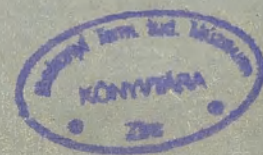


**A**  
**BAKONY**  
**TERMÉSZET-**  
**TUDOMÁNYI**  
**KUTATÁSÁNAK**  
**EREDMÉNYEI**

**4**



*Badiny*

**A Bakony  
természettudományi  
kutatásának  
eredményei  
IV.**



**BAKONYI MÚZEUM  
VESZPRÉM**



**A Bakony  
természettudományi kutatásának eredményei IV.**

**Resultationes investigationum rerum naturalium  
Montium Bakony IV.**

**Dr. Bendefy László:**

**A Bakony-hegység geokinetikai viszonyainak  
földkéregszerkezeti vonatkozásai**

**Die Rolle der Geokinetik bei der Erforschung  
der Erdkrustenstruktur im Bakony-Gebirge**

**Veszprém, 1967**

Szerző: **Dr. ing. Dr. geol. Bendefy László**  
tudományos főmunkatárs, a műszaki tudományok kandidátusa  
(Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest)

Autor: **Dr. Ing. Dr. Geol. L. Bendefy**  
Wiss. Hauptmitarbeiter, Kandidat der technischen Wissenschaft  
(Forschungsanstalt für Wasserwirtschaft, Budapest)

Lektor: **Dr. Szalai Tibor**  
főgeológus, a földtudományok kandidátusa  
(a Magyar Állami Földtani Intézet nyug. igazgatója)

**Dr. T. Szalai**  
Obergeolog, Kandidat der Geo-Wissenschaften  
(pens. Direktor d. Geologischen Institutes zu Budapest)

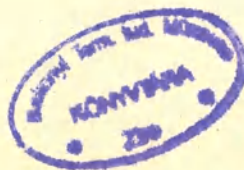
Szerkesztő: **Dr. Papp Jenő**  
muzeológus (Bakonyi Múzeum, Veszprém)

Redakteur: **Dr. J. Papp**  
Museolog (Bakonyi Múzeum, Veszprém)

Deutsche Zusammenfassung an Seite 131—137.

Kiadja: Veszprém Megye Múzeumi Igazgatósága, Veszprém  
Felelős kiadó: **É r i I s t v á n**, megyei múzeumigazgató

Herausgeber: Direktion der Museen von Komitat Veszprém, Veszprém  
Für die Ausgabe verantwortlich: **I. É r i**, Direktor der Komitatsmuseen



## Előszó

Az utolsó 10—15 esztendő fokozott mértékű nyersanyagkutatásaival kapcsolatban mindenütt felismerték, hogy az eddigieknél lényegesen több gondot kell fordítanunk a kéregszerkezeti és az ősföldrajzi viszonyok minél pontosabb ismeretére. Mindkét, de különösen az elsőnek említett ismeretanyaghoz vezető utat könnyebbé és biztosabbá teszi a jelenkori földkéregmozgások tanulmányozása.

Ma már az UGGI\* keretén belül alakult külön bizottság, a CRCM\*\* munkálkodik a világméretűvé fejlődött kéregmozgás-vizsgálatok összefogásán és összehangolásán.

Az alábbiakban ennek a kontinentális, sőt interkontinentális méretekben kialakuló munkának egy igen kicsiny területre vonatkozó eredményeit óhajtjuk összefoglalni. Egy hegység kéregmozgás-viszonyait és ezen keresztül kéregszerkezetét vizsgáljuk. Ez a hegység akár térbeli terjedelmét, akár a kárpáti hegyrendszerben elfoglalt helyét illetően nem látszik számottévőnek, ennek ellenére egyike az alpkárpáti—dinári hegyrendszer legfontosabb egységeinek.

A Bakonyt nagyszerkezeti helyzete élesen megkülönbözteti minden más hegységünktől. Igaz, hogy ugyanezt elmondhatjuk a Mecsekről és a Villányi-hegységről épp úgy, mint a Magyar Középhegységnek a Bakonytól északkeletre levő tagjairól is. De mégis van egy különleges kritérium, amely a Bakonyt bizonyos elkülönítő szerepet biztosít a többi dunántúli hegységgel szemben. S ez az, hogy a Bakony egy oldalról lezárja a Magyar Kis-Alföldet, másfelől pedig határt szab az alpkárpáti rendszerbe tartozó nagyszerkezeti elemek térszíni vagy földalatti terjeszkedésének. Maga is az alpkárpáti hegyrendszer egyik tagja.

Mit is kell kéregszerkezeti vonatkozásban a „Bakony-hegység” megnevezésen értenünk? A földkéregnek azt a darabját, amely geokinetikai, felszínfejlődés-történeti, kéregszerkezeti szempontból a földtörténeti idők évtíz- és évszázmillióinak során bizonyos egyöntetűséget tanúsított. Ez az egyöntetűség (amelyen azonban nem szabad egyneműséget, egyveretűséget értenünk) ma is megmutatkozik. Kinyomozható, több-kevesebb élességgel élénk állítható.

\* Union Géodésique et Géophysique Internationale (Paris) = Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Egyesülés

\*\* Commission on Recent Crustal Movements

A regionális földkéregmozgási viszonyokat érzékeltető térképek között (20. és 21. ábra: D és E jelű geokin térképeken) a Bakonyhoz tartozó mélyszerkezet élesen ki is rajzolódik. Visegrád—Székesfehérvár—Lovászi tengely mentén egy többé-kevésbé részarányos (szimmetrikus), Devecserig és Karádig lenyúló, emelkedő, mélybeni szerkezetet látunk. Az említett két helységtől a szerkezet határa befelé ívelt és legszélsőbb ÉK-i pontja Alsőörsnél van.

Ebbe a kifliszerűen karéjos részbe egy szintén zárt alakzatú, nagyon erősen süllyedő mélyszerkezet illeszkedik. Míg az emelkedő szerkezet egyenest a Gömör—Vepor tömegéhez csatlakozik, a süllyedő Déli-Bakony a Dráva—Mura torkolat táján a Horvát-síkság földalatti szerkezeteihez fölöttébb komplikált módon kapcsolódik. (Erről bővebben tanulmányunk végén lesz szó.)

Az itt említett emelkedő, ill. süllyedő mélyszerkezeteknek földtörténeti és ősföldrajzi jelentőségük is van. A Déli-Bakonyt ugyanis teljes egészében az erősen süllyedő rögön találjuk, míg az Északi-Bakony a Séd tektonikai völgyén túl, az emelkedő mélyszerkezet fölött helyezkedik el.

Ebből az egyetlen utalásból is érzékelhető, hogy a ma morfológiai egységnek ható Bakony szerkezetileg nem egységes tömeg. A földtörténeti időkben, a mezozoikum kezdete óta sem volt az. Indokolt tehát, hogy vizsgálatainkat az említett nagyszerkezeti egységekre és azok egész környezetére kiterjesszük.

A Bakony mélyszerkezeti vonatkozásban a felszínen látható határnál ÉNy felé jelentősen messzebb terjed. Általában a Rába-vonalig, ezen azonban nem a folyó mai völgyét értjük, mert a mélyszerkezeti határ helyenként átlépi azt. A „Rába-vonal” nemcsak szerkezeti határ, hanem ősföldrajzi határvonal is. Tőle nyugatra a Kis-Alföld krisztallinja, keletre a Bakony mezozoikum. Helyenként azonban Ny felé a mezozoos üledékek átlépik ezt a vonalat, mint ahogy K felé a kristályos is átlépi azt.

Északkelet felől részleteiben a Móri-árokig vizsgáljuk a szerkezeti viszonyokat, általánosságban azonban a Magyar Középhegység tájegységeit követve, elmegyünk a Duna vonaláig.

Délkelet felől is ki kell terjesztenünk részletes vizsgálataink határát. Mellőzhetetlen ugyanis, hogy ne vonjuk kutatásaink körébe a Déli-Bakony süllyedő tömegét délről körülfogó, a Balaton déli határán húzódó elevációs övet. Ezért vizsgált területünk déli határa kb. Inke, Buzsák és Karád vonaláig terjed.

Délnyugatról figyelemmel kísérjük még azokat a viszonylag emelkedő szerkezeteket, amelyek a Déli-Bakony fő tömegével nyugat felől szomszédosak. Ezek a másodlagosan emelkedő szerkezetek szabják meg a Zala folyó mai vonalzását és ezzel a Bakony mai morfológiai tájegységének nyugati keretét alkotják.

A földtan különböző ágaiban dolgozó tudósok több mint száz éve foglalkoznak a Bakony múltjának és szerkezetének, hegységszerkezeti hovatartozásának felderítésével. Mi az alábbiakban egy új tudomány: a jelenkori kéregmozgások szemszögéből vizsgáljuk ezt a kérdést. 35 esztendőn

át folytatott kutatási eredményeinket összegezzük erre a területre vonatkozóan.

Elkerülhetetlen, hogy a nyújtandó nagyszerkezeti kép teljessége kedvéért ki ne térjünk olyan nagyobb területi egységek viszonyainak megvilágítására is, amelyek mintegy keretét alkotják vizsgált nagyszerkezeti egységünknek.

Maga a „geokinetika”: 1) a földkéreg jelenkori mozgásaival, a mozgások, elmozdulások mértékének szabatos meghatározásával, illetőleg 2) az azokat kiváltó okokkal és mozgásviszonyok közötti összefüggésekkel foglalkozó tudomány. Szorosabban véve két részre tagolható. Az elsőnek említett feladattal foglalkozó része a „geokinematika”, míg a mozgásjelenségeket teljes összefüggésükben vizsgáló tudomány a „tektonofizika”. A kettőt együtt nevezzük „geokinetiká”-nak.

A jelenkori kéregmozgásviszonyok tanulmányozására, megfejtésére és geokinetikai értelmezésére e sorok írója komplex vizsgálati módszert dolgozott ki. A sokrétű vizsgálati anyagot felölelő módszer eredményeinek tükrében vizsgáljuk területünket, hogy a napjainkban mindjobban fejlődő természettudományos és nyersanyagkutatási célzatú munkálatok számára ismertebbé és megközelíthetőbbé tegyük a Magyar Középhegység délnyugat felől lezáró utolsó tagját, a Bakonyt.

Köszönetemet óhajtom kifejezni Veszprém Megye Múzeumi Igazgatóságának azért, hogy munkámat „A Bakony természeti képe” tudományos kutatóprogram keretében éveken át támogatni szíves volt.

Amit Veszprém Megye Múzeumi Igazgatósága és Veszprém Megye Tanácsa ezen a téren művel, alkot, a legnagyobb elismerést érdemlő vállalkozás. A LÓCZY-féle „A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei” című kiadvány óta nem volt hasonló célkitűzésű kezdeményezés és részletekbe menő, komoly tudományos igényű monográfia létrehozására irányuló vállalkozás természettudományos szakirodalmunkban. Reméljük és hisszük, hogy ez a sokrétű munkát és vizsgálódást igénylő kutatás nem akad el a mindennapok bajain, nehézségein, göröngyein, hanem évek során vastag kötetekké nőnek a Bakony természettudományi kutatásának eredményeit tartalmazó publikációk. Meggyőződésem, hogy ezekből nemcsak a Bakony, hanem az egész alp-kárpáti térséget, különösen a Dunántúlt és a Magyar-medencét illetően új szempontok szerinti új eredmények születnek.

A mű gondos kiállításáért a Veszprém megyei Nyomda Vállalat dolgozóit illeti köszönet és dicséret.

Budapest, 1966. július havában

*Bendefy L.*





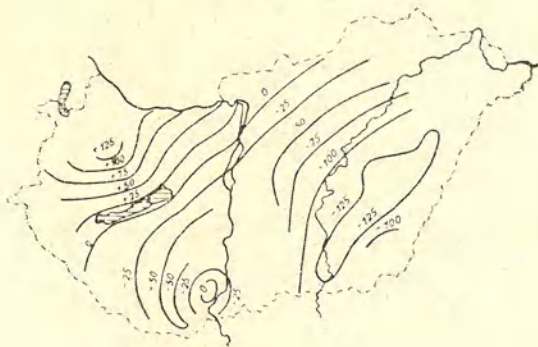
## Korábbi kísérletek a Bakony térségében végbemenő szintváltozások meghatározására

Az Osztrák-Magyar Monarchia széthullása után önállóvá lett hazánk számára mielőbbi — megfelelő pontsűrűségű — önálló és szabatos szintezési hálózatot kellett kifejleszteni. Az erre vonatkozó tárgyalások már 1918—1919-ben megkezdődtek [24], de magára a tényleges hálózatfejlesztésre csak 1921-ben került sor. A munkálatokat a M. Állami Háromszögelő Hivatal végezte. **OLTAY KÁROLY** és **MATHEÓCZY-FLEISCHER KÁLMÁN** javaslatára **SZILÁGYI BÉLA** min. tanácsos, a Pénzügyminisztérium illetékes főosztályának vezetője elrendelte, hogy az egykori bécsi Katonai Földrajzi Intézet által az 1880-as, valamint az egykori Vízrajzi Intézet által az 1890-es években végrehajtott „szabatos” szintezésekből eredő szintezési jegyeket kapcsolják be az új szintezési hálózatba is.

A Háromszögelő Hivatal ezt a rendelkezést végrehajtotta, és az ennek alapján kiszámítható magasságkülönbségeket első ízben **GÁRDONYI JENŐ** műszaki tanácsos állította össze és adta közre [71].

**GÁRDONYI** feldolgozása az egykorú bécsi- illetőleg vízrajzi intézeti kiadványokban közzétett pontjegyzékek tszf. magasságait vette alapul, és ezeket az új szintezési hálózatnak 1931-ben — természetesen csak előzetesen kiegyenlített — tszf. magasságaival vetette össze. Ő bizonyos változási irányzatot vélt látni a két rendszerbeni alappontok magasságai között, és ezért az ebbe a rendszerbe bele nem illő pontokat, mint feltehetően hibásakat, a feldolgozásból kizárta. Így olyan térképhez jutott, amely szerint a régi és az újabb szintezésekből származó tszf. magasságok közötti különbség DK—ÉNy-i irányban —10 cm-től +12,5 cm-ig folyamatosan és majdnem egyenletesen növekszik (**1. ábra**). Ezzel pedig arra a földtani következtetésre adott alkalmat, hogy hazánk területének kisebbik, ÉNy-i fele, a Balaton déli partjától és a fővárostól északra, emelkedőben, ugyanettől a vonaltól délre pedig süllyedőben van. Ez az általános kép jól megfelelt **PRINZ GYULA** szárazulatképződési elméletének, és egyben az Alföldet illetően a kompakció okozta abszolút süllyedést váró elképzeléseknek is.

A háború utáni években azonban újból felülvizsgáltuk az egész kérdést. Mind a régi, mind az újabb (1921—1936. évi) szintezési hálózatot kiegyenlítettük és a magasságkülönbségeket minden lehetséges esetben kiszámítottuk. Az így meghatározott különbségeknek a felhasználásával 1963-ban megszerkesztettem a tényleges különbségek részletes görbéit



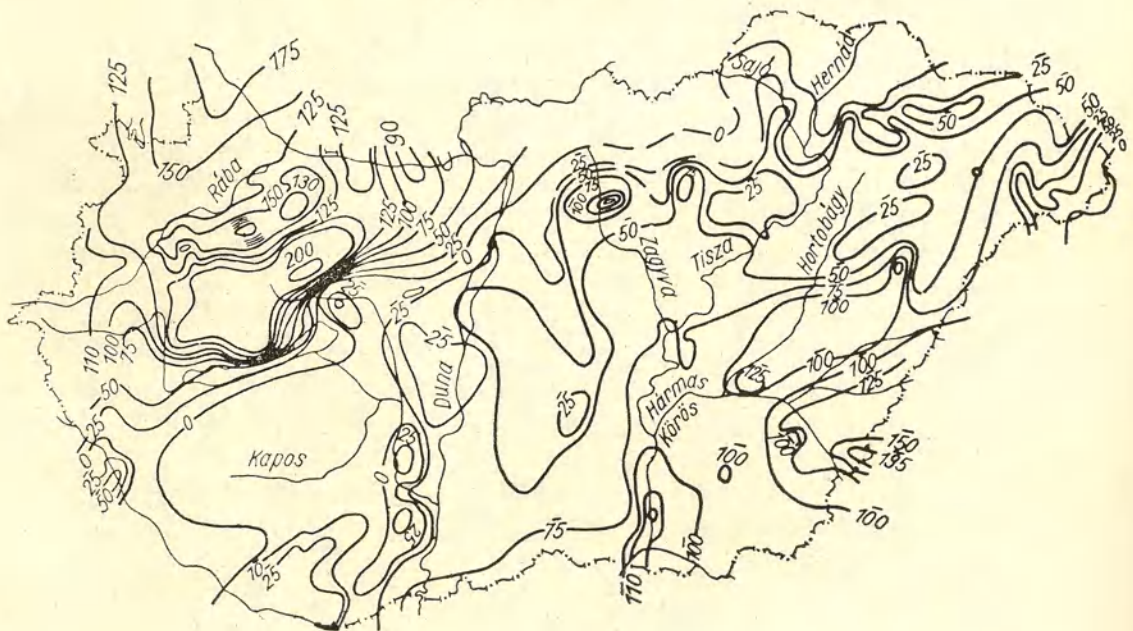
1. ábra: A bécsi Katonai Földrajzi Intézet és a Magyar Állami Háromszögelő Hivatal szabatos szintezéseiből számított tengerszintfeletti magasságok különbségeiből szerkesztett görbesereg. Az értékek mm/46 évet jelentenek. (GÁRDONYI J., 1931).

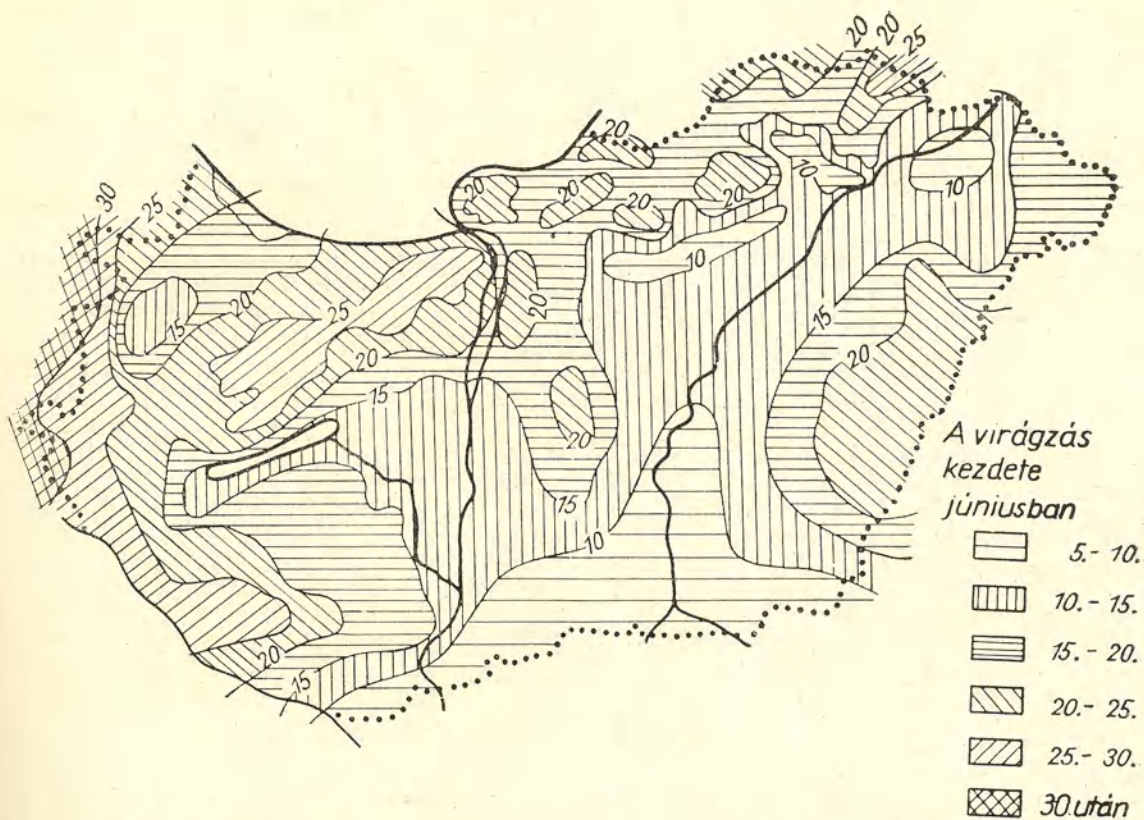
Figur 1. Durchschnittliche Differenzen zwischen den Ergebnissen des Feinnivellements des Militärgeographischen Instituts zu Wien und des ungarischen Staatlichen Triangulationsamtes. Die Bedeutung der Werte = mm/46 Jahr (nach GÁRDONYI, 1931).

(2. ábra). Ennek alapján végérvényesen bebizonyult, hogy mind ezek, mind a GÁRDONYI-féle görbék nem szintváltozást jelentenek, hanem a múlt századi szintezések súlyos mérési hibáinak terjedési görbéi. A szóbanforgó mérési hibák között a refrakciós- és a léckorrekciós hibák a legnagyobb méretűek. Mivel pedig a refrakció alakulása a terepviszonyoknak és a helyi mikroklímának a függvénye, nem csodálkozhatunk azon, hogy a 2. ábra oly nagyon hasonlít a kislevelű hárs (*Tilia cordata*) virágzása kezdetének 34 évi átlagértékeiből szerkesztett térképhez (3. ábra). A virágzás kezdeti időpontját ugyanis szintén a terep- és az inszolációs viszonyok, tehát végső soron a helyi mikroklíma alakulása szabja meg [31].

2. ábra: Így alakul az 1. ábrán látott görbesereg minden számbajöhető adat felhasználásával (BENDEFY L., 1963).

Fig. 2. So modifizieren sich die Kurven der Fig. 1., wenn alle zugängliche Daten benutzt werden (L. BENDEFY, 1963).





3. ábra: A kislevelű hárs (*Tilia cordata*) virágzása kezdetének fenológiai térképe az 1903—1937. évi adatok alapján (KÉRY M., 1959).

Fig. 3. Phänologische Karte vom Beginn der Blüte der kleinblättrigen Linde (*Tilia cordata*) in Ungarn in den Jahren 1903—1937 (nach KÉRY, 1959).

Akár az 1931., akár az 1963. évi feldolgozásból származó görbéket tekintjük is, mindkét feldolgozás szerint a Bakony területén a tszf. magasságok különbsége pozitív előjelű. Ebből az a téves következtetés származott, hogy a Bakony tömege ma emelkedőben van. Ez a tény ugyan merőben ellenkezik a gravitációs anomália-viszonyokból következő helyzettel, de gyakorlati geofizikus részéről olyan magyarázat hangzott el [141], hogy bizonyos „kavics-hatás” figyelembe vételével ez az ellentmondás is elfogadható magyarázatot lel.

Az 1951 és 1958 között végrehajtott újabb szintezések alkalmával azonban mindinkább arra a meggyőződésre jutottam, hogy a régi bécsi katonai szintezésben valami alapvető hibának kell lennie. Ezt illetően különösen a Lepsény és Győrszabadhegy közötti szintezési vonal vizsgálata szolgáltatott számottevő eredményeket.

Ez, a legtöbb problémát felvető, legtöbb gondot okozó vonal a győr—csajág—lepsényi vasút mentén halad. Hol magas töltésen, hol szurdokszerű bevágásban, mint pl. Csesznek közelében.

A bécsi katonai szintezés hálózati rendszerében tulajdonképpen II. rendű vonal, bár minőségileg semmivel sem áll a bécsi szintezés I. rendű vonalai mögött. 1907-ben szintezte J. GREGOR százados, a bécsi katonai szintezésnek 1914 előtti utolsó vezetője. A „vissza”-szintezés még ugyanabban az évben megtörtént. DUBASIEVICZ főhadnagy végezte. Az utóbbit nem ismerjük közelebbről, de GREGOR neve nemcsak gondos észlelései, hanem értékes szaktanulmányai alapján is ismert. Az ő személye biztosíték a vonal szintezésének jóságára nézve.

Az egyes szakaszok oda-vissza szintezései közti eltérés abszolút értékben 0,0 és 8,5 mm között, a (d) menet közben + 19,3 és - 29,7 mm között változik,\* a 104 km hosszú vonal [d]-je azonban kielégítő: -7,6 mm. A szintezési vonal nyers mérési eredménye, ortométeres javításával együtt, 36 mm-es eltéréssel illeszkedik bele a két végpont megadott magasságkülönbségébe. Amikor ezt számba vesszük, ne feledkezünk el arról, hogy a lepsényi végpontot tartalmazó vonalat 20 évvel, a győrszabadhegyi alappontot tartalmazót pedig 10 évvel korábban szintezték, tehát időközben a végpontok magassága is némileg megváltozott. Az elosztandó hiba azonban így is csak 0,35 mm volt kilométerenként.

A lepsény—győrszabadhegyi az az egyetlen magyarországi szintezési vonal, amelynek eredeti (2 kötetes) bécsi szintezési jegyzőkönyvét kiadták az egykori bécsi Katonai Földrajzi Intézet irattárából, és jelenleg az Állami Földmérési és Térképészeti Hivatal Központi Adattárában őrzik. Már 1931-ben GÁRDONYI átvizsgálta a két kötetet. 1949-ben, a bécsi hálózat új kiegyenlítése alkalmával újból átnéztem mindkettőt, de számszerűleg kifogásolható részletet én sem találtam. 1954 decemberében ismételtel teljesen újból átszámítottam a Hajmáskér és Zirc közötti részt, sőt GUÓTH EMIL főmérnököt is felkértem újbóli ellenőrzésére, de hibát egyikünk sem talált benne.

Erre a többszöri ellenőrzésre azért volt szükség, mert a Háromszögelő Hivatal által végeztetett országos I. rendű szintezés alkalmával KLIPP ALAJOS Gyulafirátót és Eplény között — a bécsi szintezés koordinátáihoz viszonyítva — 20 cm-t meghaladó eltérésre talált. KLIPP saját szintezésének jóságában kételkedvén, a mérést ezen a vonalrészén megismételte, de az előzővel azonos eredményre jutott. Ekkor az a szilárd vélemény alakult ki, hogy a bécsi szintezésben 20—25 cm-es durva hibának kell lennie. Az eredeti szintezési jegyzőkönyvek ismételt átvizsgálása azonban ezt a feltevést teljességgel megdöntötte.

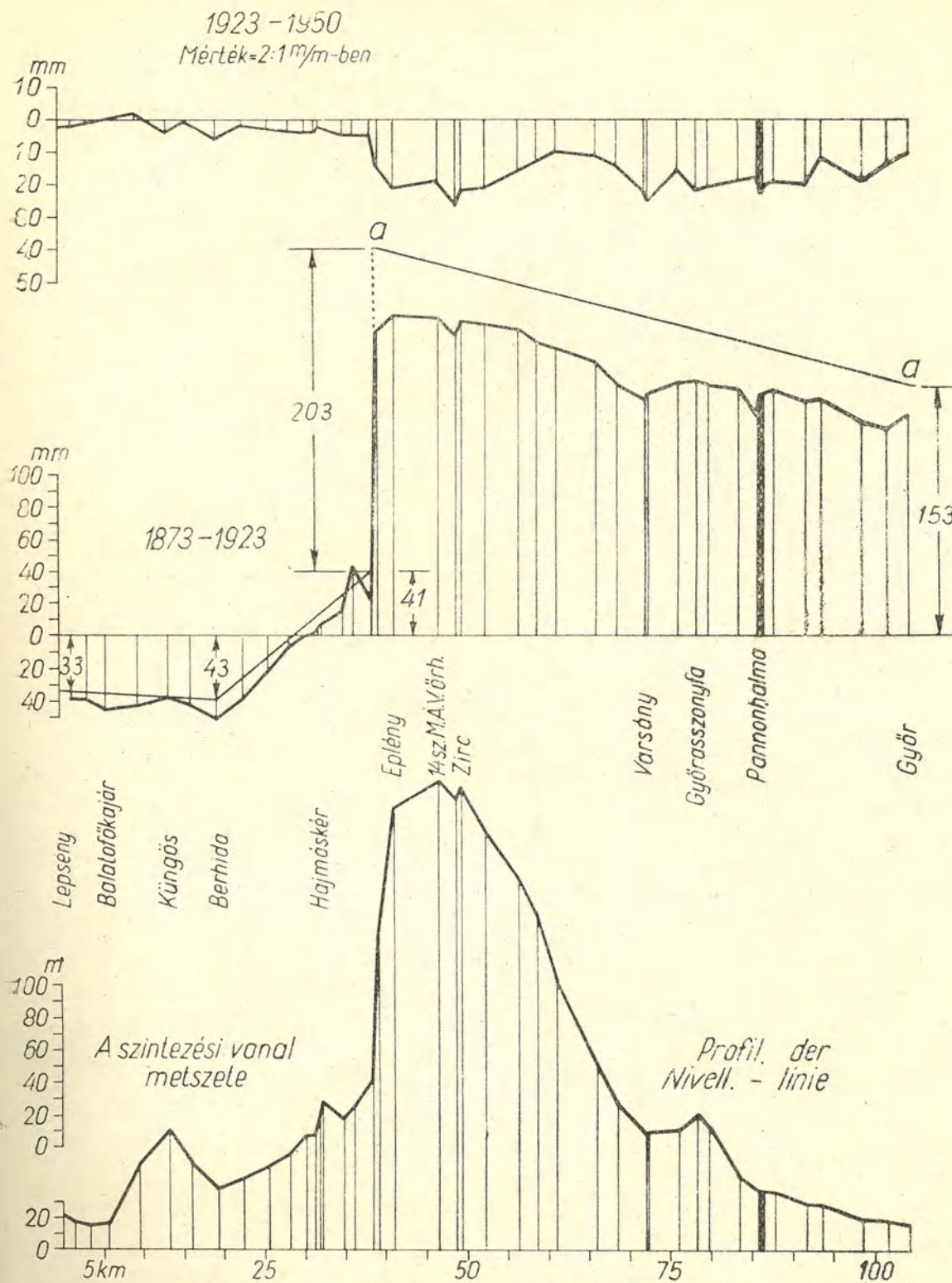
Megszerkesztvén a bécsi katonai és a Háromszögelő Hivatal végezte szintezés eredményeinek különbségéből előállítható diagramot, Lepsénytől Hajmáskérig negatív, onnan a vonal végpontjáig pozitív különbségeket feltüntető ábrát nyerünk (4. ábra).

Gyulafirátót és Eplény között az addig kisebb pozitív differenciák hirtelen magasba szöknek, s mintegy + 230 mm-es értéket érnek el. Innen ereszkednek meglehetősen egyenletes eséssel Győrszabadhegyig, ahol is + 150 mm-rel belecsatlakoznak a haránt irányban húzódó budapest—győr—pozsonyi vízrajzi szintezési vonalba.

A két legkorszerűbb szintezés szolgáltatatta különbségekből szerkesztett diagram egyedül Csajágnál érzékeltet némi pozitív előjelű különbséget (+ 2,5 mm), egyébként mindenütt a negatív értéktartományban marad

Megjegyezzük azonban, hogy ezenkívül még a triász rögön épült vilonyai református templom is pozitív szintváltozási értékével tűnik ki, de ez az alappont nem volt a bécsi katonai szintezésnek pontja, ezért szelvényünkben nem is tüntettük fel.

\* Az egy-egy szintezési szakasz, vagyis a két szomszédos szintezési alappont közötti vonaldarab „oda-” és „vissza” szintezése között mutatkozó eltérést (d)-vel (= differencia) szokás jelölni. [d] = a teljes szintezési vonal (d)-inek algebrai összege.



4. ábra: A Lepsény—Győrszabadhegy-i régi szintezési vonal hibadiagramja  
(BENDEFY L., 1956).

Fig. 4. Fehlerdiagramm der alten Nivellierungslinie Lepsény—Győrszabadhegy  
(L. BENDEFY, 1956).

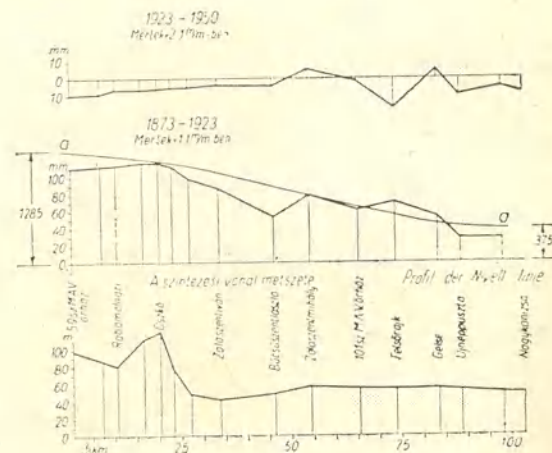


1. kép. „Nadap” főalappont 1932-ben.  
(Foto: Bendefy L.)

Abb. 1. Hauptgrundpunkt „Nadap”  
im Jahre 1932. (Foto: L. Bendefy)

Amit a kétféle diagram különbözőségére vonatkozóan mint jellegzetességet említettünk, sehol olyan élesen nem mutatkozik meg, mint éppen ezen a szintezési vonalon. A menetgörbe egyezéseiről mondottak is teljes mértékben érvényesek. Zircnél, Varsánynál, Pannonhalmánál, Nyúlfalunál szembeötlően egyező relatív minimumok, a 14. sz. MÁV órháznál, Bakony-szentlászlónál, a 2. sz. MÁV órháznál stb. pedig ugyancsak feltűnően egyező relatív maximumok vannak.

A hasonlító alapszint vonalát a szokott módon szerkesztettük meg. Mindamelllett a többihez képest ebben az esetben van egy kis különbség. Ugyanis a változásoknak erre a diagramjára (4. ábra) nem lehet a hasonlító alapszintet egyetlen, az eddigiekben szokásos egyenes, vagy enyhén ívelő vonallal megszerkeszteni. Gyulafirátót és az Eplény közelében



5. ábra: A Szombathely—Nagykanizsa-i régi szintezési vonal hibadiagramja (BENDEFY L., 1956).

Fig. 5. Fehlerdiagramm der alter Nivelierungslinie Szombathely—Nagykanizsa (L. BENDEFY, 1956).

levő 17. sz MÁV őrház között a vonalban mindenképpen nagy szakadás mutatkozik. A szakadás mértéke 203 mm, vagyis pontosan annyi, amennyi eltérést KLIPP ugyanitt talált.

A hasonlító alapszintekből megállapíthatóan a mérési hibák összege Győrasszonyfánál +153 mm körüli. Eplénynél a +270 mm-t meghaladja, a 17. sz. MÁV őrháznál már csak +41 mm. Itt azonban dőlésiránya ellenkezőre változik, és Sólónál már az abszcissa-tengely alatt —43 mm-ben találjuk. Innen Lepsény irányában lényegtelenül emelkedik. A déli végponton —33 mm mélyen van az abszcissa-tengely alatt.

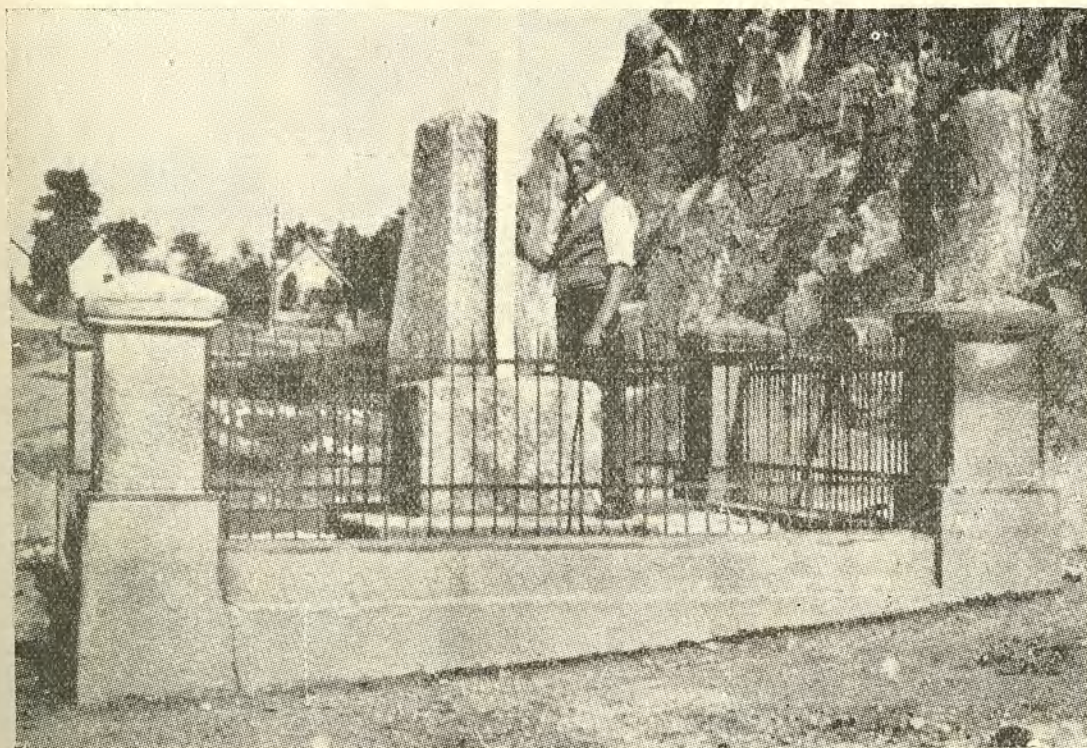
Teljesen hasonló körülményeket állapíthatunk meg a Szombathely és Nagykanizsa közötti vonal vizsgálata alapján is (5. ábra).

Nem lehet kétséges, hogy a bemutatott diagramok közül azok, amelyek a két legutóbbi szabatos (azaz országos felsőrendű) szintezés koordinátáinak különbségéből származnak, valóságos *mozgásdiagramok*. Ezekben az értékekben csak egészen minimális méretű mérési és számítási hibák foglaltatnak.

A legutóbbi két magyar országos felsőrendű szintezésnek megbízhatósága minden kétségen felüli. Kiindulásul el kell tehát fogadnunk, hogy a szóbanforgó mozgásdiagramok ábrázolta kinetikai helyzet a valóságnak megfelel. Kinetikailag pedig ezekből a diagramokból az olvasható ki, hogy

2. kép. „Nadap” főalappont észlelés közben (Foto: Bendefy L., 1950)

Abb. 2. Hauptgrundpunkt „Nadap” während einer Beobachtung (Foto: L. Bendefy, 1950)





a Dunántúl északnyugati felében egyáltalában nincs meg az a billenő jellegű mozgással egybekötött általános emelkedés, amelyre a GÁRDONYI közzétette adatokból korábban egyöntetűen következtettünk. Annyi tehát máris határozottsággal megállapítható, hogy semmi jel sem vall arra, hogy a Dunántúlnak a Balatonon túli Ny—ÉNy-i része billenéssel egybekötött epirogén emelkedő mozgást végezne.

Ugyanebből következik az is, hogy a GÁRDONYI által közzétett magasságbeli különbségek semmi esetre sem tektonikai eredetűek, hanem elsősorban refrakcióhibákból származnak. Ezekhez járul még a léckorrekciós hiba is [24]. A GÁRDONYI-féle adatokat [71] tehát geodéziai hibakeletkezési és hibaterjedési vizsgálatokon kívül egyéb célra felhasználni csakis egyes szakaszokon és csak igen gondos előzetes vizsgálatok után szabad.

## A kutatásaink alapjául szolgáló szabatos színtezések

Az ennek a tanulmánynak geodéziai alapját szolgáltató szabatos színtezések az utolsó 45 esztendőből valók. Az elsőt 1921 és 1936 között a Magyar Állami Háromszögélő Hivatal hajtotta végre RUFF FERENC, GÁRDONYI JENŐ, illetőleg GUÓTH EMIL műszaki tanácsosok vezetése mellett [139].

Ezt a hálózatot „Nadap” főalappontból kiindulva fejlesztették ki. Összesen 36 zárt poligont tartalmaz, amihez még két további poligon járul: egyik a csehszlovák I. rendű, másik a csehszlovák- és osztrák I. rendű színtezés vonalainak felhasználásával.

Az I. rendű színtezési hálózat [16] vonalainak összes hossza, az 1939. január 1-i állapot szerint 5939 km, az I. rendű alappontok száma ugyanakkor 4950 volt. Az átlagos pontsűrűség tehát a II. világháború kezdetekor a vonalakon 1,2 km volt. A háború alatt azonban az alappontok tekintélyes hányada elpusztult. Egyes vonalak alappontjai a háború utáni építkezéseknek estek áldozatul.

A II. rendű színtezési hálózat alappontjait is felhasználtuk vizsgálatainkhoz. E hálózat vonalainak összes hossza — ugyancsak az 1939. január 1-i állapot szerint — 1962 km, a II. rendű alappontok száma pedig 1613 volt. A háború miatt ebben a hálózatban is tekintélyes volt a pusztulás.

Az alappontok túlnyomó része öntöttvas falicsap, gomb, esetleg bronzgomb; az Alföldön néhány vonalon, kizárólag földalatti építésű, betontömbbe ágyazott vasbetonkő bronzgombbal. A falicsapok elhelyezéséhez elsősorban nagyobb tömegű, régi épületeket használtak fel. Bekapcsolták a hálózatba a régi bécsi eredetű furatos falitáblákat is [133].

A szóbanforgó I. és II. rendű országos színtezési hálózat észlelése 1921 és 1944 között kizárólag *Oltay—Süss-féle* szabatos színtező műszerrel [181, 72], reverziós, félcentiméteres, sávós osztású ún. szekrényes, 3 m hosszúságú, fából készült és mindegyik oldalán 4—4 komparáló jeggyel ellátott színtezőlécekkel történt [73, 139, 176].

Megemlítjük, hogy az észlelés végrehajtásának minden mozzanatát sikerült anynyira racionalizálni, hogy egy-egy gyakorlott észlelő egy óra alatt — zavartalan körülmények között, s betanított 4 tagú munkáscsoporttal — 12—15 szabványos műszerállást tudott megészlelni attól függően, hogy 50 méteres, vagy rövidebb léctávolságokkal dolgoztak.

Az észleléseket általában április 20. és október 10. között végezték. Az időjárási viszonyok szerint nyáron, július elején, hajnali 4 h-tól 8 h 20'-ig és délután 17 h-tól

19 h 30'-ig észleltek. Ahogy a nappalok rövidültek és az időjárás hűvösebbre fordult, az észlelési idők egymás felé tolódtak. Szélben, ködben, esőben, eső után, míg a terep fel nem száradt, nem észleltek.

Délután „oda”, hajnalban — ugyanabban a szakaszban — „vissza” értelemben mértek, vagy fordítva, ügyelvén arra, hogy az „oda” és „vissza” szintezések egy-egy szakaszon belül lehetőleg különböző, de egymást követő napokra essenek. Kötőpontul fakarókba vert gömbölyű fejű szeget (csigaszeget) használtak. A karók mérete  $24 \times 4 \times 4$  cm volt; anyaguk: keményfa, legtöbbször akác.

Aszfaltúton, hidakon, nagyobb, széles vízfolyások fölött, valamint a nagyforgalmú városi utcákon éjjeli észleléseket is hajtottak végre [16].

Az alkalmazott számítástechnikát e helyütt nem ismertetjük, mert nem használtuk fel. (Leírása a [16] és [133] alatt idézett munkákban megtalálható.) Csupán azt említjük meg, hogy a hálózatok kiegyenlítését a Gauss-féle legkisebb négyzetek elve alapján, korreláta módszerrel, 1948/49. telén hajtották végre. A normálegyenleteket Rubín—Cholesky eljárása szerint kézi számológéppel fejtették le.

A vonatkozó szintezési utasításban előírt hibahatár

$$\text{az I. rendű szintezésnél } d = 1,2 \sqrt{L} \text{ és}$$

$$\text{a II. rendű szintezésnél } d = 2,4 \sqrt{L}$$

volt, ahol  $L$  = a szakasz hossza km-ben, s ez esetben  $d$  értékét mm-ben nyerjük.

Tehát a II. rendű észlelésnél nagyobb lehetősége volt a gyorsabb munkának; azonban ennek ellenére a II. rendű észlelésnél is alig-alig lépték túl az I. rendűre megszabott hibahatárt, sőt általában az észleléseknél igen ritkán fordult elő a  $d = 0,8 \sqrt{L}$  határértéknél nagyobb különbség. Ez természetes is, mert az I. és II. rendű hálózatban mind a műszerek, mind a módszerek, sőt még az észlelők is azonosak voltak [16, 133].

Az észlelések alkalmával különös figyelmet fordítottak a fából készült szintezőlécek komparálására. Minden léceket minden egyes észlelés előtt és után, a lécek mindkét oldalán komparálták. A művelethez beépített hőmérővel ellátott Bamberg- és Süss-mintájú acél normálmétereket használtak. A Háromszögélő Hivatalnak 12 acél normálmétere volt: 4 Bamberg- és 8 Süss-márkájú. Ezek hosszát évenként egyszer (mintegy 3—4 hetes munkával) igen gondosan megállapították és az eredményt a normálméterek törzslapjain egyenletek, illetőleg grafikonok formájában feljegyezték.

A lécek komparálását több ízben ellenőrizték. Így 1925-ben: a magyar és osztrák-, 1932-ben a magyar és csehszlovák felsőrendű szintezési hálózatok csatlakoztatása alkalmával, valamint 1949-ben és ugyancsak a magyar—csehszlovák csatlakozás megisméltése során 1950-ben. (Ez utóbbi alkalommal egyenest kísérleti céllal, a régi Oltay—Süss-féle szintezőlécek mellett Wild-féle invár-betétes szintezőléceket is használtak). A közösen mért szintezési szakaszok hossza a 100 km-t erősen meghaladja. Az osztrákok Wild-féle invár-betétes, a cseh mérnökök Zeiss-féle invár-betétes szintezőléceket használtak. Az egy-egy szakaszon közösen meghatározott magasságkülönbségek nyers értéke minden esetben néhány tized mm-en belül egyezett és a két ország szintezői által végrehajtott oda-vissza szintezés középértékei között kimutatott különbség — szakaszonként — még a  $d = 0,6 \sqrt{L}$  értéket sem haladta túl.

Ezt a körülményt azért kívántam hangsúlyozni, mivel a naponkénti léckomparálás ténye vagy hiánya igen súlyosan befolyásolja a szintezés

eredményének jóságát, megbízhatóságát. Nyugodtan állíthatjuk, hogy ebben a tekintetben a Háromszögelő Hivatal szintezése minden kritikát kibír; mert szabatoságát nemcsak a fentebbiek bizonyítják, hanem maguk a poligonzárások is. (Az ide vonatkozó összállításokat lásd a 16. a. id. munkában.)

A poligonzáróhibák előjel szerint eléggé egyenletesen oszlanak meg. Ezt nemcsak a pozitív- és negatív záróhibák számának közel azonossága jelzi, hanem az egész ország területét (a XXXVI. és XXXVIII. sz. poligonok elhagyásával) magába foglaló burkolópoligon záróhibája is. A burkoló poligon hossza 2049,7 km, záróhibája pedig, az orthométeres javítást is beleértve, + 6,96 mm.

Az orthométeres javítás után nyert poligonzáróhibákat nagyság szerinti sorrendbe szedve azt látjuk, hogy azok — néhány milliméteres szórással — bizonyos értékek körül csoportosulnak. Ezeket tehát nagyságrendileg úgy csoportosítottam, hogy az egyes csoportok középértékétől a szélső-értékek csak néhány mm-rel térjenek el. Ilyen módon a szóbanforgó régi I. rendű szintezési hálózat poligonzáróhibáit négy csoportba sorozhattam. A legkisebb záróhibák 3 poligonban 1 mm alatt vannak, a legnagyobbak 10 mm alatt 13 poligonban. A záróhibák nem folyamatosan, hanem ugrásszerűen növekszenek és a nagyobb záróhibáknak a gyakorisági száma is nagyobb. Ez — szemmel láthatóan — kapcsolatban van a poligonok hosszával is.

A 36 poligonzáróhiba számértékének középértéke: 5,69 mm. Az ehhez tartozó átlagos poligonhossz: 254,5 km. A javítás országos átlagos értéke tehát 0,0224 mm/km.

A II. rendű poligonzáróhibák középértéke, ha a XXI. poligonban jelentkező 38,25 mm záróhibától eltekintünk, 8,60 mm; ha pedig azt is figyelembe vesszük, 8,97 mm.

A XXI. poligon II. rendű vonalának záróhibájára vonatkozóan meg kell említenünk, hogy ezt a poligont éppen ott alakították ki, ahol valamennyi dél felől érkező földrengés és lökésszerű földmozgás Horvátországból vagy Ószerbia felől áttevődik hazánk területére. Az is ismeretes, hogy a Magyar-medence földrengései között éppen a dél felől érkezők a leggyakoribbak. Az eddigi megfigyelésekből az is megállapítható, hogy ezek a D—DK felől érkező rengések éppen a Mecsek és a Villányi-hegység déli előterében éreztetik leginkább hatásukat. Vajszló, Barcs, Szigetvár, Szentlőrinc, Pécs, Harkányfürdő környékét az 1920—1930-as években nemegyszer érte földrengés. Nagyon valószínűnek látszik, hogy a szóbanforgó II. rendű vonal feltűnően nagy záróhibája az I. rendű vonal szintezési csomópontjaiban a II. rendű hálózat kifejlesztéséig bekövetkezett szintváltozást (elmozdulást) érzékelteti. Ez a feltevés annál is valószínűbb, mivel ez a nagy záróhiba a geokinetikai hálózathoz eltűnt; ami azt mutatja, hogy a záróhiba keletkezésének oka az időközben végbement természeti okokra és nem halmozódó jellegű szintezési hibákra vezethető vissza.

A legutóbbi világháborúban a Háromszögelő Hivatal műszertárát igen súlyos károk érték.\* Ezért az Állami Földmérés vezetősége úgy döntött, hogy Wild-féle szabatos szintező műszerekkel és Wild-féle invár-betétes szintezőlécekkel hajtja végre az új országos felsőrendű szintezési hálózat kifejlesztését. Ezt a feladatot reám bízta.

Az új I. rendű országos szintezési hálózat mérési munkálatai lényegében 1951-től 1955 őszéig tarottak; csupán a főváros környéki poligonok vonalait kellett a Dunaharasztiiban 1956. január 12-én kipattant földrengést megelőző és maradó kéregdeformációk miatt még 1956. nyarán is szintezni.

Az új II. rendű országos szintezési hálózat vonalainak mérése az I. rendű vonalakéval nagyrészt egyidejűleg történt. Ennek köszönhető, hogy 1958 tavaszán a II. rendű hálózat mérése is befejeződött.

A mérés végrehajtása a jelenleg érvényben levő végrehajtási utasítások szerint történt.

Az új I. rendű országos szintezési hálózat [134—136] hossza 6460 km, alappontjainak száma: 6330; ezek szerint az alappontok egymástóli átlagos távolsága az I. rendű hálózatban 1025 m. A hálózat 32 zárt szintezési poligonból áll. Ezek nagyrészt követik az 1921—1936. évi szintezési hálózat vonalait, de tervezésüknél az a fő elv vezetett, hogy a poligonok nagyjából azonos nagyságúak legyenek; illetőleg, hogy azonos hosszúságú poligonvonalak megközelítőleg azonos nagyságú területeket zárjanak körül.

Az orthométeres javítás után nyert záróhibák 13 poligonban pozitív (+), 19 poligonban pedig negatív (—) előjelűek.

A 32 poligonzáróhiba számértékének középértéke: 8,81 mm. Az ehhez tartozó átlagos poligonhossz: 270,1 km. A javítás országos átlagos értéke tehát 0,0312 mm/km.

A teljes országos szintezési hálózatot magába záró 2136,2 km hosszúságú burkoló poligon záróhibája —39,75 mm.

Az új országos II. rendű hálózat vonalainak összes hossza 5900 km, az alappontok száma pedig 5570. Noha a végrehajtási utasítás hibahatárként kétszer akkora értéket jelöl meg, mint az I. rendű szintezések esetén, a valóságban a II. rendű, sőt még a III. rendű vonalakat is lehetőleg ugyanazzal a szabatossággal mértük mint az I. rendűeket. A hálózatban tehát tulajdonképpen csak számítástechnikai okokból tettünk különbséget az egyes vonalak között.

A Háromszögelő Hivatal I. és II. rendű vonalai az új hálózatban ugyancsak vagy I., vagy II. rendűek. Tehát az új I. rendű hálózatból elvi okokból kimaradt régi I. rendű vonalak ma II. rendűek, de értékük mérés-és számítástechnikai szempönből — gyakorlatilag — azonos.

Az új I., II. és III. rendű hálózat tervezését, mérésének, számításának vezetését BENEDEFY LÁSZLÓ végezte, a III. rendű hálózat mérésének és számításának befejező munkálatait pedig CSATKAI DÉNES vezetésével zárták le.

\* Kilenc, kitűnő állapotban levő *Oltay-féle* szintező műszerünkből hármat találtunk meg, ezek közül is az egyiknek az optikája teljesen hiányzott. Arról szó sem lehetett, hogy a *Süss műszergyár* utóda, a lebombázott *Magyar Optikai Művek* a hiányokat pótolja.

Az országos III. rendű szintezési hálózat vonalainak hossza 13 200 km, alappontjainak száma mintegy 12 000. Az alappontok egymástóli átlagos távolsága tehát itt sem nagyobb 1100 méternél. Ez a távolság még csökkenik is a valóságban amiatt, mivel az alappontok számát növelik még a III. rendű hálózatnak csomópontjait alkotó I. és II. rendű szintezési alappontok is.

### Módszer a szintváltozások abszolút mértékének meghatározására

Minden eddigi szintváltozás-, illetőleg kéregmozgás-vizsgálat alkalmazásával a kutatók a kiegyenlített szintezési hálózatok alappontjainak  $T_1$ , illetőleg  $T_2$  időszakra vonatkozó tengerszintfeletti magasságait hasonlították össze. Azaz két különböző időszakban mért, egymástól vonalvezetésben és számítástechnikában egyaránt különböző szintezési hálózatnak mérési és számítási eredményeiből nyert különbségeket vették és veszik alapul.

Ennek az eljárásnak több gyakorlati előnye, de annál több hátránya van. Kétségtelen előnye, hogy a lehető legkényelmesebb és legolcsóbb módszer. Másik előnye az, hogy ha valamely alappontnak, vagy -pontcsoportnak időközi szintváltozását ilyen módon óhajtjuk megállapítani, elegendő a két eredeti törzskönyvet felütni és kiírni belőlük a két szintezés szolgáltatta magasságokat. Általánosan szokásos eljárás, hogy az így kikeresett tszf. magasságokból képezett különbséget elosztják azzal a  $(T_2 - T_1)$  időkülönbséggel, amely a szóbanforgó alappont(ok) mérésének évszámaiból adódik, s ezt az eredményt tekintik a vizsgált alappont(ok) jelenkori szintváltozására jellemző, szabatos sebességértéknek. Ez a szemlélet azonban egyáltalában nem szabatos, és csak durván megközelítő értékeket szolgáltat.

Kimutattam [21], hogy minden olyan tengerszint feletti magasság, amely valamely egységesen kiegyenlített, zárt egészlet alkotó, szabatos szintezési hálózatból származik, nem arra a  $T_n$  időpontra vonatkozik, amelyben a  $P_n$  alappont szintezése valóban megtörtént, hanem arra a  $T_0$  időpontra, amelyben az egész rendszer  $K_0$  kezdőpontját (főalappontját, vonatkoztatási pontját) rákapcsolták a hálózatra. A  $T_0$  időpontnak nem kell szükségszerűen egybeesnie a szintezés kezdetének időpontjával.

Az eddigi módszernek további hátránya nemcsak az, hogy az egyes szintezési alappontok tényleges mérési időpontja a hálózaton belül teljesen elmosódik, sőt az időbeli különbségek a kiegyenlítési javításokon keresztül mintegy az egész hálózatra kiterjedően szétterjednek, hanem az is, hogy a szintezési alappontoknak az általában több évre elnyúló mérési időszak alatt bekövetkezett saját mozgása észrevétlen marad, illetőleg mérési hibaként csupán a szintezési poligonok záróhibáiban jut csak kifejezésre [21].

Az eddigiek mellett érdemes lesz még egy súlyos hátrányra felhívnom a figyelmet. A bécsi katonai szintezés minőségi vizsgálataiból [24] kiderült, hogy a szintezési hálózat kiegyenlítéséhez készülő vonalösszeállításban elkövetett bármilyen eredetű hiba: tehát akár tényleges mérési-, akár elírásból származó nominális hiba [24], akár — például — valamelyik szintezési alappontnak a két szintezés közötti időszakban történt erőszakos elmozdulása (amelynél közömbös, hogy emberi erőszak, vagy például föld-rengés okozta-e azt) a kiegyenlítés során menthetetlenül és nem egyenletesen szétterjed a hálózatnak minden, még a legtávolabbi részébe is.

Ezekre a hibákra a geodéta csakis akkor figyel fel, ha valamely poligonban szokatlanul magas záróhiba jelentkezik. Vizsgálataim kimutatták, hogy a hiba minden körülmények között terheli a szintezési alappontoknak a kiegyenlítés útján nyert magasságát.

Arra törekedtem tehát, hogy olyan vizsgálati és számítási módszert dolgozzak ki, amely nemcsak a fentebbi hátrányokat küszöböli ki, hanem egyben megoldást hoz a vonatkoztatási pont megválasztásának — különösen nemzetközi vonatkozásaiban igen nehéz — problémájára is.

\*

Azonos szintezési alappontokat érintő két, éspedig  $T_1$ , ill.  $T_2$  időpontban végrehajtott szintezés ugyanazokra az alappontokra általában egymástól eltérő tengerszint feletti magasságokat szolgáltat. Amennyiben a szóbanforgó két szintezés egyaránt szabatos és azonos megbízhatóságú, akkor a mutatkozó különbségek részben különféle csekély mérési hibákból, részben kiegyenlítési torzulásokból, végül, de nem utolsó sorban, a  $(T_2 - T_1)$  időközben geológiai és geofizikai, illetőleg talajmechanikai okokból ténylegesen bekövetkezett szintváltozásokból származnak [21, 128].

Szabatos szintezéseknél a végleges tengerszintfeletti magasságot három tényező alakítja ki: a szakaszon belül mért  $m$  magasságkülönbség, a szakaszhoz tartozó  $\omega$  ortométeres-, továbbá a  $k$  kiegyenlítési javítás.

A  $T$  időpontban végzett szintezésből tehát az egy szakaszhoz tartozó értékek:  $m + \omega + k$ .

Tapasztalat szerint a graviméteres mérésekkel már 10—20 év múlva is kimutatható nagyobb méretű változások mindig egy távolabbi viszonyító pontra vonatkoznak. Mi azonban a változásokat mindig a közvetlen környezethez viszonyítva állapítjuk meg. Rövid távolságokon belül pedig — országos tapasztalat szerint — csak kis méretű változások következnek be. Ezekhez a nehézségi gyorsulásnak olyan igen kis méretű változása tartozik, amely messzire alatta marad a mai graviméterek mérési megbízhatóságának. Ezért mondhatjuk, hogy mérés technikai okok miatt, gyakorlatilag  $\omega_1 = \omega_2$ . Ebből következően a szintezési alappontok szóbanforgó változása:

$$V_{(2-1)} = (m_2 + k_2) - (m_1 + k_1)$$

Szemmel látható, hogy a kiegyenlítési javításokon keresztül a kiegyenlítés hatása a végeredményekben erőteljesen kifejezésre jut, s ezáltal

a mozgástanilag használható eredményeket lényegesen módosítja. Keresük tehát azt a megoldást, amelyből a két különböző hálózatkiegyenlítés hatását sikerül kiküszöbölni.

\*

Az abszolút magasság függvénye a helynek és az időnek. A szintezés eredménye, miként ismeretes, két-két szomszédos alappont magasságkülönbségét szolgáltatja. Gondos mérés esetén ezeket az értékeket csak igen kicsiny mérési hibák terhelik. Ezért felmerült a gondolat, hogy *szintváltások megállapítása céljából ezeknek a közvetlenül mért magasságkülönbségeknek a változását vizsgáljuk* [22].

Ez a módszer határozottan előnyösnek mutatkozik, ugyanis a tengerszint feletti magasságokból *mindig relatív szintváltási értékeket* nyerünk.\* Ezzel szemben az időegységre eső magasságkülönbségváltozás módszerének bevezetésével az említett relativitás eltűnik, s helyette *a változások tényleges mértéke* jelenik meg.

Ez a differencia nem egyéb, mint a szintezési alappontok közötti magasságkülönbségek különbsége, vagy más szóval: a szintezési szakaszok végpontjainak magasságkülönbségében bekövetkezett változás.

A gyakorlatban az ortométeres javításokból eredő különbségek [50—52] a fentebb kifejtettek szerint zérussal egyenlők. Emiatt tehát a számításhoz felhasználni kívánt magasságkülönbségek maguk a közvetlenül mért szintezési eredmények. Ezek a mérési jegyzőkönyvekből, vagy a számítási törzskönyvből közvetlenül kiírhatók.

Ennek a módszernek igen nagy előnye, hogy az alapszintek különbözőségére egyáltalában nem kell tekintettel lennünk; tehát akár egy országon belüli igen különböző (például különböző alapszintű városi szabatos szintezések eredményeit), de ugyanúgy különböző államok országos szintezéseiből származó eredményeket is minden nehézség nélkül össze tudunk kapcsolni egymással.

Hogy a geokinetikai vizsgálatok során a szakaszok magasságkülönbségében bekövetkezett változásokat egységesen kezelhessük, valamennyi magassági változást redukálnunk kell egy alkalmasan megválasztott időegységre. Én ezt az időegységet 10 esztendőnek választottam és nemzetközi vonatkozásban is ennek a használatát javasoltam.

Az időpontok kiírását olyan élességgel kell végezni, amely összhangban van a szintezések szabatosságával, a várható mozgásvizonyokkal, illetőleg az eredmények megbízhatóságával. A mi viszonyaink között, és a nagyon erősen aktív földrengéses, valamint a vulkánikus övezeteket kivéve mindenütt, elegendő az évre pontos időadatokat alkalmazása. A redukciókat lineáris interpolációval és századmilliméter élességgel végezzük el.

A redukált szintváltási értékekből felépített, a szintezési hálózathoz hasonló számítási rendszert *geokinetikai hálózatnak* nevezem. Ez a hálózat

\* A viszonyítási (vonatkoztatási) alap a  $K_0$  kezdőpontnak ( $T_2 - T_1$ ) időszakban bekövetkezett  $v_0$  változása. Erről (munkahipotézisként) feltehetjük, hogy zérus, de — szerencsés körülmények között — esetleg tényleges nagysága is megállapítható. Ezzel a kérdéssel alább bővebben foglalkozunk.



már nemcsak mérés technikailag egynemű, hanem az időtényezőt illetően is homogén jellegű.

Mivel a geokinetikai hálózatot a *kapcsoló pontokban*\* bekövetkezett időközi szintváltozásból származó hiba nem terheli, a geokinetikai hálózat záróhibái lényegesen kisebbek az eredeti szintezési hálózatokéinál.

A szintezési hálózat poligonzáróhibái ugyanis lényegileg két tényezőtől keletkeznek: a mérési hibákból és a kapcsolópontok időközi szintváltozásából. Mindkét tényező hatása minden egyes szintezési szakasz mérési eredményében külön-külön benne van és a záróhibában összegeződik. A geokinetikai hálózat záróhibái tehát nem azért szükségszerűen kisebbek, mintha azok az eredeti két szintezési hálózat záróhibáinak különbségeiként jönnének létre. Annál inkább nem, mert az eredeti szintezési hálózatok sem fedik tökéletesen egymást; a geokinetikai hálózat pedig egy merőben új, az eredetiektől merőben függetlenül felépített hálózat.

A geokinetikai hálózat-, illetőleg a két szintezés eredményeiből számított szintváltozási értékek kiegyenlítésének kérdésével legutóbb HAZAY ISTVÁN is foglalkozott. Eredményeiről a 138. oldalon adunk összefoglaló tájékoztatást.

Két szintezési hálózatból származó azonos alappontok tszf. magasságának összehasonlítása során — az eredményt egyetlen vonatkozási ponthoz viszonyítva — a pontok emelkedéséről, vagy süllyedéséről beszélünk. Az általam bevezetett módszernél magasságkülönbségeket hasonlítunk össze. Ez esetben tehát nincs is szó emelkedésről, vagy süllyedésről, hanem arról, hogy az újabb szintezés alkalmával meghatározott magasságkülönbség az előző szintezésből nyert magasságkülönbséghez viszonyítva abszolút értékében nagyobb lett-e vagy kisebb [22].

A kétféle módszer között tehát e tekintetben az az alapvető különbség, hogy míg a szintezési hálózatokból a tengerszint feletti magasságok közvetlenül számíthatók, a geokinetikai hálózat nem tszf. magasságokat szolgáltat, hanem az egyes alappontok szintváltozásának legmegbízhatóbb, előjeles értékét.

Lényeges, hogy megvizsgáljuk, mit jelentenek a geokinetikai hálózat kiegyenlítéséből származó végleges szintváltozási értékek.

Láttuk, hogy a *nehézségi gyorsulás* értékének változása 20—30 év alatt olyan kicsiny, hogy a  $(g_2 - g_1)$  különbségek gyakorlatilag zérusnak tekinthetők. Ebből következik, hogy az *izosztatikus hatás* szakaszonként szintén alatta van a számíthatósági határnak. Regionális viszonylatban azonban észlelhető.

Ami a *rétegtömörülést* illeti, ezt két vonatkozásban kell szemügyre vennünk. Ha a *kompakciót* úgy értelmezzük, hogy kizárjuk belőle a legfiatalabb üledékek, vagy mesterségesen feltöltött rétegek konszolidációjából eredő süppedéseket, akkor a kompakció okozta szintváltozás egy-egy

\* Kapcsoló pontoknak nevezem azokat a szintezési alappontokat, amelyeknél az országos szintezés mérési munkálatait hosszabb-rövidebb időre meg kellett szakítani. E kényszerű mérési szünet alatt a kapcsolópontok abszolút magassága a kéregmozgások miatt megváltozik.

szakaszon belül elenyészővé válik. Ugyanis a nagy mélységek üledéksorai 2—4 km-es szakaszon belül általában ritkán változnak olyan hirtelen, hogy a szóbanforgó különbség nagyobb értéket vehessen fel.

A *konzolidáció hatását* kiküszöbölni nem lehet. Ezért — véleményem szerint — ezt a hatást nem az alappontok drága és különleges állandósításával kell elkerülnünk, hanem azzal, hogy ahol fennáll a konzolidáció veszélye, ott nem szabad a geokinetikai hálózatba bevont pontot létesíteni.

Ami az ajánlott geokinetikai számítási módszernél nem tűnik el, az a *helyi tektonika közvetlen hatása*. Ez a hatás a geofizikailag alapkőzetnek számító mélybeni felületen érvényesül. Tehát azon a felületen, amelyen alul a kőzetek a vizsgálati időszakon belül már nem tömörödnek. Ide tartozik a kristályos aljazat, a teljes mezozoikum, nálunk az idősebb harmadkori üledéksor tagjai, továbbá sok esetben még a több ezer méter mélységbe került alsópannon valencienni márgák, sőt a csak félig-meddig petrifikálódott pannóniai homokos összletek is.

Ennél a számítási módszernél teljességgel kiesik a földkéreg árapályának-, valamint a szezonális, azaz a napi-, havi- és az évszakos szintváltozások hatása.

A *földkéreg árapályának hatása* azért nem jön számításba, mert ez a jelenség igen nagy területekre terjed ki, és a geokinetikai hálózat két szomszédos alappontjában jelentkező, a pontok (magasságjegyek) abszolút magasságát növelő, illetőleg csökkentő hatásának különbsége messze a mérési hibahatár alatt marad.

A *havi- és az évszakos szintváltozás hatása* részint termikus, részint a talajvízviszonyokból származó okokra vezethető vissza. Az előzőhöz hasonlóan a geokinetikai hálózat egy-egy szakaszánál sokszorosan nagyobb övezetekre, a tapasztalatok szerint egyenletesen, és semmi esetre sem hirtelenül változó módon terjed ki. A magasságkülönbségek különbségéből tehát ez a hatás is — gyakorlatilag — kiesik.

A *napenkénti szintváltozás* mértéke a helyi és rövid időszakon belül változó éghajlati viszonyok függvénye. Bizonyos, hogy hatása kis területekre korlátozódik. Mérhető szintváltozást azonban csak azoknál az alappontoknál okoz, amelyeket a konzolidáció veszedelme miatt úgysem kapcsolhatunk be a hálózatba; ezért számottevő hiba ebből a hatásból sem származik.

## A Magyar-medence területét borító geokinetikai hálózat jellemző adatai

A magyarországi kéregrészen jelenkori mozgásviszonyainak és mélyszerkezetének tanulmányozása céljából kifejlesztett geokinetikai hálózat irodai (számítási) munkálatait a Budapesti Geodéziai és Térképészeti Vállalat geodéziai osztályának szabatos szintezési csoportja hajtotta végre. A számítások 1959. márciusától 1960. május 31-ig tartottak. A költségeket a Magyar Tudományos Akadémia és az Országos Földtani Főigazgatóság volt szíves rendelkezésemre bocsátani.

A számítási munkálatok tervezetét és végrehajtását szabályozó utasítást e sorok írója készítette el. Az I. rendű országos geokinetikai hálózat 36 poligonból áll. A hálózatnak 59 csomópontja és 94 csomópontok közötti vonala van. Az I. rendű vonalhálózat hossza 6925 km, a II. rendűé 5005 km. A feldolgozott hálózat összhossza tehát 11 930 km, az alappontok átlagos távolsága egymástól pedig 3980 m. A hálózat mintegy 82 500 km<sup>2</sup> területet borít, tehát 27,5 km<sup>2</sup>-es átlagos területi sűrűségnek felel meg. Ez természetesen csak elméleti érték, mivel az alappontok a szintezési vonalak mentén létesültek; de a regionális térképek készítéséhez szükséges összevonásoknál a pontok eloszlása már egyenletessé lesz.

Az I. rendű hálózat 36 zárt poligonja közül 15-nek a zárása pozitív-, 21-é pedig negatív előjelű. A poligonzárások előjelhelyes algebrai összege, vagyis az országhatár közelében haladó, 2595 km hosszúságú burkoló poligon záróhibája: —28,43 mm. A záróhibák statisztikai megoszlása (az előjelre való tekintet nélkül) a következő:

6 poligon zárása: 0,66 mm/10 év	6 poligon zárása: 7,42 mm/10 év
6 „ „ 3,02 „	9 „ „ 11,70 „
8 „ „ 5,00 „	1 „ „ 15,96 „

Az átlagos poligonzáróhiba:  $\pm 6,35$  mm/10 év.

A poligonhosszak országos átlagértéke: 312,7 km. Fentiekből következik, hogy az 1 km-re eső tényleges javítás értéke országos átlagban mindössze:  $\pm 0,0198 \sim \pm 0,02$  mm/10 év.

A geokinetikai hálózat területenként mutatkozó és az elosztott mérési hibák mértékére jellemző záróhibák így alakulnak:

ÉNy Dunántúl*	(I—VIII): + 13,31 mm/10 év
DK Dunántúl	(IX—XVI): — 14,99 „
Teljes Dunántúl	(I—XVI): — 1,68 „

A földtanilag összefüggő, jelentősebb, kimagasló szerkezeteket tartalmazó poligonok zárásai sem érdektelenek. Így a Börzsöny-, Pilis-, Duna-zug- és Vértes-hegységé együttesen (VI. és XX.): + 19,96 mm/10 év. A Bakonyé és Balatoné (III—V. és VII.): —6,50 mm/10 év; a Mecseké és a Villányi-hegységé (XII. és XIII.): +2,65 mm/10 év.

A fenti adatokból is kitűnik, hogy kilométerenként alig néhány századmilliméternyi javításra volt szükség. Igaz, hogy ezek a számok — kivétel nélkül — redukált értékek; átlagban 2,5—3,2-del való osztásból származnak. Ha tehát nem lennének azok, a kilométerenkénti javítás is  $\pm 0,1—0,2$  mm/25—30 év körül volna; ám ugyanakkor a szintváltozások is közel háromszor akkorák lennének, mint amilyen értékek geokinetikai térképünkről leolvashatók.

\* Zárójelben a zárt poligonok sorszámát tüntettük fel.

## „Nadap” szintezési főalappont abszolút szintváltásának meghatározása

A geokinetikai hálózatnak a legkisebb négyzetek elve szerinti kiegyenlítésével nyerjük minden egyes alapponthoz (azaz szakaszvégpont-hoz!) tartozó szintváltásnak legmegbízhatóbb  $\Delta v_i$  értékét. Ezeknek a  $\Delta v_i$  értékeknek láncolatából alakulnak ki — egyszerű algebrai összegeződéssel — a szakaszvégpontokhoz tartozó  $v_i$  értékek. Amennyiben ezt az egyetlen kiegyenlítési hálózatba foglalt rendszert egy olyan kiindulópont-hoz rendeljük, amelynek ugyanazon időegységre vonatkoztatott *abszolút szintváltását ismerjük*, akkor valamennyi számérték szintén abszolút szintváltást fejez ki.

Kiinduló pontul elvileg a hálózatnak bármelyik pontja választható. Egyetlen feltétel az, hogy a pont szintváltását kompakció ne zavarja. Ezért sziklára, vagy sziklába épített pont jöhet csak számításba. A magyarországi viszonyok között a mondott célra legcélszerűbbnek „Nadap” szintezési főalappont választása látszott.

„Nadap” saját szintváltásának meghatározásához\* szükségem volt két további olyan hasonló építésű, régi főalappont szintváltásának ismeretére, amelyeket két különböző időszakban a magyar országos felsőrendű szintezéssel azonos megbízhatóságú szabatos szintezés fog össze. Erre a célra a csehszlovák országos felsőrendű szintezés legközelebbi két főalappontját: *Lisovot* és *Strecnot* választottam.\*\*

### Geodéziai adalékok

A magyar és a csehszlovák országos felsőrendű szintezés az első világháború óta két ízben fejlesztett ki olyan hatalmas, közel 1500 km hosszúságú nemzetközi poligont, amely az említett három szintezési főalappontot magába foglalja. Közülük a magyarországi „Nadap” a Velencei tótól északra, a hasonló nevű falu déli szélén, egy elhagyott gránit kőfejtőben épült [15, 24].

\* Első megfogalmazásban előadtam a Magyar Geofizikusok Egyesületének VI. Nemzetközi Symposiumán (1960) Budapesten.

\*\*Nyomdatechnikai okokból Lisov és Strecno, valamint egyes szerzők nevét a szabályos szláv betűtípusok mellőzésével vagyunk kénytelenek közölni.



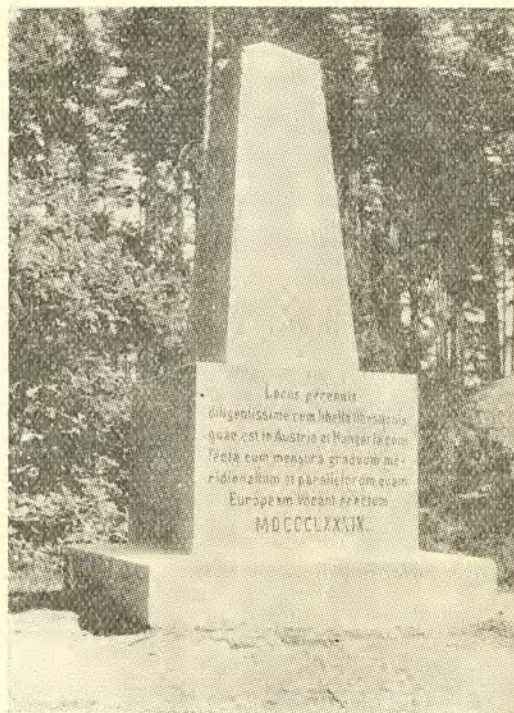
3. kép. Az új „Nadap II.” főalappont idomtестei számára a gránit alapkőzetbe vésett lépcsőzetes üreg. (Foto: Bendefy L., 1952)

Abb. 3. Die für die Profilklötze des neuen Hauptgrundpunktes „Nadap II.” in das granitische Grundgestein eingehaute gestaffelte Grube. (Foto: L. Bendefy., 1952)

A csehországi „Lisov”, Ceske Budejovice (Budweiss) közelében, a hasonló nevű község határában — Nadaphoz hasonlóan — ugyancsak egy felhagyott kőfejtőben áll. A környezet ma a csehszlovák földmérési szervezet tulajdona, tehát a főalappont fennmaradása biztosítva van. *Lisov* viszonyait M. WITTINGER részletesen ismertette [201], magam is írtam róla [14, 24].

„*Strecno*”, a korábbi „*Ruttka*”, a sztrečnoói szorosban létesült a hasonló nevű község közelében.

A mai *Strecno* főalappontot 1937-ben építették a régi, osztrák eredetű „*Ruttka*” szintezési főalappont közelében. Az utóbbi ugyanis akadályozta



4. kép. „Lisov” főalappont (felirata „Nadap”-ével azonos) (Foto: Wittinger M., 1948)

Abb. 4. Hauptgrundpunkt „Lisov” (Foto: M. Wittinger, 1948)

a zsolnai vasútvonalnak kettős vágányra való kiépítését. A két főalappontot négyszeresen összeszintezték és ennek alapján megállapították, hogy az új *Strecno* főalappont 1,129 50 méterrel magasabban van, mint *Ruttká* csiszolt gránitlapja volt. A mérések befejezése után, 1938-ban, *Ruttkát* lebontották. [24]. Az előadottak miatt a *Ruttkára* történt szintezések eredményét az említett 1,129 50 m-rel *Strecno* főalappontra számítottam át.

Mind az 1920-as, mind az 1950-es években végrehajtott szabatos szintezések alkalmasak arra, hogy a tanulmányunk címében adott geokinetikai probléma vizsgálatához alapul szolgáljanak.

A magyar és csehszlovák országos szabatos szintezés pontosság és megbízhatóság dolgában azonos értékűnek mondható.

Mind a három főalappont szálban álló sziklafelszínre, azaz magára az alaphegységre épült [24]; rétegtömörülésről tehát egyik esetben sem lehet szó. A változást esetünkben csupán két tényező: az izosztázia és a tektonika együttes hatása okozhatja.

A főalappontok közötti szabatos szintezéseket 1922—1926, illetőleg 1950—1954 között az erre illetékes állami szervek hajtották végre. A középidők tehát 1924 és 1952, vagyis a változások 28 évi időtartamra vonatkoznak. Ezeket 10 éves időközre számítottam át.\*

Felkérésemre B. KRUIS szíves volt összeállítani mindkét időszak szabatos szintezési eredményeiből a 6. ábrán látható három különböző útvonalon levezetett magasságkülönbséget *Lisov* és *Strecno* főalappontokra vonatkozóan. Ezek:

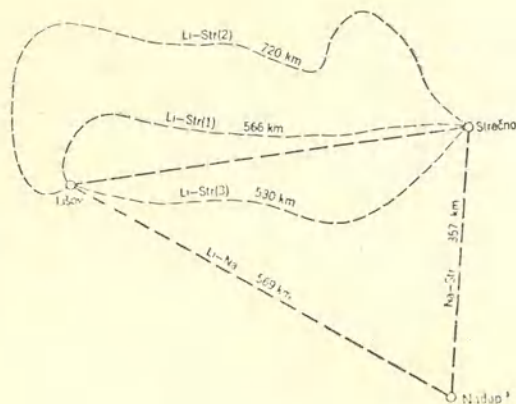
	Az 1922/26. évi szintezésből:	Az 1950/54. évi szintezésből:
1. útvonalon	193,220 150 m	193,161 000 m
2. „	193,204 130 m	193,149 790 m
3. „	193,188 450 m	193,204 080 m
Középérték	193,204 243 m	193,171 623 m

Összevetve a fenti eredményeket, azonnal látható, hogy az első sorozat középértéke, valamint a második sorozat 3. jelű útvonalán mért magasságkülönbség közel azonos. A második sorozat 1. és 2. jelű vonalában feltehetően valami zavar van; erre utalnak az ezekkel a vonalakkal kapcsolatos poligonok azonos előjelű záróhibái is. A kérdés tisztázása végett Prágába utaztam. Ott a problémát B. KRUIS és M. WITTINGER főmérnökkel megbeszélve, az eredeti mérési jegyzőkönyvek és számítási törzskönyvek tanulmányozása után arra a megállapításra jutottunk, hogy a *Lisov* és *Strecno* közötti magasságkülönbség legvalószínűbb és egyben legmegbízhatóbb értékét az első mérési sorozatból a három mérési eredmény középértéke képviseli, a második mérési sorozatból pedig a 3. jelű útvonalon nyert értéket kell a legvalószínűbb értéknek tekinteni. Egyébként a három útvonal közül ez a 3. jelű út a leg-rövidebb (6. ábra).

A magasságkülönbségeket — tekintettel a főalappontok közötti nagy távolságokra — mindkét részről egységesen, a normál „g” értékével számított ortométeres javítással ellátva vettük figyelembe. Így kellett eljárunk, mert az 1920-as évekből tényleges graviméteres adatok nem állottak rendelkezésünkre.

\* A felhasznált magyar mérési adatokat néhai GUÓTH EMIL műszaki tanácsossal állítottuk össze, az ellenőrzés munkáját pedig MISKOLCZI L. földmérő mérnök, egyet. adjunktus végezte.

A csehszlovák mérési adatokat B. KRUIS, a csehszlovák országos szintezés vezetője, különös gonddal állította össze. Munkája eredményének egy részét publikálta is [96]; az ehhez a tanulmányhoz szükséges további adatokat pedig az illetékes csehszlovák főhatóság hivatalos formában bocsátotta rendelkezésemre, amiért nekik e helyütt is hálás köszönetemet fejezem ki.



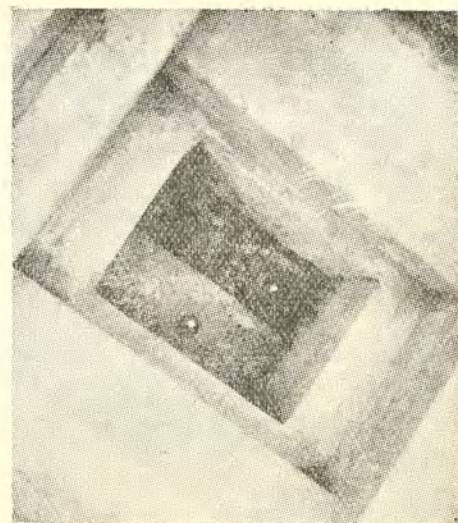
6. ábra: A Nadap, Lisov és Strecno főalappontokat összekötő szintezési vonalak vázlatja

Fig. 6. Skizze der die Hauptgrundpunkte Nadap, Lisov und Strecno verbundenen Nivellierungslinien

A Nadap és Ruttká, illetve Nadap és Strecno közötti magasságkülönbséget mindkét szintezési időszakban két útvonalon is meghatározták. Az egyik útvonal Komáromon, a másik Szobon át vezet. Ehhez a tanulmányhoz a Szobon és Párkányon átvezető útvonal szintezési eredményeit használtam fel, mégpedig azért, mert az újabb szintezés alkalmával (1952-ben) a komáromi Szt. András templomban levő furatos táblához való csatlakozáskor kisebb, de el nem hanyagolható számítási hiba történt.\* Ezt ugyan a vonal újraszámításával 1959-ben kiküszöbölték, addigra azonban a poligonzárást a másik vonalon már elvégeztem és az eredményen való változtatás nem látszott szükségesnek.

5. kép. „Nadap II.” főalappont földalatti ürege a beépített rozsdamentes acél- és üveg idomtestekkel. (Tervezte, építette és foto Bendefy L., 1952)

Abb. 5. Die unterirdische Grube des Hauptgrundpunktes „Nadap II.” mit den eingebauten Profilklotzen aus rostfreiem Stahl und Glas. (Geplant, gebaut und aufgenommen von L. Bendefy, 1952)



\* Az 1954. jan. 19-én kelt megállapodás értelmében a medvei hídon át végrehajtott ellenőrző szintezéssel a szobanforgó hibát (+15,294 mm) korrigálták.

## A magasságkülönbségek változásának meghatározása

Fentiek előrebocsátása után határozzuk meg az 1924., illetőleg 1952. évi középidőre vonatkoztatva a három főalappont közötti magasságkülönbségben bekövetkezett változást.

A szintezett útvonalak hossza (km)	Közvetlen mérési eredmény + ort. javítás (m)	A poligonzáró hiba elosztásá- ból származó javítás (mm)	Végleges magasság- különbség (m)
--	--	--	--

### Az 1922—1926. évi mérésekből:

569	Na—Li	+391,592 470	—2,379	+391,590 091
566	Li—Str	—193,204 243	—2,379	—193,206 622
357	Str—Na*	—198,381 966	—1,503	—198,383 469
1492		—391,586 209	—6,261	
	záróhiba	+6,261 mm	Javítás: 0,0042 mm/km	

### Az 1950—1954. évi mérésekből:

569	Na—Li	+391,603 280	—3,317	+391,599 963
530	Li—Str	—193,204 080	—3,317	—193,207 397
357	Str—Na	—198,390 470	—2,096	—198,392 566
1456		—391,594 550	—8,730	
	záróhiba	+8,730 mm	Javítás: 0,0058 mm/km	

Fenti eredményekből az alábbi változásokat nyerjük mm-ben, 28 évre, illetőleg 10 évre vonatkoztatva:

	Nadap—Lisov	Lisov—Strecno	Strecno—Nadap
	391,590 091	193,206 622	198,383 469
	391,599 963	193,207 397	198,392 566
28 évre:	+9,872	+0,775	+9,097
10 évre:	+3,526	+0,277	+3,249

Ezek szerint mind a három szintezési vonal eredeti magasságkülönbsége megnövekedett. Ez bekövetkezhetett oly módon, ha mind a három főalappont különböző mértékben megemelkedett, vagy ha mind a három különböző mértékben megsüllyedt, végül ha a három közül *Lisov* és *Strecno* különböző mértékben emelkedett, *Nadap* pedig süllyedt. Hogy a fenti három változat közül melyik következett be, azt az alábbiak szerint állapítottam meg.

\* Na = Nadap; Li = Lisov Str = Strecno



## A főalappontok abszolút szintváltozásának meghatározása

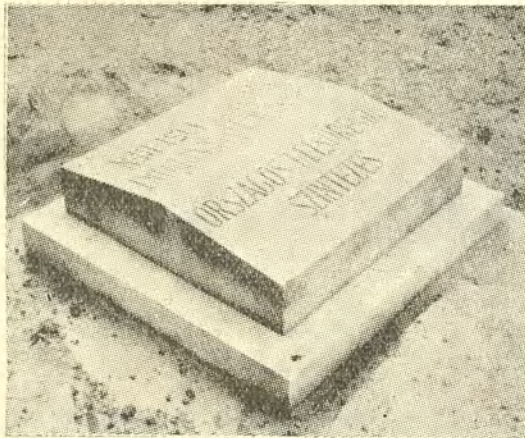
A szóbanforgó főalappontoknak az Adria 1872. évi közép-tengerszintjére vonatkoztatott régi magassága: *Lisov* = 565,4286 m; *Strecno* = 372,2220 m; *Nadap* = 173,8385 m.

Ilyen térbeli helyzetben és a főalappontok kijelölte földszerkezeti térség jellegének és tektonikájának ismeretében valóban nehéz lenne eldönteni, hogy a fentebb levezetett magasságkülönbségváltozásokat hogyan kell értelmeznünk. Abból az elvi feltevésből kiindulva, hogy mind a három főalappontnak van saját mozgása, elképzelhető például, hogy a Lisov—Nadap magasságkülönbség úgy növekedett meg, hogy Lisov emelkedett, Nadap pedig süllyedt a két szintezés között eltelt 28 esztendő alatt. Ez a feltevés megfelelne a Strecno és Nadap közötti változásnak is. De elképzelhető az is, hogy Nadap nem süllyed, hanem emelkedik, a másik két főalappont emelkedésének intenzitása azonban nagyobb. A magasságkülönbségek ebben az esetben is megnövekednek. Ez a kérdés tehát *csupán geodéziailag nem dönthető el*. Tájékoztató adatokat a földtani kutatások eredményei között kereshetünk, de a számszerű megoldáshoz szükséges konkrét mérési adatokat a geodézia és a geofizika együttesen szolgáltatja.

## A geológiai viszonyok áttekintése

A Lisov főalappontot hordozó Cseh masszívum Közép-Európának legősibb, és tömegét illetően is legnagyobb tömbje. Mozgásviszonyairól nem sokat tudunk.

V. VYSKOCIL a csehszlovákiai szintezések anyagát kiértékelő tanulmányában [198] arra a következtetésre jut, hogy a Pozsonytól nyugatra levő területeknek emelkedőben kell lenniük. K. SVOBODA hasonló tárgyú tanulmánya [157] ugyan eléggé szűkszavú a konkrét számszerű eredmények közlésében, de mégis, Lisov közvetlen környékére vonatkozóan +10—12 mm-es, valamivel távolabb pedig már +20—25 mm-es emelkedést jelez. SVOBODA szerint a Lisov környékére vonatkozó értékek az 1922, 1936 és 1956 táján végrehajtott szintezésekből származnak. Ezek szerint a cseh masszívum területe, a 14-, illetőleg 34 éves időközzel megismételt szintezések bizonyossága szerint jelenleg határozottan emelkedőben van.



6. kép. „Nadap II.” főalappont felépítménye víz- és légmentesen zárja el az idomtesteket rejtő üreget. (Foto: Bendefy L., 1952)

Abb. 6. Der Überbau des Hauptgrundpunktes „Nadap II.” schliesst die Profilklotze enthaltenden Gruben wasser- und luftdicht ab. (Foto: L. Bendefy, 1952)

KRUIS közlése [97] szerint a Pozsony—Komárom—Szob közötti vonalon, az 1957-ben megismételt ellenőrző szabatos szintezés szerint — Lisszovhoz viszonyítva — 5 év alatt bekövetkezett, mintegy 12 mm süllyedést észleltek, ami választott 10 éves időegységünkben —24 mm süllyedésnek felel meg.

Nadap főalappont helyét az osztrák geológusok a Velencei-hegység gránit felszínén jelölték ki.

Ez a gránit övezet nagyobb kiterjedésű. Folytatását 155 m mélységben megtalálta a ságvári, valamint legújában 1230 m mélységben a buzsáki fúrás is. SZALAI TIBOR szerkezeti tanulmányaiban [159—168] kimutatja, hogy a Velencei-hegység és a Balaton déli partvidéke is része annak — a Karni Alpoktól a Gemeridákig húzódó és máig is emelkedő jellegű — *elevációs övezetnek*, melyet ő „*gemerid eleváció*” néven vezetett be az irodalomba.

VENDL ALADÁR [192], VADÁSZ ELEMÉR [182; 186] és JANTSKY BÉLA [80] földtani bizonyítékokat közölnek arra vonatkozóan, hogy a Velencei-hegység, illetőleg Nadap közelebbi környéke is, a pannón óta jelentősen kiemelkedett. A paleozóos eruptív és metamorf kőzeteket a pannon beltenger üledékei közvetlenül borítják. A pannóniai tenger mélyen lenyúló öblei — JANTSKY szerint — arról tanúskodnak, hogy a hegység nem hirtelen leszakadó hegyszerkezeti vonalak mentén érintkezett a tengerrel, hanem eróziós partvonallal kiemelkedőben levő sziget lehetett abban az időben. Ez egyúttal bizonyíték is a hegységnek lassú, emelkedő mozgása mellett. A hegység pannón utáni kiemelkedése alakította ki egyben a környék mai térszínét is.

JANTSKY ide vonatkozó legfőbb megállapításai a fentebb említettekével egybevághóak. Szerinte a Velencei-hegység és a Balaton-menti kristályos vonulat részlete a Magyar-medencebeli belsővarisztdínek és az „a nógrádi dombos vidék és a nyugati Mátra alatt, a Salgótarjáni-medencén át Losoncra tart, majd onnan tovább: a Szepes—Gömöri Érchegeység vonulatába tartozik”. Az ópaleozóos fillit a gránitot északnyugaton, északon és keleten köpenyszerűen veszi körül.

VADÁSZ E. [186] szerint a Balaton-menti ópaleozóos kristályospala öv a mélyben levő gránitvonulat, amelybe a Velencei-hegység is beletartozik, nagyszerkezeti boltozat jellegű. A belsővarisztdikum orogénjéhez tartozik, és belőle most csak az északnyugati szárny és a boltozatmagot formáló gránit van felszínén. A megállapított boltozat-jelleg általánosságban ugyancsak emelkedésre utal.

A *Rutka*, illetőleg *Strecno* közelében épült főalappont a Kis Fátra délnyugati lábánál van, a felső Vág völgyben: ott, ahol a Vág áttöri a Rajeci-hegységet és a Kis-Fátra szerkezeti egységes láncát [13, 14].

Ezek szerint: ez a főalappont a kárpáti orogén övezetben, erős tektonikai vonal közelében létesült. Mozgásviszonyaira vonatkozóan eddig csak két hiteles adattal rendelkezőnk. Egyik az általam fentebb kiszámított és közölt adat, amely szerint *Strecno* a szomszédos *Nadaphoz* képest, 10 év alatt 3,249 mm-t emelkedik.

Használható adatot közöl — az újabb csehszlovák—magyar szintezések alapján — erre vonatkozóan K. SVOBODA: már idézett tanulmányában (p. 502) írja, hogy Nadap — *Strecno*hoz viszonyítva — 28 év alatt 78,7—100,3 mm-t süllyedt. E két érték középértéke 10 évre redukálva: 3,20 mm. Ez az eredmény feltűnően jól egyezik az általam kiszámított 3,249 mm/10 év kiegyenlített értékkel.

Hogy a három főalappont környezetének kéregmozgásában az izosztatikussal, illetőleg a tektonikus erőhatások milyen mértékben és milyen arányban érvényesülnek, annak geodéziai szempontból az alkalmazandó vizsgálati módszereket illetően, semmi jelentősége sincs [21].

## Kéregvastagsági viszonyok

Nadap főalappont környékén a Bouguer-anomália átlagértéke +20 mgal körüli.\*

Lisov és Strecno főalappontok Bouguer-anomália értékei ismeretesek [201, 202]. Mindhárom főalappont földtani felépítése azonos; mindegyikük kristályos, illetőleg gránit alaphegységre települ. Ezért, bizonyos hibaforrásoktól, mint például a távolabbi környezet eltérő földtani felépítéséből származó, hibát eredményező hatástól eltekintve, a gravitációs anomáliákban mutatkozó különbség a három főalappont közötti kéregvastagság-ingadozásokra vezethető vissza.

A nehézségi gyorsulás adatai: 980, ... mgal\*\*

Nadap	Lisov	Strecno
$g = 0,8128$	$g = 0,8458$	$g = 0,8834$
$\gamma_o = 0,9203$	$\gamma_o = 0,9777$	$\gamma_o = 0,9919$
$\gamma'_o = 0,9329$	$\gamma'_o = 0,9902$	$\gamma'_o = 1,0044$

Mivel a nehézségi gyorsulás értéke — többek között — a helyi topográfiai viszonyok függvénye, ha valamely térszíni pontnak a magassága megváltozik, ezzel együtt ugyanott a nehézségi gyorsulás értékének is meg kell változnia. A szekuláris jellegű földkéregmozgásokhoz tartozó  $\Delta g$  változás 20–30 éven belül azonban olyan kicsiny, hogy graviméteres mérésekkel megbízhatóan ki nem mutatható.

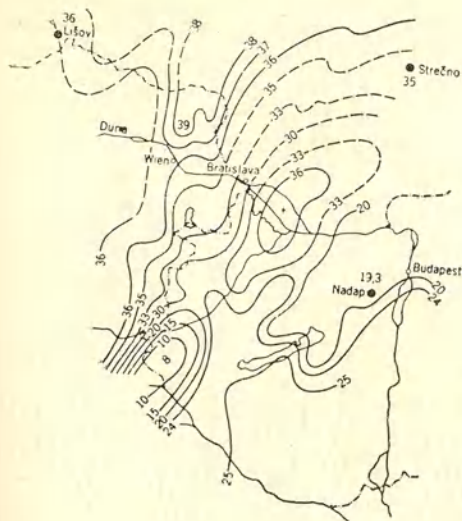
A nehézségi gyorsulás változása összefügg a földkéreg helyi vastagsági viszonyaival is. A kéreg helyi kivastagodásában vagy kivékonyodásában azonban számottevő szerep jut a földkéreg egyensúlyát biztosító, vagy mozgását létrehozó erőhatásoknak. Így 1. a kérget hordozó magma hidrosztatikai felhajtóerejének, tehát az izosztatikus egyensúlyra való törekvésnek; 2. a kéregben fellépő s a Föld belsejéből származó tektonikus erőknek; végül 3. a kéreg alakváltozásából származó rugalmas feszültségeknek [60, 62].

E három erőcsoport eredőjeként jönnek létre mind az orogenetikus, mind pedig az epirogenetikus mozgások, és a kéreg egyensúlyi állapotát is elsősorban ez a három erőhatás együttesen határozza meg.

Mivel a  $\Delta g$  változások megállapításáról nem lehet szó, a főalappontok mozgásviszonyainak meghatározásához a kéregvastagsági adatokat használtam fel. A vizsgált terület gravitációs és kéregvastagsági viszonyai eléggé ismeretesek. Ezért úgy véljük, hogy a rendelkezésre álló adatok jogalapot adnak egy ilyen irányú, a felvetett probléma megoldását a szakirodalomban elsőnek megkísérlő tanulmányhoz.

\* „Nadap” főalappont környékén a nehézségi gyorsulás értékét — kérésemre — az Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1957-ben újból meghatározta. RENNER J. és SZILÁRD J. szíveségét ezúttal is nagyon köszönöm.

\*\*  $g$  = Potsdami rendszer;  $\gamma_o$  = Helmert 1901;  $\gamma'_o$  = Cassinis 1930.



7. ábra: Kéregvastagsági viszonyok Nadap, Lisov és Strecno főalappontok környékén (BENDEFY L., 1964)

Fig. 7. Krustendicken-Verhältnisse in der Umgebung von den Grundpunkten Nadap, Lisov und Strecno (L. BENDEFY, 1964)

Amikor 1959-ben először foglalkoztam ezzel a feladattal, lényegesen kevesebb adat állott rendelkezésemre. Ma már számos kéregvastagsági adat birtokában, kísérletet tehettem a magyarországi kéregréz vastagsági viszonyainak felvázolására is.\*

Kéregvastagsági vázlatunkról (7. ábra) megállapítható, hogy a Mohorovicic-felület mélysége (azaz a földkéreg vastagsága) Nadap környékén 19,3 km; Lisov környékén 36 km; Strecno körzetében pedig 35 km körüli.

A különböző kéregvastagságoknak megfelelően a főalappontok mozgásintenzitása is eltérő egymástól. Feltehető, hogy mozgásintenzitásuk arányos az izosztatikus felhajtó erő helyi értékével, ez utóbbi pedig a kéreg vastagságával. Mivel mind az egységnyi idő (10 év) alatt bekövetkezett magasságkülönbségek, mind a kéregvastagságok ismertek, felírható az alábbi egyenletrendszer:

$$\begin{aligned} ax - by &= A; & . & . & . & . & . & . & (1) \\ cz - by &= B; & . & . & . & . & . & . & (2) \\ (ax - by) - cz &= 0 & . & . & . & . & . & . & (3) \end{aligned}$$

ahol a, b, c a kéregvastagságot jelenti km-ben, Lisov, Nadap, Strecno sorrendben, tehát: 36—19,3—35 km. A magasságkülönbségeket A, B, C-vel jelöltem. Az x, y, z pedig az egyelőre ismeretlen mozgásintenzitás értékeket jelentik.

\* Ehhez a következő források állottak rendelkezésemre. A magyarországi területről GALFI JÁNOS, STEGENA LAJOS, BISZTRICSÁNYI EDE, CSOMOR DEZSŐ, KISS ZOLTÁN, FACSINAY LÁSZLÓ, PINTÉR ANNA és BALKAY BÁLINT tanulmányaiban foglalt adatok [3; 4; 68—70]; továbbá SCHEFFER VIKTOR összegező tanulmánya [148]. A Bécs környéki adatok V. CONRADnak az 1927. évi schwadorfi földrengés észleleteinek feldolgozását tartalmazó értekezéséből [49] valók, a cseh masszívum kéregvastagsági adata pedig A. ZATOPEK professzortól származik [203].

A fentebbi (1) és (2) jelű egyenlet két-két főalappont eredeti magasságkülönbségének az egységnyi idő alatt bekövetkezett, tehát egymáshoz viszonyított változását fejezi ki. A (3) jelű egyenlet pedig azt, hogy a magasságkülönbségek változásának összege zérus.

Az egyenletek megoldásából adódik, hogy

$$A - cz = 0, \text{ tehát } z = \frac{A}{c} \quad (4)$$

Ugyanígy a második egyenletből, z értékét behelyettesítve:

$$c \frac{A}{c} - by = B, \text{ tehát } y = \frac{A-B}{b} \quad (5)$$

És végül a harmadik egyenletbe y értékét behelyettesítve nyerjük:

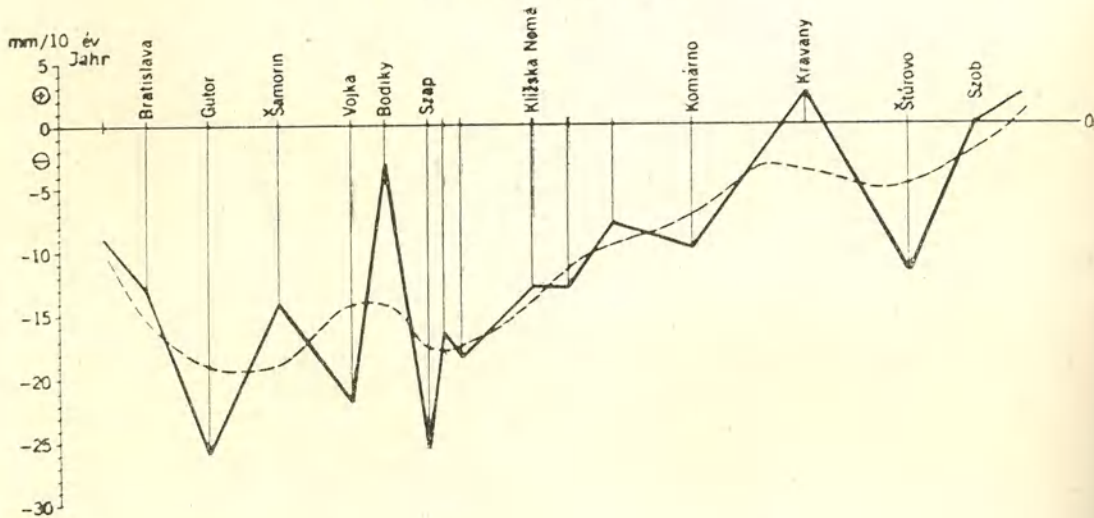
$$ax - b \frac{A-B}{b} = A; \text{ ebből } x = \frac{2A-B}{a} \quad (6)$$

Elsősorban Lisov szintváltozása abszolút értékének meghatározására törekszünk, mégpedig azért, mert ezt a feladatot kétféle úton is meg tudjuk közelíteni.

Helyettesítsük be mindenekelőtt a fentebb már közölt (Li = 36 km; Na = 19,3 km; Str = 35 km) kéregvastagsági-, valamint a főalappontok

8. ábra: A Pozsony és Szob közötti I. rendű szintezési vonalon a csehszlovák szintezési szolgálat által megállapított szintváltozások Nadapra vonatkoztatva. A szaggatott vonal a Kisalföldi-medence Duna-menti szelvényének általános süllyedésgörbéje (BENDEFY L., 1964).

Fig. 8. Die auf der Nivellierungslinie erster Ordnung zwischen Bratislava und Szob vom tschechoslovakischen Nivellierungsdienst festgestellten Niveauänderungen, bezogen auf Nadap. Die gestrichelte Linie stellt die allgemeine Senkungskurve des Donau-Profiles des Beckens der Kleinen Ungarischen Tiefebene dar (L. BENDEFY, 1964).



közötti szintváltozásra nyert (Li—Na = +3,526 mm; Li—Str = —0,277 mm; Str—Na = — 3,249 mm) értékeket. Ekkor Lisovra vonatkozóan azt kapjuk, hogy

$$x = +0,10564, \text{ illetőleg}$$

$$36 x = + 3,803 \text{ mm/10 év}$$

Lisov szintváltozásának meghatározására azonban még egy lehetőség kínálkozik. Nevezetesen B. KRUIS, miként már említettem, közli [97] azt, hogy a Duna bal partján haladó szintezési vonalnak a Pozsony és az Ipoly közötti kisalföldi szakaszán, Lisovra vonatkoztatva, 10 év alatt átlagosan 24 mm süllyedést állapítottak meg. Ennek a vonalnak mérési eredményeit Pozsonytól az Ipoly folyóig a csehszlovák szintezési szolgálat szíves volt rendelkezésemre bocsátani. Rákapcsolva ezeket a Nadaptól az Ipolyig vezető 1923., illetőleg 1956. évi szintezési vonalra, megállapítható, hogy ugyanaz a süllyedési érték Nadap főalappontjára vonatkozóan csupán 11,783 mm. A szóbanforgó értékeket alább táblázatosan és grafikonban közlöm (I. táblázat és 8. ábra).

### I. táblázat

A Pozsony—Komárom—Párkány—Szob vonal 1923. és 1953. évi szintezéséből nyert és „Nadap” főalappontra vonatkoztatott, 10 évre redukált szintváltozási értékek.

	Mért eltérés mm-ben:	Redukált
Bratislava (Pozsony)	—39	—13,00
Gutor (Gutor)	—89	—29,66
Samorin (Comorja)	—42	—14,00
Vojka (Vajka)	—66	—22,00
Bodiky (Nagybodok)	— 9	— 3,00
Sap (Szap)	—78	—26,00
	—49	—16,32
	—56	—18,66
Klizska Nemá (Kolozs néma)	—39	—13,00
” ”	—39	—13,00
	—23	— 7,67
Komarno (Komárom)	—45	—15,00*
	0	0,00
Karva (Karva)	+ 9	+ 3,00
	0	0,00
Sturovo (Párkány)	—36	—12,00
Szob	0	0,00
Összesen:		—200,31
Középérték:		— 11,783

\* A komáromi Sz. András templomnál fellelt hiba figyelembevételével a helyes értékek: —30 mm, ill. —10,00 mm.

Mivel Lisov = 0 értékre vonatkoztatva a komáromi medence süllyedése 10 év alatt -24,00 mm, Nadap = 0-ra vonatkoztatva pedig csak -11,783 mm, világos, hogy Lisov főalappontnak a mozdulatlanak tekintett Nadaphoz képest ugyanazon idő alatt 12,217 mm-t emelkednie kellett.

Fentebb azonban meghatároztuk már, hogy a főalappontok egymás-közi magasságkülönbsége hogyan változik az időegység alatt. Lisov Nadaphoz képest +3,526 mm-rel. Ez azt jelenti, hogy ha a 12,217 mm-es értékből indulunk ki, abból 3,526 mm-t a fenti ok miatt le kell vonnunk. Az eredmény: 8,691 mm/10 év.

Amennyiben tehát ebből a Lisov-Pozsony-Komárom-Szob-Nadap vonalon megállapított süllyedések vizsgálatából indulunk ki, arra az eredményre jutunk, hogy Lisov az egységnyi 10 év alatt Nadaphoz képest +8,691 mm-rel emelkedik.

Mivel ehhez az eredményhez úgy jutunk, hogy abban csehszlovák részről 3 szintezésnek (1923, 1935 és 1957) két köztes időszakából számított egységnyi változások középértéke szerepel, ezt az eredményt kétszeres súllyal vettem figyelembe. Tehát Lisov abszolút emelkedése 10 év alatt:

$$(8,691 + 8,691 + 3,803) : 3 = + 7,062 \text{ mm}$$

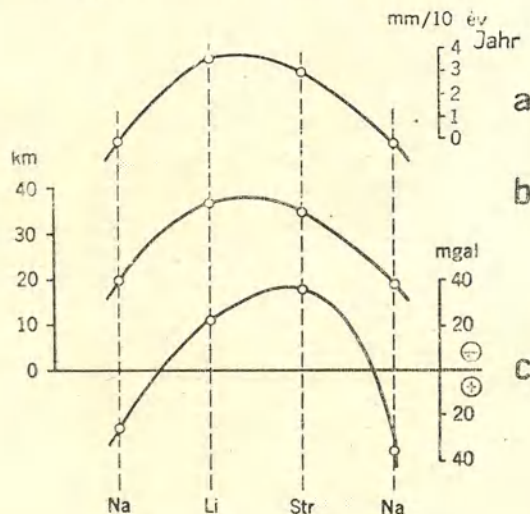
Ebből a már ismert A, B, C értékek figyelembe vételével nyerjük:

$$\frac{V_{Li} = + 7,062 \text{ mm/10 év}}{- 0,277}$$

$$\frac{V_{Str} = + 6,785 \text{ mm/10 év}}{- 3,249}$$

$$V_{Na} = + 3,536 \text{ mm/10 év}$$

A 9. ábrán grafikonban bemutatom a szóbanforgó három alappontra vonatkozóan a Bouguer-anomáliák, a földkéregvastagsági viszonyok és a tényleges szintváltozások összefüggését.



9. ábra. Nadap, Lisov és Strecno főalappontok szintváltozása, valamint a helyi kéregvastagsági és gravitációs viszonyok összefüggésének vázlatja. A nehézségi gyorsulás változásának gőrbéjét tükörképszerűen raktuk fel (BENDEFY L., 1964)

Fig. 9. Skizze des Zusammenhanges zwischen der Niveauänderung der Hauptgrundpunkte Nadap, Lisov und Strecno, sowie den lokalen Krustendicken- und Gravitations-Verhältnissen. Die Kurve der Variation der Gravitationsbeschleunigung wurde spiegelbildlich angesetzt. (L. BENDEFY, 1964)

Fenti eredményeinkből tehát az olvasható ki, hogy Nadap főalappontunk emelkedése mintegy fele a Lisovnál tapasztalt mozgássebességnek, Strecno emelkedése pedig alig marad el Lisové mögött.

### Földtani vonatkozások

Nadap főalappontunk a Velencei hegység gránit plutonján [80], közvetlenül a gránit felszínén létesült.

A nadapi gránit intruzióját — mai ismereteink szerint — a korai felső karbonba, illetőleg a varisztikus hegységképződés szudétai szakaszába tehetjük [80; 160]. A gránit-magma által elfoglalt tér elsődleges alakjára az elsődleges hasadékok irányából következtethetünk. Ezek a hasadékok, amelyeket a későbbiekben gránitporfir és aplit töltött ki, többnyire igen hosszúak. Nem ritkán 200—300 méter hosszon is követhetők, de JANTSKY térképezett több kilométer hosszúságú gránitporfir teléreket is.

Jelenlegi vizsgálataink szemszögéből nincsen különösebb jelentősége annak, hogy Nadap főalappontunkat az osztrák geológusok és katonai mérnökök véletlenül éppen egy olyan hasadék mentén építették fel, amelyet aplit tölt ki. Kár, hogy ezen az aplitteléren kaolinosodás jelei mutatkoznak; de ez a folyamat is — emberi szemmel nézve — olyan elenyészően halad előre, hogy az geodéziailag egy évezred múlva is aligha lesz számba vehető.

Strecno földtani helyzete tökéletesen világos és egyértelmű. Emelkedés mutatkozik a Tátridák korábban eljegesedett területén, amit — az egyébként is emelkedést kívánó izosztatikus viszonyok mellett — a nagymértékű lepusztulás geológiailag is kielégítően magyaráz.

### Az eredmények nagyszerkezeti értékelése

Vizsgálataim eredménye szerint mind a három főalappont emelkedőben van. Mivel mind a három vizsgált pont kristályos paleozoikumon, illetőleg gránit alaphegységen épült, feltehető, hogy a főalappontok felszíni szintváltozása egyben a mélységi hatásnak is megfelel, illetőleg nagyon közel áll ahhoz. Bármilyen kicsinynek tűnnek is a főalappontok szintváltozási értékei, valójában tekintélyesek, mert 10 000 éves távban 7 méteres, illetőleg 3,5 méteres emelkedést jelentenek a vizsgálataink alapját jelentő vonatkozási felülethez viszonyítva.

Az eredeti magasságkülönbségek abszolút változásának mértékét alapul vevő geokinetikai vizsgálatoknál bizonyos vonatkoztatási alapra van szükség. Ezt a negyedik, azaz az időkoordináta határozza meg. Válasszuk a jelen esetben Nadap főalappontnak  $T_{1924} = T_0$  időpontbani helyzetét vonatkoztatási alapul.\*

De mi lesz maga a vonatkoztatási felület? Tudjuk, hogy nem lehet azonos azzal az adriai középtengerszinttel, amelyre Nadap 1872. évi ma-

\* Ugyanígy választhatnánk Lisovét is. A végeredmény hajszálla ugyanaz lenne, még az előjeleket illetően is.



gassága (173,8385 m) vonatkozik. Ez a trieszti 0 szint a geoidnak megfelelő potenciálfelületet képviseli. Nadapnak  $T_{1924} = T_0$ -beli térbeli helyzete, amelyet mi 173,84 m körüli magasságban képzelünk el a trieszti 0 szint fölött, egy másik potenciálfelületet határoz meg. A kettő nem párhuzamos egymással; ez a tény azonban pillanatnyilag nem különösebb fontosságú számunkra.

Mi most azt óhajtjuk megvizsgálni, hogy az a képzeletbeli ferde sík, amelyet Nadap, Lisov és Strecno mozgásvektorai határoznak meg, hol metszi a Nadap  $T_0$ -hoz rendelt, vagyis Nadap 1924-beli térbeli állapotában a főalappont csiszolt gránitlapján átmenő potenciálfelületet.

SZALAI T. tanulmányaiból kitűnt, hogy Nadap és Strecno azonos jellegű elevációs területen épült. A két főalappont környékének földtani felépítése alig különbözik egymástól. Ugyanis a Nyugati Kárpátokban (ide értjük Nyugat-Dunántúlt is, a Balaton-vonalig bezáróan) négy elevációs szerkezeti övezet ismerhető fel. Nadap is, Strecno is, egy-egy ilyen eleváción létesült. Mindkét főalappont földtani környezetének alapközete azonos; át és át vannak járva gránitoid intrúziókkal. Ezért mindkét főalappont — SZALAI, JANTSKY, MÁSKA és ZOUBEK megállapításai szerint — a *Tátrida—Veporida intrúzió komplexumba* tartozik. Mivel azonban a Veporban felszínen levő képződmények a Velencei-hegységben és a Balaton-felvidéken a mélyben, rejtve jelen vannak, Nadap alapközete feltételezhetően azonos Strecno alapközetével. Ennek a feltételezésnek reális alapot adnak JANTSKY kőzettani és tektogenetikai megállapításai, valamint MÁSKA és ZOUBEK [110], illetőleg SZALAI T. [166] tektonikai vizsgálatainak eredményei. Ezek szerint a Balaton- és a Velencei-hegység környéki, valamint a Gemerida képződmények egy-ugyanazon vonulatnak a részei.

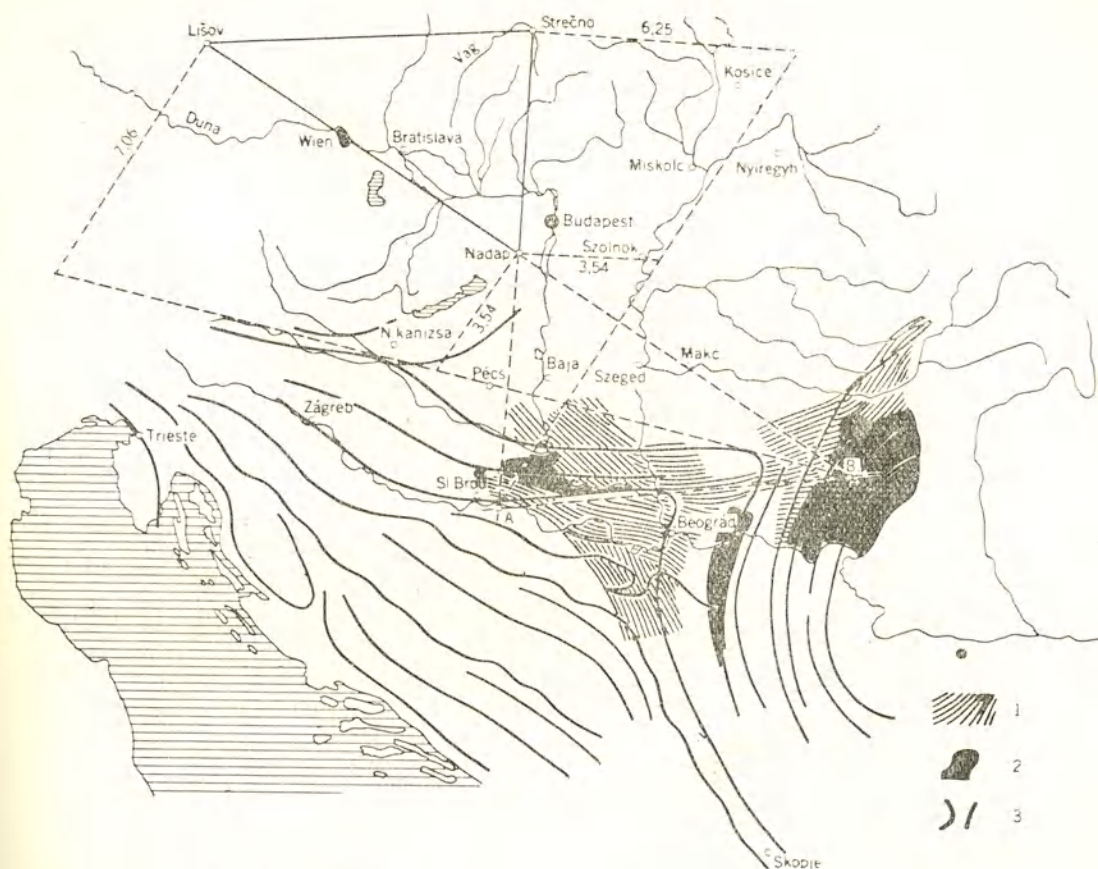
Egy évszázaddal ezelőtt az osztrák FOETTERLE [67] a fentebbiekkel teljesen azonos véleményen volt. Ez most igazolást nyert.

Megemlítem még, hogy a legújabb csehszlovák kutatások szerint a Strecno főalappont környéki alaphegység a középső vagy idős proterozóikori képződmények közvetlen fekvője (MÁSKA és ZOUBEK [110]; p. 153).

SVOBODA tanulmánya alapján várható volna, hogy Strecno főalappont körzetében a *Moho-felület* a nadapi 19,3 km-nél is kisebb mélységben van. A tények ennek az ellenkezőjét bizonyítják. Feltételezhető tehát, hogy Strecno környékén az alapközet gyűrődés és pikkelyeződés következtében megvastagodott.

Mivel a most következő műveletet a 10 éves időegységhez tartozó szintváltozási értékekkel nehéz elképzelni, lineáris extrapolációval térjünk át 1 000 000 évre. (Közismert geometriai alaptételből következik, hogy a végeredményt ez a tény nem befolyásolja.) Tehát: 1 000 000 éves időtávban, hasonló körülmények között Nadap 354 m, Lisov 706 m, Strecno pedig 625 m magasra emelkednék Nadap  $T_{1924} = 0,000$  m állapothoz viszonyítva. Képzeljük ezeket a vektorokat a Nadapon átmenő potenciálfelületre a szóbanforgó három főalappont vonatkozó függőlegeseiben felrakva. Fektesünk ezen a három ponton át egy síkot. Ez a vonatkoztatási felületet egy gyenge ívben metszi. A metszéspontokat két pontjában (a 10. ábrán, A és B) meg tudjuk határozni.

Ugyanis a főalappontok földrajzi koordinátáiból és a szintváltozási mérőszámokból kiszámítható, vagy megszerkeszthető, hogy hol metszi az LN, illetőleg az SN egyenes a trieszti 0 fölött mintegy 173,84 m magasságban választott vonatkoztatási felületünket, illetőleg annak a térképen megjelenő alakját.

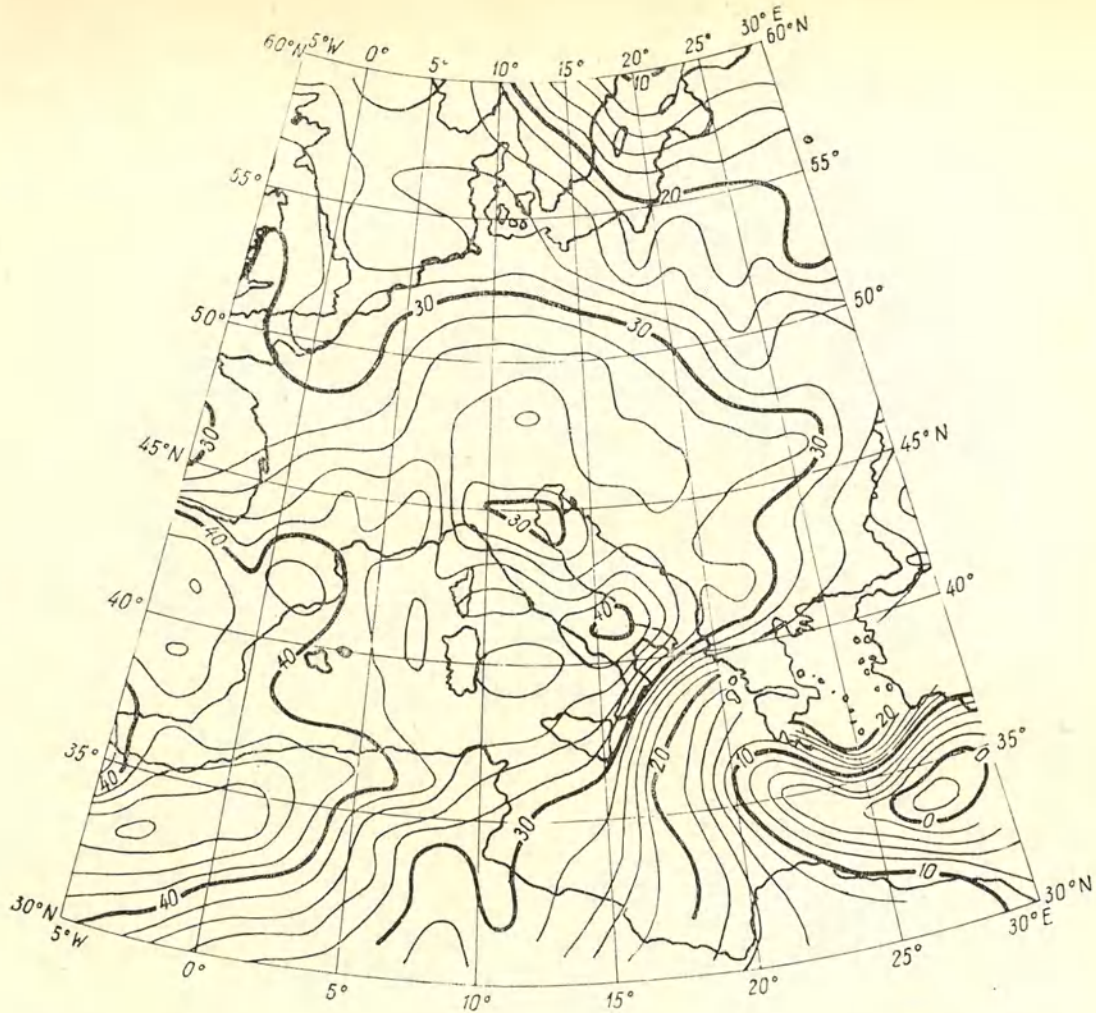


10. ábra: A Nadap, Lisov és Strečno szintváltozási vektorai által meghatározott sík a „Nadap” főalappontot érintő szintfelületet egy földszerkezeti szempontból fontos vonalban (AB) metszi. (BENDEFY L. 1957, 1964). — 1 = flisszerű és általában felsőkréta üledékek, 2 = préneoid, kristályos alaphegység (mezozoós szárazulat), 3 = fő hegység szerkezeti vonalak.

Fig. 10. Die durch die Niveauänderungsvektoren von Nadap, Lisov und Strečno bestimmte Ebene schneidet die den Hauptgrundpunkt „Nadap” berührende Geoidfläche in einer auch von geostrukturellem Gesichtspunkt wichtigen Linie (AB) (BENDEFY, 1957, 1964). — 1 = flischartige und im allgemeinen Oberkreide-Sedimente; 2 = praeneoides, kristallines Grundgebirge (mesozoisches Trockengebiet); 3 = gebirgsstrukturelle Linien.

Az A és B ponton keresztül húzott gyenge ív (közelítőleg egyenes), geológiai értelemben azt jelenti, hogy az attól ÉNy-ra levő kéregrész emelkedik, a DK-re levő pedig süllyed. Ez elvileg meg is felel a valóságnak. Tudjuk ugyanis, hogy a Földközi-tenger medencéje egy jelenkori, méghozzá ma is élénken süllyedőben levő geoszinklinális. Tehát a geoid felületének ÉNy—DK-i irányban mélyülnie kell.

A Columbus-i (Ohio) egyetemen W. A. HEISKANEN irányításával 1954—1957-ben 2 méteres értékkel szerkesztett geoid-térképen [74] látható, hogy a geoid felülete a Bakony tájától a Boszporusig, illetőleg



11. ábra: Heiskanen geoid-térképe. Készült a Columbus-i (Ohio) egyetem geodéziai-geofizikai kutató intézetében satelit-észlelések alapján.

Fig. 11. Geoid-Karte von Heiskanen, konstruiert in der Forschungs-Institut für Geodäsie und Fotogrammetrie der Universität Columbus (Ohio) auf Grund von Satelliten-Beobachtungen.

Korfu szigetéig 33 méterről 18 méterre száll alá. A főlappontoknak fentebb meghatározott abszolút mozgásviszonyai, a geológiai nagyszerkezeti tények és a HEISKANEN közölte geoid-térkép (11. ábra) közötti egyezés tehát ezek szerint kielégítő.

A szóbanforgó AB egyenesnek további földszerkezeti jelentősége is van. Mindenekelőtt érdekes maga az a tény is, hogy mind a két pont föld-rengéseiről nevezetes környezetbe esik: A Slavonski Brod-, B pedig Bad Hercules közelében van, a két ponton átmenő egyenes pedig közel egybe-esik a Fruska Gora hossz tengelyével. Vagyis a vonatkoztatási felületet abban a nagyon fontos kéregszerkezeti környezetben metszik, ahol a Szkopje felől északi irányba haladó dinarid hegyvonulatok (részint a térszínen is láthatóan, részint a mélyben) a Dráva és Száva vonalával meg-egyező, az előbbire majdnem merőleges irányba csapnak át.

## A geokinetikai adatokból készült szintváltózási térképek szerkesztése

A geokinetikai hálózat kiegyenlítéséből nyert adatokból részletes, regionális és maradék (residual) szintváltózási térképek szerkeszthetők.

A szerkesztés elve mind a részletes-, mind a regionális térképek esetében ugyanaz. Az azonos szintváltózási pontokat folytonos görbékkel kötjük össze egymással. Ezeket az izometrikus görbéket „izokinek”-nek nevezzük, megkülönböztetésül a földtani, morfológiai, vagy óceánográfiai adatok alapján szerkesztett „izobázisok”-tól [35].

A szerkesztést megelőzően — statisztikus vizsgálattal — el kell döntenünk, milyen legkisebb értékűre kell figyelemmel lennünk. A Magyar-medencében már 10 évre vonatkoztatott 2—3 mm-es értékeket is számításba kell vennünk.

Az izokinek szerkesztését igen nagy gonddal kell végeznünk. Minden, látszólag egészen kis számértéknek megvan, de legalább is meg lehet a maga jelentősége földkérgeszerkezeti szempontból.

A szerkesztés során előbb részben összevont értékekre alapozott regionális térképeket szerkesztettem, majd fokozatosan haladtam a részletesebb-, illetőleg a mind nagyobb mértékű összevonással képezett regionális térképeken feltűnedező szerkezetek nyomozásának irányában.

A szerkesztés során gondosan szem előtt kell tartanunk a terület általános tektonikai jellegét. Az izokinek is izometrikus görbék, s mint ilyenekre, az egyéb izometrikus görbék szerkesztésére vonatkozó szabályok általánosságban érvényesek. Mégis: a törésvonalak mentén jelenlévő diszlokációk az összképet zavarják; miattuk az izokinek az erősen mozgásban levő vetődéseket jelző törésfelületek mentén megszakadhatnak.

A tömegesen jelentkező, helyenként szinte egymásra zsúfolódó adatok halmaza a mozgásviszonyok közötti eligazodást zavarja. Ilyen esetben előzetes összevonással kell élnünk. Különösen városok belsejében, ahol 300—400 méterenként állanak a mérési (szintváltózási) adatok rendelkezésre, ezt az összevonást feltétlenül el kell végeznünk. Nem szabad azonban összevonást alkalmaznunk akkor, ha az alappontok közötti törésvonal jelenléte állapítható meg, vagy sajthető.

Az izokinek szerkesztéséhez értékes segítséget nyújthatnak egyes szelvények mentén készített mozgás-diagramok, az ún. „kinetogram”-ok.

Az általános kéregmozgási irányzatok, valamint a nagyszerkezetek jobb megismerhetése végett különös gondot fordítottam a *regionális geokinetikai térképek* szerkesztésére.

A földkérget alkotó tömegeknek ugyanis megvannak a maguk sajátos, jellemző fizikai tulajdonságaik. Ezek a tulajdonságok a földkérget felépítő közettömegek sűrűségi-, mágneses-, rugalmassági-, elektromos-, hővezetési viszonyaitól, a nagyobb területi egységek tektonikai jellegétől, azaz tört,

törvegyűrt vagy gyűrt, esetleg tömbös, táblás mivoltától-, és nem utolsó sorban a terület mobilitási viszonyaitól függően helyenként változók.

A földkéregszerkezet ismeretlen elemeit és azok összefüggéseit a klasszikus alapokon nyugvó, de sok új módszerrel gazdagodott földtani kutatás és a rohamosan előretörő geofizika napról napra új és újabb kutatási módszerekkel kísérli felderíteni. A földkéreg felszínén végbemenő geológiai és geomorfológiai folyamatok legtöbbször közvetlen vagy közvetett következménye a kéreg belsejében végbemenő egyéb folyamatoknak. Ez utóbbiak kutatása még mélyebb hatókokhoz vezet.

A felszínen vagy annak közelében, de nem túlságosan nagy mélységekben tapasztalható jelenségeket a geofizikai kutatás két részre bontva vizsgálja. A fentebb felsorolt tulajdonságokból folyó jelenségek ugyanis általánosságban kétfelé bonthatók: egy nyugodtabb, kisimítottabb, kiegyensúlyozottabb szabályos részre (regionális hatás), és egy összetettebb, finom részletek szövevényében észlelhető felszíni hatásra.

A regionális hatás létezésére legelső ízben EÖTVÖS LORÁND figyelt fel. Ő állapította meg azt is, hogy ez a hatás a mélységbeni viszonyoknak felel meg a gravitációs mérésekkel kapcsolatban.

EÖTVÖS megállapításához teljesen hasonlóan: mélységi hatás tükröződik a regionális geokinetikai térképek izokinjeiben is.

7. kép. Szabatos szintezési munkálatok Tihanyban, a földmágnességi megfigyelő állomás közelében. (Foto: „Szabad Nép” 1954)

Abb. 7. Precise Nivellierungsarbeiten in Tihany, in der Nähe des erdmagnetischen Observatoriums. (Foto: „Szabad Nép” 1954)



## Regionális térképek

A felszíni viszonyok megállapításánál közvetlen tapasztalatokra, illetőleg közvetlen mérési eredményekre támaszkodhatunk. A területi regionális viszonyok megismeréséhez közvetett adatok segítenek bennünket. A geokinetikai kutatás esetében ezeket a közvetett adatokat a felszíni közvetlen mérési adatok összevonásával nyerjük. Az összevonásokat fokozatosan hajtjuk végre. Minél nagyobb mérvű az összevonás, a fokozatosan kevesbedő adatok annál nagyobb mélységbeni hatást, illetőleg annál nagyobb mélységben uralkodó mozgásvizonyokat fejeznek ki. A regionalitás fokozásával ez fokozatosan veszít sokrétűségéből.

Nemcsak jelen regionális geokinetikai kutatásaink során tapasztaltuk, hanem egyéb geofizikai jellegű vizsgálatok eredményei is arra a megállapításra vezettek, hogy a földkéreg nagy mélységeiben gyakran merőben más nagyszerkezeti viszonyok vannak, mint amilyeneket a felszíni és a mélyfúrásokkal még elérhető felszínközeli tapasztalatokból ismerünk. Ezek a mélységbeni viszonyok nemegyszer olyan váratlan, érthetetlen és ellentmondónak tűnő képet vetítenek elénk, hogy szinte megbénítják a kutatás lendületét. Am ez az ellentmondás feloldódik, ha fokozatosan és részleteiben is igyekszünk megközelíteni az ismeretlen mélységekben uralkodó viszonyokat, és törekszünk megkeresni és megtalálni a mélybeni és felszíni szerkezeti viszonyok közötti kapcsolatokat. A Föld belseje — mai ismereteink szerint — öves felépítésű. A regionális geokinetikai kutatásokkal a földkéreg alsó határövezetéig, körülbelül a Moho-felületig, sőt talán a Moho alatti földköpeny felső szintjeiben végbemenő mozgásfolyamatok tendenciájának meghatározásáig juthatunk el.

A geokinetikai módszer (ezen mindig az általam alkalmazott, a szintváltozások abszolút mértékének meghatározásán alapuló módszert értve) olyan korrekt mérési eredményekből képezett, homogén értékalmazt biztosít vizsgálataink számára, amely lehetővé teszi, hogy lépésről lépésre haladva a földkéregnek geofizikai vizsgálatokkal egyáltalában elérhető legnagyobb mélységéig hatoljunk le. Ahogy az összevonások során mind kevesebb és kevesebb értékből szerkesztjük meg regionális geokinetikai térképeinket, a regionális izokin görbék fokozatosan kisimulnak, az anyag mozgásvizonyai egyszerűsödnek.

Röviden a következőképp fogalmazhatnám meg kutatásaim menetét. Míg a magyar és külföldi geofizikusok sorra arra törekedtek, hogy módszereket dolgozzanak ki a regionális hatás grafikus és számszerű meghatározására és ily módon azoknak a mérési eredményekből való kiszűrésére [66], én pontosan ennek az ellenkezőjét kívántam elérni: a minél nagyobb mélységekben jelentkező regionális hatás érzékeltetését, hogy azon keresztül a mélységi viszonyokba némi betekintést nyerhessünk. Erre a célra, mivel egyszerűbb esetekben a területi hatás kielemezése, illetőleg meghatározása grafikus úton is elvégezhető [59], az adott viszonyoknak megfelelően a négyzethálós módszert választottam.

A grafikus eljárások ugyan gyorsak és szemléletesek, de megvan az a hátrányuk, hogy felbontóképességük nem terjed bizonyos határon túl. Ezért számos hálózatos eljárás alakult ki [61]. Mivel ezúttal nem volt céлом a helyi szerkezeteknek részleteikben való kielemezése, elegendő pontosságúnak láttam a négyzethálós módszer alkalmazását [65; 66; 116; 187; 189].

A hálózat függőleges tengelye  $\bar{E}$ —D-i tájékozású. Középpontjául a kecskeméti rk. főtemplomba épített szintezési alappontot választottam.

A négyzetoldalak hosszának meghatározásánál az volt a fő célom, hogy a második lépésnél már olyan viszonyok alakuljanak, hogy egyetlen négyzet se maradjon szintváltozási érték nélkül. Emellett tartani igyekeztem magam ahhoz a jól bevált és a kiolvasó körök sugara hosszának megválasztásánál alkalmazott gyakorlati szabályhoz, hogy a kör sugara az első esetben legyen egyenlő a vizsgált pontok átlagos távolságával (esetünkben ez kerekben  $t = 4,0$  km), majd a következőkben a sugár hossza  $\sqrt{2}r$ ;  $2r$ ;  $3r$ ; ... stb. szerint növekedjék.

Esetünkben  $t = 4,0$  km, a négyzet átlója; a burkoló kör átmérője pedig  $2t = 8,0$  km lenne, ami  $5,657$  km hosszúságú négyzetoldalnak felel meg. Figyelemmel voltam azonban arra is, hogy minél tökéletesebb fedéseket érjek el; ezért a négyzetoldalak hosszát kerekben  $7,5$  km-nek választottam.

A fenti módon készült regionális térképeket *mélységi térképeknek* tekintem. Kétségtelenül azok is, a földkéreg különböző mélységi szintjeiben végbemenő mozgások (szintváltozások) térképei. A térképek tehát azt mutatják: milyen alakot nyer a  $10$  évnyi időegység alatt egy bizonyos mélységben levő, alapul vett felület a földkéreg mélyében bekövetkező szintváltozások következtében. Mivel abszolút értékeket szolgáltató geokinetikai hálózatból indultunk ki, a különböző mélységi szintekben előállított regionális térképek szintén abszolút mozgásértékeket jelentenek.

### Maradék (residual-) térképek

EÖTVÖS LORÁND idejében még nem volt kidolgozott módszer a mélységi tömegek regionális hatásának meghatározására. Így ki sem lehetett küszöbölni azt a felszíni viszonyok részletes gravitációs anomália-görbéinek térképéből.

Ma azonban már számos jól kidolgozott módszer áll rendelkezésünkre a regionális hatás megállapítására [46; 59; 61; 65; 187; 189]. Ennek kiszűrése után a maradék- (residual) értékekhez, illetőleg a maradékgörbék térképéhez jutunk [116].

A maradékértékek meghatározására egyaránt rendelkezésünkre állnak különböző grafikus, illetőleg analitikus módszerek.

A gravitációs kutatásokból ismeretes eljárások a geokinetikai vizsgálatok során is alkalmazhatók. Kisebb területen, például egy város határán belül, ahol sűrű a ponthálózat, reményünk lehet arra, hogy a sűrű adathalmazból finomabb szerkezet is kibontakozhatik.

Számomra, e tanulmány során, a maradékhatást illetően is a nagy térségek residual-jelenségei voltak fontosak. Ezért a nagy régiók maradéktérképeinek előállítására törekedtem.

Maradékgörbék szerkesztése során mindig a mélyebb szintet jelentő görbesereget vonjuk ki a fölötte levő görbeseregéből. Azaz: a görbék metszéspontjain képezzük a számszerű különbségeket, és az egymásnak megfelelő, vagyis azonos számértékű pontokat folytonos görbékkel kötjük össze. (Kellő gyakorlattal ez a szerkesztés gyorsan megy és az esetleg elkövetett szerkesztési hiba is hamar felismerhető.)

Míg a regionális görbék egy-egy mélységi szintben a mozgásviszonyokat ábrázolják, két-két regionális térkép görbéinek különbségeiből szerkesztett maradéktérkép azokat a mélyben levő, eltemetett hegységeket, kéregszerkezeti nagy egységeket vetíti elénk, amelyek abban a bizonyos mélységben, amelyre kutatásunk éppen irányul, a földkéregmozgások mikéntjét megszabják, irányítják vagy legalább is befolyásolják.

Fontos tudnunk, hogy akár abszolút-, akár relatív geokinetikai rendszerben dolgozunk, és ha nem követtünk el közben hibát, mindkét rendszerrel azonos alakzatú és azonos számértékekkel jelzett maradék- (residual) görbesereghez (térképekhez) jutunk.

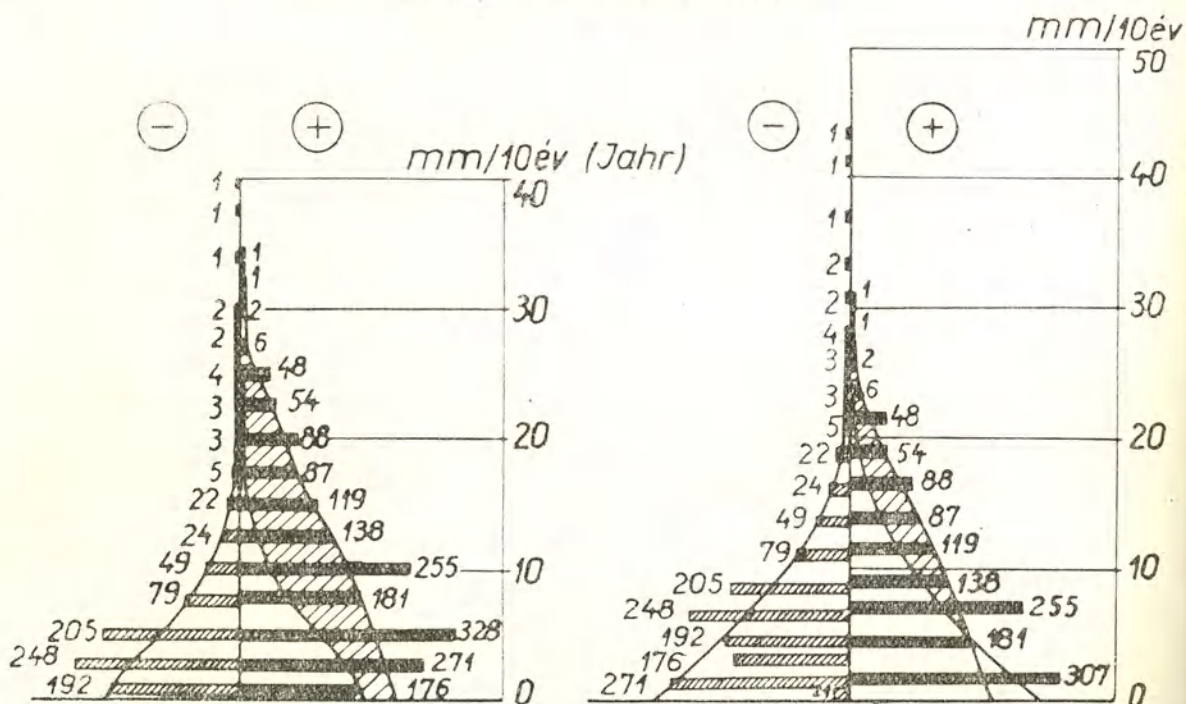


## A Bakony szintváltozásának általános jellege

A Bakony szintváltozásának általános jellege legszembetűnőbben a magyarországi szintváltozások általános jellegének tükrében tehető vizsgálat tárgyává. Ezért mindenekelőtt hazánk térszínének szintváltozásait vizsgáljuk — némi összevonás után — 2596 szintezési alappont szintváltozási értéke alapján, 10 éves időegységben (= 1 ae).\*

12. ábra: A magyarországi szintváltozások értékgyakoriságának diagramja, balról abszolút, jobbról relatív rendszerben. A vonalkázott részek az emelkedő területi többletet jelentik. Ez a többlet a napjainkban is folyamatos epirogenézis bizonyítéka (BENDEFY L., 1964).

Fig. 12. Diagramm der Werthhäufigkeit der Niveauänderungen in Ungarn, links in absolutem, rechts in relativem System. Die schraffierten Teile bezeichnenden Überschuss ist einer der Beweise einer auch in unseren Tagen vor sich gehenden Epirogenesis (L. BENDEFY, 1964).



\* A legújabb német irodalom is áttért a 10 éves időegység használatára. EDER dolgozatában az 1 év = 1 annus = 1 a, illetőleg a 10 év = 1 aeon = 1 ae fogalmakat vezeti be, illetőleg jelöléseket javasolja [111].

A szintváltozási értékek gyakorisági görbéje (12. ábra), ha egyelőre eltekintünk a kiugró értékektől, eléggé egyenletes és szabályos menetet mutat (lásd a II. táblázatot). Mindenekelőtt feltűnő, hogy a megvizsgált alappontok kétharmada abszolút emelkedésről, harmada pedig a hozzájuk tartozó területek süllyedéséről tanúskodik. Az abszolút emelkedések országos középértéke: +9,095 mm/1 ae. A folyamatban levő szintváltozások középértékeinek viszonylagos szélső értéke — országos átlagban — tehát 14,2 mm/1 ae. Emelkedő jellegű az ország területének 67,5 0/0-a, 32,5 0/0 pedig süllyedő jellegű.

II. táblázat

A szintváltozási értékek megoszlása Magyarország területén

Abszolút emelkedés középérték			Értékhatár	Abszolút süllyedés középérték		
mm/10 év	db	0/0		mm/10 év	mm/10 év	db
0,702	176	6,8	0— 1,5	0,810	192	7,4
2,607	271	10,3	1,6— 3,5	2,500	248	9,6
5,017	328	12,3	3,6— 6,5	4,940	205	7,8
7,908	181	7,0	6,5— 8,5	7,440	79	3,1
9,987	255	10,0	8,5—11,5	10,030	49	1,9
12,564	138	5,2	11,6—13,5	12,530	24	0,9
14,935	119	4,6	13,6—16,5	14,860	22	0,9
17,510	87	3,4	16,6—18,5	17,220	5	0,2
20,015	88	3,4	18,6—21,5	19,470	3	0,1
22,701	54	2,1	21,6—23,5	22,700	3	0,1
24,960	48	1,9	23,6—26,5	24,720	4	0,2
27,067	6	0,3	26,6—28,5	27,400	2	0,1
29,560	2	0,1	28,6—31,5	30,600	2	0,05
33,300	1	0,05	31,6—33,5	—	—	—
34,200	1	0,05	33,6—36,5	34,100	1	0,05
—	—	—	36,6—38,5	37,600	1	0,05
—	—	—	38,6—41,5	39,000	1	0,05
Orsz. közép- érték			Összesen	Orsz. közép- érték		
+9,095	1755	67,5		—5,102	841	32,5

Az ország egész területére (súlyozva) kiszámított szintváltozási középérték: +4,4962 mm, azaz kereken: +4,50 mm/ae. Ez a számérték azt jelenti, hogy Magyarország területének egésze általában emelkedőben van. Korábbi, az ország határain túlra, a Kárpátokig terjedő és Észak-Erdélyt is érintő vizsgálataim alapján bizonyossággal megállapítható, hogy ez az emelkedési irányzat az egész Kárpát-medencében általános. Hazánk területén tehát napjainkban szárazulatképző, epirogenetikus mozgásfolyamatok mennek végbe. A pannóniai beltenger medencéjének lassú kiemelkedése — feltehetően — már ennek a mozgásfolyamatnak a kezdetét jelzi.

Ezt a tényt ilyen tisztán és világosan — 40 évvel ezelőtt — elsőnek PRINZ GYULA fogalmazta meg [131], de kétséget kizáró számszerűséggel csak most sikerült bizonyítani.\*

PRINZ későbbi nagy művében [132] a pannón utáni emelkedést országos átlagban 80000 évenként 1 méterre, a süllyedést pedig — például Budafa környékén — 1800 évenként szintén 1 méterre teszi, ami 10 éves időegységünkben +0,125 mm emelkedésnek, illetőleg —5,56 mm süllyedésnek felel meg. A két érték közül az első két nagysággal különbözik a napjainkban végbemenő emelkedések átlagértékétől, a második pedig egyezik azzal.

Ebből következően: bármennyire megközelítő is PRINZ számítása, akkor is kétségtelennek vehető, hogy a Kárpát-medencében a pannóniai idők óta végbemenő emelkedő jellegű mozgásfolyamat szakaszos jellegű, és talán a pannón beltenger levonulása óta — részben izosztatikus okokból — meg is gyorsult.

Ami pedig a süllyedéseket illeti, a fentebb említett egyezés merőben véletlen, hisz PRINZ GYULÁNAK egyetlen korszerű mélyfúrás adata állott csak a Pannon-medencében rendelkezésére, s ezt használta fel becslésre.

Ma már a negyedkori üledékvastagságokról két térképünk is van. Egyiket JASKÓ SÁNDOR nem sokkal a háború után, aránylag kevés adatból szerkesztette [81], ezért ez a térkép a valóságról csak általánosságban tájékoztat.

Lényegesen megbízhatóbb képet kapunk RÓNAI ANDRÁSNAK az Alföld negyedkori rétegei vastagságát feltüntető, sok ezer fúrás adatból szerkesztett térképéből [138]. Ez a térkép 45 730 km<sup>2</sup> területet ölel fel és nyugaton csak a Dunáig terjed. RÓNAI térképének üledékvastagsági adataiból is arra az eredményre jutunk, hogy az Alföld területének 60 %-a abszolút értelemben emelkedőben van. Mivel pedig RÓNAI adatai az ó-pleisztocén kezdetéig nyúlnak vissza, teljes bizonyossággal megállapíthatjuk, hogy ez az általános emelkedési irányzat az Alföldön is a felső pannón vége óta napjainkig tart.

Vizsgálataim arra az eredményre vezettek, hogy a Dunától keletre levő országrész nagyobbik fele: mintegy 85 %-a, emelkedőben van és csak néhány tektonikailag kitüntetett helyzetben levő árok és előmélység süllyed. Dunántúlon — ezzel szemben — éppen fordított a helyzet: a területnek körülbelül csupán 25 %-a emelkedik, 75 %-a pedig süllyedőben van.\*\*

A süllyedések hatalmas, összefüggő területet alkotnak. A Komárom—Szöny—Tata—Székesfehérvár—Fonyód—Lábod és Légrad közötti terület, néhány tektonikailag kiemelt szerkezet és övezet, közöttük a litéri rátolódásos pikkelyvonulat [123; 178 és 186: 456—457 l.] kivételével süllyedőben van. A Balaton déli partvonalától délkeletre, a Mecsekig, ugyancsak három nagyobb kiterjedésű süllyedő övezet létezését állapíthatjuk meg: középhegységi, illetőleg attól fokozatosan K—Ny-ivá változó csapásban.

\* Relatív rendszerben: azaz, ha Nadap saját mozgását nem vennénk figyelembe, az országos középérték +4,50 mm helyett csak +0,75 mm/10 év lenne. De még ez az érték is bizonyítaná PRINZ tételének igazát (12. ábra).

\*\*E fejezetben abszolút szintváltozási viszonyokról van szó.

A legnagyobb süllyedési értékeket a Balaton-felvidéken és a Bakonyban tapasztaljuk. 10 éves időközben megközelítik a  $-20$  mm-t. Ez az izosztatikusan süllyedő tömeg a nagy szerkezeti törések mentén szinte kipréseli maga alól a szomszédos kisebb, mobilisabb tömegeket.

Kiválóan látszik ez a Bakony és a Várpalota—Zirc—Pápa-i vonulat tömege által közrefogott Litér—szentgáli rátolódásos pikkelyvonulat mentén, valamint Alsóórs környékén. E helyütt a legnagyobb mértékű dunántúli süllyedések szomszédságában a legnagyobb mértékű emelkedéseket tapasztaljuk. Az összefüggés kézenfekvő. A litéri rátolódásos jelenséget már PÁVAI-VAJNA éles szeme felismerte [123]. ORAVECZ J. Alsóórs környékén felszíni paleozóos tömegben szilúr Graptolites-töredékeket mutatott ki [119]. A korábban devon vagy karbon korúnak ítélt „fillitösszletet” VADÁSZ E. már 1953-ban karbon előtti képződményként írta le [184]. JANTSKY B. pedig ezeket a fillitrétegeket — kőzettani és szerkezeti hasonlóságok alapján — a Szepes—Gömöri Érchegeység kvarcporfiros fillit sorozatával helyezte párhuzamba és kambroszilúr korukat valószínűsítette [80].

A Kisalföld süllyedő medencéjében a mélybe süllyedt Sárvár—Répcelak—Mihályi szerkezet körvonalai mellett határozottan kirajzolódnak egyes kisebb, szénhidrogén-kutatásunk szempontjából fontos szerkezetek is.

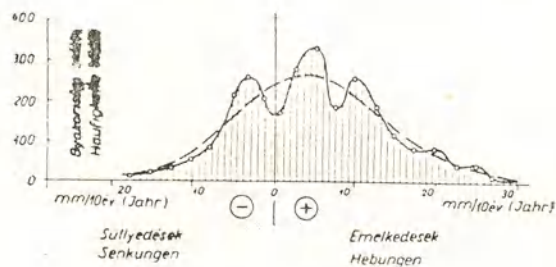
A szóbanforgó nagy süllyedő területtől, a Körmend—Kozmadombja—Máhomfa jelölte emelkedő övezettel jól elkülönül az ettől nyugatra levő és a szomszédos osztrák és jugoszláv államterületekre áthúzódó, el laposodó redőkkel jellemzett terület [30].

Nem szólván a Mecsek, a Villányi- és a Harsányi-hegy fölöttébb zavart geokinetikai viszonyairól, az eddig előadottak is elegendő bizonyossággal szolgálhatnak arra, hogy a Kárpátmedencében folyamatban levő recens földkéregmozgások erősen tektonikai jellegűek.

Ennek a határozott tektonikai jellegnek bizonyossága a 13. ábra, melynek tanúsága szerint a hazánk területén napjainkban végbemenő szintváltozások közül a  $\pm 0,0$  érték körüli változást tanúsító alappontok száma majdnem a legkevesebb. Az eredetileg több mint 3000 vizsgált alappont között olyan, amelynek a változása  $0,09$  mm lett volna, egy ezrelék sem akadt.  $+0,7$  mm átlaggal  $6,8\%$ ;  $-0,8$  mm átlagértékekkel pedig a pontok  $7,4\%$ -a változik. Minthogy a két számcsoport  $V_i$  értékeinek átlaga majdnem zérus, és együttesen  $14,2\%$ -ot tesznek ki, megállapítható, hogy a megvizsgált alappontoknak egyhetede igen nyugodtan viselkedő átmeneti sávokban van. Ezzel szemben azonban a  $+2,6$ ,  $+5$ ,  $+8$  és  $+10$  mm középértéket mutató, emel-

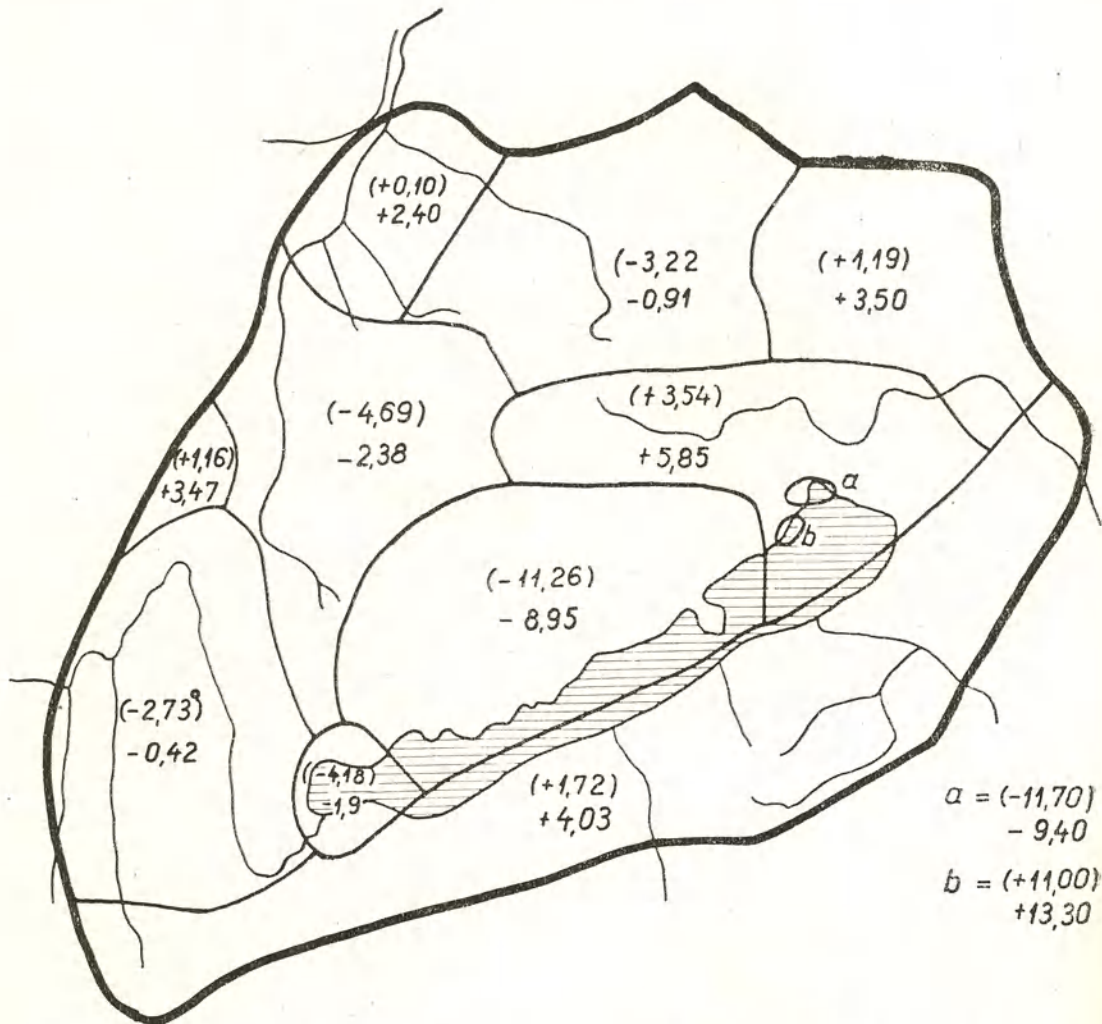
13. ábra: A magyarországi szintváltozások intenzitásának gyakorisági görbéje a földkéregmozgások tektonikai jellegét tükrözi (BENDEFY L., 1965)

Fig. 13. Die Häufigkeitskurve der Intensität der ungarländischen Niveauänderungen widerspiegelt den tektonischen Charakter der Erdkrustenbewegungen (L. BENDEFY, 1965)



kedőben levő alappontok 10,4 — 12,6 — 7,0, illetőleg 9,8 %-ot képviselnek, vagyis a megvizsgált alappontok összességének 39,8 %-át. Míg a süllyedő területeket jellemző —2,5 és —5 mm átlagértékű pontok 9,6, illetőleg 7,9 %-ot, összesen tehát 17,5 %-ot tesznek ki.

A szélső értékek felé tartó pontok mozgásától, mint esetleges helyi jelenségektől teljesen eltekintve, megállapítható, hogy a vizsgálatunkba bevont, közel 2600 szintezési alappont 57,3 %-a, azaz kerekén 1500 alap-



14. ábra: A Bakony és a Balaton-felvidék nagyszerkezeti egységeinek általános szint-változása mm/10 év egységben. A zárójeles számok abszolút értékeket jelentenek, míg a zárójel nélküliek a vizsgált terület egészének —2,31 mm-es átlagos szint-változására vonatkozó maradék (residual) értékek (BENDEFY L., 1966).

Fig. 14. Die General-Niveauänderung der grosstrukturellen Einheiten des Bakonys und des Balaton-Hochlandes in mm/10 Jahre-Einheiten. Zahlen in Klammern bedeuten absolute Werte, während diejenigen ohne Klammer residuelle Werte darstellen, die auf die durchschnittliche Niveauänderung des ganzen betrachteten Gebietes (—2,31 mm) bezogen sind (L. BENDEFY, 1966).

pontnak a mozgása úgy alakul, hogy amíg az alappontok (azaz: az általuk képviselt területek) 39,8 0/0-a +6,15 mm átlagértékkel emelkedik, a szomszédságukban levő területeken az alappontok 17,5 0/0-a —3,71 mm-es átlagértékkel süllyedőben van. Ez a jelenség a legélénkebb tektonizmus bizonyítéka.

A szóbanforgó kérdéstről egyébként az irodalomban — a GÁRDONYI közölte magasságváltozási adatok alapján [71] — már eddig is sok szó esett. SCHEFFER arra a következtetésre jutott [142], hogy a szintváltások szoros kapcsolatban vannak az izosztatikus anomáliákkal.

EGYED LÁSZLÓ is foglalkozott a kérdéssel [63] és arra a végkövetkeztetésre jutott, hogy „bár a vizsgálati eredmények nem mondtak ellene annak a feltevésnek, hogy az alappontok szintváltásában ... az izosztatikus kiegyenlítődésnek (ha alárendelt formában) is szerepe lehet” ... ennek ellenére még „... az Alföld szintváltásáról is kimutattuk — írja —, hogy [azok is] elsősorban *tektonikai eredetűek*, s az izosztatikus túlterhelés szerepe legfeljebb járulékos”.

Teljesen hasonló megállapításokra jutott a magyarországi földkéreg szerkezetét vizsgáló tanulmányában BALKAY B. is [5].

A kérdés korántsem egyszerű. Nehéz az izosztatikus és tektonikus hatásokat egymástól elkülöníteni, miként az a legutóbbi időkben BEM-MELEN kutatásaiból [6—8] mindinkább világossá lesz. Ugyanis a földkéreg legmélyebb részeiben végbemenő mozgások, anyagáramlások, a felszínen is megállapítható tektonikai folyamatokhoz vezetnek. Nyilvánvaló tehát, hogy a földkéreg felületén az izosztatikus kiegyenlítődésre törekvés miatt bekövetkező mozgások is mutatkoznak. A köpeny mélyében (akár több száz km mélységben) [EGYED, 63] történő minden olyan mozgást, amely a felszín közelében szerkezeti változást okoz, tektonikainak kell tekinteni.

Véleményem szerint, ha a magyarországi földkéreg nagy általánosságban izosztatikus egyensúlyban lenne, akkor — már csak a kompakció miatt is — az Alföld térszíne abszolút értelemben regionálisan süllyedne. Ezzel szemben az Alföld, általában, regionálisan emelkedik. Ez az abszolút emelkedés jól érzékelhető annak ellenére, hogy a helyi jellegű süllyedések, valamint a kompakció ezt a pozitív, azaz emelkedést jelentő értéket — helyileg és regionálisan is — kétségtelenül csökkentik. Talán jogos az a feltételezésem, hogy az Alföldön a felső pannonban és az alsó-, illetőleg a felső pleisztocénben végbement hegységképző mozgások során bekövetkezett nagy mértékű süllyedések izosztatikus kompenzációjának vagyunk tanúi [v. ö. 129].

\*

Hasonló, de sokkal összetettebb jelenséget tapasztalunk a Dunántúlon, és ezen belül a Bakony térségében is. Ezúttal csak a Bakony és a Balaton környezetében kialakult geokinetikai viszonyokat vizsgáljuk.

A 14. ábrán körülhatárolt terület nagyszerkezetiileg a Bakonyhoz kapcsolódik. A Balaton déli partját egy paleozóos elevációs övezet kíséri, amely a Móri-árkon túl É—ÉK felé folytatódik. Ehhez DNy-on a Keszthelyi öböl és a Kis-Balaton térsége, középpütt pedig a Balaton-felvidék és

a Bakony tömege csatlakozik. Ez az utóbbi két tájegység süllyedőben van. A Keszthelyi öböl is jelentékeny mértékű abszolút süllyedést mutat, de a Balaton északi partjának szomszédságában lévő területek, valamint a Déli-Bakony a Dunántúl legnagyobb süllyedési értékeivel tűnnek ki.

Ez a tekintélyes kiterjedésű kéregrészt, amelyet a reá nehezedő mezozoos üledék is terhel, szomszédságát viszonylagos emelkedésre készíti. Északkeletről az Északi-Bakony és az ajka—devecseri elevációs övezet erőteljesen emelkedik. A Zala, a Marcal és a Gerence patak vízvidéke, valamint az Északi-Bakonynak a Győri-medence felé leereszkedő dombvidéke (Vaszar, Bakonyság, Bakonypéterd) alig valamelyes átlagos süllyedést mutatnak. Bakonycsernye és Balinka környéke azonban, miként Mórchida, Kemeneshőgyész, Nemesszentpéter környéke is: abszolút értelemben véve is, emelkedő övezetek. Csehi, Csehimindszent, Oszkó és Olaszfa környékén ugyancsak egy elevációs övezet peremvidéke jelenik meg.

A 14. ábrán feltüntetett zárjeles számértékek a tájegységek regionális kéregmozgásának átlagértékét fejezik ki abszolút rendszerben. Mivel azonban mi jelenleg csak az ábrán kijelölt területnek mozgásviszonyait vizsgáljuk, célszerűbb lesz áttérnünk a helyi átlagértékre, mint viszonyító alapra.

A feltüntetett kéregmozgási átlagértékek számtani középértéke  $-1,64$  mm/10 év. Ez a szám azonban nem felel meg a valóságnak, mert azt a súlyozott középértékkel nyert értékkel közelíthetjük meg legjobban. A súlyozás alapjául a tájegységek területét vettem. A súlyozott középérték:  $-2,31$  mm.

Ehhez az alaphoz viszonyítva a következő nagyon érdekes és fontos eredményekhez jutunk.

A Bakony és a Balaton-felvidék hegységtömege 10 évenként  $-9,0$  mm-rel süllyed. Ez az érték jellemző a Balaton északi partjára is. Ezzel szemben a Keszthelyi öböl és a Kis-Balaton medencéje csak  $-1,9\sim 2,0$  mm-rel süllyed. Ezek szerint a Keszthelyi öböl a Balaton északi partvidékéhez képest 10 évenként  $7,0$  mm-rel emelkedik, ami — csak a rómaiak pannóniai megjelenéséig, azaz — 2000 esztendőre visszavetítve  $140$  cm-t jelent.

A Balaton déli partvidékén  $+4,0$  mm-es átlagos emelkedést állapíthatunk meg. Ez az északi partszegély mozgásához képest 10 évenként  $13,0$  mm, 2000 év alatt pedig  $260$  cm emelkedést jelent.

Ha csak ezeket, a táblaságok, övezetek és rögök évszázados mozgására jellemző átlagértékeket tekintjük is, azonnal láthatjuk, hogy a Balaton medencéje — hossz tengelye mentén — ÉNy-DK-i irányú billenő mozgásban van. Az északi part erőteljes süllyedése nyilván kapcsolatos azzal a többlet-teherrel, amelyet a partvonal mentén sorakozó vulkáni tömegek és egyéb, főként mezozoos, a korábbi hegységképződési fázisban magasra emelkedett üledékek jelentenek. A tó medencéjének említett mozgásjellege önmagában magyarázatul szolgálhat arra, miért mélyül hirtelen és miért köves az északi part, szemben a déli part  $500$ , helyenként  $1200$  m szélességű, selymesen finom homokkal borított sekélyvízű strandjával.

A Keszthelyi öböl környéke az eddig tárgyalt két mozgási érték közötti kéregmozgásról tanúskodik. Viszonylagos süllyedési értéke kevesebb, mint negyede a Bakonyénak, illetőleg az északi partokénak. A különbség 2000 év alatt 140 cm-t tesz ki. Ez azt jelenti, hogy két évezred alatt másfél méterrel kevesebb hordalékfeltöltődés ugyanazt a munkát végezheti el a Keszthelyi-, mint ugyanennyivel több — például — a Szigligeti öbölben. Nem ok nélkül történetelt meg tehát az, hogy a Keszthelyi-öböl partvonala — a Balatoni Múzeum szakembereinek megállapítása szerint — a török hódítás kezdetétől napjainkig több, mint fél kilométerrel nyomult a tó belseje felé. Ebben legnagyobb része ugyan a tóba bekerülő hordalék-nak van, de 400 év alatt a fentiekben kimutatott mozgás az öböl szilárd medencealjzatának mintegy 50—60 cm-rel való megemelkedését is eredményezte az északi partokhoz képest.

A Bakony és Balaton-felvidék regionálisan süllyedő tömegének keleti határát — megközelítően — a Balatonfüred környéki szénsavas forrásokat szolgáltató törések jelzik. Közvetlen szomszédságukban van Alsőörs környéke, ahol +13,3 mm-es relatív emelkedést állapítottunk meg. Ez az érték a Bakony süllyedő tömegéhez viszonyítva (10 évenként) 22,3 mm viszonylagos emelkedést jelent. Ha ezt az értéket csak a pleisztocén időszak kezdetéig, azaz kerekén 1 millió esztendőre vetítjük vissza, 2230 m relatív emelkedésre következtethetünk. Ez a magyarázata annak, hogy

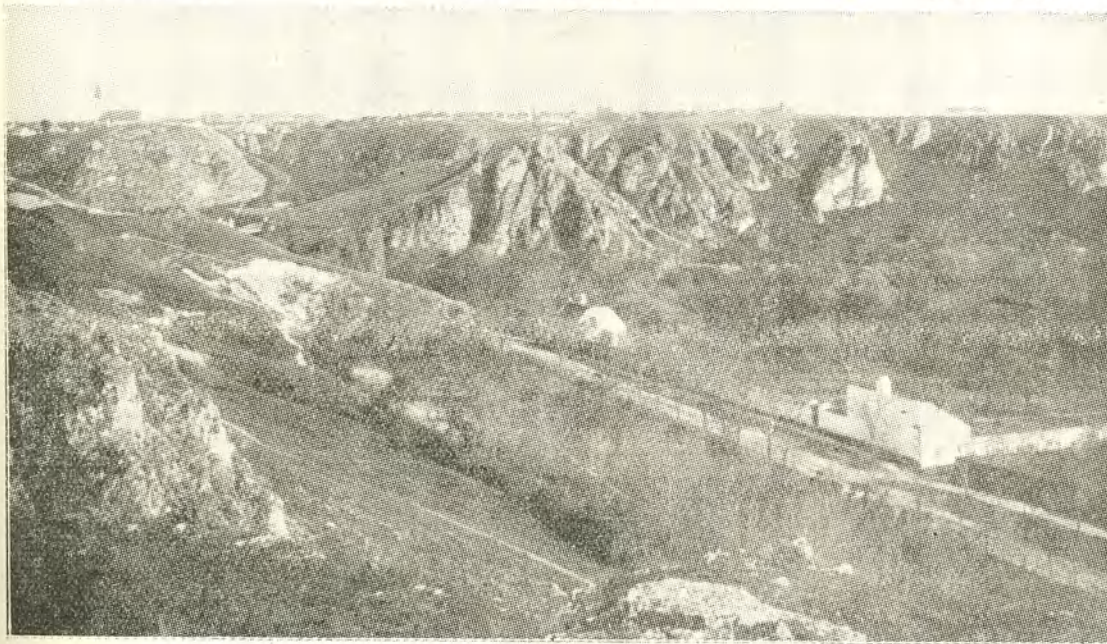
6. kép. **A Veszprém körüli abrázíós fennsík a legerősebben emelkedő bakonyi elevációs övezetben alakult ki. (Foto: Laczkó D., 1906)**

Abb. 8. **Das Abrasions-Hochland um Veszprém entstand in der sich am stärksten erhebenden Elevations-Zone des Bakonys. (Foto: D. Laczkó, 1906)**

Sintérdomb

Jeruzsálem-hegy

Gulyadomb





pontosan ugyanezen a helyen — kb. 2000—2500 m mélységből a felszínre került — szilúr korú graptolites palák [119] jelennek meg.

A füzfői öböl — ezzel szemben — ugyanolyan hatalmas süllyedési értéket mutat, mint a Füred és Ederics közötti partvonal általában. Az öböl süllyedését a természetben előrenyomuló nádasodás jelzi.

Nehéz lenne ezeket a számszerű adatokat a valóságban érzékelnünk, ha a régészeti kutatások eredményei nem sietnének segítségünkre. Révfülöp közelében például megtalálták egy római kori, kb. 1600 éves kikötő mólójának romjait. Ma az egykori víztükör fölötti építményrészek mintegy másfél méter mélyen vannak a Balaton római kori: 104,50 m körüli vízszintje alatt. A medencealjzat süllyedése — a szintezési eredmények alapján — e helyütt 1600 év alatt kb. 144 cm-re tehető.

A Keszthelyi-öbölben, Fenékpusztá közelében, római kori épületek alapfalait és római kori sírokat, szarkofágokat találtak a Balatonban. Ez az öböl 10 évenként 2 mm-rel, emelkedő környezetéhez viszonyítva azonban 6 mm-rel süllyed. Ez 1500 év alatt, vagyis a római uralom bukásától napjainkig 100 cm, 1800 év alatt (ami az épületek építési korának felel meg), 110 cm süllyedést jelent. Ez az extrapolált szintváltozási érték megközelítően meg is felel a RÓMER FLÓRIS, KUZSINSZKY BÁLINT és más régészek által leírt viszonyoknak.

A Zala vízvidéke — a Bakonyhoz képest — igen erősen emelkedőben van. A folyónak Zalavár alatti ÉK-nek kanyarodását az magyarázza, hogy a déli partok mentén húzódó paleozóos emelkedő övezet pereme a Zalát kitérésre, illetőleg elkanyarodásra kényszeríti.

Szinte természetesnek tűnik, hogy a Marcal közép- és felsőfolyásának vízvidéke (kb. Bakonypölöske és Bakonyjákó magasságig) ÉK-i, illetőleg DNy-i környezetéhez képest erőteljesebben süllyed. Mintha a földkéreg e helyütt be lenne hajlítva. Valóban: miként alább látni fogjuk, ebben a térségben — az emelkedő jellegű Rába-menti és Bakonyi övezetek között — süllyedő pászták alakultak ki [106—108].

KÓKAY J. igen részletes vizsgálatainak legújabb eredményei [88/a] szerint mind a Rába-menti, mind a Bakonyi övezet jellegzetesen aszimmetrikus ékszerkezet. Ezt a felismerést a szintváltozási viszonyok teljes mértékben igazolják (44. és 45. ábra).

---

15. ábra: **A Dunántúl geokinetikai térképe. Az izokinek szerkesztésénél alkalmazott egység mm/10 év (BENDEFY L., 1964).**

Fig. 15. **Geokinetische Karte Transdanubiens, Einheit der Isokinen: mm/10 Jahre (L. BENDEFY, 1964).**



## Geokinetikai alapon megállapítható kéregszerkezeti elemek a Bakony térségében

Magyarország földtani felépítettségének problémájával — nem szólván az úttörők, mint KITAIBEL PÁL, ZIPSER ANDRÁS, F. S. BEUDANT, SZABÓ JÓZSEF és ID. LÓCZY LAJOS érdemeiről, külföldi és hazai tudósok hosszú sora egy évszázada foglalkozik. A kérdés mégsem lezárt. Újabb adatok és újabb megfigyelések mellett számos új módszer tett bennünket gazdagabbá, nem is említve az utolsó másfél évtizedben lemélyített több tízezer fúrást, melyek nyomán a Magyar-medencéről alkotott nagyszerkezeti képünk nemegyszer ellentmondásba kerül a nemzetközileg elfogadott földszerkezeti elméletekkel is.

Az alábbiakban geokinetikai vizsgálataim eredményei alapján óhajtok adatokat szolgáltatni a tágabb értelemben vett Bakony és környezete kéregszerkezeti viszonyainak ismeretéhez.

Északnyugatról hazánk legnyugatibb, fiatal medencéje, a Kisalföld határolja. Ez utóbbi szerkezetileg két része oszlik. A Rába vonalától a Sopron—Kőszegi hegyvidékig — MÁSKA és ZOUBEK [110, 153 l.] és SZALAI T. [164, 35 l.] megállapítása szerint — mintegy +890 métertől —2880 méterig változó mélységben proterozói korú Tátridák rejtőznek. A Rába-vonaltól DK-re azonban a medencealjzatot mezozóos üledékek alkotják [179; 180]. Ennek bizonyossága, hogy a Mesteri 1. sz. mélyfúrás 1433 m felszín alatti mélységben érte el a triász képződményeket, és több mint 550 m vastagságban harántolta azokat. A rétegösszlet kora szerint a felsőperm és a középsőtriász felső része közé illeszthető, a triász rétegösszlet teljes vastagsága azonban — fúrástechnikai okokból — ismeretlen maradt [84]. A nagyszerkezeti egységet egy diszlokációs öv határolja, amelyet mozgástanilag egy —5 mm-es izobázis jelöl. Ez Komárom tájától, többszöri íves kitéréssel, lényegében állandóan DNy-nak tart, majd — a Mura folyót harántolva — Horvátország területére lép át (15. ábra).

Kisalföldi szerkezeteink közül az emelkedő jellegűek a nyugati országhatár mentén találhatók. A legészakibb szerkezet az osztrák Hainburgi hegyek földalatti nyulványait takarja. Erősen emelkedik. A Duna ezen a szakaszon — a Morva torkolattól Engerauig — erős bevágódásban van.

A Wechsel és a Rosalia-hegység folytatásában lévő szerkezetet egy 0 mm-es izobázis határolja. Ezen belül három erősebben emelkedő szerkezet-nyulvány tűnik fel. A fedőhegységi miocén-pliocén rétegösszletben rendszeres gyűrődésre valló redővonulatok nincsenek. A terület nagy valószínűséggel a keletalpi vonulatrészekhez tartozik.



9. kép. A bakonyi elevációs övezetben alakult ki a Séd tektonikus völgye. Szélbarázda a Séd völgyében Hajmáskér és Kádárta között. (Foto: Cholnoky J., 1910)

Abb. 9. In der Elevations-Zone des Bakonys entstand das tektonische Tal des Séd-Flusses. Windfurchen im Séd-tal zwischen Hajmáskér und Kádárta. (Foto: J. Cholnoky, 1910)

Sopron környéke süllyed, amit — feltehetően — a Wiener-Neustadt felől éppen Sopronig előnyomuló, és feltűnő negatív gravitációs anomáliákkal jellemzett földtani szerkezet hatása okoz.

Szombathely környékén ugyancsak nagyobb, süllyedő és eközben enyhén felboltozódó szerkezetet találunk. Ennek tengelyében a pleisztocénben még langyos vizű források fakadtak. A szerkezet alatt a paleozóos rétegsort 0—1570 m mélyen találjuk. Ezek az egykor felszíni paleozóos rögök a pannóniai emeletig legnagyobb-részt szárazulatok voltak és a mezozóos és harmadidőszaki mozgásokra csak törésekkel reagáltak.

Lovászi környékén nagyon érdekes és kőolaj szempontjából igen fontos szerkezet mutatkozik a Pohorje (Bacher-h.) és a gleichenbergi hegyvidék folytatásában. A Ny—ÉNy felől érkező nyomás hatására a felszíni fiatal üledékekben flexurák keletkeznek. Az amplitudók magassága K—DK felé fokozatosan csökken, hosszuk pedig ugyanabban az irányban növekszik [30].

A Rába folyótól ÉNy-ra egy kristályos hegység süllyedt a medence mélyébe. Ezen számos, a szénhidrogén-kutatások szempontjából fontos felboltozódás keletkezett. A szerkezet határozottan a Kárpátok legbelsőbb vonulatához: a Tátridákhoz tartozik [167].

A kristályos, illetőleg mezozóos medencealjzatú részek érintkezési vonalán fiatal vulkánosság nyomaival találkozunk [12]. A medence belse-

jében, amelyet egyébként egy —2,5 mm-es görbe, mint szerkezeti határ, Sopron tájától Komáromig haladva, egy északi és egy déli részre oszt, emelkedő és süllyedő szerkezetekkel egyaránt találkozunk. Az északi medencerész azzal a területtel azonos, ahol POSGAY szerint a mágneses hatók 8 km-nél mélyebben vannak. A medence déli felében ugyanezek a földmágneses hatókat magukban foglaló közettömegek 4—8 km közötti mélységben helyezkednek el [130].

A Sopron és Kőszeg vidéki, ópaleozóos átalakult kristályos alapközethez csatlakozó, kristályos alapzatú medencerész [186] — az ó-stájer mozgási szakasz folyamán — kezdett süllyedni. A medenceképződés merev törési felületek mentén, szakaszos süllyedéssel ment végbe. Ezt tükrözi a medencét feltöltő fiatal üledékek vastagsági térképe is [94]. A medence ÉK—DNy-i csapású hossz tengelyében a KÖRÖSSY által megrajzolt törésvonal jelenlétét kiugró elmozdulási értékek bizonyítják. Hogy a Ny—K vonalzású Duna-menti nagy törésvonal [105] napjainkban is élénk mozgásban van, ezt méréseink bizonyítják.

A Rába-vonal nagyszerkezeti jelentőségével alább részletesen foglalkozunk. Itt csak azt említjük meg, hogy az Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet legújabb szeizmikus kutatásai szerint a Rába folyó egy igen mély szerkezeti árokhoz igazodik. Ennek ÉNy-i, a Mihályi szerkezet felőli lejtője meredekebbnek, míg a Bakony felőli DK-i lejtője lankásabbnak tűnik. Mélysége helyenként meghaladja, de legalább is megközelíti a 3000 métert.

Röviden áttekintjük a Rába-vonaltól nyugatra levő területek mozgásvizonyait, hogy ezeken keresztül további alapokat nyerhessünk az Alpok és a Bakony közötti szerkezeti kapcsolatok megértésére.

A Kisalföldön több, egymástól többé-kevésbé elkülönülő szerkezet mutatkozik. Ezek:

1. **Rajka—Mosonszolnok környéke** a Hainburgi-hegység földalatti nyúlványait takarja. Ez a terület emelkedő mozgástendenciájával élesen elüt süllyedő környezetétől. A Duna ezen a szakaszon a Morava torkolatától Engerauig erős bevágódásban van [124; 125].

2. **Nagycenk—Horvátzsidányi szerkezet.** A három emelkedő röggel jellemzett szerkezetet egy 0 mm-es görbe foglalja össze. Az ópaleozóos átalakult kőzetekből felépült, szomszédos osztrák hegyek: a Wechsel, a Bucklige Welt, a Rosalia, valamint a hasonló felépítésű Soproni-hegység földalatti nyúlványainak körvonalai bontakoznak ki az izokinekből. VENDEL M. [191] gondos megfigyelései szerint e területen a fedőhegységi miocén-pliocén rétegösszletben rendszeres gyűrődésre valló redővonalatok nincsenek. Területünket VADÁSZ E. [186] és VENDEL M. is, tektonikai helyzete alapján, a keletalpi vonulatrészekhez tartozónak vallja. A kapcsolatos keletalpi szerkezetek az alpi orogén övezetéhez tartoznak, belső szerkezetükben gyúrt pikkelyekkel, takarórészekkel. A Sopron és Kőszeg között a határon át, nyugat felől, a térszín alatt benyomuló szerkezet közvetlen szomszédságában a felszínről is hasonló szerkezeti elemek ismeretesek. Valószínű tehát, hogy ebben az eltemetett hegység-részben is hasonló jellegű szerkezetalakulásnak vagyunk tanúi.

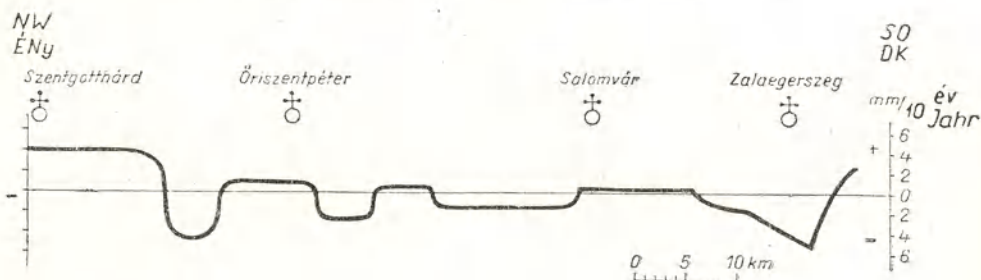
3. **Sopron környéke**, még a város sík belterülete is, erőteljesen süllyed, amit feltehetően a Wiener-Neustadt felől éppen Sopronig előnyomuló, és feltűnő negatív gravitációs anomáliákkal jellemzett földtani szerkezet hatása okoz [144].

4. **Szombathelyi szerkezet.** A Kőszegi-hegységtől délre, Nárai községig terjedően egy süllyedő szerkezetet látunk. Közepén  $-0,5$  mm, peremén  $-5$ , sőt  $-8$  mm körüli szintváltozási értékekkel. Ezen a szerkezeten tehát valami boltozatféle van kialakulóban; ezt azonban a kompaktció is létrehozhatja, mint ahogy a Mihályi szerkezeten és a Rába vonal közelében kialakult számos kicsi terjedelmű felboltozódott szerkezet létrejöttében is a kompaktciónak jelentős szerepe lehet.

Szerkezetünk tetőpontja Gyöngyösfalu határában van. HORVÁTH ERNŐ innen alig néhány kilométernyire feltárt pleisztocén kori langyosvízű forrásokat írt le [78]. Magam, ugyancsak a boltozat tengelyéből a Csád-hegyi ópleisztocén hévforrásokat, illetőleg a mai hidrokvarcitokat ismertettem [9]. E szerkezetnek a mélyén a felsőcsatári talkum-bányából [190] a vaskeresztesi és a szombathelyi mélyfúrásokból jól ismert Kőszegszalónaki típusú paleozóos rétegsor (csillámpala, fillitek, zöldpala, diabáz, szerpentin, cáki konglomerátum) rejtőzik. Szombathelytől néhány km-re, Nardán, egy falusi kútban ugyanezek a kőzetek mindössze 6–8 m mélységből kerültek ki [23], ám a szombathelyi mélyfúrás 1570 m mélyen találta őket [27]. Ez a körülmény igazolja VADÁSZ ELEMÉRT, hogy „ezek a felszíni paleozóos rögök legnagyobb részt a pannóniai emeletig terjedően szárazulatként állottak, s a mezozóos és harmadidőszaki mozgásokra csak törésekkel reagáltak” [186]. A törések ma is élnek, a törésvonalak menti mélybesüllyedés ma is tart, miként arra az ezen a területen levő szerkezetek mozgása meggyőző bizonyíték. Ezek között vannak ugyanis olyan kisebb terjedelmű rögök, amelyek a szomszédos nagyobb terjedelmű és erősen süllyedő szerkezetek között fennakadtak, illetőleg amelyeket a szomszédos szerkezetek süllyedő mozgásukban akadályoznak, vagy maguk közül (talán ékszerűen?) kipréselnek.

16. ábra: A Kerka-menti elevációs öv mozgásszelvénye Szentgotthárd és Zalaegerszeg között (BENDEFY L., 1964).

Fig. 16. Bewegungsprofil der Elevationszone entlang der Kerka zwischen Szentgotthárd und Zalaegerszeg (L. BENDEFY, 1964).



5. **A Ják, Lovászi és Dobri közötti szerkezet** egyike a legérdekesebbeknek. Ez a terület, amely az országhatártól keletre, mintegy 33 km-nyire egy 0 mm-es izobázissal zárul, a Pohorje, a Pussruck, a radkersburgi és gleichenbergi hegyvidék földalatti folytatásait takarja. A térképen az országhatártól kelet felé növekvő szélességű, hullámos sávok jelennek meg: egyszer emelkedést, majd süllyedést jelentő értelemmel. Mozgásdiagramban is szemléltetjük ezt az érdekes jelenséget (**16. ábra**). Az emelkedő, illetőleg süllyedő tendencia a határtól távolodva csökken. Nyilvánvalóan Ny és ÉNy felől érkező nyomás hatására, a felszínközeli fiatal üledékekben redők keletkeznek. Ez a jelenség egyik legszebben érzékelhető példája lehet annak, hogyan dolgozik együtt napjaink szerkezetformáló tektonizmusa és a kompakció a felszín alakításában. A leírt szerkezet szénhidrogén kutatásunk szemszögéből a jelentősebbek közé tartozik.

6. **A Sárvár—Mihályi—Csornai szerkezet:** Szombathely és Csorna között, a Kisalföld tengelyvonalában lévő, mélybe süllyedt kristályos alaphegység, amelyen számos, a szénhidrogén kutatások szempontjából fontos felboltozódás keletkezett. Ezt a hegységet VADÁSZ E. határozottan a Kárpátok legbelsőbb vonulatához sorolta [185]; ugyanerre az eredményre jutott SZALAI is [161]. A nagy szerkezet ÉK-i végében, de attól elkülönülten egy kisebb brachiantiklinális jelenik meg Csorna határában. A felszíni vízfolyások útját ez az emelkedés megzavarja. Ennek következtében az említett kis felboltozódás ÉK-i peremén a Barbacs mocsár keletkezett.

7. **A Győri medence** a Szigetközzel a Kisalföldnek morfológiailag legmélyebb része. Meglepő tehát, hogy egy elég tekintélyes nagyságú szerkezet, amelynek határait egy —2,5 mm-es görbe jelöli ki, igen kis mértékben süllyed, sőt a medence belsejében még erőteljesen emelkedő rögök is akadnak. Mindezek tevékeny részt vesznek a mosoni Duna-ág mai vonalának kialakításában. Ugyanígy — természetesen — igen élénken süllyedő rögökkel is találkozunk, amelyek a Hanság egykori szélső kiterjedését tették lehetővé keleti irányban [86].

8. **Vinár—dabronyi szerkezet:** a szeizmikus kutatások tanúsága szerint erősen felboltozott terület, amelyen a bakonyi mezozoikum nyúlik északnak a Rába-törés felé. A környezetéből (geokinetikailag) élesen kiűtő szerkezet határán harmadkorvégi vulkánok (Sághegy, Somló) jelennek meg, a szerkezetperemi süllyedések elmocsarasodása pedig napjainkban is tart.

9. **Pápa—vaszari szerkezet** a Vág folyó Pöstyén és Galgóc jelölte szakaszának ÉÉK—DDNy-i csapású nagy szeizmikus törésvonala mentén alakult ki.

10. **Az Ács—Nagyigmánd—Csépi szerkezet jelenléte** már morfológiailag is szembeűnő. Ez az emelkedő szerkezet kényszeríti a mosoni Duna-ágot a főágba való visszatérésre.

A Kisalföldi medence délnyugati felében a geokinetikai adatokból további hat különálló, kisebb szerkezet, valamint a mihályi nagyszerke-

zeten belül további tíz kisebb szerkezet bontakozik ki. Körülbelül fele viszonylag emelkedő, fele pedig süllyedő jellegű. Közéjük tartozik a földgázt szolgáltató ikervári boltozat is. Szeizmikus felderítésük folyamatban van.

\*

A Kisalföldtől DK-re, a Dunántúlt DNy—ÉK irányban harántolva bontakozik ki a **középdunántúli nagyszerkezeti egység**. Több nagy hegyvidéket (Bakony, Vértes, Gerecse, Börzsöny stb.) a Balaton tó árkát, a Velencei-hegység gránitterületét stb. foglalja magába. A nagyszerkezeti határok nyugodt vonalzásúak.

A középdunántúli nagyszerkezeti egység legnagyobb szerkezeti és morfológiai egysége a Bakony és a Balaton-felvidék. Földalatti szerkezeti határait egy —3,5 mm-es izobázis jelöli ki. Teljes egészében süllyed. Vele együtt a Keszthelyi-hegység is. A fiatal bazaltvulkánok sorától kísért Balaton-parton és a Tapolcai öbölben relatíve is igen nagy süllyedéseket észlelünk. Az utóbbi pl. környezetéhez képest 10 évenként 5—6 mm-rel süllyed. Nagyon valószínű, hogy a terület általános süllyedése mellett a fiatal vulkanikus hegységek környékén azok beszakadásos szerkezetének kialakulásából következően, vulkáni tömeg terheléséből adódó rétegtömörülés is jelentős szerepet játszik [98].

A legnagyobb süllyedéseket (—15 mm) Tihanytól É-ra találjuk. Mellettük rögtön Alsóórsnél, két süllyedő rög között egy kiemelkedő rögöt láthatunk. Emelkedése +11 mm. E helyütt szilur kori átalakult üledékek geológiai ablakként jelennek meg a felszínen, még hozzá elég nagy területen. Az őslénytanilag is meghatározott graptolitás pala [119] szericites kovapalák és kvarcitpalák közé lencsésen ékelődik [48].

A Bakony nagy, süllyedő tömege a szerkezet határán emelkedésre kényszeríti a peremvidéki kisebb szerkezeteket. Ezek részint abszolút-, részben relatív értelemben jelentkeznek a térképen. A legnagyobb emelkedést Vilonya község sziklára épült templománál állapítottuk meg. Ezek között az emelkedő szerkezetek között tűnik fel a bakonyszentlászlói szerkezet. POSGAY szerint e helyütt a középső eocén mészkő és márga üledékek alatt nem nagy (kb. 1 km) mélységben nagyobb mágneses hatók helyezkednek el.

A Balaton déli partján, két diszlokációs öv közé beszorítva, egy elevációs szerkezet: a délbalatoni elevációs övezet alakult ki Fonyód és Aba között. Napjainkban tapasztalt emelkedését elsődlegesen a Bakony és a Balaton-felvidék nagy tömegeinek süllyedése hozta létre.

A **Gelsesziget-Újudvari** és a **Csörnyeföld és Surd** közötti szerkezetek. A Bakony előhegységei DNy-i irányban, mint említettük, nagyobb mélységben folytatódnak. Két szerkezet kelti fel itt figyelmünket. A gelsesziget-újudvari szerkezet emelkedőben, a Csörnyeföld és Surd közötti szerkezetek pedig süllyedőben vannak. Ez utóbbiak a szénhidrogén-kutatások szempontjából különös fontosságúak.

A fentebb leírt délbalatoni elevációs hátság és a nagyszerkezet határát jelentő diszlokációs övezet között helyezkedik el a **Nikla—Polány—**



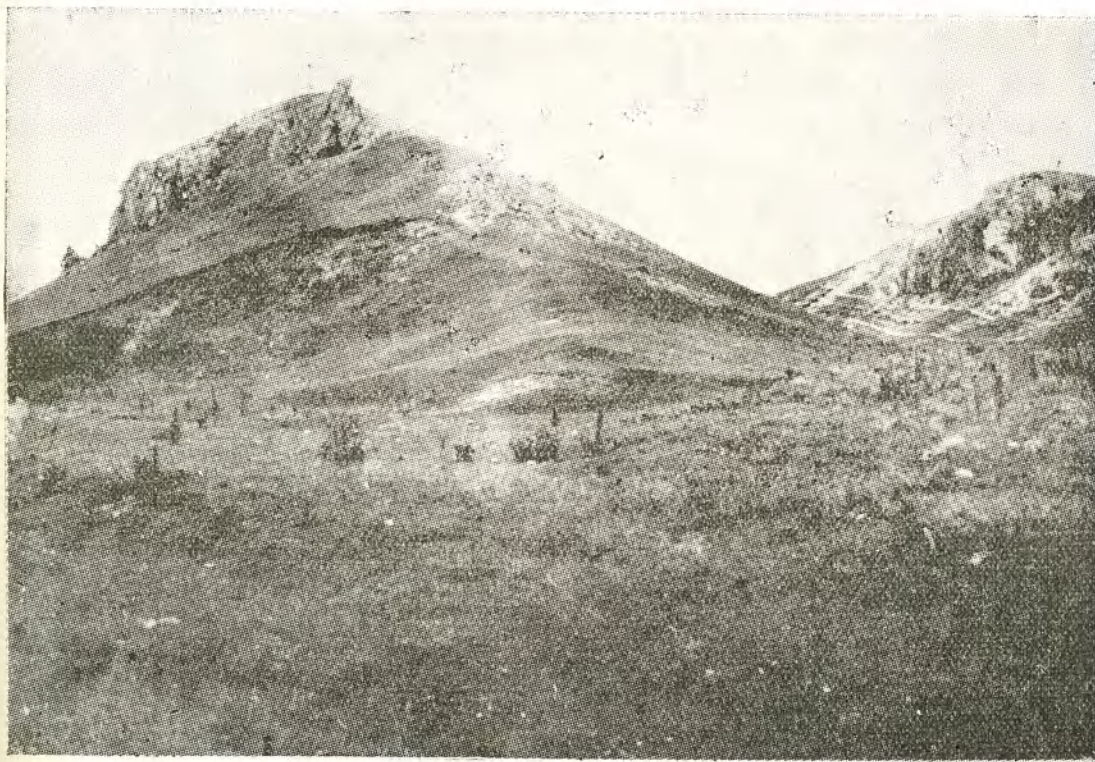
**Somogyturi szerkezet.** Mozgástanilag majdnem semleges helyzetű, mert külső pereme inkább emelkedőben van (+0,87, +0,07 mm stb. értékek!), majd egy süllyedő övezet következik (−5 mm-es izokinnel), míg a szerkezet magja ismét emelkedőben van. A térrövidülés hatására bekövetkező kéregdeformációnak igen szép példája.

**A Móri szerkezet.** A Balaton déli partjának vonalától északra kialakult süllyedő övezet mozgásainak merőben más a jellege, mint a fentebb leírt somogy—tolnai medencealjzaté. Itt a rátolódások eltűnnek, s helyüket erős törések, vetők, illetőleg ezekhez kötött réteghajlatok, gyűrődések, felboltozódások veszik át. A medencealjzatban a feszültségek itt is jelen vannak. Ezt bizonyítja — többek között — a Móri szerkezet, amely Magyarország egyik jeles földrengési gócpontja [1; 2; 34; 137].

**A zirci-, illetőleg a Bakonycsérnye—bakonysárkányi szerkezetek** töréses tektonikához kötött süllyedékek. A Déli-Bakony bauxit-, illetőleg kőszénkutató, közel félszáz fúrásának összesített adatai alapján Kislőd—Ajka—Padrag—Halimba—Nyirád—Csabrendek között szerkesztett 29,5 km-es szelvény kizárólag töréses szerkezetre utal [186].

10. kép. Két szélbarázda között kialakult tanuhegy (jardang) Hajmáskér és Kádárta között. A dolomit térszíni formái feltűnően erős szerkezeti mozgásokról tanuskodnak. (Foto: Cholnoky J., 1910)

Abb. 10. Zeugenberg (Jardang) entstanden zwischen Hajmáskér und Kádárta, inmitten von zwei Windfurchen. Die Terrainformen des Dolomits weisen auf auffallend starke tektonische Bewegungen hin. (Foto: J. Cholnoky, 1910)



**A Dad—Bokodi triász rög.** Mórtól ÉÉK-re, Bokodon az Általér nyugati oldalán, valamint a vele szomszédos Dadon, a fúrások tanúsága szerint, a fedőhegységek alatt a dachsteini mészkővonulat (felsőtriász) jelenik meg. Mintha — VADÁSZ E. szerint [186] — itt is az Északi-Bakonyban megállapított tektonikai és települési viszonyokkal egyező folyamatok mennének végbe. Ez a körülmény sejteni engedi, hogy a dadi és bokodi triász megjelenése a szomszédos rögök leszakadásával kapcsolatos. A mérések tanúsága szerint a dad-bokodi rög ma is — 10 évenként — 3 mm-es intenzitással — süllyed. A két szerkezetet közrefogó törésvonalak MIKE K. térképén jól érzékelhetők. Megjegyezzük még, hogy a mágneses hatókról készült POSGAY-féle térkép [130] a dad—bokodi rög közvetlen közelében, egészen kis mélységben levő vulkánikus tömegeket jelez.

Nem lesz érdektelen futó pillantást vetnünk a Bakony északkeleti folytatásában lévő, de még a Dunántúli Középhegységhez tartozó területek geokinetikai és kéregszerkezeti viszonyaira.

**A móri szerkezetet** a Vértes hegység ÉNy-i szárnyától egy igen élesen kirajzolódó, közel É—D-i tengelyű süllyedék választja el: **a Zámolyi medence**. Az emelkedő móri szerkezethez viszonyított relatív süllyedése eléri a —15 mm-t.

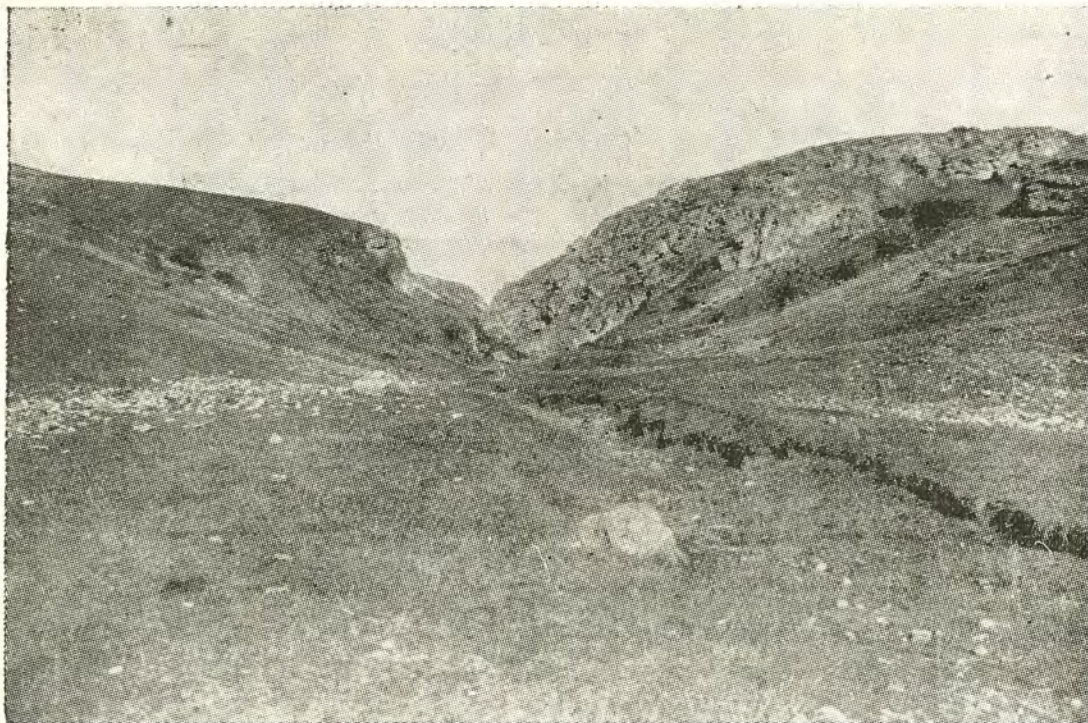
**A Tatabánya—Csordakúti süllyedék.** Feltűnő értékkülönbséggel jelentkezett munkálatainkban a Tatabánya—Csordakúti süllyedék. Hegyszerkezeti vonatkozásban ez a K—Ny tengelyű süllyedék a Vértes és a Gerecse között.

**A Velencei-hegység,** mint geokinetikai szerkezet, a már említett elevációs övezetbe tartozik. A felszínen levő gránitmasszívum tektonikai jellegét a fillit-palaburok redőzöttsége és a boltozat töredezettsége adja meg. Az ÉK—DNy-iak a régebbiek, az ÉNy—DK-iek a harmadkorban felújult ópaleozóos törések. A boltozat DK-i szárnya már régen a mélybe süllyedt. A „Nadap” nevű országos főalapponttól É-ra napjainkban is kisebb, beszakadt süllyedék mutatkozik, míg a gránit batolitszerű tömege ma kb. 10 évenként 3,4—4,0 mm-el emelkedik.

**A Székesfehérvári szerkezet.** A Zámolyi medence [182] ÉÉNy—DDK-i csapásában, Székesfehérvár déli határában, környezetétől mozgástanilag jól elkülönülő emelkedő szerkezetet találunk. A székesfehérvári fúrás a Velencei-hegység gránitjának balatonmenti folytatásaként az e helyütt is meglévő gránitra települt ópaleozóos képződményeket 500 m körüli mélységben találta [186]. Ez, a Kápolnásnyék és Buzsák közötti gránitövezetbe tartozó terület tehát — mai ismereteink szerint — emelkedőben van.

**A Gerecse-hegységnek** egész nyugati szárnya, a mérések tanúsága szerint, a Visegrádi- és a Buda-Pilisi-hegységek közti határvonalat jelző pilisszentkereszti törésig, erőteljesen emelkedőben van (max. +10 mm).

**A Vértes hegység.** A Vértes- és a Gerecse-hegységben rendelkezésünkre álló szabatos szintezések inkább csak a hegyvidék peremi részeit érintik. Ennek ellenére néhány lényeges megállapításra mégis módot adnak.



11. kép. A Palota-major völgye Várpalota közelében az élő tektonika szembeötlő bizonyítéka. (Foto: Choinoky J., 1910)

Abb. 11. Das Palota-Meyerhof-Tal in der Nähe von Várpalota ist ein ins Auge fallender Beweis von lebender Tektonik. (Foto: J. Cholnoky, 1910)

Mindenekelőtt megállapítható, hogy mind a Vértes, mind a Gerecse, TAEGER H. leírásához híven, határozottan töréses röghegységek. Az ÉK—DNY-i irányú hosszanti-, valamint az ezeket harántoló ÉNy—DK irányú törések ma is erősen élnek és mozognak. A törésvonalak két oldalán egymástól erősen eltérő, többnyire előjelben is különböző értékek jelentkeznek. Ezek ma is erősen aktív szerkezeti mozgásokra utalnak.

A két hegység, valamint a Dorogi domb- és hegyvidék és a Buda—Pilisi-hegység, a Visegrádi-hegység területe általában emelkedik.

A Vértes hegység szemközti ÉK-i peremén hasonló, de még nagyobb emelkedést állapítottunk meg. Az emelkedő irányzat — néhány elenyészően kicsiny süllyedő rögtől eltekintve — egészen az említett pilisszentkereszt-i törésvonalig, a hegységnek ebben a részében is tart.

**Az Esztergom—Pilisszentkereszt—Békásmegyeri törésvonal** igen nagy szerkezeti jelentőségű. Esztergomnál és Békásmegyernél egy-egy közel párhuzamos törésvonal alakult ki egymás közelében. A két törés közötti árkos vetődés a két említett város közelében jól érzékelhetően süllyed. Az esztergomi süllyedés régészetileg is ellenőrzött. Valószínűnek látszik, hogy a süllyedő övezet a törésvonal egészére, Dunától Dunáig kiterjedt.

**A Dorogi-medence.** Az Esztergomtól Lábatlanig elnyúló medence szerkezetileg is elkülönül az őt környező hegyvidéktől. Mozcástanilag azonnal feltűnő, hogy a medence egésze viszonylag süllyedőben van. A relatív különbség 10 évenként 3—7 mm. Lábatlannál, a Piszketardosi É—D-i csapású törések között a medence süllyedését már negatív számértékek jelzik.

Végül — teljesség kedvéért — lássuk a Komárom környéki viszonyokat. Komáromtól keletre egy erősen emelkedő rög: a **Komárom—Szőnyi szerkezet** kelti fel figyelmünket. Környezetétől élesen elütő mozgásában kell a megisméltődő, nagy komáromi földrengések [137] okát keresnünk. A szerkezetet két oldalról a komárom—szabadkai, illetőleg a tata—adonyi szeizmikus törésvonal határolja. Ezekhez igazodik a Vág folyónak Guta és Komárom közötti szakasza, illetőleg a teljes hosszában meglepően egyenes vonalzású Váli-patak is.

**A Külső-Somogyi szerkezetek.** A délbalatoni elevációs övezettől DK-re, aránylag kis területre összeszorítva, négy szerkezet jelenléte ismerhető fel. Ezek: a tamási-, a pincehely—simontornyai, a cecei-, és a sárbogárdi szerkezetek. Kialakulásuk földalatti mágneses ható tömegekkel kapcsolatos [130; 188].

A fentebb említett külső- és belsősomogyi és tolnai területek — ERDÉLYI MIHÁLY gondos tanulmánya [64] szerint — a nyomást DK felől, a délbalatoni nagy elevációs övezet tengelyére merőleges irányból kapták. Ennek az antiklinálisnak magjával nagyjában párhuzamosan keletkeztek a ma is élő rátolódások. Jól sejtette meg ezeket a jelenkori mozgásokat id. LÓCZY, amikor egy Balatonföldvárt megfigyelt, a pannon összletet ért vető leírását ezekkel a szavakkal fejezi be: „Mintha még ma is folyamatban volna az a mozgás, mely ezt a vetődést okozta” [105]. Ezen a vidéken a ma is tartó szerkezeti mozgások első megfigyelője ő volt.

Ma már nem egy megfigyelésből és fúrás eredményéből tudjuk, hogy a DK felől érkező nyomás, illetőleg a vele kapcsolatos ellenerő a Balatonfelvidéken ÉÉNy-ra, Somogyban pedig DDK-re lejtő felületek nagyjából párhuzamos vonalai mentén toltá rá a szárnyakat a magra, a pikkelyek egész sorát alkotva. A laza üledékkal fedett területeken az üledéktakaró a mélyen levő merev alaphegység tektonikáját tükrözi. Esetünkben is: a pliocén üledéksor merev fekvőjének elmozdulásaihoz (vetők, rátolódások) a laza fedőrétegek alkalmazkodnak. Réteghajlatok, flexurák, apró vetők, sűrű töréshálózat jön létre. A plasztikus fedő, írja ERDÉLYI, redőszerűen követi a mélyfekű mozgását. Minél vastagabb a laza fedő, annál épebb a redőjelleg [64]. ERDÉLYI megállapításait [64, — 454 l. 2. térkép] a szabatos szintezések igazolták. Az általa térképezett rátolódások a szintváltozások nagy méretarányú, részletes térképén sorra megállapíthatók.

## Néhány kiegészítő megjegyzés

Tanulmányom célja az volt, hogy általános képet adjak a tágabb értelemben vett Bakony és környékének kéregszerkezeti viszonyairól. Ennek megfelelően az izoklineket olyan részletességgel szerkesztettem meg, amilyen az egyes nagyszerkezeti egységek elhatárolásához, illetőleg ezeken belül a szerkezeti határok megállapításához éppen szükséges volt.

Utalni szeretnék itt arra, hogy szoros kapcsolat van a horizontális és vertikális mozgáskomponensek között. Ez a szoros szerkezeti kapcsolat az alapja annak, hogy az általában ferde vagy ívelt térbeli felületek mentén végbemenő kéregmozgások horizontális komponenseit a vertikális komponensek mintegy elénk vetítik. Budapest belterületén, a főváros újabb szabatos háromszögelése és szintezése alkalmával mód kínálkozott a jelenkori mozgások mindkét komponensének meghatározására [17—19]. Ide vonatkozó vizsgálataim eredménye szerint a főváros területén hatalmas nyíróerők működnek. Megállapítható volt, hogy az ugyanazon hegyvidéki alappontok  $\Delta h$  magassági elmozduláshoz 3—5-szörös nagyságú horizontális alappontelmozdulás tartozik. Ha más, a magyar medencékre vonatkozó megbízható adat híján egyelőre ezt a megállapítást vesszük alapul, akkor a kéregszerkezeti mozgások nagyságrendjét 10 évenként, magassági értelemben általában  $\pm 0$ —20 mm-nek állapítjuk meg és ezekhez vízszintes értelemben számszerűen — feltehetően — három-ötszörte nagyobb elmozdulások tartoznak.

A több száz-, sőt több ezer méteres fiatal üledéktakaróval fedett területeken a szerkezetalakító mozgások a kompaktációs folyamatok intenzitását fokozzák. Ez az érték — L. F. ATHY számszerű vizsgálatai szerint — 10 éves időközre vonatkoztatva nem nagy, a milliméter nagyságrendet nem haladja meg. Számolni kell azonban a legfiatalabb, felszíni üledékek konszolidációjával is. Ez már több milliméter nagyságrendű is lehet. Ebből az következik: ha azokon a síkvidéki területeken, amelyeket vékonyabb-vastagabb üledéktakaró borít, és emiatt kompaktációs és konszolidációs folyamatokkal is számolnunk kell, ennek ellenére emelkedés mutatkozik, az emelkedések intenzitása feltétlenül nagyobb a ténylegesen mért számszerű értékeknél, mivel a kompaktáció és konszolidáció azok ellenében dolgozik.

E megfontolások alapján feltehető, hogy a Nagyalföldön — és általában a fiatal üledékekkel fődött síkságokon — megállapított, túlnyomórészt +5, +15 mm közötti emelkedési mérőszámok is a medencealjzat mélyszerkezetében ugyanolyan +15, +25 mm közötti intenzitású tényleges kéregmozgásokat jelentenek, mint amilyeneket a hegyvidékeken mutattunk ki.

## A Bakony és tágabb környékének mélyszerkezete a regionális geokin térképek tükrében

A fentebbiekben említettem már, hogy a térszínen végrehajtott szintezések eredményeiből képezett szintváltozási értékek összevonásával regionális szintváltozási értékekhez jutunk. Az ezek alapján szerkesztett izometrikus görbékből alakulnak ki a regionális geokinetikai (vagy röviden: geokin) térképek.

A dolog természetéből következik, hogy a fokozatos összevonások során a szélsőértékek mindinkább eltűnnek és fokozatosan mind nyugodtabb vonalzású térképekhez jutunk. Ma már teljes az egyetértés abban, hogy ezek a térképek mélységi hatást tükröznek. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a számszerű adatok is megfelelnek a földkéreg mély szintjeiben végbemenő jelenkori mozgásfolyamatok valós értékeinek, mert ezek az értékek csupán arányosak azokkal. A regionális szintváltozási mérőszám a mélybeni mozgásfolyamatokat bizonyos — előttünk egyelőre ismeretlen — arány szerint, de minden bizonnyal helyesen érzékelteti. A regionális térképek izometrikus görbéi tehát, mivel korrekt számítástechnikai módszerrel keletkeztek, a mélységi hatást, a földkéreg mélybeni szerkezeti felépítettségét a valóságnak megfelelően érzékeltetik.

Ma erről a kérdéstről még nagyon keveset tudunk. Bizonyossággal csak annyit mondható, hogy minél nagyobb mértékű az összevonás, a kialakuló regionális geokin térkép annál nagyobb mélységekben végbemenő jelenkori mozgás- és földkéregszerkezeti viszonyokról nyújt tájékoztatást. A rendelkezésre álló földtani ismeretek, különösen a mélyfúrási adatok, nemkülönben a geofizikai vizsgálatok részeredményei módot adhatnak arra, hogy megkísérelhessük a regionális izokinekből kialakult földkéregszerkezeti képnek bizonyos mélységekhez való kötését.

Hangsúlyozom azonban, hogy a regionális geokin térképeknek az egyszerűbbtől az összetettebb alakzatok felé vezető sorrendje nem jelent a szerkezetek kialakulása tekintetében földtörténeti sorrendet. Nem jelenti azt sem, hogy bizonyos mélységekben csak ilyen vagy csak olyan csapásirányú szerkezeti vonalak vannak jelen. Ezek a térképek földkéregszerkezeti mozgásirányzatokat (tendenciákat) fejeznek ki; más szóval: azt, hogy a szóbanforgó jelenkori mozgási irányzatok milyen nagy, vagy egészen nagy szerkezeti egységekhez kötöttek.

Lehetségesnek látszik, hogy a különböző mértékű összevonások során keletkezett regionális térképek — a tömegelrendeződés változatossága következtében — ugyanazon szerkezetnek különböző mélységi szintekhez tartozó, egymástól különböző elrendeződési- és mozgásviszonyait fejezik ki. Ebbeli véleményemet alátámasztják STEGENA LAJOSnak a különböző hőmérsékletű, ill. mélységű geoizoterma felületek kialakulására vonatkozó vizsgálatai [156], amelyeket ide vonatkozó vizsgálataim eredményei csak megerősítenek. Ezekre a kérdésekre az egyre sűrűsödő mélyfúrásoktól, valamint a rohamosan előretörő geofizikai vizsgálatok eredményeitől remélünk részletesebb választ.

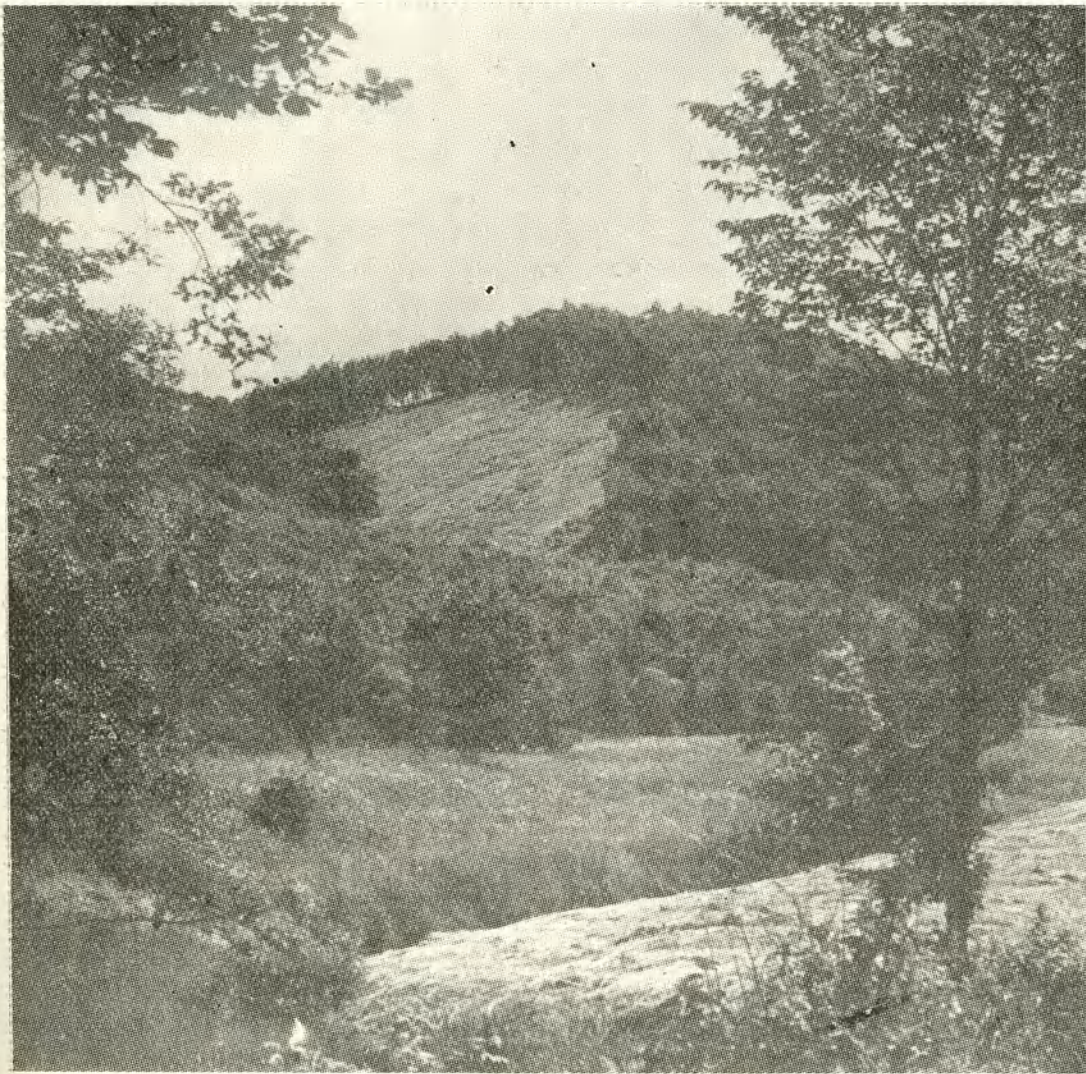
\*

Mindenekelőtt egy megjegyzést teszünk a tektonikai főirányokra vonatkozóan.

Ahogy előrehaladunk az összevonások terén és ahogy ezzel párhuzamosan eltűnnek a nagy szerkezeti összefüggéseket zavaró elemek, úgy bontakoznak ki a négy szerkezeti főirányt képviselő részletek. Ezek a jól ismert idősebb ÉNy—DK-i (hercini- vagy eritreai-), az ÉK—DNy-i (érchegységi-, szomáliai-, vagy középhegységi) főirányok mellett a felújult É—D-i és K—Ny-i, az előbbiekkal csaknem egyenrangú fontosságú törésirányok.

12. kép. **A Cuha-völgy közép-szakasz jellegű részlete Kardosrét-puszta alatt, Nagyesztergár határában. (Foto: Varga G., 1932).**

Abb. 12. **Teil von Mittelabschnittcharakter des Cuha-Tals in der Nähe von Pusta-Kardosrét, in der Gemarkung von Nagyesztergár. (Foto: G. Varga, 1932).**



Ezeket a tektonikai főirányokat — a szerkezeti kép erőteljes formálójaként — a világ minden táján megtaláljuk valamilyen formában. R. STAUB egyik legutóbbi munkájában [155] kifejtette, hogy az É—D-i és a K—Ny-i irány csak kevés szektorban jelentkezik. A Földön tehát a négy főirány szerinti töréshálózat jelenik meg. Ezek elemei hatalmas, sokoldalú formákat határoló repedésekként mutatkoznak a megmerevedett földkéregben. A hegységek vezérvonalai a törésvonalak rendszerébe illeszkednek és a nagy törésszerekkel együtt: egységes hálózattá rendeződtek. Ez a repedéshálózat fő vonásaiban nagyon idős; keletkezésük ideje egybeesik a kéregképződés időszakával.

Ezek a törések időszakonként elhaltak, majd különböző korokban és különböző helyütt meg-megújultak.

Ha tehát a földtani jelenkorból tekintünk vissza ezeknek a szerkezeti főirányoknak keletkezésére, akkor azok számunkra — gyakorlatilag — egyidőseknek számíthatnak. A regionális geokin-térképekről is az (és csakis az) olvasható le, hogy napjainkban hol melyik főirány jut túlsúlyba a többi szerkezeti irány mellett. De a geokinetika nem ad arra választ, hogy a kétségtelenül észlelhető törési, vetődési, rátolódási, vagy egyéb szerkezeti okokból a térképen megjelenő, különböző szerkezeti mozgásokkal kapcsolatos tektonikai vonalak mikor keletkeztek, vagy mikor újultak fel.

Nemcsak a Dunántúlon, hanem az egész Magyar-medencében a Balaton fő tengelyével kijelölt középhegységi csapásirány az uralkodó. Sokkal szembetűnőbben jelentkezik a hegyvonulat DK-i lábánál (Görgeteg—Örkény—Vásárosnamény vonalában), mint magában a Magyar Középhegységben. Noha az utóbbinak a tengelye hasonló csapású, azt igen gyakran szakítják meg a haránttörésekhez igazodó ÉNy—DK-i törések, és ennek megfelelően: hasonló irányban haladó izokinek is.

Már a részletes geokinetikai térképen (**15. ábra**) feltűnő, hogy a Balaton és a Dráva közötti térségben kialakult, legyezőszerűen szétáruló szerkezetek egyetlen K—Ny-i fő tengelyű nagy szerkezeti egységben foglaltatnak, amely Tamásin túl ÉK-nek: Örkény felé vesz irányt. Úgy tűnik tehát, hogy az a legyezőszerű differenciáltság, amelyre még id. LÓCZY L. hívta fel figyelmünket [165], aránylag kis mélységben eltűnik, és helyet ad az ekvatoriális szerkezeti irányoknak.

A **17. ábrán** látható térképen az É—D-i és K—Ny-i szerkezeti irányok legalább olyan mértékben tűnnek elénk, mint a **15. ábrán** bemutatott részletes geokin térképen a STAUB-féle eritreai és szomáliai irányok [155]. A K—Ny-i csapásban kifejlődött legfontosabb dunántúli szerkezetek: a már említett Kaposvár—Szekszárdi- és a Veszprém—Devecseri szerkezet.

Amíg azonban az említett négy főirány uralkodó jellegét az első pillantásra megállapíthatjuk, nem kerülheti el figyelmünket az sem, hogy a Balaton-vonalnál jóval hegyesebb északi szög szerint kialakult szerkezetek is vannak a Magyar-medence minden részében. Nyugaton Rajkától Lovásziig egy majdnem É—D-i csapású övezet húzódik. A Rába vonala Nicktől Zsennyéig ehhez igazodik. Ebben a csapásban alakult ki a Bugyi és Tass közötti szerkezet tengelye, és ez a csapás jellemzi a Mezőtúr, Kar-





17. ábra: A „C”-jelű regionális geokin térkép dunántúli részlete. A Bakony süllyedő tömegét vonalkázás teszi szemléletesebbé (BENDEFY L., 1964).

Fig. 17. Transdanubischer Teil der mit „C” bezeichneten geokinetischen regionalen Karte. Die sinkende Bakony-Masse wurde durch Schraffierung hervorgehoben (L. BENDEFY, 1964).

cag és Törökszentmiklós közötti, torlódásos jellegű [185] szerkezeteket, valamint a Hódmezővásárhely és Szeged közötti mély szerkezeti árkot is.

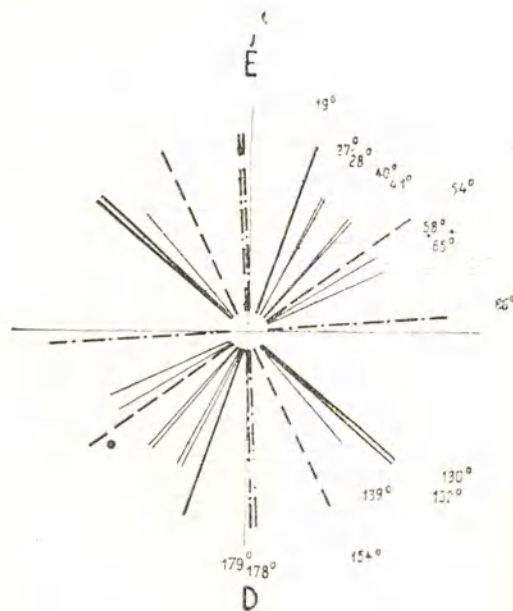
A 17. ábrán bemutatott térképen látottakat tehát tektonikai szempontból abban összegezhetjük, hogy a Magyar medence jelenkori mozgásvizonyaira jóformán a szélrózsa minden irányában kifejlődött törések jellemzők (18. ábra). Nyilvánvaló, hogy ezek a törések nem azonos korúak. Közülük sok nagyon régi, és ma csak felújult. Az irodalomból ismerünk azonban egészen fiatal (posztpannón, ópleisztocén) erőteljes töréseket és számottevő vetődéseket is, de ezek is részben újjáéledt törések.

A szóbanforgó térkép (17. ábra) általánosságban igazolja a Magyar-medence aljzatának sávós felépítettségét. Az ország területén nagyjából átfutó sávok azonban nem jelentik azt, hogy a medencealjzat a kristályos és a mezozóos öveket illetően hasonlóképpen tagozódik. Geokinetikai vizsgálataink tanúsága szerint a mezozóos üledékösszlet kisebb-nagyobb, és korántsem összefüggő foltokban borítja a kristályos alépitményt.

\*

A harmadidőszakban a Magyar-medence alatti földkéregrészt rendkívüli mozgékonyasága jellemzi. Valószínű, hogy ebben a Kárpátok kialakulásával kapcsolatos erőhatásoknak, valamint az erőteljes és tartós tektonizmus folytán megbontott egyensúlyi állapot visszaszerzésére irányuló törekvéseknek volt jelentős szerepe.

Ezeket a — különböző korok tengeri elöntéseiben, majd a tengerek visszahúzódásában nyilvánuló — földkéregmozgásokat szemléltető módon érzékelteti SZENTES F. ősföldrajzi térképvázlat sorozata, amely az alsó eocéntól a felsőpannóniai időkig vetíti elénk az egymásra következő tengeri transz- és regressziókat [172].



18. ábra: A Magyar-medence mélyszerkezetének legfőbb törésirányai a regionális geokin térképek alapján (BENDEFY L., 1965)

Fig. 18. Hauptbruchrichtungen der Tiefenstruktur des Ungarischen Beckens auf Grund der regionalen geokinetischen Karten (L. BENDEFY, 1965)

Jellemző, hogy míg a felső helvétai emelet tengere Lepsény—Vilonya és Várpalota felől — STRAUSZ L. szerint [172, IV. mell.] Ajka tájáig nyomult előre, vagyis a dunántúli Magyar Középhegységnek ez a része a **15. és 17. ábrán** bemutatott térképeken látható mozgásviszonyokat mutatja, a tortonai emelet tengeri transzgressziója (**19. ábra**) a **20. ábra** szerinti regionális geokin térképen tükröződő mélyszerkezeti viszonyokhoz igazodott. A Zalaegerszeg felől Veszprém irányába benyomuló tortonai tengeröböl mind alakját, mind kiterjedését illetően ott látható, mint süllyedő terület, legutóbbi térképünkön (**20. ábra**). Ugyanakkor a Balatonlelle—Enying—Zirc—Mór tájától Gödöllő környékéig egykoron húzódott tortonai szárazulat ma is emelkedő övezet [172]. Ennek az egykori szárazulathoz DK-i partvonala egy aránylag keskeny tengerághoz simult, amely a tortonai emeletben Sárospatak tájáig nyúlt fel. Ennek a tengerágnak DNy-i fele (Bugyitól Lovásziig) ma is süllyedő övezet. Hasonlóképpen — „D” jelű regionális térképünk nyomán — a tortonai viszonyokkal egyértelmű mozgásviszonyokat állapíthatunk meg e tengerágtól keletre levő országrészen is. De még azokon a területeken is, ahol a mozgásviszonyok ellentétesen alakultak a tortonaihoz viszonyítva, a mozgásövezetek határai a tortonai ösföldrajzi viszonyokat tükrözik. Kaposvár környékén, ahol a nagy tortonai tengerben egy járásnyi nagyságú szigetség volt, ma is emelkedő folt jelenik meg a regionális térképen. A felsorolást részleteiben kiterjeszhetnénk a Mecsekre és a többi országrészre is. Mindebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a **20. ábrán** látható regionális geokin térképen jelentkező szerkezeti határok — minden valószínűséggel — az eddigieknél nagyobb mélységig hatolnak le.

\*

További összevonással az „E” jelű regionális térképhez (**21. ábra**) jutunk. Ez a térkép Dunántúl ÉNy-i felében még mindig a tortonai mozgásviszonyokat tükrözi. A Lovászi, Karád és Bugyi közti tengerágnak itt is süllyedés felel meg, mint ahogy a Kisalföld medencéjét is süllyedés jellemzi.

Az eddigiekben bemutatott regionális geokin térképek közül ez a térkép mutatja talán a legvilágosabban a Dunántúli Középhegység nagyszerkezetének mélybeni viszonyait, a szomszédos mélyszerkezetekhez való kapcsolatát. Feltűnő, mennyire egyezik ez a szerkezeti kép azzal a geoidtérképpel, amelyet HOMORÓDI LAJOS a függővonalelhajlási adatokból Dunántúl térségére szerkesztett [77]. (Lásd a 91. oldalon a **33. ábrát**).

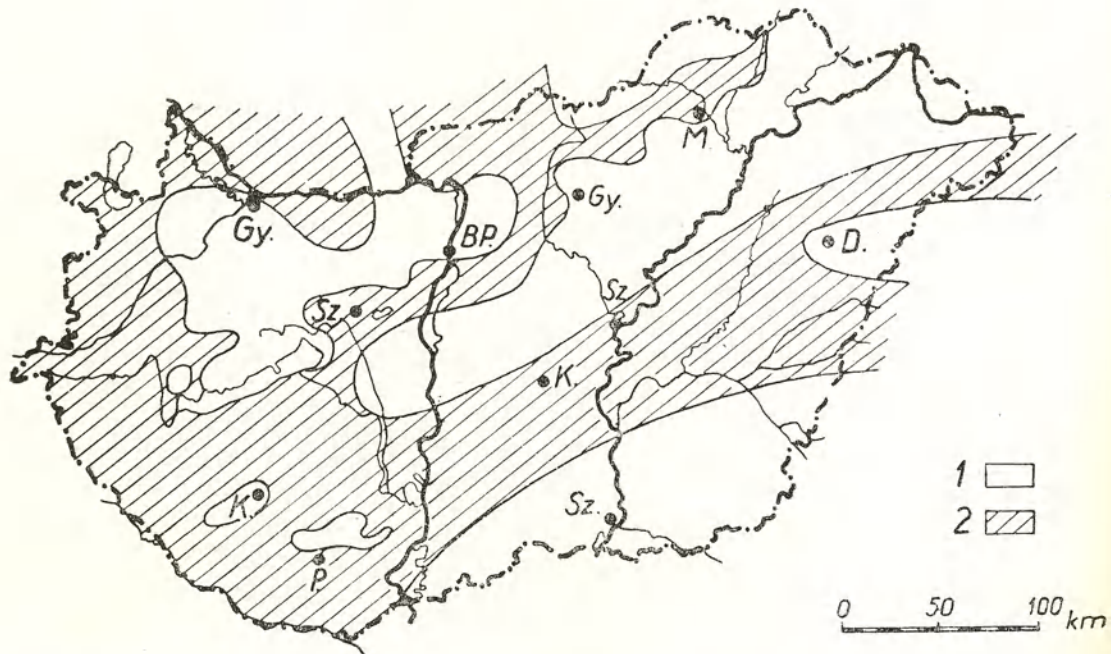
Hogy hogyan kell értelmeznünk ezt a nagyszerkezeti képet, ma még nem egészen világos előttünk, de néhány vonatkozása tökéletesen tisztázottnak mondható. Bizonyos például, hogy ez a szerkezet néhány kilométerrel a *Conrad-felület* fölött helyezkedik el. Mélysége tehát átlagosan kb. 9—12 km-re tehető. Továbbá bebizonyult, hogy a Horvátország felől érkező földrengéshullámok — szinte kivétel nélkül — a Karád—Bugyi—Paks—Szigetvár vonalzású, e térképen 0 mm értékű izokin mentén futnak fel Budapest környékére. Ugyanezen a vonalon jelentkeztek az 1956. január 12.-i dunaharaszti földrengés alkalmával az 5,5—6,0 (*Mercalli* sze-

rinti) erősségű rengések is. Ennek a vonalnak tehát kétségtelenül kitüntetett mélyszerkezeti határnak kell lennie.

Másik, igen figyelemreméltó jelenség e térképen (21. ábra) a következő. A szorosabban vett Bakony és Balaton-felvidék, valamint a Balaton medencéje, a Kis-Balatonnal és a Nagyberekkal együtt egyetlen, erősen süllyedő nagyszerkezeti egység. A süllyedés mértéke Alsóórs irányában növekszik; ott hirtelen véget ér. A süllyedő szerkezet ekként a villásan széttáruuló emelkedő szerkezetbe nyomakszik.

Ismeretes, hogy ezt a területet csakis olyan földrengések érik, amelyek DNy felől érkező földlökésekkel járnak. Minden ilyen irányból érkező földlökés a Bakony (és kapcsolt) tömegét Alsóórs irányában előretaszítja. Következésképpen: az alsóórsi szilúr korú graptolites-palákat nemcsak a nagy bakonyi-balatonfelvidéki tömeg lassú süllyedése készíti kiemelkedésre, hanem a fentebb előadott, horizontális elmozdulásból eredő dinamikai hatás is.

Ennek a horizontális elmozdulásnak bizonyos feltételezhető, közvetett bizonyítékaival rendelkezünk. Ugyanis PAPP GYULA, az Állami Magyar Háromszögelő Hivatal néhai főnöke 1943/44-ben számításokat végzett arra nézve, milyen mértékű koordinátakülönbségek mutatkoznak az Irottkő (Geschriebener Stein), a magyar-osztrák határon levő háromszögelési főlappont és a Bakony hegység hasonló főlappontjai között 50—60 évi különbséggel végrehajtott mérések alapján. Azt találta, hogy az átlagos különbségek 45—75 cm körüliek. Ugyanakkor ugyanitt 10 év alatt



19. ábra: A tortonai emelet ősföldrajzi vázlatja (SZENTES F. nyomán. — 1 = tenger; 2 = szárazföld.

Fig. 19. Paläogeographische Skizze der Torton-Stufe (nach F. SZENTES). — 1 = Meer; 2 = Kontinent.



20. ábra: A „D”-jelű regionális geokin térkép az Északi- és Déli-Bakony különálló szerkezeti voltát hangsúlyozza. Közöttük a nagyon mobilis szerkezeti határövezet (lásd a 40. ábrán: C) húzódik (BENDEFY L., 1964).

Fig. 20. Die mit „D” bezeichnete regionale geokinetische Karte betont die Getrenntheit in Struktur zwischen dem nördlichen und südlichen Teil des Bakonys. Zwischen diesen beiden zieht sich die sehr mobile Grenzzone (s. C an der Fig. 40.) (L. BENDEFY, 1964).

(+12, illetőleg —18, azaz összesen, viszonylag) 30 mm-es szintváltozás állapítható meg, ami 50—60 év alatt 15—18 cm-es relatív szintváltozásnak felel meg. A kéregmozgások függőleges és vízszintes komponenseinek aránya ezek szerint a Bakonyban esetleg 1:3 vagy 1:5 körüli. Ez a földtani felvételekből ismert dőlésviszonyoknak meg is felel.

Az említett esetből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a 21. ábrán látható bakonyi mélyszerkezeti egység északi határövezetében a szóbanforgó tömegnek kb. évenkénti 1 cm-es horizontális eltolódásával kell számolnunk abban az esetben, ha Irottkőt változatlan helyzetűnek tekintjük [36]. Ha azonban az Irottkőnek is mozgást tulajdonítunk (miként bizonyos, hogy ennek az alappontnak is van horizontális mozgása), akkor a bakonyi alappontok horizontális elmozdulása évenként 10 mm-nél esetleg nagyobb is lehet.

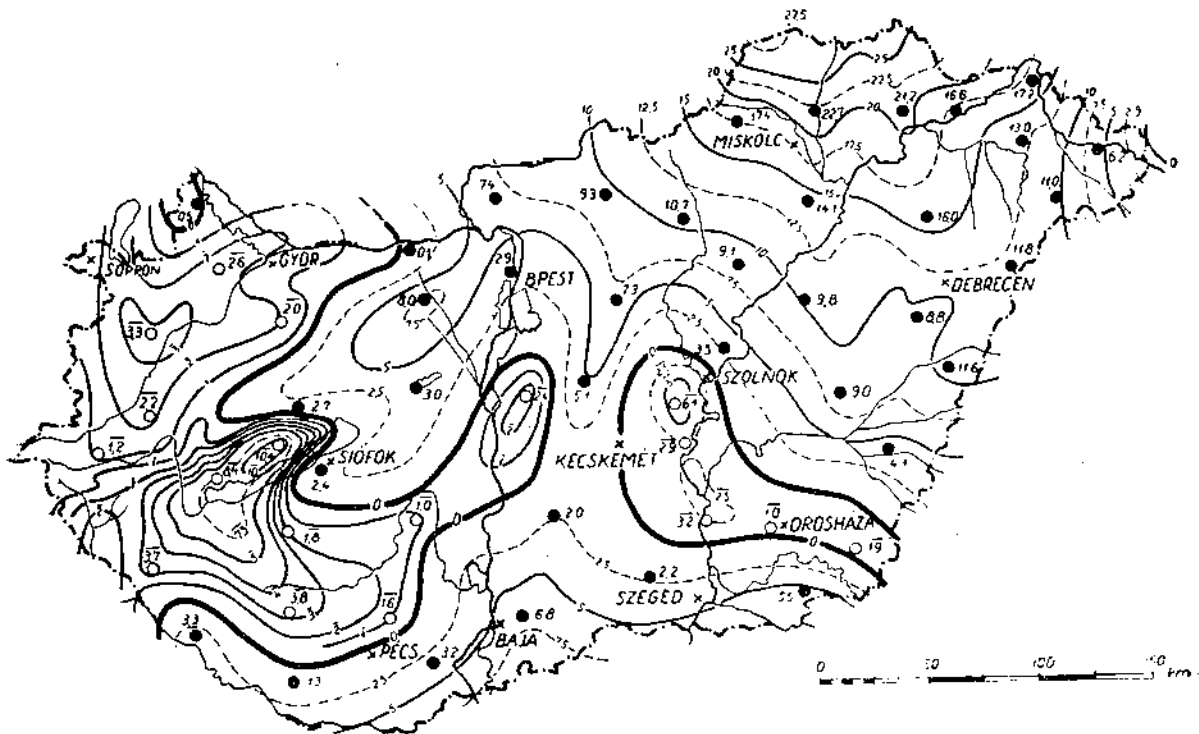
Figyelembe kell vennünk azonban azt is, hogy a szóbanforgó koordináta-különbségekben a mérési hibákból származó rész is benne van. Hogy ez milyen mértékű, ma még nem tudjuk. A horizontális elmozdulás időegységnyi valószínű értéke megközelítően meghatározható az elevációs övezet szintváltozási- és dőlésviszonyaiból. Ez alapon, miként említettem, 1:3—1,5 arány valószínűsíthető a függőleges, illetőleg vízszintes irányú mozgásvektorok között.

A legnagyobb emelkedések a Bakonyban +5-től +12 mm között vannak 10 éves időegységben. A legnagyobb süllyedések pedig —12 és —18 mm között. Ezek szerint a 21. ábrán látható, süllyedő, és egyben északkeleti irányban mozgó Bakony—Balaton-felvidéki tömeg maximálisan

mintegy 5—6 mm-rel tolódik előre ÉK-nek. Ugyanakkor a vele szemben álló, már csak tömegének nagysága miatt is — feltehetően sokkal stabilabb — mélybeni, középhegységi szerkezet mintegy évi 2,5—3,0 mm-rel mozog az ellenkező irányban. Hogy itt nyíró erők működnek, az a 21. ábrából világosan kiolvasható, a további részletek kiemeléséhez azonban még igen beható vizsgálatokra van szükség.

21. ábra: Az „E” jelű regionális geokin térkép kitűnően szemlélteti a Dunántúli Középhegység nagy szerkezeti tagoltságát (BENDEFY L., 1965).

Fig. 21. De mit „E” bezeichnete regionale geokinetische Karte illustriert ausgezeichneterweise die grossstrukturelle Gliederung des Transdanubischen Mittelgebirges (L. BENDEFY, 1965).



## Szerkezeti viszonyok a gabbro-övezet táján a Bakony-hegység környezetében

Míg a **21. ábrán** bemutatott „E” jelű regionális geokin térképet 55  $V_i$  értékből szerkesztettem, az „F” jelű térkép (**22. ábra**) szerkesztéséhez 46 pontot használtam fel. A két térképen feltüntetett földkéregmozgásviszonyok között igen nagy a különbség annak ellenére, hogy változatlanul az eddigi szerkezeti főirányok az uralkodók és a szerkesztéshez felhasznált pontok száma csak 20 %-kal kevesbedett.

Ennek a feltűnő nagy különbségnek az az oka, hogy az „F” jelű térképen uralkodó nagyszerkezeti viszonyok már a Conrad-felület közvetlen környezetére vonatkoznak. Ismeretes, hogy a földkéregnek gránitos felépítésű felső része a Conrad-felület alatt gabbro jellegű övezetben folytatódik. Ennek alsó határát a Moho-felület jelzi.

Hazánkban a Moho-felület a világtáznál (kb. 30—35 km) mintegy 10 km-rel magasabban, a Conrad-felület pedig a világtáznál 2—4 km-rel mélyebben van. Az előbbire SZÁDECZKY-KARDOSS E. [158] és BENDEFY [39] adott magyarázatot. A jelenség alap-oka az, hogy a Kárpátok övezte térségen belüli tömeg: a Pannónia-masszívum a dél felől évmilliók óta érkező nyomó- és lökő erőhatások következtében mind szűkebb térre szorul össze. A térrövidülés miatt a kéreg szükségszerűen felboltozódik, és eközben kivékonyul. Ez lehet egyik magyarázata annak a jelenségnek is, hogy nálunk a geotermikus mélységlépcső majdnem a fele a világtáznak; azaz 33 méterrel szemben csak 18 m.

SZÉNÁS GYÖRGY [175] mutatott rá arra, hogy ha a Conrad-felület mélységét nem a mai térszínhez, hanem a harmadkori medence aljzatához viszonyítjuk, akkor a Conrad a helyére kerül. A harmadkori nyílt medence átlagos mélysége ugyanis 2—3 km.

Az előadottakból kitűnik, hogy a Magyar-medence belsejében végbenő földkéregmozgások függvényei a Moho- és a Conrad-felületben, azaz a közöttük levő gabbro-övezetben bekövetkező változásoknak. Erre bizonyosságunk az „F” jelű regionális térkép, amely általánosságban és számos részletében hasonlóságokat mutat a Conrad-felület térképéhez.

Mindenekelőtt feltűnő ezen a térképen (**22. ábra**), hogy a kisalföldi medence süllyedékét határoló 0 mm-es izokin Pápától Dombóvár felé csap, majd visszakanyarodik Nagyatád irányába. Noha azok a szerkezeti viszonyok, amelyeket ez a térkép érzékeltet, eléggé tekintélyes (mintegy 13—16 km-es) mélységben alakultak ki, a mélyszínti mozgások olyan mérté-

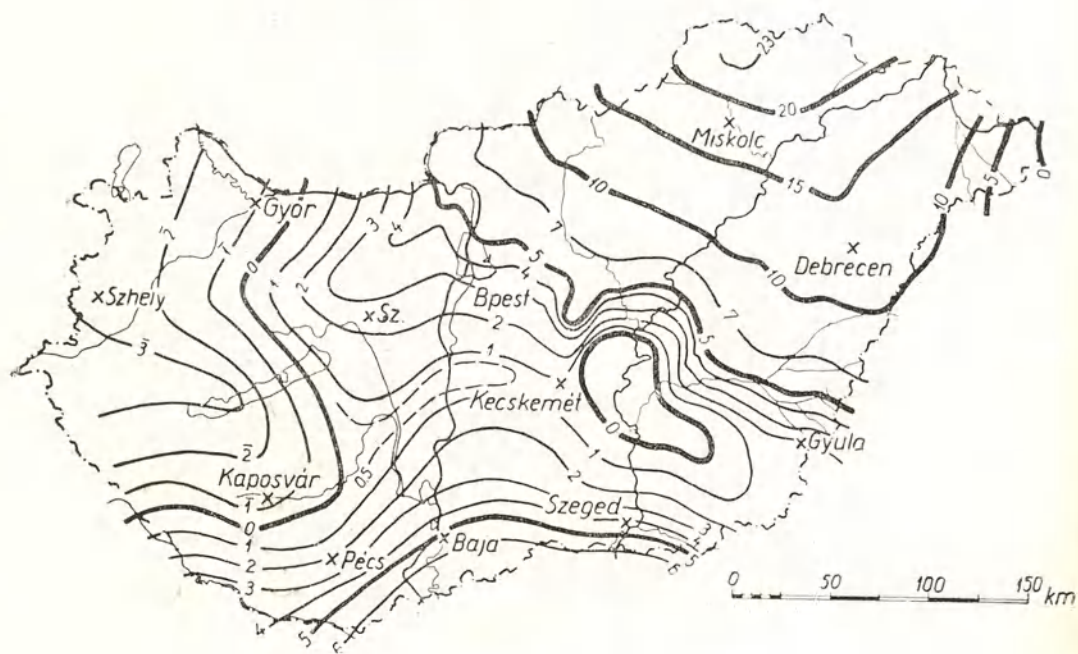
küek, hogy a szóbanforgó 0 mm-es görbe Dombóvár, Nagykanizsa és az országhatár között egyben vízválasztót is jelöl. Az is megállapítható, hogy a szóbanforgó 0 mm-es görbe a Drávától Dombóvárig, majd ennek folytatásaként a +0,5 mm-es görbe Szabadszállásig a gravitációs minimumövezet [121; 143] mentén alakult ki. Nem alaptalan tehát az a feltevés, amely szerint a Keleti Alpok mélyszerkezeti határát, azaz a Dinári narbe [126] folytatását az említett gravitációs minimumövezet jelöli.

További vizsgálatok alapja lehet az a körülmény, hogy a Pápa és Gönyü közötti 0-ás görbe, továbbá a Békásmegyeren, Gyöngyösön és Polgáron áthaladó ÉNy—DK-i irányú +5, +10, +15, valamint a +20 mm-es izokinek, és ugyanúgy a Gönyü és Esztergom közötti, északnak hajló izokinek is, a Selmeci hegység (korábban: Magyar Érchegység) felé tartanak, és annak problematikus triász és karbon magjában találkoznak.

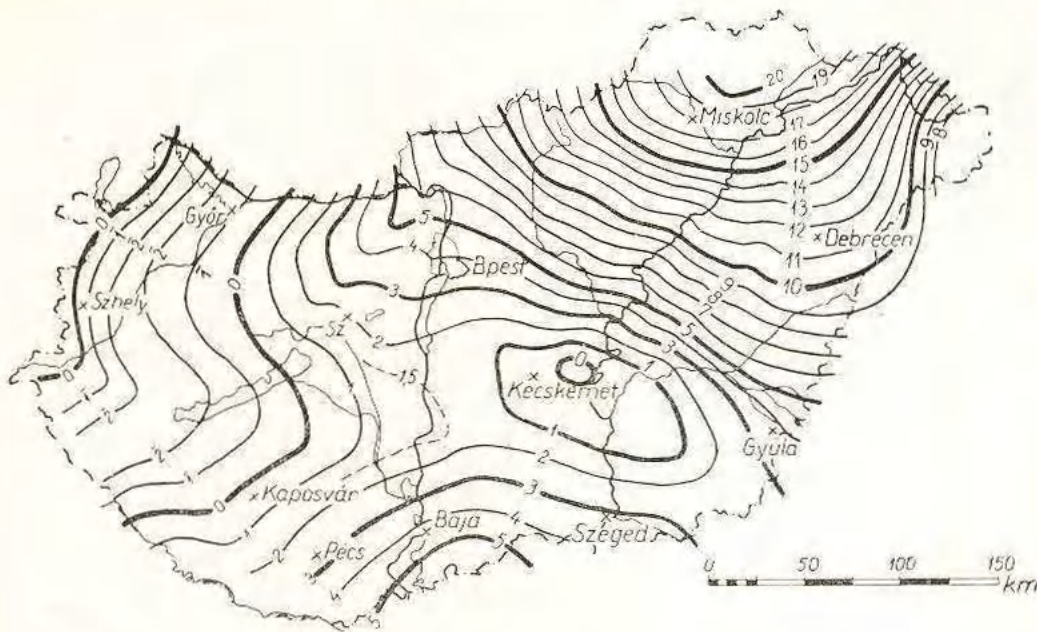
A 0 mm-es, valamint a +5 mm-es izokinek közötti területrészt általános csapásiránya ÉNy—DK-i, de a Dinaridáktól független szerkezetalakulásra utal.

22. ábra: Az „F” jelű regionális geokin térkép formakincse majdnem egybevág a Conrad-felület térképével. A Fonyódig lehúzódó nagyszerkezet K-i végében a Balaton mindkét pontján bazaltvulkánok törtek felszínre. A mélyszerkezet egyébként ebben a mélységben már uralkodóan hercini csapású (BENDEFY L., 1964).

Fig. 22. Die Gesamtheit der Formen der mit „F” bezeichneten regionalen geokinetischen Karte ist das derjenigen der Conrad-Fläche gleich. Am östlichen Ende der sich bis Fonyód hinziehenden Gross-Struktur, an beiden Punkten des Balatons, Basaltvulkane sind bis zur Oberfläche durchgedrungen. Übrigens ist die Tiefenstruktur in dieser Schicht schon vorwiegend hercinischen Streichens (L. BENDEFY, 1964).







23. ábra: A „G”-jelű regionális geokin térképen annak a kristályos küszöbnek a körvonalai bontakoznak ki, amely — a gravitációs és szeizmikus mérések biztonsága szerint — több, mint 1000 méterrel kiemelkedik környezetéből (BENDEFY L., 1964).

Fig. 23. An der mit „G” bezeichneten regionalen geokinetischen Karte entfalten sich die Umrisse der kristallinen Schwelle, die sich — der Evidenz der Gravitations- und der seismischen Messungen gemäss — aus ihrer Umgebung hervorhebt (L. BENDEFY, 1964).

Az összevonás következő lépése az előzőnél alig valamivel kevesebb: 42 pontot eredményezett. Ennek megfelelően a „G” jelű térkép (23. ábra) görbéinek rajza is az előzőéhez hasonló.

Mindamellet látható, hogy a gabbro övezetben uralkodó általános ÉNy—DK-i szerkezeti irányzatot egyedül csak a Bakony és környezete bontja meg.

Az összevonásnak további lépésével 22 reg.  $V_i$  értékhez és a „H” jelű térképhez (24. ábra) jutottunk. Noha a pontok száma csupán fele annyi, mint az előző esetben, a térkép rajza az első pillanatban mégis az előzőével azonos benyomást kelt bennünk. Tüzetesebb szemléléssel azonban lényegbevágó különbségek is mutatkoznak.

Elsősorban a 0 mm-es izokin térbeli helyzetére hívom fel a figyelmet. Ez a görbe a mélység növekedésével fokozatosan nyugat felé tolódik. Ez a jelenség — feltételezhetően — arra mutat, hogy a „H” jelű térkép 0 vonalától DK-re levő tömegek DK felől ÉNy felé tolnak el.

A legutóbbi három („F” — „G” — „H” jelű) térkép feltehetően (és itt részletezni nem kívánt okok miatt) a gabbro övezet különböző mélységi szintjeihez tartozik. Mindháromból úgy tűnik, hogy a Bakony és a Balaton

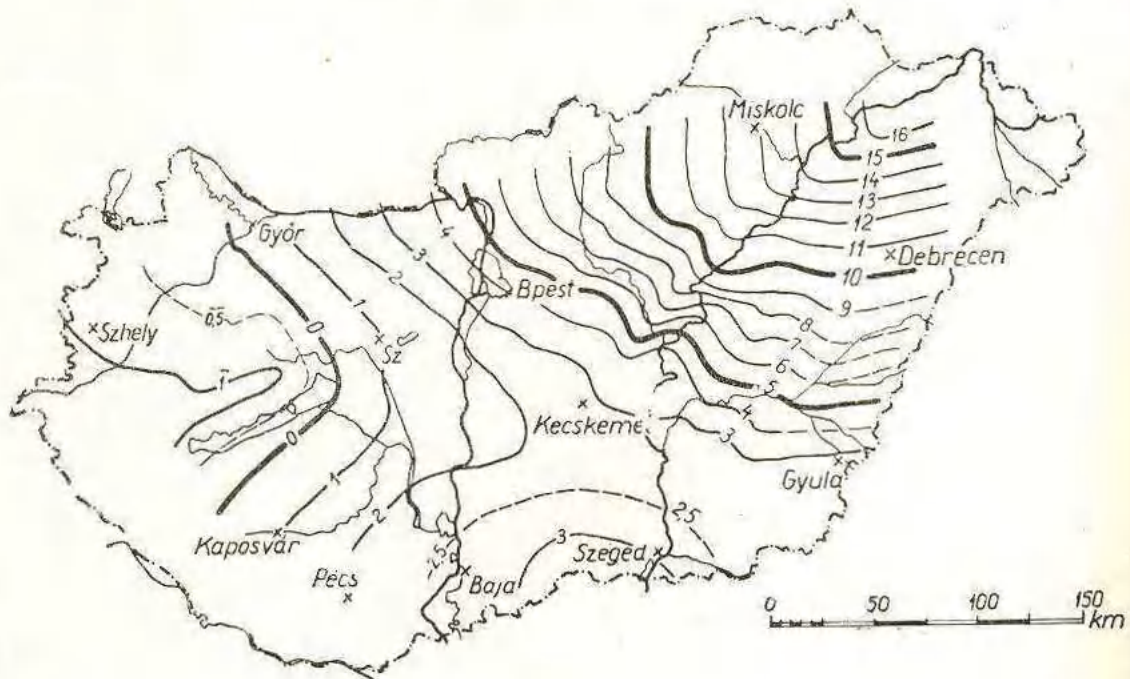
térsége, ide értve még a Balatontól délre levő, egykor a tóhoz tartozott mocsaras területeket is, Dunántúl térségén belül elkülönülő, nagyszerkezeti egység.

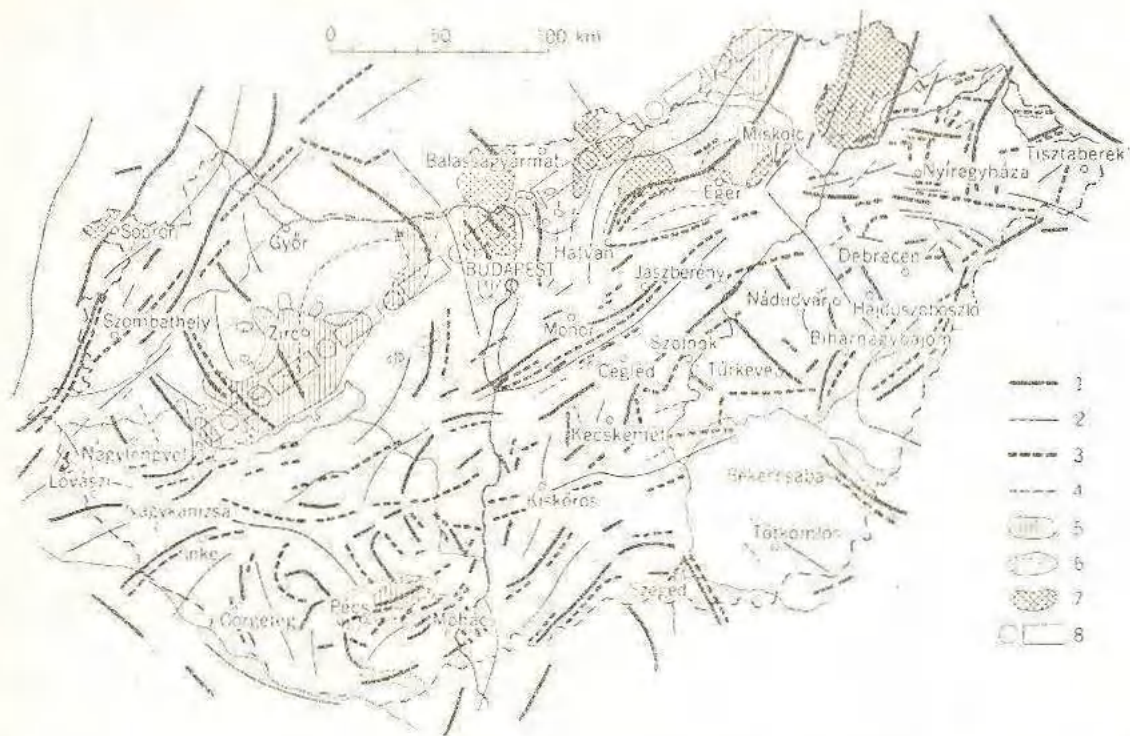
E feltevés mellett szólnak a magyarországi gravitációs és mágneses rendellenességek irányítottságával kapcsolatos vizsgálataim eredményei. SCHEFFER összeállításában [146] készült térképet (25. ábra) szemlélve ugyanis több, különböző korú és különböző hegyrendszerekhez tartozó nagyszerkezet ismerhető fel. Ezek a nagyszerkezeti elemek részint már a paleozoikumban kialakultak, részint a mezozoos, ill. még fiatalabb szerkezetképző mozgások eredményei.

Legősibbek közöttük a 26. ábrán felvázolt szerkezet vezérvonalai. Erről a vázlatról leolvasható, hogy a mai Dunántúl kialakulásához már a paleozoikumban adva voltak a nagyszerkezeti feltételek. A magyar Tisza tuzsér—szolnoki szakaszának vezérvonalai is megvoltak. Az ÉK, ill. D felől a magyar medencébe nyomuló tömegek egyelőre különösebb zavar és háborgatottság nélkül helyezkedtek el. Találkozásuknál alakult ki (sokkal később, de még mindig a mélybeni, ősi eredetű szerkezeti törések határára) a Tisza és a Hármas-Körös torkolatának tájéka.

24. ábra: A „H”-jelű regionális geokin térkép a „G”-jelű térképen már feltűnt kristályos vonulatnak egy mélyebb szintben való kialakulását szemlélteti (BENDEFY L., 1964).

Fig. 24. Die mit „H” bezeichnete regionale geokinetische Karte gibt die Ausgestaltung des an der mit „G” bezeichneten Karte schon erschienenen kristallinen Zuges in einem tieferen Niveau an (L. BENDEFY, 1964).





25. ábra: A gravitációs és mágneses anomáliák irányítottsága Magyarországon (SCHEFFER V. szerint). — 1 = gravitációs maximum tengelye, 2 = gravitációs mélyvonalat tengelye, 3 = földmágneses maximum tengelye, 4 = földmágneses mélyvonalat tengelye, 5 = paleozóos és mezozóos üledékek, 6 = harmadkori üledékek, 7 = eruptív és metamorf kőzetek, 8 = a Magyar Középhegység tengelye.

Fig. 25. Richtverhältnisse der gravitationellen und magnetischen Anomalien in Ungarn (nach V. SCHEFFER). — 1 = Achse eines Gravitationsmaximums, 2 = Achse eines gravitationellen Tiefenzuges, 3 = Achse eines erdmagnetischen Maximums, 4 = Achse eines erdmagnetischen Tiefenzuges, 5 = paläozoische und mesozoische Sedimente, 6 = Tertiär-Sedimente, 7 = eruptive und metamorphe Gesteine, 8 = die Achse des Ungarischen Mittelgebirges.

Az alp—dinári nagyszerkezet kialakulása új elemekkel gazdagította az eddig egyszerű vonalzású képet. A Duna—Dráva szögében felismerhető, erősen gyűrt szerkezetek (27. ábra), valamint a Sárvíz és Duna találkozási táján jól kirajzolódó elliptikus mag, amelytől K-re és ÉK-re ívelt vonalzású mélységbeli hegység-láncok indulnak ki, nem különben a Szeged és Eszék között kialakult, a két végén erősen ívelt hegyvonalat, kivétel nélkül, a Kárpátokon belül lejátszódott igen erős, az Alpok nagy takaró rendszerének kialakulásával párhuzamosan, DNy felől érkező erőhatásokra bekövetkezett és több fázisban megismétlődött térszűkülésre vallanak. Ebből a tényből egyben e rendszer korára is következtethetünk.

Az itt említett erőhatásokkal kapcsolatban kitűnő részletmegfigyeléseket végzett DARÁNYI FERENC a Bakonyban [54]. Személyes megfigyelései szerint „a Ny-ról K felé irányuló tektonikai erők mind az Északi-

mind a Déli-Bakonyban nagy területen előfordulnak és általánosan elterjedtek; viszont ... nehezen ismerhetők fel, mert a fő tektonikai irányokhoz viszonyítva, előfordulásuk alárendelt". Egyébként a hasonló irányú és értelmű tektonikai hatásokra már VADÁSZ ELEMÉR is felhívta a figyelmet a Déli-Bakonyban, Úrkúton és környékén, valamint az Északi Bakonyban: Zirc környékén [183].

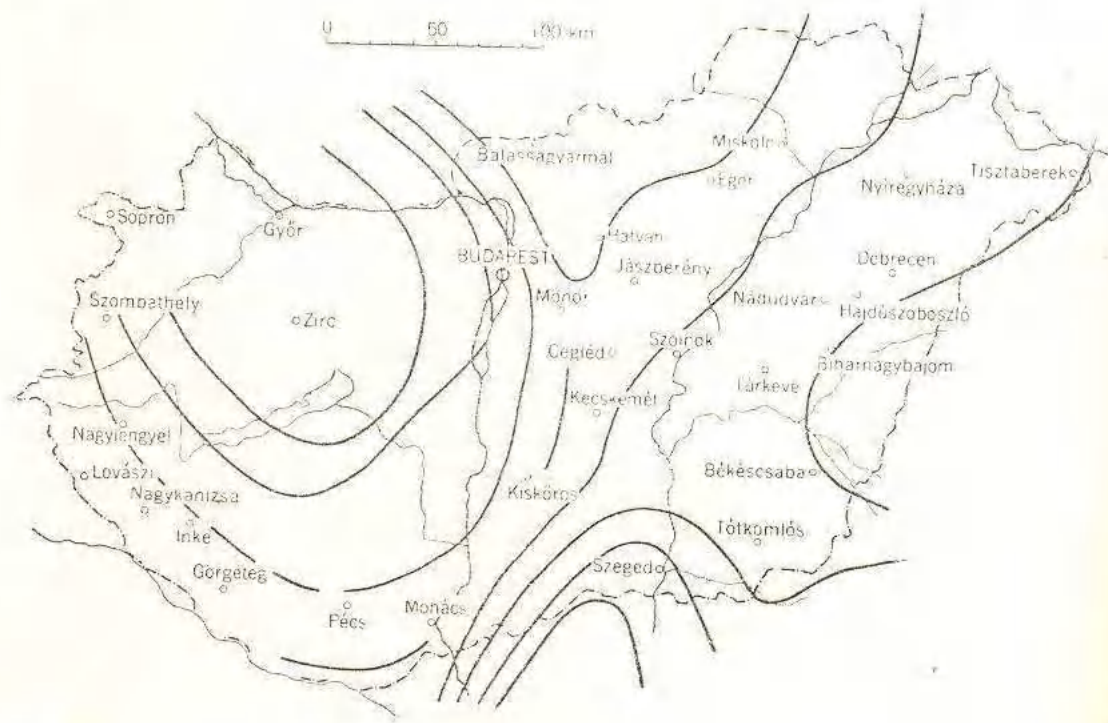
Az erőhatások, ill. az elmozdulások többrendbeliségét DARÁNYI is megállapítja. Szerinte a szóban forgó hegységképző folyamatokat nemcsak a liászban és az ennél idősebb rétegekben lehet határozottan kimutatni. A júra és a kréta rétegek között megállapítható nagy tektonikai diszkordancia miatt ezeknek a mozgásoknak az újkimmériai hegységképződési időszakban meg kellett ismétlődniük.

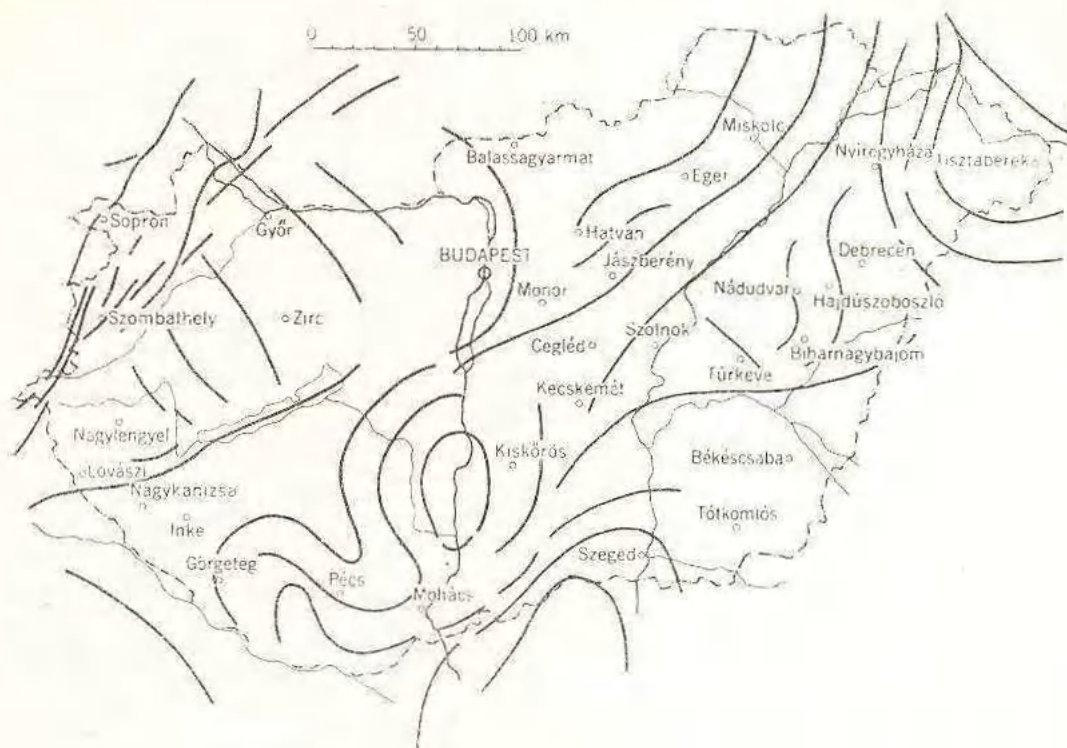
De kétségtelen az is, hogy pl. az úrkúti mangánérc-mezőben, miként DARÁNYI kimutatja, egy ÉNy—DK-i irányú tengely mentén enyhe gyűrődés figyelhető meg. Ebben az eocén rétegek is részt vettek, de a miocén rétegekben a gyűrődöttség nyoma már nem fedezhető fel. Ebből DARÁNYI a pireneusi hegységképződési időszakban felújult erőhatásokra következtet.

WEIN GYÖRGY, a Mecsek-hegységben végbement tektonikai folyamatok kitűnő kutatója, két dolgozatában [199; 200] is a DNy—ÉK-i, ill.

26. ábra: Az ópaleozóos hegységrendszerhez tartozó magyarországi nagyszerkezeti elemek vázlatja (BENDEFY L., 1963).

Fig. 26. Skizze der zum altpaläozoischem Bergsystem gehörigen gross-strukturellen Elemente in Ungarn (L. BENDEFY, 1963).





27. ábra: A mezozoós hegységrendszerhez tartozó magyarországi nagyszerkezeti elemek vázlatja (BENDEFY L., 1963).

Fig. 27. Skizze der zum mesozoischen Bergsystem gehörigen gross-strukturellen Elemente in Ungarn (L. BENDEFY, 1963).

a D—É-i irányú erőhatások erőteljes szerkezetalakító hatását emeli ki. Megállapítja WEIN, hogy a különböző korú üledékek elütő szerkezete a hegység szerkezeti fázisok egymás után jelentkező hatásának tulajdonítható. Részt vett a Mecsek az ó- és újkimmériai mozgásokban; az alsókréta trachidolerit-vulkanizmus is ehhez a fázishoz kapcsolódik. Az egész hegység jellegzetes gyűrt és több helyütt É felé történő pikkelyeződésekben megnyilvánuló formái a felsőkréta folyamán, valószínűleg a szubhercin hegységképződési fázis alatt jöttek létre. A felsőkrétától a helvétig tartó szárazföldi időszak alatt is több száz méteres elmozdulások figyelhetők meg a gyűrt mezozoós rétegsorban. Az erre az erősen tektonizált, majd lepusztult mezozoós felszínre települt miocén rétegsort a stájer és az attikai fázisok alatt végbement hegység szerkezeti mozgások gyűrték meg. És folytathatnók még a sort: hogyan tolják rá a D felől érkező erőhatások a felsőpannonra a széntelepes triást stb.

DARÁNYI legújabb munkájában [56] lényegében ugyanerre az eredményre jut. Megállapítja, hogy a Bakonyban és a hozzá kapcsolódó szerkezetekben az alsó kréta időszak óta szakaszos kéregmozgás-jelenségek mentek végbe. A mozgások iránya és mértéke, jellege és intenzitása ese-

tenként különböző volt. De mégis felismerhető, hogy az új-stájer hegység-képződési fázis óta a mozgásokban bizonyos egyöntetűség mutatkozik olyképpen, hogy az erőhatás általában Ny, DNy és D felől nyilvánult meg.

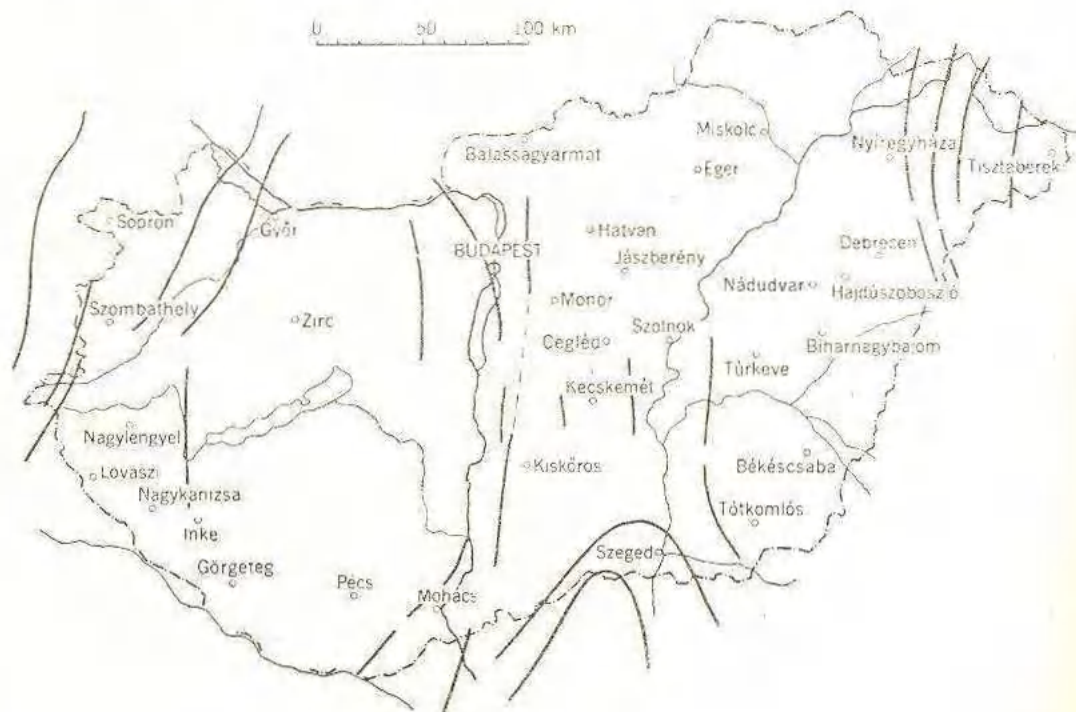
Végeredményben vitathatatlan, hogy a szóban forgó és DK, D, ill. DNy felől érkező, számos ízben meg-megújuló erőhatások nemcsak a Mecsek és a Bakonyt érték, hanem a közöttük levő medencealjzatot is. Folyamatos, bár szakaszosan jelentkező erőhatás, amely ezen, az alp—dinári rendszerrel szomszédos területen lép fel.

Mindezek a kéregmozgás-jelenségek egységesen csakis akkor értelmezhetők, ha elfogadjuk KÓKAY JÓZSEF-nek több száz megfigyelési adattal alátámasztott, az asszimetrikus ékszerkezeti övezetek kialakulására vonatkozó megállapításait [88'a]. A fentebb említett elevációs övezetek nem egyebek, mint egymással többé-kevésbé párhuzamosan futó, különböző korokban kialakult, zónális rendszerű ékszerkezetek.

A fentebb előadottakat ugyancsak bizonyítja a Kárpátok keletkezésének SZENTES FERENC [171], valamint SZALAI TIBOR [162] által nemrég felvázolt folyamata. Ezek az eredmények lényegesen előbbre viszik korábbi ismereteinket és egyben igazolják azt, hogy mivel a Kárpátok maga sem egységes hegylánc, hanem csak flisöv alakítja azokat morfoló-

28. ábra. Az É—D-i csapású hegységrendszerhez tartozó magyarországi nagyszerkezeti elemek vázlata (BENDEFY L., 1963).

Fig. 28. Skizze der zum Bergsystem N—S-lichen Streifens gehörigen grossstrukturellen Elemente in Ungarn (L. BENDEFY, 1963).





13. kép. Szentbékálla környéke egyike a Bakony-nagyszerkezet leginkább süllyedő területeinek. (Foto: Láng S., 1962)

Abb. 13. Die Umgebung von Szentbékálla ist eine der am stärksten sinkenden Gebiete der Bakony-Gross-Struktur. (Foto: S. Láng, 1962)

gialilag egységes ívvé, valódi gyűrűfeszültségek és ezekből következő formák sem keletkezhetnek a köztes területen. Ezt látjuk igazolva a 27. ábrán.

A 28. ábra a legfiatalabb (posztpannon??) É—D-i csapású hegységrendszer szerkezeti vezérvonalait tünteti fel [206].

Az alp—dinári nagyszerkezet [STAUB, 155] vezérvonalaiból látható, hogy a DNy, D és DK felől érkező nyomóerők, amennyiben az alpi nagyszerkezeti részeket érik, a paleozóos tömbök ellenállásába ütköznek, és a mezozóos tömegek emiatt erős gyűrődéseket és rátolódásokat, pikkelyeződéseként szenvednek. Kisebb áttolódások a paleozóos alaphegységekben és medencealjzatban is kimutathatók [109].

A 26. ábrán ÉNy-on látható hatalmas szerkezeti egység esetleg okozója lehet annak a jelenségnek, hogy a Dunántúlnak ezt a középső részét a DNy és D felől érkező rengések elkerülik. Ez a — jelenleg csak nagy vonásokkal elsődleges megfogalmazásban — felvázolt nagyszerkezet-kialakulási probléma még igen sok beható tanulmányozást igényel.

\*  
A reg.  $V_i$  értékek összevonását a „H” jelű térképhez alapul szolgáló 22 adatból kiindulva folytattam tovább. Figyelemre méltó, hogy az „I” jelű, és ettől kezdve valamennyi térképen lényegbevágó változásnak vagyunk tanúi. Ugyanis a továbbiakban a Szolnok és a Balaton közötti valamennyi izokin többé kevésbé merőlegesen harántolja déli határunkat. (29. ábra.)

Ezen a térképen a Balatontól ÉK-re levő regionális görbék még enyhén hullámosak; a Siófok magasságától a déli országhatárig terjedő térségben +0,5-től +2,0 mm-ig kialakult izokinek pedig olyan mélybeni mozgásviszonyokat tárnak fel, amelyekhez tartozó törések az egész recens somogyi—tolnai vízrendszer kialakulását döntően befolyásolták.

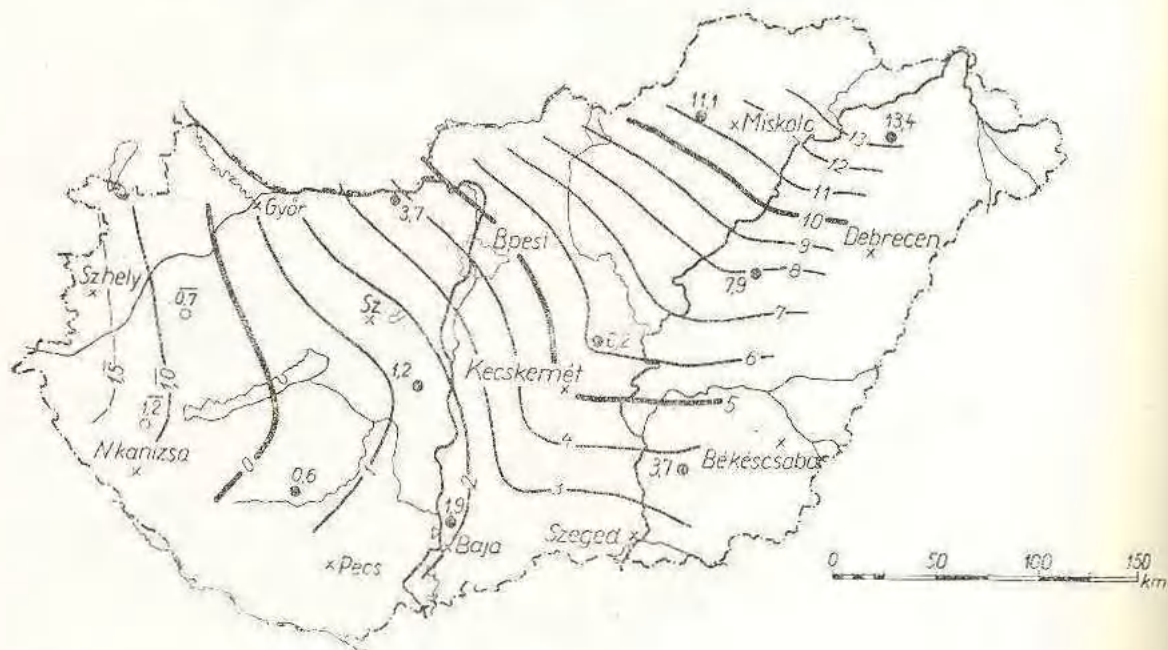
A „J” és „K” jelű regionális geokin térképen a leglényegesebb különbség az ÉK-i országrész izokinjeinek — az „I” jelű térképhez viszonyított — nyugodtabb lefutású görbéiben mutatkozik. Az „I”, „J” és „K” jelű térképeken — teljesen azonosan — a Budapesten áthaladó ÉNy—DK-i csapású izokintól nyugatra a görbék sűrűsége lényegesen kisebb mértékű, mint e vonaltól keletre, vagy északkeletre levő országrészen. A mozgásviszonyok ezen a három térképen így alakulnak:

	Soprontól Budapestig	Budapesttől Tiszakarádig
I. térképen	—2 -től +4 mm-ig	+4 mm-től +16 mm-ig
J „	—2 „ +3 „	+3 „ +16 „
K „	—1,5 „ +3,5 „	+3,5 „ +13,5 „

terjedő regionális izokinek vannak. A görbék sűrűsége tehát ezekben a szintekben az ország ÉK-i felében kereken kétszeres, mint az ÉNy-i or-

29. ábra: A „K”-jelű regionális geokin térképen élesen szembetűnik a pilisszentkereszt—kecskeméti vonaltól DNy-ra, illetőleg ÉK-re fekvő országrészek intenzitásában eltérő regionális emelkedésének jellege (BENDEFY L., 1964).

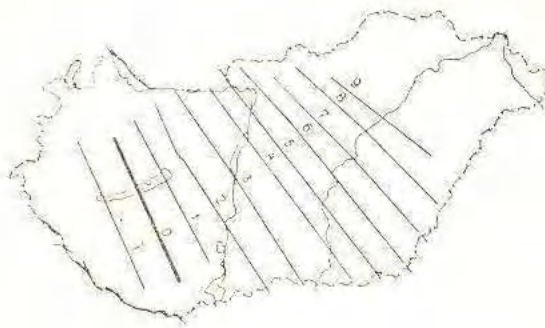
Fig. 29. An der mit „K” bezeichneten regionalen geokinetischen Karte fällt scharf ins Auge der Charakter der voneinander abweichenden regionalen Hebung — was die Intensität anbelangt — der Gebiete, die von der Linie Pilisszentkereszt—Kecskemét SW-lich bzw. NO-lich liegen (L. BENDEFY, 1964).





30. ábra. Az „M” jelű regionális geokin térkép a legmélyebb szintekben elhelyezkedő tömegek ÉNy—K-i regionális elrendezettségét bizonyítja (BENDEFY L., 1964)

Fig. 30. Die mit „M” bezeichnete regionale geokinetische Karte zeigt die NW—SO-gerichtete regionale Anordnung der sich in den tiefsten Horizonten befindenen Massen (L. BENDEFY, 1964)



szágrészben (29. ábra). E jelenség mozgástanilag — véleményem szerint — azt jelenti, hogy az ÉK-i országrész általában kétszeresen mobilisabb (még általánosabban: sokkal mozgékonyabb), mint az ÉNy-i országrész. Más fogalmazásban: az ÉK-i országrész izosztatikusan és tektonikusan egyaránt jobban igénybevett kéregrész, mint a DNy-i országrész alatti földkéreg.

Az összehasonásokat tovább folytatva, az „L”, „M” és „N” jelű regionális geokin térképekhez jutunk. Ezekben a görbék teljesen kisimulnak; olyannyira, hogy azok a két utolsón már csak egyenesekkel rajzolhatók.

E térképek fő jellegzetessége az, hogy az izokinek az ország egész területén nagyjából azonos sűrűségűek; továbbá, hogy — egy kis ÉNy-ról DK-nek irányuló széttartástól eltekintve — majdnem párhuzamosak. A regionális izokinek átlagos csapásiránya mindhárom térképen É 134—135° körüli; azonban úgy, hogy az izokinek Dunántúlon 158 és 146°, a Duna—Tisza közén 142—132°, a Tiszántúlon pedig 132—128° közötti csapásúak.

Ha elfogadható az a szemlélet, hogy a regionális izokinek rajza a mélységi szerkezeti viszonyokat fejezi ki, akkor ez a legegyszerűbb rajzú görbesereg a Magyar medence alatti tömegek nyugodt vonalzású szerkezetét tükrözi. Valószínűnek látszik, hogy ezek a térképek (30. ábra) már a Moho-felület alatti köpenyt felépítő tömeg szerkezeti viszonyait és mozgástendenciáját tükrözik.

A szóbanforgó három térképen legmeglepőbb az a jelenség, hogy a regionalitás végső fokozásával az ÉNy—DK-i főcsapásirány uralkodóvá vált.

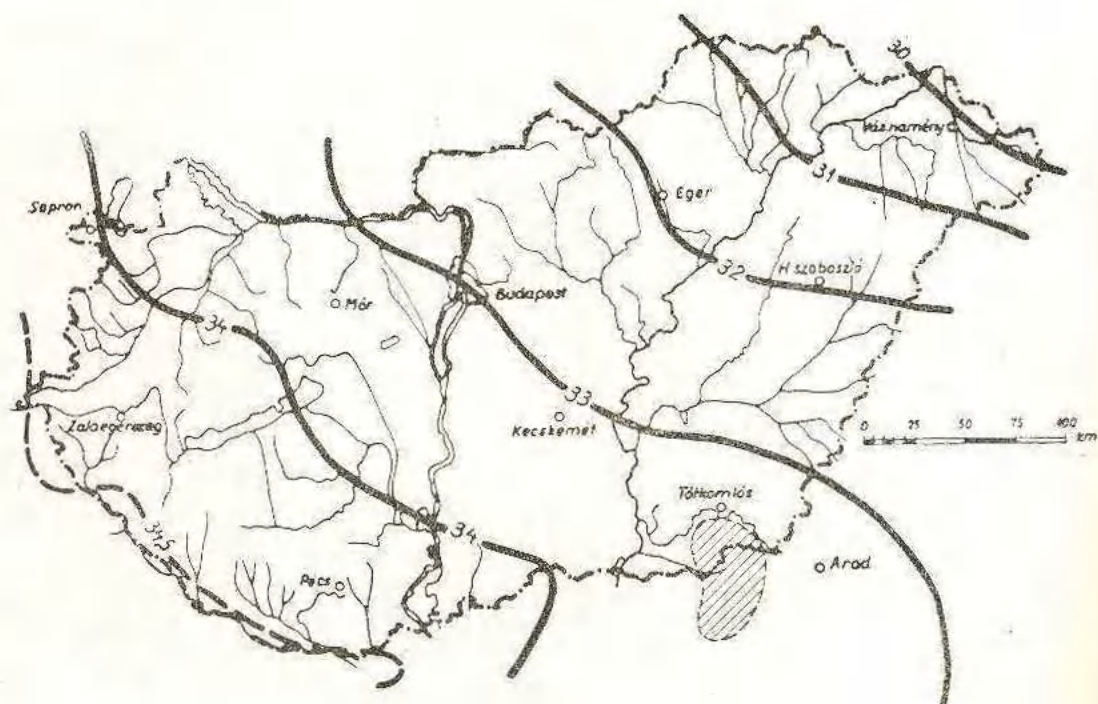
Az az eredmény, amire jutottunk, világjelenség; valamennyi kontinensen tapasztalják, de ezideig érdemileg sehol sem jutottak el a dolgok közelebbi magyarázatáig. E helyütt nem kísérlem meg a szóbanforgó jelenség lényegének lehetséges magyarázatát, csupán utalok arra, hogy HEISKANEN professzornak az 1959 óta fellőtt szatelliták pályaelemeinek változásából — a földi nehézségi gyorsulás meghatározások eredményeinek felhasználásával — olyan geoid térképet sikerült szerkesztenie, amely teljességgel eltér az eddig ismert, főként függővonalelhajlási és gravitációs méréseredményekből számított és szerkesztett geoid térképektől. A kü-

lönbség onnan származik, hogy földi méréseinket felszíni és felszínközeli hatók befolyásolják, ezek tehát a felszínközeli hatásokat tükrözik, a szatelliták szolgáltatotta adatokban pedig a nagy mélységek hatása jut kifejezésre. A HEISKANEN által a Columbus-i (Ohio) egyetemen 1954—1957-ben 2 méteres értékkel megszerkesztett európai geoid térkép (11. ábra) szerint Magyarország egész mai államterületét egy — Prága felől a Magyar medence alá benyomuló — nálunk regionálisan  $\bar{E}$  129—130° csapású mélyszerkezet jellemzi. E térképnek hazánk területére eső részét a 31. ábrán külön is ábrázolom, annak alátámasztására, hogy a mélységi gravitációs hatás a Magyar medencében  $\bar{E}$  130° körüli csapású tengely szerint kialakult mélyszerkezethez kötött. Mindamellet már ezek az egyszerű lefutású HEISKANEN-féle geoid izohipszák is — vonalvezetésükben — magukban hordják mind a négy fő szerkezeti irányt.

A legújabb geofizikai kutatások eredményei is arra mutatnak, hogy a magyarországi földkéreg szerkezeti, illetőleg mélyszerkezeti felépítettségében kettősség észlelhető.

31. ábra: A Heiskanen-féle európai geoid-térképnek Magyarországra eső részlete (Heiskanen nyomán szerk. BENDEFY L., 1965).

Fig. 31. Der Ungarn enthaltende Ausschnitt der europäischen Geoid-Karte von Heiskanen (nach Heiskanen red. von L. BENDEFY, 1965).



SZÉNÁS GYÖRGY a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben folytatott regionális gravitációs anomália-vizsgálatokkal kapcsolatban megállapítja, hogy a magyarországi és a hozzá csatlakozó csehszlovákiai gravitációs alaphálózat mérési adataiból  $\sigma = 2,67$  sűrűséggel készült Bouguer-anomália térképből hamadfokú megközelítéssel, FAJKLEWITZ módszerével számított regionális anomália térkép „nem mutatott kapcsolatot semmiféle közismert földtani tény-nyel, pl. a Magyar medence közismert ÉK — D Ny-i regionalitásával” [174].

ZILAHÍ-SEBESS L., gépi számítással igyekezett előállítani a Magyar medence regionális gravitációs — és maradék-anomáliáinak térképét. Bár eddigi munkája még csak első kísérletnek számít, annyi kétségtelenül kiderült, hogy a magyarországi földkéregdarab mélyszerkezete ÉNy—DK-i csapású főirány szerinti felépítésű [204, 312. l. — 3. ábra].

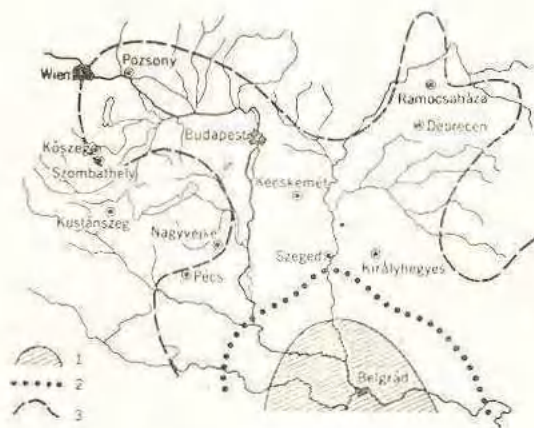
## A Bakony és környéke általános mozgásviszonyainak mélyszerkezeti vonatkozásai

Mind a földtani felvételekből és bányaföldtani megfigyelésekből, mind a szintváltozásokra, illetőleg a függőleges és vízszintes értelmű kéregmozgásokra vonatkozó vizsgálatokból arra a megállapításra juthatunk, hogy a tágabb értelemben vett Bakony és környéke hazánk egyik legmobilisabb területe. Az a kéregrészt, amely ma a Bakonyt hordozza (46. ábra) — korábbi földtani időszakos kéregmozgásviszonyairól nem is szólva — az új kimmériai mozgások kezdete, tehát az alsó kréta időszak óta szinte szüntelenül mozgásban volt.

DARÁNYI FERENC vizsgálatai bizonyítják, hogy a Bakonyban végbement, illetőleg ma is folyamatos mozgások esetenként változó irányból érkező, különböző jellegű erőhatások következtében különböző jelleggel következtek be. Ez a változatosság a KÓKAY által kimutatott asszimmetrikus, zónális ékszerkezetek mozgásjellegének egyenes következménye.

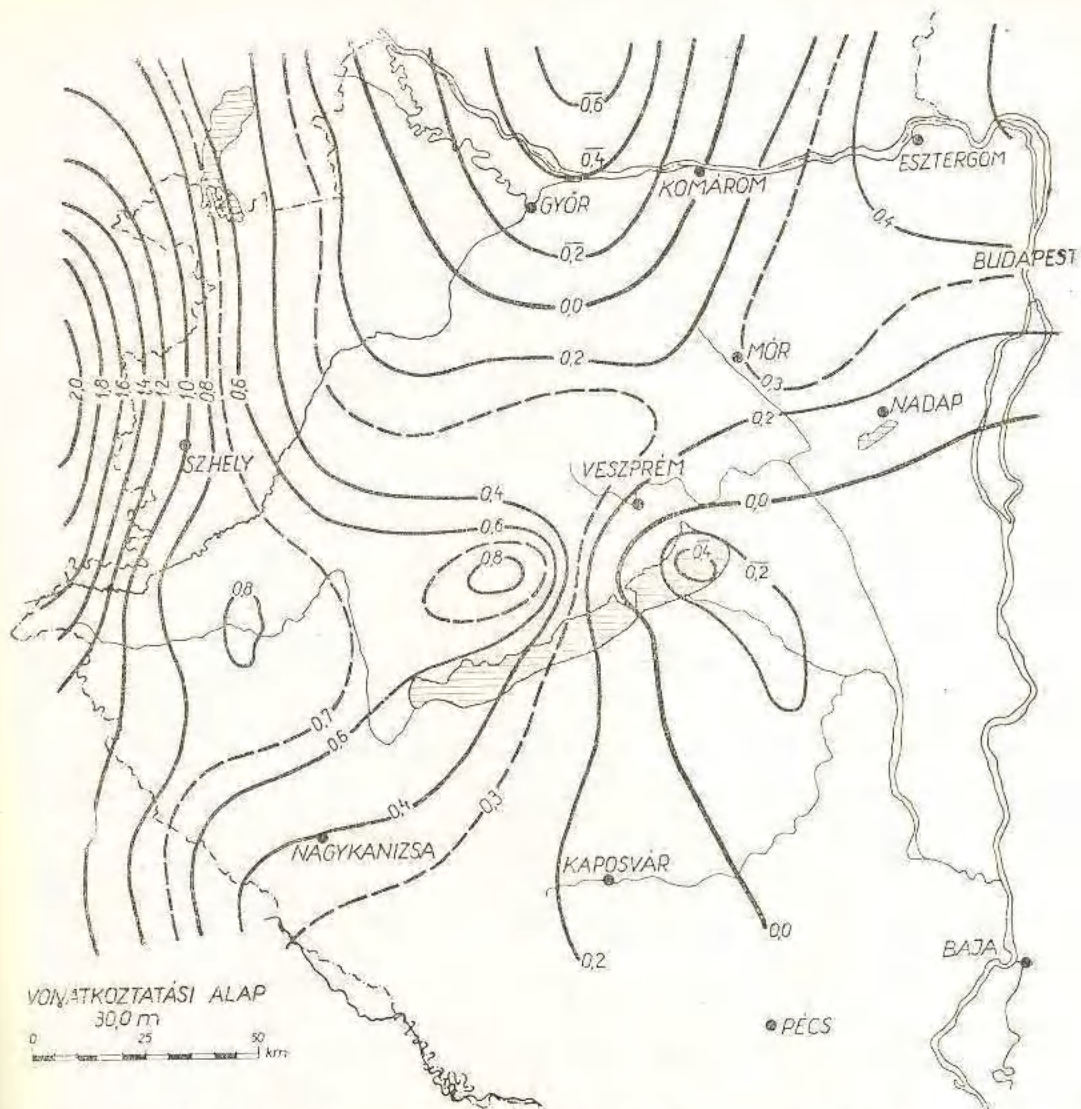
Már a fentiekből is láttuk (26. ábra), hogy a Bakony, különösen pedig a Déli-Bakony és az ahhoz csatlakozó észak-somogyi térség, különálló mélyszerkezeti egység. Ez a körülmény különös hangsúlyt nyer RÉTHLY ANTALnak [140] az 1893. április 8.-i ószerbiai földrengéssel kapcsolatban szerkesztett térképén (32. ábra).

Ó-Szerbia belseje felől számos alkalommal érkeztek földrengéshullámok és földlökések hazánk területére. Ezek között nem egy olyan akadt, amely jellegét illetően megegyezik a most tárgyalt jagodinai földrengés



32. ábra: Az 1893. április 8.-i ószerbiai földrengés által megrázott terület határa (RÉTHLY A. szerint) — 1 = az erősen megrázott terület határa, részben épületkárokkal, 2 = a földrengést kísérő erős hangtünemények (morajok) határa, 3 = az érezhető rengések határa

Fig. 32. Die Ausdehnung des vom Erdbeben in Alt-Serbien am 8ten April 1893 erschütterten Gebietes (nach A. RÉTHLY). — 1 = Grenze des stark erschütterten Gebietes, teils mit Gebäudeschäden, 2 = Grenze der das Beben begleitenden starken Schallerscheinungen (Getönen), 3 = Grenze der empfindbaren Erschütterungen.



33. ábra: A geoid dunántúli részének térképe. Függővonal-elhajlási adatokból szerkesztette HOMORÓDI L., 1952.

Fig. 33. Karte des Geoid-Teiles über Transdanubien. Aus Lotabweichungsdaten konstruiert von L. HOMORÓDI, 1952.

alkalmával tapasztaltakkal. E földrengés által megrázott terület különös alakú. A rengéshullámok ugyanis Észak-Somogyot és a Bakonyt, a Zala, Marcal és a Rába közé eső területet messze elkerülve jutottak el hozzánk. Tovaterjedésüknek a Szombathely—Baden—Bécs-i törésvonal szabott határt.

Hogy itt egy, a mélyszerkezetben kifejlődött különleges alakulattal van dolgunk, azt a HOMORÓDI-féle — már említett — geoid térkép (33. ábra) világítja meg. A rengéshullámok által elkerült terület egy óriási kiterjedésű mélyszerkezet, amely DNy felől, azaz a Dráva—Mura szögéből

ÉK-i irányban nyomul előre. Határa Hegyesd, Diszel, Monoszló és Szentbékállá környékén van. A rengéshullámok által nem érintett terület közepe táján a geoidnak, azaz a kéreg mélyebb részének jól körülhatárolt felboltozódása látható.

Érdekes, de nem véletlen jelenség, hogy a Déli-Bakonyynak éppen ez a kiemelt része ma erőteljesen süllyed és szinte maga alól kipréseli a közelében levő tömegeket. Az itt tapasztalható viszonyokat 1956-ban dolgoztam fel először térszíni szelvény és hozzá tartozó geokinetogram formájában (34. ábra).

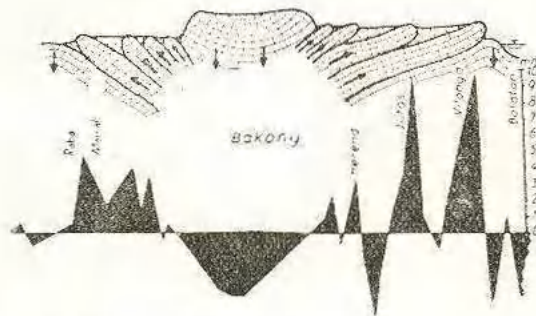
Geokinetikai vizsgálataim eredményeivel kapcsolatban megkíséréltem, hogyan lenne lehetséges a regionális geokin térképekből függőleges síkú szelvényeket szerkeszteni.

A regionális térképek elsődlegesen ugyan a felszíni regionális szintváltozási viszonyokat érzékeltetik, mégis számos jel mutat arra, hogy ugyanezek egyben bizonyos mélységi hatást is tükröznek. Felmerül a kérdés, vajon az egyes térképek milyen mélységi szinteknek felelnek meg.

Első megközelítésben mondhatnók, hogy az egyes szintek lineárisan, tehát azonos közökkel következnek egymás után. Bizonyos azonban, hogy ez a feltevés nem helytálló.

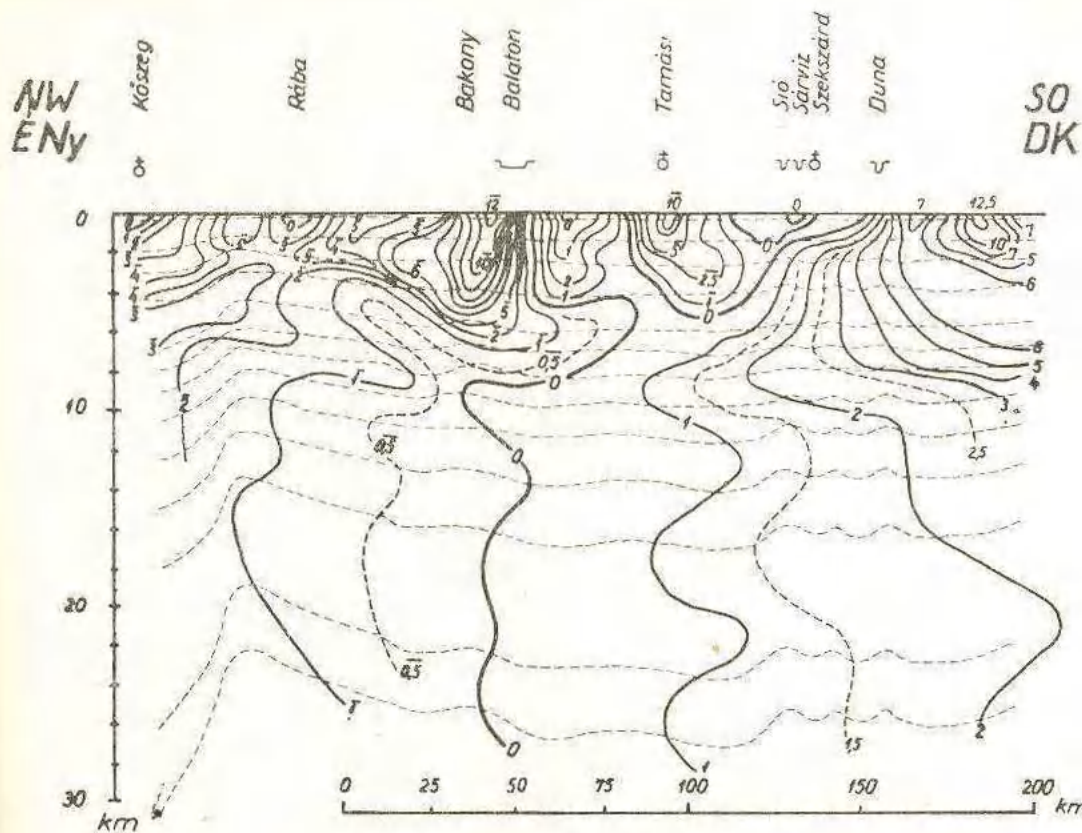
Megkíséréltem olyan korreláció alkalmazását, amely a regionális térképek szerkesztése során nyert pontok számával van összefüggésben. Feltehető, hogy a legegyszerűbb rajzú, és a további összevonás során már nem változó regionális izokinek a Moho-felület közelében levő viszonyokat tükrözik. Ebben az esetben — a Magyar-medence területéről szerkesztett Moho-térkép adatainak felhasználásával — függőleges síkú geokinetogramok szerkeszthetők. Ezek közül bemutatom azt a szelvényt, amely a Bakony-hegységet harántolja. A Bakony tömege erősen süllyed és a környezetében levő tömegeket maga alól mintegy kipréseli, ezért azok emelkednek. A 35. ábra a fentiek szerint világítja meg a Bakony környezetéhez tartozó kéregrész mozgásviszonyait.

A bemutatott mozgásszelvények eléggé világosan bizonyítják azt a tényt, hogy a tágabb értelemben vett Bakony nagyszérvetileg és geokinetikai tekintetben egészen különleges helyzetű. Ennek a sajátosságos nagyszérveteti alakulásnak közelebbi megismerése céljából tanulmányoztam a Magyar-medence belsejében helyet foglaló köztes tömegnek, a Pannóniai-masszívumnak tektonikai és mélyszerkezeti kapcsolatait a balkáni, dinári és keletalpi hegységrendszerek irányában.



34. ábra: A Bakony- és Balatonfelvidék általános mozgásviszonyai; alul a földtani szelvénynek megfelelő kinetogram, 10 évre vonatkoztatott mm-értékekkel (BENDEFY L., 1956)

Fig. 34. Allgemeine Bewegungsverhältnisse des Bakonys und des Balaton-Hochlandes; unten das dem geologischen Profil entsprechende Kinetogram, mit auf 10 Jahre abgestimmten mm-Werten (L. BENDEFY, 1956)



25. ábra: A Bakony és a dunántúli kéregrész mélybeni mozgásviszonyai. (A regionális geokin térképekből szerkesztett metszet) (BENDEFY L., 1965).

Fig. 35. Tiefen-Bewegungsverhältnisse des Bakonys und der Krustenabschnitts jenseits der Donau. (Profil hergestellt aus den regionalen geokinetischen Karten.) (L. BENDEFY, 1965).

Annyival inkább szükségesnek látszott ez a vizsgálat, mivel bizonyos mélyszerkezeti jelenségek, különösen pedig a Dunántúl ENY—DK-i csapású tengelyében a kristályos alaphegység helyzetében tapasztalható kiemelkedés, olyan feltevésekre adott okot, mintha a Dinaridák a Magyar-medence mélyében a Cseh-masszívum irányában folytatódna.

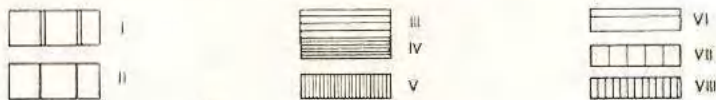
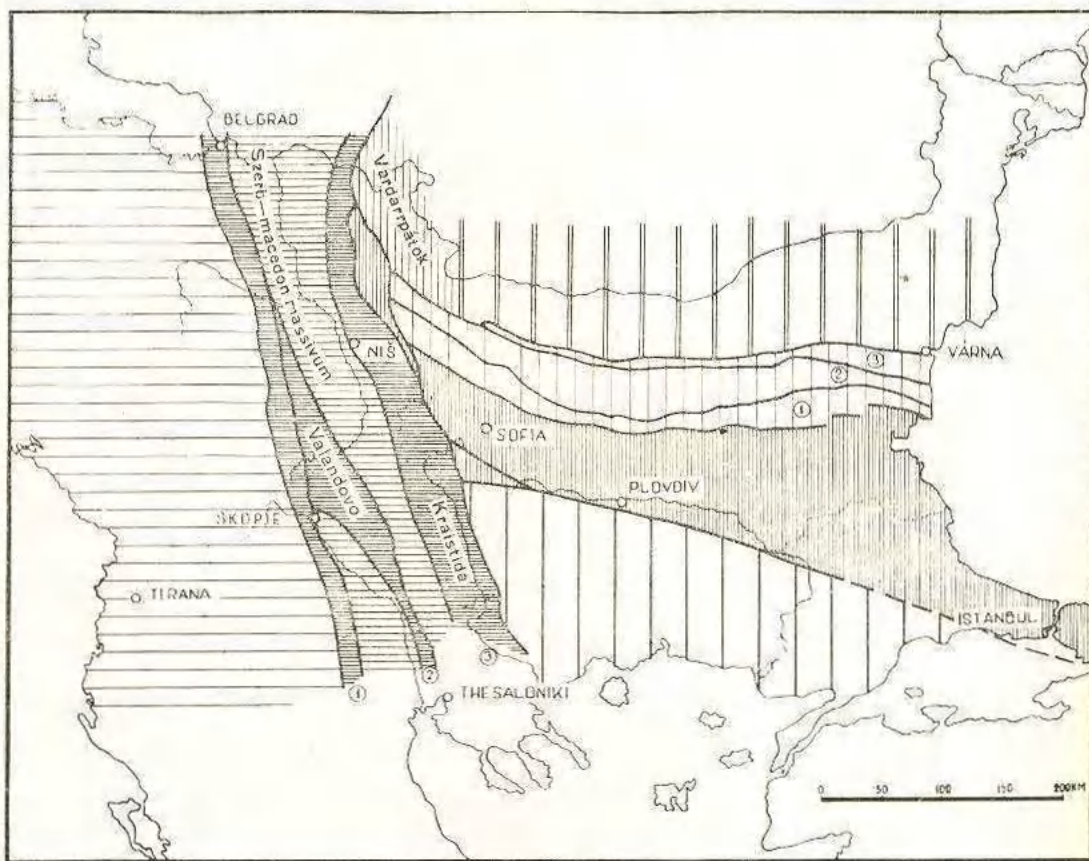
Az ószerbiai mélyszerkezeti viszonyokat E. BONCEV tisztázta [42—45]. Szerinte a Dinaridákat a Moesia-i-, Rhodopei-, Balkáni-, valamint a Srednogora tömegétől három É—D-i csapású, egymással párhuzamosan futó lineamentumok\* közé foglalt szerkezeti övezet választja el. Közéjük

\* *Lineamentek*nek az igen nagy mélységeig lehatoló, hatalmas: több száz-, sőt esetleg 1000 km körüli hosszúságú szerkezeti töréseket nevezzük. SONDER [154] szerint a lineament-rendszer a Föld ősi megmerevedési kérgén alakult ki; mai formájában tehát újjáéledés. A lineamentek olyan általános irányt jelölnek, amely a tektonikában, a reliefben is megnyilvánul. A lineamentek és a mentükön kialakult szerkezeti övezetek sokszor tektonikailag igen különböző jellegű területeket választanak el egymástól.

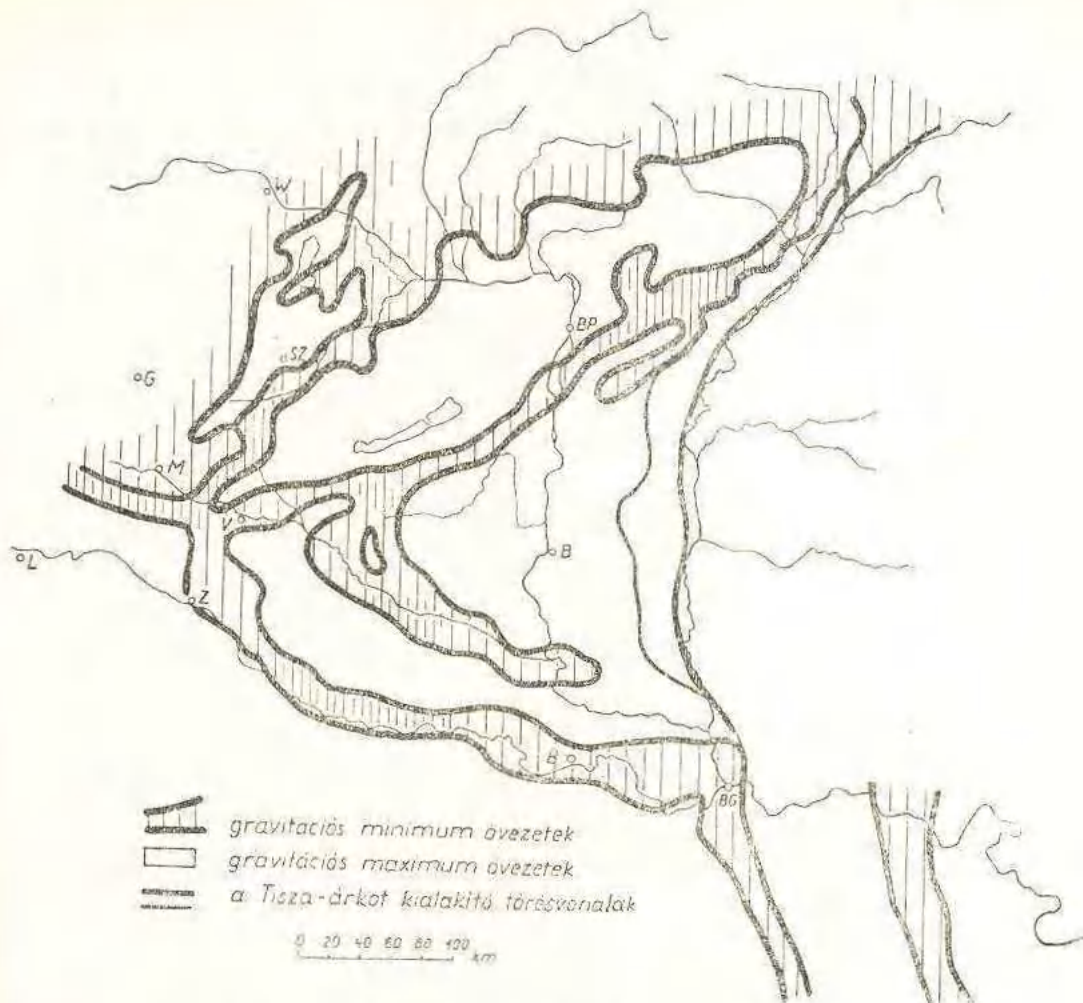
a Szerb-Macedon tömeg ékelődik. A három övet BONCEV Vardar-, Valandovo-, illetve Kraistid övezetnek nevezte el. A Valandovo övezet a Nyugati-Morava-völgyében települt Trstenik-nél teljesen elvékonyodva hozzásimul a Vardar övezethez, és nyoma vész (36. ábra).

36. ábra: A Balkán-félsziget keleti felének nagyszerkezeti vázlatja, lineamentek által határolt geoszinklinális övezetekkel (BONCEV E., 1965). — I = Moesia-i tábla, II = Rhodope-tömeg, III–IV = a Kraistida–Vardarida lineamentek közé zárt övezetek, V = Szrednogoria, VI = Dinaridák, VII = Balkanidák, VII/1 = Sztara-Planina övezet, VII/2 = Előbalkáni övezet, VII/3 = átmeneti övezet, VIII = Déli-Kárpátok

Fig. 36. Gross-strukturelle Skizze des östlichen Teiles der Balkan-Halbinsel mit von Lineamenten begrenzten Geosynklinal-Zonen (E. BONCEV, 1965). — I = Tafel von Moesien, II = Rhodope-Massiv, III–IV = von den Kraistiden-Vardariden-Lineamenten umrandete Zonen, V = Srednogorie, VI = Dinariden, VII = Balkaniden. VII/1 = Stara-Planine Zone, VII/2 = Prebalkanische Zone, VII/3 = Transitions-Zone, VIII = Südkarpathen







37. ábra: A Pannóniai-masszívum nyugati felében kialakult ívelt szerkezeti övek rendszere (BENDEFY, L., 1966)

Fig. 37. Das im westlichen Teil des Pannonischen Massivs zustandekommene System der gekrümmten strukturellen Zonen (L. BENDEFY, 1966)

A Vardar-övezet különös fontosságú számunkra. Folytatódásának kérdése a Pannóniai-masszívum és a Dinaridák határának eléggé vitatott problémája volt.

PRINZ, PÁVAI-VAJNA, SCHMIDT E. R., SZALAI T. és WEIN GY. több-kevesebb határozottsággal a Száva vonalát tekintik határnak. Ezzel szemben számos más geológus, köztük PETKOVIC [126; 127] és MEDVENITSCH [112; 113] a Dráva vonalánál képzelik a szóbanforgó határt.

Ismeretes, hogy a Dráva balpartján levő szerkezetek kisebb-nagyobb mélységben átnyúlnak Horvátország területére is. A gravitációs anomáliák térképe (37. ábra) világosan mutatja, hogy a Dráva nem lehet nagy-szerkezeti határ. Ezzel szemben a Száva tektonikus árka az Alpoktól a Bánáti árokig megszakítás nélküli gravitációs minimum-övezet.

Míg a Dráva völgyében az alaphegység csak kivételes esetekben van 5000 méteres mélységben, a Száva-árok a Dráva-mélyedésnél lényegesen keskenyebb és nem egy helyütt a 8000 méteres mélységet is eléri. Ez a mélység még világviszonylatban is jelentős, tekintve, hogy 7500 méternél mélyebb tengeri árkot is mindössze nyolcat ismerünk. A Dráva—Száva közének nagyszerkezetét illetően elfogadom SZLÁVIN [177] felfogását. SZLÁVIN szerint ugyanis a közbenső tömegeket gyakran mély törések és szerkezeti árkok választják el a szomszédos geoszinklinálistól.

A Száva-ároktól délre levő Dinaridákban a földkéreg vastagsága 36—45—60 km, ugyanakkor a Dráva—Száva közén azonban 25—27 km-nél sehol sem vastagabb, sőt helyenként mindössze 10 km vastagságú.

Továbbá: a horvátországi medencében felszíni neogén üledékek — a Magyar medencebeli viszonyokhoz hasonlóan — csakis a hegységszegélyeken mutatkoznak. Az Al-Duna síkságán a pleisztocén üledékek alatt a keleteurópai neogén üledékösszetétel megtalálható. A Száva-ároktól délre azonban, a mezozoos hegyvonulatokig terjedően a tortonai emelet lajtái mészkövet, valamint a szarmata kisebb-nagyobb medenceperemi feltjait a felszínen találjuk. A Dinaridák vonulataiban azonban a neogén üledékek kifejlődése egészen más jellegű.

Mindezek alapján megállapítható, hogy a Száva-árok nemcsak egyszerű tektonikus árok, hanem lineament mellett kifejlődött nagyszerkezeti határt jelölő övezet [32]: a Gailtali-narbe közvetlen folytatása [38].

Emellett szól az a körülmény is, hogy míg az 1963. július 26-i szkopjei földrengést Belgrádban erősen, Újvidéken pedig gyengébben érezték, a Száva lineament vonalában levő Zágrábban és Ljubljánában (Mercalli szerint) 4° körüli erősséggel volt észlelhető.

A Vardar-övezet *lineamentjei* ÉNy—DK-i csapással áthúzódnak hazánkban: Szeged—Kecskemét—Budapest—Nagyszombat vonalzással.

A Száva-narbe azért különös fontosságú, mert ez a Pannóniai-masszívum déli határa. Hozzá északról a Dráva—Száva köze („Külső pannóniai övezet”) simul [39].

A Pannóniai masszívum nyugati felét ÉNy felől a Balaton vonal (ez is lineamentum!) határolja. Délen azonban, Belgrádnál megszakad a nagyszerkezeti határ, és egy szűk nyakon át a Szerb-macedon masszívumnak — már a Temesközben is mélybe süllyedt — kristályos tömege nyomul be északnak, és a Maroson, Szarazéren átlépve, a Körösök vonaláig hatol előre. Szélső 30—50 km széles övezete egy ma is süllyedőben levő, ívelt alakú árok: előmélység, amelyben a kristályos alaphegység 3000—6000 m mélyre süllyedt. A kristályos tömeg legmagasabban viszont Arad, Főnlak és Battonya környékén van: mindössze 800—1000—1100 m mélységben.

A Szarvas magasságáig előrenyomuló Szerb—Macedon-masszívumhoz Ny-ról a Vardar, K-ről a Krastida-övezet simul. Az utóbbi Resicától délre már véget ér. Ezt az övet a Déli Kárpátoktól egy 15—18 km széles, már az alsókarbon korban kialakult tektonikus árok (előmélység) választja el. Ez a mélyedés, amely ma a produktív karbon övezeteként ismeretes [32, 392. l. 4. ábra], Resicánál elkeskenyülve visszahajlik, és 40—45 km hosszban beékelődik a Kraistida-övezet vége és a központi tömeg közé.

Végző soron tehát a Kraistid-övezet nem lépi át hazánk mai államhatárát, hanem csakis a Szerb—Macedon-masszívumhoz tartozó kristályos tömegek. (Ezeknek az északi végződését nevezi a magyar szakirodalom „Battonyai kristályos tömeg”-nek.)

A Vardar-övezet folytatását hazánkban a medencealjzat hatalmas törései (lineamentek) jelzik (38. ábra). Ezek azonban a felszínen hidromorfológiailag jól nyomon követhetők.

## A Pannóniai-masszívum és a kelet-alpi orogén határa.

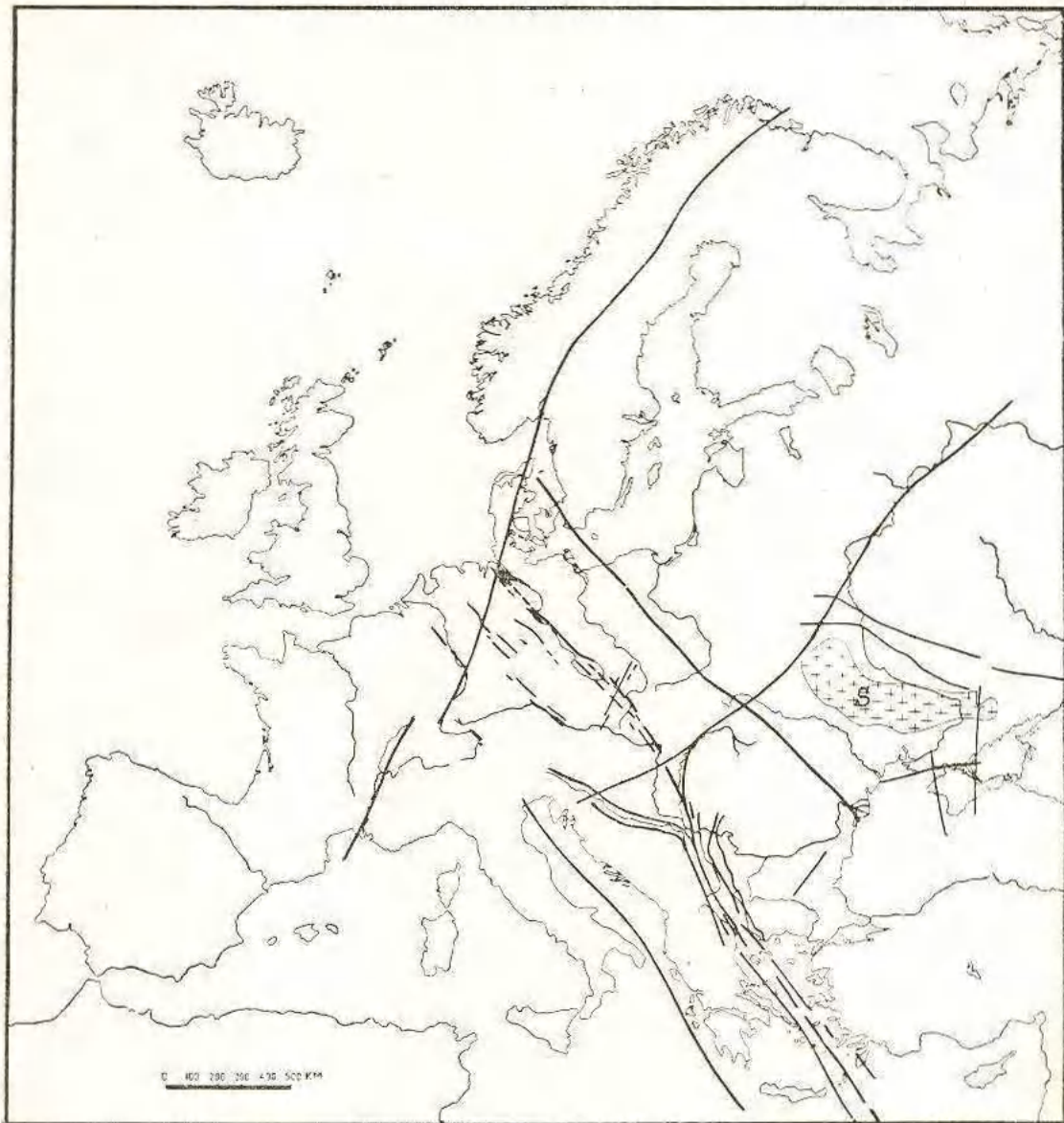
### A nyugat-magyarországi elevációs övezetek

Az Alpok belső kristályos öve (Magas Tauern, Gurktali Alpok) és a Déli-Alpok (Karni Alpok, Karavankák) között egy hatalmas tonalit vonulat, valamint a Gailtali Alpok narbe-jellegű övezete\* a határ. Ez a narbe az Alpok keleti szegélyén szétágazik (virgál). Egyik ága a Szávanarba, a másik ágát pedig KOBER [87] — narbe jelleg nélkül, egyszerű lineamentként — a Balaton-vonalban látja. SZALAI T. [167] szerint a Balaton-lineament mentén, a Dunántúlon, préneoid képződményekben áttolódások és pikkelyek ismeretesek, de két irányú vergenciának nyoma sincs. A Balaton-vonalnak és a Dinári narbének az Alpok közötti — fentebb említett — mobilis kéregforradással, a Gailtali narbéval való összefüggését főképpen az azonos magmatermékeknek azonos időben való megjelenése igazolja: „A több száz kilométeren át követhető lineament-irány nyugaton Wallis és a Földközi tenger között kelet felé-, ÉK-en pedig az Eperjes—Tokaji hegységtől Ny-ra (Tóalmás, Bükk, Rudabányai hegység, Gemeridák) nyugat felé konkáv. A lineament-irány mentén prévariszkuszi (fillit-diabáz), variszkuszi és alpi gránit intruziók és hasonló korú ofiolitok ismeretesek!” — írja SZALAI [167].

Tehát a Balaton-vonalnak már a prévariszkuszi szerkezetképző mozgások időszakában jelentős szerepe volt. A Balaton-vonal a Csepelszigeten át, a Mátra- és Bükk déli lába mellett elhaladva a Bodrog völgyébe csap. Innen — a szeizmológiai és mélyfúrás adatok szerint — Sárospatakon és Ungváron át halad tova. A Sajó—Hernád torkolatától a Hernád-, illetőleg a Tarcal völgyének vonalában É felé erőteljes elágazása van.

A rendelkezésünkre álló magyar és lengyel földtani felvételek és szeizmológiai adatok bizonyossága szerint a Balaton-vonal Ungvártól ÉK-re (egy kis íveléssel) átlépi a Kárpátokat, és Lemberg, Mogiljov, Jaroslavl érintésével Kosztromáig követhető. Ez a nagyon fontos törésvonal nálunk

\* A „Narbe” = „forradás” kifejezésen olyan — lineamentumhoz kötött — szerkezeti érintkezési övezetet értünk, amelyet két irányú vergencia és rendkívül hosszú földtörténeti időszakokon át folyamatos, vagy meg-megújuló, nagyarányú mobilitás jellemez. A narbe két oldalán mindig két, merőben különböző felépítésű terület érintkezik egymással. Ha a két irányú vergencia nincs meg, egyszerű lineamentummal van dolgunk.



38. ábra: **Közép-Európa fő lineamentjeinek tektonikai vázlata** (BONCEV E., 1965. BENDEFY L., 1966). — S = Szkíta hátság, ennek szegélye a Szkíta-fal.

Fig. 38. **Tektonische Skizze der Hauptlineamenten Mitteleuropas** (BONCEV E., 1965; BENDEFY L., 1966). — S = Skythischer Rücken, dessen Rand der skythische Wall.

a Balatonnak és a Bodrog völgyének, majd a Dnyeszter, a Dnyeper és a Volga felső folyásának vezérirányát jelöli ki (38. ábra).

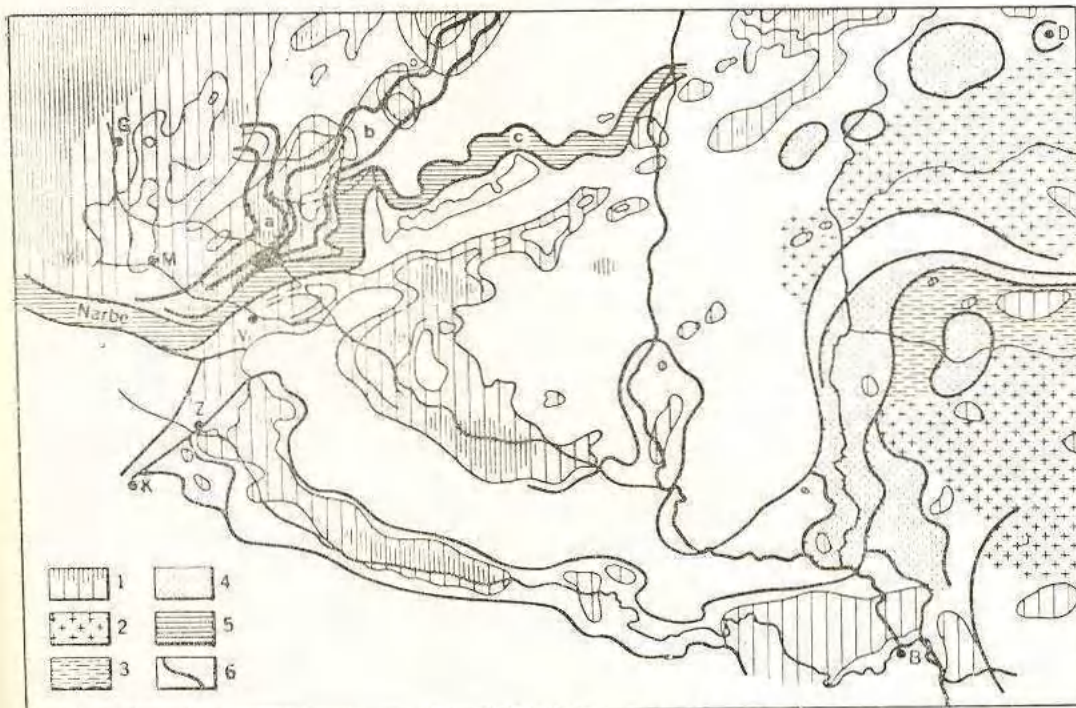
PETKOVIC [126; 127] Jugoszlávia legújabb tektonikai térképein a Gailtali Alpokat és a Karavankákat, a Karni és a Steiner Alpoktól elválasztó „Dinari narbe-övezet”, Neuhaus—Kostreinitz—Varasd vonalában

jelöli és Varasdnál két ágban sejti folytatódását. Egyik ága északnak haladna ismeretlen vonalon, a másik KDK-i irányban. Az utóbbiról kimutattuk, hogy a narbe jellegű (?) tektonikai érintkezési övezet a Dinaridák és a Pannóniai masszívum külső övezete között csakis a Kulpa—Száva tektonikus árkában kereshető. De hol találjuk az északi ágot?

SZALAI TIBOR feltevése szerint az Alpkárpáti-pannóniai [KOBBER, 88], illetőleg a Balaton-vonal mentén húzódik ÉK-nek az a narbe-övezet, amely a Varasd és Zágráb közötti, ÉK—DNy-i tengelyben elhelyezkedő Sljeme és Kalnik vonalából kiindulóan két nagy szerkezeti egység: az Északnyugat-Kárpátok és a Tisia-tömb között alakult ki. Lehetséges azonban az is, hogy ezt a kérdéses narbét a Sljeme—Kalnik—Nagykanizsa—Czora—Örkény—Tard—Telkibánya—Kassa vonalzású nagy gravitációs minimum-sáv [OSZLACZKY, 121] jelöli. Ez a kérdés még további vizsgálatot igényel.

39. ábra: **Gravitációs minimum-övezetek és szerkezeti érintkezési-, valamint narbe-övek a Pannóniai-masszívum környezetében.** — 1 = gravitációs minimum területek, 2 = kristályos medencealjzat, 3 = mezozoós üledékek kainozoos takaró alatt, 4 = flisoid övezet, 5 = bakonyi szerkezeti övezet, 6 = érintkezési övezetek határa (Scheffer V. térképének felhasználásával szerkesztette BENDEFY L., 1965).

Fig. 39. **Gravitations-Minimum Zonen und strukturelle Kontakt-sowie Narben-Zonen in der Umgebung des Pannonien-Massivs.** — 1 = Gravitations-Minimum-Zonen, 2 = kristallinisches Becken-Fundament, 3 = mesozoische Sedimente unter kainozoischer Decke, 4 = Flyschoid-Zone, 5 = strukturelle Zone des Bakonys, 6 = Grenze von Kontaktzonen (mit der Benutzung der Karte von V. SCHEFFER konstruiert von L. BENDEFY, 1965).



## A Rába menti szerkezeti határövezet

A Dinári narbe övezet déli szegélye egyenest Varasdhoz fut be (39. ábra). A narbenak a Sljemét és Kalnikot magában foglaló ék-alakú részétől a Száva síkságából szigetszerűen kiemelkedő Ivanscica választja el. Ezt a Dinári-narbét gravitációs minimum-sáv kíséri. Az utóbb említett gravitációs minimum-sáv Varasdtól ÉK-i irányban folytatódik tovább, majd a Kerka mentén egyetlen merész, S-alakú ívvel a Zala felső folyását éri el, a továbbiakban pedig Kőrmenden át — a Rába vonalát követve — a gönyüi gravitációs minimumhoz vezet. Ott átlépi a magyar államhatárt, és a gutai és nyitrai gravitációs maximumok között ÉK-nek folytatódik.

Ugyanennek a vonalnak mentén a geokinetikai térképen egy — környezetétől mozgástanilag élesen elütő — aránylag keskeny, és É—D-i, valamint ÉÉK—DDNy-i törések által rögökre darabolt emelkedő övezet mutatkozik (40. ábrán: b). Ezt az övezetet DK felől egy hasonló szélességű, az előbbihez szorosan hozzásimuló süllyedő övezet kíséri. Ez a süllyedő pászta Bérbaltavár táján igen erősen elkeskenyül. Szélessége alig 1—2 km, vagy még 1 km-en is alul marad. Így szalad délnek Lovászi tájáig.

A szóbanforgó emelkedő övezet csakis a régóta sejtett Rába-menti alátolódásos pikkelyeződő zóna lehet. A pikkelyes rátolódásos szerkezet lehetőségét TELEKI GÉZA [178] is említi a Rába-menti övezettel kapcsolatban, és példaként a Krahlberg—Slemene—Donati vonalat említi, ahol is a szotkamárga-összlet fekvőjében a földolomittal meredek dőléssel tolódik fel a miocén (helvét) tufákra. Hogy közelebbi példát említsek, a Bük 1. fúrásban a fehéres-szürke márvány és a devonnak tartott dolomit rétegsor háromszorosan van egymásra tolva [BENDEFY, 29; JUHÁSZ és tsai, 84]. A Rába-vonalat igen nagy mélységekbe lehatoló törések alakították ki. Ennek bizonyosága, hogy a rátolódásos övezet belső szegélyén, Vasvárott (a Szentkút közelében) emberemlékezet óta szabad földgázfeltörés ismeretes [BENDEFY, 23]. Celldömölkön pedig a Szabó-féle gőzmalom a malom udvarán mélyített fúrásból nyert földgázzal üzemelt [BENDEFY, 10]. A Vasvár 1. fúrás nagyon meredek dőlésű törésnyalámban ért véget.

A pikkelyeződő rátolódásos övezetet a Rába mentén, a felső-pannoniai emelet felső részében, az *Unio wetzleris* szinten felszínre tört bazalt-

40. ábra: Szerkezeti érintkezési övek a Dunántúl térségében. A recens földkéregmozgások geokinetikai térképe (BENDEFY L., 1965). — a = Kerka menti, b = Rába menti, c = bakonyi elevációs övezet, 1 = emelkedő-, 2 = süllyedő övezetek tengelye; 3 = izokinek mm/10 év szintváltozási egységben, 4 = a felsőkarni dolomit ismert előfordulásai.

Fig. 40. Strukturelle Kontaktzonen im Gebiet Transdanubiens. Geokinetische Karte der rezenten Krustenbewegungen (L. BENDEFY, 1965). — a = Elevationszone der Kerka, b = Elevationszone der Rába, c = Elevationszone des Bakony, 1 = sich hebende, 2 = sinkende Gebiete, 3 = isokinen in mm/10 Jahre Niveauänderungseinheit, 4 = bekannte Vorkommen des karner Dolomits.



vulkánok sora harántolja. A vulkáni tevékenység\* — id. LÓCZY L. és VITALIS I. szerint — az ó-pleisztocénig tartott [KULCSÁR és GUZINÉ, 99].

Ebben a Rába-menti alátolódásos övezetben figyelmet érdemel egy különös helyzetű rög. Szeizmikusan teljesen elkülönülő szerkezet a Pakod—Kemendollár—Gösfá—Nagytilaj közötti térségben. Hozzá hasonló ebben az övezetben csak Vasvártól délre tűnik fel. Ez az a pont, ahol szóbanforgó övezetünk az addigi É—D-i csapásból — Vasvárnál — hirtelen ÉK—DNy-i csapásba vált át.

A Rába-menti rátolódásos övezet szerkezeti hátár a Keleti Alpok kristályospala tömege (Centralalpi küszöb) és a Dunántúli Magyar Középhegység északi bakonyi kifejlődésű mezozoikumá között. Ez utóbbinak legnyugatibb előfordulását ez idő szerint a Mesteri I. fúrásból ismerjük [JUHÁSZ és társai, 84].

### A Kerka menti szerkezeti határövezet

A Rába-menti rátolódásos övvel együtt még további két szerkezeti övezet lépi át a Mura vonalát. Közülük az északnyugati (40. ábrán: a) a magyar államhatár mentén északnak csap és a Rábát átlépve a Pinka folyó mentén Felsőcsatár—Cák felé vesz irányt.

Az övezet keleti fele mérsékelten emelkedő jellegű, de a belsejében találunk a Rába-menti övezet jelenkori szintváltozására jellemző 2,5 mm-es emelkedésű összefüggő sávot is. Az emelkedő jellegű belső sávhoz nyugat felől hasonló szélességű, és számszerűleg hasonló nagyságrenddel zonálisan süllyedő sáv illeszkedik. Egy korábbi tanulmányomban [30] közöltem már azt az észrevételemet, hogy ebben az övezetben olyan értelmű redőzésnek vagyunk tanúi, ahol a redők szélessége Ny-ról

\* Ezek a vulkánok épp úgy, mint a többi bazaltvulkánunk is, miként azt SZÁDECZKY [158] megállapítja, a külső keret íveire csaknem merőleges vonalakban jelennek meg. Külön is kiemeli SZÁDECZKY, hogy ahol a kráterek is megfigyelhetők, ott ugyanennek a jelenségnek vagyunk tanúi. Példaként a Sághegyet és a felsőpulyai bazaltokat említi.

A fontosabb szóbanforgó területen: az Északnyugati-Kárpátok szegélyén, bazaltokat jelentősebb vonulatban két helyütt találunk: mégpedig ott, ahol a Gemeridák ÉK—Dny-i csapású vonulata hatalmas ÉNy—DK-i törésektől tagolva mélybe zökken. A bazaltok tehát ezeknek a mélybe süllyedt területeknek a peremén törtek fel. Ott, ahol a felszínen maradt rögök a pliocénben emelkedtek, tehát ahol ÉNy—DK-i csapású, mélybe hatoló tenziós repedések keletkeztek.

A Balatontól nyugatra levő, mélybe süllyedt területnek mindkét oldalán bazaltokat találunk. A megsüllyedt terület keleti szegélyén a dunántúli-, nyugati szegélyén pedig a Gleichenberg környéki bazaltok jelennek meg. ID. LÓCZY L. [106] megállapítása szerint az ÉNy—DK-i csapású tektonika fiatalabb, mint az ÉK—Dny-i. Azonban ezek a bazaltokkal kapcsolatos ÉNy—DK-i harántirányok sem merőben új szerkezetalakulás eredményei, hanem korábbi szerkezetek újjáéledései. Ugyanis a Gemeridák említett leszakadásai miocén előtti. Így pl. a Dunazug hegységben a pireneusi hegységképző mozgásokkal kapcsolatosak [MÁSKA — ZOUBEK, 116].



K felé csökken, s az egész övezet Zalaegerszeg táján egy aránylag keskeny: erőteljesen süllyedő árokban végződik. Ez az árok a határ a Kerka- és Rába-menti rátolódásos szerkezetek között.

A Kerka-menti övezet ugyancsak tektonikai határt jelöl, mégpedig a gráci devon tömege és a Kisalföld kristályospala aljzatú medencéje között. A legnagyobb mértékű szerkezeti mozgásokat az övezet északi végén találjuk, ahol a cáki konglomerátumnak a cáki nagy kőfejtő mély szintjéből (270 m A. f.) a Pintértető legmagasabb, 415 m A. f. (légvonalban 4,8 km), sőt a Hétforrás közelében 505 m A. f. magasságba 3,3 km távolságra feltolt darabját találjuk [BENDEFY, 20].

Ugyanezek a gyűrődéssel együttjáró feltolódások a Vashegy magyarországi és burgenlandi részén egyaránt jól kimutathatók. Felsőcsatárnál a mélyből még devon dolomitot is felragadtak és felszínre hoztak [SZEBÉNYI, 170]. A Vashegy egész tömegére tektonikailag legjellemzőbb az, hogy több nagy, NyÉNy—KDK irányú antiklinális húzódik rajta végig. Az antiklinálisokat nemcsak a rétegdőlések, hanem a rétegelrendeződések is mutatják. A két szárny — a magyarországi részen — zöldpalákból, a mag idősebb képződményekből áll. A nagy antiklinálison belül — KORIM K. és SZEBÉNYI L. megfigyelése szerint — kisebb, másodrendű szinklinálisok is kialakultak. Ezeket a Vashegy főcsúcsa körül lehetett megfigyelni. A tengelyek átlagiránya — a gyűrűségi tengelymérések alapján —  $290^\circ$  és  $15^\circ$ -kal lejt NyÉNy felé [SZEBÉNYI, 170]. Ugyanezt bizonyítják B. VARRÓK KORNÉLIÁnak [190] a felsőcsatári talkumbányában végzett részletes megfigyelései is.

Kétségtelennek látom, hogy a Kerka-menti szerkezeti határövezet emelkedő jellegű zónája Felsőcsatárig nyúlik fel. Ott NyÉNy-nak fordul; süllyedőben levő keleti szegélyöve pedig Csajta, Incéd és Szabar között — az A. PAPP és A. RUTTNER [122] által leírt mély tektonikus árokká alakul. Ennek tengelye nagyjában párhuzamos a vashegyi antiklinálisokéval és szinklinálisokéval.

A Kerka-menti szerkezeti övezet nyugati süllyedő sávjától még nyugatabbra feltehetően ismét emelkedő sáv következik. Ebben jelennek meg a gráci devon formáció kiemelt rögei: a St. Anna, Németújvár, Egyházas- és Gyepüfüzes, Sámfalva környéki röghegységek és a Vashegy paleozoikum. A süllyedő övezet nyugati határán pedig — a felsőpannonban — fiatal bazaltvulkánok törtek fel. Ezek: a dobrai bazalttuskó, amelyet a réteges tufa felhajtott gallérként fog körül, benne felragadott szarmata agyag darabokkal. Ez a feltörés a Pinka folyónak a Felsőcsatár és Pinkaóvár közötti áttörése által jelölt Ny—K-i tengelyű antiklinális vonulaton van, Felsőcsatártól 14 km-re nyugatra [INKEY B., 79]. Tőle délre találjuk a tobaji tufapiramist [BENDEFY, 11], benne az alépítményből felragadott gnájsz, kloritpala és devonmészkeő darabokkal. Szomszédságában van Németújvár. A város belsejében levő meredek bazalttufa hegy, tetején a Németújvári grófok középkori erődítményével.

Ha mindehhez hozzávesszük, hogy a Vashegy főcsúcsán, amely egyben a már említett antiklinális vonulat legmagasabb pontja, a bazaltvul-



14. kép. A Rába és a bakonyi elevációs övezet közé szorított Észak-Bakony egyenletesen kiemelkedett lömbje ma rögökre töredezve (amit a kép jobb oldalán levő, mélyen bevágódott völgy is jelez) és megbillenve gyors ütemben süllyed.  
(Foto: Láng S., 1962)

Abb. 14. Das sich gleichmäßig gehobene Massiv des Nord-Bakony — eingeschlossen zwischen den Rába — und Bakony-Elevationszonen — ist heutzutage im raschen Sinken begriffen, nachdem es zerbröckelt (dies wird auch durch das tief eingeschnittene Tal an der rechten Seite des Bildes angedeutet) und umgekippt wurde.  
(Foto: S. Láng, 1962)

kánosságot követően az ópleisztocén végéig forró kovasavas gejzírek működtek [BENDEFY: 9, 33; HOFMANN E.: 75; 76], akkor nem kételkedünk abban, hogy a szóbanforgó Kerka-menti övezetben még a rhodáni- és a romániai hegységképző fázisokban is igen élénk kéregmozgásoknak kellett végbemenniük. A napjainkban ebben az övezetben észlelt kéregmozgásokat a legutóbbiak felújulásának kell tekintenünk.

### A bakonyi szerkezeti határövezet

Abból a 40—45 km szélességű gravitációs anomália-övezetből, amely a Mura folyónál — mintegy a Keleti Alpok folytatásaként — átlépi a magyar határt, Nagykanizsánál egy harmadik szerkezeti sáv (40. ábrán: c) ágazik ki. A három közül ez a legkeletibb. Nagykanizsától a Zala folyó nagy könyökéig teljesen É—D-i csapású. Zalabér és Zalaszentgrót között keskeny nyakkal ÉK-nek fordul.

Zalaszentgrót és Ajka között kevés mérési adat áll rendelkezésünkre. Bizonyos azonban, hogy a Nyirádhoz tartozó Ódörögdpusztán (miként erről bővebben alább szölok), a vilonyaihoz hasonló emelkedéssel számolhatunk. Ez adat alapján a szerkezet délkeleti határát a legnagyobb valószínűséggel Nyirádtól délre vonhattam meg.

Ajka és Farkasgyepü között Litérig terjedően az övezet Ny—K-i csapású, majd Vilonyán keresztül Lepsényig ÉNy—DK-i csapásban halad. Ott éles szögben keletnek fordul és Perkáta—Pusztaszabolcs térségében északnak csapva, a Csepel-sziget északi felében átlépi a Dunát. (Folytatását egyelőre nem nyomoztam tovább.)

Mindenekelőtt lássuk a szóbanforgó szerkezeti határövezet jelenkori mozgásviszonyait.

Övezetünk a Mura vonalát a Muraköz síkságán lépi át. A 10 évenként 4—7 mm-rel süllyedő medence Murakeresztúrtól Nagykanizsán túl mintegy 4—5 km-re terjed. Ám ennek a süllyedésnek (amely ezen a szakaszon a Rába menti övet délkeletről kísérő elősüllyedés szerepét tölti be), szintváltozása egyáltalában nem a medencékre jellemző szintváltozást mutatja. Míg Kanizsától DNy-ra (csapásban mérve) 1,7—2,0 km távolságban —6 mm a süllyedés, a kanizsai templomok alatt csak —1,6, ill. —1,8 mm süllyedést mutatnak. A várost elhagyva ismét —7 mm-es süllyedést állapítottunk meg, amit Palinban azonban már +1,1 mm-es emelkedés követ. Ujudvaron újabb viszonylagos süllyedés (+0,5 mm), de Gelsén már ismét emelkedési csúcserőket (+2,6 mm) találunk. És ez így folytatódik Zalaszentmihályig. A menetgörbe folytonosan emelkedik, úgy hogy az emelkedés Zalaszentmihályon már +2,3 mm-t ér el.

A közölt számértékekből érzékelhető, hogy ebben a sávban a felszínen igen erőteljes redőzés mutatkozik még a valóban süllyedő medence belsejében, Kanizsától nyugatra is. A mélyben ennek megfelelően valószínűleg pikkelyesedően rátolódásos mozgások mennek végbe. TOMOR J. [180] leírása szerint ezen a tájon az átlagos medencealjzat sok helyütt felmagasodik. Ezek részben beszakadással kapcsolatos sasbércek, de nem egy olyan szelvényt találunk, amelyben a pikkelyeződés biztosan megállapítható.

A tárgyalt övezet a Zala folyó nagy könyökénél, Zalabér és Pakod határában erős süllyedések közepette irányt változtat. Ajkáig az adatok elégtelensége miatt épp csak nyomon követhető, onnan kezdve azonban részletesen ismerjük.

A számban álló kőzeteknek erős pikkelyeződését és egymásra torlódását tapasztaljuk. Süllyedésre valló negatív érték Ajkától Lepsényig mindössze két esetben fordul elő. A zérus körüli értékek is ritkák. Az emelkedő irányzat nyugatról kelet felé növekszik:

Ajka	+2,0	Veszprém külső pu.	+4,3	Berhida	+5,6
233. sz. őrház	+4,7	Gyulafirátót	+3,5	Küngös	+3,1
Szentgál	+5,7	Kádárta	—0,0	Csajág	+5,6
Herend	+5,6	Hajmáskér	+4,9	Lepsény	+3,4
Márkó	+7,0	Vilonya ref. templ.	+13,7	Kiscsér	—6,2

továbbiakban É felé, a redőződő legfiatalabb üledékek is (maximálisan +8,4 mm körüli emelkedésről tanúskodnak).

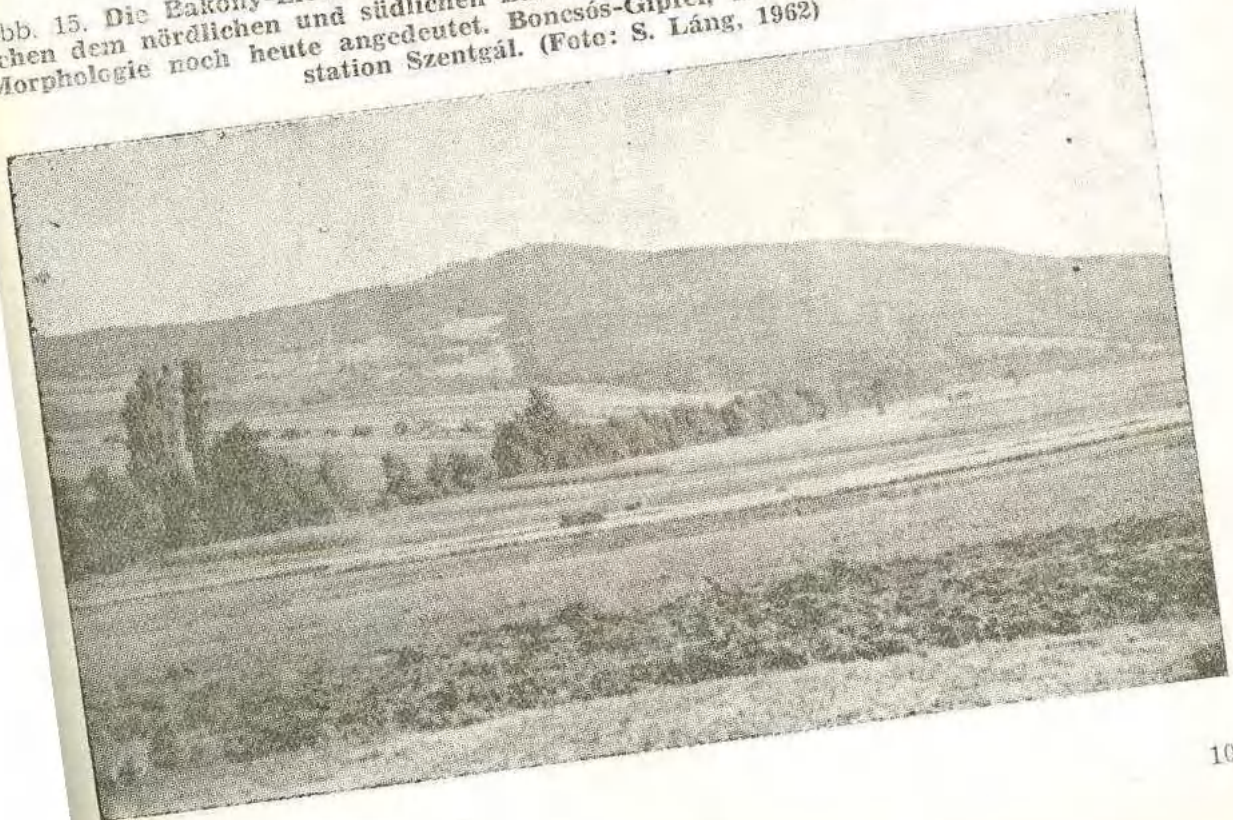
Az az övezet az Eszakkéleti- és Délnyugati-Bakonyi fácies-beli határának és egyben a KÓKAY-féle [88/a] felel meg. KOPEK G. [89] szerint mind a bakonyi felső-köszénteleges összletének, mind az eocén képződményeknek vizsgálásakor fiatal szakasza óta állandóan mozgásban volt. Kimutatja, hogy az eocén képződmények mozgásai mentek végbe a pregozai (szubhercini), a larámi, a eocén, valamint a poszteocén (szávai, stájer, attikai és rhodáni) mozgásokban „anélkül azonban — írja KOPEK [89], hogy az egyes mozgásokat bizonyosan rögzíteni tudnók.” A mozgások — szerinte — kiemelkedéssel, feltolódásokkal, redőformák kialakulásával, haránttörések létrejöttével jellemezhetők.

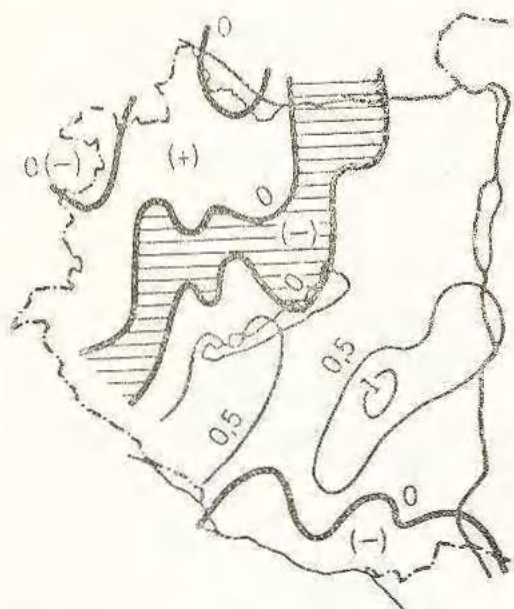
Ugyanezeknek a mozgásjelenségeknek vagyunk tanúi napjainkban is. Ez tükrözi a geotermikus izoanomália térképünk is (42. ábra).

A felsőkréta kori tengernek Ajka és Felsőcsinger között képződött mélyét harántoló partvonal, amelyet KOPEK G. [89] biztosan meg tudott állapítani, ma is a legnagyobb emelkedéseket mutatja (lásd a fenti

15. kép. A bakonyi elevációs övezet az eocénben felmagasló torlasz volt az Északi- és Déli-Bakony között. Ennek nyomát a morfológia ma is őrzi. Boncsos-tető, Szentgál v. á. közelében. (Foto: Láng S., 1962)

Abb. 15. Die Bakony-Elevationszone war im Eozän ein aufragendes Gesperre zwischen dem nördlichen und südlichen Bakony. Die Spuren dessen werden durch die Morphologie noch heute angedeutet. Boncsós-Gipfel, in der Nähe der Eisenbahnstation Szentgál. (Foto: S. Láng, 1962)





41. ábra: Regionális izokinekből a Dunántúl térségére szerkesztett maradék (residual) geokin térkép. A vonalkázott rész a Rába-menti és a bakonyi szerkezeti érintkezési öveget egyaránt magába foglalja (BENDEFY L., 1964). A számértékek jelentése: mm/10 év maradék-szintváltozás

Fig. 41. Residuelle geokinetische Karte Transdanubiens konstruiert aus den regionalen Isokinen. Der schraffierte Teil enthält sowohl die Kontaktzonen bei der Rába als auch die strukturellen Kontaktzonen des Bakony (L. BENDEFY, 1964). Die Bedeutung der Zahlenwerte: mm/10 Jahre residuelle Niveauänderung

kimutatást). A KOPEK-kimutatta eocén kori gát helyén települt falvak közül csak Magyarpolány és Farkasgyepü esik a napjainkban is emelkedő szerkezetre, Döbrönte és Pénzesgyőr pedig annak az északi határán van. Azonban a KOPEK-féle gát eocén kori változata teljes egészében és csapás szerint is egyezően belecisik abba a hullámos rajzú, széles szerkezeti övezetbe, amelyet a regionális geokinekből képzett maradék (residual-) értékekből szerkesztettem\* (41. ábra).

SZÉKYNÉ FUCHS V. és BARABÁS A. [173] Veszprém, Székesfehérvár és Budaörs között a felső eocén tenger partvonalát adta meg. Ez a partvonal-szakasz ugyancsak a bakonyi szerkezeti határövezet északi határához (40. ábra) igazodik.

A felsoroltakból azt a következtetést vonjuk le, hogy a különböző korú hegységképző mozgások főiránya is különböző volt. KOPEK G. [89] térképe szerint a felsőkrétában: a szómáiai, urali és az ekvatoriális-, az eocénben: az eritreai-, SZ. FUCHS V. és BARABÁS [173] szerint a felső-eocénben pedig: (ugyanezen a területen) ismét a szómáiai csapásirányra merőleges nyomóerők érvényesültek.

Ez a megállapítás alátámasztja és egyben geomechanikailag érthetővé teszi DARÁNYI-nak [54] azt a közlését, hogy „a Bakony több pontján, mesterséges feltárásokban, a szokásostól eltérő irányú tektonikai erők nyomai figyelhetők meg. Ezek az erők Ny vagy NyDNy felől hatottak és

\* Az utóbbi gát területén levő községek: Ganna, Döbrönte, Farkasgyepü, Magyarpolány, Pénzesgyőr, Bakonybél, Olaszfalu, Zirc, Borzavár, Porva és Fenyőfő. A 41. ábra irányt mutat arra nézve is, merre kell az eocén kori gát folytatását keresni. A jelek szerint ui. ez a hullámos alakú sáv volt a leginkább mozgékony szerkezeti öv minden időkben. Erre mutatnak a napjaink földrengései nyomán szerkesztett izoszeizták is.

K, illetőleg KÉK felé irányuló mozgásokat hoztak létre.” Ilyen megfigyeléseket említ Veszprém környékén (a várpalotai út bevágásának 33. és 34-es km kövénél) a megyehegyi dolomitban, illetőleg a rátelepült alpi kagylósmész-kőben és ugyanott a kagylósmész-kő kimaradásával az előbbiben és a buchensteini márgában. Mindenütt pikkelyes rátolódást figyelt meg. Ennek iránya  $90^\circ$ , tehát K felé mutat, a rátolódás síkja pedig  $50-50^\circ$ -os.

Az eplényi és az úrkúti mangánércbányában júra rétegekben (középső liász) Ny-ról K-re irányuló pikkelyeződést mutat ki. Olyan erőteljes — VADÁSZ szerint az ausztriai hegységképző fázisba sorolható — mozgásokról van szó, hogy például Úrkúton a középső liász tűzköves mészkőben — NY felől érkező erőhatásokra — K felé való hirtelen felhajlás a rétegek dőlését néhány méteren belül  $50^\circ$ -ról ívszerűen  $90^\circ$ -ra változtatta.

VADÁSZ E. [183] hasonló jelenségeket Úrkút és Zirc környékéről említ. Míg VADÁSZ csak egy erőteljes (ausztriai) mozgási fázisról ír, DARÁNYI [54] szerint a mozgások a pireneusi hegységképződési időszakban megújultak, de a miocénben már nem mutathatók ki. Kétségtelen azonban, hogy az egész Bakony-hegység területén ebben az övezetben vagyunk tanúi a legnagyobb méretű mozgásoknak. Vajon merőben véletlen volna, hogy az abszolút értelemben is maximális szintváltozásokat napjainkban is ott találjuk, ahol a mangánérckutatók az egykori legnagyobb intenzitású mozgásokat mutatták ki? [IFJ. NOSZKY J., 117—118; VADÁSZ, 183]. Úgy látszik, a Bakonyban is felújultak a prémiocén hegységképző mozgások, mégpedig olyan intenzitással,\* hogy érdemes lenne azokat a legnagyobb figyelemmel kísérni. Feltehető ugyanis, hogy közvetett összefüggés van ebben a szerkezeti övezetben a mai földkéregmozgások és az ércgenetikai viszonyok között [VADÁSZ, 186, 510 l.].

Végül, de nem utolsó sorban, VÉGH S. [193] eredményeit kívánom vizsgálatimba beilleszteni. VÉGH a bakonyi földolomitösszlet két, a bakonyi triász legvastagabb és a felszínen is legnagyobb kiterjedésű képződését, a karni és nóri emelet dolomitjait újból megvizsgálta. Megállapította, hogy az Északi- és a Déli-Bakony rétegsorai részben eltérő kifejlődésűek. Az Északi-Bakony felsőtriásza inkább az északalpi „dachsteini takaró” kifejlődésével egyezik, míg a Déli-Bakony rétegsora a „bajor takaró” kifejlődéséhez áll közelebb. VÉGH vizsgálatai tehát azt igazolják, hogy a fentebb már említett „gát” a felsőtriászból is megvolt.

VÉGH megállapítása szerint — a legrégebb és legújabb földtani térképezési adatokat is figyelembe véve — a karni dolomit felszíni előfordu-

\* A bakonyi szerkezeti övezetben, mégpedig éppen az ércesedési szempontból legérdekesebb helyeken (10 évre vontakoztatva) 10—14 mm-es szintváltozást tapasztalunk. Ezekhez kb. 8—10-szeresen nagyobb vízszintes elmozdulások tartoznak. DARÁNYI, KOPEK és IFJ. NOSZKY közléseit figyelembe véve kiszámítottam, mekkora vízszintes elmozdulás tartozik 12 mm-es szintváltozáshoz  $30^\circ$ , ill.  $40^\circ$  dőlésszögű csúszófelület esetén. Az eredmény: 10 év alatt 20-, ill. 34 mm eltolódás. Ez olyan nagyságrend, amelynek a létezéséről — miként fentebb említettem — tudunk, csak a vízszintes koordinátákban mutatkozó eltolódásokat a Háromszögelő Hivatal mindig hibaként tekintette. Határozottan érdemesnek és sokatígérőnek látom ennek a kérdésnek — elsősorban szerkezettani és érc kutatási szempontból való megvizsgálását.

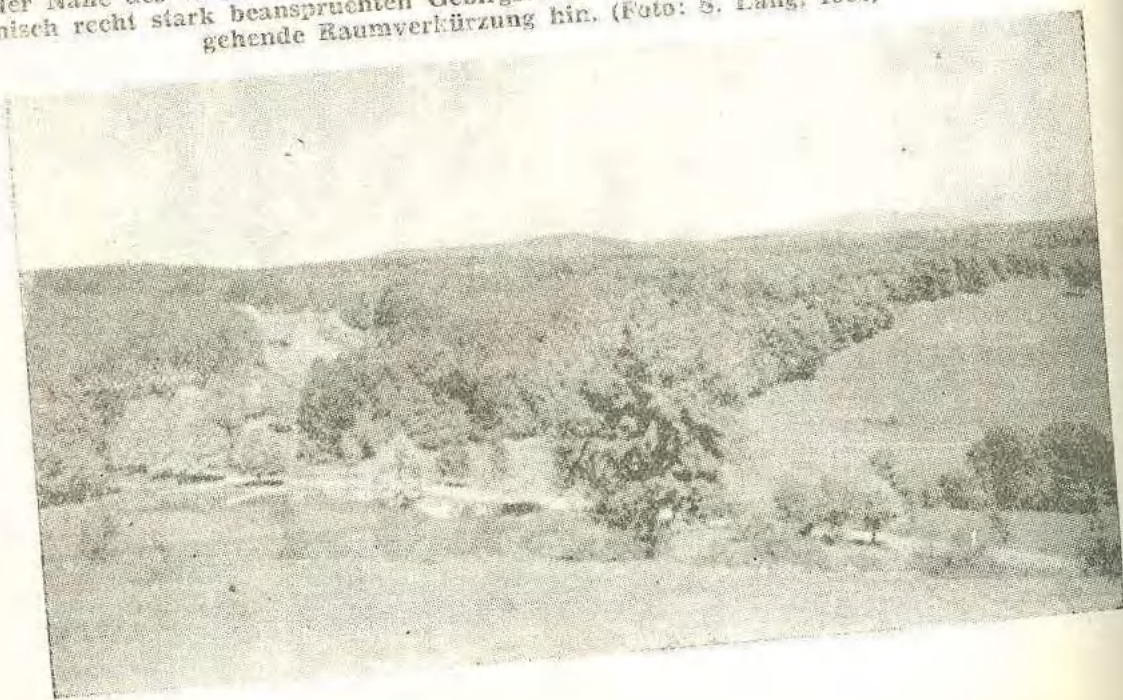
lása az egész Bakonyban mindössze hat helyről ismeretes. Ezek közül négy (Veszprém: Aranyosvölgy; Litér: Magyaróshegy; Vilonya: Aszóvölgy; Királyszentistván) tárgyalt övezetünkön belül a szélsőségesen legnagyobb mértékben emelkedő helyeken fordul elő. Fel kell tennünk, hogy az ötödik előfordulás helyén: Nyirád Ódörögdpusztán hasonló, vagy még nagyobb mértékű emelkedéseknek kell végbemenniük. Általános tapasztalat ui., hogy a legnagyobb mértékű emelkedések és a legnagyobb mértékű süllyedések rendszerint egymás tözsomszédságában vannak.\* Nyirádtól délre, egészen a Balatonig, az egész Dunántúlon páratlanul intenzív süllyedéseket tapasztalunk. Nyirád környékén tehát szükségszerűen a legnagyobb mértékű emelkedéseknek kell lenniük. A szerkezetnek feltételezhetően legvalószínűbb déli határát — a fentiek alapján — tehát Nyirádtól délre vontam meg.

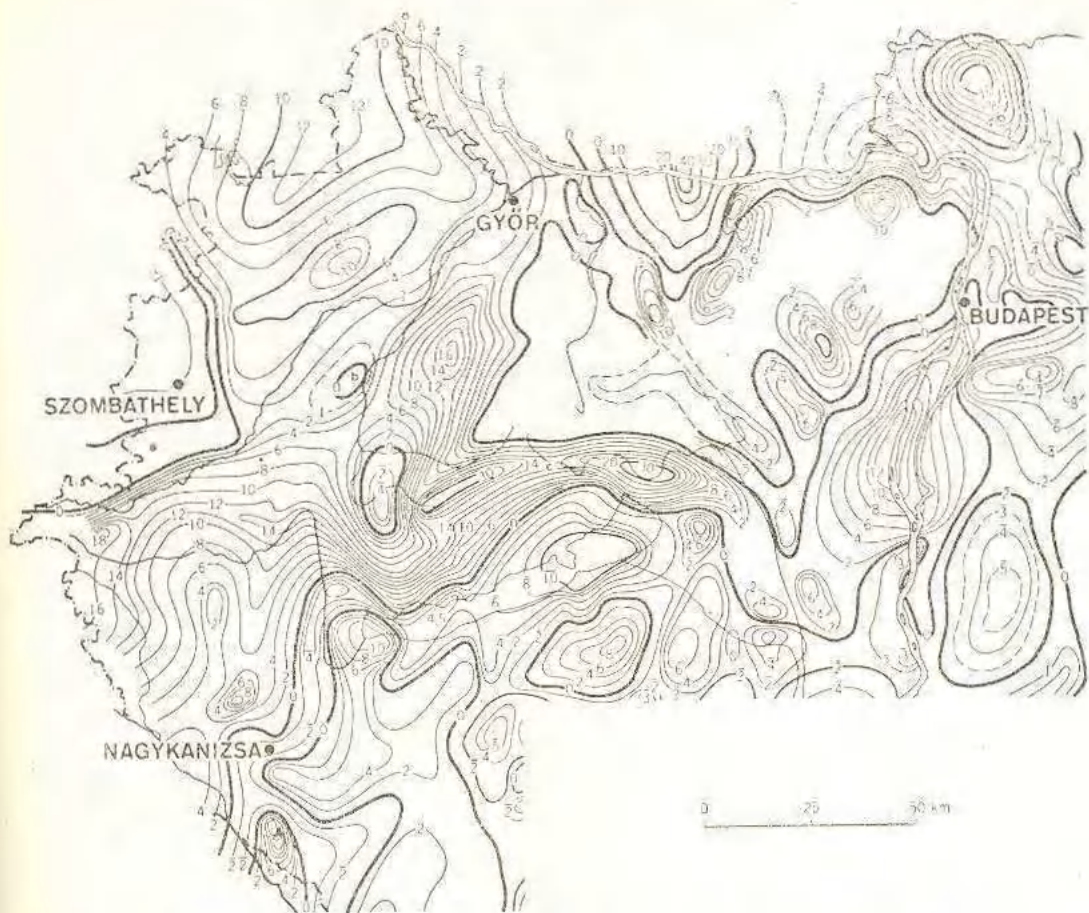
A karni dolomit hatodik felszíni előfordulási helye az Iszkaszentgyörgy melletti Iszkahegy. Nem tartozik a tárgyalt szerkezeti sávba, de a pikkelyes rátolódásokra vonatkozó megfigyelések erről a vidékről sem

\* Az Alsóörs környéki szilur előfordulás [ORAVECZ J., 119] olyan helyütt jelenik meg, ahol a maximális mértékben süllyedő területek egy erősen emelkedő területfoltot ölelnek körül.

16. kép. A Farkasgyepü-i út közeléből a bakonyi elevációs övezet nagy szerkezeti hajlatába nyerünk bepillantást. A tektonikailag erősen igénybevett hegység-rész gerinevonalai a még ma is folyamatos térrövidülésről vallanak.  
(Foto: Láng S., 1962)

Abb. 16. Einblick in den grossen tektonischen Bogen der Bakony-Elevationszone aus der Nähe des Weges nach Farkasgyepü. Die Gratlinien des auch noch heute tektonisch recht stark beanspruchten Gebirgsteiles deuten auch heute auf eine vor sich gehende Raumverkürzung hin. (Foto: S. Láng, 1962)





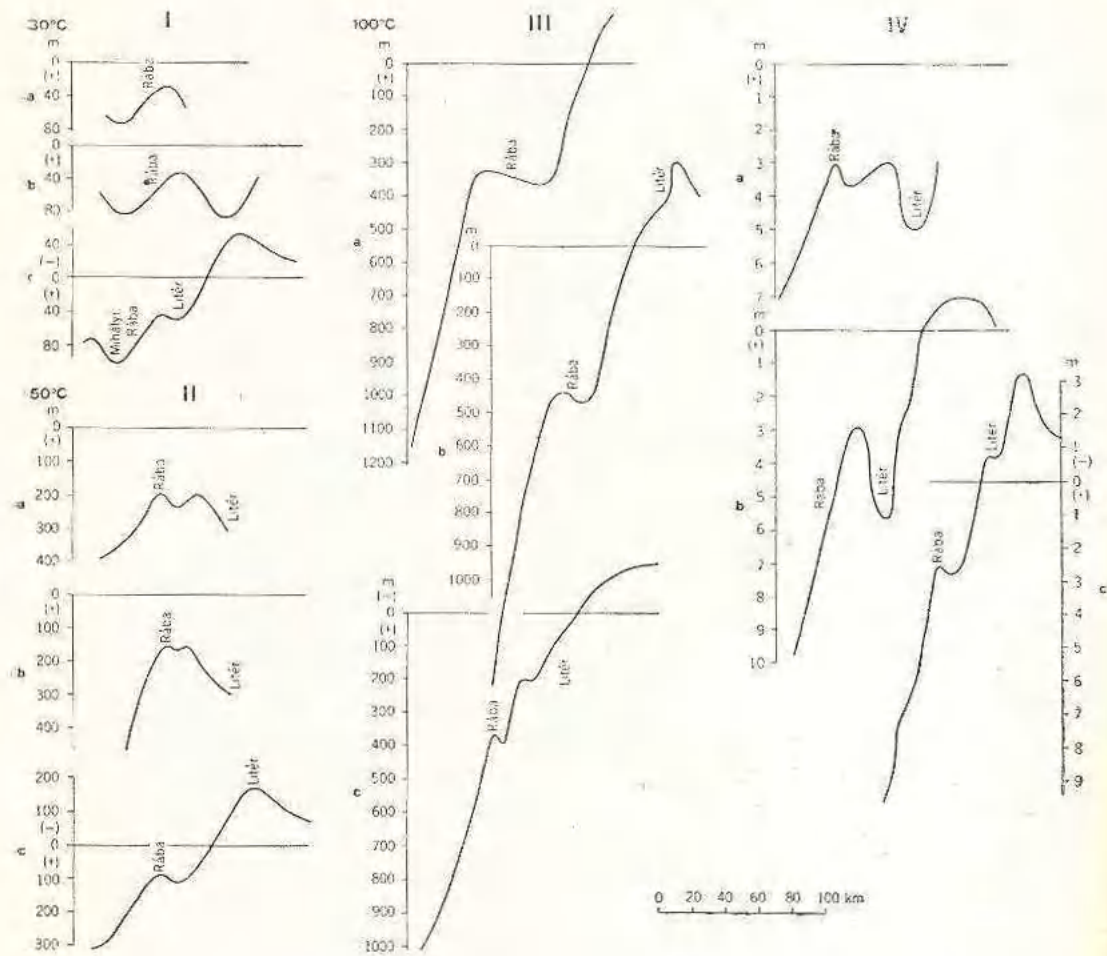
42. ábra: A dunántúli geotermikus gradiensek izanomália térképének részlete az a), b) és c) jelű elevációs szerkezeti határövezetekkel (BENDEFY L., 1965).

Fig. 42. Ein Teil der Izanomalienkarte der geothermischen Gradienten Transdanubiens mit durch a), b) und c) bezeichneten Struktur-Grenzzonen (L. BENDEFY, 1965).

hiányoznak. A mai szintváltozási adatok is erre vallanak. Véleményem szerint a Móri-ároktól a Zirci-medencéig terjedő, a Bakonyi szerkezeti övhöz hasonló, de jóval kisebb szerkezeti alakulásról van szó (39. ábra), amelyben azonban a hegységképző mozgások intenzitása mind a múltban, mind a jelenben elérte a szomszédos bakonyi övezetben megállapított földkéregmozgások mindenkor mértékét.

A fentebb előadottak nagyon erőteljesen jelentkeznek a geoizoterma felületek izanomáliáinak felhasználásával készített szelvényeken (42. ábra). Ezek a szelvények mindannyiszor, amikor azok a Rába-menti-, illetőleg a bakonyi szerkezeti vonalat metszik, egy kis ~ alakú rendelleneséget mutatnak. (43. ábra.) Ezek a hajlatok a 100 C°-os 1756 m mélység felé haladva, a szerkezeti sáv felszíni földrajzi helyétől — a csúszófelületeknek megfelelően — távolodnak. Ebből az eltolódásból regionálisan mintegy 25—30°-os átlagos dőlésekre következtethetünk.



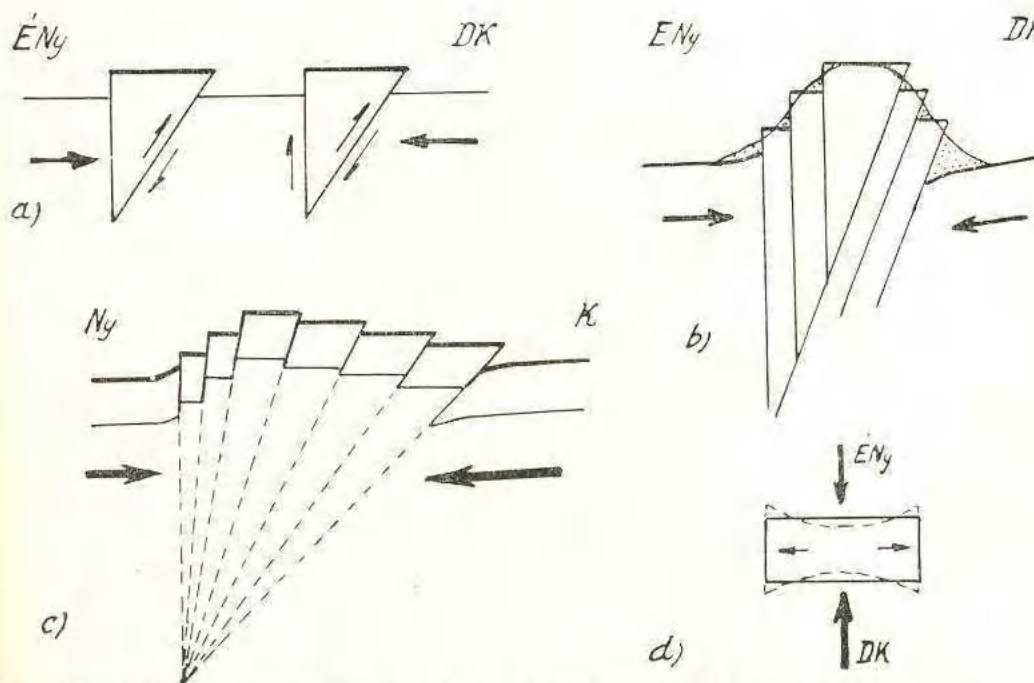


43. ábra: Geoizoterma-felületek rendellenességei a dunántúli szerkezeti (emelkedő) határ-övezetekben. Geotermikus izanomália-szelvényeink élesen jelezik, amikor áthaladnak a Rába-menti és a bakonyi szerkezeti érintkezési övezeteken (BENDEFY L. 1965). — a = Bősárkány—Tét közötti szelvény, b = Beled—Bakonyjákó közötti szelvény, c = Sopron—Marcali közötti szelvény, I = a 30 C°-os geoizoterma-felületnek megfelelően, átlagosan 374 m mélységben, II = az 50 C°-os geoizoterma-felületnek megfelelően átlagosan 780 m mélységben, III = a 100 C°-os geoizoterma-felületnek megfelelően átlagosan 1726 m mélységben, IV = az átlagos geotermikus mélységlépcső rendellenességei.

Fig. 43. Anomalien der Geoisotherm-Flächen in den strukturellen (sich hebenden) Grenzzone Transdanubiens. Die geothermische Isanomalien-Profile zeigen klar, wenn sie die strukturellen Kontaktzonen der Rába und des Bakonys passieren (L. BENDEFY, 1965). — a = Profil zwischen Bősárkány und Tét, b = Profil zwischen Beled und Bakonyjákó, c = Profil zwischen Sopron und Marcali, I = der geothermischen Fläche von 30 C° entsprechend in einer durchschnittlichen Tiefe von 374 m, II = der geothermischen Fläche von 50 C° entsprechend in einer durchschnittlichen Tiefe von 780 m, III = der geothermischen Fläche von 100 C° entsprechend in einer durchschnittlichen Tiefe von 1726 m, IV = Anomalien der allgemeinen geothermischen Tiefenstufe.

Geokinetikai és kéregszerkezeti vizsgálatainkból tehát az tűnik ki, hogy a tágabb értelemben vett Bakony és Balaton-felvidék mind a földtörténeti régmúltban, mind napjainkban rendkívül élénk szerkezeti mozgások színtere. DARÁNYI, id. és ifj. LÓCZY, KÓKAY, KOPEK, SCHMIDT, E. R., SZALAI T., SZENTES, SZÉKYNÉ, TELEKI, VÉGH S. és VÉGH S.-né és mások vizsgálataiból arra a végkövetkeztetésre jutunk, hogy a két hatalmas törésvonal: a Balaton-lineament és a Rába-vonal között kialakult Dunántúli Középhegység — legalább is az alsó kréta kezdete óta, de feltehetően a korábbi földtörténeti időkben is — igen hatalmas méretű kéregmozgások színtere volt.

Ezek a mozgások az ó-, illetőleg az új kimmériai hegységszerkezeti mozgások óta a bakonyi elevációs övezet (40. ábra: c) mozgásviszonyaihoz igazodtak. Ez az övezet valaha — évmilliókon át — gát volt két különböző tenger között olyannyira, hogy azok fáciesbelileg könnyen és tökéletesen megkülönböztethető üledéksort hagytak hatra. Ma pedig morfológiailag csak részben válik ki környezetéből. Mégis megállapítható, hogy a Bakony nagyszerkezeti- és kéregmozgásviszonyainak formálásában ennek az elevációs övezetnek napjainkban is döntő szerepe van.



44. ábra. a) Összenyomó erők hatására kitolódott asszimétrikus ékek párhuzamos sárbércet és közöttük levő medencét hoznak létre. — b) Ékszerkezet keletkezése és pusztulása. — c) Nagyobb bakonyi ékszerkezet vázlata. — d) Egy négyszögalakú ék deformációja. (a—d: KÓKAY J. 1956, 1967)

Abb. 44. a) Durch kompressive Kräfte ausgepresste, assymetrische Keile bilden Parallelhorsten und dazwischenliegende Gräben. — b) Die Entstehung und Denudation von Keilstrukturen. — c) Skizze einer grösseren Keilstruktur im Bakony-Gebirge. — d) Die Deformation eines viereckigen Keilblockes. (a—d: KÓKAY J. 1956, 1967).

## A Bakony általános szerkezeti képe a hegységképző mozgások tükrében

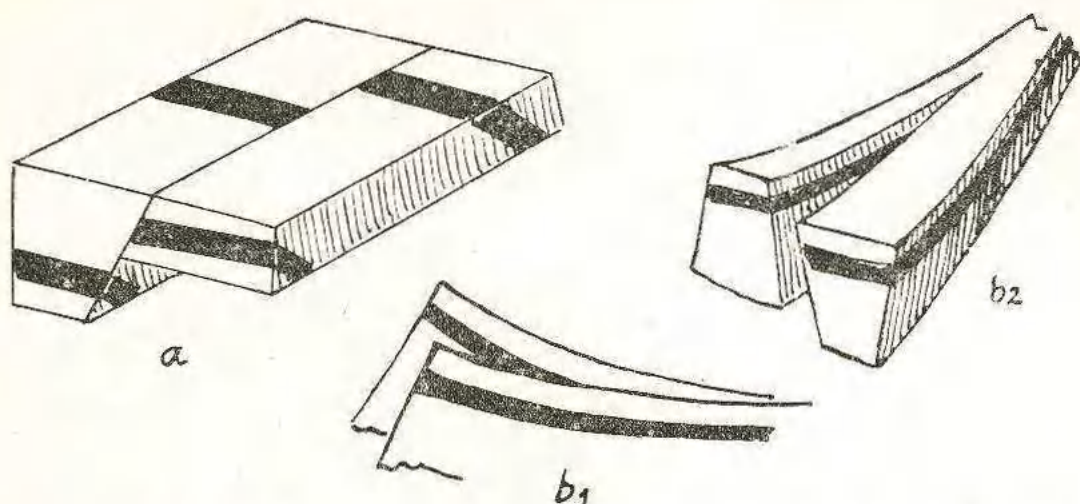
A Bakony hegységen, miként azt az előszóban mondtuk, nem a felszínen látható földrajzi vagy morfológiai egységet értjük, hanem azt az óriási földalatti szerkezetet, amely a Rába-menti szerkezeti érintkezési övtől a bakonyi lineamentig tart (46. ábra). Északkeleten a móri árkos süllyedék a Bakonynak csak másodrendű határa, mert a földalatti nagyszerkezet itt beleolvad a Dunántúli Középhegység további, északkeleti folytatásába. Délnyugaton pedig a tágabb értelemben vett földfölötti Bakony hegység a baden-hévízi törésvonalnál [23] nyugat felé morfológiailag élesen véget ér, a fiatal üledékekkel eltakart mélyszerkezet azonban messze nyugat felé húzódik és Hahóton túl [95], a Bakonyi elevációnál [32] csak részben ér véget [95]. A déli peremét alkotó paleozoós övezet ugyanis megszakítás nélkül húzódik át az osztrák alpi régióba [167].

A tágabb értelemben vett Bakony, SZALAI T. szerint, a Nyugati Kárpátok nagyszerkezeti rendszerébe tartozó tektonikai egység.

A Keleti- és Nyugati-Kárpátok között mélyreható, és legalább is a paleozoikum kezdetéig visszavezethető szerkezeti különbségek állapíthatók meg. Ezekre a különbözőségekre utalnak a cseh kutatók, MAHEL és ZOUBEK is [110, 142. l.], amikor megállapítják, hogy a Keleti Alpok és a Belső Kárpátok a mediterrán provinciához tartoznak, tehát közzettanilag és szerkezetileg egyaránt különböznek a Cseh tömegtől. Emellett azonban a Keleti-Alpok és a Belső Kárpátok között is megállapíthatók bizonyos alapkőzetbeni különbségek. Ezek — MAHEL, MASKA és ZOUBEK szerint — magyarázhatók azzal is, hogy az Alpok és a Kárpátok más-más kéregtömbhöz tartoznak.

A Nyugati-Kárpátok tektonikai provinciája különbözik a Cseh tömegtől, a Keleti-Alpoké azonban a Cseh tömegéhez részben hasonló. Az egyezések és a különbözőségeket aszerint mutatkoznak — írja SZALAI T. [167], hogy a Keleti-Alpok mikor melyik nagyszerkezeti egységgel voltak szorosabb fejlődéstani összefüggésben: egyszer a Cseh tömegével, másszor a Nyugati-Kárpátokéval.

A Cseh tömeget a Kárpátok külső övezete választja el a központi alpkárpáti küszöbtől. Ennek a nagyon fontos vonulatnak felismerése SZALAI TIBOR érdeme [159—168]. Számunkra azért különös jelentőségű, mivel az Észak-Bakony teljes egésze ebbe a vonulatba tartozik. A központi alpkárpáti küszöb északi szegélyén húzódik a peripienin vonal. A küszö-



45. ábra. a) Rétegdőlésből és egy vetődésből, lepusztult térszínen kialakult látszólagos vízszintes eltolódások. — b) Ívelt rétegösszletben mutatózó ollós vetődések.

Abb. 45. a) Scheinbare Horizontalverschiebungen, zusammengesetzt aus dem schrägen Einfallen der Schichten und einer Verwerfung auf denudierten Terrain. — b) Scherenverwerfungen in gebogenen Schichtkomplexen. (a—b: KÓKAY J. 1956).

böt dél felől a Balaton-lineament különíti el a Pannóniai-masszívumtól. A központi alp-kárpáti küszöbnek SZALAI T. által adott korszerű földtani értelmezése — jegyzi meg KÜPPER [102] — al alp-kárpáti hegységrendszer összefüggésének megállapításánál kiinduló pontul szolgál (47. ábra).

A központi alp-kárpáti küszöböt kétoldalról egy-egy lánchegység (kordillera) fogja közre. A peripienin vonalat kísérő hegyláncot „Rumuni hát” néven ismeri az irodalom; a Balaton-vonalat kísérő lánchegységet SZALAI „Lóczy-hát”-nak nevezte el [165, 166].

A központi alp-kárpáti küszöb legidősebb kőzetei a prékambriumi Tátridák. Ezek kataklázosan metamorfizáltak. A Tátridák mindkét oldalán, a szerkezeti vonalakon belül, metazonálisan metamorfizált prékambriumi övezetet ismertek fel; ez Kohut zóna néven található az újabb szlovák irodalomban [110].

SZALAI T. szerint feltételezhető, hogy a Kohut-zóna a Dunántúlon keresztül a Keleti Alpokig követhető. — E feltételezéshez az egyetlen adatot a balatonhidvégi fúrás anyaga szolgáltatja. Ez VENDEL M. szerint [191] mezo-epimetamorf. MÁSKA és ZOUBEK szerint [110] a Kohut-zóna metasomatózisa valószínűleg assynti korú. Az bizonyos, hogy a Kohut-zóna egy idős hegységképződést jelez. Ennek során a mai Kárpátok és az általuk közrefogott terület (Tisia) kiemelkedett, és konszolidálódott. Miként ezt a kambriumi tengeri üledékek teljes hiánya igazolja, a Kárpát-térségben ez a legidősebb ismert, a terület egészére vonatkozó kiemelkedés [168].

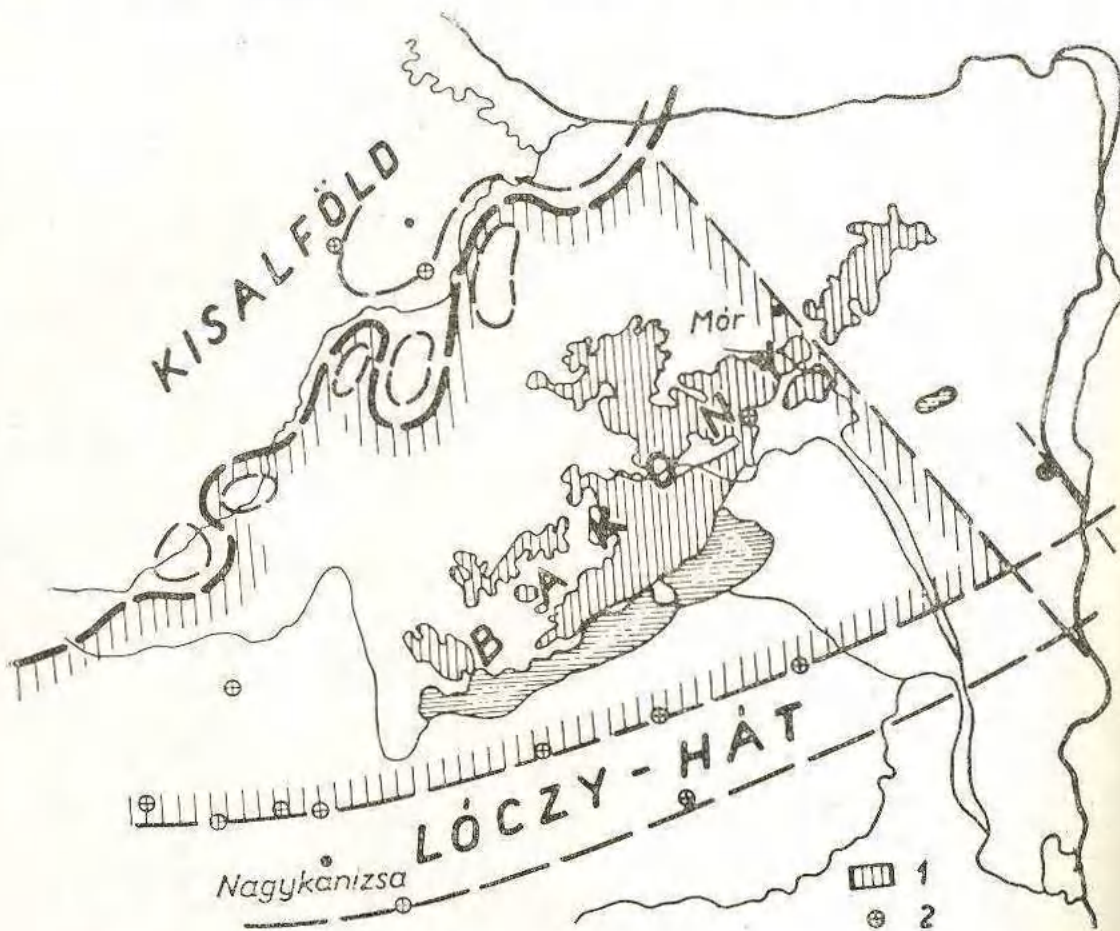
A Kambriumi szárazulaton a szilur időszakban több tengerbarázda keletkezett. Így a centrális alp-kárpáti küszöbnek a Cseh-tömeg felőli-, és

a most kialakuló Pannóniai masszívum felőli oldalán egy-egy. A hátrahagyott üledékek tanúskodnak az egykori tengerárkok mellett. A küszöbnek a Pannóniai masszívum felőli oldalán — miként azt ORAVECZ [119] vizsgálatai kétséget kizáróan igazolták — a tenger a felső szilurban (Gotlandicum) jelent meg. Az ópaleozoikum tehát a Prékárpátok tengerbarázdáinak keletkezési kora [168].

A devon és karbon közötti breton fázisban bekövetkezett hegységképző mozgások metamorfózishoz vezettek. SZALAI T. megállapítása szerint ekkor jelent meg a Prékárpátok egyik vonulata a központi alpkárpáti küszöb délkeleti oldalán. Ebből az ősi vonulatból csak hegységgroncok maradtak fenn a felszínen. Így a Szepes-Gömöri Érchegységben, a Veporban, a Velencei hegységben, a Balaton-felvidéken, a Remschniggben, Possruckban stb. A dunántúli ópaleozóos képződményeknek a Keleti-Alpok

46. ábra: A Bakony nagyszerkezeti egysége (BENDEFY, 1966). 1 = mezozoikum a felszínen, 2 = fúrásban észlelt vulkánosság.

Fig. 46. Gross-strukturelle Einheit des Bakony (BENDEFY, 1966). 1 = Mesozoikum an der Oberfläche, 2 = in der Bohrung beobachteter Vulkanismus



kal való kapcsolatát a székesfehérvári fúrásban feltárt grauwacke is jelzi. A Prékárpátoknak ez a vonulata hosszan elnyúló küszöbként a neoid tengerbarázdák egy részének helyzetét is megszabta. Ezt a küszöböt SZALAI T. „Gemerid eleváció” néven vezette be az irodalomba [168].

A mai Bakony térségében végbement hegységképző mozgásfolyamatok tehát ilyen messzeségbe vezethetők vissza. SZALAI T. [167] és DARÁNYI F. [56] tanulmányai végigkísérik ezt a folyamatot a kambriumtól napjainkig. Mindketten arra a megállapításra jutottak, hogy a bakonyi nagyszerkezet területe a legrégebb földtörténeti idők óta mobilis-, de a permotriász óta különösen mozgékony övezet. DARÁNYI szerint a Bakony szerkezetében különösen a júrakori és középső kréta, részben a középső- és felső kréta, végül a tortonai és szarmata kori emeletek között mutatkozik a legerőteljesebb tektonikai diszkordancia. Ebből következően a Bakonyban az újkimmériai, az ausztriai-szubhercini és az új-stájer hegységképző mozgások voltak a leghatásosabban működő kéregszerkezet-alakító erők. DARÁNYI azonban egyúttal azt is megállapítja, hogy a fentebbi hegységképző fázisokban működő erőknek hatóiránya, jellege és hatása erősen eltér egymástól. Kívülük még több kisebb jelentőségű hegységképző erő is részt vett a kéregalakításban; éppen ezért a Bakony mai szerkezeti képe erősen összetett jellegű [56].

A mezozoos időszakok rétegsorát bevezető triász üledékekkel újabban ORAVECZ J. [120] és VÉGH S. foglalkozott. Utóbbi szerint [194] a Bakony hegységben Sümeg, Szóc, Szentgál, Márkó és Lókút vidékén biztosan kimutatható kösszeni rétegek vannak. Ezek a jellegzetes faunatársasággal jól megkülönböztethető mészkő-, márga- és dolomitrétegek a nóri földolomit és a dachsteini mészkő között települnek, és koruk szerint (a dachsteini mészkő határkérdésétől függetlenül) a raeti-emeletbe tartoznak.\* A kösszeni fáciesre a meszes-dolomitos kőzetek megnövekedett pélit-tartalma jellemző. A márgásság csak az aránylag közeli partok felől beáramló vagy bemosott szárazföldi anyaggal magyarázható.

A bakonyi kösszeni rétegek leülepedése — VÉGH szerint az épen maradt, vékony héjú kagylókból és a durva üledékek hiányából következtetve, partközeli, sekély és csendes vízben történhetett. Szentgálon a dolomittal váltakozó mészkő- és márgarétegeknek a földolomittal való fokozatos, de az eltérő kőzetjellegek szerint mégis éles kifejlődésű átmenete jól megfigyelhető. A határ tehát a kösszeni rétegek és a nóri-emelet között mind kéregmozgástani (diasztrófikusan), mind faunisztikailag élesen megvonható.

ORAVECZ JÁNOS élve azzal a lehetőséggel, amelyet a Dunántúli Középhegység egyes szelvényeiből, lelőhelyeiről gyűjtött kövületek szolgáltatnak, elvégezte a felsőtriász üledékek részletesebb taglalását és egyes

\* Az osztrák geológusok a múlt század ötvenes éveiben az Északi-Alpokban, a Kufstein melletti Kössen falu közelében olyan jellegzetes mészkő- és márgarétegekre bukkantak, amelyeknek vezérkövülete az *Avicula contorta* PORTLOCK. Ez az ősmaradvány — egy jellegzetes faunatársasággal — ott olyan tömegben fordul elő, hogy az alpi raetikumba tartozó „*Avicula contorta* szint” nagyon fontos vezetőszintté vált.

képződmények korának helyesbítését. A rétegtani adatok felhasználásával készített és kiegészített csapásirányító fáciesszelvényből következtethetünk az egykori üledékképződési viszonyokra, valamint az azokban a hely- és az idő függvénye szerint bekövetkezett változásokra.

A ladini képződmények, amelyek legészakabbra a Budai-hegységből is ismeretesek diplopórák dolomit kifejlődésben, megtalálhatók a nóri árokban telepített mélyfúrások magjaiban, az Északkeleti Bakonyban pedig nagy területen ismét felszínre bukkannak.

Délnyugat felé, a voltaképpen Bakonyban és a Balaton-felvidéken az észkalpi jellegű dolomitkifejlődést a délalpi jellegű márgás, meszes szórt vulkánianyag-közbetelepüléssel rétegsor váltja fel. „A két különböző kifejlődésű, azonos korú rétegsor egy csapásba esik — írja ORAVECZ — és egymáshoz viszonylag közel helyezkedik el; közetkifejlődésük mellett azonban vastagságuk is eltérő”. A kétféle: észak-, illetőleg délalpi kifejlődésű rétegsort „szűk térre korlátozott átmeneti rétegsor” választja el [120]. Ennek területi elterjedése geológiailag még nem eléggé tisztázott, geokinetikailag azonban jól körülhatárolt. Ez az átmeneti rétegsor ugyanis nem egyéb, mint az általunk bakonyi eleváció néven leírt emelkedő jellegű szerkezeti határövezet (40. ábrán: c).

A karni emelet képződményei — ORAVECZ szerint — még nagyobb fációsbeli változékonyságot mutatnak. A kifejlődésükben való gyakori változékonyságot ORAVECZ a triász üledékgyűjtő sekélytengeri voltával magyarázza. A sekély tengeri medence térbeli változékonysága a tengerfenék változatos morfológiájára utal, és esetleges epirogenetikus mozgások hatására vezethető vissza. A részlet-megfigyelések mindenestre arra

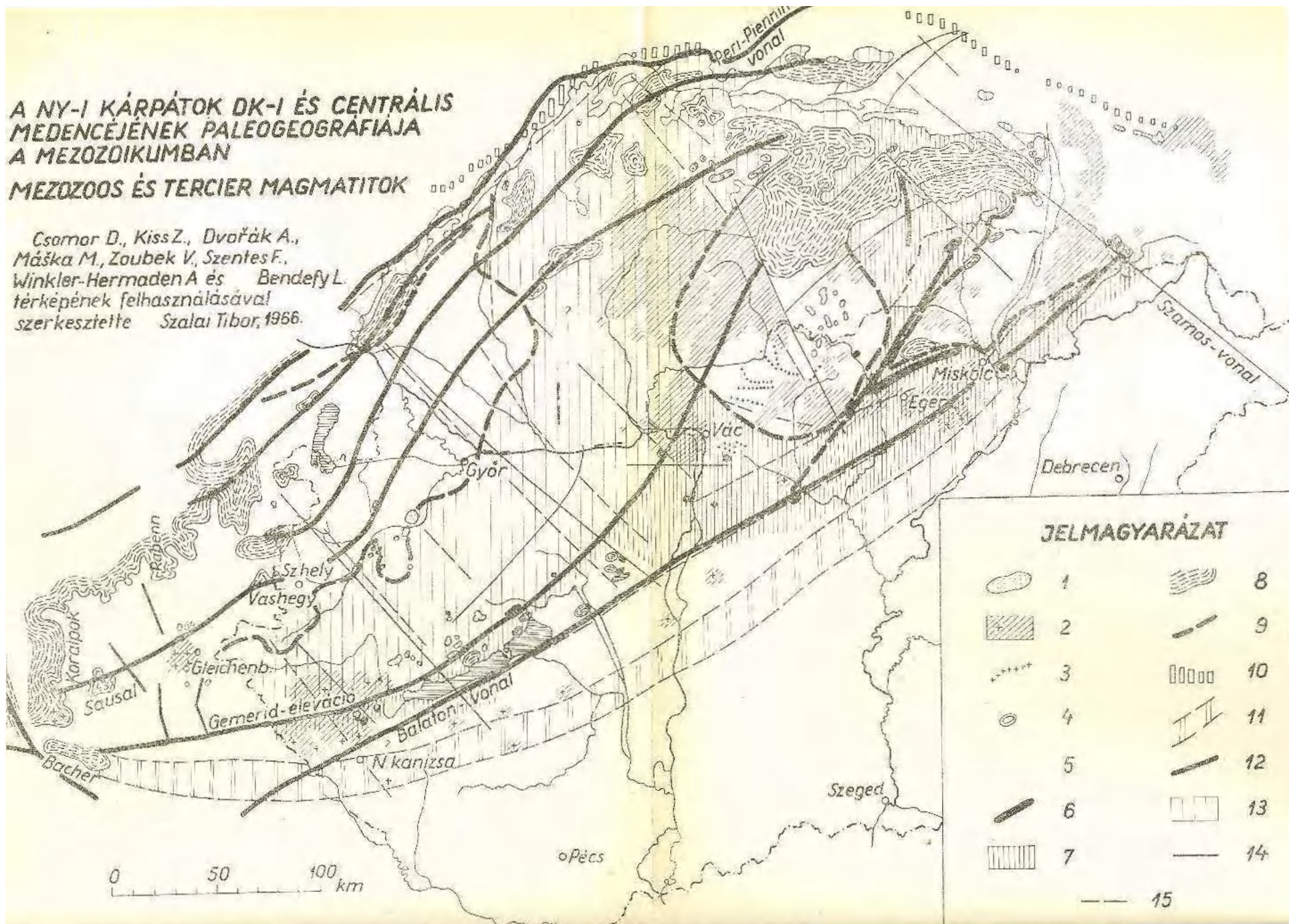
47. ábra: **A Nyugati Kárpátok dél-keleti és centrális medencéjének paleogeográfiai képe a mezozoikumban** (SZALAI T., 1966). — 1. Pliocén bazaltok — 2. Miocén andezit és riolit; a + jel mélyfúrást jelent — 3. Miocén dejk (dyke) vonulatok a Duna-könyöktől ÉK-re — 4. Tufa: a középső oligocénben andezit-, a középső és felső oligocén határán riolit tufa — 5. A középső eocénben kezdődő andezit vulkánosság. A vulkáni képződményeket részben fúrások tárták fel — 6. A délkeleti medence mezozóos bázikus kőzetei — 7. A délkeleti medencében: alsó triász — nóri leletek. Az alsó triász kimutatva a Balatonfelvidéken, a Bicskei medencében és Bugyi határában fúrásokban; továbbá a Bükkben és Ladamócon — 8. Préneoid képződmények a felszínen — 9. Mélybe süllyedt mezozóos szigetek feltételezett partvonalai — 10. Szirtövezet — 11. Lóczy-hát — 12. Elevációk — 13. A centrális medence — 14. Szerkezeti vonalak — 15. Szeizmotektonikai vonalak

Fig. 47. **Paleogeographisches Bild des südöstlichen und zentralen Beckens der Westkarpathen** (T. SZALAI, 1966). — 1. Basalte des Pliozäns — 2. Andesit und Riolit dem Miozän; + bedeutet Tiefbohrung — 3. Dyke-Züge aus dem Miozän, NE vom Donaubogen — 4. Tuff: Im mittleren Oligozän Andesit-, an der Grenze zwischen dem mittleren und oberen Oligozän Riolit-Tuff — 5. Andesit Vulkanismus, welcher im mittleren Eozän beginnt. Die vulkanischen Gebilde sind teils durch Bohrungen aufgeschlossen — 6. Basische Gesteine des Mesozoikums aus dem südöstlichen Becken — 7. Untere Trias-Stufen von Mór, im südöstlichen Becken. Die untere Trias wurde nachgewiesen am Balatonoberland, im Bicske-Becken und in der Gemarkung von Bugyi in Bohrungen; weiter im Bükkgebirge und Ladamóc — 8. Préneoid-Formationen an der Oberfläche — 9. Angenommene Küstenlinien von in die Tiefe gesunkenen mesozoischen Inseln — 10. Klippenzone — 11. Lóczy-Schwelle — 12. Elevationen — 13. Das zentrale Becken — 14. Strukturlinien — 15. Seismotektonische Linien.

# A NY-I KÁRPÁTOK DK-I ÉS CENTRÁLIS MEDENCÉJÉNEK PALEOGEOGRÁFIÁJA A MEZOZOOS ÉS TERCIER MAGMATITOK

## MEZOZOOS ÉS TERCIER MAGMATITOK

Csornor D., Kiss Z., Dvořák A.,  
Máška M., Zoubek V., Szentes F.,  
Winkler-Hermaden A és Bendefy L.  
terképének felhasználásával  
szerkesztette Szalai Tibor, 1956.





mutatnak, hogy a Magyar Középhegység triász rétegsoraiban megállapítható eltérések nem szerkezeti elmozdulások következtében utólagosan létrejött egymásmellettséget jelentenek, hanem az egységes üledékgyűjtőben kialakult helyi körülményeket tükrözik [120]. Mindenesetre a karni emelet rétegsorára is áll, hogy merőben más kifejlődésű az Északi-Bakonyban, mint a hegység déli részében.

Ugyancsak régóta ismeretes a Dunántúli Középhegység nóri emeletbeni fáciesváltozása is. A Bakony-hegység nóri dolomitját a Vértes-hegységben részben már mészkő helyettesíti. A nóri-raeti határ megvonása a Bakonyban biztosan elvégezhető. Ezt VÉGH S. meg is tette [194]. A Bakony kösszeni kifejlődésű üledéksora aránylag szűk területre korlátozott, de mindenesetre — bár aránylag csak kis területen — ismert. A felszíni kibúvásokon kívül a Sümeg környéki és a zalai olajvidéki mélyfúrásokból került elő.

A kösszeni rétegek bakonyi és Kössen környéki előfordulási körülményei mind geológiai, mind geokinetikai szempontból azonosnak mondhatók. Bakonyi előfordulásuk körülményeiről megállapítható, hogy az csakis egy keskeny övezetre: *a bakonyi elevációs zónára korlátozódik*, térbelileg követve annak minden hajlatát. Az is megállapítható róla, hogy rétegtanilag a nóri földolomit és a dachsteini mészkő között települ. A tulajdonképpeni Bakony-hegységben a kösszeni rétegeket Sümeg mellett, továbbá Szócön és Szentgál—Márkó határában id. LÓCZY [105] és LACZKÓ D. [103] találta meg. A Keszthelyi-hegységben elsőnek BÖCKH JÁNOS [47] és id. LÓCZY mutatták ki [105]. Sümeg és Tapolca között a felszínen a földolomit mintegy 12 km szélességben követhető. A sümegi erdő területén a földolomit felső részében a kösszeni kagylófajokhoz tartozó ősmaradványokat tömegével találtak. Ez a képződmény — a fauna alapján — tehát kétségtelenül kösszeni dolomit. A sümegi Szőlőhegyen azonban már a megaloduszos raeti fácies is egy dolomitfeltárásból ismeretes [194].

Hasonlóképpen: a klasszikus alpi szelvényben a kösszeni rétegek a nóri földolomit és a raeti, vagy a felső dachsteini mészkő között, helyenként táblás mészkő (Plattenkalk) és táblás dolomit (Plattendolomit) átmenettel települnek. „Néhol a raeti emelet egészét kitöltik — írja VÉGH —, más szelvényekben viszont ki is maradhatnak. Általában: üledékföldtanilag szintben és függőleges szelvényben egyaránt igen változékonyak.” Ez a nagy változékonyág a bizonyosága annak, hogy az ausztriai kösszeni rétegek kiképződése idején ott is a bakonyi elevációs övezethez hasonlóan igen erős kéregmozgások mentek az „*Avicula contorta*”-val jellemzett tengerágban végbe.

A Bakony hegységben a triász korú képződményekre a júra időszak rétegei el nem határoltan, folyamatos rétegsorral települnek. Ezek sem mentesek azonban az üledékképződésben mutatkozó rövidebb időtartamú megszakításoktól. A diszkordanciák kisebb-nagyobb mértékű kéregmozgásos hegységképződési folyamatokra utalnak.

Az elmondottakból következik, hogy a triász időszakban a mai Bakony-hegység helyén volt Thetisz-tenger a lassú, epirogenetikus emelkedés hatására a triász időszak végén visszahúzódott. A nóri emeletben a

Középhegység üledékgyűjtőjének északkeleti felét hagyta szárazon. A raeti emelet idején viszont már a Bakony-hegységig hátrált. A szabaddá vált területeket a szárazföldi erózió és denudáció kezdte pusztítani. A júra elején a tenger ismét transzgradált, de a lankás térszínű szárazföldből — ORAVECZ szerint — csak élenyésző részt tudott visszahódítani [120].

A Balaton déli partjához simuló, kristályos aljzatú elevációs zóna (peremén Pusztamagyaróddal, illetőleg Buzsákkal), nyugat felé a hahóti vonalban folytatódik a Bacher-hegység irányában. E gerinctől északra és délre az észak- és délzalai medencék aljzata ma sem ismert. Annyi bizonyos, hogy az alaphegységet 4000 métert meghaladó vastagságú neogén képződmények borítják. A szomszédos jugoszláviai területek tapasztalatait figyelembe véve valószínű, hogy a neogén képződmények vastagsága nálunk a dél-zalai medencében az 5000 métert is meghaladja.

DUBAY L. az észak-zalai medence déli határán egy nagy rátolódást vételez fel [57]. Ez a pusztamagyaródi gránitot összetörte és milonitos kaktalázos szövetűvé alakította [53].

DUBAY szerint a rátolódást eredményező, az oligocén után megkezdődött és a pliocén derekáig tartott erőhatás a miocén és pliocén rétegeket a dél-zalai medencében redőkbe gyűrte. Ugyanennek az erőhatásnak következményeként (mai államhatárainkon túl) a dráva-szerdahelyi mélyfúrásban a triász mészkő és dolomit kétszer is rátolódott az oligocén homokkő és agyagrétegekre. Az oligocénre tortónai képződmények, majd szarmata és pannóniai üledékek települnek. „A rátolódás tehát az oligocén és a tortónai emeletek között, a szávai orogén fázisban kezdődően történhetett — írja DANK V. [53]. A mozgások a miocéntől a felsőpannóniai alemeletig biztosan kimutathatók, de a dél-zalai medencében feltételezhetően napjainkig tartanak (szávai, stájer, rodáni, román szakaszok). A gyűrődéssel egyidejűleg töréses formák is kialakultak.” [53].

Geokinetikai vizsgálataim DUBAY és DANK fenti megállapításait teljes mértékben alátámasztják. Igazoltam ugyanis, hogy a dél-zalai medencében valóban: ma is léteznek és hatnak azok az erőhatások, amelyek annak idején a fentebb említett rátolódás létrejöttéhez vezettek [32 és 38].

Az észak- és dél-zalai medencék földtani fejlődéstörténetének a hegységképző szakaszokban végbement kéregmozgások szemszögéből történő vizsgálata igen értékes eredményekhez vezet a Bakony-hegység fejlődéstörténetét illetően is.

A két medencét egy, a mai térszínen is nyomon követhető tektonikai alakulat, a Keszthelyi-hegységtől kiinduló és délnyugati, illetőleg nyugati irányban haladó gerinc választja el egymástól. A kiemelkedés a tortónai emeleten át megvolt, csaknem annak a végéig. Ez a gerinc tulajdonképpen nem egyéb, mint a (100-106. oldalon) leírt, Muraszombat és Varasd felől hazánk területére lépő elevációs szerkezeti övezeteknek (40. ábrán: a—c) a Balatontól nyugat-délnyugatra eső része: ma is élénken mozgásban levő terület. Általában emelkedő övezetek ezek, de vannak viszonylag süllyedő részeik is. Az elevációs övezet (azaz: a mai gerinc) két oldalán mindkét medence süllyed, de a délzalai medence süllyedése sokkal korábbi keletű és sokkal gyorsabb ütemű, mint az észak-zalaié.

DUBAY szerint a bakony-hegységi triász-alsókréta összlet az észak-zalai medencében csak hézagosan mutatható ki. A triásztól a cenomán emelet végéig az üledékképződés — lényegében, a hegység egészét tekintve — kimutatható üledékfolytonossággal történt. „Az üledékgyűjtő fejlődéstörténetében az egyes orogén és epirogén mozgási szakaszok nem okoztak lényeges változásokat, csupán a partvonalak kisebb-nagyobb eltolódását eredményezték” [57].

A mezozóos rétegösszlet vastagsága ma sem ismeretes. A bizonytalanságot a triász üledékek okozzák, mert a felsőtriász képződmények vastagsága még ma sincs meghatározva. Csak a felsőtriász vastagságát 2000—2500 méterre, az egész mezozóos réteg összletét pedig 4800 méterre becsülik.

A felső triász az észak-zalai medencében az Északi-Bakony hegységéhez teljesen hasonló kifejlődésű. A mélyfúrások kimutatták a karni, nóri és raeti elemek jelenlétét, a nóri földolomit döntő túlsúlyával.

A nóri földolomit nemcsak 2000 m körüli vastagságával, hanem horizontális elterjedettsége miatt is nagyon jelentős képződmény. Vastagsága meglehetősen változó. A Nagylengyel 108. sz. fúrás a nóri földolomitot 2100 m vastagságban harántolta; a vele közvetlenül szomszédos NL 83. sz. fúrásból pedig tökéletesen hiányzik. Itt a karni, bitumenes képződményekre közvetlenül felső kréta telepszik. DUBAY ebből és az ehhez hasonló viszonyokból erőteljes szerkezetképző mozgásokra következtet.

Nagyon figyelemreméltó, hogy júra korú képződményeket ezideig csak két ponton tudtak kimutatni a fúrások: Nagytalajon és Pusztadericsen. Mindkettő abba a ma is süllyedő övezetbe esik, amelyet a Rába-, illetőleg a bakonyi eleváció (40. ábrán: b és c) fog közre.

Maga DUBAY is megállapítja, de egyben hihetetlennek is tartja, hogy az észak-bakonyi típusú júra képződmények a pusztadericsi területen alig néhány kilométeres sávban jelenjenek meg, noha — a geokinetikai térképek adataira alapozott véleményem szerint — kétségtelenül ez a valószínű helyzet. De egyben DUBAY maga is bizonyító adatokat szolgáltat erre. Említi ugyanis, hogy „az edericsi júra előfordulástól 4—5 km-re délre, sőt esetleg már közelebb is, a varisztida kristályos alap képződményeit” találták [57].

Alsó kréta rétegeket ezideig csupán Nagylengyel határából ismerünk. Megalapozottnak tekinthető DUBAYnak az a véleménye, hogy az idősebb kréta képződmények nagyarányú lepusztulásával kell számolnunk. Szerinte az ausztriai hegységképző mozgások Dunántúlon olyan mértékűek voltak, hogy a legjelentősebb orogén fázisnak tekintendők. Erre vonatkozó döntő érvei az alábbiak:

1. Kétséget kizáró módon igazolható, hogy a felső krétát képviselő szenon emelet aljzatát regionális jelleggel adó triász, júra és idősebb kréta képződmények azonos okok miatt, egyidőben és nagymértékben lepusztultak. Az ilyen módon kialakult vegyes aljzaton a felső kréta minden esetben transzgredálva jelentkezik.

2. Sem a Bakonyban, sem az észak-zalai medencében faunával kétségtelenül igazolható turon korú lerakódásokat nem ismerünk. Vagyis a turriliteszes márga és a gryphaeás sorozat között folytonos üledékképződés schol sem mutatható ki, és ez — DUBAY szerint — nem is várható.

3. A hegységképződésnek tehát a turriliteszes márga lerakódása és a szenon emelet között kellett végbemennie, s így az ausztriai (prégózaui) hegységképződéssel azonosítható [57].

Ismereteink a felsőkréta-paleogén, valamint a neogén rétegösszletekre vonatkozóan a leggazdagabbak. Ezek ismeretében az észak-zalai medencének, mint az Északi-Bakony földalatti folytatásának szerkezeti viszonyai finoman kielemezhetők. Megállapítható, hogy az ausztriai, a szávai, a stájer, a rodáni és a romániai orogén szakaszok szerkezetalkító hatásai az egész területen jelentkeznek, mégpedig túlnyomóan töréses jelleggel. Ez az orogén hegységképződési folyamat napjainkban is tart. Hatása leginkább szembetűnő módon a három elevációs szerkezeti övezet (Kerka-, Rába- és bakonyi eleváció) kéregmozgásviszonyaiban észlelhető.

Az ausztriai orogén fázis óta bekövetkezett hatalmas méretű regionális emelkedések — idők folyamán — több ezer méter vastagságú rétegösszletek lepusztulásával jártak, és igen változatos helyi rétegsorokat alakítottak ki [57].

## Á Bakony és a Kisalföldi-medence

A Bakony nagyszerkezeti egysége északnyugat felé a Kisalfölddel határos. A morfológiai határ sem eléggé egyértelműen alakult a két nagy kéregszerkezeti egység között, de a tektonikai határ problémája még több kérdést vet fel.

Mindenekelőtt a Rába vonalról, mint nagyszerkezeti határról kell szólnunk. A geológiai felvételekre, illetőleg a mélyfúrások eredményeire alapozott vélemények megoszlanak atekintetben, hogy rátolódásos szerkezeti határnak tekinthető-e a Rába-vonal vagy sem. A mélyfúrások aránylag csekély száma miatt a kérdés ezen az alapon nehezen dönthető el. Geokinetikai vizsgálatainkból kitűnőleg Rábahidvégtől (Vasvártól Ny-ra) Győrig, illetőleg még a Dunát is átlépve, azon is túl, egy erősen emelkedőben lévő övezet zárja le a Kisalföldet: a Rába-eleváció (40. ábrán: b). Ebből a kéregmozgási jelenségből azonban önmagában még nem következik, hogy a Rába-vonal mentén rátolódásoknak kell lenniük.

Bizonyos az, hogy a kisalföldi és a bakonyi nagyszerkezeti egység: két, egymástól merőben különböző felépítésű kéregrész, a Rába-vonal mentén érintkezik egymással. A Rába-vonal, mint egy jelentős diszlokációs övezet északi határa, már régebben ismert volt földtani irodalmunkban, de határozott térhez kötöttséget csak az utóbbi időkben nyert.

Lefutását már csak azért is igen kívánatos lesz rögzíteni, mivel az egyúttal a Bakonynak mint mélybeni nagyszerkezetnek északi határát is jelzi.

Elsősorban lássuk a mélyfúrások eredményét.

A Mihályi néven ismert mélyfúrások (Répcelak, Mihályi, Kisfalud, Lébény) 1473 és 2535 m közötti, délről észak felé fokozatosan mélyülő szintben — tortonai kovás márga, mészkő és homokkő, valamint kristályospala alapanyagú konglomerátum harántolása után — fillitet, kvarcfillitet, gneizset és csillámpalát tártak fel.

A Fertő-tó közelében, Pátfalu határában mélyített fúrás 1624,5 m mélységben, tortonai rétegek harántolása után, gránitban ér véget.

A Pinnye közeli fúrás alsópannoniai rétegek alatt, 1021 m mélységben fillitet, a fertőszentmiklósi litotamniumos mészkő alatt, 1634 m mélységben ugyancsak fillitet ütött meg.

A Győr 1. és 2. sz. fúrás 1198-, illetőleg 2400 m mélységben alsópannonban ért véget. Kérdés, mi van alatta. Tudjuk, hogy a komáromi mélyfúrás mezozoikumot harántolt. A Duna északi oldalán lévő pozsonyi vánkai fúrás azonban tortonai képződmények alatt, 1794 m mélységben kristályospalát, a szenci fúrás — ugyancsak tortonai rétegek alatt — 2878 m mélyben gneizset, a nagyszombati — tortonai üledékek alatt — 974,2 m mélységben csillámpalát és fillitet tárt fel.

A gutai fúrás 2193 m mélységben alsópannoniai üledékekben végződött [94]. Alatta — SZALAI T. szerint — valószínűleg mezozoós aljzatú medencerész van.

A környező medencerészek felépítettségi viszonyai alapján nagyon valószínű, hogy a győri mélyfúrás alatti medencerész kristályospala felépítettségű. A terti fúrás 2490 m mélységben tortonai rétegeket harántolt. Alattuk valószínűen — a győri és a vaszari mélyfúráséhoz hasonlóan kristályospala alaphegység rejtőzik. Vaszar község határában öt fúrást mélyítették. Ezek közül négy 1654—2180 m mélységben sötét színű, paleozóos agyagpalát, fillitet, illetőleg kristályos mészkövet tárt fel.

A kisalföldi medencék Pinnye és Répcelak, illetőleg Szombathely és Nemeskolta közötti középső részében a mélyfúrások sorra kristályos medencealjzatot, vagy paleozóos képződményeket tártak fel. Így a Bük 1. sz. fúrásban 1017—1282 m között paleozóos (?) dolomit váltakozik metamorf agyagmárgapalával és márgapalával. A dolomitot a kutatók devon, esetleg szilur korúnak tartják; újabban azonban JUHÁSZ [85] felvetette a büki rétegsor triász korú voltának lehetőségét is.

A Bük 2. sz. fúrás 1280 és 1486 m között harántolt paleozóos képződményeket. Fölöttük tortonai üledékek vannak.

A szombathelyi mélyfúrás a Felsőcsatáron felszínen lévő félig kristályos palákat 1570 m mélységben találta, alsópannon alatt. A Vát 1. sz. fúrás tortonai képződmények alatt, 2284 métertől a 2517,5 m talpmélységig paleozóos agyagpala rétegeket tárt fel.

Az ölbői fúrások vékony szarmata mész-márgaösszlet és középső miocén durva breccsák alatt érték el az idősebb medencealjzatot. A 3. sz. fúrás magmintái például — JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. közlése [85] szerint — a kőszeg-rohongi típusú meszes fillit, mészfilit, mészkvarcit összetételű sorozathoz tartoznak. Ugyanők azonban az Ölbő 4. sz. fúrásból kikerült *Glandulina sp.*- és *Radiolaria sp.*-t említenek (MAKKAY K. meghatározása). Csupán ezen az alapon azonban ennek a dolomit-törmeléknek karni korú voltát még nem látjuk teljesen bizonyítottnak.

A Sárvár 1. sz. fúrás 998,5 méteres talpmélységgel még a felső-pannonban maradt. A közeli Sághegy bazaltjában számos, a mélyből felragadott fillit- és gneisz-zárványt találtak. Ez azt bizonyítja, hogy a kristályos-, illetőleg félig kristályos-metamorf alaphegység nem rejtőzhetik nagyon mélyen a felszín alatt.

Sárvártól délre, Ikervár határában nyolc mélyfúrást hajtottak végre. Valamennyiben — viszonylag magas helyzetű tortónai rétegek alatt — epimetamorf medencealjzatot: fillitet, szericitkvarcitot stb. találtak 1680 és 2002 m közötti mélységben.

Ikervár, Sárvár és Ölbő között mélyítették a Rábasömjén 1. sz. nevezetes mélyfúrását. Az 1865 és 1944 m közötti rétegsorban többször is megismétlődik egy, a büki fúrásból jól ismert, paleozóosnak tartott dolomit. A fúrás több mint száz méter mélyen hatolt a dolomitos réteggösszletbe. Ott ízben is megismétlődik a dolomit réteg (részletes leírása JUHÁSZ Á.-nál) anélkül, hogy egyetlen ősmaradvány előkerült volna belőle. A dolomitos réteggösszlet felépítése nagyon hasonlít a Bük 1. sz. fúrás rétegsorára. Hajlandók vagyunk feltételezni, hogy itt is pikkelyes-rátolódásos szerkezettel van dolgunk. Emellett a nagyfokú tektonikai megbontottság, fellazítottság mellett szól (épp úgy mint Bükön!) a nagy vízmennyiség (2000 l/perc) és annak magas hőfoka (83 C°). A valóságos geotermikus grádiens értéke Rábasömjénben (BÉLTEKY L. szíves adatközlése szerint) 23,0 m.

A Pecöl 1. sz. fúrásban középső miocén rétegek alatt, 2291,5—2430,5 m közötti mélységben a büki fúrás dolomit-breccsájához hasonló dolomitreccsa van, benne metamorf kőzetek törmeléke, ez alatt pedig mészfilit következik.

Hasonló rétegsort harántolt a fúró Nemeskoltán, az 1. sz. fúrásban: középső miocén üledékek alatt, 2428 és 2518 m közötti mélységben kloritos fillitre, fillit-agyagpalára és kvarcitra találtak.

A Rába jobbpartján mélyített fúrások közül csak a vaszari végződött paleozóos képződményekben, és a tétiről feltételezhető még, hogy — ha a fúrást tovább mélyítik — hasonló eredményre jutottak volna.

Ikervártól keletre, Sótöny határában két fúrást hajtottak végre. Az északibb (2. sz.) fúrás szárazföldi jellegű, helvét konglomerátum összetétel harántolása után, 1974 és 2059 m közötti mélységben epidotos-kloritos palaféleségekbe jutott. Ebben a metamorf sorozatban valószínűleg tenger-alatti vulkános kitörés termékeiből származó bázisos kőzet is szerepel. Ezeket a tufákat, illetőleg tufitot JUHÁSZ Á. [85] esetleg devon korúnak tartja. A kor kérdése vitatható, de kétségtelen mezozóosnál idősebb képződményről van szó.

A Sótöny 1. sz. fúrás az előbbtől délre van. Ebben felsőpannoniai, szarmáciai, tortónai és felsőkréta korú üledékek alatt, 2260,5—2309,0 m közötti mélységben triász képződményeket harántolt a fúró.

Triász, illetőleg általában mezozóos képződményeket tártak fel az alábbi, a Rába, a Csörnőc, illetőleg a Marcal jobb partján telepített: Ivánc, Nádasd, Zalaháshágy, Zalalövő, Nagytilaj,

Vasvár, Kám, Káld, Borgáta, Sótöny 1. sz., Mesteri 1. sz., Vinár 1. sz., Takácsi és a Nagyigmándi 1. sz. fúrások (részleteket lásd JUHÁSZnál [85] és KÖRÖSSYnél [95]).

Mindezekből a következő megállapításokra jutunk. A Bakony mezozoós rétegsora a Marcal, a Rába, illetőleg a Csörnöc völgyéig biztosan követhető. Komáromban és Nagyigmándon a mélyfúrások éppolyan bizonyossággal kimutatták, mint (hogy a legdélibb pontokat említsem) Iváncon vagy Zalalövön. Ez idő szerint mindössze egyetlen biztos kivételt ismerünk: északon Vaszar határában, ahol a mélyfúrás viszonylag magas helyzetű paleozoikumot tárt fel. A geokinetikai vizsgálatok nyomán valószínűsíthető, hogy ez a paleozoós szerkezet Tét határát is magában foglalja.

Egy másik, kivételnek tekinthető terület az előbbinél jóval kisebb, és mélyfúrásos feltárásból még nem ismeretes. Ez Baltavár, Pakod és Zala-bér környéke. Az 1956. március 15-i Pakod-környéki földrengés alapján volt kimutatható, hogy a Zala folyó nagy északi könyökénél azért fordul a folyó éles szögben vissza délnek, mivel ezen a helyen két földalatti emelkedő szirt készíti erre az irányváltoztatásra [28].

Miként ezek a Baltavár—Pakod környéki szirtek csakis a Kisalföld kristályos tömegétől elszakadt, feltolult pikkelyek lehetnek, a Tét—Vaszar környéki paleozoós képződményekben is hasonló, magában álló, magasra tolódott pikkelyt sejtünk.

Eszerint a Rába-vonal magyarországi szakasza Ivántól Győrig, közel maradvá a Kemeneshát lábához, többé-kevésbé követi a Csörnöc és a Marcal vonalzását. Ami a vonal tektonikai jellegét illeti, kétségtelenül igen mélyre hatoló, erős szerkezeti zónának kell lennie, mivel a Horvátország területén kipattant 8—11 Mercalli-fok erősségű földrengések 2—4° erősséggel a Rába-vonal mentén általában jelentkezni szoktak.

További szerkezeti sajátosságaira ugyancsak a földrengési adatokból következtethetünk. Több ízben utaltam már arra az érdekes jelenségre, hogy a Kisalföld délnyugati felében sohasem észleltek a Bakony felől érkező földrengést. Ugyanígy azonban a Kisalföld délnyugati felében kipattant, vagy a Bécsi medencéből oda befutott rengéshullámok a Rába-menti szerkezeti határig letompulnak, és K—ÉK felé nem haladnak tovább [28], [32]. Kiválóan lehetett ezt a jelenséget tapasztalni az 1963. évi katasztrófális skopjei földrengést 10 nappal megelőző Szombathely környéki földrengés alkalmával [29/a].

Teljesen hasonló jelenségre figyeltünk fel a Tisza-árok és a Cserkeszöllő—Cegléd—Budapest vonalában húzódó süllyedéssel kapcsolatban is [39]. Minthogy a Rába-árok esetében is igazolható az a tény, hogy ez a tektonikus árok is letompítja mind a kelet mind a nyugat felől érkező földrengéshullámokat: kézenfekvő, hogy a vetődési síkoknak, illetőleg az érintkezési felületeknek olyan elrendezottségűeknek kell lenniük, hogy azok mentén — földrengések alkalmával kisebb elmozdulások könnyen bekövetkezhessenek. Ezek a kis méretű elmozdulások a kéregben felhalmozódott energiát felemészítik, s ezzel elejét veszik nagyobb károk keletkezésének.

A geokinetikai viszonyokból — szabatos mérési eredmények alapján — tudjuk, hogy a Bakony főtömege lassú, évszázados jellegű süllyedésével kapcsolatban hatalmas közettömegeket mozgásra készítet (34. és 35. ábra). Ezek mozgási irányzata ismert: emelkedőben lévő földalatti szerkezetek a Bakony és a Kisalföld határán.

Azonban a Kisalföld mozgásviszonyait is ismerjük részleteiben és regionálisan egyaránt. Tudjuk, hogy ez a medence is lassú süllyedésben van. A süllyedés mértéke és a medencealjzat domborzati formája közvetlen kapcsolatba hozhatók egymással. Ugyanezt a véleményt nyilvánítja LÁNYI JÁNOS is, amikor azt írja, hogy a Kisalföldön „az alaphegység morfológiája és a fedőhegység szerkezete egymással vonatkozásba hozható” [104].

A Kisalföld medencealjzatát illetően mind a szeizmikus, mind a gravitációs mérésekből azonos kép bontakozik ki. A medence északi felében három, egymással körülbelül párhuzamos csapású tengely szerinti elrendezetszerű medencerész különböztethető meg.

A Rába-vonalhoz legközelebb van a Répcelak—Mihályi tengelyhez igazodó szerkezet (48. ábra). Ez egy elsüllyedt hegység. Gerincének legmagasabb pontjai 1500—1700 m mélységben vannak a térszín alatt. Tőle nyugatra: Iván—Csapod—Kapuvár tengellyel egy erősen elhegyesedő teknő alakult ki. Legmélyebb része 6000 m mélységben van a mai térszín alatt (déli végpontja Bük és Vát vonalában). Végül e medencétől nyugatra újabb földalatti hegyhát következik Hegykő—Csepreg—Lövő tengellyel. Gerincevonalának legmagasabb pontjai 1000 m-rel vannak a felszín alatt. Ettől a hegyvonulattól nyugatra már a Fertő medencéje következik. Legmélyebb része mindössze 1900 m mélységben van.

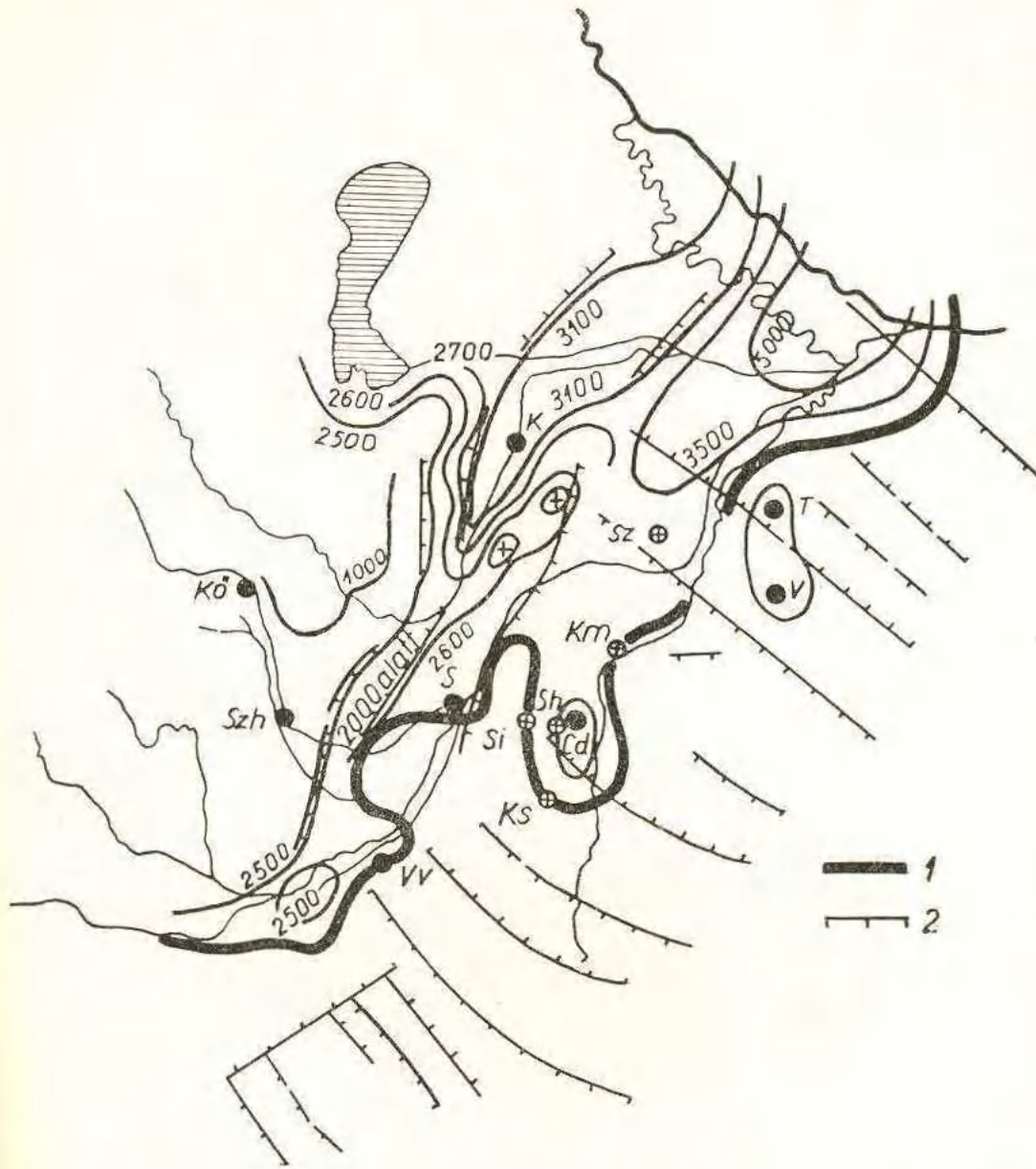
A Répcelak—Mihályi hegyvonulatnak a Rába felé eső oldala nagyon meredek. Az 1930-as évek elején végzett MAORT-észlelések, valamint az 1950-es években a Geofizikai Intézet által végrehajtott ellenőrző mérések szerint a hegység keleti oldala 4000—4500 méteres mélységbe szakad le. Tehát maga a hegység, ha a fiatal üledékek nem borítanák 3000—3500 m magasságú lenne.

A szeizmikus kutatások arra mutatnak, hogy a Rába-vonal, illetőleg a Rába-árok\* valóban igen nagyjelentőségű, nagyszerkezeti határt jelölő tektonikai elem. Semmiképpen sem egy egyszerű és határozott vonalzású linea, és nem ott, ahol azt a [147] a. id. m. rajzolja. A geokinetikai kutatás és a mélyfúrások eredményei egyaránt arra vallanak, hogy az Érsekújvár—Vének—Koroncói törésvonal hajlik el Marcaltó irányában. Itt csatlakozik egy másik törésvonalhoz, amely Kenyerin átívelve a Rába vonalát követi és a Sótöny 1. és 2. sz. fúrások közt elhaladva, a Csörnök medre és a Kemeneshát lába között fúrásokkal bárhol harántolható [103/a].

Rendkívül meredek: 60—70° dőlésű vetőnyalábokból áll. A terület a Kisalföldi-medence alatt felboltozott. Ennek következtében a legnagyobb

\* Az eddigiekből nyilván kitűnt, hogy Rába-vonal mint tektonikai valóság és mint nagyszerkezeti elem nincs, csak egy hatalmas, több száz méter szélességű vetőrendszer mentén kialakult Rába-árok van.





48. ábra: A kisalföldi kristályos- és a bakonyi mezozoós jellegű nagyszerkezetek érintkezési övezete: a Rába-vonal (BENDEFY L., 1966). — Cd = Celldömölk, K = Kapuvár, Km = Kemenesmagasi, Kö = Kőszeg, Ks = Kis-Somlyó, S = Sárvár, Ság = Sághegy, Si = Sitke, Sz = Szany, Szh = Szombathely, V = Vaszar, Vv = Vasvár, T = Tét, 1 — nagyszerkezeteket elválasztó diszlokációs övezet. 2. Magas- és mélyrögvonulatokat elválasztó töréses övek (KÖRÖSSY szerint)

Fig. 48. Die Kontaktzone der kristallinen Gross-struktur der kleinen Tiefebene und der Bakony-Gross-struktur mesozoischen Charakters: die Rába-Linie (L. BENDEFY, 1966). — Cd = Celldömölk, K = Kapuvár, Km = Kemenesmagasi, Kö = Kőszeg, Ks = Kis-Somlyó, S = Sárvár, Ság = Sághegy, Si = Sitke, Sz = Szany, Szh = Szombathely, V = Vaszar, Vv = Vasvár, T = Tét, 1 = Dislokationszone, die die Gross-strukturen voneinander trennt. 2. Horst- und Grabenzüge trennende Bruchzonen (nach KÖRÖSSY)

feszültségek vonalában számos, a Rába-árokra közel merőleges törésnyaláb keletkezett: jeléül annak, hogy ezeken a szakaszokon erősen mozgásban lévő kéregrészeket harántol a folyó. Ilyen szakaszok vannak például: Sárvár és Ikervár, Rábakovácsi és Molnaszecsőd, Magyarszecsőd és Nagymizdó stb. között. Ezeken a szakaszokon a Rába partpusztító tevékenysége néha megdöböntő méretű.

A fentebb elsorolt rétegtani adatok bizonyítják, hogy a Rába-árok kétoldalán egymástól szerkezeti felépítésben és fejlődéstörténetben merőben különböző nagyszerkezeti egység alakult ki. Egyik a Keleti-Alpok centrális övének folytatása. Keleti határa pontosan egybeesik a Rába vonalával. A vele szomszédos nagyszerkezeti egység a Bakony mezozoós tömege. Miként a mélyfúrások sztratigráfiai rendjéből kitűnik, a kövületekkel kétségtelenül bizonyítható mezozoikum általában nem lépi át a Csörnök és a Marcal vonalát.

Nagyon valószínűnek látom, hogy a Kisalföldi-medence és a Bakony, illetőleg a Dunántúli Középhegység érintkezési övezetének fővonalait a D jelű regionális térkép tükrözi (20. ábra), az Alpokkal való mélyszerkezeti összefüggésre pedig feltehetően az E jelű regionális geokin térkép (21. ábra) világít rá. A tektonikai helyzetet az alábbiakban vázolom.

A Rába-ároktól északnyugatra lévő Kőszeg—Mihályi nagyszerkezeti egység a Keleti-Alpok központi kristályos vonulatának közvetlen folytatása. Erősen gyűrt, töréses, pikkelyes szerkezetű kristályos palákból áll. Ez a tömeg csakis a metamorfózis előtti szerkezeti vonalak mentén felnyomult, de azóta metamorf kőzetekké alakult bázisos magmás tömegeket tartalmaz. A későbbi erőhatásokra ez a nagyszerkezeti egység — nagyjából ÉÉK—DDNy csapású törések mentén — feldarabolva: magas- és mélyvonulatokból álló övezetekre különült el [95].

A Rába és a vele közel párhuzamosan futó Csörnök, illetőleg részben a Marcal, csak morfológiai okokból jelöli a Kisalföld kristályos aljzatú medencéjének keleti határát. Ennek a medencének mai arculata igen lassú, szakaszos süllyedéssel alakult ki. A tektonikai határt képező Rába-árok a ma is élénken emelkedőben lévő Rába-eleváció északi határához kötött. Kiképződése — KÖRÖSSY L. szerint [95] — a helvéttel kezdődött, és napjainkban is tart.

A Rába-árok — minden valószínűség szerint — több diszlokációs vonal mentén kialakult süllyedő övezet. Medencealjzata egyelőre ismeretlen, de a tektonikailag feltehető torlódások miatt sejthetően erősen zavart [95].

A mélybe süllyedt, egykori kristályos magashegységet ma több száz-, sőt 1000—2500 m vastagságú fiatal, nagyobbrészt felsőpannóniai agyagos, márgás, homokos üledék takarja.

A medence egyes magasabban maradt rögei — a felsőpannóniai emeletben — a Kisalföldet borító tengerbarázda szigetei voltak. A hepehupás, elmocsarasodott térszínen dús vízinövényzet tenyészett. A kimagasló rögek olyan lassan kerültek víz alá, hogy a parti vegetáció vékonyabb, vastagabb lignittelepek képződésére vezetett. A felsőpannóniai emelet élénk szerkezeti mozgásai enyhe és ellentétes rétegződéseket hoztak létre. A mai felszíni és felszínközeli rétegtani viszonyok kialakulása feltétlenül kap-

csolatban van a mélyszerkezettel, illetőleg a medencealjzat egykori és mai mozgásviszonyaival [115 és 82, 83].

A Rába mai vonalától keletre lévő területen a kristályos alaphegységet általában mezozóos üledékek borítják. Ez a bakonyi nagyszerkezet területe. Nem jelölhető ki egyetlen egyenes vonal a kétféle kifejlődésű nagyszerkezet határául.

1964-ben szerkesztett részletes geokinetikai térképünkön (15. ábra) Pápától északra egy, a közvetlen környezetétől élesen elütő emelkedő szerkezet tűnik fel, déli végén Vaszar, az északon Tét községekkel. Ezen a területen a medencealjzat kristályos, szemben a mezozóos képződményekkel borított környezetével.

Vinár határában KÖRÖSSY szerint a „Mihályi” elnevezésű mélyfúrásokból kikerült paleozóos képződményeket tártak fel [95]. JUHÁSZ és KÖHÁTI [85] azonban (KÖRÖSSY után egy esztendővel) azt közli, hogy a Vinár 1. sz. fúrásban „igen gyakori volt a triász dolomit törmelék”, a felső-krétára valló ósmaradványok listája pedig majdnem egy egész oldalt tölt meg [85]. Igaz, hogy a leggazdagabb szenon mikrofaunát és mikroflórát tartalmazó rétegek mindössze 42 m vastagságúak (2244—2486 m mélységben), de a paleontológiailag meghatározható mezozóos rétegsor meglétét 500 méterrel alább (2760—2764 m-ben) még mindig fúrómagok anyaga bizonyítja.

Ez az É—D-i tengely szerint kialakult medencerész majdnem 2800 m mély. Celldömölk közelében, Csögle alá nyúlik le. Ma is erősen süllyedő mivoltára a medence nyugati határán lévő elmocsarasodott térszínből is következtethetünk. A szeizmikus mérések tanúsága szerint a medencealjzat erősen töréses és diszlokált jellegű.

A celldömölki medence néven ismert mélyrögöt mezozóos aljzatú terület veszi körül. Elegendő lesz Takácsi, Mesteri, Borgáta, Káld, Sótöny 1. sz. fúrásokat említenünk. Ez a bakonyi típusú medencealjzat Sótöny—Sárvár környékén északnyugatnak mélyen a Rábán túlra benyomul. JUHÁSZ és KÖHÁTI 1966. évi közlése szerint [85] Ölbő és Rábasömjén fúrómagjai felsőtriász és szenon korú mikrofaunát és mikroflórát szolgáltatottak. A betűremlés az 1964. évi geokinetikai térképen (15. ábra) jól körülhatárolva jelentkezik. KÖRÖSSY 1965. évi medencealjzati térképén viszonylagos magaslatként szintén feltűnik [95]. Az ölbői—rábasömjéni környezet 700 méterrel (!) emelkedik ki a környezetében lévő, 2200 m mélységű medencealjzattól.

A sömjéni magaslattól délnyugatra, Nádasd közelében, egy 2500 m mélységet elérő zárt medence következik. Ez a mély töbör a Körmend, Nádasd, Vasalja és Pinkaminszent közötti térségben alakult ki. Bár a felszíni morfológia nem sokat árul el felőle, ma is süllyedőben lévő rög. A Pinka és a Strém ezt a relatív süllyedéket veszi célba, és ott alakították ki a Rábával való torkolatukat. De ugyanebben a süllyedésben siet a Rábába a Rönöki-patak is.

A nádasd-körmendi süllyedésnek különös jelentősége van. A kristályos aljzatú kisalföldi medence délnyugaton itt ér véget. Ez a töbör azért alakult ki, mert be van szorítva két elevációs zóna: a Kerka- és a Rába-

menti övezet közé. A két emelkedő övezet itt válik el egymástól (40. ábrán: a és b). Innen Kapuvár irányában a kisalföldi medence legmélyebb árkos beszakadása húzódik, Kapuvár fölött elhajlik Magyarkimle—Dunaremete—Dunaszerdahely irányában (48. ábra).

A jelenkori kéregmozgások okozta szintváltozásokat feltüntető geokinetikai térképek — miként fentebb láttuk — módot adnak arra, hogy az egymás szomszédságában lévő, különböző felépítésű nagyszerkezetek bonyolult érintkezési övezetét több-kevesebb megközelítéssel kinyomozzuk és térképen rögzítsük. Az esetünkben kialakuló érintkezési övezet, amelyet a fentiekben Rába-árokknak neveztünk, nagyon világosan tudósít bennünket azokról a nagyméretű erőhatásokról, amelyek a bakonyi és a kisalföldi nagyszerkezetek mai érintkezési zónáját kiformálták.

Ennek az érintkezési vonalnak (törésnyalábnak, illetőleg tektonikus árokknak) mai térbeli helyzetét csakis olyan erőhatások alakíthatták ki, amelyek a mainál lényegesen szélesebb és hosszabb Kisalföldi-medencét ÉK—DNy-i, illetőleg ÉNy—DK-i értelemben egyaránt szűkebb térre szorították. A közephegységi csapásban bekövetkezett térrövidülésről különösen a bakonyi nagyszerkezet számos ÉNy—DK-i csapású, magas- és mélyrögvonulatokat elválasztó törése, illetőleg az általuk közrefogott magas- és mélyhelyzetű vonulatok tanúskodnak. De emellett szól magának az érintkezési vonalnak lefutása is, amely erősen magánhordja a térrövidülés bélyegét: aszimmetrikus ékszerkezetek (övezetek) formájában [88/a].

Az Alpok keleti homlokfala és a tágabb értelemben vett Bakony tömege közé beszorított kristályos aljzatú medence — eltekintve a Duna környéki 3000—5000 méteres mélységektől — a Rábától az Alpokig három árkos leszakadást és két kiemelt hátat foglal magában. Ezek:

Magaslatok	Mélyedések
1. Az Alpok előhegységei	2. Fertő medencéje; Bük—Mária-falvi árok
3. Pinnye—Szentgotthárdi vonulat	4. Dunaszerdahely—Kapuvár—Körmenyi árok
5. Mihályi—Répcelaki szerkezet	6. Koroncó—Celldömölki árok és medence
7. A Bakony-hegység és a nagyszerkezet tartozékai	

Az egymásra következő magaslatok és mélyedések (árkok, medencék) aljzata 1000 m nagyságrendű szintkülönbségeket mutat. A medencealjzat egészében DNy-ról ÉK felé erősen lejt. Ez a lejtés Szentgotthárdtól a Mosoni Duna-ágig általában mintegy 2500 méterre tchető.

Mindezek után magától értetődővé válik: mi az oka annak, hogy a Kisalföldi-medencébe oly ritkán futnak be távolabbi földrengések hullámai; és ha mégis bejutnak, miért tompulnak el olyannyira, hogy a bako-

nyi nagyszerkezet területén már nem is észlelik őket. A hármás árokrendszer véd bennünket. Romboló erejű földrengés ezen a kéregrészen csakis akkor következhet be, ha az szerkezeti érintkezési övben, tehát komoly, nagy szerkezeti törésvonalon pattant ki. Ilyen volt például a 452. évi, Savariát elpusztító földrengés. Minden más földrengés energiáját az ék-szerkezetű övezetekben bekövetkező elmozdulások emésztik fel.

Az érintkezési övezet legvalószínűbb térbeli lefutásának ismeretében visszatérünk az eredeti kérdéshez, azaz a két nagyszerkezet érintkezési jellegének problémájához. SCHEFFER V. szerint [147, 149] „a Keleti-Alpok kristályos kőzetekből álló takarója a Rába-vonal mentén rátolódott a középhegységi autochton mezozoikumra”, vagyis a bakonyi nagyszerkezetre.

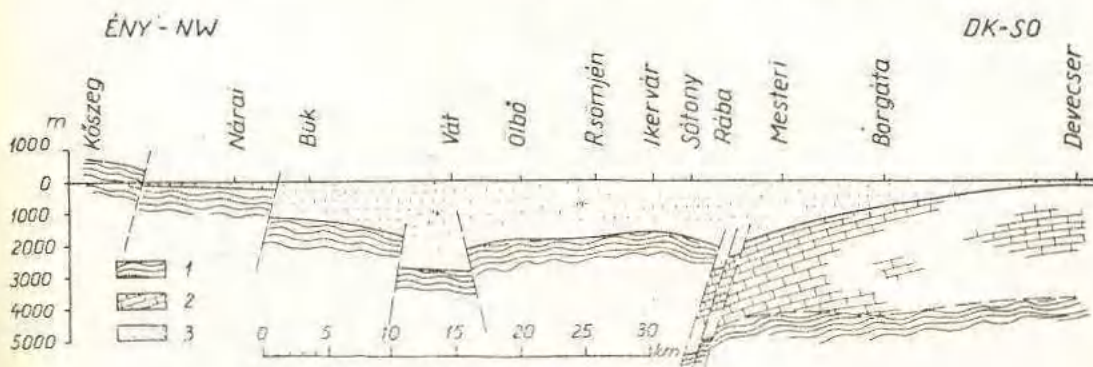
Noha az érintkezés a két nagyszerkezet között eléggé bonyolult, és mindenképpen magán hordja a legerősebb hegységképző szerkezeti mozgások nyomait, rátolódásról így általánosságban nem beszélhetünk. Valószínű, hogy részben alátolódással van dolgunk.

Egyetértünk KÖRÖSSYvel [95] abban, hogy „a rátolódás feltételezése mellett szól az a tény, hogy a Rába-vonaltól nyugatra általában magasan van a kristályos alaphegység, viszont tőle K-re a vastag mezozoikum alatt helyenként legfeljebb 4000—5000 m mélyen várható” (49. ábra) (a Nagylengyel 108. sz. fúrás 4409,5 m-ben felsőtriász dolomitban állt meg).

A Rába-vonal két oldalán a kristályos alaphegységnek ez a nagy szintkülönbsége azt jelentheti, hogy a magasan levő kőszeg—mihályi rész rátolódott a mélyen levő közép-dunántúli részre. Ugyancsak emellett szól az a tény is, hogy a triász kifejlődése a Rába-vonal közvetlen közelében mélyült sárvári, kámi, mesteri fúrások szerint semmiféle hajdani partszegély jelenlétére sem utal, pedig ez a vastag tengeri rétegsor a Rába-vonaltól ÉNy-ra nincs meg. Ez nemcsak a két terület tektonikus

49. ábra: Vázlatos földtani szelvény a kisalföldi és bakonyi nagyszerkezetek érintkezéséről (BENDEFY L., 1966). — 1 = kristályos alaphegység, 2 = mezozoós fedőhegység, 3 = fiatal üledék.

Fig. 49. Skizzenhaftes geologisches Profil des Kontakts der Gross-strukturen der Kleinen Tiefebene und des Bakonys (L. BENDEFY, 1966). — 1 = kristallines Grundgestein, 2 = mesozoisches Hangende, 3 = junges Sediment.



érintkezését bizonyítja. Ha csak egyszerű tektonikus érintkezés lenne itt, akkor a másik oldalon hasonló fáciesben legalább nyomokban meg kellene találni a középhegységi kifejlődésű triászt. A DK-i oldalon meglévő 3—4000 m vastag triásznak nyomtalanul való teljes lepusztulása nem valószínű. Mindezt jelenleg úgy értelmezhetjük, hogy a Rába-vonal mentén olyan összetorlódást, ékszerű feltolódást tételezünk fel, „amelynek révén az eredeti tér nagymértékben megsűkülte és a nyílttengeri fáciesű mezozoos képződmények utólag a kőszegi—mihályi szerkezeti egység kristályos kőzeteivel kerültek érintkezésbe” [95].

Helyesen ítéli meg a kérdést JUHÁSZ és KÓHÁTI is, amikor úgy vélekednek, hogy: „mind a sótonyi, mind a rábasömjéni fúrások triász kőzetei kizárják a nagyobb mérvű, alpi mozgásokkal kapcsolatos metamorfózis lehetőségét, valamint azt, hogy hazánk területén a Rába-vonaltól nyugatra a mezozoos képződményekre az alpi hegységképződés során a kristályos képződmények jelentős mértékben rátolódtak volna”. Véleményünk szerint — írják — „kisebb rátolódások csupán a diszlokációs vonal közelében várhatók; nagyobb takarószerkezetek megléte hazánk területén valószínűtlen” [85]. Mindezek a megállapítások a KÓKAY kimutatta zónális ékszerkezetek kialakulása mellett szólnak.

Fentieket kiegészíthetjük azzal, hogy kisebb mértékű rátolódások azokon az érintkezési szakaszokon keletkezhetnek nagyobb valószínűséggel, ahol az egyik nagyszerkezet képződményei nyelv- vagy dudorszerűen benyomultak a korábban egyenes lineának elképzelt Rába-vonal másik oldalára. Így elsősorban a celldömölki töbör déli-, a sömjén—ölbői dudor északi-, valamint a körmend—nadasdi mélyedés déli homlokfalán. Ebből a szemléletből következik azonban az is, hogy a rátolódás kétoldalú is lehet. A sömjén—ölbői fronton például a bakonyi mezozoikum van olyan térbeli helyzetben (közel 300—600 méterrel van magasabban, mint a vele szomszédos Váti hegység), amely kisebb aktív rátolódásra, pikkelyeződésre, vagyis a bakonyi nagyszerkezetben ékszerkezetű övezetek kialakulására is lehetőséget adhatott.

A Bakonynak és környezetében levő nagyszerkezeteknek a fentebbiekben leírt, mai szerkezeti helyzete egy óriási méretű tektonikus folyamat következménye. E folyamat lényege az alábbiakban foglalható össze.

A *Szepes-Gömöri Érchegység* és a *Keleti-Alpok* között kialakult *Paleokárpátok*nak kelet felőli vonulata — SZALAI T. [207] megállapítása szerint — mozgásba jött és az újpaleozoikumban délkeleti irányba áttolódott. Ez a folyamat volt az Uppony-Szendrói hegységek kialakítója. E hegységek üledékei a Vepor borították be és onnan lenyíródva kerültek mai helyükre.

A Vepor északnyugati oldala és a Velencei-hegység, valamint a Bakony vonulat és a Keleti-Alpok közötti területen a Paleokárpátok e vonulatainak egésze a mélybe süllyedt. A területek megsüllyedése az áttolódással vette kezdetét, de a mélybe süllyedés teljessége a harmadkorban következett be [205]. A Vepor és a Velencei hegység között tehát egy besüllyedés keletkezett. Ezt SZALAI T. „*Gemerid kapu*”-nak nevezi. Ezen a „kapun” át nyomultak be a tengerek Magyarország területére már a szennonban, még inkább azonban a harmadkorban.

## Die Rolle der Geokinetik bei der Erforschung der Erdkrustenstruktur im Bakony-Gebirge

(Zusammenfassung)

Für die Erforschung der rezenten Krustenbewegungen hat sich bis jetzt noch keine allgemein anerkannte Methode ausgebildet. Es ist meistens üblich, den Wert der Niveauänderungen durch Vergleich der Meereshöhenwerte zu bestimmen, welche Höhenwerte für dieselbe Grundpunkte durch in verschiedenen Zeitpunkten ausgeführte Messungen gewonnen wurden und voneinander — natürlicherweise — abweichen.

Diese Methode könnte von vielen Gesichtspunkten angegriffen werden. Ein solcher und zuerst zu berücksichtigender Gesichtspunkt ist, dass die Methode die Benützung von geheimzuhaltenden Daten voraussetzt und die Kenntnis der Grundniveau-Differenzen der auf verschiedene Grundniveaus bezogenen Nivellierungssysteme nicht entbehren kann. Ein weiterer, bedeutender Nachteil der Methode ist dadurch gegeben, dass sie den voneinander unabhängig durchgeführten Ausgleich der zwei in verschiedenen Zeitpunkten ausgeführten Nivellierungen voraussetzt. Das hat zur Folge, dass in beiden Netzwerten die grössenordnungsgemäss vielleicht die bedeutendste Fehlerquelle — nämlich der aus der zwischenzeitlichen Verschiebung der Verbindungspunkte sich ergebende Fehler — steckenbleibt.

In dem Aufsätze gibt der Verfasser eine von ihm ausgearbeitete Methode an, die auf der Bestimmung der in der Zeiteinheit einsetzenden Änderung der ursprünglichen Höhendifferenzen der Streckenendpunkte fusst. Diese Berechnungsmethode liefert unmittelbar absolute Werte, ohne dass dazu die Meereshöhen der Bezugspunkte nötig gewesen wären.

Aus den durch  $V_i$  bezeichneten Streckendifferenz-Änderungen wird ein — dem gewöhnlichen Nivellierungsnetz ähnliches — *geokinetisches Netz* entwickelt, das ebenfalls mit der Anwendung des Prinzips der kleinsten Quadrate nach Gauss ausgeglichen wird. Wenn wir das aus den ausgeglichenen Werten bestehende System an einen Grundpunkt anschliessen, dessen Niveauänderung in der Zeiteinheit bekannt ist, dann erhält jedes Glied des Systems einen in Raum und Zeit absoluten Messwert.

In unserem Falle wählten wir als Basis des geokinetischem System den Hauptgrundpunkt des ungarischen präzisen Landesnivellierungsnetzes „Nadap“, welcher im Velence-Gebirge auf Granit aufgebaut wurde. Die

Niveauänderung dieses Basispunktes wurde zusammen mit den Bewegungsverhältnissen der Hauptgrundpunkte der benachbarten Tschechoslowakie: „Lisov“ und „Strecno“ bestimmt. Als Resultat erhielten wird, dass „Nadap“ hebt sich mit 3,54 mm in 10 Jahren, während die entsprechenden Werte für „Lisov“ und „Strecno“ 7,06 mm bzw. 6,78 mm betragen.

Diese drei Werte bestimmen dynamisch eine Ebene, welche die durch Nadap hindurchgehende Potentialfläche — wie das aus der Figur 10. zu ersehen ist — zwischen den Punkten A und B in einem schwachgekrümmten Bogen (annähernd in einer geraden Linie) schneidet. Geologisch betrachtet bedeutet das soviel, dass der Krustenteil NW von dieser Schnittlinie hebt sich, und jener nach SE gelegen sinkt. Das entspricht auch prinzipiell der tatsächlichen Lage. Wir wissen nämlich, dass das Becken des Mittelmeeres eine jetztzeitige und noch dazu eine noch heute in lebhafter Senkung begriffene Geosynklinale repräsentiert. Die Fläche des Geoids muss daher in Richtung NW — SE sinken.

Die sich auf ganz Ungarn erstreckenden statistischen Untersuchungen betreffs des allgemeinen Charakters der Niveauänderungen führten zu den folgenden Resultaten. Der Landesmittelwert der in absoluter Hebung begriffenen Grundpunkte ist ein Steigen von +9,1 mm/10 Jahre dasselbe für die sinkenden beträgt —5,1 mm/10 Jahre. Die relative Abweichung zwischen den sich hebenden und sinkenden Gebiet ist daher 14,2 mm/10 Jahre. 67,5 % der Landesoberfläche sind hebenden, 32,5 % aber sinkenden Charakters. Der für die ganze Landfläche — mit Gewichtsanbringung — errechnete Mittelwert der Niveauänderung beträgt: 4,50 mm/10 Jahre, d. h. die ganze Landesoberfläche von Ungarn befindet sich in unseren Tagen in einem epirogenetischen Steigen.

Was die Natur der im Karpatenbecken heutzutage vor sich gehenden *rezenten Krustenbewegungen* anbelangt, man kann feststellen, dass *diese durchaus tektonischen Charakter sind.*

Der für das Bakony und Balaton-Oberland und deren unmittelbare Umgebung — mit Gewichtsanbringung — berechnete Mittelwert der Niveauänderung beträgt: —2,31/10 Jahre.

Die **Figur 14.** enthält die Abweichungen von diesem Mittelwert, und zwar Durchschnittswerte je Struktureinheiten. Daraus erhellt, dass die Masse des Bakonys und Balaton-Hochlandes gegenüber dem Mittelwert des umfassten Gebietes in Zehn Jahren 9 mm sinkt. Demgegenüber die relative Senkung der Keszthely-Bucht und des Beckens des Klein-Balatons beträgt nur 2 mm/10 Jahre. Das bedeutet, dass die Senkung der Hauptmasse des Gebirges ruft eine relative Hebung der Bucht von Keszthely hervor, die in 2000 Jahren — relativ zur nördlichen Uferlinie — 140 cm ausmacht.

Das Südufer des Sees — die ganze Länge entlag — zeigt eine mittlere Hebung von +4 mm/10 Jahre. Das bedeutet aber 13,00 mm pro zehn Jahre, relativ zum nördlichen Ufer, entsprechend 260 cm in 2000 Jahren. In anbetracht dessen, dass die heutige mittlere Tiefe des Sees nur 3—4 Meter beträgt, ist das eine recht hohe Zahl.



Die Grenze der sinkenden Masse des Bakonys und Balaton-Hochlandes befindet sich bei Alsóórs. Hier haben wir aber eine verhältnismässig kleine Masse, die sich um +13,3 mm hebt, was — gegenüber der Senkung der benachbarten Gebiete — einer relativen Hebung von 22,3 mm/10 Jahr entspricht. Werden die heutigen Bewegungsverhältnisse nur auf 1 Million Jahre zurückprojektiert, dann können wir auf eine relative Hebung von 2230 m folgern. Das ist die Erklärung dafür, dass genau an der erwähnten Stelle graptolitische Schiefer aus dem Silur erscheinen, die aus einer etwa 2000—2500 m Tiefe heraufgepresst sind.

In der Bucht von Keszthely, in der Nähe von Fenék-Puszta hat man in Balaton die Grundmauer von römischen Gebäuden, sowie römische Gräber und Sarkophage gefunden. Diese Bucht sinkt 2 mm pro zehn Jahre, gegenüber aber der sich hebenden Umgebung der südlichen Uferlinie 6 mm/10 Jahre. Das beträgt aber eine Senkung von 110 cm in der Periode von 1800 Jahren, d. h. vom Alter dieser Anlagen. Dieser extrapolierte Wert entspricht ja ungefähr den Verhältnisse, die durch die Archeologen gefunden worden sind.

Die Gegend des Zala-Flusses zeigt starke Hebung gegenüber dem Balaton. Die Biegung des Flusses nach NE unter Zalavár kann dadurch erklärt werden, dass der paläozoische Rand der entlang des südlichen Ufers hinziehenden Hebungszone den Zalafluss zum Ausweichen, bzw. Umbiegen zwingt.

Das Bakony wird vom NW durch das in westlicher Richtung am weitesten liegende, junge Becken, die Kleine Ungarische Tiefebene begrenzt. Diese zerfällt strukturell in zwei Teile. In dem ersten — sich von der tektonischen Linie des Rábaflusses bis zum Gebirgsland von Sopron—Kőszeg erstreckenden — haben wir in der Tiefe (von +890 m bis —2880 m) die Tatriden aus dem proterozoischen Alter, während SE von dem Rába hatten die Tiefbohrungen überall mesozoische Sedimente — gehörig zum Bakony — durchquert. So wurden zB. in der Bohrung Mesteri No 1. Trias-Sedimente in einer ungefähren Dicke von 550 m aufgeschlossen.

Die sich unter der Kleinen Ungarischen Tiefebene befindende kristalline Masse ist daher eine grossstrukturelle Einheit, die von einer Dislokationszone begrenzt wird. Diese richtet sich von der Umgebung von Komárom — nach mehreren Biegungen — ständig nach SW, dann tritt sie — den Murafluss durchquerend — nach Kroatien über.

Über dem die Tiefe gesunkenen Gebirge — kristallinische Masse — entwickelten sich viele — für die Schürfung nach Kohlenwasserstoffen wichtige — Aufwölbungen. In der Kontaktzone zwischen den kristallinen bzw. mesozoischen Basisschichten begegnen wir mit den Spuren rezenten Vulkanismus.

Die Masse des Bakonys sinkt im ganzen genommen. Diese Senkung zwingt die kleineren Randstrukturen zur Hebung, und zwar teils im absoluten, teils in relativem Sinne. Die grösste Hebung kann bei der — auf Felsen erbauten — Kirche von Vilonya festgestellt werden. Von diesen sich erhebenden Strukturen fällt besonders die von Bakonyszentlászló auf. Hier findet man unter den aus dem mittleren Eozäne stammenden Kalk-

stein- und Mergel-Sedimenten in einer mässigen Tiefe von etwa 1 km eine ausgedehnte magnetisch wirksame Masse.

Am südlichen Ufer des Balatons — eingeeengt zwischen zwei Dislokationszonen — bildete sich eine Elevationsstruktur: die Elevationszone des südlichen Balatons zwischen Fonyód und Aba aus.

In der Umgebung von Gelsesziget—Ujudvari—Csörnyeföld—Surd haben die Vorberge des Bakonys ihre Fortsetzung in einer grösseren Tiefe nach SW. Die Struktur von Gelsesziget—Ujudvari ist in Hebung, diejenigen zwischen Csörnyeföld und Surd aber in Senkung begriffen. Alle diese Strukturen besitzen eine besondere Wichtigkeit aus dem Gesichtspunkt der Kohlenwasserstoff-Schürfungen.

Nach SE von dem Elevationsrücken des Süd-Balatons, zwischen Nikla und Somogytúr, sinkende und sich hebende Zonen und Blöcke wechseln einander ab: das Gebiet bietet ein schönes Beispiel der Gebietsverkürzung dar.

In der Umgebung von Mór — bekannt von seinen starken, häufigen Erdbeben — wird unsere Aufmerksamkeit auf grosse Brüche, Verwerfungen und im Zusammenhang mit diesen, auf Schichtenneigungen, Faltungen und Aufwölbungen gelenkt: das Gebiet ist noch heute in lebhafter Bewegung begriffen.

Die Strukturen von Zirc und Bakonycsernye—Bakonysárkány sind mit einer Bruchtektonik verbundene Senkungsgebiete. Durch die im südlichen Bakony abgeteuften hunderten von Bauxit- und Kohle-schürfenden Bohrungen wurde die recht brüchige, stellenweise bruchgefaltete Struktur dieses Gebirgsteiles aufgeschlossen.

Die Erforschung der Tiefenstruktur des Bakonys und seiner Umgebung ist nicht zu trennen von der Untersuchung der Tiefenstruktur des jenseits der Donau-Gebietes oder sogar der des ganzen Ungarischen Beckens. Die diesbezüglichen Forschungen haben bisher nur Teilergebnisse gezeitigt. Hier sei das Problem auf Grund der die Tiefeneffekte widerspiegelnden regionalen geokinetischen Karten angegriffen werden.

Die regionalen Karten etwickeln sich mit einem allmählichen Zusammenziehen der Angaben. Demzufolge vereinfachen sich die Konfigurationen an den Karten von Schritt zu Schritt, sowie dies auch im Falle der regionalen geokinetischen Karten geschieht.

Alle regionalen Karten geophysikalischer Natur spiegeln Tiefeneffekte wider. An den geokinetischen Karten entfalten sich die Umrisse der tiefen Strukturen, die sich nach den vier Hauptrichtungen (NO—SW, NW—SO, N—S und O—W) richten.

Im Bakony ist die für das Mittelgebirge Transdanubiens bezeichnende allgemeine NE—SW-Richtung vorherrschend (erzgebirgische oder mittelgebirgische Richtung), aber auch die NNW—SSO-Richtungen kommen häufig vor. Diese sind verhältnismässig junge (aus dem Eozän-Pleistozän stammende), ausgesprochen transversale Brüche, die die tertiäre und ältere Züge in Querrichtung geschnitten und in diesen verschiedenartige horizontale Verschiebungen, kulissenartige Ineinanderschiebungen und wechselndgebrochene Wiederholungen zustandegebracht haben. Für ihr

junges Alter sprechen die Kohlensäure-Quellen, die auch an die Tatsache hinweisen, dass einige von den offenen Bruchflächen noch heute nicht geschlossen wurden, so dass die Quellen können durch die offenen „Narben“ — aus der grossen Tiefe kommend — auch heute noch die Oberfläche erreichen.

Die an den regionalen Karten auffindbaren Konfigurationen deuten auf Zustände hin, die in vielen Fällen in gewissen erdgeschichtlichen Perioden geherrscht hätten. Z. B. die Konturen der Izokinen an den Figuren 15. und 17. weisen auf solche zurzeitige Bewegungsverhältnisse hin, die eine Erneuerung der Bewegungsverhältnisse der Strukturen indizieren, wie es in der Periode des Vordringens des oberhelvetischen Meeres von der Seite Vilonya und Várpalota bis in die Gegend von Ajka herrschten. Die transdanubischen Isokine der Figur 20. erinnern wieder auf die Perioden der tortonischen Meerestransgression: die von Zalaegerszeg her in Richtung Veszprém vordringene tortonische Meeresbucht ist an der 20.-sten Figur sowohl der Form als Ausbreitung nach gut zu sehen. Gleichzeitig sind die gewesenen tortonischen Trockengebiete auch heute noch sich hebende Zonen. Es scheint, dass die Strukturgrenzen, entlang welcher die grossen tertiären Krustenbewegungen vor sich gingen, drangen bis zu einer sehr grossen Tiefe vor und riefen noch in recht grossen Entfernungen ähnliche Erscheinungen ins Leben, was auch dadurch bestätigt zu sein scheint, dass diese neubelebte Bewegungserscheinungen vom Balaton bis zum Mecsek aufzufinden sind.

Die Bewegungen grössten Ausmasses sind auch heute noch in der Strukturzone zu finden, die die nördlichen und südlichen Teile des Bakony trennt. Für die Grössenordnung derselben haben wir gewisse Kenntnisse nicht nur betreffs ihrer vertikalen sondern auch der horizontalen Komponente. Die Verschiebungen sind an Nivellierungs- bzw. Triangulations-Grundpunkten beobachtet worden. In der vertikalen Richtung können wir auf diesem Gebiet mit einer Verschiebung von 5—12 mm/10 Jahre, in horizontaler Richtung aber mit 25—60 bzw. 50—100 mm/10 Jahre rechnen.

Je weiter wir mit der Zusammenziehung der Daten der regionalen Karten vorrücken, desto mehr entfalten sich vor uns Bewegungsverhältnisse von Tiefenstufen, die recht tief liegen und schon der Lage der Gabbrozonen nahe kommen. Es ist auffallend, welche hohe Übereinstimmung zeigt sich zwischen der schon recht grosse Tiefen representierenden regionalen geokinetischen Karten und der Karte der Conrad-Oberfläche.

Die zwei letzten regionalen Karten (**Fig. 29-30.**) indizieren schon vollständig eine tiefe Massenkonfiguration NW—SE-lichen Streichens. Diese Fläche entspricht wahrscheinlich schon den Moho-Grenzflächennahen oder noch darunter herrschenden Verhältnissen. Es ist auch eine recht gute Übereinstimmung mit der mitteleuropäischen Geoid-Karte von HEISKANEN (**Fig. 11.**) vorhanden. Die neuesten geophysikalischen, sowie auch meine Untersuchungen weisen darauf hin, dass in der Struktur- und Tiefenstruktur der Erdkruste in Ungarn eine doppelte Entwicklungsart, nämlich eine Raumordnung nach zweierlei Streichrichtungen, aufzufinden ist.

Diese Feststellung wird besonders durch die neueste Auswertung der Resultate der zeitgemässen recht ausgedehnten und genauen Gravitationsmessungen unterstützt.

GY. SZÉNÁS stellt fest, dass die mit der Anwendung der Methode von FAJKLEVICZ berechnete regionale Anomalienkarte keinen Zusammenhang mit irgend welcher, aus den oberflächlichen oder oberflächennahen bisherigen Aufnahmen wohlbekannter geologischer Tatsache, geschweige denn mit der bekannten NO—SW-Regionalität des Ungarischen Beckens aufweist. Die durch die Methode von FAJKLEVICZ darbotene Resultate weisen nämlich auf eine in der Tiefe vorhandene NW—SO-Struktur hin. Wie das zu interpretieren ist, das erhellt aus meinen geokinetischen Untersuchungen.

Die die tieferen Schichten representierenden regionalen geokinetischen Karten beleuchten nämlich völlig eindeutig, dass die Tiefenstruktur des Ungarischen Beckens sich in das System NW—SO-lichen Streichens vollständig einfügt, das von GY. WEIN auf Grund seiner in SO-Transdanubien ausgeführten Untersuchungen als präkambrischen Streichens angenommen wurde.

Diese uralte Fundament-Konfiguration der Kruste erlitt eine Verkürzung in der Richtung ihrer Längsachse; infolgedessen sind auf ihr Anti- und Synkinalen NO—SW-lichen Streichens entstanden. Dadurch wird die Tatsache erklärt, dass auf das jetzige Gebiet des Landes der Ocean — vom Silur bis zum Devon — immer durch Meeresäste NO—SW-lichen Streichens eingedrungen war.

Die schon erwähnten NW—SO-Druckkräfte aber — in der Nähe der Alpenregion, an der NW-Seite der Linie Varasd—Nagykanizsa—Budapest, d. h. im wesentlichen NW-lich des Balaton-Lineaments — entwickelten im System, das eigentlich aus einfachen Rücken und Mulden NO—SW-licher Richtung bestand, — auf einer noch heute lebendigen und wirkenden Weise — Zonen, deren Richtungen, von der erwähnten Hauptrichtung abweichend sind. Wenn man auch das berücksichtigt, so entfaltet sich für die Gross-Struktur des in allgemeinerem Sinne genommenen Bakonys- und Balaton-Hochlands das folgende zusammenfassende Bild.

1. Das Pannonische Massiv (Tisia) in seinem westlichen Teil wird durch zwei kräftige Lineamente: die Balaton-bzw. die Save-Linie flankiert.
2. Zwischen diesen bildete sich am Ende der Tertiärzeit der schwach gekrümmte Tisza-Graben: ein tektonischer Graben, der auch heute noch im Sinken begriffen ist, und sowohl seismisch, als auch geothermisch von grosser Wichtigkeit ist.
3. Die kristallinen Massen des Serbo-Mazedonischen Massivs dringen — in der Temes-Gegend in die Tiefe gesunken — jenseits des Maros bis zum Szárázér vor.
4. Die Vardar-Zone — durch starken Lineamenten — setzt sich in der Richtung von Szeged—Kecskemét—Budapest—Trnava (Nagyszombat) bis an den Kleinen-Karpathen fort. Die Save-Narbe aber ist eine Grenzzone zwischen den Dinariden und dem Pannonischen Massiv, die entlang einem Lineament entwickelt worden war.

5. Das Gebiet zwischen Drau und Save bildet eine äussere Zone des Pannonischen Massivs, das sich eng den benachbarten Strukturen von Süd-Zala und äusseres Somogy bzw. Baranya anschmiegt.
6. Die Ostalpen haben ihre Fortsetzung in Ungarn in drei schuppigen Strukturzonen, nämlich:
  - a) in der Kerka-Zone, die das Devon von Graz von der kristallinen Masse der Kleinen Tiefebene und vom Mesozoikum des Süd-Bakony trennt;
  - b) in der Rába-Zone, durch welche eine Grenze zwischen der kristallinen Unterlage der Kleinen Tiefebene und dem Mesozoikum des nördlichen Bakony representiert wird; und
  - c) die Bakony-Zone — Nyirád, Ajka, Vilonya und Iszkaszentgyörgy inbegriffen — die auch heute noch die stärkste Bewegung aufweist und eine Grenze zwischen dem mit abweichendem Fazies-Charakter entwickelten Nord- bzw. Süd-Bakony darstellt.
7. Die oben beschriebene Herausbildung des Bakonys und der umgebenden Gross-Strukturen ist die Folge eines tektonischen Vorganges von ungeheuren Ausmassen. Das wesentliche dieses Vorganges kann in den folgenden zusammengefasst werden.

Der östliche Zug der zwischen dem Szepes-Gömörer Erzgebirge und den Ostalpen entwickelten Paläokarpathen kam — nach der Feststellung von T. SZALAI [207] — in Bewegung und wurde im Neupaleozoikum in südöstlicher Richtung übergeschoben. Durch diesen Vorgang wurden die Gebirge von Uppony-Szendró herausgebildet. Die Sedimente dieser Gebirge haben das Vepor bedeckt und gerieten von dort abgeschoren an seine heutige Stelle.

Auf dem Gebiet zwischen der nordwestlichen Seite des Vepors und dem Velence-Gebirge, ferner zwischen den Zug des Bakonys und den Ostalpen sank das Ganze dieser Züge der Paläokarpathen in die Tiefe. Das Herabsinken der Gebiete nahm seinen Anfang mit der Überschiebung, erfolgte aber die Erfüllung des Absinkens im Tertiär [205]. Zwischen des Vepors und des Velence-Gebirges entstand also eine Senkung. Diese wird von T. SZALAI als „*Gemerider Tor*“ genannt. Durch dieses „Tor“ drangen die Meere auf das Gebiet Ungarns schon im Senon und noch mehr im Tertiär.

## Megjegyzés a 24. lapon írottakhoz:

E tanulmány lezárása és nyomdába adása után hangzott el a Magyar Tudományos Akadémia Földtudományi Osztályának 1967 április 3-i beszámoló ülésén HAZAY ISTVÁN egyetemi tanár, akadémiai lev. tagnak: „A vertikális kéregmozgási hálózatok kiegyenlítése” c. előadása. Ebben ismertette a szintváltozások meghatározására, illetőleg a geokinetikai hálózatok kiegyenlítésére vonatkozó javaslatát.

HAZAY az eddigiekben alkalmazott számítási metodikát — az időtényezőnek a kiegyenlítési számításokba való bekapcsolásával — általános érvényűvé kívánta fejleszteni, akár kontinentális méretű hálózatok számára. Evégből „a két független szintezés együttes kiegyenlítése mellett” foglalt állást, mégpedig azzal, hogy „mindenesetre az eredeti mérési eredmények kapjanak javításokat” [„C” változat].

Az általam már 1956 óta alkalmazott geokinetikai hálózat kiegyenlítését [„A” változat] illetően pedig HAZAY azzal a javaslattal élt, hogy a geokinetikai hálózat felépítéséhez képezett, ún. fiktív mérési eredményeket súlyozzuk  $\Delta T^2$  szerint is [„B” változat].

Kétségtelen, hogy a Hazay-féle javaslat az időtényezőnek a kiegyenlítő számításba súlyként való bevezetése helyes és indokolt. Kérdéses maradt azonban, vajon milyen nagyságrendű különbségek adódnak a Hazay-féle „B” és „C” változat, illetőleg az általam alkalmazott „A” változat szerint végrehajtott kiegyenlítési eredmények között.

Felmerült továbbá az a kérdés is, milyen nagyságú területen alkalmazható az „A”, illetőleg a „B” jelű kiegyenlítési módszer.

A probléma eldöntése végett az 1960-ban az „A” változat szerint már kiegyenlített magyarországi geokinetikai hálózatot a Hazay javasolta „B” változat szerint is kiegyenlítettük. Így konkrét módon megállapítást nyert, hogy e két fajta kiegyenlítésből nyert szintváltozási értékek között nagyon kicsiny eltérés mutatkozik. A geokinetikai hálózat 36 poligonjában (melyeknek átlagos hossza: 284,7 km) az eltérés poligononként átlagosan 1,8 mm, ami azt jelenti, hogy a két fajta számítási módszerrel kiszámított értékek között kilométerenként mindössze 0,0063 mm az átlagos különbség. Amennyiben a különbség előjelében változás következik be, a fenti érték ennek következtében a kétszeresére: 0,013 mm-re is növekedhet. Minden egyes vonalra kiszámítva az eltérést, az országos átlagérték 0,0167 mm/km 10 évre vonatkoztatva.

Ebből következően a 10 éves egységnyi időközre felépített magyarországi geokinetikai hálózatban két, egymástól 3 km távolságban levő alappont szintváltozási értéke között (az „A” illetőleg „B” szerinti eljárással számítva) 0,043 mm eltérés mutatkozik. Ha az alappontok távolsága 5 km : 0,065 mm-, ha pedig a távolság 10 km, 0,17 mm a maximális eltérés.

Fentiek alapján megállapítható, hogy a szóbanforgó kicsiny eltérések sem a tárgyalásunk alapjául szolgáló szintváltozási görbék, azaz izokinek rajzában nem okoznak lényeges változást, se nem kívánják meg levont következteléseink módosítását.

Sőt: amennyiben és ahol az „A”, illetőleg „B” módszer szerinti eljárással nyert eredmények között némi eltérés mutatkoznék, az csak kéregszerkezeti megállapításaink helyességének kihangsúlyozására szolgál.

Ami a „B” és „C” jelű változat szerint végrehajtott kiegyenlítéseket illeti, ezekről Hazay eleve megállapította, hogy a várható eltérés kb. tizede lesz az „A” és „B” közöttinek. Ezért ezzel a kérdéssel pillanatnyilag nem foglalkozunk.

Mindenesetre a jövőben — a geokinetikai munkálatoknak nemzetközi jellegére való tekintettel — a „B” vagy „C” jelű kiegyenlítési módszer alkalmazása lesz kívánatos. Hogy melyiket fogják alkalmazni, azt a terület nagysága és a rendelkezésre álló pénzügyi keret dönti el. A „B” változat költségigénye ugyanis kb. harmada a „C” változaténak. Vizsgálataink szerint 100 000 km<sup>2</sup> nagyságú területen a „B” változat biztosan —, 300—400 ezer km<sup>2</sup>-en valószínűen még mindig aggodalom nélkül alkalmazható.

## Irodalom — Literatur

1. ADÁM, L. (1959): A Móri-árok és északi előterének kialakulása és fejlődéstörténete. — Földr. Ért., 8, p. 277—307.
2. ADÁM, L. (1959): A Móri-árok és északi előterének morfológiája. — Földr. Ért., 8, p. 417—431.
3. BALKAY, B. 1959. febr. 11-én kelt levele Bendefy L.-hoz.
4. BALKAY, B. (1960): Crustal structure below Hungary. — Ann. Univ. Sc. R. Eötvös nom. Sec. Geol., II., 1959; Geofiz. Közl., 9, p. 5—21.
5. BALKAY, B. (1960): A magyarországi földkéreg szerkezete. — Geofiz. Közl., 9, p. 5—21.
6. BEMMELEN, R. W. van, (1933): Die Undationstheorie und ihre Anwendung auf die mittelatlantische Schwelle — Z. Deutsch. Geol. Ges. 85. p. 1—15. Berlin. — továbbá:  
BEMMELEN, R. W. van, (1935): The Undation-theory of the Development of the Earth's Crust. — Proc. XVI. Int. Congr. Washington 1933., 2, p. 965—982.
7. BEMMELEN, R. W. van, (1931): Magma- und Krustenundationen (Eine Ergänzung von Haarmann's Oszillations Theorie). — Händelingen van Het Zesde Nederlandsch Indisch Naturwetenschappelijk Congres Gehouden to Bandoeng 22—26 Sept. 1931., p. 645—653.
8. BEMMELEN, R. W. van, (1960): Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rundsch., 50, p. 474—499.
9. BENDA (BENDEFY), L. (1929): A Nagy-Csádhegy geológiai viszonyai. Geologie des Nagy-Csád-Berges. — Vasvárm. Múz. 1929. Évi Jelentése, p. 90—95. Szombathely.
10. BENDA (BENDEFY), L. (1930): Vasvármegye és a Zalavidék artézi kútjai és mélyfúrásai. Artesische Brunnen u. Tiefbohrungen des Komitates Vas u. der Zalagegend. — Hidr. Közl., 3, p. 82—100.
11. BENDA (BENDEFY), L. (1931): Morfológiai tanulmány Tokaj (Vas m.) vidékéről. Morphologisches Studium über das Vulkangebiet von Tokaj (Komit. Vas). — Földr. Közl., 59, p. 56—64.
12. BENDEFY, L. (1934): A magyar föld szerkezete. — Budapest.
13. BENDEFY, L. (1949): Die Rolle der Urmarken des Präzisionsnivelements des früheren Militärgeographischen Instituts zu Wien bei der Feststellung aktueller Krustenbewegungen. — Földt. Közl., 79. p. 361—393 & 465—466.

14. BENDEFY, L. (1950): A volt bécsi Katonai Földrajzi Intézet szintezési főalappontjainak szerepe a jelenkori kéregmozgások meghatározásában. — Térképészeti Közl., 7, p. 231—256.
15. BENDEFY, L. (1952): A magyar országos felsőrendű szintezés új főalappontjai. Les points fondamentaux nouveaux du nivellement national hongrois de haut degré. — Földméréstani Közl., 4, p. 32—42.
16. BENDEFY, L. (1952): Felsőrendű szintezési hálózatunk az 1949. évi kiegyenlítés tükrében. — Földm. Közl., 4, p. 84—90 (Ugyanott a szintezési hálózatok ábrái is).
17. BENDEFY, L. (1952): Orogén jellegű kéregmozgások Budapest főváros területén. Orogenic movements of crust on the territory of Budapest. — Bány. Lapok, 85, p. 544—556.
18. BENDEFY, L. (1953): Szekuláris változások Budapest területén. Sekuläre Niveauänderungen im Gebiete von Budapest. — Bány. Lapok, 86, p. 377.
19. BENDEFY, L. (1953): Vízszintes értelmű szekuláris mozgások Budapest területén. Mouvements horizontaux séculaires sur le territoire de Budapest. — Földméréstani Közl., 5, p. 19—25 & 67—76, 3 térkép.
20. BENDEFY, L. (1954): Növénymaradványok a cáki konglomerátumban. — Bány. Lapok, 87, p. 52—53.
21. BENDEFY, L. (1955): Szintezési alappontok időközi magasság-változásainak meghatározása. Determination of temporary changes of height of the levelling bases. — Geofiz. Közl., 4, p. 3—30.
22. BENDEFY, L. (1956): Módszer szintváltozások abszolút mértékének meghatározására. Method for the determination of the absolute measure of Level-variations. — Geofiz. Közl., 5, p. 15—20.
23. BENDEFY, L. (1958): Héví- és gyógyvízfeltárási lehetőségek Szombathely térségében. — Vasi Szemle, 12, p. 48—62.
24. BENDEFY, L. (1958): Szintezési munkálatok Magyarországon. — Budapest, Akad. Kiadó.
25. BENDEFY, L. (1959): Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässer Feineinwägungen. — Acta Technica Acad. Sc. Hung., 23, Ser. Geod. et Geophys., Tom. 1, p. 167—169.
26. BENDEFY, L. (1960): Versuch der Bestimmung der absoluten Niveauänderung von Basispunkten des Höhennetzes. — Előadás a Magy. Geofiz. Egyes. VI. Nemzetközi Symposiumán (Kivonat), Budapest
27. BENDEFY, L. (1961): Vas megyei mélyfúrások. — Vasi Szemle, 1962 II., p. 24—44.
28. BENDEFY, L. (1961): Szeizmotektonikai vizsgálatok a Dunántúl nyugati térségében. — Földr. Ért., 10, p. 181—210.
29. BENDEFY, L. (1962): Közép-Európa legbővebb hévízü kútja. — Hidrol. Táj., 1962. április.
- 29/a. BENDEFY, L. (1964): Az 1963. évi szkopjei földrengés magyarországi vonatkozásai. — Földr. Ért., 13 p. 31—56.



30. BENDEFY, L. (1964): Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated Precision Levellings. — *Acta Geolog. Acad. Sc. Hung.*, 8, p. 395—411.
31. BENDEFY, L. (1965): Grundlegende Probleme der Erforschung der rezenten Erdkrustenbewegungen. — *Gerlands Beitr. zur Geophysik.*, 74, p. 484—495.
32. BENDEFY, L. (1965): A Magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinári és kelet-alpi vonatkozásai. — *Földr. Ért.*, 14, p. 387—419.
33. BENDEFY, L. (1965): Fiatal szerkezetképző mozgások a Kőszeg-borostyánkői paleozoikumban. Junge tektonische Erdkrustenbewegungen im Paleozoikum des Kőszeg-Schlaininger Gebirges. — *A pécsi Dunántúli Tud. Int. 1964-65. évi Évkönyve*, p. 17—64.
34. BENDEFY, L. (1965): A Gaja-patak és a Móri-árok vízhálózata és annak fejlődése; a társadalmi és gazdasági viszonyokkal való kapcsolata. — Budapest, VITUKI kiad.
35. BENDEFY, L. (1964—1965): A jelenkori kéregmozgások vizsgálatának elvi problémái, I—III. rész. — *Magyar Tud. Akad. Geodéziai Bizottságának kiadása*.
36. BENDEFY, L. (1966): Prinzipielle Bemerkungen zur Frage der Entwicklung und Messtechnik von kontinentalen geokinetischen Netzen. — *International Conference on Geodetic Measuring Technique and Instrument Problems*, I, p. 1—29.
37. BENDEFY, L. (1966): Elvi megjegyzések az európai kontinentális geokinetikai hálózat kifejlesztésének kérdéséhez. — *Geod. és Kartogr.*, 18, p. 342—348.
38. BENDEFY, L. (1966): Contributions to the Study of Internal structure of the Hungarian Basin. — *Acta Geolog. Acad. Sc. Hung.*, 10, p. 337—356.
39. BENDEFY, L. (1967): Adatok a Magyar-medence belső szerkezetének ismeretéhez. — *Földr. Közl. (S. a.)*
40. BISZTRICSÁNYI, E.—Csomor, Z. (1958): Microseismical evaluation of the Earthquake of January 12, 1956. and the crustal structure of the Hungarian Basin. — *Acta Geolog. Acad. Sc. Hung.*, 5, p. 235—244.
41. BISZTRICSÁNYI, E.—Kiss, Z. (1960): A computation of average crustal thickness from love wave dispersion for an Eurasian wave path. — *Ann. Univ. Sc. Bpest, Sec. Geolog.*, III, p. 15—17.
42. BONCEV, E. (1936): Versuch einer tektonischen Synthese Westbulgariens. — *Geologica Balcanica*, II, p. 101—106.
43. BONCEV, E. (1936): Beitrag zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpaten und Balkaniden. — *Geologica Balcanica*, II, p. 69—84.
44. BONCEV, E. (1958): Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden-Geologie. — *Gedenkschrift Serge von Bubnoff*, 7, p. 409—419.
45. BONCEV, E. (1965): Probleme der Lineamenttektonik im östlichen Teil der Balkanhalbinsel. — *Bull. of the „Strasimir Dimitrov” Inst. of Geolog.*, 14, p. 5—31.

46. BÖCK, H. (1917): Brachyantiklinálisok és dómok kimutatása torziós mérleggel végzett nehézségi mérések alapján. — Bány. Koh. Lapok, 50, p. 265—273.
47. BÖCKH, J. (1872): A Bakony déli részének földtani viszonyai, I. rész. — Földt. Int. Évk., 2, p. 31—166.
48. BUBICS, I. (1964): Új adatok a Balaton-felvidéki szilúr kőzettani ki-fejlődéséről. — Előad. a Mh. Földt. Társ. 1964. jan. 8. szakülésén.
49. CONRAD, V. (1932): Das Schwadorfer Beben von 8. Oktober 1927. — Gerlands Beitr. zur Geophysik., 41, p. 326—337.
50. CSATKAI, D. (1957): Elsőrendű szintezési hálózatunk ortométeres javításainak számítása. — Geod. és Kartogr., 9, p. 159—169.
51. CSATKAI, D. (1958): A szintezés javításai a nehézségi erő miatt. — Geod. és Kartogr., 10, p. 187—195 & 256—265.
52. CSATKAI, D. (1959): Ortométeres magasság számítása közetsűrűségi adat felhasználása nélkül. — Geod. és Kartogr., 11, p. 253—262.
53. DANK, V. (1962): A Dél-Zalai-medence mélyföldtani vázlata. — Földt. Közl., 92, p. 150—159.
54. DARÁNYI, F. (1960): Nyugatról kelet felé irányuló tektonikai erőhatások a Bakonyban. Tectonic power effects proceeding from West to East in the Bakony-Mountains. — Bány. Lapok, 93, p. 310—313.
55. DARÁNYI, F. (1966): A Bakonyhegység karszthidrológiai kérdései a bányászati tapasztalatok alapján. — Hidr. Közl., 46, p. 211—219.
56. DARÁNYI, F. (1966): Adatok a Bakonyhegység szerkezetéhez. — Földt. Közl., 96, p. 280—291.
57. DUBAY, L. (1962): Az Észak-Zalai-medence fejlődéstörténete a kőolajkutatás tükrében. — Földt. Közl., 92, p. 15—39.
58. DUDICH, E., ifj.—HÓRISZT, Gy. (1963): Devecser környékének földtana. — Földt. Közl., 93, p. 10—26.
59. EGYED, L. (1955): Geofizikai alapismeretek. — Budapest, p. 314.
60. EGYED, L. (1956): A Föld fizikája. — Budapest, Akadémia Kiadó.
61. EGYED, L. (1956): A regionális anomáliák elvi kérdéseiről. — Geofiz. Közl., 5, p. 3—8.
62. EGYED, L. (1957): The role of tectonics and morphology in the development of the drainage pattern. — Gerlands Beitr. zur Geophysik, 66, p.
63. EGYED, L. (1957): A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. — Geofiz. Közl., 6, p. 47—52.
64. ERDÉLYI, M. (1961—1962): Külső-Somogy vízföldtana. — Hidr. Közl., 41, p. 445—458 & 42, p. 56—65.
65. FACSINAY, L. (1953): A graviméter mérések korszerű értelmezésének módszerei. — Geofiz. Közl., 2, p. 95—120. (Bő irodalommal.)
66. FACSINAY, L.—Pintér, A.—Pollhammerné, M. (1958): A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatasok számításának ki-

- terjesztése nagyobb területegységre. Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to greater territorial units. — *Geofiz. Közl.*, 7, p. 33—55. (A regionális hatás el-tüntetésének bővebb irodalmával).
67. FOETTERLE, F. (1867): Das Murányer Gebirge. — *Verh. d. K. K. Geolog. R. anst.*, p. 242—243.
  68. GÁLFI, J.—STEGENA, L. (1957): Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Some data obtained with seismic reflexion measurements concerning the Hungarian part of the Earth's crust. — *Geofiz. Közl.*, 6, p. 53—60.
  69. GÁLFI, J.—STEGENA, L. (1960): Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében. Deep reflexitone and crustal structure in the Hungarian Basin. — *Geofiz. Közl.*, 8, p. 189—195.
  70. GÁLFI, J.—STEGENA, L. (1963): Általánosított módszer a földkéreg vastagságának megállapítására Pp és Ps típusú váltóhullámokkal. A generalized method for the determination of Pp and Ps waves. — *Geofiz. Közl.*, 12, p. 57—64.
  71. GÁRDONYI, J. (1932): A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai. — *A M. Kir. Állami Földmérés Közleményei*, 2, p. 1—18 & *Geod. Közl.*, 8, p. 93—106.
  72. GUÓTH, B. (1938): A magyar felsőrendű szintezések műszere. — *Geod. Közl.*, 14, p. 85—122.
  73. GUÓTH, B. (1939): Szintezőlécek komparálása. — *Geod. Közl.*, 15, p. 90—116.
  74. HEISKANEN, W. A. (1962): Report on gravimetric computation of the geoid and of the gravity anomaly field and related quantities in higher elevation. — *Travaux de l'Assoc. Inst. de Geod.* Tom. 21.
  75. HOFMANN, E. (1928): A szombathelyi múzeum két fakövületéről. Verkieselte Hölzer aus dem Museum in Szombathely. — *Ann. Sabar.* p. 9—11.
  76. HOFMANN, E. (1929): Kővült fák a Vashegy csoportjából. Verkieselte Hölzer von der Vashegy (Eisenberg-) Gruppe. — *Ann. Sabar.*, p. 81—87.
  77. HOMORÓDI, L. (1952): Vizsgálatok új háromszögelési hálózatunk elhelyezésére és tájékoztására. — *Földmérési Közl.*, 4, p. 1—10 & 61—70, térképekkel.
  78. HORVÁTH, E. (1958): Pleisztocén gerinces- és faszénmaradványok, valamint langyosvíz feltörési helyek Gencsapátiban. — *Savaria Múz. Közl.*, 3, p. 3—10.
  79. INKEY, B. (1898): Vasvármegye földtani viszonyai. Über die geologischen Verhältnisse d. Comit. Vas. In Borovszky—Sziklay: Magyarország Vármegyéi és Városai: Vasvármegye, p. 482—483.
  80. JANTSKY, B. (1957): A Velencei-hegység földtana. — *Geologie de la Montagne de Velence.* — *Geol. Hung.*, Ser. Geol., 10, (Földt. Int. kiad.).

81. JASKÓ, S. (1947): Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a Kainozoikumban. — Földt. Közl., 76, p. 26—36.
82. JASKÓ, S. (1948): A nyugatmagyarországi barnakőszénterület. — Földt. Közl., 78, p. 112—119.
83. JASKÓ, S. (1964): A Nyugat-Vas-megyei barnakőszénterület. — Földt. Kutatás, 7, p. 24—28.
84. JUHÁSZ, Á.—KÖVÁRY, J.—KRIVÁNNÉ HUTTER, E. (1964): Mikrofaunás ladinai rétegek a Mesteri 1. furatban. — Óslénytani viták, 1, p. 29—31.
85. JUHÁSZ, Á.—KŐHÁTI, A. (1956): Mezozoós rétegek a Kisalföld medencealjátában. — Föld. Közl., 96, p. 66—74.
86. KÁROLYI, Z. (1962): A Kisalföld vizeinek földrajza. — Földr. Közl., 86, p. 157—174.
87. KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. — Wien.
88. KOBER, I. (1952): Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. — Serb. Akad. Wiss. Sd., 189, Geol. Inst. No. 3, p. 1—81.
- 88/a. KÓKAY, I. (1956 és 1967): Hegységszerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén — Földt. Közl. 86, p. 17—29. — és Hegységképződési elméletek Várpalota környéki adatok alapján — Földt. Közl. 97, nyomás alatt.
89. KOPEK, G. (1962): A Bakony-hegység felsőkréta kőszéntelepes összetételének ősföldrajzi és hegységszerkezeti vázolata. A palaeographical and tectonical study of the upper Cretaceous coalbearing series of the Bakony Mountains, Central Transdanubia, Hungary. — Földt. Közl., 91, p. 413—420.
90. KOPEK, G. (1962): Kifejlődési különbségek okai a Délnyugati- és Északkeleti-Bakony eocén képződményeiben. Causes des différences de facies dans les formations éocenes des Montagnes Bakony SW et NE. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel., 1961./I, p. 295—306.
91. KOPEK, G.—KECSKEMÉTI, L. (1964): A bakonyi eocén kőszéntelepek keletkezési körülményeiről. Über die Entstehungsbedingungen der eozänen Kohlenlagerstätten im Bakonygebirge. — Földt. Közl., 94, p. 340—348.
92. KOPEK, G.—KECSKEMÉTI, T. (1964): Az eocén kőszénkutatás várható eredményei a Bakony-hegység területén. — Bány. Lapok, 97, p. 828—830.
93. KOPEK, G.—KECSKEMÉTI, T. (1965): Felsőlutéciai transzgresszió az Északkeleti-Bakonyban. — Földt. Közl., 95, p. 320—327.
94. KÖRÖSSY, L. (1958): Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Some data concerning the subsurface geology of the Kisalföld (Little Hungarian Basin). — Föld. Közl., 88, p. 291—299.
95. KÖRÖSSY, L. (1965): Nyugat-Magyarországi medencék rétegtani és szerkezettani felépítése. — Földt. Közl., 95, p. 22—36.
96. KRUIS, B. (1959): Vyzkum svislych pohybu zemské kury v Ceskoslovenské republice. — Geod. a Kartogr. Obzor., 5, p. 149—153.

97. KRUIS, B. (1963): Erforschung vertikaler Erdkrustenbewegungen in der Tschechoslovakei. — Symposium Rezenten Erdkrustenbewegungen in Leipzig, p. 101—106.
98. KUBOVICS, I. (1962): A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete. — Földtani Közl., 92, p. 280—296.
99. KULCSÁR, L.—GUZINÉ, SOMOGYI, A. (1962): A celldömölki Ság-hegy vulkánja. Le volcan de Sághegy de Celldömölk. — Acta Geograph. Debrecina, VIII, p. 33—83.
100. KÜPPER, H. (1965): Elemente eines Profils von der Böhmischen Masse zum Bakony. — Verh. Geol. B. Anst. zu Wien, Sonderheft G, p. 52—55.
101. KÜPPER, H. (1965): Quasicraton und Orthogeosynklinale- (Ostalpen und Böhmisches Masse im Kenntnisbild der heutigen Geologie). — Eclogae Geolog. Helv., 58, p. 73—85.
102. KÜPPER, H. (1965): Ausztria földtani kutatásának újabb eredményei és jelentőségük Magyarország földtana szempontjából. — Földt. Közl., 95, p. 292—297.
103. LACZKÓ, D. (1911): Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm., I. 1. füz., Függl., p. 1—190, 1. tábla.
- 103a. LÁNG, S. (1950): Geomorfológiai tanulmányok a Rábavölgyben. — Hidr. Közl., 30, p. 267—276 & 465—472.
104. LÁNYI, J. (1960): A magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. — Geofiz. Közl., 8, 219—240.
105. LÓCZY, L., sen. (1913): A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Bal. Tud. Tanulm. Eredm., I. rész. 1. szakasz, p. 1—617, 8 tábla.
106. LÓCZY, L., sen. (1913): A Balaton környékének geomorfológiája. Term. Tud. Közl., Pótf., 1913/1—2, p. 1—17.
107. LÓCZY, L., sen. (1914): La Géomorphologie des environs du Lac Balaton. — X. Congr. Int. di Geogr., 1913, p.
108. LÓCZY, L., sen. (1927): Die Geologie von Westserbien und des Panonischen Mittelgebirges. — Congres d. la Géologie Internationale, Compte rendu de la XIVe Section, 2, p. 689—691.
109. LÓCZY, L., jun. (1937): A Balatonfüred és Aszófó között elterülő vidék hegyszerkezeti és hidrogeológiai viszonyai. — Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1929—1932. évről, p. 71—158.
110. MÁSKA, M.—ZOUBEK, V. etc. (1960): Tectonic Development of Tchechoslovakia. — Collected Papers and the Tectonic Map 1:1 000 000, p. 154 etc., Praha. Akad. Nauk.
111. MÄLZER, H. (1965): Bemerkungen zur Änderung der Erdradius. — Allgem. Vermess. Nachrichten, 72, p. 492—496.
112. MEDWENITSCH, W.—SIKOSEK, B. (1964): Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. — Ztschr. deutsch, geol. Ges., 116, 2. Teil, p. 342—358.

113. MEDWENITSCH, W. (1964): Exkursion III/8 vom 19. bis 26. Sept. 1964: Dinariden — Übersichtsexkursion. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, p. 689—702.
114. MÉSZÁROS, M.—DUDICH, E. ifj. (1962): Közép- és Délkelet-Európa eocénjének párhuzamosítási és fejlődéstörténeti vázlata. — Földt. Közl., 92, p. 131—149.
115. MOLNÁR, J. (1964): A nyugat-magyarországi lignittelepek kialakulásának szerkezeti összefüggése. — Földt. Kut., 7, p. 28—30.
116. NETTLETON, L. L. (1954): Regionals, Residuals and Structures. — Geophysics, 19, p. 1—22.
117. NOSZKY, J. ifj. (1952): A bakonyi mangánérc rétegtani helyzete és kutatási kilátásai. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl., 5, p. 119—128.
118. NOSZKY, J. ifj.—SIKABONYI, L. (1953): Karbonátos mangánüledékek a Bakony hegységben. — Földt. Közl., 83, p. 344—359.
119. ORAVECZ, J. (1964): Szilúr képződmények Magyarországon. — Földt. Közl., 94, p. 1—7.
120. ORAVECZ, J. (1963): A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — Földt. Közl., 93, p. 63—73.
121. OSZLACZKY, SZ. (1959): Einige geophysikalische Probleme der ungarischen Kohlenwasserstoff-Forschung. — Freiburger Forschungshefte, C 60, p. 30—34.
122. PAPP, A.—RUTTNER, A. (1952): Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz (südliches Burgenland). — Verh. d. Geolog. B. Anst., 1952/4, p. 191—200.
123. PÁVAI-VAJNA, F. (1930): Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — Földt. Közl., 60, p. 7—33.
124. PÉCS, M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakotana. — Akad. Kiadó, Budapest.
125. PÉCSI, M. (1959): A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. — Geofiz. Közl., 8, p. 73—83.
126. PETKOVIC, K. V. (1958): Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. — Jahrb. d. Geol. R. anst. 101., p. 1—24.
127. PETKOVIC, K. V. —PANTIC, N. K. (1963): Über die präalpinen orogenen Bewegungen in Ostserbien mit besonderer Berücksichtigung der jungvaristischen Faltung. — Bull. Acad. Serbe Sc. et des Arts. T. 32. Cl. Math. et Sc. nat. Nouv., Ser. 9., p. 137—147.
128. PINTÉR, A.—ACZÉL E. (1964): Javaslat a Kárpátokat harántoló nemzetközi geofizikai mérések tervezésére a recens kéregmozgások és a kéreg szerkezetének vizsgálata céljából. — Geofiz. Közl., 13, p. 214—218.
129. PINTÉR, A.—ÁDÁM, O.—SZÉNÁS, GY. (1964): A Magyar-medence regionális gravitációs értelmezési problémái. — Geofiz. Közl., 13, p. 315—328, 8. ábra.

130. POSGAY, K. (1962): A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. Eine Übersichtskarte der magnetischen Wirkenden Massen in Ungarn und ihre Interpretation. — *Geofiz. Közl.*, 11, p. 77—99.
131. PRINZ, GY. (1926): Magyarország földrajza I—III. — Pécs, Danubia kiad.
132. PRINZ, GY. (1936): Magyar földrajz I. kt.: Magyarország tájrajza. — Budapest, Egyet. Nyomda, p. 114—115.
133. REGŐCZI, E. (1942): Az áll. földmérés felsőgeodéziai munkálatai. — *Mézn. Továbbképző Int. kiadv.*, 11, 32. füz., p. 1—64.
134. REGŐCZI, E. (1957): Les travaux géodésiques en Hongrie. Rapport établi a l'occasion de l'Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale a Toronto. — *Acta Techn.*, 18, p. 103—115.
135. REGŐCZI, E. (1960): Les travaux géodésiques en Hongrie. Rapport établi a l'occasion de l'Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale a Helsinki, 1960. — *Mézn. Továbbképző Int. kiadv.*, 30, 1—2. füz., p. 5—9.
136. REGŐCZI, E. (1963) Les travaux géodésiques en Hongrie. — *U. ott*, 43, 1—2. füz., p. 3—8.
137. RÉTHLY, A. (1952): A Kárpátmedencék földrengései (455—1918): — Budapest, Akad. Kiadó.
138. RÓNAI, A. (1963): Az Alföld negyedkori rétegeinek vastagsága. (Az artézivíz- és kőolajkutató fúrások, a geofizikai térképek és a talajvíz-térképek adataiból szerk.) — *Földt. Int. 1962. Évkönyv*, III. mell.
139. RUFF, F. (1925): A m. kir. háromszögelő hivatal országos szintezése. — *Mézn. és Ép. Egtl. Közl. Heti füzetei*, 2, p. 65—75.
140. SCHAFARZIK, F. (1893): Az április 8-i földrengés. — *Term. Tud. Közl.*, 25, p. 257—265.
141. SCHEFFER, V.—KÁNTÁS, K. (1951): Dunántúl regionális geofizikája. — *Földt. Közl.*, 79, p. 327—360. — Németül: Regionale Geophysik von Transdanubien. — *Acta Techn.*, 1, p. 83—105.
142. SCHEFFER, V. (1954): A magyarországi szintváltozások izosztatikus jellege és a szintezési alappontok magasságainak időbeni értékjavítási lehetősége. — *MTA Műsz. Oszt. Közl.*, 13, p. 13—25.
143. SCHEFFER, V. (1957): Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. — *Geofiz. Közl.*, 6, p. 73—103, térképmelléklettel.
144. SCHEFFER, V. (1957): Közép-Európa középső részének gravitációs anomália térképe. — Budapest, 1958. Melléklet a szerzőnek 143 alatt id. munkájához. — *Geofiz. Közl.*, 6/1—2.
145. SCHEFFER, V. (1960): Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basins. — *Acta Technica Ac. Sc. Hung.*, 30, p. 423—461.
146. SCHEFFER, V. (1936): Regional Geophysical Data from the Southern Part of the Great Hungarian Plain. — *Annales Univ. Sc. Budapestensis (Sectio Geolog.)*, 6, p. 109—128.

147. SCHEFFER, V. (1963): Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. — Mitt. d. Geolog. Ges. zu Wien, 55, p. 61—84.
148. SCHEFFER, V. (1964): A Föld geometrikus zónáinak geofizikai vizsgálata. — Magyar Geofizika, 5, p. 1—17.
149. SCHEFFER, V. (1965): A Keleti-Alpok határterületének regionális geofizikai áttekintése. — Földt. Közl., 95, p. 5—21.
150. SCHMIDT, E. R. (1948): A Föld felszínének geomechanikája. — Földt. Közl., 78, p. 94—102.
151. SCHMIDT, E. R. (1948): A Föld belsejének geomechanikája és hatása a földkéregre. — Földt. Int. Vitaüléseinek Munk., p. 159—231.
152. SCHMIDT, E. R. (1951): Közép- és szigethegységeink kialakulásának geomechanikai alapjai. — Bány. Lapok, 84, p. 358—372, és  
SCHMIDT, E. R. (1952): A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. — Bány. Lapok, 85, p. 31—36.
153. SCHMIDT, E. R. (1957): Geomechanika. — Budapest, Akad. Kiadó.
154. SONDER, R. A. (1938): Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. — Eclogae Geolog. Helv., 31, p. 199—238.
155. STAUB, R. (1953): Alpine orogenese. — Vide: Küpper, H.—Exner, Ch.—Grubiner, H. (szerk.): Skizzen zum Antlitz der Erde. Kober Festband, p. 1—51.
156. STEGENA, L. (1964): Magyarország geotermikus térképei. — Geofiz. Közl., 13, p. 221—230.
157. SVOBODA, K. (1963): Zur Frage der Erdkrustenbewegungen in der Karpatischen Teil der CSSR. — Symp. Rez. Erdkrust. Beweg. in Leipzig, p. 498—507.
158. SZÁDECZKY-KARDOSS, E. (1964): Grosstektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmachemismus des innerkarpatischen Vulkanismus — Acta Geolog., 8, p. 433—454.
159. SZALAI, T. (1958): Geotektonische Synthese der Karpaten. — Geofiz. Közl., 7, p. 111—145.
160. SZALAI, T. (1960): Struktur der präalpinen Bauelemente zwischen der Ostalpen und Westkarpaten. — Geofiz. Közl., 8, p. 241—253.
161. SZALAI, T. (1960): A Kárpátok keletkezése; Tisia. The Genesis of the Carpathians; Tisia. — Földr. Ért., 9, p. 439—461.
162. SZALAI, T. (1961): A Tisia és a Pannonicum belsőhegysége. — Földr. Ért., 10 p. 335—355.
163. SZALAI, T. (1961): Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. — Geofiz. Közl., 9, p. 165—185.
164. SZALAI, T. (1962): A Cserhát—Mátra gravitációs anomáliáinak tektonikai értelmezése és kristályos kőzeteinek helyzete a Nyugati-Kárpátok rendszerében. — Magyar Geofizika, 3, p. 31—40.
165. SZALAI, T. (1963): A Tisia epirogén mozgásai. A Nyugati-Kárpátok és az Alföld között a mélybe süllyedt Kordillera földtörténeti szerepe.



- Epirogene Bewegungen der Tisia (Internid des Pannonikums). Die Erdgeschichtliche Bedeutung der — zwischen den Westkarpaten und dem Alföld — in die Tiefe gesunkenen Kordillerre. — Geofiz. Közl. 12., p. 101—123.
166. SZALAI, T. (1964): Epirogene Bewegungen des Pannonischen Internids und seiner Kordilleren. — Acta Geol., 8, p. 357—363.
  167. SZALAI, T. (1967): A kelet-alpi, kárpáti tömbök és a hegyszerkezetek kialakulása. — Földr. Ért., 15, nyomás alatt.
  168. SZALAI, T. (1967): A Nyugati-Kárpátok délkeleti szegélyének tektonikája és a triász medence. — Földr. Ért., 16, nyomás alatt.
  169. SZANTNER, F.—SZABÓ, E. (1962): Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. — Földt. Közl. 92, p. 416—451.
  170. SZEBÉNYI, L. (1948): A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai. — Jöv. Mélykutatás 1947/48. évi Munkálatai, p. 45—50.
  171. SZENTES, F. (1949): A kárpáti hegrendszer helyzete az alpesi orogénben. — Földt. Közl., 78, p. 1—8.
  172. SZENTES, F. (1952): Ösföldrajzi térképvázlatait közli Vadász, E.: Magyarország földtana, 2. kiad. 514—523 l. Bpest, 1960 — V. ö. még Strauss, L. hasonló vázлатаival (1952); közli Vadász, E.: Magyarország földtana 1. kiad. I—VIII. térképmelléklet. Budapest, 1953.
  173. SZÉKYNÉ FUCHS, V.—BARABÁS, A. (1953): A Dunántúli felső-eocén vulkánosság. Les phénomènes volcaniques a l'Éocène supérieur en Transdanubie. — Földt. Közl., 83, p. 217—229.
  174. SZÉNÁS, GY.—NAGY, M. (1964): A Magyar medence sajátos geofizikai alkata. — Geofiz. Közl., 13, p. 231—240.
  175. SZÉNÁS, GY. (1964): Néhány megjegyzés a magyarországi földképről. — Geofiz. Közl., 13, p. 301—304.
  176. SZILÁGYI, B. (1931): A magyar „Állami Földmérés” felsőgeodéziai munkálatai. — Geofiz. Közl., 7, p. 62—71 & 132—148.
  177. SZLÁVIN, V. I. (1958): O szredinnom pannonszkom masszive Karpat. — Geologicseszki Szbornik, 5—6, p. 75—83. edit.: Geolog. Obcsesztvo Univ. Ivan Frank, Lwow.
  178. TELEKI, G. (1936): Adatok Litér és környékének sztratigrafiájához és tektonikájához. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Umgegend von Litér im Balaton-Gebirge. — M. Földt. Int. Évk., 23, p. 1—61, 1 tábla.
  179. TOMOR, J. (1958): A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. — Bány. Lapok, 91, p. 714—724.
  180. TOMOR, J. (1957): Kőolaj- és földgázkutatások a Dunántúlon. — Fejezet a Szurovy, G. (szerk.): A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon c. munkában, p. 157—201.
  181. TRÁJBER, I. (1925): A magyar országos szintezés új műszere. — Magy. Mérn. és Ép. Egly. Közl. Heti füzetek, 2, p. 76—80.

182. VADÁSZ, E.: (1945): A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai... — MTA Dtúli Int. kiadv., 3.
183. VADÁSZ, E. (1952): A bakonyi mangánképződés. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl., 5, p. 231—262.
184. VADÁSZ, E. (1953): Magyarország földtana, I. kiad. — Budapest, Akad. Kiadó.
185. VADÁSZ, E. (1954): Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl., 14, p. 217—248.
186. VADÁSZ, E. (1960): Magyarország földtana, 2. kiad. — Budapest, Akad. kiadó.
187. VAJK, R. (1932): Regionális grádiens meghatározása és torziós ingamérések interpretálása, regionális grádiens esetén. — Math. és Term. Tud. Ért., 49, p. 465—490.
188. VAJK, R. (1943): Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — Földt. Közl., 73, p. 17—38.
189. VAJK, R. (1951): Regional corrections of gravity data. — Geofisica pura e applicata, 19, p. 129—143.
190. VARRÓK, K. (1953): Felsőcsatár környékének földtani felépítése, talkum- és vasércelőfordulásai. — Földt. Int. Évi Jel. 1953., p. 479—489, XIX—XX. Pl. — Constitution géologique et les occurrences de talc et de minerai de fer — des environs de Felsőcsatár, Ibid., p. 489—490.
191. VENDEL, M. (1960): Über die Beziehungen des Kristallininterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, p. 281—294.
192. VENDL, A. (1914): A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai — Geologische und petrographische Verhältnisse des Velence-Gebirges. — Földt. Int. Évk., 22, p. 1—170, 4 tábla. Jbuch d. Geolog. Anstalt., 22.
193. VÉGH, S. (1960): A bakonyi hydrobiás mészkő rétegtani helyzete. — Földt. Közl., 90, p. 373—376.
194. VÉGH, S. (1961): A Bakony-hegység kösszeni rétegei. — Földt. Közl., 91, p. 273—281.
195. VÉGH, S. (1964): A bakonyi földolomit rétegtani kérdései. Stratigraphische Fragen des Hauptdolomits im Bakonygebirge. — Földt. Közl., 94, p. 327—339.
196. VÉGHNÉ NEUBRANDT, E. (1963): Nóri dachsteini mészkő az Északi Bakonyban. — Földt. Közl., 93, p. 332—340.
197. VÖRÖS, I. (1962): A kabhegyi terület vulkanológiai és szerkezeti viszonyai. — Földt. Közl., 92, p. 174—184.
198. VYSKOCIL, V. (1956): Prispěvek ze studiu současnych tektonických pohybu na Slovensku Vestník. — Ustredniho ustava geolog., 31, p. 224—233.
199. WEIN, GY. (1962): A „Máza-déli” feketekőszénterület (Mecsek-hegység) földtani felépítése. — Bány. Lapok, 95, p. 655—662.

200. WEIN, GY. (1963): Előmélvységek szerepe a mecseki pikkelyes szerkezetek kialakulásánál. — Előad. a M. Geofiz. Egyes.-ben 1963. nov. 28-án, kézirat.
201. WITTINGER, M. (1947): Základni vyskovy bod Lisov. — Zprávy Vrejné Sluzby Technické, 27, p. 331—336.
202. WITTINGER, M. (1954): Tihova mereni v CSR v letech 1945—1952. — Státni Naklad. Techn. Literat., p. 1—77.
203. ZATOPEK, A. (1963): Levélbeni közlése. Idézi Scheffer, V. 148 alatt id. tanulmánya.
204. ZILAHÍ-SEBESS, L. (1964): Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással. — Geofiz. Közl., 13, p. 305—313.

#### Pótlás

205. BENDEFY, L. (1967): Die Krustenstrukturellen Beziehungen der Alpo-Karpatischen und der Balkanischen Massen im Ungarischen Becken. — Bull. of the "Strasimir Dimitrov" Inst. of Geology; Vol. XVI: „Festband Ekim Boncev”, Sofia.
206. RÓNAI, A. (1965): Neotectonic Subsidences in the Hungarian Basin. — The Geolog. Soc. of America. Inc. Special Paper 84; National Acad. of Sc.; National Research Council; INQUA, U. S. A. 1965, Washington.
207. SZALAI, T. (1967): Präpermische Überschiebung am südöstlichen Saum der Westkarpaten. — Bull. of the „Strasimir Dimitrov” Inst. of Geology, Vol. XVI: „Festband Ekim Boncev”, Sofia.



Névmutató — Namensverzeichnis

Athy Y. F.	67	Gauss K. F.	18
Balkay B.	35, 53	Gregor J.	12
Barabás A.	106	Guóth E.	12, 17, 29
Bélteky L.	122	Guziné, Somogyi A.	101
Bemmelen, R. W. van	53	Hazay I.	24, 138
Bendefy L.	20, 77, 100 102, 103	Heiskanen W. A.	41, 42, 87, 88
Beudant F. S.	57	Hoffmann E.	103.
Bisztricsányi E.	35	Homoródi L.	73, 91
Boncev E.	92, 94, 98	Horváth E.	60
Böckh J.	117	Inkey B.	102
Conrad, V.	35, 73	Jantsky B.	33, 39, 40, 51
Csatkai D.	20	Jaskó S.	50
Csomor D.	35	Juhász Á.	100, 101, 121, 122, 123, 127, 130.
Dank V.	118	Kéry M.	11
Darányi F.	81, 82, 83, 90, 106, 107, 111, 115	Kiss Z.	35
Dubasiévicz fhgy.	12	Kitaibel P.	57
Dubay L.	118, 119	Klipp A.	12, 15
Eder K.	48	Kober L.	97, 99
Egyed L.	53	Kókay J.	56, 84, 90, 105, 111, 130
Eötvös L.	44, 46	Kopek G.	105, 106, 111
Erdélyi M.	66	Korim K.	102
Facsinay L.	35	Kóhádi A.	121, 127, 130
Fajklewitz Th.	89	Kőrössy L.	123, 126, 127, 129
Foetterle F.	40	Kruis B.	29, 33, 37
Gálfi J.	35	Kulcsár J.	101
Gárdonyi I.	9, 10, 12, 16, 17, 53	Kuzsinszky B.	56
		Küpper H.	113
		Laczkó D.	117

Lányi J.	124	Szabó J.	57
id. Lóczy L.	7, 57, 66	Szádeczky-	
	70, 101, 111,	Kardoss E.	77, 101
	117	Szalai T.	33, 40, 57, 61
ifj. Lóczy L.	111		84, 95, 97,
			99, 111, 112,
Mahel M.	112		113, 114, 115,
Makkai K.	121		116, 121, 130
Máska M.	40, 57, 101,	Szebényi L.	102
	112, 113	Székyné,	
Matheóczy-		Fuchs V.	106, 111
Fleischer K.	9	Szénás Gy.	77, 89
Medwenitsch W.	95	Szentes F.	72, 84, 111
Miskolczy L.	29	Szilágyi B.	9
		Szilárd J.	34
ifj. Noszky J.	107	Szlávin V. I.	96
Oltay K.	9, 17, 18	Taeger H.	65
Oravecz J.	51, 114, 115,	Teleky G.	100, 111
	116, 118	Tomor J.	104
Oszlaczky Sz.	99		
		Vadász E.	33, 51, 59,
Papp A.	102		60, 61, 64,
Papp Gy.	74		82, 107
Pávai-Vajna F.	51, 95	Böjthösné	
Petkovic K.	95, 98	Varrók K.	102
Pintér A.	35	Végh S.	107, 111, 115,
Posgay K.	62, 64		117
Prinz Gy.	9, 50, 95	Végh S.-né	111
		Vendel M.	59, 113
Renner J.	34	Vendl A.	33
Réthly A.	90	Vitális I.	101
Rómer F.	56	Vyskocil V.	32
Rónay A.	50		
Ruff F.	17	Wein Gy.	82, 83, 95
Ruttner A.	102	Wittinger M.	28, 29
Scheffer V.	35, 80, 81, 129	Zatopek A.	35
Schmidt E. R.	111	Zilahi-Sebess L.	89
Sonder R. A.	93	Zipser A.	57
Staub R.	70, 85	Zoubek V.	40, 57, 101,
Stegena L.	35, 68		112, 113
Strausz L.	73		
Svoboda K.	32, 33, 40		

TARTALOMJEGYZÉK — INHALTSVERZEICHNIS

Előszó . . . . .	5
Korábbi kísérletek a Bakony térségében végbemenő szintváltozások meghatározására . . . . .	9
A kutatásaink alapjául szolgáló szabatos szintezések . . . . .	17
Módszer a szintváltozások abszolút mértékének meghatározására . . . . .	21
A Magyar-medence területét borító geokinetikai hálózat jellemző adatai . . . . .	25
„Nadap” szintezési főalappont abszolút szintváltozásának meghatározása . . . . .	27
Geodéziai adalékok . . . . .	27
A magasságkülönbségek változásának meghatározása . . . . .	31
A főalappontok abszolút szintváltozásának meghatározása . . . . .	32
A geológiai viszonyok áttekintése . . . . .	32
Kéregvastagsági viszonyok . . . . .	34
Földtani vonatkozások . . . . .	39
Az eredmények nagyszerkezeti értékelése . . . . .	39
A geokinetikai adatokból készült szintváltozási térképek szerkesztése . . . . .	43
Regionális térképek . . . . .	45
Maradék (residual-) térképek . . . . .	46
A Bakony szintváltozásának általános jellege . . . . .	48
Geokinetikai alapon megállapítható kéregszerkezeti elemek a Bakony térségében . . . . .	57
Néhány kiegészítő megjegyzés . . . . .	67
A Bakony és tágabb környékének mélyszerkezete a regionális geokin térképek tükrében . . . . .	68
Szerkezeti viszonyok a gabbro-övezet táján a Bakony-hegység környezetében . . . . .	77
A Bakony és környéke általános mozgásvizonyainak mélyszerkezeti vonatkozásai . . . . .	90
A pannóniai-masszívum és a kelet-alpi orogén határa. A nyugat-magyarországi elevációs övezetek . . . . .	97
A Rába menti szerkezeti határövezet . . . . .	100
A Kerka menti szerkezeti határövezet . . . . .	101
A bakonyi szerkezeti határövezet . . . . .	103
A Bakony általános szerkezeti képe a hegységképző mozgások tükrében . . . . .	112
A Bakony és a Kisalföldi-medence . . . . .	120
Die Rolle der Geokinetik bei der Erforschung der Erdkrustenstruktur im Bakony-Gebirge (Zusammenfassung) . . . . .	131
Irodalom — Literatur . . . . .	139
Névmutató — Namensverzeichnis . . . . .	153





A Bakony természettudományi kutatásának eredményei  
sorozat megjelent füzetei:

- I. **Dr. Fekete Gábor:** A Bakony növénytakarója 7,— Ft  
(A Bakony zökológiai-növényföldrajzi képe)
- II. **Papp József:** A Bakony növénytani bibliográfiája 12,— Ft
- III. **Dr. Tapfer Dezső:** A Keleti-Bakony madárvilága 6,— Ft

In der Serie

Resultationes investigationum rerum naturalium Montium Bakony  
erschienen:

- I. **Dr. G. Fekete:** Die Pflanzendecke des Bakony-Gebirges  
(Das zökológisch-pflanzengeographische Bild des Bakony-Gebir-  
ges)
- II. **J. Papp:** Botanische Bibliographie des Bakony-Gebirges
- III. **Dr. D. Tapfer:** Die Vogelwelt aus dem Ost-Bakony Gebirge

A fenti kiadványok a Veszprém megyei múzeumokban (Keszthely, Pápa, Sümeg,  
Tihany, Veszprém és Zirc) vásárolhatók.

A Bakony természettudományi kutatásának eredményei  
sorozat készülő füzetei:

**M. dr. Buczko Emmi:** Geomorfológiai kutatás és térképezés Balatonfüred környékén

**Dr. Felméry László:** A Bakony éghajlata.

**Dr. Kedves Miklós:** Palinológiai vizsgálatok a bakony-hegységi paleogén rétegeken

**Papp József:** A Bakony állattani bibliográfiája

**Dr. Borbély Andor:** A Bakony természet-földrajzi bibliográfiája

**Dr. Márkus László:** Az ugodi erdők monográfiája

**Dr. Keve András:** A Keszthelyi-hegység és a Kisbakony madárvilága

**Dr. Steinmann Henrik:** A Bakony szitakötő-faunájának alapvetése

**Dr. Papp Jenő:** A Bakony méhalkatú faunájának alapvetése

**Dr. Kol Erzsébet:** Az Északi-Bakony alga-vegetációja

**Dr. Horváth Lajos:** A Tapolcai-medence bazalthegeinek összehasonlító madártani vizsgálata

**Dr. Bayer Lászlóné—Dr. Kaplay Imréné:** A Bakony földtani-öslénytani bibliográfiája

In der Serie  
Resultationes investigationum rerum naturalium Montium Bakony  
vorbereitet:

- M. dr. E. Buczko:** Geomorphologische Erforschung und Kartierung in der Umgebung von Balatonfüred
- Dr. L. Felméry:** Das Klima von Bakony-Gebirge
- Dr. M. Kedves:** Palynologische Untersuchungen in den paläogenen Schichten des Bakony Gebirges
- J. Papp:** Zoologische Bibliographie des Bakony-Gebirges
- Dr. A. Borbély:** Physico-geographische Bibliographie des Bakony-Gebirges
- Dr. L. Márkus:** Monographie der Wälder von Ugod
- Dr. A. Keve:** Das Vogelleben des Keszthelyer Gebirges und des Kisbakony
- Dr. J. Papp:** Grundlegung des Apoiden-Fauna von Bakony-Gebirge
- Dr. E. Kol:** Die Algen-Vegetation des Nord-Bakony Gebirges
- Dr. L. Horváth:** Vergleichende ornithologische Untersuchungen über den Basalt-Bergen des Tapolcaer-Beckens
- Dr. Bayer Lászlóné—dr. Kaplay Imréné:** Geologisch-paleontologische Bibliographie des Bakony-Gebirges

14 = \*

A kézirat nyomdába érkezett: 1966 szeptember, megjelent 1967 szeptember  
Eng. szám: 716-4677/1966.  
4046/1966 Veszprém megyei Nyomda Vállalat  
Készült 800 példányban, 14 ív (A5) terjedelemben, B5 formátumban  
Felelős vezető: Steltzer Ferenc

