

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

	Oldal	Page
BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ		
A Nagyalföld mezozóos kifejlődési típusai.....	3	
Types of mesozoic sequence in the Great Hungarian Plain.....		25
NUSSZER ANDRÁS		
A Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egység képződményei.....	49	
Formations of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit.....		75
SZILI GYÖRGYNÉ		
A tiszántúli Körös-Berettyó, Álmosdi Egységek metamorf képződményeinek közettani jellemzése szénhidrogénkutató furások alapján...	79	
Metamorphic rocks of the Álmosd and Körös-Berettyó Units.....		98
CSEREPESNÉ MESZÁNA BERNADETTE		
A Duna - Tisza köze kristályos alaphegységének litosztratigráfiai felosztása.....	117	
The lithostratigraphic division of the crystalline basement in the Danube-Tisza interflue /Hungary/..		170

CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE

Az Erdélyi középhegység metamorf kőzetekből felépülő takaróinak ismertetése..... 195

A review of the nappe systems in the Transsylvanian Central Mountains /Mti. Apuseni, Romania/ built of crystalline rocks..... 217

BALÁZS ENDRE, CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE, SZILI GYÖRGYNÉ, NUSSZER ANDRÁS

Kísérlet az Alföld metamorf képződményeinek az Erdélyi középhegységgel való azonosítására..... 223

An attempt at the identification of metamorphic rocks of the Great Hungarian Plain with the metamorphic series of the Transsylvanian Central Muntains /Mti. Apuseni, Romania/.... 229

A NAGYALFÖLD MEZOZÓOS KIFEJLŐDÉSI TIPUSAI

Bércziné Makk A. ⁺

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Stratigraphie,
lithostratigraphie, Trias, Jurassique, Crétacé, Grande
Plaine-Hongrie

A dolgozat vázlatos áttekintést ad az alföldi szén-
hidrogénkutató fúrások rétegtani tényadatai alapján, a
közép magyarországi nagyszerkezeti vonaltól D-re felismer-
hető három üledékes öv mezozoikumáról. Megpróbálva pótolni
Szepesházy K. /1979/ által említett hiányt. Nevezetesen
azt, hogy a többszáz fúrással feltárt nagyalföldi mezozo-
ikum "nagyon szegényes irodalma" -'t mind a hazai mind a
szomszédos országok geológusai számára, a teljesség igénye
nélkül gyarapítsa.

⁺Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani
Szakosztályának szakülésén, 1985. március 6-án.

A kézirat beérkezett: 1985. június 17.

1. BEVEZETÉS

Magyarország preneogén aljzatát DNY - ÉK irányú újpaleozóos - mezozóos üledékes övek és kristályos - metamorf képződmények "pásztás" váltakozása építi fel /Dank V., Bodzay I. 1970/. A "pásztás" elrendeződésben a legnagyobb szerepe a kréta időszaki ausztriai orogén fázisnak volt a mezozoikumban.

Az Alföld területén a szénhidrogénkutató fúrások alapján, a közép magyarországi nagyszerkezeti vonaltól délre három mezozóos üledékes öv ismerhető fel. ÉNY-ről DK-felé haladva az üledékes mezozóos fáciesek alapján elkülönített övek a következők /1. ábra/:

Nagykőrös /4/ - Debrecen /5/ öv

Bácska /6/ - Kőrös /7/ öv

Szeged /8/ - Békés /9/ öv

Az egyes öveken belüli részterületeket a földrajzi név mellett arab számmal is jelöljük mind az ábrákon mind a szövegben.

Az alábbiakban megkíséröljük a rétegtani egységek hazai és a környező országokbeli párhuzamosítását /2., 5., 8. ábra/. Természetesen biztos vannak hibái ennek a korrelációs kísérletnek. Ezeket a jövőben minden részletre kiterjedő vizsgálatok segítségével módosítani kell, ha az lehetséges.

Az egyes alföldi területek elvi mezozóos rétegsorai /3-4., 6-7., 9-10. ábra/ valószínűleg nem teljesen a valóságot tükrözik, mivel a szénhidrogénkutató fúrásokban csak szakaszos magmintavétel történik. Ezért a mintázatlan szakaszok pontos krono- és biosztratigráfiai besorolása nem lehetséges.

2. NAGYKÖRÖS /4/ - DEBRECEN /5/ ÖV

Ez az öv nagyjából megegyezik Szepesházy K. által "Közép-Alföld - máramarosi mobilis öv" -nek nevezett nagyszerkezeti egységgel. Az öv mezozóos képződményei Máramarostól DNY-i irányban egészen a Mecsek hegységig megszakítás nélkül követhetők /Szepesházy K. 1978/.

Az öv É-i határa egybeesik a közép magyarországi nagyszerkezeti vonallal. D-i határa pedig annak a sávnak nyomvonalát követi, amelyben a metamorf aljzat rátolódások alakjában a mezozóos rétegek fölé került /Kunfehértó, Kecel, Öcsöd, Endrőd, Hajduszoboszló, Ebes, Sáránd/.

A Nagykörös /4/ - Debrecen /5/ öv mezozóos rétegoszlopa a Tethys egykori északi szárnyán húzódó eugeoszinklinális övezet részterületeinek /Ponninikum, Pienini szirtöv, Vardar öv/ átlagos rétegoszlopához hasonlít /Szepesházy K. 1978/. Jellemző a hiányos triász rétegsor, a gresteni kifejlődésű alsójura, a tengeralatti bázisos magmás termékek jelenléte a jurától az alsókrétaig. Az Alföld területén ennek az övnek mezozóos üledékes és magmás kőzeteit számos szénhidrogénkutató fúrás feltárta. Az öv alföldi része, a triász kifejlődésben, illetve a triász hiányában és a fiatalabb alsókréta sorozatban mutatkozó különbségek révén, két területre osztható:

Nagykörös és környéke /4/

Debrecen és környéke /5/

Ez az öv a kárpáti térségnek talán legkevésbé ismert nagyszerkezeti egysége. Az öv romániai és kárpátaljai területein a tekintélyes vastagságú felsőkréta üledékekkel fedett idősebb mezozóos képződményekről kevés adatunk van. Ennek ellenére az irodalmi adatok alapján megpróbáltuk ezeknek a területeknek /Batiza takarópikkely; Kárpátalja/ és a Mecsek hegység elvi mezozóos rétegsorait párhuzamba állítani

a magyarországi "Nagykőrös - Debrecen öv" jellemző rétegtani-faciológiai oszlopával /2. ábra/.

2.1. Nagykőrös és környéke /4/

Az öv alföldi részének két részterületre osztását elsődlegesen a nagykőrösi fúrásokból megismert, gyakorlatilag teljes triász rétegsor indokolja. A Mecsek hegység és É-i előterének ÉK-i /Nagykőrös és környéke/ folytatásában /Bércziné Makk A. 1974/ a teljes triász, jura, alsó- és középsőkréta összlet megtalálható a mezozóos vulkanitokkal /3. ábra/.

2.1.1. Triász

A nagykőrösi területen /Nagykőrös, Nagykőrös-Kálmánhegy, Nagykőrös Uj/ számos fúrás tárt fel /Nk-3,-7,-8,-9,-10,-12,-13,-14,-17,-20,-21; NkK-3; NkU-3,-5,-6,-7 / alsó-triász vörös, rozsdabarna, lazakötésű, tektonikusan erősen igénybevett, változó szemcsenagyságu, osztályozatlan, partszegélyi törmelékes üledékeket /agyag, aleurolit, homokkő, konglomerátum/. A fiatalabb alsótriász, sekélytengeri törmelékes kifejlődéseket a Nagykőrös-kálmánhegyi /NkK-3,-4/ területről ismerjük és egy bizonytalan adat van a NkU-5. jelű fúrásban. A NkK-3. sz. fúrás alsótriász partszegélyi törmelékes sorozatából folyamatosan fejlődik ki a sekélytengeri törmelékes, evaporitos fácies / palás, anhidrites márga, anhidrit, anhidrites dolomit, breccsás mészkő/.

A középsőtriász összlet uralkodóan sekélytengeri karbonátos kifejlődésű, zöldesszürke, cukorszövetű, rétegzetlen, breccsás dolomitból /NkK-3,-4; NkU-8 / és barnásszürke, tömött, rétegzetlen mészmárgából, mészkőből /NkK-3,-4,-5/ áll. A mészmárga, mészkő csoport rendkívül szegényes és rossz megtartású makro- és mikrofaunát tartalmaz /Foraminifera: Frondicularia woodwardi Howchin, Frondicularia sp.,

Ammodiscus sp., *Tolypammina* sp., *Endothyranella* sp., *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Radiolaria*; *Mollusca*-héjtöredék; *Ostracoda*-héjtöredék; *Brachiopoda* maradványok. A középsőtriász tetején egyre gyakoribbá váló palás agyag, rétegzett, karbonátos kötőanyagú homokkő közbetelepülésekkel /NkK-5/, amelyek mecseki analógiák alapján /Nagy E. 1968/ a ladini során meginduló és a felsőtriászban folytatódó regresszió kezdő tagjai, csökkentsósvizi partszegélyi kifejlődésben.

2.1.2. Jura

A jura teljes és folyamatos rétegsorral ismert az öv Duna-Tisza közti részén.

A liász jellegzetes gresteni fáciesben fejlődött ki. A csökkentsósvizi, mocsár fáciesű fekete, aprópikkelyes, laza kötésű kőszén /SzkÉNY-6/ a mecseki fekete kőszénnel lehet analóg. Általános elterjedésben /Abony-1; SzkÉNY-1,-2; Szk-2; Nk-1,-16; NkK-1,-2; NkU-8,-9; Kk-1; KkÉ-1; Jak-1; TázÉ-1; Bug-3,-5/ és helyenként /NkU-8,-9/ nagy vastagságban /> 631 -> 722 m/ váltak ismertté a kőszén fedő képződményei, a neritikus pelites fáciesű sötétszürke, kőzetlisztes, helyenként kovás agyagmárgák, márgák, mészkövek, helyenként homokkő betelepülésekkel. Az összlet foraminifera együttesét a *Nodosariidae* család jellemzi, amelyből a *Sieberina* cf. *virgata* és a *Lenticulina* /*Astacolus*/ *tricarinnella* fajok szintjelző jelentőségűek. Gyakori egyedszámmal szerepelnek még a *Fronicularia*, *Dentalina*, *Nodosaria* és *Lenticulina* /*Astacolus*/ nemzetség fajai /Bércziné Makk A., Cserepesné M. Bernadette, 1985/. A foraminiferákon kívül gazdag *Echinodermata*-váltöredék, *Echinoidea* túske, Szivacsstü, *Ostracoda*, *Mollusca*-héjtöredék maradványok figyelhetők meg. A sekélytengeri törmelékes kifejlődésű világosszürke, kemény, rétegzetlen, finomszemcséjű kvarchomokkő az abonyi és páhi területen ismert /Abony-1; Páhi-1/. A fiatalabb liász tagokat a neritikus pelites fáci-

esü fekete színű, palás márgák, mészkövek képviselik /Sol-5,-7; SzKÉNY-2/.

Már a liászban megkezdődő /toarci/, a dogger nagy részét /aaleni-bajóci/ kitöltő nyílttengeri pelágikus üledékképződés sötétszürke, kőzetlisztes márgáit, mészmárgáit néhány fúrás harántolta /Páhi-1; Kk-1; Org-1/ szegényes és jellegtelen ősmaradvány nyomokkal /Szivacstü, Mollusca héjtöredék/. Az öv Duna-Tisza közti részén számos fúrás /Td-; Kk-1; KkK-1; KkÉ-1; Kas-1; Org-1; Ke-2; Páhi-1; PáhiK-1; Sol-7, SolK-3; SzKÉNY-1,-2,-7/ feltárta a jura tenger jellegzetes /bath-kallóvi/, nyílttengeri pelágikus fáciesű tarka színű, gumós vagy leveles, kovás márgáit, mészmárgáit, mészköveit jellegzetes ősmaradvány együttesel /Radiolaria; Foraminifera: Ophthalmidium sp., Lenticulina sp., Textulariidae sp., Protoglobigerina sp.; Szivacstü; Bositra-héjtöredékek/.

A jura tenger parttól legtávolabbi, bathiális fáciesű, malm /oxfordi/, tarka színű kovapalái, radiolaritjai is több fúrásból ismertek /Bug-; KkK-1; Org-3; OrgD-1; TázÉ-1/. A malm nagyrészt időben /kimmeridgei-titon/ kitöltő nyílttengeri pelágikus fáciesű, nem túl vastag /max. 155 m/ húspiros, vörös színű, tömött mészkövek folyamatos átmenetet mutatnak az alsókréta felé /Org-3; SolK-1; SolÉ-1; SzKÉNY-4,-5/. Az előkerült ősmaradvány együttes felsőmalmra utal: Calpionella alpina Lorenz, Calpionella elliptica Cadisch; Aptychus; Lombardia maradványok; Globochaeta alpina Lombard.

2.1.3. Alsó-, középsőkréta

Foltszerű elterjedésben vált ismertté a mikrofauna alapján /Foraminifera: Spiroplectammina longa Lalicker, Spiroplectammina sp., Textulariidae sp., Miliolidae sp., Dorothis trochus /d'Orbigny/, Hedbergella sp.; Echinodermata váztöredék, Alga/ alsó-, középsőkréta korú, sekélytengeri mészkő a lajosmizsei /Lm-1/, kerekegyházi /Ke-6,-7,-8/ és legújabbán az alpári területen /Alp-2/.

A mezozóos vulkáni képződmények /diabáz, diabáztufa, bazalt láva/ nyomai a liásztól az alsókrétáig követhetők általános elterjedésben /Bugac, Jakabszállás, Kaskantyú, Kiskőrös, Kecskemét, Kunszállás, Nagykőrös, Orgovány, Páhi/.

2.2. Debrecen és környéke /5/

Az öv alföldi részének másik részterülete a Tiszántul, amelyet "Debrecen és környéke" névvel jelölünk. A "Nagykőrös és környéke" részterülettől való elkülönítése a triász képződmények teljes hiánya, a dogger kifejlődés fácies különbsége, az alsó-, középsőkréta valószínűleg villányi övi karbonátos fácies miatt indokolt /4. ábra/.

2.2.1. Triász

"Debrecen és környéke" /5/ területének elvi mezozóos rétegoszlopában jellemző a rendkívül hiányos triász rétegsor. Kizárólag az öv D-i /En-7/ és ÉK-i /Komoró-I/ peremén foltszerűen váltak ismertté az alsótriász, sekélytengeri törmelékeny kifejlődésű, szürke, dolomitos márgapalák, agyagpalák, homokos mészkövek.

2.2.2. Jura

A jura sorozat a legteljesebb, lényegében hiánytalan, a jura elején meginduló transzgressziós üledéksort mutat. Valódi gresteni fáciesű liász, amelyet fekete színű márgapalák, agyagpalák képviselnek /En-7, EnÉ-2; Fü-13; Ha-II, -VI/ szegényes ősmaradványokkal /Foraminifera: Vidalina sp., Lenticulina sp.; Mollusca héjtöredék; Echinodermata váztöredék/.

Nehezen azonosítható, sekélytengeri karbonátos /Mtúr-3/ üledékekkel képviselt a dogger alja /aaleni/. Vastag bazalt agglomerátum között a mindössze 22 m álvastagságban harántolt,

tektonikusan erősen igénybe vett, gyürt, sötétszürke, breccsás, agyagmárga és homokkő betelepüléses mészkő jelen helyzetben való allochton voltát a sekélytengeri, partközeli fácies jelző foraminifera együttese csak alátámasztja /*Pseudocyclamina* sp., *Haurania* amiji Henson, *Haurania* sp., *Textularia* sp., *Nautiloculina oolithica* Mohler/. A fiatalabb dogger emeletet már valódi nyílttengeri pelágikus /Fü-7,-9; Ha-II,-V,-VI/ fáciesű vörös színű, zöld foltos kovapala, kovás mészkő, márga képviseli, *Radiolaria* és *Bositra* maradványokkal.

A jura legmélyebb tengeri, bathiális fáciesű kifejlődését, a malm fekete radiolaritot csak egy fúrás harántolta /Tigy-1/. A fiatalbb malm nyílttengeri pelágikus sötétszürke mészkövek, leveles márgák folyamatos átmenetet mutatnak az alsókréta felé /Eb-12,-13; Hsz-8; Tigy-1,-2/ a *Tintinnida* maradványok alapján.

2.2.3. Alsó-, középsőkréta

Az utóbbi néhány év fúrásos kutatása során a legtöbb új adatot az alsó-, középsőkréta sorozat szolgáltatotta. A mecsekihez hasonló vulkáni képződményeken túl a Tiszántulon a malm nyílttengeri fáciesekhez képest regressziót mutató pelites és sekélytengeri, karbonátos képződmények váltak ismertté. Az obesi /Eb-1,-5,-7/ és tiszagyendai /Tigy-2/ területen neritikus pelites fáciesű, szürke színű, helyenként palás márgát, mészmárgát ismerhettünk meg. Míg a martfői területen sekélytengeri karbonátos képződmények zárják a középsőkréta üledék-képződést. A változó vastagságban feltárt szürke, szürkésbarna mészkövek, aleurolitok, mészhomokkővek a Villányi hegység barrémi-apti sekélytengeri mészkővével azonosíthatók a mikrofauna alapján /Foraminifera: *Glomospira* sp., *Textulariidae* sp., *Spiroloculina minima* Tappan, *Spiroplectamina* sp., *Echinodermata* váztöredék/.

A mezozóos vulkáni képződmények /diabáz, oxibazalt, bazalt agglomerátum/ dogger üledékes kifejlődések között /Füzeggyarmat, Mezőtúr/ és az alsókrétában általánosan elterjedtek az öv tiszántuli területén /Ebes, Martfű, Mezőtúr, Tiszagyenda/.

3. BÁCSKA /6/ - KÖRÖS /7/ ÖV

A "Bácskai terület" /6/ és a "Körösök vidéke" /7/ pre-neogén aljzatát az utóbbi néhány évben számos szénhidrogén-kutató fúrás feltárta. A Villányi hegység mezozóos rétegsoránál teljesebb sorozatban. Szepesházy K. /1978/ szerint az aljzatban a Bihari autochton déli, királyerdei egységének mezozóos képződményei vannak jelen.

Az öv É-i határa a Nagykörös - Debrecen öv D-i határvonalának, a metamorf rátolódási övnek a nyomvonalát követi. D-i határa nagyjából Kelebián, Öttömösön, Ruzsán, Úllésen keresztül, a Békési medoncétól É-ra, a Doboz-I. és Sark-I. szerkezetkutató fúrásoktól délre húzódhat.

Az öv alföldi része, a Körösök vidékén megismert teljesebb triász sorozat és a gyakorlatilag hiányzó jura kifejlődések miatt, két részterületre osztható:

Bácskai terület /6/.

Körösök vidéke /7/

Az utóbbi 10 évben a Bácska - Körös övben lemélyített fúrások sok új és meglepő /Szepesházy K. 1979/ adatot szolgáltatottak. Összehasonlítva a Villányi hegység, a Bácska /6/ -Körös /7/ öv és a Bihari autochton elvi mezozóos rétegsorát úgy tűnik, hogy a Bácska /6/ - Körös /7/ öv mezozóos sorozata a Villányi hegység elég hiányos mezozóos rétegsoránál helyenként jobban azonosítható a Bihari autochton hasonló kifejlődéseivel /5. ábra/.

3.1. Bácskai terület /6/

Az utóbbi néhány év szénhidrogénkutatásának köszönhető, hogy a "Bácskai terület" mezozoos sorozatát megismerhettük /6. ábra/.

3.1.1. Triász

A triász üledékképződés a középsőtriászig folyamatos. A felsőtriász üledékek a "Bácskai terület" preneogén aljzatában hiányoznak, míg a "Körösök védékén" a Bihari autochton felsőtriászához hasonlóan kifejlődtek.

Az alsótriász vörös, vörösbarna színű, világosszürke foltos, helyenként gyengén palás, zúzott, töredezett part-szegélyi törmelékes fáciesű aleurolittal, agyagkővel, kvarchomokkővel kezdődik. Tekintélyes vastagságban /max. 468,5 m/ tárták fel a zsanai /ZsanaÉ-1,-3,-5,-7,-9,-12,-14/, kiskunmajsai /KkmD-1,-6/, kiskunhalasi /Kiha-2/ fúrások. A fiatalabb alsótriász, sekélytengeri törmelékes sorozat /tarka, dolomitos agyagpala, aleurolit, mészkő, helyenként anhidrites betelepülésekkel/ a "Bácskai terület" legvastagabb triász összlete /max. 694 m/, amelyet csak néhány fúrás tárt fel /Kiha-2; KihaÉK-6; MÉEK-2; Ött-2; Sü-2/.

Általánosan elterjedtek a középsőtriász sekélytengeri karbonátos kifejlődések, amelyektől sötétszürke breccsás dolomittal /KihaÉK-15,-29,-39,-40,-80,-85; KihaD-1,-2; KkmD-5,-12,-22,-23; MÉEK-1,-2,-3; Tp-1,-2,-4,-5; ZsanaÉ-16/ és sötétszürke dolomitos márgával, agyagos mészkővel /KihaÉK-41,-81/ képviselték. A mészkőből előkerült foraminifera fauna jól jelzi az összlet laguna fáciesét és anizuszi korát [Glomospira densa /Pantic/, Glomospira sp., Glomospirella semiplana /Kochansky-Devidé et Pantic/].

Ladini és felsőtriász képződmények a "Bácskai területen" nem ismertek.

3.1.2. Jura

A jura üledéksor hiányos, de valamennyi kor képviselt foltszerű elterjedésben.

A liász neritikus pelites fáciesű /sötétszürke, közetlisztes márga/ az öttömösi területen /Ött-2; ÖttNy-1/ jellegzetes Nodosariidae foraminifera faunával. A sekélytengeri karbonátos kifejlődés barnásszürke, helyenként foltos /Csátalja/, mészkövekkel képviselt /Csát-1; Jh-8; Ma-3/. A Jh-8. sz. fúrásból előkerült Decapoda /Anomura/ maradvány /Palaxius salataensis Brönnimann, Cross et Zaninotti/ az összlet liász voltát csak alátámasztja.

A "Bácskai terület" egyetlen fúrása /KkmD-23/ harántolt dogger, sekélytengeri karbonátos fáciesű, világosszürke, allotigén, finomkristályos bositrás mészkövet.

Bathiális fáciesű malm képződmény ezideig nem került elő. A malm tetejét nyílttengeri pelágikus kifejlődésű, világosszürke, cukorszövetű mészkövek képviselik foltszerű elterjedésben /KihaEK-28,-41/, jellegzetes mikrofaunával /Calpionella alpina Lorenz, Calpionella elliptica Cadisch, Lombardia maradványok, Globochacta alpina Lombard/.

A "Bácskai területen" a jura-kréta átmenet a szakaszos magmintavétel miatt pillanatnyilag tisztázatlan. Nem kizárt, hogy a KihaEK-i területen folyamatos. Ennek eldöntéséhez a jelenlegi ismeretek azonban nem elégségesek.

3.1.3. Alsó-, középsőkréta

Az alsó-, középsőkréta képződmények jelentős területi elterjedésben és tekintélyes vastagságban alkotják a "Bácskai terület" aljzatát, némi eltérést mutatva a Villányi hegység kréta rétegsorától.

Az alsókréta sorozatot /neokom/ sekélytengeri karbonátos /sötétszürke, oolitos mészkő: KkmD-21/ és neritikus pelites /sötétszürke, világosszürke foltos mészkő, mészmárga, márga:

KihaD-4; KihaÉK-83; KkmD-21; Ü-21,-22,-26,-27/ kifejlődések képviselik a mikrofauna alapján /Tintinnopsella sp.; Globochaeta alpina Lombard; Campanulina carpatica Misik; Pienina oblonga Borza-Misik/.

A szénhidrogénkutató fúrásokkal legjobban feltárt /Er-1,-6,-7,-8,-9,-11; Écs-6; KihaD-4; KihaÉK-9,-11,-27,-28,-30,-31,-32,-36,-39,-41,-82,-83,-84; KkmD-10,-16,-17,-23; Ött-3,-4,-5,-7,-8,-9; Pm-1,-3,-5; PmÉNy-1; PmÉK-1; Szál-3; TpÉ-1; Ü-33,-39/ általános elterjedésű barrémi-apti sekélytengeri karbonátos fáciesű sötétszürke és világosszürke színű, fehér kalciteres, tömött szövetű mészkövek, mészmárgák, mészhomokkövek, jól azonosíthatók a Villányi hegység Nagyharsányi Mészkő kifejlődésével. Az összlet gazdag makrofaunával /Agriplura blumenbachi Studer/ és mikrofaunával /Foraminifera: Spiroplectamina sp., Textulariidae sp., Miliolidae sp., Glomospira sp., Globigerinelloides sp., Hedbergella sp., Dorothis sp., Orbitolina sp./ jellemezhető.

3.2. Kőrösök vidéke /7/

A Bácska - Kőrös övben a legtöbb új adatot a "Kőrösök vidékén mélyített fúrások szolgáltatták. Ezek szerint a "Kőrösök vidékének mezozóos rétegsora /7. ábra/ eltér a Villányi hegység és a "Bácskai terület" mezozóos kifejlődéseitől. Azonban hasonlít a Bihari autochton mezozóos rétegsorához.

3.2.1. Triász

A "Kőrösök vidékének" elvi mezozóos rétegsorában jellemző, egy a Villányi hegységénél teljesebb triász sorozat. A legidősebb mezozóos képződmény a biharugrai /Bihu-I/ terület alsótriász, tarka, rétegzetlen, partszegélyi törmelékes fáciesű, kvarchomokkövei. A fiatalabb alsótriászt már sekélytengeri, törmelékes kifejlődésű tarka agyagpalák, szürke homokkövek képviselik /Gyoma-1, Köt-1/.

A sekélytengeri karbonátos kifejlődésű középsőttriász, anizuszi barnásszürke, tömött, világosszürke mészkő betelepüléses, dolomit összletéből /Bihu-I; Doboz-I; Kom-4; Köt-I; Sár-I/ laguna fáciesű foraminifera fauna került elő: *Glomospira* sp., *Glomospira sinensis* Ho, *Glomospira* cf. *tenuifistula* Ho, *Glomospirella shengi* Ho, *Glomospirella* sp. /Bércziné Makk A. 1985/. A ladini-karni sötétszürke, agyagos mészkő, mészmarga rétegek /Bihu-3; Doboz-I/ foraminifera együttese normálsótartalmu, medenceperemi, mélyebbvizi élethelyet valószínűsít: *Glomospirella* sp., *Turritellella mesotriassica* Koehn-Zaninetti, *Trochammina* aff. *alpina* Kristan-Tollmann, *Nodosaria raibliana* Gümbel, *Austrocolomia plöchingeri* /Oberhauser/, *Pseudonodosaria* cf. *obconica* /Reuss/, *Pseudonodosaria* sp., *Pachyphloides* cf. *klebelsbergi* /Oberhauser/, *Pachyphloides* sp., *Frondicularia woodwardi* Howchin, *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Variostomatidae* sp.

A felsőtriász nagyrészt sekélytengeri törmelékes fáciesű, finomszemű vörös aleurolitok, homokkövek töltik ki, helyenként szürke mészkő betelepülésekkel /Bihu-3; Doboz-I/. Ez a felsőtriász sorozat a Bihari autochton déli részének Scarita sorozatával hozható kapcsolatba, azonban a Kárpáti Keuperhez való hasonlósága sem zárható ki teljesen /Ivanovici, V., M. Borcos, M. Bleahu, D. Patrulius, M. Lupu, R. Dimitrescu, H. Savu. 1976; Patrulius, D., M. Bleahu, E. Antonescu, A. Baltres, S. Bordea, J. Bordea, D. Gheorghiana, M. Iordan, E. Mirauta, S. Panin, E. Popa, C. Tomescu 1979/.

3.2.2. Jura

A jura rendkívül hiányos és bizonytalan rétegtani helyzetű. A sekélytengeri karbonátos kifejlődésű sötétszürke, breccsás mészkövet /Bihu-I/ a mikrofauna alapján /Foraminifera: *Frondicularia woodwardi* Howchin, *Lingulina* cf. *tenera* Bornemann, *Nodosariidae* sp., *Lenticulina* sp./ liász képződmény-

eknek vesszük.

3.2.3. Alsó-, középsőkréta

A "Körösök vidékén" megismert alsó-, középsőkréta kifejlődések egy a kréta elején kezdődő transzgresszió folyamatos sorozatát mutatják. Valószínűleg teljesebb rétegsorral, mint ami a Villányi hegységben ismert.

Berriazi? sekélytengeri törmelékes, vörös színű, hematit pikkelyes aleurolitokra, homokkövekre, konglomerátumra /Bihu-I; Bihu-3; Doboz-I/ neokom sekélytengeri karbonátos /sötétszürke oolitos mészkő/ és neritikus pelites /sötétszürke mészmárga, mészkő/ kifejlődések települnek /Bihu-I; Doboz-I/ lombardia maradványokkal.

A barrémi-apti nagy vastagságú /> 1081 m/, meleg-, sekélytengeri karbonátos fáciesű, szürke, barnásszürke, kalciteres, agyagos orbitolinás mészkövek zárják a középsőkréta üledékképződést /Bihu-I,-1; BihuNy-2; Sark-I/ a "Körösök vidékén" jellegzetes ősmaradvány együttesel /Foraminifera: Spiroplectamina sp., Textulariidae sp., Spiroloculina sp., Quinqueloculina sp., Pyrgo sp., Orbitolina sp.; Szivacsstü; Echinodermata váztöredék; Alga/.

4. SZEGED /8/ - BÉKÉS /9/ ÖV

Az Alföldnek ez a "Szeged és környékét" és a "Békési medencét" magába foglaló területe feltételezéseink szerint a Kodru takarórendszer ÉNy-i folytatása lehet.

Az öv É-i határa a Bácska - Körös öv déli határvonala, amely Kelebián, Öttömösön, Ruzsán, Üllésen keresztül a "Békési medencétől" É-ra jelölhető ki. Ismereteink D-felé az ország határig terjednek.

A rétegtani különbségek, a jura, alsó-, középsőkréta

sorozatok hiánya, illetve megléte miatt az öv magyarországi része két részterületre osztható:

Szeged és környéke /8/

Békési medence /9/

Ez az öv korábban /Békési medence/ és az utóbbi évtizedben /Szeged és környéke/ mélyült szénhidrogénkutató fúrásokkal jól feltárt. A jövő feladata, hogy különösen a "Békési medence" triász időszaki képződményeinek pontos, megalapozott azonosítását a Kodru takarórendszerrel elvégezze. Jelen esetben minden különösebb állásfoglalás nélkül helyeztük egymás mellé a "Békési medence" és a Kodru takarórendszer Finis takarójának elvi mezozóos rétegsorát /8. ábra/.

4.1. Szeged és környéke /8/

"Szeged és környéke" tulajdonképpen megegyezik T.Kovács G. /1977/ által használt "Déli kristályos hát" részterülettel. Ez egy allochton helyzetű triászal fedett metamorf kőzetekből álló terület, ahol a jura és alsó-, középsőkréta képződmények teljesen hiányoznak /9. ábra/.

4.1.1. Triász

"Szeged és környékére" jellemző a triász kifejlődések általános elterjedése, rendkívül eltérő vastagság értékekkel /3-677 m/, bonyolult szerkezeti helyzetben.

Az alsótriász sekélytengeri törmelékes /vörös, tárka agyagpala, márgapala, homokkő/ képződményekkel jellemezhető /Algyő-26; Ás-3,-23; Fkút-2,-3,-4,-6,-7; Kél-17; Makó-2; Móra-1; S-I; Ruzsa-1,-9; Ú-16,-17,-18,-20,-23,-24,-29,-31,-32,-53; Szeged-1,-2,-4,-5,-6,-7,-8,-10,-12,-13,-14,-15,-22,-24,-26/. A makói fúrásból előkerült *Meandrospira pusilla* /Hoforaminifera példányok az összlet alsótriász korát csak megerősítik.

A középsőtriászt sekélytengeri karbonátos /sötétszürke,

breccsás dolomit/ sorozatok képviselik /Algyő-26,-29; Fkút-2,-3,-5,-6,-9,-10; Kel-17; Móra-1,-2,-3,-4; Ruzsa-5,-6,-7,-8,-10; Ú-14,-16,-17,-18,-20,-23,-24,-28,-29,-31,-34,-35,-36,-37,-51,-52,-54,-55,-58; Szeged-1,-2,-3,-6,-7,-8,-12,-13,-23,-26/. Néhány fúrásban szegényes, helyenként jellegzetes ősmaradvány asszociációval jellemezhető /Alga maradványok; Foraminifera: Ammodiscus sp., Glomospira tenuifistula Ho, Glomospira sp., Glomospirella sp., Trochammina almtalensis Koehn-Zaninetti; Echinodermata váztöredékek; Ostracoda/.

4.2. Békési medence /9/

A Kodru takarórendszerhez való tartozását már több szerző megállapította és érvekkel alátámasztotta /Kurucz B. 1977; Szepesházy K. 1978/. Egy DNY-ÉK irányú sávban, Csanádalbertyi-Tótkomlós-Pusztaszőlős-Kaszaper, Csanádapáca-Medgyesbodzás vonalában a Kodru kifejlődésű mezozoikum minden tagja megtalálható. Ez az összlet valószínűleg a Kodru takarórendszer, lefedett, Dumbrovita takarójához tartozik /Szepesházy K. 1978, 1979/.

A terület elvi mezozoós rétegsorában jellemző a teljes triász sorozat, valószínűleg folyamatos átmenettel a jurába. Szintén folyamatos üledékképződéssel jellemezhető a felsőjura-alsókréta összlet /10. ábra/.

4.2.1. Triász

Partszegélyi törmelékes kifejlődésekkel /szürke, lilás-szürke színű kvarchomokkő/ induló alsótriász üledékképződést /Csa-1; DombDNY-1; Nsz-1; T-8/ sekélytengeri törmelékes fáciésü képződmények /tarka agyagpala, vörös homokkő, helyenként anhidrittel/ váltják fel /Csa-2,-5; Domb-1; Kev-1; Nsz-1; Pf-87,-132,-133,-167,-181; T-18/.

A triász időszak jelentős részét időben és térben rétegtanilag nehezen értékelhető sekélytengeri dolomitok töltik ki. A sötétszürke színű dolomitokat /Csa-2,-5; Oros-2; T-30,-31/,

helyenként bizonytalan porfirit betelepüléssel /Csal-1/, középsőttriászba soroljuk.

A helyenként jelentős vastagságot is elérő világosszürke dolomitokat /Csa-2,-4,-6,-13; KaszD-2,-3,-4,-7,-8; Med-2; Pf-105,-132,-180,-189,-194,-195; Psz-1,-4,-8,-20,-22,-24,-26,-28,-29; T-12,-17,-19,-25,-26,-27,-29,-32/ felsőtriászba tartozónak vesszük. Egyetlen fúrásból /Pf-181/ került elő említésre méltó ősmaradvány /Alga: Gyroporella cf. amplexorata Gümbel; Megalodus embrió/.

Az utóbbi években mélyített tótkomlósi fúrás, sekélytengeri karbonátos fáciesű, felsőttriász, barnásszürke, vörösbarna színű mészkövei a mikrofauna alapján [Foraminifera: Ophthalmidium carinatum /Leischner/, Lagenidae sp., Lenticulina sp., Echinodermata váztöredék] folyamatos átmenetet mutatnak a liászba /TK-1/.

4.2.2. Jura

A középsőjura sekélytengeri karbonátos kifejlődésű, vörösbarna, húspiros színű, agyagos, crinoideás mészkövek képviselik /Pf-128; Psz-12,-13; T-11/ szegényes, de jellemző ősmaradvány asszociációval /Foraminifera: Nodosariidae sp., Trocholina cf. granosa Frentzen; Szivacsstü; Crinoidea váztöredékek; Brachiopoda/.

A felsőjura-alsókréta folyamatos üledékképződést mutató nyílttengeri pelágikus kifejlődésű sorozata titon calpionellás, szürke színű márga, mészmárga, mészkő /Psz-1,-2/ és neokom pelites, tektonikailag erősen megviselt, Tintinnopsella maradványokat tartalmazó, palás képződményekből áll /KaszD-5,-6,-7; Med-1; Pf-55,-87,-98,-106,-117,-129,-135; Psz-2,-3,-4,-5,-6,-7,-8,-10,-14,-23,-27,-29,-30,-31; PszK-1,-2,-3/.

5. ÖSSZEFOGLALÁS

Az alföldi mezozoikum fenti vázlatos áttekintésének célja az volt, hogy a mintegy négy évtizedes szénhidrogénkutató fúrási tevékenység eredményeként felszínre került mezozoos képződmények egységes alapelvek szerint végzett kiértékelésével alapot nyújtson a további hazai földtani elemzések számára.

A 70-es évek elején kirobbant "olajválság" világszerte így hazánkban is a kutatófúrások számának növekedését vonta maga után. Ehhez járult, hogy a korszerű felszíni geofizikai kutatási módszerek, a fúrásos kutatás megkezdését lehetővé tevő információkat szolgáltatottak olyan területek medencealjazatáról is, amelyeket hagyományos eljárások nem tudtak regisztrálni. Ezzel egyidejűleg részben a geofizikai, részben a geológiai, nagytektonikai megfontolások alapján kezdődött meg a mélyzónák kutatása. Ennek a kutatásnak a földtani eredményei sok új mezozoos adatot szolgáltatottak, amelyek lehetővé tették egy pontosabb földtani modell megalkotását. Segítségével lehetséges a mezozoos tárolóközetek tér és időbeli helyzetének, valamint a potenciális anyakőzet formációk térbeli megoszlásának rögzítése.

A jelenlegi megkutatottsági szinten, az álvastagság értékeket figyelembe véve a triász időszak képződmények a Szeged /8/ - Békés /9/ övben dominálnak /11. ábra/. A több száz /> 696 m/ méter álvastag, erősen breccsás, triász dolomitokat a jövőben is elsődlegesen mint mezozoos tároló kőzeteket kell számontartani. A Nagykőrös /4/ - Debrecen /5/ övben a triász foltok hiánya többnyire a megkutatottság hiányával magyarázható.

A jura képződmények az álvastagság értékek figyelembe vételével a Nagykőrös /4/ - Debrecen /5/ övben általános elterjedést mutatnak /12. ábra/. Ezek a szerves szén tartalommal rendelkező pelites kőzetek /sötétszürke agyag, agyagkő, márga,

mészmárga/ mint potenciális anyaközetek jöhetnek számításba. A Bácska /6/ - Körös /7/ és Szeged /8/ - Békés /9/ övben folt-szerű, kis területre korlátozódó, rendkívül hiányos jura so-rozat a valóságot tükrözi. A juránál nagyobb elterjedést mu-tató triász képződmények fedőjéből a legtöbb fúrásban hiány-zik a jura rétegsor.

Az alsó-, középsőkréta képződmények a Bácska /6/ - Körös /7/ övben mutatják a legnagyobb elterjedést /13. ábra/ tekin-télyes álvastagság értékekkel / > 1000 m/. A Nagykörös /4/ - Debrecen /5/ övben az alsó-, középsőkréta képződmények folt-szerű elterjedése gyakorlatilag az alsó-, középsőkréta soro-zatok nagyfokú hiányát tükrözi. Ebben az övben dominanciát mutató jura rétegsorok fedőjéből /Alpár, Kerekegyháza, Lajos-mizse, Martfű. területeket kivéve/ teljesen hiányoznak az alsó-, középsőkréta képződmények.

Az uralkodóan mezozoos és premezozoos komponensekből fel-épülő nagyszerkezeti egységek érintkezési /határ/ zónái az in-tenziv repedezettség zónái is egyszersmind, következésképp a potenciális akkumulációs zónák. Az alföldi fúrásokban feltárt rétegismétlődések /pl.: az üllési és szegedi terület; Sark-I/, fordított rétegsorok /pl.: KiháEK-28; Kunf-2; Hsz-V; Ebes-1; Sár-I/ kompressziós tektonikai mozgások sorozatára utalnak. Ez felveti a lehetőségét annak, hogy a fő kompresszív zónák-ban allochton premezozoos rétegsorok alatt autochton pozíció-ju mezozoikum települhet, amely az intenzív mechanikai igény-bevétel miatt repedezett /tárolóképes/ lehet.

6. IRODALOM - REFERENCES

Az irodalomjegyzék csak a dolgozatban idézett és összefoglaló jellegű műveket tartalmazza. Ezekben a munkákban a dolgozat témájához kapcsolódó hazai és külföldi irodalom jegyzék megtalálható.

- BALOGH K. /1981/: A magyarországi triász korrelációja. -- Ált. Földtani Szemle 15, p. 1-44, Budapest
- BÉRCZINÉ MAKK A. /1974/: A Nagykőrös-kálmánhegyi paleozóos és mezozóos medencealjzat földtani viszonyai. -- Földt. Közl., 104, 4, p. 401-413, Budapest
- BÉRCZINÉ MAKK A. /1985/: Triász mikrofauna kelet magyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásokból. -- Földt. Közl., 115./in press/
- BÉRCZINÉ MAKK A., CSEREPESNÉ M. BERNADETTE /1985/: Nagykőrösi preneogén aljzat földtani felépítése. -- Földt. Közl., 115. /in press/
- BLEAHU, M., M. LUPU, D. PATRULIUS, S. BORDEA, A. STEFAN, S. PANIN /1981/: The structure of the Apuseni Mountains. -- CBGA XII. Congr. Guide to Excursion B3, Guidebook series 23, p. 1-106, Bucharest
- BOMBITA, G. /1972/: Études géologiques dans les Monts Lopus. -- Ann. Inst. Geol., 39, p. 7-100, Bucharest
- CSÁSZÁR G., FRIDELNÉ MATYÓK I., KOVÁCSNÉ BODROGI I. /1981/: A nagybaracska-i fúrások kréta képződményei. -- MÁFI Évi Jelentése az 1981. évről, p. 213-238, Budapest
- DANK V., BODZAY I. /1970/: A magyarországi szénhidrogén készletek fejlődéstörténeti háttere. p. 1-24, Budapest
- FÜLÖP J. /1966/: A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. -- Geol. Hung. ser. Geol., 15, p. 1-131, Budapest
- GLUSKO, V. V., SZ. SZ. KRUGLOV /1971/: Geologiceseszkije sztroje nyije i gorjucsije iszkopajemüje Ukranszkih Karpat. --

- p. 1-401, Moszkva
- HAJDU D., PAP S., VÖLGYI L. /1982/: Uj felismerések az Alföld medencealjazatának tektonikájában. — Földt. Kut., 25, 1, p. 39-49, Budapest
- ISTOICESCU, D., G. IONESCU /1967-1968/: Géologie de la l'Artie Nord de la Dépression Fannonienne /Région Oradea - Satu Mare/. — Dari de seama ale sedintelor, 5. Tectonica, 55, p. 73-87, Bucharest
- IVANOVICI, V., M. BORCOS, M. BLEAHU, D. PATRULIUS, M. LUPU, R. DIMITRESCU, H. SAVU /1976/: Geologia Muntilor Apuseni. p. 1-631, Bucuresti
- KÁZMÉR M., KOVÁCS S., PÉRÓ CS. /1983/: A Keleti Kárpátok szerkezete. — Ált. Földtani Szemle, 18, p. 3-75, Budapest
- KURUCZ B. /1977/: Pusztaföldvár-Battonya közötti terület medencealjazatának képződményei és hegység szerkezete. — JATE Szeged. Egyetemi doktori értekezés.
- Magyarország litosztratigráfiai formációi /1983/. Budapest
- NAGY E. /1968/: A Mecsek-hegység triász időszaki képződményei. — MÁFI Évkönyve, 51, 1, p. 1-198, Budapest
- NAGY E., NAGY I. /1976/: A Villányi-hegység triász képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol., 17, p. 113-253, Budapest.
- NAGY L. /1958/: A Román Népköztársaság földtana. I - II. Kolozsvár
- PATRULIUS, D., M. BLEAHU, E. ANTONESCU, A. BALTRES, S. BORDEA, J. BORDEA, D. GHEORGHIAN, M. IORDAN; E. MIRAUTA, S. PANIN, E. POPA, C. TOMESCU /1979/: The Triassic Formations of the Bihor Autochton and Codru nappe-system /Apuseni Mountains/. — CBGA III. Triassic Colloquium guidebook to Field Trips, p. 1-21, Bucharest
- RÓNAI A. /1967/: Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához. I-34-VIII. Kecskemét.
- SZEPESHÁZY K. /1970/: A Tiszántul középső részének jura időszaki képződményei, a szénhidrogénkutató fúrások alapján. — MÁFI Évi Jelentése az 1970. évről, p. 67-78, Budapest
- SZEPESHÁZY K. /1975/: Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti

helyzetének vázlata. -- Ált. Földtani Szemle, 8, p. 25-59, Budapest

SZEPESHÁZY K. /1978/: A Tiszántul és az Erdélyi-középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti kapcsolatai. --

MÁFI Évi Jelentése az 1978. évről, p. 173-186, Budapest

SZEPESHÁZY K. /1979/: A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Földtani Szemle, 12, p. 121-198, Budapest

SZVIRIDENKO, V.G. /1976/: A Kárpátaljai süllyedék és aljzatának földtani felépítése és szénhidrogénföldtana. --

Földt. Közl., 106, 4, p. 464-475, Budapest

T.KOVÁCS G. /1977/: A Dél-Alföld mezozoikumuma. -- Föld. Közl., 107, 2, p. 150-167, Budapest

TYPES OF MESOZOIC SEQUENCES IN THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

by

A. Bérczi-Makk

Abstract

The pre-Neogene basement of Hungary is composed by an alternation of "belt-like" Late Paleozoic to Mesozoic sedimentary and crystalline - metamorphic zones with SW-NE trend. As revealed by hydrocarbon exploring boreholes three sedimentary zones of Mesozoic age can be distinguished in the Great Hungarian Plain south of the lineament of Central Hungary /Fig.1/.

I Nagykőrös /4/ - Debrecen /5/ zone

This belt is more and less identical to the megatectonic unit "Central Great Hungarian Plain - Máramaros /Maramures/ mobile zone" /Szepesházy, K. 1978/.

The northern boundary of this belt coincides with the lineament of Central-Hungary. Its southern boundary, however, can be traced along the belt characterized by local thrusts of metamorphic basement over Mesozoic beds /Kunfehértó, Kecel, Ócsöd, Endrőd, Hajduszoboszló, Ebes, Sáránd/.

Generalized geological column of this zone is similar to that of the eugeosyncline belt units /Pennin zone, Klippen belt, Vardar zone/ on the northern flank of the Tethys /Szepesházy, K. 1978/. It is characteristic an incomplete Triassic sequence, Lower Jurassic of Gresten facies, a widespread occurrence of submarine basic igneous products in the Jurassic to Lower Cretaceous /Fig. 2/.

The Mesozoic sequence of this zone is characterized by the predominance of offshore marly to pelitic rocks, a

highly incomplete Triassic series, complete Jurassic sequence, a shallow marine, calcareous /Fig. 3-4/ Lower to Middle Cretaceous series. The igneous rocks are widespread, the southern boundary of the zone is highly tectonized, the formations are remarkably foliated.

II Bácska /6/ - Körös /7/ zone

In this unit Mesozoic formations of the Southern Királyerdő /Padurea Craului/ part of the Bihar Autochthon can be distinguished according to the study of Szepesházy, K. 1978 /Fig. 5/. The northern boundary of this zone is equal to the southern boundary of the Nagykörös - Debrecen belt i.e. to the upthrust-overthrust zone of the metamorphites. Its southern boundary is postulated to be traced along the line from Kelebia to the northern boundary Békés Basin via Öttömös, Ruzsa, Üllés.

The generalized Mesozoic sequence of this zone is characterized by a Triassic series more complete than that in the Villány Mts and easily correlatable to the Triassic series of the Bihar Autochthon. The occurrence and/or the presence of any Jurassic formation is highly incomplete and/or questionable. The Lower and Middle Cretaceous sedimentary sequences are products of an uninterrupted transgression set on in the earliest Cretaceous. The Cretaceous series here seem to be more complete than those in the Villány Mts /Fig. 6-7/.

III Szeged /8/ - Békés /9/ zone

It is postulated that the Mesozoic series of this zone may be the NW continuation of the Codru Nappe /Kurucz, B. 1977; Szepesházy, K. 1978/ /Fig. 8/.

The northern boundary of this unit is equal to the southern boundary of the Bácska-Körös belt. Southward the

Formations cross the national boundary.

On the basis of stratigraphical differences /i.e. absence or occurrence of Jurassic, Lower to Middle Cretaceous formations/ this zone can be subdivided into two sub-units:

- the environ of Szeged with metamorphic blocks overlain by Triassic of allocthonous nature;

- the Békés basin characterized by a complete Triassic series with an uninterrupted transition to the Jurassic. A similarly continuous sedimentation has been postulated to exist between the Upper Jurassic and Lower Cretaceous /Fig. 10/.

The spatial distribution of the Triassic, Jurassic, Lower and Middle Cretaceous formations in the pre Neogene basement complex of E-Hungary are illustrated in Figs 11-13.

Manuscript received: 31 March, 1985

Address of the author: dr. Bércziné dr. Makk A.

Hungarian Hydrocarbon Institute
Százhalombatta
Pf. 32.
H-2443

ÁBRAALÁÍRÁSOK

1. ábra: Kelet Magyarország preneogén aljzatának mezozóos üledékes övei a felszíni kifejlődések figyelembe vételével.
Jelmagyarázat: 1. Bihari autochton; 2. Kodru takarórendszer.
2. ábra: A Nagykőrös /4/ - Debrecen /5/ öv rétegtani, faciológiai oszlopának összehasonlítása a Mecsek hegység, a Batiza takarópikkely és Kárpátalja elvi mezozóos rétegsorával.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. csökkentsósvizi, partszegélyi törmelékes fácies; 5. csökkentsósvizi mocsári fácies; 6. neritikus pelites fácies; 7. nyílttengeri pelágikus fácies; 8. bathiális fácies; 9. vulkáni képződmények.
3. ábra: Nagykőrös és környéke /4/ elvi mezozóos rétegsora.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. csökkentsósvizi, partszegélyi törmelékes fácies; 5. csökkentsósvizi mocsári fácies; 6. neritikus pelites fácies; 7. nyílttengeri pelágikus fácies; 8. bathiális fácies; 9. vulkáni képződmények.
4. ábra: Debrecen és környéke /5/ elvi mezozóos rétegsora.
Jelmagyarázat: 1. sekélytengeri törmelékes fácies; 2. sekélytengeri karbonátos fácies; 3. neritikus pelites fácies; 4. nyílttengeri pelágikus fácies; 5. bathiális fácies; 6. vulkáni képződmények.
5. ábra: A Bácska /6/ - Körös /7/ öv rétegtani, faciológiai oszlopának összehasonlítása a Villányi hegység és a Bihari autochton elvi mezozóos rétegsorával.

- Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. neritikus pelites fácies.
6. ábra: Bácskai terület /6/ elvi mezozóos rétegsora.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. neritikus pelites fácies.
7. ábra: Körösök vidéke /7/ elvi mezozóos rétegsora.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. neritikus pelites fácies.
8. ábra: Békési medence /9/ rétegtani, faciológiai oszlopának összehasonlítása a Kodru takarórendszer Finis takarójának elvi mezozóos rétegsorával.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. nyílttengeri pelágikus fácies.
9. ábra: Szeged és környéke /8/ elvi mezozóos rétegsora.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies.
10. ábra: Békési medence /9/ elvi mezozóos rétegsora.
Jelmagyarázat: 1. partszegélyi törmelékes fácies; 2. sekélytengeri törmelékes fácies; 3. sekélytengeri karbonátos fácies; 4. nyílttengeri pelágikus fácies; 5. vulkáni képződmények.
11. ábra: Kelet Magyarország preneogén aljzatában a triász képződmények foltszerű elterjedése a mezozóos üledékes övek szerint.
Jelmagyarázat: 1. A Nagykőrös - Debrecen öv triász képződményeinek elterjedése; 2. A Bácska - Körös öv triász képződményeinek elterjedése; 3. A Szeged-Békés öv triász képződményeinek elterjedése.
12. ábra: Kelet Magyarország preneogén aljzatában a jura képződmények foltszerű elterjedése a mezozóos üledékes

övek szerint.

Jelmagyarázat: 1. A Nagykőrös - Debrecen öv jura képződményeinek elterjedése; 2. A Bácska - Kőrös öv jura képződményeinek elterjedése; 3. A Szeged - Békés öv jura képződményeinek elterjedése.

13. ábra: Kelet Magyarország preneogén aljzatában az alsó- és középsőkréta képződmények foltszerű elterjedése a mezozóos üledékes övek szerint.

Jelmagyarázat: 1. A Nagykőrös - Debrecen öv alsó- és középsőkréta képződményeinek elterjedése; 2. A Bácska - Kőrös öv alsó- és középsőkréta képződményeinek elterjedése; 3. A Szeged - Békés öv alsó- és középsőkréta képződményeinek elterjedése.

CAPTIONS

Fig. 1. Mesozoic sedimentary formations in the pre-Neogene basement complex of E-Hungary as related to their outcrop areas.

Legend: 1. Bihar Autochthon
2. Codru Nappes

Fig. 2. A comparison of stratigraphical and facies column of the Nagykőrös-Debrecen zone to those of the Mecsek Mts; Batiza Sheet and Transcarpathian.

Legend: 1. littoral clastic facies
2. shallow marine clastic facies
3. shallow marine carbonate facies
4. brackish littoral clastic facies
5. brackish marshy facies
6. neritic pelite facies
7. offshore pelagic facies
8. bathial facies
9. volcanites

Fig. 3. Generalized Mesozoic sequence of Nagykőrös and its environ.

Legend: 1. littoral clastic facies
2. shallow marine clastic facies
3. shallow marine carbonate facies
4. brackish littoral clastic facies
5. brackish marshy facies
6. neritic pelite facies
7. offshore pelagic facies
8. bathial facies
9. volcanites

Fig. 4. Generalized Mesozoic sequence of Debrecen and its environ.

Legend: 1. shallow marine clastic facies

2. shallow marine carbonate facies
3. neritic pelite facies
4. offshore pelagic facies
5. bathial facies
6. volcanites

Fig. 5. A comparison of the stratigraphical and facies column of the Bácska-Kőrös zone to the generalized Mesozoic sequence of the Villány Mts. and Bihar Autochton.

- Legend:
1. littoral clastic facies
 2. shallow marine clastic facies
 3. shallow marine carbonate facies
 4. neritic pelitic facies

Fig. 6. Generalized Mesozoic sequence of the Bácska area.

- Legend:
1. littoral clastic facies
 2. shallow marine clastic facies
 3. shallow marine carbonate facies
 4. neritic pelitic facies

Fig. 7. Generalized Mesozoic sequence of the Kőrös area.

- Legend:
1. littoral clastic facies
 2. shallow marine clastic facies
 3. shallow marine carbonate facies
 4. neritic pelitic facies

Fig. 8. A Comparison of the stratigraphical and facies column of the Békés basin to the generalized Mesozoic sequence of the Finis Nappe of the Codru Nappe System.

- Legend:
1. littoral clastic facies
 2. shallow marine clastic facies
 3. shallow marine carbonate facies
 4. offshore pelagic facies

Fig. 9. Generalized Mesozoic sequence of Szeged and its environ.

- Legend: 1. littoral clastic facies
2. shallow marine clastic facies
3. shallow marine carbonate facies

Fig. 10. Generalized Mesozoic sequence of the Békés Basin.

- Legend: 1. littoral clastic facies
2. shallow marine clastic facies
3. shallow marine carbonate facies
4. offshore pelagic facies
5. volcanites

Fig. 11. Occurrence of patch-like Triassic formations in the pre-Neogene basement complex of E-Hungary.

- Legend: 1. Occurrence of Triassic formations in the Nagykőrös-Debrecen zone
2. Occurrence of Triassic formations in the Bácska-Kőrös zone
3. Occurrence of Triassic formations in the Szeged-Békés zone

Fig. 12. Occurrence of patch-like Jurassic formations in the pre-Neogene basement complex of E-Hungary.

- Legend: 1. Occurrence of Jurassic formations in the Nagykőrös-Debrecen zone
2. Occurrence of Jurassic formations in the Bácska-Kőrös zone
3. Occurrence of Jurassic formations in the Szeged-Békés zone

Fig. 13. Occurrence of patch-like Lower and Middle Cretaceous formations in the pre-Neogene basement complex of E-Hungary.

- Legend: 1. Occurrence of Lower and Middle Cretaceous formations in the Nagykőrös-Debrecen zone
2. Occurrence of Lower and Middle Cretaceous formations in the Bácska-Kőrös zone

3. Occurrence of Lower and Middle Cretaceous formations in the Szeged-Békés zone

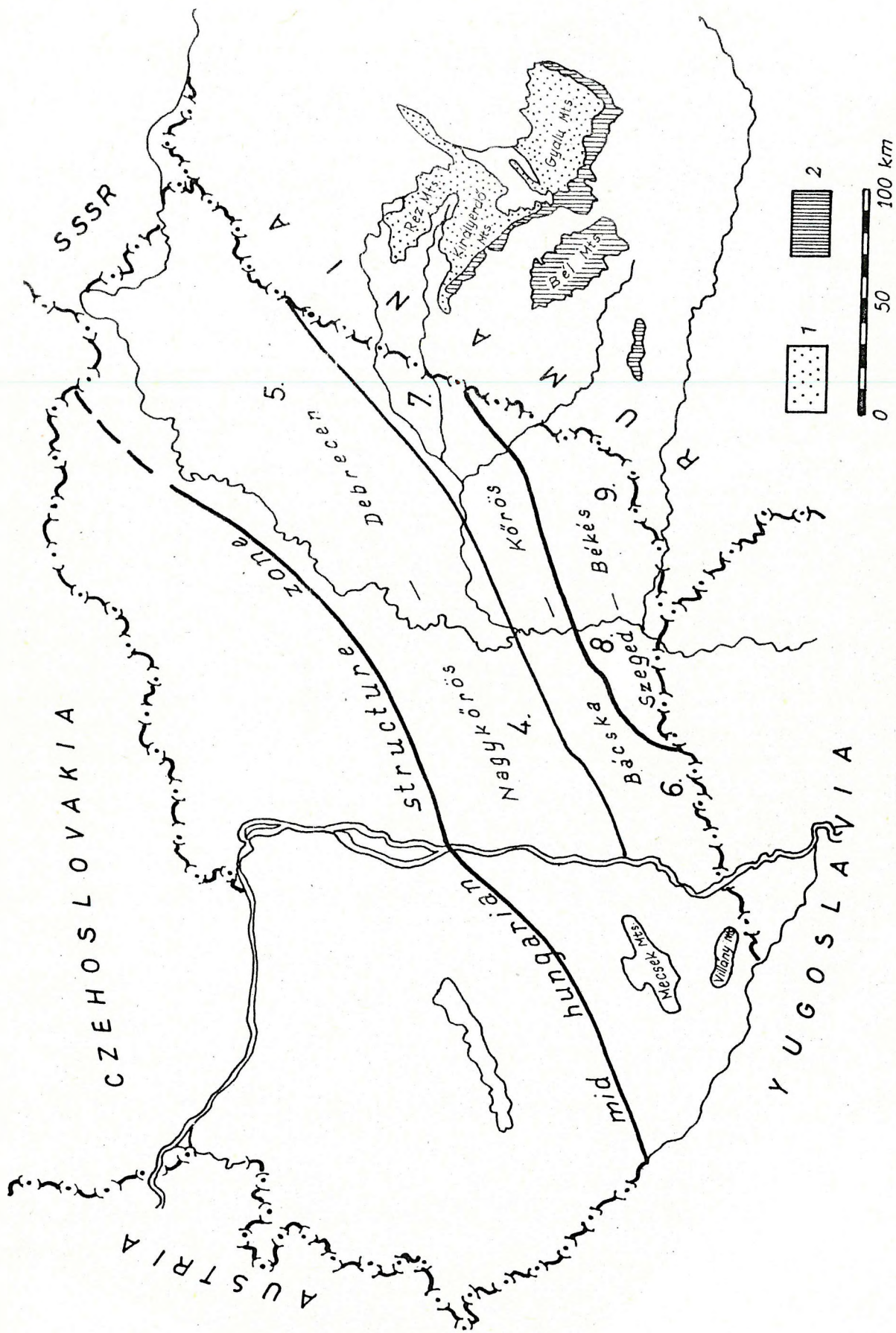
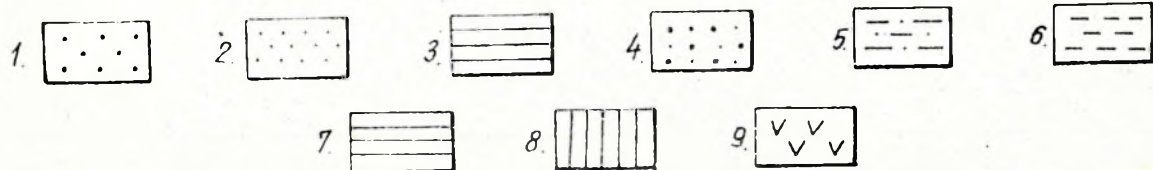
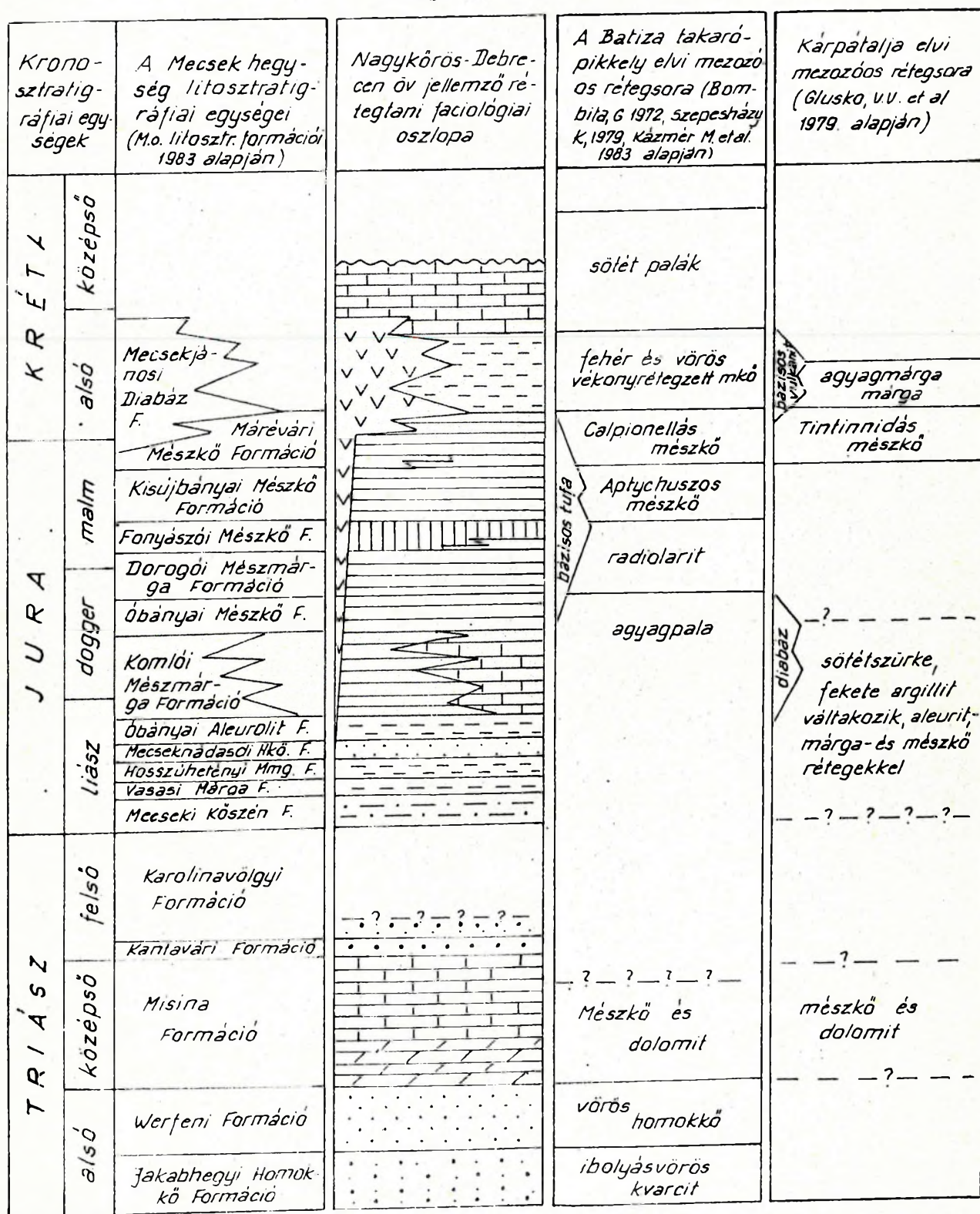


Fig. 1. ábra

Fig. 2. ábra



Kronosztra tigráfiai egységek		Fácies	Litofácies	Álvastagság m-ben	Elterjedés
K R É T A	felső				
	középső		szürke mészkő mészkő	> 51 - > 218	Ke, Lm
	alsó		diabáz diabáztufa bazalt láva		Kunsz, Org, Jak, KecsD, Bug Kas, Kk, Páhi, Nk, Nkh PáhiNy
J U R A	malm		vörös, húspiros tömött mészkő	9 - 155	Org, solK, solÉ, SzkÉNy
	dogger		tarka kovapala radiolarit	> 14 - > 106	Kkk, Org, OrgD, TázÉ, Bugac
			tarka, leveles, préselt márga, mmárga, mészkő	> 20 - 369	SzkÉNy, Páhi, PáhiK, Kk, KkK, KkÉ, Kas, Td, sol, solK, Org, Kc
			s. szürke közéltisztes márga, mmga	> 74 - 100	Páhi, Kk, Org
	liász		fekele palás márga, mészkő	> 23 - > 217	SzkÉNy, Sol
			v. szürke kvarchomokkő	47 - 105	Abony, Páhi
			s. szürk. közéltisztes kovás agyag, amg, mg, mkő	30 - > 722	Abony, SzkÉNy, Szk, Nk, NkU, NkK, Kk, KkÉ, Jak, TázÉ, Bug
		fekele, kőszén	> 34,5	SzkÉNy	
T R I Á S Z.	felső		szürke, tömött kvarcho- mokkő, palás agyaggal	> 20,5 - > 68	Nkk
	középső		barnásszürke mészmár- ga, mészkő felül ho- mokkal	> 40 - 282	Nkk
			sötétszürke breccsás dolomit		Nkk, NkU
	alsó		sötétszürke mészkő, palás anhidrites márga, dolomit	27 - 101	Nkk, NkU
		vörösbarna, arkózás homokkő, agyag- betelepüléssel	> 2 - > 566	Nk, Nkk, NkU	

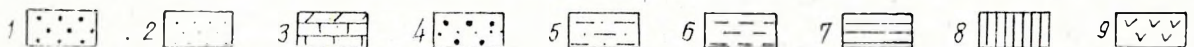


Fig. 3. ábra

Kronosztratiográfiai egységek		Fácies	Litofácies	Álvastagság m-ben	Elterjedés
K R É T A	felső				
	középső				
	alsó		szürke mészkő aleurolit, mészhomokkő diabáz szürke palás agyag, homokkő oxibazalt	29 - > 228,5 > 36 - > 492,5	Mar, Mtür Eb, Mar, Tigy, Mtür Tigy, Eb
J U R A	malm		sötétszürke mészkő, leveles marga	> 27 - > 130	Hsz, Tigy, Eb
	dogger		fekete radiarit vörös, zöld foltos kavapala, kovás mészkő, márga bazalt aggály	> 136 > 120 - 531	Tigy Fü, Ha, Hsz
	liász		szürke breccsás mészkő	300 22	Fü, Mtür Mtür
	liász		fekete márgapala, agyagpala	> 8 - > 399	En, En É, Fü, Ha
T R I Á S Z	felső				
	középső				
	alsó		szürke dolomitos márgapala, agyagpala mészkő	> 43,5 - > 224	Komaro, En



Fig. 4. ábra

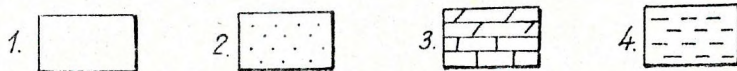
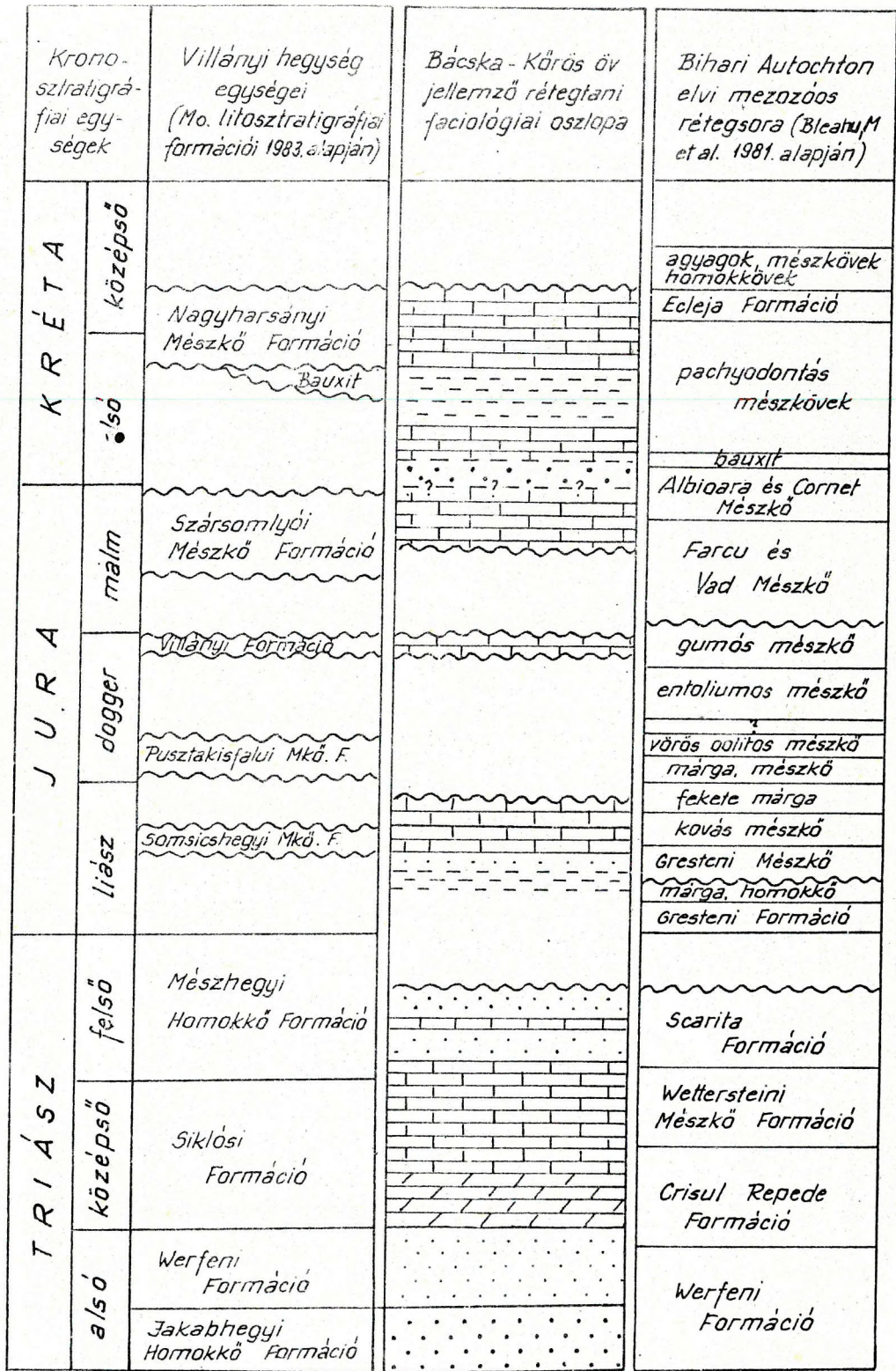
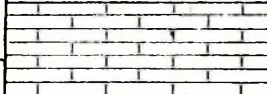
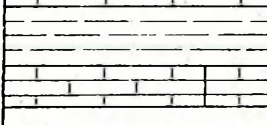
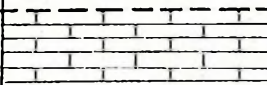

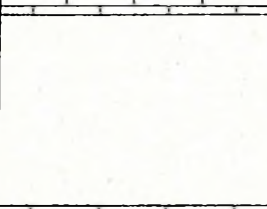
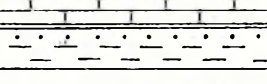

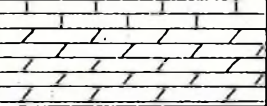
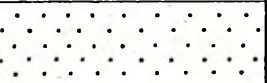
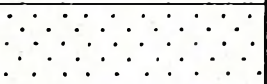


Fig. 5. ábra

Kronosztratiográfiai egységek		Fácies	Litofácies	Álvastagság m-ben	Elterjedés
K R É T A	felső				
	középső		sötétszürke, helyenként v.szürke, kalciteres mészkő, mészmárga, mészhomokkő	>3 - >654	Kiha ÉK, Kiha D, Kkm D, Pm, Pm ÉK, Pm ÉNy, Ü, Öt, Er, Szál, Tp É, Hor, Er
	alsó		sötétszürke, foltos mészkő, mészmárga, márga	110 - >618	Kiha D, Kiha ÉK, Ü, Kkm D
			s.szürke, oolitos mészkő	>82	Kkm D
J U R A	malm		világoszürke, cukorszövetű mészkő	>120 - >146	Kiha ÉK
	dagger		világosszürke mészkő	73	Kkm D
	liász		barnászürke mészkő	>21,5 - >51	Ma, Csát, Jh, Ré
			sötétszürke, közetlisztes márga	149 - >243	Öt, ÖtNy
T R I Á S Z	felső				
	középső		sötétszürke mészkő sötétszürke, breccsás dolomit	>2 - 481	Kiha ÉK Kkm D, Kiha ÉK, Kiha D MÉK, Zsana É, Tp
	alsó		larka dolomitos agyapala, aleurolit, helyenként mészkő, anhidrites	>43 - >694	Öt, Kiha, Mé ÉK Sü, Kiha ÉK
		vörösbarna, homokos agyagkő, hkő, aleurolit	>16 - 468,5	Kkm D, Kiha, Zsana É	

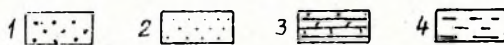


Fig. 6. ábra

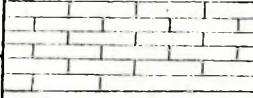
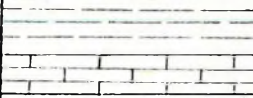
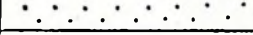
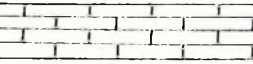
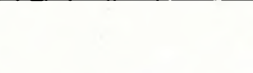
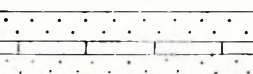
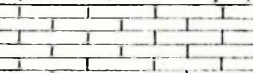
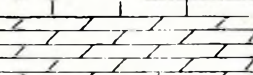
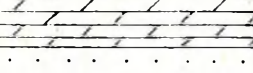
Kronosztra tigráfiai egységek		Fácies	Litofácies	Álvastagság m-ben	Elterjedés
K R É T A	felső				
	középső				
	alsó		világos barnásszürke, kalciteres, agyagos mészkö	> 77 - > 1081	Bihu, Sark,
			sötétszürke márga mész márga, oolitos mészkö	20 - 200	Bihu, Doboz
		vörös aleurolit, kong.	51 - 110	Bihu, Doboz	
J U R A	malm				
	dogger				
	liász		sötétszürke, breccsás mészkö	135	Bihu
T R I Á S Z.	felső		vörös aleurolit, homok- kö szürke mészkövel	13 - 305	Bihu, Doboz
	középső		sötétszürke, agyagos mészkö, mész márga	> 160 - 197	Bihu, Doboz
			barnásszürke, tömött dolomit, világosszürke mészkövel	> 16 - 295	Bihu, Doboz, Kom, Köt, Sár
			tarka agyagpala, szürke homokkö	> 49 - 243	Gyomæ, Köt
	alsó		tarka rétegzetlen kvarc homokkö, vörös agyag	77	Bihu



Fig. 7. ábra

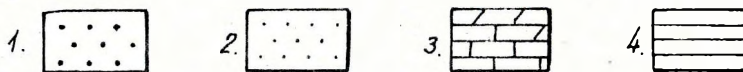
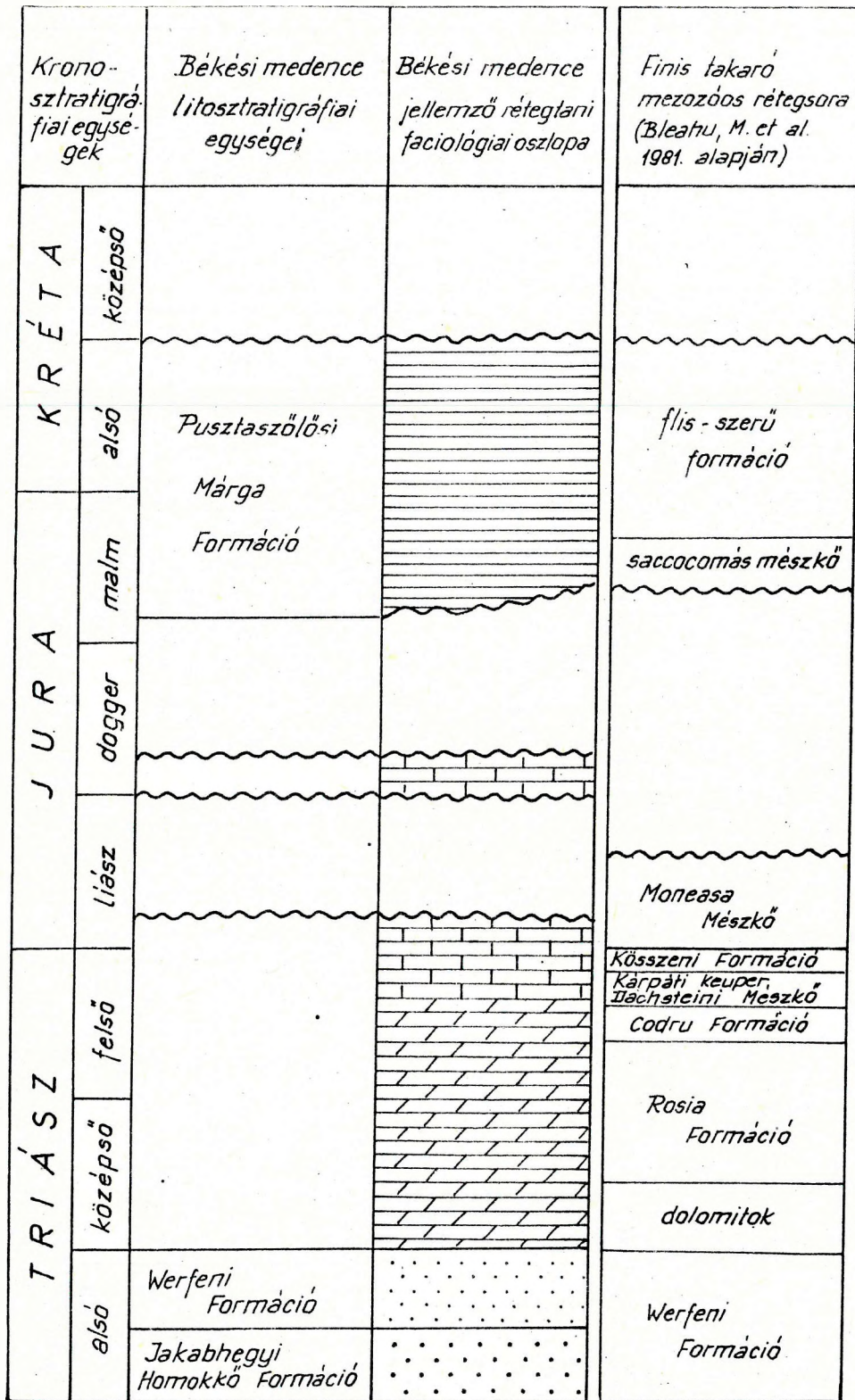


Fig. 8. ábra

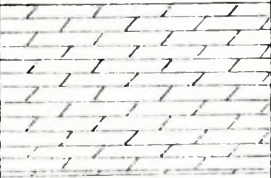


Kronosztratiográfiai egységek		Fácies	Litofácies	Álvastagság m-ben	Elterjedés
K R É T A	felső				
	középső				
	alsó				
J U R A	malm				
	dogger				
	liász				
T R I Á S Z	felső				
	középső		sötétszürke breccsás dolomit	8 - 677	Algyő, Fkút, Kel, Móra, Ruzsa, Ü
	alsó		vörös, tarka színű agyágpala, márgapala, homokkő	3 - >387	Ás, Fkút, Kel, Makó, Móra, S, Ruzsa, Ü
			vörös kvarchomokkó		



Fig. 9. ábra

Kronosztro- tigráfiai egységek		Fácies	Litofácies	Álvastagság m-ben	Elterjedés
K R É T A	felső				
	középső				
	alsó				
J U R A	malm		szürke, sötétszürke vörösarna, palás, leveles agyagmárga, márga, mészmárga, helyenként homokkő betelepülésekkel	19 - 173	Psz, PszK, Pf, KaszD, TK, Med TK
	dogger				
	liász		vörösarna, agyagos mkő.	>21 - >71	Psz, Pf, T
T R I Á S Z	felső		barnásszürke, vörösarna színű, kalciteres mészkő	>100	T, TK
	középső		világosszürke dolomit	>6 - >551	T, Csa, KaszD, Psz, Med, Pf
		por- firit	sötétszürke dolomit	>7 - 145	Csal T, Csa, Dros, Csal
	alsó		tarka agyagpala, vörös hkő, anhidrittel	9 - 174,5	Csa, T, Pf, Domb Kev, Nasz
			szürke, lilás kovás homokkő	>2,3 - 58	T [?] , Domb II Ny, Nasz, Csa

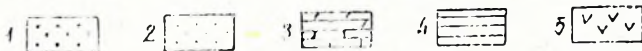


Fig. 10. ábra

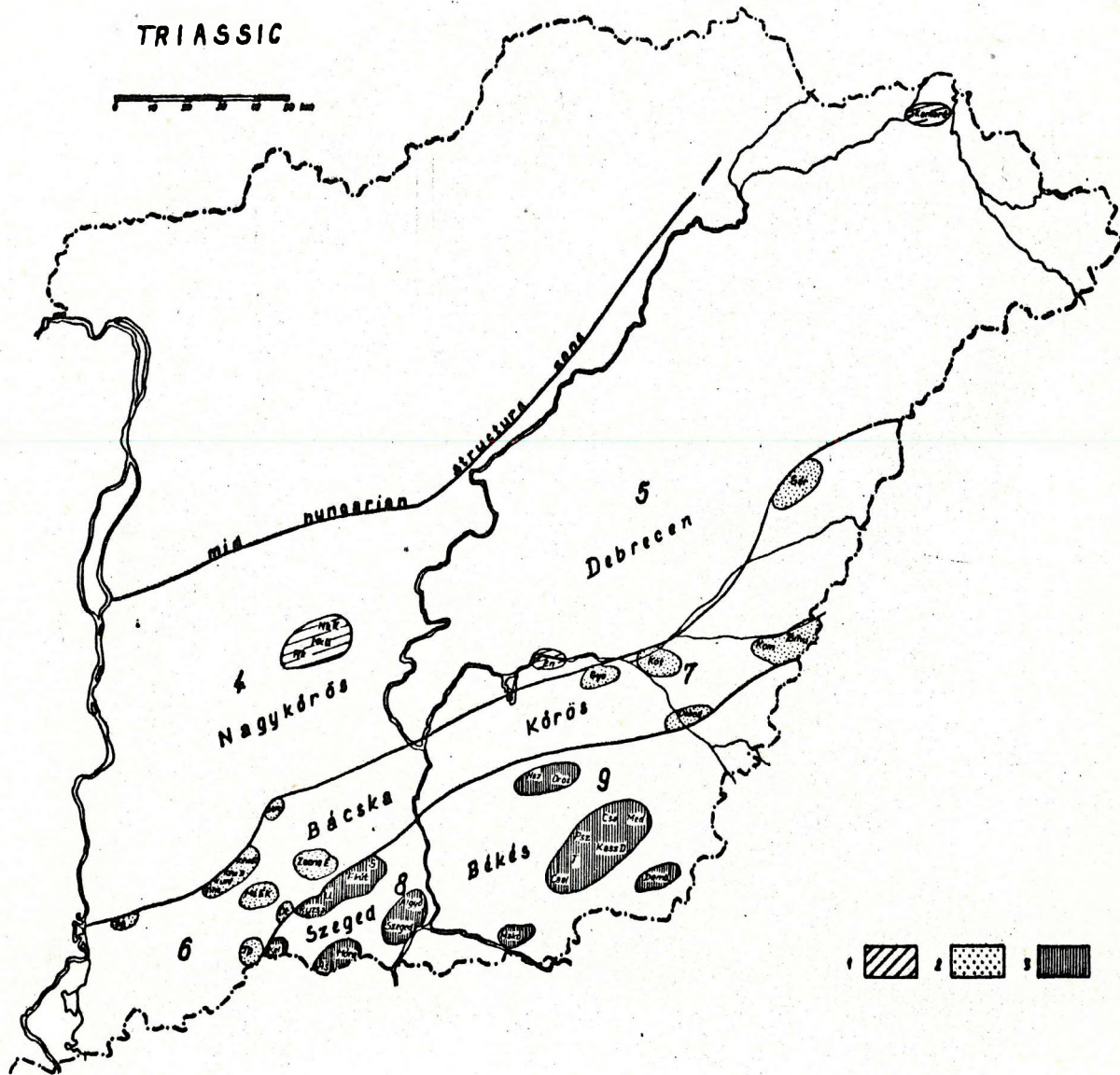


Fig. 11. ábra

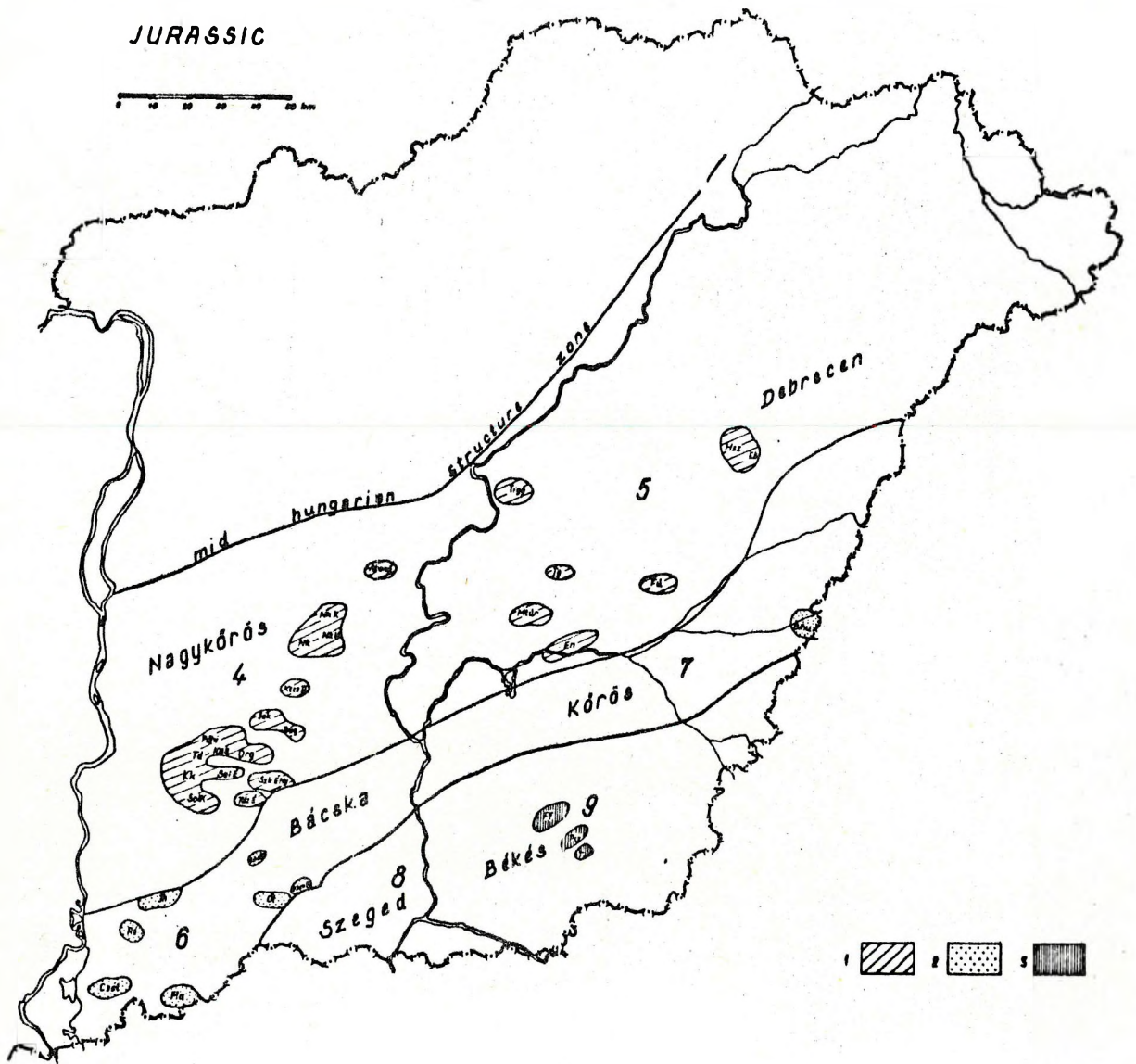


Fig. 12. ábra

LOWER-, MIDDLE CRETACEOUS

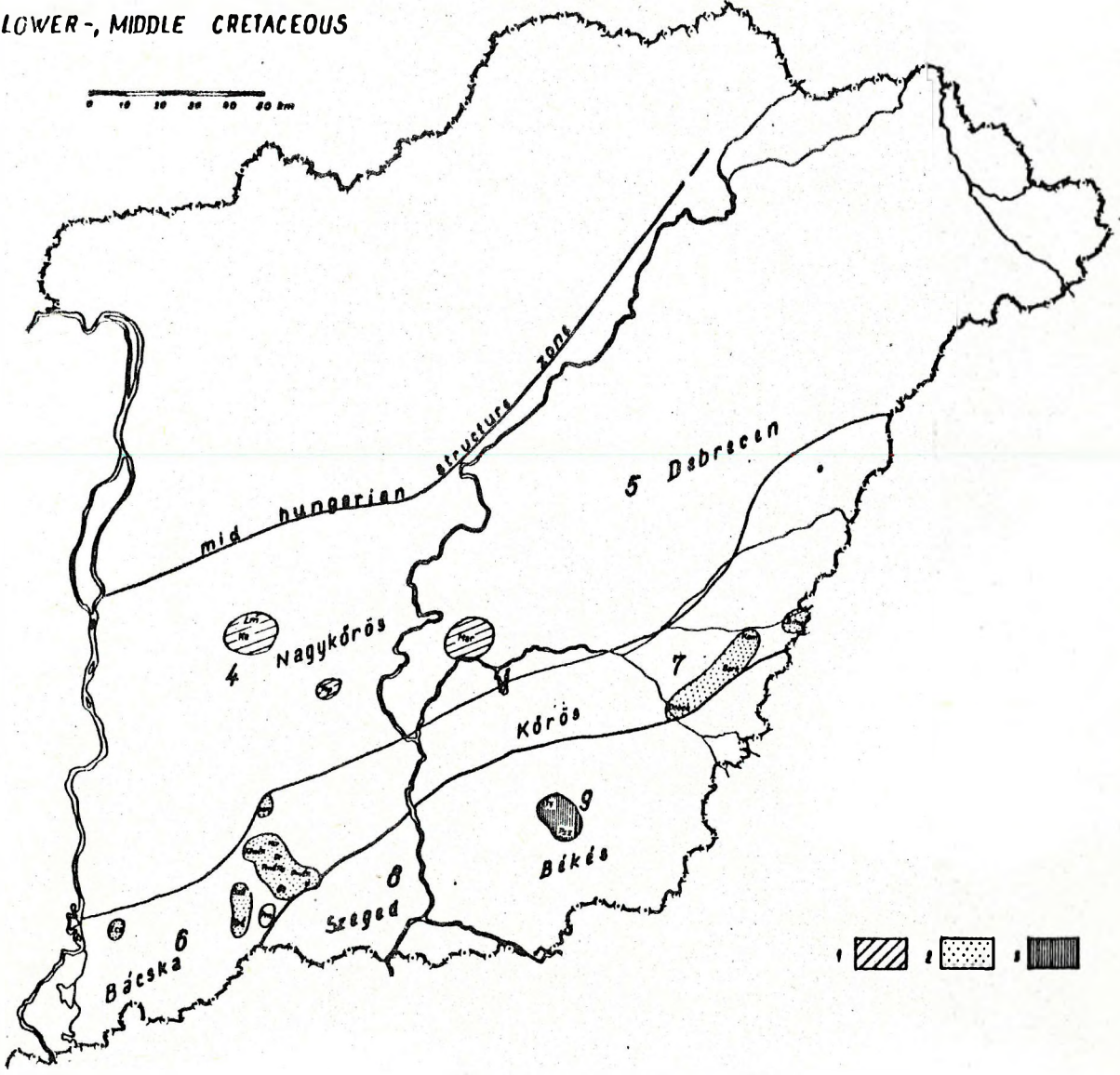


Fig. 13. ábra

A PUSZTAFÖLDVÁRI METAMORFIT TERÜLETI EGYSÉG KÉPZŐD-
MÉNYEI

Nusszer András[†]

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: roche métamorphique,
lithostratigraphie, formation, Grande Plaine-Hongrie.

Bevezetés

A Nagyalföld területén jelentős számú szénhidrogénkutató fúrás ért el a nagy vastagságú pliocén-pleisztocén üledékes összlet alatt - sokszor idősebb képződményekkel is lefedett - metamorf kőzeteket. A megkutatottság foka erősen változó. Egyes, szénhidrogénre perspektivikusnak ítélt körzetek igen jól feltártak, ugyanakkor nagy területeken egyáltalán nem ismertek az alaphegység metamorfittjai.

Az egymáshoz közel eső, földrajzilag jól elkülönülten elhelyezkedő, hasonló metamorf kőzeteket feltárt szénhidrogénkutató területet metamorfittjaikat metamorf területi egységekbe vontuk össze. Az egyes metamorfitt területi egységekre bizonyos típusú képződmények, illetve azok dominanciája jellemző. A szomszédos egységek részben kőzettanilag jól elhatárolhatók egymástól, más esetekben pedig a külön egységbe sorolás alapjául az szolgál, hogy nagy térségben nem ismert közöttük a metamorf alaphegység.

[†]Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1985. május 6-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1985. június 17.

A területi egységekre történő felosztás, az egyes területi egységek közettani jellegeinek vázlatos ismertetése csak az első lépéseket jelentik a Nagyalföld metamorf képződményeinek átfogó megismerése felé. Az egységek metamorfitjai szerkezeti-nagyszerkezeti helyzetének, egymáshoz, valamint más területek metamorfitjaihoz való viszonyának tisztázásához további részletesebb vizsgálatokra és újabb mélyfúrási adatokra van szükség.

Földrajzi helyzet, földtani viszonyok

A Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egység /a továbbiakban Pusztaföldvári Egység/ földrajzilag a Tiszántúlon, a Körösök vonalától délre található /1.ábra/. Az Egységbe a Pusztaföldvár-, Csanádapáca-, Nagyszénás-, Orosháza- és Békéssámson szénhidrogén-kutatási területeken mélyfúrásokkal feltárt metamorf képződményeket soroltuk. A Pusztaföldvári Egységet délről közvetlenül a Battonyai Metamorfit Területi Egység határolja. Keletre és nyugatra, valamint északra, a Körös-Berettyó Metamorfit Területi Egység föld nagy területeken nincs feltárva a metamorf alaphegység, ezért elterjedését, határait ezekben az irányokban nem ismerjük.

Két metamorfit formációt különítettünk el, az Egységen belül: a Pusztaföldvári Csillámpala Formációt és a Békéssámsoni Amfibolit Formációt.

A Pusztaföldvári Csillámpala Formáció közettípusait a Pusztaföldvár - és Csanádapáca szénhidrogén-kutatási területeken, valamint a Nagyszénás-2, Orosháza-1 és -3 sz. fúrásokban tárták fel. Ez a viszonylag nagy elterjedésben megismert, uralkodóan csillámpala - jellegű képződményekből álló, hasonló ásvány - közettani sajátosságokat mutató,

azonos polimetamorfózist szenvedett kőzettársaság adja tulajdonképpen az egész Egység elkülönítésének alapját. Békéssámsóni Amfibolit Formáció néven földrajzi közelsége miatt szintén a Pusztaföldvári Egységbe soroltuk a Békéssámsón-1. sz. fúrás amfibolitját, amelyet alapvetően az előző formációhoz hasonló metamorf hatások értek.

A pusztaföldvári és csanádapácai területeken az alaphegység és metamorfittjai kiemelt szerkezeti helyzetben vannak; a fúrások a felszíntől számítva kb. 1700 - 2000 m mélységben érték el őket. Innen északra és nyugat felé is a fiatal pliocén /főleg pannon/-pleisztocén üledékes összlet kivastagszik, az idős képződmények nagyobb mélységben találhatók; a Békéssámsón-1. sz. fúrás 2855 m-rel, az Orosháza-1. sz. fúrás 2616 m-rel, az Orosháza-3. sz. fúrás 2842 m-rel, a Nagyszénás-2. sz. fúrás pedig 3100 m-rel a felszín alatt jutott metamorf kőzetekbe.

A metamorfitokra közvetlenül alsópannon rétegek települnek /Pusztaföldvár-, Csanádapáca - kutatási területek és az Orosháza-1. sz. fúrás/, ill. az alsópannon rétegsor alatt vékony miocén összlet is fedi őket /Békéssámsón-1.sz. fúrás, Orosháza-3. sz. fúrás, Csanádapáca-3. sz. fúrás/. A Nagyszénás-2. sz. fúrás a miocén képződmények alatt több mint 40 m vastagságú felsőperm/?/ kvarcporfirrit - agglomerátumot harántolva ért a metamorfittokba.

A pusztaföldvári területen több pontról kvarcporfirrit-kvarcporfir kőzettelérek váltak ismeretessé a metamorf képződményekben. A fúrások egy része pedig a metamorf kőzetek felett mikrogránitporfirnak, ill. aplitnak nevezhető magmatitokban, állt meg. Ez utóbbi képződmények feltehetően szintén a felsőperm/?/ kvarcporfir-kvarcporfirrit vulkanizmushoz köthetők. A kvarcporfirrit-kvarcporfir kőzetteléreknel megfigyelt jellegzetes radiális, szferolitós kristályosodási szerkezetet nem mutatják ugyan, de a durvábban kristályos, szembeötlő porfiros szövettel nem ren-

delkező minták átlag szemcsemérete is csak 0,2-0,6 mm közt mozog. Ugyanakkor előfordulnak viszonylag jól porfiros szövötű, finomabban kristályos alapanyagú /0,1-0,2 mm/ kőzetmagok is, amelyek már a kvareporfirok felé jelentenek átmenetet. Káliföldpátjaik részben szanidinek.

Kvareporfirban állt meg - alsópannon képződmények alatt - a Csanádapáca-9. sz. fúrás is.

A Pusztaföldvári Egység elterjedési területén néhány fúrás triász rétegsorban, ill. triász rétegsort harántolva kvareporfirban állt meg, ami arra utal, hogy a metamorf összlet fedőképződményei közt triász kőzetekkel is számolni kell. Mint feljebb említettük, a Pusztaföldvári Egységet délről közvetlenül a Battonyai Metamorfitt Területi Egység határolja. Az uralkodóan granitoid, mignatitosodott valamint tömeges mikroklin - blasztézissel jellemezhető kőzeteket tartalmazó Battonyai Egység képződményeit tárta már fel a Csanádapáca kutatási terület DNY-i részén lemélyült Csanádapáca-5. sz. fúrás. Ez vékony triász üledékes összlet alatt mikroklingneiszebe, majd granitoid kőzetbe jutott.

/ A Battonyai Egység metamorfittjai a Pusztaföldvári Egységtől délebbre előbb vastag mezozóos - részben paleozóos/?/ rétegsorok alatt húzódnak - egyedül a Tótkomlós-I. sz. fúrás harántolta át ezt - majd még délebbre erősen kiemelt szerkezeti helyzetbe kerülnek. Itt már közvetlenül fiatal /pannon, miocén/ képződmények települnek rájuk, ill. az őket borító kvareporfir-burokra/.

Előzmények

A Pusztaföldvári Egység metamorf kőzeteiről a legelső, máig alapvető fontosságú információkat a szénhidrogénipar különböző operatív napi-, előzetes - és összefoglaló jelenté-

sei adják.

Az első részletes összefoglaló közettani értékelések Szepesházy K. /1960/ /1974/ nevéhez fűződnek, aki a Pusztaföldvár szénhidrogén-kutatási terület metamorf képződményeivel foglalkozott.

A területet egy kisebb, ÉNY-i és egy nagyobb DK-i részterületre osztja /körülbelül a Pusztaföldvár-10 és -8 sz. fúrásokat összekötő egyenes mentén/. Az ÉNY-i terület-részt hasonló szövetű és ásványos összetételű gránátos biotit-muszkovit csillámpalákkal jellemzi, amelyeket a DK-i részterület képződményeinél nagyobb metamorf foknak tart; Grubenmann rendszerében az epizóna legnélyebb és a mezozóna legfelső részébe, Barrow rendszerében pedig a biotit-almandin övbe sorolja őket. A DK-i területrészt metamorfitjait változatosabb ásványos összetételűnek és változatosabb szövetűnek tartja; ahol a nagyobb kvarctartalom, a szericit nagy mennyiségű megjelenése, a gránát és biotit alárendeltsége jellemző. Itt muszkovitos-szericites csillámpalákat, csillámkvarcitokat ír meghatározó kőzettípusoknak. Feltehetően a csak a minták egy részében megjelenő biotit- és gránát-tartalom, a szericit helyenként nagy mennyiségű fellépése és a több helyen észlelhető igen finom palásodás folytán tételez fel az ÉNY-i területrésznél megállapítottnál kisebb mértékű metamorfózist; Grubenmann rendszerében az epizóna középső részébe, Barrow beosztásában a klorit és a biotit öv határára helyezi e kőzeteket. Felismeri, hogy a képződmények polimetamorfitek /az említett metamorfizáltsági fokokat a kőzeteket ért legnagyobb metamorf hatásként értékeli/. Felfigyel az albit helyenkénti gyakoriságára. A nagy turmalin, apatit, rutil és albit tartalmat pneumatolitos hatással próbálja magyarázni. Hasonlóképpen a biotitok, gránátok átalakulásainál a retrográd metamorfózis mellett hidrotermális effektusokat is feltételez.

Későbbi munkáiban /Szepesházy K. 1979, 1980/ megkísérli az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti egységeinek metamorf sorozataival párhuzamosítani a tiszántúli metamorfitokat, az ottani takarórendszerek folytatódását, feltételezve a Nagyalföld alaphegységében is.

A pusztaföldvári terület ÉNY-i részének metamorf kőzeteit a magasabb metamorf fokú Szamos, Aranyosbányai, ill. Madarság Sorozatok megfelelő kőzettípusaihoz hasonlítja, míg a terület DK-i részének képződményeit a Biharia és Muncel Sorozatok zöldpala fáciesű metamorfitjaival rokonítja.

Átveszi a romániai geológusok egy részének /Giusca, D.-Savu, M.- Borcos, M. 1968/ korbeosztását, akik a fenti sorozatokat két prehercini tektonomágmás ciklus termékeinek tartják. Így a tiszántúli mezozonás metamorfózist szenvedett képződményeket /a Szamos, Aranyosbányai és Madarság Sorozatok analógjait/ egy preasszinti ciklushoz köti, míg a zöldpala fáciesű kőzeteket /a Biharia és Muncel Sorozatok megfelelőit/ az asszinti ciklushoz.

Szederkényi T. /1982/ a Nagyalföld és a Dél-Dunántúl metamorf alaphegységét kőzettanilag egységesnek, azonos premetamorf és metamorf történettel rendelkezőnek tartja. Ezt az egységes metamorfit-tömeget ÉNY-ról a Zágráb-Hernád vonallal, keletről és délről pedig az Erdélyi Medence-Maros völgye-Vojvodina - kelet Szlavonia ofiolitos övvel határolja el. Barrow-típusú, két progresszív és két retrográd szakaszra osztható metamorfózissal jellemzi a képződmények metamorf történetét /két kis dél-dunántúli előfordulás kivételével/. Megemlíti, hogy további vizsgálatok szükségesek az Abukuma-típusú metamorfózis esetleges meglétének kimutatásához. Kőzettanilag uralkodóan gneiszből felépülőnek tartja a metamorf alaphegységet. Összefoglaló litosztratigráfiai beosztásában területünk képződményeit Pusztaföldvári Gneisz Formáció néven különíti el. A Barrow-féle biotit-zónába tartozó kétcsillámu palát és gneiszet, porfiroidot, amfibolitot; az almandin-zónába tartozó gránátos csillámpalát

és gneisszet; valamint a staurolit-zónába sorolt gránátos-staurolitos-diszténes csillámpalát, illetve gneisszet jelez.

A rendelkezésre álló radioaktív koradatok alapján a variszkuszi eseményeknek tulajdonít a legnagyobb jelentőséget a fenti egységesnek vélt metamorfit komplexum kialakításában / a legerősebb metamorfózist variszkuszinak feltételezi/, azonban még nagyszámú kormeghatározást tart szükségesnek. A variszkuszinál nem idősebb metamorfózis alátámasztására növénymaradványokat is említ tiszántúli kistóki metamorfizmusból.

Későbbi részletes feldolgozásában /Szederkényi T. 1983/, amely vizsgálatainkkal párhuzamosan készült el, a Nagyalföld felsőkrétánál idősebb alaphegységében egy északi parautochton nagyszerkezeti egységet/"Alföldi Autochton"/ és egy déli takaróövetet /"Dél-Magyarországi Takaróöv"/ különít el. A két nagyszerkezeti egység létezését alapvetően a metamorf kőzetek eltérő fejlődéstörténetével próbálja igazolni. A "Dél-Magyarországi Takaróöv" metamorf kőzetei - melyek közé Pusztaföldvári Formáció néven területünk képződményeit is besorolta - első lépésben kistóki nyomású, magashőmérsékletű metamorfózist /Abukuma-típus/ szenvedtek szerinte /melyet, andaluzit index-ásvány jelez/. Majd egy nagynyomású "nyirásos" retrográd hatás következett, blasztomilonit képződéssel, melynek során az andaluzitok részben diszténné alakultak. Az "Alföldi Autochton"-t ezzel szemben Barrow-típusú progresszív ütemmel és egy gyengébb "nyirásos" retrográd metamorfózissal jellemzi.

A déli takaróöv és az északi parautochton nagyszerkezeti egység közti határsávot az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ Kodru takarórendszerének északi határzónájához kapcsolja. A mezozoos rétegsorok adatait is felhasználva az "Alföldi Autochton"-t a Bihari Autochton folytatásának, a "Dél-Magyarországi Takaróöv"-et pedig a Kodru

takarórendszer magyarországi folytatódásának tartja. Ezzel csatlakozik Patrulius et al. /1971/, Szepesházy /1979/ /1980/ és Dimitrescu /1981/ elképzeléseihez, akik az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti egységeit szintén megkísérelték továbbvezetni a Nagyalföld aljzatában.

A "Dél-Magyarországi Takaróöv"-be sorolt "Pusztaföldvári Formáció" keretében a Pusztaföldvár-, Csanádapáca - kutatási területek és a Békéssámson-1. sz. fúrás metamorfitjait foglalja össze /az orosházi és nagyszénási fúrások anyagát nem említi/.

A képződményeket ért polimetamorfózist a már fentebb ismertetett kis nyomású, nagy hőmérsékletű progresszív szakaszra és az ezt követő "tektonikus metamorf" fázisra osztja, melyet az alpi ciklusban retrográd zöldpala-fáciesű hatások követtek. Végül a felsőkréta banatit magmatizmushoz kötve pneumatolitos és hidrotermális metasomatózist is említ.

Uralkodó kőzettípusnak a gránátos, staurolitos ké+csillámu palákat - gneiszeket tartja, melyek helyenként leptinit, porfiroid betelepüléseket, - lencséket tartalmaznak. Ilyen betelepülésként értékeli a Békéssámson-1. sz. fúrásban feltárt amfibolitot is. Ez a kőzettársaság a terület középső /ÉK - DNY-i csapású/ sávjában magas fokú, káli-földpát - blasztézissel, migmatitosodással kísért metamorfózist kapott szerinte /itt írja az andaluzitok megjelenését is, 0,2-0,3 nm-es blasztok formájában/. A terület ÉNY-i szárnyán már kisebb metamorf fokú, almandin-, biotit-zónába eső képződményeket jelez, a csanádapácai területen pedig kimondottan kisfokú metamorfitokról is szól.

A magas fokú metamorfózissal jellemzett középső terület-sávban - azzal azonos csapással futva - blasztomilonit zónát említ, melyet az első progresszív szakaszt követő "tektonikus metamorfózis" hozott létre. Ennek köszönhető

az itt található andaluzitok disztónné - muszkovittá történő részleges átalakulása. /Ezt a "tektonikus metamorf" ütemet idősnek, legalább variszkuszinak tartja./

Ezen a milonit-zónán áramlottak fel szerinte /időben jóval később/ azok a fluidumok, melyek a milonit-öv mentén a kőzetek erős pneumatolizisét, távolabb pedig hidrotermális bontottságát okozták. Kétsillámu palából - kétsillámu gneiszből pneumatolitos hatásra kialakult muszkovit csillámpalát - muszkovit gneiszet is, melyeket a nagy mennyiségű muszkovit - szericit /szericitesen-karbonátosan bontott egykori porfiroblasztok/ mellett a sok turmalin és az albit összetételű plagioklász jellemez. Ugyancsak a fenti kőzettípusokból keletkezett hidrotermális uton a muszkovit - szericitpala és - gneisz, melyet a muszkovit - szericit mellett a sok karbonát /sziderit, dolomit, kalcit/ jellemez és földpátjai mindig albitok. /A szerző a területen regionálisan észlelhető albitosodást ezzel egyértelműen metaszonatikus jelenségnek véli./

A "Pusztaföldvári Formáció" északi határát a "Dél-Magyarországi Takaróöv" északi végződésével vonja meg. Délről a "Battonyai Formáció"-tól a Kodru takarórendszer kisebb belső takaróival azonosított mezozóos sávval választja el. /A Csanádapáca-5. és Tótkomlós-I. sz. fúrások adatai ezt az elképzelést nem támasztják alá, a battonyai metamorfitek valószínűleg közvetlenül érintkeznek a pusztaföldváriakkal./

A metamorf fázisok korát tekintve határozottan nem foglal állást /a kevés radioaktív koradat folytán/de kiemeli a 330-350 millió év előtti események jelentőségét a metamorfitek kialakulásában.

A képződmények jellemzése

A kőzettípusok megismeréséhez makroszkópos és Fedorov asztalos mérésekkel kiegészített vékonycsiszolati vizsgálatokat végeztünk, valamint felhasználtuk a szénhidrogénipari dokumentációt is.

Pusztaföldvári Csillámpala Formáció

A Formáció képződményeit a szomszédos pusztaföldvári és csanádapácai területeken csaknem 80 fúrás tárta fel, itt azonban viszonylag kis mélységig, max. néhányszor tíz méter vastagságban lettek megfúrva. A jóval északnyugatabbra fekvő Magyszénás és Orosháza kutatási területeken három fúrás érte el az alaphegység metamorfitjait, hasonló képződményeket felszínre hozva. Az Orosháza-1 sz. fúrás már mintegy 200 métert hatolt be a metamorf alaphegységbe. A metamorf összlet tetőzónájából és a fúrástalpról vett 1-1 magminta teljesen hasonló kőzetei arra utalnak, hogy jelentős vastagságban is egységes komplexumról van szó. A Formációt csillámpala, kvarccsillámpala, csillámos kvarcit kőzettársaság alkotja, melyek a kvarc /csillám mennyiségi arányának változásai szerint váltakoznak egymással. Uralkodó típusnak inkább a kvarccsillámpala nevezhető.

A földpátok helyenkénti erősebb felszaporodásával, a csillámtartalom csökkenésével, gneisz-jellegű kőzetsávok, -lencsék is előfordulnak.

Makroszkóposan zömmel különböző árnyalatu szürke /szürke, zöldesszürke, világosszürke, sötétszürke, barnásszürke/

szinűek a képződmények, de fehéres-ezüstös, világos sárgásbarnás színű minták is találhatóak.

Túlnyomórészt jól, finoman palásak, makroszövetükre nagyrészt erősen rányomták bélyegüket az utólagos tektonikus deformációk. Meggyüredezték, részben a gyüredezést kísérvően kataklázosodtak, valamint milonitosodtak. Mikrovetőkkel, nyíródási felületekkel sűrűn tagoltak. A milonitosodás általában az eredeti palássági felületek mentén történt nyíródásokkal ment végbe, ennek folytán igen finom másodlagos palásodást mutató fillit-szerű küllemmel rendelkező kőzetek is létrejöttek. Kaotikusan gyúrt, kataklasztos, irányítatlan makroszövetű a nagyminták más része. A palásság dőlése erősen 0° - 90° közt! változó. Egy fúrás-son belül is jelentősen eltérő dőlésértékek adódtak helyenként. Ez szintén a nagyfokú tektonizáltságra utal. A deformációk hatására a szemcseméret jórészt degradálódott. A kevésbé deformált szövet-részek alapján a képződmények eredetileg is finom szemcseméretűnek 1 mm alatti a mátrix szemcsemérete, ill. a finom /középszemcseméret határára lévőnek tekinthetők.

A kőzetek metamorf fejlődéstörténete eddigi ismereteink szerint két fő szakaszra osztható.

Az első szakaszban, mely maga is több metamorf határból tevődik össze, nyerték a képződmények legmagasabb fokú, a Winkler /1976/ kritériumok szerinti közepes hőmérséklet-tartományú metamorfózisukat. /Ami gyakorlatilag az amfibolit - fáciesnek felel meg./

Az ezt követő második szakaszt kis hőmérsékletű /zöldpala fáciesű/ retrográd folyamatok /intenzív albitosodással kísérvé/ és erős tektonikus deformációk jellemzik.

Az első /poli-/metamorf szakaszhoz köthető ásványos összetétel: kvarc + muszkovit +/biotit/+ /oligoklász/+ /gránát/+ /staurolit/+ /rácsozatos rutil halmazok/+ /turmalin/+

apatit + cirkon.

A zárójelbe tett ásványok nem találhatók meg valamennyi mintában.

A csillámok közt a muszkovit dominál, a biotit alárendel-
tebb és nem fordul elő mindenütt. Az első metamorf szakasz
polimetamorf jellege elsősorban a csillámok több generáci-
ós képződésén látható. Különösen szembetűnő egy nagypikke-
lyes, orientálatlanul elhelyezkedő, posztkinematikus bio-
tit-társaság fellépése. Ezekre a gyakran a palásságra me-
rőlegesen álló biotitokra már Szepesházy /1974/ is felfi-
gyelt és polimetamorfózisra utaló jelenségként értékelte.
Feltehetően ugyanehhez a metamorf fázishoz kapcsolható a
gránátok egy részének biotitosodása is, amely a gránátokat
"koszorú-szerűen" körülvevő biotit-burok formájában, ill.
a gránátok repedései mentén is jelentkezik. A muszkovit-
nak is több hullámban történt képződése észlelhető. /Apró-
pikkelyes muszkovit blasztézis azonban már a második, zöld-
pala-fáciesű retrográd szakaszban is végbemehetett/

A gránátok zömmel néhány mm-es /max. 5-6 mm.es/ porfiro-
blasztokat képeznek, de tizedmilliméteres nagyságrendű
kristálykák gyanánt is jelentkezők. Nem fordulnak elő min-
denhol, helyenként azonban, keskeny kőzet sávokban erősen
felszaporodnak, és ezeken a részeken 30-50 térfogat %-ot is
elérhet a mennyiségük. Ezek a kőzetsávok a kiindulási pre-
metamorf üledékes kőzet speciális összetételű /pelitdús/
rétegeinek - mikrorétegeinek felelhetnek meg. Sztaurolit
egyedül az Orosháza-1. sz. fúrás 2. magmintájának egyik
vékonycsiszolatából került elő. Az itt észlelt egyetlen,
apró, erősen korrodált körvonalú sztaurolitszemcse kvarcit
sávba beágyazva található, C - tengely szerinti megnyúlási
irányával a palásság síkjában fekszik. Ugyanebben a vé-
konycsiszolatban sztaurolit utáni/??/ szericit pseudomor-
fóza is észlelhető, amely megnyúlási irányával szintén
a palásságot követi. A sztaurolit jelenléte jelzi egyértel-
mően a Winkler szerinti közepes fokú /közepes hőmérséklet-

tartományu/ metamorfózist, mint az elért legnagyobb metamorf fokot. A szemcse paláság szerinti orientáltsága szinkinematikus képződésre utalhat, vagyis azt jelentheti, hogy létrejött a palás szerkezetet is kialakító első metamorf fázis-hoz köthető. Sztaurolitot nem találtunk más kőzetmintákban /még biztosan beazonosítható pseudomorfózáját sem/. Szepesházy /1974/ sem említi. A sztaurolit képződése vas-dús kőzetekhez kötött. Feltehetően a kiindulási, premetamorf képződmények kémiai összetétele már eleve kevés kristály keletkezését tette lehetővé, a későbbi retrográd fázisok során pedig ezek is felemészthetők. Az idős plagioklászok erősen szericitesedtek, túlnyomó részük pedig már az albitosodás áldozata lett. Az előrehaladott szericitesedettség miatt pontos meghatározásuk igen nehéz. Egy esetben sikerült gneisz mintából Fedorov-asztallal, egy viszonylag údebben megmaradt kristályon meghatározni az összetételt.; kb. 25 % anortit-tartalom adódott. Fedorov-asztallal történt 2V mérések alapján ennél savanyúbb oligoklászok is valószínűsíthetők.

Csaknem valamennyi feltárt magmintában előfordulnak és a Formáció képződésére jellemzőnek mondhatók a rácsozatos halmazokba rendeződött, apró, zömök - vagy nyúltabb rutil oszlopocskák /és részben titanit szemcsék is ?/alkotta, ismeretlen ásvány utáni léces metszetű pseudomorfózák. A lécek hossza a 2-3 mm -t is eléri. Makroszkóposan fehérek, sárgásfehérek a titán ásványok leukoxénese miatt. Felvetődhet, hogy esetleg egy régebbi biotit-generáció szagenit-rácsozatu pseudomorfózáiról van szó /Szepesházy is utalt rá/. Azonban a csillámokra jellemző bázis metszetet nem észleltük sehol, a kizárólagos léces metszetek oszlopos termetű ásványra vallanak. /A biotitokban, ill. kloritos pseudomorfózáikban/ megfigyelhető szagenit-rácsozat ugyanakkor nem ilyen, hanem rendkívül finom, vékony rutil-tükből áll. Idős elegyrészek lehetnek, mivel gránátban, biotitban is láthatók zárványként.

A max. 1-2 mm-es méretet elérő, gyakran színzónás turmalin idioblasztok sok mintában fellépnek. Helyenként viszonylag nagy mennyiségben található. A C-tengely szerint nyúlt kristályok zömmel a palásság síkjában fekszenek. Főleg a /aluminium-gazdag/ muszkovitdús kőzetsávokban figyelhetők meg sok apró, néha csaknem szintelen, orientálatlanul elhelyezkedő kristályka formájában is. A turmalinok blasztézise valószínűleg később a második metamorf szakasz zöldpala-fáciesü körülményei között is folyt.

Az apatitok max. 0,2-0,4 mm-es blasztokat képezve mindenütt előfordulnak, hasonlóképpen mindenhol megtalálhatók az apró, századmilliméteres nagyságrendű cirkon szemcsék is.

A második, zöldpala-fáciesü retrográd metamorf szakaszt az első metamorf szakasz során képződött ásványok egy részének lebontódása és albit-blasztézis kísérte, ugyanakkor erős tektonikus deformációk is végbementek. A plagioklászok erősen szericitesedtek. A biotitok nagy része pseudomorfóza-képződésig kloritosodott. /Részben zöld színű, rendellenes kék, ill. barnás interferenciaszint mutató klorit-félévé, részben pedig egy szintelen elsőrendű szürke interferenciaszínű klorit-változattá alakultak./ A gránátok szintén, gyakran pseudomorfóza-képződést eredményezően, szericitesedtek, szintelen, kiskettőtörésű filloszilikát halmazá alakultak, ill. aprópikkelyes klorit keletkezett belőlük. A biotitok helyén és a gránátokban is megfigyelhető karbonát-kiválasztások részben későbbi folyamatok termékei lehetnek. A karbonát jól láthatóan a már kloritosodott biotitokat szorítja ki sokszor. A muszkovitok karbonátosodása is észlelhető /néha csak apró, a hasadásaik mentén kivált karbonát-lencsék formájában/. Egyes erősen karbonátosodott kőzetekben a csillámok többségének helyén már csak karbonát pseudomorfózákat láthatók.

A biotitok és gránátok lebontódása során felszabadult vas-tartalom vasoxi - ill. vasoxi - hidroxid ásványok alakjában vált ki. Ezek gyakran nem helyben, a bontott szemcsék

környezetében képződnek, hanem távolabb, más kőzetrészekben. Van olyan minta melyben a nagy mennyiségben képződött vasoxi - hidroxii ásványok a különböző eredeti ásványos alkotókat /pl. plagioklászot, muszkovitot/ szorítják ki és a szemcseközi térben is megtalálhatók.

A kis hőmérsékletű retrográd metamorfózis talán legjellemzőbb, legszembetűnőbb hatása az intenzív albitosodás volt. Az albit részben az idős, szericitesedett plagioklászok helyén, azokat felemészítve, részben pedig másutt, már ásványos elegyrészek rovására is képződött. /Megfigyelhető pl. amint kvarcit mezőt, muszkovitokat, kloritosodott biotitokat emészt fel stb./ Gyakran képez apró 1-2 mm-es, üde porfiroblasztokat, melyek sávokban-lencsékben tömegesen lépnek fel, és részarányuk a 70-80 térfogat %-ot is elérheti. /Ezek a kőzetrészek makroszkóposan is jól felismerhetők. A sok apró, hasonló méretű, kb. izometrikus, viztiszta kristályka miatt szövetük a jól osztályozott kvarchomokkövekére emlékeztet./ Nagyobb méretű 5-6 mm-t is elérő albit porfiroblasztok is előfordulnak ritkábban. Xenomorf és hipidiomorf-idiomorf körvonalú kristályok egyaránt észlelhetők.

Ikerlemezség viszonylag ritkán látható bennük, ikermensesek vagy egyszerű karlsbadi ikerséget mutatnak. Fedorov-asztallal történt kimérések alapján 0-2 %-os és 5 % körüli anortit-tartalmak adódtak zömmel. Néhány esetben optikai, vagy zárványosságából eredő zónáság figyelhető meg rajtuk.

Az albitokon sokszor jól látható az idős palássághoz viszonyítva utólagos, posztkinematikus voltak. A palásságra mintegy, "ráülve" attól függetlenül növekedtek és a palásság folytatódása finom opak zárványsorok, a zárványként bennük lévő fel nem emésztett csillámpikkelyek stb. révén gyakran kirajzolódik a belsejükben. A későbbi erős tektonikus deformációkhoz képest /melyek a második fő metamorf szakaszban hatottak/ részben prekinematikusnak,

szinkinematikus, ill. posztkinematikusnak tekinthetők. A prekinematikus albitok, képződése megelőzte az erős deformációkat. A blasztézisük után ható kompressziós erők következtében a palásság mintegy "körülöleli" őket, a szomszédos ásványszemcsék szinte rájuk "préselődtek". Az általában a régi palásság mentén érvényesülő nyiródások hatására deformálódtak, ill. környezetükkel együtt kissé kaktasztosodtak. Az erősen nyirt, milonitosodott zónákban porfiroklasztokként figyelhetők meg.

A palásság szerint nyúlt, lencse alakú kristályok, valamint az egyik mintában észlelt, nyúlt, fogazottan egymáshoz kapcsolódó albitok alkotta szövetrész alapján szinkinematikus kristályosodásuk is feltételezhető.

A posztkinematikus albitokat jelentős deformációk nem érték. Gyakran idiomorfok, hipidiomorfok. Sokszor erősen kaktasztos, gyürt, ill. milonitisodott közetsávokban található és jól láthatóan bekebelezik a megviselt szövetrészeket, deformált ásványos elegyrészeket.

Mindez arra utal, hogy a zöldpala-fáciesű retrográd hatások során, de azokat nem végigkísérve mentek végbe az intenzív tektonikus deformációk.

A retrográd metamorfózisra jellemző ásványok litoklázisok mentén, ill. a palássági irányt meredeken metsző litoklázis-szerű sávokat követve is kiváltak. Sűrű ikerlemezeséget mutató albit /klorit halmazkával kísérvé/ figyelhető meg így néhány mintában. Egy esetben klinozoizithez közelálló /vas-szegény/ epidot-kristályok, kristályhalmazok fordulnak elő ilyen módon.

A kis hőmérsékletű /zöldpala-fáciesű/ retrográd metamorfózis során végbement erős tektonizmus hatása valamennyi magmintán kimutatható.

A kevésbé megviselt közetrészeken is észlelhető az erős préseltség, nyiródási felületek tagolják őket. A préseltség, nyiródások eredményeképpen deformálódtak kissé az ásványos elegyrészek és a szövet is. A kvarcokban sokszor

észlelhető nyomási lemezesség. Erősebb deformációk esetén sűrűn járják át a képződményt nyírt, felaprózott zónák, mikroszkópi méretű gyürt szöveti formák, mikrovetők láthatók. A nyiródási felületek közt is megfigyelhető az ásványszemcsék töredezése-aprózódása, a kvarcok eltérő orientációju doménekre esnek szét belül. Helyenként "kihengerelt" a szövet, extrém módon megnyúlt kvarcyszemcsékkel. A legjobban tektonizált sávokban a palásságot követő párhuzamos nyiródások révén milonitosodás is végbement. A folyamat sokszor csak néhány mm vastag zónákban észlelhető. Gyakran a kevéssé ellenálló, csillámdús kőzetrészeket követi. A finomra felőrölt, apró ásvány-klasztokból, szericitté morzsolt muszkovitokból álló mátrixban különböző porfiroklasztok foglalnak helyet. Jellegzetesek a féregszerűvé elnyírt, megnyúlt, néha kissé gyürt, a belsejükben finom mozaikra szétesett kvarcitporfiroklasztok. Kaotikusan gyürt, felőrölt, orientálatlan szövetű kataklasztos minták is előfordulnak.

Az erősebben deformált kőzetek a csanádapácai területen és a pusztaföldvári terület déli részén a legelterjedtebbek.

Békéssámsoni Amfibolit Formáció

A Békéssámson-1. sz. fúrásban feltárt amfibolit sötét zöldesszürke színű, enyhén gyürt, finoman palás, finomkristályos kőzet. Uralkodóan 0,4-1,2 mm közé eső méretű zöldamfibol /hornblende/ és plagioklász kristályok alkotják, járulékosan titanit és apatit egészíti ki az ásványos összetételt. Opak szemcsék és ritkán apró kvarcitolencsék is megfigyelhetők. A zöldamfibolok és a plagioklászok nem különülnek el egymástól sávokban, hanem többé-kevésbé egyenletes eloszlásban találhatók.

Az egyik vékonyesiszolaton történt %-os ásványos összetétel meghatározás eredménye: zöldamfibol kb. 56 térfogat %, plagioklász kb. 40 térfogat %, egyéb/titanit, apatit, opak, kvarc/ kb. 4 térfogat %. A hornblende részaránya egyes kőzetrészekben ennél jóval nagyobb; a 70-80 térfogat %-ot is eléri.

A zöldamfibolok hipidiomorfok-idiomorfok zömmel. Az oszlopos termetű kristályok C-tengely szerinti megnyúlási irányukkal a palásság síkjában fekszenek. Viszonylag fakó színekben pleokróosak: α = csaknem szintelen, halvány sárgászöldes; $\beta \approx \gamma$ = /nehezen körülírható/ világos zöldes árnyalatú sárgásbarna - világos sárgásbarnás zöld, ill. piszkos világoszöld. Az észlelt maximális interferenciaszín: I. r. sárgászöldes - II. r. kék. Öt kristályon Fedorov-asztallal történt mérésekkel a következő 2V ill. γ/C értékek adódtak:

	2V	γ/C
1.	-84°	-
2.	-82°	16°
3.	-72°	19°
4.	-78°	21°
5.	-78°	15°

Üde külleműek, retrográd hatásra gyenge kloritosodás figyelhető meg egy részükön. /Rendellenes, barnás interferenciaszínű klorit-félélévé alakulnak./

Gyakran észlelhető rajtuk kissé foltos, nem egységes kioltás, ami egy szemcsén belüli összetétel-változásokra utalhat. Lehet, hogy ez is utólagos átalakulások következménye már.

A plagioklászok - palásságnak megfelelően nyúltak, xenomorfok. Erősen csaknem pseudomorfóza - képződésig szericitésedtek. /Ezért optikailag pontosan meghatározni nem sikerült őket, Bázisos, Ca - gazdag kőzetről lévén szó, bázisos oligoklász-andezin valószínűsíthető./ Jelentős részükön már az utólagos albitosodás hatása látható; üde, viz-

tiszta foltok jelennek meg a belsejükben. A folyamat előrehaladtával pedig sok kristály teljesen átalakult, kitisztult, már csak kis mezőkben, elszórtan tartalmaz szericit pikkelykéket.

Az albitosodás során a különböző anortit-tartalmu albitokon keresztül egészen a savanyúbb oligoklászokig változatos összetételű termékek keletkeztek. Erre elsősorban a fénytörések és a 2V meghatározások alapján következtettünk. Pontos kimérést két alkalommal végeztünk; 5 % körüli és 8-10 % körüli anortit-tartalmak adódtak. Egy szemcsén belül is erősen változik sokszor az összetétel, ezt jelzi a kioltási szög folyamatos változása a kristályon belül.

Gyakori, hogy a már albitosodott szemcse belsejében kisebb fény- és kettőtörésű mezők formájában még savanyúbb foltok jelennek meg. Mindez több hullámú albitosodásra/?, fokozatos kisavanyodásra/?/ utalhat.

A néhány század millimétertől max. kb. 0,3 mm -ig terjedő nagyságú idiomorf titanit kristályok szórtan találhatók, általában plagioklász, vagy zöldamfibol belsejében. Gyakran egyszerű ikrességet mutatnak, megnyúlásukkal a paláság szerint orientáltak.

Az idiomorf, ill. kerekded, max. kb. 0,2-0,4 mm-es metszetekben észlelhető apatitok is szórtan fordulnak elő, néhol sávokban erősebben felszaporodnak.

Az idiomorf négyzet, téglalap metszetű opak szemcsék feltehetően piritek.

A paláságot csaknem merőlegesen metsző litoklázisok mentén zöldpala-fáciesű metamorfitokra jellemző ásványasszociáció jelenik meg, a képződményt ért retrográd hatást jelezve szintén. Albit /-savanyú oligoklász/, klorit, finomtűs habitusu amfibol-féleség /aktinolit lehet/, valamint halmazokban, klinozoizithez közelálló /vas-szegény/ epidot lép fel itt. A halványzöld színű aktinolit /?/ tük sokszor a litoklázis mentén található hornblendékből fejlődnek ki szétseprüződve, pamacs-szerűen.

Litoklázis szerű sávok mentén vasban gazdagabb epidot szemcsék is megfigyelhetők. /Az epidot-félék barnás színű, izotropnak tűnő, szubmikroszkópos ásványhalmazokká alakulnak át./

Az elmondottak figyelembevételével a kőzet metamorf történetét két szakaszra oszthatjuk. Első lépésben egy közepes foku /amfibolit-fáciesű/ metamorfózist valószínűsíthetünk, melyet a második szakaszban kis foku /zöldpala-fáciesű/ retrográd hatások követték, intenzív albitosodással kísérve.

Összefoglalás

Vizsgálataink alapján a Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egységen belül elkülönített két formáció alapvetően hasonló metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető. Mindkettőnél először egy Winkler /1976/ szerinti közepes foku /közepes hőmérsékletű/ metamorfózist tételezhetünk fel /amelyek az amfibolit-fáciesnek felel meg, kivéve annak magas hőmérsékletű, ill. anatektikus folyamatokat magában foglaló tartományát/. Ezt később kisfoku /kis hőmérsékletű/ retrográd metamorfózis követte, mely erős albit blasztézissel járt. /Utóbbi metamorf hatás gyakorlatilag a zöldpala-fácies körülményeivel azonosítható./

A Pusztaföldvári Csillámpala Formációnál az első /a kisfoku retrográd hatásokat megelőző/ metamorf szakasz maga is polimetamorf. A palásságot kialakító, a feltehetően ekkor végbement sztaurolit - blasztézissel jellemezhető első fázist újabb csillámgenerációk fellépését kiváltó, további metamorf folyamatok egészítették ki. A kisfoku, retrográd metamorfózist a képződmények erős tektonikus deformálódása is kísérte.

A Békéssámsóni Amfibolit Formációnál a kisfoku, retrográd

rád hatásokat megelőzően esetleg végbement többszörös metamorfózist optikailag nem tudtuk bizonyítani. Utólagos tektonizmusra csak enyhe gyűrtsége utal /itt azonban számolni lehet e kőzettípus plasztikusabb, kevésbé rideg reagálásával/.

A nagyvonalakban hasonló metamorf történet és a földrajzi közelség folytán feltételezhető, hogy a két formáció egy szerkezeti egységbe, azonos fejlődéstörténetű metamorfit-komplexumhoz tartozik.

Mint már említettük, az egész Egység elkülönítésének alapjául szolgáló Pusztaföldvári Csillámpala Formációt hasonló ásvány - kőzettani jellegekkel bíró, egységes metamorfózist kapott metamorfit-összletnek tartjuk.

Szepesházy /1974/ és Szederkényi /1982/ /1983/ is - a már ismertetett eltérő módokon - különböző metamorf fokú képződményeket, ill. különböző metamorf fokú képződményekkel jellemezhető területrészeket jelzett a pusztaföldvári, ill. a pusztaföldvári és csanádapácai területeken.

A kőzetek legnagyobb elért metamorf fokát egyedül az Oroszáza-l. sz. fárás egyik magmintájából előkerült sztaurolit-szemcse, mint index-ásvány jelzi biztosan. /Ez is csak egy viszonylag tág hőmérséklet-tartományt ad meg, a nyomás viszonyokról nem világosít fel./ A gránát és a biotit széles P,T-mezőben életképes és amennyiben összetételüket nem ismerjük, nem alkalmasak a metamorfózis pontos behatárolására. Mennyiségük, ill. jelenlétük vagy hiányuk nem a metamorfózis erősségére, hanem a kiindulási kőzet kémiai összetételére utal területeinken. /Ha a metamorfózis erősebb voltára utalna meglétük, akkor hiányuk esetén, más, őket gyengébb metamorfózis mellett helyettesítő Fe-Mg-tartalmú ásványoknak kellene megjelenniük./ Eleve Fe, Mg-ben viszonylag szegény metamorfitok találhatóak a Formációban. A kémiai összetétel alapján valóban lehet bizonyos különbségeket tenni területileg. /Pl. a pusztaföldvári terület

EMY-i felében gyakoribbak a biotitban, gránátban gazdagabb képződmények, míg DK-i részén kisebb körzetekben egyáltalán nem fordul elő biotit, ill. gránát. Nagyobb, teljesen biotit-, gránát mentes sávok nem különíthetők el azonban itt sem./

A kőzetek szericit-tartalma utólagos folyamatok terméke és nem eleve alacsony metamorfizáltságot jelez.

Andaluzit-, disztén index-ásványokat nem észleltünk a vékonyesisszoltos vizsgálatok során. Magas hőmérsékletű metamorfózist, ill. mignatitosodást sem tudtunk kimutatni. Káliföldpátot a nagy számú Fedorov-asztallal történt kimérés ellenére sem találtunk. /Viszont gyakoriak a tömeges, alacsony hőmérsékletű albit képződés folytán a míg más jelenségekhez hasonló szöveti formák és a káliföldpátokhoz hasonló ikermentes, vagy egyszerű karlsbadi ikres albitok./

Fent említett szeritek a metamorfitek pneumatolitos és hidrotermális metasszonatózisát is feltételezik. Utólagos pneumatolitos, hidrotermális hatások természetesen nem kizárhatók. Véleményünk szerint azonban az általuk ilyen eredetűnek vélt ásványok és folyamatok "egyszerű" regionál metamorf úton létrejöhettek és nem szükséges helyi metasszonatózisokat feltételezni. /A turmalin például az alföldi metamorf kőzetek jelentős hányadában megtalálható. Gyakorinak mondható az alföldi neogén üledékes képződményekben tömlelökként, ami arra vall, hogy a környező területek metamorfitjaira is jellemző volt. Képződése a fizikai körülmények viszonylag széles skálájában végbemehet. Területünkön is mindenütt előfordul, megjelenését nem tudtuk "metasszonatizált" sávokhoz kötni./

A Pusztaföldvári Egység metamorf képződményei délről, délkeletről közvetlenül, szerkezetileg határolódhatnak el a Battonyai Egység metamorfit tömegétől, melyre uralkodóan a mignatitok, granitoidok valamint a mikroclin-blasztézisises kőzetek jellemzők. Az Egység kőzettípusainak a

többi irányokban való elterjedését, kapcsolatait tekintve feltételezésekre vagyunk utalva. A tőle jóval nyugatabbra feltárt Bácska-Csongrád Metamorfit Területi Egység megfelelő kőzettípusaihoz hasonlíthatók, talán legjobban képződményeink /erre Szederkényi, 1983 is utal/. Különösen a legközelebb lévő Maroslele- 1. sz. fúrás erősen tektonizált metamorfitjai hasonlóak. A tőle északra megismert Körös-Berettyó Egységtől valószínűleg tektonikusan elhatárolt, bár esetleg párhuzamosítható kőzetek ott is előfordulnak. A Körös-Berettyó Egységtől északra lévő Álmosdi Metamorfit Területi Egységre szintén a csillámpalák és rokon kőzetek jellemzők. Ezeknél részben a mieinkhez igen hasonló szöveti jelenségek észlelhetők. A különböző Egységek metamorfitjai kapcsolatának pontos tisztázásához még további, részletesebb összehasonlító vizsgálatok szükségesek.

A metamorfózisok korát tekintve megfelelő számú adat hiányában nem foglalhatunk állást. Megemlítjük azonban, hogy az utolsó, kishőmérsékletű, intenzív tektonizmussal kísért retrográd szakasz, analógiák alapján, feltehetően az alpi ciklushoz köthető már.

- - - - -

Befejezésül e helyen is szeretném megköszönni Lelkesné Felvári Gyöngyinek az értékes szakmai tanácsokat, valamint munkatársaimnak - Boros Ernőnének és Morgenstern Juditnak - a gépelésben, illetve az ábra elkészítésében nyújtott segítségét.

FELHASZNÁLT IRODALOM

BALÁZS, E. - CSEREPES-MESSZÉNA, B. - NUSSZER, A. - SZILI
GYÖRGYNE 1984.

Az Alföld prekambriumi-, paleozóos-, triász-,
jura és alsókréta korú képződményeinek össze-
hasonlító áttekintése a mezozóos és idősebb
összletek szénhidrogén prognózisa szempontjai-
nak megfelelően. I. Prekambrium-paleozoikum.
Kézirat. OKGT. Budapest

DIMITRESCU, R. 1981.;

Hypothésés sur la structure du soubassement
du secteur sud-orientál de la depression Pan-
nonique. Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr.
Ac. Sci. Romana. 25. Bucuresti

GIUSCA, D.- SAVU, M.- BORGOS, M. 1968.:

La strarigraphie des schistes, cristallins des
Monts Apuseni - Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr.
Serie de Geologie 12/2. Bucuresti

KURUCZ, B. 1977.:

A Pusztaföldvár-Battonya közötti terület me-
dencealjzatának képződményei és hegyszerszerke-
zete. Egyetemi Doktori Ért. JATE. Kézirat.
Szeged

LELKESNÉ FELVÁRI, GY. 1983.:

Metamorf kőzetek szerkezeti-szöveti elemzésé-
nek fő szempontjai, különös tekintettel a
csillámpalákra. MÁFI. Kézirat. Budapest

PATRULIUS, D. et al. 1971.:

Guidebook to excursions of the II.-nd Triassic Colloquium Carpatho - Balkan Geol. Association - Geol. Survey Bucuresti

SZEDERKÉNYI, T. 1982.:

Lithostratigraphic division of the crystalline mass in south Transdanubia and the Great Hungarian Plain Newsletter of IGCP Project No.5. vol. 4. Bratislava

SZEDERKÉNYI, T. 1983.:

Összefoglaló földtani jelentés a Nagyalföld kristályos aljzatának tudományos vizsgálatáról. Kézirat. JATE. Szeged

SZEPESHÁZY, K. 1960.:

Közvetlen adatok a pusztaföldvári terület mélyföldtanához. Kézirat. OKGT. Budapest

SZEPESHÁZY, K. 1974.:

Részlet Rónai et al.: Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34-XV. Szeged L-34-XVI. Gyula MÁFI. Budapest

SZEPESHÁZY, K. 1979.:

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Müntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Földtani Szemle 12. Kézirat. Budapest

SZEPESHÁZY, K. 1980.:

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Müntii Apuseni/ nagyszerkezeti kapcsolatai. MÁFI. évi jelentés az 1978. évről. Budapest

WINKLER, H., G., F. 1976.:

Petrogenesis of Metamorphic Rocks 4-th edition
Springer-Verlag New York Heidelberg Berlin

FORMATIONS OF THE PUSZTAFÖLDVÁR METAMORPHIC
AREAL UNIT

by
A. Nusszer

Abstract

Many hydrocarbon exploring deep-drillings have uncovered metamorphic rocks in the basement of the Great Hungarian Plain. Those hydrocarbon exploring areas which lie near each other and in which similar types of metamorphic rocks have become known have been united as a "metamorphic areal unit". Every single metamorphic areal unit is characterized by certain types of metamorphic rocks or by the dominance of these rocks.

Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit can be found in the southern part of the region beyond the river Tisza. Two metamorphic Formations can be distinguished within the Unit.

The Pusztaföldvár Micaschist Formation is made up mostly of micaschists, quartz-micaschists and mica-bearing quartzschists in which gneiss beds also occur. This Formation being known by more than 80 hydrocarbon prospecting drillings and having uniform mineralogical-lithological features gives the basis of separation of the whole Unit.

The Békéssámson Amphibolite Formation has been hit only by one borehole.

Both Formations have similar metamorphic history which can be divided into two main phases.

First they suffered a medium grade metamorphism /Winkler 1976 criteria/ which was followed later in the second phase by low grade retrogressive processes accompanied with intensive albite blastesis. The first phase itself

- at the Pusztaföldvár Micaschist Formation - was polymetamorphic too and during the second phase strong mechanical deformations also took place. Milonitic zones formed in some places with connection of the latter.

Metamorphic rocks of the Unit touch southwards-south-eastwards probably tectonically the metamorphic complex of the Battonya Metamorphic Areal Unit which is characterized predominantly by migmatites, granitoids and microcline-bearing gneisses.

The extent and the borders of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit towards the other directions are not known exactly because of large unexplored areas. Further comparative examinations are needed in order to clear up its tectonic position and to ascertain the connections of the rock types of the Unit with the similar rock types of the other Units.

Manuscript received: 30 April, 1985

Address of the Author: András Nusszer
Hungarian Hydrocarbon Institute
Százhalombatta
Pf. 32.
H-2443

ÁBRAALÁÍRÁS

1. ábra A Pusztaföldvári Metamorfit Területi Egység földrajzi helyzete

- 1 = a Pusztaföldvári Csillámpala Formáció képződményei
- 2 = a Békéssámsoni Amfibolit Formáció képződményei
- 3 = a Battonyai Metamorfit Területi Egység képződményei
- 4 = feltételezett elterjedési határ
- 5 = fúráspon

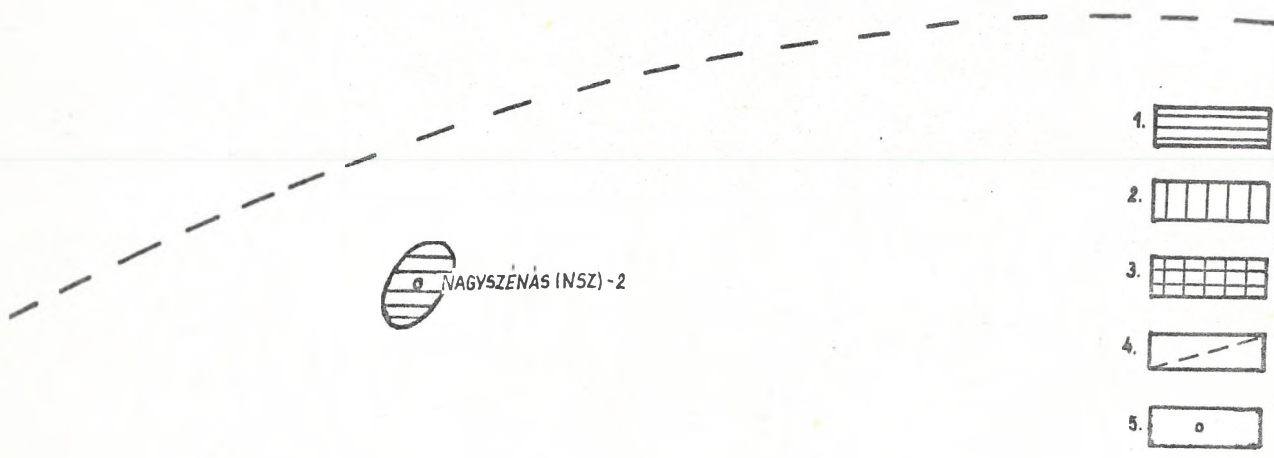
CAPTIONS

Fig. 1. Geographical position of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit

- 1 = Pusztaföldvár Micaschist Formation
- 2 = Békéssámson Amphibolite Formation
- 3 = Rock types of the Battonya Metamorphic Areal Unit
- 4 = Supposed extensional borders of the Pusztaföldvár Metamorphic Areal Unit
- 5 = Borehole



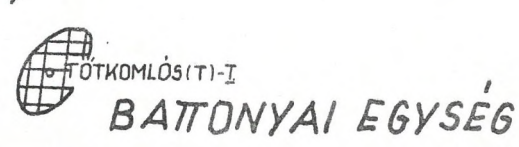
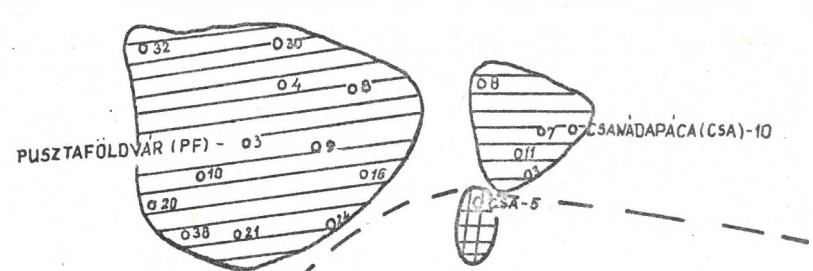
KÖRÖS - BERETTYÓ EGYSÉG



- 1.
- 2.
- 3.
- 4.
- 5.



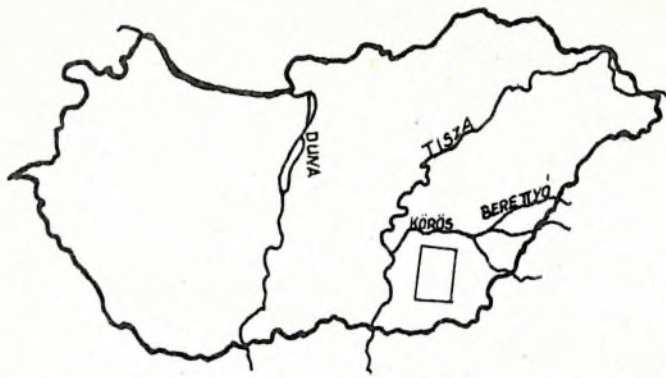
PUSZTAFÖLDVÁRI EGYSÉG



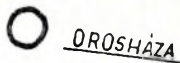
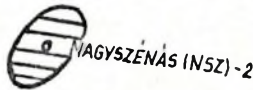
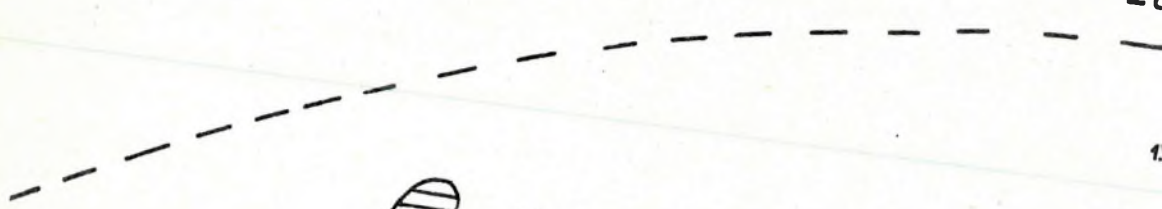
BATTONYAI EGYSÉG



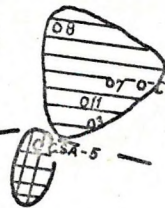
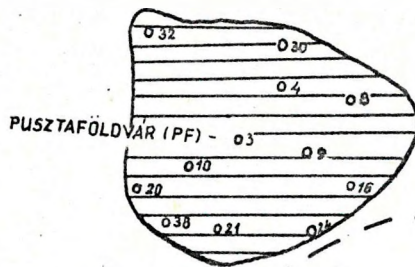
Fig. 1. ábra



KÖRÖS - BERETTYÓ EGYSÉG



PUSZTAFÖLDVÁRI EGYSÉG



BATONYAI EGYSÉG

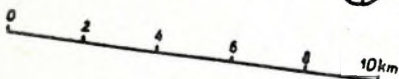


Fig. 1. ábra

A TISZÁNTULI KÖRÖS - BERETTYÓ, ÁLMOSDI EGYSÉGEK METAMORF
KÉPZŐDMÉNYEINEK KÖZETTANI JELLEMZÉSE SZÉNHIIDROGÉNKUTATÓ
FURÁSOK ALAPJÁN

Szili Györgyné +

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: roche métamorphique,
lithostratigraphie, formation, Grande Plaine-Hongrie.

A premezozóos alaphegység szénhidrogénföldtani szempontból az utóbbi években lett kiemelt kutatási objektum a benne talált kőolaj és földgáztelepek alapján /pl. Sarkadkeresztúr, Álmosd, Komádi, Biharkeresztés, Szeghalom, stb./.

A kőolajkutatási gyakorlatban kialakult szakaszos mintavételezés - amely az utóbbi időben erősen redukált mértékben került kivitelezésre - ellenére az Egységek területén lemélyített jelentős számú kutatófúrás maganyagának részletes vizsgálata lehetővé tette, hogy nagyvonásokban jellemző képet kapjunk az alaphegységet felépítő metamorf kőzetfélésegekről, beleértve azok összetételét, területi elhelyezkedését, a párhuzamosítás lehetőségét a szomszédos területekkel. A vizsgált területen kőzettanilag a következő két Egységet sikerült elkülöníteni.

+
Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1985. március 6-i szakülésén.

Kézirat beérkezett : 1985. június 17.

1. Álmosdi Egység: itt a pala van túlsúlyban és eddig a migmatitosodás jelenségét nem észleltük. A metamorfózis Barrow-típusú (kis gradiensű), közepes hőmérséklettel jellemezhető két hely kivételével, amelyek közül az egyik magas fokozatú, a másikon zöldpala fáciesű metamorfózis figyelhető meg. A zöldpala fáciesű retrográd és a kataklasztos metamorfózis általánosan elterjedt. K-felé a Bihari Autochtonnal mutat hasonlóságot.

2. Körös-Berettyó Egység: ahol a gneisz, migmatit az uralkodó kőzet. A metamorfózis Barrow típusú (kis gradiensű), közepes, gyakran magas hőmérséklettel, ill. a magas metamorfózis során végbement migmatitosodással, gránitosodással jellemezhető. A retrográd és kataklasztos metamorfózis általánosan elterjedt. Valószínűleg NY-felé a Szanki Egységben, K-felé a Kodru (Codru) takarórendszerben folytatódik.

Ezeket az anyagokat elsőként az olajiparban dolgozó szakemberek irták le, magvizsgálati jelentésekben, vagy területi- földtani összefoglalókban: Csiky Gábor, Szepesházy Kálmán, Juhász Árpád, Csongrádi Béláné, Matyók Ilona, Cserepesné Meszéna Bernadette, Szili Györgyné, Nusszer András, kisebb részben külső szakértőket: Árkai Péter, Szederkényi Tibor- kértek fel újravizsgálatra vagy más módszerrel történő feldolgozásra.

E munka keretén belül a korábbi anyagokat újravizsgáltuk, valamint az utóbbi időben lemélyült nagyszámú fúrás anyagának vizsgálati eredményével bővült az értelmezésre került adathalmaz.

230 kutatófúrás 430 magmintája került vizsgálatra, elsősorban vékonycsiszolati értékeléssel és részben teljes kémiai elemzés alapján. Az Öcsöd, Kismarja, Komádi, Körösszegapáti, Biharugra, Mezőgyán, Sáránd magmintáinak makroszkópos, mikroszkópos újravizsgálatát Nusszer András végezte el.

Az Egységek kőzetanyagát nem lehetett egyformán ujravizsgálni, mivel egyes régi fúrások anyagai nem álltak kellő mennyiségben rendelkezésünkre. Különösen vonatkozik ez olyan rekonstruálhatatlan fúrásokra, mint Hajdúszoboszló, Ebes, Füspökladány, Túrkeve, Biharnagybajom, Körösszegapáti, Furta-Zsáka, Ártánd. Innen legfeljebb csak a meglevő vékonycsiszolatokat lehetett ujravizsgálni.

A metamorf kőzetek eredetének kémiai összetétel alapján történő meghatározását Winkler /1976/ ACF-AKF diagram alkalmazásával végeztem el, amelyhez a számítógépes programot a SZKFI HP 9830 típusú gépre Bessenyei Irén készítette el. A granitoidok osztályozását a Streckeisen /1976/ módszerrel próbáltam elvégezni, amely - mint közismert - a világos elegyrészek eloszlásán alapul. A granitoidok katanormás ásványos összetételét Geiger János számította ki a SZKFI TFA MU típusú gépén, Mucsi Anikó programja alapján. A kálföldpátokat festési módszerrel, nátrium hexanitrokobaltát /III/ reagensoldat alkalmazásával határoztam meg a modolis ásványos összetétel kiszámításához.

E nagy kiterjedésű, több kutatási körzetet magába foglaló Egységekről külön publikáció nem jelent meg eddig, a megelőző kutatások során kapott kis számú adat, ill. megfigyelés az egész Alföldre vonatkozó munkákba került beépítésre, többek között: Vadász E. 1935. Szurovy G. 1947, Süsmeghy J. 1947, Szepesházy K. 1956, Körössy L. 1956, 1963, 1964, Völgyi L. 1959, Szadeczky K. E. 1967, Dank V.-Bodzay I. 1970, Patrulius 1971. stb.

A közelmúltban az Alföld metamorf képződményeiről leginkább Szepesházy K. /1973, 1978, 1979./ publikált összefoglaló munkákat, amelyek a közzétani bemutatáson túlmenően elsőként ismertetik a konkrét párhuzamosítási lehetőségeket az Erdélyi Középhegységgel. A szerző az akkori feltártságának megfelelően Túrkeve, Biharnagybajom, Füzesgyarmat, Endrőd, Kismarja, Álmosd, Komádi, Körösszegapáti,

Sarkadkeresztúr metamorf képződményeit a Bihari Autochtonhoz sorolja. Szederkényi T. /1982, 1983./ az Alföld és Dél-Dunántúl kristályos aljzatával foglalkozó tanulmányában Sarkadkeresztúr metamorf képződményeit Kodru/Codru/ takarórendszerhez sorolja és lényegében Dimitrescu /1981/ nézetével megegyezően, a Kodru /Codru/ takarórendszer északi határát Sarkadkeresztúrnál vezeti be Alföldünk területére, így a Sarkadkeresztúri területet a Délmagyarországi Takaróövbe, a tőle északra lévő területeket a Középmagyarországi "Autochton"-ba sorolja.

KÖRÖS - BERETTYÓ EGYSÉG

Földrajzilag a Körös -Berettyó folyók vidékén elhelyezkedő szénhidrogénkutatói területeket foglalja magába /ld.1.ábra/. A nyugati részének É-i határán az aljzat kifejlődés nem ismert a feltártság /kutatófúrás/ hiánya miatt, valószínűleg a flis aljzatú medenceresz húzódik ott, a keleti részének É-i határa az Álmosdi Egység. Nyugat-felé feltehetően a Szanki Egységben folytatódik, de a két Egység közötti területen nincs feltárva a metamorf alaphegység.

Szalay Á. /1977/ a jászszentlászlói kőzetek folytatását a közép - /és észak/ Tiszántúl metamorfitjaiban vélte felismerni. Déli határa a Pusztaföldvári Egység felé feltártság hiányában ugyancsak bizonytalan. Kelet felé feltehetően a hasonló kőzetkifejlődésű Kodru /Codru/ takarórendszerben folytatódik.

Az Egységben előforduló metamorf kőzettípusok magszám szerinti százalékos megoszlását és előfordulási helyeit a 2. ábra szemlélteti.

A legelterjedtebb képződmény: a 20 %-nál nagyobb földpáttartalmú kőzetek tartoznak ide, amelyekben kisebb a csillámtartalom. Színe általában a szürke különféle árnyalatai, /néhol a nagy kvarc és földpáttartalom miatt világos fehéres-szürke, máshol barnásszürke, ill. a diaforézis mértékének megfelelően zöldes árnyalatú/, finom - és közepes szemcsés, ritkán durvaszemcsés, makroszkóposan gyakran alig különíthetők el az ásványi elegyrészek, tömött szövetű, többé - kevésbé határozott palásságot, irányított szövetet mutatnak, amelyeknek a dőlése egyes mintában gyakran erősen eltérő. A tektonizáltság miatt bonyolult, kaotikus szövet is megfigyelhető. A földpátok, plagioklászok és vagy ikerlemességet nem mutató, pontosan nem meghatározható kristályok, gyakran képeznek több mm-es, cm-es méretet is elérő porfiroblasztokat, amelyek helyenként felszaporodnak és enyhe migmatitosodásra utalnak. Az üde biotitok sötétbarna, világos sárgásbarna pleokroizmust mutatnak. A csillámtartalom növekedésével, a földpáttartalom csökkenésével csillámpalákba mennek át. Az amfibólos gneiszekben a kvarc, földpát mellett a hornblende a lényeges elegyrész, járulékosan zoizitet tartalmaznak. Az ilyen kőzeteknél gyakori az átmeneti típus az amfibolitok felé. A csillámdús gneiszek némelyikében megfigyelhető staurolit a Winkler /1976/ kritériumok szerint Barrow típusú közepes hőmérséklettartományú metamorfózist jelöl. Ártánd területen gneiszben előforduló disztón a hasadások, repedések mentén kissé szericitésedett. A biotitos /muskovitos/ gneiszek egy részében megjelenő, csillámból kifejlődött szillimanit magas fokozatú metamorfózist jelöl. Gránát csaknem minden kőzetti-tásban előfordul /ld. I. tábla/.

A diaforézis következtében néhol a földpátok szericitésedtek, karbonátosodtak, staurolitok szericitésedtek, a

biotitok kloritosodtak, opacitosodtak, gránátoknak gyakran csak a külső szegélyük van meg, belsejüket biotit, kloritosodott biotit, muszkovit tölti ki. Helyenként az erősen repedezett kristályok a pseudomorfóza képződésig átkristályosodtak. A gneisz és csillámpala eredetét a Winkler /1976/diagram /3. ábra/szemlélteti, amely grauwacke és alárendelten pelites kiindulási kőzetet valószínűsít.

AMFIBOLIT

Általában a gneiszekhez kapcsolódik és azokkal váltakozva fordul elő. Különböző árnyalatú zöldszerű, de gyakran sötétzöld, tömött szövetű, a gneiszhez hasonlóan általában finomszemcsés, a palásság nem mindig észlelhető jól, különösen ott, ahol az ásványi elegyrészek szabadszemmel nem különíthetők el /ld. II. tábla/. Ásványos összetétele hornblende, plagioklász, titanit, zoizit, gránát, apatit /ld. I. tábla/. Az amfiból és földpát a palásság irányában megnyúlt kristályai kb. azonos mennyiségben észlelhetők. A kőzetek többsége diaftoritosodott, az amfibólok helyén többnyire már csak kloritból, karbonátból, néha epidotból, limonitból, valamint apró kvarcsemcsékből álló pseudomorfózák figyelhetők meg, csak az amfiból alakja, szerkezete maradt meg. A földpátok szericitesedtek, karbonátosodtak, a biotitok kloritosodtak, a gránátok a repedések mentén klorittá, szericitté alakultak, néha csaknem a pseudomorfóza képződésig jutottak. Jellemző a titanitból keletkezett, titanit alakú leukoxén. Gyakran a plagioklászok és amfibólok egymásbanyúlva, összefogazódva helyeskednek el, kölcsönösen tartalmazzák egymást zárványként, így valószínűleg egyidejűleg keletkeztek. A Winkler /1976/ diagram alapján az amfibolitok söne magmás eredetűnek tekinthető /4. ábra/.

MIGMATIT

Olyan gneisz és amfibolit-típusú kőzetek tartoznak ide, amelyekben a földpátok, a kvarc általában 1-2, de néha több színes elegyrész társaságában a paláság mentén elhelyezkedő, magnás szövetű, nyúlt lencse alakú, vagy szabálytalan plasztikus körvonalú testeket, vagy sávokat alkotnak /ld. II. tábla/. Megfigyelhetők olyan sávok is, amelyek a bezáró kőzettel azonos palás szerkezetet /ld. II. tábla/ mutatnak.

A földpátok poliszintetikus, sakktábla ikerlemezőséget mutató, helyenként mirmekites kifejlődésű plagioklászok. Másrészt ikerlemezőséget nem mutató, pontosan nem azonosítható kristályok. Gyakorik a peritites kifejlődésű, vagy kissé hullámos kioltású, zavaros belsejű káliföldpátok. Van ahol jól meghatározható az ortoklász és a jellegzetes ikressége alapján a mikroclin. A plagioklász szegélyén sokszor egy üde, vékony, külső zóna is megfigyelhető. Jellegzetes ásványi elegyrész a csillámból alakult kéveszerű szálas, rostos kifejlődésű, néhol kvarcban is látható szillimanit, amely egyértelműen jelzi a migmatitosodáshoz szükséges magas hőmérsékletet, a magas fokú metamorfózist /ld. IV. tábla/.

A káliföldpátokban zárványként gyakran megfigyelhető szericitesedett plagioklász, biotit, muszkovit, amfiból, csepp alakú kvarc. Feltételezhető, hogy az ilyen ásványparagenezist tartalmazó kőzetrészek a migmatitosodás során létrejött leukoszom differenciátumként értelmezhetők. Az ilyen kőzetrészekben leukoszom és melanoszom testek különíthetők el a kezdeti migmatitosodás eredményeként és így genetikailag a migmatitokhoz sorolhatók. Azonban az amfibolitokban és gneiszekben előforduló leukosávok nem mindegyikében észlelhető a fentebb említett

ásványparagenezis. Az ilyen kőzetrészek valószínűleg a metamorf differenciáció eredményei. Nem minden amfibolit és gneisz tartalmaz leukoásványokból álló elkülönült részt.

GRANITOID /DIATEXIT/

Néhány fúrásban észlelhető ilyen kőzet, amely a majdnem teljesen megolvadt diatexit állapotig jutott el, ez a migmatitosodás létezését erősíti meg. A diatexit halványvörös, zöldesárnyalatú piszkosfehér színű, nem jól homogénizált, aprószemcsés, enyhe irányítotttság a melanokrata elegyrészekben gazdagabb helyeken észlelhető.

Uralkodó ásványtársulása: kb. 90 %-ban kvarc, földpát, kevés a színes elegyrész, melyet amfiból és biotit képvisel /ld. III.tábla/.

Vékonycsiszolatban jól elkülöníthetők az ásványgenerációk. Az idősebbet a szericitesedett, karbonátosodott poliszinтетikus, vagy sakktábla ikerlemezséget mutató, néhol mirmekites kifejlődésű plagioklászok, kissé hajlitott, kloritosodott, opacitosodott biotit lemezek és a kvarc egyrésze alkotja. A fiatalabb generációt a kvarc mellett, az idősebb elegyrészeket zárványként magukba foglaló, ezeket körülölelő, kissé hullámos kioltású, zavaros belsejű, vagy üde hasadozott, vagy pertites kifejlődésű, gyakran nagyobb káliföldpátok alkotják. Előfordul olyan kőzetti-típus is, ahol a plagioklászok is üdék és kb. azonos méretűek a káliföldpátokkal és egy generációs képződésük a valószínű /ld. IV.tábla/.

A Winkler/1976/ diagram /4. ábra/ szerint a migmatitok, granitoidok uralkodóan üledékes eredetűek. A granitoidok osztályozását a Streckeisen /1976/módszerrel próbáltam

elvégezni. A minták a Szeghalom, Dévaványa, Biharkeresztes, Sarkadkeresztúr, Mezőpeterd, Füzesgyarmat, Mezősas szénhidrogénkutatói területről származnak. Az 5. ábra a modális ásványos összetétel, és a normás ásványos összetétel alapján kapott eredményeket mutatja. Elég jó egyezést mutat a két ábra. Nagy részük a monzogranit-hoz tartozik, egy-egy minta pedig a szienogranit-hoz, granodiorit-hoz, kvarcszienit-hoz, kvarcmonzonit-hoz sorolható.

Szederkényi Z. /1983/ értékelésében a sarkadkeresztúri, mezősasi, füzesgyarmati granitoid minták zömmel az alkáligranit mezőbe esnek.

Az Egység területén megismert metamorf aljzat tektonikailag igen megviselt, a mechanikai igénybevétel mértéke függőleges irányban szeszélyesen változik, jó példa erre a Mezőpeterd-7. sz. 2-es magja, ahol max. 1,5 m vastag breccsásodott és nem breccsásodott részek váltakoznak. Néhol a kataklázit, milonit jelenléte is kimutatható. Nyirásos hatások eredményeként létrejött dinamofluidális szövet is megfigyelhető, ahol a porfiroklasztok gyakran jellegzetesen elnyirt "áranvonalas alakúak" a finomra őrlött matrix "körülfolyja" őket.

ÁLMOSDI EGYSEG

Földrajzilag az Alföld ÉK-i részén, lényegében a Hajdúságban, Nyírségben elhelyezkedő Püspökladány, Kaba, Hajdúszovát, Földes, Hajdúszoboszló, Ebes, Álmozd, Derecske, Sáránd szénhidrogénkutatói területeket foglalja magába /ld. 1. ábra/.

Az Egység északi és nyugati határa feltártság hiányában ismeretlen, délen a Körös - Berettyó Egység határolja, kelet felé valószínűleg az azonos csapásirányú Bihari

Autochtonban folytatódik.

Az Egységben megismert metamorf kőzettípusok magszámszerinti százalékos megoszlását és előfordulási helyét a 2. ábra szemlélteti.

Az Egységben a migmatit, diatexit kivételével a Körös - Berettyó Egységben megismert kőzetfélések fordulnak elő. Itt a palák - csillámpala, grafitos csillámpala, kloritosodott biotitpala - vannak túlsúlyban, de jelentős mennyiségben van jelen a gneisz is.

A palák szövetére jellemző, hogy az ásványok párhuzamos elrendezésűek, többnyire sávokat alkotnak. A kvarcsávok urlkodóan a palásság irányában megnyúlt mozaikstruktúrájú kvarcsemcsékből állnak, de tartalmaznak elszórtan csillámot és földpátot is. A csillámsávokban a biotit és muszkovit mellett gyakori a finomszemcsés pirit, ilmenit, grafitmintés sáv, valamint kevés kvarcot, földpátot is tartalmaznak. Porfiros elegyrészek a gránát, staurolit, biotit /ld. I. tábla/. A gránát, staurolit körül dinamofluidális szövet figyelhető meg. A gránátok között megfigyelhető szintektonikus jellegű, rotációs szerkezetű és posztektonikus jellegű, helicitéses struktúrájú egyaránt. Gyakran csak a külső szegély van meg, belsejüket biotit, kloritosodott biotit, muszkovit tölti ki. A staurolitok többnyire szericitésedtek, egyesek posztkinematikus kifejlődésűek. A nagy posztkinematikus biotit lemezek az eredeti palásságra néhol merőlegesen helyezkednek el. Ebesen a gneiszben magas fokozatú metamorfózisra utaló biotitból kifejlődött szillimanit, Hajdúszoboszlón bizonytalanul meghatározható disztén fordul elő.

Az Egységben általánosan elterjedtnek mondható a zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis, amelyre a retrográd átásványosodások utalnak; a biotitból klorit és opak anyag, a földpátból szericit és karbonát, az amfibólból klorit, karbonát, epidot képződik. Helyenként az átásványosodás a pszeudomorfóza képződésig jutott el, néhol pedig még

az alaki sajátságok id nehezen ismerhetők fel.

Tektonit jellegű képződmény Földes, Kaba-D, Álmosd, Sáránd területén volt megfigyelhető. Sárándon a feltolódási zónát jelzi, ahol a fúrás 926 m vastagságban harántolt egy premezozóos összletet, amely az alatta lévő anchi-epi-metamorf mezozóos tömegre tolódott fel. Az említett területeken előforduló tektonitok egy része durvabreccsa jellegű, ahol a kiindulási kőzet problémamentesen meghatározható. A tektonitok másik része a kataklázit, milonit állapotig is eljutott, ahol a nagymérvű felaprózódás, átásványosodás miatt a kiindulási kőzetet nehéz meghatározni.

Makroszkópos és mikroszkópos képük egyaránt bonyolult, kaotikus szövetet mutat, gyakran mikrobreccsa jellegű. Az igen finomra felőrölt, részben átásványosodott, dinamofluidális, vagy kaotikus szövetű anyagban rendszertelenül elhelyezkedő ásványtöredékek, néhol még az irányított szövet nyomait megőrzött kőzettörmelők észlelhetők.

A 3. ábra Winkler /1976/ diagramja szemlélteti, hogy az Álmosdi Egység amfibolitja magnás, a csillámpala kis karbonáttartalmú pelites, homokos eredetűnek tekinthető.

Az álmosdi szénhidrogénkutató terület metamorf kőzeteivel Árkai P. /1979, 1981/ is foglalkozott. Munkája igen értékes adatokat közöl a metamorfózis természetének /hőmérsékleti és nyomásviszonyainak/ részletes jellemzésére, a polimetamorf szakaszok elkülönítésére és a metamorf fejlődéstörténet rekonstruálása tekintetében.

A szerző szerint a képződmények első, progresszív metamorf átkristályosodásának maximális hőmérséklete a staurolit izográd, valamint gránát - biotit geotermométer alapján kb. 550 C^o volt. Az ásványparagenezis közepes /u.n. Barrow típusú, kb. 4-8 kbar közötti/ fluidum és terheléses nyomást valószínűsít. Az első regionális dinamotermális metamorf szakaszban progresszív szin - és poszttektonikus és regresszív poszttektonikus, egymással összefüggő, egy-

násba fokozatosan átmenő szakaszok különíthetők el. E szakaszok ss ásványparagenetikai, szöveti változásokon kívül a gránátok összetétel zónásságában tükröződnek.

Valószínűbbnek tartja, hogy az átkristályosodási folyamatok egyetlen tektonometamorf ciklus folyamatosan változó hőmérsékleti és nyomásviszonyait tükrözik.

A retrográd metamorfózis hőmérséklet max. $450\text{ }^{\circ}\text{C}$ lehetett, de általában ennél alacsonyabb volt /klorit-zóna/. A retrográd átalakulások legfiatalabb, legkisebb hőmérsékletű / $\sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ / részét jelzik a laumontit, prehnit tartalmú repedéskitöltések.

Árkai P. szerint az Álmosd-5. sz. fúrás által feltárt biotit - muszkovit gneisz az ásványegyüttesek és szöveti sajátosságok alapján zöldpala fáciesű progresszív átkristályosodáson ment keresztül, feltételelesen idetartozónak véli az Álmosd-13 /-4/ termolit-aktinolitpala kifejlődéseit.

ÖSSZEFOGLALÁS

A 6. ábrán a Körörs - Berettyó Egység aljzatának EK - DNY irányú vázlatos földtani szelvénye, a 7. ábrán az Álmosdi Egység aljzata kőzettani kifejlődésének vázlatos földtani szelvénye látható. Ezek az adott kutatási területen az alaphegység legmagasabb helyzetét, valamint az alaphegységbe legmélyebben belefúrt talpmélységet adják meg. Az alaphegységi magok különböző szerkezeti helyzetből, mélységből származnak, legmagasabban 851 m-ben a Kismarja-3 sz. fúrásban, legmélyebben 5205 m-ben a Derecske-I.sz. fúrásban fordulnak elő. Legnagyobb vastagságban a Sáránd-I sz. alapfúrásban fúrtak bele az aljzatba /először átfúrták a 926 m vastag premezozóos összletet és az alatta lévő

anchimetamorf mezozóikumba 954 m-t fúrtak bele/. Az adott kutatási területen a magok mélység szerint vannak feltüntetve, a különféle kőzettípusok jelkulcsa a szelvény alján látható. Ezek a szelvények azt mutatják, hogy a megfigyelhető metamorf kőzetek vertikálisan váltakoznak, ill. egymásba fokozatosan átmennek.

A Körös - Berettyó Egység metamorf képződményei földpátokban gazdagabbak, gneisz és migmatit van túlsúlyban. Winkler /1976/ kritériumok szerint a metamorfózis Barrow típusú /kis gradiensű/, helyenként staurolit izográdot, van ahol a disztén és gyakran a szillimanit izográdot elért metamorf képződmények.

A magas fokozatú metamorfózis során szillimanit és ortoklász tartalmú migmatitok, diatexitek keletkeztek. A Szanki Egységben észlelt magas gradiensű metamorfózis /Árkai 1981/ ezideig nem volt egyértelműen kimutatható az Egység területén. Általánosan elterjedtnek mondható a retrográd, kataklasztos jellegű metamorfózis.

Az Álmosdi Egység metamorf kőzetei általában földpátokban szegényebbek, leginkább pala /gneisz/ fordul elő.

A metamorfózis Barrow típusú, uralkodóan staurolit izográdú, Ebesen eléri a szillimanit izográdot, Álmosd egy részén pedig zöldpala fáciessel jellemezhető.

Szintén általánosan észlelhető a retrográd, kataklasztos jellegű metamorfózis hatása. Tehát mindkét Egység lényegében Barrow típusú /kis gradiensű/, különféle metamorf fokozatig eljutott metamorf képződményeket tartalmaz, amely önmagában nem teszi indokolttá a külön Egységbe sorolásukat. A két Egységgé való elkülönítés mellett szólnak a következő indokok:

1. Az Álmosdi Egység képződményei a Bihari Autochton Szamos /Somes/ sorozatával, a Körös - Berettyó Egységben feltárt kőzettípusok a Kodru /Codru/ takarórendszer Fenes /Finis/ takarójának Kodru /Codru/ sorozatával mutatnak hasonló

ságot. A Kodru /Codru/ migmatitok a határ mentén E - D irányban Nagyváradtól Világosig követhetők nyomon.

2. A két Egység határánál az eddigiek során Ücsöd-2, Sáránd-I, feltételesen Hajdúszoboszló-V. fúrásokban észleltünk fordított rétegsort. /premezozóos metamorf képződmények alatt mezozóos rétegeket/, amely egyértelműen felpikkelyeződésre utal, és feltételezhető, hogy az említett fúrások délről északra a Bihari Autochtonra rátolódott Kodru /Codru/ takarórendszer rátolódási zónájának nyugati folytatását jelzik.

Mindkét egységben a metamorf aljzat bonyolult, gyűrt, töréses tektonikai mozgások nyomait őrzi. A különféle tektonikai talaprózódással, igénybevétellel kapcsolatos kőzetek jelenléte ezt támasztja alá. A tektonit jellegű képződmények vertikálisan általában nem jelentős vastagságúak.

Még elmondható, hogy az egyes metamorf fokozatok szerint a képződmények regionális eloszlásáról nehéz képet kapni, részben a szórványos magfúrás miatt, részben azért mert a diaforézis és a tektonizmus megváltoztatja az elsődleges összetételt és struktúrát, van ahol csak az egyes ásványszemcsék alakultak át, van ahol pedig a kiindulási kőzet teljesen átalakult.

A metamorf események kronológiai értelmezésére lényegében nincs koradat, így az aljzat metamorf fejlődéstörténetének felvázolását leginkább petrográfiai adatok értelmezése és regionális azonosítás alapján lehetséges megkísérelni /amelyet megnehezít a szórványos, hiányos feltárás/. Kőzettani analógiák alapján a román szakemberek Erdélyi Középhegység metamorf fejlődéstörténetére kidolgozott korbeosztását fogadjuk el. Az Erdélyi Középhegység gneisz,

csillámpala, amphibolit képződményei a kadomi orogenezis folyamán metamorfizálódtak, a migmatitosodás, gránitosodás a kaledoni fázis, a zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis a variszkuszi orogenezis során történt. /Ion Balintoni 1983/.

Első megközelítésként emnyit tudunk megállapítani az Egyeségek közöttani felépítéséről és azok jellegzetes vonásairól, természetesen szükséges ezen képződmények további, még részletesebb vizsgálata, az egyes takaróegységek azonosítása, felismerése, területi elterjedése és a metamorf események kronológiai értelmezése céljából.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Végül szeretnék köszönetet mondani mindazoknak a kollégáknak, akik segítségemre voltak az anyag vizsgálatában, az értelmezés kialakításában: Árkai Péter, Bessenyei Irén, Buda György, Cserepesné Meszéna Bernadette, Geiger János, Horváth Zoltán, Jantsky Béla, Lelkesné Felvári Gyöngyi, Nusszer András, Szepesházy Kálmán és a szemléltető anyag elkészítésében Morgenstern Judit és Boros Ernőné.

IRODALOM

ÁRKAI, P. 1979.

Álmosd és környéke mezozoikumnál idősebb metamorf képződményei, szénhidrogénföldtani célú ásvány - kőzettani és geokémiai vizsgálata. Kézirat OKGT Adattár.

ÁRKAI, P. 1981.

A szanki terület, néhány soltvadkertti fúrás, valamint álmosdi terület újabb fúrásai metamorfitjainak feldolgozása
MTA, GKL, Kézirat.

BALÁZS, E., CSEREPES-MESZÉNA, B., NUSSZER, A., SZILI GYÖRGYNE 1984.

Az Alföld prekambriumi-, paleozóos-, triász-, júra és alsókréta korú képződményeinek összefoglaló áttekintése a mezozóos és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően.

I Prekambrium-paleozóikum.
OKGT Adattár Kézirat.

BALINTONI, J. 1983.

Cristalline series of the Apuseni Mt. Guide to Excursion of Rom.-Hung. Geologists.
Manuscript.

DANK, V.-BODZAY, S. 1970.

A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek fejlődéstörténeti háttere.

DIMITRESCU, R. 1981.

Hypothesis sur la structure du soubassement du secteur sud oriental de la depression Pannonique. Rev. Rum. Geol. Geophys. Geogr. Ac.

- Sci. Romana. 25, 31 - 35. Bucuresti.
- KÖRÖSSY, L. 1956.
A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei. Föld. Közl. 86.
390 - 402-
- KÖRÖSSY, L. 1963.
Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. Föld. Közl. 93.
153 - 172.
- KÖRÖSSY, L. 1964.
Tectonics of the basin areas of Hungary.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. 8. 377 - 394.
- PATRULIUS, D. 1971.
Unitatea de Valani : un nou element structural al sistemului pinzelor de Codru /Muntii Apuseni/. - D.d.S. Inst. Geol. Buc. 57.
155 - 171- Bucuresti.
- STRECKEISEN, A. C. 1975.
Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Min. Abh. 107, 144 - 214.
- SÜMEGHY, J. 1947.
Adatok az Alföld földtani felépítéséhez.
Beszámoló a Föld. Int. Vitaüléseiről 1947 évi 4. ülés 61 - 73.
- SZALAY, Á. 1977.
Metamorphic - granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern Hungary, Acta Miner. Petr. Univ. Szeged, XXIII/I. 49 - 69.
- SZÁDECZKY, K. E. 1967.
Pannóniai medence szerkezeti és magmatektonikai kérdéseink megoldása: "geotumor elmélet".

SZEDERKÉNY, T. 1982.

Lithostratigraphic division of the Crystalline Mass in South Transdanubia and the Great Hungarian Plain. Newsletter of IGCP. Project. No. 5. Vol. 4. 100 - 106. Bratislava.

SZEDERKÉNY, T. 1983.

Összefoglaló földtani jelentés az Alföld kristályos alaphegységének komplex földtani - kőzet-tani - geokémiai vizsgálatáról. OKGT. Adattár. Kézirat.

SZEPESHÁZY, K. 1956.

A Magyar Medence aljzatának kristályos kőzetei. OKGT. Adattár. Kézirat.

SZEPESHÁZY, K. 1973.

Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeink kapcsolata. Ált. Föld. Szemle. 3, 5 - 57.

SZEPESHÁZY, K. 1978.

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti kapcsolatai. MÁFI. Évi Jel. 1978-ról. 173 - 186.

SZEPESHÁZY, K. 1979.

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Föld. Szemle. 12. 121 - 198.

SZUROVY, G. 1947.

A nagyalföldi újabb mélyfúrások hidrogeológiai eredményei. Hidr. Közl. 27. 17 - 20.

VADÁSZ, E. 1935.

Geology of Hungary Acad. Ed. Budapest.

WINKLER, H. G. F. 1976.

Petrogenesis of Metamorphic Rocks.

VÖLGYI, L. 1959.

A nagyalföldi kőolajkutató újabb földtani
eredményei. Föld. Közl. 89. 37 - 52.

METAMORPHIC ROCKS OF THE ÁLMOSD AND KÖRÖS-BERETTYÓ
UNITS

by P. Szili

Abstract

In the central and eastern part of the examined territory east of the river Tisza can be distinguished two units in the crystalline basement.

1. Álmosd Unit: here the schists are predominant and we haven't observed traces of migmatization so far. Metamorphism can be classified as Barrow-type (low gradient) of medium grade except two areas, in the first one it can be characterized by high grade, in the other one by presence of green schist facies. Green schist retrogressive and cataclastic metamorphism is generally widespread. This unit has resemblance to the Bihar Autochthon which is situated eastwards of it.
2. Körös-Berettyó Unit: where gneiss and migmatite are predominant. Metamorphism can be classified as Barrow-type (low gradient) of medium grade as well as migmatization and granitization which is linked with the high grade metamorphism. Green schist retrogressive and cataclastic metamorphism is generally widespread. Probably it proceeds into Szank Unit westwards and into the Codru Nappe-system eastwards.

Manuscript received: 30 April, 1985

Address of the Author: Szili Györgyné

Hungarian Hydrocarbon Institute

Százhalombatta

Pf. 32.

H-2443

ÁBRAALÍRÁSOK

- I. tábla
1. Hasadások, repedések mentén kissé szericitesedett disztén
1 nikol, M=60 x. Ártánd, gneisz
 2. Szericitesedett plagioklász, kloritosodott biotit, kvarc
Keresztezett nikol, M=60 x. Szeghalom, gneisz
 3. Hornblende, üde és szericitesedett plagioklász, titanit, kloritosodott biotit
Keresztezett nikol, M=60 x. Szeghalom, amfibolit
 4. Staurolit
Keresztezett nikol, M=50 x. Álmosd, csillámpala
- II. tábla
1. Amfibolit, Dévaványa
 2. Amfibolos gneisz, durvaszemcsés leukoszom differenciátummal, Szeghalom
 3. Amfibolos gneisz, durvaszemcsés leukoszom differenciátummal, Szeghalom
 4. Migmatit, Biharkeresztes
- III. tábla
1. Migmatit, Dévaványa
 2. Migmatit, Biharkeresztes
 3. Csillámpala, Derecske
 4. Diatexit, Dévaványa
- IV. tábla
1. Káliföldpátban mirmekites plagioklász és kvarc zárvány
Keresztezett nikol, M=60 x. Szeghalom, diatexit
 2. Pertites káliföldpátban kvarc és szericitesedett földpát zárvány
Keresztezett nikol, M=60 x. Szeghalom, diatexit
 3. Hasadozott káliföldpátban kvarc, biotit, plagioklász zárvány
Keresztezett nikol, M=60 x. Szeghalom, diatexit
 4. Biotitból kifejlődött szillimanit
Keresztezett nikol, M=60 x. Szeghalom, migmatit
1. ábra A metamorf kőzettípusok elterjedése
2. ábra A metamorf kőzettípusok magyszám szerinti százalékos megoszlása és előfordulási helye

3. ábra ACF - ÁKF diagramm a pre-metamorf kőzet meghatározására /WINKLER, 1976 után/
4. ábra ÁCF - ÁKF diagramm a pre-metamorf kőzet meghatározására /WINKLER, 1976 után/
5. ábra A granitoid képződmények diagrammja /STRECKE, KEISEN 1967 után/
6. ábra A Körös-Berettyó Egység aljzata kőzettani kifejlődésének vázlatos földtani szelvényei
7. ábra Az Álmosdi Egység aljzata kőzettani kifejlődésének vázlatos földtani szelvénye

CAPTIONS

- I. plate
 1. Kyanit replaced by sericite along its fissures
One nicole only, M=60x. Ártánd, gneiss
 2. Sericitic plagioclase, biotite replaced by chlorite, quartz
Crossed nicols, M=60x. Szeghalom, gneiss
 3. Hornblende, fresh and sericitic plagioclase, titanite, biotite by chlorite
Crossed nicols, M=60x. Szeghalom, amphibolite
 4. Staurolite
Crossed nicols, M=60x. Álmosd, micaschist
- II. plate
 1. Amphibolite, Dévaványa
 - 2-3. Amphibole gneiss with coarse grained leukosome differentiate, Szeghalom
 4. Migmatite, Biharkeresztes
- III. plate
 1. Migmatite, Dévaványa
 2. Migmatite, Biharkeresztes
 3. Micaschist, Derecske
 4. Diatexite, Dévaványa
- IV. plate
 1. Myrmekitic plagioclase and quartz xenolith in potash feldspar
Crossed nicols, M=60x. Szeghalom, diatexite

2. Quartz and sericitic plagioclase xenolith in perthitic feldspar
Crossed nicols, M=60x. Szeghalom, diatexite
3. Quartz, biotite, plagioclase xenolith in fissured potash feldspar
Crossed nicols, M=60x. Szeghalom, diatexite
4. Sillimanite developed from biotite
Crossed nicols, M=60x. Szeghalom, migmatite

Figure 1. Map of metamorphic rock type distribution

Figure 2. Percentage of metamorphic rocks in core and their occurrences

Figure 3-4. ACF - AKF diagram for the determination of the origin of the metamorphic rocks /According to WINKLER, 1976/

Figure 5. Diagram of granitoid rocks /According to STRECKEISEN, 1967/

Figure 6. Schematic cross-section of metamorphic basement in the Körös-Berettyó Unit

Figure 7. Schematic cross-section of the metamorphic basement in the Álmosd Unit



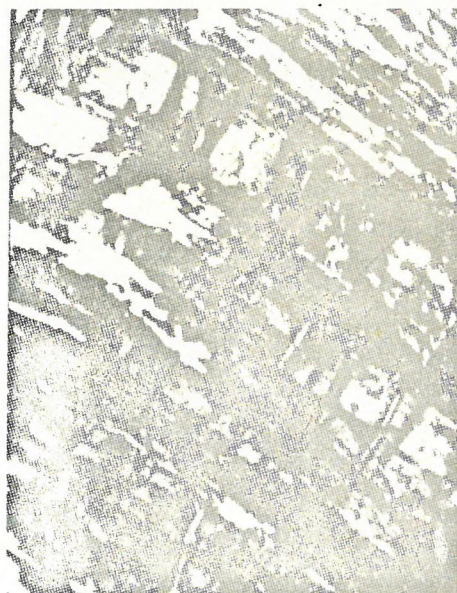
1



2



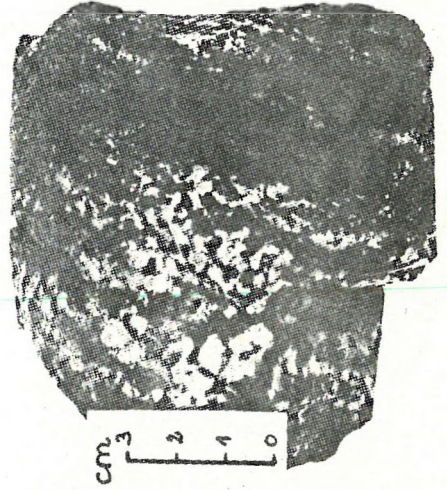
3



4

Plate I. tábla

1 2



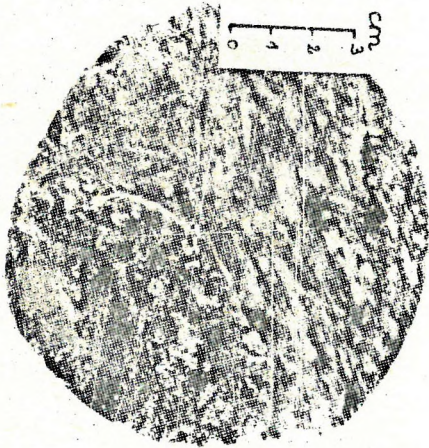
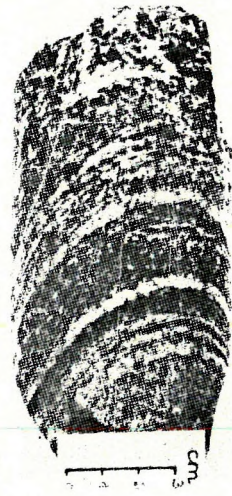
3 4



Plate II. tábla



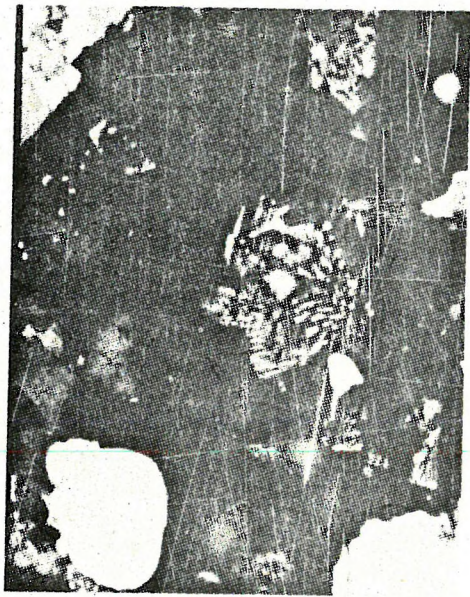
1 2



3 4

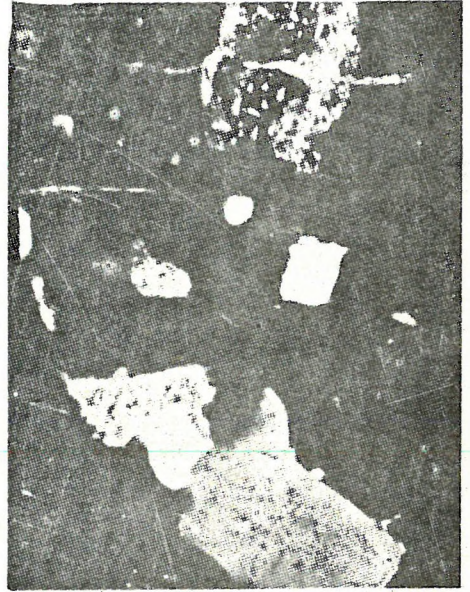


Plate III. tábla



1

2



3

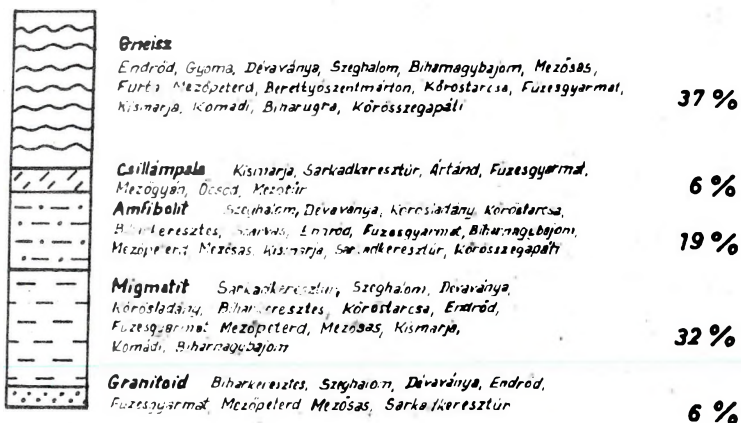
4



Plate IV. tábla

Metamorfi kézettípusok megszáma szerinti %-os megoszlása és előfordulási helyei:

Kőrös - Beregtyó Egységben



Álmosdi Egységben

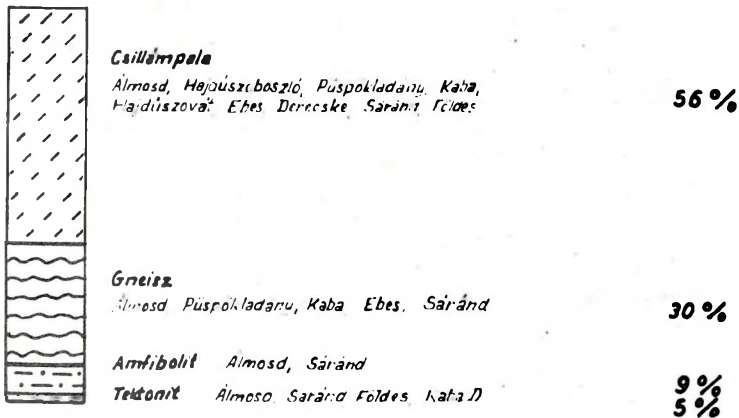


Fig. 2. ábra

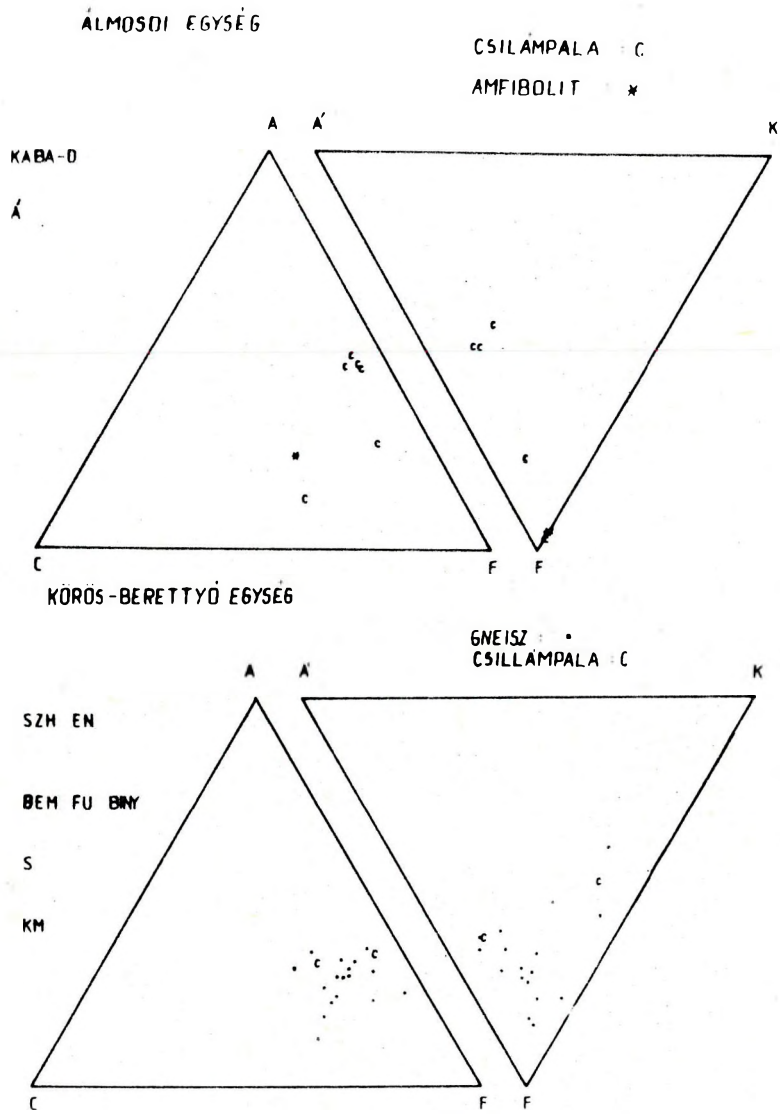


Fig. 3. ábra

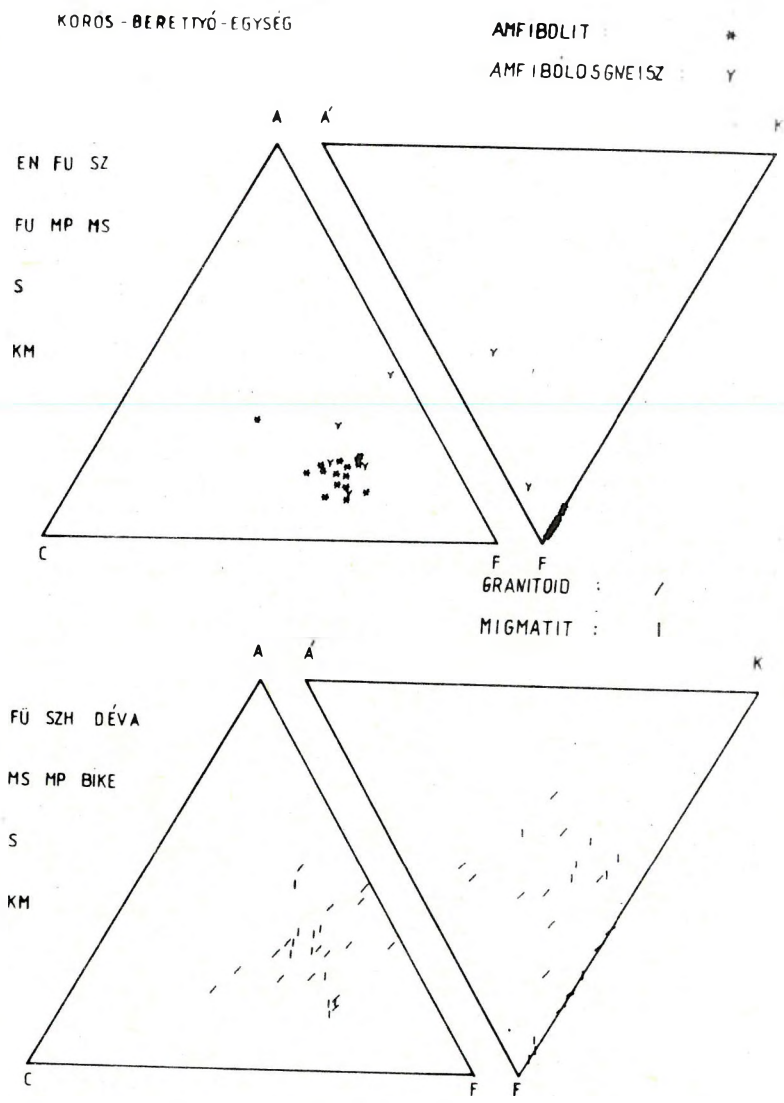
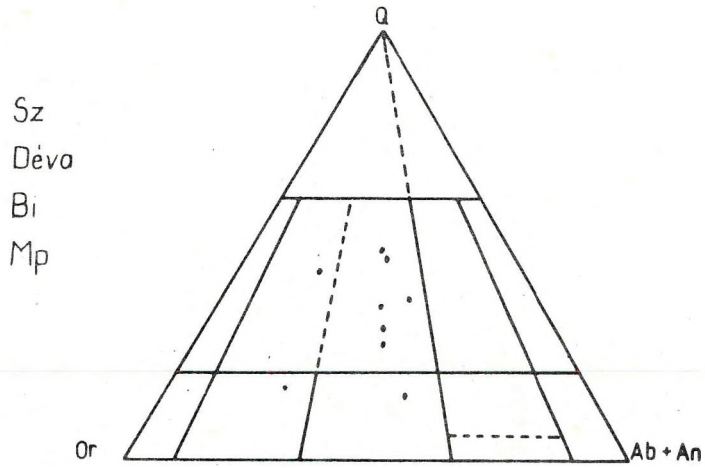


Fig. 4. ábra

Modal analizis



Normativ analizis

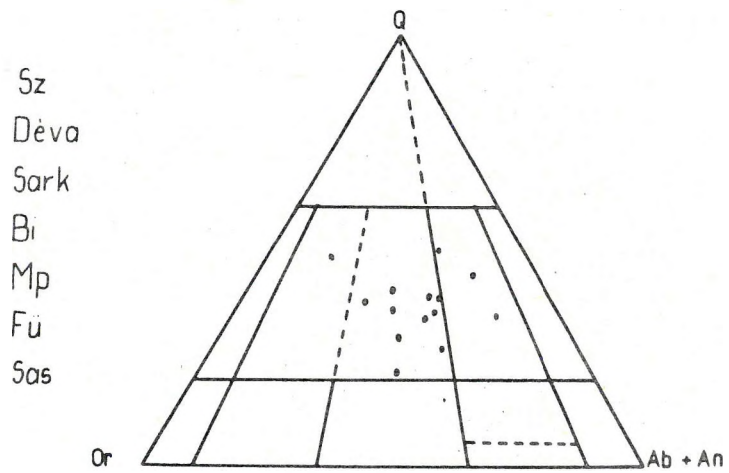
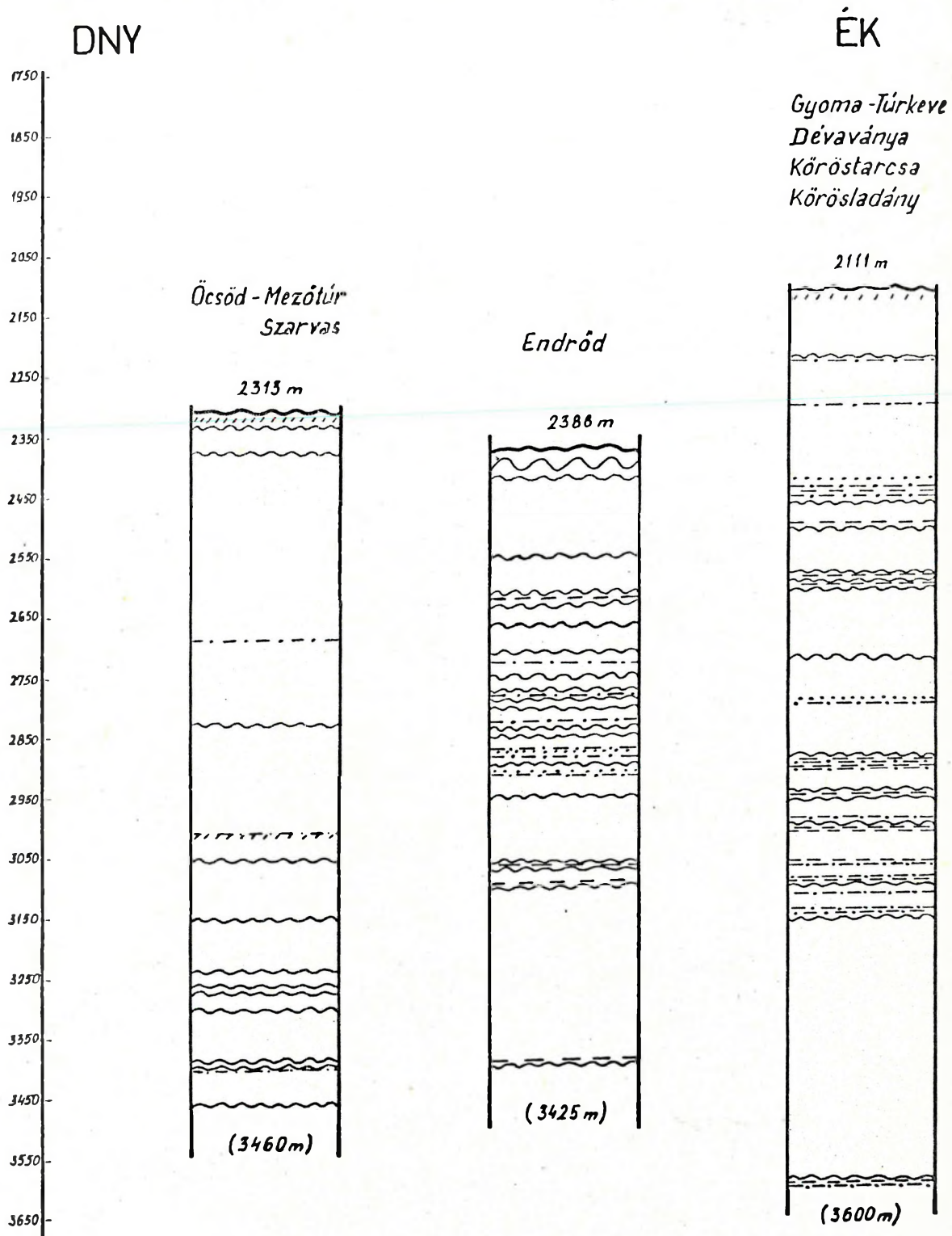


Fig. 5. ábra



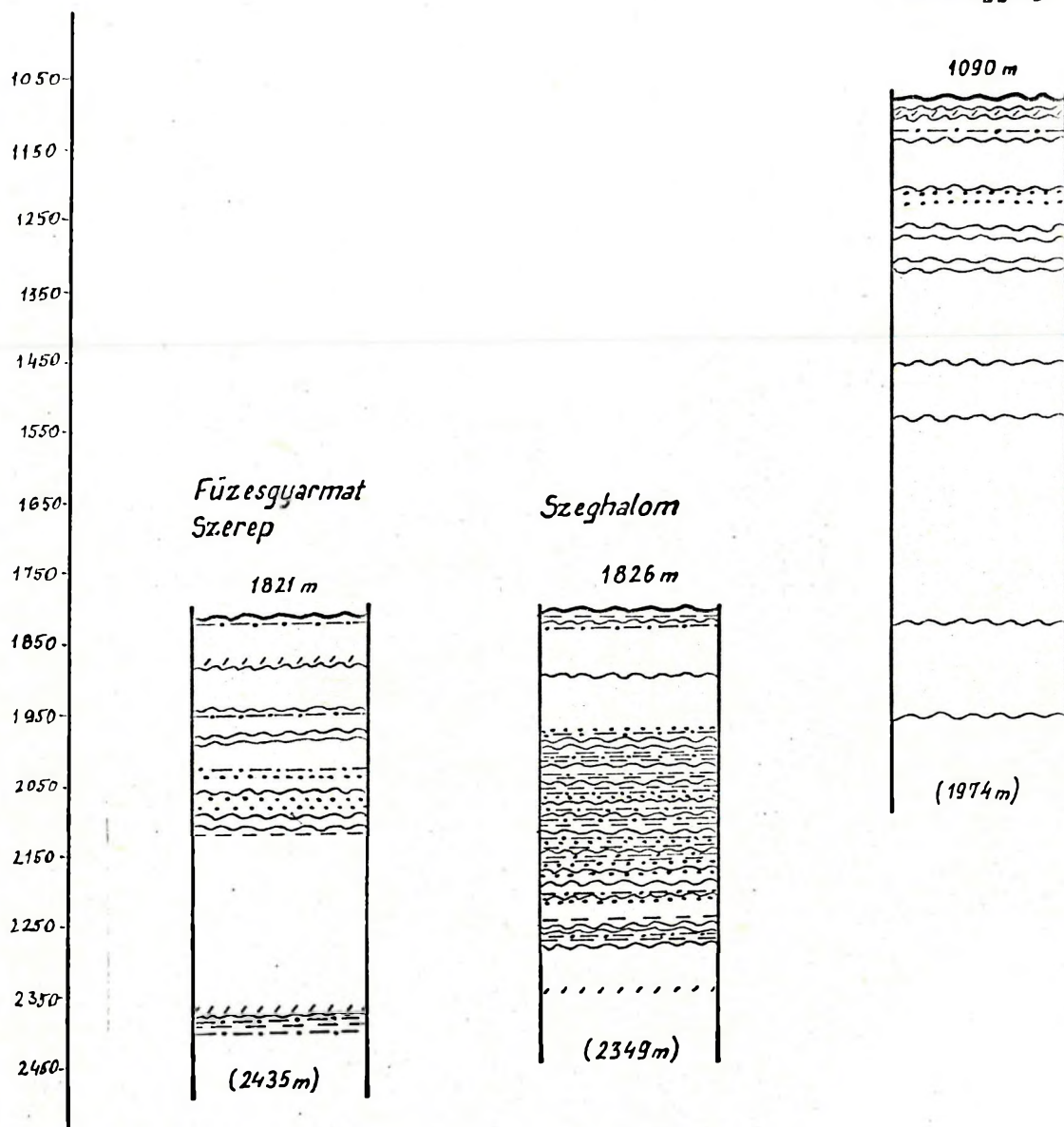
a

Fig. 6. ábra

DNY

ÉK

Biharnagybajom



b

Fig.6. ábra

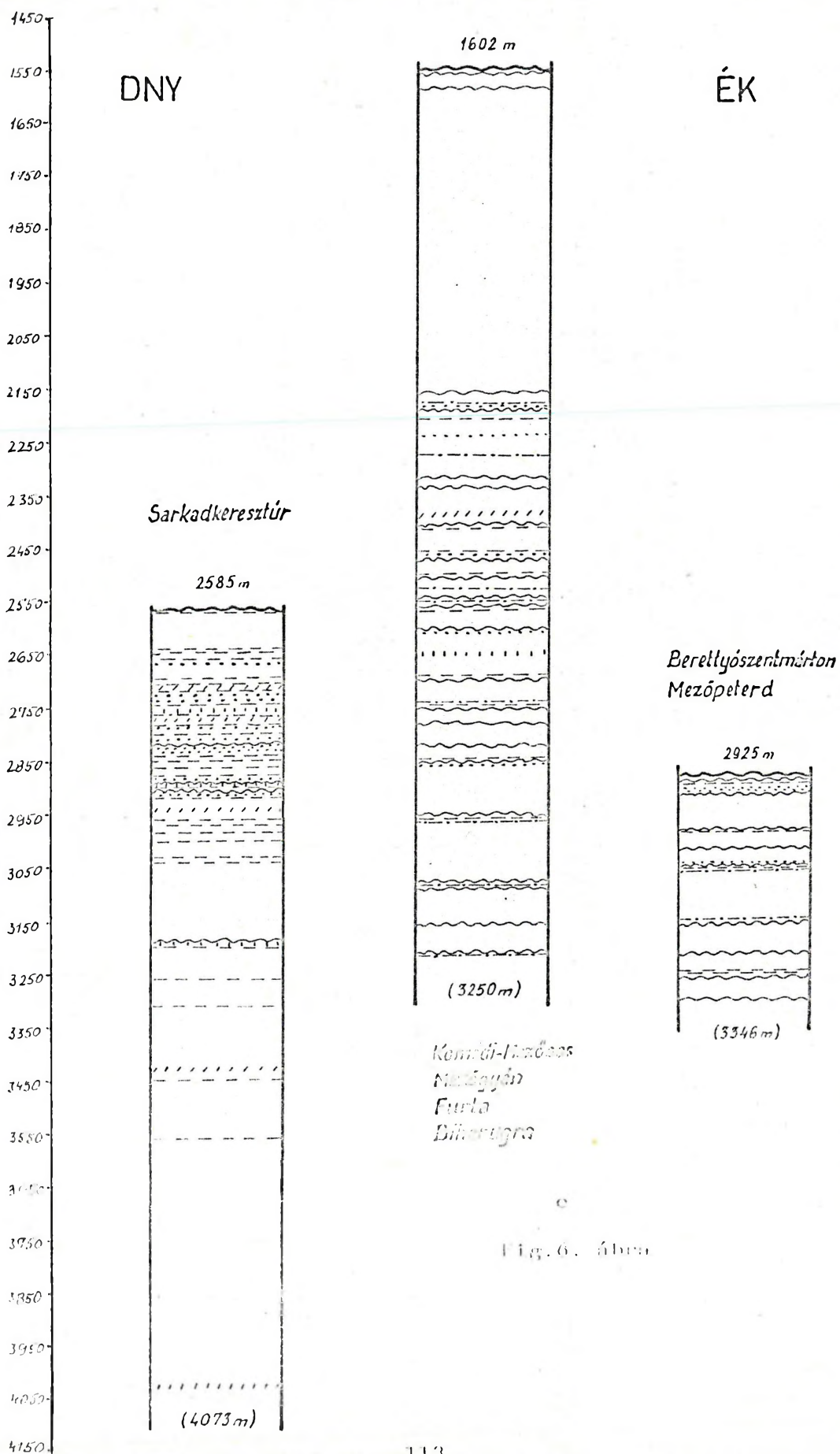


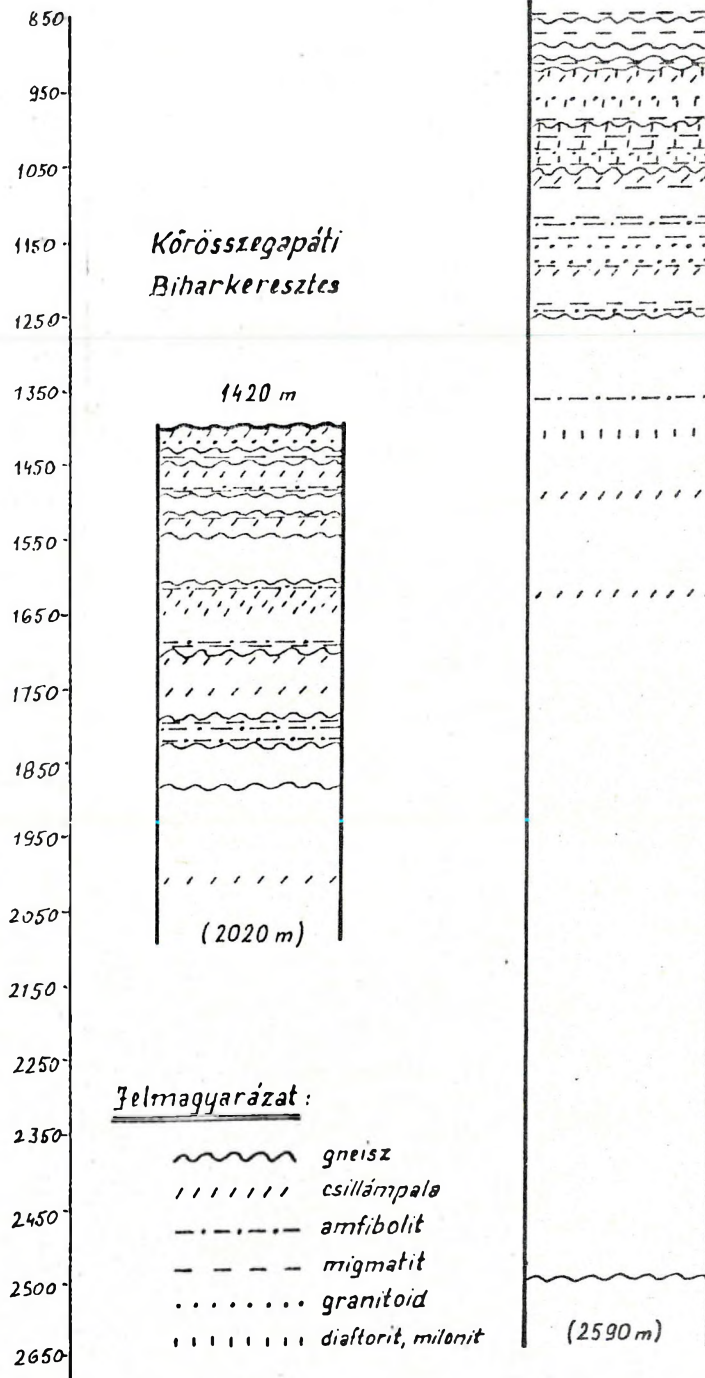
Fig. 6. ábra

DNY

ÉK

Kismerja

825 m



d

Fig. 6. ábra

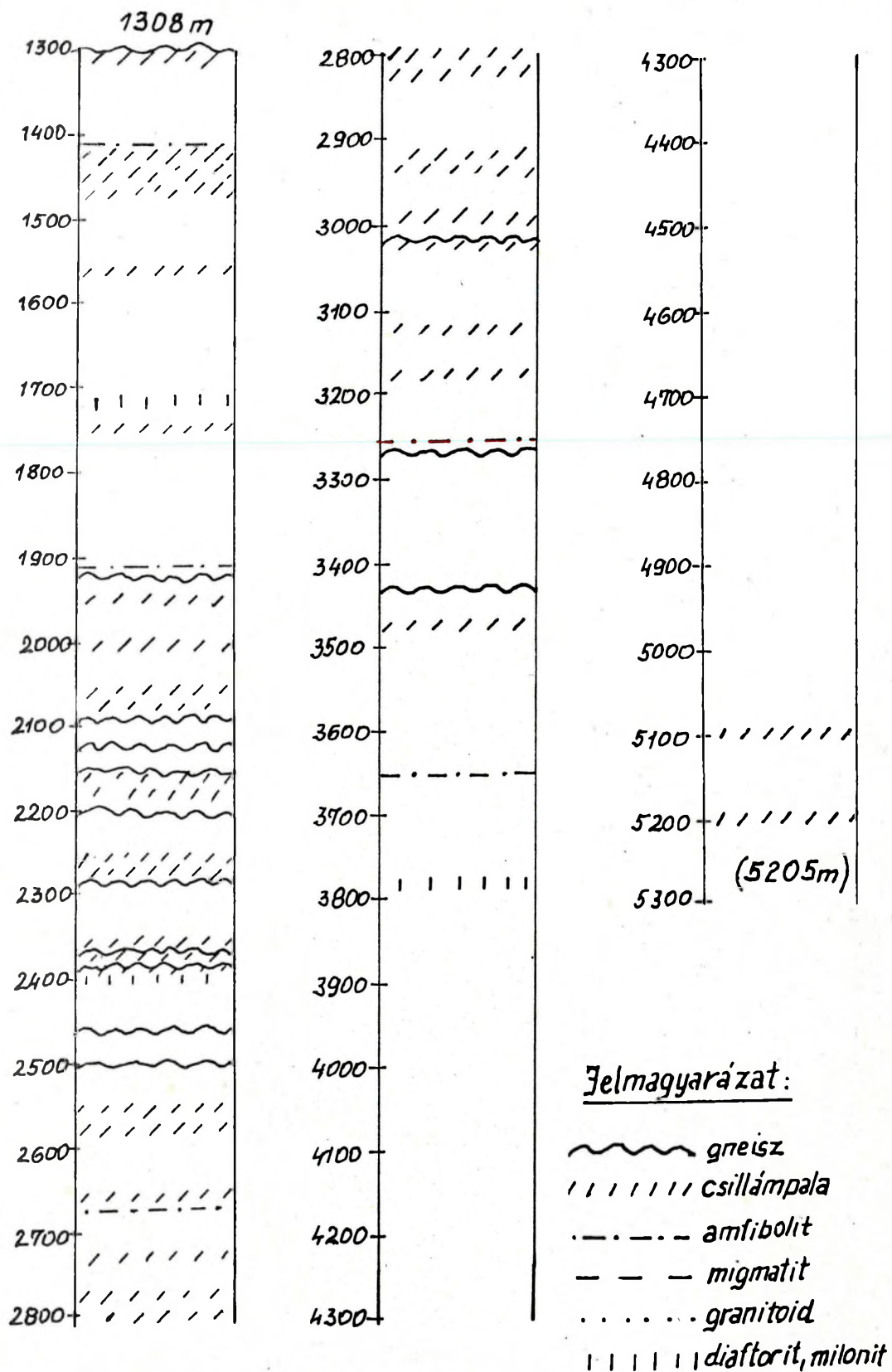


Fig. 7. ábra

A DUNA - TISZA KÖZE KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉGÉNEK LITO-
SZTRATIGRÁFIAI FELOSZTÁSA

Cserepesné Meszéna Bernadette^x

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: roche métamorphique,
litostratigraphie, formation, Grande Plaine-Hongrie.

ÖSSZEFOGLALÁS

A Duna - Tisza köze kristályos aljzatát közepes fokú /almandin - amfibolit fáciesű/ polimetamorf képződmények, ultrametamorf /migmás/ eredetű granitoidok, alacsony fokú /zöldpala fáciesű/ metamorfitek, továbbá tektonitok /katakklázitok, milonitok/ építik fel. Három egymástól különböző területi egység különíthető el /Kecskeméti-, Szanki-, Bácska-Csongrád Egység/, amelyeknek kőzetei egymástól települési viszonyaikban, metamorf kőzetfejlődésükben különböznek. Mindhárom területi egység képződményei számos formációba sorolhatók, amelyek egymással részben korrelálhatók, részben nem. Az egyes formációk igen nagy hasonlóságot mutatnak az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/ bizonyos sorozataihoz és ezeknek a hasonlóságoknak ill. néhol azonosságoknak a felhasználásával bizonyítható, hogy az Erdélyi Középhegység takarói az Alföld üledékei alatt is továbbnyomozhatók.

^xElőadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztály 1985. március 6-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1985. május 2.

BEVEZETÉS

A Magyarország medencealjzatát felépítő négy tektonikai egység közül a Duna - Tisza köze a legdélebbi, a Mecsek hegységet az Erdélyi Középhegységgel összekötő zóna középső részén helyezkedik el /1. ábra/.

A kristályos alaphegységet szénhidrogén-kutató fúrások tárták fel, a kutatás az ötvenes években kezdődött és a mai napig tart. A Duna - Tisza között 483 fúrás tárt fel metamorf kőzeteket, amelyekből 957 magminta származik. Az olajipari fúrások jellegüknél fogva nem végig magfúrással mélyülnek, sokszor egy fúrásból csak egy-két magmintát vesznek, néha egymástól több száz méterre. Ez a tény a pontos kőzettani feltérkép készítését lehetetlenné teszi.

A kőzetmintákat az elmúlt 30 év folyamán számos kutató feldolgozta. Az alapidokumentációt az olajipar különböző vállalatainak petrográfusai /Szepesházy K., Juhász Á., Szalay Á., Csongrádi B.-né, Matyók Ilona, T. Kovács Gábor/ készítették.

Szepesházy Kálmán a kőzetek kitűnő leírásain kívül számos területi összefoglaló jelentésben /SZEPESHÁZY 1958.; 1966.; 1971.; 1974./ tette közzé a Duna - Tisza köze metamorf aljzatáról szóló ismereteit. Az ő nevéhez fűződik többek között a polimetamorfózis, a milonitosodás felismerése is. A metamorf formációkat a Kárpátok és az Erdélyi Középhegység egyes sorozataival azonosította /SZEPESHÁZY 1973.; 1979./ és ezzel bebizonyította az Alföld takarós szerkezetét.

JUHÁSZ, Á. 1966.; 1969a.; 1969b.; 1969c. összehasonlító vizsgálataival először hívta fel a figyelmet a migmatitosodásra.

SZALAY, Á. 1977. az egész Alföld metamorf képződményeiről szóló regionális munkájában megállapította, hogy az Alföld metamorf alaphegységének nagy részét polimetamorf bio-

tit-plagiokláss gneiszek, csillámpalák és amfibolitok építik fel, amelyek igen gyakran migmás jelenségeket mutatnak. A polimetamorf képződményeket szerinte fiatal gránit testek törik át. A Dél-Alföldről zöldpala fáciesű kloritpalákat írt le. Megállapította, hogy a polimetamorf kőzetek három tektono-metamorf ciklus alatt képződtek, az első ciklus egy amfibolit fáciesű regionális metamorfózis volt, amelynek a befejező fázisában képződtek a migmatitok, a következő egy regresszív fázis volt milonit és diaftorit képződéssel, amelyeknek ásványos összetétele megegyezik a zöldpala fáciesű képződményekkel, a befejező ciklus metasomatikus átalakulásokat okozott és a késő kinematikus gránitokat hozta létre.

ÁRKAY, P. 1978.; 1980a.; 1980b.; 1981. a Duna - Tisza köze számos kutatási területének metamorfitjait dolgozta fel, röntgendiffrakciós és elektromikroszkopos mérései az egyedüliek, amelyek az egyes metamorf ciklusok számszerű nyomás-hőmérséklet viszonyait megadják.

BUDA, GY. 1970. a Duna - Tisza köze Északi részének granitoidjait hasonlította össze a mecseki granitoidokkal. Fedorov-asztalos ill. röntgendiffrakciós földpátvizsgálataival a gránitok keletkezési viszonyait állapította meg. A jelen dolgozatban lévő földpátvizsgálatok is nagyrészt az ő irodalomból átvett és továbbfejlesztett módszereivel készültek.

SZEDERKÉNYI, T. 1978. az Ásotthalom-Kelebiai területről készített részletes petrográfiai jelentést. Az egész Alföld metamorfitjaival foglalkozó monográfiájában /SZEDERKÉNYI, T. 1982.; 1983./ a következő lényeges megállapításokat tette: Az Alföld kristályos tömegét két formációcsoportba és további tizenegy formációba lehet sorolni. Egy dél-magyarországi takaróövet és egy közép-magyarországi "autochton"-t lehet különválasztani. A takaróöv túlnyomóan csillámpalából áll, igen magas Al_2O_3 tartalommal, kevés amfibollal, viszonylag sok savanyú metavulkanittal, márvánnyal. Az "autochton" ugyanakkor túlnyomóan gneiszből áll, közepes Al_2O_3

tartalommal, viszonylag sok amfibolittal.

A polimetamorfózis első szakasza /regionális metamorfózis/ a takaróövben kisnyomású-, az autochtonban közepes nyomású /Barrow típusú/ metamorf átalakulást hozott létre, amely egyes vonulatokban a gránitosodásig fejlődött. A polimetamorfózis második szakasza az előzőkhöz képest retrográd, tektonikus metamorf átalakulás, amely a takaróövben blasztonilonit képződést, az autochtonban kataklázosodást okozott. A harmadik szakasz az egész Alföldre kiterjedő klorit zónás retrogresszió. Szederkényi igazolta az un. "Tisia mikrolemez" az Alföld, az Erdélyi Középhegység, É-Bánát, É-Vajdaság összetartozását.

VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

A kőzetminták makroszkópos - mikroszkópos leírásán túlmenően meghatároztuk a mikroszkópos ásványösszetételt /mintánként 2-3 vékonycsiszolatból/. Néhány esetben ezt összevetettük a röntgendiffraktométeres felvételekből számított értékekkel. A gránitok kémiai elemzéséből C.I.P.W. katanormás átszámításokat végeztünk, szintén a kőzetalkotó ásványok mennyiségi meghatározása érdekében. Az átszámítások TPA-1140 MU típusú számítógépen, MUCSI, A. programja alapján, a kémiai elemzések a MÁFI laboratóriumában, DÉR, J.-né; SOHA, I.-né; EMSZT, M. vezetésével készültek. A kémiai elemzésekből így kapott kémiai összetételt a STRECKEISEN, 1975 féle diagramban ábráztuk.

A kőzetek, különösen a granitoidok részletesebb vizsgálatánál a földpátok szerkezeti sajátosságait próbáltuk meghatározni. Optikai úton, Fedorov asztallal meghatároztuk a földpátok kristálytani tengelyei és a hasadási /ikersíkok közötti szöveget, ami a plagioklászoknál az ikertípusra és az An %-ra, a K-földpátnál a triklinitásra ad felvilágosítást, továbbá a tengelyszöveget, a 2V-t, ami többek között a keletkezési hőmérsékletre utal. A földpátokra irányuló röntgen-

vizsgálatoknál a K-földpátoknál LAVES, 1960 módszerével meghatároztuk a triklinitás /rendezettség/ értékét, a plagioklászoknál BAMBAUER, CORLETT et al. 1967, módszerével számoltuk az An %-ot és a Si/Al rendezettségi fok megváltozásait. A mérések Philips PW-1730 típusú diffraktométerrel / Cu K α radiáció, 40 kV, 30 mA, scintillációs számláló, grafit monokromátor, divergencia - és detektor rés:1 $^{\circ}$, goniométer sebesség 2 $^{\circ}$ /perc ill. 1/2 $^{\circ}$ /perc. A berendezés programozható, KISS, S. programja alapján a számláló 2 másodpercig számolja a beütésszámokat, az írógép kiírja, a léptető motor 0,01 $^{\circ}$ -onként lép tovább/. A kémiai elemzésekből HP-9830 típusú számítógépen, BESSENYEI, I. programja alapján kiszámoltuk és a számítógéppel kirajzoltattuk a WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF értékeket, amelyek segítségével a kőzetek eredetét kívántuk meghatározni.

Az összehasonlítás kedvéért a kőzeteken un. CLUSTER - analízist végeztünk. A CLUSTER - analízis olyan többváltozós statisztikai eljárás, amely a minták vizsgált paraméterek szerinti belső természetes csoportját tárja fel. A vizsgálat során minden mintát egy adatsor jellemzett, jelen esetben a 14 kémiai alkotó. A CLUSTER - analízis ezeket az un. többdimenziós vektorokat - jelen esetben 14 dimenziós - hasonlítja össze. A leghasonlóbb tulajdonságú minták egy clusterbe fognak tartozni, minden egymástól különböző cluster más-más tulajdonság együtteseket képvisel. Az eljárások a hasonlósági mutató és a redukciós mérték megválasztásától függően mások és mások. Jelen vizsgálatokban a hasonlósági mutató az adatsorok közötti korrelációs együttható volt. A clusterok a hasonlósági mutató egy adott szintjén dendrogramokon definiálható mintaosztályok. A számításokat TPA - 1140 MU típusú számítógépen, GEIGER J. programja alapján végeztük.

EREDMÉNYEK

A Duna - Tisza közén három szerkezeti egység különíthető el, amelyek kőzettani felépítése egymástól lényegesen különbözik.

I. K E C S K E M É T I E G Y S É G

A. Elhelyezkedés

A Kecskeméti Egység fúrásait a Duna - Tisza köze középső részén mélyítették. A metamorf alaphegység É - i folytatását fúrások hiányában nem ismerjük, K - felé a Szolnok - Debreceni nagyvastagságú f. kréta - eocén flis eltakarja, tehát K -i határát mesterségesen a Tisza vonalában húzzuk meg. NY - felé a Zágráb- Tokaji nagytektonikai vonal határolja, a képződmények DNY - felé a Mecsek hegységben nyomozhatók /BUDA, GY. 1972.;1981.; JANTSKY, B. 1976./

A Mecseki granitoidokat NY - ról lezáró É - D irányú Szigetvári törés feltehetően a Kecskeméti Egység kőzeteinek is a NY - i határa. A D- i határt pontosan meghúzni nem tudjuk, feltehetően a Kecel, Szank NY - i területeken végződik, a Kiskunhalas - ÉK, Tázlári milonitok jelölhetik a Kecskeméti és a tőle D- re lévő Szanki Egység /takaró/ közötti zúzott övet /1. ábra/.

B. Litológiai tagolás

A területen 39 fúrás mélyült, a fúrásokból 5 kőzettípust ismertünk meg; a soltszentimrei, izsáki, kecel-K-i, bócsai szénhidrogén kutatási területről gneiszet - csillámpalát, Soltszentimréről, Ujszilvásról, Ceglédről, Izsákról, Kecel-K-ről, Kecskemétről, Sztalinvárosból, Törtelről, elő-

került migmatitot, a ceglédi, kecskeméti nagykőrösi, soltvadkerti, soltszentimrei gránitot, anchimetamorf kova-, arva-, homokkőpalát Bócsáról, Nagykőrösről és Törtelről, majd végül milonitokat Bócsáról, Jászságról és Törtelről. Mind az öt kőzettípus elkülönült egységekben jelentkezik, az egymáshoz való kapcsolatuk tisztázása a kőzetminták alacsony száma miatt nem lehetséges.

GNEISZ - CSILLÁMPALA

Szürke finomszemű, porfiroblasztokat nem tartalmaz, jól palás, gyakran gyürt kvarcból, csillámból, / ± plagioklászból/ áll. A csillámok közül a biotit a gyakoribb, az esetek többségében kloritosodott. A plagioklász alacsony hőmérsékletű, 18-32 An % - u oligoklász. Járulékos elegyrészként gránát, zoizit, apatit figyelhető meg.

MIGMATIT

Az átmeneti migmatitok pontos elnevezése nem lehetséges, mert a kb. 10 cm széles magdarabokon a leukoszom, melanoszom formák nem tanulmányozhatók. A csekélyszámú magminta 1-2 mm - es, cm - es sötét és világos sávokból, vagy lencséből, gumókból áll, amelyek mindig éles határvonal mentén érintkeznek.

Gyakoriak a ptigmás erek. A sötét, melanoszom részek mind szövet, mind ásványösszetétel szempontjából megegyeznek az előbb említett gneiszekkel, csak az egyes ásványok gyakoriságában térnek el egymástól.

GRÁNIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A MEHNERT, 1968 nomenklatura szerint diatexit állapotú

gránitot tárt fel a legtöbb fúrás. Ez a kőzet általában vörös és fehér foltos, vagy szürke, nem jól homogenizált, igen változó szemcseméretű, a ceglédi és kecskeméti területeken vörös és fehér foltos plagioklászból, lilásszürke K-földpátból, a soltvadkerti területen élénk vörös K-földpátból és fehér plagioklászból, valamint helyenként némi palásságot mutató biotitból áll.

A főásványok közül a földpátokat vizsgáltuk részletesen és felhasználtuk BUDA, GY. 1970. munkáját is.

A következő generációk különíthetők el /CSEREPESNÉ, 1980./

A plagioklásznál két generáció: az első szabálytalan alakú, vagy izometrikus, 45 % - ban ikermentes, 55 % - ban ikres, ezek közül is a komplex és paralell ikrek gyakoriak, főleg a periklin, albit /ala, albit/karlsbadi, a normál albit iker ritkább. Az ásványban gyakoriak a kerek, vagy esőcseppszerű kvarc zárványok és jellegzetes a mirmekit struktúra. A szericitesedés helyenként igen jelentős. Röntgenmódszerrel és optikailag is az An % 17-31, a 2V 82-90° között változik. A következő generáció ennél savanyubb, 6-12 An % - u, a kristály mindig üde, ált. ikerlemezes, főleg albit ikreket alkot, s idiomorfabb az oligoklásznál, de gyakran csak az oligoklász pereme körül képződött vékony xenomorf sávként észlelhető. A 2V +76 - +88°. Mindkét plagioklász generáció alacsony hőmérsékletű.

A K-földpátnak 3 típusa ismert, feltehetően legidősebb a $\Delta_1 = 0,68-0,78$ triklinitású, -72 - -76° 2V-jü, nem ikres, de általában a 001 és 110 szerint sűrűn hasadozott, hipidiomorf, vagy izometrikus, vastagpértit zsinorokat tartalmazó, ortoklász-mikroclin átmeneti kristály, az ortoklász túlsúlyával. Következő a $\Delta_2 = 0,85$ triklinitású, teljesen xenomorf, tömeges mennyiségű plagioklász és biotit zárványt tartalmazó, hullámos, foltos kioltású, a szemcse szélein néhol a mikroclin jellegzetes albit-periklin ikresedését mutató, gyakran pertites mikroclin, aminek 2V - je

egyedekben más és más, $-76 - -86^{\circ}$ között változik. Harmadik a maximális triklinitású, teljes mértékben ikerlemezekből álló, de a második típusnál jóval kisebb, csak pár tized mm - es, -86° 2V - jü mikroklin. A peritit zsinorok itt is gyakoriak.

Az átmeneti típusú migmatitokban az első generációs plagioklász és ha van, akkor az első és második típusú K-földpát a gyakoribb, a harmadik nem jelentkezik; a diatexitnél a két fajta plagioklász közel azonos mennyiségben van, a mikroklines ortoklász ritkább, uralkodik a második és harmadik K-földpát típus.

A főásványok gyakorisági megoszlását a 2. ábra szemlélteti. A migmatitosodás előrehaladásával a K-földpát mennyisége nő, a csillám /+klorit/ és a kvarc mennyisége csökken, a plagioklász mennyisége az átmeneti típusú migmatitok leukoszom differenciátumaiban éri el a maximumot.

A vékonycsiszolatokban mért ásványos összetétel jó egyezést mutat a C.I.P.W. katanormákkal /3. ábra/. A Kecskeméti Egység gránitjai és migmatitjai kivétel nélkül a monzogránit mezőbe esnek a STRECKEISEN, 1975 féle diagramban.

A gránitok és migmatitok között a CLUSTER analízis különbséget nem mutat, a minimális hasonlóság is csak 62 %, az egymástól legtávolabb álló kőzetminták között is igen erős rokonság áll fenn. /4. ábra/.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagramok segítségével a kőzetek eredetét, metamorfózis előtti mibenlétét próbáltuk meghatározni /5. ábra/. A granitoidok nagy része agyag és grauwacke eredetűnek bizonyult, de egy részük a mormál gránitokénál jóval nagyobb Al tartalommal jellemezhető.

Mint már említettük a Kecskeméti Egység granitoidjai szoros genetikai kapcsolatban vannak a Mecsek hegységi granitoidokkal. JANTSKY, B. 1976. a Mecsek hegységben fokozatos granitosodást mutat ki, a gyengén metamorf homokkőtől egészen a jól homogenizált gránitig. BUDA, GY. 1972.; 1974.; 1981. szerint a Mecsek hegységben szinorogén anatexis és késő orogén K-metaszomatózis játszódott le. A mecseki /mórági/ granodiorit plagioklásza bázisosabb, a komplex iker az uralkodó, a szerkezet rendezetlenebb és magasabb a kristályosodási hőmérsékletük /amfibolit fácies/.

Innen a Duna - Tisza köze felé haladva csökken az An - tartalom, fokozódik a szerkezeti rendezettség, az egyszerű ikerrek dominálnak, a Duna - Tisza közén pedig már egy másodlagos albit generáció is megjelenik.

A K-földpát szerkezetét max. vagy közel max. triklinitás jellemzi. Gyakran porfiroblasztos megjelenésű, gazdagon zárványos, jellemző a keresztrácsozású ikresedés. A Barth-féle hányadosból számított keletkezési hőmérséklet $500-550^{\circ}\text{C}$ /amfibolit fácies/.

A mórági gránit K-földpátja majdnem minden esetben kettős triklinitású $\Delta_1 = 0,51; \Delta_2 = 0,90/$.

A Duna - Tisza között a két triklinitás közötti különbség kisebb $\Delta_1 = 0,67; \Delta_2 = 0,89 /$.

BUDA, 1972 szerint a Mecsek hegység és Duna - Tisza köze irányában húzódó üledékgyűjtő feltehetően eugeoszinklinális jellegű agyagot, grauwackét tartalmazott. Ezen kőzetek szinorogén anatexites granitosodás hatásának voltak kitéve. A későorogén szakaszban újabb süllyedés és ezzel járó hőmérsékletnövekedés nyomán az alapanyag K-földpátjainak részleges mobilizációja és migrációja ment végbe. A hatás a geoszinklinális legmélyebb részén erőteljesebb volt és ez granodiorittá alakította a Mecsek hegységi kőzeteket, míg

a Duna-Tisza közén a folyamat kisebb intenzitásából eredően megmaradt a gránitos összetétel. A felszabaduló K, Si, Al stb. létrehozta a későorogén K-metaszomatikus dykok, kis batolitok formájában megjelenő gránitokat, gránitaplitokat. LEFKES-PELVÁRI, Gy. 1981. vizsgálatai szerint a mecseki gránitosodás magas geotermikus gradiensű volt, andaluzit képződés mellett zajlott le.

A mecseki granitoidoknak az Erdélyi Középhegységben /Mti Ápuseni/ analógiájuk nincsen.

MILONIT

A nagyon erős, tektonikus hatásokhoz kapcsolódó retrográd metamorfózis, diaforézis a kőzeteket néhol oly mértékben átalakította, hogy eredetük nem minden esetben tisztázható. Jelenleg már csak finomra őrölt, szubmikroszkópos kvarc, szericit, csillám mátrixban nagyobb, pár cm-es, diaforitos kvarc - földpát - csillám tartalmu, áramvonalas kőzetklasztok figyelhetők meg. A kőzet gránit eredetére a néhol felbukkanó, még üdén megmaradt mikroklin kristályok utalnak.

KOVA-, HOMOKKŐ-, AGYAGPALA

A kőzettípusok vékony, pár mm-cm vastag világosszürke és sötétszürke sávokból állnak, attól függően, hogy mennyi antracit-grafit ill. kvarc homokszemcse építi fel őket. A homokkövek kötőanyaga kriptokristályos kova, amelyben hajszálvékony szericitszálak figyelhetők meg.

A kőzetek csak gyenge metamorfózist szenvedtek, az eredeti üledékes bélyegek még felismerhetők.

Földtani analógiák

Hasonló típusu képződmények az Alföldön Kiskunhalas és Forráskút közelében találhatóak. Távolabbi analógiák alapján ezt a formációt esetleg az Erdélyi Középhegység P a i - u s e n i sorozatával lehetne azonosítani. A P a i u s e n i sorozat a. metahomokkő - metakonglomerátum, b. metabazalt - metadolerit, c. fillit összletéből felső-szilúr - alsódevon /a/, középsődevon /b/, felsődevon - alsókarbon /c/polleneket mutattak ki, a metamorfózis feltételezett kora variszkuszi./IANOVICI et al. 1976./

C. Kronológia

A képződményeknek csak az egymáshoz való korviszonyát tudjuk megadni. Három metamorf ciklust tudunk elkülöníteni:

I. a. Amfibolit fáciesű Barrow típusu metamorfózis:
gneisz - csillámpala képződés

b. Ultrametamorfózis: migmatit, gránit képződés

II. Retrográd metamorfózis tektonit képződéssel

III. Nagyon kis-kis foku metamorfózis: homokkőpala, kovapala képződés

II. SZANKI EGYSÉG

A. Elhelyezkedés

A Szanki Egység metamorfitjainak határvonala mind a négy égtáj felé bizonytalan. É - i határa - mint már említettük - valahol Kiskunhalas - Tázlár - Szank NY - i milonitoktól É - ra kereshető, a D - i végénél, Bácskában nincsenek fúrások, ami alapján a határ pontosabban meghúzható lenne. A két egységet elválasztó vonal Érsekcsanád és Madaras, Kiskunhalas NY és Kelebia, Szank és Üllés között nyomozható. /1. ábra/. K - felé folyamatos az átmenet a Kőrös - Berettyó Egység képződményeihez, még tovább K -re pedig az Erdélyi Középhegység Kodru takarórendszerének metamorfitjai felé. NY - on az Egység kőzetei a Görcsönyi hátság, a Gyódi fúrások környékén /JANTSKY, 1976.; SZEDERKENYI, 1976/ váltak ismertté.

B. Litológiai tagolás

A területen 191 fúrás érte el a kristályos alaphegységet, a következő hat kőzettípust tárták fel:

Gneisz - csillámpalát: Érsekcsanádon, Felgyőn, Kecelen, Kiskunhalason, Sükösdön, Szankon, Tázlárán,

amfibolitot: Szankon, Jászszentlászlón, Miskén, Tázlárán,

migmatitot: Érsekcsanádon, Jánoshalmán, Jászszentlászlón, Kiskunhalason, Szankon,

gránitot: Érsekcsanádon, Jánoshalmán, Jászszentlászlón,

Kecelen, Kiskunhalason, Kömpöcön, Miskén, Szankon,
milonitot: Kiskunhalason, Tázláron, Szankon, Jánoshalmán,
és végül fillitet Kiskunhalason és Tázláron.

A fő különbség a Kecskeméti Egység kőzeteivel szemben az,
hogy míg ott nem követhető folyamatosan a migmatitosodás,
itt folyamatos átmenetek vannak a gneisz és a gránit kö-
zött; a gneisz mellett az amfibolit is jelentős szerepet
játszik mint paleoszom, továbbá bizonyítható az olvadáshoz
szükséges magas hőmérséklet.

GNEISZ

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Szürke, finomkristályos, jól palás, uralkodóan kvarc - pla-
gioklász - csillám /amfiból/ összetételű kőzetcsoport, né-
hol kevés csillámpala betelepüléssel. Fokozatos, jól megfi-
gyelhető átmenet van mind a milonitok, mind a migmatitok
felé. A plagioklász An % - a 10-28, a 2V -86 - +86° között
változik. A biotit ritkán üde, általában penninesedett.
Járulékos elegyrészként gránát, zoizit, klinizoizit, tita-
nit, /gyakran leukoxénesedett/, cirkon, apatit figyelhető
meg.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagramokról /6. ábra/leol-
vasható, hogy a területegység gneiszei /csillámpalái/ grau-
wacke ill. agyag kiindulási összetételűek, tehát üledékes
eredetűek.

ÁRKAY, P. 1978 a kiskunhalasi metamorfitekrol szóló munkájában megállapította, hogy az első, progresszív metamorf szakasz ásványegyüttese: kvarc, plagioklász/uralkodóan $An_{6-10}; max. An_{30}$ / biotit, muszkovit, gránát / \pm K-földpát, apatit, rutil, zoizit/. E paragenezis képződési hőmérséklete az almandin izográd és a staurolit izográd közötti értékek /kb. $490-550^{\circ}C$ /, a koegzisztens biotit-muszkovit ásványpár Na és K megoszlási együtthatói alapján kb. $530^{\circ}C$ -nak valószínűsíthető. Ez a hőmérsékleti intervallum a kiskunhalasi metamorfózis /zöldpala fácies nagyhőmérsékletű részének, a kvarc-albit-epidot alfáciesnek/ felel meg. A kiskunhalasi gneiszek első progresszív metamorf szakaszának nyomásviszonyairól nincsenek adatok.

ÁRKAY, 1981 munkájában a szanki gneiszek keletkezésének nyomás-hőmérséklet viszonyait vizsgálta. Az első progresszív metamorfózis fizikai paramétereinek kvantitatív meghatározásához, az első metamorfózisnál feltehetően fiatalabb, migmatitosodással, granitosodással, kapcsolatos "hőcentrumoktól" viszonylag távolabb fekvő mintákat választotta ki. Kritikus ásványok hiányában a koegzisztens ásványok elem megoszlási arányainak p-t függő változásain alapuló geotermo-és barométereket alkalmazta. A gránát-biotit ásványpár $Mg/Mg+Fe+Mn$ megoszlásán alapuló termométer $540^{\circ}C$, a muszkovit-biotit ásványpár Na/Na+K+Ca megoszlási arányain alapuló termométer $560^{\circ}C$ hőmérsékletet jelez. A gránát-muszkovit-biotit-plagioklász asszociáció egy paragenezisnek tekinthető és ezért alkalmazható volt rájuk a komplex plagioklász - biotit - gránát - muszkovit geotermo- és barométer. A számítások $550^{\circ}C - t$ és $6,9 \text{ kbar} - t$ adtak, amely nyomás adat az 5 kbar körüli, közepesnek tartott nyo-

mástartománynál nagyobb. /A módszerek leírását és az irodalmi hivatkozásokat lásd ÁRKAY, 1978.; 1981./

AMFIBOLIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Sötétzöld, finomkristályos, jól palás kőzet, vagy elkülönült egységekben, 10-20 cm - es, vagy egy-két méteres sávokban a gneisz közé ékelődve, vagy összekeveredve a gneisszel, amfibolos gneiszként figyelhető meg. A migmás hatást nem mutató kőzetminták uralkodó ásványtársulása a hornblende - biotit - plagioklász - kvarc - járulékos elegyrészek /titanit, gránát, epidot, zoizit, helyenként tömeges mennyiségű klinozoizit és apatit/. A kvarc mennyisége jelentős, helyenként a 20 % -ot is eléri. A nem mignatitos amfibolitok plagioklászja megegyezik a gneiszekben lévőkkel, 18-25 An % - u, általában nem ikres, izometrikus. A biotitdus részek közelében gyenge zonalitás is észrevehető.

Premetamorf litofácies

Már az aránylag magas kvarc tartalomból is következtethetünk, hogy az amfibolitok kiindulási kőzetei nemcsak bazisos-intermedier magmás kőzetek voltak. Feltehető, hogy grauwackéból, agyagból álló üledékek keveredtek intermedier /andezit/ tufával és ezek átkristályosodásából keletkeztek az igen heterogén összetételű amfibolitok. Ezt mutatja a WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagram is /15.ábra/.

ÁRKAY, 1981. munkájában az amfiból - plagioklász geotermó- és barométer alkalmazásával kiszámította az amfibolitok első progresszív metamorfózisának p-t körülményeit. /A módszer leírását lásd ÁRKAY, 1981./ Az amfiból - plagioklász módszerrel a szanki területre kapott 510-550°C, 6,8->8 kbar intervallumok jó megegyezést mutatnak és egyaránt az első progresszív metamorfózis kis hőmérsékletű, közepes - nagy nyomástartományú jellegét bizonyítják.

MIGMATIT - GRÁNIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A gneisz ill. amfibolit paleoszomból a gránit összetételű leukoszom fokozatosan fejlődik ki, a migmatitosodás előrehaladása lépésről lépésre követhető. /CSEREPESNÉ, 1980./

A gránitosodás megindulását a gneiszben és amfibolitban egyaránt elszórtan megfigyelhető, 5-10 mm -es, kerek, vagy orsóalakú földpát - kvarc porfiroblasztok megjelenése jelzi. Ezek általában a palásodás síkjában fekszenek. A migmatitosodás előrehaladásával különböző átmeneti típusú migmatitok keletkeztek, a porfiroblasztok számban és méretben megnövekedtek, több porfiroblaszt összeolvadásából lencsék, apró sávok keletkeztek, majd a sávok vastagabbá váltak és élesen elkülönültek a melanoszomtól. A leukoszom iránya mindig megegyezik a melanoszom eredeti palásságával. Később a párhuzamos sávok felbomlanak, megkezdődik a homogenizáció, különböző agmatit típusok, majd végül a diatexit, és

a jól homogenizált gránit keletkezik.

A gneiszben és amfibolitban ismertetett ásványokon kívül a következő új generációk képződtek: Az összes migmatit típusban gyakori a zónás plagioklász. A hasadási ill. iker-sikoknak a törésmutató irányokhoz mért szögértéke nem jellemző sem az alacsony sem a magas hőszintű plagioklászokra, valószínűleg valamilyen intermedier állapotot képviselnek. Ezt bizonyítja a röntgenfelvételeken lévő tömeges mennyiségű, kiértékelhetetlen diaffuz csúcs is. A 2V szabálytalanul váltakozik a kristály belsejétől kifelé menet, feltehető, hogy hol bázisosabb, hol savanyubb tagok váltak ki. MEHNERT, 1968. szerint a plagioklászok belső magja a legsavanyubb, kifelé haladva nő az An%, míg egy idiomorf zónát el nem ér. Ettől az idiomorf zónától kifelé az An tartalom újra csökken, s egy rendkívül xenomorf albit perem képződik. A kristály belső részét, annak növekvő An tartalmával együtt, valószínűleg egy kismértékű hőmérséklet emelkedéssel és a plagioklász stabilitásában végbemenő, ennek megfelelő változással lehet megmagyarázni. A maximális An tartalmú zóna után a nyomás-hőmérséklet viszonyok rohamosan csökkennek, ami az albit perem képződéséhez vezet. A második területegység zónás plagioklászai nem követik ezt a tapasztalati következtetésekéből levont elvet, így arra lehet következtetni, hogy a kőzetet több felmelegedés és lehülés érte, s a különböző kristályok azonos savanyúságú zónái nem egyszerre képződtek.

A nem zónás kristályoknál egyértelműen három generáció ismerhető fel. Az első valószínűleg azonos a gneisz oligoklászával, tehát még paleoszomhoz tartozik, erősen szericités, rosszul meghatározható, szinte csak zárványként figyelhető meg. A második üde, 50-50 % - ban ikerlemezes, vagy ikermentes, főleg vékony albit ikrekből, alárendeltbben albit /ala ikrekből álló, tömeges kvarc, amfiból,

biotit és rutil zárványokat tartalmazó, nagyon gyakran mirmekites, alacsony hőmérsékletű, a biotitos, tehát gneisz eredetű részeken 6-12 An % -u, tehát savanyubb, az amfibolos részeken viszont 34-44 An % -u, tehát bázisosabb kristály. Ezekkel teljesen azonos habitusú a $-84 - -60^{\circ} 2V$ -jü, átmeneti hőmérsékletű, nem meghatározható An % -u kristály /diffúz röntgen csúcsok/, de ez nyilván idősebb az előzőnél, mert feltehetően még magasabb hőmérsékleten keletkezett.

Az átmeneti hőmérsékletű plagioklász mennyisége kb. minden migmatit típusnál harmada az alacsony hőmérsékletűnek.

K-földpátból szintén háromfélét lehetett elkülöníteni. A legidősebb az egyszerű normál ikres /bavenó?/, hipidiomorf, általában a 001 és 110 szerint hasadozott ortoklász. A röntgenfelvételek szerint a triklinitás nulla, amit a $-54 - -74^{\circ}$ közötti $2V$ is alátámaszt. A -54° -os $2V$ egy magasabb hőmérsékletet és kisebb Si/Al rendezettséget jelent. Gyakran zónás plagioklász kristályok figyelhetők meg az ortoklászban, ahol az utolsó zóna a belső maghoz képest idiomorf. Ez összhangban van Mehnert megfigyeléseivel, miszerint a maximális An tartalmú zóna kialakulásához nagyobb hőmérséklet szükséges.

A következő az iker nélküli, csak hasadozott, szintén peritites, és nagyon sok plagioklász, kvarc és muszkovit zárványt tartalmazó, $-72 - -76^{\circ} 2V$ -jü ortoklász, ami teljesen xenomorf, sokszor csak az üregekben, repedésekben figyelhető meg.

Harmadik az előzőhöz hasonló habitusu, de foltos, hullámos kioltású, a szemcse szélein kereszttrácsozott mikroklin. A triklinitás 79 - 89 %; $2V = -82^{\circ}$.

A migmatitosodás minden stádiumában az idős, egyszerű ik-

res ortoklász a leggyakoribb, utána a porfiroblasztos gneiszeknél és az átmeneti migmatitoknál a -72° 2V -s ortoklász, míg a diatexiteknél a mikroclin.

A paleoszom sávokban a muszkovit ill. a biotit kötegek mellett mindig megjelenik a magasabb hőmérsékletre utaló szillimanit is, amely a csillámokból átalakulva, hosszú, fibrolitos kötegeket alkot.

A migmatit zóna főásványainak gyakorisági megoszlását a 7. ábra szemlélteti. Külön-külön ábráztuk a gneisz-, ill. amfibolit kiindulási anyagú migmatit csoportokat. A plagioklász mennyisége mindkét típusban alig változik, a gneisz paleoszomú csoportban a "szemes gneisz" stádiumban, az amfibolit paleoszomú csoportban az átmeneti migmatitok leukoszom differenciátumaiban van a maximuma. A K-földpát mennyisége mindkét csoportban nő, a kvarc a gneisz kiindulási típusban egyenletesen csökken, az amfibolit típusban maximuma van a leukoszom differenciátumokban. A csillámok /+klorit/ mennyisége mindkét csoportnál a leukoszom differenciátumban a legkevesebb, a hornblende mennyisége a gneisz típusban nem jellemző, az amfibolittól a diatexit-ig fokozatosan csökken.

A STRECKEISEN, 1975 féle háromszögdiagram megszerkesztéséhez MIELKE, 1979 mezonormás kőzetátszámítási módszerét használtuk. A Szanki Egység granitoidjaiban, migmatitban igen magas a biotit /hornblende százalékos mennyisége, így a C.I.P.W. katanormás átszámítás hamis eredményhez vezetett volna. A STRECKEISEN, 1975 diagram szerint a vizsgált gránitok nagy része a monzogranit, granodiorit mezőbe esik, a K-földpát mentes migmatitok összetétele a kvarcdioritokkal egyezik meg. Az ábra jobb alsó felében csoportosuló minták /szanki, kiskunhalasi/ uralkodóan albitból állnak, amelyeket az intenzív alkáli /Na/ metasomatózis hozott létre.

A Cluster analízis dendogramján a gneiszeket, csillámpalákat próbáltuk összehoszlítani a migmatitokkal és gránitokkal /8. ábra/. Az ábra jobb oldalán van a granitoidoknak egy olyan csoportja, a jászszentlászlói, pálmonostorai gránitok, amelyek elütnek a többitől. Ezek tiszta, jól homogenezált gránitok, míg az ábra bal oldalán lévő granitoidok homogenezáltsága nem teljes, így azok a gneiszekkel, porfiroblasztos gneiszekkel nagyobb rokonságot mutatnak.

Premetamorf litofácies

A Szanki Egység gránitjainak heterogenitását szemlélteti a 10. ábra WINKLER, 1976 diagramja. Mint látható a gránitok és migmatitok igen erős szórást mutatnak, a legtöbbjük üledékes, homokkő, agyag, márga eredetű, de az amfibolit paleoszomú szanki, jászszentlászlói, miskei és néhány jánoshalmi gránit az andezit ill. a nagyobb CO_3 tartalmú márgák mezejére esik.

Metamorf fejlődéstörténet

A földpátok alapján területegység kőzetgenetikája a következőképp vázolható: a legidősebb a gneisz és az amfibolit, ami egy ősi geoszinklinális bázisos tufával kevert agyagos - homokos üledékeiből keletkezett, közepes fokú metamorfózissal. A migmatitosodás kezdetét a plagioklászok különválása, megnövekedése, porfiroblasztosodása jelenti.

Első lépésként az alacsony hőmérsékletű albit - oligoklász képződött, ami a hőmérséklet emelkedésével különböző zónákat kapott. Ezen a "magas" hőmérsékleten képződtek az intermedier plagioklászok nevezett kristályok és az ikres ortoklász, majd a hőmérséklet csökkenésével a hasadozott

ortoklász és végül a mikroklin.

A szanki és jászszentlászlói területen észlelhető migmatitosodás fizikai viszonyaira ÁRKAY, 1981. szintén az amfibol - plagioklász geotermo - és barométer alapján következtetett. Azt tapasztalta, hogy a gránitok közelében kissé megnő a hőmérséklet, ugyanakkor a nyomás gyengén csökken. A terület kőzeteinek migmatitosodása tehát az első /közepes - nagynyomású/ progresszív metamorfózistól lényegesen eltérő, kis - közepes nyomástartományú, nagy hőmérsékletű rendszerben ment végbe, az első metamorfózisnál feltehetően lényegesen későbbi, fiatalabb tektonociklusban. A második átkristályosodási szakasz a gránitosodási hőcentrumok közelében az első szakaszhoz viszonyítva progresszív /nagyobb hőmérsékletű/ volt, másutt a hőcentrumoktól nagyobb távolságra retrográd jellegű volt. A Szank-26. sz. fúrás részletes ásványparagenetikai és termometriás vizsgálata alapján /ÁRKAY - NAGY - PANTÓ, 1975/ az adott helyen a második átkristályosodási szakasz albit, biotit /II/, epidot /II/, kvarc és gránát /II/ összetételű ásványegyüttest szolgáltatott. A diffúziós másodlagos összetett gránát zónásság az első /progresszív/ és második /regresszív/ szakasz közötti időkülönbségre és a két szakasz közötti nyírásos - töréses deformációra utal. A második átkristályosodás a biotit és hornblende izográdok közötti, a gránát izográdnak megfelelő $\sim 480^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletű, a gránát /II/- biotit /II/ ásványpár alapján 485-520^oC hőmérsékletű volt. Feltehető, hogy a migmatitosodástól mégtávolabbi helyeken ugyanakkor csak kisebb hőmérsékletű, a \sim klorit-zónának megfelelő retrográd átkristályosodás ment végbe.

MILONIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Az egész Alföldön minden kőzettípuson kimutatható valamilyen fokú milonitos hatás, de a tektonikus metamorfózis Kiskunhalason és Tázláron olyan erőteljes volt, hogy a metamorf kőzetek eredeti bélyegeiket majdnem teljesen elvesztették és új ún. tektonit kőzetek jöttek létre.

Az átalakulás első lépcsőfokában az ásványi összetételben lényeges változás nem következett be, inkább csak a szerkezet és a szövet változott meg, a kőzetből porfiroklasztos milonit lett. Az eredeti gneisz reliktumai még gyakran jól felismerhetők, ezek kisebb-nagyobb, pár mm -es csomók, lencsék formájában helyezkednek el a felmorzsolts, apróra zúzott kőzetmáladék között. Uralkodó elegyrész a kvarc, ami csipkésen, vagy szutura-szerűen egymáshoz illeszkedő kvarc-szemcsékből álló csomók formájában van jelen. A földpát kristályok eléggé bontottak, igen erősen szericitesek és kovások. Alakjuk általában izometrikus, vagy kissé nyult. A csillámok közül a kloritosodott /penninesedett/biotit foszlányokban még gyakran megfigyelhető, azonkívül jellemzőek a faháncsszerű muszkovit kötegek, amelyek nem a gneisz eredeti alkotórészei, hanem a második, retrográd szakaszban képződtek. A csillámpikkelyek és a "köztes anyagot" képző szericitből, kovából, kalcitból és apró pirit kristályokból álló anyag enyhe irányitottságot mutat.

Hosszabb ideig tartó és egyenletesebb nyomásnál a kőzetek jobban felaprozódtak és az előző tipushoz hasonló, de porfiroklasztokat nem tartalmazó, apróbb szerű dinamofluidális szerkezetű, makroszkóposan sötétszínű, tömöttnek látszó milonitok jöttek létre. Ezeken a kőzeteken palásság nem mutat-

ható ki. 10-20 μ nagyságú szericit, kalcit és kova halma-
zokból állnak, csak néhány nagyobb kvarc orsó és biotit, ill.
muszkovit köteg mutat némi palásságot. Gyakran figyelhetők
meg apró, pár tized mm -es, a peremeken teljesen szericitté
alakult, de a belsejükben még ép ikres vagy ikermentes pla-
gioklász kristályok, amelyek a kvarckristályokkal együtt az
eredeti gneisz alkotórészei. A muszkovit pikkelyek valószí-
nűleg a milonitosodással, diaftorézissel egyidősek.

Szélsőséges milonitosodás esetén 10 μ - nál kisebb kvarc,
szericit, kalcit pikkelyekből álló ultramilonit keletke-
zett. A kőzet csak nagyon gyengén palás, teljesen tömött
szövetű, semmilyen nagyobb porfiros elegyrészt nem tartal-
maz. Még erősebb és egyirányubb nyomásnál ezek az erősen
szericites kőzetek gyengébb - erősebb palásodást nyertek.
Színük is általában sávosan változó, szürke, ill. sárga,
ami az elkülönült szericit és kvarc pásztáknak felel meg.
/fillonitos milonit/.

Ezekre a kőzetekre legáltalánosabban az jellemző, hogy 0,1-
0,2 mm széles szericitből, kovából, kalcitból álló "pász-
táakra" és a hossz-tengelyükkel egy irányba rendezett, töre-
dezett, repedezett, karélyosan egymásba fogazódó kvarc
porfiroklasztokból álló "pásztáakra" tagolódnak. Gyakran
felismerhető a szericit és a kalcit földpát alakja, de ép
földpát sehol sem található. Szintén gyakori elegyrész a
biotit és muszkovit, bár a muszkovit mennyisége inkább alá-
rendelt. A csillámok hossztengelyei a palásodási síkoknak
megfelelően egyirányúak. A biotit az esetek többségében már
klorittá alakult, gyakran csak elmosódott körvonalú, szét-
kent, gyenge pleokroizmusu foltok formájában figyelhető meg.

Ahol a milonitosodást nagyobb fokú átkristályosodás /blasztézis/ kísérette, ott ún. blasztomilonitok jöttek létre.

A földpátok szericitesedése és kalcitosodása ennél a típusnál is igen jellemző, de gyakran megfigyelhető, hogy egy szericites folt belsejében viztiszta, ikres vagy ikermentes üde albit vagy mikroklin képződik. A földpáttroncsokból helyenként idiomorf muszkovit lemezek is keletkeznek. A muszkovitosodást és földpátosodást esetleg gyenge K-, ill. Na-metaszomatózis is elősegíthette. A csipkésen összefogózódó kvarc porfiroklastok tisztábbakká váltak, zárványai eltűntek, ami ugyszintén az ujrakristályosodás eredménye. Néhány esetben a földpátosodás olyan erős, hogy a keletkezett kőzet migmatit jellegű. Az új földpát teljesen szabálytalan alakú, nem követi a kvarc és csillámok ált. meghatározott megnyúlási irányokat, hanem csak az egyes ásványszemcsék közötti hézagokat, üregeket tölti ki. Zárványként magába foglalja az első generáció összes ásványfajtaát. A kőzeteken látható gyenge palásság még a retrográd metamorfózis eredménye, amit a nagyarányú blasztézis még nem tudott eltüntetni.

Premetamorf litofácies

A milonitok gneisz eredete a fõnt elmondottakból következik és mint ahogy a 20. ábrán látható, az Egység tektonit kőzeteinek WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF értékei is megegyeznek a gneiszek értékeivel.

Metamorf fejlődéstörténet

ÁRKAY, 1978. a milonitok fejlődéstörténetével kapcsolatosan

megállapította, hogy az első progresszív metamorfózis körülményei megegyeznek a gneiszeknél tárgyalt p-t viszonyokkal. A második, retrográd szakasz a gneisz - csillámpala kőzetekből kloritosodott, szericitesedett, karbonátosodott gneisz, csillámpala, ill. különféle milonit kőzeteket eredményezett. A retrográd "bontott" gneisz és milonit csoportok között a retrográd metamorf átkristályosodással szinogenetikus, nyirásos deformáció okozta, kőzetszerkezeti, szöveti különbségek tekinthetők döntőnek. Ugyanekkor az ásványparagenezisben is mutatkoznak bizonyos különbségek.

A lényeges nyirásos deformáció nélkül átkristályosodott retrográd kőzetek II. ásványparagenezise: kvarc, klorit, szericit, \pm albit, kevés karbonát /kalcit > sziderit/, a milonitok II. retrográd ásványparagenezise: szericit, sok karbonát /dolomit - ankerit - sziderit/.

A retrográd metamorfózis a vizsgált mintákban sehol sem érte el a biotit izográdot / $< 450^{\circ}\text{C}$ /. A kristályossági indexek /Waewer ind.; Kübler ind.; b_0 stb./ a gneisz - csillámpala - csoportnál kishőmérsékletű, zöldpala fáciesű /epizonális/, a milonitoknál az anchi és epizóna határának hőmérsékletével nagyjából egybeeső retrográd átkristályosodást jeleznek / $270-380^{\circ}\text{C}$ /. Ez azt jelenti, hogy a kataklasztikus /milonitosodás okozó/ és a nem kataklasztikus jellegű retrográd metamorfózis hőmérsékleti és fluid nyomás értékei lényegében megegyeztek. Így feltételezhető, hogy a kataklasztikus retrográd metamorfózis és a kataklasztikus metamorfózis szöveti jegyeit nem mutató retrográd metamorfózis egykorú, azonos p-t fluid értékkel jellemzett rendszerben ment végbe. Különbség volt azonban a fluid fázis összetételében /a kataklasztikus övekben a P_{CO_2} nagyobb volt mint a köztes kőzettömegekben, ld. ásványos CO_2 összetétel különbségeket!/. Így tehát a szerkezeti, szöveti különbségeket az irányított stressznyomás és elsősorban az

a nyirófeszültségek lokális változásai okozták.

FILLIT

Fekete, szerves eredetű, valamint fehér, kvarc, kvarcit, kalcit, szericit sávokból álló, gyüirt, palás gyengén metamorf kőzettársaság.

ÁRKAY, 1978. szerint a gyengén metamorf mészfilit /kvarcfilit /kőzetcsoporthoz az eredeti, premetamorf kiindulási kőzet az ásványparagenezis, /szericit, kvarc, kalcit, sziderit, antracit, grafit +pirit, plagioklász, rutil/, a karbonát - ill. a szericit-kvarc-szervesanyagdús sávok üledékes rétegzettsége, a nagy szervesanyag, pirit és sziderit tartalom következtében valószínűleg euxin jellegű, redukív közegben keletkezett márga üledéktípus lehetett. Néhány minta /pl. 33. fúrás 8. mf./ nagyobb kvarc tartalma és szöveti képe durvább törmelékes /homokos/ anyag hozzákeveredésre utal /kvarcfilit/. A karbonát és kvarcfilittek kis földpát tartalma, a törmelékes csillámok hiánya kiegyensúlyozott, lassú üledékfelhalmozódási körülményeket és intenzív kémiai mállást /földpát elbontás, agyagásvány degradáció/ valószínűsít.

A csoportba tartozó kőzetek ásványparagenezise /szericit, kvarc, kalcit, sziderit, pirit, plagioklász, rutil/ anchi-epizónás metamorfózisnak felel meg.

Az illit kristályossági indexek egyöntetűen az anchi zónának /pumpellyit - prehnit - kvarc fáciesnek / megfelelően nagyon kisfokú metamorfózist jelölnek. A finomszemcsés, diszperz antracit reflexióképessége/ $R_{0 \text{ max.}} = 4,00-5,33 \%$ /, a grafit jelenléte, az antracit és grafit együttes előfordulása már a zöldpala fácies /epizóna/körülményeit jelzi. Ez az eltérés részben a képződmény idős/paleozóos/korával,

azaz a szénülési folyamat idő függésével, részben a finom diszperz szervesanyag agyagásvány-átalakulást késleltető /záró/ szerepével magyarázható. Az agyagásvány és szén metamorfózist összegezve a képződmények metamorfózisa a nagyon kis és kisfokú metamorf tartomány /anchi-epizónák/határára tehető, ami kb. 270-300°C hőmérsékletnek felel meg /1. WINKLER, 1976./ . Figyelembe véve a metamorfózis kis hőmérsékletét, a szericitek b_0 értéke a $b_0 - d_{002}$ diagramon /ÁRKAY, P. 1978. 5. ábra/ a kisnyomású /2,5 kbar/ tartományba esik /ld. GUIDOTT és SASSI, 1976./ . Az alap-kárpáti területen ez a nyomástartomány a hercini tektonometamorf ciklusra jellemző, így a karbonátfillit csoport metamorfózisának kora hercininek valószínűsíthető.

C. Kronológia

A képződményeknek csak a relatív korviszonyát tudjuk megadni. A következő metamorf ciklusokat lehet elkülöníteni:

- I. a. Kis-közepes hőmérsékletű, nagy nyomású metamorfózis: gneisz /csillámpala/, amfibolit képződés
 - b. Nagy hőmérsékletű, kis nyomású, migmatitosodás, szillimanit képződés
 - c. Kis hőmérsékletű, közepes-nagy nyomású retrográd metamorfózis: milonit képződés
- II. Kis hőmérsékletű, kis nyomású metamorfózis: fillit képződés

ÁRKAY, 1978. szerint a fillit képződés p-t viszonyai megegyeznek az európai variszkuszi átlaggal. Ha tehát a fillitet variszkuszinak vesszük és tudjuk azt, hogy a retrogr-

rád metamorfózis közepes-nagy nyomásviszonyai lényegesen eltérnek a hercini progresszív metamorfózis kisnyomású tartományától, akkor a retrográd metamorfózis és vele együtt a kis-közepes hőmérsékletű, nagy nyomású első progresszív fázis csak prehercin lehet, bár nem zárható ki annak lehetősége sem, hogy esetleg a hercini tektonometamorf ciklus különböző koru és intenzitású szakaszai eredményezték a lényeges metamorf fokkülönbséget.

D. Földtani analógiák

A Szanki Egység legnagyobb számban előforduló, legtipikusabb kőzetei a gneiszek és a belőlük keletkezett migmatitok. Az Egység NY - i folytatásában, a Mecsek hegység D-i előterében /Görcsönyi hátság/ a Gyód - 3; sz. fúrások és a Görcsöny - 1. fúrás tárt fel hasonló metamorf fokú /szilimanit izográdu/gneiszeket. SZEDERKÉNYI, 1976. a Görcsönyi hátságon Barrow típusu kristályos pala összletet ír le, ami egy ENY - DK -i csapású izográdokkal jellemezhető progresszív sorozat. Az izográdok DNY - ról EK - felé növekednek, a legutolsó zóna képződményei migmatitosak /Gyód-3,-5./ Az egész metamorf sorozat szerinte egy metamorf ciklusban keletkezett, kivéve a Mecsek D - i előterét, ahol egy másfél - két kilométer széles, ó-paleozóos milonitos zóna található, ami idős variszkuszi transzkurrens tektonika eredménye.

JANTSKY, 1975. szerint a Mecsek hegység kristályos része szimmetrikus felépítésű, a központi Fazekashoda-Mórággyi erősen gránitosodott zónát E -ről és D - ről is az un. réteges migmatitok öve határol. SZEDERKÉNYI, 1976. féle klorit - biotit zónákat retrográd eredetűnek tartja. A gyódi fúrások a D - i migmatitok övébe esnek. JANTSKY szerint a gneiszek és az ultrametamorf gránitok metamorfózi-

sának kora alsóprekambrium, a Mecsek hegység D - i előterében húzódó tektonikus övet egy felsőprekambriumi retrográd, tektonikus metamorfózis hozta létre.

Mind SZEDERKENYI, 1977. mind JANTSKY, 1976. foglalkozik a Mecsek hegységi zöldpala fáciesű képződményekkel, az un. Ófalui Fillitoid Csoporttal. A metavulkanitok, fillitek, amfibolitok, kvarcpalák, kristályos mészkövek SZEDERKENYI szerint ordoviceum - szilur korúak, míg JANTSKY ugyanezeket felső prekambriumba sorolja. A két szerző a kőzetek keletkezésében és genetikájában sem ért egyet.

A Szanki Egység metamorfittjai nagyon bizonytalanul kapcsolhatók csak a Görcsönyi hátság ill. az Ófalu környéki hasonló metamorf fokú képződményekhez.

A szanki, jásszentlászlói mignatitok a gyódiakkal azonosnak vehetők /szillimanit zóna/, bár a Duna - Tisza közén nem előzi meg az ultrametamorfózist egy teljes Barrow típusú sorozat.

A Mecsek hegység D - i előterében húzódó széles milonit zóna ÉK felé esetleg a Kiskunhalas - Tázlár környéki milonitokban folytatódhat. Az Ófalu környékén levő fillitek és milonitok a kiskunhalasi fillitekkel és milonitokkal azonosíthatók, bizonyítja ezt a két kőzet együtt előfordulása is. Ellentmond ennek az a tény, hogy a Dunántúlon a vörös, porfiroblasztos gránit ettől a zónától D - re, míg a Duna - Tisza közén ettől a zónától jóval É - abbra /Kecskeméti Egység/ figyelhető meg. A Szanki Egység képződményei K - felé folyamatosan mennek át a Kőrös - Berettyó Egység képződményei-be./SZILINÉ, 1984./ A két egység tulajdonképpen egy takarót alkot, külön tárgyalásuk csak a közöttük levő nagy távolság miatt indokolt. A Szanki Egység gneisszei megfelelnek a Kőrös - Berettyó Egység Endrődi Gneiss Formációjának, az amfibolitok a Szeghalmi Amfibolit Formációnak, a mignatitok a Sarkadkereszturi Mignatit Formációnak, a gránitok a Biharkeresztési Gránit Formációnak./SZILINÉ, 1984.6.ábra

Még tovább K - re a kristályos kőzetek az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/ egyes sorozataival azonosíthatók DIMITRESCU, 1976./ . Mivel a Szanki Egységre olyannyira jellemző migmatitosodás analogiáját a Kodru /Codru/ sorozatban találtuk meg, feltételezzük, hogy a Kodru takarórendszer Fenes /Finis/ takarójának migmás gneisz-amfibolit sorozatát tarták fel a Duna - Tisza köze középső részén. A Kodru migmatitok kora radiometrikus és geológiai bizonyítékok alapján kambrium - szilur, a metamorfózisuk /ultrametamorfózisuk/ a kaledoni orogénben zajlott le /BALINTONI, 1983/.

Ezzel jól összevág a szanki migmatitok prehercin kora.

Hogy a Szanki Egység metamorf képződményei takarós szerkezetűek, azt bizonyítja az Egység É - i részén mélyült Kecel K - 2. sz. fúrás is, ami 2500 m -ben közel 100 m vastag metamorf összlet átfúrása után júra rétegben állt meg.

A kiskunhalasi fillit makroszkópos, mikroszkópos tulajdonságai alapján a Paiuseni sorozat felső részéhez az un. Aranyosi /Arieseni/ sorozathoz hasonlít. A Paiuseni sorozat felső-szilur - alsó-devon metahomokkőből, devon metabazaltokból, és felső-devon - alsó-karbon fillitekből áll. Ez utolsót hívják Aranyosi sorozatnak és ezzel analog a kiskunhalasi fillit is /IANOVICI et al- 1976./

Régebben a Kodru sorozat tetején települő, zöldpala fáciesű összletet Biharia sorozatnak hívták /DIMITRESCU, 1976/. Ujabb kutatások szerint /BALINTONI, 1983./ a Biharia sorozat a Kodru takarórendszerben nincs meg, az uralkodóan klorit - szericit - albit összetételű, zöldpala fáciesű sorozat a Kodru migmatitok retrográd változata, és nem önálló Bihariai sorozat.

III. B Á C S K A - C S O N G R Á D E G Y S É G

A. Elhelyezkedés

Az Egység képződményei a Duna - Tisza köze D-i részén helyezkednek el, egészen az országhatár közelében.

É-i határa, mint már említettük, nehezen húzható meg, mivel a Szanki Egység D-i és a Bácska - Csongrád Egység É-i határánál olyan kőzetek figyelhetők meg /gneiszek, csillámpalák/, amelyek mindkét Egységhez tartozhatnak. A Bácska - Csongrád Egység É-i határa valahol Madaras - Kelebia - Üllés vonalától ÉNY-ra húzódik.

D-i határa mesterségesen az országhatár, de a képződmények Jugoszláviában, a Vajdaságban /KEMENCI, ČANOVIĆ 1975/ is megfigyelhetők. NY felé a Dunántúlon a Somogy - Dráva medencében ill. a Görcsönyi hátságon nyomozható tovább /ÁRKAY, 1984.; SZEDERKÉNYI, 1976.; JANTSKY, 1976/, határa az egész szerkezeti egységet határoló Zágráb - Tokaji nagy törvonal. K-felé mesterséges határként az 5000-6000 m mély Makói árkot tartjuk, de a képződmények a Tiszántúlon, a Pusztaföldvári Egységben /NUSSZER, 1984/ folytatódnak, onnan még K-ebbre az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/ Aranyosbányai /Baia de Aries/ sorozatával, vagy a Kodru /Codru/ sorozat nem migmatitos részével azonosíthatók. /DIMITRESCU, 1976/.

B. Litológiai tagolás

A területen 253 fúrás érte el a kristályos alaphegységet, nyolc kőzetcsoporthatározható:

gneisz - csillámpala: Algyőn, Ásotthalmon, Bordányon, Csólyoson, Ferencszálláson, Kelebián, Kiskundorozsmán, Kiskunmajsán, Kiszomboron, Kunbaján, Madarason, Mélykuton, Ruzsán, Szegeden, Üllésen, Zsanán; porfiroblasztos gneisz: Bordányon, Forráskuton, Ruzsán, Sándorfalván, Üllésen, Makón; amfibolit: Algyőn, Ásotthalmon, Dorozsmán, Ferencszálláson, Öttömösön, Üllésen; márvány: Kiskundorozsmán; migmatit: Algyőn, Kiskundorozsmán, Forráskuton, Kiszomboron, Makon; gránit: Algyőn, Deszken, Ferencszálláson, Kiskundorozsmán, Ruzsán, Üllésen; milonit: Algyőn, Ásotthalmon, Ferencszálláson, Forráskuton, Kiskunmajsán, Sándorfalván, Szegeden, Üllésen, Zsanán, Maroslellén; albitgneisz-kloritpala: Kiskunmajsán, Algyőn, Forráskuton.

Az első területi egységekkel ellentétben nem a migmatitok és a gránit a legjellegzetesebb kőzettípus, hanem az indexásványokkal jellemezhető csillámpala.

GNEISZ - CSILLÁMPALA

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A csillámpala ált. szürkésbarna, vagy zöldesszürke, finomkristályos, jól palás kőzet, az esetek többségében milonitot, de mindenképpen kataklázos. Ásványos összetételük: kvarc - biotit/klorit - muszkovit/ szericit - gránát - föld-

pát - disztén /andaluzit/ - staurolit - zoizit. A gránát és a disztén mennyisége néhol a 10 % -ot meghaladja. A gneisz világos és sötétszürke, halványzöld és barna sávos, foltos kőzet, jó palásodással, igen változatos szövettel és szemcsenagysággal. Az esetek többségében egyenletesen finomkristályos, de néha leptinit szerűen váltakoznak a finom és durvakristályos részek, sőt kaotikus szövetű, kevert, finom - durvakristályos góccok, halmazok is észlelhetők. Az ásványösszetétel megegyezik a csillámpalákéval, a földpát dominál a csillámokhoz képest. Az ásványok eloszlása nem egyenletes, hol sötét elegyrészek, csillámok uralkodnak, hol a földpátok, ill. a kvarc. A biotit kloritosodása - éppugy mint a csillámpaláknál - szinte törvényszerű. A muszkovit mennyisége alárendelt, csak néhány mintában válik kőzetalkotóvá. A földpát általában üde, finomszemcsés, ritkán ikerlemezes plagioklász, Fedorov-asztalos mérések szerint $An = 10 - 27 \%$, eloszlása egyenletesnek mondható, de néhol hirtelen felszaporodik, s a sok durvakristályos plagioklászt tartalmazó kőzet rész gránitos szövetűvé válik. A disztén hosszú, oszlopos léceket alkot, üde, nem átalakult. A staurolit mennyisége nem éri el a diszténét, apró, töredezett kristályok formájában figyelhető meg általában. Két mintában találtunk andaluzitot, amely 0,5 mm körüli, kerekded szemcséket alkot. Egyik esetben sem érintkezett diszténnel. A gneiszek fokozatos átmenetet mutatnak a csillámpalák /földpát hiány/ és az amfibolitok /hornblende megjelenése/ felé.

A gneiszek és csillámpalák százalékos átlag ásványos összetételét a 11. ábra mutatja. A főásványok megoszlása a vártak megfelelően alakul.

Összehasonlítva a Kecskeméti - és Szanki Egységek ugyanilyen típusú kőzeteivel /12. ábra/, a Cluster analízis szerint a gneiszek és csillámpalák között lényeges különbség nincs.

Pre-metamorf litofácies

A Bácska - Csongrád Egység gneiszének - csillámpaláinak ACF-ÁKF diagramja agyag, nagy Al tartalmú agyag, grauwacke, eredetet mutat, kisebb % - ban márga és andezittufa hozzákeveredéssel /13. ábra/. Ezt alátámasztja a kőzetek heterogén szövete és változó ásványos összetétele is.

Metamorf fejlődéstörténet

A gneisz - csillámpala sorozat keletkezési körülményeit a bennük levő indexásványok meghatározzák. Két metamorf szakaszt tételezünk fel: egy disztén - staurolit izográdu, 540°C , 6 kbar $< p-t$ viszonyú, Barrow típusú metamorfózist, és egy kisebb nyomású, $>34^{\circ}\text{C}/\text{m}$ geotermikus gradiensű, andaluzitos metamorfózist /WINKLER, 1967.;1976./. Mivel a két Al_2SiO_5 módosulat, a disztén és az andaluzit sohasem együtt fordult elő, nem tudjuk megállapítani, melyik metamorf szakasz az idősebb, de dunántúli /ÁRKAY, 1984/ és erdélyi példák alapján /BALINTONI, 1983/ az andaluzitost tartjuk fiatalabbnak. Ezzel ellentétben SZEDERKÉNYI, 1983. a kisnyomású, nagyobb hőmérsékletű metamorfózist tartja elsődlegesnek. Tiszai Formáció néven foglalja össze az Egység metamorf képződményeit, a Kelebia - Ásotthalom kutatási területek kivételével. Szerinte is a metamorfózis kulcsásványa az andaluzit, amely egykori porfiroblasztok töredezett, elmorzsolts maradványa és amely egy későbbi metamorf szakaszban tektonikus metamorfózis hatására diszténné, szillimanittá alakult. Az andaluzit tehát az első progresszív metamorf szakaszban keletkezett, amely kis nyomású, viszonylag nagy hőmérsékletű, nem Barrow típusú metamorfózis volt

/590 - 650 °C ; 2,5 - 2,7 kbar a metamorfózis fizikai körülményeit ábrázoló diagram rendszer segítségével/. Az andaluzittal "fémjelzett" regionális metamorf esemény után nem túl nagy időközzel hirtelen nyirási nyomásnövekedés lépett fel, ami blasztomilonit szerkezetet, milonit zónákat hozott létre és az andaluzit porfiroblasztokból diszténes-szillimanitos átalakulással új Al_2SiO_5 kritikus ásványokat alakított ki. A létrejövő disztén, esetleg szillimanit kristályocskák méretüknél és valószínűleg torzultságuknál fogva nehezen különíthetők el egymástól és az andaluzit alapanyagtól, de röntgendiffrakciós módszerrel jól felismerhetők. A két metamorfózis között nem sok idő telt el, mutatja ezt az a tény, hogy a terület migmatitjai, gránitoidjai még plasztikus állapotban voltak, a nyirási nyomásnövekedés nem hagyott nyomot rajtuk. A gránitok képződését az andaluzitos palák képződésének idejével gondolja azonosnak.

Mivel a Tiszai Formáció képződésének geotermikus gradiense > 34 °C /m a tőle É - ra levő területek metamorfizmusának képződésére viszont a < 34 °C /m geotermikus gradiens a jellemző, így a két egység csak tektonikus úton, takaróképződéssel kerülhetett egymás mellé.

Földtani analógiák

Mint már említettük, az Egység képződései NY-on a Dunántúlon, a Somogy - Dráva medencében is ismertek. ÁRKAY, 1984 a dunántúli gneiszek vizsgálatánál szintén két szakaszos progresszív metamorfózist ismert fel, az idősebb, a \pm disztén, staurolit tartalmú gneisz-csillámpalák 550-600 °C -on, 5,9-8,9 kbar nyomáson keletkeztek a plagioklász - biotit - gránát - muszkovit termobarométer szerint. Az andaluzit tartalmú kőzetek viszont ennél kisebb nyomást jelölnek

/ > 34 °C /m geoterm. gr./.

Az andaluzit és a disztén viszonya ott is ismeretlen, de az andaluzitban staurolit zárványokat talált, tehát az andaluzit tartozik a fiatal generációhoz.

A Bácska - Csongrád Egység gneiszei, csillámpalái az Erdélyi Középhegység /Mti Apuseni/Aranyosbányai/Baia de Aries/vagy Szamos /Somes/ sorozatával mutatnak hasonlóságot a kőzetfajták /gneisz-csillámpala/ ásványösszetétel /kvarc, földpát, csillám, amfiból, gránát, staurolit, disztén, andaluzit/ és a települési viszonyok vonatkozásában /DIMITRESCU, R. 1976.; BALINTONI, J. 1983./ Az andaluzit és a disztén eltérő foliációját az Erdélyi Középhegységben néhol a kézipéldányon lehet tanulmányozni, minden kétséget kizáróan az andaluzit a fiatalabb. A legvalószínűbbnek az Aranyosbányai /Baia de Aries/ sorozattal való azonosítás látszana, de az Aranyosbányai sorozat a Biharja takarórendszerben van és a Biharja takarórendszer képződményei csak foszlányokban ismertek a Duna - Tisza közén /ld. Algyői kloritpala=Biharja sorozat/.

A Biharja takarórendszerben nincsen mezozóikum, márpedig a Duna - Tisza köze D-i részén van, tehát nem tételezhetjük fel, hogy az egész Bácska-Csongrád Egység metamorf képződményei a Biharja takarórendszerhez tartoznak. A mezozóikum alapján a Kodru /Codru/ takarórendszer egyes takaróit tételezik fel /BERCINE, 1984./ a Duna - Tisza köze D-i részén, tehát nincs kizárva annak lehetősége sem, hogy a Kodru sorozat nem mignás /paleoszom/részét tártuk fel.

Jugoszláviában, a Vajdaság É-i részén szintén széhidrogénkutató fúrások tárták fel a metamorf alaphegységet/KEMENCI, ČANOVIĆ, 1975/, amely szintén gneisz-csillámpala ± amfibolit ± gránit kőzettípusokból áll. A kapcsolatok tisztázása további munkát igényel.

A gneisz - csillámpala csoport kőzeteitől való külön tárgyalása azért indokolt, mert legjellegzetesebb, legszembe-tünőbb ásványa a 0,5-3 cm nagyságú, kerek vagy ovális földpát porfiroblaszt, amely feltehetően nem egyidős a gneisz többi ásványával. A blasztos földpátok, amelyek Fedorov asztalos kimérés szerint ikerrácsos mikroklinek, vagy ikermentes albitok, az esetek többségében "ráülnek" a palásságra, de néha a vékony, a palásságnak megfelelően egy irányba rendezett biotit, muszkovit, finomkristályos kvarc sávok koszorúszerűen körülveszik a nagy, üde porfiroblasztokat. A porfiroblasztok földpátjai az alapanyag földpátjaihoz képest feltűnően sokkal üdébbek. Míg a Szanki Egységben a porfiroblasztok megjelenése egyértelműen a migmatitosodás kezdeti fázisához kapcsolható, a Bácska - Csongrád Egységben ez nem mondható el. Semmilyen regionális összefüggés nem mutatható ki a migmatitok és a porfiroblasztos gneiszek között. A blasztézis lehet, hogy a fiatal, zöldpala fáciesű kloritpalákkal azonos idejű és erősségű metamorfózishoz, vagy esetleg a milonitképződéshez kapcsolható. Az ACF - ÁKF diagramokon nem mutat különbséget a többi gneiszhez viszonyítva /13. ábra/.

AMFIBOLIT

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Csak néhány, egymástól több tíz km-re levő, elszigetelt fúrás tárta fel. Általában sötétzöld, fekete, gyengén palás, finom-közepes kristálynemű hornblende/klorit-plagioklász /An = 25-35 %/-kvarc-biotit /klorit-gránát-zoizit/ epidot-magnetit ásványösszetételű. Átlagos ásványösszetételét a 11. ábra mutatja.

SZEDERKÉNYI, 1978 klorit/amfiból/ -biotit-muszkovit-oligoklász /andezit-kvarc, ill. klorit-muszkovit/ szericit-mikroklin-albit összetételű intermedier metavulkanitokat is említ.

Összehasonlítva a Szanki Egység amfibolitjaival, a Cluster analízis halvány elkülönülést mutat, aminek oka nem annyira genetikai, mint inkább a Bácska - Csongrád Egység amfibolitjainak igen magas gránát ill. zoizit tartalmában keresendő /14. ábra/.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagram nem mutat egységes eredetet. A Szanki Egység amfibolitjaihoz hasonlóan /15. ábra/ a minták nagy része az andezit-grauwacke-tengeri agyag mezőbe esik, tehát egy bázisos-intermedier tufákkal kevert tengeri üledék volt. Mutatja ezt a kőzetek magas kvarc és gránát tartalma is.

SZEDERKÉNYI, 1983. megállapította, hogy az üledékek közé szingenetikusán települt magma mészkalkáli jellegű volt, közel a tholeiites határhoz. /Vizsgálati módszereket ld. ott/ A magma kéregbeli származását tekintve megállapította, hogy azok határozott óceáni kéreg eredetet mutatnak, s csak enyhén differenciálódtak. Konvergens lemezszegélynél, eugeoszinklinális környezetben létrejött egykori ofiolit asszociáció legfelső szakaszát képviselik.

Metamorf fejlődéstörténet

Az ásványösszetétel alapján, az amfibolitok egy WINKLER, 1967, 1976 szerinti közepes fokú /almandin-amfibolit fáciesű /metamorfózis során keletkeztek, kb. a staurolit izográdnak megfelelő hőmérséklet-nyomás viszonyok között. / $>550^{\circ}\text{C}$; >6 kbar/ Indexásványokat a kőzet nem tartalmaz, többszörös progresszív metamorfózisra semmilyen jel nem utal.

Földtani analógiák

A dunántúli Dráva medencéből ÁRKAY, 1984 említ amfibolitot, amely ásványi összetétele megegyezik a Bácska - Csongrád Egység amfibolitjával. Keletkezési hőmérsékletük 510°C , nyomás: 7,3 kbar.

K-felé, az Erdélyi Középhegységben mind az Aranyosbányai /Baia de Aries/, Kodru /Codru/, Szamos /Somes/ sorozatokban leírtak vékonyabb-vastagabb amfibolit betelepüléseket, amelyek a gneisz-csillámpala sorozattal szingenetikusak /DIMITRESCU, 1976/.

MÁRVÁNY

A csillámpala-gneisz-amfibolit sorozatban vékony csikok formájában észlelhető néhány kiskundorozsmai fúrásban. Fehér, durvakristályos, nem palás kőzet, jellegzetes diopszid, és muszkovit tartalommal. Metamorfózisuk tehát elérte az amfibolit fácieset.

Kőzettípusok, ásványösszetétel

Egymástól távol, elszigetelve jelennek meg, az egymáshoz való kapcsolatuk tisztázatlan. A migmatitoktól a gránitig való fejlődési folyamat nem figyelhető meg, de ennek fő oka a feltártás hiánya. Eles határral rendelkeznek a gneiszek és a csillámpalák felé is.

Fehér, fehérésszürke, közép-durvakristályos, enyhén palás kőzetek, a következő ásványos összetétellel:

- a. egyenletesen kristályos albit-kvarc-muszkovit
- b. egyenletesen kristályos kvarc-mikroklin-muszkovit-biotit /klorit \pm plagioklász/ An = 0-12 % / \pm gránát
- c. az előző ásványösszetétel, több mm-es ortoklász por-firoblasztokkal
- d. egy idős generációhoz tartozó, egyenletesen kristályos /ortoklász/-plagioklász-muszkovit -biotit-turmalin és egy fiatal generációhoz tartozó, az előzőeket zárványként magukba foglaló mikroklin-albit.

Az ortoklász rendezetlen szerkezeti állapotú, triklinitás nulla, ált. egyszerű karlsbadi ikreket alkot. A mikroklin ezzel ellentétben jól rendezett $\Delta = 0,78-0,86$ /, mindig keresztrácsozott ikreket alkot. Az albit An %-a sem optikailag sem röntgenmódszerrel mérve nem haladja meg a 12 %-ot.

Az átlagos ásványösszetételt a 11. ábra mutatja.

Ha a granitoidikat a STECKEISEN, 1975 féle diagramban áb-

názoljuk, látható, hogy a Bácska - Csongrád Egység legtöbb gránitoidja monzogránit, granodiorit mezőbe esik, egy-egy extrém magas K-földpát tartalmú gránit esik csak a szienogránit, kvarc-szienit mezőbe. /16. ábra/

A Cluster-dendogramok szerint a migmatitok és a granitoidok között igen erős rokonság van /17. ábra/.

Ha a gneiszeket, csillámpalákat hasonlítjuk össze a granitoidokkal /18. ábra/, azt tapasztaljuk, hogy a granitoidok sokkal inkább elkülönülnek a többitől, mint a Szanki Egységben. Míg az előző esetben a két kőzet keveredése genetikai kapcsolatra utal, itt épp az ellenkezője látszik valószínűnek. A granitoidok az ábra bal sarkába különülnek és csak néhány gneisszel és csillámpalával mutatnak rokonságot.

Premetamorf litofácies, metamorf fejlődéstörténet

A WINKLER, 1976.féle ACF - ÁKF diagramokon /19. ábra/ a granitoidok igen erős szórást mutatnak. A legtöbbjük az alkáli - kalk-alkáli gránitok közé esik, de a nagyobb Al tartalmú agyagok mezejére is került néhány pont és az andezit mezőre is. A gránitok eredetének és feltételezett migmatitosodásuk menetének meghatározása még a jövő feladata, a WINKLER diagram szerint igen különböző kiindulási anyaguak, tehát migmás gránitok, de ez a tény még bizonyításra szorúl. A granitosodás nyomás - hőmérséklet viszonyairól sincsenek adataink.

Földtani analógiák

A Bácska - Csongrád Egység granitoidjai D-en, Jugoszláviá-

ban nyomozhatók tovább /KEMENCI, ČANOVIC 1975./ A Duna - Tisza közéhez hasonlóan, ott is elszórtan, egymástól elszigetelve több, kisebb granit tömzset tártak fel a fúrások. Egyik terület granitoidjai sincsenek azon a szinten feldolgozva, hogy közöttük azonosságot lehessen vonni. Ugyancsak mondható el az Erdélyi Középhegység vonatkozásában is. A Duna - Tisza között feltárt granitoidok, ha más eredetűek, akkor a battonyai gránittal /SZALAY, 1975.; BALÁZS, 1984/ együtt a Kodru /Codru/ sorozat Világos /Sírria/-Pinkotai granitoidokhoz tartoznak, ha meg nem más, hanem plutoni eredetet tételezünk fel, akkor a Hegyes Drócsa /Highis-Drocea/hg. karbon kori intruzióval lehetne őket azonosítani /DIMITRESCU, 1976./ Ez a kérdés további tisztázásra vár.

MILONIT

Szinte minden kőzetet ért valamilyen erősségű kataklázosodás, sokszor milonitosodás, a képződmények különböző fokon felőrlődtek és ujracementálódtak. A milonit szintek igen különböző helyzetűek, eloszlásukban semmilyen tendencia nem nyilvánul meg. Üllésen és Forráskuton alkotnak a Kiskunhalasához hasonló nagyobb, egybefüggő mezőket. A kőzetek osztályozása, makroszkópos, mikroszkópos habitusuk, keletkezésük megegyezik a Szanki Egység milonitjával /20.ábra/.

ZÖLDPALA FÁCIÉSŰ KÉPZŐDMÉNYEK

Kőzettípusok, ásványösszetétel

A kiindulási kőzettől függően három kőzettípust lehet

elkülöníteni:

- a. kloritpala
- b. klorit-albit-gneisz
- c. aktinolitpala

Mindhárom világoszöld, finomkristályos, palás, az első kettő folyamatos átmenetet alkot, attól függően, hogy mennyi klorit ill. albit található bennük.

Ásványi összetétel:

- a. kvarc-klorit-epidot /zoizit-albit \pm kalcit \pm gránát \pm biotit \pm muszkovit
- b. kvarc-albit-klorit-epidot /zoizit \pm muszkovit \pm kalcit
- c. klorit-aktinolit-epidot /zoizit \pm gránát \pm kvarc

Az átlagos %-os összetételt a 11. ábra mutatja.

A kloritpalák és a klorit-albit gneiszek közötti szoros kapcsolatot a Cluster analízis dendogramja /21. ábra/ is bizonyítja. Gyenge elkülönülés látható, de valójában csak az aktinolitpala válik el tőlük. A kloritpalákat sokszor igen nehéz elkülöníteni a kloritosodott biotitokat tartalmazó, amfibolit fáciesű, indexásvány nélküli csillámpaláktól. A Cluster analízis dendogramján /22. ábra/ a kloritpalák négy csoportba tömörülnek, de az a négy csoport szabálytalanul keveredik a Duna - Tisza közti csillámpalákkal, hiszen nemcsak ásványtani, de kémiai összetételükben sincs sok különbség.

Ugyanez mondható el, ha az ásványos összetevőikben, szövetségben egymáshoz igen hasonló klorit-albit gneiszeket hasonlítjuk a Duna - Tisza közti granitoidokhoz /23. ábra/. A klorit-albit gneiszek az ábra jobb oldalán csoportosulnak, jól elkülönülnek a Kecskeméti Egység granitjaitól, de nagy hasonlóságot mutatnak néhány algyői, szaniki, miskei, /jánoshalmi/gránittal.

Premetamorf litofácies

A WINKLER, 1976 féle ACF - ÁKF diagrammokon az amfibolitokhoz hasonló kiindulási kőzettípusok figyelhetők meg. Egyértelműen bázisos eredetre csak az aktinolitpalák projekciós pontjai utalnak, klorit-albit palák grauwacke, kevés karbonáttartalmú agyag kiindulási kőzetűek, míg a kloritpalák pontjai intermedier-bázisos tufa hozzákeveredést tételeznek fel /24. ábra/.

Metamorf fejlődéstörténet

Az ásványösszetételből egyértelműen megállapítható, hogy a kőzetet ért metamorfózis zöldpala fáciesű, 370°C hőmérsékletű volt/WINKLER, 1967/. A klorit-gránát - aktinolit parageneziséből esetleg arra lehet következtetni, hogy a metamorfózis nem Barrow típusú volt, hanem alacsonyabb nyomású, tehát nagyobb geotermikus grádiensű. A kőzeteken kettős metamorfózis /retrográd metamorfózis/ nem észlelhető, minden ásvány üde. Ez azt jelenti, hogy a zöldpala fáciesű metamorfózis a területen általános, a milonitképződéssel azonos korú retrográd metamorfózissal egyidős, vagy fiatalabb annál.

Földtani analógiák

A zöldpala fáciesű kloritpala-albitgneisz csoportnak csak az Erdélyi Középhegységben /Mti Apuseni/ van megfelelő

analógiája.

A legújabb kutatások /BALINTONI, 1983/ alapján csak a Biharai takarórendszer Biharai takarójának Biharai sorozata áll zöldpala fáciesű, progresszív fejlődésű, albit porfiroblasztos kloritpalákból, amelyek egyéb kloritos, epidotos, aktinalitos zöldpalákkal és muszkovitos-kloritos albitgneiszekkel váltakoznak. Az 1980 előtti irodalomban a Biharai sorozat kőzeteit a Biharai takarórendszer Muncel - Lupsa takarójában és Kodru /Codru/ takarórendszer Fenes /Finis/ takarójában is feltételezték. Ezekről azonban kiderült, hogy az idősebb amfibolit fáciesű csillámpalák retrográd változatai. Ha tehát az Algyó - Kiskunmajsa környéki kloritpalákat, klorit-albit gneiszeket a Biharai sorozattal azonosítjuk, akkor fel kell tételeznünk - még ha csak takaró roncsok formájában is - a Biharai takarórendszer magyarországi meglétét.

C. Kronológia

Az előző Egységekhez hasonlóan itt is csak a képződmények relatív korviszonyát tudjuk megadni. A következő metamorf ciklusokat lehet elkülöníteni:

- I. a. Közepes fokozatú / staurolit izográd / metamorfózis: gneisz-csillámpala képződés /diszténnel/, amfibolit, márvány képződés.
- b. Az előzőnél kisebb nyomású /?/ nagyobb hőmérsékletű /?/ metamorfózis: andaluzit képződés a csillámpalákban; részleges migmatitosodás /?/
- II. a. Zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis: milonit képződés; földpát porfiroblasztok kialakulása a

gneiszekben /?/

- b. Zöldpala fáciesű progresszív metamorfózis:
kloritpala, klorit-albit gneisz, aktinolitpala
képződés.

Az Erdélyi Középhegységben a Bihariai sorozat kőzeteiben ó-paleozóos polleneket találtak /BALINTONI, 1983/. A metamorfózis kora szerintük kaledóni. Ugyiszintén kaledóninak határozták meg a csillámpalák andaluzit képződésének korát /ugyanolyan geotermikus gradiens, csak mélyebb szint/és a granitosodást is. A disztén, staurolit tartalmú csillámpalák prekambriumi koruak, a kodomai metamorfózis során keletkeztek.

Bár radiometrikus kor-adatokkal a fönti korbeosztás Magyarországon nincs bizonyítva, de elképzelhetőnek tartjuk.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton fejezem ki köszönetemet és hálámat elsősorban Buda Györgynek, akinek személyes irányítása alatt tanulmányoztam meg a földpátok optikai - és röntgendiffrakciós meghatározását, továbbá Felvári Gyöngyinek, aki számos mikroszöveti sajátásra, ill. az andaluzit jelenlétére hívta fel a figyelmemet. Köszönettel tartozom Radu Dimitrescu és Jon Balintoni romániai kollegáknak, akikkel több ízben is terepbejárásokat végezhettem az Erdélyi Középhegységben /Mti Apuseni/ és szóbeli magyarázatuk alapján a hegység szerkezetét megismerhettem. Köszönöm továbbá Árkai Péternek és Szederkényi Tibornak az idézett dolgozataikon kívüli személyes beszélgetéseket, amelyek sok részletkérdésre jobban rávilágítottak.

A legnagyobb hála Jantsky Bélát illeti, aki felhívta a figyelmemet a metamorf petrográfia "szépségeire" és aki a metamorf kőzetekkel való foglalkozásra elindított.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- ÁRKAY, P. 1978. A Kiskunhalas ÉK-i terület mezozoikumnál idősebb metamorf és magmás képzőményeinek szénhidrogénprognózist elősegítő ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1980a. A Kiskunhalas ÉK-i terület feldolgozása II. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1980b. A Tázlári terület metamorfitjainak feldolgozása. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1981. A Szanki terület, néhány Soltvadkerti és Jászszentlászlói furás, valamint az Álmosdi terület újabb furásai metamorfitjainak feldolgozása. MTA GKL Kézirat.
- ÁRKAY, P. 1984. Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Drava basin /SW Transdanubia, Hungary/. Acta Min.-Petr. Szeged, XXVI/2, 129-153.
- BALINTONI, J. 1983. Crystalline series of the Apuseni Mt. Guide to Excursion of Rom.-Hung. geologists. Manuscript.
- BALÁZS, E. - CSEREPESNÉ, B. - NUSSZER, A. - SZILINÉ, P. 1984. Az Alföld prekambriumi-, paleozoós-, triász-, jura- és alsókréta kora képződményeinek összehasonlító áttekintése a mezozoós és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően. I. prekambrium - paleozoikum. OKGT Kézirat.
- BAMBAUER - CORLETT - EBERHARD - VIJWANATHAN, 1967. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. Schweiz. Min.Petr.Mitt. 47/1.333.

- BUDA, Gy. 1970. Vizsgálati jelentés a Duna-Tisza közti, békési és algyői medencealjzat granitoid és metamorf kőzetek földpátelegyrészeinek optikai és röntgenvizsgálatáról. ELTE Kézirat.
- BUDA, Gy. 1972. A magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára. MTA X.oszt.közl.5/1-2.21p.
- BUDA, Gy. 1974. Investigation of the alkali feldspar polymorphs of the Hungarian granitoid rocks. Acta Geol.Acad.Sci. Hung. Tom.18,/3-4/ 465-480.
- BUDA, Gy. 1981. Genesis of the Hungarian granitoid rocks. Acta Geol. Acad.Sci.Hung.Vol.24./2-4/
- CSEREPES-MESZÉNA, B. 1980. A Duna-Tisza közti karbonnál idősebb képződmények összehasonlító petrológiai vizsgálata. OKGT Kézirat.
- DIMITRESCU, R. 1976. Les Formations Cristallophylliennes des Mounts Apuseni. Rev. Roumaine de Geol. Geoph.et Geogr. Tome 20. Nql.
- DIMITRESCU, R. 1981. Hypotheses sur la structure du Soubassement du Secteur sud-oriental de la Depression Pannonique. Rev.Roumaine de Geol. Geoph.et Geogr. Tome 25.
- GHONEIM, M.F. - SZEDERKÉNYI, T. 1977. Preliminary petrological and geochemical studies of the area Ófalu, Mecsek Mt., Hungary. Acta Min.-Petr. Szeged. XXIII/1,15-28.
- IANOVICI et al. 1976. Geologia Muntilor Apuseni. Editura Academiei Rep. S.Romania.
- JANTSKY, B. 1976. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. MÁFI Évkönyv LX.

- JUHÁSZ,Á. 1966. Szank és környékének harmadidőszaknál idősebb földtani képződményei. Földtani Közlöny 96. 427-435.
- JUHÁSZ,Á. 1969a. A Duna-Tisza köze mélységi magmás és metamorf képződményei. Földtani Közlöny 99. 320-336.
- JUHÁSZ,Á. 1969b. Magyarázó Magyarország paleozoós és mezozoós képződményeinek 1:500.000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. OKGT Kézirat.
- JUHÁSZ,Á. - BALÁZS,E. 1969. A magyarországi szénhidrogénkutató furások által feltárt karbon és perm időszi képződmények összehasonlító vizsgálata. OKGT Kézirat.
- KEMENCI,R. - ČANOVIČ,M. 1975. Pre-Neogene basement in the Pannonian basin of Vojvodina. Radovi Znanst. sovjeta za naftu JAZU, A 5, 248-256. Zagreb.
- LAVES, 1960. Al/Si Verteilungen, Phasentransformationen und Namen der Alkalifeldspate. Zeitschrift f. Kristallographie 113., 265.
- LELKES-FELVÁRI,Gy. - SASSI, F.P. 1981. Outlines of the pre-alpine metamorphisms in Hungary. Newsletter No.3. IGCP Project No.5. 89-99.
- MEHNERT,K.R. 1968. Migmatites and origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Co. Amsterdam etc.
- MIELKE,P. - WINKLER,H. 1979. Eine bessere Berechnung der Mezonorm für granitische Gesteine. N.Jb. Mineral Mh. Jg.1979.H.10.471-480.
- STRECKEISEN,A. 1975. Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Min.Abh. 107. 144-214.
- SZALAY,Á. 1975. A Battonya-Mezőhegyesi granitogén képződmények genetikai viszonyai. NME Miskolc.
- SZALAY,Á. 1977. Metamorphic granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern Hungary. Acta Min-Petr. Szeged. XXIII/1. 49-69.

- SZEDERKÉNYI, T. 1978. A Duna-Tisza köze déli része mezozoikum előtti kőzeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. JATE Kézirat.
- SZEDERKÉNYI, T. 1974. Paleozoic magmatism and tectonogenesis in SE Transdanubia. Acta Geol. Sci. Hung. Tom.18./3-4/ pp.305-313.
- SZEDERKÉNYI, T. 1976. Barrow-type metamorphism in the crystalline basement of SE-Transdanubia. Acta Geol. Acad.Sci. Hung. Tom.20./1-2/
- SZEDERKÉNYI, T. 1982. Lithostratigraphic division of the crystalline mass in South Transdanubia and the Great Hungarian Plain. Newsletter of IGCP Project No.5. Vol.4.
- SZEDERKÉNYI, T. 1983. Összefoglaló földtani jelentés a Nagyalföld kristályos aljzatának tudományos vizsgálatáról. JATE Kézirat.
- SZEPESHÁZY, K. 1958. A Magyar-medence aljzatának kristályos kőzetei. OKGT KÉZIRAT.
- SZEPESHÁZY, K. 1966. A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza köze középső és déli részén. MÁFI Évijelentés.
- SZEPESHÁZY, K. 1967-1971-1974. Részlet Rónai et al. Magyar-
rázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához.
L-34-IX.Szolnok.1967
L-34-VIII.Kecskemét. 1967
L-34-XIV.Kiskunhalas. 1971
L-34-XV-XVI. Szeged-Gyula.1974
- SZEPESHÁZY, K. 1973. A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolata. Ált.Föld. Szemle 3. 5-57.
- SZEPESHÁZY, K. 1979. A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Föld.Szemle 12.

- WINKLER,H.G.F. 1967. Die Genese der metamorphen Gesteine.
Springer-Verlag.Berlin-Heidelberg-New York.
- WINKLER,H.G.F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks.
Springer-Verlag.Berlin-Heidelberg-New York.

THE LITHOSTRATIGRAPHIC DIVISION OF THE CRYSTALLINE
BASEMENT IN THE DANUBE-TISZA INTERFLUVE /HUNGARY/

by B. Cserepes-Meszéna

Abstract

The crystalline basement of the Danube-Tisza Interfluve is built of medium grade /almandine-amphibolite facies/ metamorphic rocks, granites with ultrametamorphic /migmatic/ origin, low grade /greenschist facies/ metamorphic rocks and tectonites /mylonites/. During the medium grade metamorphism a staurolite-kyanite bearing, and locally an andalusite bearing phase can be distinguished. Three regional units, the Kecskemét, Szank, and Bácska-Csongrád Units can be separated; they differ in their metamorphic evolution. The formations of these units can be ranged into several series which are supposed to be partly correlated. Some of the formations are similar to certain series of the Transsylvanian Central Mountains /Muntii Apuseni, Romania/. On the of these similarities or identities it can be proved that the nappes of the Transsylvanian Central Mountains underlite the sediments of the Great Hungarian Plain.

Manuscript received: 2 May, 1985

Adress of the author: Cserepes, M. Bernadette
Hungarian Hydrocarbon Institute
Százhalombatta
Pf. 32
H - 2443

ÁBRAALÁÍRÁSOK

1. ábra A Duna-Tisza köze tektonikai helyzete /a/ a fontosabb kutatási területek és kőzettípusok megjelenésével /b/

Jelmagyarázat: a./ A= az Alpok K-i nyúlványai, B=Középhegységi Zóna, C=Igal-Bükk Zóna, D=Mecsek Alföld Zóna; b./ I=Kecskeméti Egység, II=Szanki Egység, III=Bácska-Csongrád Egység; 1=gneisz, 2=csillámpala, 3=amfibolit, 4=migmatit, 5=gránit, 6=márvány, 7=kloritpala-albitgneisz, 8=anchimotamorf képződmények, 9=tektonitok

2. ábra A Kecskeméti Egység legfontosabb kőzettípusainak főásvány gyakorisági megoszlása /35 db vékonycsiszolat kiértékelése alapján/

Jelmagyarázat: A=gneisz, B=migmatit, C=gránit, 1=kvarc, 2=plagioklász, 3=K-földpát, 4=csillám + klorit + szillimanit

3. ábra A Kecskeméti Egység granitoidjainak STRECKEISEN, 1976. féle diagramja
1=gránit, 2=migmatit

4. ábra A Kecskeméti Egység granitoidjainak és migmatitjainak CLUSTER analízise.

1=gránit, 2=migmatit, függőleges tengely: hasonlóság

5. ábra A Kecskeméti Egység granitoidjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gránit, 2=migmatit

6. ábra A Szanki- és Kecskeméti Egységek gneiszének /csillámpaláinak/ WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gneisz-csillámpala, 2=porfiroblasztos gneisz

7. ábra A Szanki Egység migmás sorozatának főásvány gyakorisági megoszlása /80 db vékonycsiszolati kiértékelés alapján/

Jelmagyarázat: a./ gneisz kiindulási anyag, A= gneisz, B=porfiroblasztos gneisz, C=migmatit, D= gránit; b./ amfibolit kiindulási anyag, E=amfibolit, F=porfiroblasztos amfibolit, C=migmatit, H=gránit, 1=kvarc, 2=plagioklász, 3=K-földpát, 4=csillám + klorit + szillimanit, 5=hornblende

8.ábra A Szanki Egység gneiszeinek, migmatitjainak, granitoidjainak CLUSTER analízise

1=gneisz, 2=porfiroblasztos gneisz, 3=migmatit, 4=gránit

9.ábra A Szanki Egység granitoidjainak STRECKEISEN, 1975 féle diagramja

1=gránit, 2=migmatit

10.ábra A Szanki Egység granitoidjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gránit, 2=migmatit

11.ábra A Bácska-Csongrád Egység legfontosabb kőzettípusainak főásvány gyakorisági megoszlása /25 db vékonycsiszolati kimérés alapján/

Jelmagyarázat: A=csillámpala, B=gneisz, C=migmatit, D=gránit, E=amfibolit, F=kloritpala, G=albit-gneisz, H=aktinolitpala; 1=kvarc, 2=plagioklász, 3=K-földpát, 4=csillám + klorit + szillimanit, 5=hornblende, 6=aktinolitpala

12.ábra A Kecskeméti-, Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek gneiszeinek, csillámpaláinak CLUSTER analízise

1=csillámpala, 2=gneisz

13.ábra A Bácska-Csongrád Egység gneiszeinek, csillámpaláinak, porfiroblasztos gneiszeinek WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja

1=gneisz-csillámpala, 2=porfiroblasztos gneisz

14.ábra A Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek amfibolitjainak CLUSTER analízise

1= Szanki amfibolit, 2=Bácska-Csongrádi amfibolit

15. ábra A Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek amfibolitjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
1=Szanki amfibolit, 2=Bácska-Csongrádi amfibolit, 3=porfirritoid
16. ábra A Bácska-Csongrád Egység granitoidjainak STECKEISEN, 1975. féle diagramja
1=gránit, 2=migmatit
17. ábra A Bácska-Csongrád Egység gránitjainak, migmatitjainak CLUSTER analízise
1=gránit, 2=migmatit
18. ábra A Bácska-Csongrád Egység gneiszeinek, csillámpaláinak, gránitjainak CLUSTER analízise
1=gránit, 2=csillámpala, 3=gneisz
19. ábra A Bácska-Csongrád Egység granitoidjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
1=gránit, 2=migmatit
20. ábra A Szanki-, Bácska-Csongrád Egységek milonitjainak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
1=Szanki milonitok, 2=Bácska-Csongrádi milonitok
21. ábra A Bácska-Csongrád Egység kloritpaláinak, klorit-albitgneiszeinek, aktinolitpaláinak CLUSTER analízise
1=kloritpala, 2=klorit - albitgneisz, 3=zoizitpala, 4=aktinolitpala
22. ábra A Bácska-Csongrád Egység kloritpaláinak, csillámpaláinak, gneiszeinek CLUSTER analízise
1=csillámpala, 2=gneisz, 3=kloritpala
23. ábra A Bácska-Csongrád Egység klorit-albitgneiszeinek és a Duna-Tisza köze granitoidjainak CLUSTER analízise
1=Kecskeméti granitoidok, 2=klorit-albitgneiszek, 3=Szanki granitoidok, 4=Bácska-Csongrádi granitoidok

24. ábra A Bácska-Csongrád Egység kloritpaláinak, klorit-albitgneiszeinek, aktinolitpaláinak WINKLER, 1976. féle ACF - ÁKF diagramja
 1=kloritpala, 2=aktinolitpala, 3=klorit-albitgneisz

- I. tábla
1. Zónás plagioklász kristályok mikroclinben
Kecs-D-4.fúrás, 3 mf. 1614-1616 m +N, N=6ox
 2. Mirmekites plagioklász mikroclinben
Sol-3.fúrás 21 mf. 1508-1513 m +N, N=6ox
 3. Szericites plagioklász és üde mikroclin
Kecs-4.fúrás 6 mf. 1130-1134,5 m +N, N=6ox
 4. Albit és ortoklász porfiroblasztos finomkristályos alapanyagban
Kecs-Ny-2.fúrás 5 mf. 1180-1183 m +N, N=6ox

- II. tábla
1. Zónás plagioklász kristályok
Kecs-D-4.fúrás 3 mf. 1614-1616 m +N, N=6ox
 2. Karlsbadi /?/ ikres, pertites ortoklász
Kecs-1.fúrás 9 mf. 1162-1165 m +N, N=6ox
 3. Hullámosan kioltó mikroclin
Kecs-2.fúrás 6 mf. 1152,5-1154,5 m +N, N=6ox
 4. Szillimanittá alakult muszkovit
Sol-9.fúrás 14 mf. 1213,5-1219 m +N, N=6ox

- III. tábla
1. Staurolit és disztén kristályok szericites alapanyagban
Üllés-31.fúrás 7 mf. 2959-2960 m !!N, N=8ox
 2. Disztén és biotit
Uszi-2.fúrás 8 mf. 3395-3398 m !!N, N=8ox
 3. Andaluzit, gránát, turmalin
Ruzsa-7.fúrás 8 mf. 2859-2863,5 m +N, N=8ox
 4. Andaluzit
Üllés-ÉNY-2.fúrás 21 mf. 2138-2142 m +N, N=8ox

- IV. tábla
1. Staurolit és disztén kristályok szericit alapanyagban
Üllés-31.fúrás 7 mf. 2959-2960 m !!N, N=8ox
 2. Staurolit körül andaluzit kristály
Üllés-17.fúrás 10 mf. 2817-2818 m !!N, N=8ox
 3. Bontott staurolit kristály körül szericit mező
Üllés-17.fúrás 10 mf. 2817-2818 m !!N, N=6ox

4. Repedezett, bontott staurolit
Ruzsa-7.fúrás 8 mf. 2859-2863 m +N, N=9ox

CAPTIONS

- Fig. 1. Tectonic position of the Danube-Tisza Interfluve /a/ with the areas of oil prospecting and rock types /b/.
a./ A=Eastern Alps in Hungary, B=Hungarian Central Mountains, C=Igal-Bükk mobile belt and Bükkium, D=South Transdanubian and Great Hungarian Plain; b./ I=Kecskemét Unit, II=Szank Unit, III=Bácska-Csongrád Unit; 1=gneisz, 2=micaschist, 3=amphibolite, 4=migmatite, 5=granite, 6=marble, 7=chlorite schist-albit gneiss, 8=very low and low grade metamorphic rocks, 9=tectonites
- Fig. 2. Percentages of the minerals in the main types of the rocks in the Kecskemét Unit /analysis of 35 thin-sections/
A=gneiss, B=migmatite, C=granite; 1=quarz, 2=plegioclase, 3=K-feldspar, 4=mica+chlorite+sillimanite
- Fig. 3. Q - Or - Ab, An proportions of granitoids in the Kecskemét Unit /STECKEISEN, 1976/.
1=granite, 2=migmatite
- Fig. 4. The CLUSTER-analysis of the granites and migmatites in the Kecskemét Unit
1=granite, 2=migmatite, vertical axis; similarity
- Fig. 5. Distribution of granitoides of the Kecskemét Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
1=granite, 2=migmatite
- Fig. 6. Distribution of gneisses /micaschist/ of the Szank and Kecskemét Units in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
1=gneiss-micaschist, 2=porphyroblastic gneiss

- Fig. 7. Percentages of the minerals in the migmatitic series of the Szank Unit /analysis of 80 thin-sections/
 a./ gneiss origin? A=gneiss, B=porphyroblastic gneiss, C=migmatite, D=granite; b./ amphibolitic origin; E=amphibolite, F=porphyroblastic amphibolite, G=migmatite, H=granite; 1=quarz, 2=plagioclase, 3=K-feldspar, 4=mica+chlorite+sillimanite, 5=hornblende
- Fig. 8. The CLUSTER-analysis of the gneisses, migmatites, granites in the Szank Unit
 1=gneiss, 2=porphyroblastic gneiss, 3=migmatite, 4=granite
- Fig. 9. Q - Or - Ab, An distribution of granitoids in the Szank Unit /STRECKEISEN, 1976/
 1=granite, 2=migmatite
- Fig. 10. Distribution of granitoids of the Szank Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
 1=granite, 2=migmatite
- Fig. 11. Percentages of the minerals in the main types of the crystalline rocks in the Bácska-Csongrád Unit /analysis of 25 thin-sections/
 A=micaschist, B=gneiss, C=migmatite, D=granite, E=amphibolite, F=chlorite schist, G=albit gneiss, H=actinolite schist; 1=quarz, 2=plagioclase, 3=K-feldspar, 4=mica+chlorit+sillimanite, 5=hornblende, 6=actinolite
- Fig. 12. The CLUSTER-analysis of the gneisses, micaschists in the Kecskemét-, Szank-, Bácska-Csongrád Units
 1=micaschist, 2=gneiss
- Fig. 13. Distribution of gneisses, micaschists, porphyroblastic gneisses of the Bácska-Csongrád Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/
 1=gneiss-micaschist, 2=porphyroblastic gneiss
- Fig. 14. The CLUSTER-analysis of amphibolites of Szank and Bácska-Csongrád Units
 1=amphibolites from Szank, 2=amphibolites from Bácska-Csongrád Unit
- Fig. 15. Distribution of amphibolites of the Szank and Bácska-Csongrád Units in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER, 1976/

1=amphibolite from Szank, 2=amphibolite from Bácska-Csongrád Unit, 3=porphyritoid

- Fig.16. Q - Or - Ab,An distribution of the granitoids in the Bácska-Csongrád Unit /STRECKEISEN,1976/
1=granite, 2=migmatite
- Fig.17. The CLUSTER-analysis of granites, migmatites of Bácska-Csongrád Unit
1=granite, 2=migmatite
- Fig.18. The CLUSTER-analysis of gneisses, micaschists, granites of Bácska-Csongrád Unit
1=granite, 2=micaschist, 3=gneiss
- Fig.19. Distribution of granitoid of the Bácska-Csongrád Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER,1976/
1=granite, 2=migmatite
- Fig.20. Distribution of mylonites of Szank and Bácska-Csongrád Units in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER 1976/
1=mylonite from Szank, 2=mylonite from Bácska-Csongrád Unit
- Fig.21. The CLUSTER-analysis of chlorite schists, chlorite-albite gneisses, actinolite schists in the Bácska-Csongrád Unit
1=chlorite schist, 2=chlorite-albite gneiss, 3=zoisiteschist, 4=actinolite schist
- Fig.22. The CLUSTER-analysis of chlorite schist, mica-schists, gneisses in the Bácska-Csongrád Unit
1=micaschist, 2=gneisses, 3=chloriteschist
- Fig.23. The CLUSTER-analysis of the chlorite-albite gneisses of the Bácska-Csongrád Unit and granitoids of the Danube-Tisza Interfluve
1=granitoids from Kecskemét Unit, 2=chlorite-albite gneiss, 3=granitoids from Szank Unit, 4=granitoids from Bácska-Csongrád Unit
- Fig.24. Distribution of chlorite schists, chlorite-albite gneisses, actinolite schists of Bácska-Csongrád Unit in the ACF-ÁKF diagrams /WINKLER,1976/
1=chlorite schist, 2=actinoliteschist, 3=chlorite-albite gneiss

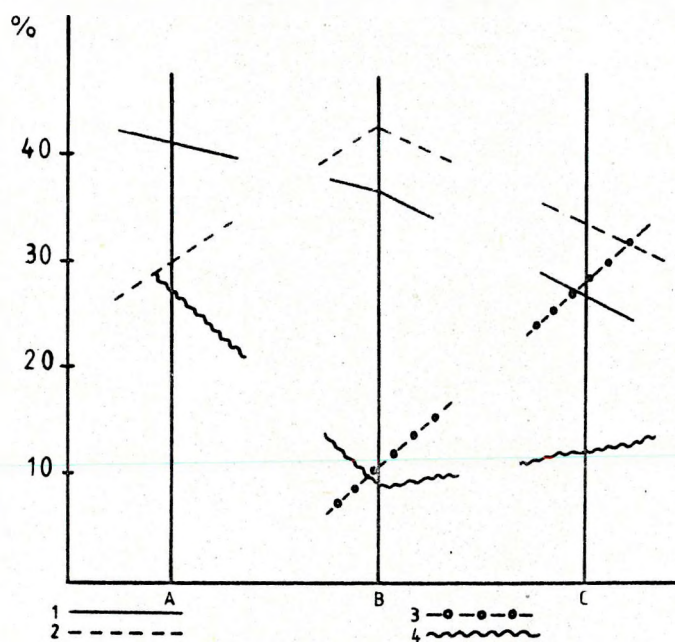


Fig. 2. ábra

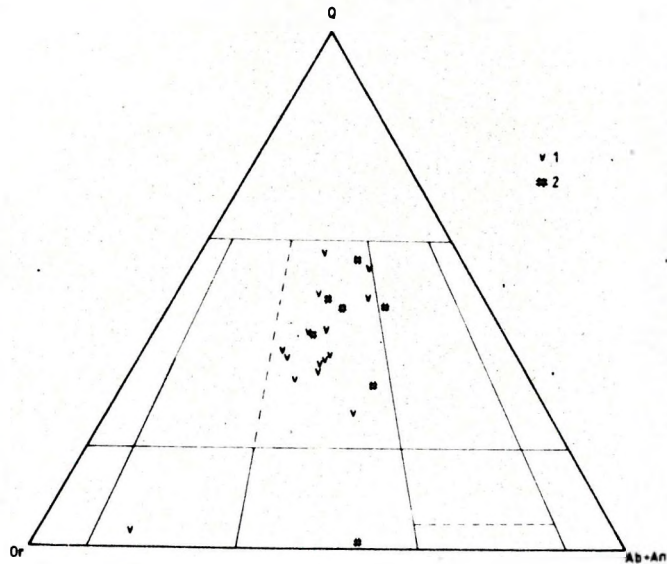


Fig. 3. ábra

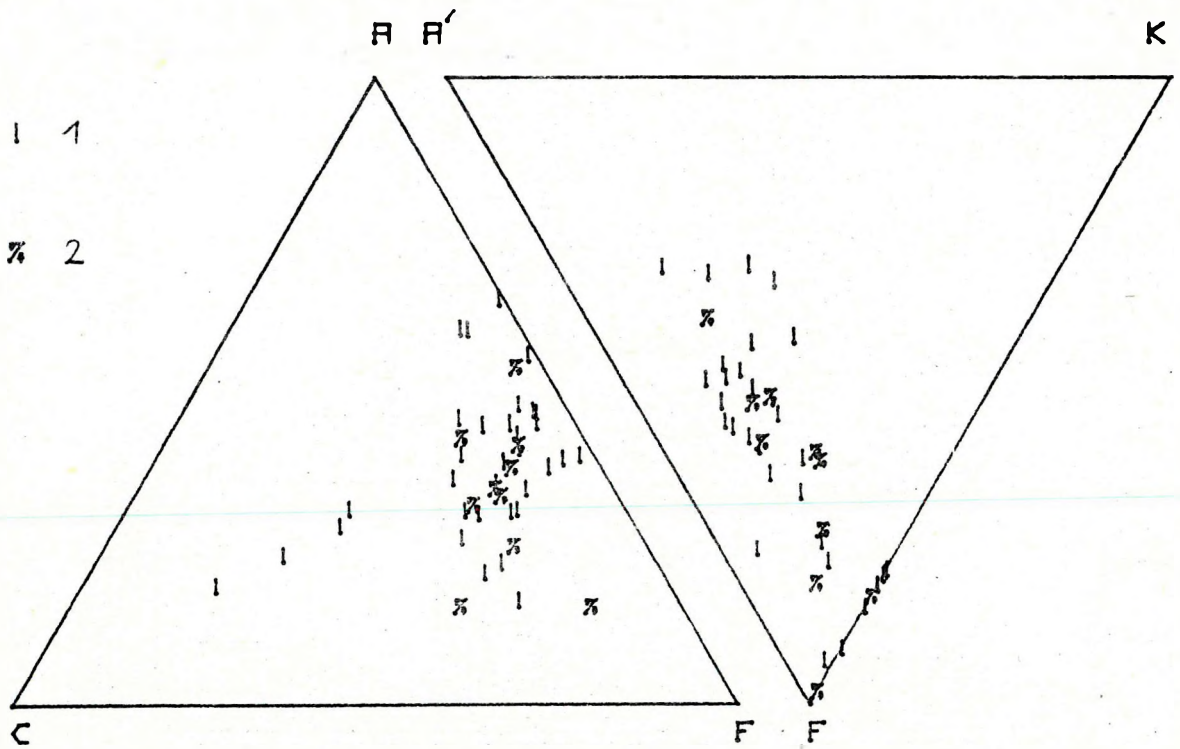


Fig. 6. ábra

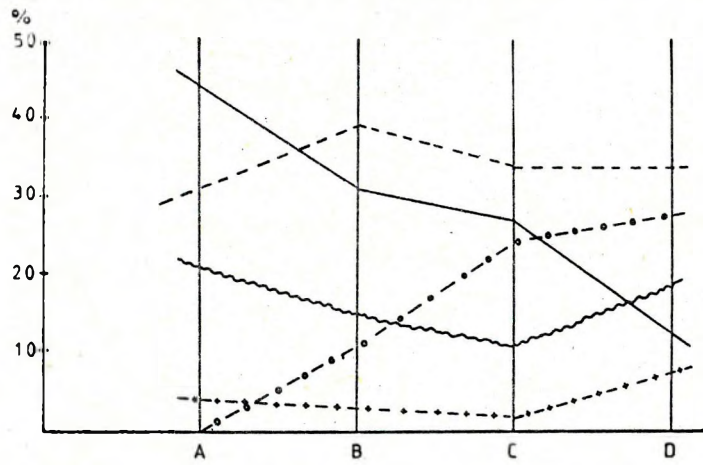
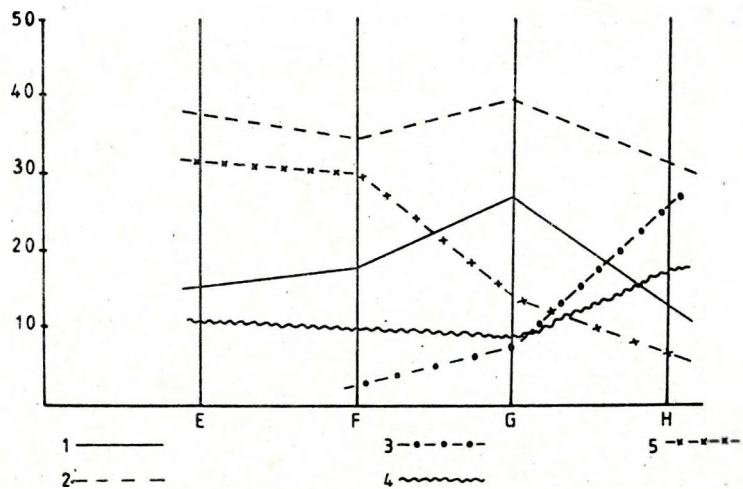


Fig. 7. ábra



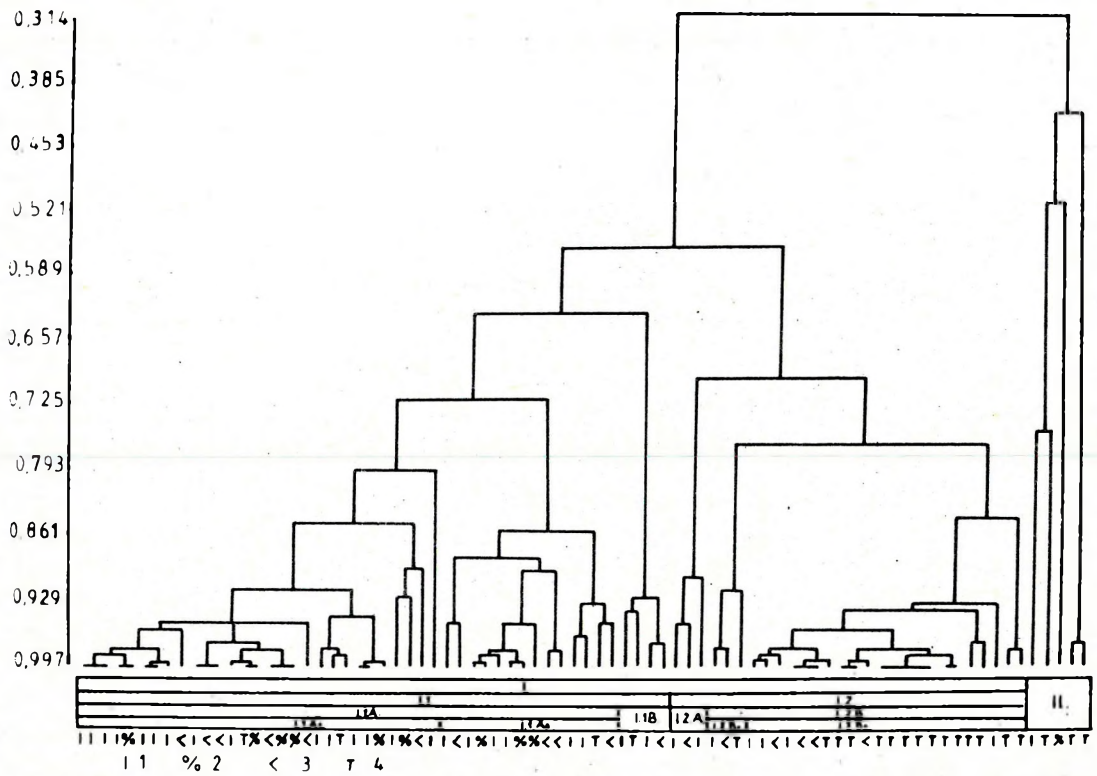
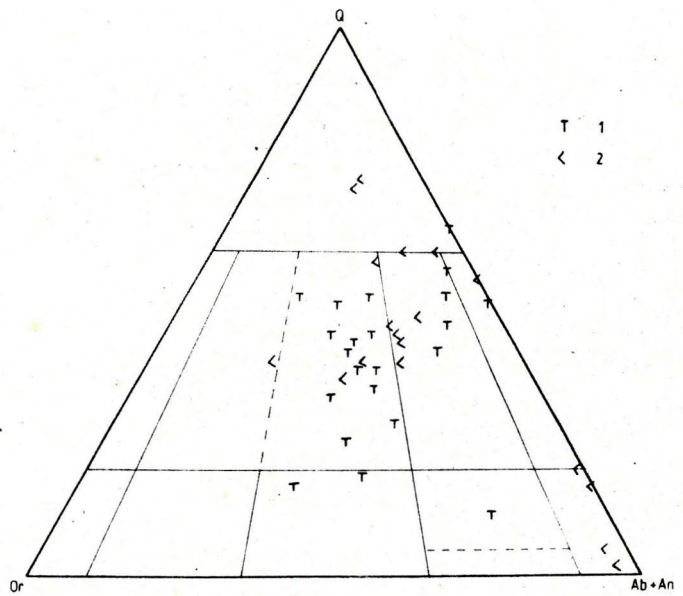


Fig. 8. ábra

Fig. 9. ábra



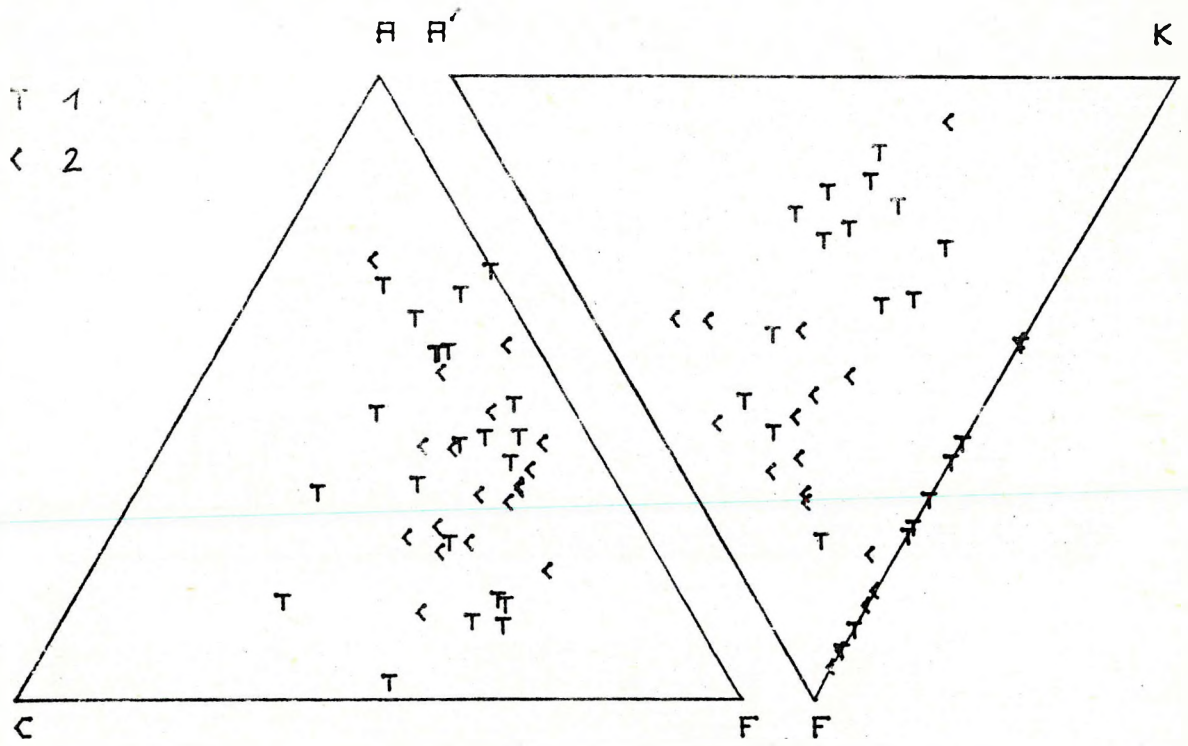


Fig. 10. ábra

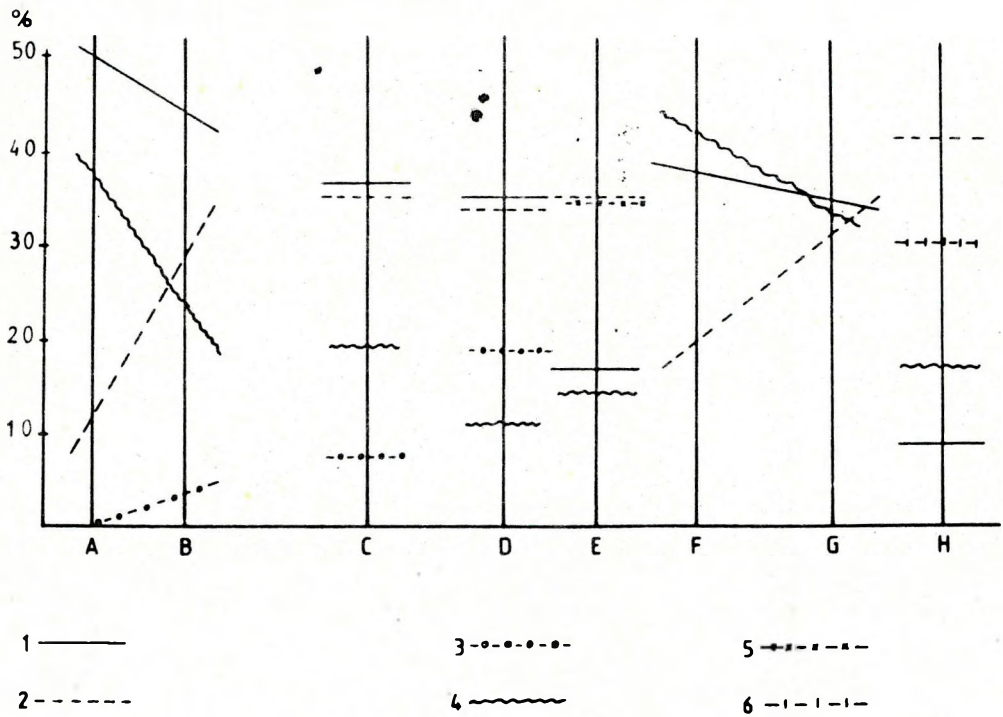


Fig. 11. ábra

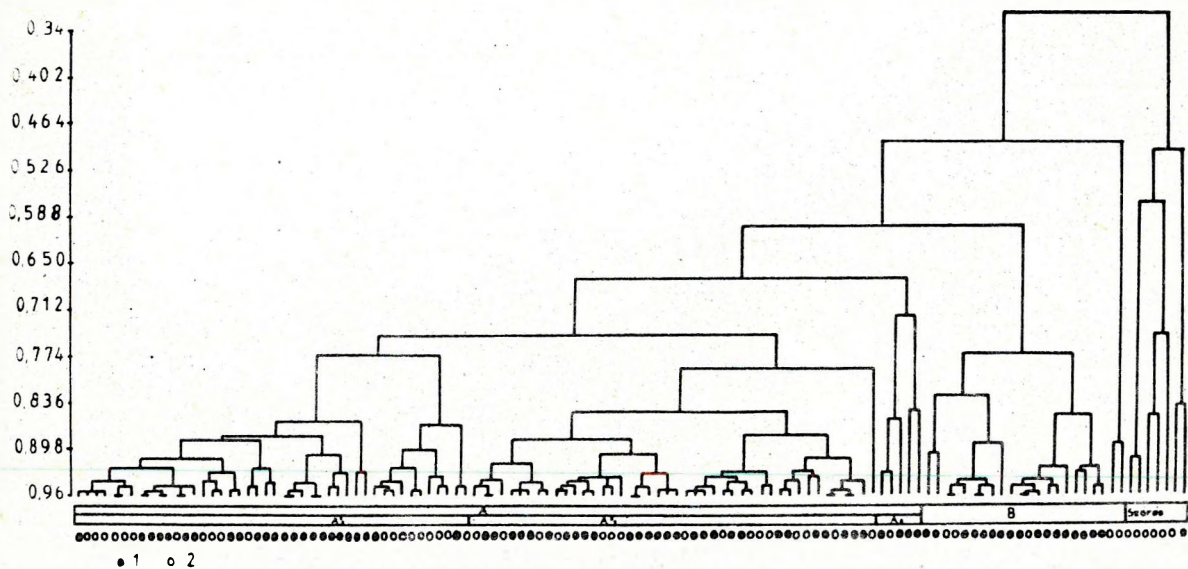


Fig. 12. ábra

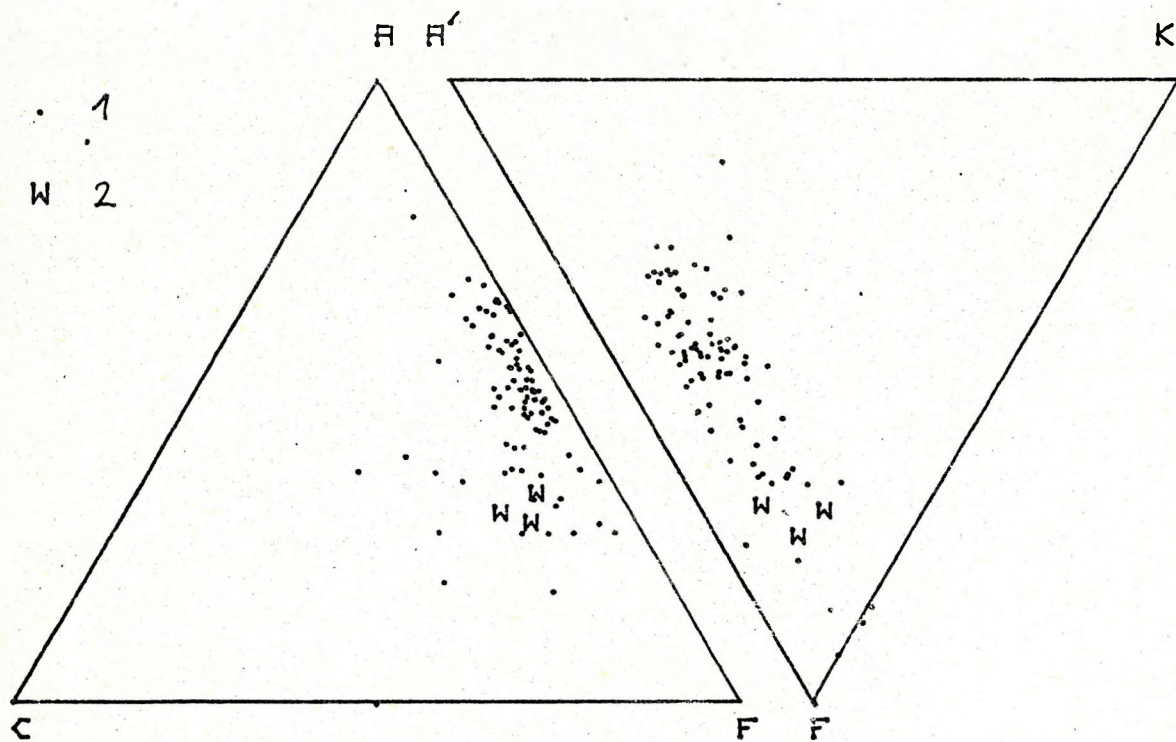


Fig. 13. ábra

Fig.14. ábra

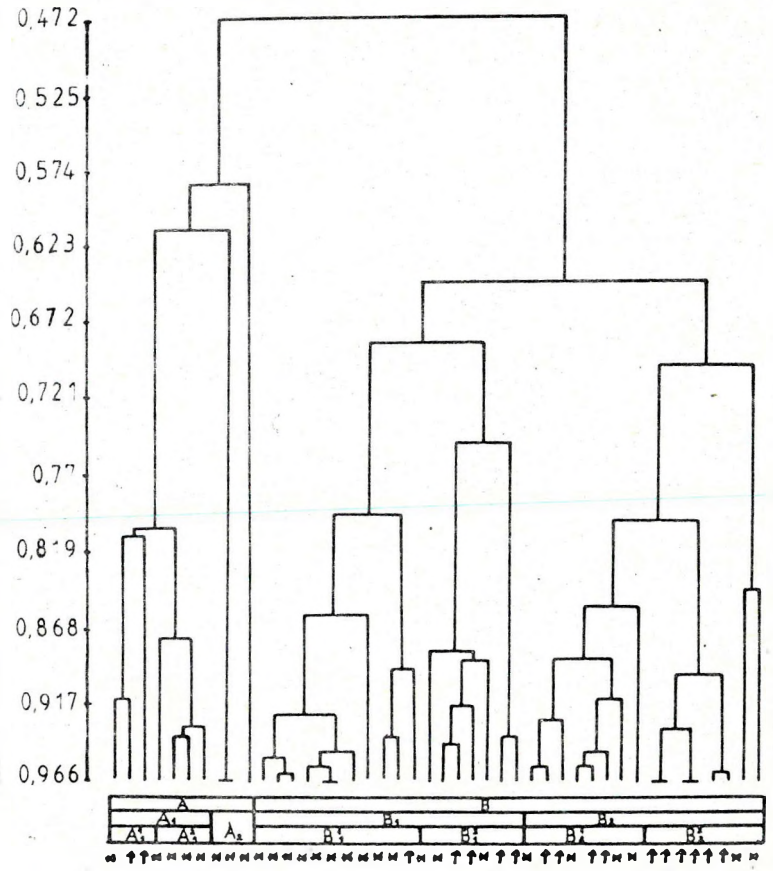
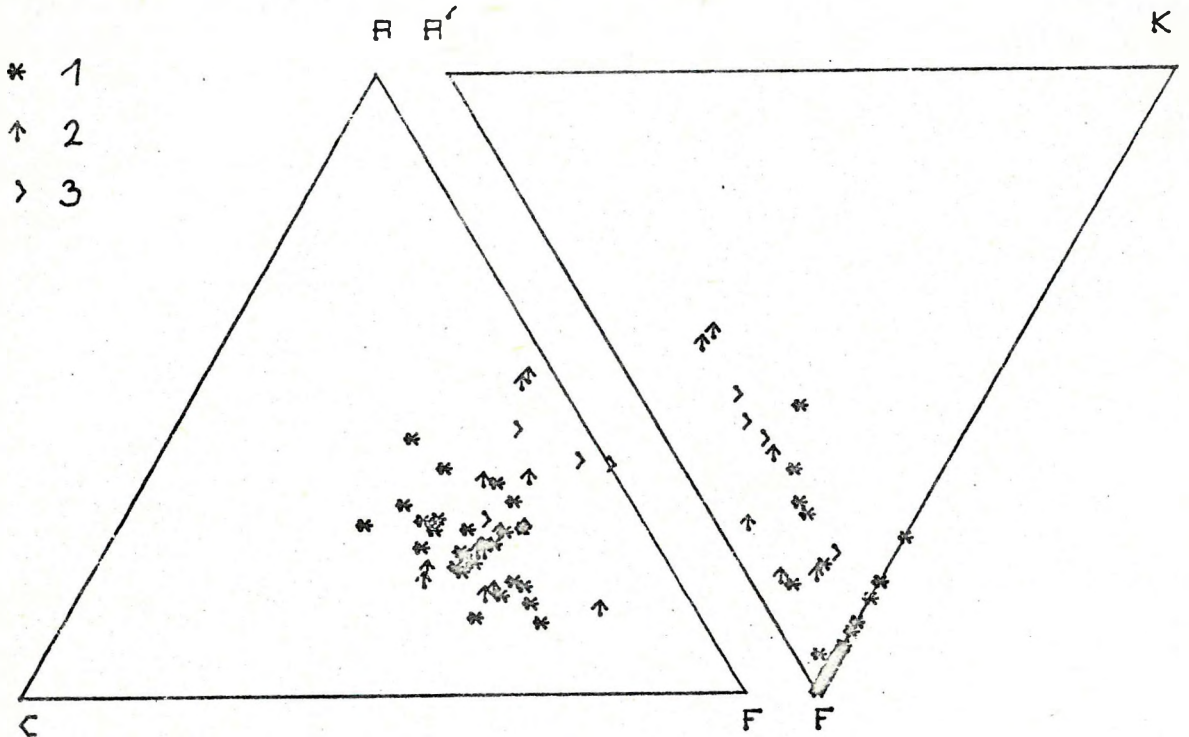


Fig.15. ábra



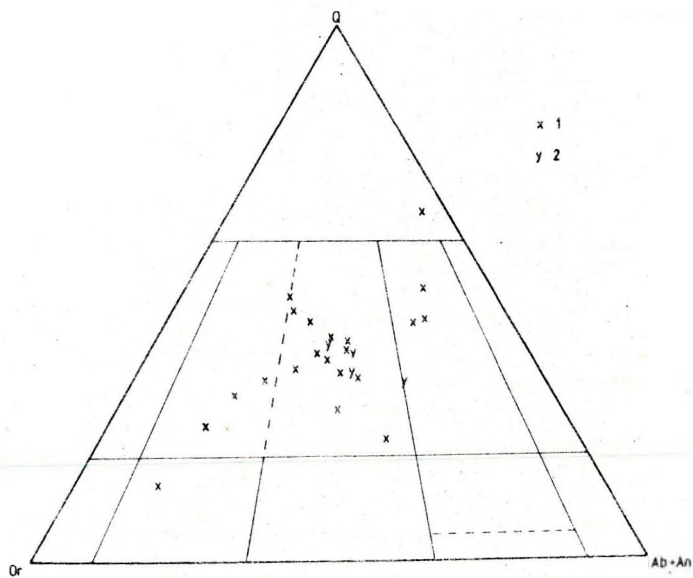


Fig. 16. ábra

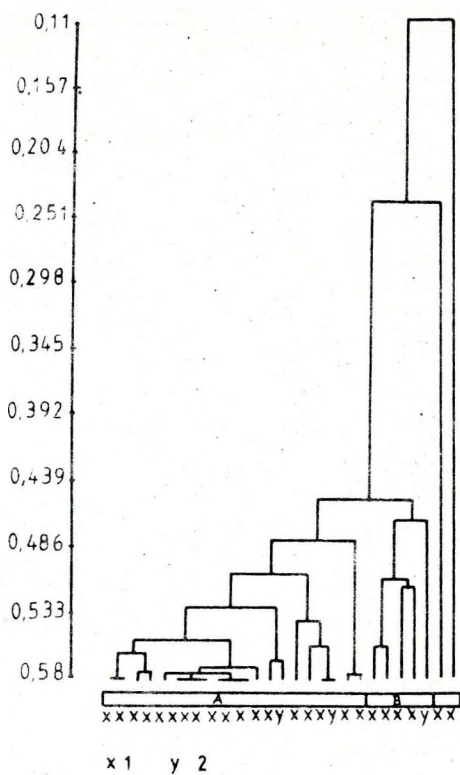


Fig. 17. ábra

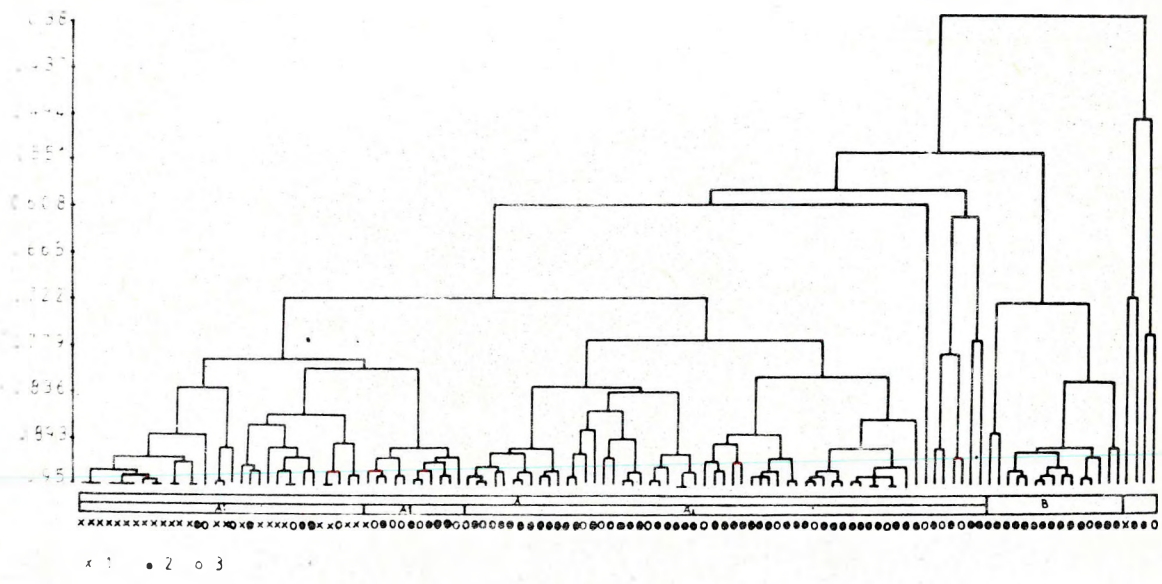


Fig. 18. ábra

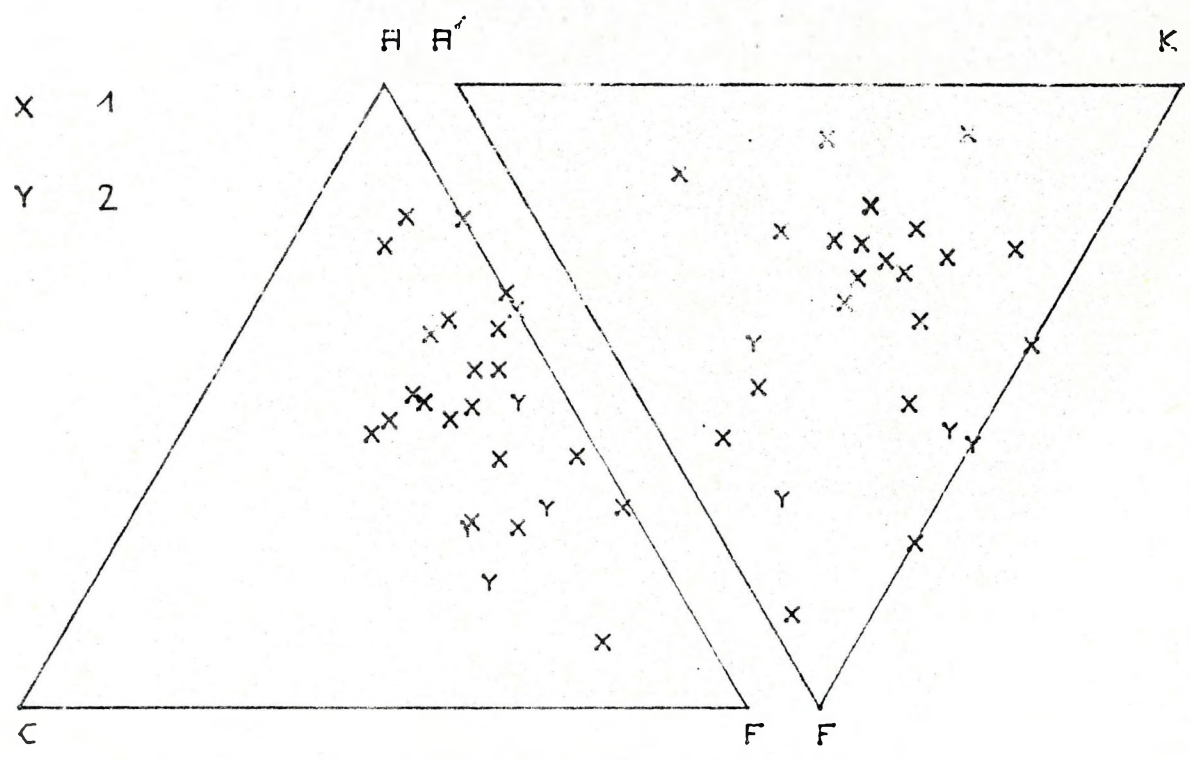


Fig. 19. ábra

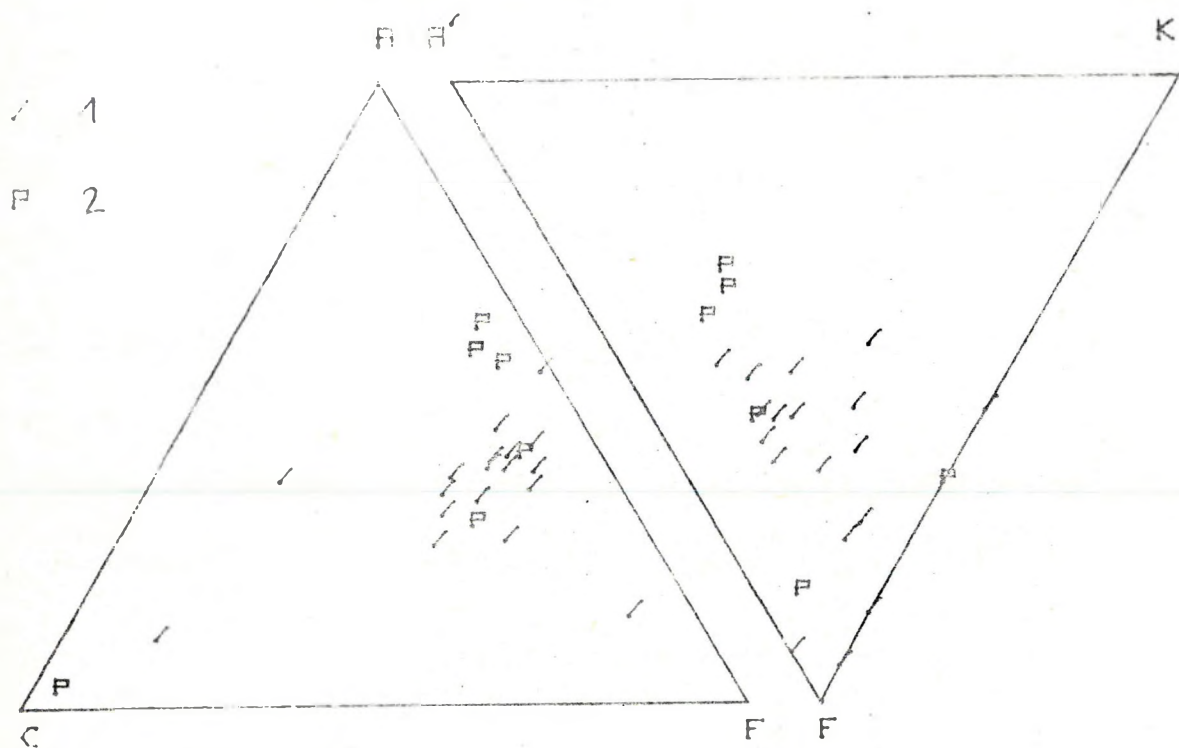
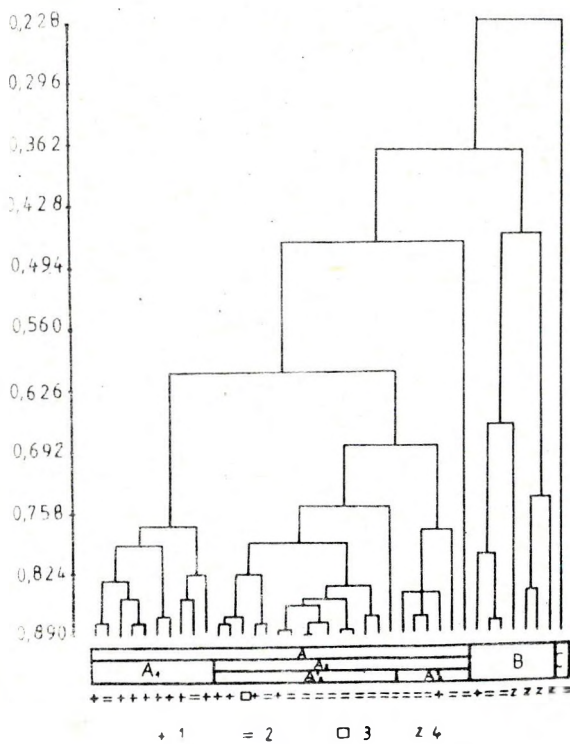


Fig. 20. ábra

Fig. 21. ábra



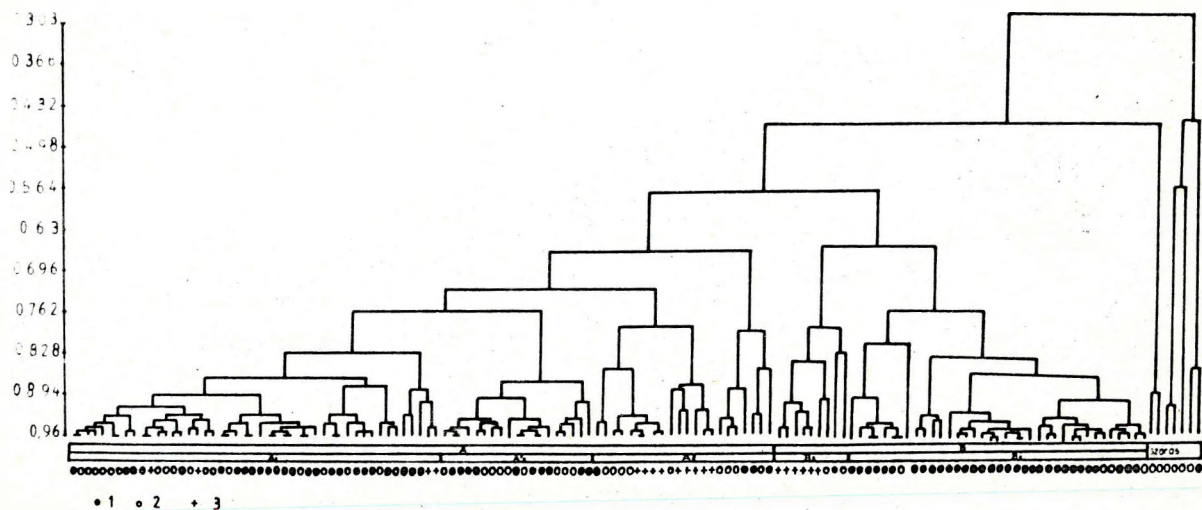


Fig. 22. ábra

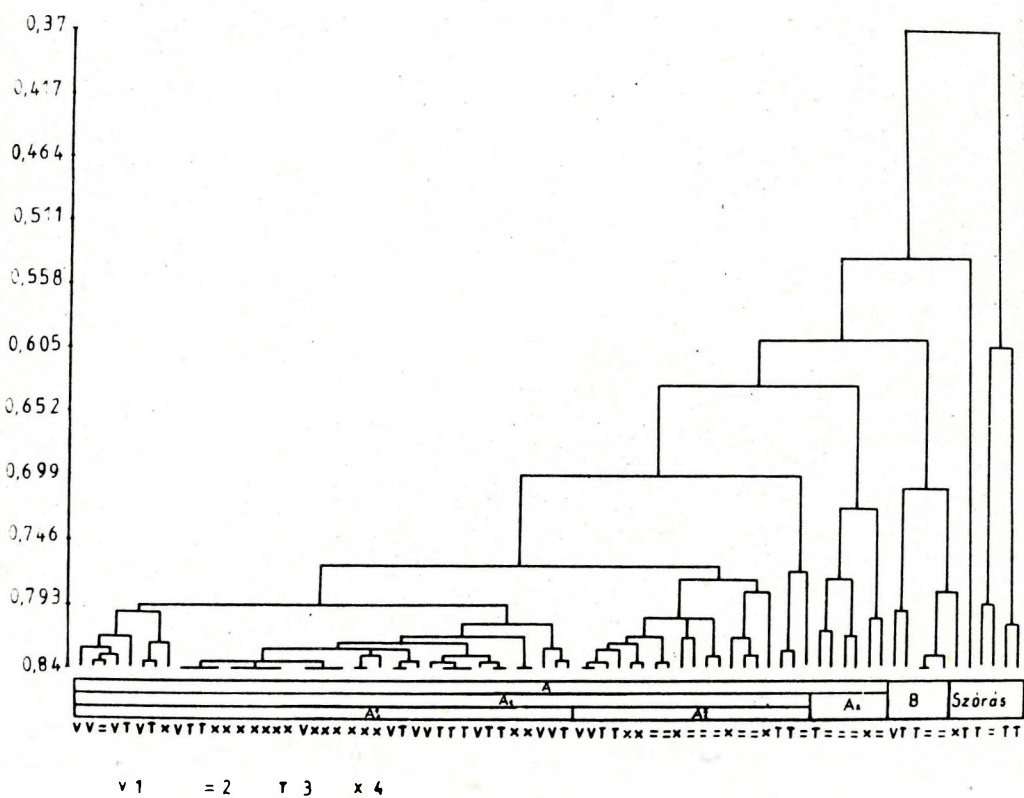


Fig. 23. ábra

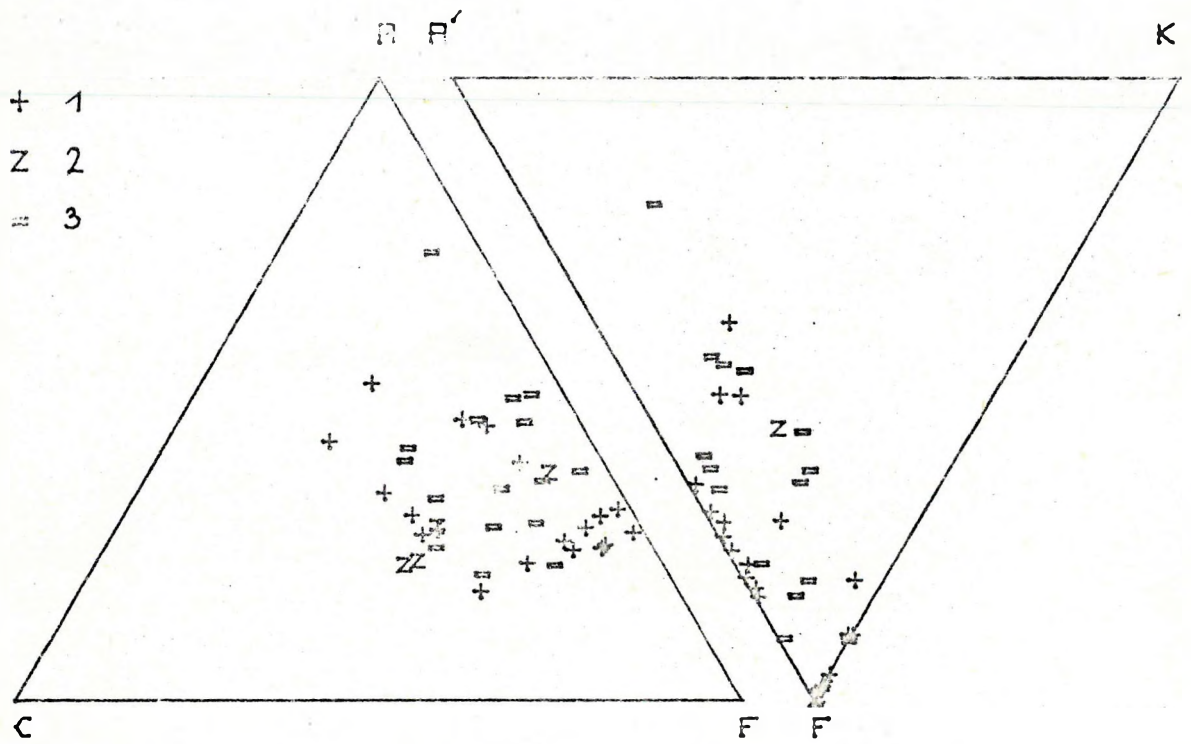


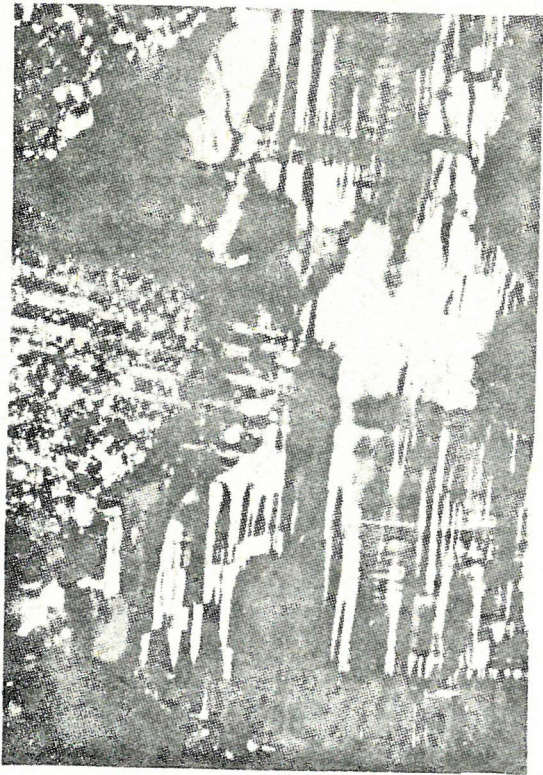
Fig. 24. ábra



1



2



3



4

Plate I. tábla



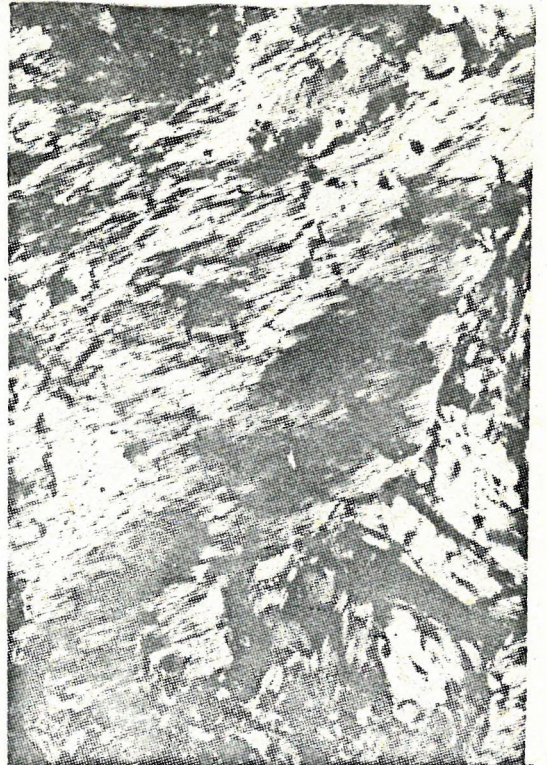
1.



2.



3.

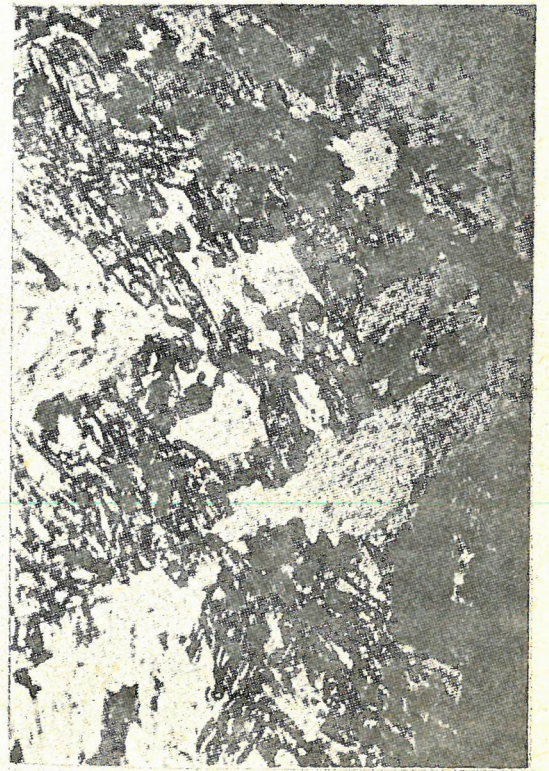


4.

Plate II. tábla



1.



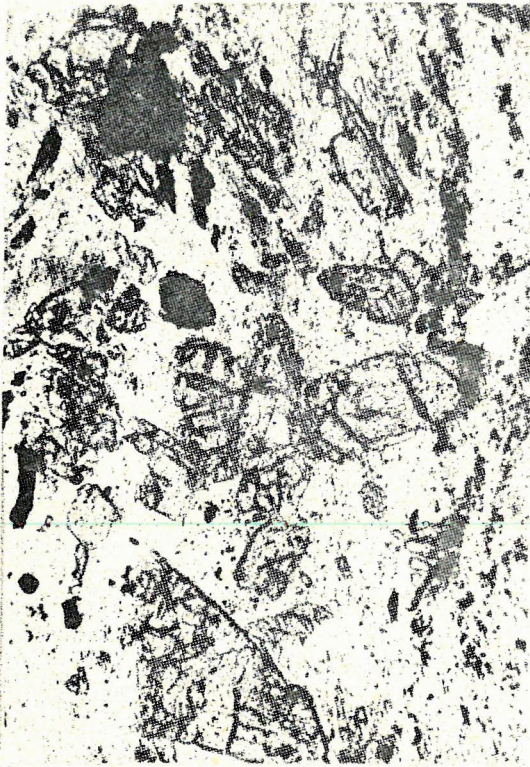
2.



3.



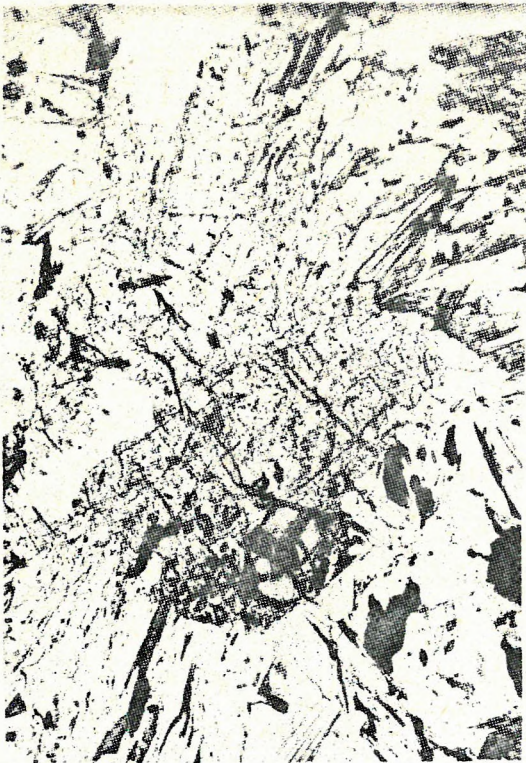
4.



1



2



3



4

Plate IV. tábla

AZ ERDÉLYI KÖZÉPHEGYSÉG METAMORF KÖZETEKBŐL FEL-
ÉPÜLŐ TAKARÓINAK ISMERTETÉSE

Cserepesné Meszéna Bernadette ^x

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: roche métamorphique,
litostratigraphie, formation, nappe, Montagne de
Fransylvanie.

A Nagyalföld kristályos kőzetei több ezer m vastag üledék rétegek alatt vannak, így rétegtani helyzetük, egymáshoz való viszonyuk, kőzettani változataik nehezen tanulmányozhatók. Feltételezzük, hogy az Erdélyi Középhegység takarói a román-magyar határnál nem érnek véget, hanem mélyresüllyedve az alföldi üledékek alatt is megvannak. Mivel az Erdélyi Középhegység krisztallinikumának térképezése, amely 1925-től a mai napig tart, megbízható és pontos eredményeket hozott, szükségesnek érezzük a hegység metamorf kőzeteinek felépítését ismertetni, mert az elősegíti az alföldi területi egységek, zónák kimutatását.

Összefoglalásukat Dimitrescu, R., Bleahu, M., Borcos, M.+E., Ianovici, V., Trif, A., Giusca, B., Hanomolo, I.+A., Stoico-
vici, E., Stefan, R.+A., Urcan, T., Visarion, A., Savu, M.,
Balintoni, I., Zdincenko, B. munkáira alapoztuk, alapkönyv-
ként használtuk a "Geológia Munților Apuseni" /Editura Aca-
demiei Republicii Socialista Romania, Bucuresti 1976/c. köny-
vet. Az IGCP 22. Projekt keretében, ill. devizamentes cse-
reutak kapcsán személyes terepbejárásokat végeztünk Dimit-
rescu, R. ill. Balintoni, I. vezetésével, az ő szóbeli vé-
leményüket, ill. az IGCP 22. Projekt kiadványait, valamint,

Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani
Szakosztály 1985. március 6-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1985. május 2.

a 12. Kárpát-Balkán Geológiai Kongresszus kiadványait is felhasználtuk. A román elnevezéseket - amennyiben azoknak volt magyar változata - minden esetben magyarul használtuk.

Az Erdélyi Középhegység kristályos aljzata igen nagy területen van felszinen, különösen az Aranyos és a Sebes Körös közötti területen; teljes egészében metamorf kőzetek alkotják a Gyalui hegységet és a Nagy Havast, valamint a Bihar hegység déli-, a Vlegyásza északnyugati- és a Királyerdő délkeleti részét. De a Sebes Köröstől É-ra, a Plopi és a Meszes hegység szintén kristályos palákból áll, az Erdélyi Középhegység déli és délnyugati részén pedig a Torockói-, Rápolt, Karmazonest-Velisora, Hegyes-Drócsa és Kodru hegységekben kerül felszínre /1.ábra/.

Az Erdélyi Középhegység kristályos aljzatának osztályozását "litológiai együttesekre", sorozatokra való bontás segítségével végezték el. Az egyes sorozatok elég jól meghatározott sztratigráfiai és fáciesbeli egységeket képviselnek és a metamorf, mikrotektonikai és geotermometrikus sajátosságok összessége elég jól jellemzi mindegyik sorozatot külön-külön.

Bonyodalmat okoz a különböző kristályos sorozatok egymáshoz való viszonyának vizsgálatában az alpi tektonika. Az északi vergenciájú áttolódások több egység kialakulására vezettek, így a Bihari autochton, Kodru takarórendszer és a Biharia takarórendszer egységeit tudjuk megkülönböztetni. Ezek mindegyikét metamorf és üledékes formációk bizonyos fáciesei jellemzik, ill. ezek jelenléte vagy hiánya. Az előbb említett kristályos sorozatok közül egyesek több tektonikai egységben vannak jelen, mások nem, amely megnehezíti a közöttük fennállott elsődleges kapcsolatok tanulmányozását.

Bihari autochton

Szamos sorozat

A Szamos sorozat geometriailag a legmélyebb helyzetet foglalja el az Erdélyi Középhegység sorozatai közül. Igen nagy területen kerül felszínre (nagyobb, mint az összes többi kristályos sorozatok együttvéve), a Gyulai hg., a Jára, a Meleg-Szamos és a Hideg-Szamos medencéi, a Plopiș, a Mészes, a Vlegyásza és Királyerdő közötti kristályos gerincek nagy részükben, vagy akár teljes egészükben a Szamos sorozatból állnak.

Több szerző szerint is három tagozatra lehet osztani, az alsó egy kétsillámú, gránátos, ritkán amfibolos mikroclin porfiroblasztos paragneisz, a középső egy csillámos, gránátos, néhol amfibolos kvarcitpala és a felső, egy kétsillámú gránátos, turmalinos, sztaurolitos csillámpala (gránát - sztaurolit izográd). Egy amfibolit és egy kristályos mészkő közbetelepülés is ismert. Természetesen ez a hármassorozat csak ritkán fordul elő ilyen szépen elkülönülve, általában összefogazódnak, közbetelepülésként kölcsönösen tartalmazzák egymást. A Risca Mica és Mare, valamint a Hideg Szamos völgyében anatektikus migmatit csoportot (szemes gneisz, nebulitos migmatitok) is említenek, amelynek paleoszomja gránátos, amfibolit beágyazásos paragneisz. A Szamos sorozat kőzetei között igen gyakran a Nagy Havasi gránittal genetikailag összefüggő pegmatit testek figyelhetők meg. Alakjuk lehet lencse, vagy telérszerű, konkordáns vagy diszkordáns, a méretek nem haladják meg a néhány 100 m-t hosszúságban és a néhány tíz métert vastagságban.

A lencsék belsejében általában egy alkáli földpátban gazdag mag van, majd egy irásgránit strukturájú belső zóna következik (kvarc - földpát eutektikum), a külső zónában nagy muszkovit, turmalin és spesszartin kristályok figyelhetők meg.

A sorozat üledékes kőzeteinek korát nem állapították meg, de a geometriai egymásrarakódásból következtetve csak prekambriumi lehet. A metamorfózis kora biztosan prehercin, K-Ar meghatározás szerint 467 millió év.

Arada sorozat

A Szamos sorozat fedőjében figyelhető meg, mintegy 4,5 km vastagságban. Összetételében legnagyobb részét szericit - kloritpalák és szericit kvarcitpalák vesznek részt. Ezek gyakori közbeágyazódként tartalmaznak albitos szericit-kloritpalákat és amfibolpalákat (bázikus metatufák). Valamely savanyú vulkanizmus metamorf termékeiként porfiroidok, kvarcos - földpátos fehér palák (leptinit), vagy hülleflinták is említettek. Néhány vékony grafitos kvarcit pad és egyetlen dolomitos kristályos mészkő pad egészíti ki ennek a sorozatnak a képét.

Az Arada sorozat kőzeteiből felső-prekambriumi - alsó kambriumi spórákat határoztak meg; tehát az alatta települő Szamos sorozat ennél csak idősebb lehet.

Az Arada sorozat bazális részén a szericit - kvarcitpalák között egy biotitos kloritpala összlet is megfigyelhető, tehát a Szamos sorozatot képviselő almandin zóna

és az Arada sorozat többi részét magába foglaló klorit zóna közé beékelődik egy biotit zóna, amely nagy területen követhető. Egyes szerzők az Arada sorozat kloritos zónáját "Bisztra sorozat" néven irták le, ezek a szerzők az Arada nevet csak a biotitos zónára tartják meg.

Megoszlanak tehát a vélemények a Szamos és az Arada sorozatok egymáshoz való kapcsolatáról. Egyes szerzők szerint konkordáns, fokozatos átmenet van közöttük, mások szerint diszkordáns. A legújabb vélemények szerint az egész Arada sorozat csak a Szamos sorozat kőzeteinek retrográd, diaforitos változata, így külön sorozat névvel nem is indokolt elkülöníteni.

Nagyhavasi (Muntele Mare) gránit

A gránitmasszívum a legnagyobb késő orogén magmatikus intruziót képviseli az Erdélyi Középhegység krisztallinikumában. Alakja egy "L" betűre emlékeztet, Ny-i része É-D irányú és mintegy 35 km hosszú; D-i része K-Ny irányú és kb. 14 km. A masszívum maximális szélessége 10 km. A gránitnak a kristályos palákkal mindenütt diszkordáns érintkezése van s belsejében is igen sok palabeágyazódás figyelhető meg, tehát mindenképpen magmás intruziónak, batolitnak kell tekinteni. A masszívum ásványtani összetétele meglehetősen egyveretű: kvarc, pertites mikroclin, mirmekites oligoklász, biotit és muszkovit. Textura szempontjából a gránit fő változata a porfiros, 1-5 cm-es mikroclin megakristályokkal. Ebből a jellegből, valamint a mikroszkópi vizsgálatokból azt a következtetést vonták le, hogy a kőzet alapvető tömege egy granodioritos magma megszilárdulási terméke és hogy a mikroclin megakristályok utólagos metasomatózis ("autometasomatózis") révén képződtek.

A Nagyhavasi Gránitban elkülönített többi változatok a mikroszemcsés gránit, pegmatoid gránit és helyenként szuperponálódva az összes többi változatra a gyakran szegélyfáciest képviselő gránit-gneisz. Ásványtani szempontból meg kell említeni a turmalin és a gránát esetleges jelenlétét.

A gránit a Szamos sorozatot harántolja, a metamorf kőzetekben egymásután következő termikus kontakt zónákat lehet kimutatni: szillimanittal (+csillám és gránát), sztauroliittal (+csillám + gránát) és csak csillámmal, gránáttal. Kimutattak szillimanitos, kordierites, biotitos, gránátos szaruszirteket, és tremolitos, diopszidos mészköveket is. A termikus kontakt zóna szélessége általában nem haladja meg az egy km-t.

Az izotópos kormeghatározási adatok (K-Ar módszer) a gránitra, teljes kőzetből 522 millió évet adtak, tehát feltehetően kaledoni (ó-bajkáli).

Kodru takarórendszer

A takarórendszert felépítő 10 takaró közül csak a Finis - Ferice - Girda takaró és az Aranyosi takaró tartalmaz kristályos kőzeteket, s a kutatók véleménye igencsak megoszlik a metamorf sorozatokkal kapcsolatban. Az 1980 előtt publikált dolgozatokban a Finis - Ferice - Girda takaró kristályos kőzeteit a felső prekambriumi Biharia sorozat, a kambriumi Muncel sorozat és a szintén kambriumi Kodru Granitoid sorozat alkotja, míg az Aranyosi takaróban a devon Páruseni sorozat és a karbon Aranyosi sorozat figyelhető meg. Az újabb kutatások szerint a Muncel sorozat egyáltalán nem létezik, kőzetei a Biharia sorozat metamorfitjainak retrográd változatai. A Biharia sorozat a Kodru takarórendszerben nem fordul elő, a Kodru gránitoidok fekvőjét,

egy Kodru sorozatnak nevezett, a Szamos és az Aranyosbányai sorozatokkal közel azonos mezometamorf összlet alkotja. Az Aranyosi takaróban csak az Arieseni sorozat figyelhető meg.

A könnyebb irodalmi áttekinthetőség kedvéért itt a régi változat sorozatait ismertetjük.

Biharia sorozat

A minimum 1200 m vastag Biharia sorozat fő része albit porfiroblasztos kloritpalákból áll, amelyek váltakoznak egyéb, kloritos, epidotos, kalcitos, aktinolitós, albitos zöldpalákkal és muszkovitos - kloritos albitgneiszekkel. A sorozat felső felén egy változó vastagságú, megmetszakadó, néhol megkettöződő kristályos, dolomitos mészkő közbeiktatódás figyelhető meg. Jellemzőek a kis ortoamfibolit (metagabbró, metadiorit) testecskék. Néhol savanyú vulkanitokból álló kőzetkomplexumokat is leírnak (metatrondhjemitek). Alárendelt mennyiségben metamorfizált ultrabázitok is megjelennek (szerpentinitek, talkpalák, aktinolitpalák), amelyek a dolomitos mészkövek szintjébe nyomultak be; a kontaktuson szkarnok fejlődtek ki diapsziddal, gránáttal, epidottal és aktinolittal.

A Biharia sorozat metamorfizációs foka általában nem haladja meg a klorit zónáét, a Bihar hg. kivételével, ahol megjelenik a gránát és a biotit. Sporo-protisztológiai meghatározások először felső prekambriumi kort mutattak ki, de ezt újabban sokan cáfolják néhány ó-paleozoós pollenre hivatkozva. A Biharia sorozat bázisát granitoid intruziók járják át, amelyek egyes szerzők szerint genetikai kapcsolatba hozhatók a Kodru migmatitos granitoidokkal.

Migmatitosodásról a Biharria sorozatban szó sem lehet, zöldpala fáciesű metamorfózis pt viszonyai nem elegendőek a más folyamatok megindulásához. Újabb szerzők többek között ezért állítják, hogy a Biharria sorozat nem alkothatja alapját (paleoszomját) a Kodru migmatitoknak. Szerintük a Biharria sorozat alján található vékony granitoid erek valamilyen szinorogén (kaledoni) magnaműködés termékei, s annyiban függenek össze a Kodru migmatitokkal, amennyiben esetleg azok nagyobb távolságra elvándorolt olvadékaival azonosíthatók.

Muncel sorozat

Ez a sorozat konkordánsan takarja az előzőt, három egységre osztható:

Az alsó egység főleg albitos szericitpalákkal váltakozó szericit - klorit palákból, albitos kloritpalákból áll, ritkán albitos gneisz és metakeratofir-porfiroid közbeágazásokat tartalmaz. Ez a szint alsó kambriumi korú, amint a sporoprotisztológiai vizsgálatok mutatják.

A második egységet szericitpalák képviselik metariolit - porfiroid és szemes gneisz közbetelepülésekkel. Ezek a szemes gneiszek sok problémát vetettek fel. Egyes kutatók szerint ezek gránit - metaporfirokat képviselnek, mások szerint itt arkózás metakonglomerátumokról van szó, amelyek a vulkanogén - üledékes sorozatba települtek.

A Muncel sorozat harmadik szintje egy nagyon állandó grafitos kvarcit szinttel kezdődik, amit általában egy transzgresszív márvány sorozat borít. Néhány helyen azonban a fekete kvarcitok fölött még biotitos szericitpalák is megjelen-

nek, finoman biotitos paragneisz, amfibólipala és biotitos metariolit - porfiroid közbetelepülésekkel.

A fekete palákból és a felettü levő biotit palákból származó mikroflóra kambriumi- ordoviceumi kort bizonyít.

A Muncel sorozat alsó szintje a klorit zónában metamorfizálódott. A biotit izográd vonalát a fekete kvarcitok szintje alatt húzhatjuk meg, néhány helyen a fekete kvarcitok átmennek az almandin zónába.

Mint már említettük a legújabb, reambuláló kutatások szerint az egész Muncel sorozat tulajdonképpen csak a Biharia sorozat felső, erősen diaforitos, retrográd változata, így külön sorozatnak tekintése nem indokolt. A Biharia sorozat kőzetei is zöldpala fáciesű metamorfózison mentek át, a klorit és a biotit (almandin) zóna mutatható ki, ezek retrográd metamorfózisa újra a klorit zónának felel meg.

Kodru migmatitok

A leírásokból egyértelműen kitűnik, hogy tipikus, paleoszomból és leukoszomból álló migmatitokról van szó, egyes szerzők megfogalmazásai mégis elég homályosak, külön magmás intruziókról beszélnek, amely intruziók utólag migmatizálták a kristályos palákat. A következő tényeket sikerült leszögezni: A Gyalui havasokban, a Bihar hg.-ben és a Kodru Móma hg.-ben találhatóak ezek a képződmények. A korábban már létezett és ultrametamorfózisnak alávetett kristályos palákat főleg gneiszek képviselik, váltakozva csillámpalákkal és amfibolitokkal (azonosak a Szamos és Aranyosbányai sorozatokkal). Ezek alkotják a migmatitok paleoszomját, mig

a neoszomót a granitoidok képviselik. Szerkezeti szempontból megkülönböztetnek rétegzett, elágazó, hálózatos, porfiroblasztos, szemes, agmatitos, phtigmatitos és nebulikus migmatitokat. A granitoidok, amelyek különválva a "szülőközettől", keletkezési helyüktől több km-re is elvándorolhattak és intrudálódhattak az eredeti kristályos kőzetekbe is, három csoportba oszthatók:

1. kvarctartalmú trondhjemit-dioritok,
2. ortoklászgránitok,
3. vörös mikroclin gránitok és muszkovitgránitok.

A Kodru migmatit sorozatot néhol kis pegmatit (gránit vagy ritkán diorit) telérek törik át. Az egész sorozatot a szerzők egyértelműen szinorogénnek tartják. Az izotópos kormeghatározások átlaga (K-Ar módszer) 547 millió évet adott, feltehetően a kaledoni fázishoz kapcsolható.

Világosi (Siria) - Pinkotai granitoidok

A Kodru takarórendszerrel jóval délebbre, a Hegyes kristályos masszívum ÉNy-i végén kerül felszínre. A Kodru migmatitokhoz való tartozást a Fehér Körös medencéjében végzett furások, amelyek gránátos csillámpala ill. biotit - muszkovitgneisz paleoszomú, kétesillámú gránit neoszomú migmatitokat tártak fel. Ez a gránitos aljzat folytatódik É-felé Nagyvárad környékéig.

A Világos és Pinkota környékén felszínre bukkanó granitoid kőzet egy biotitos adamellit, amelyet néhány cm - dm vastagságú, párhuzamos pegmatit és aplit erek járnak át.

Paiuseni sorozat

A sorozat legjellegzetesebb kifejlődése a Hegyes-Drócsa hegységben figyelhető meg, legújabb kutatások szerint a Kodru takarórendszerben nem is fordul elő, csak a Biharia takarórendszerben jelenik meg. Ez a sorozat három kristályospala összletből áll, amelyek a kőzetek jellege alapján különíthetők el egymástól. Minthogy a Paiuseni sorozat kőzeteinek metamorfizáltsági foka általában gyenge, az ezekben az összletekbe tartozó kőzetek megtartották elsődleges szerkezeti és szöveti sajátságait. Ily módon megkülönböztethetők blasztopszefites, blasztopszammitos és blasztoporfiros szerkezetek.

- a/ Metamorfizált homokkő - konglomerátum összlet ("Gritty konglomerátum"). Ebben a 2-2,5 km vastag összletben dominálnak a kvarcitok (szericites-, karbonátos-, földpátos kvarcit) és a gyakran ritmikusan váltakozó, igen változatos litológiai felépítésű metakonglomerátumok. A fillit, kristályos mészkő és metaofiolit közbetelepülések gyakoriak.
- b/ Metamorfizált ofiolitos összlet. Uralkodóan tufogén palákból, metabazaltokból és metadoleritokból áll, amelyek közé kis metagabbró, metadiorit testek ékelődnek be. Néhol savanyú metatufák és porfiroidok is megjelennek.
- c/ Fillites összlet. A Paiuseni sorozat felső összlete fillitokból áll (szericit - klorit fillit, karbonátfillit, kloritoidpala, szericitpala). Ezek között - az alsó összlethez hasonlóan - számos kvarcit és metakonglomerátum szint figyelhető meg. Ugyancsak megjelennek a metamorfizált bázikus kőzet betelepülések és a metakeratofirok.

A kloritpalákban, ahol a Al_2O_3 tartalom igen magas, a kloritoid porfiroblasztok mellett apró disztén kristályok is megjelennek. (Nem mint izográdot jelölő ásvány, hiszen stabilitási határai igen szélesek).

A Paiuseni sorozat metamorfizáltsági foka általában alacsony, és közelítőleg megmarad a zöldpala fácies szintjén, a klorit izográd vonalnál. Csupán a színorogén intruziók körül nő a metamorfizáltsági fok a biotit izográd szintjéig.

Paleophytológiai bizonyítékok alapján az a., formáció kora felső szilur - alsó devon, a b., formáció a középső devonba tartozik, míg a c.-nek a kora felső devon - alsó karbon.

Aranyosi sorozat

Tulajdonképpen csak a Paiuseni sorozat felső, biztosan alsókarbonba sorolható részét hívják Aranyosi sorozatnak. Metapelites kőzetszukcesszióról van szó, elég ritka metaszammitos betelepülésekkel. Uralkodó színük szürkészöld, a klorit melletti szericit jelenléte következtében. A kőzetek metamorf foka alacsony, csak a klorit izográdig jutott el.

A zöldpalák 10-50 cm vastag padokra válnak szét, a palás elválási síkok szerint. Egyetlen vezető szint ebben a nagyon egyhangú sorozatban egy konglomerátum pad, zöld, palás kötőanyaggal és 2-30 cm-es kvarcit kavicsokkal. Van néhány amfibolpala betelepülés is, ami bázikus erupcióból származik. Néhány helyen az Aranyosi sorozat zöld paláit elég nagy számban metadiabázok törik át.

Az Aranyosi sorozat aljzatát szericitpalák képezik, néhány metakonglomerátum betelepüléssel, amelyek a Paiuseni sorozatra jellemzőek. Ez a tény és a palinológiai meghatározások semmi kétséget nem hagynak az Aranyosi sorozat alsó-karbon kora iránt.

Biharia takaró rendszer

Itt mutatkozik szinte a legtöbb eltérés az 1980 előtti publikációk és a legújabbak között. Szintén az irodalmi áttekinthetőség kedvéért először a "rég" sorozatokat tárgyaljuk.

A Biharia takarórendszer szinte teljes egészében metamorf kőzetekből áll, négy takarót tudunk elkülöníteni E-ről D-re: A Hegyes-Poiana takarót; a Biharia takarót; a Muncel-Lupsa takarót és az Aranyosbányai takarót.

Aranyosbányai sorozat

Az Aranyosbányai takaró legidősebb metamorf sorozata, főleg a Gyalui és Nagy Havasi kristályos masszívum DK-i végén figyelhető meg. Uralkodó kőzettípusai: gránátos csillámpalák, gránátos, csillámos kvarcitpalák, gránátos, sztaurolitos biotit paragneiszek, mikroklin porfiroblasztos gneiszek, amfibolit és kristályos mészkő betelepülésekkel. Egyes kőzetekből disztént és szillimanitot is leírtak. Némely kőzetnek epimetamorf jellege van: kloritos, grafitos kvarcitpalák is megjelennek. Az "epimetamorf jelleg" keletkezésével kapcsolatban megoszlanak a vélemények. Némely szerzők azt állítják, hogy a mezometamorf palák epimetamorfokból keletkeztek progresszív metamorfózis következtében, ami a Vinta-i

gránitok intruziójának (ld. később) következménye. Ezzel ellentétben mások azt állítják, hogy az epimetamorf palák diaftorézissel képződtek az Aranyosbányai sorozat normális kőzeteiből. Az Aranyosbányai sorozatot alkotó formációk kora a sporo-protisztológiai vizsgálatok szerint alsó proterozói.

Madrizesti sorozat

A Hegyes-Drócsa kristályos masszívum DK-i végén, a Hegyes-Drócsa takaróban helyezkedik el. Több szerző szerint nem önálló sorozat, hanem azonos az Aranyosbányai kőzetösszlettel. Elsősorban muszkovit - biotit paragneiszekből áll, amelyek közé muszkovitos, biotitos vagy epidotos kvarcitok, dolomitmárványok (néhol tremolittal), cipolinó, amfibolit, szerpentinit települ. Az említett kőzetek index ásványai jelzik a metamorfózis előrehaladott fokát (almandin zóna). A Madrizesti sorozat felső részére retrográd folyamatok voltak hatással: a paragneiszek gránátja és biotitja átalakult klorittá. Ez a diaftorézis egyidejű a Paiuseni sorozat progresszív hercini metamorfózisával.

Vidolm - Lunca sorozat

Szintén nem önálló sorozat, jelenleg már elfogadott tény, hogy azonos az Aranyosbányai sorozattal. A Torockói-hegység kristályos szigetének legnagyobb részét ez a sorozat alkotja. Fő kőzettípusai: kloritos és gránátos csillámpalák, kvarcitolalák, csillámos, gránátos paragneiszek, csomós, injekciós,

földpát és gránát blasztos gneiszek, sztaurolitos gneiszek, szillimanitos diszténpalák. Ebben a pelitopszammitos sorozatban nagyszámú amfibolit és kristályos mészkő közbetelepülés is megfigyelhető. A Vidolm-Lunca sorozat tehát az amfibolit fáciesben metamorfizálódott és benne megkülönböztethető egy almandin, egy sztaurolit és egy disztén zóna.

Torockói sorozat

A Torockói kristályos szigethegység DK-i végén jelenik meg epimetamorf jelleggel. Fő tömegét klorit - szericitpalák alkotják, amelyekben fehér kvarcit, fekete grafitos kvarcit és kristályos mészkő közbetelepülések figyelhetők meg. A sorozat metamorf foka tehát megfelel a zöldpala (klorit zóna) fáciesnek. Ezek a képződmények gazdasági szempontból nagy jelentőségűek, a bennük lévő vasérc telepek miatt. Az ércesedés sziderit lencsék, zsákok, fészkek, telérek alajában jelenik meg, a kristályos mészköveket helyettesítve.

A Torockói sorozat rétegtani helyzete még nincs tisztázva. Szoros genetikai kapcsolata van a Vidolm-Lunca sorozattal, de kapcsolataik még további tisztázásra várnak.

Madrizesti granitoidok

Ezek a Madrizesti sorozatot áttörő, szinorogén jellegű granitoid kőzetek, amelyek a kristályos palákkal konkordáns kis intruziókat alkotnak. Biotit - muszkovit gránitokból állnak és vörös mikroklin ill. turmalin tartalmú pegmatit erek járják át őket. A tisztán gránitos részek közül migmatit udvarok is megfigyelhetők.

Vinta granitok

Az Aranyosbányai sorozat kristályos paláit töri át a mintegy 3 km átmérőjű, elég szabálytalan alakú gránit masszívum. Szegélyein általában elég keskeny injekciós és migmatit zóna van.

A fő tömeget aprószemcsés gránit képviseli, de megkülönböztethetők palás változatok, mikroklin porfiroblasztos változatok és pegmatoid változatok is. A pegmatit telérek átjárják mind a masszívumot, mind a környező kristályos palákat.

Egyes szerzők az egész masszívumnak migmatitos eredetet tulajdonítanak, amely felvetést más geológusok elvetnek. K-Ar módszerrel végzett kormeghatározások 508 millió évet adnak.

Sohodol márvány sorozat

Durvakristályos, tömött szövetű márványokból áll, fedőjét képezi a Muncel és az Aranyosbányai sorozatoknak, valamint a Vinta granitoidoknak. Valószínűleg a Muncel sorozat törmelékes bázisára települő karbonátos riftekből keletkezett, velük együtt metamorfizálódott. Nem tartalmaz mész-szilikátokat és törmelékes beágyazásokat. Koruk mindenképpen kambium utáni, de néhány Crinoidea maradvány ordoviceum utánira utal.

A sorozat kőzetei a Gyalui havasok DK-i részében a Biharia sorozat kristályos paláit fedik transzgresszív módon. A következő sorozatok ismertek: alsó, metamorf - konglomerátum és szericitkvarcit, ritkán szericitpala közbetelepülésekkel. A blasztopszefites és blasztopszammitos kőzetek színe általában fehér, az utóbbiak kinézete cukorszerű. A metakonglomerátumok kötőanyaga rózsaszínű, vagy ibolyaszínű árnyalatot vesz fel. A középső szint dolomitokból áll, amelyeknek két változata ismert: fekete, büdös, grafitos dolomitok, 0,5-2 m vastag padokban rétegződve és sárgás rózsaszín, vagy akár violaszínű, rétegzetlen, ankerites dolomitok. A kőzetek aprószemcsésék. A harmadik szint fehér, vagy ritkábban rózsaszínű, a dolomitoknál nagyobb szemcséjű és lapokban vagy 2-3 m-ig terjedő vastagságú padokban rétegzett márványokból áll.

A fent leírt sorozatok korára vonatkozóan két alternatíva van:

- a/ középső paleozoikum (devon?), ebben a hipotézisben a márványoknak lehet ugyan az a kora mint a Sohodoliaknak,
- b/ triász, ami mellett csak a werfeni kvarcitokkal, anizusi dolomitokkal és a középső - felső triász mészkövekkel való meglepő litológiai hasonlóság szól.

Rápolti krisztalinikum

Az Erdélyi középhegység D-i végét, Simeria helység közelében a metamorf képződményekből álló sziget alkotja, amely a D-Kárpátok egy töredékének tekinthető. E metamorf képződmények legmélyebb rétegtani egységét hatalmas mészkő és dolomit tömeg

képviseli, oldalirányban ezek a kőzetek egy karbonátos, kvarcos összletbe mennek át. Az utolsó egységet egy epimetamorf kristályospala csoport (szericit - kloritpalák, szericites fillitek, grafitos fillitek, metatufák, aktinolitpalák) képviseli. A porfiroidok metariolit és metadácit dyke-ok alakjában jelentkeznek, társulva lávafolyásokkal és savanyú tufákkal. Megkülönböztethetők szericites porfiroidok és szericites - kloritos porfiroidok. Ezekhez a kőzetekhez néha társulnak K-földpátos szemes gneiszek, pegmatit telérekkel. Egyes szerzők úgy vélik, hogy ezek a kőzetek földpátosodással képződtek, alkáli metasomatózis következtében. Mások azon a véleményen vannak, hogy ezek a gneiszek gránitos metaporfirokat képviselnek, ami jobban megmagyarázná egy epimetamorf környezetben való jelenlétüket, ahol migmás jelenségek nehezen képzelhetők el.

Mint hogy a Rápolti krisztalinikum valószínűleg a D-Kárpátok Poiana-Ruszka krisztallinikumával azonos, így kora paleozói, alsó karbon.

Hegyes-Drócsai szinorogén gránitok

A szinorogén, biotitgránitból álló, néhol gyengén palás intruziók a Hegyesi-hg. -i Biharia sorozatot törik át. A több tömzs-szerű test valószínűleg egy mélyben elhelyezkedő nagyobb méretű pluton apofizái. A biotit gránitokon kívül megfigyeltek kvarctartalmú dioritokat, egy sorozat mikrogránit és porfiros gránit telérrel. A Hegyesi gránit igen széles kontakt udvart alkot a környező bázikus kőzetekkel, amfibolitokkal. Például az eredeti vulkanit ásványos összetétele: barna amfibol - piroxén - biotit; ezt két metamorf átkristályosodási szakasz követte a következő ásványparagenézissel:

1. hastingszit - gránát - biotit - albit - epidot (kaledon),
2. aktinolit - klorit - szericit - biotit - titanit (hercini-retrográd).

S végül a kontakt metamorf hatásra a következő asszociáció jött létre:

barna amfiból - kontakt biotit - oligoklász.

Sok szerző a kontaktuson migmás folyamatokat említ, mintha nem is a paleoszomból alakulna ki a neoszom, hanem a neoszom alakitaná át utólag a paleoszomot, hasadékokban cirkuláló injekciók formájában.

Birzavai késő orogén gránitok és alkáli kőzetek

A késő orogén intruziók különösen a Drócsa-hegységben elterjedtek. Az intruzív testek számos kőzettípusból állnak, amelyek két fő sorozathoz tartoznak,

- egy alkáli sorozathoz, ami dioritokból, diorit-porfiritokból, mikropegmatitokból, piroxénes szienodioritokból, pegmatoid szienodioritokból, egirines és arfvedsonitos szienitokból és egirines granofirokból áll és egy szubalkáli sorozathoz, ami kvarcdioritokból, kvarcszienitokból, szienitporfirokból, alkáli gránitokból, mikropegmatitokból, granofirokból, gránitporfirokból és kvarcporfirokból áll.

Az említett két kőzetsorozat alapját két fő magmatípus végezte, egy dioritos összetételű magma, amelynek differenciálódásából keletkezett az alkáli sor és egy gránitos összetételű magma, amelyből differenciálódás és szennyeződés útján a mészalalkáli sor keletkezett.

A legújabb kutatások szerint a Muncel-Lupsa takaró nem létezik, hanem ez tulajdonképpen csak a Biharia takarónak egy pikkelye. Így a Muncel sorozat sem létezik, hanem ez a Biharia sorozat retrográd változata.

A Paiuseni sorozat kőzetei csak a Hegyes-Poiana takaróban vannak meg.

Az újabb kutatások három tektonometamorf ciklust tudnak kimutatni.

Az első egy - pollenekkel és radiometrikus adatokkal bizonyított - felső prekambriumi korú, kadomi orogenezishez tartozó, Barrow típusú, sztaurolit - disztén izográdokkal jellemezhető metamorfózis, ami a Szamos-, a Kodru és az Aranyosbányai sorozatokat hozta létre. A következő egy alacsony nyomású, de nagy hőmérsékletű, pollen és izotop kor adatok alapján kambrium-szilur korú, kaledoni orogenezisű, szillimanit - andaluzit - cordierit indexásványokkal jellemezhető metamorfózis, ami a Biharia sorozat kőzeteit és a Kodru migmatitokat hozta létre, s felülbélyegezte a prekambriumi sorozatokat, s végül egy hercini, alacsony pt-jü, klorit, szericit indexásványú metamorfózis, aminek révén a Belioara-, a Paiuseni-, Arieseni sorozatok és az idősebb kőzetek retrográd metamorfózisa alakult ki.

A három metamorfózis az ásványokon három egymástól eltérő fóliációt mutat, amit szerencsés esetben egy kézi példányon is tanulmányozni lehet.

A következő táblázatok szemléltetik összefoglalásként az 1980 előtti és utáni felfogásokat.

BALINTONTI, J. 1983.

Cristalline series of the Apuseni Mt.
Guide to Excursion of Rom.-Hung. geologists.
Manuscript.

DIMITRESCU, R. 1976.

Les formations cristallophylliennes des Monts
Apuseni. Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr.
Tome 20, No.1. 41-48.

DIMITRESCU, R. 1978.

Precambrian in the Romanian Carpathians. B.
Apuseni Mountains. IGCP Project 22. Precamb-
rian in younger fold belts. Inst. of Geol.
Geoph. Bucuresti.

DIMITRESCU, R. 1981.

Hypotheses sur la structure du soubassement
du secteur sud-oriental de la depression Pan-
nonique. Rev. Roum. Geol. Geoph. et Geogr.
Tome 25, 31-35.

BLEAHU, M. et al. 1981.

The structure of the Apuseni Mountains. CBGA
12. Congress. Bucharest. Institut of Geol.
Geoph.

IANOVICI, V. et al. 1976.

Geologia Muntilor Apuseni. Editura Academiei
Rep. S. Romania.

KRÄUTNER, H.G. - SAVU, H. 1978.

Precambrian of Romania. Materials to the IGCP Project No. 22. Inst. of Geogr. Czech. Acad. Sci. Brno.

SAVU, H. 1978.

Pre-hercynian types of metamorphism in Romania and their relationship to the synorogenic plutonism. Materials to the IGCP Project No. 22. Inst. of Geogr. Czech. Acad. Sci. Brno.

SZEPESHÁZY, K. 1979.

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Föld. Szemle 12.

A REVIEW OF THE NAPPE SYSTEMS IN THE TRANSSYLVANIAN
CENTRAL MOUNTAINS /MNTII. APUSENI, ROMANIA/ BUILT OF
CRYSTALLINE ROCKS

by B. Cserepes-Meszéna

Abstract

The Transsylvanian Central Mountains /Muntii Apuseni, Romania/ can be divided into three tectonic units. The northern unit is the Bihar Autochthon, which is overthrust from the south by the Codru Nappe System and the Biharia Nappe System. The Nappe Systems are built of several nappes and these consist of several rock series.

Manuscript received: 2 May 1985.

Address of the author: Cserepes M. Bernadette
Hungarian Hydrocarbon Institute
Százhalombatta
Pf. 32.
H - 2443

ÁBRAALÁTRÁS

1. ábra Az Erdélyi középhegység /Muntii Apuseni/
É-i szerkezeti egységei /a XII. KBGA kiad-
ványai alapján/

CAPTIONS

Fig.1. The northern tectonic units of the Trans-
sylvanian Central Mountains /Muntii Apuseni,
Romania/, after the proceedings of the KBGA
12. Symp.

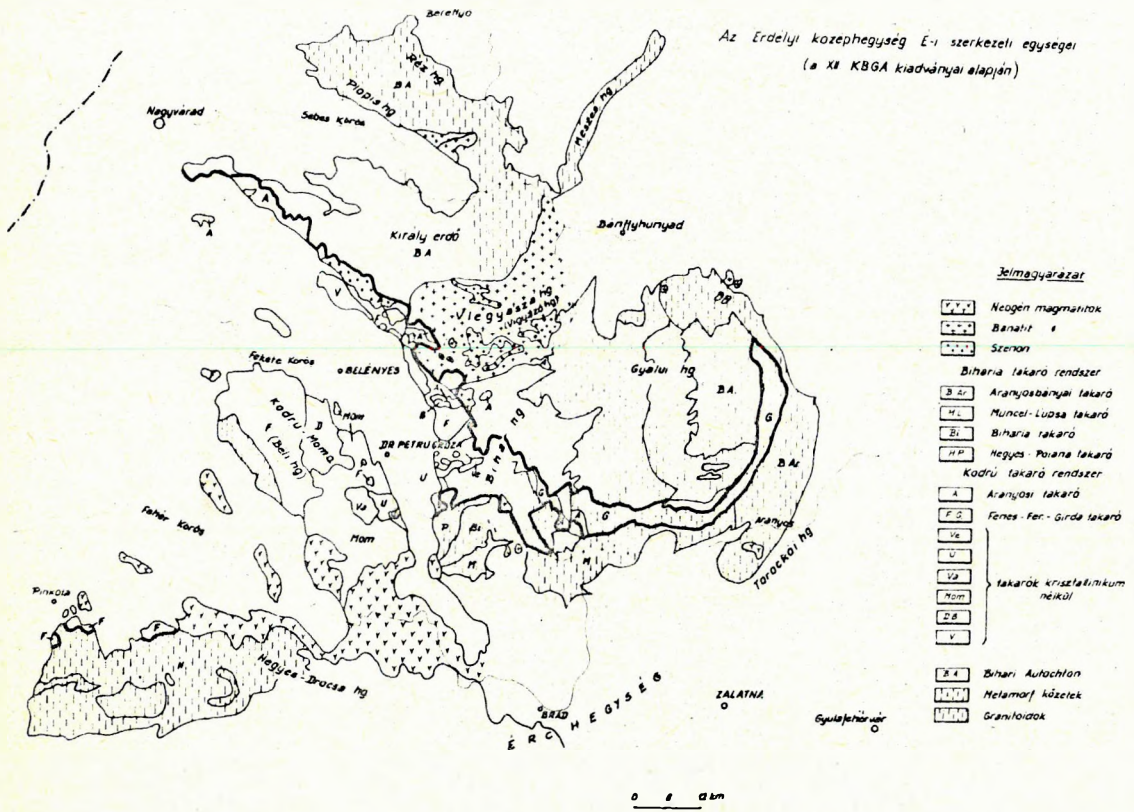


Fig. 1 . ábra

1. táblázat: Az Erdélyi Középhegység metamorf kőzeteket tartalmazó szerkezeti egységei az 1980 előtti publikációk /főleg R. Dimitrescu munkái/nyomán

D

É

KOR	A meta- morfózis kora	Biharia takarórendszer				Kodru takarórendszer		Bihari autochton
		Aranyosbányai takaró	Muncel-Lupsa takaró	Biharia takaró	Hegyes-Poiana takaró	Aranyosi takaró	Fenes-Ferice Girde takaró	
új-paleoz. /f.karbon perm/				Hegyes- Dröcsa Gránit	"Fekete Form." Madrizesti Gránit			
köz.-paleozozi- kum /devon-alsó karbon/	Hercini /variszkuszi/	Sohodol/?/ márvány sorozat	Vulturese- Beliora sorozat	Paiuseni sorozat	Paiuseni sorozat	Aranyosi sorozat Paiuseni sorozat		
ó-paleozoikum /kamb. ordovic- szilur/	Kaledoni /aszinti, bajkái/ li/	Vinca Gránit	Muncel sorozat				Világosi/Pin- kotai/Gránit Kodru Grani- toid	Nagyhavasi Gránit Arada sorozat
felső prekambrium	Kedoni /Dalszlendi/	Aranyosbányai sorozat	Biharia sorozat	Biharia sorozat	Madrizesti sorozat		Biharia sorozat	Szamos sorozat

2. táblázat: Az Erdélyi Középhegység metamorf kőzeteket tartalmazó szerkezeti egységei az 1980 utáni publikációk /főleg I. Balintoni munkái/ nyomán

KOR		Biharia takarórendszer			Kodru takarórendszer		Bihari autochton
		Aranyosbányai takaró	Biharia takaró	Hegyes-Polana takaró	Aranyosi takaró	Fenes takaró	
Uj-paleoz. / karbon- perm/			Hegyes-Drócsa gránit = Madrizesti gránit				
köz.-paleozoikum /devon-első karbon/	Hercini /variszkiusi/	Sohodol márvány sorozat	Belioara sorozat	Paiuseni sorozat	Aranyosi sorozat		
ó-paleozoikum /kámbr. ordovic. szilur/	Kaledoni /asszinti, bajkáli/	Vinca gránit	Lunca gránit Biharia sorozat			Kodru migmatit /Világosi gránit/	Nagyhavasi gránit
felső prekambrium	Kadomi /Dalszlandi/	Aranyosbányai sorozat				Kodru sorozat	Szamos sorozat

KISÉRLET AZ ALFÖLD METAMORF KÉPZŐDMÉNYEINEK AZ ER-
DÉLYI KÖZÉPHEGYSÉGGEL VALÓ AZONOSÍTÁSÁRA

Balázs Endre, Cserepesné Meszéna Bernadette, Szili
Györgyné, Nusszer András^x

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: roche métamorphique,
litostratigraphie, formation, corrélation, Grande
Plaine-Hongrie, Montagne de Transylvanie.

Hangsúlyozni szeretnénk a címben szereplő "kísérlet" szót, mivel az Erdélyi Középhegység felépítése az alpi takarórendszer miatt nagylehetősen bonyolult és az alföldi metamorfitek csak pontszerűen, fúrásokkal vannak feltárva, a két területegység összehasonlítása mindenképpen a feltételezés szintjén marad /l. ábra/.

Az összehasonlításnál semmilyen egzakt módszer nem állt rendelkezésünkre, az azonosság kiderítésénél csak a kőzetek összetételét, metamorf fokát, utólagos átalakultságát vehettük figyelembe, ill. a takarórendszerek csapásirányait és határvenalukat követhettük nyomon.

ÉK-ről DNY felé haladva a következő azonosságokat véltük felfedezni:

Az Álmosdi Egység gneisszei-csillámpalái a Bihar Autochton Szamos sorozatának csapásirányába esnek. A Szamos sorozat idős, prekambriumi képződményei csakis abban különböznek a Kodru- és Aranyosbányai sorozatok metamorfitjaitól, hogy azok nem az Autochtonban, hanem a Kodru-, ill. a Biharis takarórendszerekben vannak. Így hát késettani analógiákkal

^xElőadták a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztály 1985. március 6-i esakülésén.

Kísérlet beérkezett: 1985. május 2.

nem tudjuk megállapítani az azonosságot. A mellékelt 1. ábrán látható, hogy a Bihar Autóhton és Kodru takarórendszer határvonalának magyarországi meghosszabbítása jól egyezik az Álmosdi Egység D-i határával.

Több bizonyítékunk erre vonatkozóan nincs.

A Szanki, ill. Körös - Berettyó Egységek nagyon tipikus kőzetfajtái a migmatitok /a gneiszek és amfibolitok mellett/. Ezek a porfiroblasztos gneiszek, réteges migmatitok, agnaititok, nebulitok, diatexitek igen hasonlítanak a Kodru Migmatit sorozathoz, ami a Kodru takarórendszer Fenesi takarójának majdnem teljes egészét építi fel. A román szakirodalomból tudjuk, hogy a Kodru migmatitok E-D irányban egész Nagyváradtól Világosig nyomonkövethetők és ebben a 70-80 km szélességben lépik át a magyar határt. Legdélebbi felszíni kibuvásuk Erdélyben a Hegyes-Drócsa hegységben a pinkotai gránit előfordulás. Megfelelő adatok hiányában nem tudjuk eldönteni, hogy a Battonyai Egység granitoidjai a pinkotai gránittal, vagy a Biharia takarórendszerben lévő Hegyes-Drócsai gránitokkal azonosak. Mi inkább a Hegyes-Drócsaival és ezzel együtt a jugoszláviai kikindai gránittal való azonosságot tartjuk valószínűnek, de erre semmi bizonyíték nincs. A Kodru takarórendszer D-i határát a Tiszántúlon tehát nem tudjuk megadni. A Battonyaival együtt a Pusztaföldvári Egység képződményei éppúgy tartozhatnak az idős, migmatitosodás előtti Kodru sorozathoz, mint a Biharia takarórendszer Aranyosbányai sorozatához.

A Bácska - Gsonerád Egység képződményei között csak egy olyan van, ami azonosítható egy erdélyi sorozattal, s ez az algyői kloritpala, ill. albitgneisz. Ásványösszetétel és metamorf fok alapján a Biharia takaró Biharia sorozatának felel meg. Az 1980 előtti román szakirodalomban a Kodru takarórendszerben is feltételezték a Biharia sorozat meglétét, csak újabban gondolják úgy, hogy az epimetamorf,

progresszív metamorfózisú kloritpalák csak a Biharra tartozóban vannak. A Kodru-beliek csak retrográd metamorfózis, diaftorézis révén keletkeztek a Kodru sorozat gneiseiből, csillámpaláiból. Az algyői kloritpalák, viszont minden bizonnyal progresszívek. A Bácska - Csongrád Egység idősebb, erősebben metamorf képződményei az Aranyosbányai sorozattal azonosíthatók.

A Mecsekeméti - Egység képződményei nem korrelálhatók az Erdélyi Középhegység metamorfitjaival, ezeknek kapcsolatai a Mecseken túl, Jugoszláviában keresendők.

Meg kell jegyezniünk, hogy a Nagyalföldnek hasonló hármass felépítése alakult ki a mezozoós kőzetek ujravizsgálata során /BERCZINE, 1984/. Nagy eltérés mutatkozik viszont az Erdélyi Középhegységgel való azonosításkor. BERZINE a Nagykörös, ill. Debrecen körüli zónát a Biharra Autochtonnal azonosítja, amivel mi is egyetértünk a tiszántúli részt illetően. Bácskai, ill. Körösök vidékének nevezett zónát is a Biharra Autochtonhoz csatolja, amivel viszont már nem értünk egyet. Szerintünk az a zóna mindenképp a Kodru takarórendszerhez csatolandó, annál is inkább, mert a Biharra Autochton és a Kodru takarórendszer Valáni és Aranyosi takaróinak egész mezozoikumai, ill. triász kifejlődései teljesen azonosak. Kőzetkifejlődési alapon tehát nem lehet a kettő között különbséget tenni, ha a Körösök vidéke kőzettípusai mind a Biharra Autochton, mind a Valáni takaró kőzettípusaival azonosak.

A Békési medence mezozoikumáról elismerjük, hogy Kodru, annál inkább nem lehet Biharra, hiszen ebben a takarórendszerben nincs is mezozoikum. Fenntartjuk ellenben azt az állításunkat, hogy a kiskunmajsai - algyői kloritpalák a Biharra rendszernek fossziliái, amelyek egykor feltehető-

en a Kodru képződményekre rátolódva voltak megfigyelhetők.

Az egyes mezozoós egységeket elválasztó vonalak megegyeznek a miénkkel, különbség csak Sarkadkeresztúr környékén van. A sarkadkeresztúri magnatititokat mi még a Körös - Berettyó Egységhez csatoljuk, mezozoikumuk alapján pedig a Békési medencéhez tartozik.

FELHASZNÁLT IRODALOM

BALÁZS, E. - CSEREPES-LESZÉNA, B. - MUSSZER, A. - SZILÁGI, P.
1984.

Az Alföld prekambriumi-, paleozoós-, triász-, júra és alsókréta korú képződményeinek összehasonlító áttekintése a mezozoós és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően. I. Prekambrium-paleozoikum. OKGT Kézirat.

BÉRCZI-MAK, A. 1984.

Az alföld prekambriumi-, paleozoós-, triász-, júra és alsókréta korú képződményeinek összehasonlító áttekintése a mezozoós és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően. II. Mesozoikum. OKGT Kézirat.

BALINTONI, J. 1983.

Cristalline series of the Apuseni Mt. Guide to Excursion of Rom.-Hung. geologists. Manuscript.

DIMITRESCU, R. 1976.

Les formation cristallogéniques des Monts Apuseni. Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr., Tome 20, No. 1. 41-48.

DIMITRESCU, R. 1978.

Precambrian in the Romanian Carpathians. B. Apuseni Mountains. IGCP Project 22. Precambrian in younger fold belts. Inst. of Geol.

Geoph. Bucuresti.

DILLETRESCU, R. 1981.

Hypotheses sur la structure du soubassement du secteur sud-oriental de la depression Pannonique. Rev. Roum. Geol. Geoph. et Geogr. Tome 25, 31-35.

BLEAHU, M. et al. 1981.

The structure of the Apuseni Mountains. CBGA.12. Congress. Bucharest. Institut of Geol. Geogh.

IANOVICI, V. et al. 1976.

Geologia Muntilor Apuseni. Editura Academiei Rep. S. Romania.

KRÄUTNER, H.G. - SAVU, H. 1978.

Precambrian of Romania. Materials to the IGCP Project No. 22. Inst. of Geogr. Czech. Acad. Sci. Brno.

SAVU, H. 1978.

Pre-hercynian types of metamorphism in Romania and their relationship to the synorogenic plutonism. Materials to the IGCP Project No. 22. Inst. of Geogr. Czech. Acad. Sci. Brno.

SZEPPSHÁZY, K. 1979.

A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. Ált. Föld. Szemle 12.

AN ATTEMPT AT THE IDENTIFICATION OF METAMORPHIC
ROCKS OF THE GREAT HUNGARIAN PLAIN WITH THE
METAMORPHIC SERIES OF THE TRANSYLVANIAN CENTRAL
MOUNTAINS /MTII APUSENI, ROMANIA/

by Bernadette Cserepes-Meszéna

Abstract

The formations of three main tectonic units of the Mtii Apuseni /Romania/, the Bihar Autochton, the Codru Nappe System and the Biharica Nappe System can be traced westward buried deeply below the Great Hungarian Plain. It is supposed that the metamorphic rocks of the Álmosd Unit can be identified with the cristalline rocks of the Bihar Autochton, the rocks of the Szank and Körös-Berettyó Units with the rocks of the Codru Nappe System and the rocks of the Bácska-Csongrád, Pusztaföldvár, Battonya Units partly with the Codru Nappe System, partly with the Biharica Nappe System.

Manuscript received: 2 Máj 1985

Address of the author: Cserepes M. Bernadette
Hungarian Hydrocarbon Institute
Százhalombatta
Pf. 32.
H - 2443

ÁBRAALÍRÁS

1. ábra A Nagyalföld nagyszerkezeti egységei a metamorf kőzetek litosztratigráfiai beosztása alapján

CAPTIONS

Fig.1. The great tectonic units of the Great Hungarian Plain based on the lithostratigraphic grouping of the metamorphic rocks and their relation to the Mti Apuseni

MIESZ - egyesületi használatra !

Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat

Készült: 750 példányban

85/1884 MIESZ Házinyomda, Bp.

Felelős vezető: Boncza Gábor