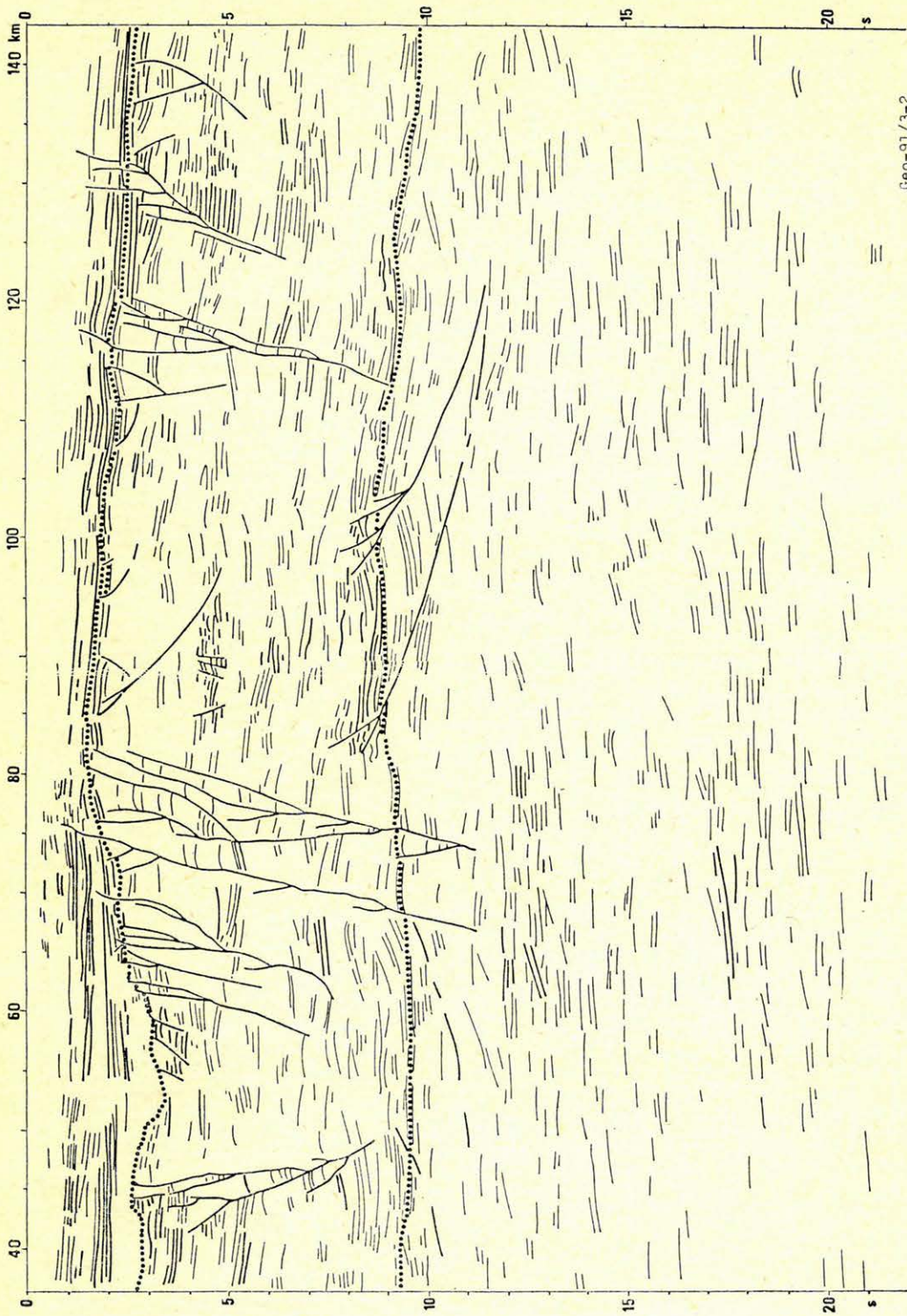


Geo-91/3-1

1. ábra. A Pannon Geotraverz és a KESZ—1 földkéreg és felsőköpenykutató szeizmikus szelvények helyszínrajza. A preneogén medencealjzat felépítését Magyarország szerkezetföldtani térképe (Dank V., Fülöp J. és társaik 1990.) alapján vázoltuk. Jelmagyarázat: ///fliš, ≡ flisnél idősebb mezozoós, ≡≡ paleozoós és idősebb, — ismeretlen korú preneogén medencealjzat

Fig. 1. Location map of seismic profiles Pannonian Geotraverse and KESZ—1 exploring the crust and upper mantle. Built-up of the pre-Neogene basement is sketched on the basis of „Structural geological map of Hungary (V. Dank, J. Fülöp et al, 1990)“ Legend: /// Flysch; pre-Neogene basement types: ≡ Mezozoic, earlier than flysch, ≡≡ Paleozoic and earlier, — unknown age

Рис. 1. План расположения сейсмических разрезов Паннонский Геотраверс и KESZ—1 исследующих земную кору и верхнюю мантию. Строение донеогенового фундамента обрисовано на основе Структурно-геологической карты Венгрии (В. Данк, Й. Фюлеп и др., 1990). Условные обозначения: /// флиш; типы донеогенового фундамента: ≡ мезозойский, старше флиша; ≡≡ палеозойский и более древний; — неизвестного возраста

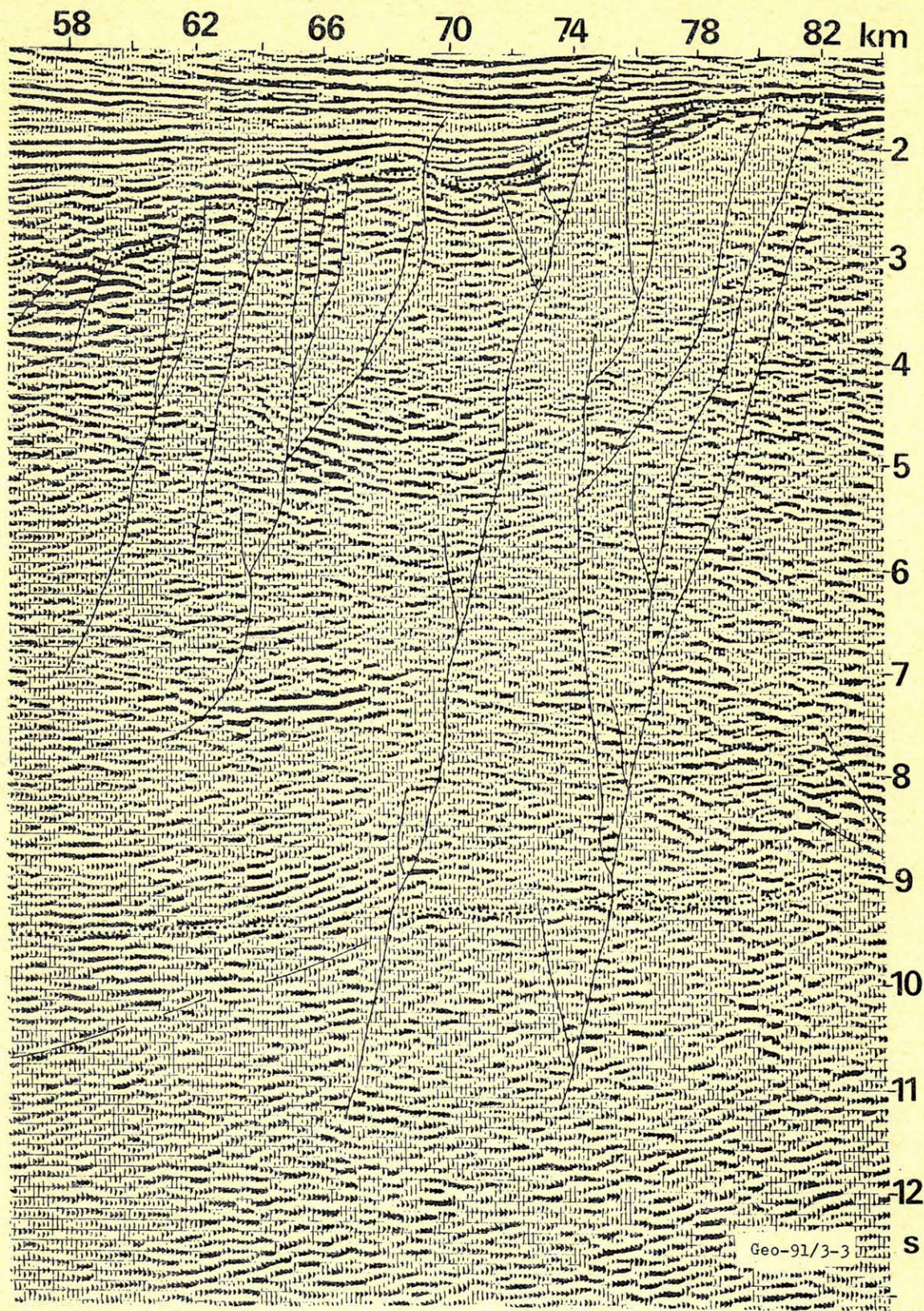


Geo-91/3-2

2. ábra. A PGT—1 mélyszeizmikus szelvény vonalas rajza. Pontozott vonallal jelöltük a preneogén medencealjzat felszínét és a kéreg-köpeny határt. Folytonos vonallal vázoltuk a feltételezett főbb töréseket (Posgay és társai 1991.)

Fig. 2. Line drawing of the deep seismic profile PGT—1. The pre-Neogene basement and the crust-mantle boundary are marked with dotted line, while the supposed main faults— with continuous line (Posgay et al, 1991)

Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез по линии PGT—1. Поверхность донеогенового фундамента и граница между корой и мантией обозначены пунктиром, а предполагаемые главные разломы — непрерывной линией (Посгаи и др., 1991)



3. ábra. A PGT—1 amplitudóhű feldolgozású szelvényén a flis alatt megállapítható, fő eltolódási mélytörés-zóna

Fig. 3. The strike-slip zone of the main deep fault determined below the flysch belt; true amplitude processed section of PGT—1

Рис. 3. Главная сдвиговая зона глубинных разломов, определяема под флишевой зоной на разреза PGT—1, обработанном методом истинных амплитуд

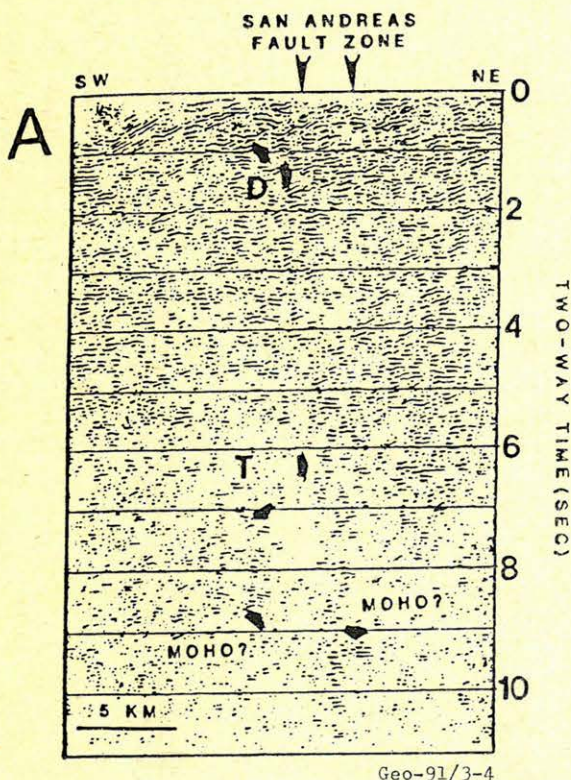
eltolódásra utaló virágszerkezet a szénhidrogén-kutató szeizmikus szelvényeken a neogén rétegekben is kirajzolódik. (Pogácsás Gy. és társai 1989., Szeidovitz Gy-né 1990., D. Lőrinc K. 1991.)

Összehasonlítóképpen nézzük meg a két leg-híresebb mélyszeizmikus szervezetnek, a COCORP-nak és a BIRPS-nek egy-egy szelvényrészletét, amelyen eltolódásos törések látszanak (Lemiszki P. J. és társai 1988.) A Szent András törést keresztelő COCORP szelvény mély részén, (4. ábra) a törés alatt a jelkimaradás szintén megfigyelhető. A skóciai Great Glen mélytörést keresztelő BIRPS szelvény vonalas ábráján mind az alsó kéregben, mind a felsőköpenyben látszik a reflexió-kimaradás (5. ábra).

A Pannon Geotraverzen a gyenge beérkezések zónája kb. 1,8–2 s-t (azaz kb. 7–8 km-t) nyúlik be a felső köpenybe. Valószínű, hogy az eltolódás törészónájának — ezen a területen — itt lehet az alsó határa.

Nyírási mélységtartomány a kéregalatti litoszférában

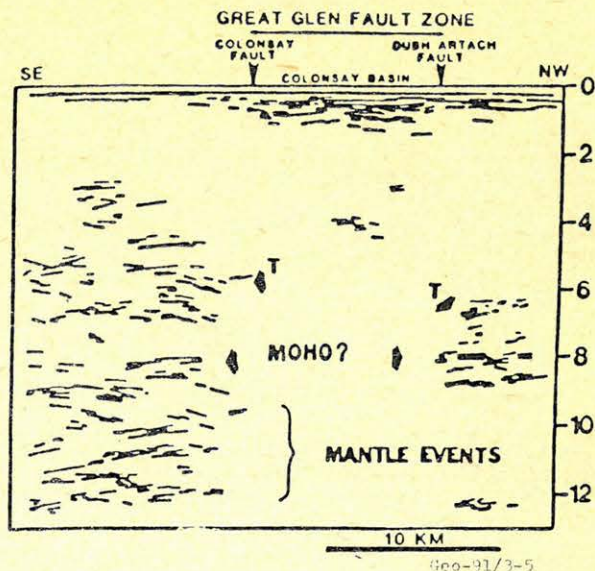
Ennek a mélységtartománynak a jellegére következtethetünk a Mohorovicic diszkontinuitás



4. ábra. A kaliforniai Szent András mélytörést keresztelő COCORP szelvény részlete (Lemiszki, P. J. és Brown, L. D. 1988.)

Fig. 4. A section of a COCORP profile crossing the Saint Andreas deep fault in California (P. J. Lemiszki, L. D. Brown, 1988)

Рис. 4. Фрагмент разреза COCORP, пересекающего глубокий разлом Сан Андреас в Калифорнии (П. Й. Лемиски, Л. Д. Браун, 1988)



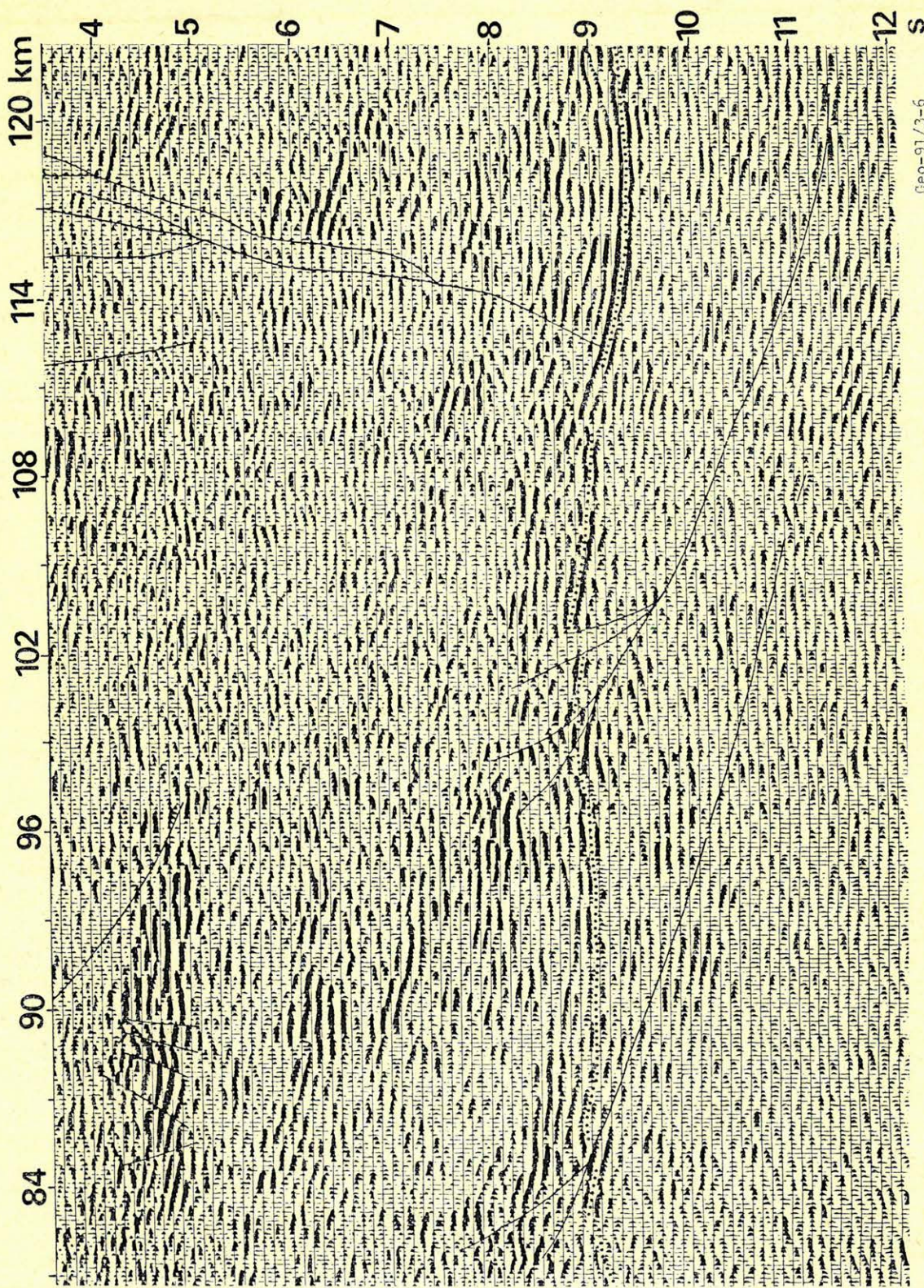
5. ábra. A skóciai Great Glen mélytörést keresztelő BIRPS szelvény részlete (Lemiszki, P. J. és Brown, L. D. 1988.)

Fig. 5. A section of a BIRPS profile crossing the Great Glen deep fault in Scotland (P. J. Lemiszki, L. D. Brown, 1988)

Рис. 5. Фрагмент разреза BIRPS, пересекающего глубокий разлом Грит Глен в шотландии (П. Й. Лемиски, Л. Д. Браун, 1988)

finomabb részleteinek tanulmányozásából is. A kéreg-köpeny határzónában több, azonos keletkezési mechanizmusra utaló szerkezet található. Értelmezésük jellemzésére vizsgáljuk meg a szelvény 84. kilométere táján található szerkezetet (6. ábra). A 84. kilométernél 8,4 s tájára emelkedő szintet egy korábbi kéreg-köpeny határként értelmezzük. Alakja jellemzi a kéreg-köpeny zóna egykori torlódásait. Szilárdságára, merevségére következtethetünk töréses-gyűrt szerkezetéből. Alatta 8,8 s táján É-ra (balra) látható az az idősebb kéreg-köpeny határ, amelyre rátolódott. Az itt D felé kezdődő közel vízszintes reflexiósort az új helyzetben kialakult, kialakuló határnak tartjuk. Ez alatt plasztikusabbnak látszó, meghajlott képződménysort találunk. Ennek a D-i része a 84. kilométer 8,8 s-tól D-felé lejtő feltolódási felület mentén — több fázisnyi elmozdulást sugallva rátolódik a hasonló képet mutató É-i összletre. A meghajlított rétegösszlet D-i része egy 99. kilométer 8,8 másodperce tájától D-felé lejtő feltolódási felület felé emelkedik. A kép azt sugallja, hogy kezdetben a felsőköpenynek a kéreg-köpeny határtartománya csak meggyűrődött, majd amikor a feszültségek meghaladták a rétegösszlet teherbíróképességét, elnyíródás és feltolódás következett be.

A 48. és 69. szelvénykilométerek táján is találunk azokhoz hasonló feltolódási felületeket, mint amilyenek a kéreg-köpeny határt a 84. illetve 99. szelvénykilométereknél metszik (2. ábra). A feltolódások a Pannon Geotraverz 68–75. szelvénykilométerre felé emelkedő felületek mentén történnek. A feltolódási felületek szelvénybeni metszetei a



Geo-91/3-6

6. ábra. A kéreg-köpeny határ mélységtartományának részlete

Fig. 6. A fragment from the depth range interval of the crust-mantle boundary

Рис. 6. Фрагмент глубинного диапазона границы между корой и мантией

mélység felé egyre enyhébben lejtenek. A mai kéreg-köpeny határ alatt kb. 2 s-al kezdődő mélységtartományban válnak vízszintessé. Eddig a mélységtartományig figyelhető meg a fő eltolódási zónában a beérkezések amplitudócsökkenése is.

Valószínűnek tartjuk, hogy a Pannon Geotraverzen mind csökkent amplitudókkal jelentkező eltolódásos törésvonalak „aljától”, mind a feltolódási síkok közel vízszintes részeiből a szubkrusztális litoszféra — 11–12 s táján kezdődő, — képlékenyebb mélységtartományára következtethetünk. Ennek mérsékelt szilárdsága elősegítette az eltolódásos törésvonalakkal kapcsolatos elmozdulások létrejöttét. A feszültségek szempontjából ezt egy nyírás — a kéreg alatti litoszféra alsó és felső részét szétcsatoló — mélységtartományként értelmezhetjük.

Feltételezésünk alátámasztására bemutatjuk a világ egyik legismertebb mélyszeizmikus szelvényét. Skóciától ÉNY-ra a BIRPS a kéreg alatti litoszférában közel vízszintes reflexiókat regisztrált. A W reflexióként jelzett beérkezések a DRUM szelvényen a 7. ábrán látszanak. A közölt vonalás ábrán a kéreg-köpeny határtartományt nem rajzolták ki és nem is értelmezték. Flack és Warner a W reflexiók jellemzőiből és elrendeződéséből következtettek arra, hogy a W-reflektor a Great Glen mélytörés menti eltolódásos mozgásokhoz tartozó nyírás mélységtartományt jelez.

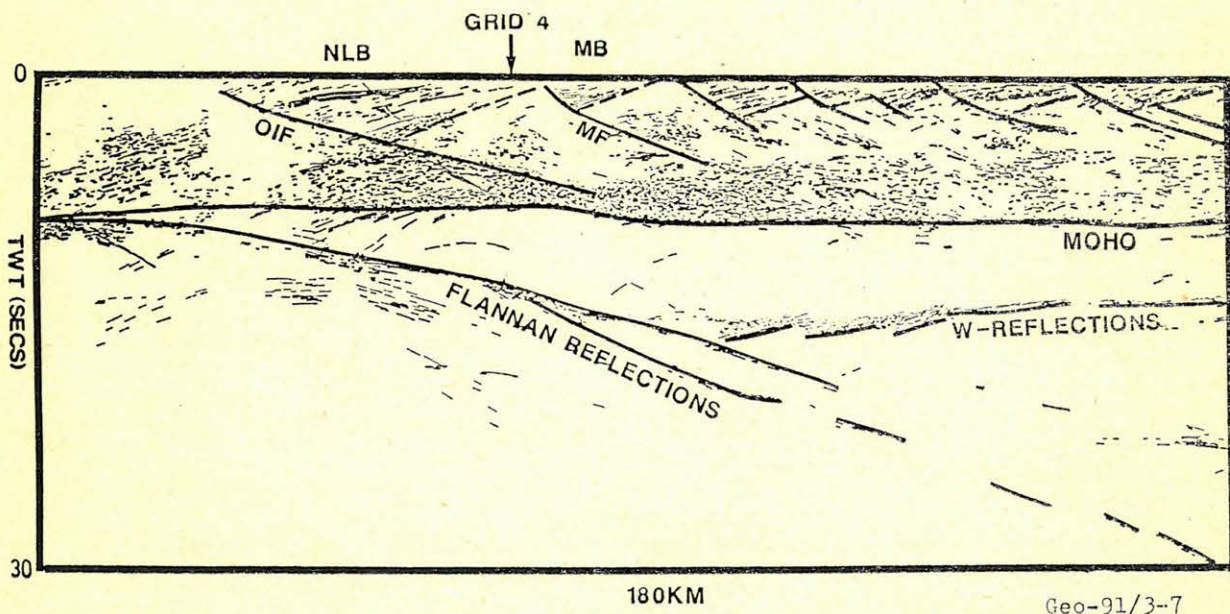
Nyomófeszültségre utaló szerkezetek

A Pannon Geotraverz 48, 69, 84, 99, 110, 125 szelvénykilométereinél az alsókéreg — felsőköpeny határ mélységtartományban szilárdabb „padok” egymásratalódására következtettünk (2. ábra). A

szilárdabb rész feltolódásait a felette és alatta elhelyezkedő képlékenyebb mélységtartományok tették lehetővé. A fő oldaleltolódási zóna két oldalán lévő litoszféra részek egymás felé is mozdultak. Erre utalnak az eltolódási zóna mindkét oldalán, mind a kéregben, mind a felsőköpenyben látható nyomásra utaló jelenségek. Az eltolódási zónától északra eső szelvényrészben a felületelemek általában dél felé, az eltolódási zónától délre eső szelvényrészben pedig általában észak felé emelkednek. Ugyanilyen tendenciájúak azok a nyírás síkok, amelyek a szubkrusztális litoszférában válnak vízszintessé.

Az egykori feszültségtérre következtethetünk, a Szent András törés környékéről leírt vizsgálatok eredményeiből (8. ábra). A mai tektonikai főfeszültségek merőlegesek a Szent András törésre, a törés közvetlen környékétől eltekintve (Zoback és társai 1987.). A törésre merőleges nyomásra következtettek a Közép-Kaliforniában meghatározott gyűrt, feltolódásos szerkezetekből is, (9. ábra), amelyeknek csapásiránya egyezik az eltolódásos törésével. A feltolódási síkok a Szent András törésnél némi szimmetriát tükröznek. Zoback és társai szerint a nyomásos szerkezetek az utolsó 4–5 millió évben keletkeztek. Feltételezésük szerint kb. 4–5 millió évvel ezelőtt az észak-amerikai és a csendes-óceáni lemezek közötti relatív elmozdulás iránya 20°-al megváltozott. Ez okozta, hogy a — viszonylag kis nyírás ellenállású — törésre merőleges nyomás feszültségtér alakult ki.

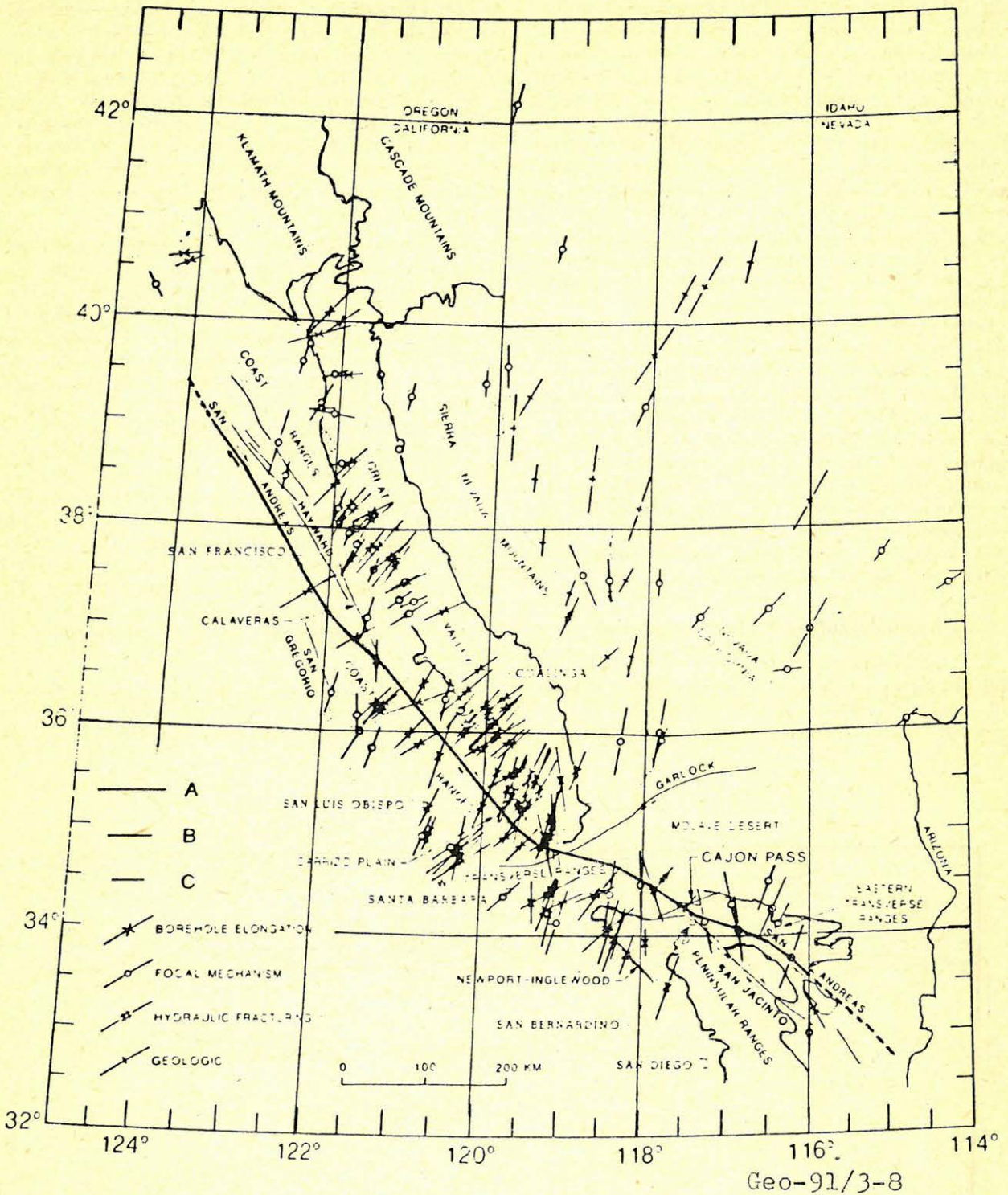
Feltételezzük, hogy a Pannon Geotraverzen látható, nyomásra utaló szerkezetek nagy része is az eltolódás intenzív időszakára vezethető vissza. A



7. ábra. A Skócia partjaitól ÉNy-ra mért DRUM mélyszeizmikus szelvény (Flack, C. és Warner, M. 1990.)

Fig. 7. The deep seismic profile DRUM measured NW from the coasts of Scotland (C. Flack, M. Warner, 1990)

Рис. 7. Глубинный сейсмический разрез DRUM, измеренный в северозападе от берег Шотландии (С. Флак, М. Варнер, 1990)



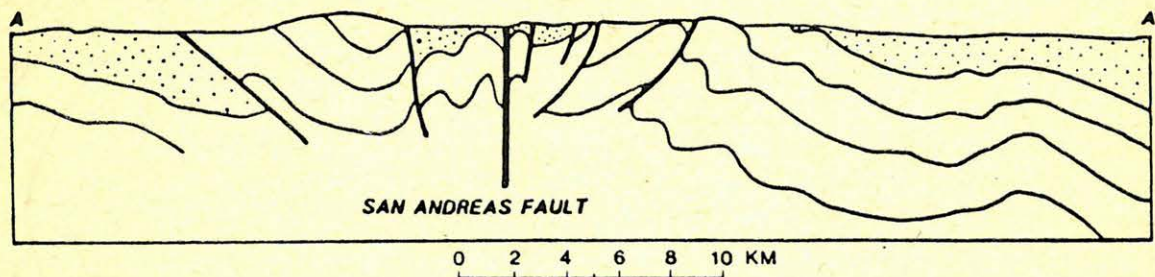
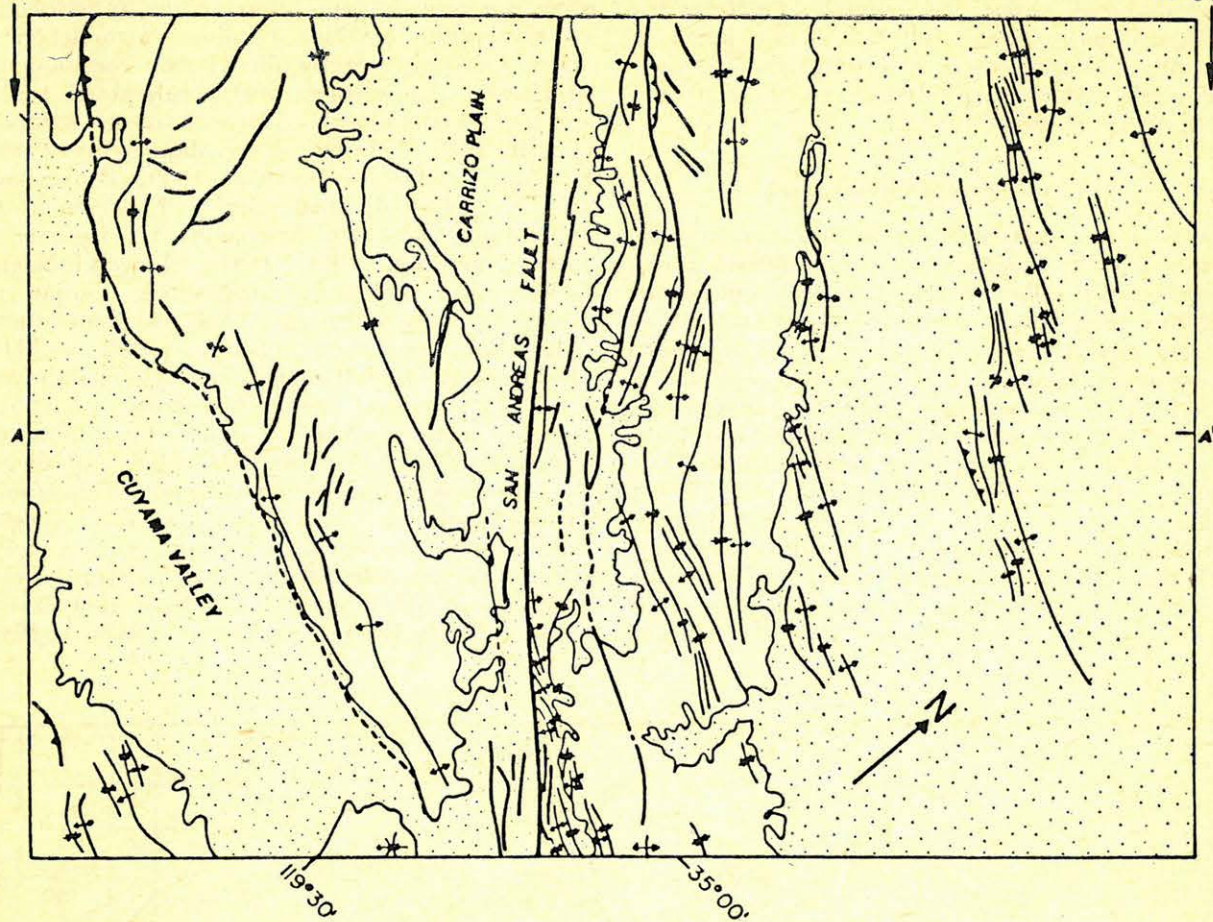
8. ábra. A Szent András mélytörés környékének feszültségirányai (Zoback és társai 1987.)

Fig. 8. Stress directions in the vicinity of the Saint Andreas deep fault (Zoback et al, 1987)

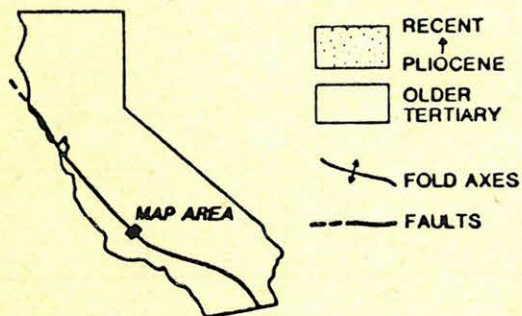
Рис. 8. Направления напряжений в области глубинного разлома Сан Андреас (Зобак и др., 1987.)

35°00'

119°30'



Geo-91/3-9



9. ábra. A Szent András mélytörés környéki aktív feltolódások és gyűrődések tengelyei (Zoback és társai 1987.)

Fig. 9. Axes of active upthrusts and folds in the vicinity of the Saint Andreas deep fault (Zoback et al, 1987)

Рис. 9. Вали активных взросов и складчатостей в области глубинного разлома Сан Андреас (Зобак и др., 1987)

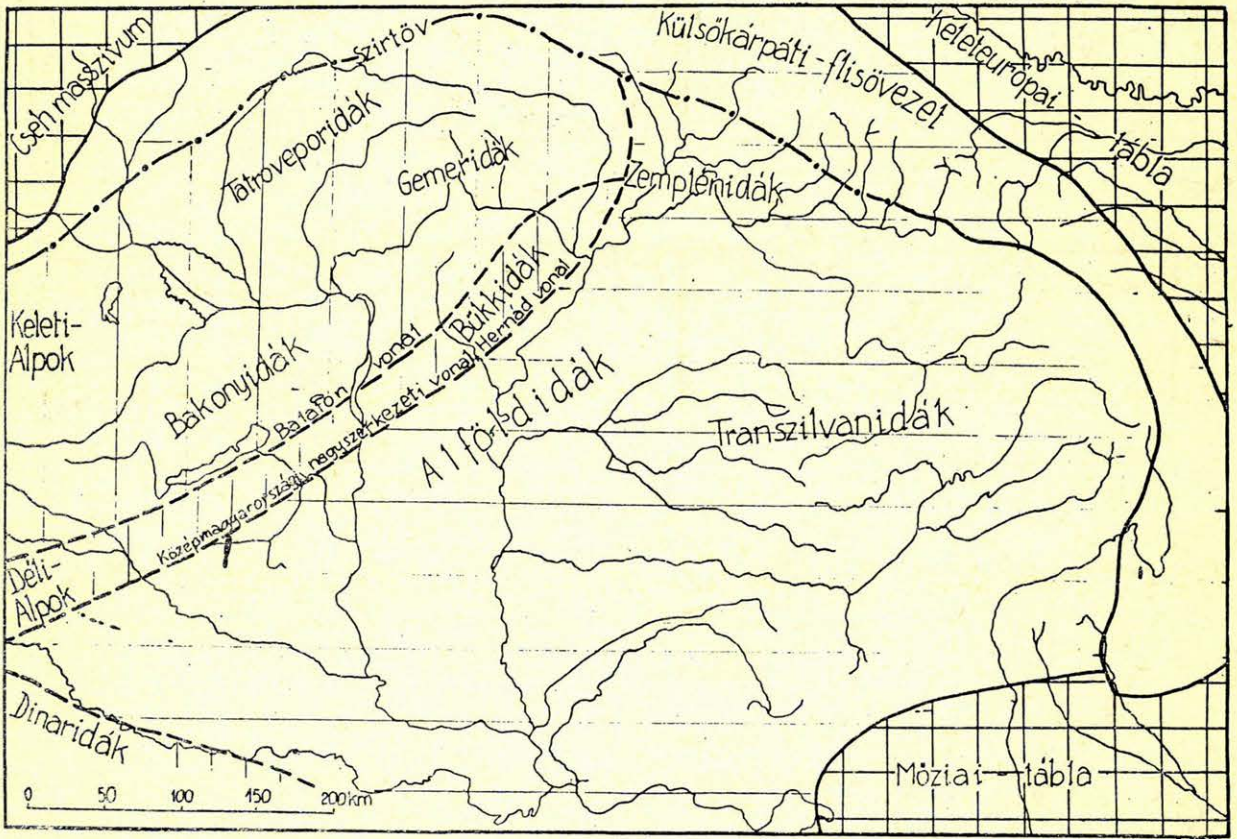
feltolódási jelenségek a fő eltolódási zónától távolodva csökkennek. Valószínű, hogy a litoszféra rendkívül meggyengült eltolódási zónájának a tektonikai főfeszültségek beforgatásában is megnyilvánuló hatása távolodva egyre csökken (Zoback, M. D. és társai 1987.).

Eltolódásos törérendszerek

A medencealjzat alatt 74. és 81. szelvénykilométerek között meghatározott eltolódásos törészónán kívül (3. ábra) É-felé dőlő, csökkent amplitudójú zóna kezdődik a medencealjzat alatt 65. és 69. szelvénykilométerek között is. A fő eltolódásos törészónától É-ra eső terület rész erős tektonikai igénybevételére utal, hogy 42. és 45. szelvénykilométerek között egy D-felé lejtő zónára is következtetni lehet. Eltolódásra következtethetünk a 119. szelvénykilométernél a medencealjzat alatti É-felé dőlő törésnél is. Az ettől É-ra és D-re látható szeizmikus kép szintén éles jellegváltást mutat.

A törések meredekségéből arra következtethetünk, hogy az eltolódásos törések nagy része közel merőleges lehet a szelvényre. A leírtak alapján

feltételezhető, hogy az eltolódásos törések jelentős része és a kéreg-köpeny határtartomány feltolódásai lényegében egyetlen hatalmas átrendeződést okozó hatására vezethetők vissza. Nagyméretű eltolódások a preneogén medencealjzat nagyszerkezetének kialakulásakor tételvezethetők fel. (Szepesházy K. 1975. Wein Gy., 1978, Majoros Gy. 1980., Kázmér M.—Kovács S. 1985., 1989., Brezsnján-szky K.—Haas J. 1986., Burke, K.—Sengör, C. 1986., Fülöp J. 1989., Neubauer, F.—Genser, J. 1990., Márton E. 1981., 1987.). A mélyföldtani, faciológiai és rétegtani vizsgálatok alapján az elmúlt két évtizedben egyre világosabban körvonalazódott, hogy a — belső Kárpátok vonulata által egységbe foglalt — Pannon medence aljzatát ÉK—DNY-i csapás mentén keresztelő vonal vagy övezet a medencealjzat két gyökeresen különböző felépítésű és eredetű részét választja al (10. ábra). A perm-alsókréta képződménycsoport felépítése és fáciesjellegei arra utalnak, hogy az északnyugati szerkezeti-faciális egység („Pelső Egység”) eredetileg a Tethys déli, afrikai része lehetett, míg a szerkezeti vonaltól jelenleg délkeletre elhelyezkedő egység („Tisza Egység”) a Tethys északi szegélye-



Geo-91/3-10

10. ábra. A kárpáti térség paleozoós és mezozoós képződményeinek elrendeződése az alpi orogén fázisok befejezése után (Szepesházy K. „durva nagyszerkezeti vázlata” 1975.)

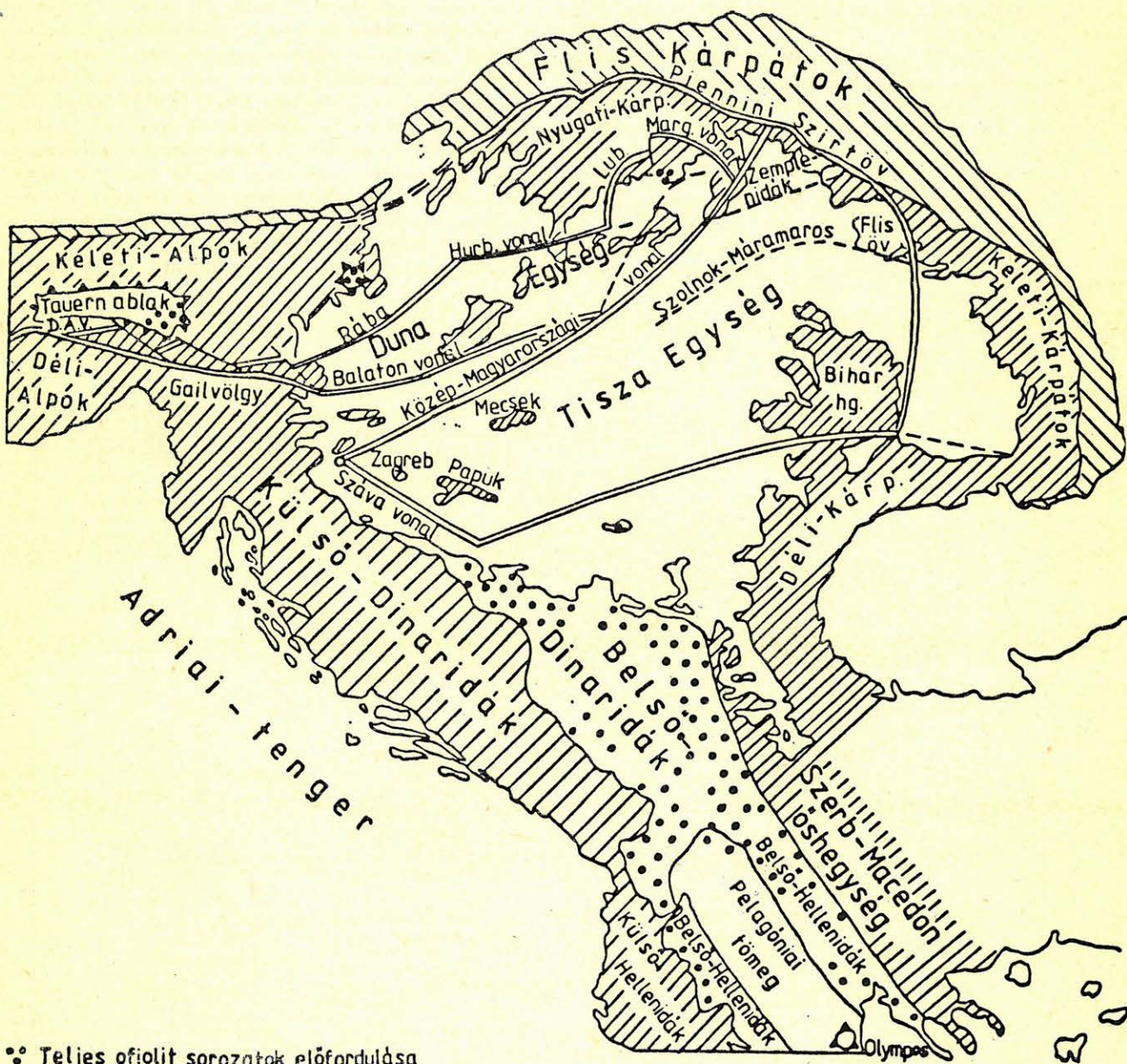
Fig. 10. Distribution of the Paleozoic and Mesozoic formations in the Carpathian area after the Alpine orogene phases (rough structural sketch, K. Szepesházy, 1975)

Рис. 10. Распределение палеозойских и мезозойских образований Карпатского региона после заканчивания альпийского орогенного этапа (Грубая структурная схема, К. Сепешхази, 1975)

hez tartozott korábban. (Pelso Egység alatt a Középmagyarországi vonal és a Rába vonal által határolt, a Tisza Egység és a Központi Alpi Egység közötti szerkezeti-faciális egységet szokás érteni. A Tisza Egység a Középmagyarországi nagyszerkezeti vonaltól délre elhelyezkedő, az Erdélyi Középhegységet is tartalmazó szerkezeti-faciális egység. A két nagy egység alapvető sztrátiográfiai és fácies különbségeit illetően lényegileg egyetértés tapasztalható a kérdéssel foglalkozó kutatók között; a fejlődéstörténet és belső tagoló-

dás tekintetében, továbbá a tektonikai jelentőséget illetően azonban számos egymástól jelentősen eltérő nézet ismert. Lényegileg a nézetkülönbségek oka arra vezethető vissza, hogy a két nagy egység elsősorban faciális és nem szerkezeti egység.)

A középmagyarországi nagyszerkezeti vonal (vagy övezet) mentén érintkező két egység lényegében a szenon előtti állapotnak megfelelő tagolódást tükrözi. Az egységeken belül földtani fejlődéstörténetét tekintve is eltérő alegységek körvonalazhatók. Az itt bemutatásra került Pannon



Geo-91/3-11

11. ábra. A Pannon medence preneogén aljzatának vázlata Kázmér M. és Kovács S. szerint (1989.)

Fig. 11. Sketch of the pre-Neogene basement of the Pannonian basin (M. Kázmér, S. Kovács, 1989)

Рис. 11. Схема донеогенового фундамента Паннонского бассейна (М. Казмер, Ш. Ковач, 1989)

Geotraverz szelvények hosszabb szakasza a Tisza Egység területét határolja, azonban északnyugati része a Pelso Egységet képviselő aljzatról is képet ad. Véleményünk szerint a 2. ábrán a 74. és 81. szelvénykilométerek közötti szakasz azonosítható a Középmagyarországi nagyszerkezeti vonallal (helyesebben övezettel, mert az érintkezési zóna földtanilag gigantobreccsa jellegű képződményekkel jellemezhető és egy szélesebb zónát fog át). Sajnos mélyfúrásokkal alig ellenőrizhető ennek a szerkezeti zónának a jelenléte, pontosabban tükröződése a területen, mert mindössze a tiszagyendai fúrások jutottak olyan mezozoós képződményekbe, amelyek zavart szerkezete jelentős tektonikai zóna közelségére utal.

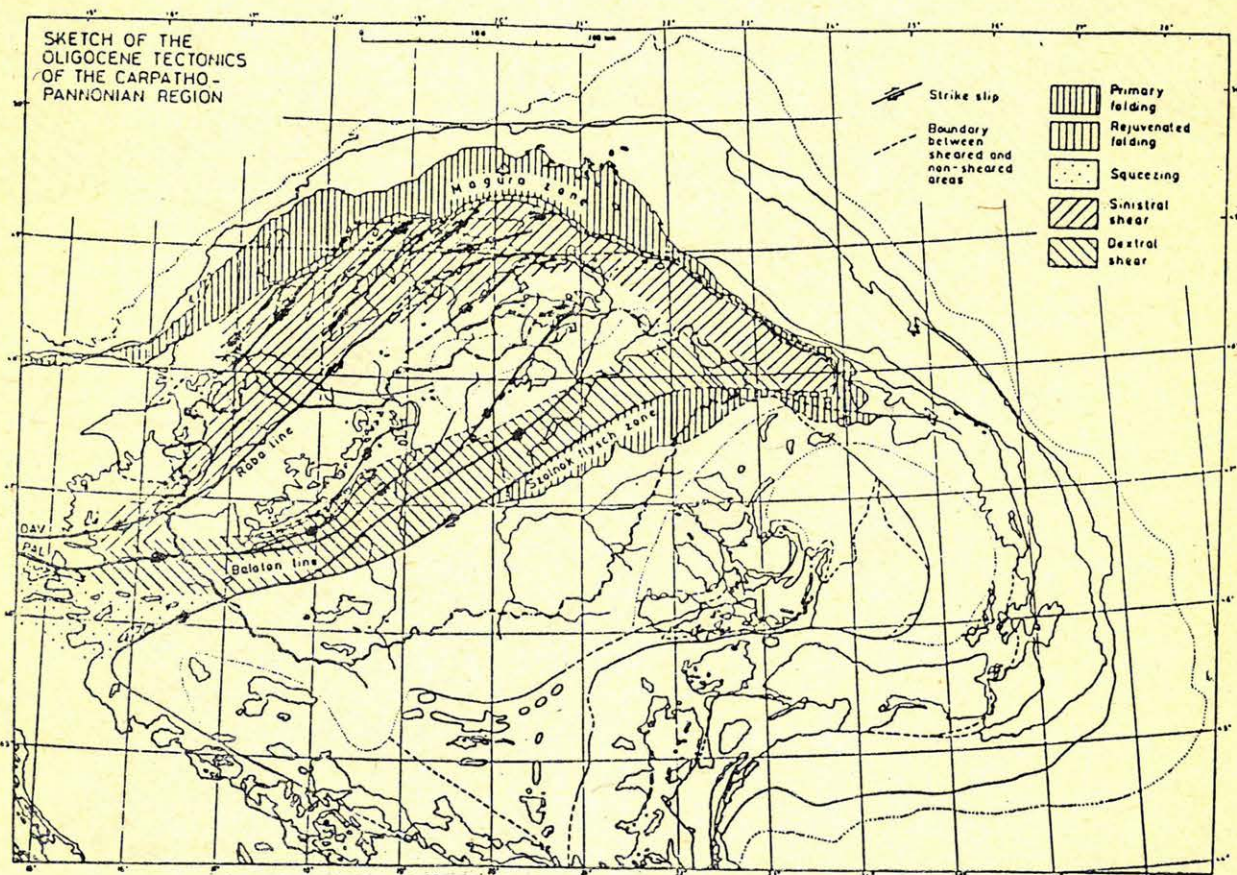
A mozgások korára vonatkozóan megoszlanak az elképzelések, a nagy kéregrészek vízszintes elmozdulását általában felső-kréta — paleogén időkeretbe szokás helyezni (Horváth F. és Rumpler J., 1984.)

Kázmér M. és Kovács S. (1985) szerint (11. ábra) a Magyar Középhegység 450—500 km-es kinyomódása a középső eocénben kezdődött és az oligocén végén fejeződhetett be. Ez 20—30 mm/év eltolódásnak felel meg. A középmagyarországi

törérendszer intenzív korszaka összevethető a kaliforniai nagy aktivitású törérendszerrel. A San Andreas törérendszer menti elmozdulás 25—35 mm/évre becsülhető (Zoback M. D. et al. 1987).

Balla Z. (1982., 1984., 1988.) a szolnoki flis-öv nagyfokú mobilitása alapján feltételezi, hogy a szenon óta az elsőrendű nagyszerkezeti határ a flis-öv mentén húzódik (12. ábra). Térképein feltüntetett határ a Pannon Geotraverz 71. illetve 84. szelvénykilométeréhez esik. Valószínűnek tartja, hogy az előzőekben említett jobbos eltolódások nagy része a kréta óta a flis-öv menti nagyszerkezeti vonal mentén zajlott le.

A Tisza egységként összefoglalt faciális területen a mélyfúrásokból és felszíni geológiai megfigyelésekből származó adatok szerint két, egymással közel párhuzamos lefutású mezozoós kifejlődési övezet mentén jelentősen eltérő kifejlődéssel jellemezhető zóna helyezkedik el. A perm- alsó-kréta komplexum kifejlődése a két övezetben jelentősen eltér egymástól, ami arra enged következtetni, hogy ezeknek a képződményeknek jelenlegi pozíciója nem egyezik meg vagy nem teljesen egyezik az eredeti ősföldrajzi helyzettel. A két övezet mezozoós fejlődéstörténete is igen jelentős különbsége-



Geo-91/3-12

12. ábra. Magyarország oligocén szerkezetének Balla Z. szerinti vázlata regionális keretben (1988.)

Fig. 12. Sketch of Oligocene structures of Hungary in a regional frame (Z. Balla, 1988)

Рис. 12. Схема олигоценовой структуры Венгрии в региональной рамке (З. Балла, 1988)

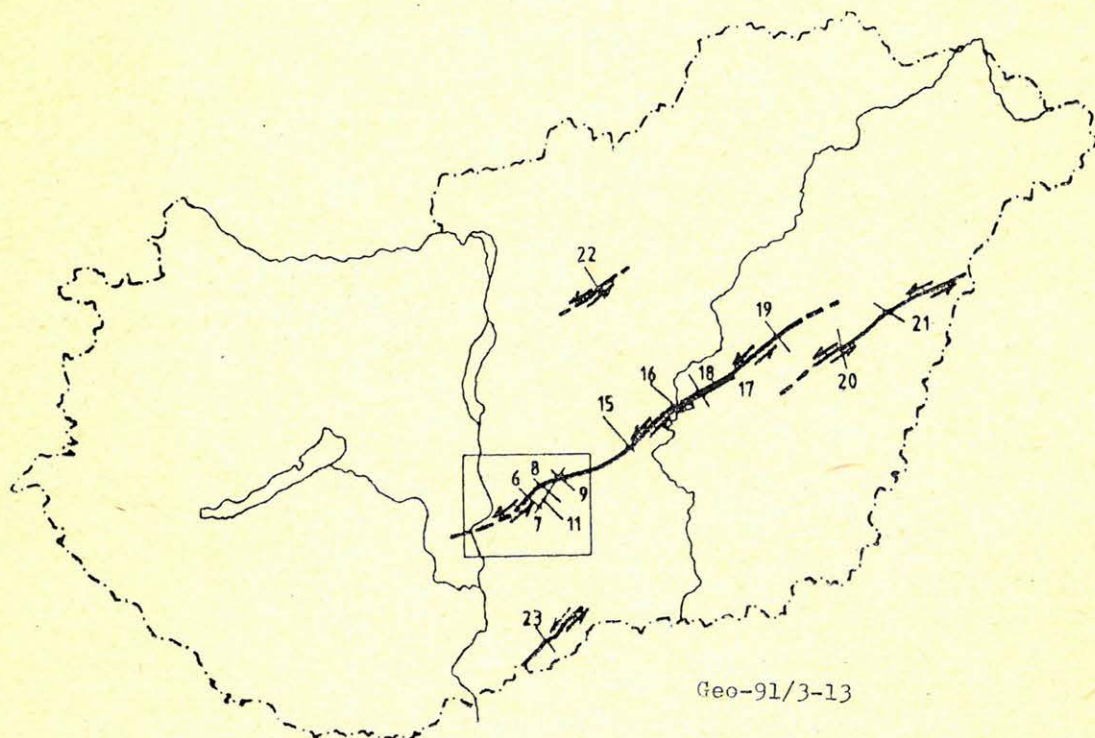
ket tükröz, a fácies övezetek közötti határ azonban éles. Okkal feltételezhető tehát, hogy a két övezet jelentős szerkezeti mozgások eredményeként került jelenlegi pozíciójába. A mozgások időbeliségére vonatkozóan kielégítően pontos adat egyelőre nincs, legvalószínűbben azonban harmadidőszaki tektonikai eseményekkel hozható a jelenlegi konfiguráció alakulása összefüggésbe. Egyelőre nem világos annak a mély törésnek a jelentősége földtanilag, ami a geotraverz 110. és 120. szelvénykilométere között helyezkedik el, mindössze feltételezzük, hogy esetleg az ún. mecseki és az ún. villányi fáciesöv érintkezési zónája lehet.

Feltételezzük, hogy a mélytörések a litoszféra olyan meggyengült zónáit alkotják, hogy egyrészük a regionális tektonikai feszültségtér átrendeződése után is felújulhatott. A kéreg mélyebb részeit is harántoló törészónák felett a fiatal üledékes rétegekben kimutatott eltolódási törésekre alapozzuk feltevésünket (13. ábra). Az üledékes medencék kialakulásának vizsgálata alapján kimutatott neogén balos eltolódások (Horváth F., Royden L. 1981., Pogácsás Gy. és társai 1989.) egy része ilyen felújult törés is lehet.

Pogácsás Gy. és társai (1989). a Kiskőrös környékei részletező szeizmikus mérések eredményeinek vizsgálata alapján a Pannon kezdete óta 7,8–8 km mértékű balos elmozdulást határoztak meg. Ez 0,67 mm/év közepsebességű mozgásnak felel meg.

A neogén során extenziós normál vetők és transzkurrens törések mentén történtek elmozdulások, ezek mellett azonban nem ritkák a rotáció és a liztrikus vetők mentén történt elmozdulások sem. A fiatal neogén mozgásokat kompressziós szerkezetek és transzkurrens vetők mentén történt elmozdulások jellemzik. Mindezek valamilyen mértékben rányomták bélyegüket az idősebb képződmények szerkezeti jellegeire is. A Pannon medence neotektonikai fejlődését alapvetően É—D-i irányú kompresszió és több irányban mutató extenzió jellemzi (Bergerat F., Geyssant J. és Lepvrier C. 1984). Az extenzió csúcspontja a felső-miocénre tehető Bergerat et al. (1984) szerint, amikor is normál vetőkkel határolt kis különálló medencék jöttek létre.

Transzfer töréseket feltételezve (Horváth F. és Tari G. 1991.) valószínű, hogy a törések (14. ábra) között elhelyezkedő — a medencekifejlődés közben különböző mértékben megnyúlt — övekben forgató nyomoték is fellépett és az egyes kisebb blokkok torzulása, elfordulása ezzel magyarázható (Nicholson et al. 1986.). Az egyes tektonikai elemek azonosítása és a szerkezetfejlesztési értelmezésük további, jövőbeli feladat, itt csak arra szándékoztunk rámutatni, hogy a Pannon Geotraverz mentén olyan jelentős szerkezeti formák felismerésére nyílt lehetőség, amelyek értelmezése további együttműködést és elmélyült elemzést kíván geo-



13. ábra. Az alföldi pannon-quarter eltolódások nyomvonalai Pogácsás és társai (1989.) szerint

Fig. 13. Traces of the Pliocene and Quaternary age dislocations on the Great Hungarian Plain (Gy. Pogácsás et al, 1989)

Рис. 13. Трассы пannonских-четвертичных типов на Большой Венгерской Низменности (Д. Погпчаш и др., 1989)

fizikai és geológiai szakterülettől egyaránt. Feltétlenül kívánatosnak tartunk újabb feldolgozást végezni, amelynek adatai alapján a szelvény felsőbb szakaszának részletezésére is sor kerülhet.

Összefoglalás

A Pannon medence keleti részén meghatározott, a litoszférát harántoló, eltolódásos törérendszer jól egyeztethető mind a preneogén medencealjzat, mind a neogén medence szerkezetével. A leírt vizsgálatok alapján valószínűnek tartjuk, hogy a preneogén medencealjzat szerkezetének kialakulásakor keletkezett eltolódásos törések a litoszféra kis szilárdságú zónáit alkotják és ezért a medence kialakulásakor felújultak és a medence üledékekben is nyomozhatók. A mélytörésekkel kapcsolatos mobilis övek mind a medencealjzat, mind a kainozoós üledékek finom szerkezetét és tárolóképességét befolyásolták. Az eredmények figyelembevétele mind a szénhidrogének, mind a nagy entalpiájú, geotermikus tárolók feltárását elősegítheti.

Köszönetnyilvánítás

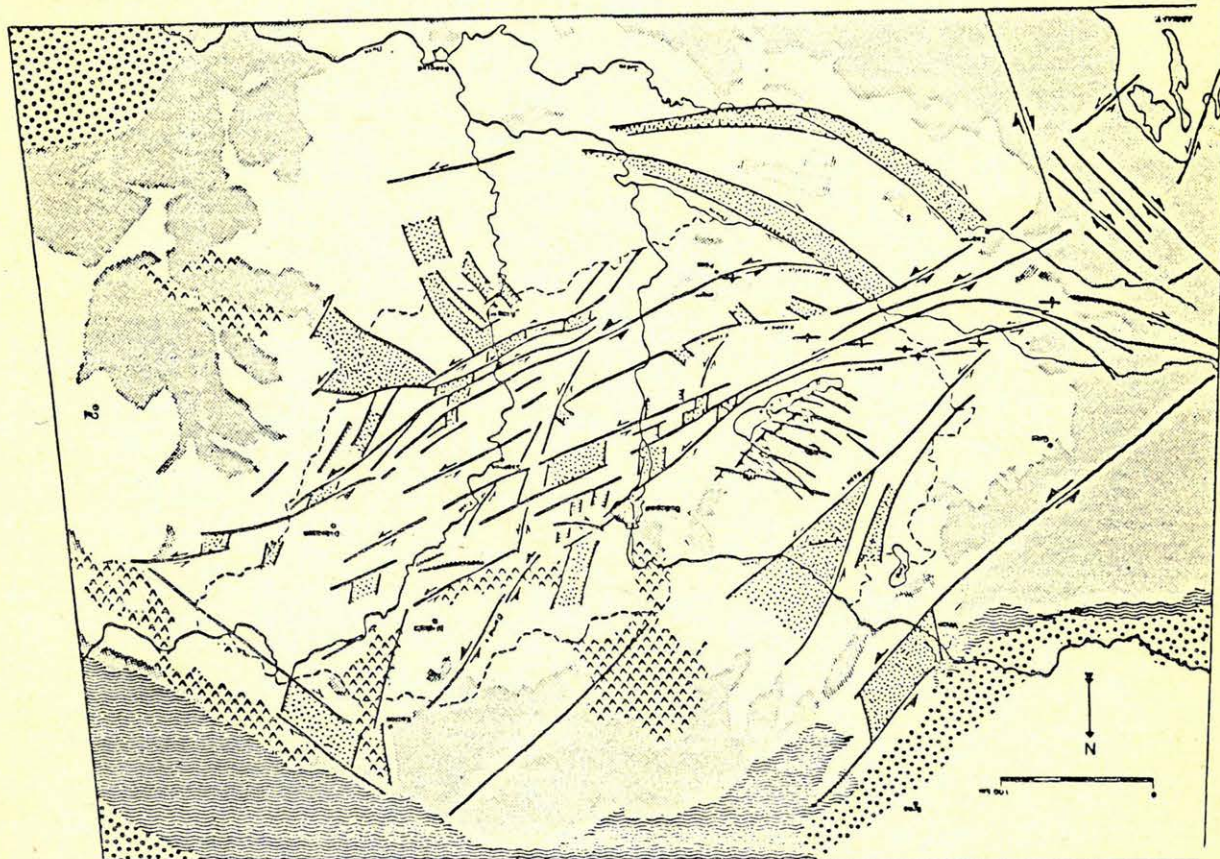
Ezúton is köszönjük a Magyar Tudományos Akadémia Országos Kutatási Alapja és a Központi

Földtani Hivatal vezetőségének, hogy a kutatásokat szellemileg és anyagilag is támogatta. Köszönjük az adatgyűjtésben, a számítógépes feldolgozásban és a cikk kivitelezésében közreműködő kollégák segítségét.

Külön köszönjük az OTKA kutatásban együttműködő kollégák munkáját, tanácsait, amelyekkel az eredmények értelmezését elősegítették.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- Albu I., Bokody T., György L., Pintér A., Szeidovitz Gyné, Timár Z. 1978: Geofizikai kutatás az Alföldön. ELGI 1977. évi jelentése. 54—56. old.
- Albu I. és Timár Z. 1983: Hajdúsági szeizmikus mérések újrafeldolgozásának eredményei. ELGI 1982. évi jelentése. 87—88. old.
- Balla Z. 1982.: Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous — Cenozoic collision: A new synthesis. Tectonophysics. 88. 1/2. 61—102. old.
- Balla, Z. 1984.: The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. Geofizikai Közlemények. Vol. 30. No. 4., 313—353. old.
- Bergerat, F.—Geysant, J.—Lepvrier, C. 1984.: Neotectonic outline of the intra-Carpathian basins in Hungary — Acta Geol. Hung., 27. pp. 237—249. 297—303.
- Burke, K. és Sengör, C. 1986.: Tectonic escape in the evolution of the continental crust. Reflection seismology: The continental crust. Szerk. Barazangi, M., Brown, L., AGU Geodynamic series. Vol. 14. 41—53. old.



Geo-91/3-14

14. ábra. A Kárpát—Pannon terület kinematikai modellje Horváth F. (1987.) szerint

Fig. 14. Kinematic model of the Carpathian-Pannonian region (F. Horváth, 1987)

Рис. 14. Кинематическая модель Карпато-Паннонского региона (Ф. Хорват, 1987.)

- Dank, V., Fülöp, J., Ádám, O., Bardócz, B., Bérczi, I., Brezsnayánszky, K., Császár, G., Haas, J., Hámor, G., Horváth, F., Jámor, A., Karsai, M., Nagy, E., Pogácsás Gy., Ráner G., Rumppler, J., Sikkegyi F., Szederkényi T., Völgyi L., Zelenka, T. 1990.: Magyarország szerkezetföldtani térképe. Magyarország földtani atlasza. 1 : 500 000. Földt. Int. kiadv.
- D. Lőrincz K., Polcz I., Szabó P. 1990.: A Szolnok—Törökszentmiklós környékén végzett szeizmikus reflexiós mérések. Az ELGI 1988—89. évi jelentése. 65—69. old.
- Flack, C. és Warner, M. 1990.: Three-dimensional mapping of seismic reflection from the crust and upper mantle, northwest of Scotland. Tectonophysics, 173. 469—481. old.
- Fülöp J. 1989.: Bevezetés Magyarország geológiájába. Akadémia Kiadó, Budapest 193—211. old.
- Horváth F. és Royden, L. 1981.: Mechanism for the formation of the Intra-Carpathian basins: a review. Earth evolution sciences 3—4. 307—316. old.
- Horváth F.—Rumppler, J. 1984.: The Pannonian basement: extension and subsidence of an Alpine orogene — Acta Geol. Hung., 27., pp. 229—235.
- Horváth F. és Tari G. 1991.: Legújabb nagytektonikai eredmények és ezek jelentősége a Pannon-medence szerkezetfejlődésének vizsgálatában. Posgay: litoszféra és az asztenoszféra alap kutatása. OTKA jelentés. 111—136. old.
- Kázmér M. és Kovács S. 1985.: Permian-Paleogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: Evidence for the continental escape of the Bakony-Drauzug unit. Acta Geol. Hung., 28: 71—84. old.
- Lemiszki P. J. és Brown, L. D. 1988.: Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles. Geological Society of America Bulletin. V. 100. 665—676. old.
- Majors Gy. 1980.: Problems of Permian sedimentation in the Transdanubian Central Mountains: a paleogeographic model and some conclusions. Földt. Közl. 110. 323—341. old.
- Márton, E. 1981.: Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region. Earth evolution sciences 3—4., 257—264. old.
- Márton, E. 1987.: Paleomagnetism and tectonics in the mediterranean region. Journal of Geodynamics 7., 35—37. old.
- Neubauer, F. és Genzer, J. 1990.: Architectur und Kinematic der östlichen Zentralalpen — eine Übersicht. Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark. Graz. 203—219. old.
- Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P. and Sykes, L. R. 1986.: Seismicity and fault kinematics through the Eastern Transvere Ranges, southern California: block rotation, strike-slip faulting and low-angle thrusts. J. Geophys. Res. 81, 4891—4908. old.
- Pogácsás Gy., Lakatos L., Barvitz A., Vakarcz G., Farkas Cs. 1989.: Pliocén-quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön, Általános Földtani Szemle 24. 149—169. old.
- Posgay K., Albu I., Bodoky T., Kengyel M., Komjáthy I., Korvin G., Kovács B., Németh G., Petrovics I. 1979.: Szeizmikus módszer és műszerkutatás. ELGI 1978. évi jelentése. 55—66. old.
- Posgay K., Albu I., Bodoky T., Korvin G., Petrovics I., Polcz I., Rácz I. 1980.: Szeizmikus módszer és műszerkutatás. ELGI 1979. évi jelentése 45—51. old.
- Posgay K., Albu I., Bodoky T., Kaszás M., Kovács B., Ráner G. 1981.: Szeizmikus módszer és műszerkutatás. ELGI 1980. évi jelentése 61—72. old.
- Posgay K., Hegedüs E., Timár Z. 1991.: Szeizmikus reflexiós kutatások a Pannon Beotraverz mentén. ELGI 1990. évi jelentése — megj. foly.
- Samu L. 1985.: A derecskei medence neogén tektonikája szeizmikus szelvények alapján. Magyar Geofizika. XXVI. 5—6. 182—199. old.
- Szeidovitz Győzőné 1991.: Jelentés a Tiszagyenda—Fegyvernek környékén 1988—1989-ben végzett szeizmikus reflexiós mérésekről.
- Szepesházy K. 1975.: Az Északkeleti-Kárpátok Földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. Ált. Földt. Szemle 8. 45—59. old.
- Zoback, M. D., Zoback, M. L., Mount, V. S., Suppe, J., Eaton, J. P. Healy, J. H., Oppenheimer, D., Reasenber, P., Jones, L., Raleigh, C. B., Wong, J. G., Scotti, O., Wentworth, C. 1987.: New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. Science 238. 1105—1111. old.
- Wein, Gy. 1978.: A Kárpát-medence alpi tektogenezeise. MÁFI évi jelentése az 1976. évről.