

ÁLTALÁNOS
FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának
időszakos kiadványa

Szerkeszti :
Dr. Szalai Tibor

Magyarhoni Földtani Társulat
Budapest, 1971.

Kiadja : MTESZ Magyarhoni Földtani Társulat

Felelős kiadó : Dr. Bendefy László

Engedélyszám: 92 191/972.

Alak : A/4.

72. 432 - MTESZ Házinyomda, Budapest.

Készült: 320 példányban.

TARTALOMJEGYZÉK

	Oldal
BEKÖSZÖNTŐ	
BENDEFY LÁSZLÓ :	
A Duna magyarországi felső szakaszának, valamint a Rába vízrendszerének tektonikai elemei	9
Über die tektonische Elemente des oberen Donau - und des Raab-Fluss Gebietes in West-Ungarn	25
KÓRÖSSY LÁSZLÓ :	
A tektonikai taglalás módszereiről	29
HOZZÁSZÓLÁSOK	
Kőrössy László előadásához	37
STEGENA LAJOS :	
Lemez-tektonika, Tethys és a Magyar medence	41
HOZZÁSZÓLÁSOK	
Stegena Lajos előadásához	59

BEKÖSZÖNTŐ

Az általános földtan a felszínen és a Föld belsejében végbemenő külső és belső erőhatásokat tanulmányozza. Az erők hatására a Föld felszínén és belsejében keletkezett folyamatokat és anyagokat, azok áramlásait ismerteti. E folyamatok az anyag mozgásával kapcsolatosak. Az általános földtan az anyag mozgását a ráható erőkkel összefüggésben vizsgálja. A földkéregnek egyetlen darabja sincsen, melynek eredeti helyzete a Föld középpontjához képest ne változott volna. E változásokat a szerkezeti földtan (tektonika) tárgyalja. A geokinetika a recens változásokat állapítja meg. Joggal tekinthető az általános földtan egyik fejezetének. A természeti földrajz is ide tartozik. A geofizika és geokémia mérési és kísérleti eredményeikkel az általános földtant támasztják alá (Szádeczky-Kardoss, 1968.). A mesterséges holdak megjelenése és elterjedése az elmúlt tíz évben jelentős fejlődést eredményezett a Föld globális gravitációs terének kutatásában (Heiskanen, 1963.). Az így elért tudományos eredmények egy része is az általános földtan körébe sorolható.

A dinamikai geológiával szemben áll a statikus geológia, azaz a geológiának azok az ágai, amelyek a már kialakult és emberi mértékkel mérve egyensúlyban levő, nem változó anyaggal foglalkoznak. A statikus geológia tárgyát a rétegtan, a paleontológia, a kőzettan és az ásványtan képezik.

A földtudományok összességét geonomiának nevezzük. Ez az elnevezés főleg a második világháború után került többször előtérbe, de mindig különböző értelemben. GLANGEAUD (1962) először alkalmazta nagyarányú geodinamikus jelenségek tudományára, Van BEMMELEN (1969) ezt az elnevezést a földtudományok összességére kiterjesztette. Így az általános geológia, geofizika, paleontológia, geokémia, geodinamika tárgykörökre. Van BEMMELEN tanulmányában a fizikai tudományokat három csoportba sorolja: 1. Alaptudományok (fizika, kémia), 2. Földtudományok (geonómia), 3. Csillagászat (asztronómia).

Szakosztályunk elsősorban a Van BEMMELEN szerinti geonomia tárgy-körébe vágó fejezetekkel kíván foglalkozni,

Hazánk geológusai előtt elsősorban a Pannon-tömeg kialakulásának problemája áll. Ugyanis a Pannon-tömeget (Tisiát) a cirkum-pannonikumtól az ofiolitokkal jellemzett eugeoszinklinálisok és a kivékonyodott kéreg különbözteti meg, Miként történt a kéreg kivékonyodása? A kérdés exakt tárgyalására - írja STEGENA (1967) - még nincs elegendő adatunk. A süllyedékek alatt a kéreg általában vékony. A kivékonyodott kérgű területek kialakulása és környezetük közti tektonikai és magmatektonikai különbségek a kéreg elvékonyodásával állhatnak kapcsolatban. Az elvékonyodás tenziós folyamat. A tenzió folytán vékonyodik és megsüllyed a kéreg. E folyamat során a nagy sűrűségű köpenyanyag a kisebb sűrűségű kéreganyagot magába olvasztja. Majd a széthúzó erők hatására megindul a beolvasztott anyag oldalas elvándorlása : a mélyáram. Az oldalas anyagvándorlást valószínűvé teszi az, hogy a Pannon-medence alól hiányzó kéregrész a cirkum-pannonikum alatt többletként megtalálható, vagyis a medence alatti abnormálisan vékony kérget a cirkumpannonikum alatti abnormálisan vastag kéreg kompenzálja. A mélyáramrendszer növekedésével a központi kéreg kivékonyodása, a süllyedés és a peremi kivastagodás, kiemelkedés fokozatosan kifelé tolódik. A mélyáramlás azonban nem egyenletes sebességű. Lüktet térben és időben, vagyis felváltva tenziós és kompressziós időszakok követik egymást (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1968). A Pannon-medencében e változást BALKAY (1960) mutatta ki. A kivékonyodás következménye a bazaltos magma megjelenése. E folyamatok következtében minden közbenső tömeg tektonikailag különbözik a cirkummedianasztól. Ha a geoszinklinális időben kialakult közbenső tömegre az orogén időben újabb üledék rakódik le akkor a terület tovább süllyed, medence alakul ki (pl. Kárpát-medence), ha nem rakódik le, a földrajzi értelemben vett medence nem jelenik meg (pl. Iberia).

Utoljára emlitem a tengerfenék geológiai tanulmányozását. Az utóbbi évtizedek egyik legfontosabb eredményéhez vezető kutatások forradalmi megállapításokat mutatnak fel. Ezek :

1. a középcéáni hegygerinc felismerése ;
2. a hegygerincet körülfogó minimális és maximális mágnességi hossz-

irányu szimmetrikus sávok felismerése. E sávokat az új földkéreg sávjaiként értelmezzük.

3. Ugy tűnik, hogy e sávok, azaz az új óceáni kéreg, nem egyéb mint a hegygerincek kialakulásával kapcsolatos másodlagos jelenség. Az új óceáni kéreg megmagyarázza, hogy miért nem találtak az óceáni medencékben a juránál idősebb képződményeket.
4. LÓCZY LAJOS (1970) a délamerikai óceáni kutatások és a transzkurrens repedések mentén mért elmozdulások alapján a brazíliai tábla Ny-i irányu, a prekambriumtól máig folyamatos mozgását állapítja meg. LÓCZY terepmunkájának mérési eredményei szerint a Gondwana széttöredezése és az Atlanti-hát keletkezése a prekambriumra tehető.
5. HESS és DIETZ szerint az óceán fenekére évenként néhány centiméternyi mozgást végez az Atlanti-hát gerincének mindkét oldalán a szárazulatok felé. Természetesen a kontinentális táblák is mozognak. E mozgások, miként azt elsőnek az amerikai geodéták mutatták ki, a kontinensek belsejében is megnyilvánulnak. Egyik törekvésünk, hogy a most meginduló kiadvánnyal is elősegítsük ez új tektonikai kutatási irány kibontakozását.

A magyar geológia egyik feladata, hogy az új felvételi munkálatok során a fentiekben vázolt globális tektonikai szemléletet érvényesítse, illetve e szemléletnek megfelelően az eddigi kutatási eredményeket újra értékelje. Lapunkat ennek az új szemléletnek szolgálatába öhajtuk állítani azzal is, hogy a hazai eredményeket kiemelve, az idevonatkozó nemzetközi eredmények ismertetésével ezeket az érdeklődők számára hozzáférhetővé tesszük.

Szalai Tibor

A DUNA MAGYARORSZÁGI FELSŐ SZAKASZÁNAK, VALAMINT
A RÁBA VIZRENDSZERÉNEK TEKTONIKAI ELEMEI

Bendefy László *

Az utóbbi esztendőök komplex geonómiai kutatásai új szempontokat adtak és új vizsgálati lehetőségeket nyitottak meg számunkra. A globális tektonikai szemlélet, a konkrét mérési eredmények alapján kidolgozott és számos tudományág számszerűleg kifejezhető megállapításai ellenőrzött és alátámasztott lemeztektonikai elmélethez vezetett el. Ma már a lemeztektonika nem elmélet, hanem többszörösen bebizonyított valóság; hátra van azonban a részletek kidolgozása, E téren globális vonatkozásban, magyar részről, Szádeczky-Kardoss E. (1968) műve adott az új tudományágnak geokémiai alátámasztást és több, eddig homályos problémára megfelelő választ.

E tanulmányban - a lemeztektonika eddigi eredményeit, valamint a tektonikai értelemben vett emeletszerkezetek kutatásából származó általános ismereteket szem előtt tartva - azt vizsgáljuk, hogyan hat ki a mélybeni struktúra a mai morfogenetikai és hidrológiai viszonyokra,

A jelenkori szerkezetfejlődési viszonyok tárgyalásánál abból az alapvető tényből kell kiindulnunk, hogy a hidromorfológiai képet kialakító szekuláris földkéregmozgásokat kiváltó jelenségek nem a Moho fölötti alsókéregben, még csak nem is a Moho alatti felsőköpenyben eredeznek, mert már a szemiplasztikusnak feltételezett felsőköpeny alakváltozásai is kényszermozgások hatására következnek be. E mozgások végső oka - geofizikai szempontból - a magmatömegek helyváltoztatásában keresendő. A magmaáramlások okával legutóbb kimerítően Szádeczky-Kardoss (1968) foglalkozott, így erre a kérdésre nem térünk ki,

*

Előadta a MFT Általános Földtani Szakosztálya és a Mérnökgeológiai-Építés-földtani Szakosztály 1970, okt. 28, -i közös előadóülésén.

A habitusát nagyon lassan változtató, mindamellett a szilárd földkéreghez viszonyítottan fölöttébb mobilis, de legalább is tömegátrendeződésre erősen hajlamos felsőköpenyben végbemenő mindennemű változás közvetve mindenkor kihat a felszint felépítő kőzetek összességére. Mivel azonban a felsőköpeny- és a felsőkéreg (epiderma) közt számos emeletszerkezet (Stockwerkstrukturen; v. ö. Wegmann, van Bemmelen munkáival!) épült közbe, nyilvánvaló, hogy a tömegátrendeződés okozta alkváltozás áttételesen jön létre. Ezen azt értjük, hogy a két említett szint közötti régibb szerkezetek is részt vesznek a mindenkori, így a jelenkori kéregmozgásokban is, de nem mindenütt egy időben, nem valamennyi, s végül: egymástól eltérő mértékben. Hogy melyik és hogyan vesz részt a jelenkori, illetőleg, hogyan vett részt a korábbi hegyszerkezetképző mozgásokban, az a felsőköpenyben végbemenő lokális tömegátrendeződés módján és mértékén kívül az emeletszerkezetek kifejlődési és települési viszonyainak függvénye. Egyes esetekben az alsóbb, vagy közbelső helyzetet elfoglaló emeletszerkezetek elősegítik, más esetekben lefékezik a fölöttük levő szerkezetek mozgását.

A mi szempontunkból három, egymással közel párhuzamos szerkezet viselkedése mérvadó. Ezek: a Keleti Alpok keleti peremvidéke; a Kisalföld alatti, illetőleg a Kisalföldi küszöb teljes egészét magába foglaló Centrális alpkárpáti küszöb, valamint ennek DK-i szomszédságában kialakult, és a Nyugati Kárpátok hegyszerkezeti rendszerébe tartozó (Szalai T. 1969) Dunántuli Magyar Középhegység (1. ábra)

Alábbi szerkezeti fejtegetéseinkben ezt a mélyszerkezeti adottságot nem szabad szem elől tévesztenünk.

Morfotektonikai adottságok

Az Alpok hatalmas tömege ÉK-DNy-i csapásban ivel a Rhonetól hazánk nyugati határa felé. Ez a roppant hegytömeg a Lajtánál, a Kőszegi hegység, illetőleg a Vashegy lábánál hirtelen véget ér. A határainkig huzódó Keleti Alpok félig kristályos palái erőteljes törések mentén, száz-, több százméteres, majd kilométeres lépcsőkkel süllyednek a felszín alá.

A legközelebbi hegyvonulat, a Bakony, a Vértes és a Gerecse egységeit magába foglaló Magyar Középhegység a határaink közelében majdnem K-Ny-i csa-

pásu alpi szerkezetekkel közel 45 fokos szöget zár be. A két hegység között a miocénben ily módon alakult ki a legyezőszerűen széttáruló Kisalföldi medence. A felszínen, morfológiailag délnyugaton, Szentgotthárdon túl, Feldbach táján, a Rába elkeskenyült völgyében végződik; északon pedig a Kis Kárpátok, az Inovec, a Trebics és a Gemeridák előhegységei által határolva északnak majd délkeletnek ivelve zárul.

Szeizmotektonikai törések

A kisalföldi medencét Dévénytől Szobig a Duna harántolja. Folyásiránya Győrig ÉNy-ig, majd Győrtől Szobig Ny-K-i csapású. A folyam Dévény és Győr közötti szakasza több párhuzamos töréshez kötött. Mindegyik töréshez a Duna egy-egy ága kapcsolódik: a hainburgi kapun átlépő főmeder, valamint az ebből kiágazó csallóközi, illetőleg mosoni ág.

A főmeder erős szeizmotektonikai törést követ. Ezt Pozsonytól Vénekig a folyam vonalzása jelzi, majd a törés eltűnik szemünk elől. Kisbértől Mórton át Székesfehérvárig azonban morfológiailag is jól szembetűnő: ugyanis ez a törésrendszer választja el a Bakonyt a Vértestől. A továbbiakban csak a Nagylók és Paks közötti vízfolyások egyes szakaszai medermorfológiájának furcsa, ÉÉNy-DDK-i csapású irányzata utal az alaphegységben rejtve folytatódó törésekre. Hartánál a Duna éles kanyarja van vonatkozásban vele; Kunfehértó és Kelebia között ismét vízfolyás jelzi, majd Ada fölött a Tiszát kényszeríti egy éles kanyarulat kialakítására.

Ez a szeizmotektonikai fő törés a vele párhuzamos másikkal együtt, amelyhez a csallóközi ág kapcsolódik (ez utóbbinak viszont a Váli víz mentén futó törés a folytatása), az egész medencét szerkezetileg egy északi, illetőleg déli részre osztja. E két törés között alakult ki a kisalföldi medence legmélyebb része. S míg a mély ároktól északra a medencealjzat aránylag hirtelen emelkedik, délre a nagy mélységek folytatódnak egészen a Vaszar-Szany-Kenyeri-Ujkér vonalig. Onnan kezdve a szeizmikus refrakciós mérésekkel már csak a Rába völgyében találtak 2500 méternél mélyebb medencealjzatra (Sághy és tsai, 1967).

Ez a hatalmas, helyenként 3000-6000 méteres mélységet elérő árok, amelyet a Rába mai medre Kenyerig követ, a Kisalföld medencéjét egy nyugati,

illetőleg keleti szerkezeti egységekre különíti el. Az ároktól Ny-ra az alaphegységet a medence nyugati peremén felszinen levő kristályos palák: gnejsz és csillámpala, illetőleg az ezeknél fiatalabb, erősen gyűrt epizonális fillitek, zöld palák és kvarcitok építik fel (Kőrössy 1965). Közéjük szerpentinné, kloritpalává és talkummá átalakult amfibolit, gabbró vagy diabáz préselődött (Varrók 1953). A medencealjzat részletes kőzettani felépítését Kőrössy (1965) ismertette.

A Rába-ároktól DK-re a gyengén átalakult kristályos alaphegységet ez ideig csak egyetlen: a Vaszar 1. sz. mélyfurásból ismerjük. Ujpalaeozóos (?) képződményeket ezenkívül csak a távolabbi Dióskál és Ujudvar határában tártak fel. Ellenben annál számosabbak a mezozóos (alsó-, középső-, felsőtriász, jura, alsó- és felsőkréta) rétegsorokat harántoló mélyfurások. (Részleteket lásd Kőrössynél, 1965).

A Rába menti ároknak Horvátnádálja táján 2500 métert elérő mélysége Őriszentpéter irányában 3000-3500 méterig fokozódik, majd délebbre, a Mura és Kerka torkolata környékén már a 4000 métert is meghaladja. A déli irányban mindjobban mélyülő árokban a baki és zalatárnoki mélyfurás nummuliteszes mészkövet, igen vastag szürke márgát és amfibolandezitet, illetőleg andezittufát tárt fel (Kőrössy, 1958). Az ehelyütt megjelenő vulkánosság párhuzamos jelenség a Szany 1. furásból ismert 4500-5000 méteres mélységhez kötött andezit-vulkánossággal. A legújabb szeizmikus refrakciós kutatások eredményei (Sághy és tsai 1967) sejtetni engedik, hogy a 4000-4500 méteres mélységet elérő medencealjzat egy többször ivelő vályu (trog), amely Győr környékétől - megkérdőjelesen komplikált vonalzással - Varasdöt érintve, a Pohorjához (Bacher hegység) és a Possruckig vezet.

Ahol a medencealjzat a Kisalföldön a legnagyobb, azaz 4000-6000 méteres mélységet ér el, a medence felszine topografaiilag ott a legmélyebb. Itt a negyedkorban igen kiterjedt lefolyástalan terület alakult ki. Ennek a ma állandóan vízzel borított részét Fertőnek, keletre forduló folytatását pedig Hanságnak nevezzük. Mivel évszázadokkal ezelőtt a mai nyílt viz borította terület is járhatatlan mocsár volt, ezért kapta a mai tó az "ingovány, posvány, mocsár" jelentésű "Fertő" nevet.

A Fertő kialakulásának kérdése nem választható el a Hanság keletkezésének problémájától. Maga a keletkezés ténye a Kisalföld alatti kéregrészen a

pliocénben végbement változásokkal függ össze. Ezeket tekintjük át az alábbiakban.

A Kisalföld kéregszerkezeti viszonyai

A Kisalföld kéregszerkezeti viszonyainak taglalásánál a kéregvastagság mai állapotából kell kiindulnunk. A földkéreg alsó határa a Moho-felület a magyar medencében általában 25,6 km mélységben van. Ez azt jelenti, hogy a földkéreg hazánkban mintegy 10 km-rel vékonyabb a világtáznál. Ennek oka az, hogy a Kárpátok keletkezésével egy időben, a Kárpátokon belüli térségben, a földköpeny anyagában torlódás, majd cipó alakú felboltozódás (Bendefy 1970) keletkezett (2. ábra).

Feltűnő, hogy a földköpeny felboltozódásának mértéke annak mind kiterjedését, mind a felmagasodás vertikális méretét illetően K-ról Ny felé csökken. A felboltozódás - természetesen - nagyon hosszú időszak alatt következett be. Szalai szerint (1968, 1960, 1969) még a krétában (ausztriai fázis) vette kezdetét, majd a harmadidőszakban változó intenzitással folytatódott, sőt még napjainkban is tart. A folyamat szakaszos volt, sőt nemegyszer ellenkező értelmű mozgásra váltott át.

Ami a szóban forgó folyamat időbeliségét illeti, kétségtelennek látszik, hogy a nagy tömegátrendeződés a felsőköpenyben még az ausztriai hegységképződési fázisban kezdődött meg. Azok a - feltehetően ujjproterozóos, - a mezo- és katametamorfit tömegek, vagyis a csillámpala, a para- és orthognejsz, amelyek a szomszédos Rozália- és a Soproni hegységekben ma is a felszínen találhatóak, az időben, tehát az alsó- és felsőkréta kor határán még a felszínen voltak. Nem lehet vitás, hogy a felsőköpeny felpuposodásának kezdeti időszakában a Moho-szint emelkedésével a mai Kisalföldet borító csillámpalából, gnejszből és különféle fillitféleségekből, zöldpalából stb. felépült hegység szintén emelkedett. S bár e területrészt érő erőhatások az ausztriai követő későbbi hegyképződési fázisokban nemegyszer felerősödtek, a fokozatosan emelkedő és ezzel kapcsolatosan vékonyodó kéreg a benne fellépő feszültségeknek a középsőmiocén végéig ellenállt.

Az átlagosan 23 km vastagságig elvékonyult kéreg a tortonai emeletben (esetleg azonban már a helvéti emelet végén) több helyütt karéjosan átszakadt, és ezzel a stájer mozgások fázisában megkezdődött a kiscalföldi medence lassu süllyedése. A mélyfurások eredményei alapján szerzett jelenlegi ismereteink szerint a helvéti emelet kezdetén még az egész Kiscalföld szárazulat volt. A helvéti emelet előtti időkben a Kiscalföld geomorfológiailag a mai burgenlandi tájhoz lehetett hasonló. Az e területet borító hegységek a Sárvár és Csorna között kb. 1200-1600 méteres mélységben húzódó egyetlen fővonulathoz, a Mihályi szerkezethez igazodtak. Legmagasabb csucsai a pannóniai beltől még szigetként magasodtak ki, és csak a pleisztocénben süllyedtek a víz színe alá. Az egykori csucokat borító rétegsorban az alsópannóniai üledékek feltűnően kis vastagságúak (20-40 m), szemben a szomszédos rögökön tapasztalt átlagos 200-500 m vastagsággal. A felsőpannóniai üledékek vastagsága is ugyanezekben a magas helyzetű rögökön fele a vele szomszédos rögökének (1000-1050 m). A pleisztocén takaró vastagsága pedig ugyanitt kb. középhezelyzetet foglal el a legkisebb, illetve legnagyobb vastagságban kifejlődött takarórészletek között.

Az előadott tények arra utalnak, hogy a felsőköpeny felboltozódásának folyamata szakaszos volt és ennek megfelelően a beszakadások is szakaszosan mentek végbe. Az ilyen módon kialakult mai kéregszerkezeti viszonyokról a szeizmológiai, a gravitációs és szeizmikus vizsgálatok, valamint a mélyfurások eredményei adnak felvilágosítást; a napjainkban végbemenő kéregmozgások természetéről, mértékéről pedig a geokinetikai vizsgálatok, illetőleg a hidrográfiai megfigyelések tájékoztatnak.

Kéregszerkezet és hidrográfia

A Kiscalföld fő folyója a Rába, számos más hazai vízfolyásunkhoz hasonlóan, szerkezeti árokra utaló kettős törésrendszerhez igazodik. A törésrendszer ÉNy-i vetődései szabják meg a Rába, a DK-i vetődések pedig a Marcal vonalzását. Sárvártól délre, ahol a két folyó már messzire került egymástól, újabb párhuzamos vízfolyások szegődnek a Rába mellé. Közülük tektonikai szempontból legnevesebb a Rábát Felsőmaráctól Sárvárig kísérő Csörnök és Herpenyő, Vasvár és

432.

Sárvár között a Csörnöcnek is vannak párhuzamosan kísérő mellékfolyásai (mint pl. a Rábahidvég és Vasvár közelében levő Foszorkány-ér).

A fentieket röviden összefoglalva: a Rába völgye Feldbachtól Szentgotthárdig 1,0 - 1,5 km széles és a folyó a felsőszakaszból inkább középszakasz jellegűbe hajlónak mondható. Szentgotthárdtól Iváncig középszakasz jellegű. Iváncig a folyó a völgytalp déli pereméhez simul, míg a völgy északi peremét a Lóny, illetőleg a Vörös patak kíséri. Ezen a szakaszon, és Ivánctól Sárvárig a völgytalp már 4-5 km szélességű.

Ivánznál a Rába éles szögben elhagyja a völgy déli peremét, majd Rábadoroszlónál ellentétes ívvel (3. ábra) a völgyészaki oldalához simul, s a továbbiakban Sárvárig ezen a völgysegélyen halad. Morfológiailag egyszerű jelenség magyarázata: Ivánc és Rábadoroszló vonalában a völgyesség lejtése ellenkező értelművé válik. Ennek alapvető szerkezeti oka van. Mielőtt ennek elemzésére rátérnénk, előbb egy másik nagyon fontos hidrotektonikai jelenségről kell szólnunk.

Egy 1543-ból keltezett okirat (Orsz. Levéltár, Nádasdy iratok B/1556. Fol. 673-678) szerint a XVI. században a Rába torkolata nem Győrött, hanem Kapuvárnál volt, és pedig úgy, hogy a folyó főmedre Sárvártól egyenesen Kapuvár irányába tartott és ott öntötte vizét a közös Hanság-Fertő tavába. Ez a meder ma is megvan. Nicknél ágazik ki a mai Rábából és Kis-Rába néven Beled, Mihályi, Kisfalud és Kapuvár érintésével a kapuvári ősi földvártól (118 m tszf) 4 km-rel keletre torkollik a Répcébe. (Ez azonban csak a 18. századi folyószabályozás következménye).

Fentiek ismeretében tehát megállapítható, hogy a Rába és a Marcal eredetileg a Nick-Szany vonaltól északra egy 20-25 km szélességű mély szerkezetet, a mélybe süllyedt Sárvár-Csornai vonulatot fogja közre. A Rába ősi, természetes medrének tehát a Sárvár-Kapuvár közötti meder (Kis-Rába) tekintendő. (A továbbiakban "Rába" megnevezésen általában ezt az ősi vonalzásu folyót értjük.)

A Rábának hazánk területén nyolc jelentős bal parti mellékfolyója van: a Lapincs, Strém, Pinka, Sorok, Gyöngyös, Répce, Bereg és az Ikva. Mindezek egymással közel párhuzamosan haladnak és az országhatáron belül erősen íveltek.

Parabolikus ívük csúcspontjait összekötve a Rába fentebb említett ősi vonalával közel párhuzamos görbéhez jutunk, amely Rőjtökmuzsajtól Magyarnádaljáig enyhe ívben közeledik az őket befogadó folyóhoz.

A Marcal egy képzeletbeni tengelyhez viszonyítva tükörképe az ősi Rábának. Ez a tükörkép Gönyünél kezdődik, s a Dunán, majd a Marcalon át Gógánfáig, illetőleg Óhidig követhető. Itt - rövid megszakítás után - a Vindornya patak illeszkedik a szerkezeti vonalba; a Balatontól délre pedig a Vörs-Marcali vonalzásu (szabályozott) Határárok-csatorna, illetőleg Böhönye és Babócsa között a Rinnya patak É-D irányú folyása zárja le e két fő folyó között kialakult szerkezeti egységet.

A Duna és a Marcal jobb parti, illetőleg északi mellékfolyói: a gönyüi Bakony-ér, a Csóti-, a Gerence-, a Bitva- és a Hajagos-patak; a Rába bal parti mellékpatakjaihoz hasonlóan, de ellentétes értelemben iveltek. Az ivék csúcspontjait összekötő képzeletbeli görbe ugyancsak közel párhuzamosan fut a Marcalal (3. ábra).

Feltételeztem, hogy ez a feltűnő szabályosságot mutató vizrajz a Kisalföld medence beszakadását és az önálló mozgást végző rögök mélybesüllyedését, vagy egyes rögöknek éppen emelkedését kiváltó kéregszerkezeti mozgások során alakult ki. Az ilyen irányú statisztikus vizsgálat (melyet megbízásunkból és irányításunk mellett Pesthyné Miklós Mária végzett el), feltevésünket igazolta. Az egyes rögök - ehelyütt nem részletezhető módon és ugyancsak tükörképszerű szabályossággal - feltűnően nagy lépcsőkkel süllyednek DNy-ról ÉK felé. Legyen elég ezuttal csak a Bük 1. és Vát 1. sz. furásokban a felső- és alsópannóniai fekvőkben tapasztalt több százméteres szintkülönbségekre utalnom (Bendefy 1961)

A Rába-Marcal-Rinnya közötti nagyszerkezeti egységben belül egy másik közbeékelődő szerkezet a Válicka-patak és a Zalának Zalaegerszeg Zalabér közötti szakasza határát jelöli ki. A kelet szerkezeti határ Hidvégen át Komárváros és Inke irányában folytatódik. Ehhez az ék alaku szerkezethez Ny-ról a Zala és a Válicka patak között egy további szerkezeti egység csatlakozik. Ez utóbbit a Kerka és a Mura harántolja. A szerkezet Varasdtól DNy-ra zárul (Bendefy 1968)

A Kisalföld szerkezeti elemei

A morfológiailag egységesnek tűnő, jól körülhatárolható lapály jellegű Kisalföld - mélyszerkezetét illetően - korántsem egyszerű felépítésű. A szerkezet nagy vonásaiban legjobban talán a nagy földrengések után beérkezett jelentések adataiból szerkesztett szeizmokin görbék* (4. ábra) alapján tanulmányozható. Bármilyen közeli és eléggé erős földrengés adatait dolgozzuk is fel, lényegében a 4. ábrán bemutatott nagyszerkezeti képhez hasonló eredményhez jutunk.

E vázlaton Szalai T. (1969) és Wein Gy. (1961, 1965, 1967) földtani megállapításai nyomán már eléggé részletesen ismert felszíni szerkezetek mély-ségi határai rajzolódnak ki. Az Alpok keleten a Centrális alpkárpáti küszöbben (1. ábra) végződnek. (Szalai). Vizsgálataink szerint ez a küszöb a Karavankáktól Varasd környékén át Nagyszombatig, keletebbre Szered és Nyitra, illetőleg Érsekujvár vonaláig tart és négy szerkezeti részből áll. Ezek: 1. a medence magját alkotó, kissé Ny-ra tolódott Fertő-Hanság süllyedék; 2. előbbinek külső süllyedő övezete; s végül 3. a Zala-Rába-Marczal menti emelkedő szerkezeti övezet (eleváció), ami nem más, mint a Kisalföldi küszöb (Szalai, 1969) keleti szegélye. Ez utóbbinak a folytatása a Körmendnél É felé ágazó elevációs övezet, melyet K-ról a Gyöngyös határol, felszakadt gerincvonalaiban pedig a Perint vájt medret magának.

*

Szeizmokin: az azonos földrengési erősség alapján szerkesztett izo-szeizma görbék egy speciális fajtája. Az izoszeizták általában nem tükrözik hiven a kéreg szerkezeti képét. A kérget felépítő szerkezeti egységek határát jelző főtöréseket ui. számos haránttörés keresztezi. Ezeken a metszéspontokon a kohéziós erők kisebbek, mint egyebütt, tehát a nyirófeszültségek hamarabb lépik túl a kohézió határát, mint a szomszédos területeken. Földrengések alkalmával a nagyobb mértékben sebzett diszkontinuitási felületrészekben tehát nagyobb erejű földmozgások - rengések és - lökések jelentkeznek, mint közvetlen környezetükben. Az izogörbék szerkesztésénél a tektonikus törések csomópontjain fellépő többlet-hatást tehát figyelembe kell vennünk. Az így kialakuló vonalak már nem izo-görbék. Éppen ezért, mivel ugyanezek a görbék a földrengések hatására bekövetkező mikro- vagy makromértékű elmozdulásokra is jellemzőek, szeizmokin görbéknek nevezzük őket. (Bendefy 1966).

A Centrális alpkárpáti küszöbhez tartozik: 4. a Kerka-Pinka menti elevációs övezet is, amely a Zala-Rába-Marcál elevációval együtt, Magyarnádalja és Varasd között S alaku kettős ivvel Ny-nak fordulva ugyancsak a Poszruck felé tart. A burgenlandi bazalt-előfordulások (Németujvár, Tobaj, Dobra stb.) ennek az elevációs övezetnek változékony csapását követik és a legerősebb hajlatokban törtek felszínre (Bendefy 1961, 1964, 1966^{*})

A Fertő-Hanság süllyedékben, valamint részben ennek külső süllyedő övezetében a kristályos alaphegységre közvetlenül neogén rétegsor települt. A kisalföldi süllyedék külső övezetében azonban némely furásban az alaphegység fölött felsőmediterrán üledéket is tártak fel. Paleogén képződmények azonban ebben az övezetben ezideig ismeretlenek.

A Zala-Rába-Marcál eleváció területén a mélyfurások már különböző mezozoos üledékek jelenlétét is bizonyítják. A Kőszeg-Szombathely-Körmend közötti szakaszon mezozoos rétegsort eddig nem ütött meg furó. Ezek a tények kétségtelen bizonyítékai a Kisalföld egészen fiatal: az alsópannóniai időktől napjainkig végbement, illetőleg ma is tartó süllyedésének. A zóna lassu süllyedése a Zala-Rába-Marcál övezet déli szakaszán, tehát a Kerka-Mura torkolat táján kezdődött meg a helvétii emelet végén, vagy a tortonai emeletben, majd a folyamat fokozatosan haladt előre északra. Legtovább a mai Fertő és Hanság helyén egykor emelkedett kristályos hegytömeg állott ellen, de a szarmatában már ez is süllyedőben volt, mert különösen a peremeken némi szarmata üledékek találhatók.

A mélyszerkezet ismeretében nagyon kézfefekvőnek tűnik, hogy a stájer hegységképződési szakaszban felujult és jelentősen felerősödött mozgások alkalmával a Centrális alpkárpáti küszöbnek éppen a déli végén kezdődött meg a süllyedés. A Vasvár környékén kialakult erős könyökben, ahol a mélyszerkezet ÉK-DNy-i csapásból É-D-ibe vált át (5. ábra), valamint ettől délre az S alaku kettős iv déli végén, a földkéregmozgások során különösen nagy feszültségeknek kellett fellépniük. Mindkét könyök (Zalabér-Pakod-, illetőleg Dobri és Csáktornya környéke) ma is szeizmikusan kitüntetett terület (Bendefy 1961^{*})

Az utóbbi 10 év kutatásai világszerte igazolták annak a megfigyelésnek helyességét, hogy a felszíni gravitációs viszonyok nincsenek összhangban a mélyszerkezeti tömegviszonyokkal. Ezekben ugyanis nagyon sok az esetlegesség és a nagy szerkezeti összefüggések nem jutnak bennük kifejezésre. A regionális gravitációs Bouguer-anomáliák azonban már nem a felszíni, hanem a mélyebb szintek tömegviszonyait tükrözik. Minél nagyobb mérvű az összevonás, annál nagyobb mélységek tömegelrendeződése jut bennük kifejezésre.

A Kisalföld, illetőleg a Centrális alpkárpáti küszöb területén már egyszeres összevonás után olyan gravitációs képhez jutunk (8. ábra), amely a fentebb leírt mélyszerkezet létét teljes mértékben igazolja. Mivel pedig már az első összevonás után jutottunk ilyen nagyszerkezeti összefüggésekhez, valószínű, hogy jóval az átlagosan 18,5 km mélységben levő Conrad-felület fölötti, tehát kb. 6-8 km mélységi szintben már a 8. ábra szerinti tömegelrendeződési viszonyok érvényesülnek. Ez a körülmény egyben magyarázata annak az érdekes, általam többször megfigyelt és leírt (Bendefy, 1961, 1964) ama jelenségnek is, hogy az Alsó-Ausztriában, Pinkafő táján, vagy Sopron és a Fertő környékén kipattant földrengések nem terjednek túl a Zala-Rába-Marcál eleváció övezetén, sőt legtöbbször még annak ÉNy-i határán sem. De ugyanigy e szerkezeti övezet Gyöngyös-Perintementi ágán sem hatolnak túl Ny-nak. Ugyanez a tétel fordítva is igaz: a Magyar Középhegységben, még a Bakonyban kipattant földrengések hullámai sem érezhetők a Fertő-Hanság medencéjében.

A leírt jelenség oka a nagyszerkezeti határok erős mobilitásában és a nagyon mély szerkezeti törésekben kereshető. A mobilitást viszont az okozza, hogy az ósi, kapuvári vonalzasú Rába és a Marcal között, Somorjától és Bóstól Rumig és Ukkig lenyúló, 3000-6000 méteres mélységű vályu (trog) alakult ki. (7. ábra) Az alaphegység szilárd felszínén 30-40 km távolságon belül mutatkozó 4000-5000 méteres magasságkülönbség folytán keletkező oldalnyomás a mondott vályu felé irányuló kétoldali vergenciát hoz létre.

A vályu ÉÉK-DDNy csapású tengelye Olaszfa és Zalavár között kissé Ny-ra hajlással É-D-i irányba fordul át, és ugyanakkor az eddigi árokszerűen bemélyült vályu helyett az átlagos 2000 méteres mélységből 500-1500 méterre kiemelkedő föld alatti hegységekkel folytatódik Zalaszabarig. Itt a vonulat ismét

ÉK-DNy-i irányba csap, majd Gyékényes és Berzence között 2000-2500 méteres gerinccel lépi át az országhatárt. E gerinc két oldalán 4000 méter mély üstök alakultak ki, a Dráva vonalára merőleges tengellyel.

Megfigyelhető, hogy maga a Rába, valamint annak bal parti mellékfolyói ott alakítanak ki ivelt alaku medret maguknak, ahol az alaphegység morfológiája ezt szükségszerűen megkivánja. *

A 8. ábrából világosan kitűnik az a törvényszerűség, hogy a felszíni vízfolyások a fiatal üledékkal fődött alaphegység gerinceit közel párhuzamos vonalzással követik, a mélyszerkezetben kialakult árkokat és vályukat (trögokat) pedig a lehető legrövidebb uton, tehát azok tengelyére merőleges csapásban hárántolják.

Ez a törvényszerűség tűnik fel az első esetben a Répce, a Gyöngyös és a Rába Sárvár és Körmend közötti szakasza esetében. A mélybeni árkokat és vályukat illetően pedig a Duna, a Zala, valamint a Zalától és a Balatontól délre levő, párhuzamos vonalzasu, É-D- csapásu vízfolyások szolgáltatnak jó példát.

A jelenkori kéregmozgási viszonyok - miként arról az 1967. évben computerrel végrehajtott kiegyenlítés eredményeiből szerkesztett szintváltozási térkép (9. ábra) tanuskodik - tökéletes összhangban vannak az egyéb (gravitációs, szeizmikus, szeizmológiai stb.) geofizikai módszerek eredményeiből szerkesztett térképek adataival.

*

A föld alatti morfológiához igazodó jelenkori szintváltozás a Kisalföldön és minden más, fiatal üledékkal feltöltött neogén medencében elsősorban a kompakció következménye. Ilyen jellegű területeken ugyanis recens szintváltozásban a kompakció képviseli az évszázados (szekuláris) jelleget. Ismeretes, hogy a kompakció önmagában másodlagos szerkezetalkító tényező. Emellett azonban ható és felszinformáló tényezőnek számítanak magában az alaphegységben, tehát a medencealjazatban végbemenő szerkezeti mozgások is. Ezek elsősorban földrengések alkalmával, illetőleg a földrengést követő utórengéses periodusban mennek végbe.

Összefoglalás és végkövetkeztetés

E tanulmány a Fertő és a Hanság medencéje kialakulásának problémáját a Kisalföld tectogenezisének keretében vizsgálja, előtérbe állítva azt a szoros szerkezetfejlődési kapcsolatot, amely a Centrális európai kordillera, a Centrális alpkárpáti küszöb és a Pannoniai masszívum kölcsönös egymásra hatásaként alakult ki a miocén végén. Ezeket figyelembe véve a következőket állapítja meg.

1. A Fertő és a Hanság medencéje - eltekintve a Rába alsó szakasza mentén, Rum és Bős között huzódó, 6000 méteres mélységet is meghaladó vályutól - a Centrális alpkárpáti küszöb legmélyebbre süllyedt rögei fölött alakult ki, és - környezetéhez képest - ma is lassan süllyed.

2. A medence süllyedését az ausztriai hegységképződési fázisban a Centrális alpkárpáti küszöb boltozódással egybekötött emelkedése előzte meg. A nagyon is erős oldalnyomásnak kitett boltozat gerincvonala beszakadt, és a boltozat gerincvonalában kialakult Mihályi szerkezet a középsőmiocént követő stájer fázisban lassan süllyedni kezdett.

3. A medence általános és rohamos süllyedése legkorábban az alsó-pannóniai emeletben kezdődött meg. Süllyedésének legerőteljesebb szakasza a felsőpannóniai emeletben volt, de folytatódott az a pleisztocénben, sőt napjainkban is tart.

4. A süllyedési folyamatot az váltotta ki, hogy a felsőköpenyben egy nagy méretű felboltozódás, illetőleg anyagtorlódás keletkezett. (Szádeczky-Kardoss 1968).

5. A Fertőt és a Hanságot a Mihályi szerkezet tektonikailag csak részben különíti el. A Fertő keleti partján azonban szerkezeti törések által határolt (pikkelyeződve) emelkedő övezet jelenlétét állapították meg. Fritsch és Tauber (1959) szerint ez az övezet, amely a magyar szintezési adatok szerint napjainkban is határozottan emelkedik, Féltorony és Nezsider között ÉK-DNy-i csapásu, majd a tó területén enyhe ívvel É-D-i csapásba megy át. Morfológiailag ez a vonulat 10-26 méterrel magasabb a Fertő és a Hanság medencéjének 113-116 m A. f. -i lapályánál.

6. A Centrális alpkárpáti küszöb és a Magyar Középhegység közötti határt - nagy megközelítéssel - a Varasd-Zalaszabar-Zalavár-Szany-Győr vonal jelöli. Részletek a 7. és 9. ábrából kiolvashatók.

7. A küszöb süllyedése Varasd és Zalaszentgyörgy között kezdődött meg a stájer hegyképződési fázisban, majd a folyamat fokozatosan kiterjedt északra is. Az időadatokból és az alaphegység mélységi viszonyaiból számítva: a Fertő és a Hanság medencéjének süllyedése mintegy tizszer gyorsabban ment végbe, mint például a Varasd környéki Dráva-Mura-Kerka menti szakaszon.

8. Vizsgálataink összefüggéseket tártak fel a medencealjzat morfológiája és a mai felszíni hidrográfiai kép között. Ezt a kapcsolatot részint a kompaktió hozza létre, részint azonban a hirtelen bekövetkező és gyorsan végbemenő szerkezeti mozgások (földrengések !) is nagy jelentőségűek. Az idevonatkozó matematikai statisztikai vizsgálatok a szóbanforgó négy tényező, mármint: 1. a medencealjzat morfogenezise, 2. a kompaktió és 3. a földrengések szerkezetalakító hatása, s végül 4. a mai vízrajz kialakulása közötti szoros összefüggést igazolják.

9. Vizsgálataink megerősítik korábbi kutatásainknak azt az eredményét, hogy Rába-vonal, mint egyetlen határozott szerkezeti törés vagy törésnyaláb nincsen. A Rába folyó medrének alakulását egymást követő és egymáshoz simuló törésnyalábok szövevényes rendszere préformálta. A Bős és Rum közötti szakaszon kialakult 3500-6500 méter mélységű vályu, Rumtól Ny-ra, illetőleg D-re pedig a medencealjzattól részint kiemelkedő, részint abba bemélyedő különböző csapású kisebb szerkezetek alakja és mozgásai határozzák meg. A folyómeder gyakori és igen nagymérvű változását az okozza, hogy a mélybeni szerkezetek hossz tengelyei különböző csapásúak és a szerkezeteket hordozó kéregrészek (rögök) mozgásának iránya, emelkedő vagy süllyedő értelme és sebessége is szerkezetenként nagyon változó.

10. A Kisalföld sajátos felsőköpeny- és kéregszerkezeti viszonyai, valamint a kéreg nagymértékű mobilitása a földrengéseket illetően egészen speciális helyzet alakulására vezetett. Az Alsó-Ausztriában vagy a kisalföldi medencében kipattant földrengések felszíni hullámai ui. igen ritkán hatolnak a Bős és Rum közötti vályun túlra s fordítva: a vályutól keletre kipattant földrengések hullámai sem hatolnak be a medencébe. A kisalföldi medence egészében érdemlegesen **érezhető földmozgást** a helyben kipattant rengéseken kívül csakis a dél felől érkező **rengéshullámok** okoznak. A nagy erejű horvátországi földrengések jöhetnek tehát e tekintetben számba.

Irodalom

Bendefy L. (1961): Vas megyei mélyfurások. Vasi Szemle 1961/II. 24-44 l, Szombathely - u. ő: (1961^{*}) Szeizmotektonikai vizsgálatok a Dunántul nyugati térségében. Földr. Ért. 10. évf. 181-210 l. Bp. - u. ő (1964): Az 1963. évi szkopjei földrengés magyarországi vonatkozásai. Földr. Ért. 13. évf. 31-56 l, Bp. - u. ő: (1965): A Magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinári és kelet-alpi vonatkozásai. Földr. Ért. 14. évf. 387-419 l. Bp. - u. ő (1966): Contributions of the Knowledge of the Crustal Structure of the Hungarian Basin. Acta Geol. Acad. Sc. Hung. 10. kt. 337-359 l. Bp. - u. ő (1966): Fiatal szerkezet-képző mozgások a Kőszeg-Borostyánkői paleozoikumban. MTA Dunánt. Tud. Int. "Értekezések 1964-1965" 17-64 l. - u. ő: (1968): Adatok a Pannóniai masszívum belső szerkezetének ismeretéhez. Földr. Közl. 92. évf. 4. sz. Bp. - u. ő: (1970): Angaben zur Kenntnis der Tiefenstruktur des Pannonischen Beckens. Mitt. Öst. Geolog. Ges. in Wien, 63. Bd. 1-21 l, Wien.

Fritsch V. - Tauber A. F. (1959): Mineralwässer des Neusiedlerseegebietes. "Landschaft Neusiedlersee." Wiss. Arb. aus dem Burgenland. Heft 23. - Eisenstadt.

Kőrössy L. (1958): Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földt. Közl. 89. évf. 291-298 l, Bp. - u. ő (1965): Nyugatmagyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. Földt. Közl. 95. évf. 22-36 l. Bp.

Sághy Gy. - Vándor B. - Varga I. (1967): A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. Földt. Közl. 97. évf. 160-166 l. Bp.

Szalai T. (1958): Geotektonische Synthese der Karpaten. Geofiz. Közl. 7. évf. 111-145 l, Bp. - u. ő (1960): Struktur der präalpinen Bauelemente zwischen der Ostalpen und Westkarpaten. - Geofiz. Közl. 8. évf. 241-253 l, Bp. - u. ő (1969): A kelet-alpi, kárpáti tömbök és hegyszerkezetek kialakulása. Földr. Közl. 93. évf. 1. sz. Bp.

Szádeczky-Kardoss E. (1968): A Föld szerkezete és fejlődése (Akad. Kiadó)
Bp.

Varrók K. (1953): Felsőcsatár környékének földtani felépítése, talkum és vasérc-
előfordulásai. MÁFI Évi Jel. 1953-ról. 478-493 l, Bp.

Wein Gy. (1961): Szerkezetalakulás mozzanatai a keleti Mecsekben. MÁFI Évk.
49/3 kt. 759-768 l, Bp. - u. ő (1965): Az "Északi Pikkely"(Mecsek hegység)
földtani felépítése. - MÁFI Évi Jel. 1963-ról. Bp. - u. ő (1967): Délkelet-Dunántul
hegység szerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. Földt. Közl.
97. évf. 286-293 l. Bp.

ÜBER DIE TEKTONISCHE ELEMENTE DES OBEREN DONAU- UND DES
RAAB-FLUSS GEBIETES IN WEST-UNGARN

Bendefy, L.

Das Problem der Entstehung von Neusiedlersee und Hanság-Becken wird im Rahmen der Tektogenese der Kleinen Ungarischen Tiefenebene untersucht, wobei jene enge tektonische Entwicklungsbeziehung in den Vordergrund gestellt wird, die als Ergebnis der Wechselwirkung zwischen den Zentraleuropäischen Kordilleren, zwischen der Zentralen Alpinen und Karpatischen Schwelle und dem Pannonischen Massiv am Ende des Miozäns entstanden ist. Auf dieser Grundlage werden folgende Feststellungen gemacht:

1. Der Neusiedlersee und das Hanság-Becken entstand - abgesehen von dem bis zu 6000 m tiefen Graben am Unterlauf der Raab zwischen Rum und Bős - über den am tiefsten gesunkenen Schollen der Zentralen Alpin-Karpatischen Schwelle und sinkt auch heute noch langsam weiter.

2. Vor der Einsenkung des Beckens erfolgte in der Phase der Bildung der Österreichischen Gebirge eine Erhebung der Zentralen Alpin-Karpatischen Schwelle verbunden mit einer Wölbung. Der Scheitel der überaus starken seitlichen Druck ausgesetzten Wölbung stürzte ein, und in der Scheitellinie der Wölbung entstandene Formation begann nach dem Mittleren Miozän (Steyrische Phase) langsam zu sinken.

3. Die allgemeine und stürmische Senkung des Beckens begann frühestens im Unterpannonischen Zeitraum. Die kräftigste Senkungsperiode war im Oberpannon, setzte sich aber im Pleistozän und sogar bis zu unsere Tage fort.

4. Der allgemeine Senkungsvorgang wurde dadurch ausgelöst, dass in der oberen Haut eine starke Aufwölbung bzw. Materialstauung eintrat. Die Massenunordnung in der Haut hat wahrscheinlich noch vor der Bildungsphase der österreichischen Gebirge begonnen.

5. Der Neusiedlersee und das Hanság Becken ist durch die Formation Mihályi tektonisch nur teilweise getrennt. Am Ostufer des Neusiedlersees wurde

aber eine durch tektonische Brüche begrenzte (schuppenartige) steigende Zone festgestellt. Nach österreichischen Geologen hat diese Zone zwischen Halbturm und Neusiedlersee eine NO-SW-Streichung, die dann im Seebereich in flachen Bogen in eine nord-südliche Streichung übergeht. Die ungarischen Nivellierungen zeigen auch in Unseren Tagen eine entschiedene Hebung. Morphologisch liegt dieser Höhenzug 10-26 m über der 113-116 m ü. A. liegenden Niederung des Neusiedlersees und des Hanság-Beckens.

6. Die Grenze zwischen der Zentralen Alpin-Karpatischen Schwelle und Ungarischen Mittelgebirge markiert mit grober Annäherung die Linie Varasdin-Zalaszabar-Zalavár-Szany-Győr. Einzelheiten sind in Abb. 7. und 9. ersichtlich.

7. Die Schwelle begann zwischen Varasdin und Zalaszabar in der Steyrischen der Gebirgsbildungsphase zu sinken, sodann hat der Prozess allmählig nach Norden weitergegriffen. Aus den Zeitangaben und den Tiefenverhältnissen des Grundgebirges berechnet, erfolgte die Senkung des Neusiedlersees und des Hanság-Beckens etwa zehnmal so schnell als z. B. an der Strecke entlang der Drau, der Mur, der Kerka, in der Umgebung von Varasdin.

8. Unsere Untersuchungen haben Beziehungen zwischen der Morphologie der Beckenunterlage und dem heutigen hydrographischen Bild der Erdoberfläche aufgedeckt. Diese Beziehung wird teils auf die Kompaktion zurückgeführt, teils sind aber auch die plötzlich eintretenden und ablaufenden tektonischen Bewegungen (Erdbeben !) von grosser Bedeutung. Die diesbezüglichen mathematisch-statistischen Untersuchungen zeugen über einen engen Zusammenhang zwischen den erwähnten vier Faktoren und zwar: 1) Morphogenese der Beckenunterlage, 2) Kompaktion, 3) tektonischer Einfluss der Erdbeben und schliesslich 4) Entstehen des heutigen Gewässernetzes.

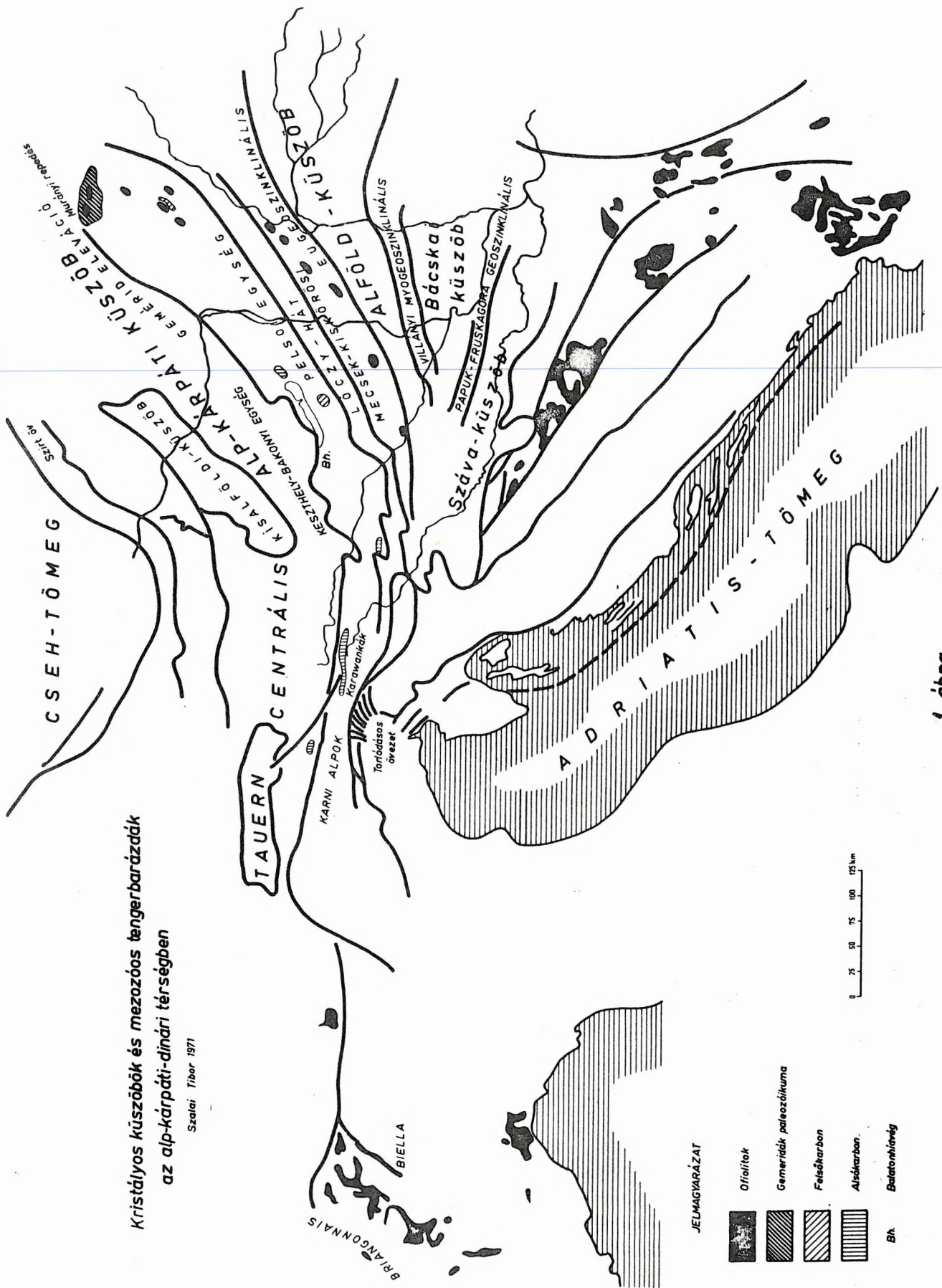
9. Unsere Untersuchungen bekräftigen jenes frühere Ergebnis unserer Forschungen, dass die Linie der Raab als einziger bestimmter tektonischen Bruch oder Bruchbündel nicht besteht. Die Bettgestalt des Raab-Flusses bestimmen der 3500-6500 m tiefe Graben an der Strecke zwischen Bős und Rum, westlich bzw. südlich von Rum hingegen die teils aus der Beckensohle aufsteigenden, teils in diese sinkenden verschiedenen Streichungen, Formen und Bewegungen der kleineren

Formationen. Die häufige und starke Aenderung des Flussbettes geht darauf zurück, dass die Längsachsen der Tiefenformationen verschiedene Streichungen haben und auch Bewegungsrichtung, steigende oder sinkende Tendenz und Geschwindigkeit der die Formationen tragenden Krustenteile (Schollen) von Formation zu Formation überaus veränderlich sind.

10. Die eigenartigen Verhältnisse der oberen Haut und des Krustenaufbaues der Kleinen Ungarischen Tiefebene sowie die starke Mobilität der Kruste führte eine ganz spezielle Lage hinsichtlich Erdbeben herbei. Die in Niederösterreich oder im Becken der Kleinen Ungarischen Tiefebene ausgelösten Erdbebenwellen dringen nämlich sehr selten über den Graben zwischen Bós und Rum hinüber und umgekehrt, die östlich dieses Grabens entstandenen Erdbebenwellen dringen auch nicht in das andere Becken ein. In der Gesamtheit des Beckens der Kleinen Ungarischen Tiefebene fühlbare Erdbewegungen lösen allein die von Süden kommenden seismischen Wellen aus. Somit kommen nur starke Erdbeben aus Kroatien in Frage.

Ábrajegyzék

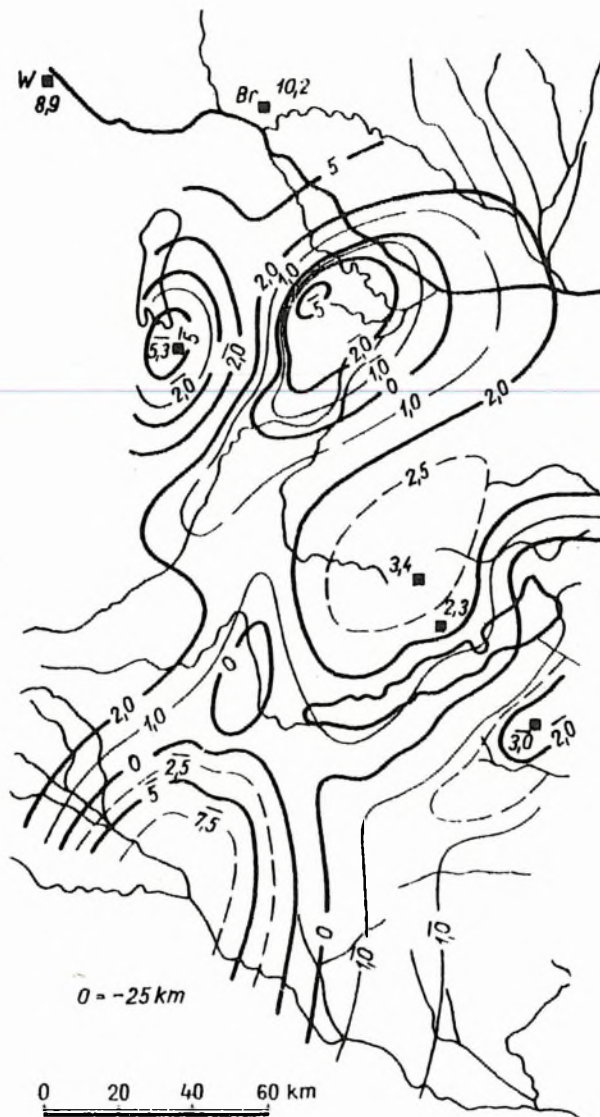
1. ábra A kisalföldi küszöb helyzete az alpkárpáti - balkanodinarid nagyszerkezeti rendszerben (E. Bončev K-balkáni tektonikai térképe adatainak felhasználásával szerk.: Szalai T. (1968)
2. ábra A Kisalföld Moho-térképe (Bendefy L., 1968.)
3. ábra A Rába és a Marcal vízrendszerének sajátos, tükröképszerű alakulása, a Rábának és ikerpatakjainak helyzete a széles völgytalpon (Bendefy L., 1968.)
4. ábra A Dunántul szerkezeti képe az 1938. március 27-i kapelai földrengés után beérkezett rengéserősségi adatokból szerkesztett szeizmokin gömbök alapján (Bendefy L., 1968.)
5. ábra Az 1956. március 31-i Zala és Vas megyei földrengés maradék (residual) izoszeiztái. (Bendefy L., 1959.)
6. ábra Nyugat-Dunántul regionális gravitációs Bouguer-anomália térképe (Bendefy L., 1965.)
7. ábra Nyugat-Dunántul medencealjzatának mélységi viszonyai. (Mélyfurások és refrakciós mérések adataiból, Körössy L., Sággy Gy., Varga I. és Vándor B. térképvázlatainak figyelembevételével szerk. Bendefy L., 1968.)
8. ábra Nyugat-Dunántuli föld alatti szerkezetek és a folyóvízhálózat összefüggése (Bendefy L., 1968.) 1. az alaphegység elfödött gerincvonulata; 2. mély szerkezeti árok; 3. a Centrális alpkárpáti küszöb mélyszerkezeti határa.
9. ábra Nyugat-Dunántulnak (kétszeres összevonással nyert adatokból szerkesztett) regionális geokinetikai térképe (Bendefy L., 1968.)



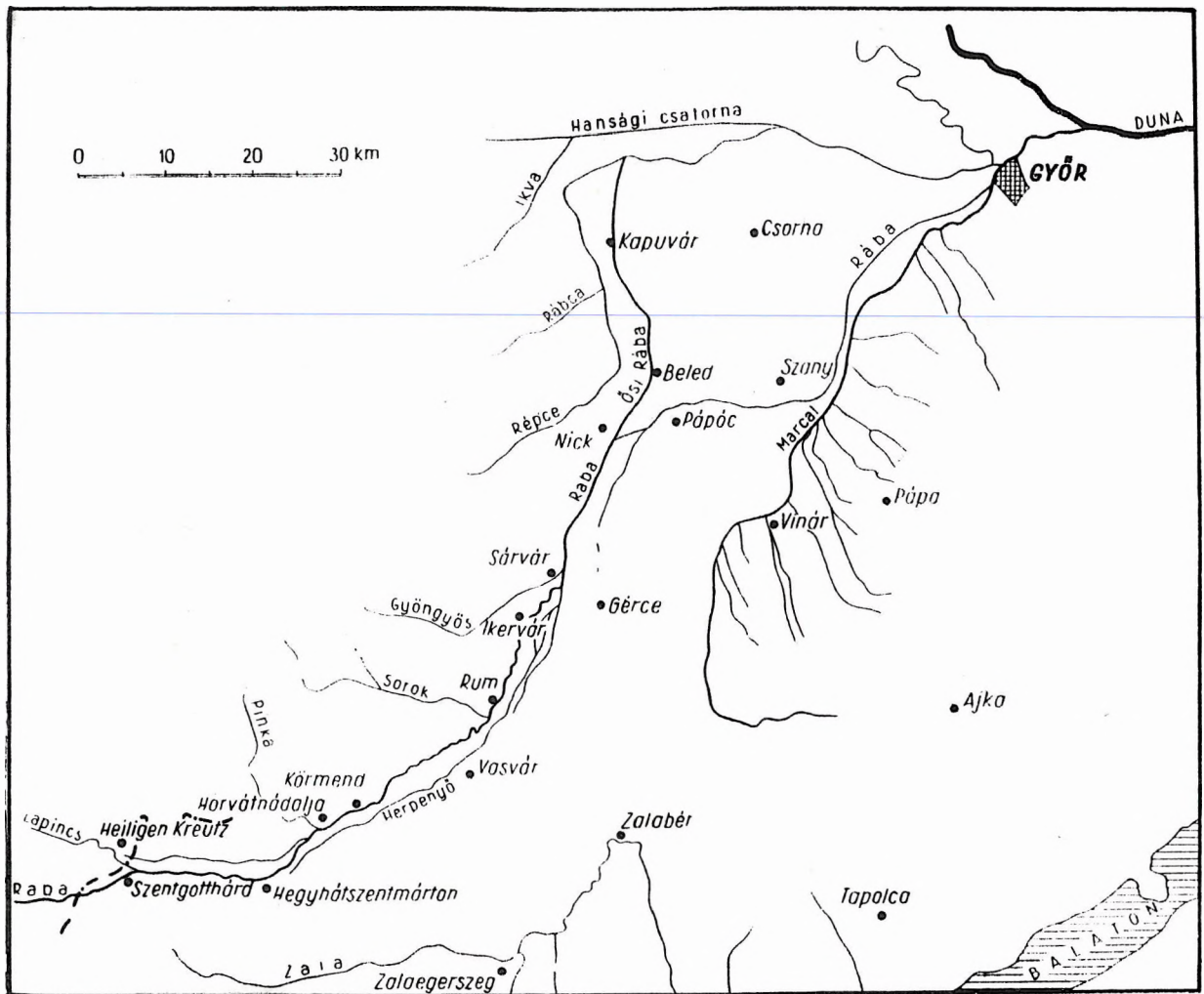
Kristályos kűszöbök és mezozoós tengerbarázdák az alp-kárpáti-dinári térségben

Szalai Tibor 1971

1. ábra



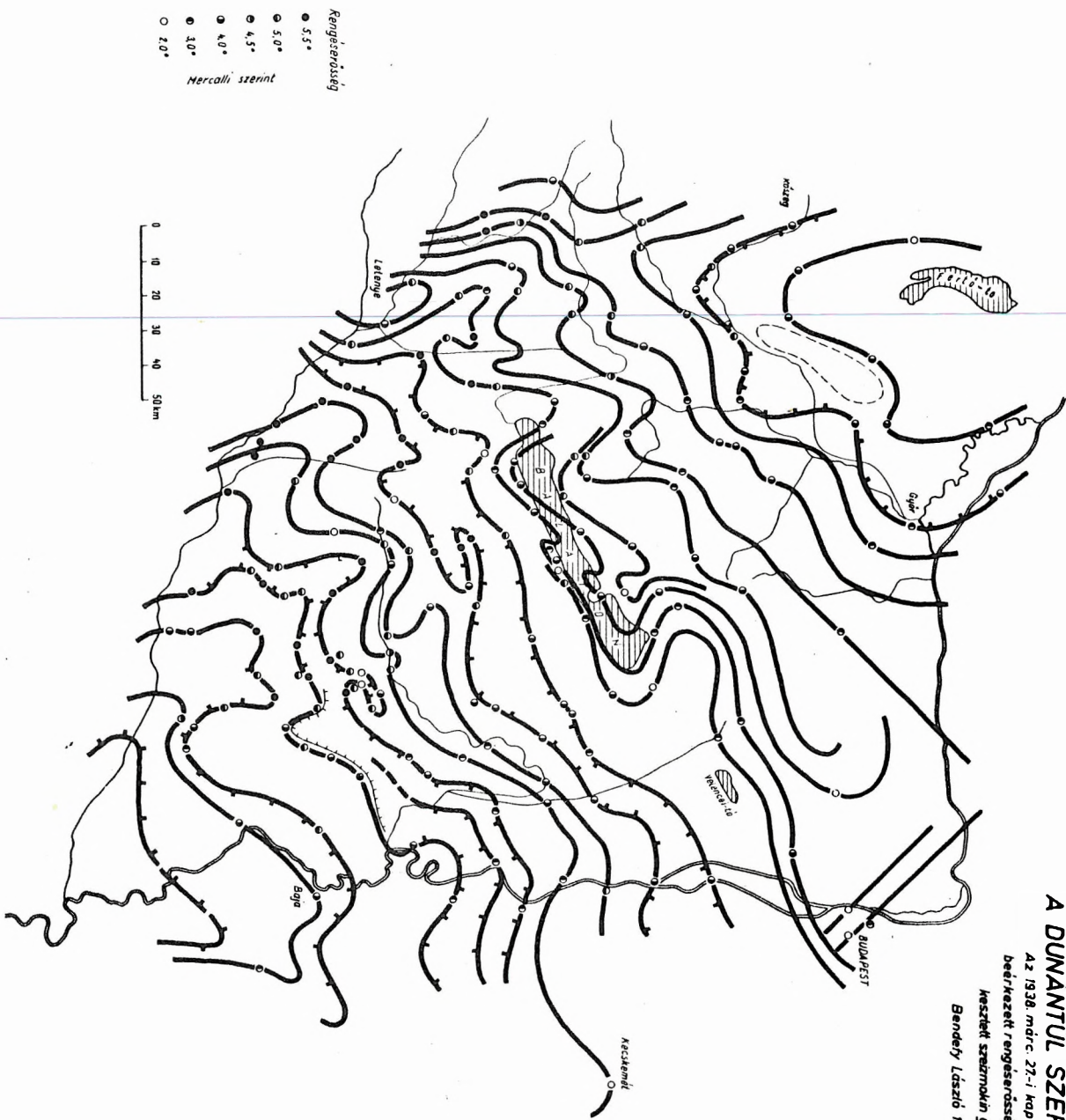
2. ábra

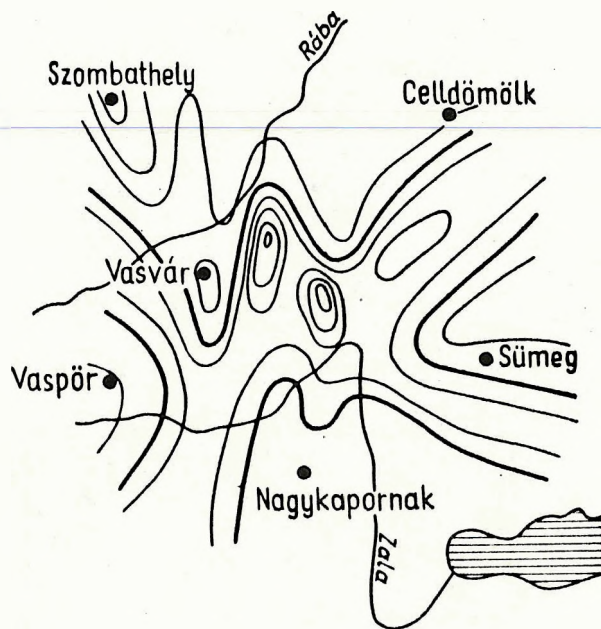


3. ábra

A DUNÁNTÚL SZERKEZETI KÉPE

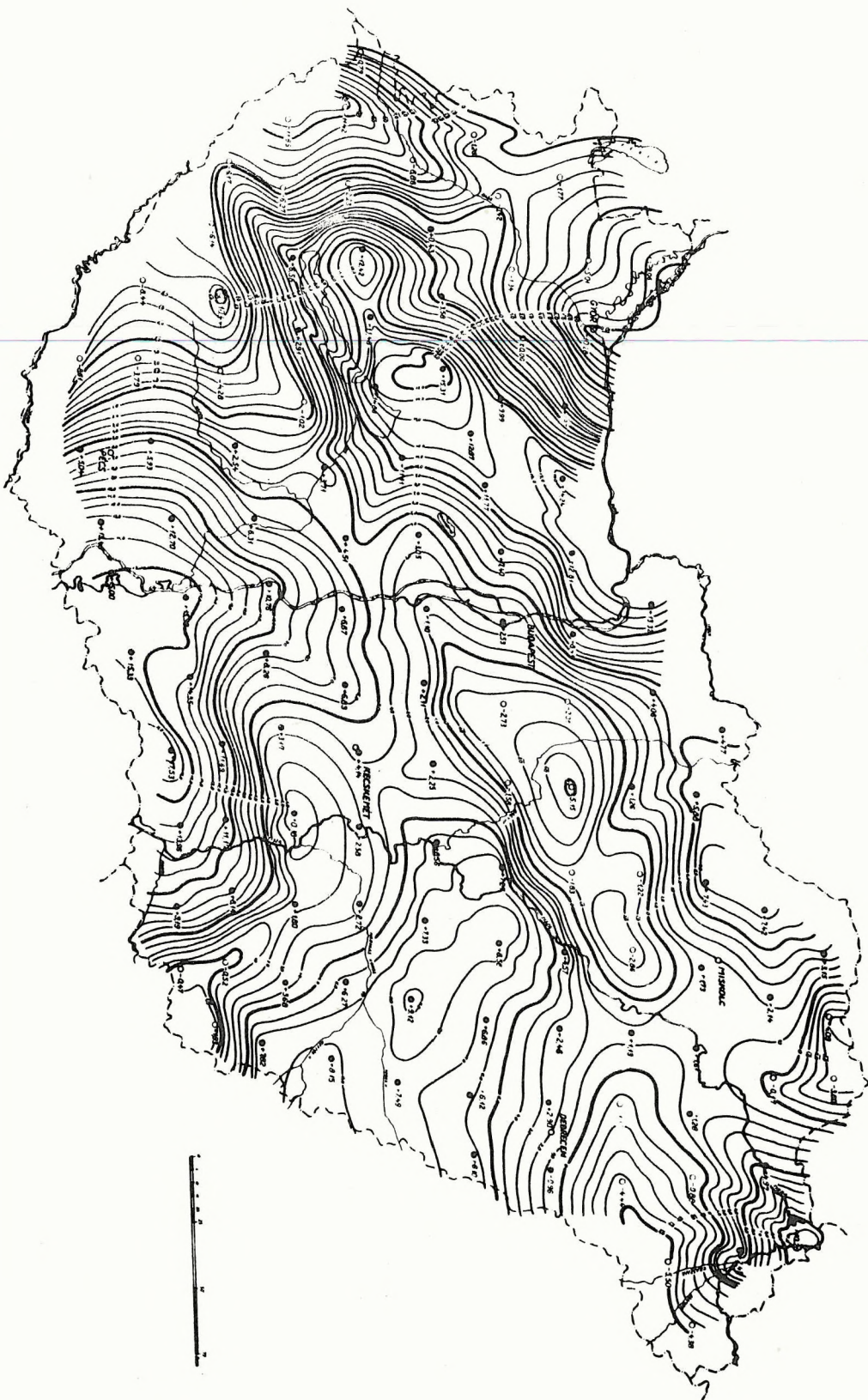
Az 1938. márc. 27-i kapeleai földregészes úrban
beérkezett rengéssérvességi adatokból szer-
kesztett számmókosin görbék alapján
Bendery László 1966-1971

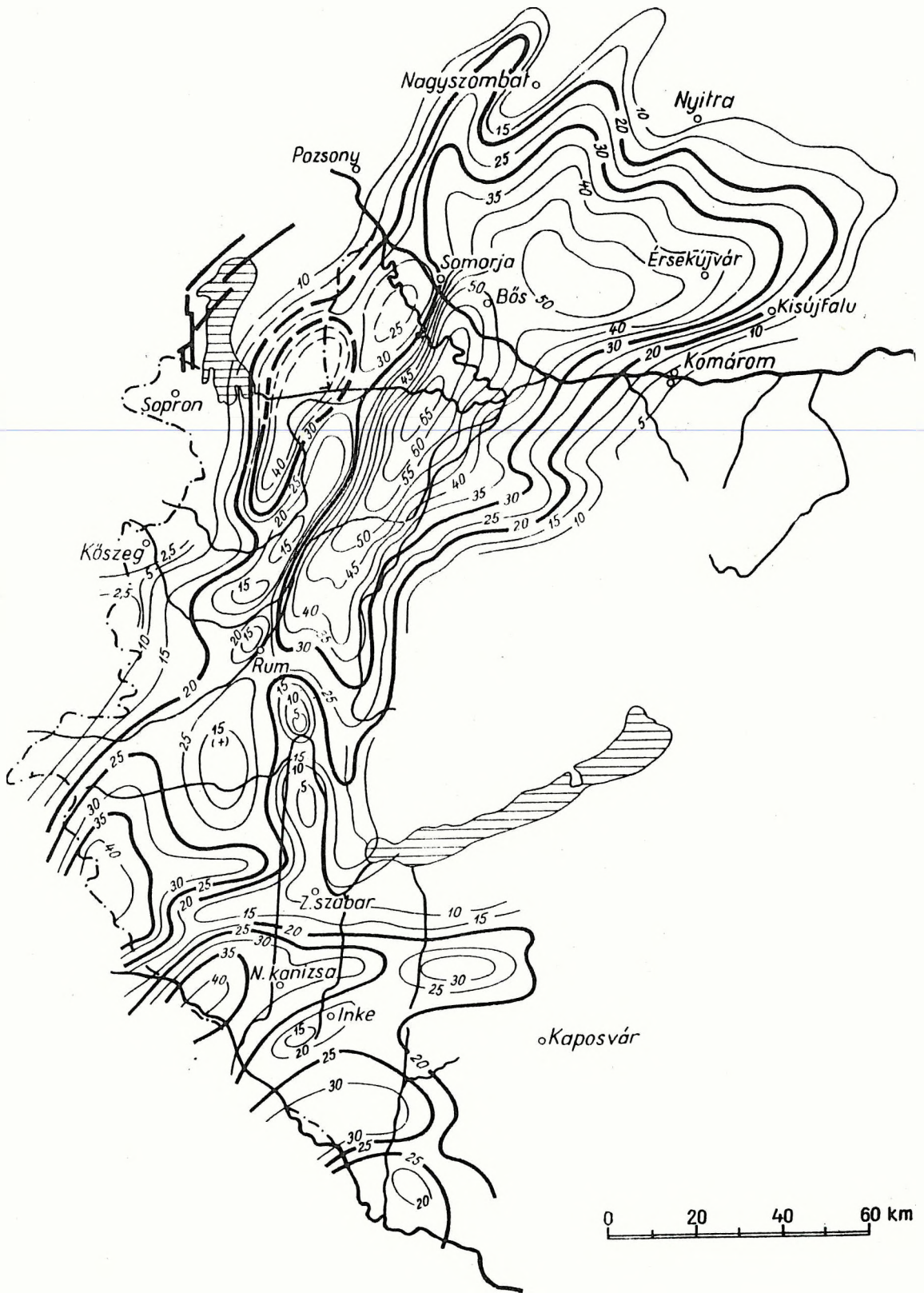




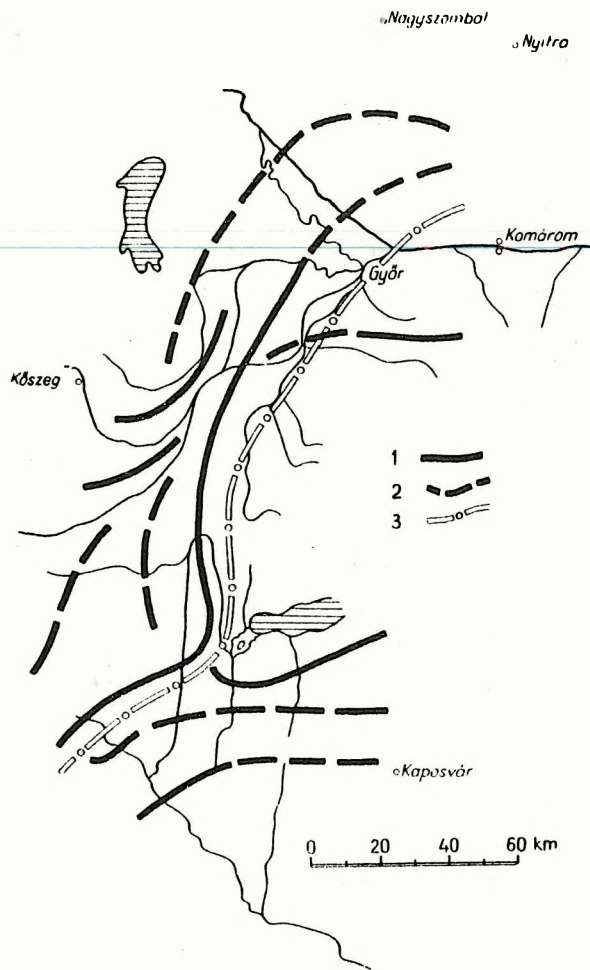
5. ábra

6. ábra Magyarország regionális gravitációs Bouguer - anomália térképe (Bendefy L., 1965)





7. ábra



8. ábra



9. ábra

A TEKTONIKAI TAGLALÁS MÓDSZEREIRŐL

Dr. Kőrössy László

A tudomány és kutatás az ember természetes és kedves tartozéka, Szádeczky-Kardos Elemér akadémikus szép fogalmazása szerint. (1967.)

Társulatunk elnökének, Nemezc Ernőnek (1967.) szavai szerint az emberi nem fennmaradását, sőt haladását egyre inkább értelmi képességeinek felhasználásával igyekeznek biztosítani, de minél inkább növekszik a tudomány, annál nehezebbé válik az eredmények megismerése és felhasználása.

A tudományokkal foglalkozó tudomány (a Science of Science) művelői megállapították, hogy régebben a tudomány statikus volt és amit diákévek alatt tanultak az emberek az elegendő volt az egész életükre. Ma azonban a tudomány dinamikussá vált, sokkal gyorsabban fejlődik, mint még néhány évtizeddel ez előtt és annak aki valamely tudományággal foglalkozik, lépést kell tartania a fejlődéssel, ami szüntelen új eredmények befogadását jelenti. Az új ismereteket folyamatosan be kell építeni a tudomány rendszerébe, ami az új összefüggések felismerését kívánja meg és az eredmények gyakori átértékelését teszi szükségessé.

Gyulai Zoltán professzor szavai szerint az értelmiségi pályán dolgozók "életfogytiglani tanulásra vannak ítélve, ami nagyon súlyos ítélet."

Az Általános Földtani Szakosztálynak a megalakulásakor kitűzött egyik célja a hazánk földtani szerkezetére vonatkozó ismeretek kollektív művelése és ha lehetséges legalább a fő kérdésekben ki kell alakítani a magyar geológusok közös álláspontját az ország földtani szerkezetéről.

Közös álláspont kialakítására most nagyobb szükség van mint régebben volt. Nem csak a belső magyar tudományos és gyakorlati gazdasági kérdések megoldása miatt, hanem a növekvő nemzetközi együttműködés is ezt kívánja. Az ország földtani szerkezetével olyan szervezetek foglalkoznak mint:

- Magyar Állami Földtani Intézet
- a Nemzetközi Geológiai Kongresszus, Kárpát-Balkán Asszociációja,
- a KGST Földtani Állandó Bizottsága és a Kőolaj-Gázipari Állandó Bizottsága,
- Az Európai Tektonikai Térkép Bizottság,
- a Világ Tektonikai Térkép Bizottsága, stb.

Nemzetközi tektonikai térképek és térképmagyarázók jelennek meg.

Ha mi nem vagyunk képesek közös álláspontot alakítani, amit a nemzetközi szervezetek átvehetnek tőlünk, akkor azok csak két utat választhatnak. Vagy idegenek kísérelnek meg hazánk földjét beállítani a nemzetközi keretbe, ami a tapasztalat szerint vagy nagyon elnagyoltan, vagy régi túlhaladott felfogás alapján történik; vagy pedig ami az idegenek számára kényelmesebb, az egész ország területét sárga folttal ábrázolják mint harmadidőszaki medenceterületet, aminél viszont mi már jóval többet tudunk.

Akár melyik megoldást választják tehát, egyik sem tartalmazza az ország szerkezetére vonatkozó korszerű ismereteinket és nem hogy elősegítené a Kárpát medence szerkezeti kérdéseinek megoldását, hanem elmaradottságot tükröz. Az irodalmunkban található sok ellentétes vélemény is misztifikálja a kérdést és azt a helytelen véleményt szüli, hogy mi voltaképp alig tudunk valami biztosat hazánk földjének szerkezetéről.

Ezen csak úgy változtathatunk, ha a fő kérdésekben kialakítjuk a magyar szakemberek egységes álláspontját. Ennek a lehetősége ma már megvan, mert ma már több az olyan biztos adat, amelyre támaszkodni lehet, és bizonyos kérdések ezért már eldönthetőek.

A geotektonika ma kb. 120 éves tudomány, ha elfogadjuk, hogy Karl Neumann 1849-ben kiadott "Geognosia" c. könyvében használta először a "geotektonika" megnevezést, és ezzel indult ez a tudományág. Azonban ez a tudományág mégis főleg az utóbbi 40-50 évben lendült nagy fejlődésnek.

V. E. Hain (1964) szovjet professzor a tektonika fejlődését 5 szakaszra osztotta:

1. Előkészítő-, 2. Hősi-, 3. Klasszikus-, 4. Kritikus- és végül 5. jelenkori fejlődési szakaszokra.

A jelenkori szakaszt az utóbbi 10-15 év jelenti, amelyet az alábbi új megismerések beépítése jellemzi:

- a nagymélységek geofizikai és furásos megismerése,
- a mély földrengések elemzése,
- a Moho és Conrád felületek- és a geotermikus anomáliák mélységalakulásának pontosabb megismerése az egész szárazföldön és óceánok területén,
- a földköpenyben lejátszódó folyamatok hatása a földkéreg szerkezeti folyamataira,
- a földkéreg óceánnal fedett részének szerkezeti megismerése,
- az óceáni hátságok és a nagy tektonikus árkok természetének megismerése következtében kialakult lemeztektonika és az a törekvés, hogy a lemeztektonikával magyarázható legyen minden fontos tektonikai jelenség,
- az abszolút kormeghatározás növekvő száma, amely lehetővé tette az alpi variszkuszi kaledoon fejlődési ciklusoknál jóval régebbiek kimutatását és elkülönítését is, mint: a bajkáli, kareli, saamida, katarchida fejlődési ciklusokét,
- végül a jelenkor tektonikáját jellemzi a planetáris geológia, a világűr kutatás eredményeinek beépítése a szerkezetföldtani tudományágban.

Magyarországon a régebbi, csak igen nagyvonalu tektonikai elgondolások után először részletesebben id. Lóczy Lajos szóbeli tanításaiban és az 1918-19 évben megjelent munkájában találkozunk. Azóta bár igen sok értékes dolgozat jelent meg a nézetek mégis nagyon szerteágazóak és a vélemények eltérőek hazánk földjének földtani szerkezetéről.

Akik a földkéreg szerkezetére vonatkozó vitákat csendben figyelik, számtalanszor tapasztalhatják, hogy a legtöbb vitázónak igaza van, de legtöbbször másról beszél egyik is másik is és a legtöbb vita oka a meg nem értés, a fogalomzavar.

Az első feladat az egymás megértése érdekében a fogalmak tisztázása.

Minél nagyobb és bonyolultabb valamely tudományág, annál nehezebb ez a feladat és minél több kutató kollektív munkáját igényli, annál nagyobb szükség van az ismeretek rendezésére és a fogalmak tisztázására.

Nálunk elsősorban arra van szükség, hogy a tektonikai kérdésekben reális alapokra helyezkedjünk. Élesen meg kell különböztetni azt amit már tudunk attól, amit csak gondolunk, vagyis el kell választanunk a tényeket a feltételezésektől. A feltételezések a még többféleképpen értelmezhető adatok alapján keletkeznek. A viták alapja mindig az, hogy a kevés adatot többféleképpen lehet értelmezni. Az ilyen több értelmű kérdések feletti viták azonban csak abban az esetben indokolhatók, ha van remény a kérdés előbbvitelére, ha a többértelműség leszükhethető, ill. megszüntethető és végül várható az egyértelmű eredmény. De a viták nagy része meddő marad, mert hiányzanak a kérdés egyértelmű eldöntéséhez szükséges adatok. Az ilyen vitáknál termékenyebb tevékenység mindannak a számbavétele amit még nem tudunk és a tervszerű törekvések a hiányzó adatok megszerzésére.

Az ország tektonikai viszonyainak tisztázása olyan bonyolult kérdés, amit csak egymást segítő kollektív munkától remélhetünk. A kollektív munka feltétele bizonyos rend kialakítása és a közösen kialakított rend fegyelmezett betartása. A matematikában vagy a nyelvtudományban is csak akkor remélhetnek helyes eredményt, ha betartják a szabályokat. A tektonikában nehezebben ismerhetők fel a szabályok, mint a nyelvtanban, azonban itt is vannak ilyenek és nélkülük nem juthatunk itt sem helyes eredményhez.

A tektonikai szerkezet alatt a földkéreg mozgások által létrejött szerkezeti formákat értjük, eszerint nem tartoznak a tektonika körébe pl. az olyan települt boltozatok, amelyek a magyar medencében gyakran, de nem földkéregmozgás, hanem az üledékképződés és tömörülés következményei. Emlékeztetni kívánok H. Cloos szavaira, aki szerint "Ein Gebirge ist Stein gewordene Bewegung... Geotektonik aber ist die Kunst, Verwickeltes einfach, Rubendes bewegt Zu sehen."

Tisztáznunk kell azt az alapelvet, amely segítségével az ország területe először nagyobb, majd a nagyobbak mindig kisebb és kisebb szerkezeti egységekre bonthatók.

Elemelve az idevonatkozó munkákat, az állapítható meg, hogy a szerkezeti egységek elhatárolásainak alapja a földtani fejlődéstörténet azonossága vagy különbözősége lehet. Ha egy nagyobb területnek azonos volt a földtani fejlődéstörténete az a terület földtani szerkezeti egységnek is tekinthető. Hiszen a nagy tektonikai folyamatok ok-okozati viszonyban vannak a transzgresszió, regresszió, üledékfelhalmozódás vagy lepusztulás folyamataival és a magmatevékenysége is. Pl. Európa jelenleg elfogadott elsőrendű nagyszerkezeti egységei mint őseurópa, paleoeurópa, mezoeurópa, és neoeurópa mind más és más földtani fejlődéstörténetű területek is.

Ezek az elsőrendű nagyszerkezeti egységeken belül is vannak egymástól különböző fejlődéstörténetű területek pl. neoeurópa nagyszerkezeti egységén belül másodrendű szerkezetegységek egyrészt a hajdani eu- és miogeoszinklinális ágak és ezekből felgyürt orogén-övek Alpok, Kárpátok, Dinaridák, másrészt az ezek közti merevebb köztes tömegek és a Kárpát medence köpenyboltozata, Szádeczky-Kardos E.

Ezek a másodrendű szerkezeti egységek tovább tagolhatók a fejlődéstörténet azonossága szerint egybetartozó, vagy a fejlődéstörténet különbözősége szerint elkülönülő harmadrendű- negyedrendű szerkezetegységeké, nálunk egészen a magas- vagy mély rögvonulatokig és ezek egyes magas- vagy mély rögéig. Ezeket az egyes szerkezeti rögöket is földtani fejlődésük különbözősége alapján lehet megkülönböztetni, mert nyilvánvaló, hogy az Alföld valamely kristályos palából álló neogénnel eltakart magas röge más fejlődéstörténetű pl. egy mezozoos rögnél, amelyet fiatalabb üledék vagy eltakar vagy a felszínen van.

Mint látható a szerkezetegység egybetartozása, vagy elkülönítése, valamint rangsorolása jól elvégezhető a földtani fejlődéstörténet azonossága vagy különbözősége alapján a legnagyobb szerkezeti egységekből a legkisebb lokális szerkezetekig amilyen az üledékes medencéink egy eltemetett röge vagy középhegységeink felszíni szerkezetegységei amilyen pl. a Gellért hegy.

Ha tehát szerkezetegységekről beszélünk, úgy értjük meg egymást legkönnyebben, ha megmondjuk milyen fejlődéstörténeti különbözőségeik alapján különítettük el a környezetétől és ha tisztázzuk, hogy mely nagyobb egység milyen rendű (másod-harmad-negyedrendű) részéről van szó.

Mindez a szerkezetegységek horizontális irányu taglalására és rangsorolására vonatkozik. A vízszintes irányu egymás melletti szerkezetegységeken kívül még egymás alatt is több más- és más szerkezetű szintet lehet megfigyelni, mint olyan tőlünk független természeti adottságot, amit tudomásul kell vennünk és amihez munkánkban alkalmazkodniuk kell. Földünk gömbhélyas felépítése közismerten elfogadott. A Moho felülettel elválasztott Szima köpenygömbhélya fölötti szial kéreg, gabro- granulit öve és gránit- gneisz öve szintén általánosan használt fogalmak. Ujabb, de szintén alapvető felismerés az, hogy a földkéreg felső, üledékes-átalakult és kristályos kőzetekből álló része is egymás fölötti szerkezeti egységekre tagolható. Ezek az egymás fölötti szerkezeti egységek, emeletek egy-egy nagy földtani fejlődési szakasz produktumai, amelyeket nagy diszkordancia felületek választanak el egymástól.

A szerkezeti emelet fogalmát a következőképp határozzák meg (A. A. Bogdonov, 1963). A szerkezeti emelet a földtani képződmények olyan komplexuma, amelyet a fedő- és fekü képződményeitől regionális diskordanciafelület választ el, a fedőjétől és fekjétől eltérő, jellemző a szerkezete a metamorfizáltsági foka, és meghatározott fejlődési szakaszt képvisel.

Európa nemzetközi szerkezeti térképén a geotermikai ciklusokat betűkkel, a szerkezeti emeleteket számokkal jelzik. Így B- a bajkái, C- kaledon, V- variszkuszi, A- az alpi ciklusok jele, az ezeken belül szerkezeti emeletek A_1 - az óalpi, A_2 - középső alpi, A_3 - ujalpi szerkezeti emelet.

A földkéreg nagyszerkezeti részei a kontinentális táblák, platformák vagy kartónok, és ezek közötti mobilis részek a geoszinklinálisok területei.

A platformoknak két fő szerkezeti emelete van a kristályos alaphegység és a nagy diszkordancia felülettel elválasztva ezen rajtalevő (vagy hiányzó) üledékösszet. A platformok fő nagyszerkezeti egységei N. S. Satczki szerint a paizs (sita, shield), azok a területek ahol a kristályos alaphegység a felszínen van az üledék hiányzik róla, és a tábla (plita), ahol üledék is van. A Keleteurópai vagy Orosz tábla üledékkal fedett részeit (plita) A. P. Karpinszki osztotta fel nagyszerkezeti egységekre földtani fejlődéstörténeti alapon a szerint hogy a kaledoniai-, variszkuszi-, és alpi tektongenetikai folyamat idején történt epirogenetikus mozgások révén a szerkezetegység lepusztuló-, vagy üledékgyűjtő

terület volt-e, A táblás területeket tagolják a kristályos alaphegységének és a rajta levő üledékének földtani kora alapján és epiproterozoi táblára ahol a proterozoi kristályos alaphegységet paleozoos és fiatalabb üledék takarja, továbbá epikaledon- vagy epihercin táblákra, amelyeknél kaledon- ill. hercininai kristályos-metamorf alaphegység van jelen, azoknál fiatalabb üledékekkel.

Ugyanezeket a fogalmakat J. Aubouin (1965) tektonikai stílus (tectonic style)-nek nevezi arra utalva, hogy a felépítés stílusa vertikálisan különböző. Ezen belül megkülönbözteti az idősebb alsó rész mozgásait passzívan követő üledékes részt (induced style) ami a kantonokra platformákra jellemző és az idősebb kristályos aljzattal függetlenné váló üledékes részt, ami a geoszinklinálisokra jellemző.

A kratonok közötti gyűrődéses tartományok vertikális irányú szerkezetegységei a Stille féle orogén fejlődési ciklusok. A kristályos-átalakult képződményekben az abszolút kormeghatározások növekvő számával megállapítható orogén fejlődési ciklusok eltekintve, amelyekre vonatkozóan nálunk még kevés az adat a kaledoniai, variszkuszi ciklusok szerkezetalkotó hatása kimutatható, de ezeken belül szerkezeti emeletek elkülöníthetősége még problematikus. Nálunk és a Kárpát-Balkán területen elsősorban az alpi orogén ciklus osztható fel a fő diskordancia felületekkel elválasztható három szerkezeti emeletre, ezek az óalpi (az ide tartozó képződmények ujpaleozoos- alsókréta korúak), középső alpi (felsőkréta-paleogén) és ujalpi (neogén-) szerkezeti emeletek. Mindezek tovább bonthatók alemeletekre. Wein György (1969) korszerű tektonikai munkája Magyarország területét már ezekre a szerkezeti emeletekre bontva tárgyalja. Ma már arra kell törekednünk, hogy e szerkezeti emeleteknek külön-külön kidolgozzuk a tektonikai térképét, és ezek egyesítésével készülhetne el az ország korszerű szerkezetföldtani térképe.

A szerkezeti egységek horizontális taglalása és a szerkezeti emeletek vertikális elhatárolása olyan kérdések, amelyeket hazánknak és környezetének szerkezetföldtani kutatása során meg kell vitatni és ki kell dolgozni. Az, hogy ilyen vertikális és horizontális taglalásra szükség van, véleményem szerint már nem vitatható mert nélküle nem lehet meghatározni hogy voltaképp miről is írunk vagy beszélünk, megnehezíti az egymás megértését.

Példaként felhozható Seffer V. (1967) munkája "a Vardaridák és a Bánáti árok felszín alatti vonulatairól" melyben ÉÉNy-i szerkezetirányokat mutat ki. Ugyanehhez a kérdéshez újabb értékes adatokkal járult Bendefy László alelnökünknek szakosztályunkban múltévben elhangzott előadása. Ha figyelembe vesszük, hogy ők lényegében egy régi variszkuszi vagy idősebb szerkezeti emeletről beszélnek, ami fölött helyezkednek el az ÉÉNy irányokra közel merőleges és ma szembevetülő alpi szerkezeti emeleteknek az egységei, világossá válik kutatási eredményeink helyessége. A szerkezeti emeletek meghatározásával eltűnik az ellentmondás a felszínen és felszín közelben észlelhető alpi szerkezetelemek – s az általuk nyomozott nagyobb mélységű idősebb szerkezeti emeleteknek ellenkező irányu vonulatai között. De nem helyes a Bányási árkot is idesorolni, amely egészen fiatal neogén sülyedék, a legfelső ujalpi szerkezeti emelet tartozéka.

A Dank V. - Bodzay I. tektonikai dolgozata (1970) a Dél-Alföldön KNY-irányú óalpi szerkezeti emeletbe tartozó vonulatot említi amit már Vadász E. professzor is leírt. Pedig ma a közel ÉD- ill. É ÉNY- DDK irányú szembevetülő szerkezetegységek jellemzőek erre a területre, mint amilyen az Algyő- Ferencszállás- Nagyikindai magas rögvonulat, a Makói árok, a Pusztaföldvár- Tótkomlós battonyai magas rögvonulat. A szerkezeti emeletre való taglalással megszűnik a látszólag ellentmondás, mert a ma szembevetülő É-D-i szerkezetirányok az ujalpi szerkezeti emelet tartozékai.

Végeredményben tehát a földtani fejlődés különbözősége szerinti tektonikai egységekre való vízszintes - és a nagy diszkordancia felületekkel elválasztott szerkezeti emeletekkel való függőleges taglalás egymás megértését megkönnyíti, és alkalmas módszer Magyarország földjének szerkezeti taglalására és ebben a tekintetben együttes álláspont kialakítására.

HOZZÁSZÓLÁSOK

Szentes Ferenc

a terep-geológusok szempontjából szolt az előadáshoz :

A magyar térképező geológusok századunk elejéig kömplex kutatást folytattak. Bockh János, Hofmann Károly, Hantken Miksa és Szabó József stb.

egyszemélyben voltak sztratigrafusok és paleontológusok, geomorfológusok, hidrológusok és bányászok. Így magától értetődik, hogy hegységszerkezeti megfigyeléseik is helytállóak.

Századunk elején megindult a specializálódás területi felosztásban és szaktudományok szerint is. Lóczy Lajos, Schréter Zoltán, Noszky Jenő, stb. képviselték az összekötő kapcsot a két időszak között.

Napjainkban újból előtérbe került a földtudományok geoscience egységes szemlélete, melyhez számos spekulatív elem is csatlakozik. Az újabb tektonikai taglalásokat is ebből a szemszögből lehet értelmezni.

A kontinentális kéreg egyrészt tábla (plattform) szerkezetű, másik része mobilis (geoszinklinális) övezet. A kettő között kisebb mértékben mobilis, átmeneti övezet lehet. Nagyszerkezeti egységekre való felosztás csak a mobilis övekben lehet. Itt megkülönböztetünk 1.) gyűrődési tartományt, 2.) szerkezeti emeleteket és 3.) helyi jellegű szerkezeti alemeletet.

A nagyszerkezeti beosztás végeredményben a diasztrófikus felfogásból indul ki és diszkordanciákon alapul. Nagy elődök elgondolásait továbbfejlesztve Szalai Tibor már 40 évvel ezelőtt rámutatott a hegységképződés és az élővilág evolúciója, fejlődése közötti kapcsolatra.

Idősorrendben megkülönböztetjük a geoszinklinális stádiumot, az oro-
gén stádiumot és a kratogén állapotot. A nagy üledékciklus önmagában még nem jelent szerkezeti elemet, csupán epirogén jellegű emelkedést és süllyedést tükröz.

Térben egymás mellett és alatt megkülönböztethetünk mélyszerkezetet kristályos palák), alépitményt (paleozoikum, mezozoikum) és felépitményt (a felsőkrétától a neogén végéig). Ezeket további alcsoportokra (kaledon, idős és fiatal hercin mozgások) ill. alpesi szerkezeti emeletekre tagolhatjuk.

Napjainkban a földtani kutatás mindinkább a mélyszerkezetre irányul: főleg a geofizikai mérések eredményei és a nagyobb mélységű mélyfurások eredményeinek kiértékelése került előtérbe.

Szepesházy Kálmán

A Földtani Társulat Őslénytan-Rétegtani Szakosztályán az utóbbi időben, igen örvendetes módon megindult egy mozgalom, amelynek az a célja, hogy a krono-, lito- és biosztratigráfiai beosztásokkal kapcsolatos fogalmak használata terén rendet teremtsen.

Ilyen rendcsinálásra a tektonikával kapcsolatban is szükség volna.

A kontinentális kéregnek horizontális irányban történő nagyszerkezeti egységekre való felbontásánál (pajzsok, táblák, mobilis övek azokon belüli kisebb-nagyobb szerkezeti egységek) különösebb problémák nincsenek. A diasztrifikon alapuló, vertikális taglalásnál azonban hazánkban még nem alakult ki egységes rendszer. A mobilis övek képződményeinek egy általánosan használt egységekre (gyűrődési tartományok, szerkezeti emeletek, szerkezeti alemeletek) való felosztását nálunk még többnyire következtlenül és sokan önkényesen használják.

Én kőzettani, litológiai és rétegtani vizsgálatokat végzek, de az a meggyőződésem, hogy a petrográfusok és litológusok munkája nem lehet eredményes tektonikai ismeretek nélkül. Különösen egymásra vannak utalva a tektonikusok és petrográfusok a prepaleozoós, általában metamorfizált képződmények kutatásaival kapcsolatban. Ezek a képződmények ugyanis ősmaradványokat gyakorlatilag alig tartalmaznak, így koruk megállapítása ugyyszólván kizárólag csak kőzettani és tektonikai módszerekkel lehetséges. Sajnos a metamorf kőzetekre vonatkozó abszolút kormeghatározási adatok egyenlőre többnyire még nem eléggé megbízhatóak.

A prealpi képződmények nagyszerkezeti taglalása terén a környező országok jóval előbbre vannak, mint mi, bár olyan egységes beosztást, amely az egész kárpáti területre érvényes, még ezek az országok sem állítottak össze.

Az idős kristályos képződmények vizsgálatánál mi még a kezdet-kezdetén tartunk. A felszínen levő képződményeket sem ismerjük eléggé, a mélyfúrásokból felszínre kerülő töménytelen kőzetanyagok az alapos feldolgozása pedig még hátra van.

Géczy Barnabás

BERGER és VASSZOJEVICS (1971) joggal hangsúlyozta; a földtani terminológia egyik hiányossága abból adódik, hogy a már meglévő fogalomra lefoglalt megjelöléseket más területre is átvisszük és alkalmazzuk. Vonatkozhat ez a tektonikai emelet esetére is.

A rétegtani terminologia nemzetközi bizottságának javaslata szerint az emelet formális kronosztratigráfiai egység, a sorozat (series) része, al-emeletekre tagolható, és elhatárolása tipusszelvény segítségével történik.

Az emelet ugyanolyan alapegysége a kronosztratigráfiának, mint a zóna a biosztratigráfiának, vagy a faj az őslénytannak. Természetesen az emelet mint egység más, mint annak fizikai megtestesítője, standardja ("sztratotípus"). A típus szelvény helyi, speciális viszonyokat testesít meg, maga az emelet, mint kronosztratigráfiai egység sokkal általánosabb érvényű. Ugyanabban az emeletben olyan rétegek is tartozhatnak, amelyek a típus szelvényben hiányzanak, és megfordítva. Az emelet függetlenségét a konkrét faunától és a kőzetjellegtől, azaz a fogalom globális jellegét a rendszer megalkotója d'ORBIGNY (1849) már felismerte.

A katasztrófa elmélet alapján d'ORBIGNY az emeletet a földfelszíni maihoz hasonló egyensúlyi állapotának tekintette, melyet ismeretlen, az egész földfelszínre kiható zavarok semmisítenek meg. Ennyiben az eredeti felfogást tektonikai szempontból is értékelhetnénk. A gyakorlatban azonban d'ORBIGNY előtt és után a rétegtani egységek elhatárolása a szerves élet változásain alapult.

A mai emelet fogalomban megkivánt, izokron felülettel történő elhatárolás - ami nem csak elvben, hanem sok esetben gyakorlatban is az emeletnek globális érvényességet biztosít - általában a biosztratigráfia klasszikus módszerét igényli.

A kronosztratigráfiai egységek vizsgálata, elhatárolása, a felesleges nevek kiküszöbölése stb. több mint száz éves multra visszatekintő feladat. Ma már számos szisztémában jól jellemzett, nemzetközi fórumokon megvitatott megvitatott emeletbeosztással rendelkezünk. Ezek a közismert és általánosan elfogadott emeletnevek és határaik függetlenek a tektonikai emeletektől. Amennyiben a tektonika az emelet szóhoz ragaszkodnék, úgy a teljes megjelölés (tektonikai emelet) használata feltétlenül indokolt.

Szalai Tibor

Jelen előadásunk megszervezésekor célunk annak eldöntése volt, hogy a szerkezeti "emelet" alapján szerkesztett térképek a tektonikai folyamatokat teljesebben fejezik-e ki, mint a korábbi illetve mint a még ma is általánosan használt térképek, amelyeken az ábrázolás a rétegtani beosztáson alapul. Ugyanis a szerkezeti "emelet" beosztást alkalmazó térképeken a rétegtani jellegek csak másodlagosan, halványan jutnak kifejezésre. A rétegtani beosztás az egész földre kiterjedő képet ad. A szerkezeti "emelet" beosztás pedig elsősorban a mobilis övekre alkalmazható. Az így szerkesztett térképek elvileg a föld különböző pontjain történt szerkezetalakulást ábrázolják, azaz a különböző pontokon, különböző időben jelentkező mozgások helyzetét és idejét jelölik meg. Ha ez az ábrázolás pontosan keresztül vihető volna, akkor ezt a törekvést teljes mértékben el kellene fogadni. A diszkordanciák értékei a föld különböző helyein eltérnek egymástól. Mindaddig azonban, amíg a diszkordanciák értékelése nehézségeket okoz, amit a pszeudodiszkordanciák is fokoznak, megfontolandó a szerkezeti "emelet" beosztás használata. Azt, hogy ez az ábrázolás ez idő szerint sok szubjektív vonást tartalmaz, az is mutatja, hogy ugyanarról a területről a különböző szerzők különböző értékeléseket mutatnak be.

LEMEZ-TEKTONIKA, TETHYS ÉS A MAGYAR MEDENCE^x

Dr. Stegena Lajos

Összefoglalás: Az Alpok-Kárpátok, az egész Mediterráneum harmadkori tektonizmusát az eurázsiai és afrikai litoszféra-lemezek közeledő mozgása, a Tethys konzumációja szabályozza. A litoszféra egyes szubdukciós zónák mentén a mélybe süllyedt; a Kárpátok vonalában az eurázsiai lemez süllyedt az afrikai lemez alá; a Dinaridák alatt az afrikai lemez az eurázsiai alá. A két, ferdesíku szubdukciós zóna Magyarország felé mélyült.

A szubdukciós zónák mélyebb részei felett, a mai Magyar medence területén, a surlódásos hő és a hőszállítás (vulkanizmus) révén hőtöbblet keletkezett. A vulkanizmus, a hőtöbblet esetleg - a Dinaridáknak az óramutató járásával egyező értelmű elmozdulásával kapcsolatos - ÉK-DNy irányú felszakadás, riftesedés eredménye. A magasabb hőmérséklet kőzetolvadásokat, másodlagos mélyáramokat és fázisátalakulásokat hozott létre. E pontosabban nem definiált folyamatok a kérget alulról erodálták. Az elvékonyodott kérgű terület izosztatikusan lesüllyedt. A süllyedés mérvét a lerakódott üledékek súlya fokozza. Kialakult a Magyar medence.

1. A lemez tektonika vagy új globális tektonika a 60-as évek végén alakult ki (Le Pichon 1968; Isaacs, Oliver, Sykes 1968), és alapja a következő (1. ábra): a Föld felszíne mintegy 6 nagy, kb. 70 km vastag (Kanamori, Press 1970) litoszféra-lemezre oszlik. Ezek a lemezek egymáshoz viszonyítva mozognak. A távolodó lemezszegélyeken az asztenoszférából új és új kőzetanyag képződik, jön fel a felszínre és nő hozzá a lemezszegélyekhez. Ezek az akkréciós szegélyek. Ilyenek a közép-óceáni hátságok, és valószínűleg ilyen, most kialakuló szegélyek a Keletafrikai árokrendszer, a Vörös tenger, a Bajkál tó vidéke. A közeledő lemezszegélyeken az egyik lemez alábukik a másik alá, lehatol több 100 km mélységig, majd feloszlik az asztenoszférában. Ezeken a konzumációs szegélyeken vagy szubdukciós zónákban vannak a mélytengeri árkok, velük

^{x)} Az MTA-n 1970 nov. 10-én, és a Földtani Társulatban 1971. nov. 1-én elhangzott előadás alapján.

parallel helyezkednek el a szeizmikus és a vulkáni övek, és itt vannak az orogén övek (3. ábra). Ilyen területek a Cirkumpacifikus öv és az Alpi- melanéziai hegyrendszer területe. A harmadik mozgásforma két lemezszegély között a közlekedés vagy távolodás nélküli horizontális elcsuszás. Ilyen transzform vető a Ny-amerikai S. Andreas vető.

A lemez akkréciós mozgásait (spreading) tengeri mágneses mérések segítségével határozták meg (Vine, Wilson 1965., 2. ábra). A képződő és felszínre jövő kőzetanyag (tholeites bazalt) lehülése után mágneseződik. Mivel a Föld mágneses tere gyakran, átlagban 1-2 millió évenként átváltja irányát, az akkréciós perem két oldalán (szintmetrikusan) anomália-sávok jönnek létre (2. és 4. ábra). A hátságok középvonalaiban a bazaltok abszolút kora alacsony, pl. a Keletpacifikus hátságon 1-2 millió év (Dymond et al. 1968; Buddinger, Enbysk 1967). A lemeztektonikával összhangban a Föld szeizmicitása a lemezszegélyekre összpontosul: az akkréciós zónák, ahol meleg, képlékeny anyag jön fel, kevéssé, a szubdukciós zónák, ahol hideg, merev anyag hatol lefelé, erősen szeizmikusak (3. ábra). Ez utóbbiaknál a hipocentrumok ferde sík mentén helyezkednek el (Benioff-zóna, 4. ábra). A paleomágneses uton meghatározott mozgásokat alátámasztják azok a tengeri furások, amelyeket az Atlanti óceánban végeztek. A bazaltréteg feletti legidősebb üledék őslénytani kora mindendüzt egyezett a mágneses mérésekből levezetett paleomágneses korrallal (4. ábra).

Két lemez relatív mozgása, amely rotációs-transzlációs lehet - Euler egy tétele értelmében - leírható egy forgó mozgással, melynek tengelye a Föld valamely átmérője. A Föld 27 pontján mértek a paleomágneses térfordulások alapján a hátságokon relatív távolodási sebességeket (Vine 1966; 1. ábra). Ezekből Le Pichon (1968) kiszámította a két-két szomszédos lemez relatív mozgásához tartozó tengely koordinátáit, a forgó mozgás sebességét (1. táblázat), és a konzumációs szegélyek közeledési sebességét (2. ábra).

Az adatokból kiolvashatóan az Atlanti és Indiai óceán növekvő, akkréciós óceánok, a Pacifikum és a Tethys zsugorodó, konzumációnak óceánok (Illies 1969). Ez utóbbiak peremén vannak a jelen hegyképződés területei. Felteszik, hogy a fentiekben (és az 1., 2., 3. ábrán) vázolt mozgási rendszer az utolsó 60 millió évben (terciár/kréta határ) állandó volt,

Lemez-párok	10^{-7} fok/év	φ	λ
Antarktika - Pacifikum	+ 10,8	70.0S	118.0E
Amerika-Afrika	+ 3,7	58.0N	37.0W
Amerika-Pacifikum	+ 6,0	53.0N	47.0W
Afrika-India	+ 4,0	26.0N	21.0E
Amerika-Eurázsia	+ 2,8	78.0N	102.0E
Amerika-Antarktika	- 5,4	79.9S	40.4E
Afrika-Antarktika	+ 3,2	42.2S	13.7W
India-Antarktika	+ 6,0	4.5S	18.1E
India-Eurázsia	- 5,5	23.0N	5.2W
India-Pacifikum	- 12,3	52.2S	169.2E
Eurázsia-Pacifikum	- 8,2	67.5S	138.5E
Afrika-Eurázsia	- 2,5	9.3N	46.0W

I. táblázat. A hat nagy litoszférolemez egymáshoz viszonyított mozgási sebessége, μ fok/évben (+távolodást, -közeledést jelent), és a mozgási tengely egyik végének koordinátái. Le Pichon (1968) nyomán, az ott Afrika-Euráziára hibásan közölt $\varphi = 9.3S$ megváltoztatásával.

II. Áttérve a Tethysre, és az Alp-himalájai hegyrendszerre, a lemeztektonika jelenségei (mélytengeri árok, Benioff-övek) nem, vagy nem olyan tisztán jelentkeznek mint a Pacifikumban. Az alábbi megfontolások mégis arra kényszerítenek, hogy megkíséreljük a lemeztektonika alkalmazását a tethysi tektonizmusra:

1. A lemeztektonika megköveteli a 6 nagy lemez konkordáns, összefüggő mozgását. A mozgások algebrai összegének minden földi főkör mentén zérusnak kell lennie, különben a Föld alakja eltorzul (az I. táblázat adatai teljesítik ezt a kritériumot), ezért ha a lemeztektonika érvényes a Pacifikumra, érvényes kell legyen a

Tethys területén is. 2. A hegyképződésnek a geoszinklinális elméletben összefoglalt fő momentumai (eugeoszinklinális, a szárnyakon miogeoszinklinális, szinorogén flis, gyűrődés, kiemelkedés, végül erózió) több-kevesebb módosulással minden hegységben azonosan jelentkeznek, ezért a hegyképződés mechanizmusa, legalábbis alapvonásaiban, azonos kell legyen. - Vannak konkrétebb érvek is :

3. A - most már nem teljesen a suessi értelemben vett - Tethys világoceán volt, amely Amerikától az Indiai óceánig, a paleozoikumtól a jelenkorig terjedt, elváltva Lauráziától Gondwanától (Sylvester-Bradley 1968; 5. ábra.). A Tethys óceáni méreteit a paleomágneses mérések is kimutatják (Irving 1967). Legalábbis az Atlanti óceán kinyílása óta (Kréta, apt-albi), és a mozgás folyamánként a Tethys zsugorodik. 4. Csak a lemez tektonika képes azonos folyamatra : az afrikai és eurázsiai lemez közlekedésére visszavezetni a Tethys kisebbedését és az alpi orogén néhány száz (talán 600, a Kárpátokban 100) km-es térrövidülését. A 0,0009 ivmperc/év forgás az Alpok távolságánál 1440 km/60 millió év térrövidülést okoz. 5. A forgó mozgásból következik, hogy az orogénizmus fő csapása rá kell mutasson a forgástengely felszíni dőléspontjára, és hogy az orogénizmus mértékének a forgóponttól a peremszegélyen távolodva növekednie kell. Ez tükröződik is az orogén zóna elhelyezkedésében és szélességében (6. ábra). 6. Ujabb és legújabb több, a Mediterráneumra vonatkozó szeizmológiai, tengeri szeizmikus, tengeri furási és más vizsgálatot végeztek. Jelentősek az amerikai Glomar Challenger kutatóhajó furásai, és a Keletmediterráneumban végzett nyugatnémet-olasz szeizmikus mérések. Ezek a vizsgálatok lényegében alátámasztják a konzumálódó Földközi tenger hipotézisét (7. ábra), amennyiben térrövidüléseket, gyürt és áttolt rétegeket mutattak ki, és Kréta-Ciprus vonalában, K-Ny-i csapással újabb "Alpok" kezdődő kialakulását valószínűsítették. Ugyanakkor rámutatnak a Földközi tengernek az előbbi egyszerűsített modellnél bonyolultabb földtani előéletére. Egyes helyeken sőrtegeket furtak át, és az említett szeizmikus mérések is nagysebességű padok jelenlétét jelezték. Ez arra utal, hogy az eurázsiai és afrikai lemezek tengerirányú mozgása révén a térrövidülés a gyűrődések mellett helyenként és időnként kiemelkedéseket eredményezett, a mai Földközi tenger egyes területein.

A lemeztektonika mediterráni alkalmazásának legfőbb nehézsége, hogy az orogenizmus hegyláncainak elhelyezkedése többhelyt nem egyezik a fentiekben vázolt képpel. A hegyláncoknak a peremszegélyen, a forgáspontra vonatkozó segédmeridiánok mentén (6. ábra), azaz nagyjából ÉK-DNy-i csapással kellene elhelyezkedni. Az Appeninek és a Dinaridák viszont majdnem merőlegesek erre. Ezt a nehézséget azzal oldják fel, hogy a kontinens-óceán eloszlás a Tethysben sosem volt olyan egyszerű, mint pl. D-Amerika Ny-i partján. A kontinensek könnyebb anyaga nem vesz részt a szubdukciókban. Így a közeledő szabálytalan alakú kontinensek a peremen fennmaradva széttöredeznek, feldarabolódnak; a kisebb egységek, mikrokontinensek önálló mozgásba kezdenek. A Tethysben több mikrokontinens (pl. Karni-Apuliai masszívum, Rhodope, Anatoliai masszívum és talán a Pannon masszívum; 9 és 10 ábra) időnként különálló mozgása komplikálta a viszonyokat. A térrövidülés térben és időben változó szubdukciós zónákban következett be. Pl. Magyarország földrajzi hosszúságán a Kárpátok, a Dinaridák (esetleg kisebb ideig és mértékben Magyarország területe), és jelenleg a Krétaiv (Plinius és Strabo árkok, esetleg az Ioniai árok) ilyen szubdukciós zónák (7. ábra)

A szubdukciós zónák esetenként nem voltak a lemeztektonikának megfelelő (ÉK-DNy) csapásirányúak, csupán átlagos trendjük egyezett ezzel az iránnyal. Más nézet (pl. Carey 1958, Zijderveld et al. 1970) szerint a szubdukciós zónák csapásiránya mindig tethys-parti (ÉK-DNy) volt, és a már többé-kevésbé létrejött hegységek (Appeninek, Dinaridák) csavarodtak el a mai irányukba utólagos, megatektonikus transzláció (Irving 1967) vagy mikrokontinens-mozgás révén.

A lemeztektonika a jelenkori tektonikát a földrengésekkel azonosítja: ott van élő tektonika, ahol földrengések vannak. A földrengések fészekmechanizmusának tanulmányozása a mozgások irányát, jellegét is megadja. A Mediterráneum - szubdukciós jellegének megfelelően - szeizmikus terület (8. ábra), de nincsenek olyan mélyfészkes rengések, mint a cirkumpacifikus övben. Ennek talán az az oka, hogy a szubdukció sebessége itt csak 1,9 - 2,6 cm/év, lényegesen kisebb mint a Pacifikumban. Nézetek szerint a lenyomuló litoszféra feloldódása az asztenoszférában bizonyos időt kivánó folyamat. Ezért a lassabb

szubdukciós zónák kisebb, gyors szubdukciók nagyobb mélységű földrengésekkel jellemeztek.

A földrengések eloszlása (3. és 8. ábra) alapján az alábbiak mondhatók: a.) az azori-gibraltári vonal - két lemez feltételezett találkozási vonala - szeizmikusan él, b.) a Dinaridák szeizmicitása nagy, mintha a Dinaridák képződése jelenleg is folyamatban lenne, c.) a Krétai-iv a legerősebben szeizmikus terület; ez a Mediterráneum legjellegzetesebb jelenkori szubdukciós zónája, tengeri árokkal és erős szeizmicitással.

A földrengések fészekmechanizmusának tanulmányozása alapján

Mc Kenzie (197) az alábbi megállapításokat teszi (9. ábra): Az azori-gibraltári szakaszon normál vetőnek, a gibraltári-szicíliai és a törökországi-iráni szakaszon rátoldásos vetőnek megfelelő mozgásokat lehetett meghatározni, nagyjából a lemeztektonikából levezethető, várható módon. Külön mozgó mikrokontinensek: az Anatóliai tábla Ny felé, az Égei tábla DNy felé mozog.

A régi szubdukciós zónák jelzői az orogenizmusok helye, ideje és a vergenciák (felpikkelyeződési irányok) (Auboin, 1961. 9. ábra) továbbá a mélange és az ofiolitok. Az orogének kora valószínűleg diffuzabb, nem oly éles paroxizmusokkal jellemezett mint azt korábban gondolták. A hegységeket három fő folyamat (az orogén gyűrődés, a kiemelkedés és a gravitációs csuszás) hozza létre, amelyek a földtani időben elnyújtva, esetleg átfedve és nem mindig elkülöníthetően jelentkeznek. Emiatt Rutten (1969) könyvében tudatosan nem használja az orogén kor kifejezést, és csupán a legfőbb elkülönítéseket tartja biztosnak. Ilyenek: a legfiatalabb (postmiocén) mozgások az Alpok külső peremén koncentráálódtak, az Ausztridákban két fő fázis különül el (a felsőkréta előtti pre-gosau és az oligocén alpi), a Pireneusok fő mozgása alpi előtti (eocén, pireneusi fázis).

A vergenciákból kiindulva, felhasználva a felszíni tektonika, morfológia és szeizmológia eredményeit Dewey és Bird (1970) szintetizálta a mediterrán orogenizmus fő vonalait és szerkezetét lemez-tektonikai alapon (10. ábra). Ny-ról K felé haladva, a Pireneusok szimmetrikus felgyűrődésű és azt a Biscayai öböl kinyílásával (Matthews, Williams 1968) vagy inkább egy nagy K-Ny-i irányú peremi transzform vetővel hozzák kapcsolatba (Irving 1967, Mattauer 1966, Muraour 1970.) Az Atlasz, az Alpok és a Kárpátok É-i irányú vergenciákkal

jellemzett, ez az eurázsiai lemeznek az afrikai lemez alá tolódását jelenti. Ibéria jelenkori szubdukcióját Afrika alá legujabban szeizmológiai uton is kimutatták. Az Appeninek, a Cordillerák és az Atlasz vergenciái szintén az eurázsia lemez szubdukcióját mutatják. (Ezzel némileg ellentétesen, Holmes a déli Atlaszban déli vergenciákat tételez fel, ami az afrikai tábla - régebbi - szubdukcióját jelezné.) A K-i Mediterráneumban fordított a helyzet : az afrikai lemez nyomul az eurázsiai lemez alá a Dinaridák, az Égei iv és az Ion árok mentén. Az anatóliai és a Holt-tengeri vető transzform (nyirásos) jellegű mozgásokat mutat.

III. A Magyar medence kialakulását a lemez-tektonika jelenlegi fejlettségében még nem képes lényegében és biztonsággal megragadni. A kialakulásra vonatkozó spekulációknak az alábbi jelenségekkel kell összhangban lenniök:

- a.) Magas geotermikus hőmérsékletek.
- b.) A jól vezető réteg (high conductivity layer) emelet helyzete (40-80 km).
- c.) Magnetotellurikus anizotrópia.
- d.) Erős harmad-negyedkori vulkanizmus.
- e.) Az átlagosnál kisebb sűrűségű felsőköpeny.
- f.) Vékony kéreg.
- g.) Áttolódások a medencealjzatban.
- h.) A magyarországi ÉK-DNy-i fő szerkezeti irány, amely sok geográfiai, geológiai és geofizikai paraméterben (pl. a Középhegység csapása, a földmágneses anomáliák csapása, a paleozoos-mezozoos pászták iránya, ezek áttolódási vonalai a magnetotellurikus anizotrópia iránya, 11-13. ábrák) jelentkezik.
- i.) A Magyar medence nagy süllyedése főleg a pannon időkben, nem gyűrt üledékekkel,
- j.) A Magyar medence földtani - földrajzi környezete, az a tény, hogy az alpi tektonizmus részeként a Kárpátok és a Dinaridák határolják ("intermountain through").

E jelenségekhez az alábbi lemeztektonikai megfontolások tehetőek :

- 1.) A regionális geotermikus anomáliák a Földön a lemez-tektonika lemezszegélyein vannak. Az akkréciós szegélyeken a hőáram nagy. Maguk a

szubdukciós zónák hidegek, a felülmaradó táblán a zóna mögött lévő vulkános öv meleg. E meleg okát a szubdukciós területen (Benioff-öv) fellépő surlódásban, és főleg a felfelé szállított (nem vezetett) hőben kell keresnünk. A hőszállítást feltehetőleg a szubdukció által generált riftesedés vagy mélyáram (8. pont) végzi, vagy csak a vulkanizmus. A hazai geotermikus anomália része a K Európa D-i részén végighúzódó (Csehszlovákia-Magyarország-Románia-É Bulgária-Krim-Kaukázus-Aral) geotermikus meleg zónának (Stegena, 1971), annak legmelegebb része. Ez a terület az alpi szubdukció területe, illetve azzal É-on határos. A terület regionálisan emelkedő kéregmozgással is jellemzett (Mescherikov, 1971), ami bizonytal a hő hatására fellépő eklogit-bazalt fázisát-menetét jelzi. Bár a szubdukció és a termikus anomália összefüggése nem minden részletében világos, a kiemelkedően nagy hazai anomális (13. ábra) bizonytal a két (kárpáti és dinári) szubdukció együttes eredménye.

2.) A magasabb hőmérséklet jól magyarázza a jól vezető réteg viszonylag magas helyzetét (b. pont). A felsőköpeny kéreg kőzeteinek elektromos vezetőképességét elsődlegesen a hőmérséklet szabályozza, az növekvő hőmérséklettel nő (pl. Rokitjansky, 1970).

3.) A Magyar medence nagy magnetotellurikus anizotrópiája (Ádám, Verő, 1967) érdekes kapcsolatban van a lemez-tektonikával. Kutatások (Stegena, Ádám, Horváth 1971) kimutatták, hogy a magnetotellurikus mérések ott mutatják a mélységi (0-300 km) kőzetek elektromos vezetőképességének irányfüggését, ahol mély lineáris szerkezetek vannak vagy a kőzeteket egyirányú mechanikus igénybevétel érte. Ilyen területek éppen az akkréciós és szubdukciós lemez-szegélyek, nagyobb mérvű regionális anizotrópia e helyeken (Magyar medence, Kopet Dag, Bajkál, Kamcsatka, Izland) van. A hazai magnetotellurikus anizotrópia, irány és jelleg szerint megfelel a lemez-tektonikából várhatónak.

4.) A földi vulkanizmus fő területe a Cirkumpacifikus öv (3. ábra). A vulkánok általában a szubdukciós zónák felett, a fennmaradó (kontinentális) lemezek szegélyén a szubdukciótól 50-500 km-re vannak. A hazai vulkanizmus így a kárpáti és dinári szubdukciók eredményének tekinthető, bár nem teljesen világos, hogy miért a térrövidülés torlódásos övében vannak a véltén hőmérséklet-

emelkedéshez és huzásos zónához kötött vulkánok. Mindenesetre Magyarország területe - legalábbis a felsőkréta óta - huzásos és nem nyomásos jellegű (11. ábra). A vulkáni hatók rendeződése az ÉK-DNy-i tektonikus főirányba, valamint a vulkáni aktivitást időbeli eltolódása hazánk területén jól követhető. E jelenség, valamint a hazai ofiolitos vulkanizmus (Szádeczky et al. 1967), amit a tengeri felsőköpeny és kéreg nyomjelzőjének tartanak (Dewey-Bird 1971), további megfontolásokat igényel.

5.) A szeizmikus földkéreg vastagságából és gravitációs mérésekből levezetett hazai felsőköpeny higulás (Stegena 1964) az alsókéreg eróziójával (Ritsema kifejezése) vagy a szubdukcióval kapcsolatos, ezek eredménye. Az alsóréteg eróziója pontosabban nem definiálható mélyáramlások (szelektív migráció, Szádeczky-Kardoss 1967) esetleg fázisátalakulások révén történhet; e folyamatokat ismét a hőtübblet vezérli, amelyet viszont a szubdukció válthat ki. A fázisátalakulás feltevésénél nehézséget okoz, hogy az elsősorban számottevő bazalt-eklogit átmenet a hőmérséklet emelkedésekor a bazalt-fázis felé tolódik, ami nem süllyedést, hanem kéregvastagodást és kiemelkedést involvál (a bazalt a kisebb sűrűségű). A szubdukció folytán a felsőköpenybe lekerülő kisebb sűrűségű anyag feltételezése is ellentmondásos. Egyes feltevések szerint u. is a szubdukciót éppen az kontrollálja, hogy a lesüllyedő litoszféra sűrűbb mint a környezete.

6.) A marmadkori medencealjazatban kimutatott térrövidülések (Dank-Bodzay, Horusitzky 1970) arra utalnak, hogy Magyarország területén is volt litoszféra-szubdukció, valószínűleg rövidebb ideig tartó, kisebb hatást keltő, mint az Alpok vagy Kárpátok szubdukciója. A rátolódási vonalak csapásiránya egyezik a lemez-tektonika által kijelölttel (12. ábra). Ha a még ismeretlen mérvű rátolódások csak alárendeltek, úgy lehetséges, hogy csak az általános térrövidüléssel (a kárpáti vagy dinári szubdukcióval) kapcsolatos, a kéreg - felsőköpeny határán, vagy a felsőköpenyben fekvő valamely vízszintes sík mentén lejátszódó elmozdulást jelzik, lévén hogy a kisebb sűrűségű kéreg nem vesz részt a szubdukcióban és torlódik.

7.) A 11-13. ábrák mutatják az eurázsiai-afrikai lemezpár forgáspontjához tartozó segédmeridiánok és a szerkezeti irányok (h. pont) lefutását Magyarország területén. Az irányok egyezése jónak mondható, különösen ha megfontoljuk a forgáspont-meghatározás bizonytalanságát, és a bizonyosan létezett egyéb "szekunder" mozgásokat.

8.) A Tethys a konzumáció területe, ahol térrövidülések kell lejátszódnak. Kevésbé tisztázott, hogy miért jönnek létre olyan kompressziómentes süllyedékek, mint a Magyar medence, a Pó síkság ("intermountain thoughts") vagy az Égei-medence. A Cirkumpacifikus öv Ny-i részén, a szubdukciós zónák és a kontinens között is vannak ilyen - valószínűleg szintén feszültségmentes süllyedékek amelyek a fennmaradó lemez szegélyén fejlődtek ki (pl. a Japán tenger, vagy a Kohohamai öböl 10^4 km^2 -es területe, amely - Yoshikawa (1970) szerint - a negyedkorban 1000 m-t süllyedt. Ilyen az Égei-tenger ujharmadkori-negyedkori süllyedéke is, az afrikai lemez Kréta-ivi szubdukciójának eredményeként).

Bullardt (1968) úgy véli, hogy a süllyedékek a letűnő hideg litoszféra tömegek hűtő hatásának az eredményei, azonban a hazai üledékek magas hőmérséklete és a jólvezető réteg magas helyzete kizárják annak lehetőségét, hogy a Magyar medence alatt az átlagosnál alacsonyabb hőmérséklet lenne. A keletázsiai beltengerek szintén meleg területek. - Valószínűbb Packham és Faley (1971) nézete, amelyet a keletázsiai parti beltengerek vizsgálata során alakítottak ki : ezek a beltengerek (Japán tenger, Sárga tenger) úgy keletkeztek, hogy a vulkáni sziget-ívek (Japán) a kontinens partjainál jöttek létre, majd mintegy 10-15 millió év alatt eltávolodtak a parttól. A közbenső terület riftesedett felhavadt, és a kontinens alól, asztenoszféra-anyag áramlott oda ; óceáni kéreg és magas hőáram alakult ki. Ez a modell nem épít a beltengerek hegyközi jellegére, és ilyen formában nem alkalmazható a Magyar medencére, mert itt paleozoos üledékek is vannak, ha nem is ismert kiterjedésben. Viszont lényeges eleme a szubdukciós zóna retrográd mozgása, vándorlása, amely több szerzőnél felmerült, és amelynek következtében a szubdukciós zóna a leszálló lemez felé tolódik el. Ez az eltolódás esetünkben a Dinaridák DNy-ra tolódása, csavarodása ; az Adria mindkét partja felé fogyó, konzumálódó tenger (10. ábra). Ez a mozgás nem lehetett túl nagy, de elegendő arra, hogy mögöttes a Magyar medence területe az - ÉK-DNy-i fő tektonikus irányokban, felhasadjon, feszültségmentesidőtjön, létrejöjjön a vulkanizmus, a nagy hőtöbblet, a kéreg alulról történő eróziója, elvékonyodása és lesüllyedése.

E nézetekben még több spekulatív elem van. Az valószínű, hogy a két - kárpáti és dinari - szubdukció közti terület a felsőkréta körül feszültség-

mentesítődött, alatta riftesedés és/vagy másodlagos mélyáramlás alakult ki, amely hőtöbbletet és vulkanizmust okozott, a kérget alulról erodálta, és a terület lesüllyedt. - További kérdés, hogy az iráni köztes tömeg miért nem süllyedt le. Itt hiányzott a feszültségmentesítő ok (amely talán a konzumáció regressziója).

A fentiek szemelőtt tartásával az alábbi, egyenlőre még spekulatív képben foglalhatjuk össze a Magyar medence kialakulását :

Az alapjelenség, ami az alpi tektonikát meghatározza, a Tethys konzumációja, az eurázsiai és afrikai lemezek közeledése. Még 1-2 éve vitatott volt, hogy a Tethys tényleg szűkülő óceán-e, egyesek (Gass 1968) a Ciprus-krétai vulkanitokban a volt tethys középóceáni hátság maradványát vélték felismerni, amiből az következik, hogy az alpi (és afrikai) orogenizmust a tethysi óceánfenék - esetleg egyirányu, főleg É-i - kiterjeszkedéséből (Spreadingjéből) kellene levezetni. Ugy tűnik, hogy az említett tengeri furások és a szeizmikus mérések eldöntötték ezt a kérdést.

A térrövidülés térben és időben változó szubdukciós zónákban történt és történik. A keleti Mediterráneumban a Kárpátok, Dinaridák és jelenleg a Kréta-iv a fő szubdukciós zónák. A Belsőkárpátok fő mozgásait ausztriai (pre-gosau), a külsőkárpátokat miocén, a Dinaridákét szintén ausztriai koruk tartják. Mégis az orogének korának diffúz jellegére elmondottak miatt lehetséges, hogy a jelenleg is szeizmikus dinári szubdukció fiatalabb, vagy legalábbis hosszabban tartó.

A Magyar medence süllyedésének okát a hegyközi süllyedék (intermountain through) jellegben kell keressük. A második szubdukció (Kárpátok vagy Dinaridák) fellépte nyomófeszültség-mentesíti a két zóna közötti területet, amely így kompressziómentessé, süllyedésre és vulkanizmusra képessé, hajlamossá válik.

Az egymás felé mélyülő kárpáti és dinári mélyáram a köztes területen másodlagos áramlatokat (riftesedést) hoz létre. Ezek a másodlagos áramok okozzák a hazai hőtöbbletet, a vulkanizmust, a földkéreg alulról történő erózióját, s így a süllyedést.

Irodalom

- 1.) Auboin, J. 1961: Propos sur l'orogenese I-II. Bull. Serv. Inform. Géol. Bur. Rech. Géol. Minière 52:1-21, 53:1-24.
- 2.) Ádám A., Verő J. 1967: Latest results of electromagnetic measurements in Hungary. Geofiz. Közl. XVI. 1-2.
- 3.) Ádám A., Stegena L., Horváth F. 1971: Investigation of plate tectonics by magnetotelluric anisotropy. Ann. Univ. Sci. Budapest. Sec. Geol. XIV. 209-218.
- 4.) Barazangi, M., Dorman, J. 1968: World seismicity map. Bull. Seismol. Soc. Am. 58.
- 5.) Belousov, V. V., Sorsky A. A., Bune V. I. 1966: The seismotectonic map of Europe. Moscow.
- 6.) Buddinger, T. F., Enbysk, B. J. 1967: Later Tertiary date from the East Pacific rise. Journ. Geophys. Res. 72. 2271.
- 7.) Bullard, E. C., Everett, J., Gilbert Smith A. 1965: A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A. 258. 41-51.
- 8.) Carey, S. 1958: The tectonic approach to continental drift in: Continental Drift - A Symposium. Hobart, Tasmania, 177.
- 9.) Dank V., Bodzay J., 1970: A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere. OKGT kiadvány.
- 10.) Dewey, J. F., Bird, J. M. 1970: Mountain belts and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res. 75. 14. 2625-2647.
- 11.) Dewey, J. F., Bird, J. M. 1971: Origin and Emplacement of the ophiolite Suite. Journ. Geophys. Res. 76. 14. 3179-3206.
- 12.) Dietz, R. S., Holden, J. C. 1970: Reconstruction of Pangea. Journ. Geophys. Res. 75. 4939.

- 13.) Dymond, J. R., Watkins, N. D., Nayudu, Y. R. 1968 : Age of the Cobb Saamount. Journ. Geophys. Res. 73. 12. 3977-3979.
- 14.) Gass, I. G. 1968: Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor ? Nature 220:39-42.
- 15.) Haáz I., 1966 : Magyarország földmágneses térképe. Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest kiadv.
- 16.) Hatherton T., Dickinson, W. R. 1969 : The relationship between Lesser Antilles and other island arcs. I. G. R. 74. 22. p. 5301-5310.
- 17.) Heirtzler, J. R., Dickson G. O., Pitman, W. C., Herron, E., Le Pichon, X. 1968: Marine magnetic anomalies and the geomagnetic time scale. Journ. Geophys. Res. 73. 2119.
- 18.) Heirtzler, J. R. 1968 : Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motion of the ocean floor and continents, Journ. Geophys. Res. 73. 6. 2119.
- 19.) Holmes, A. H. 1965 : Principles of Physical Geology. New York. Ronald Press Co.
- 20.) Horusitzky F. 1969 : A magyar föld mélye. In Bischoff : A Föld mélye. Gondolat Budapest.
- 21.) Illies J. H. 1969 : An International Belt of the World Rift System. Tectonophysics, 8. 1. 5-29.
- 22.) Irving, E. 1967 : 'Paleomagnetic evidence for shear along the Tethys, in : Adams-Ager, Aspects of Tethyan Biogeography. -Systematics Association Publ., 7. 59-76.
- 23.) Isacks, B. Oliver, J., Sykes, L. R. 1968 : Scismology and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res. 73. 5855-5900.
- 24.) Kanamori H., Press F. 1970 : How Thick is the Lithosphere ? Nature, 226 : 330-331.

- 25.) Le Pichon, X. 1968 : Sea-Floor Spreading and Continental Drift. Journ. Geophys. Res. 73. 12. 2661-3697.
- 26.) Mattauer, M. 1966 : Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Geotectonics, 5. 22-37.
- 27.) Matthews, D. M., Williams, C. A. 1968 : Linear magnetic anomalies in the bay of Biscay. Earth and Planetary Science Letters, 4. 4. p. 315-320.
- 28.) Maxwell, A. E. et al. 1970 : Deep Sea Drilling in the South Atlantic. Science, 168. 3935. 1047-1059.
- 29.) Mc. Kenzie, D. P. 1970 : Plate Tectonics of the Mediterranean Region. Nature, 226. 5242. 239-243.
- 30.) Mescherikov, J. A. et al. 1971 : Map of recent vertical crustal movements of Eastern Europe. IUGG, IAG, Sub-Commission on Map of Eastern Europe. - Moscow.
- 31.) Mituch E. 1970 : A Moho- szint mélysége Magyarországon. Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest kiadv.
- 32.) Muraour, P. 1970 : Considerations sur la genése de la Méditerranée Occidentale et du Golfe des Gascogne (Atlantique). Tectonophysics, 10 5/6. 663-677.
- 33.) Packham, G. H., Falvey, D. A. 1971 : Marginal seas in the Western Pacific. Tectonophysics, 11. 2. 79-109.
- 34.) Posgay K., 1966 : A magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe. Geofiz. Közl. XVI. 4.
- 35.) Renner J., Stegena L., 1966 : Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. Geofiz. Közl. XIV. 1-4.
- 36.) Rokitjansky, I. I. 1970 : Leitfähigkeit und Temperatur des oberen Erdmantels. Izv. AN SSSR. B. 193, No. 6.
- 37.) Rutten. M. G. 1969 : The Geology of Western Europe. Elsevier.

- 38.) Stegena, L. 1967 : A Magyar Medence kialakulása. Földt. Közl. 97. 3. 278-285.
- 39.) Stegena, L. 1964 : The structure of the Earth's crust in Hungary. Acta Geol. T. VIII. (1-4), pp. 413-431.
- 40.) Stegena L. 1971 : Geothermal map of Eastern Europe. UGGI Assembly Moscow, Materials of Heat Flow Committee.
- 41.) Stegena, L. Horváth F., Ádám A. 1971 : Spreading Tectonics investigated by Magnetotelluric Anisotropy. Nature, 231, June 18.
- 42.) Sylvester-Bradley, P.C. 1968 : Tethys : the lost ocean. Sci. Journ, 4. 9. p. 47-53.
- 43.) Szádeczky-Kardoss Elemér, 1967.: Elgondolások a kárpáti medence-rendszer mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához. MTA X. Oszt. Közl. 1. p. 41-65.
- 44.) Szádeczky - Kardoss E. et. al. 1967 : Der sog ophiolitische Magmatismus in Ungarn. Acta. Geol. Sci Hung. I. II/1-3/ pp. 71-76.
- 45.) Tazieff, H. 1959 : Les rendez-vous du diable. Librairie Hachette.
- 46.) Vine, F.J., Wilson, J.T. 1965 : Comparison of observed and calculated magnetic anomalies over a young oceanic ridge southwest of Vancouver Island. Science. 150, 485.
- 47.) Vogt, P.R., Higgs, R.H., Johnson, G.L. 1971 : Hypotheses on the Origin of the Mediterranean Basin. Journ. Geophys. Res. 76. 14. 3207-3228.
- 48.) Watson, J.A., Johnson, G.L. 1969 : The marine geophysical survey in the Mediterranean. Int. Hydrographic Review. 46. 81.
- 49.) Zijderveld, J. D.A., Hazen, G.J.A., Nardin, M., Van der Voo, R. 1970 : Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. Tectonophysics, 10. 5/6. 639-661.

Ábrák leírásai

1. ábra. A hat globális litoszféra-lemez (Eurázsia, Afrika, Antarktika, India, Pacifikum, Amerika), és a kisebb másodlagos lemezek (Dewey és Bird 1970 nyomán). Jelmagyarázat: 1. akkréciós, 2. transzform, 3. konzumációs lemez-szegélyek. 4. Inaktív transzform vetők. 5. A terciér/kréta üledékhatár az oceán fenekén. 6. Terciér kollíziós hegységövek. 7. Terciér gyűrődés és metamorfizmus. 8. Mezozoos hegységövek. 9. Kontinentális kéreg. 10. Kontinentális perem. 11. Kis tengeri medencék. 12. Paleomágneses uton mért akkréciós sebességek, cm/év-ben (Le Pichon 1968).

2. ábra. Tengeri mágneses anomáliák, akkréciós peremek és transzform vetők. Bullard (1968) nyomán. Jelmagyarázat: 1. Tengeri hátságok, akkréciós lemez-szegélyek. 2. Transzform vetők. 3. A távolodás kora, millió években. 4. A számított konzumációs sebességek, cm/év-ben (Le Pichon 1968).

3. ábra. Az 1961-67 között kipattant földrengések epicentrumai (Barazangi és Dorman 1968). A körülhatárolt területek a vulkános zónák (Tazieff 1959). Az epicentrumok jórészt egybeesnek a lemez-szegélyekkel: az akkréciós szegélyek gyengén, a konzumációs szegélyek erősen aktívak. Egyes kontinentális zónák diffúz, mérsékelt aktivitásúak.

4. ábra. A lemeztektonika néhány jelensége. a.) A földmágneses tér irányváltásai az utolsó 70 millió évre, a tengeri mágneses mérések alapján (Bullard 1968). Tengeri üledékek furómagjain végzett vizsgálatok megerősítették a gyakori térváltás koncepcióját. b.) Kétoldalt szimmetrikusan rendezett mágneses anomáliák és É Atlanti óceánban. c.) A bazalton fekvő, legidősebb üledékek kora a tengeri hátság tengelyétől mért távolság függvényében (Maxwell et al. 1970.) d.) A hipocentrumok - a hibahatáron belül - egy sík mentén helyezkednek el. Tonga árok (Isacks, Oliver, Sykes 1968). e.) A vulkanitok K_2O tartalma attól függ, hogy milyen mélyen van a vulkán alatt a Benioff-zóna (Hatherton-Dickinson 1969). A vulkanizmust a szubdukció generálja.

5. ábra. Pangea-rekonstrukciók, Dietz és Holden (1970) nyomán. A Tethys bezárulása nyomon követhető. Afrika, Eurázsia és Amerika gibraltári - - floridai érintkezése hipotétikus.

6. ábra. Az Eurázsia- Afrika lemezpár közeledő mozgásának forgáspontja ($\varphi = 9^{\circ}\text{É}$, $\lambda = 46^{\circ}\text{Ny}$), és néhány e forgásponthoz tartozó segédmeridián. Az Alpi orogén vonulata a lemeztektonikából várható módon, egy szűk meridián-sávba esik.

7. ábra A Mediterráneum fiziográfiája (Watson és Johnson 1969) nyomán, egyszerűsítve). S : self és kontinentális perem. L : kontinentális lejtő. P: kontinentális szegélyterület. B : tengeri medence és árok. A Plinius és Strabo árkok élő szubdukciós zónák, ahol az Afrikai lemez tolódik alá. A Mediterrán Hátság, feltevések szerint, jelenleg képződő alpi rendszer.

8. ábra. Alpi vergenciák (Holmes 1965) és jelenkori lemez- és mikrokontinens-mozgások (Mc Kenzie 1970). Jelmagyarázat: 1.) A jelenkori szubdukciós lemez-szegély feltételezett futása. 2.) Élő transzform szegély. 3.) Szeizmikusan észlelt rátolódások. 4.) Az alpi vergenciák. 5.) Alpi hegláncok. 6. Áttolódások a magyar medence aljzatában (Denk-Bodzay 1970). 7.) A herinikum és 8. az alpi orogén területe.

9. ábra. A Mediterráneum szeizmicitása. Jelmagyarázat : 1. Az elmúlt 50 év során 1000 km^2 -ként 1 "hetes" erősségű rengésnél ($= 0,3 N_6 + N_7 + 3N_8$) nagyobb szeizmicitást mutató területek (Belousov et al. 1966) 2. Az 1961-67 között 70 km felett kipattant, 3. 70 km alatt kipattant rengések epicentrumai (Barazangi-Dorman 1968).

10. ábra. A mediterrán tektonika fő vonásai, Dewey és Bird (1970) nyomán. 1. Jelenkori. 2. mezozoos-harmadkori konszumációs lemez-szegélyek, a nyíl az alátóduló lemezen. 3. Transzform lemez-szegély. 4. Strukturális polaritás (vergenciák). 5. Neogén vulkanizmus. 6. Intenzív deformációk. 7. Tethysi mikrokontinensek. 8. Oligocén-miocén és pre-mezozoos kis oceáni medencék.

11. ábra. A mágneses anomáliák (felül) és a mágneses hatók kora (alul) Magyarországon. Haáz (1966) illetve Posgay (1966) nyomán. Az anomáliák és hatók vonulása és a lemeztektonikai főirány elég jól egyezik.

12. ábra. A medencealjzat diszlokációs vonalai (felül Dank és Bodzay 1970 nyomán), és a Földkéreg vastagsága (alul, Mituch 1970 nyomán), valamint a lemeztektonikai főirány (a felső térképen).

13. ábra. Az 1 km mélységben érvényes geotermikus hőmérsékletek (felül, Stegena 1971 nyomán) és az üledékek hatásától mentesített Bouguer-anamális térkép (alul, Renner-Stegena 1966 nyomán), a lemeztektonikai főiránnyal (felül).

HOZZÁSZÓLÁSOK

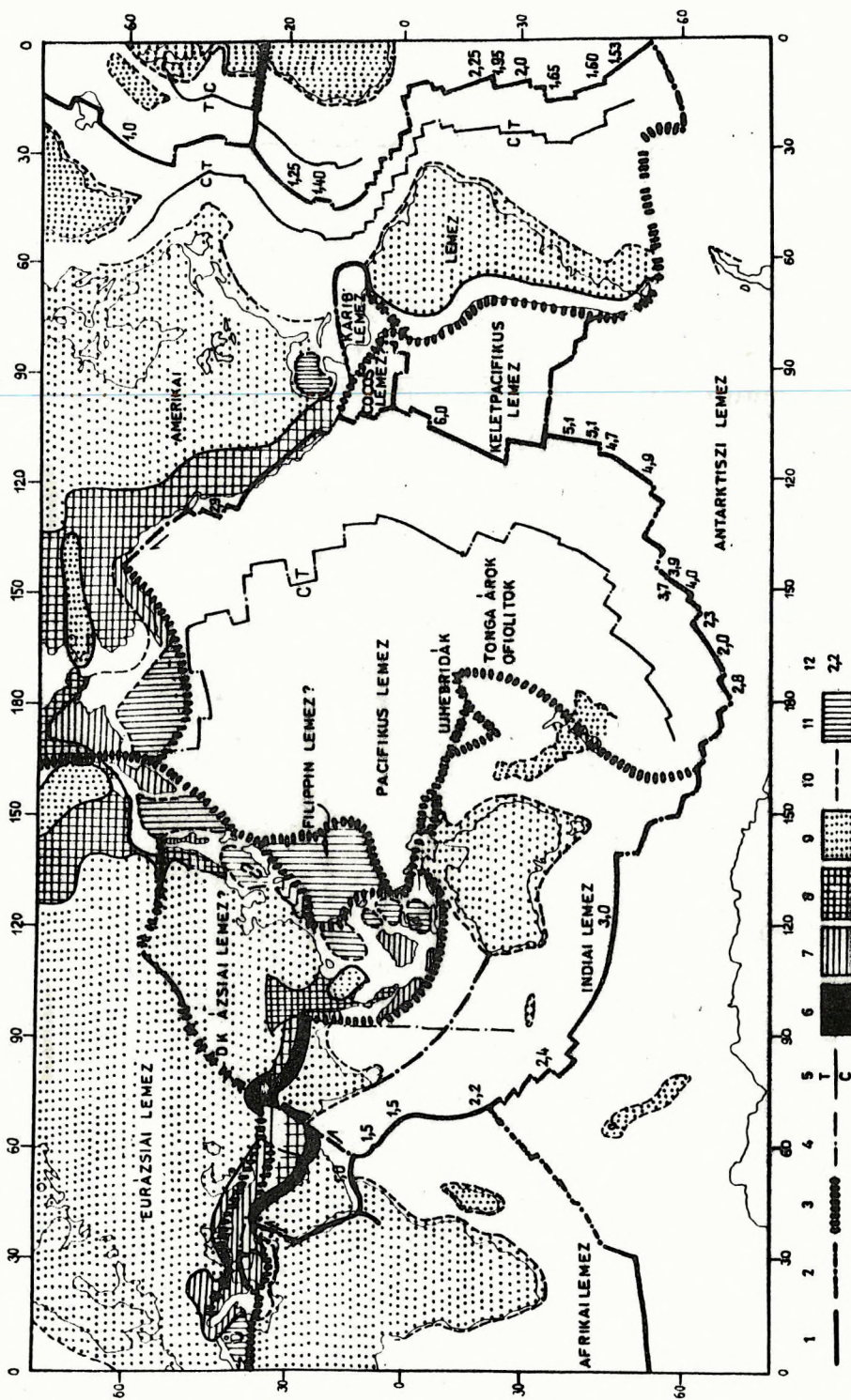
Szadeczky-Kardoss Elemér : Szuggesztíven ismertette álláspontját, amely szerint a Kárpát-medencére minden nehézség nélkül alkalmazható a spreading elmélet mind szerkezeti, mind magmakémiai alapon. Vázlatosan fel is rajzolta a szubdukciós zónákat és a Kárpát medence közepén húzódó geoszinklinálist.

Szalai Tibor : Sok szó esett a mediterrán és a pacifikus óceáni terület összehasonlításáról. Hallottuk, hogy a mediterrán területeken ma már csupán kisméretű alátolódások állapíthatók meg. Ugyanekkor a pacifikus területen az alátolódások jelentékenyek. E jelenség magyarázataként arra gondolok, hogy a pacifikus terület ott tart ma, ahol a mediterrán a paleozokumban és a mezozoikumban volt. Ramovic közölte térképek adatai szerint a paleozokumban és a mezozoikumban (a triasztig bezárólag) az uralkodó magmaműködés a mediterrán területen történt. Ma a legjelentősebb magmaműködés a pacifikus területen folyik le. A magmaaktivitás vándorlása mintha igazolná az alátolódásokra vonatkozó feltételezést.

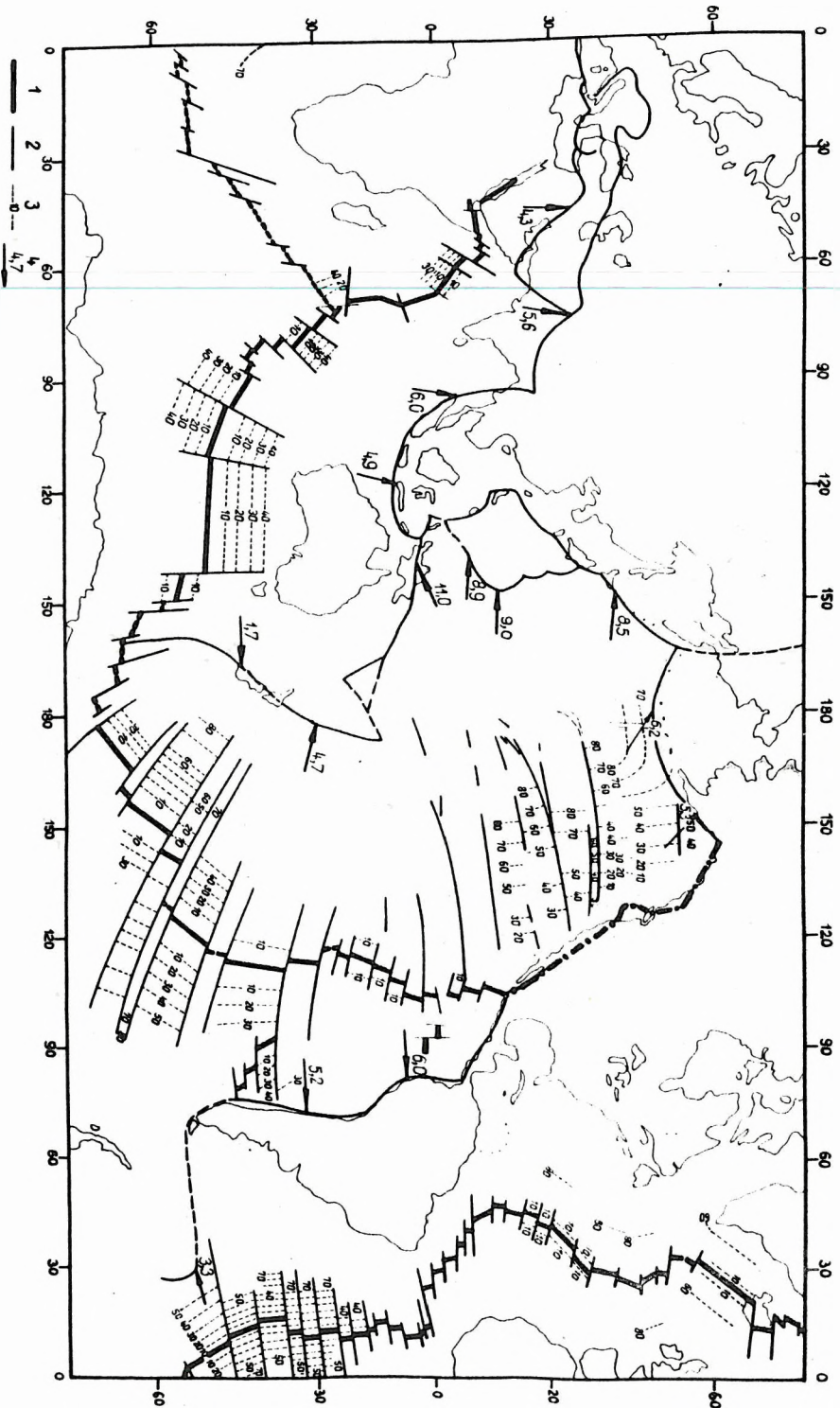
A kéreg kivékonyodásáról is szó esett. A mediterrán területen a közbenső tömegeken kivékonyodott a kéreg. Az óceánok kérge is vékony. A közbenső tömegek vékony kérge reliktnak tekinthető. A kivékonyodás a priori a tenzióval kapcsolatos. Másodlagosan a ráakódott üledékek hozható vonatkozásba. A Pannon tömegen 6000 m vastagságú pannon kori üledék ismeretes.

Bodzey István : Az ok és okozat a pannon összlet kérdésében fordított.

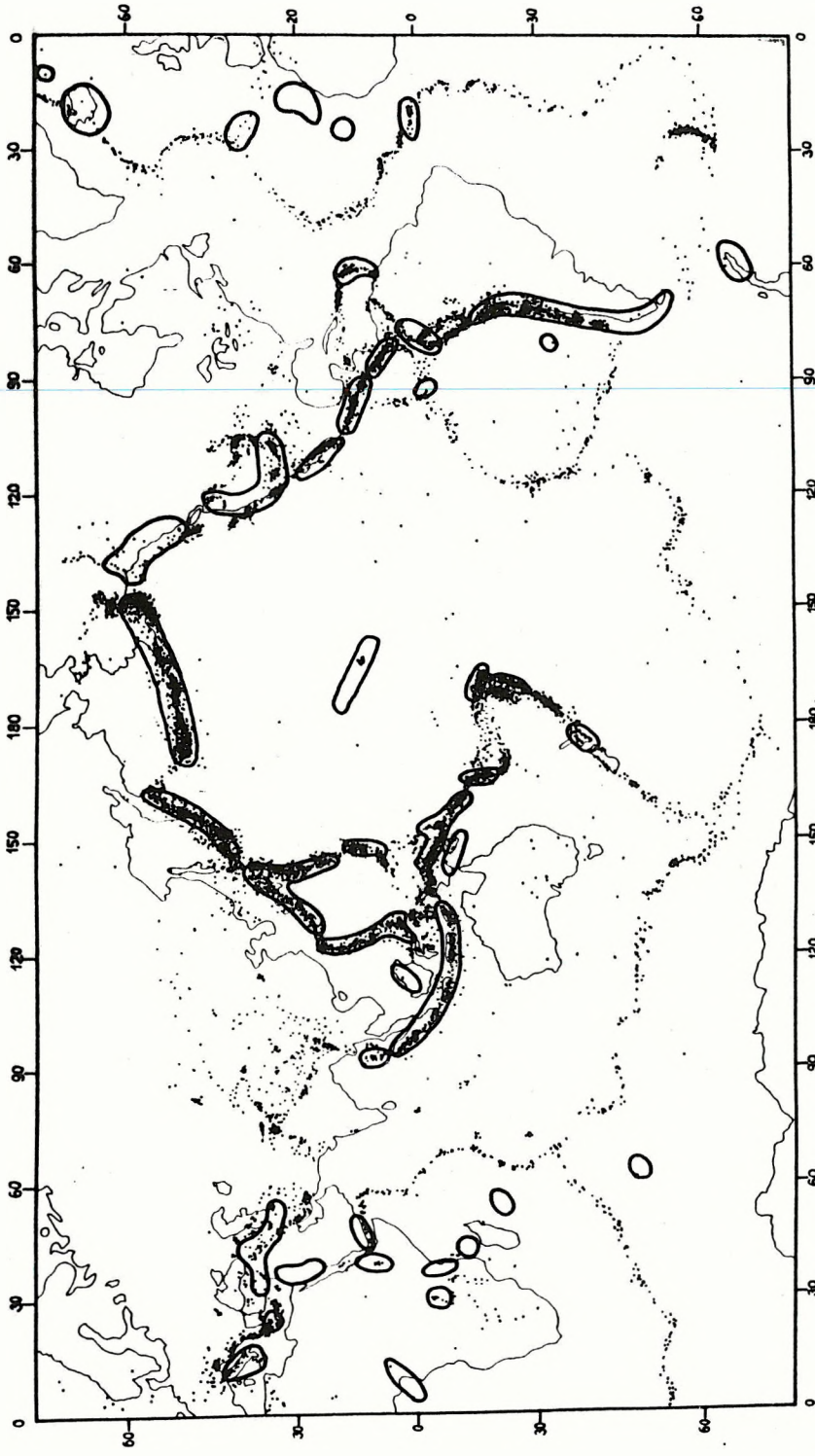
Stegena Lajos : Megköszönve a hozzászólásokat, ismét felhívja a figyelmet arra, hogy a spreading tektonika nem oldotta meg a tektonika minden kérdését. Így a Kárpát medence keletkezését sem, de jó nyomon van ebben az irányban. Sok nehézséget okoz a tektonikai alapok gyakran jelentkező megbizhatatlansága.



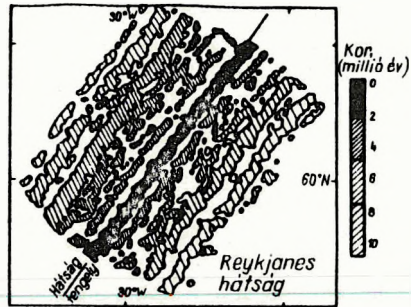
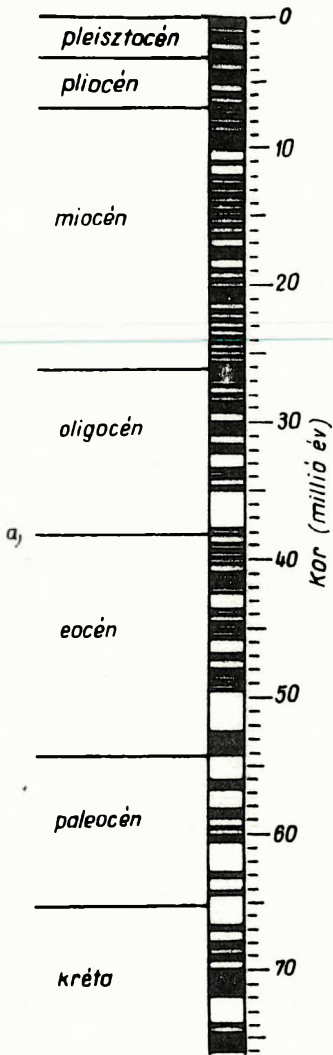
1. ábra



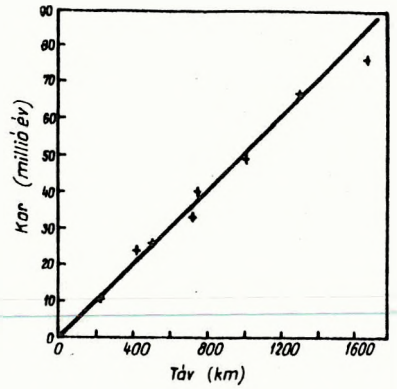
2. ábra



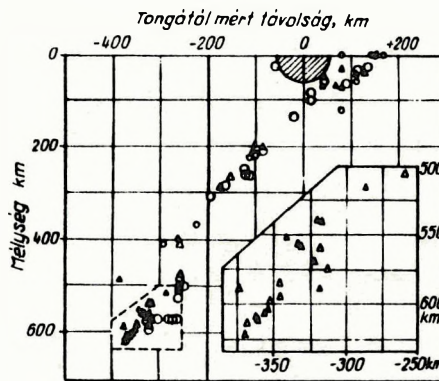
3. ábra



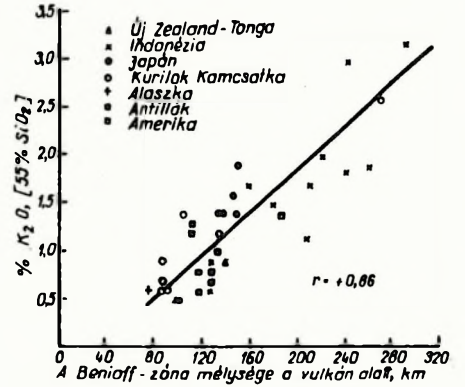
b)



c)

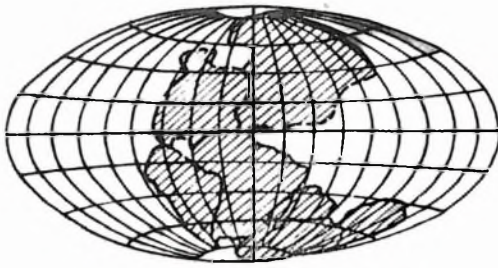


d)

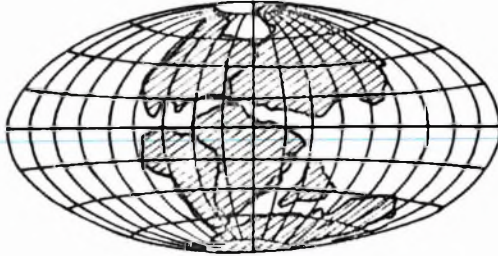


e)

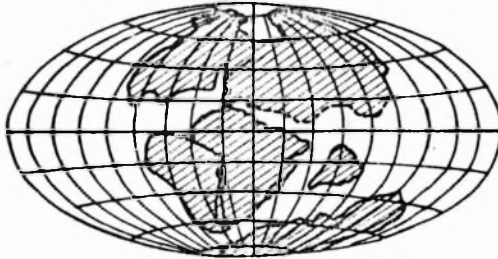
4. ábra



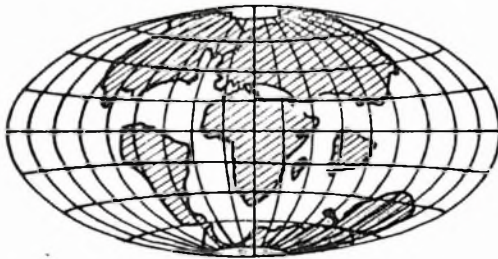
-200 millió év
(f. triász/k. triász)



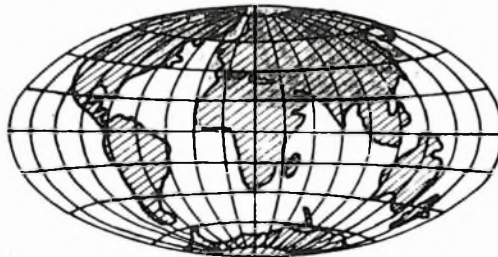
-180 millió év
(triász/júra)



-135 millió év
(júra/kréta)



-65 millió év
(kréta/tercier)



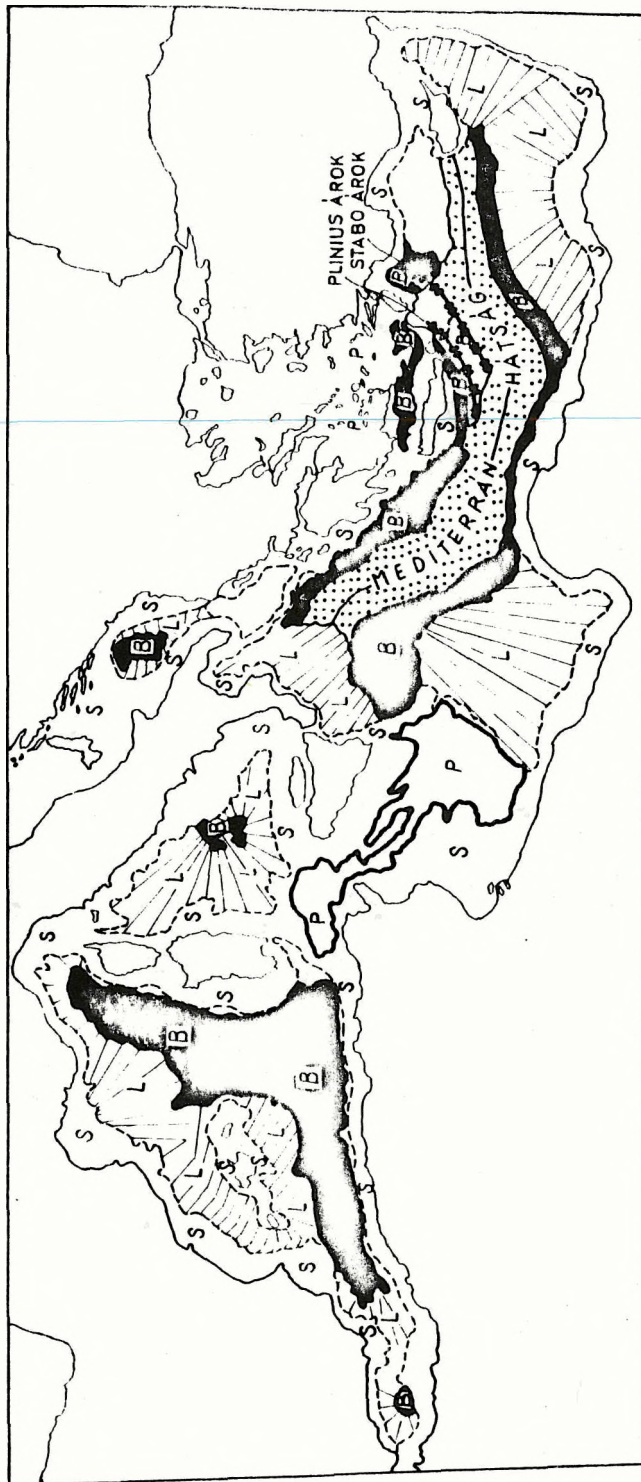
Jelenkor

5. ábra

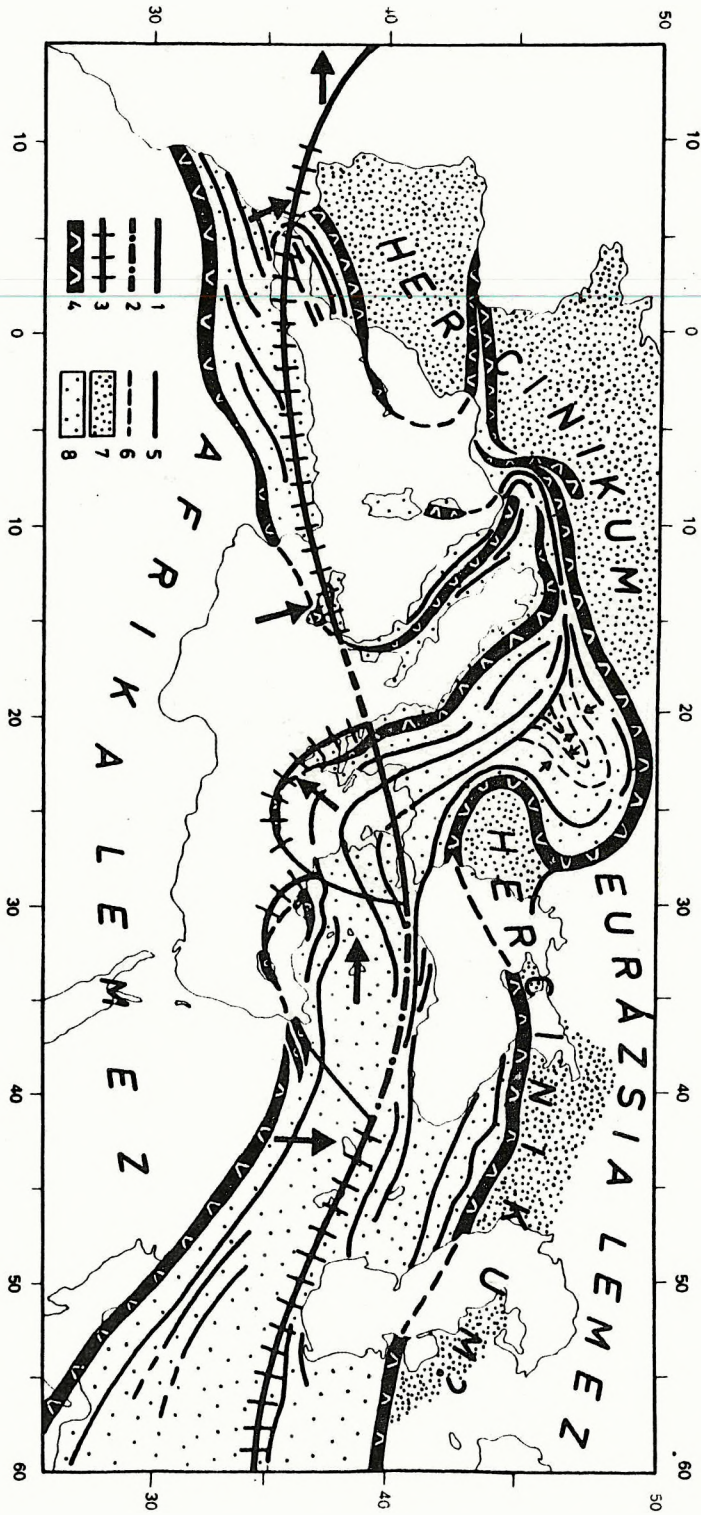


6. ábra

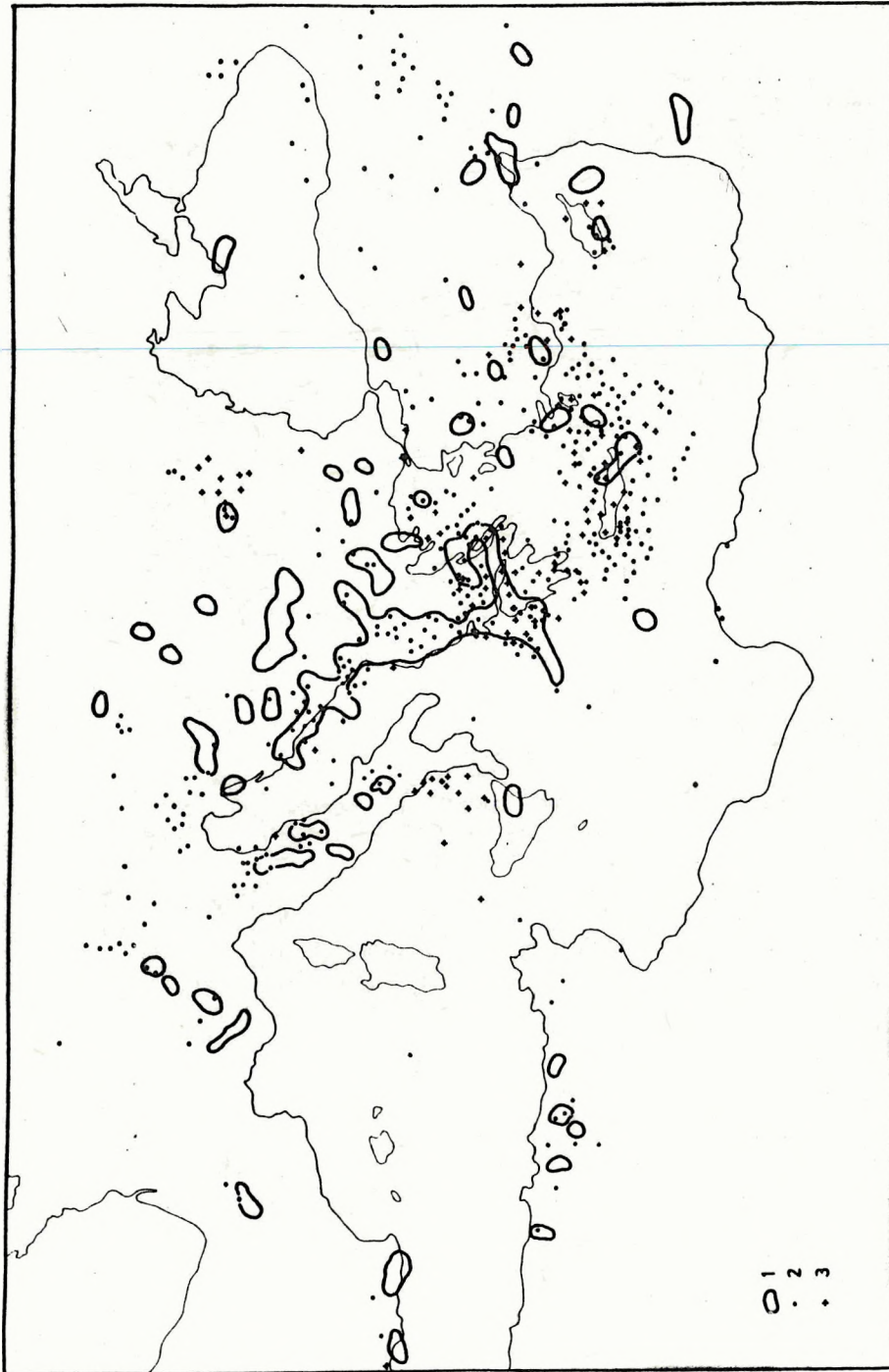
Stegená



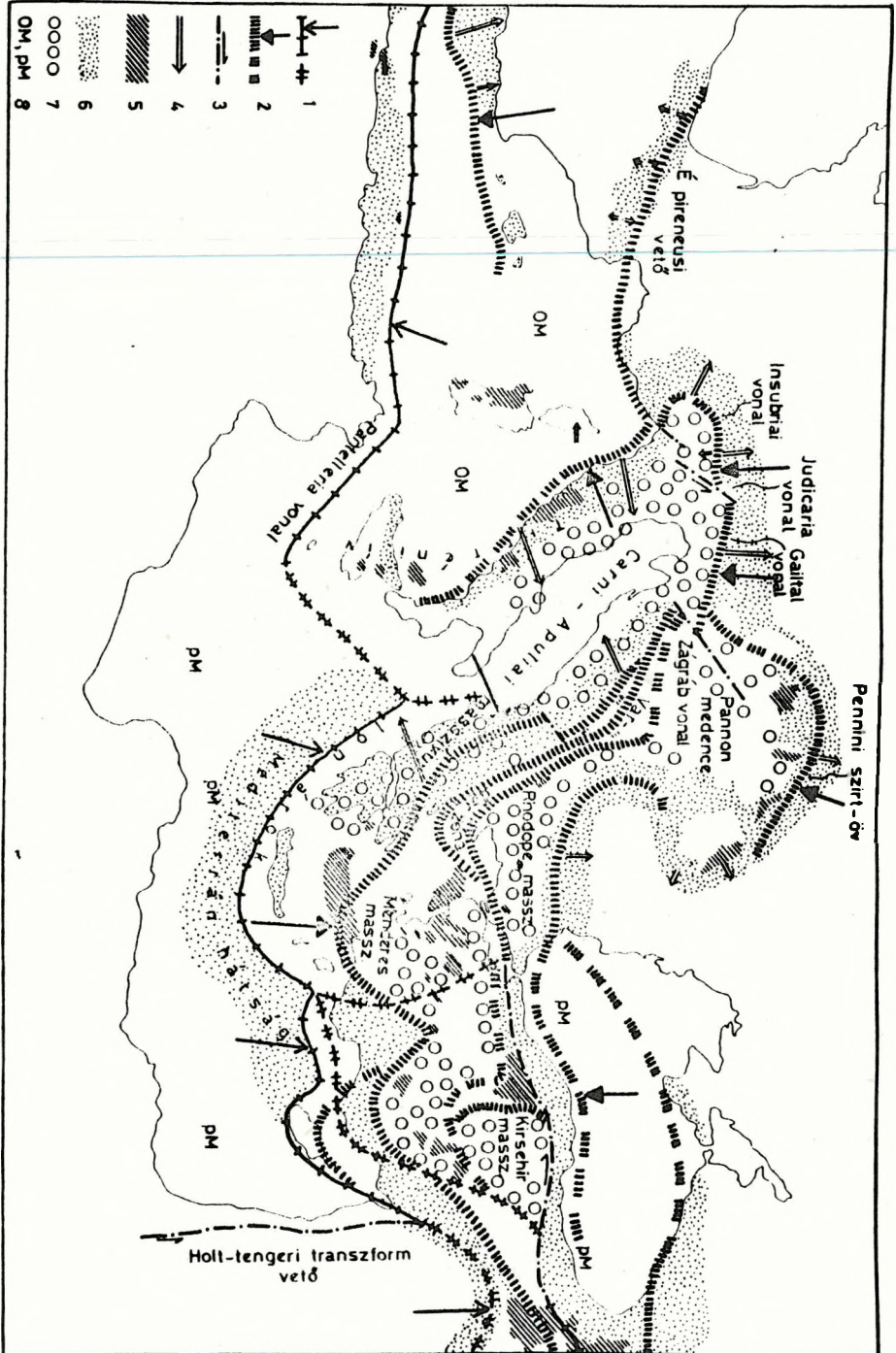
7. ábra



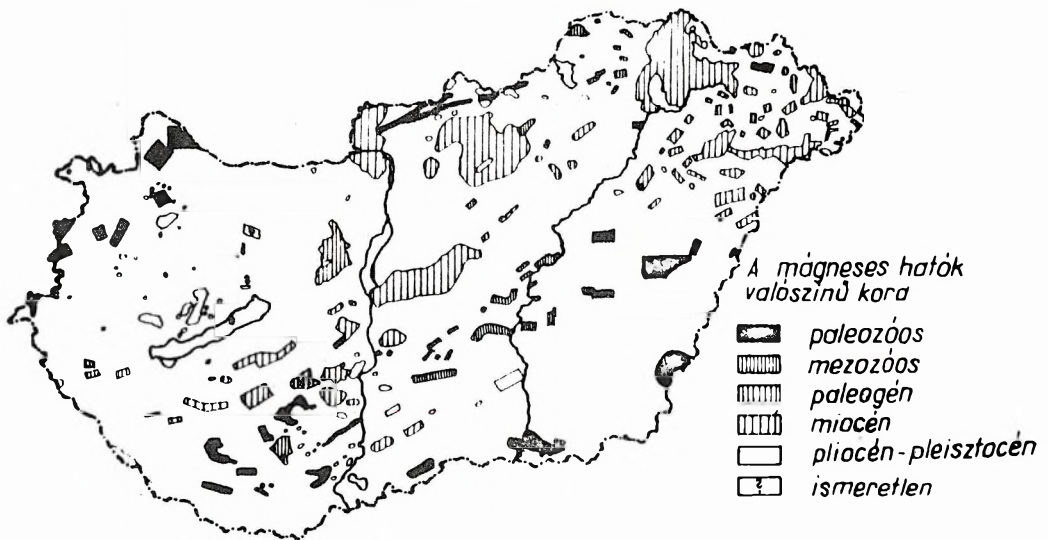
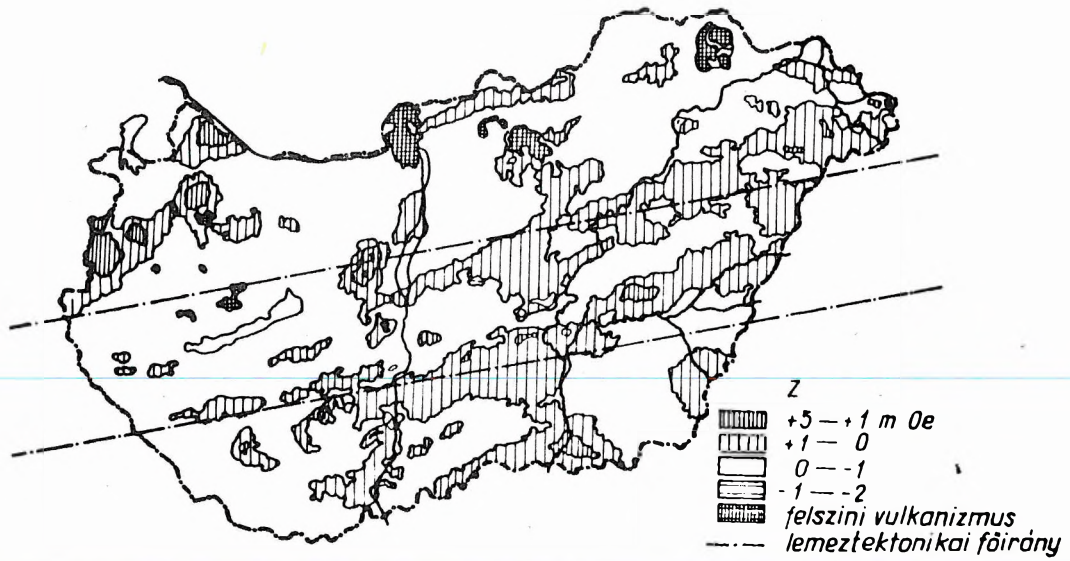
8. ábra



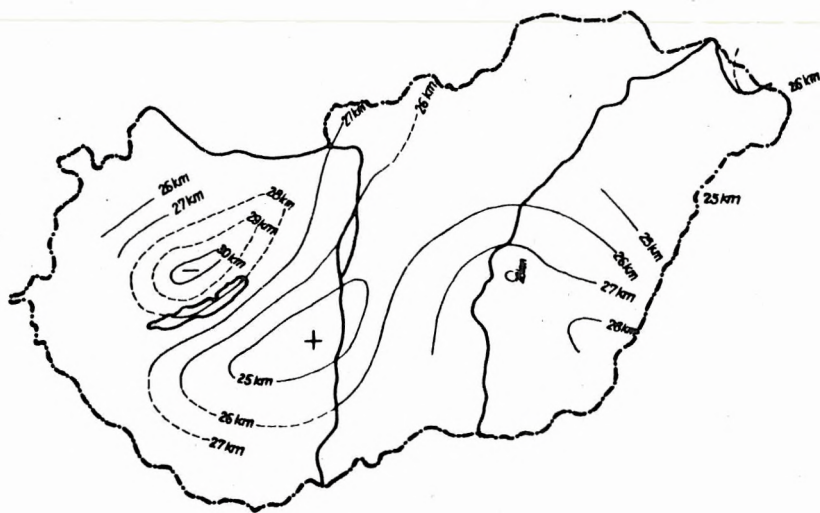
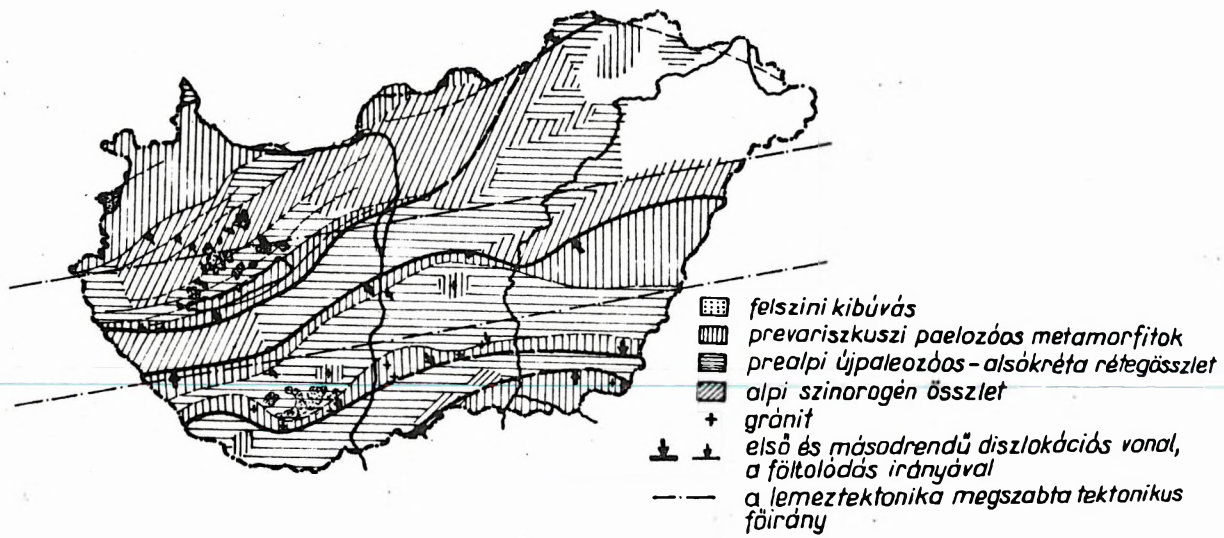
9. ábra



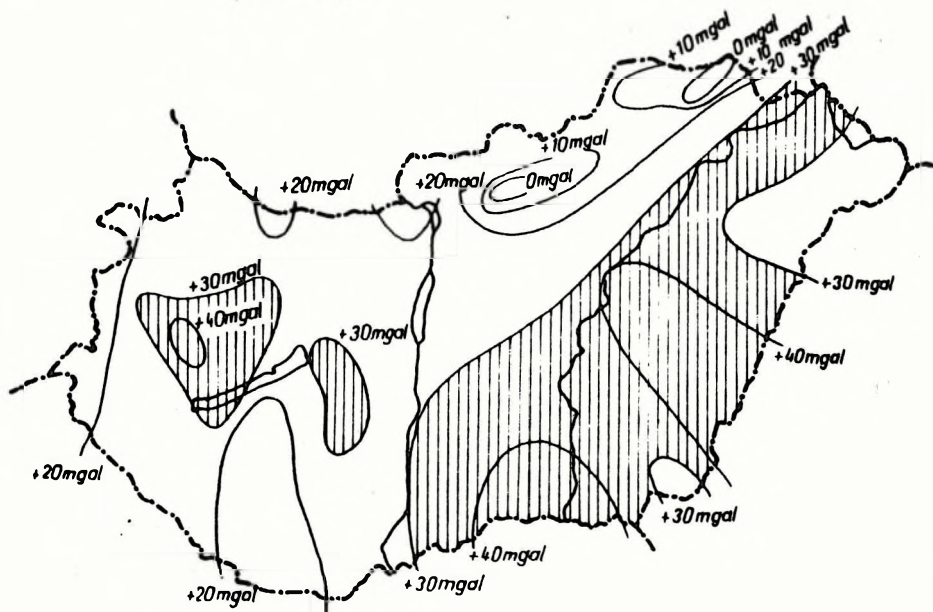
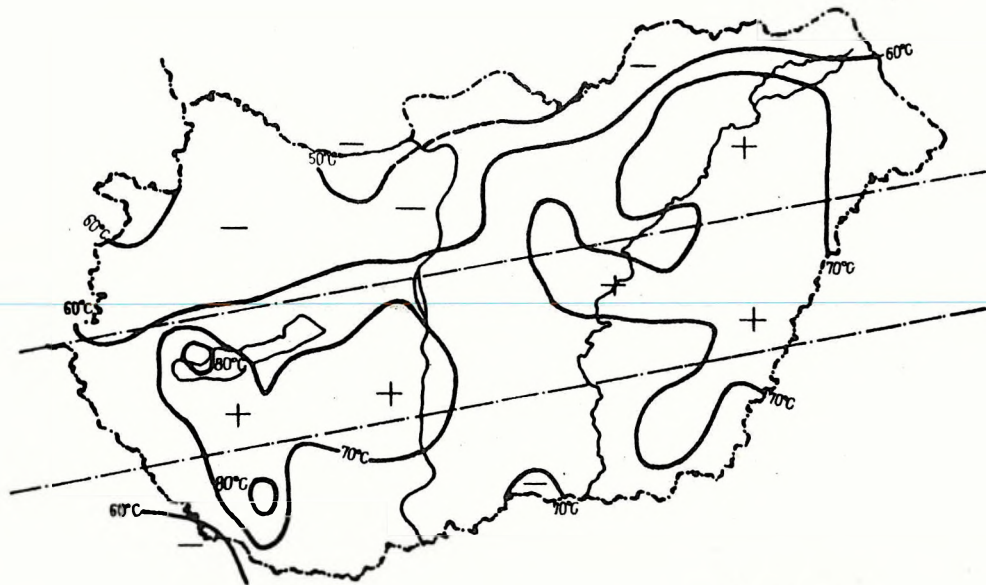
10. ábra



11. ábra



12. ábra



13. ábra

