

Issue N^o 17.sz. füzet

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat

Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa

Szerkeszti

a Szakosztály vezetőségének közreműködésével

Kleb Béla

K É Z I R A T

Budapest, 1982.

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

Issued occasionally by the Section for
General Geology of the Hungarian Geological
Society

MANUSCRIPT

Budapest, 1982.

Hungary

/A közlemények tartalmáért egyedül a szerzők felelősek/

/The authors are solely responsible for the contents of their
papers/

T A R T A L O M - C O N T E N T S

	Oldal	Page
DOBOSI ISTVÁN - KONRÁD GYÖRGY - ZSENGELLÉR GÁBOR		
Szemcsenagyság - eloszlási adatok számítógépes feldolgozása és értékelése a mecseki Kővágószőlősi Homokkő Formáció példáján	1	
Computer processing and evaluation of grain size distribution data on the example of the Kővágószőlős Sandstone Formation (SE-Transdanubia, Hungary) .		1
KÖRÖSSY LÁSZLÓ		
Magyarország földtani szerkezetének áttekintése	21	
Overlook of the geological structure of Hungary		21
TÖRÖK ENDRE		
A Nagymarosi Duna-szakasz hordalék- és üledék jellemzői	73	
Bed load and sediment characteristics of the Danube section at Nagymaros ...		73
FÁYNE TÁTRAY MAGDOLNA		
Adatok a Gerecse-előtéri áthalmazott dolomittörmelékkes összlet ismeretéhez	101	
Contribution to the knowledge of the reworked dolomite debris sequence in the Foreland of the Gerecse Mts/Transdanubia)		101

SZENTGYÖRGYI KÁROLY

Az alföldi felső-kréta kőzetré-
tegtani egységei 115

Lithostratigraphic units of the
Upper Cretaceous Formations in the
Alföld area (Hungary) 115

SZEMCSENAGYSÁG - ELOSZLÁSI ADATOK SZÁMITÓGÉPES
FELDOLGOZÁSA ÉS ÉRTEKELESE A MECSEKI KŐVÁGÓSZÖLŐSI
HOMOKKŐ FORMÁCIÓ PÉLDÁJÁN

Dobosi I. - Konrád Gy. - Zsengellér G.^{x/}

Most-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Stratigraphie, lithostratigraphie, formation, roche
sedimentaire, Perm, Transdanubie-Szud-Est Hongrie

Bevezetés

Célunk egy olyan számítógépes program elkészítése volt, amely azokat a szemnagyság-eloszlási vizsgálaton alapuló fáciesmeghatározási módszereket tartalmazza, melyek a szakirodalom szerint a legkevesebb szubjektív elemet hordozzák és a legbiztosabb eredményt nyújtják. A Pl-1 nyelven megírt program minden IBM típusu (ESZR rendszerű) közpépen futtatható, de a folyamatábra és a közölt számítási eljárások ismeretében természetesen kisgépekre is kódozható a feladat (1. ábra).

^{x/} Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Déldunántuli Területi Szervezete 1981. április 29-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1981. október 22-én

Vizsgálati módszer

Az értékelés alapadatait a log-normál diagramra felrajzolt kummulativ szemmagyság-eloszlásgörbéről tizenegy (1, 5, 10, 16, 25, 50, 75, 84, 90, 95 és 99) százalékkértéknél leolvasott szemmagyságértékek szolgáltatják.

A log-normál eloszlásgörbe elemzése INMAN, D.L. (1949) és VISHNER, G.S. (1969) vizsgálatai alapján önmagában is lehetőséget ad a képződés körülményeinek tisztázására. E módszert hazai példákon ANDÓ J. (1975) ismertette.

A vizsgálat további menetét a számítógép által nyomtatott eredménylista ismertetésével összekapcsolva mutatjuk be (2. ábra).

A mintaszámmal együtt kiírásra kerülnek a leolvasott százalékkértékek és a hozzájuk tartozó szemmagyságadatok mm-ben és KRUMBEIN-féle Ψ egységben. Majd a statisztikus paraméterek következnek, melyeket FOLK, R.L. - WARD, W.C. (1957) képletei alapján számítottunk ki. Ezek kétváltozós szemcseparaméter-diagramok alakjában is felhasználhatók, melyeket FRIEDMAN, G.M. (1979) utmutatása szerint értékeltük (3. ábra).

Ezután a SAHU-féle négy "Y" érték számítása, illetve kiírása következik. SAHU, B.K. (1964) ismert fáciesű minták statisztikus paramétereit kiszámítva meghatározta, hogy milyen együttthatókat kell a négy fő statisztikus paraméterhez (középérték, csucssosság, négyzetes középérték és ferdeség) rendelni ahhoz, hogy a diszkrimináns egyenletek numerikus értékeit kiszámítva a kapott Y - értékek földtani fáciesenként elkülöníthetők legyenek. A folyóvízi és tengerparti üledékek megkülönböztetése az Y_3 értéke alapján történik. (Ha $Y_3 < -7,4190$, akkor delta-folyóvízi, ha $> -7,419$, akkor sekélytengeri (-tavi) eredetű az üledék.) A módszert

BÉRCZI I. (1969) ismertette algyői pannon üledékek vizsgálatának példáján.

A következő lépésben a vizsgált minta eloszlásgörbéje ismert fáciesű (standard) minták eloszlásgörbéivel kerül összehasonlításra. Ebben PESCHEL, G. - LANGBEIN, R. (1975) eljárását követtük, némileg kiegészítve: növeltük az egy mintáról bevitt adatok és a standard minták számát, valamint kiirattuk az "eltolás" értékét is. (Az összehasonlítás ugyanis olyan feltételezéssel történik, hogy az eloszlásgörbék 50%-hoz tartozó pontjai megegyeznek. A valóságban meglévő különbséget eltolás néven, milliméterben adjuk meg.)

Ezután a mintagyűjtő-értékelő geológus által meghatározott a-priori valószínűség kiírása következik, melynek használata lehetővé teszi egyéb földtani információk (ösmaradványok, rétegződés típusa stb.) figyelembevételét is. Az a-priori valószínűség választható értékei:

- 0,1 ha a standard minta fáciesével való egyezést valószínűtlennek,
- 0,25 kis valószínűségűnek,
- 0,5 lehetségesnek,
- 0,75 valószínűnek és
- 0,9 ha igen valószínűnek tartjuk az egyéb földtani megfigyelések alapján. A megadott értéket az a-posteriori valószínűség kiszámításához használja fel a program.

Az a-posteriori valószínűség értéke adja meg a két görbe hasonlóságának mértékét, azaz a vizsgált és a standard minta azonos környezetben történt leülepedésének valószínűségét. Az a-posteriori valószínűség számítása PESCHEL, G. - LANGBEIN, R. (1975) következő formulái szerint történik:

$$P(M_i = U/J_1) = \frac{P(M_i = U) \cdot Q_i}{P(M_i = U) \cdot Q_i + 1 - P(M_i = U)} \xrightarrow{i} \max$$

A $p(M_i = U/J_1)$ kifejezés az M_i hipotézis (a keletkezési környezet egyezésének a-posteriori valószínűsége). J = információ mennyiségek. A környezettípus hipotézisének standard eloszlási görbéi $h_{ti}(d)$ illetve $S_{ti}(d)$ véletlen összetevőket nem tartalmazó determinált függvényként vizsgálандók. Q_i nagysága az összegzett gyakorisági görbe vizsgálatánál:

$$Q_i = \exp \left\{ - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{j=1}^l /S_{ti}(d_j)/^2 \right\} \exp \left\{ \frac{1}{\sigma^2} \sum_{j=1}^l /S_e(d_j) \cdot S_{ti}(d_j) / \right\},$$

ahol

$$\sigma^2 = \sum_{j=1}^l /S_e(d_j) - \frac{1}{l} \sum_{j=1}^l S_e(d_j)/^2 / (l-1),$$

ahol j a vizsgált szemcsenagyság-osztályok száma, l a vizsgált osztályok száma.

Standard mintának SINDOWSKY, K.H. (1958) 34 elemzési eredményét és nyolc egyéb (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958, PÉCSINÉ DONÁTH É. 1958) eloszlásgörbét használtunk fel. A standard minták fáciése a 2. ábra sorszámai szerint: 1-4 eolikus, 5-20, 33, 35, 36 és 39-42 folyóvízi, 21-26, 34, 37 és 38 litorális és 27-32 marin.

Az adatleolvasás sűritésével az eloszlásgörbének akár teljes tartományát vizsgáló összehasonlító módszer elvileg feleslegessé teszi a kiragadott részletekből számított statisztikus paraméterek és a SAHU-féle Y értékek alkalmazá-

sát. Használatukat azonban indokolja, hogy azok értelmezése olyan, ismert fáciesű minták vizsgálatára épül, melyek — irodalmi adatok hiányában — a standard mintáink között nem szerepelnek, így az összehasonlítás körét kiszélesítve az értékelést hitelesebbé teszik.

A módszer alkalmazásának eredményei

A mecseki Kővágószőlősi Homokkő Formációból 28 db mintát (tizenegyet a Bakonyai, kilencet a Kővágótöttösi és nyolcat a Cserkúti Homokkő Tagozatból) vizsgáltunk meg (4. ábra). A homokköveket többszöri fagyasztással dezaggregáltuk. A szemnagyság-eloszlási görbéket szitálással és hidrometrálással kapott adatokból szerkesztettük (5. ábra).

A fácieselemzés során két mintára az eloszlási görbe VISHÉRFÉLE értékelése és a görbeösszehasonlítás alapján tengeri fáciest kaptunk, 26 minta pedig valamennyi értékelés szerint folyóvízi, folyóvízi-delta eredetűnek bizonyult.

A dezaggregálás során esetleg bekövetkezett szemcseméret-változásokból eredő hibát nem tudtuk kiküszöbölni. Ez csiszolatkiméréssel és a mért adatok korrekciójával oldható meg, melynek megoldási lehetőségeivel mások foglalkoznak. Laza üledékeknél ez a probléma nem jelentkezik.

Az üledékszállítás irányának meghatározásához a mintavételi helyek közelében mértük a ferderétegzéseknek és a növénymaradványoknak, valamint Boda községtől északra a Bakonyai Homokkő Tagozatba tartozó konglomerátum kavicsstengelyeinek az irányitottságát (6. ábra). Eredményeink megegyeznek a korábban végzett megfigyelésekből levont következtetéssel (SZABÓ J. 1965): a felső-permi képződmények nyugat-mecseki kibuvásainak területén a törmelékanyag szállítása ÉNy-i irányból DK-felé történt.

Összefoglalás

Az ismertetett eljárás alapja lehet egy egységes szem-nagyság-eloszlás vizsgálati módszer kialakításának. Különféle standard minták alkalmazásával a fáciesmeghatározáson kívül egyéb területen is használható, mint például laza törmelékes üledékek műszaki földtani vagy építőipari hasznosíthatósági vizsgálatánál.

IRODALOM - REFERENCES

ANDÓ J. 1975.

Method for a common evaluation of petrographical and paleontological investigation of detrital sedimentary formations. - Annales Univ. Scientiarum Budapestiensis Sect. Geol. 19. 3-13. Budapest.

BÉRCZI I. 1969.

Az algyői felsőpannónia homokkő üledékföldtani vizsgálata. - Földt. Közl. 99. 337-349. Budapest.

INMAN, D.L. 1949.

Sorting of sediment in light of fluvial mechanics. - Journ. of Sed. Petr. 19. 51-70.

FOLK, R.L. - WARD, W.C. 1957.

Sedimentation on Brazos River Bar. - Journ. Sed. Petr. V. 27. 2-26.

FRIEDMAN, G.M. 1979.

Differences in size distribution of populations of particles among sands of various origins. - Journ. of Sed. Petr. 49. 3-32.

PÉCSINÉ DONÁTH É. 1958.

Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálata. - Földt. Közl. 88. 57-68. Budapest.

PESCHEL, G. - LANGBEIN, R. 1975.

Zur Objektivierung des synoptischen Vergleichs der Korngrößenverteilung von Sedimenten. Z. angew. Geol., 21. 6. 274-279. Berlin.

SAHU, B.K. 1964.

Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. Journ. of Sed. Petr. 34. 73-83.

SINDOWSKI, K.H. 1958.

Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausbildung fossiler Sedimentationsräume. Geol. Jb. 73. 235-275. Hannover.

SZABÓ J. 1965.

A mecseki felsőpermi és alsószeizi összletek ferderétegzettségi adatainak földtani értékelése. Földt. Közl. 95. 40-46. Budapest.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938.

Tanulmányok a ferderétegzésről. MTA Mat. és Term. tud. Ért. 57. 799-805. Budapest.

VISHER, G.S. 1969.

Grain size distributions and depositional processes. Journ. of Sed. Petr. 39. 1074-1106.

COMPUTER PROCESSING AND EVALUATION OF GRAIN SIZE
DISTRIBUTION DATA ON THE EXAMPLE OF THE KŐVÁGÓSZŐLŐS
SANDSTONE FORMATION (SE-TRANSDANUBIA, HUNGARY)

by

I. Dobosi - Gy. Konrád, G. Zsengellér

ABSTRACT

A computer program has been elaborated to determine the facies of clastic sediments (Fig.1), which calculates the statistic parameters with the help of R.FOLK - W.C. WARD's formulae (1957) from the grain size distribution data established by means of log normal cumulative granulometric curves, the Y values according to SAHU, B.K. (1964), and produces the distribution curve as compared to those of "standard" curves of known facies sediments, making use of the calculations proposed by PESCHEL, G. and LANGBEIN, R. (1975). The degree of coincidence, i.e. the probability of identical depositional environments is given (Fig.2).

The procedure was applied to samples taken from the Kővágószőlős Sandstone Formation (Upper Permian) of the Mecsek Mts (Fig.4). The results suggest fluvial and fluvial-deltaic facies (Fig.3,5). According to orientation statistics, clastic material transportation direction was NW-SE (Fig.6).

Manuscript received: 22 Oct., 1982

Address of the authors:

Dobosi István, Konrád György
MÉV (Mecseki Ércbánya Vállalat)
Pécs, 39-es Dandár ut 19
H-7633

Zsengellér Gábor
Délmagyarországi Áramszolgáltató Vállalat
Szeged, Klauzál tér 9
H-6720.

ÁBRAALÁÍRÁSOK

1. ábra A szemnagyság-eloszlási adatokat feldolgozó számítógép-program folyamatábrája
2. ábra A számítógép által nyomtatott adatok az a-posteriori valószínűségértékek három maximumának a feltüntetésével
3. ábra Kétváltozós szemcseparaméter-diagramok a Kővágószőlősi Homokkő Formációból gyűjtött minták értékeinek a feltüntetésével
Jelmagyarázat: 1. Bakonyai Homokkő Tagozat, 2. Kővágótöttösi Homokkő Tagozat és 3. Cserkuti Homokkő Tagozat mintái
4. ábra A vizsgált minták származási helye
Jelmagyarázat: 1. Bodai Aleurolit Formáció, 2. Kővágószőlősi Homokkő Formáció, 3. Jakabhegyi Homokkő Formáció, 4. mintavételi hely
5. ábra A Bakonyai Homokkő Tagozatból (A), a Kővágótöttösi Homokkő Tagozatból (B) és a Cserkuti Homokkő Tagozatból (C) származó minták log-normál, kumulatív szemnagyságeloszlási diagramja
6. ábra Iránystatisztikai diagramok: a) ferderétegzések irányítotttsági adatainak sztereogramja (rétegdőlés-korrekción után) a Bakonyai Homokkő Tagozatban (50 adat, izovonalak 2 és 6%-onként) és b) a Kővágótöttösi Homokkő Tagozatban (55 adat, izovonalak 2, 5 és 10%-onként); c) növénymaradványok irányítotttsága a Kővágótöttösi Homokkő Tagozatban Bodától északra (45 adat) és d) a Kajdacs-völgyben (107 adat); e) a Bakonyai Homokkő Tagozat konglomerátum padjában mért kavicsstengely-csapásirányok (200 adat valamint f) a jellemző (320° - 140°) csapásirányban fekvő kavicsstengelyek dőlésszögének (100 adat) a megoszlása.

CAPTIONS

- Fig. 1 Flow sheet of the computer program processing the grain size distribution data
- Fig. 2 Computer output showing the three maxima of the a posteriori probability values
- Fig. 3 Binary grain size parameter diagrams showing the values of the samples of the Kővágószőlős Sandstone Formation
Legend: 1. Bakonya Sandstone Member, 2. Kővágótöttös Sandstone Member, 3. Cserkut Sandstone member
- Fig. 4 Sample location sketch
Legend: 1. Boda Siltite Formation, 2. Kővágószőlős Sandstone Formation, 3. Jakabhegy Sandstone Formation, 4. Sampling site
- Fig. 5 Log-normal, cumulative grain size distribution diagram of the samples of A) Bakonya Sandstone Member, B) Kővágótöttös Sandstone Member, C) Cserkut Sandstone Member
- Fig. 6 Orientation statistics: a) Stereogram of orientation data of crossbedding, (after dip correction), in the Bakonya Sandstone Member (50 data, isolines by 2 and 6%), b) in the Kővágótöttös Sandstone Member (55 data, isolines by 2, 5 and 10%), c) orientation of plant remains in the Kővágótöttös Sandstone Member, N of Boda (45 data) and in the Kajdacs Valley (107 data), e) pebble axis strikes measured on conglomerate beds of the Bakonya Sandstone Member (200 data) and f) distribution of dip angles of the strike-parallel pebble axes ($320-140^{\circ}$), 100 data.

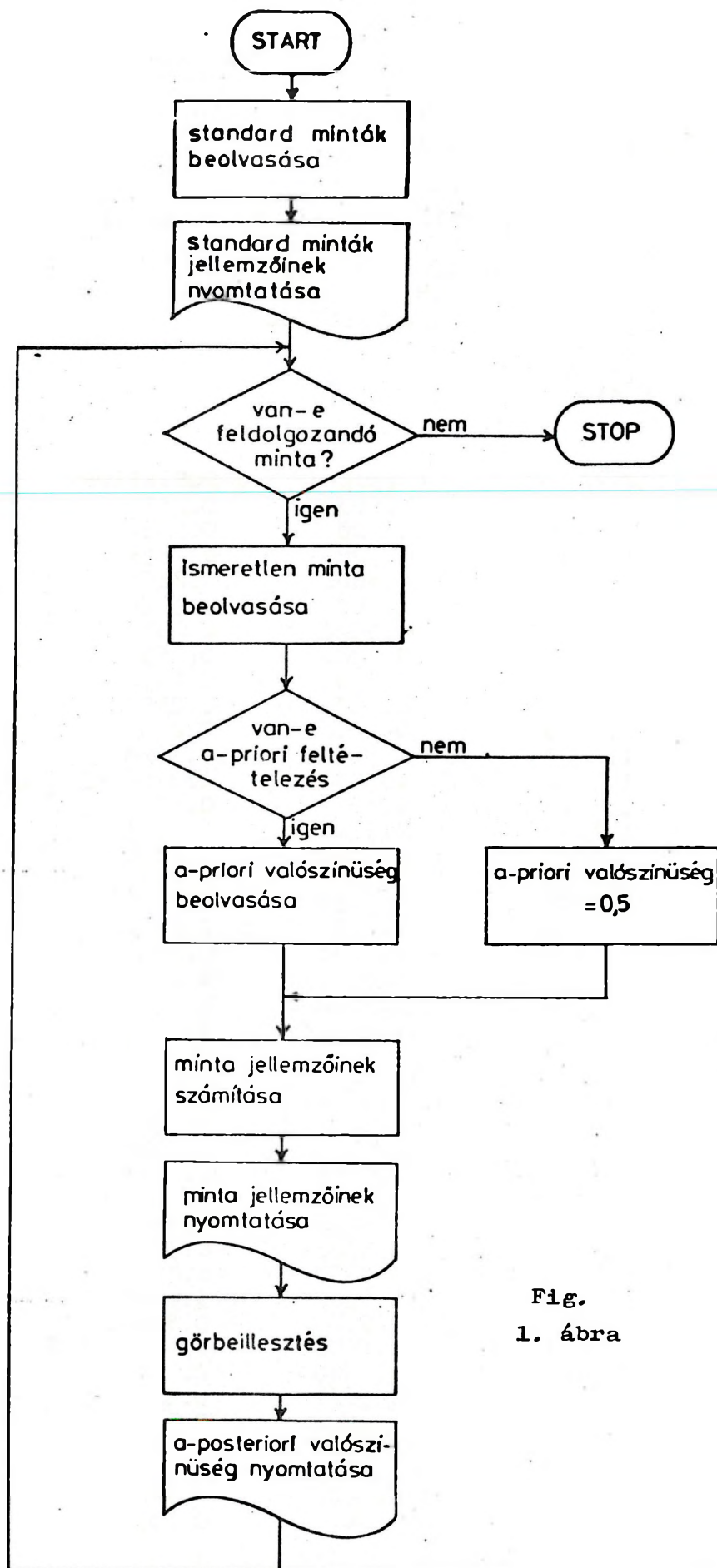


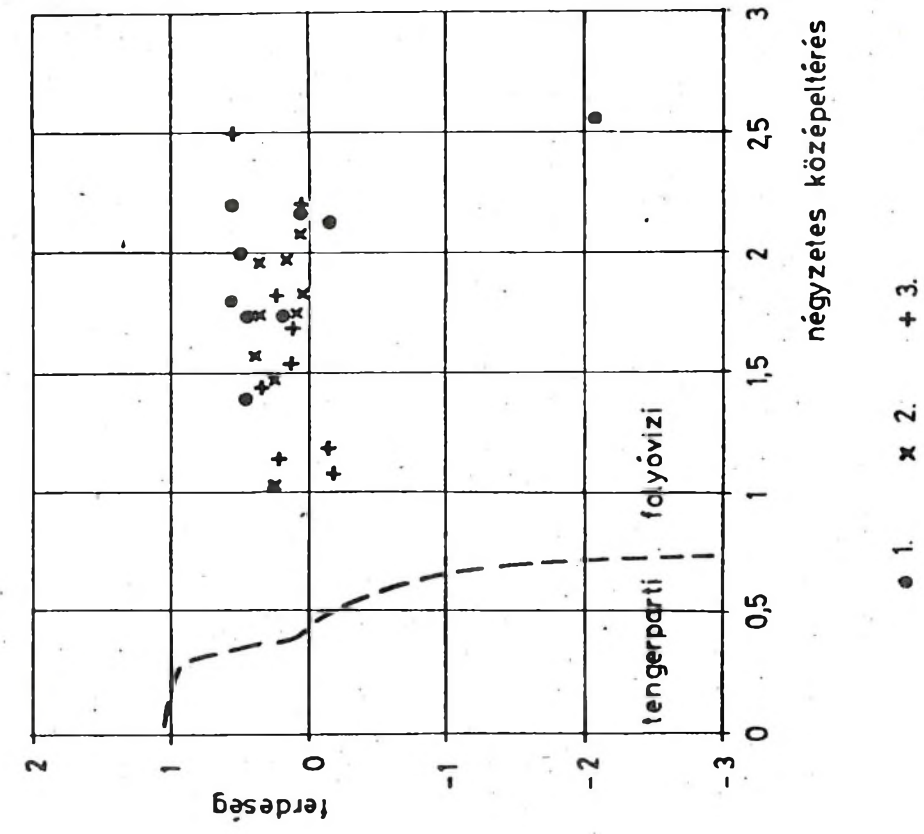
Fig.
1. ábra

41. CSERKUTI HOMOKKŐ TAGOZAT CSERKUT

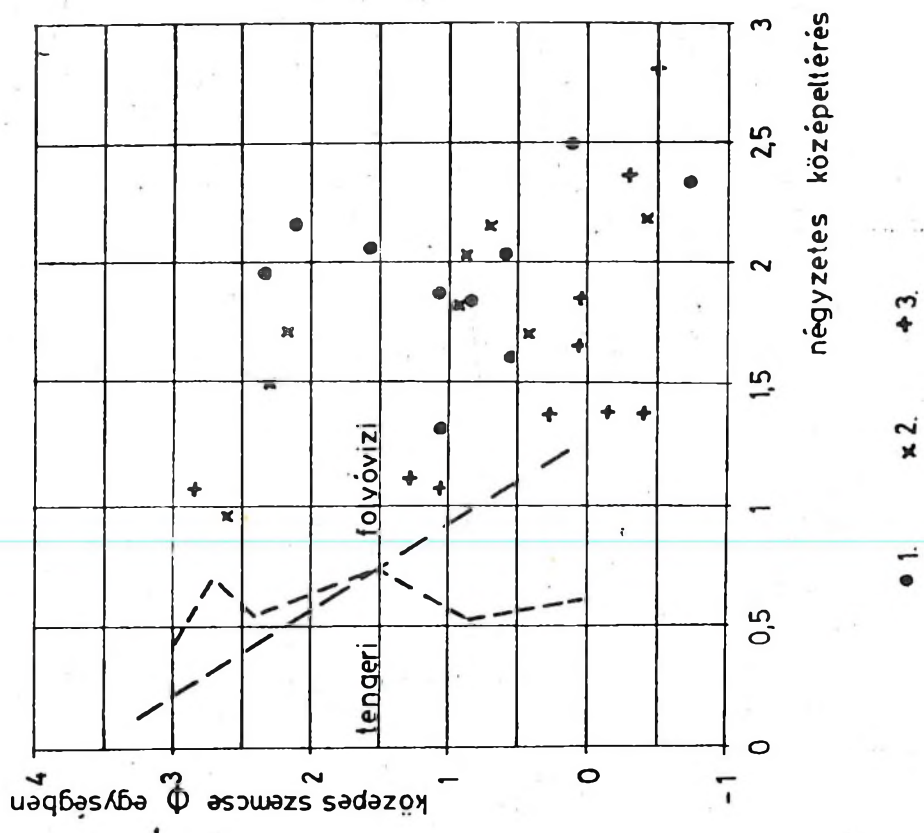
%	DX	φ	KÖZÉPÉRTÉK NÉGYZETES KÖZÉPELTÉRÉS FERDESÉG CSUCSSOSSÁG MEDIAN QUARTILIS NÉGYZETES KÖZÉPELT. QUARTILIS FERDESÉG QUARTILIS CSUCSSOSSÁG EGYSZERŰ OSZTALYOZOTTISÁG EGYSZERŰ FERDESÉG Y1 Y2 Y3 Y4	
				-.3284
				1.4357
1	8.0000	-2.9999		.2968
5	4.8000	-2.2630		1.2454
10	3.8000	-1.9259		-.5849
16	3.0000	-1.5849		.8073
25	2.4500	-1.2927		.1990
50	1.5000	-.5849		.2116
75	.8000	.3219		2.4534
84	.4400	1.1844		1.5506
90	.2700	1.8889		12.0630
95	.1600	2.6438		158.7207
99	.0872	3.5195		-19.5431
				8.7674

SORSZ.	ELTOLÁS /MM/	A-PRIORI	A-POSTERIORI
1	1.3500	0.5000	0.2532
2	1.3900	0.5000	0.3884
3	1.3200	0.5000	0.2694
4	1.1950	0.5000	0.2603
5	1.4650	0.5000	0.3408
6	1.2100	0.5000	0.2630
7	1.3000	0.5000	0.2553
8	1.3300	0.5000	0.2456
9	1.3500	0.5000	0.2592
10	1.2900	0.5000	0.2745
11	1.2000	0.5000	0.2328
12	1.1500	0.5000	0.8907 < 2.MAXIMUM
13	1.1000	0.5000	0.4004
14	1.3000	0.5000	0.3814
15	1.1400	0.5000	0.4306
16	1.1500	0.5000	0.2129
17	1.0800	0.5000	0.3645
18	1.2900	0.5000	0.4294
19	1.3000	0.5000	0.2511
20	1.3300	0.5000	0.4549
21	1.3900	0.5000	0.3841
22	1.2200	0.5000	0.2645
23	1.3300	0.5000	0.2439
24	1.2000	0.5000	0.2255
25	1.1700	0.5000	0.2239
26	1.3250	0.5000	0.2588
27	1.3650	0.5000	0.3305
28	1.3800	0.5000	0.5651
29	1.3800	0.5000	0.5092
30	1.4200	0.5000	0.3451
31	1.3000	0.5000	0.3794
32	1.3550	0.5000	0.3169
33	1.1500	0.5000	0.6467
34	0.3000	0.5000	0.5409
35	3.5000	0.5000	0.9499 < 1.MAXIMUM
36	18.5000	0.5000	0.7441
37	2.3000	0.5000	0.8244 < 3.MAXIMUM
38	11.0000	0.5000	0.4983
39	18.5000	0.5000	0.5213
40	16.5000	0.5000	0.5841
41	20.5000	0.5000	0.5483
42	20.5000	0.5000	0.5334

Fig. 2. ábra



a.)



b.)

Fig. 3. ábra

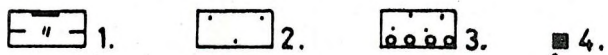
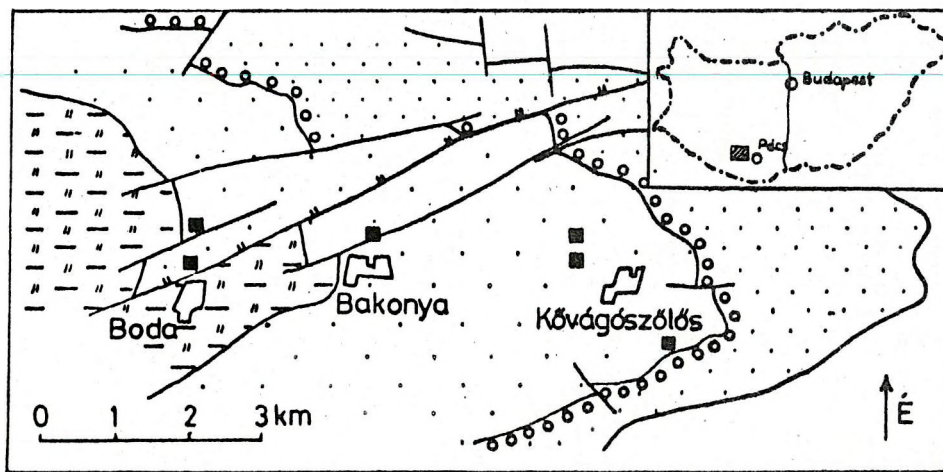
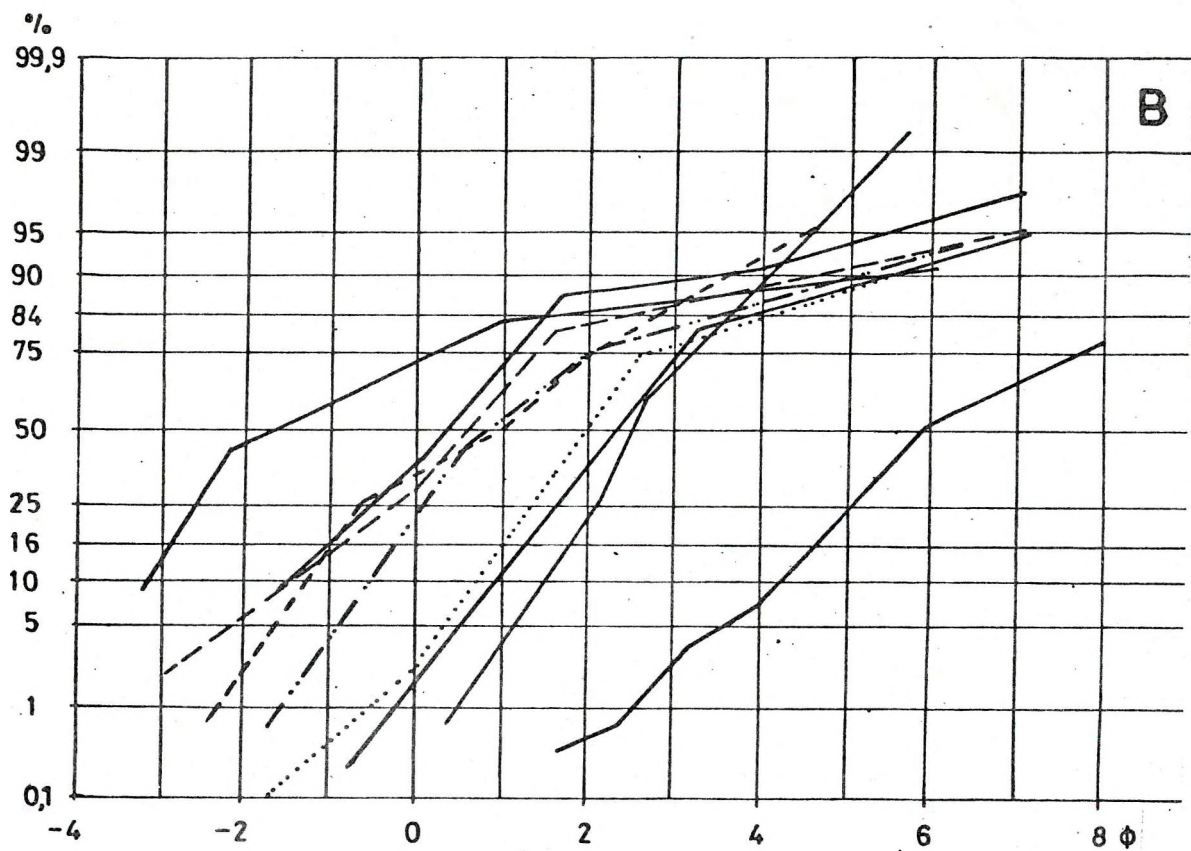
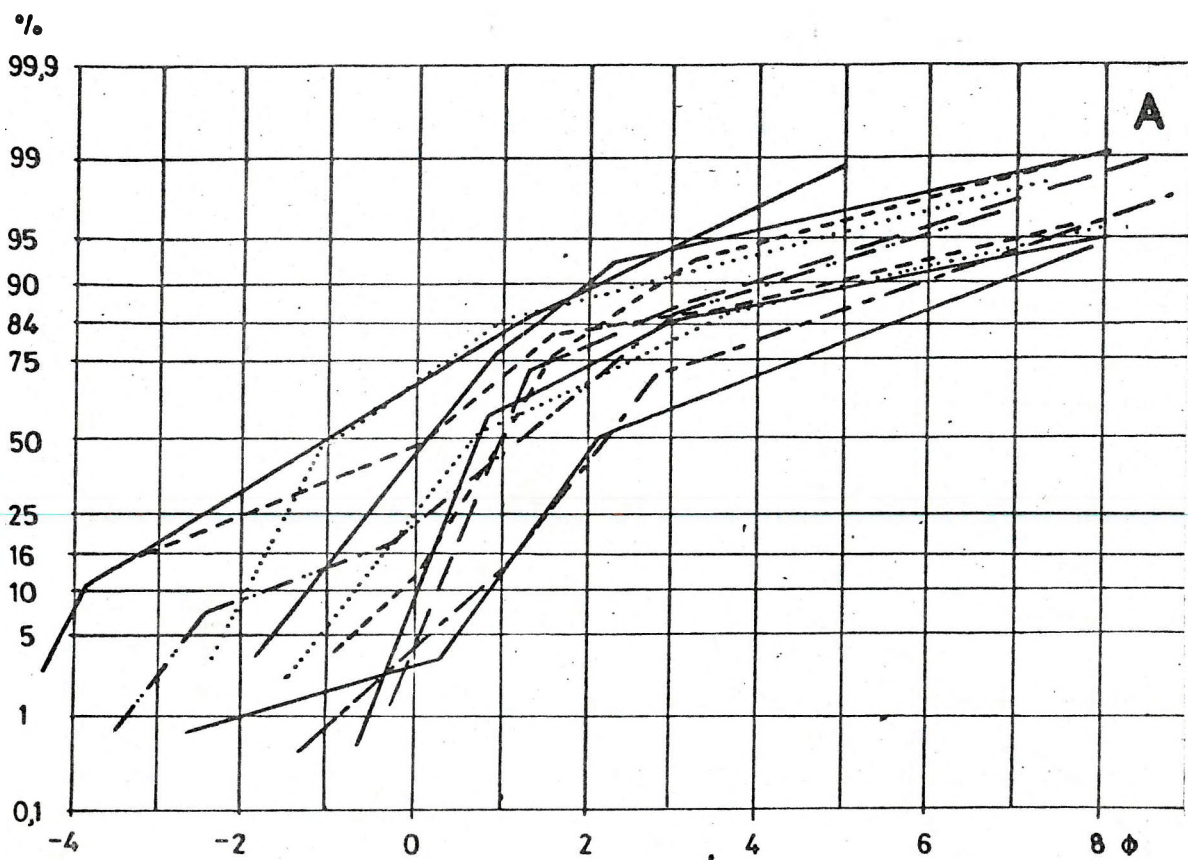


Fig. 4. ábra



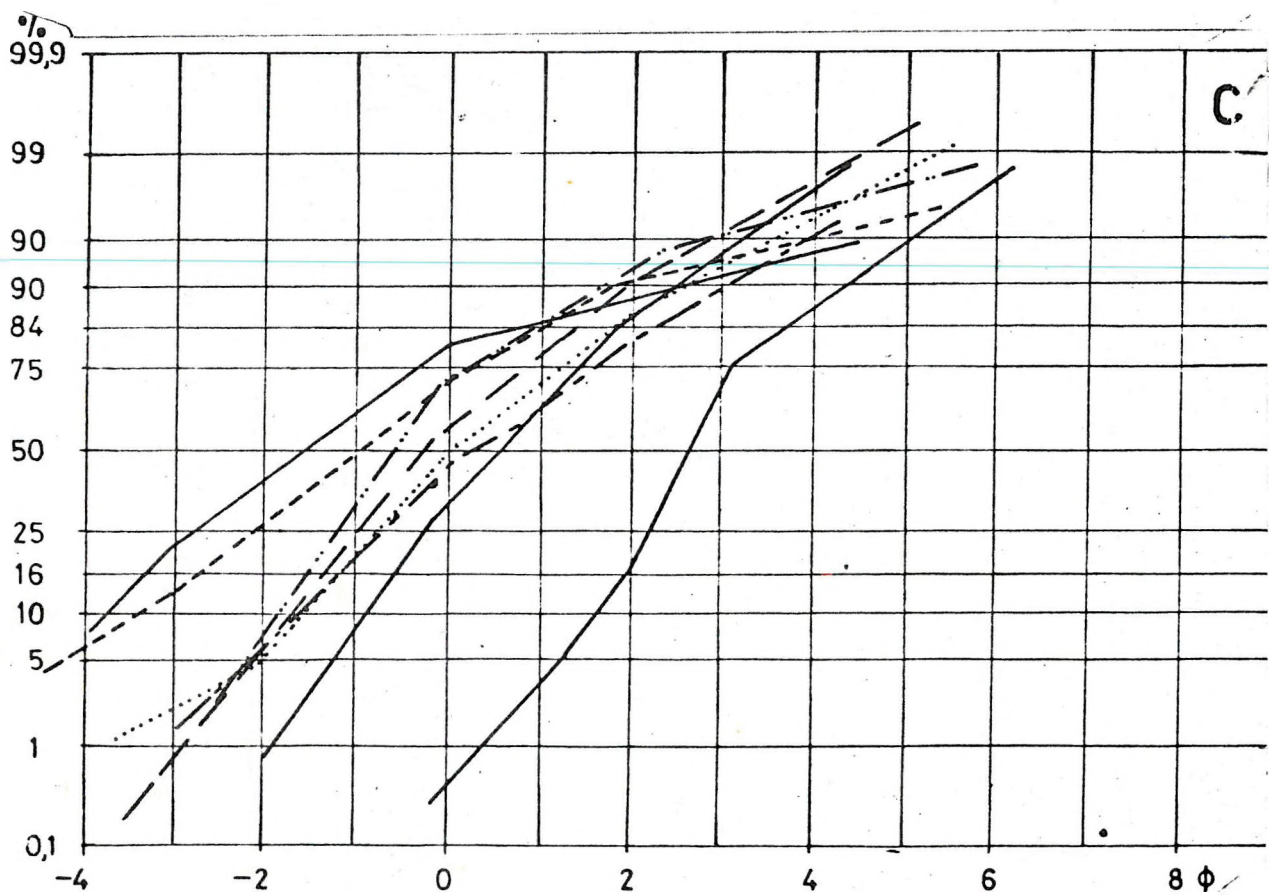


Fig. 5 ábra

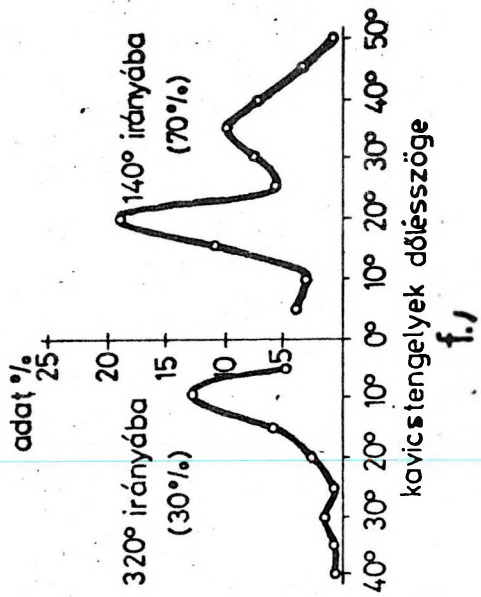
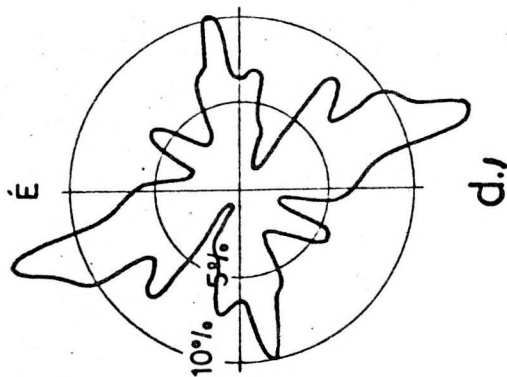
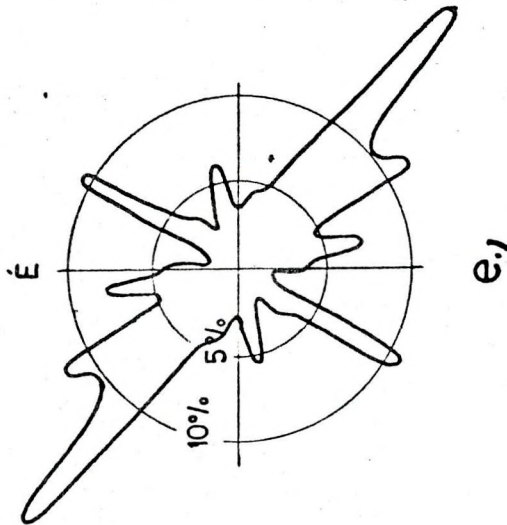
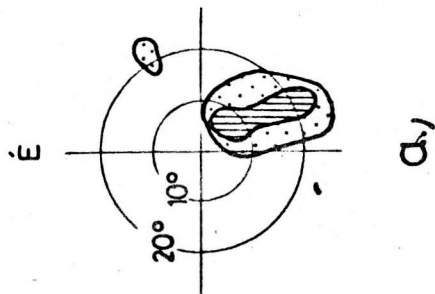
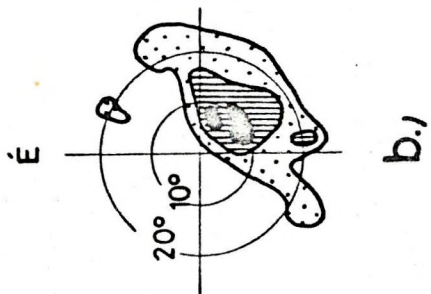
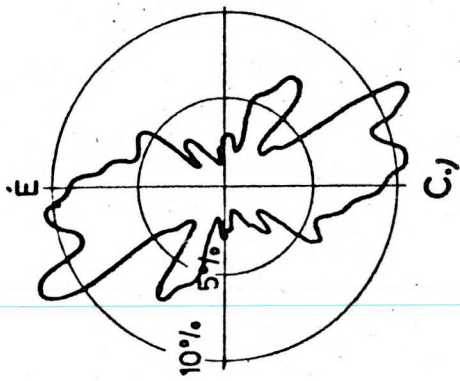


Fig. 6. ábra

MAGYARORSZÁG FÖLDTANI SZERKEZETÉNEK ÁTTEKINTÉSE

Kőrössy László^{x/}

Mots-clés BERGM-CNRS tárgyszavak: Tectonique-d' ensemble, tectogénése, style-tectonique, tectonique-tangentide, Hongrie

Jelenleg a földtani szerkezeti ismeretek nagyarányu fejlődésben vannak, gyakran változnak a nézeteink. A lemeztectonika mind újabb szerkezeti modellek kidolgozását teszi lehetővé és lendületes fejlődésben tartja szerkezeti ismereteinket. Sok még az ismeretlen is, hiszen országunk területének 80%-át fiatal üledék takarja el szemeinktől, egy-egy furás pedig gyakran nem várt eredményt hoz, ami nézeteink átértékelését teszi szükségessé. Ezen a bonyolult földtani szerkezetű területen a szórványos adatainknak egységes képbe való illesztése még nem lehet egyértelmű, több megoldás is lehetséges.

Mégis sok olyan szerkezeti ismeretünk van, amiben szakembereink zöme egyetért. Sok az összegyűlt értékes geofizikai adat és mintegy 6000 mély és 100 000 sekélyfurás tárta fel

x/

Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat 1981. április 22-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1982. július 5-én

a medenceterületeinket. Mindezeket röviden összefoglaltuk és 1:500 000 méretű térképen ábrázoltuk a Kárpát-Balkán tektonikai térkép céljaira. Erről szándékszem beszámolni. Nem törekedhetünk tektogenetikai fejlődési folyamatok fejtegetésére, mert a térkép csak a jelenlegi szerkezeti helyzetet szemlélteti.

Már LÓCZY L. (1918), TELEGGI ROTH K. (1929), VADÁSZ E. (1960), SZENTES F. (1961) és különösen a lemeztektonika alkalmazása óta SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1971), STEGENA L. (1971), WEIN GY. (1969) újabban CSÁSZÁR G. et al (1980) felismerték azt, hogy Hazánk területe olyan szerkezetegységekből, litoszféra lemezdarabokból tevődik össze, amelyek korábban egymástól távol, különböző viszonyok között fejlődtek, ezért felépítésük különbözik. Felismerhető, hogy az eredetileg egymástól távol kifejlődött különböző felépítésű területek regionálisan követhető szerkezeti választóvonalak mentén különültek el (KÖRÖSSY L. 1963) és ezek mentén mozaikszerűen kerültek egymás szomszédságába a földtörténet folyamán, de az ujalpi, posztalpi időkben az egymástól különböző felépítésű területrészek a tektonikai erők hatására már egységesen reagáltak. Ez a fejlődéstörténet a mai felfogás szerint a litoszféra-lemezek, illetve ezek töredékeinek mozgásában nyilvánult meg.

Az ország területén az alábbi szerkezeti egységeket különböztetjük meg:

1. Nyugatmagyarországi egység
2. Kisalföldi egység
3. Középhegységi egység
4. Igal-Bükk-i egység
5. Kaposfői kristályos vonulat
6. Mecsek-Kiskőrös-északalföldi egység
7. Mórágypalföldi kristályos vonulat

8. Villány-délalföldi egység
9. Délmagyarországi kristályos vonulat.

Mindezek ismeretét az alábbiakban foglaljuk össze.

1. NYUGATMAGYARORSZÁGI EGYSÉG

Közismert, hogy az ország NY-i részére átnyulnak a Keleti Alpok központi kristályos övének alsókeletalpi képződményei. A Keleti Alpok alatt Ny-felől folytatódó Penninikum a Kőszegi, Borostyánkői, Vashegyi és Ausztriában a mölterni területen tektonikai ablakként a felszínre jut (SCHÖNLAUB, H.P. 1973). Az ópaleozóos alsó-keletalpi kristályos képződmények folytatásának tartjuk a Soproni hegység csillámpalait, az ezeket áttörő herciniai ortogneisz csoportot és az alpi szerkezeti mozgásfelületeken keletkezett fillonitokat, leukofilliteket is, VENDEL M. (1929), VENDEL M. - KISHÁZI P. (1975), KISHÁZI P. (1975, 1977), WEIN GY. (1971). Ismereteink szerint a csillámpala eredeti kőzete ópaleozóos, esetleg prekambriumi geoszinklinális üledék, a metamorfózisa és granitoid intruziói variszkusziak. Az ausztriai hegységképződéssel itt jelentős vízszintes mozgás, takaróképződés, a gránitoidok gneiszé alakulása, fillonitosodás, leukofillit képződés történt.

FÜLÖP J. (1979) furási adatok alapján ÉÉK-i vergenciával kialakult lapos áttolódási síkokat, takarójellegű szerkezeteket említ, melyhez miocén utáni töréses szerkezetelemek csatlakoznak. A felsőrákosi palaszigetben a Wechsel-sorozathoz lát hasonlóságot, mely milonit övvel érintkezik a soproni kristályospalákkal.

A soproni képződmények a Pinnye-1, Mihályi-4, Mosonszentjános-1 és 2 furások szerint ÉK-felé folytatódnak a neogén üledék alatt és valószínű, hogy a csapodi-váti szerkezeti

választóvonalig követhetők. E választóvonaltól NY-ra a miocén felső részéig kiemelkedő szárazföld volt, csak a legfelső miocén és pannon üledékek takarták el. A csapodi-váti diszlokációs vonallal ópaleozoi bázisos magmás kőzetek vannak kapcsolatban, amire a szombathelyi és váti földmágneses anomáliák és furások szerint az ópaleozoi képződmények magmás eredetű kőzetei utalnak.

A Kőszegi hegységtől D-re a felsőcsatári furások még a penninikumhoz tartozó cáki konglomerátumot találták meg.

A tektonikai térképen a nyugat-magyarországi kristályos képződmények területét az alpi hegységképződéssel átmozgatott variszkuszi szerkezetek csoportjába soroljuk; a Kőszegi hegység óalpi szerkezetegység egyenget alpi átalakulással.

2. KISALFÖLDI EGYSÉG

A csapodi-váti vonaltól K-re a Rába-vonalig, a neogén alatt gyengén átalakult ópaleozóos, anchimetamorf képződményeket tárt fel mintegy 70 mélyfúrás. E képződmények ezen a területen a felszínen nem fordulnak elő. Legrészletesebben BALÁZS E. 1971, 1975 foglalta össze az ismeretüket.

A rétegsor alsó része kovás homokkőpala betelepülésekkel váltakozó szericites kloritpala, szericitpala, aleurolitpala, ezek graptolithesek alapján a szilurba tartoznak, ORAVECZ J. 1964. Az előbbieken főként tengeralatti képződésű diabáz és kloritpala sorozat következik, majd sziderites dörzsbreccsák, végül karbonátos sorozat: devon faunás dolomit és mészmárga-pala, meszes dolomitos szericitpala, grafitos márga. Az eredeti kőzetösszetétel alsórésze agyagos-homokos, a felsőrésze karbonátos geoszinklinális üledék volt, amelybe savanyu- majd bázisos magmás anyag került.

Az egész összletet gyenge metamorfózis érte, valószínűen a breton fázisban, mert a reátelepült karbon-perm üledék (Tét, Szabadbattyán, stb.) már átalakulatlan.

A kisalföldi ópaleozóos vonulat szerkezeti helyzete tisztázatlan, mert még egyetlen furás sem harántolta. Feküjét nem ismerjük, pedig 620 m (Tét-1) illetve 550 m-t (Ikervár-1) furtunk benne. Néhányan föltételezik, hogy a Dunántuli Középhegység ópaleozoikumának folytatása, ahol szinklinális helyzetű, helyetadva a mezozóos üledékképződésnek, míg a Kisalföldön antiklinális helyzetben lennének, amelyről hiányzik a mezozoikum. WEIN GY. 1972 az ópaleozóos képződményeket elnyult antiklinális helyzetűnek feltételezi, amelynek magjában lenne a szilur üledék. A szilur azonban inkább a DK-i részen fordul elő. Azt tudjuk, hogy a szilur-devon képződmények elhatárolódása KÉK-NYDNY irányu, míg a medencealzat mai morfológiáját kialakító ujalpi mozgások ÉÉK-DDNY irányu horszt-graben szerkezetekre tagolták a területet (Ikervár, Mihályi-Répcelak, Ölbő kiemelkedések).

A kisalföldi egységnek a nyugatmagyarországi kristályos képződményektől való elhatárolása a kevés föltárás következtében bizonytalan; csak feltételezhető, hogy a csapodiváti mély vonulat mentén keressük. A bükki furások a devonba sorolt dolomitot, dolomitpalát, szericitpalát találtak; ezeket már a kisalföldi szerkezetegységhez soroljuk. A DK-i elhatároló a Rába vonal, amely mentén az anchimeta-morfitok tektonikusan érintkeznek a Középhegység főleg töréses szerkezetű mezozoikumával.

A Rába-vonal helyét több helyen jól meghatározzák a furások. A kisalföldi része közel párhuzamos a keletalpi Mur-Mürcvonallal, de a Kisalföldi É-i részén csak a komáromi furás érte el a medencealjazatnak a középhegységi triászba sorolt márgás mészkövet.

A szlovákiai geológusok a Rába-vonalat Ógyalláig, innen Párkányig vezetik (GRECULA, P., VARGA, I. 1980). A Komáromtól É-ra mélyült Zeleni Haj-1 furás BIELI, A. és KULEMANOVA, A. 1979 szerint 1652—1756 m közt mészkő és lidit rétegeket harántolt. Ezeket tentaculitesek alapján a középső devonba sorolják, ami a Rába vonaltól NY-ra eső ópaleozoikum folytatását jelentené. BIELA, A. 1978 munkájában viszont ez a rétegsor alsó- középső- és felsőjuraként szerepel.

Az ország területén újra a Börzsöny hegység D-i része alatt ismerjük fel a Rába-vonal folytatását. Ettől D-re a furásokban itt is mezozoikum jelenik meg (Visegrád-1., Nagybátony-1), míg az É-ra levő diósjenői, szécsényi furásokban ópaleozoos képződmények vannak: kovapala, grafitos agyagpala, fillit, biotitos csillámpala. Figyelemreméltó a Márianosztra 14. furás, mely rupélien alatt kárpáti vulkanitokat, ezalatt egerien üledékeket talált. A rendellenes rétegsort fiatal feltolódással magyarázzák (VARRÓK K. 1977), amely a Rába-vonallal lehet kapcsolatban. A paleozoikum-mezozoikum határt, vagyis a Rába-vonalat a földmágneses térképen élesen jelentkező Diósjenő-Érsekvadkert-Balassagyarmat mágneses maximum D-i szegélye jelzi. A mágneses maximum a furások szerint a kristályos medencealjzattal azonos. Innen ÉK-felé Salgótarján, Susa vidékéig követhető (ZELENKA T. 1977). Itt is, mint a Kisalföldön, pliocén alkali bazaltok kísérik.

A Rába-vonal folytatásának talán a Rozsnyó-vonal tekinthető (GRECULA, P., VARGA I. 1980), amely mentén a délgömörida egység mezozoikuma rápikkelyeződött a Gömör-Szepesi érc-hegységnek a herciniai Rakvec kristályospala sorozatára. Az utóbbit a kisalföldi anchimetamorfitekkel lehet párhuzamosítani.

A mélyszerkezetre szeizmikus és magnetotellurikus adataink vannak: a Bakony alatt megvastagodott kéreg és kb. 10 km

mélységben levő jólvezető réteg a Rába-vonalnál kiékelődik, megszűnik (ÁDÁM A. 1981).

Térképünkön a Kisalföldi Egység a paleoherciniai-herciniai szerkezetegységhez tartozó alzatu neogén medenceként szerepel.

3. KÖZÉPHEGYSÉGI EGYSÉG

A Kisalföldi egységtől a Rába-vonallal elválasztott és a Balaton-vonalig terjedő területet nevezzük Középhegységi egységnek. Legidősebb képződménye a kambriumba helyezett Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció (MAJOROS GY. 1969), amelyen faunával bizonyíthatóan folyamatos tengeri szilur-devon üledékképződés folyt. Ennek terméke alul finom törmelékes terrigén, felül pedig tengeri mészkő.

Az üledékképződés a hercin orogén mozgással megszűnt. A rétegsor enyhén meggyűrődött, epizódos metamorfózis érte: fillit, szericit- és kovapala, kloritpala, kristályos mészkő és metakonglomerátum keletkezett. A szabadbattyáni vizi-faunás alsókarbon bitumenes mészkő, diszkordáns az előbbieken és már nem metamorf. Ezért az átalakulást a breton fázis idejére teszik. Valószínű, hogy a Balatonfelvidéken a litéri-vonalnál felszínre kerülő diabáz-porfirit is ehhez a sorozathoz tartozik, és a Kisalföldön aljzatában a devonba sorolt diabázok is párhuzamosíthatók velük.

A gránitbnyomulásokat a szudeta fázishoz sorolják (Velenicei hegység, Ságvár, Somogyszentpál, Buzsák).

A középhegység ópaleozoikumát néha párhuzamosítják a Kisalföld ópaleozói anchimetamorfitaival. A kor és némi kifejlődésbeli hasonlóság mellett azonban különbségek is vannak.

Pl. a Kisalföldön nem ismerünk kövületes alsókarbont, ott az anchimetamorfitokat diszkordánsan permii üledék fedi és hiányoznak a gránitintruziók is. A Rába-vonal több tekintetben egymástól eltérő fejlődéstörténetű ópaleozoikumot választ el.

A Középhegységre jellemző a kb. 8500 m vastagra becsült paleo-mezozóos üledékképződés. Ebben a tengeri karbonátos triász van tulsúlyban. A törmelékanyag elmaradt, az egykori partvonal ma ismeretlen helyen volt. A lábai-fázis idején vertikális mozgások nyomait lehet felismerni (NAGY E. 1971) elsekélyesedés és alkalitrachit magmatizmus (RAVASZ CS. 1973) kísérte a mozgásokat. Az ókimériai fázisban oszillációs mozgások ismerhetők fel. A prealpi és óalpi képződményei az ausztriai orogén fázis idején nagyon erősen diszlokálódtak. Bonyolult töréses pikkelyes szerkezetek jöttek létre és regionális lapos szinklinális keletkezett, melynek K-i szélén a felszínre került NY-i szélén furásokból vált ismertté a paleozóos feké (Tét, Vaszar, Takácsi, Alsószalmavár). A szinklinális mélyebb tengelyzónájában megvanak a fiatalabb mezozóos (jura-kréta) rétegek. A szinklinális DK-i szárnyát az ÉK-DNY csapású litéri-áttolódás (PÁVAI VAJNA F. 1930) zavarta meg. E mentén az ÉNY-i rész alsó-triász-perm öszlete, sőt nyomokban a fillit-diabáz is, rátolódott a D-i oldal felsőtriászára. A rátolódás a cenomán-szenón közt, az ausztriai mozgásokkal történt.

A paleogén-neogén mozgások diszjunktív haránttöréseket hoztak létre amelyek a Bakony nagy szinklinálisát feldarabolták. E mozgások hatása követhető DNY-on is a medenceüledékekkel eltakart területeken, ahol haránttörések mentén preneogén kiemelkedő gerincek és árkok keletkeztek. DK-en ilyen lesüllyedt rész a Zalai medence alzata, ahol 2—5 km mély neogén üledék alatt több ÉNY-DK irányú gerincszerű kiemelkedést ismerünk. Ezek folytatódnak a Zalai-medencétől, Nagylengyeltől ÉK-felé a neogén üledék alatt az andrászhidai, nagytila-

ji, káldi, takácsi gerincekben, amelyek ÉNY-i csapásiránya a Rába-vonalig nyomozható, ahol elmetsződnek a Kisalföldi egység ópaleozóos alzatának említett ÉÉK-DDNY-i szerkezeti irányjaival.

Nagyobb haránttörések különítik el a Keszthelyi hegységet, ahol az ausztriai-larami fázisban ÉK-i tengelyű felboltozódás, ÉNY-i általános dőlés, a stájer orogénben pedig É-D-i csapású törések jöttel létre BOHN P. 1979).

Nagyobb haránttörés a Bakony és Vértes közötti Móri-árok, amely ÉNY-felé a szigetközi Duna-ág irányába folytatódik DK-re pedig a Sárviz völgyével párhuzamosan nyomozható. A Móri-árok többszöri kiemelkedés és süllyedés területe, amit ma is egyik legaktívabb földrengéses területnek ismerünk.

A Vértes és Gerecse hegység között találjuk a Tatai-haránttörést, melynek valószínű DK-i medencealjzati folytatása a Váli-viz völgyének irányában követhető.

A Középhegységi egység ÉK-felé a Vértes, Gerecse, Pilis és Budai hegységeken át az Esztergom-pilisi törésvonalig van felszínen és csak a Nagyszál és Nézsai-rögben jelenik meg újra. A mélyben azonban folytatódik, Szentendre, Visegrád, Göd, Gödöllő, Tura, Nagybátony stb. furásokkal feltárt területen és a Börzsöny hegység D-i része alatt, ahonnan a Délgömöridák felé követhető. DK-i elhatárolója a Balaton-Darnó vonal, mely itt Tura és Tóalmás között húzódik a K-i Mátra felé.

A Vértes hegységet a Móri-árok és a Tatai-törés között egy szinklinális DK-i szárnyának tekintik, melynek tengelye a hegység ÉNY-i részén húzódik. A szinklinális ÉNY-i szárnya lesüllyedt és paleogén-neogén rétegek takarták el. A DK-i előtér furásai feltárták a Bakonyból ismert fillit-

sorozatot és a perm-alsótriász rétegeket. A hegység maga fiatal szegélytörései mentén a középsőtriász rétegek szintjéig kiemelkedett. A réciai emelet és a liász között az ókimmériai mozgások kiemelkedést, breccsaképződést, hézagos alsóliász rétegsort eredményeztek. Észlelhető az ujkimmériai mozgás hatása is: a titon calpionellás mészkövet vékony berriasi breccsa fedi (Vértessomlyói furás). TAEGGER H. (1909) megállapította, hogy a Vértés főleg töréses szerkezetű, a hajlitott formák alárendeltek. A felsőtriász földolomit látszólagos nagy vastagságát töréses pikkelyes szerkezettel magyarázta. Az eocén előtti mozgásokkal jött létre a scmlyószári vető, a gánti-móri árkos törésrendszer, a tatabányai katlan és a vértessomlyói medence.

A Vértés és Velencei hegység közt, a Vértés DK-i előterében, a Zámolyi-medence alzatában folytatódik a Balatonfelvidékről ismert fillitsorozat és perm-triász üledéksor. Viszont az ÉNY-i előterében (Nagyigmánd, Kocs, Dad) a neogén és paleogén rétegek alatt 100—600 m mélységben mezozoos képződmények következnek. A medencealzat formáit jól követik a gravitációs Bouguer-anomáliák, ezekből törésrendszerrel kialakult árkok-sasbércek jelenlétére lehet következtetni.

A Gerecse hegység a Tatai-törésvonal és É-on a nagy dunai, vagy esztergomi törés között, nagyobb összetört tábla, melyben DNY-ÉK-i és ÉNY-DK-i irányú törések mellett É-D-i irányú, a neogénben is aktív vonalak is gyakoriak. Az újabb furásokkal (Zsámbék-46) feltolódási vonalat is megállapítottak (VÉGH S-né et.al 1981) amely mentén a ladini dolomit alatt tektonikus breccsa, májdn felsőtriász karni dolomit és karni márga következik. A feltolódási vonal a Balatonvonallal közel párhuzamos, de kétoldalán nincsen kifejlődésbeli különbség. A hegység felépítésében jelentkezik az ó- és ujkimmériai mozgás hatása, rövid ideig tartó kiemelke-

déssel. A Gerecse DK-i előterében furások és geofizikai mérések alapján megszerkeszthető a mezozoikum felszínének térképe (SZABADVÁRY L. et al 1975) amelyben ÉÉNY-DDK-i, valamint erre közel merőleges irányú törésrendszer magasrögök és árkok sorozatát alakította ki.

A Középhegységi egység ÉK-felé a Budai és Pilis hegységben folytatódik, ahol nagyobb haránttörések, mint az Ördögárok, a Vörösvári-törés, jól kivehetők a Pesti-sikságon is és részben a Duna-Tisza Közén is. A Pesti-sikságtól É-ra a Cserhát hegység andezittelérei és patak völgyei követik a haránt-töréseket.

A Pilisi-törés mentén ÉK-felé mélybesüllyedő középalpi-óalpi szerkezet helyet ad a paleogén medencének és miocén vulkáni hegységnek. A pilisi töréstől É-ra levő terület lesüllyedése az eocénben megindult (larám-fázis) az eocén üledék elterjedése szerint (Szentendre, Papsziget-1 furás) és folytatódott az oligocénben. A miocénben a stájer mozgásokkal keletkezett törések mentén andezites vulkáni tevékenység indult. A pilisi törés SCHEFFER V. (1963) szerint a Kraisztida lineamens (BONCSEV E. 1958) folytatása. Később BENDEFY L. (1965) a Kiskárpátokat É-on elhatároló ölvedivonallal kötötte össze. WEIN GY. (1969) a kraisztida összeköttetést kétségbe vonta, mert DK-felé nem látott összeköttetést. FUSAN O. et al (1971) szerint a Pilis-vonal folytatása kimutatható a Kisalföld K-i részén a neogén alatt, ahol az idősebb kristályos képződmények csapásiránya megváltozik. Ez a törés a miocénban élesen elkülönítette a Dunazug és Budai hegységet. Feltűnő, hogy a Budai hegységben miocén vulkanitokat nem találunk, eltekintve a kevés tufától.

A Duna-balparton a Duna folyásával szinte szemben folyó patakok völgyei (Rákos, Szilas, Szódi patak, palotai Sós patak, Csömöri patak, Teceviz stb.) az ÉNY-DK-i irányú törés-vonalakra utalnak (SCHAFARZIK F. - VENDL A. 1929). Távolabb

DK-felé a Galga és Tápió völgye jelöli a törések irányát a Tiszáig, a turai furások szelvényében erőteljesen jelentkezik a törés. A Pilisi-törésnek mintegy K-NY-i folytatása a nagy esztergomi törésvonal, amelytől É-ra a csehszlovákiai Kisalföld DK-i része alatt több km mélységre került a közephegységi mezozoikum.

A Középhegységi egységben ÉK-felé további haránttörések ismerhetők fel, a Tápió-vonal és a Nagyszál tömegét felszínrehozó Galga-vonal után ilyen a Zagyva-vonal stb. ugyszintén a Salgótarjáni-medence sűrű ÉNY-DK-i törései is. Ezek helyei és irányai jól egyeznek az ORAVECZ J. (1978, 1981) és CZAKÓ T. (1980) által műhold-felvételekről szerkesztett lineációval.

A Balaton-vonal, mely a Középhegységi egységet DK-en elhatárolja a Bakony alzatához sorolt kristályospala-gránit övtől, DK-re huzódik. Lefutása bonyolult lehet, mert az Alcsutdóboz-2, Tabajd-5 furások szerint a Bicskei-medence alzatában megvan az Igal-Bükki egységre jellemző tengeri felsőperm, tehát vagy a Balaton-vonal kerül haránttörések mentén eltolódva a Bicskei-medence alá, vagy a felsőperm tenger transzgredált a nagyszerkezeti választóvonalon túlra, (WEIN GY. 1977) nagyobb vízszintes mozgásokat említ. Budapesttől D-re a Balatonvonal keresztezi a Dunát. Innen még kevésbé ismert, de a geofizikai térképeken követhető vonalon huzódik a Mátrához, ahol a Nyugati- és Keleti Máttra közt, majd a Darnó-vonalban folytatódik.

A Balaton-vonalat az Északi- és Déli Alpokat elválasztó Periadriai-lineamens folytatásának (BENDEFY L. 1968, WEIN GY. 1969, LAUBSCHER H.P. 1971), transzkurrens törésnek (WEIN GY. 1978), vagy szubdukciós sebhelynek (SZÁDECZKY KARDOSS E. 1971, 1973) tekintik. E lineamens kréta-paleogén tonalitövének folytatásában granodiorit, kvarcdiorit és hiperszténandezit fordul elő, ide soroljuk a hahótedericsi

granodioritot, a pusztamogyoródi és gelsei szubvulkanitokat és ujabban (SZEPESHÁZY K. 1977) a felsőeocén hipersténandeziteket, melynek néhány kitörési centrumát is ábrázolni tudjuk.

Térképünkön a Középhegységi egység prealpi-alpi szerkezet, posztalpi átdolgozással.

4. IGAL-BÜKKI EGYSÉG

A Balatonvonal és a Középmagyarországi (Zágráb-Zemplén) vonal közti területet soroljuk ide, mely ismertetői szerint (SCHRÉTER Z. 1959, HORUSITZKY F. 1961, BALOGH K. 1961, WEIN GY. 1967, 1969, 1973, stb.) a Bükk hegységtől DNY-ra a délalpi kifejlődésű Karavankákhoz, Juli alpokhoz, illetve dinaridákhoz kapcsolódó öv. Szerkezeti helyzete nem teljesen tisztázott, mert csak ÉK-i része van felszínen és bár több mint 100 furás mélyült a területén, ezek alig hatoltak az idősebb rétegekbe. Ilyen furások: Jászberény, Nagykáta, Sári, Bugyi, Dinnyás, Tab, Karád, Buzsák, Táska, Belezna, Letenye, Ujfalu, Igal, Tamási, Mernye, Mezőcsokonya, Inke, Pat, Bajcsa stb. vidékén mélyültek és bizonyítják az ide tartozó tengeri karbon, perm, triász meglétét és elterjedését.

A Bükk hegység, Uppony és Szendrői hegység nyílttengeri paleozoikuma, agyagos, tufás, főként mészköves (rakacai márvány stb.) üledékei igen kistengeri átalakulást szenvedtek (BALOGH K. 1964). Az átalakulás kora ÁRKAI P. (1977) szerint herciniai. Az alsópermekben homokos kifejlődések kiemelkedésre utalnak (asturiai-saali mozgás), de a felsőperm sekélytengeri. A pfalzi mozgásnak kevés nyoma van. Az alsótriászban meggyorsult az üledékképződés. A lábai fázis hatása a felsőanizuszi-ladini emeletekben bázisos és savanyu magmaműkö-

déssel jelentkezett. A felsőtriászban a terület nagyrésze kiemelkedett. A Dunántulon a Vajta-1 furás a paleozoikumba sorolt kristályos dolomitot talált. A jura a szerkezetegység területén csak foltokban van, a Bükkben, és a Dunántulon Táska és Liszó furásokban. Alsókréta üledéket a Tolnanémeti furás talált. Valószínűleg a cenoman-turonban keletkezett a szarvaskői bazisos magmatit, aminek nyomait Tóalmás-2, Inke-9, furásokban is észlelni lehetett és talán azonosak az Alföldön is előforduló krétakori diabázokkal. A Bükk hegység környéke az ausztriai és szubhercin fázisban meggyűrődött, pikkelyeződött (BALOGH K. 1964) a felsőkréta transzgresszív és gosau fáciesben diszkordánsan fedi az előzőleg diszlokált képződményeket.

A Bükk hegység és környékének szerkezetét zömökben D és DK-felé átbuktatott bonyolult redők és pikkelyek jellemzik (BALOGH K. 1964), szerkezeti főtengelye a Bélapátfalva-Garadnavölgy közti északbükki antiklinális, mely délfelé részben átbuktatott redő. Ennek a boltozatnak a D-i szárnyában van az Éleskővár D-DK felé irányuló rátolódási vonal. Az É-i szárnyon Hámor-Kaszáskut vidékén vannak nagyobb rátolódások. Bonyolítja a szerkezetet a Kemesnye szinklinálisa, a Koponyahegy DK-felé átbuktatott pikkelye, D-en a Bükkfennsík D-felé átbuktatott szinklinálisa. A hegység DK-i szélén négy anti- és szinklinális vonulatát figyelték meg. Az egész hegységet fiatal ujalpi, posztalpi peremtörések határolják. Az ÉNY-i szélén a Darnó-vonal mentén a Bükk hegység egész tömege rátolódott az alsó-középső miocénban a szomszédos oligocén medencerész szélének 1—1,5 km vastag üledékösszletére.

WEIN GY. (1969) a középsőtriász bazisos vulkanitjait ofiolitoknak tekintette és az egész szerkezeti övet egy paleozoos-mezozoos eugeoszinklinális összeszükült maradványának tartotta, melyben a karbontól a felsőtriázig lényegében folyamatos volt az üledékképződés és csak az ókim-

mériai mozgások emelték ki. Ujabban kisebb litoszféra-lemez darabnak tekintik. Mások kétségbevonják önálló létezését és valamelyik szomszédos területhez csatolják (MAJOROS GY. 1980, KASSAI M. 1980).

Az Igal-Bükki egység DK-i határa a Középmagyarországi szerkezeti választóvonal. Ennek létrejöttére SCHEFFER V. 1959 utalt először, mint a geomágneses és gravitációs méréseredményekben is jelentkező diszlokációs övre, és Inke-Ragmec vonalnak nevezte el. Részletesebben WEIN GY. 1967, 1969, 1978 írta le Zágráb-Zemplén vonal néven, felismerve nagyszerkezeti választóvonal jellegét. BENDEFY L. 1965, prevariszkuszi eredetű, később újraéledt lineamentumnak, hazánk legfontosabb szerkezeti vonalának tekintette, mely K-re a Szamos vonalig és a Kárpátokon túl is követhető. SZEPESHÁZY K. 1975, Középmagyarországi nagyszerkezeti vonal néven említi, amit ofiolitok kísérek és különböző fejlődéstörténetű egységeket választ el. Összefoglalta a vonal két oldalán levő területek lényeges különbségeit: megszűnnek az alpi kapcsolatok és déli, keleti hasonlóságok lépnek előtérbe. Jelenlétére a gravitációs és magnetotellurikus mérések szolgáltatottak mélyszerkezeti adatokat (ÁDÁM A. 1981).

A Középmagyarországi-vonalat medenceüledékekkel takart miocén mészkálai vulkáni öv kíséri: Letenye, Szentá, Mezőcsokonyá, Igal, Nagyszokoly, Kulcs, Örkény és a Tokaji hegység Nyírség vonaláig (KÖRÖSSY L. 1970). Figyelemre méltó, hogy a szerkezeti vonaltól ÉNY-ra eső területen az ópaleozós képződményeket a variszkuszi ciklusban gyenge zöldpala fáciesű átalakulás érte (ARKAI P. 1977, 1981), míg DK-re ezek az üledékek (Szalatnak-3, stb.) átalakulatlanok, (JANTSKY B. 1979).

Térképünkön a szerkezetegység É-i része (Szendrői hegység és környéke) variszkuszi, DNY-i része alpi szerkezetként szerepel, nagyrésztben neogén medenceüledék alatt.

5. KAPOSFŐI KRISTÁLYOS VONULAT

A Középmagyarországi-vonaltól DK-re három kristályos vonulat közt két üledékes szerkezetegységet találunk. Ezek eltérő felépítésűek az előbbi kelet- és délalpi rokonságu területektől és déli, keleti kapcsolatok ismerhetők fel bennük.

A Középmagyarországi-vonaltól D-re meg-megszakadva ismerjük azt a kristályos vonulatot, amelyet SZALAI T. 1958. Lóczy-küszöbnek, majd Lóczy-hátnak, WEIN GY. 1967. pedig Kapos-mágocsi kristályos vonulatnak nevezett; itt az első feltáró furás után (Kaposfő-1, 1940) röviden Kaposfői-vonulatnak nevezünk.

Ennek a vonulatnak legjobban a NY-i részét ismerjük, ahol sok furás tárta fel és ahol a babócsai, szigetvári vonalak által ÉNY-DK-i "dinári" irányu rögvonulatokra tagolódik. JANTSKY B. (1979) részletes vizsgálatai szerint proterozóos palákból áll, amelyekkel valószínűleg tektonikusan érintkező felsőkarbon üledékeket tártak fel a Komló-1, Kálmán-csa, Szulok, Kisdobsza, Darány, Téseny és Bogádmindszent környéki furások. Néhol paleozóos, mezozóos, de legnagyobb részben csak neogén üledék fedti. A Mecsek hegységtől É-ra a kaposfői furásban gyüredezett muszkovitos kvarcit, JANTSKY B. szerint diaftorit és a mágocsi furásban vörös gránit, Szalatnak-3 furásban átalakulatlan kövületes szilur mállási övvel fedett nagyszemű gránit fordul elő (WEIN GY. 1967). ÉK-i folytatása bizonytalanabb, a dunaujvárosi furásban csillámpala és gneisz-gránit előforduláson át Soltszentimrén kvarcit, csillámpala és gránit, kecskeméti, nagykőrösi, ceglédi gránit, gneisz, migmatit előfordulásokig ismerjük az elterjedését. Az ÉNY-DK-i kecskeméti haránttörésekkel érintkezik a Szolnok-mármarosi flis vonulattal; valószínűleg alatta folytatódik.

A kaposfői kristályos vonulat ÉK-felé való tovább folytatása bizonytalan. BALOGH K. (1964) feltételezi, hogy a Bükk hegységtől D-re kristályos tömeg van jelen, amit északalföldi kristályos rögnék nevezett. Erre a szerkezeti viszonyokból és az oligocén-miocén alapkonglomerátumokból következtetett. Távolabb, talán a Zempléni Szigethegység (Vily, Regmec) vagy ÉK-re a Komoró-furás kristályos kőzetei felé lehet kapcsolata. JANTSKY B. (1978) említi, hogy a Vilyvitánynál felszinenlevő amfibolit, migmatit kora (PANTÓ G. és KOVÁCH A. 1967) valamint metamorf fáciese egyezik a ceglédi-mecseki gránitosodott kristályos kőzettel. Kérdés, hogy ez a csak szaggatottan ismert kristályos vonulat mennyiben összefüggő és önálló szerkezetegység.

A kaposfői kristályos vonulat D-i elhatárolója az Északmecske-Páhi nagy szerkezeti választóvonal. A Páhi NY-1 furás ebbe a tektonikai övbe mélyült. Az alsópannon üledék alatt 1114 m-ben bádéniai agyagmárga-mészmárga és breccsa alatt alsókréta diabáz, majd ismét 40 m vastag bádéniai üledék következett; alatta 150 m vastag alsójura és felsőtriász kövületes mészkő és breccsa fordul elő. A felsőtriász alatt, — mely tektonikusan nagymértékben igénybevett kalciteres mészkő, dolomit és mészmárga —, ismét bádéniai agyagmárga következik, a furás 1602 m mélységben ebben ért véget.

A proterozoikumba, prekambriumba helyezett (SZEPESHÁZY K. 1968, JANTSKY B. 1978, MESSZÉNA B. 1978) migmatitok, gránitgneiszek, gránitok felett a történelmi szerkezeten (Tö-11 furás) az előbbieknél fiatalabb, valószínűen ópaleozóos epimetamorf agyagpalát, homokkőpalát, fillitet találtunk.

A Kaposfői kristályos vonulat a Mecsek hegységtől ÉK-re a bátaszéki haránttörés vonalak mentén ÉNY-felé eltolódott. Emellett még több haránttörés keresztezi, legnagyobb a Kadai miocén árok, melyben 250 m-nél vastagabb bádéniai

üledék van és a Kecskeméti-vonal, ahol a kristályos vonulat a flis alá merül. Mindezeknél az 1908, 1911, 1937 évi ismétlődő földrengések tanúsága szerint a jelenkorban is nyugtalan a kéreg.

A kaposfői kristályos vonulat térképünkön: neogén üledékel takart prebajkáli szerkezetegység, amelyet erős alpi hatás ért.

6. MECSEK-KISKÖRÖS-ÉSZAKALFÖLDI EGYSÉG

Ezt az üledékes övet NY-felé a szigetvári-haránttörés határolja az előbbi kristályos vonulat NY-i részétől, ÉNY-i határa az Északmecsek-Páhi vonal, míg D-en a Mecsekalja-Szolnok-Ebes vonal választja el a Mórágymiske-Szank stb. kristályos vonulattól. Jellemzi a vastag felsőpaleozoikum, mely a Villány-szalatnaki haránttöréstől DNY-ra különösen vastag (KASSAI M. 1973), továbbá a törmelékes felsőtriász kifejlődése és ennek a K-i részéről való hiánya, a jura gresteni és foltosmarga kifejlődése, az alsókréta kiemelkedése és bázisos magmás kőzetei. A mecseki felsőtriász és liász faunája (GÉCZY B. 1973, 1975) és mikroflórája (BÓNA J. 1972) különbözik a Középhegységi egységtől, köztük "flóraválasztó tengert" vagy nagyobb vízszintes eltolódást (WEIN GY. 1978) lehet feltételezni. Jólismert felszíni kibuvása a Mecsek hegység, ahol két nagyobb szerkezeti egységet ismerjük, a Nyugati-antiklinálist és a Kelet-mecseki (Zengő) szinklinálist, körbefutó csapással. E két egységet a szalatnaki törés (KASSAI M.) választja el, amely mentén a K-i rész É-ra eltolódott (SCHMIDT E.R. 1954). A NY-i rész szerkezetiránya közel K-NY-i, a K-i részé DNY-ÉK-i. A Mecsekben a lábai fázis kiemelkedést okozott; a ladini üledék regressziós, agyagos, növénylenyomatos homokkő, a felsőtriászból delta-üledék maradt. Az ujkimmériai mozgás szin-

szedimentációs gyűrődést (WEIN GY. 1976) a pregosai gyűrődést, a széleken pikkelyeződést és töredezettséget, a szávai fázis töréses elmozdulásokat, a stájer fázis epirogén jellegű mozgásokat, dilatációt, medenceképződést és gyengébb gyűrődést okozott (HÁMOR G. 1966). A rodáni fázisban a hegység szélein erős pikkelyeződés az ó- és középalpi szerkezeteknek pannon rétegekre tolódása figyelhető meg. Mindez részleteiben bonyolult szerkezetet hozott létre.

A Mecsek - Kiskőrösi egység ÉK-felé való folytatódását sok furási adat bizonyítja. Mint a NY-i és K-i Mecsek közötti törésvonal mentén, úgy az említett bátaszéki haránttörés mentén is É-felé eltolódva folytatódik az üledékes öv ÉK-felé. Ezt a Tengelic, Kiskőrös, Páhi, Soltvadkert, Kecel, Tabdi, Orgovány, Jakabszállás, Kunszállás, Bugac, stb. furások bizonyítják.

Távolabb ÉK-felé a Mecsek- Kiskőrös- Északalföldi egység a Tompa-Kecskemét bonyolult haránttörés-vonal mentén lemezzel a Szolnok-mármaros flis alá. Ezzel a leszakadással hozható kapcsolatba az a nagy DNY-ÉK-i irányú diabáz-vonulat, amelyet itt a furások (Jászkarajenő, Szandaszőlős, Alcsi) és a mágneses anomáliatérkép jeleznek Kecskemét, Jászkarajenő, Szolnok térségében. De tovább a Szolnok-Ébes vonal mentén a flis alól újra megjelennek főleg a jura és alsókréta képződmények, főleg a mecsekihez hasonló alsókréta bázisok. ANDRUSOV 1968 szerint feltételezhető, hogy ez az üledékes öv folytatódik a Lápos hegységben a bazitai stb. pikkelyekben és innen a piennini szirtvonulatig. Ezek az ÉK-i hasonlóságok talán összhangba hozhatók lesznek a Mecseknek az eurázsiai litoszféra lemezről való származtatásával (GÉCZY B, 1973, WEIN GY. 1978).

E szerkezeti egység vertikális mozgásai következtében DNY-on a Mecsekben találjuk a legvastagabb ujpaleozóos és mezozóos üledéksort, később itt emelkedett legmagasabbra. A Du-

na-Tisza közén a paleo-mezozoikum vékony, alatta több furás kristályos alaphegységbe ért (Páhi-NY-1, Solt-1, Solt-É-1 stb.), mely mind a kaposfői, mind pedig a mórági kristályos kőzetekkel rokonságot mutat.

Kecskeméttől ÉK-re a mélyben folytatódik a mecseki jellegű jura és alsókréta diabáz, de az ausztriai mozgásokkal nagyobb mélységbe került. Valószínű, hogy itt a Mecsek-Észak-alföldi egység D-i szélére rátolódott a bihari autochtonnak (Parautochtonnak) tekinthető Középtiszántuli Kristályos Vonulat É-i széle (KÖRÖSSY L. 1956, 1964). Az így keletkezett mély mozgékony árokba transzgredált az a felsőkréta-paleogén tengerág, amelyben a D-felől feltolódó, kiemelkedő és nagymértékben lepusztuló kristályos területről származó nagytömegű törmelék gyors, flisjellegű lerakódása következett be. Ezt a területet Szolnok-mármarosi flisövnék nevezük (PAPP K. 1940, JASKÓ S. 1947, MAJZON L. 1956, KÖRÖSSY L. 1956, 1959, 1964, JUHÁSZ Á. 1968, BOMBITA G. 1972, SZEPESHÁZY K. 1973, DUDICH E. 1980), mely két szerkezetegység érintkezésének mozgékony övében keletkezett (SZÁDECZKY KARDOSS E. 1973, BALLA Z. 1980).

A flis-öv északi részét és a tőle É-ra levő területet hatalmas miocén alkalimész vulkáni tömegek takarták el. A flis és a vulkáni árok elhatárolása bizonyára az Északmecsek-Páhi vonal folytatása. ÉK-en a furások többsége a flisben, vagy a vulkanitokban végződött, idősebb alzatról alig van adatunk. Az ország ÉK-i részének szerkezetére főleg a geofizikai mérésekből következtethetünk (BODOKI T., JÁNVÁRY J., NEMESI I., POLCZ I., SZEIDOVITS GY-né 1977 és NEMESI L., HOBOT J. et al 1981). A geofizikai adatok és a kevés mélyfurás szerint közel K-NY-i irányu hatalmas vulkáni vonulatok szerkezetirányokat képviselnek és köztük 4—5 km mélységű, főként miocén és talán flis üledéket tartalmazó medencék vannak. A nyirbogáti K-NY-i irányu földmágneses öv a szeizmika szerint 3 km-nél vastagabb vulkáni vonulat;

kijelölhetők rajta a kitörési központok nagyvastagságú övei és a mélyebb peremi medencék helyei (MÜLLER P. 1967). A medencealzat magasabban levő helyeit az É-Nyírségben (Záhony, Kisvárda) és Nyírlugos, Baktalórándháza, Nyírbátor, Nagyecsed stb.) vidékén várhatjuk. A Szamos medencében, Mátészalkától K-re 5 km vastag neogén üledék és esetleg 2 km flis várható. A Nyírség az alsópannonban még alig süllyedt, egyes részein csak felsőpannon van, amely 600—1500 m vastag. ÉK-en elmosódnak az eddigi ÉK-i szerkezeti irányok és a Szamosvonal ÉNY-DK-i irányai jelentkeznek.

A Mecsek-Északalföldi egység D-i határa a Szolnok-Ebes vonal, az ország egyik legjelentősebb szerkezeti választóvonala, amely mentén a flis vonulat a Tiszántúli kristályospala szerkezetegységgel tektonikusan érintkezik, bár néhol a flis tulerjedően, diszkordánsan telepszik a kristályos palára (Turkeve-7 furás). Ettől a vonaltól É-ra a kristályos alaphegység ismeretlen nagy mélységbe került, mélyfurás csak távolabb É-on érte el (Komoró-1, Regmec) és csillámpala törmelékét ért a sátoraljaujhelyi furás. Mély helyein a geofizikai mérések a kristályos alap felszínét nem észlelték egyértelműen.

Néhányan föltételezik, hogy hazánkban két fő szerkezetegység van, az Alpok felől átnyuló ÉNY-i és egy DK-i, ezek elhatárolásának egyik szakasza (a különböző neveken szereplő) Szolnok-Ebes vonal, újabb elgondolás szerint lemezszegély érintkezés vonala (SZALAI T. 1964, SZEPESHÁZY K. 1980, CSÁSZÁR G. et al. 1980). Mivel azonban a flis K-i kapcsolatot jelent, ezért e választóvonal szerepe inkább a Középmagyarországi vonalnak tulajdonítható.

A Szolnok-Ebes vonal DNY-i folytatásának tekintjük a Duna-Tisza közén a Szolnok-Miske vonalszakaszt és ennek folytatásában a Mecseket a mórági kristályos egységtől elválasztó Mecsekalja vonalat (NÉMEDI VARGA Z. 1969), vagy másnéven

Délmecseki szerkezeti vonal, Délmecseki főtörésvonal (WEIN GY 1967) vagy Pécs-Ófalu vonal (JANTSKY B. 1978). Megállapították, hogy a Mecsekalja-vonal az ausztriai fázisban lehetett legnagyobb szerepű, NÉMEDI VARGA Z. az áltikai és rodáni fázis idején jelentős DNY-i vízszintes elmozdulást bizonyít.

A Mecsek-Északalföldi egységet nagyobb harántirányú szerkezeti vonalak tagolták. DNY-on ilyen az említett szigetvári- és szalatnaki vonal (SCHMIDT E.R. 1954), utóbbit KAS-
SAI M. (1973) ismertette részletesebben, szerinte e vonaltól DNY-ra 4 km vastag paleozoikum K-felé megszűnik, a mélytörésnél felsőperm kvarcporfir képződött. A Mecsektől ÉK-re már említett Bátaszéki-vonal mentén a szekszárdi, tolnai, tengelici furások szerint a törésvonaltól ÉK-re eső terület eltolódott ÉK-felé. VADÁSZ E. 1954 még azt tartotta, hogy a Mecsek K-felé nem folytatódik, mert ott kristályos tömeg következik. Az említett furások alapján tudjuk, hogy É-felé eltolódva folytatódik. A bátaszéki törésvonal a jelenkori földrengések tanúsága szerint most is aktív.

A Duna-Tisza közén elsősorban a Kecskemét környéki haránttörések nagyjelentőségűek, a haránttörések mentén kialakult kadai miocén árokban a bádai üledék vastag. Kecskeméttől ÉK-re haránttörések mentén a mezozoikum a flis alá merül és ezekhez kapcsolódik a valószínűleg az alsókrétába tartozó bázisos vulkanitok tekintélyes vonulata Jászkarajenő, Szandaszőlős, Nagykőrös között. Tovább ÉK-felé a flis bonyolult szerkezete elfedi a haránttöréseket, de néhány kiemelkedő szerkezet, mint Nádudvar, Hajduszoboszló, Kishegyes, és a köztük levő mély vonulatok, mint Kaba stb. elárulják a jelenlétüket.

A térképünkön a Mecsek-Kiskőrös-Északtiszántuli egység, herciniai, -ó és középalpi, neogénnel takart szerkezet. A K-i

része neogénnel eltakart mezoalpi heterogén flis (vagyis flis és nem tipos flis váltakozása) valamint neogénnel takart ujalpi vulkanitok területe.

7. MÓRÁGY-KÖZÉPALFÖLDI KRISTÁLYOS VONULAT

Ezt az egységet ÉNY-on az említett Mecsekalja-Miske-Szolnok-Ebes vonal határolja, DK-en pedig a Mohács-Kiskunhalas-Szank-Sebeskőrös vonal, míg DNY-felé a babócsai, kaposfői kristályos képződményektől nem tudjuk jól elhatárolni. A vonulat NY-i részei mint Babócsa, Mórág, Sükkösd, Jánoshalma, Szank, kétségtelenül összetartoznak, amit több részletes tanulmány bizonyít (KÖRÖSSY L. 1963, JUHÁSZ Á. 1965, 1966, SZEPESHÁZY K. 1968, JANTSKY B. 1978, MESZÉNA B. 1978). Viszont az ÉK-i rész idős kristályos képződményeit a Bihari autochtonnak a medenceüledékek alatti folytatásaként említik (KÖRÖSSY L. 1956, SZÁDECZKY KARDOSS E. 1970, SZEPESHÁZY K. 1973). A kristályos képződmények K-i és NY-i része a tiszai süllyedék alatt, valószínűen a Tompa-Kecskemét törésöv mentén érintkezik.

A vonulat legismertebb része a mórági terület, ahol JANTSKY B. (1978) vizsgálata szerint alsóproterozóos (prebajkái) amfibolit, almandin-amfibolit fáciesű kristályospala összlet zónánként ultrametamorfózison ment át: migmatit, diatexit, porfiroblasztos gránit, végül homogenizált gránit keletkezett. Az ultrametamorfózis után újabb (alsóbajkái) üledék-képződés folyt, üledékei a felsőbajkái orogén idején zöldpala fáciesű kőzetekké alakultak: fillit, amfibolit, márvány. Ezek tektonikusan érintkeznek a migmatitos összlettel. Ezután a kristályos öv kiemelkedett, később helyenként újra lesüllyedt és szilur-karbon üledékképződésnek adott helyet, amely már nem metamorfizálódott, bizonyítva azt, hogy az átalakulás itt a herciniainál régebbi. Láttuk, hogy a Közép-

hegységi egységben és az Igal-Bükk egységben az ópaleozóos képződmények gyengén átalakultak, granitplutonok nyomultak beléjük kontaktmetamorf és hidrotermális elváltozásokat okozva. Mindez a két nagyszerkezeti egység lényeges fejlődéstörténeti különbségére utal.

Az ausztriai mozgások idején a mórági metamorfitek erős tektonikai hatások érték, jura rétegroncok begyűrődtek a kristályos palába (NIKOLAI I. in JANTSKY B. 1976), és a Mecsek-alja vonal mentén összepréselődéseket okozott. NY-felé a kristályos öv tovább követhető Babócsa-Gyékényes, Iharosberény területéig, ahol a Középmagyarországi vonal határolja.

K-felé az említett Bátaszéki-haránttörés mentén ez az öv is É-ra tolódott, aztán K-felé folytatódik a miskei migmatitok, gránitgneiszek és a sükkösdí, érsekcsanádi, jános-halmi, szanki, erős tektonikai hatást szenvedett gneiszek (SZEPESHÁZY K. 1968) fillonitok, milonitok területén. Általában ultrametaamorfózis során keletkezett szelektív gránitosodás különböző fokozatai ismerhetők fel a réteges migmatitoktól a gránitig. BALÁZS E. és MESZÉNA B. szerint a Duna-Tisza közén négy kristályos közet-sáv ismerhető fel: két migmatit öv, ezeket K-felé gneisz-csillámpala öv követi és DK-en ismét migmatit öv következik. Gyakori a diaforitképződés alpi tektonikai hatásként.

Az egész Mórágyszanki kristályos öv, a Tompa-kecskeméti haránttöréssel mélyre süllyedt a tiszai süllyedék alatt. Utoljára a pálmonostori furás biotitos gránit-gneisz közeleként ismerjük, de a Tiszántúlon ismét megjelenik az öcsödi-1 furásban gneisz, kloritos kvarcit alakjában és innen több száz furásból ismert Középtiszántúli kristályos vonulat-ként (KÖRÖSSY L. 1956) összefüggő tömegben terjed az Erdélyi Középhegység bihari autochtonja felé, amellyel rokon jellegű és ennek medencealatti folytatásául tekinthető.

A Tiszántuli Kristályos vonulat a mórágyihoz és a bihari autochton Szamos formációjához hasonlóan, almandin-amfibolit fáciesű kristályos palák csillámpalák, migmatitok, gneiszek, gránitgneiszek ritkábban amfibolitok. A környezetéből mintegy 1000 m-el kiemelkedő kristályos vonulat testében haránttörések mentén mély leszakadások vannak. Törésekkel határolva kiemelkedik a turkevei, biharnagybajomi, nádudvari magas rög, amit a kabai mélyebb terület választ el a hajduszoboszlói kiemelkedéstől. A legnagyobb ismert leszakadás azonban a helyenkint 6 km mély Könyári-derecskei árok, amelytől K-re Kőrösszegapáti, Kismarja, Álmosd magas vonulat következik. E magas vonulattól K-re a határokon túl is folytatódó mély árokban felsőkréta-paleogén flis üledék is van, Hegyközujlak, Kőrösgyéres környékén, mely D-en Komádinál csatlakozik a nagy Békési-süllyedéshez.

A Tiszántuli kristályos vonulat gyűrűt és töréses-pikkelyes szerkezetű. Több törészónánál kevés mezozoós üledéket tártak fel az újabb furások. Ezek a bihari autochtonéhoz hasonlíthatók. Így az Endrőd-7. furásban alsókréta breccsa, echinuszos mészkő, mészpala, felsőjura breccsás mészkő, szivacsos márga, calpionellás márga, alsójura breccsás homokkő, szenes agyag, végül középsőtriász breccsás dolomit fordul elő. A Füzesgyarmat-4 furásban kalciteres finomszemű homokkő, ostracoda, szivacsos és alga-tartalma sötétszürke kőzet és a rajta diszkordáns neogén alapkonglomerátumban mészkőkavicsokban gazdag tiron Calpionella fauna van. A Fü-7 furásban alsókréta faunás mészkő, tüzskő és diabáz fordul elő, KÖVÁRY J. őslénytani vizsgálatai szerint. Ez a mezozoikum bizonyára az ausztriai mozgásokkal keletkezett pikkelyek között, vagy töréses árkok üledékeinek lepusztulástól megőrzött maradványai. Hasonló helyzetük lehet a Mórágyról említett kristályos palák közé begyűrődött jurakori maradványokkal és az egész egység rokonvonásait gyarapítják.

Ennek az egységnek D-i elhatárolója a Mohács-Sebeskőrös vonal, melynek DNY-i szakaszát jól kijelölik a kristályos és mezcsoós előfordulások. A Duna-Tisza közén kristályos alzatot talált Baja-2, Rém, Kiskunhalas ÉK, Tázlár, Szank, Pálmonostora és másrészt a villányi mezozoikumot talált furások között helyenkint, mint Kiskunhalason pontosan ismerjük a lefutását. Nagyvonásokban a Tiszántulon is kijelölhető a helyzete Biharugráig, ahonnan a Sebeskőrös völgyének D-i oldaláig követhető, ahol a bihari autochton és a Kodru takarórendszer között folytatódik a Nagybihar takarórendszerig.

Térképünkön a Mórágym-Középföldi Kristályos vonulat: prebajkái szerkezetegység, alpi átdolgozással és nagyrészt neogénnel fedetten.

8. VILLÁNY-DÉLALFÖLDI EGYSÉG

A Mórágym-Középföldi Kristályos vonulattól D-re, a regionálisan követhető Mohács-Kiskunhalas-Sebeskőrös szerkezeti választóvonal után következik a Villány-Délalföldi egység. Ennek legismertebb része a Villányi hegység, de kérdéses, hogy ennek rétegtani jellemzői mennyiben vannak meg az egész üledékes vonulatban. Mint közismert, a hegységtől É-ra megvan a felsőkarbon (Téseny) és perm (Siklósbodony-1) a saali mozgások hatása észlelhető (RAKUSZ GY. 1937, RAKUSZ GY., STRAUSZ L. 1953, NOSZKY J. 1959, FÜLÖP J. 1966, WEIN GY. 1969). A meg-megszakadó üledék vastagsága a Mecsekének mintegy a fele (kb. 4100 m). Az alsótriász felszínen nincs meg, de furások megtalálták (Turony-1) és az alföldi folytatásban is föltárta több furás. Az anisusi emelet üledékei megvannak, K-felé is kimutatta több furás, de a lábai- és ókimmériai mozgás kiemelte a területet. Ennek következtében a felsőtriász, az alsó és részben a középső jura hiányzik. A bath, kallowi, kimmériai emelet üledékei tengeri kifejlődésűek, de a jura végén az ujkimmériai orogén hilszi fázisa alatt a Villányi

hegység újra kiemelkedett, bauxit és a barrémi transzgresz-szió üledékei képződtek. Az apti mészkövek, albai lerakódások után újra kiemelkedett a terület és az ausztriai orogénben É-ra tolódva hét pikkely keletkezett (WEIN GY. 1969).

A Villányi hegységtől ÉK-re a Bolyi-medence mélyre süllyedt területét találjuk, ahol kb. 1500—2000 m vastag neogén alatt folytatódik a mezozoikum, csak a medence szélein van felszínen kis foltokban triász és jura. Ez a mély terület K-re folytatódik a Mélykut-kiskunhalasi miocén árokban, ahol Mélykuton a furások jura mészkő, mészmárga, homokkő, középsőtriász anizuszi dolomit, dolomitos mészkő, anhidrites dolomitos agyag és alsótriász kvarchomokkő, agyagpala, dolomit rétegeket tártak fel. Távolabb Kiskunhalason, Majsán, Harkán és Felgyőn hasonló triász, jura és kréta üledékeket ismerünk, a miocén árok D-i oldalán pedig Madaras, Csikéria, Sükkösd, Öttömös, Üllés NY-2 furás tárt fel mezozoós üledékeket.

Valószínűen ugyanez a mezozoikum folytatódik a Tiszántul D-i részén, több furás tanúsága szerint, Szeged, Algyő-26, Makó-2, Tótkomlós, Pusztaföldvár, stb. vidékén, hasonlóan Békés-1 furásban, ahol szenón faunás agyagmárga, Köröstarcsa-1-ben anizuszi márga-mészmárga, dolomitbreccsa és dolomit fordul elő. Ezeket a mezozoós képződményeket többen az Erdélyi Középhegység kodru takarórendszerével párhuzamosítják, ami azonban még megerősítést igényel, mert a nálunk megismert üledékek nagyon redukált megfelelői lehetnek az erdélyieknek. A mélyebb szerkezet (Moho-felület) K-felé összefüggést nem cáfol az Alföld és az Erdélyi Középhegység közt, K-felé egyenletesen vastagodik a kéreg (RADULESCU D. et al 1976).

Mint említettük, a Villány-Délalföldi egységet É-on a Mohács-Kiskunhalas-Sebeskőrös szerkezeti választóvonal határolja. Ennek a vonalnak a jelentőségét emeli az, hogy tőle D-re megváltozik a szerkezeti stílus: fokozott jelentőségűekké válnak a Jugoszláviából átnyúló közel É-D-i irányú fia-

tal szerkezetek. A fiatal töréses szerkezetek az idősebb képződményeket feldarabolták, miocén-pliocén üledékekkel töltött mély árkok, medencék keletkeztek mint Boly, Halas, Dorozsma, Makó, Békés és közöttük sasbércszerű kiemelkedések keletkeztek, mint Pusztamérges-Üllés-Forráskút, Ferencszállás-Algyő, Pusztaföldvár-Battonya. A közel É-D-i szerkezetirányokat a Vardaridákkal hozzák kapcsolatba (SCHEFFER V. 1963, BENEDELY L, 1964, 1965, HADŽI E et al 1974, CSÁSZÁR G. et al 1980), de a Vardaridákra jellemző képződmények, mint a paleocén gránit, felsőjura diabáz-szarukő formáció, ofiolitok, melange, alsójura granitoidok stb. — hazánk területén nagyrészt ismeretlenek. Nálunk jelenleg csak a miocén és miocén utáni mozgás mutatható ki, ezért legfeljebb Vardar szerkezetirányról beszélhetünk és nem Vardaridákról. Leginkább a még kevésbé ismert Tompa-Kecskemét vonal hozható kapcsolatba a Vardar szerkezetiránnyal.

Térképünkön mint ó- és középalpi szerkezetegység szerepel, nagyrészt neogénnel fedve.

9. DÉLMAGYARORSZÁGI KRISTÁLYOS VONULAT

Végezetül a Villány-Délalföldi egységtől D-re helyenkint hazánk területére átnyulik egy kristályos kőzetekből felépülő vonulat, amit nagyszerkezeti választóvonallal nem tudunk elválasztani az előbitől. Ennek oka az, hogy a perm-mezozoikum itt diszkordánsan telepszik a kristályos alzatra, nem tektonikusan érintkeznek és az említett közel É-D-i szerkezetirányok elhomályosítják a hosszanti vonalakát. A balkáni közel É-D-i irányok szét ágazása NY-ra az Alpok felé és K-re az Erdélyi Középhegység felé, megváltoztatja az eddigi DNY-ÉK-i csapásu rendszer.

A Délmagyarországi Kristályos vonulat kőzetei csillámpalák, csillámkvarcitok, tektonitok és milonitok, blasztomilonitok és gneiszek (SZEPESHÁZY K. 1976) továbbá réteges migmatitok, jól homogenizált ultrametamorf eredetű biotitok gránitok (JANTSKY B. 1978), tehát lényegében ugyanazok a kőzetek genetikai nevezéktan szerint.

A délmagyarországi kristályos palákat Madaras, Kunbaja, Kelebia, Ásotthalom, Üllés, Forráskút, Sándorfalva, Dorozsma, Szeged, Algyő, Kiszombor, majd Pusztaföldvár-Battonya és Sarkadkeresztúr vidéki nagyszámu furás tárta fel. Szerkezeti helyzetét nem ismerjük pontosan, gyürt pikkelyes felépítésre vannak adatok, nagy haránttörések szabdalják részekre, melyek mentén miocén-pliocén árkos besüllyedések keletkeztek. A legnagyobb vertikális mozgás a makói és békési 6—7 km mélységű árok területén van. A kristályos vonulat K-i részét T. KOVÁCS G. (1978), SZEPESHÁZY K. (1980), és mások kapcsolatba hozzák az Erdélyi Középhegység Kodru takarórendszerében levő magmás-metamorf képződményekkel.

Térképünkön medenceüledékekkel takart prebajkái, bajkái szerkezetként szerepel.

UJALPI ÉS POSZTALPI SZERKEZETEK

Az idősebb szerkezetegységeknek ujalpi-posztalpi mozgásokkal való besüllyedése folytán, prealpi, ó- és középalpi alzata harmadidőszaki medencék jöttek létre. A medencesüllyedés valószínű okait és módját SZÁDECZKY KARDOSS E. 1970 és STEGENA L. és munkatársai (1971) foglalták össze, jelenleg csak a szerkezetük morfológiájára vázolására törekszünk.

A kialakult medencék földrajzi helye és nagyságuk különböző, megkülönböztetjük az alábbiakat:

Szolnok-mármárosi flisárok, felsőkréta-paleogén üledékes öv, mely a Szolnok-ebesi szerkezeti választóvonalat kíséri és a két nagyszerkezet érintkezésénél kialakult mozgékony területen keletkezett. Létrejötte a kimmériai mozgásokkal indult, a jura-alsókréta nyomok szerint, de teljes kifejlődése az ausztriai mozgásokkal van kapcsolatban (KÖRÖSSY L. 1959). A Zazari furás (Nagybánya) a kristályos alaphegység felé alb-cenoman sötétszürke márgát, turon-senon puhói márgát, ezen eocén flis talált. A kréta-eocén közt a larami mozgások helyenkint kiemelték a flisövet, a kréta lepusztult anyaga az eocén flisben megtalálható (SZEPESHÁZY K. 1967). Őslényekkel igazolható a felsőkréta, paleocén, alsó- és középsőeocén jelenléte, flis kifejlődésben. A felsőeocén és középső oligocén epikontinentális (DUDICH E. 1980) míg az országhatártól K-re főleg oligocén flis fejlődött ki (IONESCU, G., ISTOCESCU, D. 1970). A felsőoligocénnel megszűnt az üledékképződés, a szávai mozgások kiemelték az üledékes medencét.

A Paleogén-medence a Középhegységi egységet kíséri. Itt a larami mozgás okozta kiemelkedés és lepusztulás után az alsőeocénben kezdődött a transzgresszív jellegű üledékképződés, a medencesüllyedés maximumát a felsőeocénben érte el, mely oszcillációkkal folytatódott az oligocénben. Az eocén 100-400 m, (Zalaszentgrótnál 1490 m), az oligocén 1000-1500 m vastag, tengeri márga, mészkő, agyagmárga, a Bakony ÉNY-i részén az oligocén terresztrikus-lagunás delta üledék. A középső-felsőeocénben többször ismétlődő vulkáni működés folyt, mely az illir mozgásokhoz fűződik, Kis intenzitású, felsőköpeny eredetű magmás testek, tufaszórások ismertek, Velencei hegységi és Zalai-medencebeli kitörési központokkal. Az eocén-oligocén közt Budapest környékén folyamatos pelites üledékképződést találunk, de pl. a Bakonyban lepusztulási szakasz iktatódott közbe a pireneusi mozgások hatására. Az alsó-középső oligocén határán a medenceszélek megemelkedtek, (infraoligocén denudáció, TELEGGDI

ROTH K. 1927) a medencékben kiédesedés, félsós illetve sekélyebbvízi lithothamniumos agyagos-meszes üledék keletkezett, majd a kiscelli agyag vastag tengeri üledéke. Az egerienben ismét kiemelkedés következett (szávai fázis). A paleogén képződmények általában nyugodt településűek, rétegdülések 5° -ig, szerkezeti vonalaknál $20-30^{\circ}$ -ig terjednek, a buzsáki furásokban meredek. A miocénben a paleogén medence területét sűrű töréshálózat járta át a Bükk hegység környékén és a Darnó-vonal mentén a Bükk hegység mezozóos tömege rátolódott az oligocén medenceüledékekre.

A miocén medencék. A szávai fázissal a környező hegységek kiemelkedésével megszűnt a Földközi tengerrel való közvetlen kapcsolat, majd kialakultak a Paratethys medencék. A regresszív egerien üledékek után az ország nagyobb része szárazulat maradt, csak ÉK-en indult meg az alsómiocén medence süllyedése és az eggenburgien üledékképződés. Vertikális mozgásokkal kialakult az eteszi, Ózd-egercsehi árok, a Sajó-árok, a Cserhát-budafoki csatorna (HÁMOR G. 1980), változatos üledékképződéssel. Új kiemelkedés az első riolittufaszórás után megkezdődött a második miocén medenceképződés az ottangien emeletben, amikor az ország ÉK-i részéről áttért a beltenger a Bakony, Mecsek, Sopron vidékére is. Az óstájer fázis hatására a középső riolittufa szórás után további medencerészek süllyedtek le, a bádai tenger elterjedt a magyar medencerendszer belsejébe is, ahol töréses árkos besüllyedésekben 600—1000 m vastag, környezetükben vékonyabb üledék keletkezett, de maradtak nagyobb szárazulatok is. Mélyebb bádai süllyedések a Dunántulon a Győri medence, Csapodi-árok, Dabrony-vinári süllyedék, Zalamedence, Oltárci árok, Dráva-árok az Alföldön pedig a Kiskunhalasi-árok, Makói-árok, Kónyár-derecskei árok, Békési süllyedék, Jászsági süllyedék.

A tektonikus árok keletkezésével a miocénban megindult vulkáni tevékenység nagy méreteket öltött, elsősorban a Közép-

magyarországi szerkezeti vonalat kísérve (Letenye, Merse, Mezőcsokonya, Nagyszokoly, Kulcs, továbbá Örkény, Farnos, Sövényháza) az Eperjes-Tokaji hegység és a Nyírségig. A Mátrában 15 vulkáni ciklust, tufaszórást és lávaömlést lehet felismerni, rétegvulkánok, törésvonalakon és felnyílásokon ülő scrvulkánok vannak, miocén, oligocén, triász, kristályospala és gránitból felépülő töréses-rögös alzaton (VARGA GY. 1974). Az Eperjes-Tokaji hegység vulkanitjai főleg felsőtorton és alsószarmata koruak. Tektonikus árkos süllyedékben először tengeri és szubvulkáni működés folyt, a szarmatában nagytömegű (felső)riolittufa, piroxénandezitek, végül kevés olivinbazalt (Sárospatak) került felszínre, a Hernád törésrendszert és a hegység lábánál levő termális vonalat kísérve, mely a Középmagyarországi vonal medenceszéli elágazó-elhaló folytatása.

Pannon medence. A szarmata végén az ország nagyrésze kiemelkedett rövid időre az attikai fázisban és az alsópannon alapkonglomerátummal transzgredált de egyes mélyebb medencékben valószínű a folyamatos üledékképződés is. A pannonban areális süllyedés váltotta fel a töréses árkokat, kivéve a Makói árkot stb. ahol ez még felismerhető. A nyírségi miocén vulkáni vidék az alsópannonban még alig süllyedt. A ródáni szakasz újabb területek süllyedését okozta, szinszedimentációs törések, lapos felboltozódások a Zalai-medence DNY-i szélén lapos gyűrődések keletkeztek, a Mecsek hegység paleo-mezozoi képződményei pikkelyes feltolódással a pannon fölé kerültek, és újabb haránttörések jöttek létre.

A negyedkorban az ország DK-i részén nagyobb medencesüllyedésekkel kialakult a mai földtani szerkezet.

A neoalpi, posztalpi szerkezetekben ellentét mutatkozik a kárpáti hegyláncok takaróképződésig terjedő térszűküléses- és a Kárpátmedence szétdarabolódásos-árkos, tágulásos fel-

építése között, ami ma legjobban SZÁDECZKY KARDOSS E. köpenyboltozatával magyarázható.

A nagyobb mélységek jelenleg ismert szerkezete, a Moho-felszín és a kisebb mélységek szerkezete közt összefüggés látszik a Középhegységi egység esetében, ahol a paleo-meozoikum nagyobb területű felszínrelépése és a Moho-felszínnek mintegy 5 km-el mélyebb helyzete (MITUCH E. 1968, POSGAY K. 1975, ÁDÁM A. 1977, 1981) a kisebb sűrűségű kőzetek megvastagodására utal, ami a Balaton- és/vagy Középmagyarországi vonal mentén esetleg D-ről való szubdukcióval magyarázható. A Moho-felületen is jelentkezik az ÉK-DNY-i irányítottság. De feltűnő, hogy a Pannon medencében a Bakonynál nagyobb, több km magas eltemetett hegységvonulatok és árkok nem jelentkezik, vagy az adataink szórványosak.

Az Erdélyi Középhegységnek az Alföld alzatában való folytatására a nagy mélységben nincs adatunk. A Magyar Medence vékony kérge (kb. 25 km) a Bihar hegység alatt vastagabb, és K-re tovább vastagszik, a Keleti Kárpátoknál 30—54 km.

ÖSSZEFOGLALÁS

Magyarország szerkezeti képe a mostani ismeretünk szerint valósabb, mint a régebbi: nem idegen tömeg a környezetében. NY-on alpi jellemvonások ismerhetők fel a Rábavonalig, Balaton-Darnó vonalig, délalpi jellemvonások a Középmagyarországi vonalig. A Balaton-vonalban folytatódik az É-i és D-i Alpokat elválasztó Periadriai lineamens, több jellemző tulajdonságával. A Középmagyarországi vonaltól DK-re az Erdéllyel való rokonság lép előtérbe, bár ennek is vannak "alpi" tulajdonságai. Mégis egyre szembevetőbb az ismeretek fejlődésével, hogy a Középmagyarországi vonal a legfontosabb szerkezeti választóvonal, mely az ország területét két nagy

részre osztja: az ÉNY-i alpi rokonságu és a DK-i erdélyi és déli rokonságu alföldi részre.

Az ÉNY-i rész négy elkülönülő egységét a Nyugatmagyarországi, Kisalföldi, Középhegységi- és Igal-Bükki egységet, általában regionálisan jól követhető nagyszerkezeti választóövek: Rábavonal, Balaton-vonal, Középmagyarországi-vonal választják el. A nagyszerkezeti egységek közt itt szélesebb kristályos vonulatok nincsenek. A DK-i terület öt egységre tagolható: a Kaposfői, Mecsek-Északalföldi, Mórágypalföldi, Villány-Délalföldi-Délmagyarországi egységre, de ez a taglalás mesterkétebb. Ezt az öt egységet is nagyszerkezeti választóvonalak különítik el, amelyek egyes szakaszaikon itt is világos választóövek, pl. a Szolnok-Ebesvonal, ahol különböző fejlődéstörténetű nagyszerkezeti egységek érintkeznek. De más részeiken nem követhetők jól, vagy azért mert hasonló fejlődéstörténetű területek közé jutnak, vagy pedig azért, mert feltárásuk gyenge. Az Észak-mecsek-Páhi vonalat ÉK-felé Kecskemétig lehet követni, egy főleg kristályos és egy főleg mezozoós övet választ el, de néhol bizonytalanul. A Tiszántulon nem is jelöltük tovább, mint említettük talán a flis É-i elhatárolását adja, de nincs furásokkal feltárva.

Erőteljesen jelentkezik a Mecsek-alja-Szolnok vonal, de az általa délfelé elválasztott Mórágypalföldi Kristályos vonulat nem különbözik lényegesen a Kaposfői Kristályos vonulattól és a Délmagyarországitól sem. A Mecseki és Villányi egységek K-felé lényegében szintén hasonlókká válnak (hiányos mezozoós üledékeikkel) ha térbelileg el is választhatók. ÉK-en új elemként jelentkezik a kiterjedt flis képződmény, ami a Tiszántul K-i kapcsolatait erősíti. A DK-i terület öt szerkezeti egységében különbség jelentkezik a Tompa-Kecskemét vonal, illetve a tiszai süllyedék két oldalán, amennyiben a tiszántuli rész medencealzata az Erdélyi Középhegységhez válik hasonlóvá. A jellegváltozások nem élesek, határozott elkülönítés nem lehetséges.

A DK-i terület három kristályos öve felfogható úgy is, mint egyazon nagyszerkezeti egységen belüli három antiklinórium, vagy kristályos hátság, küszöb és a köztük levő két üledékes öv úgy, mint szinklinóriumok. A Középmagyarországi szerkezeti választóvonal jelentősége ezzel is fokozódik.

Bár a neogén üledék alatt még sok részlet bizonytalan, világosan láthatók a Középmagyarországi szerkezeti választóvonnallal elkülönülő különböző fejlődéstörténetű területek és jól elkülönülnek a délalpi-keletalpi rokonságu övek is. Térképünknek nem feladata a tektogenetikai kérdések tisztázása, először csak a történések, folyamatok végeredményét, a mai tektonikai állapotot kellene megismernünk. Ez is olyan cél, ami teljességében nehezen érhető el, csak megközelíthető. A szerkezeti fejlődés terén annyi felismerhető világosan, hogy az óalpi crogén fejlődési szakasz végéig egymástól távol, különböző viszonyok között fejlődő egységek, litoszféralemez töredékek a középalpi mozgásokkal szorosan egybeforrtak és az ujalpi-posztalpi mozgások már az egységessé vált területet érték. A fiatal haránttörések már egysegesen keresztezik a különböző fejlődéstörténetű, de a középalpi fejlődés folyamán egybeforrott szerkezetegységeket.

Vizsgálódásainkra találó, amit FAUST mondott "Mit nem tudunk, épp arra volna szükség" de a folytatása esetünkben nem igaz "S amit tudunk az mind haszontalan" (GOETHE). Amit tudunk, az biztos alapja a további fejlődésnek.

ÁDÁM A. 1981.

Statisztische Zusammenhänge zwischen elektrischer Leitfähigkeitsverteilung und Bruchtektonik in Transdanubien - Acta Geod. et Mont. 16. 1. 97.

ÁRKAI P. 1977.

Low-grade Metamorphism of Paleozoos sedimentary Formations of the Szendrő Mountains. - Acta Geol. 21. 1.-3. 53-80.

BALÁZS E. 1971.

A Kisalföld medencealzatának ópaleozóos kőzetei. MÁFI Éj. 1969. 659-673.

BALÁZS E. 1975.

A Kisalföld medence paleozóos kőzetei. F. Kut. 18. 4. 17-26.

BALLA Z. 1980.

A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójához. - Geof.-Közl. 26. 5-41.

BALOGH K. 1961.

Az Észak-Magyarországi mezozoikum. - MÁFI Évk. 49. 2. 279.

BALOGH K. 1964.

A Bükkhegység földtani képződményei. MÁFI. Évk. 48. 2. 245-719.

BALOGH K. - KÖRÖSSY L. 1968.

Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1:1000 000 Acta Geol. 12. 255-262.

BENDEFY L. 1964.

Az 1963 évi skopjei földrengés magyarországi vonatkozásai. Földr. Ért. 13. 1. 31-56.

BENDEFY L. 1965.

A Magyar Medence mélyszerkezetének balkáni-dinarid és kelet-alpi vonatkozásai. - Földr. Ért. 14. 4.

BIELA, A. 1978.

Hlboké vrty v zakrytych oblastiach vnutornych zapadnych Karpát. - Geol. Ustav D.S. Bratislava, No. 10. p. 1-244, No. 11. p. 1-224.

BIELY, A. - KULMANOVA, A. 1979.

Ein Vorkommen von Devon-Sedimenten im Donau-Becken. - Geol. Prace. 73. 29-38.

BODOKY T, - JÁNVÁRI J. - NEMESI L. - POLCZ I. - SZEIDLÓWITZ GY-né 1977.

Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben. - Ált. Föld. Szeml. 10. 5-44.

BOHN P. 1979.

A Keszthelyi hegység regionális földtana. Geol. Hung. 19. 1-197.

BOMBITA G. 1972.

Studii Geologice in Muntii Lapusului. - An. Inst. Geol. 39. extras, p. 7-108.

BONA J. 1972.

A mecseki alsóliász és felsőliász rétegek palynológiai vizsgálata. - Kandidátusi dolgozat.

BONČEV, E. 1958.

Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. - Geologie, 7. 3-6. 409-419.

CSÁSZÁR G. - HÁMOR G. - HAAS J. - HALMAI J. - KORPÁS L. 1980.

A tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani történetében. - Előadás.

- CSIKY G. 1963.
A Duna-Tisza Köze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. - Földr. Közl. 11. p. 19-35.
- CZAKÓ T. 1980.
A törésvonalak és szénhidrogéntároló szerkezetek feltárása a távérzékelés módszerrel. - MTA, X. oszt. Közl. 13. 1. p. 54-70.
- DANK V. - BODZAY I. 1971.
A magyarországi potenciális szénhidrogén készletek fejlődéstörténeti háttere. - MTA, X. Oszt. Közl. 4. 2-4. p. 261-268.
- FÜLÖP J. 1979.
Ausztria és Magyarország geológiai kapcsolatai. F. Kut. 22. 1-2. p. 1-4.
- GÉCZY B. 1973.
Plate tectonics and Paleogeography of the East-Mediterranean Mesozoic. - Acta Geol. 17. köt.
- GÉCZY B. 1975.
A jura időszak klimája lemeztektonikai megvilágításban. - MTA, X. Oszt. Közl. 8. köt. 1-2. szám.
- GRECULA, P. - VARGA I. 1980.
Nagyszerkezeti választóövek a Nyugati Kárpátok belső oldalán. Földt. Kut. 23. 3. p. 17-22.
- HADŽI, E. - ALEKSIĆ, V. - PANTIĆ, N. - KALENIĆ, M. 1974.
The Alpides of Southeastern Europe in the Light of Plate Tectonics. - In: Metallogeny and Concepts of the Geotectonic. Belgrade University. p. 275-310.
- HÁMOR G. 1966.
Ujabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. - MÁFI. Éj. 1964-ről. p. 193-208.

HORUSITZKY F. 1961.

Magyarország triász képződményei a nagyszerkezetük tükrében. MÁFI. Évk. 49. 2. p. 267-278.

HORVÁTH F. - STEGENA L. - GÉCZY B. 1975.

A Pannon medence késő-kainozóos fejlődése. - FK. 105. 2. 101-123.

ISTOCESCU, D. - IONESCU, GH. 1970.

Geology of the Northern Part of the Pannonian Depression (Oradea-Satmar Area). - Inst. Geol. Dari seama ale sedimentelor. Vol.LV. (1967-68) 5, Tectonica si Geol. p. 73-78.

JÁMBOR Á. - MOLDVAY L. - RÓNAI A. 1966.

Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térkép-sorozatához, L-34-II. Budapest, p. 1-358.

JÁMBOR Á. 1969.

Karbon képződmények a Mecsek és Villányi hegységek közötti területről. MÁFI Évi jel. 1967. p. 215-221.

JANTSKY B. 1979.

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. MÁFI Évk. 60. köt.

JASKÓ S. 1947.

Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. Földt. Közl. 77. p. 26-36.

JUHÁSZ Á. 1965.

Adatok a Duna-Tisza köze metamorf és magmás medencealzatának ismeretéhez a soltvadkerti és mecseki furások alapján. - Földt. Közl. 95. p. 375-381.

JUHÁSZ Á. 1968.

A magyarországi flis. - Földt. Közl. 98. 3. p. 374-380.

KASSAI M. 1973.

A délkelet-dunántuli paleozóos rétegsorok facies meghatározásának problémái. - Földt. Közl. 103. 3-4. p. 389-402.

KASSAI M. 1980.

A délkelet-dunántuli felsőkarbon képződmények elterjedésének meghatározása szeizmikus és tellurikus adatok alapján. MÁFI Évi jel. 1978. p. 301-307.

KISHÁZI P. 1975.

Hozzájárulások a Soproni hegység metamorf kőzeteinek ismeretéhez. - Földt. Kut. 18. 4. p. 27-31.

KÖRÖSSY L. 1956.

A Tiszántul északi részén végzett kőolajkutató földtani eredményei. - Földt. Közl. 86. p. 390-402.

KÖRÖSSY L. 1959.

A Nagy Magyar Alföld flisjellegű képződményei. - Földt. Közl. 89. 2. p. 115-124.

KÖRÖSSY L. 1963.

Magyarország medence területeinek összehasonlító földtani szerkezete. - Földt. Közl. 93. 2. p. 153-172.

KÖRÖSSY L. 1964.

Tectonics of the Basin Areas of Hungary. - Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 8. p. 377-394.

LAUBSCHER H.P. 1971.

Das Alpen-Dinariden Probleme und die Balinspastik der südlichen Tethys. - Geol. Rundschau 60. 3. p. 831-833.

LÓCZY L. 1918.

Magyarország földtani szerkezete. Budapest.

MAJOROS GY. 1969.

A balatonfői ujpaleozoikum kutatása. - MÁFI Évi
jel. 1969.

MAJOROS GY. 1980.

A perm-i üledékképződés problémái a Dunántuli Köz-
zéphegységben: egy Ösföldrajzi modell és néhány
következtetés. - Földt. Közl. 110. p. 323-341.

MAJZON L. 1965.

Kőolajfurások újabb rétegtani eredményei. - Földt.
Közl. 86. p. 44-58.

MESKO A. 1980.

Gravitáció és nyersanyagkutatás. - Magy. Tud.
25. p. 743-752.

MESZÉNA B. 1978.

A Kiskunhalas NY-3 szénhidrogénkutató furással fel-
tárt alsópannónia bazalt és próterozoi migmatit
képződményeiről. - Földt. Közl. 108. p. 53-64.

MITUCH E. 1968.

A III. nemzetközi földkéregkutató vonalak magyar-
országi szakaszain végzett szeizmikus mérések
eredményei. - Geof. Közl. 17. p. 7-11.

NAGY E. 1971.

A lábai fázis jelentősége a Dunántul szerkezetfej-
lődése szempontjából. - MÁFI Évi jel. 1969.
p. 583-580.

NÉMEDI VARGA Z. 1969.

A Mecsek hegységi feketeköszén területföldtani és
hegység szerkezeti vizsgálata. - Kand. ért. p. 1-
335.

NENESI L. - HOBOT J. - VARGA G. - DRASKOVITS P. - GÖRGEI J.
1981.

A Tiszavidék és a Tiszántul mélyszerkezetének geo-
lektromos kutatása. - Geof. Közl. 27. p. 3-98.

- ORAVECZ J. 1964.
Szilurképződmények Magyarországon. - Földt. Közl.
94. p. 3-9.
- ORAVECZ J. 1978.
Északmagyarország fototektonikai vázlata. Ált.
Földt. Szemle, 11. p. 35-64.
- PANTÓ G. - KOVÁCH A. et al. 1967.
Rb/Sr check of Assynthian and Caledonian igneous
activity and metamorphism in north-eastern Hungary.
- Acta Geol. 11. p. 278-287.
- PAPP K. 1940.
A kincstári csonkamagyarországi szénhidrogénkutató
mélyfurások. - Bány. Koh. Lapok 73. köt. 5. sz.
p. 72-75.
- PÁVAI VAJNA F. 1930.
Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. -
Földt. Közl. 60. p. 149-181.
- POSGAY K. 1975.
Földkéreg és köpeny kutatás az Eötvös L. Geofizikai
Intézetben. - Geonómia és Bány. 8. p. 1-2.
- RADULESCU, D. - CORNEA, I. - SANDULESCU, M. - CONSTANTIN-
NESCU, P. - POMPILLAN, A. 1976.
The Structure of the Earth's Crust in Romania. -
Anaural Inst. Geol. Geof. Vol. L. p. 5-36.
- RAKUSZ GY. - STRAUSZ L. 1953.
A Villányi hegység földtana. MÁFI Éj. 41. k.
p. 44.
- RAVASZ CS. 1973.
Mineralogical-Petrographical Studies on Middle
Triassic tuffs of the Transdanubian Central Moun-
tains, Hungary. - Acta Univ. Szeged, 21. p. 123-
139.

RÓNAI A. 1977.

Negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar medencében.
- Földt. Közl. 107. p. 421-436.

SCHFARZIK F. - VENDL F. 1929.

Geológiai kirándulások Budapest környékén. Bp.

SCHEFFER V. 1959.

A magyar "közbenső tömeg" kérdéséhez. - Geof. Közl.
9. p. 56-68.

SCHEFFER V. 1963.

Adatok a Vardaridák és a Bánáti árok felszínalatti
vonulatainak követéséhez a Kárpát Medencékben. -
Földt. Közl. 93. p. 286-303.

SCHMIDT E.R. 1954.

A Baranyai hegységcsoport nagyszerkezete és a liász
további feltárási lehetőségei geomechanikai megvi-
lágosításban. - Bány. Koh. Lapok, 87. p. 426-427.

SCHÖNLAUB, H.P. 1973.

Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge
und ihr Stratigraphischer Wert, Jb. GRA. Wien, 116.
p. 35-49.

SCHRETER Z. 1959.

A Bükk hegység tengeri eredetű permi képződményei.
- Földt. Közl. 89. p. 364-373.

STEGENA L. 1971.

Lemeztektonika, Tethys és a Magyar Medence. - Ált.
Földt. Szemle, 1. sz. p. 41-58.

SZABADVÁRY L. 1975.

Komplex geofizikai kutatás a Dunántuli Középhegy-
ségben. - MÁELGI 1974 évi jel. p. 11-22.

SZÁDECZKY KARDOSS E. 1970.

Subsidence and Structural Evolution Mechanism in the Pannonian Basin. - Acta Geol. 14. p. 83-93.

SZÁDECKY KARDOSS E. 1971.

A Kárpát-Dinári terület az új globális tektonika szemszögéből. - MTA. X. Oszt. Közl. 4. 1. p. 64-67.

SZÁDECZKY KARDOSS E. 1973.

A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. - Földt. Közl. 103. 3-4. p. 224-244.

SZÁDECZKY KARDOSS E. 1978.

Tiszia és lemeztektonika. Földr. Közl. 102. 4. p. 305-315.

SZALAI T. 1958.

A Kárpátok geotektonikai szintézise. - Geof. Közl. 7. p. 111-145.

SZALAI T. 1964.

A Tiszia epirogén mozgásai. - Geof. Közl. 12. p. 101-123.

SZENTES F. 1961.

Magyarország hegységszerkezeti térképe. - MÁFI, Éj. 1957. p. 7-29.

SZEPESHÁZY K. 1968.

A kristályos alzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza köze középső és déli részén. - MÁFI Éj. 1966. p. 257-289.

SZEPESHÁZY K. 1973.

A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén képződményei. - Akad. kiadó. p. 1-96.

SZEPESHÁZY K. 1975.

Az Északkeleti Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázolata. Ált. Földt. Szeml. 8.

SZEPESHÁZY K. 1976.

A Duna-Tisza köze déli részének metamorf kőzetei.
- MÁFI Éj. 1973. p. 147-166.

SZEPESHÁZY K. 1980.

A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység nagyszerkezeti kapcsolatai. - MÁFI Évijel. 1978. p. 173-186.

TELEGDI ROTH K. 1929.

Magyarország geológiája. Pécs, Danubia kiadó.

TAEGER H. 1909.

A Vértess hegység földtani viszonyai. - MÁFI Évk. 17. k.

T. KOVÁCS G. 1978.

Paleozoic and Precambrian Formations of Algyó, Ferencszállás and Kiskundorozsma Areas. - Acta Univ. Szeged, 23. 2. p. 267-278.

VADÁSZ E. 1954.

Magyarország földtani nagyszerkezeti váza. MTA. Műsz. Oszt. Közl. 14. 1-3. p. 217-255.

VÉGH S-né - MENSÁROS P. - MAJKUTH T. 1981.

A Gerecse hegységi és előtéri triász kutatások újabb eredményei. Előadás, MFT. 1981. IX. 23.

VENDL M. 1929.

Sopron környékének geológiája. - Bány. Koh. Oszt. Közlem. p. 225-272.

WEIN GY. 1929.

Délkelet Dunántul hegyszerkezete. - Földt. Közl. 97. 4. p. 371-395.

WEIN GY. 1969.

Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. - Acta Geol. 13. p. 399-436.

WEIN GY. 1969.

Ujabb adatok a Villányi hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. - Földt. Közl. 99. 1. p. 47-59.

WEIN GY. 1971.

A Dunántul neogén rétegekkel fedett északnyugati részének szerkezetföldtani vázlata. - MÁFI Éj. 1969. p. 563-582.

WEIN GY. 1977.

A Budai-hegység tektonikája. - MÁFI alk. kiadv.

WEIN GY. 1978.

A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. - Ált. Földt. Szeml. 11. p. 5-23.

ZELENKA T. 1979.

A Darnó-vonal jelentősége északmagyarország szerkezeti fejlődésében. - Ált. Földt. Szemle, 13. sz. p. 7-31.

OVERLOOK OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF HUNGARY

by

L. Kőrössy

ABSTRACT

About 80% of Hungary's territory is covered by a thick sequence of young sediments. Accordingly, the deep structure can be studied mostly by means of deep drilling and geophysical measurements. Thanks to about 6.000 deep drill holes, 100.000 shallow boreholes and to the geophysical measurements having been carried out since the beginning of this century, the Hungarian Basin is one of the best-known basins of the world.

Earlier, the presence of a crystalline mass, called Tisia, was assumed in the basement. According to our present-day knowledge, however, there is no exotic mass in the area. In the West, alpine features can be traced to the Rába and even to the Balaton-Darnó line., South Alpine features to the Central Hungarian Line. The Balaton line is the prolongation of the Periadriatic lineament dividing the Northern and the Southern Alps. South-east of the Central Hungarian Line, Transylvanian and southern affinities prevail. In this way, this structural lineament divides the country into a western, alpine and a south-eastern part.

In the Northwestern part, four structural units can be distinguished: the West-Hungarian, the Kisalföld (Little Plain), the Central Range, and the Igal-Bükk unit. These are separated from each other by regionally traceable structural

zones, the Rába line and the Balaton line. The Southeastern part can be subdivided into five units, such as the Kaposfő, Mecsek-Északalföld, Mórágý-Középalföld, Villány-Délalföld and South Hungarian units. This subdivision seems to be more artificial. In some portions also these units are separated by megatonic dislocation zones. However, these are difficult to follow in some areas, being poorly explored, or separating areas of similar geohistorical evolution.

The Mecsekajja-Szolnok line is well marked. However, the Mórágý Crystalline Range separated by it does not differ considerably neither from the Kaposfő Crystalline, nor from the South Hungarian Crystalline. The Mecsek and Villány units are essentially similar, with their incomplete Mesozoic sequence, but they can be separated in space. In the NE, a new element is represented by the Flysch, emphasizing NE-Transylvanian affinities. There are differences in both sides of the Tompa-Keckemét line and of the Tisa Depression, respectively: the basement beyond the Tisa resembles the Apuseni Mts. However, the differences have not been explored sufficiently so far.

The three crystalline units of the Southeastern part can be regarded an anticlinoria and the two sedimentary units an synclinoria of one single megatonic unit.

Many details remain uncertain due to the mighty Neogene cover. Nevertheless it is obvious that dislocation lines separate structural units of different origin. In the present paper, no attempt has been made to discuss the structural development, only to state the present-day state. Nevertheless it can be established that units or plate fragments that had been developing far away from each other up to the end of the paleoalpine stage, became

united by mesoalpine movements and the nealpine. postalpine movements affected already the unified region. The young transversal faults intersect all the structural units of different origin.

Manuscript received: 5. July, 1982

Address of the author:

Dr. Kőrössy László

Budapest, Vas Gereben u. 1.

H-1124.

ÁBRAALÍRÁS - CAPTIONS

1. ábra Magyarország tektonikai vázlata

Szerkezetegységek:

1. Nyugatmagyarországi egység
2. Kisalföldi egység
3. Középhegységi egység
4. Igal-Bükk egység
5. Kaposfői kristályos vonulat
6. Mecsek-Kiskőrös-Északalföldi egység
7. Mórágypalföldi kristályos vonulat
8. Villány-Délalföldi egység
9. Délmagyarországi kristályos vonulat.
 1. - Nagyszerkezeti választóvonalak
 2. - Törésvonalak, haránttörések
 3. - Vulkáni központok.

Fig. 1. Structural Sketch of Hungary

Structural units:

1. Western Hungarian Unit
2. Kisalföld (Little Plain) Unit
3. Central Range Unit
4. Igal-Bükk Unit
5. Kaposfő Crystalline Range
6. Mecsek-Kiskőrös-Északalföld Unit
7. Mórágypalföld Crystalline Range
8. Villány-Délalföld Unit
9. South Hungarian Crystalline Range
 1. - Megtatectonic linemants
 2. - Faults, transversal faults
 3. - Volcanic centres.

A NAGYMAROSI DUNA - SZAKASZ HORDALÉK- ÉS ÜLEDÉK
JELLEMZŐI

Török Endre^{x/}

Mots-clés BEGM-CNRS tárgyszavak:

Roche sédimentaire, Quaternaire, Transdanubie

BEVEZETÉS

A vizsgált terület és környezet (a kapcsolódó közeli közép-hegység) földtani felépítésével a múlt század végétől napjainkig számos tanulmány, összefoglaló-, elemző kutatási jelentés foglalkozott.

A Visegrádi-szoros folyóvízi (dunai) üledékének, valamint hordalékának megismerését bővítették az utóbbi évtizedekben elvégzett kutatási munkák eredményei (ásványi nyersanyagkutatások, a dunai vízmű létesítésével kapcsolatos vizsgálatok, teraszmorfológiai elemzések, vízepítési beton adalékanyag vizsgálatok, stb.).

x/ Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Budapesti Területi Szervezete és a Mérnökgeológiai - Környezetföldtani Szakosztály, 1982. II. 24-i ülésén.

A kézirat beérkezett: 1982. április 20-án.

1. FÖLDTANI FELÉPÍTÉS

A Börzsöny- és a Visegrádi hegység vulkáni zárvényaiból (valószínű prekambriumi) metamorfit aljzatra lehet következtetni. Az országhatár közelében lemélyített mélyfurások átkristályosodott palaközeteket tártak fel. Legjelentősebb momentum a középső-miocénben lejátszódott vulkánosság; ennek révén a terület az északmagyarországi vulkáni koszoru része.

A Börzsöny- és Visegrádi hegység magmás kőzetanyagának fekvőjében oligocén-, miocén laza törmelékes üledékes kőzetek (agyag, iszap, homok, kavics) települnek.

A miocén vulkanizmus első nyomait a Börzsöny- és a Visegrádi hegységben a gránátos amfibólandezit, dácit és tufái képviselik (helvétii emelet).

A piroxénes amfibólandezit és a hozzátartozó piroklasztikumok a terület legnagyobb tömegű képződménye (tortonai emelet). Hiperszténes amfibolandezitek, hiperszténes augit-amfibolandezitek tartoznak ide.

Az amfibolos piroxénandezit a tortonai vulkanizmus második fázisában keletkezett. Kezdeti szakaszában vulkáni breccsát szolgáltatott. A piroklasztikumok mennyisége a törmelékszóráshoz viszonyítva csekély.

A tortonai andezitkitörések közül a dácithoz átmenetet képező szakasz az amfibolandezit feltörése volt. Legnagyobb összefüggő tömegei Márianosztra környékén találhatóak.

A vulkanizmus befejező fázisában a Börzsöny hegységben savanyu eruptívumok keletkeztek. Nyomai a szobi Csákhegyen, a Nagybörzsönyben találhatóak a felszínen.

A Csákhegytől dél-, délkeleti irányban lajtmészke települ, továbbá lithothamniumos-, molluszkás-, briozoás-, meszes homok, tufabetelepüléssel. Lajtmészke ismert még a Visegrádi hegységben a Fekete-hegyen és attól délre is.

A területet a lajtmészke lerakódása után, főként a peremeken törések szabdalják fel. A negyedidőszaki képződmények elhelyezkedése arra utal, hogy a fiatalabb hegyszerszerkezeti mozgások jelentősek voltak, a régi törések újraéledtek. A forrásvízi mészkő és a terasz kavicsok 200—300 m magasságig emelkedtek.

A Visegrádi-szorosban a Duna völgye annyira összeszűkül, mint más hazai szakaszán sehol. A keskeny parti sávot lösz, futóhomok, folyóvízi finomszemcsés üledék takarja. A Basaharc - Dömös közötti háromszögben 5—6 m viszonylagos magasságu terület helyezkedik el, jelentős tömegű folyóvízi durva törmelékes ásványi nyersanyaggal (homokos kavics). A Lépence-patak torkolatvidékén több felhagyott kőfejtőben ismert a Börzsöny hegységgel genetikailag összefüggő andezit, (Malom-hegy ÉNY-i, NY-i oldal).

A Duna parton a lösztakaró alatt a piroxénandezitek alkotják az ártér falait (Gizella-telep). A Börzsönyi Hegyestető andezitje a Duna-meder alatt folytatódik.

Dömöstől ÉNY-ra a Duna árterülete kiszélesedik, lösz és futóhomok fedi. A lösztakaró alatt több helyen kibukkan a szálban álló andezit.

A vulkáni törmelékből álló vonulatok lankás lejtőjűek, a tömeges andezitekbe vágott patakmedrek mélyek, szurdokszerűek. A mély vizmosásokban a fekvő homokos-agyagos üledékei figyelhetők meg.

A hegységperemeket sárga-, szürke lösz, áthalmazott lösz, vörösbarna löszös nyirok, nyirok, lejtőtörmelék fedi.

A kőzetváltozatok vázlatos elhelyezkedését, valamint a Nagymaros-Visegrád közötti vázlatos földtani szelvényeket az 1., 2. ábra mutatja be.

2. A FOLYÓ HORDALÉKÁNAK; ÜLEDÉKÉNEK VIZSGÁLATA

Ásványi nyersanyagkutatás céljából az Ipoly torkolatától folyásirányban 2 km-re, a Duna 1709 fkm szelvényéből-, továbbá a Nagymaros - Visegrád közötti szakaszon mederanyag közethalmaz-mintát vettünk.

A dunai vízmű építési munkálatainak előrehaladtával szükségessé vált az érintett partmenti környezetben települő (számítások szerint vízzel elárasztásra kerülő) folyóvízi durva törmelékes kőzetanyagot kitermelésre előkészíteni.

E munkálatok végzése révén vett részt a Budapesti Műszaki Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke a mederanyag és a pilismaróti öblözet üledékanyagának kutatásában.

A VIZITERV 1977-ben Pilismarót mellett lemélyített kutatófurásainak helyszinrajzát, a finomszemcsés és homokos fedő-, valamint kavicsos homok, homokos kavics, folyóvízi kavics, pleisztocén üledék települését a 3. ábrán mutatja. A kutatófurások megnevezése mellett a homokos üledék-, továbbá durva törmelékes üledék vastagságát jelöltük. A folyóvízi kavics, homokos kavics, homok kőzetanyagot agyagos, aleuritós, agyagos-aleuritos képződmények fedik.

A szemcseösszetétel jellemzőit (medián, osztályozottság, ferdeség) a 4. ábrán, az osztályozottság gyakorisági eloszlását, annak változását a szemcsenagysággal és a település-

sel az 5. ábrán szemléltetjük. A TRASK-féle osztályozottsági érték magas (esetünkben $0 > 4$, lásd ábrát); a $0,5 - 5 d_{mm}$ -es kőzetfrakció kisebb-, míg a kavics jelentősebb tömegszázalékban vesz részt a halmazban.

A Duna Basaharc - Dömös közötti (pilismaróti) öblözetének felső-pleisztocén törmelékes üledékét nagyarányú kitermelési eljárással hasznosítják, (1., 2. kép). Az ásványi nyersanyag kibányászását Ujvölgy település irányából indították (3. ábra).

Az említett három mintavételi hely anyagának kőzettani megoszlását a 6. ábra szemlélteti.

Az 1709 fkm szelvény mederanyagának, valamint a Duna pilismaróti öblözet üledékének részletes kőzettani vizsgálatát az 1., 2. táblázatban foglaljuk össze.

A Felső-dunavölgy területén nagyszámu és igen részletes vizsgálatokkal jellemezték a kutatók a Duna és mellékfolyók anyagát. Hogy a vízgyűjtő terület kőzetföldtani helyzetének-, továbbá a mellékfolyók hordalékának változását mindezen adatok összesítése révén is áttekinthessük, a vizsgálati eredményeket szempontjainknak megfelelően csoportosítottuk, összegeztük. Kitűnik, hogy a hordalék és üledék összetevői az Alpok-, (kvarc, kvarcit, gránit, ez utóbbi $0,7-4,0\%$ -ban), a Kárpátok-, (kvarc, kvarcit, homokkő), és a Magyar középhegység (andezit változatok $1,4-9,4\%$ -ban vörös, szürke tömött mészkő $0,9-6,3\%$ -ban — részben szlovák területről —) ásvány - kőzet komponenseit reprezentálják, 7., 8., 9. ábra, tömegarányaikban változó mennyiségben.

IRODALOM - REFERENCES

BIDLÓ G. - KLEB B. - TÖRÖK E. 1967.

Vizépitési beton adalékanyagainak vizsgálata. -
Építőanyag, 11. sz. p. 426-432.

BÖCKH H. 1899.

Nagymaros környékének földtani viszonyai. - Földta-
ni Intézet Évkönyve. p. 1-57.

HORNIS E. 1956.

A Duna üledékének és hordalékának vizsgálata. -
Ép.tech.Gép.Kut.Int. Pozsony. Kézirat.

HORNIS E. 1965.

A dunai homok, kavics kőzettani és technológiai
vizsgálata, különös tekintettel a Dunai Vízmű épi-
tésére. - Mélyépitéstudományi Szemle. p. 375-394.

PÉCSI M. 1959.

A magyarországi Duna - völgy kialakulása és fel-
színelaktana. - Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 346.

SCHAFARZIK F. 1921.

Vác város fiatalabb pleisztocén (diluviális) tera-
sza. Hidrológiai Közlöny I. köt. p. 40-44.

TÖRÖK E. 1978.

Pilismaróti-öblözet dunai üledékének (ásványi-
nyersanyagnak) műszaki - kőzettani jellemzése. -
Kézirat. p. 71 + mellékletek.

TÖRÖK E. 1981.

Kavicsgenetika, dunai hordalék és üledék -ásványi
nyersanyag-megítélése főbb fizikai jellemzők
alapján. - Kézirat. p. 104.

BED LOAD AND SEDIMENT CHARACTERISTICS OF THE DANUBE
SECTION AT NAGYMAROS

by

E. Török

ABSTRACT

After completing the building of the Danube hydro-electric power station the Pleistocene coarse detrital sediment of the Danube in the diked marsh at Pilismarót can not be used as aggregate due to flooding the territory with water. At present the sediment is being exploited for building purposes. Petrographic investigations were carried out on bed load samples from two different places of the river section in question and on rock samples taken from test holes in the diked marsh at Pilismarót.

The petrographic distribution of the river material is represented in tables and the obtained results are plotted on graphs according to their sites.

The grain size distribution of sand gravel in the environment of Pilismarót is shown graphically.

Some sedimentological parameters such as grading value (O), median value (Md), skewness of grain size distribution (F) were investigated depending on granulometric composition.

The statistical characterization of the set of sediments in question with respect to shape is summarized graphically.

Manuscript received: 20. April, 1982.

Address of the author:

Dr. Török Endre

Technical University, Faculty of Civil
Engineering, Department of Mineralogy
and Geology

Budapest, Stoczek u. 2.

H - 1111

ÁBRAALÍRÁSOK

1. ábra Nagymarosi Duna-szakasz és tágabb környékének vizgyűjtő területe, uralkodó kőzetváltozatok elhelyezkedése
Budapesti, tatabányai 200 000-es földtani térképek nyomán. MÁFI., 1966.
2. ábra Vázlatos földtani szelvények Nagymaros - Visegrád között
1 törmelékes, elsősorban folyóvízi üledékes kőzetek, 2 andezit és kőzetváltozatai.
A kutatófurások a Dunai Vizlépcső tervezéséhez mélyültek.
BME; GEOTECHNIKA T., 1957-58.
3. ábra Pilismaróti öblözet területén mélyített kutatófurások helyszínrajza
VIZITERV 1977.
4. ábra d_{max} 63 mm szemcsenagyságu üledék szemeloszlási görbéinek gyakorisága
 M_d = medián, O = osztályozottsági érték (TRASK, P.D.), 1930., F = szemcseeloszlás ferdesége (FOLK, R.L. - WARD, W.C.), 1957.
Pilismarót, BME. ÁFT., 1973.
5. ábra Osztályozottsági érték (O) változása homokos kavics halmaz megválasztott szemcsenagyság összetételének függvényében
a gyakorisági eloszlása, b területi elkülönítése a vizsgált szakaszon
BME.ÁFT., 1982.

6. ábra Halmaz mintacsoportok kőzettani megoszlása
Háromszögdiagramok: nehézásványok eredet szerinti megoszlása
BME. ÁFT., 1982.
7. ábra Duna és mellékfolyói hordalékának, valamint üledékének nehézásvány tartalma, eredet szerinti megoszlása
E. HORNIS^V, 1965. Adatainak felhasználásával
BME.ÁFT., 1982.
-
8. ábra Nehézásványok sűrűség szerinti feldusulása
E. HORNIS^V, 1965. Adatainak felhasználásával
BME. ÁFT., 1982.
9. ábra Duna és mellékfolyók anyagának kőzetösszetétele
E. HORNIS^V, 1965. Adatainak felhasználásával
BME.ÁFT., 1982.

ALÁÍRÁSOK A FÉNYKÉPEKHEZ

1. kép Pleisztocén dunai üledék, homokos kavics, ásványi nyersanyag termelése
BME. ÁFT., 1981.
2. kép Finomszemcsés képződmények lefedési munkálatai
BME. ÁFT., 1981.

CAPTIONS

- Fig. 1 Distribution of the main rock types in the drainage area of the Nagymaros Danube section (After the 1:200 000 scale geological maps of the Hungarian Geological Institute, quadrangles Budapest and Tatabánya, 1966)
- Fig. 2. Schematic geological cross sections between Nagymaros and Visegrád
1 clastic, mostly fluviatile sedimentary rocks,
2 andesite and its varieties.
Drilling was performed for the Danube Dam project.
BME, GEOTECHNIKA T., 1957-58.
- Fig. 3 Location sketch of the boreholes drilled in the Pilismarót embayment
VIZITERV, 1977.
- Fig. 4 Grain size distribution curve frequency of sediments with $d_{\max} = 63$ mm
 M_d = median, O = grading (sorting) value (TRASK P.D.), 1930; F = skewness (FOLK, R.L. - WARD, W.C.) 1957.
Pilismarót, BME ÁFT, 1978.
- Fig. 5. Variation of the grading value (O) in a sandy gravel in function of the grain size distribution
a histogram, b regional distribution in the area of study.

- Fig. 6 Petrographic distribution of sample sets
Triangle diagrams: distribution of heavy minerals
according to their origin
BME ÁFT, 1982.
- Fig. 7 Genetic distribution of the heavy mineral content
in the load and sediments of the Danube and its
tributaries
BME ÁFT 1982, with the use of the data by E. HORNIS
1965.
- Fig. 8 Enrichment of heavy minerals in function of
density
BME ÁFT, with the use of the data by E. HORNIS
1965.
- Fig. 9 Petrographic composition of the materials suppl-
ied by the Danube and its tributaries
BME ÁFT 1982, by the use of the data of E. HORNIS
1965.

PHOTO CAPTIONS

Photo 1 Exploitation of Pleistocene Danube sediments
(sandy gravel) as mineral rawmaterial
BME ÁFT, 1981.

Photo 2 Removel of the fine-grained overburden
BME ÁFT 1981.

1 2 3

Kőzetösszetevők

	m	%	m	%	m	%
Egynemű, tömött szerkezetű, jól kerekített, sima szemcse felületű <u>kvarc</u> , <u>kvarcit</u> , sárga, barna	403	29,0	407	29,7	308	21,3
Likacsos, üreges, egyenetlen felületű <u>kvarcit</u> , szürke, sárgásszürke, fehér	276	19,9	129	9,4	216	14,9
Rétegzett, lemezes, sima felületű <u>kvarcit</u> , szürkésbarna, fehér, barna	238	17,2	236	17,2	248	17,2
Finomszemű, kerekített, sima felületű <u>kvarcit</u> , sötét-szürke, barna, fekete	44	3,7	63	4,6	100	6,9
Durvaszemű, kerekített, sima felületű, <u>kvarcit</u> , barna sötét-szürke, fehér	132	9,5	167	12,2	130	9,0
Amorf, gyengén kristályosodott, üvegszerű, fényes felületű kőzetanyag, világosbarna, fekete	77	5,5	31	2,3	50	3,5
Tömött szerkezetű <u>mész</u> kő, sötét-szürke, barnássárga	43	3,1	44	3,2	91	6,3
Homokkő <u>kvarcit</u> , barnássárga, szürkésbarna	46	3,3	39	2,8	-	-
<u>Kvarcit</u> pala, sötét-szürke, szürke, sárga / csillámos /	77	5,5	118	8,5	139	9,6
<u>Gneisz</u> , barnásszürke, sárgásbarna	-	-	41	3,0	76	5,3
<u>Fillit</u> , zöldesszürke, barnásszürke	-	-	22	1,6	39	2,7
<u>Csillámpala</u> , sárgásbarna, barna	14	1,0	-	-	-	-
<u>Andezit</u> , mállott változatok, szürkésbarna, szürkés-sárga, vörös	-	-	40	2,9	34	2,4
<u>Gránit</u> , kifakult, világosszürke, szürkés-sárga, barna	39	2,8	35	2,6	15	1,0

összesen:

1389 1372 1446

4-32 Ø d mm -es mederanyag kőzettani megoszlása, 1709 fkm.

Jelmagyarázat:

m = követhalmaz tömege
% = követhalmaz tömeg %
1,2,3 = párhuzamos vizsgálat

1. táblázat

Petrographic constituents

Quartz, quartzite; yellow to brown in colour, homogeneous, compact, well rounded, of even surface

Quartzite, grey, yellowish-grey to white, porous-cavernous, of uneven surface

Quartzite, greyish brown, white, brown, stratified, laminated, of even surface

Quartzite, dark grey, brown to black, rounded, of even surface, fine-grained

Quartzite, brown, dark grey white, rounded, of even surface, coarse grained

Amorphous substance, poorly crystallized, vitreous, of shiny surface

Limestone, dark grey, brownish yellow, compact

Sandstone quartzite, brownish yellow, greyish brown

Quartzite schist, dark grey, grey, yellow (micaceous)

Gneiss, brownish grey, yell owish brown

Phyllite, greenish grey, brownish grey

Mica schist, yell wisj brown, brown

Andesite, ~~weathered~~ (altered) varieties of greyish brown, greyish yellow and red

Granite, fake light grey, greyish yellow, brown

Total:

The composition of the 4-32 Ø d mm fiberbed load
at km 1709.

Legend:

m = mass of the rock set

% mass percentage

1, 2, 3 parallel measurements

Közvetlen vizsgálatok / magas, üledékes, átalakult/

1	2	3	4	5	6	7	8	9										
m	m	m	m	m	m	m	m	m										
%	%	%	%	%	%	%	%	%										
1	463	28,7	433	35,8	348	30,4	407	32,2	419	29,5	357	23,7	347	26,0	405	27,8	468	34,3
2	242	15,1	186	15,4	192	16,7	204	16,1	248	17,4	213	14,2	144	10,8	228	15,7	143	10,5
3	316	19,6	140	11,5	179	15,6	230	18,1	282	19,8	283	18,8	302	22,5	164	11,3	205	15,0
4	126	7,8	81	6,7	67	5,9	102	8,1	83	5,8	135	9,0	92	7,0	133	9,1	152	11,1
5	132	8,2	54	4,5	36	3,1	62	4,8	48	3,4	34	2,2	59	4,4	112	7,7	48	3,5
6	90	5,6	61	5,0	60	5,2	31	2,5	48	3,4	31	2,0	50	3,7	24	1,6	43	3,2
7	14	0,9	45	3,7	15	1,3	14	1,1	37	2,6	59	3,9	59	4,4	65	4,5	36	2,6
8	12	0,7	8	0,7	29	2,5	19	1,5	71	5,0	23	1,5			39	2,7	40	2,9
9					25	2,2	5	0,4	13	0,9	23	1,5						
10											23	1,5						
11																		
12	136	8,4	110	9,1	74	6,5	102	8,1	67	4,7	147	9,8	150	11,2	131	9,0	133	9,7
13							10	0,8					2	0,2	7	0,5		
14									9	0,7	2	0,1						
15									20	1,4	28	1,9	11	0,8	11	0,7		
16	12	0,7			6	0,5					6	0,4						
17	70	4,3	44	3,7	108	9,4	80	6,3	20	1,4	122	8,1	100	7,5	120	8,3	81	5,9
18			39	3,2	8	0,7			57	4,0	42	2,8	20	1,5	16	1,1		
1613	1209		1147		1266		1422		1505		1336		1455		1366			

Jelmagyarázat: m = közhalmaz tömege

% = közhalmaz tömegszázaléka

1 - 9 párhuzamos vizsgálatok: 1-3 = 14.sz.furás, 4-6 = 16.sz.furás, 7-9 = 20.sz.furás kőzetmintacsoportjai

Kivitelező: VIZITERV, 1977.

2. táblázat
/folytatás/

Jelmagyarázat:

- 1 = egynemű, tömött szerkezetű, jól kerekített, sima szemcsefelületű, kvarc, kvarcit, szürke, tejfehér, szürkésfehér, viztisza
 - 2 = likacsos, üreges, egyenetlen felületű kvarcit, barna, barnássárga, szürke
 - 3 = rétegzett, lemezes, sima felületű, barna, sárga, szürkésbarna, kvarcit
 - 4 = finomszemű, kerekített, sima felületű, sötétszürke, barnásszürke, kvarcit
 - 5 = durvaszemű, kerekített, sima felületű, barna, szürke, szürkéssárga, kvarcit
 - 6 = amorf, gyengén kristályosodott, üvegszerű, fényes felületű kőzetanyag, fekete, barna, vörös, szürke
 - 7 = tömött szerkezetű mész, szürke, vörös, sárga, barna
 - 8 = durva mész, sárga, sárgásbarna
 - 9 = homokkőkvarcit, szürkésbarna, barna
 - 10 = finomszemű homokkő, barna, szürke, szürkésbarna
 - 11 = márga, fehéressárga
 - 12 = kvarcitpala, szürke, barna, szürkésbarna
 - 13 = csillámpala, barnásszürke, sárgásbarna
 - 14 = gneisz, sárgásszürke, szürkéssárga
 - 15 = csillámos kvarcitpala, sárgásbarna
 - 16 = fillit /kvarc f./, szürke, sárgásszürke
 - 17 = andezit, a. tufa, mállott, szürke, világosbarna
 - 18 = gránit, vörösszürke, szürke
-

4 - 32 \varnothing d_{mm} -es anyag kőzettani megoszlása, pilismaróti dunai öblözet.

Petrographic constituents (igneous, sedimentary, metamorphic)

Legend: m = mass of the rock set

% mass percentage

1-9: parallel investigations:

1-3: borehole No 14

4-6: borehole No 16

7-9: borehole No 20

Performed by VIZITERV, 1977

Legend

- 1 = Quartz, quartzite, homogeneous, compact, well rounded, of even grain surface, grey, milk-white, greyish white, transparent
- 2 = Quartzite, porous, of uneven surface, brown, brownish yellow, grey
- 3 = Quartzite, stratified, laminated, of even surface, brown, yellow, greyish brown
- 4 = Quartzite, fine-grained, rounded, of even surface, dark grey, brownish grey
- 5 = Quartzite, coarse grained, of even surface, brown, grey, greyish yellow
- 6 = Amorphous, poorly crystalline rock material, vitreous, of shiny surface, black, brown, red, grey
- 7 = Limestone, compact, grey, red, yellow, brown
- 8 = Limestone, coarse, yellow, yellowish brown
- 9 = Sandstone quartzite, greyish brown, brown

- 10 = Sandstone, fine-grained, brown, grey, greyish brown
 - 11 = Marl, whitish yellow
 - 12 = Quartzite schist, grey, brown, greyish brown
 - 13 = Mica schist, brownish grey, yellowish brown
 - 14 = Gneiss, yellowish grey, greyish yellow
 - 15 = Quartzite schist, micaceous, yell wish brown
 - 16 = Phyllite (quartz phyllite), grey, yellowish grey
 - 17 = Andesite, andesite tuff, weathered, grey, light brown
 - 18 = Granite, reddish grey, grey
-

Petrographic composition of the 4 - 32 \emptyset d_{mm} fraction,
Pilismarót embayment of the Danube



- g ζ Mh BIOTITOS DÁCIT
- k M_s SZÁRAZFÖLDI KAVICS
- ζ Mt DÁCIT
- am α Mt AMFIBOLANDEZIT
- py α Mt AMFIBOLOS PIROXÉNANDEZIT
- α Mt PIROXÉNES AMFIBOLANDEZIT
- g α Mh GRÁNÁTOS AMF BIOTTANDEZIT
- P O_l_3 PECTUNCULUSZOS HOMOK, HOMOKKŐ, AGY.
- d T_n DACHSTEINI MÉSzkő

Fig. 1. ábra

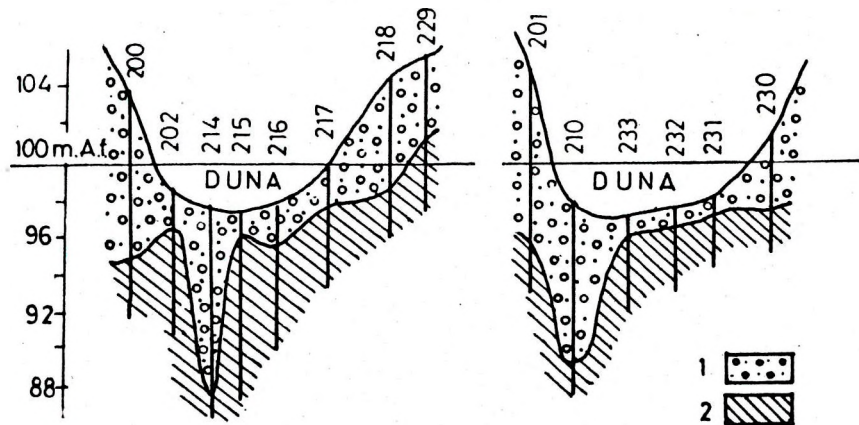
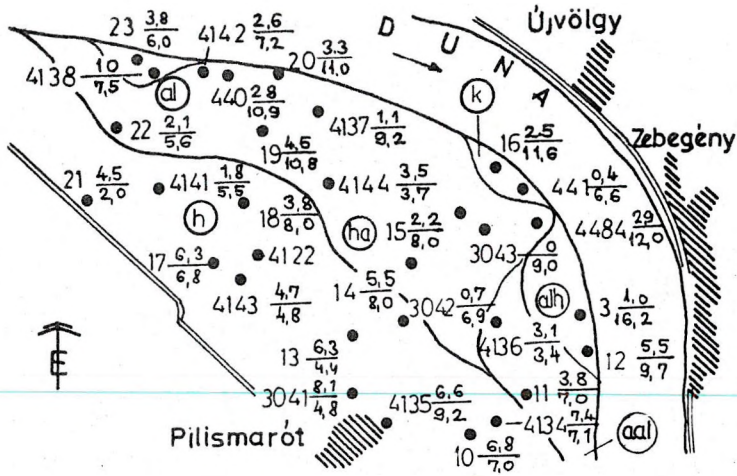


Fig. 2. ábra



k kavics, h homok, al alcurit, alh aleuritoshomok,
 aal agyagos aleurit, 22 $\frac{2,1}{5,6}$ fedő és telep vtg.

Fig. 3. ábra

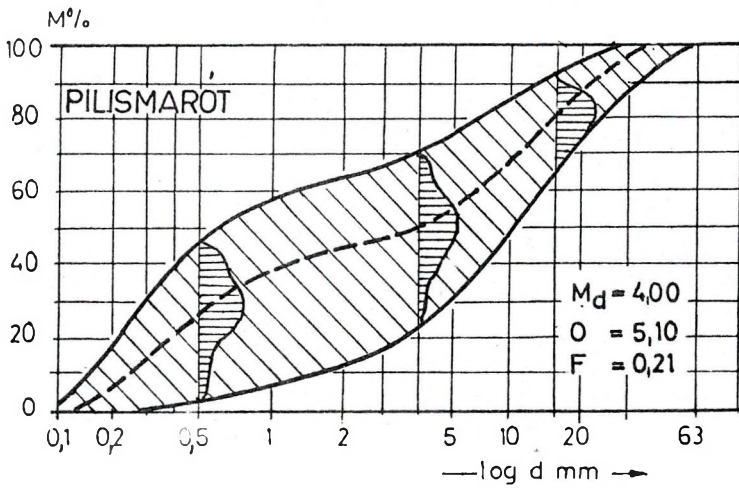


Fig. 4. ábra

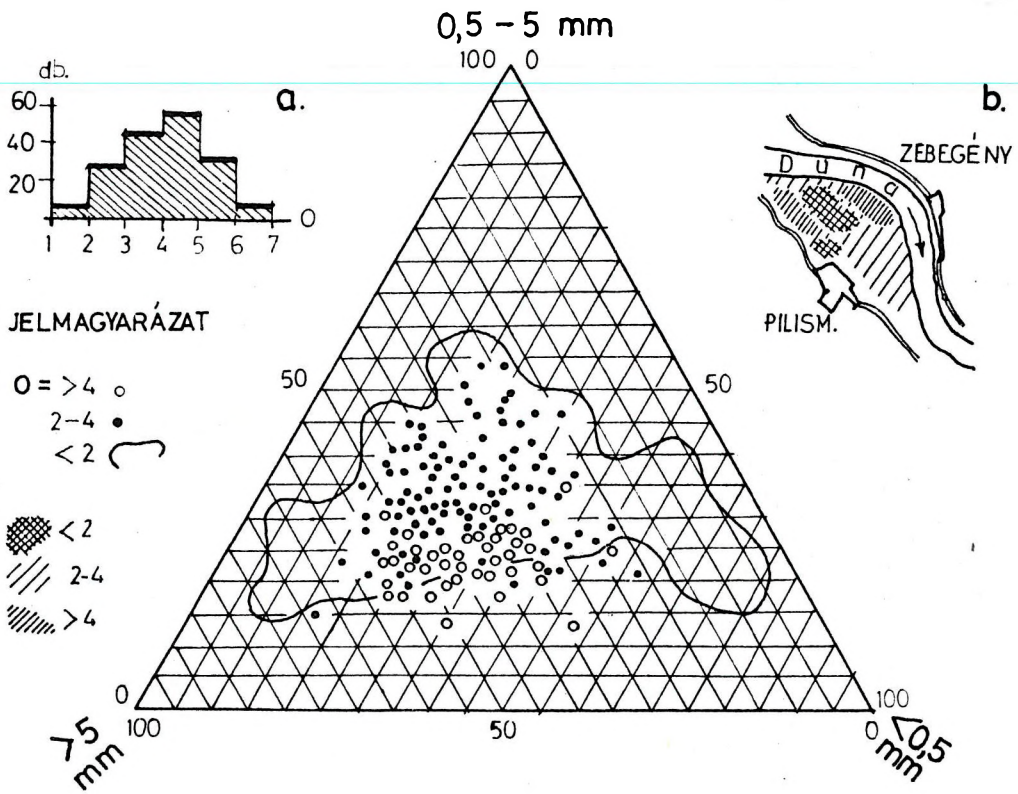
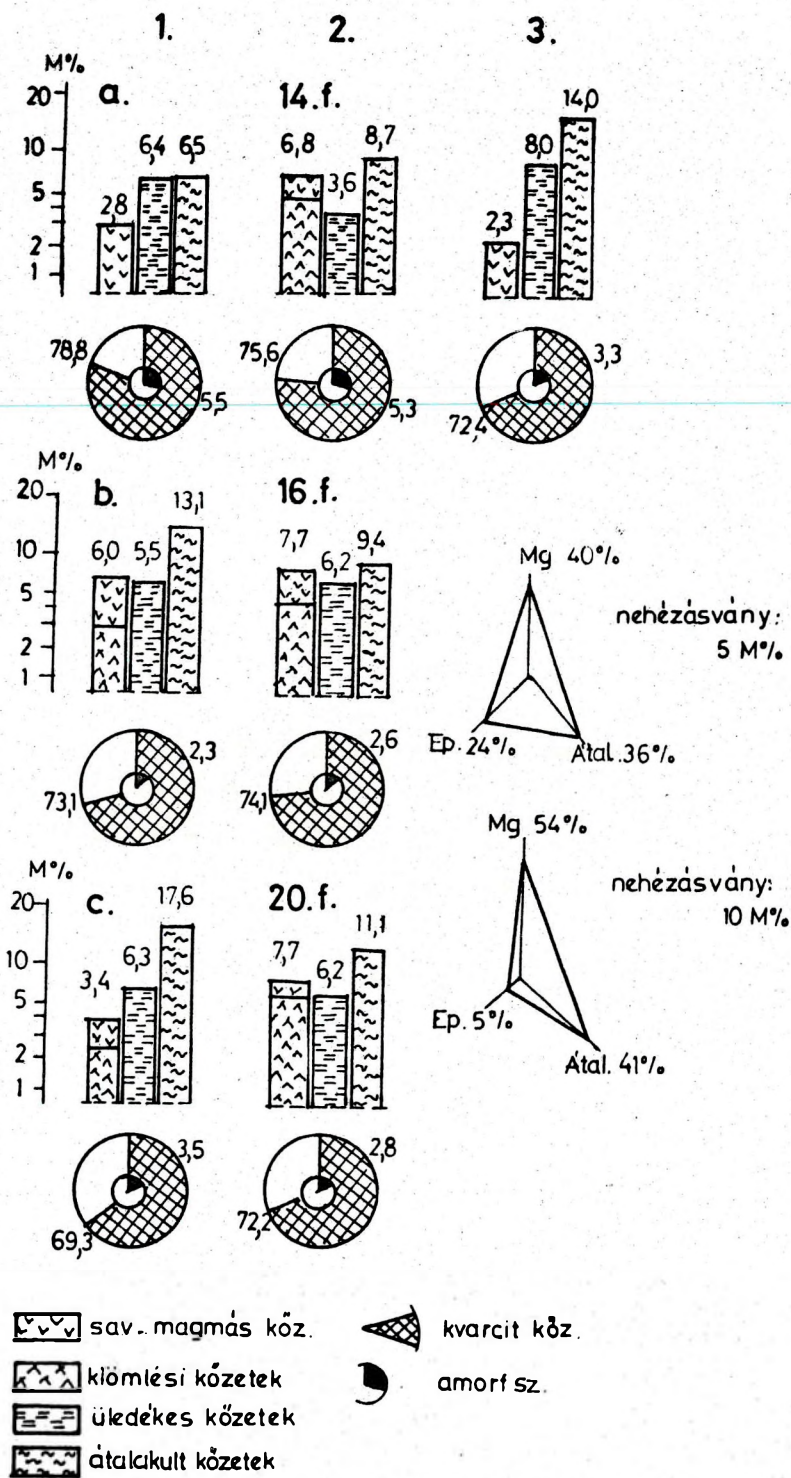


Fig. 5. ábra



1. 1709 fkm. 2. PILISMARÓT 3. NAGYMAROS-VISEGRÁD

Fig. 6. ábra

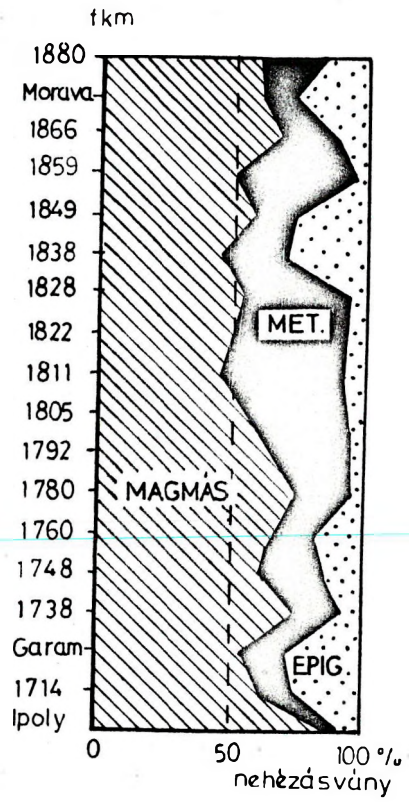


Fig.
7. ábra

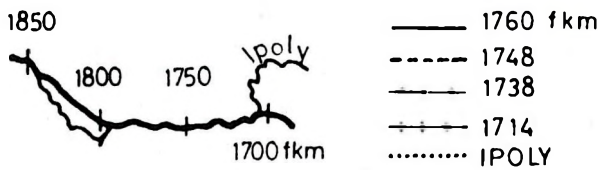
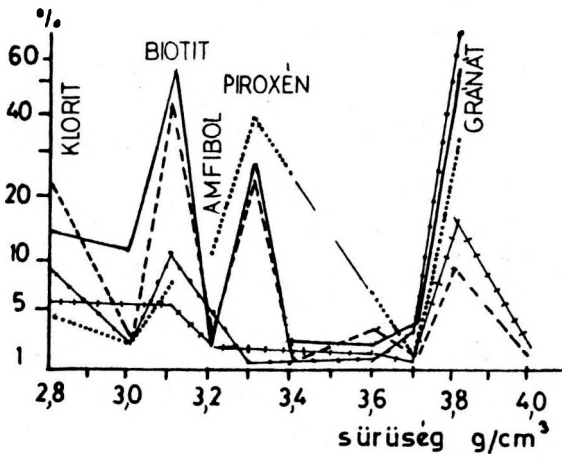
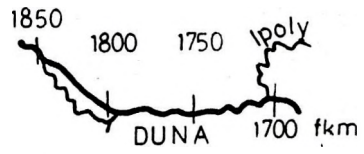
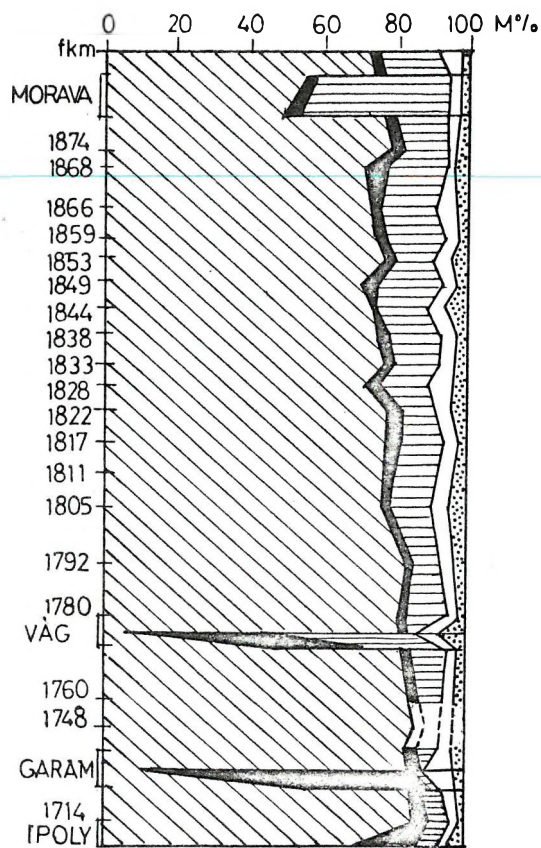


Fig.
8. ábra








-  kvarc, kvarcit kőz
-  magmás kőzetek
-  átalakult kőzetek
-  üledékes kőzetek
-  kőzettörmelék

Fig. 9. ábra

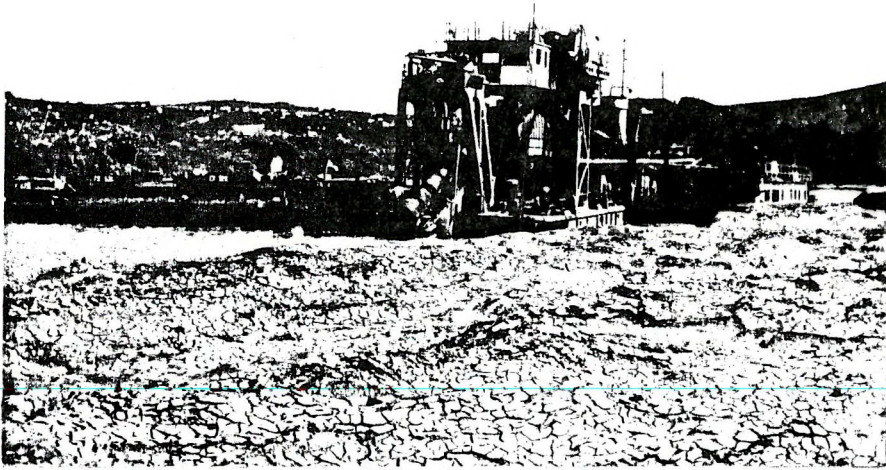


Photo 1. kép

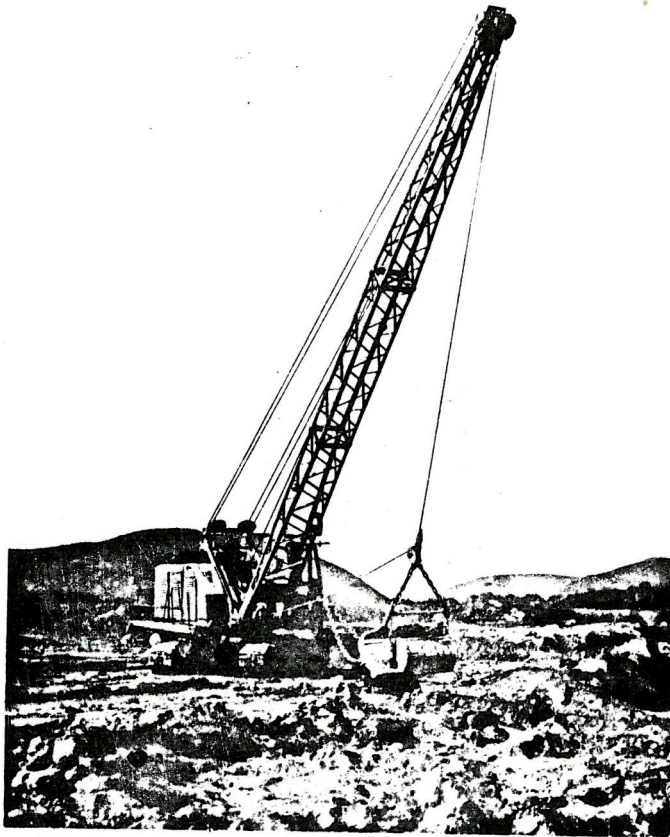


Photo 2. kép

ADATOK A GERECSE - ELŐTÉRI ÁTHALMOZOTT DOLOMIT-
TÖRMELEKES ÖSSZLET ISMERETÉHEZ

Fáyiné Tátray Magdolna^{x/}

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Lithostratigraphie, roche sédimentaire, Transdanubie

A nagyegyházi medence kőszén- és bauxitkutatása kapcsán megismert áthalmazott dolomitösszlet a Gerecse-előtér többi, jelenleg kutatás alatt álló medencéjében is többé-kevésbé megtalálható.

Az összletet általános elterjedésben a Nagyegyháza-i medencében figyelhettük meg, ettől K-re illetve É-ra jelenléte "esetlegessé" válik, kisebb, helyi süllyedésekre szorítkozik, átlagvastagsága is csökken (1. ábra).

Az áthalmazott dolomit átlagvastagsága Nagyegyházán 25—30 m, Mányon egy DNY-ÉK-i meddő sáv két medencealakulatot választ el egymástól, amelyekben az átlagos áthalmazott dolomit-vastagság 20 m körüli. A Mány-K területrészen, helyi jelleggel, 10 m körüli átlagvastagsággal jelentkezik.

^{x/} Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Budapesti Területi Szervezete 1982. március 24-i előadóülésén.

Kézirat beérkezett: 1982. május 25-én.

A tarjáni-héregi-bajnai-gyermelyi terület egységeiben előfordulása helyi töbrökhöz kötött.

Az összlet közvetlen fekvőjében Nagyegyházán telepszerű kifejlődésű, mürevaló bauxittest található. Mányon csak az alaphegység egyes süllyedékei töltődtek ki bauxittal. A bauxitlerakódás többször megismétlődött. Megjelenési formái, elterjedése alapján az áthalmozott dolomitösszlet tektonikusan preformált süllyedékekhez kötött.

A törmelékanyag zömét a kiemelkedett középső-felsőtriász (uralkodóan dolomit, alárendelten dachsteini mészkő) kőzetek szolgáltatják, amelyek fizikai-kémiai hatásokra — minden valószínűség szerint — helyben aprózódtak és a gravitáció, valamint időszakos vízfolyások hatására jutottak mélyebb területekre (fanglomerátum jellegű törmeléklerakódás, TÓTH Á. /2/). A törmelék szemcsenagysága tág határok között változik: tömböket (néhány dm-től néhány m-es nagyságrendig) éppúgy feltekinthetünk benne, mint néhány tized mm-es szemcséket és a dolomitport, amely az áthalmozott dolomitösszletben alapanyagnak tekinthető.

A dolomitpor részben — a durvább szemcsékhez hasonlóan — fizikai-kémiai folyamatok mállasztó hatására keletkezett és azokkal együtt került jelenlegi helyzetébe. Másik része a már áttelepült kőzetanyag további széteséséből, illetve kezdődő oldódási folyamatok eredményeképp jött létre.

A dolomitpor-alapanyag mennyisége a vizsgált mintákban igen tág határok (gyakorlatilag 0—100%) között mozog. Eredeti arányokat csak abban az esetben állapíthatnak meg, ha a területen a későbbi elláposodás során a dolomit-törmelékes összletbe szivárgó szulfátos oldatok, vagy az esetleges vízzelborítottság esetén fellépő karbonátoldódás és ujjrakicsapódás eredményeként a laza törmelék cementálódott. A kötetlen törmelékből

a furás közben az öblítőiszap "kinéssa" a dolomitport, így csak a durvább frakciók jelentkezők a felszínre hozott mintákban.

Az összletre általában jellemző, hogy az uralkodó szemese-nagyság felfelé csökken. Ez magyarázható a kiemelt terület-részek folyamatos letarolásából, a süllyedékek feltöltődésével, ami a reliefenergia csökkenését eredményezte. Ez a folyamat tárta fel az egyre idősebb, színben és szövetben egymástól jobban elütő dolomittípusokat is, aminek eredménye az a többé-kevésbé általános jelenség is, hogy az alsó részeken inkább azonos anyagu (monomikt) breccsák vannak, a felsőbb tagozatokban pedig inkább különböző dolomittípusokat tartalmazó (polimikt) breccsák.

Az áthalmozódás közben a területre kisebb-nagyobb mennyiségű bauxit is szállítódott. Ennek egy része beiszapolódott az alatta elhelyezkedő laza üledékbe, illetve helyenként önálló lencsákat (un. "köztes bauxit-szint") alkot.

A térszin viszonylagos kiegyenlítődése után, az elláposodás és a kőszénképződés megindulása előtt Nagyegyházán még egy bauxit-áthalmozódási periódus is volt. Ennek eredménye a nagyobb területen követhető un. "felső bauxitszint", amely itt az áthalmozott összlet zárórétege. Ez a bauxit leggyakrabban szürke, erősen pirites, ami az utólagos (kőszénképződéssel kapcsolatos) reduktív hatás következménye. Ez a bauxitszint helyi képződményként Mányon is megjelenik.

Az áthalmozott dolomit képződése a kőszénképződés megindulásával gyakorlatilag megszűnik. Átmeneti tagozatoknak tekinthetők a dolomittörmelékes szenes agyagok, amelyek genetikailag már a kőszéntelepessé összlethez tartoznak. Ennek az átmenetnek szélsőséges példájával találkoztunk a Zs-29. sz. furásban (2. ábra), ahol a kőszéntelep szétseprűződik, és 45 m vastagságban barnakőszén, ill. szenes agyag váltakozik

dolomittörmelékekkel, agyagos dolomitporos, bauxitos breccsával, és csak alárendelten jelennek meg a kőszéntelegek között máshol jellegzetes mészmárga-rétegek (összesen kb. 3 m vastagságban). Ez alatt az átmeneti sorozat alatt a dolomittörmelék még nagy vastagságban megvan, lefelé csökkenő mennyiségű dolomitporral, nagyobb tömbök megjelenésével, Figyelemre méltó, hogy ebben a furásban a területi átlagnál jóval vastagabb az áthalmozott dolomit (123 m).

A mányi terület D-i részén (1. ábra) még egy, un. felső szintben is van áthalmozott dolomit, a kőszénteleges összlet fedősorozatában. Ez vagy az un. alveolinás mészkő alsó részén jelentkezik jól kerekített szemcséket tartalmazó dolomitszikkóként, vagy pedig több méteres dolomittömbök helyettesítik a mészkövet. Megjelenési formája és települési helyzete alapján inkább tengerparti, abráziós eredetűnek kell tekintenünk.

Az áthalmozott dolomitösszlet korának megállapítására a szenes agyagos közbetelepüléseken végzett pollenvizsgálatok (RÁKOSI L.) adnak támpontot. Ezek alapján kora már biztos eocén (lutéciai). A mányi "felső" szint rétegtani helyzete és a benne talált Foraminiferák alapján egyértelműen középsőeocén (KECSKEMÉTI T.).

Az ilyen genetikájú összletek tipizálására több lehetőség kínálkozik. Lehet típusnak tekinteni minden jellegzetes mintát, de ki lehet jelölni un. tiszta típusokat, amelyek kombinációiból vezethetők le a sorozat kifejlődései.

Az áthalmozott dolomitot harántoló furások feldolgozásának első periódusában az első osztályozási módszer volt használhatóbb. De a vizsgált minták számának növekedésével (Nagyegyházán mintegy 180, Mányon 200, az egyéb területrészen összesen kb. 100 furás anyaga került — többek között ilyen szempontból is — vizsgálatra) lehetőséget láttunk a tiszta típusok kijelölésére.

A tipizálásra a következő jellegeket találtuk alkalmasnak:

- törmelékszemcsék anyaga
- törmelékszemcsék alakja
- kötőanyag minősége.

(Az alapanyag, mivel gyakorlatilag mindig dolomitporból áll, ill. néhány tized mm-es dolomitszemcse, nem került a jellemzők közé.)

A fentiek alapján a következő típusok különíthetők el:

1. Törmelékszemcsék anyaga alapján:

- egynemű dolomitból álló
- különféle dolomittípusokat tartalmazó
- dolomit- és mészkőszemcséket vegyesen tartalmazó
- csak mészkőszemcséket tartalmazó
- agyag, illetve vörös- vagy szürke bauxitszemcséket is tartalmazó
- szenes agyag illetve kőszéntörmelket is tartalmazó.

2. Törmelékszemcsék alakja alapján:

- csak szögletes, koptatatlan szemcséket tartalmazó
- csucson kopotatott szemcséket tartalmazó
- csucson és éleken is koptatott (lekerekített) szemcséket tartalmazó
- lekerekített és koptatatlan szemcséket vegyesen tartalmazó ("konglobreccsa").

3. Kötőanyag minősége alapján:

- karbonátos kötőanyag
- pirites kötőanyag
- vörös- vagy szürke agyagos kötőanyag
- szenes-agyagos kötőanyag.

A felsorolt típusok minimális variációs száma 64. Azonban csak 15—20 olyan kombináció fordul elő gyakrabban. A nagyegyházi területrészen általában vegyes (több dolomitipust tartalmazó "polimikt") anyagu breccsák gyakoribbak, amelyek kötőanyaga gyakorta vörös agyagos, esetenként bauxitos. A mányi területen inkább az egynemű dolomitból álló ("monomikt") breccsák jellemzőek.

A törmelékszemcsék anyaga a kiemelt, lepusztuló rögök köréről ad felvilágosítást. A törmelékanyagban gyakoriak a jellegtelen, a felsőtriász dolomitos összletben is nehezen azonosítható szemcsék. Azonban vannak olyan szemcsék is, amelyek jellegzetesek, a törmelékük is jól felismerhető. Ilyenek a sorozat alján, gyakran tömbökben előforduló nóri sztromatolitok, a karni felsőbb tagozataiból ismert kávébarna és lila dolomitok, a karni aljáról ismert sötétszürke, néha fekete dolomit, valamint a semmivel össze nem téveszthető alsókarni szarukő.

A törmelékszemcsék alakja alapján némiképp következtethetünk e szállítás távolságára, közegére (időszakos vízfolyás). Az alak azonban egyéb tényezőktől is lényeges mértékben függ. Legfontosabbak a kőzet fizikai tulajdonságai; rideg, szilánkosan törő-e a kőzet, vagy porlódásra hajlamos-e. Jellegzetes konglobreccsák Nagyegyházán elég gyakran, Mányon ritkábban jelentkeztek. Ez összefüggésben van az áthalmazódott dolomitanyag tulajdonságaival; ui. a mányi áthalmazott összlet uralkodóan ladini dolomitból áll, ami porlódásra rendkívül hajlamos.

A szemcsék alak- és nagyság-változásának általános tendenciáit vizsgálva, Nagyegyházán és Mányon is, D-ről, történő lehordódást lehet feltételezni.

A kötőanyag minőségének, és ezzel összefüggésben az alapanyag-nak van nagyobb gyakorlati jelentősége; ezek befolyásolják döntően az összlet vízáteresztőképességét és állékonyságát.

Vizvédelmi szempontból is jelentős a bauxit illetve bauxitos agyag jelenléte a sorozatban. Nem elhanyagolható tényező a dolomitpor sem, amely egyrészt kitölti a szemcsék közötti teret, beiszapolódva közéjük; másrészt — főleg Mátyon — önálló "betelepülésként" jelentkezik, deciméteres, méteres nagyságrendben. Ezek az önálló dolomitporos szakaszok azonban csak akkor szerepelhetnek pozitív tényezőként, ha jól kötöttek, tehát állékonyságuk megfelelő és a fakadó vízben hordalékot nem képeznek.

IRODALOM - REFERENCES

MFT Munkabizottság

Jelentés a Nagyegyháza-Csordakut-Mány területén lévő áthalmazott dolomitösszlet komplex földtani vizsgálatáról. - Budapest, 1970. Kézirat.

TÓTH Á.

A Nagyegyházi-medence fő bauxitszintjének fedőjében lévő fanglomerátum breccsa rövid jellemzése. - Balatonalmádi, 1974. Kézirat.

VÉGH S-né

Szakvélemény a Nagyegyháza-Mány területén mélyült furásokban harántolt dolomitokról. - Budapest, 1972. Kézirat.

WILLEMS T. - SCHMIEDER A. - BAGDY I. - SZILÁGYI G. - KES-SERÜ ZS.

A Nagyegyháza-Mány-Csordakut térségi nyersanyagelőfordulás bányavizvédelmi vonatkozású védettségi viszonyainak feltárása az újabban megismert természeti tényezők figyelembevételével. - Budapest, 1973. Kézirat.

Nagyegyházi szén- bauxit- és vízföldtani kutatások összefoglaló értékelése. - Tatabánya 1976. Kutatási zárójelentés.

A mányi kutatási terület összefoglaló földtani zárójelentése. - Tatabánya, 1977.

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF THE REWOEKED
DOLOMITE DEBRIS SEQUENCE IN THE FORELAND OF THE
GERECSE MTS (TRANSDANUBIA)

by

M. Fáyiné-Tátray

ABSTRACT

Intensified research in the 1970-es established the almost general occurrence of a sequence consisting of reworked detrital dolomite (fangl merate type) in the depressions bordering the Gerecse Mts.

The author discusses the genesis of the sequence and the typization possibilities.

Manuscript received: May 25, 1982

Address of the author:

Fáyiné Tátray Magdolna
ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék
Budapest, Múzeum krt 4/a.
H-1088.

ÁBRAALÍRÁSOK

1. ábra A vizsgált terület elterjedése

Jelmagyarázat:

1. nóri dachsteini mészkő
2. karni-nóri fődolomit
3. ladini dolomit (diploporás dolomit)
4. az áthalmozott dolomit elterjedésének határa
5. un. felső áthalmozott dolomit elterjedési területe.

2. ábra A Zs-29. számú furás "átmeneti" rétegsorának felépítése

Jelmagyarázat:

1. barnakőszén-kőszenes agyag
2. áthalmozott dolomit, dolomitporral, porlódó kérgü szemcsékkel
3. édesvizi mészkő, mészmárga
4. bauxit
5. agyag
6. szaruköves dolomittörmelék.

CAPITONS

Fig. 1 Geology of the area of study

Legend:

1. Dachstein limestone (Norian)
2. Hauptdolomite (Karnian-Norian)
3. Diplopora bearing dolomite (Ladinian)
4. Contours of occurrence of the reworked dolomite debris
5. Contours of occurrence of the so-called upper reworked dolomite.

Fig. 2. Lithological column of the "transitional" sequence in Borehole Zs-29

Legend:

1. Brown coal — lignitic clay
2. Reworked dolomite, with dolomite powder, and dolomite grains with pulverizing crust
3. Freshwater limestone, calcareous marl
4. Bauxite
5. Clay
6. Dolomite debris with chert.

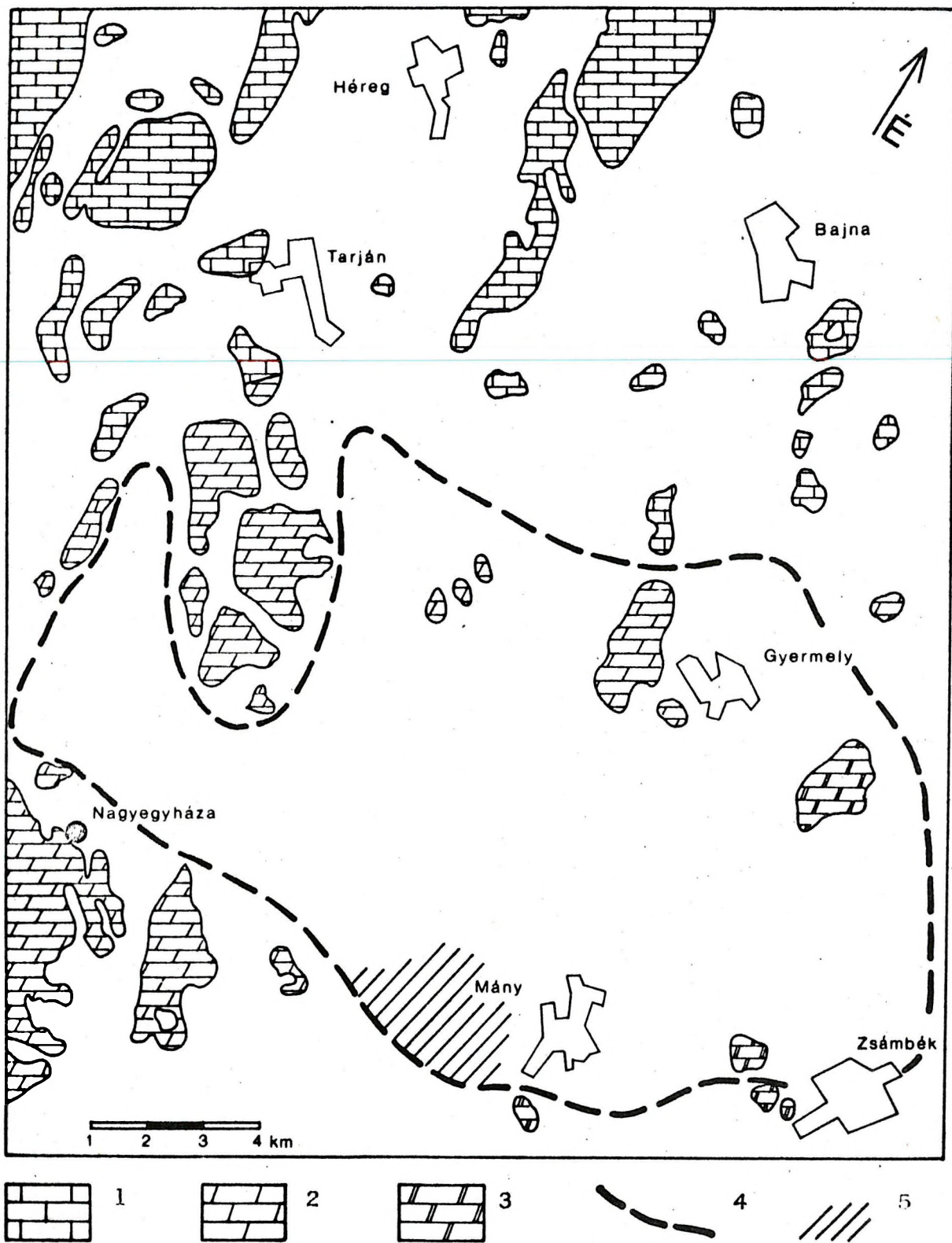


Fig. 1. ábra

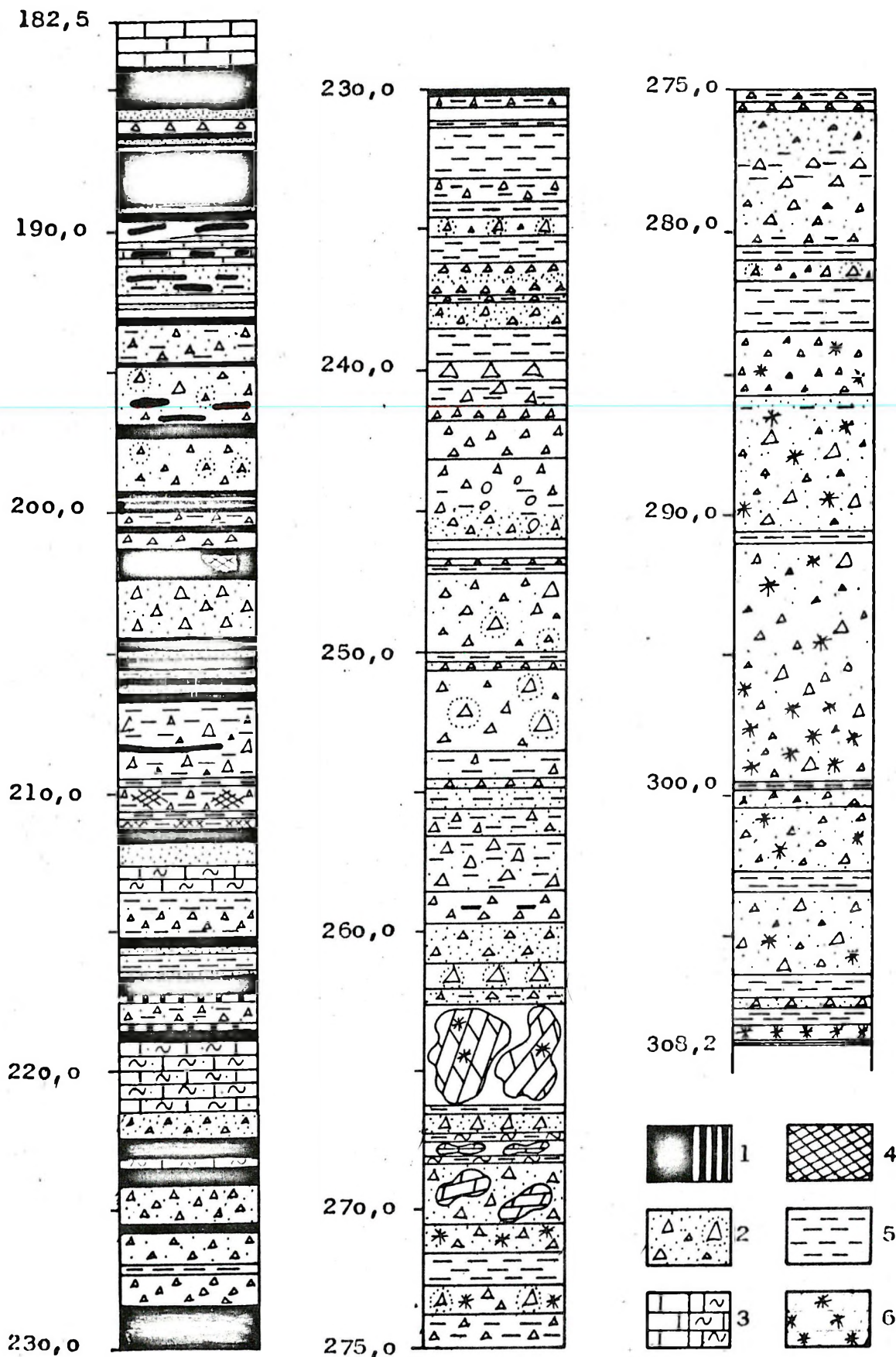


Fig. 2. ábra

AZ ALFÖLDI FELSŐ-KRÉTA KÖZETRETEGTANI EGYSÉGEI

Szentgyörgyi Károly^{x/}

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Stratigraphie, lithostratigraphie, formation, roche
sedimentaire, Crétacé supérieur, Alföld (Grande Plaine),
Hongrie

A Pannon-medence preneogén aljzatát a Középmagyarországi
nagyszerkezeti övezet (SZEPESHÁZY K., 1979, "Zábráb—
Kulcs—Hernád vonal" WEIN GY., 1978 szerint, BALLA Z.,
1981 szerint szubdukció nyomvonala - collisional suture)
két, egymástól rétegtani felépítés és kifejlődés tekinté-
tében is lényegesen különböző egységre osztja. A kifejlő-
désbeli különbségek a — szénhidrogénkutató furások által
feltárt — felső-kréta kora képződményekben is megnyilván-
nulnak.

A Dunántul DNY-i medenceterületein, harmadidőszaki képződ-
mények alatt harántolt, közettanilag háromosztatu, epikon-
tinentális kifejlődésű szenon rétegek lényegileg a Dunán-
tuli Középhegység hasonló kora üledékeivel megegyező ki-
fejlődésűek.

^{x/} Előadva: A Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Terü-
leti Szervezete 1982. június 17-i szakülésén.
(Az előadás első része.)

Kézirat beérkezett: 1982. augusztus 5-én

Ezektől sok tekintetben jelentősen eltérő, változatosabb kifejlődésű az Alföld pretercier aljzatában mélyfurásokkal kitapogatott felső-kréta sorozat. E képződményeket a furások három — közbenső feltárások hiányában egyelőre csak feltételesen összekapcsolható — területen tárták fel: a Duna-Tisza közén, Északnyugat-Tiszántulon és a Tiszántul DK-i részén (1. ábra).

A Duna-Tisza közi transzgressziós településű, epikontinentális felső-kréta a Tiszántul ÉNY-i részén fáciesváltással az "alföldi flis" felső-kréta részlegének turbidites kifejlődéséhez csatlakozik.

A Tiszántul Körösök közötti részén — úgy látszik, az előzőtől ösföldrajzilag különálló üledékgyűjtőben — nagyjából K—NY-i csapású vonulat mentén max. 1000 m vastagságú, terrigén rétegek ütemes váltakozásából álló turbidites felső-kréta sorozatba hatoltak a furások. A turbidit összletéhez NY-i irányban — kiemelt rögök felett — 100—150 m vastag, karbonátos—pelites, epikontinentális kifejlődésű felső-kréta (szenon) lerakódások kapcsolódnak.

Az ismert alföldi felső-kréta képződmények túlnyomóan nagyobb része a szenont képviseli, csak néhány furás tárt fel turon üledékeket is. A cenomán képződményekre vonatkozó adatok egyelőre csak a neogén breccsákba áthalmozott közettörmelékek vizsgálatából származnak. Rétegtanilag folyamatos üledéksorok nem ismertek az Alföldön. Ahol turonra szenon települ, ott üledéktanilag is önálló egységet alkot mindkettő.

ELŐZMÉNYEK

Az alföldi felső-kréta képződményekben történő tájékozódás kezdetben lényegében csak az epikontinentális és flis ki-

fejlődés megkülönböztetésére szorítkozott. A földtani anyagvizsgálat élenjáró területe ekkor a mikropaleontológia volt, a kőzettani viszonyok tisztázására ezidőtájt kisebb figyelem irányult.

A képződmények kőzettani és fácies ismeretét CSONGRÁDI B-né (1961), DANK V. (1963, 1965), DUDICH E. et al. (1979), JUHÁSZ Á. et al. (1968), JUHÁSZ Á.—CSONGRÁDI B-né (1969), KÖRÖSSY L. (1959, 1966), RAVASZ CS. (1961) és SZEPESHÁZY K. (1967, 1971, 1973) munkái, a mikropaleontológiai jellemzők feltárását és a felső-kréta biosztratigráfiáját KÖVÁRY J. (in SZEPESHÁZY K., 1973), MAJZON L. (1956, 1961, 1965), SIDÓ M. (1969) és SZÓTS E. (in JUHÁSZ Á. et al. 1968) vizsgálatai vitték előbbre.

Felső-kréta üledékeink fejlődéstörténeti, geotektonikai hátterét, ösföldrajzi összefüggéseit BALLA Z. (1981), BALOGH K. (1972), BODZAY I. (1977), DANK V. (1963), DANK V.—BODZAY I. (1971), JUHÁSZ Á. et al. (1968), JUHÁSZ Á. (1970), KÖRÖSSY L. (1959, 1977), SZEPESHÁZY K. (1973, 1975, 1979) és SZÉNÁS GY. (1969) vizsgálta és foglalta össze. E tanulmányokból kibontakozó kép nagyon összetett és a vitás kérdések jelentékeny része mindmáig nem jutott nyugvópont-ra. Ugyanakkor tagadhatatlan, hogy a nézetek szembenállása — újabb vizsgálati adatoknak köszönhetően — számottevő mértékben enyhült.

Az első Duna-Tisza közti felső-kréta előfordulásokat — mint azt MAJZON L. (1966) táblázata is sugallja — a dunántuli hasonló koru képződményekkel igyekeztek faciológiailag összehangba hozni. Az eltérő nagyszerkezeti és ösföldrajzi helyzet miatt azonban ezek a törekvések kielégítő eredményre nem vezettek.

A tiszántuli flis üledékek szélesebbkörű megismerése nyomán meggyökeresedett elgondolás már az alföldi felső-kréta

flis jellegét tartotta meghatározónak és egyetlen összefüggő övezetként értelmezte azokat (JUHÁSZ Á. et al. 1968). Az ősföldrajzilag összefüggő flis övezet lezsmjét látszóttak igazolni a bánáti és bácskai — kezdetben flisnek minősített — felső-kréta feltárások is (NIKOLIĆ, D.—ŠIMIN, D. 1961).

A részben a közettani vizsgálatok elhanyagolására is visszavezethető túlzó nézetek mellett — újabb feltárások és reambulativ vizsgálatok eredményeként — egyre inkább világossá vált, hogy a flis képződmények mellett, azokkal ősföldrajzilag-faciológialag összefüggő normális epikontinentális kifejlődés van az Alföld Duna-Tisza közti részén. A képződmények faciológiai alapvonásainak tisztázása ellenére — talán a mélyföldtani adatok regionális bázispontru egyesítésének hiánya miatt — az alföldi képződmények még elég bizonytalanul illeszthetők az ország hasonló kóru képződményeihez (HAAS J., 1980). Szükségesnek látszik tehát a megelőző ismeretek és az újabb mélyfurásokból származó adatok legalább átnézetes, prosztratigráfiai igényü, vázlatos egyesítését megkísérelni, hozzájárulásként ahhoz a kollektiv munkához, amely alföldi képződményeink jobb megismerését tűzte ki célul.

1. CENOMÁN KÉPZŐDMÉNYEKRE VONATKOZÓ ADATOK

Az Alföld harmadidőszak előtti aljzatának egykori vagy jelenleg még feltáratlan cenomán képződményeire miocén durva-törmelékes kőzetekben történő megjelenésük alapján következtethetünk.

A kaskantyui és bácszentgyörgyi furások miocén breccsái tartalmazznak — egyéb mezozoós kőzetek törmeléke mellett — cenomán kőzetdarabokat. E kőzetek gyakran aprószemü, albai kóru mészkőszemcséket beágyazó sötétszürke, rétegzetlen,

nyíltvízi agyagmárgák. A pelbiomikrites szövetű kőzetek 7-12% kvarcot, 1—2% illitet, 1—3% kaolinitet, 41—53% kalcitot és 1—5% dolomitot tartalmaznak. (A kristályos fázis mennyisége 48—62%.) A kőzetdarabokból gazdag rotaaliporás mikrofauna került elő.

Talán cenomán a Tiszántul DK-i részén, a Biharugra-3. sz. furásban feltárt vörös aleurolit- és homokkő összlet is. Kőzettani jellege megegyezik a királyerdei (Pădurea Craiului) cenomán képződményekével, de azokkal ellentétben ősmaradványt eddig kimutatni nem sikerült belőle.

2. TURON KÉPZŐDMÉNYEK

A turon teljes üledékciklusának szálbanálló képződményeit az Üllés-ÉNY-3. sz. furás tárta fel. A kőzettanilag háromosztatu rétegsor alján 230 m vastag, polimikt törmelékanyag alapképződmény települ a metamorfizált aljzatra. A ciklus középső rétegcsoportját vékony homokkő- és aleurolit rétegekkel tagolt finomszemű, pelites kőzetek alkotják. Ezt a rétegcsoportot a Gátér-2. sz. furás csak részlegesen, a Pusztamérges-ÉK-1. sz. furás azonban teljesen feltárta és alsó-kréta üledékekbe jutott. A 70—180 m vastag összlet a maximális transzgresszió lerakódásait tartalmazza. A turon agyagmárgák 41—52% kristályos fázisa 8—14% kvarcból, 2—3% kloritból, 3—6% illitből, 41—52% kalcitból és csak nyomokban kimutatható földpáttörmelékből, kaolinitből és dolomitból tevődik össze.

Valószínűleg ezzel a rétegcsoporttal megegyező helyzetű a kerekegyházi furás pelágikus, "puhói márga" típusú képződménye (SIDÓ M. 1969).

A turon ciklus 200 m vastagságu regressziós összletét — amelyet a Gátér-2. sz. és Üllés-ÉNY-3. sz. furások egyaránt feltártak — homokkő és aleurólit rétegek alkotják. A gátéri és üllési képződmények fedőjében szenon cikluskezdő rétegek, a pusztamérgesi és kerekegyházi üledékek felett pedig jóval fiatalabb, neogén koru lerakódások következnek.

A furási rétegsorokból megismert és az ország területén egyedülálló turon képződményeket transzgressziós településű, epikontinentális üledékek alkotják. A középső, pelites rétegcsoport mélyebb nyíltvízi környezetben rakódott le, a legnyíltvizibb üledékeket a kerekegyházi előfordulás tartalmazza.

3. SZENON KÉPZŐDMÉNYEK

Az alföldi felső-kréta legelterjedtebb és legjobban ismert részét a szenon képződmények alkotják, amelyek a szubhercini mozgásokat követő új üledékfelhalmozódási ciklust töltik ki. A ciklus képződményei településüket, közettani jellegeiket és ősmaradványtartalmukat tekintve önállóak.

A szenon képződmények a Duna-Tisza közén és a Tiszántul DK-i részén lényegesen idősebb kőzetekből álló aljzatra települnek. A fekvő- és kezdő rétegek az ÉNY-tiszántuli rétegsorokban egyelőre ismeretlenek. A sorozat vastagsága 900 m-t is elérhet, többnyire azonban ennél kisebbek a feltárt vastagságok.

A szénhidrogénkutató furások által három alföldi területrészen feltárt felső-kréta üledékek — egyelőre ugyan csak informatív — kőzetrétegtani egységekbe sorolhatók. Az epikontinentális képződményekben megállapítható kőzetrétegtani egységek vázlatos viszonyát és kapcsolatait a 2. ábra mutatja be.

Az alábbiakban az alföldi szenon javasolt kőzetrétegtani egységeit mutatjuk be röviden azzal a megjegyzéssel, hogy ezek még bizonyos módosításra szorulnak. Szabatos leírásuk és még pontosabb időrétegtani helyzetük megállapítása jövőbeni feladat.

3.1 "Ágasegyházi Formáció"

A formáció a szenon alapkonglomerátumot tartalmazza. A 30-180 m vastag törmelékes összlet kavicsanyaga polimikt, a fekvő kőzeteinek felaprózódott és többnyire jól kerekített törmeléke alkotja. A kőzet rendszerint normálisan osztályozott, alapanyaga agyagmárga vagy meszes agyag. A csekély mennyiségű karbonátos kötőanyag miatt esetenként laza a kőzet. Ősmaradványok ritkán kerülnek elő belőle.

Tipushely: Izsák-1. sz. furás (1074—1246 m)

Elterjedése: Duna-Tisza köze, Madaras (Ma-5.), Szank (Szk-47., Szk-Ny-5.), Mélykut (Mé-ÉK-1.), Gátér-2., Izsák (Iz-1.). Számos furás nem érte el a Duna-Tisza közét, másutt bizonyíthatóan hiányzik (Öttömös, Felgyő-I.). Feltételezett, de nem bizonyított jelenléte a bócsai, Kecskemét és Nagykőrös környéki furásokban (6/a. ábra).

Kora: szantoni? — kampáni?

3.2 "Mélykúti Formáció"

A 210—390 m vastag rétegcsoport feküje az "Ágasegyházi Formáció" vagy kristályos képződmény (Kiskunmajsa). Fedőjében rendszerint a "Szanki Formáció" vagy ennek hiányával a "Kisszállási Formáció" üledékei települnek (3. ábra). Az "Ágasegyházi Formáció" rétegeiből üledékátmenettel fej-

lődik ki. Laterális átmenete a "Szanki Formáció" rétegei felé Szank, Üllés és Mélykut környékén ismert.

A formációt sötétszürke színű, gyakori rétegváltakozással kifejlődött, préselt, breccsásodott kőzetek alkotják, a rétegek $40-60^\circ$ dőlésűek. A formáció zömét homokkövek alkotják, felső szakaszán azonban megszaporodnak az aleurolit és agyagmárga rétegek. (A préseltség és rétegváltakozásos megjelenés miatt e kőzeteket esetenként flisnek vélték.) A pszammitos és aleurolit rétegek ásványtani összetétele lényegében csak az illit- és klorittartalom tekintetében mutat némi különbséget (1. táblázat). A dolomit egy része törmelék eredetű.

Tipushely: Mélykut-ÉK-1. sz. furás (1792—2135 m)

Elterjedés: A Duna-Tisza közén ÉK—DNY-i csapású zónában tarták fel a mélykuti, kisszállási (Szál-1.), kiskunhalasi (Kiha-ÉK-22., -34.), zsanai (Zsana-ÉK-11., -15.), kiskunmajsai (Kkm-D-11., -13., -14), üllési (Üllés-ÉY-2.) területen, továbbá a Gátér-2. furásban. A már jelenlegi adatok alapján meghatározható elterjedési területét nyugodt településű, pelites-karbonátos szennő üledékek keretezik ("Szanki Formáció", "Csávolyi Formáció") (6/b. ábra).

Kora: kampani, felső pelites rétegei maastrichti alemeletbe tartozóak.

3.3 "Izsáki Formáció"

Az alföldi felső-kréta legjellegzetesebb és kifejlődését tekintve is az egyik leginkább homogén litosztratigráfiai egysége. Fekvéjében a Duna-Tisza közén az "Ágasegyházi Formáció", a Tiszántul ÉNY-i részén pedig egyelőre tisztázatlan kora, talán alsó-kréta homokkő vagy a "Debreceni

Formáció" kőzetei helyezkednek el. Fedőjében szín- és ásványos összetétel változással, éles határ mentén a "Szanki Formáció" rétegei települnek (4. ábra).

A 50—330 m vastagságának megismert, mészmárgából és márgából álló összlet megjelenés és ásványtani összetétel tekintetében egyaránt meglepően homogén. A téglavörös vagy rozsdavörös színű kőzetek tömöttek, kemények, rétegzetlenek, átlagos karbonáttartalmuk 69%. Csekély mennyiségű terrigén törmelékanyagot tartalmaznak (1. táblázat), amely DNY-ról ÉK felé haladva viszonylagos dusulást mutat. Ugyanebben az irányban a kőzetek fokozatosan palássá válnak, a pelbiomikrites szövetben a finomszemű törmelékanyag irányítotttságot vesz fel és a palásság mentén meredek dőlések (60—80°) jelennek meg.

A kőzetek karbonáttartalma — az izsáki alapszelvényben — egy ciklust tükrözve változik. A karbonátos alkotó területi eloszlását illetően az tapasztalható, hogy az izsáki (Iz-1.) és kunmadarasi (Km-3., -8) előfordulásokban túlnyomórészt mészmárgák, keletebbre, a kisujszállási (Kis-ÉK-2.) és nádudvari (Nu-DK-3.) területen pedig márgák alkotják a formációt. Az "Izsáki Formáció" a felső-kréta legoxidáltabb üledékeit tartalmazza. Pelágikus ősmaradványtársaságának jellegzetes elemeit a Globotruncana nemzetség tömegesen előforduló fajai alkotják. Laterális átmenete a "Debreceni Formáció" üledékei felé eddig mindössze a Nádudvar-15. sz. furás rétegsorában tétélezhető fel.

Szinonimái: "globotruncanás márga", "vörös márga", "puhói márga", "Kunmadarasi Formáció" (HAAS J., 1980).

Tipushely: Izsák-1. sz. furás (746—1074 m)

Elterjedés: A Duna-Tisza köze középső részén és ÉNY-Tiszántulon, DNY—ÉK-i keskeny zónában. Az izsáki

és kunmadarasi, kisujszállási, nádudvari előfordulások folyamatos, de feltáratlan összefüggését jelzi a Szandaszöllős-11. harmadidőszaki rétegeibe áthalmozott törmeléke (6/a. ábra).

Kora: kampani — maastrichti alemelet.

3.4 "Szanki Formáció"

A kutatófurások rétegsoraiban 60—120 m vastagságúnak megismert formáció az alföldi epikontinentális szenon legelterjedtebb kőzetrétegtani egysége. Valamennyi egységgel érintkezik, így a tagolás vezérfonalának bizonyult (2. ábra). Valódi vastagsága ismeretlen a legtöbb furásban.

Feküje az "Ágasegyházai Formáció" vagy a "Mélykuti Formáció", illetve az "Izsáki Formáció" elterjedési területén annak rozsdavörös mészmárga és márga rétegei. Néhol tulterjedően alsó-kréta koru mészkővekre települ (Felgyő-I., Öttömös-3.). Fedőjében a Duna-Tisza köze D-i részén a "Csávolyi Formáció" mészkőve vagy a "Kisszállási Formáció" törmelékes kőzetei következnek. Az alföldi előfordulások tulnyomóan nagyobb részében azonban miocén (Duna-Tisza köze) vagy paleogén (ÉNY-Tiszántul) lerakódások fedik.

A formáció kőzetlisztes agyagmárgából és márgából áll. A kisebb települési mélységben feltárt kőzetek világosszürke vagy barnásszürke színű, homogén, szemcsés megjelenésűek (Csávoly-1., Csikéria-5., Öttömös-3.). Többnyire azonban sötétszürke, finomszemcsés, néha préselt, fényes csuszási lapok mentén elváló, vékony kalciterekkel átjárt a kőzet. Nem ritkán zuzottak a kőzetek. Vékony finomszemű homokkő rétegek csak kivételesen jelennek meg (Felgyő-I.). Az "Izsáki Formáció" felé a kőzettani határ éles, a "Mélykuti Formáció" és a "Kisszállási Formáció" kőzetei felé viszont rétegváltakozással folyamatos.

A formáció kőzetei mindig tartalmaznak kőzetliszt frakciót, amelynek zöme kvarc (1. táblázat). A világosabb árnyalatu, szemcsés szövetű változatok kőzetliszt frakciójának mintegy fele kalcilutit. Mint a felső-kréta üledékek, úgy a formáció kőzetei is dolomitosak enyhén. A kőzetek oxidációs foka: 0,39—0,51. Ősmeradványtartalmának összetétele nem különbözik lényegesen az "Izsáki Formáció"-tól, az egyedszámok kisebbek mindössze. Gyakoriak viszont az Inoceramus sp. töredékek. (A "Szanki Formáció" márgájából került elő az Alföld egyetlen ép Inoceramus balticus példánya, a Csávoly-1. furásból.)

Szinonima: "inoceramuszos márga"

Tipushely: Szank-47. furás (2183—2304 m) - alsó "határsztratotipus"

Csávoly-1. sz furás (1460—1587 m) - felső "határsztratotipus"

Előfordulás: A Duna-Tisza közén és a Tiszántul ÉNY-i részén Nádudvarig (6/b. ábra).

Kora: kampani — maastrichti alemelet.

3.5 "Kisszállási Formáció"

Egyelőre elég kevésbé ismert kőzetrétegtani egység. Fekvő rétegei a "Szanki Formáció" vagy ennek hiánya esetén a "Mélykúti Formáció" kőzetei. Fedője az összes eddigi feltárásban neogén kora lerakódás.

A 80—400 m vastagságú rétegcsoport meszes homokkő, aleurolit és márga rétegek váltakozásával épül fel. A formáció kőzeteinek átlagos karbonáttartalma 35%. A finomszemű rétegek zöldesszürke színűek, préseltek, többnyire lemezes elválásúak. A homokkövek rendszerint rétegmentes, tömött, kalciteres, vékony márga betelepülésekkel tagolt rétegeket alkotnak. A formáció kőzetei 20—25°-os dőlésűek.

A formáció epikontinentális regressziós képződményeket tartalmaz. Laterális átmenete a "Csávolyi Formáció" felé egyelőre csak feltételezett.

Tipushely: Kisszállás-1. furás (1670—2031 m)

Elterjedés: Lényegében megegyezik a "Mélykúti Formáció" elterjedési területével, a mélykúti, kiskunmajsai és gátéri területről ismert eddig.

Kora: maastrichti alemelet.

3.6 "Csávolyi Formáció"

Változatos szövetű mészköveket tartalmazó összlet, legnagyobb feltárt vastagsága 400 m. Feküjében a "Szanki Formáció" margája, fedőjében neogén üledékek települnek. Alsó határa éles, rétegváltakozásos átmenet ismeretlen.

A "Csávolyi Formáció"-t homokos-, agyagos-, esetenként szemcsés (orbitoideszes) mészkő-változatok építik fel. A világoszürke, kemény, kagylós-szilánkos törésű, rétegzetlen mészkő-sorozat különféle szöveti változatai fokozatosan fejlődnek ki egymásból. A nemkarbonátos alkotót gyakorlatilag a homok (kvarc) szemcsék képezik (1. táblázat). A dolomittartalom 3-21%. Ösmaradványai uralkodóan bentonikus fajok, de besodródott pelágikus plankton alakok sem ritkák. Érdekes, hogy ép rudistákat ebben a rétegesoportban sem sikerült eddig kimutatni, apró, széttöredezett héjmaradványaik azonban előfordulnak. A formáció közeteinek oxidációs foka 0,52—0,79.

E mészkövek nyugodt, lassan süllyedő, szárazulatközeli sekély vízben rakódtak le. A szenon ciklus regressziós képződményeinek egyik kifejlődését alkotják. Laterális átmenetei egyelőre ismeretlenek.

Tipushely: Csávoly-1. sz. furás (1039—1460 m)

Elterjedés: Duna-Tisza köze D-i része, a Madaras-5., Csávoly-1. és Bácsalmás-1. sz. furásokban (6/a. ábra).

Kora: maastrichti alemelet.

3.7 "Debreceni Formáció"

Az epkontinentális felső-kréta üledékekhez a Tiszántul ÉNY-i részén — faciálisan valószínűleg fokozatos átmenettel — terrigén turbidites összlet csatlakozik ("alföldi flis" felső-kréta részlege). E képződményeket főlegüljük össze közettrétegtanilag a "Debreceni Formáció"-ban.

Fekvő- és kezdőrétegek egyelőre ismeretlenek. A kutatófurások 40—500 m vastagságban tárták a képződményeket, ezek prosztratigráfiai feldolgozását és ismertetését SZEPESHÁZY K. (1973) példamutatóan elvégezte, ezért itt csak néhány újabb adatot és megfigyelést adunk közre.

Mélyfurási adatok szerint úgy látszik, hogy a "Debreceni Formáció" képződményei Nádudvar térségében érintkeznek a normális epikontinentális képződményekkel. A rétegsorokban mutatkozó éles közettani határok, a kőzetek erőteljes préseltsége és a magas dőlés értékek egyaránt arra utalnak, hogy a formációk érintkezése részben vagy egészben tektonikus.

A fedőben paleogén vagy éppen miocén üledékek vannak. A formációt homokkő és aleurolit rétegek alkotják. Mészmárga és márga rétegek nincsenek. Az aleurolitok azonban gyakran agyagosak és sokszor lamináltan közberétegzett kőzetlisztes agyagmárgával kombinálódnak. Egészen vékony, mm-es rétegződések gyakoriak. E finomszemű kőzetek préseltek, tömöttek, irányított szövetűek. Az ásványtani összetétel minőségét te-

kintve alig különböznek a pszammitos kőzetektől (1. táblázat). A sötétszürke, kemény, tömött, vékony kalcitereket tartalmazó, osztályozott homokkövek kevés karbonátos kötőanyagot tartalmaznak. A szemcsék metamorfitok felaprózódásával keletkeztek, mészkő vagy dolomit szemcsék csak ritkán fordulnak elő. Talán részben szerkezeti igénybevételre utaló jelenség, hogy a kötőanyag a nem karbonátos szemcsékbe behatol és szétfeszíti azokat. Durvább szemű, kavicsos homokkő vagy konglomerátum rétegek vékony közbetelepülések formájában tagolják a rétegsort. Törmelékanyaguk ugyancsak metamorfit felaprózódásából származik.

A "Debreceni Formáció" kőzeteinek átlagos karbonáttartalma a legalacsonyabb az alföldi felső-kréta formációk közül.

Szinonimák: "kréta flis", "alföldi flis—Alföld Flysch", "Nádudvari Formáció" (HAAS J., 1980). HAAS J. és DUDICH E.—GIDAI L. (1980) ellentmondásba kerültek, ui. az utóbbi szerzők (ugyanott) priabonien formációként közlik a Nádudvari Formációt. Felfogásuk egyező BALÁZS E. et al. (1981) tagolásával.

Tipushely: Nádudvar-15. sz. furás (2410—2914 m)
Debrecen-2. sz. furás (1519—2015 m)

Elterjedés: A Tiszántul ÉNY-i részén a Kisujszállás-ÉK-2., Nádudvar-15., Nádudvar-6. és Debrecen-2. sz. furásokban. Kérdéses a formációhoz tartozása a püspökladányi előfordulásoknak (Pü-5., -10. sz. furás).

Kora: kampáni — maastrichti alemelet
szantoni alemelet (Püspökladány-5.).

3.8 "Bihari Formáció"

A Körösök vidékén a kutatófurások az alföldi felsőkréta — az előzőtől úgy látszik különálló — előfordulási terü-

letét tárták fel. E képződmények több hasonló vonás mellett, számos lényegi eltérést is mutatnak az előzőekben ismertetett egységektől.

A "Bihari Formáció" kezdőrétegei transzgressziósan települnek az alsó-kréta, triász vagy metamorf kőzetekből álló aljzaton. Kőzettani felépítést tekintve lényegében két — a jövőben esetleg külön litosztratigráfiai egységét megkivánó — tagozat különíthető el: egy karbonátos-pelites és homokkő rétegekből álló és egy homokkő—aleurolit rétegek váltakozásával kifejlődött sorozat. Az előbbi vastagsága 60—150 m, az utóbbié elérheti a 900 m-t is (Komádi-4. sz. furás). Tulságosan éles kőzettani különbség azonban nincs a két tagozat között, lateriálisan fokozatosan mennek át egymásba K—NY-i irányban. A formáció fedőképződményei nagyon üledékek.

A tisztán terrigén, törmelékes rétegekből álló, több száz méter vastagságu üledéksorokban breccsa és konglomerátum alapképződmények felett homokkő és aleurolit rétegek ütemes váltakozásával lényegében monoton sorozat következik. Az átlagosan 20% karbonáttartalmu üledékek préseltak, zuzottak, a rétegek gyakran 60—70° dőlésűek. A sorozat legfinomabbszemű üledékei sötétszürke agyagos aleurolitok. A homokkövek tömött, kemény, rétegzetlen közbetelepüléseket alkotnak. A szemcsék anyaga főleg metamorfit törmelék, de megjelennek a környező alsó-kréta és triász kőzetek szemcséi is. Az ásványos összetételben a kvarc mellett jelentékeny szerepet visz a földpát és klorit (1. táblázat). A dolomit törmelék eredetű. Ezek a rétegek ősmaradványokban nagyon szegények, hasonlóan rossz megtartásu és gyér a mikrofauna, mint a "Debreceni Formáció" rétegeiben.

A pelites-karbonátos és homokkő rétegekből álló üledéksorok kevésbé zuzottak, a rétegdőlések mérsékeltébbek. A kifejlődési egységben megjelennek a márga, kőzetlisztes agyag-

márga, sőt a homokos mészkő rétegek is. Az átlagos karbonát-tartalom 44%. A rétegek települési sorrendje azt bizonyítja, hogy a sorozat transzgressziós félciklus üledékeit tartalmazza. Valószínűleg az adatok gyarapodásával a "Bihari Formáció" kőzetrétegtani kettéosztása szükségessé válik formációrangu egységekre.

Tipushely: Komádi-4. furás (2111—3009 m) - törmelékes tagozat
Komádi-10. furás (2286—2356 m) - karbonátos-pelites-homokkőves tagozat

Elterjedés: A Sebes-Körös mentén mélyített furásokban Békés községig. Kelet felé a képződmények a Nagyvárad—szatmárnémeti süllyedék törmelékes és karbonátos szenon üledékcsoportjához csatlakoznak laterális átmenettel (6/b. ábra).

Kora: kampáni — maastrichti alemelet.

Az alföldi felső-kréta képződmények ismeretességi foka már lehetővé teszi az ősföldrajzi és faciológiai kapcsolatok összefüggéseinek felvázolását a környező területek felé. Bizonyosnak látszik a felső-kréta közvetlen összefüggése a bácskai és bánáti terület és az Erdélyi Középhegység (Munții Apuseni) felé, egyes kifejlődéseink pedig a belső-kárpáti faciális egységekkel mutatnak rokon vonásokat. E kapcsolatok elemzése azonban már egy másik tanulmány feladata.

IRODALOM - REFERENCES

- BALLA Z., 1981.
Magyarország kréta - paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. - Ált. Földt. Szemle, 16. p. 39-182.
- BALOGH K. 1972.
Historical review of conceptions referring to the Pannonian Mass. - Geologické prace, 58. p. 5-28.
- BODZAY I. 1977.
Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatói perspektíváinak megítéléséhez. - Ált. Föld. Szemle, 10. p. 113-184.
- CSONGRÁDI B-né, 1961.
Az alföldi mélyfurások kréta képződményeinek sztratiográfiai és kőzettani viszonyai. - Kézirat, OKGT Adattár
- DANK V. 1963.
A délföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez. - Földt. Közl. 93. 3. p. 304-324.
- DANK V. 1965.
A délföldi szénhidrogénkutatások legújabb eredményei. - Földtani Kutatás, 8, p. 1-8.
- DANK V. - BODZAY I. 1971.
A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere. - Geon. és Bány., 4. p. 261-268.
- DUDICH E. et al., 1979.
Komplex földtani, ásvány-kőzettani-geokémiai és faciológiai vizsgálatok a Tiszántul flis-övének felsőkréta-paleogén képződményein - MTA GKL jelentés, OKGT Adattár

HAAS J. 1980.

A Dunántúli Középhegység kréta képződményeinek litosztratigráfiai tagolása. - Ált. Földt. Szemle, 14. p. 69-80.

JUHÁSZ Á. - SZÓTS E. - HUTTER E. - MATYÓK I. - CSONGRÁDI B-né, 1968.

A magyarországi flisösszlet rétegtani és szerkezeti viszonyainak összefoglaló értelmezése az alföldi szénhidrogénkutató furások alapján. - OGIL jelentés, OKGT Adattár

JUHÁSZ Á. - CSONGRÁDI B-né, 1969.

Magyarország szénhidrogénkutató furások által feltárt felsőkréta képződményei. - OGIL Müsz. Tud. Közl. p. 33-36.

JUHÁSZ Á. 1970.

The flysh-like formations of the Hungarian Plain. - Acta Geol. 14. p. 407-415.

KÖRÖSSY L. 1959.

A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. - Földt. Közl., 89. p. 115-124.

KÖRÖSSY L. 1963.

Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. - Földt. Közl. 93. p. 153-172.

KÖRÖSSY L. 1977.

A Szolnok - máramarosi flisárok szerkezeti helyzete és kapcsolatai. - Földt. Közl. 107. p. 398-405.

MAJZON L. 1956.

Kőolajfurásaink újabb rétegtani eredményei. - Földt. Közl. 86. p. 44-58.

MAJZON L. 1961.

A magyarországi globotruncanás üledékek. - MÁFI Évkönyv, 39. p. 593-618.

MAJZON L. 1966.

Foraminifera vizsgálatok. - Akadémiai Kiadó, Budapest.

NIKOLIĆ, D. - ŠIMIN, D. 1961.

Osvrt na geološku grada neogene podloge u Vojvodini. - Nafta, 12. p. 7-8.

RAVASZ CS. 1961.

Az alföldi mélyfurásokból előkerült flis rétegek sztratifráfiai és kőzettani tanulmányozása. - OGIL jelentés, OKGT Adattár

SIDÓ M. 1969.

Magyarországi turoni foraminiferák. - Földt. Közl. 99. p. 245-252.

SZEPESHÁZY K. 1973.

A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. - Akadémiai Kiadó, Budapest.

SZEPESHÁZY K. 1975.

Az Északkeleti-Kárpátok felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlatja. - Ált. Földt. Szeml. 8. p. 25-29.

SZEPESHÁZY K. 1979.

A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység (Mintii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. - Ált. Földt. Szemle, 12. p. 121-198.

SZÉNÁS GY. 1969.

The evolution and structure of the Carpathian Basin. - Spec. paper of the Hungarian R.E. Geophysical Inst. for the IX. Sess. of the CBA., Budapest.

WEIN GY. 1978.

A Kárpátmedence kialakulásának vázlatja. - Ált. Földt. Szemle, 11. p. 2-28.

LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS OF THE UPPER CRETACEOUS FORMATIONS
IN THE ALFÖLD AREA (Hungary)

by

K. Szentgyörgyi

ABSTRACT

Hydrocarbon drilling has revealed the presence of Upper Cretaceous formations in three parts of Alföld (Great Hungarian Plain) (Fig.1). The Cenomanian rocks can be found only as fragments in Miocene breccias. The Turonian is an independent overlying marine succession. The Senonian can be divided into 8 markedly distinguishable units (Fig. 2., Fig. 5.). The end of Late Cretaceous time is represented by Santonian — Maastrichtian sediments.

The mineralogical composition of Senonian lithostratigraphic units on Table 1., the extent of units on Fig. 6. can be seen.

Manuscript received: 5. August, 1982.

Address of the author:

Dr. Szentgyörgyi Károly

Hungarian Hydrocarbon Institute (SZKFI)

Szolnok, Munkásőr ut 43.

P.O. Box 209

H - 5000

1. táblázat
Table 1

A szenon képződmények átlagos karbonát-tartalma és az ásványtani összetétel szélsőértékei (tájékoztató adatok)

Average carbonate content and w_{\max} values of the mineralogical composition of the Senonian formations

Kőzetrétegtani egység	CaCO ₃ átlag/ szórás/ átlag % Average	Kvarc % Quartz %	Földpátok % Feldspar %	Illit % Illite %	Klorit % Chlorite %	Kaolinit % Kaolinite %	Kalcit % Calcite %	Dolomit % Dolomite %	Kristályos fázis % Crystalline phase %
Csávolyi Formáció	84.7 /10.1/	11--23	--	ny	ny	--	65--90	3--21	82--95
Izsáki Formáció	69.0 /16.8/	3--17	1--2	2--20	1--2	2--3	44--67	2--10	40--59
Szanki Formáció	44.5 /18.9/	11--42	0--6	4--10	2--7	ny	18--43	3--11	41--76
Mélykúti Formáció	23.9 / 9.1/	1 ²³ --26 2 ¹⁶ --26	4--6 4--7	15--21 16--19	3--4 9--11	-- --	20--22 6--11	15--18 9--13	75--89 61--86
Debreceni Formáció	19.0 /9.0/	1 ²¹ --37 2 ⁴² --51	4--6 6--10	6--10 7--15	5--20 7--10	-- --	4--9 6--15	2--13 0--7	70--76 65--76
Bihari Formáció	20.7 /10.5/	3 ¹² --46	10--23	5--23	0--40	0--13	3--28	2--19	
	44.1 /24.6/	4 ¹² --33	0--7	14--33	5--10	0--5	14--48	2--17	

1. aleurolitok
siltstones

2. homokkövek
sandstone

3. homokos aleurolitok, aleurolitok,
sandy silt stones, siltstones

4. aleuritos márgák
silty marle

ÁBRAALÁÍRÁSOK

1. ábra A felső-kréta üledékek előfordulási helyei az Alföldön
2. ábra A szenon kőzetrétegtani egységek vázlata a Duna-Tisza közén
3. ábra A "Mélykuti Formáció" és a "Kisszállási Formáció" egyesített rétegoszlopa
4. ábra Az "Izsáki Formáció" korrelációja az Alföldön
1: felső-miocén mészkő; 2-3: középső-miocén vulkanitok; 4-5: kőzetlisztes márga, agyagmárga ("Szanki Formáció"); 6-7: vörös márga, mészmárga ("Izsáki Formáció"); 8: konglomerátum ("Ágasegyházi Formáció"); 9: homokkő (alsó-kréta?); 10: vulkáni telér (miocén?); 11: az "Izsáki Formáció" terjedelme
5. ábra Rétegoszlopok a "Bihari Formáció"-ból
1: miocén agyagmárga; 2: mészkő; 3: kőzetlisztes agyagmárga, márga; 4: aleurolit; 5: homokkő; 6: konglomerátum; 7: aljzat
6. ábra A kőzetrétegtani egységek elterjedésének vázlata a mélyfurások adatai alapján
6/a: 1: "Középmagyarországi nagyszerkezeti övezet"; 2: "Ágasegyházi Formáció"; 3: "Izsáki Formáció"; 4: "Csávolyi Formáció"
6/b: 1: "Középmagyarországi nagyszerkezeti övezet"; 2: "Mélykuti" + "Kisszállási Formáció"; 3: "Szanki Formáció"; 4: "Bihari Formáció"; 5: "Debreceni Formáció".

CAPTIONS

- Fig. 1. Distribution sketch map of the Upper Cretaceous sediments in boreholes the Alföld (Great Hungarian Plain)
- Fig. 2. Sketch of lithostratigraphic units of Senonian sediments in the Duna-Tisza Interfluve area
- Fig. 3. Summarized lithological column of "Mélykut Formation" and "Kisszállás Formation"
- Fig. 4. Lithological correlation of "Izsák Formation" across Alföld (in boreholes)
1: Upper Miocene limestone; 2-3: Middle Miocene volcanic rocks; 4-5: silty marl, claymarl ("Szank Formation"); 6-7: red marl, marly limestone ("Izsák Formation"); 8: conglomerate ("Ágasegyház Formation"); 9: sandstone (Lower Cretaceous?); 10: dyke (Miocene?); 11: Extension of "Izsák Formation"
- Fig. 5. Lithological columns of "Bihar Formation"
1: Miocene clay-marl; 2: limestone; 3: silty clay-marl, marl; 4: argillaceous sediments; 5: sandstone; 6: conglomerate; 7: basement
- Fig. 6. Distribution sketch map of the Upper Cretaceous formations
6/a: 1: "Central Hungarian Megatectonic Belt"; 2: "Ágasegyház Formation"; 3: "Izsák Formation"; 4: "Csávoly Formation"
6/b: 1: "Central Hungarian Megatectonic Belt"; 2: "Mélykut" + "Kisszállás Formation"; 3: "Szank Formation"; 4: "Bihar Formation"; 5: "Debrecen Formation".

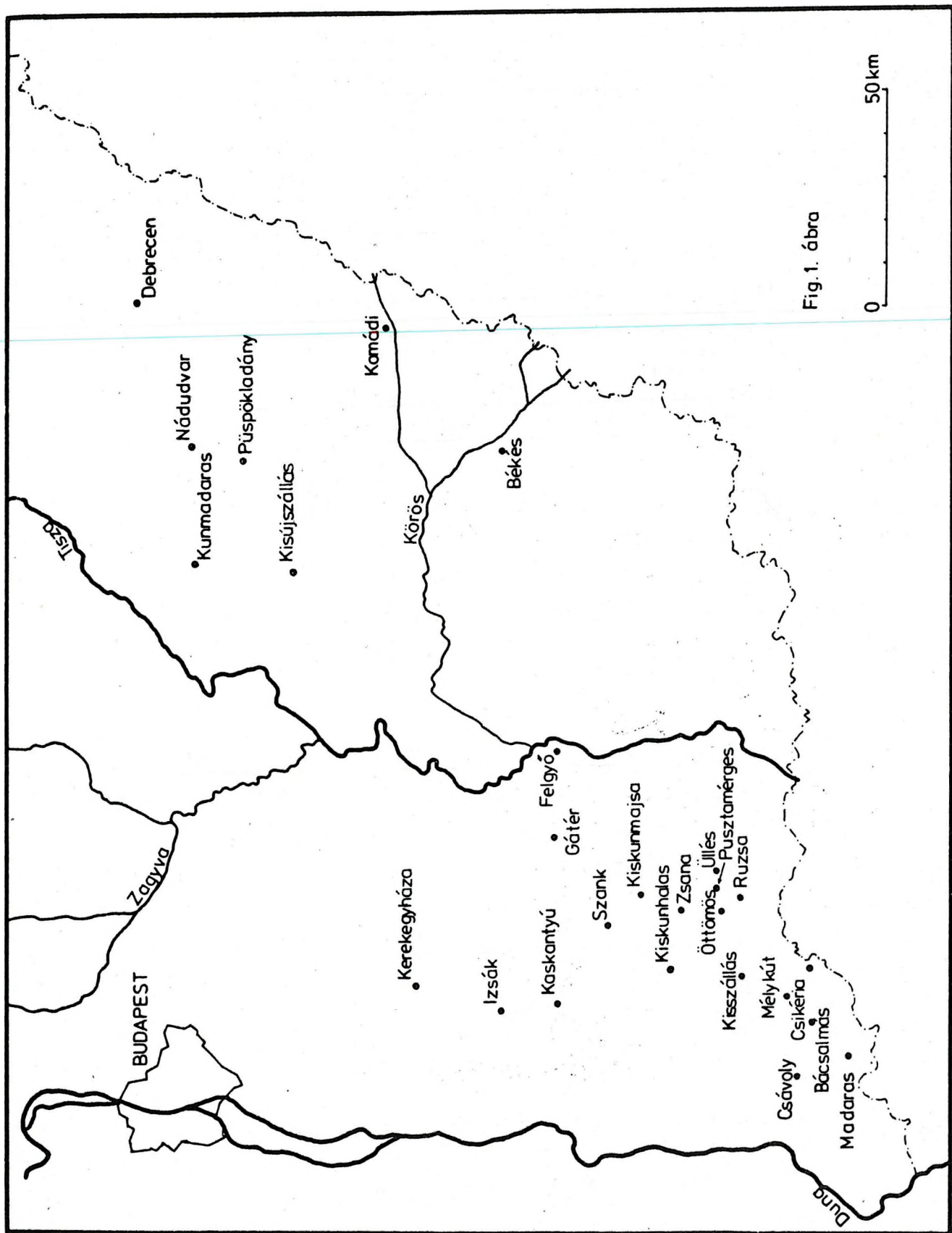
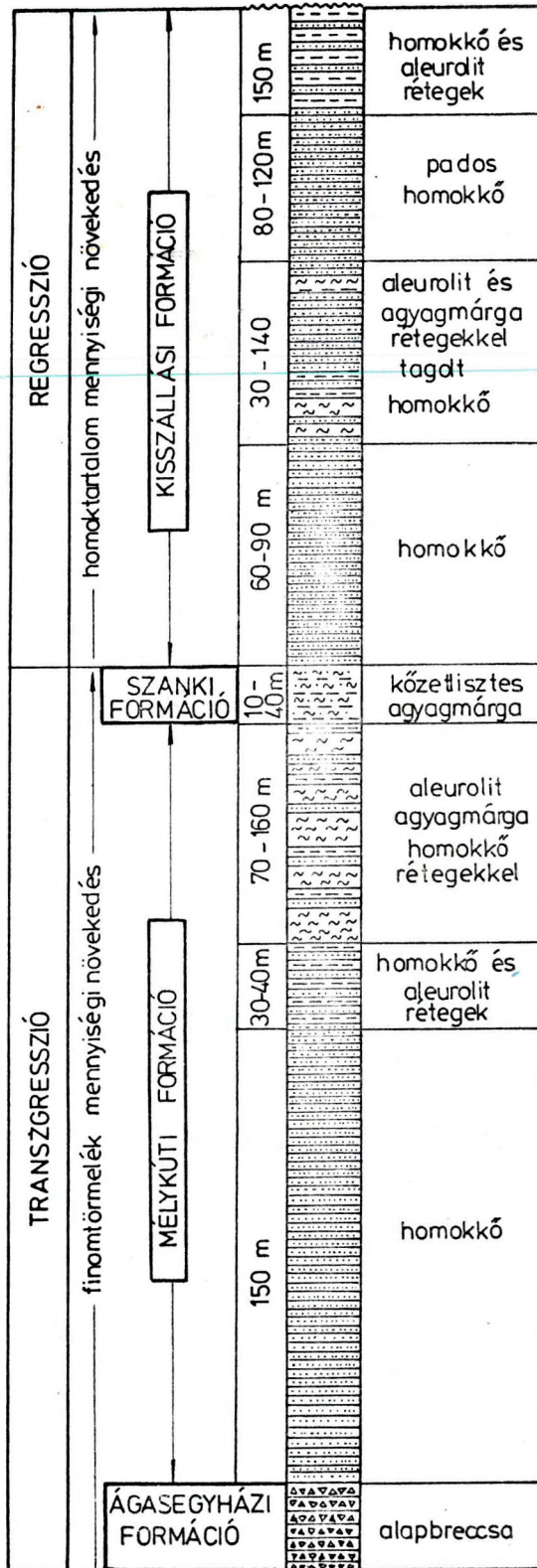


Fig. 1. ábra

0 50 km

Fig. 3. ábra



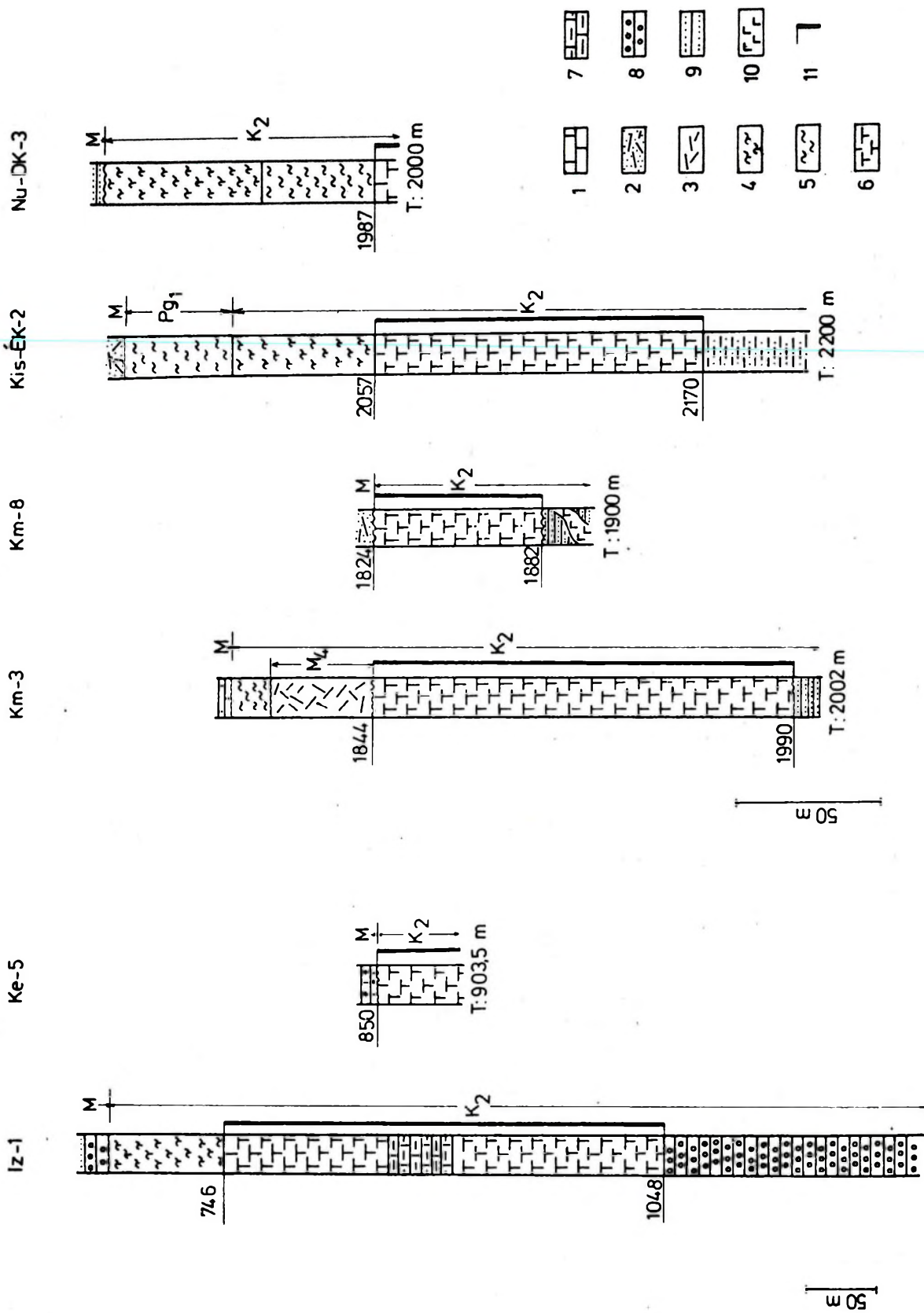


Fig. 4. ábra

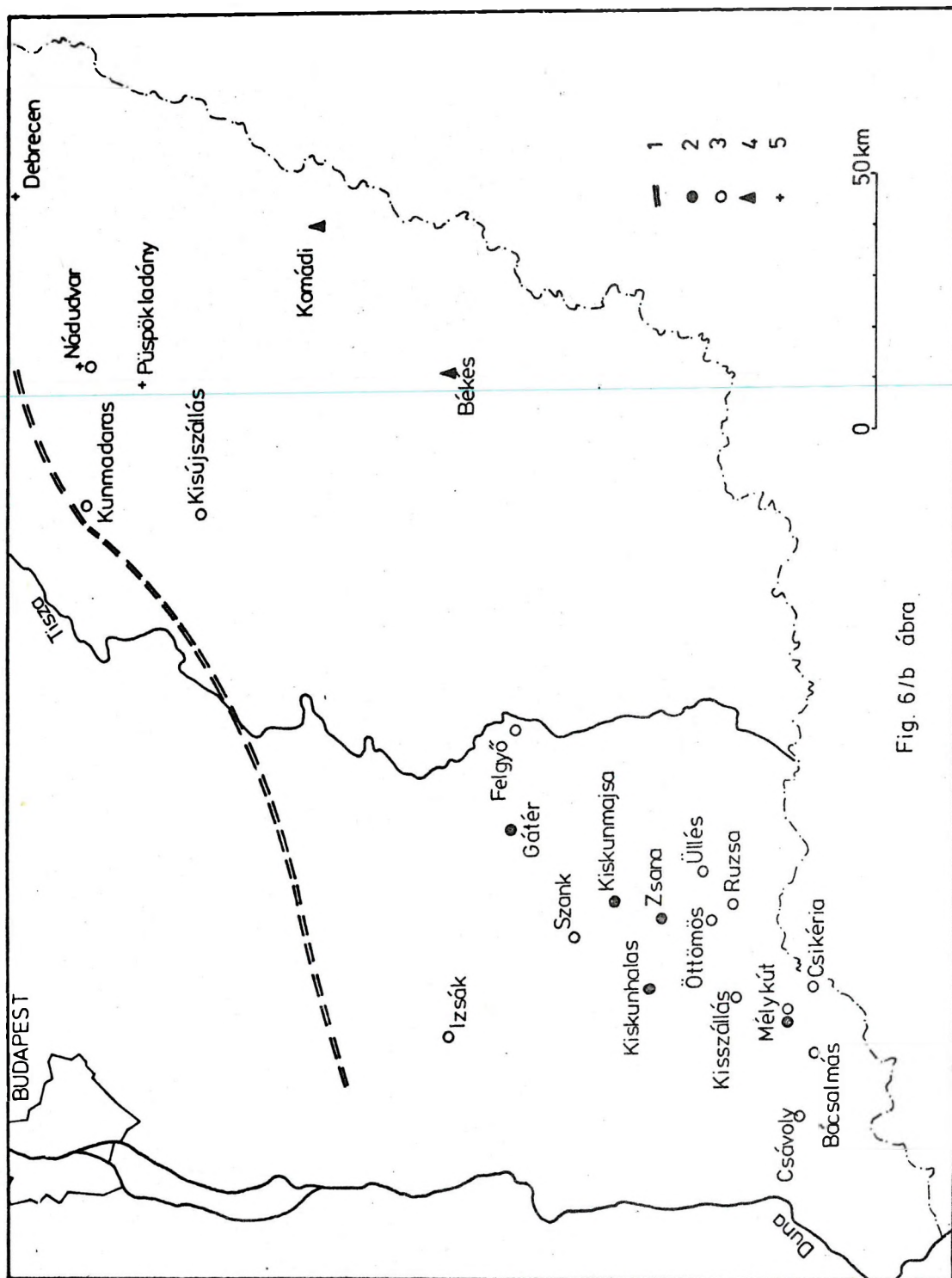


Fig. 6/b ábra

Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat
Készült: 800 példányban
ISSN 0133-6339.
82/3114 MTESZ Házinyomda, Budapest.
Felelős vezető: Deli Sándor