

ÁLTALÁNOS
FÖLDTANI SZEMLE
General Geological Review

A Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának

időszakos kiadványa

Szerkeszti: Szalai Tibor
a Szakosztály Vezetőségének közreműködésével

Magyarhoni Földtani Társulat
Budapest, 1973.

TARTALOMJEGYZÉK

	Oldal
SZEPESHÁZY KÁLMÁN:	
A Kárpátok és az Alföld metamorf képződ- ményeinek kapcsolatai.	5
SZALAI TIBOR:	
Hozzászólás	58

A KÁRPÁTOK ÉS AZ ALFÖLD METAMORF KÉPZŐDMÉNYEINEK KAPCSOLATAI

1. Bevezetés

A Kárpátok vonulatában számos helyen felszínre bukkanó metamorf képződmények vizsgálatával a Kárpátok területén dolgozó geológusok már a földtani észlelések kezdete óta sokat foglalkoztak. A legutóbbi években a sokévtizedes vizsgálatok eredményeit kiértékelve és összefoglalva a kárpáti területek különböző nemzetiségű geológusai az országok területén előforduló metamorfitok szintézisét is elkészítették. Sőt, a Kárpát-Balkán Földtani Asszociáció keretében, kézi rathban a kárpát-balkán-dinári terület 1 000 000-s léptékű metamorfit térképe is elkészült.

A Kárpátok különböző részein lévő metamorfitok közzettanilag, nagyvonalakban elég jól korrelálhatók. A kőzetek genetikájával, főleg pedig a metamorf folyamatok korával kapcsolatban azonban az egyes országok geológusainak a nézetei között lényeges és egyelőre nehezen áthidalható különbségek vannak.

Míg a Kárpátok felszíni metamorf kőzeteinek a vizsgálata már több mint 100 éve megkezdődött, az Alföld fiatalabb képződményekkel lefedett metamorfitjainak a megismerésére csupán a legutóbbi néhány évtized alatt került sor. Az Alföld területén a pliocén alá az első furás a huszas évek végén hatolt (a Ha-II jelű, 1926-30-ban lemélyített kincstári kutatófurás). A metamorf aljzat feltárása csak a második világháború alatt, 1943-44-ben, a körösszegapáti furások lemélyítésével kezdődött meg.

Napjainkig az Alföld legkülönbözőbb részein már több mint 500 furás érte le a metamorf aljzatot, az előkerült metamorf magminták alaposabb, komplex összehasonlító vizsgálata azonban még hiányzik. Az alföldi metamorfitokkal foglalkozó nyomtatásban megjelent kisebb részletmunkák (Juhász Á. 1965, 1966; Szepesházy K. 1962, 1968, 1969; Csongrádiné 1966 stb.) tele vannak bizonytalanságokkal és ellentmondásokkal s tulajdonképpen mire megjelentek, a rohamos furási tevékenység következ-

tében már túlhaladottakká is váltak. Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikusnak Magyarország metamorfitjaival foglalkozó 1967- , illetve 1961-ben megjelent összefoglaló munkái az Alföld metamorfitjait csak nagyon röviden ismertetik.

Az Alföld metamorfitjairól elfogadható szintézist készíteni egyelőre még alig lehet. Az alábbi ismertetésnek az az egyetlen célja, hogy némileg megkönnyítse azoknak a geológusoknak a munkáját, akik a jövőben kőzettani, rétegtani vagy tektonikai szempontból az Alföld permnél idősebb képződményeivel szándékoznak foglalkozni.

Az ismertetés első, nagyobbik fele az Alföld környezetében Szlovákia, Románia és Kárpátukrajna területén felszinen lévő metamorfitokkal foglalkozik. Az ismertetés második része rövid helyzetképet ad az Alföld metamorfitjairól és megkísérli ezeket a képződményeket beilleszteni a Kárpátok metamorf kőzeteinek együttesébe.

A magyar földtanban a legutóbbi évtizedekben sajnos eléggé elterjedt az a nézet, hogy az országot környező területek alaposabb földtani ismeretére nincs különösebb szükség. Az ilyen szemlélet a hazai fiatalabb üledékes képződmények kutatását is kedvezőtlenül befolyásolja, a metamorf képződmények vizsgálatánál pedig egyenesen tarthatatlan. Ugyanis kisebb kivételektől (pl. kontaktmetamorfitok) eltekintve, a metamorf kőzetek általában regionális elterjedésűek; nagyméretű, legtöbbször egyirányban hosszan elnyúló metamorf öveknek a részei. Egy kiragadott, kisebb metamorfit-tömegnek a genetikáját tisztázni, az egész metamorf öv és az ennek környezetében lévő övek ismerete nélkül alig lehet.

A földkéreg mobilis övezeteiben minél idősebb egy képződmény, annál több tektonikai behatás érte, a szerkezeti helyzete tehát annál bonyolultabb. A metamorf kőzetek tulnyomórészt igen idősök, ennek következtében legtöbbször nagyon bonyolult szerkezeti alakulatoknak a részei. A metamorf kőzetekkel foglalkozó petrográfusok tisztán kőzettani jellegű vizsgálatokat sem tudnak végezni bizonyos alapvető szerkezetföldtani ismeretek nélkül. Éppen ezért az alábbi ismertetés kőzettanon kívül, nagyon röviden, bizonyos nagyszerkezeti kérdésekkel is foglalkozni fog.

2. A Nyugati-Kárpátok nagyszerkezeti felépítése

A Nyugati és Északkeleti-Kárpátok hatalmas ívét a Kis-Kárpátoktól a Máramarosi masszívumig húzódó Szirtöv, vagy másképpen a Pieninek (Pienidák) öve egy külső és egy belső (központi) részre osztja.

(1. sz. táblázat), A külső rész, a Kárpátok külső flisövezete, miocén orogén fázisok által takarórendszerbe gyűrt kréta és paleogén flisképződményekből áll. A flis takarórendszerek az előtér idősebb miocén rétegeire tolódtak rá, azok alatt pedig a Keleteurópai-tábla képződményei helyezkednek el. A kristályos aljzatot itt egyelőre még mélyfurásokból sem ismerjük. A Nyugati-Kárpátok belső, centrális öve részben autochton helyzetben lévő, részben miocén előtti, főleg kréta kora orogén fázisok által tektonikailag erősen megzavart, hatalmas takarókba gyűrt, tehát allochton helyzetű idősebb mezozoos és mezozoikum előtti képződményekből áll. A külső flis övezet és a centrális rész közötti Szirtövet a kréta és a miocén orogén fázisok egyaránt sújtották. A Szirtöv tehát egy rendkívül nagyjelentőségű szerkezeti öv; határvonal a Keleteurópai Tábla, illetve a Cseh-masszívum és az azoktól mélyföldtani felépítését tekintve gyökeresen különböző kárpáti fiatal mobilis terület között. A Szirtöv tulajdonképpen egy gigantobreccsa-öv, amelyben hegynagyságu jura mészkőolisztolitok gyökértelenül helyezkednek el a jurának fiatalabb üledékek összekuszált tömegében. A kristályos aljzatot egyelőre még a Szirtövben sem ismerjük.

A Nyugati-Kárpátok központi részében a kainozóos és felsőkréta, illetve az azoknál jóval nagyobb jelentőségű idősebb mezozoos rétegek alól a kristályos aljzat számos helyen a felszínre bukkan.

A nagyszerkezeti felépítés jellegét, vagy ahogy ujabban mondani szokták a tektonikai stílust tekintve a Nyugati-Kárpátok központi öve három nagyszerkezeti egységből, illetve egység-csoportból áll: Tatridákból, Veporidákból és Gemeridákból.

A. A Tatridák a Nyugati-Kárpátok legstabilabb, autochton helyzetben lévő részei. A Tatridák granitoidtestekből és prekambriumi metamorf-

I. sz. táblázat

A Nyugati-Kárpátok nagyszerkezeti egységei

- I. Külső-Kárpátok (flisövezet)
- II. Pieninek-öve (Szirtöv)
- III. Belső-(központi -) Kárpátok
 - A. Tatridák
 - B. Veporidák
 - a. / Lubietová-öv
 - b. / Kraklová-öv
 - c. / Kráľova-hoľa-öve
 - d. / Kohút-öv
 - α. / Strážovi-takaró
 - β. / Chočí-takaró
 - γ. / Križnai-takaró
- C. Gemeridák
- D. Kis-Kárpátok
- E. Podhaieci paleogén flisövezet
- F. Belsőkárpáti medencealakulatok

fitokból (prebajkái Jaraba -sorozat, bajkái Kokava -sorozat) felépített kristályos magvait transzgressziósan települő, tektonikailag csak mérsékelten zavart (nem takarós felépítésű) ujpaleozóos -mezozóos üledékes köpeny fedí (pl. a Branyiszközi -hegység, Magas -Tátra, az Alacsony -Tátra nyugati része, Kis -Fátra, Nagy - Fátra, Terebes (Tribeč), Inóc (Inovec) stb.).

B. A Veporidák területileg a Szepes -Gömöri -Érchegység (Slovenské Rudohorie) nyugati és az Alacsony -Tátra keleti részét foglalják magukban. Felépítésükben ugyancsak gránitoidtestek és prekambriumi metamorfitok, valamint ujpaleozóos -mezozóos üledékes köpenyrészek vesznek részt, azonban mindezek a képződmények allochton helyzetben vannak: mezozóos orogén fázisok hatására kialakult három un. szubtátrai takarórendszernek a részei. Ezenkívül a kristályos aljzat négy párhuzamos, mezozóosnál idősebb, pikkelyszerű alakulatnak is a része. A nagyjából DNy -ÉK -i irányú övek alakjában jelentkező négy idős pikkely északról dél felé haladva a következő:

- a. / Lubietová -öv
- b. / Kraklová -öv
- c. / Kráľova -hoľa -öv
- d. / Kohút -öv

Az első három öv a granitoidok mellett idősebb prekambriumi, prebajkái metamorfitokból (Jarabá -sorozat), az utolsó öv pedig fiatalabb prekambriumi, bajkái metamorfitokból (Kokava -sorozat) áll.

A három mezozós szubtátrai takarórendszer közül a felső a strázovi, a középső a choči, az alsó a križnai takarórendszer.

Tekintve, hogy a Tatridák és a Veporidák rétegtanilag lényegében ugyanazokból a képződményekből állnak, csak a nagyszerkezeti felépítésük tér el egymástól, összefoglaló néven Tatroveporidáknak is szokták őket nevezni.

C. A Gemeridák - vagy Gömöridákhoz területileg a Szepes -Gömöri -Érchegység keleti része tartozik. Felépítésében részben normális településben, részben allochton, takarós helyzetben lévő ó - és ujpaleozóos, valamint mezozóos képződmények vesznek részt. Prekambriumi metamorfitok itt a

felszínen nem található. Az ópaleozóikumot a felsőkambrium-szilur koru, kaledóniai Gelnica -sorozat, az ujpaleozóikumot a devon koru, herciniai Rakovec -sorozat, a mezozóikumot pedig perm-triász koru képződmények képviselik. Ez utóbbiak részben takarós szerkezetűek (Murányi-karszt), részben normális településűek (Szilicei-karszt).

D. A Tatridákhoz sorolják, de tulajdonképpen a fenti három nagy-szerkezeti egység egyikéhez sem tartozik a Kis-Kárpátok területe.

A Kis-Kárpátok felépítésében prekambriumi, bajkáli metamorfitek (Pezinok -Pernek -sorozat), devon koru, herciniai (breton-szudétai) metamorfitek (Harmónia -sorozat), herciniai granitoid-benyomulások, valamint elég erősen tektonizált mezozóos rétegek vesznek részt.

3. A Nyugati Kárpátok metamorf képződményei

A földkéreg legstabilabb részei, a pajzsok és az idős táblák (plattformok) között elhelyezkedő mobilis övezeteknek az életében bizonyos geotektonikai folyamatok kb. 200 - 400 millió éves időközökben ciklusosan megismétlődnek. A geotektonikai ciklusokhoz ciklusos üledékfelhalmozódás, ciklusos hegységképződés (orogenezis) és igen jellegzetes ciklusos magmás tevékenység (iniciális, szinorogén, szubszekvens és finális magmatizmus) kapcsolódik. A legjelentősebb orogén fázisok nyomás- és hőmérséklettöbbletet kiváltó hatására bizonyos övekben a különféle kőzetek kisebb-nagyobbfoku dinamometamorfózist, illetve dinamotermálm metamorfózist szenvednek, sőt bizonyos esetekben (ultrametamorfózis) a kőzetek gránitosodása, sőt teljes beolvadása (anatexise) is bekövetkezhet.

A nagy földtani ciklusokkal kapcsolatban a sztratigráfusok geoszinklinális üledékképződési ciklusokról, a tektonikusok orogén ciklusokról, a magmatitokkal foglalkozó petrográfusok tektonomagmatikus, a metamorfit-petrográfusok tektonometamorf ciklusokról szoktak beszélni. A valóság azonban az, hogy az egymással párhuzamosan lejátszódó fenti ciklusok elválaszthatatlanul egybefonódnak. A szerkezeti földtanban az egy-egy nagy ciklus alatt felhalmozódott üledékes és magmás képződmények összességét

orogén tartománynak (région du plissement, gyűrődési régió) szokták nevezni. Egy-egy orogén tartománynak a vertikális irányban egymástól regionális diszkordancia-felületekkel elválasztott részei a szerkezeti emeletek (étage structurel), s a hierarchikus beosztásban a még kisebb, egymástól lokális diszkordanciafelületekkel elválasztott egységek a szerkezeti alemeletek (subétage structurel).

A mobilis övezetekben az egymást követő geotektonikai ciklusok tartozékainak, az egymásra tevődő orogén tartományoknak a megismétlődő tektonikai folyamatokkal összekuszált roncsai úgy helyezkednek el egymás felett, mint Trója területén az egymást váltó hét ókori városnak a romjai.

A Nyugati-Kárpátok fentebb ismertetett nagyszerkezeti egységeinek, a Tatroveporidáknak és a Gemeridáknak a metamorf képződményei öt egymást követő geotektonikai ciklusnak az üledékes és magmás képződményeiből jöttek létre, az öt ciklus legjelentősebb orogén fázisainak regionális metamorfózist kiváltó hatásaira.

I. Nyugati-Kárpátok legidősebb metamorfitjai prekambriumi (középső és felsőproterozóos?) üledékes és magmás kőzetekből jöttek létre, az egyik közelebről meg nem határozható prekambriumi (intraalgonkiumi, prebajkái vagy másképpen preasszinti) orogenezis hatására. Az almandin-amfibolit fáciest (mezozónát) sehol meg nem haladó metamorfózist több helyen szinorogén (szinkinematikus) gránitosodás, migmatitosodás, anatexis kísérte. Ennek a metamorfózisnak a termékeiből áll a Tatroveporidák Jarabá-sorozata. A Jarabá-sorozat legerősebben metamorfizált, szillimanit-alamandin szubfácieshez tartozó tagjai az Alacsony-Tátra Dumbier-antiklinoriumában fordulnak elő; pelites-pszammitos üledékekből keletkezett paragneiszek, szinkinematikus migmatitok és kisebb mennyiségben amfibolitok. A fenti antiklinoriumtól É-ra és D-re a Jarabá-sorozat kőzetei a kvarc-disztén-muszkovit szubfáciesbe sorolhatók. A Jarabá-sorozat vizsgálatát nagyon megnehezíti az a körülmény, hogy a sorozat tagjai a fiatalabb tektonomagmatikus ciklusok

hatására kisebb-nagyobb fokú tektonikai zavart és retrográd metamorfózist (diaftozériszt), továbbá helyenként erőteljes granitoidos kontakt-termikus hatást (főleg herciniai granodioritos kontaktmetamorfózist) szenvedtek.

II. A következő tektonomagmatikus ciklus tartozékai a Tatroveporidák Kokava-sorozatának a tagjai. Ezek a metamorfitek még ugyancsak prekambriumi, legfelső proterozóos vagy másnéven riféi geoszinklinális képződményekből jöttek létre a bajkáli vagy régebben asszintinek nevezett orogén hatására. A Kokava-sorozat tagjai a Jarabá-sorozatnál alacsonyabb fokú, magasabb mezo- és mélyebb epizónabeli regionális metamorfózist szenvedtek. A metamorf-fácies beosztásban az almandin-amfibolit-fácies kvarc-staurolit szubfácieséhez és a zöldpala fácies kvarc-epidot-biotit szubfácieséhez sorolhatók. A kiindulási kőzetek főleg pszammitos-pelites, esetleg kovás üledékek voltak. A Jarabá-sorozattól eltérőleg a Kokava-sorozat már karbonátos metamorfitek is tartalmaz. A geoszinklinális iniciális magmatitokból keletkezett ortometamorfitek gyakoriak és igen változatosak (amfibolit, amfibol-epidot-albit-pala, talk-aktinolit-, dolomit-tremolit-pala stb.), de a mennyiségük nem jelentős.

A Kis-Kárpátoknak a Kokava-sorozattal jellegben és korban azonos metamorf összetételt Pezinok-Pernek-sorozatnak nevezik.

Herciniai gránit- és granodiorit intruziók hatására a Kokava- és a Pezinok-Pernek-sorozat tagjai több helyen injekciós-metaszomatikus, vagy pedig kontakt-termikus hatást szenvedtek.

A Jarabá-és a Kokava-sorozat egymáshoz való viszonya egyelőre még nem egészen tisztázott. Ugyanis a két sorozat tagjainak az érintkezését a későbbi tektonikai folyamatok, főleg pedig a herciniai gránitintruziók nagyon megzavarták. Az a legvalószínűbb, hogy a két sorozat két egymást követő és egymástól független tektonometamorf folyamat hatására jött létre. Viszont az is elképzelhető, hogy a két sorozat ugyanannak, mégpedig a bajkáli (asszinti) orogénnek a hatására létrejött egyetlen metamorf komplexusnak az alsó, magasabb metamorf-fokú, illetve felső, alacsonyabb metamorf-fokú részlege.

III. A következő tektonometamorf ciklus a kaledoniai orogén ciklussal kapcsolatos s ópaleozóos, felsőkambrium- szilur kora geoszinklinális üledékek és magmás képződmények regionális metamorfózisát váltotta ki. A kiindulási kőzetek pelites, pszammitos, kovás és karbonátos geoszinklinális üledékek, továbbá igen nagy mennyiségben savanyu geoszinklinális vulkanitok, főleg vulkáni törmelékes kőzetek (tufák) és kisebb mennyiségben bázisos vulkanitok voltak. A metamorfózis foka alacsony (epizóna) volt, sehol nem haladta meg a zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit-szubfáciesének a mértékét. A metamorfózis a kaledoniai orogénnek a szilur és devon határán lezajló szepesi fázisa alkalmazásával ment végbe. A keletkezett metamorfitek főleg fillit-szerű kőzetek, agyag- és homokkő-palák, lidit- és karbonátos-kőzet-betelepülésekkel továbbá igen nagy mennyiségben kvarcprofilitokból és azok tufáiból keletkezett porfiroidok és szericites kvarcit-palák. A kaledoniai metamorf komplexus összvastagsága a 3-5 km-t is meghaladja s a Nyugati-Kárpátokban kizárólag csak a Gemeridák területén van meg. A Gemeridák egész központi része ennek a komplexusnak, az ún. Gelnica-(Gölnic-) sorozatnak a tagjaiból áll.

A Kárpátoktól É-ra, a Keleteurópai-tábla lengyelországi részén a Kaledonidák, vagyis a kaledoniai orogén tartomány tartozékai nagy szerepet játszanak és elég jelentős elterjedésűek. Ezzel ellentétben a Nyugati-Kárpátok területén a kaledoninak feltételezett Gelnica-sorozat elterjedése rendkívül korlátozott. A Kárpátok egyéb területein pedig különálló kaledoniai magmás és tektonikai ciklusnak általában semmi nyomát nem lehet ki mutatni. Ugy tűnik, mintha a kaledoniai és herciniai ciklus egyetlen paleozóos tektonomagmatikus és üledékképződési ciklussá olvadna össze. A Gemeridák területén önálló kaledoniai tektonometamorf ciklusnak a különválasztását az indokolja, hogy itt a Gelnica-sorozatra a herciniai metamorfitek (Rakovec-sorozat) szögdiszkordanciával települnek s detritogén kőzetekkel kezdődnek. (A legújabb megállapítások szerint a Gelnica-sorozat metamorfózisát is a herciniai breton-szudéta orogén fázisok váltották ki.)

IV. A Nyugati-Kárpátok területén a herciniai tektometamorf ciklusban három metamorf fázist lehet különválasztani.

a. / A breton-szudétai fázis hatására a paleozóos geoszinklinális üledékek és magmás kőzetek igen gyenge (felső epizóna), a zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit alfáciesének megfelelő regionális metamorfózist szenvedtek. Így jött létre a Gemeridák É-i és D-i szegélyén a Rakovec-sorozat és a Kiskárpátokban a Harmónia-sorozat. A Rakovec-sorozat főleg agyag- és homokkő-palából, kisebb mennyiségben bitumenes és karbonátos palából, továbbá elég jelentős tömegben szpilitisedett, enyhén metamorfizált bázisos-vulkanit- és piroklasztikum-közbetelepülésekből áll. A Harmónia-sorozat hasonló kifejlődésű, de több bitumenes palát tartalmaz, viszont hiányzanak belőle a geoszinklinális bázisos vulkáni működés termékei. A paleozóos képződmények aljzatában levő magasabb metamorf fokú kőzetek, főleg a Jarabá-sorozat tagjai, a breton-szudétai fázis hatására lokálisan zöldpala-fáciesnek megfelelő diaforézist (retrográd metamorfózist) szenvedtek. A herciniai diaforézist az bizonyítja, hogy a Povázsky Inovec karbon konglomerátuma és Lúbietová-(Libetbánya)-i perm konglomerátumok már diaforizált metamorfít-kavicsokat tartalmaznak. Ugyancsak a breton-szudétai fázist számos helyen granitoid-intruziók kísérték. Az intruziók hatására a Jarabá-, a Kokava-, a Pezinok-Pernek és a Harmónia-sorozat tagjai nagyobb mélységben migmatitosodást, vagy mélykontaktust, a felszínhez közelebb kontaktmetamorfózist szenvedtek.

b. / Az aszturiai fázis alig kimutatható metamorfózist okozott, viszont hatására a zempléni-szigethegység kivételével a Nyugati-Kárpátok egész területe szárazulattá vált (a moszkvai és urali korszak között.)

c. / A perm végén lezajló pfalzi fázis hatására a perm üledékek igen gyenge, alig észrevehető metamorfózist szenvedtek (anchimetamorfózis).

V. Az alpi tektonometamorf ciklus abban nyilvánult meg, hogy az alpi orogén fázisok hatására létrejött tektonikai alakulatok (rátolódások, takarók)

rátoldási felületei közelében az idősebb mezozóos képződmények gyenge metamorfózist, a mezozóosnál idősebb, metamorfizált kőzetek diaftorézist, a granitoidok pedig milonitosodást szenvedtek. Így jött létre a Veporidák mezozóos köpenyének alján, alsótriász homokkövekből, verfeni palákból a Velký Bok - és a Föderata -sorozat. Az alpi diaftorézis, keskeny szerkezeti övekben, ugyancsak a Veporidák területén, a Jarabá- és a Kokava-sorozat tagjaiban regionális elterjedésű. A diaftorézis alpi korát az bizonyítja, hogy a diaftorizált övek alpi szerkezeti irányokkal esnek egybe. Hasonló egyezés van a diaftoritok és a mezozóos kőzetek kisszerkezeti irányai között is.

A Gemeridák területén alpi szinorogén (kréta koru) gránitintruziók is előfordulnak, s azoknak a közelében a Gelnica-sorozat kőzetei kontakt-termikus metamorfózist szenvedtek.

A Nyugati-Kárpátok metamorfitjainak fentebbi ismertetése elsősorban J. Kamenický 1967-ben publikált munkája alapján készült. Ennek a szintézisnek bizonyos részeivel a szlovák szakemberek egyrésze nem ért egyet. J. Kamenický összefoglaló munkája olyan nagyszabású, hogy minden részletben természetesen nem is lehet tökéletes. Kétségtelen azonban, hogy Kamenický a Nyugati-Kárpátok metamorfitjait kitűnően ismeri, szintézisét a lehető legnagyobb lelkiismeretességgel, hibátlan logikával készítette el s megállapításait tömör, lényegretörő, de ugyanakkor könnyen érthető és félre nem magyarázható stílusban tette közzé. A Nyugati Kárpátok kisebb-nagyobb egységeiről többen készítettek igen alapos részletmunkákat, de a Kamenickýénél jobb szintézis egyelőre nincs.

3. Románia területének nagyszerkezeti felépítése

Románia földtanát különösen az teszi érdekessé és változatossá, hogy ezen a területen a földkéregnek két egymástól alapvetően különböző földtani felépítésű része érintkezik egymással: a Keleteurópai-tábla és a Kárpátok fiatal, mezo-kainozóos gyűrt területe. A fenti két kéregrész a tektonikai fejlődés alapján a következő nagyszerkezeti egységekre osztható:

1. / Az ország ÉK-i részén a Keleteurópai-tábla podolo-moldavai részlege helyezkedik el. A táblák jellemző tulajdonsága, hogy vertikális irányban kétszintes felépítésűek. Az aljzat gyűrt-metamorfizált kristályos kőzetekből, az azt beborító köpeny pedig nem gyűrt és nem metamorfizált epikontinentális üledékes képződményekből van felépítve.

A Podolo-moldavai tábla: epiproterozóos (epialgómai) tábla. Az aljzata igen idős, archaikus és alsóproterozóos metamorf kőzetekből, a viszonylag igen vékony, 500-750 m-es köpenye pedig egymástól nagy hézagokkal elválasztott ordovicium-szilur, cenomán és miocén-pliocén kora képződményekből áll.

2. / A Móziai-tábla Közép- és Dél Dobrudzsa, valamint a Román-Alföld (Havasalföld) területét foglalja magába s felépítésére a heterogenitás jellemző.

a. / Dél-Dobrudzsában a kristályos aljzat igen idős, archaikus és alsóproterozóos metamorf kőzetekből, az 500 m-nél nem vastagabb köpeny pedig mezozo-kainozóos üledékekből áll. Az aljzatot itt még a kaledoniai orogenezis is megzavarta. Tehát Dél-Dobrudzsa tektonikai, illetve nagyszerkezeti szempontból a Móziai-tábla része, rétegtani felépítését tekintve azonban a Keleteurópai-tábla egy elszakadt darabja (epikaledóniai-tábla).

b. / Közép-Dobrudzsában a köpeny nélküli prekambriumi kristályos aljzat a felszínen van; alul alsóproterozóos metamorf kőzetekből, feljebb pedig 5000 m-t meghaladó vastagságban riféi, vagyis felsőproterozóos képződményekből a bajkái orogenezis hatására kialakult metamorf kőzetekből, a közismert dobrudzsai zöldpalákból áll (bajkái gyűrt terület).

c. / A Móziai-tábla román-alföldi részén a 2000-3000 m tsz. alatti mélységnél magasabbra sehol sem emelkedő, magasabb metamorf fokú s utólag tektonizált prekambriumi metamorf kőzeteket kb. 4000 m összvastagságú, ordoviciummal kezdődő paleozóos, kb. 5000 m összvastagságú mezozoos és kb. 3000 m összvastagságú kainozóos képződmények fedik. A Móziai-táblának ezt a részét északon még a kaledóniai, délen pedig még a hercyniai orogenezis fázisai is megzavarták, bár ezek a fázisok metamorfizált

nem okoztak. Itt még a paleozóikum is a gyűrt aljzat része, tehát ez a terület egy epiherciniai, illetve epikaledóniai tábla. A kéreg vastagsága itt az átlagos kontinentális kéregvastagságnál kisebb (kb. 30 km); a kelet-európai tábla nagyon idős, archai krisztallinikuma itt feltehetően nincs jelen.

3./ A Podolo-moldavai táblát és a Mőziai-tábla közép- és dél-dobrudzsai részét egy ÉNy-DK-i irányú fiatal mobilis övezet, az észak-dobrudzsai paleozóos-mezozóos intrakraton geoszinklinális-övezet választja el egymástól. Míg a Podolo-moldavai tábla már az idősebb proterozóikumban, a Mőziai-tábla középdobrudzsai része pedig már a felsőproterozóikum végén konszolidálódott, addig az északdobrudzsai fiatal mobilis övezet egy teljes paleozóos és egy teljes mezozóos tektonomagmatikus ciklusnak a részese volt. (Az előbbi a kaledoniai-herciniai ciklus, az utóbbi a nagy alpi ciklus mezozóos, larámi etappja).

A paleozóos ciklus kambrium-ordovicium-szilur-devon-karbon kori geoszinklinális-üledékekből és magmatitokból (szinorogén, későorogén granitoidokból, valamint szubszekvens kvarcporfirokból) áll. A herciniai ciklus kezdetén lezajló orogén fázisok a karbonnál idősebb képződményeket meggyűrték s a kambrio-ordoviciumi képződményeket zöldpala fáciesben metamorfizálták.

A kissé északabbra tolódott mezozóos geoszinklinálisban törmelékeny, karbonátos és flis jellegű triász üledékek és iniciális más kőzetek, majd még északabbra az ún. dobrudzsai előmélyedésben, 3500 m-t is meghaladó vastagságban jura-kréta, majd paleogén és neogén epikontinentális üledékek halmozódtak fel. A triász és liász képződményeket a kimmériai orogén fázisok redőkbe gyűrték.

4./ A Keleteurópai-tábla (a Podolo-moldavai tábla, valamint a Mőziai-tábla közép- és dél-dobrudzsai része) nyugat felé úgy végződik el, ahogyan a kontinensek elvégződnek az óceánok felé: nincs folytatásuk. Nyugatabbra két, a Keleteurópai-táblától rétegtanilag alapvetően eltérő felépítésű, fiatalabb kéregrész helyezkedik el: a Mőziai-tábla paleozóikum folyamán konszo-

lidálódott román-alföldi része és a Kárpátoknak még a mezo- és kainozóikum folyamán is mobilis területe.

Nagyon valószínűnek látszik, hogy a két utóbbi területen a kéreg felépítésében középső proterozóosnál, tehát 1600-1900 millió évesnél idősebb képződmények nem vesznek részt; szemben a Keleteurópai-táblával, amelynek a helyenként (pl. az Ukrajnai-pajzs területén) felszínre bukkanó kristályos aljzata közel 3000 millió éves kőzeteket is tartalmaz. Miként az Atlanti-óceánnak a fejlődéstörténete a krétával, ezeknek a területeknek a földtani fejlődéstörténete feltehetően a középső-proterozóikummal kezdődik. Déleuropa területén ekkor egy óriási méretű, óceáni kérgű geoszinklinális-rendszer alakult ki. Ennek a geoszinklinális övezetnek a helyenként szigetszerű táblamaradványokkal megszakított üledékgyűjtőiben óriási mennyiségben halmozódtak fel a környező szárazulatok lepusztulási termékei, főleg grauwackék, arkózák és pelites kőzetek alakjában. Karbonátos üledékek ekkor még alig képződtek. A középső proterozóikum folyamán tehát ezen a területen lezajlott az első üledékképződési ciklus, valamint azzal párhuzamosan és szoros kapcsolatban az első tektonikai, magmás és metamorf ciklus is.

Az első proterozóos tektonomagmetikus ciklust a proterozóikum végén követte egy második, a bajkái, majd egyre szűkebb övekre zsugorodva a paleozóikum első felében a kaledóniai, az ujpaleozóikumban a herciniai s végül a mezo- és kainozóikumban az alpi ciklus. A Mőzai-tábla román-alföldi része már a paleozóikum folyamán konszolidálódott, fokozatosan táblává vált.

A Kárpátoknak még jelenleg is mobilis területén különféle üledékes, magmás és metamorf kőzetek, valamint különböző szerkezeti alakulatok alakjában mind az öt orogén ciklusnak a maradványai megtalálhatók. Alaposabban csak a legutolsó, alpi ciklusnak a tartozékait ismerjük, de különféle tektonikai, ősföldrajzi, sőt rétegtani problémák még itt is akadnak bőven. Az idősebb orogén tanulmányok kutatása meglehetősen kezdetleges stádiumban van, különösen hazánkban.

A Kárpátoknak Románia területére eső része három hegység-komplexusból, az Erdélyi-Középhegységből (Apuseni), a Déli-Kárpátokból és a Keleti-Kárpátokból, valamint a közöttük elhelyezkedő kisebb-nagyobb belső medencealakulatokból áll. Az alpi ciklus orogén fázisai a terület legnagyobb részét igen erősen megzavarták. Az Erdélyi-Középhegység északi részének, a Bihari-autochtonnak és a Dél-Kárpátok Danubiai-autochtonjának kivételével az egész terület kisebb-nagyobb alpi takaró- és rátolódás-rendszerekből áll (2.sz. táblázat).

Az egész mezo- és kainozóikumot felölelő alpi ciklus egyetlen, egységes és tökéletes nagy üledékképződési ciklus, valamint ugyancsak klasszikusnak tekinthető magmás ciklus is, iniciális, szinorogén, szubszekvens és finális magmás működéssel. Mint tektonikai ciklus azonban közel sem ilyen egységes: az orogén fázisok két, egymástól elég határozottan elválasztható együttesbe sorolhatók. Az elsőhöz a triász, jura és kréta kora fázisok tartoznak, a larámi fázissal bezárólag, a másodikhoz pedig a neogén fázisok. Az alpi orogén fázisoknak ez a kettős kulminálása annyira szembevetendő, hogy az utóbbi időben olyan javaslatok is születtek (pl. az IUGS Geokronológiai Bizottsága részéről 1967-ben), hogy az alpi orogenezist két önálló, mezozóos larámi és kainozóos alpi orogenezisre kell szétválasztani. Egyoldalúan tektonikai szempontból ez a javaslat indokolt, legalábbis bizonyos területeken. (Pl. Észak-Dobrudzsában a nagy alpi ciklus a larámi fázissal véglegesen lezárult). A Kárpátok területén azonban ez a kettéosztás természetellenes és erőszakolt, annak ellenére, hogy a különböző kora fázisok területi eloszlása nem egyenletes. Bizonyos területeket csak mezozóos, másokat csak kainozóos fázisok zavartak meg. Néhol egy területen belül az egymást követő fázisok egyirányban való eltolódása is megfigyelhető. Akadnak olyan területek is, amelyeket a mezo- és kainozóos fázisok egyaránt érintettek.

A romániai Kárpátok területén a mezozóos (kréta) orogén fázisok (bezárólag a larámi fázis) hatására létrejött takaró- és rátolódási rendszereket dacidáknak, a kainozóos (neogén) takarórendszereket moldavidáknak nevezik.

A dacidák Erdély területén, az Erdélyi-Középhegység déli részén, a Déli-Kárpátokban és a Keleti-Kárpátok belső felében vannak jelen, a moldavidák pedig a Keleti-Kárpátok külső felében.

A. Az Erdélyi-Középhegység autochtonja, a Bihari autochton viszonylag merev, idős kristályos aljzatról és germán típusú, igen enyhén redőzött triász-alsókréta kora köpenyből áll. Részei a következők: Gyalui-havasok (Gilău), Királyerdő (Pădurea Craiului), Rézhegység (Muntii Plopiș), Meszes-hegység (Munții Meseș), Bükk hegység (Munții Faget), továbbá az északerdélyi kristályos rögök, a szilágyosomlyói Magura, a szilágybaksai, a cikói és a prelukai rög.

A Bihari autochtonra DNy-i irányból a Kodruj-takarórendszer toltódott rá, amelynek az egységeit, a Moma, az Arișeni, a Dieva és a Finiș takarót uralkodólag karbon, perm és triász rétegek építik fel.

A Kodruj-takarórendszerre, mint parautochtonra D-ről É-felé a Biharia-takarórendszer takarói toltak rá, amelyek majdnem kizárólag kristályos palából (paleozóos és prekambriumi metamorfítokból) állnak (Biharia-, Muncelu-takaró).

Az Erdélyi-Középhegységnek a Bihari autochtonból, továbbá a Kodruj- és a Biharia takarórendszerből (központi dacidák) álló, az ausztriai fázissal konszolidálódott komplexusát, amelyre a felső kréta üledékek epikontinentális gosai kifejlődésben települnek, délen és északon egy-egy fiatalabb mobilis öv szegélyezi. Délen a larámi fázis után konszolidálódott Maros menti ofiolitos öv, északon pedig a paleogén után konszolidálódott belsőkárpáti flisövezet (Máramaros-szolnoki flisövezet).

B. A Déli-Kárpátok autochtonja, a Danubiai autochton prebajkái, bajkái és herciniai metamorfítokból és granitoid-tömegekből, továbbá változatos kifejlődésű paleo-mezozóos köpenyből áll.

A Déli-Kárpátok óriási kiterjedésű Géta-takarórendszere, amelyet a közbenső dacidákhoz sorolnak, uralkodólag magasabb fokon metamorfizált

prebajkái és bajkái metamorfitokból áll. Itt a fiatalabb metamorfitoknak, valamint a néhány kisebb medence területére korlátozódó paleozóos - mezozóos képződményeknek a mennyisége jelentéktelen.

A Vaskapu közelében lévő, a külső dacidákhoz sorolt Severin takaró mezozóos képződményekből, alsókréta sinaiai rétegekből áll.

C. A Keleti-Kárpátok hegyvonulata csak földrajzi értelemben folytatása a Déli-Kárpátoknak. A két hegység nagyszerkezeti felépítése alapvetően különbözik egymástól.

A Déli-Kárpátok egy középsőkréta folyamán konszolidálódott kéregrész, amely autochtonból és egyetlen hatalmas K-Ny-i irányú, déli vergenciájú takaróból és annak kisebb-nagyobb foszlányaiból áll. A felsőkréta és a kainozóikum folyamán itt már csak vertikális elmozdulások voltak, flis képződés sem volt.

A Dimbovița folyótól keletre kezdődő Keleti-Kárpátoknak autochtonja nincs. A hegység valamennyi kristályos, mezozóos és kainozóos képződménye É-D-i irányú, keleti vergenciájú takarórendszerekbe torlódott.

A középső kréta folyamán itt a kristályos mezozóos képződményekből három (dacidák), a kainozóikum folyamán a felsőkréta - neogén képződményekből ugyancsak három (moldavidák) bonyolult takarórendszer jött létre.

a. / A központi dacidákhoz sorolt, legbelső, kizárólag mezozóos rétegekből álló un. Erdélyi-takarórendszernek ma már csak a kisebb roncsai vannak meg (Hăghimaș -, Hagymás-takaró, a Persányi-hegység erdélyi takarója).

b. / A közbenső dacidákhoz tartoznak a következő, un. Bukovinai-takarórendszernek a takarói (a Rodnai-, Bukovinai- és Szubbukovinai-takaró, továbbá a Baróti-hegység, a Persányi-hegység, a Brassói-hegység és a Dimbovița völgyének a takarói). E takarók felépítésében mezozóos rétegek és mezozóosnál idősebb kristályos képződmények vesznek részt.

Mind a két fentebbi takarórendszernek a takarói kréta (ausztriai és larámi) orogén fázisok hatására jöttek létre.

c. / A következő, a Keleti-Kárpátok egész hosszában végigkövethető s a külső vagy marginális dacidákhoz sorolt Ceahlău-(Csáklyás-) takarórendszer, amely a larámi fázisnak köszönheti létrejöttét, idős kristályos képződményeket már nem tartalmaz. Kizárólag mezozoos képződményekből, elsősorban alsókréta kora un. sinaiai-rétegekből áll, amelyek már flis kifejlődésűek.

d. / Az uralkodóan kréta paleogén kora, flis kifejlődésű rétegekből neogén (óstájer és ujtájer) orogén fázisok hatására kialakult moldavidák közül a belső moldavidákhoz tartozik az un. kurbikortikális rétegekből álló Teleajen-takaró és a fekete palákból álló Audia-takaró.

e. / A közbenső moldavidákhoz tartozik a Keleti Kárpátok egyik legerősebb és legnagyobb takarórendszere, a főleg eocén flis-képződményekből álló Tarcău (Tarkó) takarórendszer, amely szintén az ujtájer fázis hatására jött létre.

f. / A külső moldavidákhoz tartozik a paleogén és miocén rétegekből az ujtájer orogén fázis hatására kialakult, parautochton marginális egység, továbbá az előmélvség belső szárnya, az un. perikárpáti egység.

A romániai kárpáti terület dióhéjban ismertetett fentebbi nagyszerkezeti egységei közül a Bihari- és Danubiai-autochton, valamint a központi és a közbenső dacidák területén nagyon sok helyen bukkannak a felszínre metamorf képződmények, gyakran hatalmas összefüggő területeken.

A rendkívül változatos metamorfitek és az azok kíséretében előforduló granitoidok korával és genetikájával kapcsolatban az elmúlt száz év folyamán a legszélsőségesebb elképzelések láttak napvilágot. A korkérdés megoldását a második világháború után készült és kritika nélkül felhasznált radiológiai koradatok sem vitték előbbre. A legutóbbi években azonban sor került Románia 200 000-es földtani térképsorozatának, valamint Románia 1 000 000-os földtani és nagyszerkezeti térképének az elkészítésére. Tekintve, hogy ilyen térképeket készíteni egységes jelkulcs nélkül nem lehet, a román geológusok szerencsés módon, arra kényszerültek, hogy a fenti képződmények korával,

réagtani és tektonikai hovatartozásával kapcsolatban megalapozott és határozott egységes álláspontra helyezkedjenek. Egy kitűnő geológus kollektívának a tagjai, akik alaposan ismerték Románia földtanát, földtani irodalmát s akik sokéves terepi munkát is végeztek (Pl. D. Giuscá, H. Savu, M. Borcos, R. Dimitrescu, M. Bleahu stb.) az elődeik és sajátmaguk által szerzett tapasztalatokat összegezve, létrehozták az Erdélyi-Középhegység és a Kárpátok metamorfitjainak az egységes réagtani és tektogenetikai besorolását. Természetesen ez a munka sem tekinthető véglegesnek s a jövőben esetleg lényeges részei meg fognak változni. Ez azonban semmit sem von le az értékéből, mert a jelenlegi ismeretekkel elérhető legmagasabb szinten készült.

Az alábbiakban csupán az Erdélyi-Középhegység metamorfitjainak a részletesebb ismertetésére kerül sor, mert ez a terület a legváltozatosabb felépítésű. Az itt megismert kőzetekkel a Déli- és Keleti-Kárpátok metamorfitjai elég könnyen korrelálhatók.

5. Az Erdélyi-Középhegység (Apuseni) metamorf képződményei

Az Erdélyi-Középhegység területén a román geológusok négy nagy üledékképződési, illetve tektonomagmatikus ciklust tudnak megkülönböztetni; négy orogén tartományt tudnak különválasztani. Réagtani szempontból egy felsőproteozoikum előtti, vagy másképpen periféi, egy felsőproterozoikum vagy riféi, egy paleozóos és egy mezó-kainozóos ciklust. Tektonikai, illetve nagyszerkezeti szempontból az elsőhöz a prebajkáli, vagy preasszinti, a másodikhoz a bajkáli vagy asszinti, a harmadikhoz a herciniai vagy variszkuszi, a negyedikhez az alpi tektonomagmatikus ciklus, illetve orogén tartomány tartozik. A környező területeken igen fontos szerepet játszó kaledóniai ciklus itt az ópalozóos képződményekkel kapcsolatban sem magmás kőzetek, sem szerkezeti alakulatok formájában nem jelentkezik. Ugy látszik, hogy a kaledóniai ciklus itt egybeolvad a herciniaival. A négy fenti ciklus közül itt csak a legrégebb háromnak az orogén fázisai váltottak ki metamorfózist. Az alpi orogén tartományban metamorf kőzeteknek a jelenlétét a romániai Kárpátok területén egyelőre még nem lehetett kimutatni.

I. Az Erdélyi-Középhegység területén fellelhető legidősebb metamorfitok legfelső proterozoikum előtti, vagyis preriféi geoszinklinális képződményekből jöttek létre, egy pontosabban meg nem nevezhető prebajkái orogén ciklus hatására. A bihari autochton kristályos aljzata uralkodólag ilyen metamorfitokból áll. (Réz hegység, Királyerdő, Meszes hegység, Drócsa hegység). E metamorfit-csoport sztratotípusának a Gyalui-hegység (Muntii Gilău-Muntele Mare) krisztallinikuma tekinthető.

A preriféi - metamorfit csoport legidősebb komplexusa az un. Someş - (Szamos -) sorozat. E sorozatban uralkodnak a járulékos gránátot, staurolitot vagy szillimanitot tartalmazó biotitos paragneiszek és biotitos csillámpalák. Ezeket néha kvarc- földpát-gneiszek és alárendelt mennyiségben esetleg kvarcitok kísérik. A sorozat felső részébe helyenként orotamfibolit- illetve amfibolgneisz-összletek is közbetelepülnek. Ezek a prebajkái ciklus iniciális magmás termékeiből jöttek létre.

A csoport következő komplexusa a Baia de Arieş - (A ranyosbánya -) sorozat, legszebb kifejlődésben az A ranyos (Arieş) völgye, illetve A ranyosbánya környékén fordul elő. Uralkodó kőzetei a gránátos vagy staurolitos biotitos csillámpalák. Helyenként kvarcit- és grafitos kvarcit- közbetelepülések, márvány- és dolomitmárványpadok is előfordulnak.

A csoport legfelső komplexusa, az A rada-sorozat, gránátos biotitos csillámpalákból áll.

A Hegyes-Drócsa hegység kristályos aljzatának preriféi metamorfit-komplexusát Madrizeşti - sorozatnak nevezik.

A preriféi metamorfitok hatalmas mennyiségben felhalmozódott, uralkodólag terrigén (pszefites-pszammitos-pelites) geoszinklinális üledékekből és kisebb mennyiségben iniciális magmás képződményekből jöttek létre. A kiindulási kőzetek közt a karbonátos rétegek mennyisége jelentéktelen volt. A metamorfózis foka az alamandin-amfibolit fácies különböző szubfácieseknek (staurolit-kianit és szillimanit-alamandin szubfácies), másképpen a magasabb és mélyebb mezozónának felel meg. A csoport legmélyebb szintjeiben a metamorfózis ultram metamorfózisig fokozódott. A Szamos sorozat

alján helyenként anatezises migmatitosodásra valló jelenségek figyelhető meg (Réz-hegység). A szinorogén gránitosodást tardiorogén granitoid-intruziók benyomulása követte. A benyomulásokat gránitos-injekciók és turmalinos pegmatit-telérek kísérik. Az ilyen későorogén (tardiorogén) granitoid-benyomulásokhoz tartoznak: a Gyalui-Nagyhavasi gránitpluton, Az Aranyosbánya melletti (Vinița) gránittömzsek, valamint a Hegyes-Drócsa hegységben a Világos (Șiria) és Tauț közelében lévő granitoid-tömzsek. A fenti granitoid tömegek közvetlen környezetében szembevető kontakt jelenségek észlelhetők.

Meg kell jegyeznünk, hogy a gránittömegeknek a kora legtöbbször még a metamorfitokénál is nehezebben állapítható meg. Így pl. a gyalui gránitot többen herciniai, mások bajkáli, sőt egyesek alpi benyomulásnak tartják. A fenti granitoidok prebajkáli kora azért a legvalószínűbb, mert mindig a bajkáli és a herciniai övezeteken kívül, prebajkáli metamorfitok udvarában fordulnak elő. A fenti legidősebb metamorfit csoport preriféi kora azonban legfeljebb csak nagyszerkezeti alapon bizonyítható; a csoport tagjait szembevető diszkordancia választja el a felettük lévő, rétegtanilag bizonyíthatóan riféi kora csoport tagjaitól.

A preriféi metamorfitok helyenként, kisebb-nagyobb övekben a következő, riféi metamorfózis folyamán erőteljes diaforézist szenvedtek. Az ilyen diaforizált övek leggyakoribbak a Réz és Meszes-hegységben. A Gyalui-hegységben az egész A rada-sorozat erősen diaforizált.

II. Az Erdélyi-Középhegység, következő metamorfit csoportja a proterozoikum végén kialakult geoszinklinális övekben felhalmozódott s a bajkáli vagy asszinti tektonomagmatikus ciklus által metamorfizált üledékes és magmás képződményeket foglalja magában. (A rétegtanban a legfelső proterozoikum üledékeit riféi rétegeknek vagy riféikumnak szokták nevezni az Ural után, amelynek a latin neve Montes Rhiphaei.)

A bajkáli metamorfit csoport tagjai a Gyalui-hegység K-i és DK-i részén, igen nagy kiterjedésű összefüggő tömegben a Gyalui-hegységtől

DNy-ra lévő Bihar hegységben, kisebb tömegben a Réz, a Meszes és a Kodru hegységben, délebbre a Maros közvetlen közelében egy elsőrendű nagyszerkezeti vonal mentén Căpîlnaş, és Băița között több kis rögben, még délebbre a Rápolti rögben és hatalmas területen a Poiana Rusțai-hegységben fordulnak elő. E csoport sztratotípusának a Bihar hegységet (Munții Bihor) lehet tekinteni, ahol a kifejlődése a legteljesebb. (A Bihar-hegység nem tévesztendő össze a Bihari - autochtonnal).

A csoport legidősebb komplexusa a Bistra-sorozat, amely főleg a Nagyhavas (Muntele Mare) D-i és DNy-i oldalán van kifejlődve. E sorozat tagjai szericites-kloritos palák, albitporfiroblasztos kloritos palák és porfiroidok, albitos és epidotos amfibolit-közbetelepülésekkel.

A csoport következő komplexusa, a Biharia-sorozat, melynek tagjai uralkodólag a bajkái tektonomagmatikus ciklus iniciális magmás működésének változatos, főleg bázisos és részben savanyu magmás termékeiből, piroklasztikumból, lakkolit- és teleptelér-szerű kőzettestekből (szpilit-keratofiros formáció) stb. jöttek létre. A sorozat tagjai főleg orto-eredetű amfibolitok, albitos és epidotos kloritpalák, porfiroidok, albitok, meta-gránitporfirok, kisebb mennyiségben para-eredetű, terrigén üledékekből keletkezett szericites kloritpalák, grafitos kvarcitok. Ritkán itt már metamorf mészkő- (márvány-) padok is előfordulnak.

A csoport legfelső komplexusa, a Muncel-sorozat. Ez a sorozat főleg szericites és kloritos palákból áll, amelyek néha biotitot is tartalmaznak. Kisebb mennyiségben albitos-epidotos amfibolitok, amfibolpalák, albitos-kloritos-epidotos palák, sőt kristályos mészkő-(márvány) betelepülések is akadnak. Helyenként olyan gránit-porfiroid-tömegek is előfordulnak (epigránitok), amelyek a Biharia-sorozatra jellemzőek.

A bajkái tektonometamorf ciklus metamorfítjai a zöldpala-fácies tartozékai, vagyis másképpen epizónabeli kőzetek. A metamorfózisuk foka tehát az előző ciklusénál alacsonyabb. Ugy látszik, hogy a kisebb területre szorult bajkái geotektonikai ciklus folyamán kisebb arányú volt az üledék-felhalmozódás és a főorogént kísérő regionális metamorfózisnak az inten-

zítása is, mint az előző prebajkái ciklus alkalmával. Ezzel szemben igen erőteljes volt a bajkái preorogén iniciális magmás működés. A bajkái metamorfitok tulnyomó többségének az anyagát különböző bázisos és savanyu iniciális magmás termékek, főleg vulkanitok és vulkáni törmelékes kőzetek szolgáltatták. A bajkái szinorogén regionális metamorfózist olyan jellegű és arányú gránitosodás, mint a prebajkálit, nem kísérte. Nagykiterjedésű anatexises gránittömegek a bajkái metamorfitokkal kapcsolatban nem fordulnak elő, viszont gyakoriak a változatos összetételű (plagiogranit, granodiorit, kvarcdiorit) szinorogén granitoid-benyomulások (intruziók), amelyek a környezetükben lévő metamorfitokra mélykontakt-hatást gyakoroltak. A benyomulásokhoz földpátosodást jelző arterites migmatitok, továbbá pegmatittek kapcsolódnak. A gránitporfiroidok (metagránitporfirok, epigránitok) viszont egy későbbi, tardiorogén magmás szakasznak a termékei.

A legjellegzetesebb bajkái szinorogén granitoidintruzió a Kodru-hegység gránittömege. Az intruzió környezetében lévő biotitos kontaktudvar kőzeteit régebben Kodru-sorozat néven különítették el, de ez a sorozat tulajdonképpen azonos a mélykontaktust szenvedett Biharja-sorozattal. Hasonló granitoid-intruzió fordul elő a Bihar hegység K-i részén is. A metagránitporfirok a Biharja- és a Muncel-sorozatban számos helyen jelen vannak.

A Maros mentén előforduló bajkái metamorfitok (Poiana Ruscăi, Rápolti rög stb.) hasonló a biharhegységiékhöz, de granitoid-tömegeket nem tartalmaznak.

A Bihar és Kodru hegység metamorfitjainak a bajkái kora csak közvetve bizonyítható. A terület herciniai metamorfirjainak a kiindulási kőzetei ezekre a kőzetekre transzgressziósan települnek. A Keleti-Kárpátok hasonló jellegű metamorfitjaiból Marcela Dessiła Codarcea riféi kora mikrofossziliákat határozott meg.

2. sz. táblázatAz Erdélyi-Középhegység, a Déli- és a Keleti Kárpátok nagy-
szerkezeti egységei

A. Bihari -autochton (Az Erdélyi-Középhegység északi része)

B. Danubiai -autochton (Déli Kárpátok)

C. Dacidák (kréta)

1./ Központi dacidák

a./ Kodru -takarórendszer (Kodru hegység)

Moma -takaró

A rieşeni -takaró

Dieva -takaró

Finis -takaró

b./ Biharja -takarórendszer (Bihar hegység)

Biharja -takaró

Muncelu -takaró

c./ Erdélyi -takarórendszer (Keleti-Kárpátok)

Hăghimaş -takaró

A Persányi -hegység erdélyi -takarója

d./ A Maros menti ofiolitos -öv takarói

2./ Közbenső dacidák

a./ Bukovinai -takarórendszer (Keleti-Kárpátok)

Rodnai -takaró

Bukovinai -takaró

Szubbukovinai -takaró

A Baróti -hegység

A Persányi -hegység

A Brassói -hegység

A Dimboviţa völgyének

} takarói

b. / Géta -takarórendszer (Déli -Kárpátok)

Géta -takaró

Godeanu -

Bařina - takarófoszlányok

Portile de Fier -

Vălari -

3. / Külső vagy marginális dacidák

Ceahlău -takaró (Keleti -Kárpátok)

Severin -takaró (Déli -Kárpátok)

D. Moldavidák (neogén), (Keleti -Kárpátok)

1. / Belső moldavidák

Teleajen -takaró

Audia -takaró

2. / Közbenső moldavidák

Tarcău -takaró

3. / Külső moldavidák

Marginális egység

Perikárpáti egység

E. A belsőkárpáti flisövezet takarói (szubhercin, stájer)

Botiza -takaró

Lăpuș -takaró

F. Erdélyi-medence (paleogén-miocén-pliocén)

G. Pannoniai-medence (miocén-pliocén)

III. Az Erdélyi-Középhegység legfiatalabb metamorfit-csoportja egy paleozóos geoszinklinális-övezetnek az ordoviciumtól az alsókarbonig terjedő üledékes és magmás eredetű geoszinklinális képződményeiből jött létre, a herciniai vagy másképpen variszkuszi orogén hatására. A csoport tagjai herciniai magmás képződmények kíséretében nagy felületi elterjedésben található meg a Hegyes-Drócsa hegység területén, azonkívül keletebbre a Kodru-Moma hegység legdélibb részén, a Bihar hegység nyugati részén

Arieşeni környékén, a Gyalui hegységtől DK-re az Aranyos (Arieş) folyó medencéjében, a Runcu és Poşaga patakok völgyében és a Torockói-hegységben. Délebbre a Maros mentén a Rápolti-rög északi peremén is megtalálhatók egy kis területen a csoport kőzetei.

A herciniai metamorfit-csoport sztratotípusának, tehát a legteljesebb kifejlődés előfordulási helyének a Hegyes-Drócsa hegység tekinthető.

A Hegyes-Drócsa (Highis-Drocea), vagy másképpen a Zarándi-hegység több ezer méter összvastagsági paleozóos metamorfit-csoportját Păiuşeni-sorozatnak nevezik. A sorozat két terrigén törmelékes kőzetekből keletkezett metamorf komplexusból és egy azok között elhelyezkedő iniciális magmás képződményekből keletkezett komplexusból áll. A metamorfózis foka a zöldpala fácies különböző subfáciéseinek felel meg (epizona). A palássági felületek általában D-felé dőlnek.

Az alsó detritogén (blasztodetritikus) komplexus kőzetei uralkodólag blasztopszefitek: metakonglomerátum, metakvarcit, arkózás metakvarcit, meszes kvarcit, kisebb mennyiségben szericit-pala, tufogén szericités klorit-pala és metamorf mészkő. Az eredeti terrigén kőzetek fáciése nemcsak vertikális, hanem horizontális irányban is erősen változó.

A közbenső, metamorfizált ofiolitos komplexus kőzetei a herciniai iniciális magmás működés termékeinek gyenge metamorfózisa által jöttek létre. A legjellemzőbb kőzettípusok itt a következők: metabazalt, metadolerit, metagabbró, metadiorit, tufogén zöldpala, és meta-kvarckeratofir, (porfiroid) helyenként fillit-vagy metakvarcit közbetelepülésekkel.

A felső detritogén komplexus általában fillites jellegű; főleg szericit-palákból, kloritos-palákból, illetőleg fillitekből áll, de helyenként kvarcit-, metaarkóza-, metamorf mészkő, sőt ritkábban metakonglomerátum-közbetelepüléseket is tartalmaz. A herciniai iniciális magmatizmus legfiatalabb, spilit-keratofiros asszociációit a felső komplexus metaszpilit-és porfiroid-közbetelepülései képviselik.

Keletebbre a Kodru-Moma déli részén a Bihar hegységben, a Gyulai-hegység DK-i részén és a Torockói hegységben előforduló herciniai metamorfitek a Paiuşeni-sorozat komplexusaival elég jól azonosíthatók. A Bihar hegység Ny-i részén lévő metamorfitek Arieşeni-Avrám Jancu sorozat és Poiana Crişulu-sorozat néven foglalják össze. A Bihar hegység középső és keleti részén lévő vulkanogén-szedimentogén komplexust Arieşeni-sorozatnak nevezik. Ez a sorozat kloritos zöldpalából, grafitos palából és metamorfizált bázisos eruptívumokból áll s a Paiuşeni-sorozat legfelső részével azonosítható. V. J. Slavin az Arieşeni-sorozatban alsókarbon kort jelző zonotriliteseket talált. A Torockói hegységben a herciniai metamorfiteksorozat uralkodólag mészfilitékből, a Rápolti-kristályos rög északi részén lévő Varmaga-sorozat konglomerátumokból, és mészkövekkel kísért grafitos fillitéből áll.

A paleozóos geoszinklinális övezet egész területén kimutatható iniciális magmás működés gabbroidális összetételű feltörésekkel indult meg és szpilit-keratofiros differenciációs termékek létrejöttével fejlődött be. Mindezek a kőzetek a herciniai orogén fázisok hatására kisebb-nagyobb fokú metamorfózist szenvedtek.

A herciniai szinorogén magmás működés bevezetéseként a Paiuşeni-sorozatba korai-orogén (primorogén) granitoid tömegek nyomultak, a hegység DNy-i részén. A közben lezajló metamorf folyamatok hatására ezek a granitoidok enyhe metamorfózist szenvedtek s a szövetük egy kissé irányított lett ("radnai gránit", illetve gneiszgránit). A hegység centrális részében lévő késői-orogén (szerorogén) gránitmasszívum kőzetei metamorfózist nem szenvedtek, a szövetük nem irányított ("hegyesi gránit"). A fentiekén kívül a hegység területén kisebb tömegekben legkésőbbi orogén (tardiorogén) magmás termékek is előfordulnak: alkáli-gránit-, kvarcszienit-testek és porfir-telérek. Ezek a Paiuşeni-sorozat tagjait és a korábbi szinorogén granitoid tömegeket egyaránt átharántolják. A szinorogén magmatitok a környezetükben lévő kőzetekre mindenütt kontakt hatást fejtettek ki.

A herciniai posztorogén molassz képződmények, a Hegyes-Drócsa hegység északi részén, különösen pedig a Kodru hegységben és a Bihar hegységben óriási tömegben előforduló permi törmelékes kőzetek, amelyekhez jelentős mennyiségű herciniai szubszekvens vulkanitok (középső-permi kvarcporfirok, diabázok és azok tufái) társulnak, különösebb metamorfózist már nem szenvedtek. A Hegyes-Drócsától K-re lévő területen herciniai szinorogén granitoidtömegek a felszínen nem fordulnak elő. Meg kell azonban jegyezni, hogy a fentebb bajkáli, sőt prebajkáli korúnak vett granitoidokat sokan herciniai korúnak tartják.

A Hegyes-Drócsa és a Bihar hegység bajkáli és herciniai metamorfizmainak és magmás képződményeinek a nagyszerkezeti helyzetét az alpi orogén ciklus ausztriai és larámi fázisai meglehetősen megzavarták. Mindkét hegység a Bihar-takarórendszer része. A Bihar hegységben ez a takarórendszer a Bihari-autochtonra, illetve a parautochton Kodru-takarórendszerre tolódott rá, a Hegyes-Drócsa hegységben pedig a prekambriumi kristályos kőzetekből és permtriász képződményekből álló északi előtérre. A takaró alatti képződmények K-en Mádrizești, ÉNy-on pedig Șiria (Világos), Galșa és Pînkota közelében a felszínre is előbukkannak.

6. A Déli-Kárpátok metamorf képződményei

A Déli-Kárpátok felépítésében három nagyszerkezeti egység vesz részt; a Danubiai-autochton, a közbenső dacidák Géta-takarórendszere és a marginális dacidákhoz sorolt Severin-takaró. Ez utóbbi alsókréta üledékekből áll, kristályos képződményeket nem tartalmaz, ezért ezzel az egységgel a továbbiakban nem foglalkozunk. A Danubia-autochton és a Géta-takarórendszer, uralkodólag, lényegében az Erdélyi-Középhegység kristályos képződményeivel jól azonosítható, azokhoz hasonló koru és jellegű metamorfitokból és granitoid-tömegekből áll. A nem metamorfizált ujjaleozóos, mezozóos és kainozóos képződmények szerepe itt még kisebb, mint az Erdélyi-Középhegységben.

A Danubiai-autochton felépítésében az Erdélyi-Középhegységnél ismertetett mind a három tektonometamorf, illetve tektonomagmatikus

ciklusnak, tehát a prebajkái, a bajkái és a herciniai ciklusnak a képződményei részt vesznek. A Géta-takarórendszer csak prebajkái és bajkái kristályos kőzetekből áll; a herciniai ciklus képződményei itt hiányoznak (5.sz. táblázat).

a. / Danubiai-autochton

I. Az Erdélyi-Középhegység prebajkái Someş -, Baia de Arieş, Arada - és Mădrizeşti-sorozatának a Danubiai-autochtonban a Lainici-Păiuş-sorozat felel meg, amelynek a fő elterjedési területe a Vulkán és a Pareng hegység (Munții Vilcan, Munții Paring), valamint az Aldunánál az Almás-hegység. Ennek a sorozatnak a kőzetei üledékes kőzetekből jöttek létre zöldpala és almandin-amfibolit-fáciesnek (mélyebb epi- és magasabb mezozónának) megfelelő metamorfózis hatására. A sorozat tagjai kvarcitpalák, szericites kloritpalák, biotitos csillámpalák, paragneiszek, helyenként gránitosodásra, migmatitosodásra utaló jelenségekkel. A későbbiek során a kőzetek a zöldpala fáciesnek megfelelő diaforézist s helyenként kontakt-hatást szenvedtek.

II. Az Erdélyi-Középhegység bajkái Bistra -, Biharia - és Muncel-sorozatának a Danubiai autochtonban a Drăgăsan-sorozat két komplexusa felel meg. Ez a sorozat a későproterozóos, riféi geoszinklinális óriási mennyiségű iniciális magmás termékeket tartalmazó terrigén, pszammitos-pelites üledékeiből jött létre.

Az alsó komplexus, amelyet régebben a prebajkái csoporthoz soroltak, uralkodólag almandin-amfibolit fáciesben metamorfizált és utólag zöldpala fáciesnek megfelelő diaforézist szenvedett bázisos és ultrabázisos magmás kőzetekből áll. A kőzetei főleg amfibolitok, amfibolgneiszek, amfibolpalák, néhol biotitgneisz-, csillámpala-, kloritpala-, és metamorfizált mészkő-közbetelepülésekkel. Sok helyen gránitosodás is megfigyelhető.

A felső komplexus zöldpala fáciesben metamorfizált metamorfitokból klorit- és szericitpalákból, kvarcitpalákból, csillámkvarcitokból és metamorf mészkőből áll. Ez az összetétel bázisos vulkanitokkal és vulkáni

törmelékkőzetekkel váltakozó terrigén geoszinklinális -üledékekből jött létre. (Egyesek szerint a komplexus alsó része az alsó komplexus felaprózott termékeiből keletkezett üledékek metamorfózisa által jött létre.) A későbbiek során ennek a komplexusnak a tagjai is diaforézist szenvedtek.

A Drăgșan-sorozat nagy területen fordul elő a Vulkán és a Pareng hegység északi részén, különösen pedig az északabbra lévő Retyezát (Munții Retezat), Munții Tarcău és Muntele Mic területén, ahol a sorozat hatalmas hajkáli szinorogén és tardiorogén granitoid intruziókat is magában foglal. Megvan e sorozat az aldunai Almás hegységben is (Munții Almăj).

III. Az Erdélyi-Középhegység paleozóos, herciniai Păiușeni, Arieșeni-Avram Jancu-, Poiana Crișului- és Arieșeni-sorozatának a Danubiai-autochtonban a Vulkán és Pareng hegység északi peremén egy hosszú K-Nyi-i irányú övben, továbbá foltokban a Retyezát a Munții Tarcău és Muntele Mic területén előforduló Tulișa-sorozat felel meg, amelynek tagjait szembetűnő diszkordancia választja el az előbbi csoportoktól. Ez a sorozat paleozóos (kambrium-alsókarbon) geoszinklinális üledékekből és magmás termékekből jött létre zöldpala fáciesnek megfelelő metamorfózis hatására. A sorozat litosztratigráfiailag három komplexusból áll.

Az alsó komplexus dinamometamorf konglomerátumokkal kezdődik, amelyeknek a kavicszemei a Drăgșan-sorozat metamorfitjainak és granitoidjainak a lepusztulásából származnak, Feljebb mikroklinban és plagioklászban gazdag vörösesfehér metaarkózák következnek.

A középső komplexusban a metaarkózákat szürkésfehér palás mészkőrétegek váltják fel, majd tufogén szericites kloritpalák, epidotos-aibitos-kalcitos fillitek, helyenként zoizitos és tremolitos epidot- és kloritpalák, aktinolitpalák, kloritos kvarcitpalák következnek.

A diszkordanciával települő felső komplexus fekete grafitos fillitekből, arkózás és grafitos kvarcitpalákból, kloritos, kloritoidos szericitpalákból és szericitfillitekből áll.

A középső és felső komplexusban szerpentinközbe települések is előfordulnak. Egyesek az itt lévő granitoid tömegeket is herciniai korúaknak tartják.

b. / Géta-takarórendszer

A Géta-takarórendszernek az Aldunától Brassóig terjedő hatalmas tömege uralkodólag metamorf kőzetekből áll. Nem metamorfizált kaino-, mezo- és ujpaleozóos képződmények nagyobb mennyiségben csak a takarórendszer Ny-i, krassó-szörényi részén akadnak. Míg a Danubiai-autochton krisztallinikumának a jelentős része granitoid tömegekből áll, a Géta-takarórendszerben az ilyen képződmények szerepe nem jelentős. A metamorf képződmények végnélküli sora két tektonometamorf csoporthoz tartozik.

I. A Géta-takarórendszernek a Lokva hegység (Munții Locva), a Krassói hegység (Semenic), a Mehádiai-fennsík (Platoul Mehadinți), a Szörényi-havasok (Munții Godeanu, Munții Cernei), a Retezát (Munții Retezat), a Bóga-hegység (Munții Poiana Ruscăi), a Sebes hegység (Munții Sebeș), a Szebeni-Havasok (Munții Cibin), a Lotru hegység (Munții Lotru) és a Fogarasi-Havasok (Munții Făgăraș, Munții Iezer) vonulatait magukban foglaló részlegei nagyrészt a Lotru-Sebeș-sorozat metamorfitjaiból állnak. E sorozat prebajkái tektonometamorf ciklus alkalmával almandin-amfibolit-fáciesben (mezozónában) metamorfizált s a későbbiek során zöldpala-fácies foku (epizónás) retrográd metamorfózist szenvedett metamorfitokból áll. A sorozat tagjai geoszinklinálisos terrigén homokos-agyagos üledékekből és különféle (iniciális és szinorogén) magmás képződményekből keletkezett paragneiszek, staurolit-, disztén- és szillinamit-gneiszek, biotitos, gránátos vagy diszténes kvarcitpalák, biotitos-gránátos csillámpalák, szemes-gneiszek, amfibolitok, amfibolitpalák, metadioritok, metagabbrók, metaperidotitok, szerpentinitek, granitoidok és migmatitok.

II. A Géta-takarórendszer nyugati (Munții Locva), északnyugati (Munții Poiana Ruscăi) és legkeletibb (a Munții Făgăraș északi szegélye, Munții Iezer) részének a metamorfitjai az Epimetamorf-sorozat tagjai.

Ezek a metamorfitek a bajkái tektonometamorf ciklus alkalmával jöttek létre a zöldpala fácies kvarc-albit-epidot-almandin szubfáciése (mélyebb epizóna) fokán, geosinklinális terrigén (homokos-pelites) és karbonátos üledékekből és jelentős mennyiségű bázisos magmás termékekből. A sorozat tagjai sokhelyen zöldpala-fáciessnek megfelelő retrográd metamorfózist is szenvedtek. A sorozatra legjellemzőbbek a következő kőzetek: grafitos és kloritos fillitek, kloritos szericitpalák, gránátos biotit-csillámpalák, kvarcitok, amfibolitpalák, porfiroidok, metamorf dolomitpalák, talkpalák, serpentin-, metagabbró- és metadiabáz-betelepülésekkel. A sorozat tagjaihoz helyenként vasérctelepek, szulfidos érctelepek, mangán-karbonátos és szilikátos mangán-érctelepek kapcsolódnak. A kiindulási kőzetek későproterozóos korát palinológiai adatok bizonyítják; egyesek azonban a sorozatot kaledóniai-herciniai korúnak tartják. A sorozat granitoid-intruziókat nem tartalmaz.

7. A Keleti-Kárpátok metamorf képződményei.

A Keleti-Kárpátokban a kréta orogén fázisok hatására kialakult, tehát a dacidákhoz sorolt három takarórendszer közül a középsőben, a Bukovinai-takarórendszerben fordulnak elő a felszínen kristályos képződmények: a Rodnai-, a Bukovinai- a Szubbukovinai- és a Persányi-takaróban. A Bukovinai- és Szubbukovinai-takaró legészakibb része Kárpátukrajna területére is átnyulik.

A Keleti-Kárpátok metamorf képződményei három tektonometamorf ciklus három metamorf-csoportjához sorolhatók, amelyek közzettanilag és rétegtanilag jól azonosíthatók a Déli-Kárpátok és az Erdélyi-Középhegység megfelelő csoportjaival.

I. A prebajkái tektonomagmatikus ciklus metamorfijait foglalja magában a Hagymás- (Hághimaş-) sorozat. E sorozat tagjai preriféi geosinklinális üledékekből és magmás képződményekből jöttek létre, almandin-amfibolit fáciessnek megfelelő (mezozónás) fokon s a későbbiek során többnyire zöldpala fáciessnek megfelelő retrográd metamorfózist is szenvedtek. A csoport tag-

jai: biotitos epidot-amfibolit-palák, amfibolgneiszek, biotit-csillámpalák, gránátos csillámpalák, biotitos-kloritpalák, gránátos-zoizitos amfibolitok, csillámgneiszek, metamorf-mészkövek, szemes gneiszek és migmatitok; ritkábban granitoid-, diorit- és diabáz-tömegek is. A sorozat kőzetei elterjedtek a Máramarosi-havasokban (Munții Maramureșului, a Rodnai-havasokban (Munții Rodnei), a Besztercei-havasokban (Munții Bistriței), a Gyergyói-havasokban (Munții Giurgeu) és a Csiki-havasok (Munții Ciucului) északnyugati részén.

II. A bajkái tektonomagmatikus ciklus Tölgyes-(Tulghes-) sorozata a Déli-Kárpátok Danubiai-autochtonjában lévő Dragsan--sorozat felső komplexusával azonosítható. A sorozat kőzetei a zöldpala fácies kvarc-albit-epidot-almandin szubfáciése fokán (mélyebb mezozónában) metamorfizált geoszklinálisos terrigén (homokos-agyagos) és karbonátos üledékekből, valamint bázisos és savanyu magmás képződményekből jöttek létre a bajkái orogenezis hatására és helyenként utólag diaforézist is szenvedtek. A sorozat leggyakoribb kőzettípusai a következők: fekete fillitek és kvarcitpalák, kalcitos, epidotos kloritpalák, kvarcos kloritpalák, ezenkívül jelentős mennyiségben márványok, paragneiszek (pszammit-gneiszek) és szericites palák. Gyakran akadnak porfiroid-közbetelepülések, hellefilinták, különféle savanyu és bázisos telérközetek, valamint diabáz- és melafir-tömegek is. Palinológiai adatok alapján a sorozat kiindulási kőzetei felsőproterozóos korúak, de egyesek valószínűbbnek tartják az ópalezóos kort. Ezért ezt a csoportot a térképeken többnyire külön nem választható (nemtagolható) bajkái-herciniai sorozatnak tüntetik fel. A sorozat tagjaihoz helyenként szulfidos és mangános érctelepek is kapcsolódnak. A sorozat nagy területeken bukkan a felszínre a Máramarosi-, a Besztercei- és a Gyergyói Havasokban, a Persányi-hegység kristályos rögében és a Brassói-hegységben (Leaota).

III. A Rodnai-havasokban nagy területeken, a Máramarosi-és a Besztercei-havasokban pedig ritkábban fordul elő a Keleti Kárpátok legfiatalabb

metamorfit-csoportja, a Repedea-sorozat. Ennek a sorozatnak a tagjai az általános felfogás szerint paleozóos üledékes és magmás képződményekből jöttek létre, herciniai orogén fázisok hatására. Leggyakoribb kőzettípusok itt a következők: kloritpalák, szericitpalák, tufogén zöldpalák, metakonglomerátumok, metakvarcitok, metagrauwackék, kloritoidpalák, metamorf mészkövek és dolomitok. A metamorfózis foka: zöldpala fácies (magasabb epizóna).

A Repedea-sorozat a Déli-Kárpátok Tulisa- és az Erdélyi-Középhegység Păiușeni sorozatával azonosítható.

8. Az Északkeleti-Kárpátok nagyszerkezeti felépítése

A Nyugati-Kárpátok külső flisövezete és az azt dél felé lehatároló Szirtöv, lényegesebb változás nélkül Kárpátukrajna nyugati és középső részén is tovább folytatódik. Kárpátukrajna délkeleti része, földtani felépítését tekintve, inkább már a Keleti-Kárpátokhoz kapcsolódik.

A szovjet geológusok Kárpátukrajna nagyszerkezeti felépítésében külön szokták választani a Kárpátok flisövezetét és a Kárpátaljai belső süllyedéket. Az előbbi a Külső és a Belső antiklinális-övből, **valamint az azok között elhelyezkedő Szinklinális övből**, az utóbbi pedig a Munkács-csapi- és az Aknaszlatinai-süllyedékből áll (3. sz. táblázat).

A Külső antiklinális-öv és a Központi szinklinális-öv takarói a Keleti-Kárpátok miocén takarórendszerében, a Moldavidákban, a Belső antiklinális-öv takarói pedig a dacidákban folytatódnak. A Magura-öv a Csáklyás- (Ceahlau-), a Máramarosi-öv a Bukovinai-takaróval azonosítható. A Máramarosi-öv, amely alsó-kréta flis képződményekkel és annál idősebb mezozóos rétegekkel együtt a Máramarosi hegység kristályos masszívumának a legészakibb részét foglalja magában, rá van tolva a Magura-öv alsókrétájára. A kristályos masszívum Kárpátukrajna területén Rahótól D-re, a Rahói-hegységben és keletebbre a Csivcsin-hegységben bukkan a felszínre.

3. sz. táblázat

Az Északkeleti-Kárpátok nagyszerkezeti egységei

- I. Külső-Kárpátok (flisövezet)
 - A. Külső antiklinális-öv (pikkelyek öve)
 - B. Központi szinklinális-öv (krosznoi öv)
 - C. Belső antiklinális-öv
 - a/ Magura-öv (a belső antiklinális-öv északi szárnya)
 - b/ Pieninek öve vagy Szirtöv (a belső antiklinális-öv tengelyének nyugati része)
 - c/ Máramarosi öv (a belső antiklinális-öv tengelyének keleti része)
- II. Kárpátaljai belső süllyedék
 - A. Munkács-csapi süllyedék (miocén-pliocén)
 - B. Aknaszlatinai vagy felsőtiszai süllyedék (miocén)

A Pieninek öve Kelet-Szlovákiában kelet felé folyamatosan összehúzódik. Az Északkeleti-Kárpátokban a felszínen már csak nyomokban észlelhető; annál is inkább, mert többnyire elfedik a Vihorlát-Gutin miocén és pliocén vulkanitjai.

A Kárpátaljai belső süllyedék keleti része miocén, a nyugati része pedig miocén és pliocén molassz üledékekkel feltöltött medence.

Régebben úgy képzelték, hogy itt a miocén üledékek aljazata egy feltételezett, merev kárpáti közbenső tömegnek a része s a Szlovákai területén vagy pedig az Erdélyi-Középhegység északi részén felszínen levő mezozóos és mezozóosnál idősebb képződményekhez hasonló kőzetekből áll. A területen lemélyített több mint 40 szénhidrogénkutató furás adataiból azonban kitűnt, hogy itt a neogén alatt a mi Alföldünk északkeleti részén feltárt neogén alatti képződmények folytatódnak. A Kárpátaljai belső süllyedék északnyugati részén a neogén üledékek az Alföld északkeleti részén mélyfurásokkal feltárt és a Zempléni-hegységben felszínen levő mezozóos és ujpaleozóos képződményekre települnek, a süllyedék déli és délkeleti részén pedig annak a fiatal mobilis övnek a flis kifejlődésű üledékeire, amelyik a Borgói- és a Lápos hegységtől (sőt talán a Persányi hegységtől) kezdve a Kárpátok külső flisövezetével párhuzamos ívben, Nagykároly-Debrecen-Szolnok vonalában egészen Törtelig húzódik (Szolnok-Debrecen-Máramarosi flisövezet). Ezt az övezetet a szubhercini és a stájer orogén fázis is megzavarta. Ez utóbbi a Lápos-hegységben (Munții Lăpuș) két D-i vergenciájú pikkelyes takarót (a Botiza- és a Lăpuș-takaró) hozott létre. Hasonló szerkezeti alakulatok valószínűleg az övezet debreceni részében is előfordulnak.

9. Az Északkeleti-Kárpátok metamorf képződményei

A Máramarosi kristályos masszívum rahói és csivcsini részlegének a kőzettani vizsgálatával, különösen a legutóbbi két évtized alatt sokan foglalkoztak. A kievi, leningrádi akadémiai és a lvovi egyetemi kutatóintézetben a terület kőzetmintáin, K/A r módszerrel számos radiológiai kormeghatározást is végeztek.

A rahói és csivcsini metamorfitok lényegében nem sokban különböznek a Máramarosi-masszivum romániai részének a kőzeteitől, így tulajdonképpen bővebben nem is kellene velük foglalkoznunk. Sajnos azonban a helyzet nem ilyen egyszerű, mert a szovjet geológusok megállapításai sok tekintetben alapvetően eltérnek a románokétól.

A terület egyik legalaposabb ismerője, A.K. Bojko, nagyszerkezeti és faciológiai alapon a masszivum kőzeteit két NyÉNy-KDK-i irányu, párhuzamos övbe sorolta: a déli belopotoki és az északi berlebas-perkalabi övbe. A rahói területen mindkét öv megtalálható, a csivcsini területen csak az utóbbi (5. sz. táblázat).

I. A terület legidősebb, legmagasabb fokon, almandin-amfibolit fáciesben metamorfizált s többnyire zöldpala fáciesű diaforézist is szenvedett kőzetei csak a belopotoki-övben fordulnak elő. Ez a Keleti-Kárpátok Hagymás-sorozatával azonosítható metamorfit komplexus két sorozatot foglal magában:

A Belopotoki-sorozat tagjai muszkovitos, biotitos és kétcsillámu gneiszek (plagiogneiszek), muszkovit- és kétcsillámu csillámpalák, staurolitos-gránátos gneiszek, mikroklinos szemes-gneiszek és amfibolitok (gneiszes-csillámpalás-sorozat.)

A Butini-sorozat tagjai csillámpalák, kvarcitpalák, kvarcos plagiogneiszek (gneiszes-kvarcitpalás-sorozat).

II. Az előbbi sorozatokra diszkordanciával települ a következő, zöldpala fáciesben metamorfizált sorozat, amely mindkét övben megtalálható.

A déli, belopotoki övben a neve Gyeloveci-sorozat, s a legfontosabb kőzettípusai a következők: szericites-kloritos kvarcit-palák, albitos-kloritos kvarcitpalák, aktinolitpalák, valamint márványok és csillámos márványok (kvarcitpalás-karbonátos sorozat).

Az északi berlebas-perkalabi övben az előbbinek a más fáciesben kifejlődött Berlebasi-sorozat felel meg, amelynek a kőzettagjai: alul albitos, szericites kvarcitpalák, kloritos kvarcitpalák, ritkán gneiszek, zoizitos-

biotitos blasztoporfiros gneiszek, feljebb szericites, kloritos kvarcitpalák, porfiroidok, tufoidok (porfiroidos -palás sorozat).

Ez a két sorozat a Keleti-Kárpátok Tölgyes-sorozatával azonosítható.

III. A terület következő, főleg a berlebas-perkalabi övben kifejlődött sorozata a Megura-sorozat ugyancsak zöldpala fácieshez tartozó metamorfitokból, szericites, szericites-kloritos, esetleg albitot is tartalmazó kvarcitokból, szericitpalákból, epidotos amfibolitokból áll.

Ez a sorozat a Keleti-Kárpátok legfiatalabb Repedea-sorozatával azonosítható.

IV. A fentebbi sorozatokra diszkordánsan települ a zöldpala fáciesben metamorfizált Kuzini-sorozat, amelynek a kőzetei fillitek, szericites, karbonátos palák, szericites kvarcitpalák, néhol kvarcit-, márvány- és dolomit-márvány-közbetelepülésekkel. Ezeket a metamorfitokat régebben alsókarbon koruaknak tartották, de közben kiderült róluk, hogy alsókréta orogén fázisokkal metamorfizált triász-perm rétegekből keletkeztek; vagyis alpi metamorfitok. Hasonló metamorfitok keskeny övekben a Nyugati-Kárpátokban is előfordulnak (Föderata-sorozat), a Keleti-Kárpátokban azonban metamorfizált perm és triász rétegeket ezideig még nem találtak.

A különböző szovjet kutatók a fenti metamorfitokat lényegében azonos módon csoportosították, legfeljebb csak eltérő neveket használtak a sorozatok és összletek elnevezésénél. A kőzettani leírásnál és a kőzettípusok elnevezésénél sem adódtak különösebb eltérések. A régebbi kutatók (V.J. Csulocsnyikov, L.G. Tkacsuk 1965, Sz.G. Rudakov 1966, valamint A.K. Bojko 1967. is) a legelső sorozatot proterozóos, a másik kettőt paleozóos korúnak tartották.

N.P. Szemenyenko radiológiai vizsgálatok alapján 1962-ben a területen bajkáli, kaledóniai és alpi metamorf hatásokat tételezett fel. Ugyanő 1969-ben (L.G. Tkacsuk és J.R. Danilovics társaságában) megerősítette korábbi véleményét az Északkeleti-Kárpátok területén a következő négy metamorf ciklusnak a hatását tételezte fel: bajkáli, kaledóniai, kimmériai és posztausztriai ciklus. Szerinte a herciniai ciklusnak metamorf hatása ezen a területen nem volt.

A legutóbbi években a Máramarosi-masszívum kárpátukrajnai részének metamorfitjairól két monográfia is megjelent. A.K. Bojko (1970) a rahói, O.J. Matkovszkij (1971) a csivcsini terület kőzeteit vizsgálta. Az általuk begyűjtött mintákon a lvovi egyetemen K/A r módszerrel végzett vizsgálatok 70-342 millió év között lezajló metamorf folyamatokról tanuskodnak. A leggyakoribb 322-342, 260-302, 104-142, illetve 185-221, 168-175 millió éves kiugró intervallumok korai- és későherciniai, valamint alpi (triász-alsókréta) metamorf hatásokra utalnak.

A fenti szerzők határozott állásfoglalása szerint a Máramarosi-masszívum valamennyi metamorf képződménye alpi és herciniai metamorf hatásokra jött létre, ópaleozoósnál nem idősebb üledékes és magmás képződményekből.

A szovjet geológusok a kárpátukrajnai metamorfitok megfiatalításával meglehetősen megzavarták a Kárpátok mezozoósnál idősebb képződményeiről korábban kialakult képet. A kőzetek radiológiai korára alapozott megállapításait alátámasztja az a körülmény, hogy a Kárpátok területén bizonyíthatóan ópaleozoós koru képződményekkel viszonylag ritkán lehet találkozni. A szovjet geológusok szerint ezek a képződmények itt is általános elterjedésűek, de herciniai metamorf folyamatok hatására a felismerhetetlenségig átalakultak. Bizonyos litológiai és kőzettani sajátosságok azonban (pl. a karbonátos kőzetek hiánya, polimetamorf hatások, szemetűnő diszkordancia felületek, különálló bázisos magmatogén tömegek jelenléte) a legidősebb kárpáti metamorfitok prekambriumi kora mellett szólnak. A korkérdés tehát egyelőre nem tekinthető lezártnak.

A metamorfitok különböző szempontok szerint történő kőzettani leírása viszonylag könnyen megoldható; a kőzetek korának és genetikájának a tisztázása viszont rendkívül nehéz feladat. Ezen a téren különösen két csapdának az elkerülésére kell nagyon ügyelni:

1. A metamorf kőzetek korának megállapítását nem szabad egyoldaluan, kizárólag csak radiológiai adatokra építeni. Az elváltozást nem szenvedett magmás és üledékes kőzetek korának megállapításánál a radiológiai adatok kitűnően

felhasználhatók, a metamorfitok, különösen a mobilis övek polimetamorf kőzetei esetében azonban nem. E kőzetek korát és genetikáját a radiológiai adatokból közvetlenül megállapítani nem lehet. Az adatokat megfelelően értelmezni (interpretálni) kell. Az értelmezést viszont csak az tudja elvégezni, aki a kőzetek korát és genetikáját valamilyen más úton már megismerte.

2. Egy kisebb területen lévő metamorfitok korának megállapításánél elengedhetetlenül szükséges a környező területek metamorfitjainak az ismerete. Aki például jól ismeri a Kárpátok különböző részeinek gyakran szembetűnő diszkordanciával érintkező s eltérő jellegű metamorf komplexusait, az alig fogja az általa vizsgált terület látszólag egybetartozó hasonló komplexusait egyetlen tektonometamorf ciklus tartozékainak tekinteni.

10. Az Alföld metamorf képződményei

A magyarországi metamorfitokról eddig mindössze két rövid szintézis jelent meg nyomtatásban: Szádeczky-Kardoss Elemérnek egy dolgozata 1967-ben és az 1 000 000-es léptékű metamorfittérképhez készített magyarázója 1969-ben.

A fenti munkákban Szádeczky-Kardoss Elemér a magyarországi metamorfitokat a 4.sz. táblázaton látható hat NyDNy--KÉK irányú övbe sorolta.

4. sz. táblázat

Metamorf öv	A metamor- fózis foka	Nyomás öv I alacsony II közép III magas	A meta- morfózis kora	A kiin- dulási kőzetek	Nagyszer- kezeti helyzet
A. Sopron Csorna	epi-mezo	II.	varisz- kuszi	ópaleo- zóos (+prote- rozóos)	alsó K - alpi takaró
B. Kőszeg- Kisalföld- Balaton- Mátra- Cserhát	anchi-epi	I.	varisz- kuszi	ópaleo- zóos geoszink- linálsos kőzetek	felső K - alpi takaró autochton folytatása
C. Murida-öv a Balatontól D-re	granitoid	?	? + varisz- kuszi	variszku- szi gránit	közép K - alpi takaró
D. Mecsek- Közép- és Délalföld	epi-mezo, migmatitos	I.	prevarisz- kuszi+va- riszkuszi+ alpi	protero- zóos geo- szinkl. képz.+va- riszkuszi magmati- tok	autochton?
E. Madaras-Kun- baja-Szeged- Battonya	mezo	II.	(bajkáli) és varisz- kuszi	protero- zóos + variszku- szi	-
F. Vilyvitányi alsó és felső csop.	epi-mezo	II.	bajkáli+ variszku- szi-kale- doniai + variszk.	proterozóos + ópaleo- zóos	-

A D és E csoportba sorolt alföldi metamorfitokkal a fenti szintézisek sajnos csak nagyon röviden foglalkoznak.

Az alföldi szénhidrogénkutató furásokból előkerült, szinte napról-napra növekvő számú s egyelőre alaposabban még nem feldolgozott metamorf kőzetmintákról, s azoknak a környező kárpáti területek metamorfitjaival való kapcsolatairól az alábbi rövid helyzetkép adható.

Az Alföld metamorf aljzatának a kőzetei a Kárpátok felszinen lévő metamorfitjaival elég jól azonosíthatók. Az Alföldön olyan kőzettípusok, amelyek a Kárpátok metamorfit-csoportjainak a kőzeteitől lényegesen eltérőnek, eddig még nem fordultak elő. Véglegesen még a Kárpátok metamorfitjainál sem teljesen tisztázott genetikai és korkérdések természetesen egyelőre még itt is megoldatlanok. A genetikailag együvé tartozó metamorfitoknak a csoportokba való egybefoglalása és a csoportok relatív korbesorolása azonban már úgy látszik nagyvonalakban megoldható.

Az Alföldnek és az Alföldhöz szorosan kapcsolódó északmagyarországi területnek, tehát az ország Dunától keletre eső részének eddig megismert metamorfitjai, kőzettani és nagyszerkezeti sajátásaik alapján öt különálló csoportba sorolhatók. Ezek a csoportok feltehetően öt önálló tektonometamorf, illetve tektonomagmatikus vagy orogén ciklusnak felelnek meg: egy prebajkáli, továbbá a bajkáli, a kaledóniai, a herciniai és az alpi (pontosabban a larámi) ciklusnak (5.sz. táblázat).

I. Az Alföld legnagyobb részén, északon a Nagyörös-Hajduszoboszló, illetve délen a Madaras-Szeged-Pusztaföldvár vonal közötti széles sáv területén, kainozóos vagy mezozóos képződmények alatt az eddigi furások olyan metamorfitokat találtak, amelyek a Kárpátok legidősebbeknek tartott metamorfitjaival azonosíthatók.

Ezek a metamorfitok kőzettanilag, a szövetet és az ásványi összetételt tekintve egyaránt, nagyon hasonlítanak a Nyugati-Kárpátok Jarabá-sorozatának, az Erdélyi-Középhegység Someş- és Arda-sorozatának, a Déli-Kárpátok Lainici-Paiuş- és Lotru-Sebeş-sorozatának, a Keleti-Kárpátok Haghimaş-sorozatának és a kárpátaljai Belopotoki-sorozatnak a kőzeteihez. A csoport tagjai almandin-amfibolit fáciesnek megfelelő fokon (mezozónában)

metamorfizált, viszonylag egyszerű ásványi összetételű, főleg kvarcból, biotitból, muszkovitból, földpátokból, s esetleg gránátból álló csillámpalák és gneiszek, kisebb amfibolit betelepülésekkel és helyenként gránitosodásra, anatexisre utaló nyomokkal, több helyen nagyobb granitoid-tömegekkel. Metamorfizált karbonátos kőzetek ezekkel a metamorfitokkal kapcsolatban eddig még sehol sem fordultak elő. A legjellemzőbb sajátása ennek a csoportnak, hogy a tagjai kivétel nélkül kisebb-nagyobb foku másodszori metamorfózist, retrográd metamorfózist szenvedtek, tehát tulajdonképpen polimetamorf kőzetek. A másodszori metamorfózis foka övenként változik, többnyire a zöldpala fáciesnek felel meg, de néhol az almindin-amfibolit fácies fokát is megközelíti. A diaforézis következtében a kőzetek gneisz, illetve csillámpala jellege gyakran megváltozott; makroszkóposan sokszor inkább filliteknek, sőt agyagpaláknak látszanak. Vékonycsiszolatban azonban az ásványi összetétel alapján azonnal kitűnik, hogy valójában e kőzetek milonitosodást, fillonitosodást szenvedett gneiszek és csillámpalák.

Legvalószínűbb, hogy ezek a kőzetek proterozoós geoszinklinális üledékekből és magmás képződményekből keletkeztek, ugyancsak proterozoós, prebajkáli tektonometamorf hatásra. A granitoidok részben a metamorfózishoz kapcsolódó ultrametamorfózisnak a termékei lehetnek, részben pedig bizonytalan koru későbbi intruziók.

Bár e csoport tagjai kőzettani és litológiai szempontból a legjobban a Kárpátok legidősebb metamorfitjaihoz hasonlítanak, lehetséges, hogy a csoport bizonyos komplexusai (pl Algyő, Kelebia stb. környékén) fiatalabbak, esetleg bajkáli koruak. Ez esetben fel kell tételeznünk, hogy ezen a területen a bajkáli tektonometamorf ciklus folyamán a bázisos iniciális magmás működés sokkal mérsékeltebb volt, mint a keletebbre levő területeken.

Magyarország északi részén ugyanebbe a legidősebb csoportba sorolhatók a Vilyvitány és Felsőregmec környékén felszinen levő, Pantó Gábor által részletesen ismertetett gneiszek és csillámpalák is.

II. A Tiszántul DK-i részén, Battonya környékén lemélyített furások egy jelentős kiterjedésű granitoid-intruziót tártak fel. A gránittesttől K-re lévő, mélykontaktust szenvedett metamorfitek és kissé északabbra, a pusztaföldvári terület D-i részén levő metamorfitek már makroszkóposan is elég szembetűnően eltérnek az előbbi csoport kőzeteitől. Változatosabb ásványi összetételűek, néhol staurolitot, máshol karbonátos (dolomitos-mészkö) közbetelepüléseket is tartalmaznak, s valamivel alacsonyabb fokú metamorfizist szenvedtek. Alaposabb vizsgálatokkal valószínűleg majd tisztázni lehet, hogy ez a csoport és a battonyai gránit a Hegyes-Drócsa hegység prebajkái kora Mádrizești-sorozatával és annak granitoidjával azonosítható-e, vagy pedig fiatalabb s bajkái (vagy esetleg herciniai) koru.

A Bihar hegység igen jellegzetes, főleg geoszinklinális bázisos magmás képződményekből keletkezett, bajkái korúnak tartott, zöldpala fáciesű metamorfite-csoportja, amely a Kodru hegységben, valamint a Déli- és Keleti Kárpátokban is jelentős szerepet játszik, az alföldi mélyfurásokban eddig még nem jelentkezett. Az Alföld déli részén van ugyan egy Békéssámson, Algyő, Üllés, Öttömös és Szank környékét magában foglaló, amfibolitokban viszonylag gazdagabb széles, K-Ny-i irányú sáv, de az itt lévő, magasabb metamorf fokú amfibolit-tömegek inkább az előző prebajkái csoport amfibolitjaira emlékeztetnek. A Dunántulon lévő mecseki granitoidok viszont, a környezetükben lévő bázisos ortometamorfitekkel együtt, feltűnően hasonlítanak a Bihar, s főleg a Kodra hegység bajkálinak tartott kőzeteire.

A Magyarország északi részén, Diósjenő-, Szécsény és Sóshartyán környékén feltárt, diaforézist szenvedett, almandin-amfibolit fáciesű, változatos metamorfitek valószínűleg a közeli Veporidák bajkái korúnak tartott Kokava-sorozatához tartoznak.

III. A román geológusok szerint az Erdélyi-Középhegység, továbbá a Déli- és a Keleti-Kárpátok területén az ópaleozoós kaledóniai ciklus jelenlétét sem tektonikai, sem metamorf hatások nyomai, sem pedig geoszinklinális magmás termékek nem jelzik.

A Szepes-Gömöri-Érc-hegység Gelnica-sorozatát, amelynek a tagjai feltehetően a kaledóniai orogén hatására jöttek létre, ordovicium-szilur koraiknak tartott savanyu vulkáni képződményekből, hazánk területén a Füzérkajata és Felsőregmec környékén lemélyített furások is megtaláltak. Az Alföld területén ezekhez hasonló képződmények ezideig még nem kerültek elő.

IV. A Hegyes-Drócsa hegység területén a felszínen nagy területen található herciniai metamorfózissal zöldpala fáciesben metamorfizált, alsókarbon-devon kora és annál idősebb paleozoós geosinklinális üledékekből és iniciális magmás termékekből keletkezett metamorfitok, továbbá különféle szinorogén és posztorogén herciniai granitoidok, valamint középső perm herciniai szubszekvens kvarcporfirok is. Ezek a képződmények, amelyek a Hegyes-Drócsa hegységben egy É-i vergenciájú kréta kora takarónak a részei, a felszín alatt nyugat felé is folytatódnak. A Bácskában lemélyített jugoszláviai mélyfurások a herciniai metamorf és bázisos magmás képződményeket egyaránt, nagy területen megtaláltak. Hazánk területén e metamorf kőzetek csak kisebb foszlányok alakjában vannak jelen, például a pusztaföldvári terület K-i peremén, valamint az ásothalmi terület DK-i részén. A herciniai szubszekvens kvarcporfirok nagy területen meg vannak Battonya-Pitvaros-Végegyháza környékén, valamint egy nagyobb bácskai előfordulás legészakibb nyulványaként a kelebiai terület DNy-i részén is.

A Duna-Tisza köze északi részén esetleg herciniai (alsókarbon?, devon?) koraik lehetnek azok az anchimetamorf, palás agyag- és homokkőrétegek, amelyeket Nagyköröstől ÉK-re az egyik történelmi mélyfurás tárt fel.

Az Alföld északkeleti részén néhány, Hajduszoboszló, illetve Ebes környékén lemélyített furás hatolt olyan sötétszürke, bázisos magmás kőzeteket is tartalmazó palás agyag- és homokkőrétegekbe, amelyekről eddig még nem sikerült kideríteni, hogy paleozoós vagy alsókréta koraik-e.

A Szendrői-hegység metamorf komplexusa a Gömöridák devon kora üledékekből keletkezett Rakovec-sorozatával azonosítható. Az Ózd közelében

lemélyített susai furás bázisos vulkáni-tufa betelepüléseket tartalmazó sötétszürke agyagpalája ennek a sorozatnak a legfiatalabb tagja (esetleg már alsókarbon) lehet. A szendrői komplexus alsó részének őzmaradványok alapján feltételezett ordovicium kora vitatható. A Gömöridák ordovicium-szilur korúnak tartott gölnic-sorozat magasabb fokon metamorfizált és a kőzettani összetétele is más jellegű.

A Hegyes-Drócsa hegység szinorogén és tardiorogén granitoidjaihoz hasonló kőzeteket az alföldi mélyfurásokban eddig még nem lehetett megfigyelni. A battonyai, nagykőrösi, kecskeméti stb. granitoidok a fenti kőzeteknél idősebbeknek látszanak, bár kétségtelen, hogy a granitoidok korát legtöbbször még a metamorfitokénál is nehezebb tisztázni.

V. A Kárpátok területén az alpi geotektonikai ciklust klasszikusnak tekinthető geoszinklinális üledékképződési ciklus és magmás ciklus, valamint igen erőteljes orogén fázisok jellemzik. A Kárpátok különböző részein a preorogén alsóterrigén formációktól a posztorogén molassz formációkig, tökéletes kifejlődésben, a geoszinklinális övezetek legkülönbözőbb üledékes formációi megtalálhatók. - A mélytörésekkel szabdalta eugeoszinklinális övekben nagy mennyiségben halmozódtak fel köpenyből származó, preorogén iniciális magmás termékek. A kéregben lezajló szinorogén gránitosodás arányait nem ismerjük, mert a granitoid-tömegek legnagyobb része egyelőre el nem érhető mélységben helyezkedik el. A gránitosodás termékeinek csak egy kis része jutott el a felszín közelébe, felsőkréta - paleocén koru banatit-intruziók alakjában. Számos kisebb-nagyobb banatit-előfordulás ismeretes egy DDNy-ÉÉK-i irányú szerkezeti vonal mentén a Déli-Kárpátok és az Erdélyi-Középhegység területén, továbbá a Nyugati-Kárpátok területén, a Gömöridákban. - A gránitosodás utolsó termékei a posztorogén lazulások alkalmával hatalmas tömegű szubszekvens vulkáni képződmények alakjában törtek a felszínre. - A kréta és a neogén folyamán kulmináló orogén fázisok nagy kiterjedésű takarórendszereket hoztak létre. Érdekes azonban, hogy a jelentős magmás működés is az igen hatékony tektonizmus ellenére az alpi ciklust a Kárpátok területén,

3337

legalábbis a felszinközeli képződményekben, viszonylag igen jelentéktelen metamorfózis kísérte. Az alpi geoszinklinális-képződmények csak elvétve és csak nagyon keskeny övekben szenvedtek zöldpala fáciesnek megfelelő metamorfózist. A Nyugati-Kárpátokban egy ilyen metamorf övhöz tartozik a Gömöridák Föderata-sorozata. Hasonló jellegű és kora alpi metamorfitek a Máramarosi-masszívumban is előfordulnak (Kuzini-sorozat). Az Erdélyi-Középhegységben, valamint a Keleti- és Déli-Kárpátokban azonban a hatalmas takarók triász, sőt perm és felső karbon kora képződményei sem metamorfizálódtak.

Az Alföld területének legnagyobb, középső része tulajdonképpen a Bihari-autochton nyugati folytatása. Ezen a viszonylag stabil kéregrészen sem a herciniai, sem az alpi ciklus folyamán nagyobb arányú üledékképződés és magmás működés nem volt. A terület D-i és É-i peremét azonban egy-egy igen mobilis alpi eugeoszinklinális övezet szegélyezi. A déli, a kréta időszak végén, a larámi fázis után stabilizálódott Maros-menti ofiolitos öv, az északi a kréta, paleogén, sőt neogén fázisokkal egyaránt megzavart Szolnok - Debrecen-Máramarosi belsőkárpáti flis-övezet. Ebben a két övezetben a felsőkréta előtti képződmények különösen a pelites üledékek, erősen tektonizáltak; szabadszemmel gyakran karbon agyagpalákra emlékeztetnek. A metamorfózisuk azonban csak erőteljes dinamometamorfózis; a kőzetek vékonycsiszolataiban metamorf ásványok képződését nem lehet megfigyelni. - Az Alföld déli részén a pusztaszőlősi, északon a Hajduszoboszló-Ebes környékén lévő alsókréta rétegek ilyen jellegűek. Az előbbiek egy középsőkréta (ausztriai) kora, északi vergenciájú, az utóbbiak egy feltehetően kréta-miocén (ausztriai, szubhercin, ? szávai?, stájer?,) kora, déli vergenciájú rátolódási övezetnek a részei.

Az Alföldtől északra a Bükk hegység területén nagy tömegben fordulnak elő gyenge metamorfózist szenvedett középsőtriász kora bázisos és savanyu vulkáni képződmények; tehát a Bükk hegység területén is volt alpi metamorfózis.

11. Az alföldi metamorfitek kőzettani vizsgálatából levonható ősföldrajzi következtetések

A fentebbi rövid áttekintésből világosan látható, hogy az alföldi metamorfitek genetikájáról és koráról egyelőre nagyon keveset tudunk. Ez érthető, hisz ezen a téren a sokkal alaposabban ismert kárpáti felszíni metamorfitek esetében is sok még a bizonytalanság.

Az alföldi metamorfitek öt fentebbi csoportjának öt nagy geotektonikai ciklushoz való besorolása, bizonyítékok híján, egyelőre csak feltételezés; egy-egy csoporthoz való tartozás tulajdonképpen csak a kőzetek relatív korát jelzi. Ennek ellenére kétségtelen, hogy már az eddigi kőzetani megfigyelésekből is sok érdekes következtetést lehet levonni, különösen a terület földtani fejlődésének a legrégebbi szakaszaira vonatkozóan.

A geofizikai mérések szerint az Alföld területén a földkéreg az átlagnál jóval vékonyabb, mindössze 23-26 km vastag. A kéreg legfelső, átlag 2-3 km vastagságú része, a mélyfurási adatok szerint mezo-kainozóos üledékes rétegekből, a legalsó, Conrad-felület alatti 5-7 km-es része pedig, a geofizikai mérések szerint, bazaltos összetételű kőzetekből áll. Az Alföld kristályos aljzatából származó kőzetminták vizsgálata alapján igen valószínű, hogy a fentebbi két kéregrész közötti, kb. 16-18 km vastag középső rész felépítésében túlságosan idős képződmények nem vesznek részt. A pajzsokra és az idős táblák krisztallinikumára annyira jellemző katazónás gneiszek, granulitok, piroxenitok, charnockitok stb., a Kárpátok és az Alföld területén egyaránt ismeretlenek. Az itt levő metamorfitek geoszinklinális üledékes és magmás képződményekből jöttek létre, almandinamfibolit fáciesnél nem magasabb fokú metamorfózis hatására. - Az Alföld és a környező Kárpátok területén lévő kéregrészek a földtani története feltehetően csak az alsó vagy középső proterozóikum folyamán kezdődött meg (illetve ha a szovjet kutatóknak a máramarosi metamorfitekra vonatkozó koradatai helytállóaknak bizonyulnak, akkor még ennél is később). A földkéreg kivékonyodása, vagy pedig az idős földkéreg darabokra válása és a darabok

egymástól való eltávolodása következtében, ekkor alakulhatott ki itt egy igen vékony kérgű geoszinklinális övezet, amelynek tengereiben óriási mennyiségben halmozódtak fel a környező szárazulatok lepusztulási termékei. A szárazulatokon növényi takaró akkor még nem volt, a terreszt-rikus lepusztulás sokkal erőteljesebb volt, mint jelenleg, a tengerben lerakódott üledékek uralkodólag terrigén eredetű grauwackék, arkózák s esetleg pelitek voltak. Organogén karbonátos üledékek ekkor még nem képződtek. A nagy iramban felhalmozódott terrigén geoszinklinális üledékekben a későbbi nagy mélytöréseknek még csak a csirái jelentkeztek, ennek következtében a preorogén, köpeny-eredetű iniciális magmás működés csak mérsékelt arányu volt. Az üledékfelhalmozódást követő szinorogén tektonikai folyamatokkal kapcsolatban a geoszinklinális-képződmények nagy arányu regionális metamorfózist szenvedtek. A metamorfózis foka, talán éppen a vékony kéreg miatt, nem haladta meg az almandin-amfibolit fáciest. Magasabb metamorf foku, granulit-fáciesű (katazónás) metamorfitok nem jöttek létre, mert a metamorfitok gránitosodása, anatexise, talán a terrigén geoszinklinális-üledékek magas viztartalma következtében, már viszonylag alacsony hőmérsékleten és nyomáson bekövetkezett. A mezozónás (almandin-amfibolit fácies) metamorfitok, katazónás (granulit-, eklogit-fácies) metamorfitok közbeiktatódása nélkül, közvetlenül gránitgneiszekbe és granitoidokba mennek át. Ennél a ciklusnál szubszekvens vulkáni működés, feltehetően ugyancsak a vékony kéreg következtében, még nem jelentkezett.

A proterozóikum végén területünk egy újabb geotektonikai ciklusnak volt a szintere. Az ujonnan kialakult geoszinklinálisok, vagyis az erősen süllyedő üledékfelhalmozódási területek jóval keskenyebb övekre korlátozódtak, mint az előző ciklus alkalmával. A geoszinklinális övek kialakulásával kapcsolatban nagy mélytörések is létrejöttek s ezek mentén a preorogén geoszinklinális szakaszban óriási mennyiségben törtek a felszínre köpeny-eredetű, bázisos iniciális magmás termékek. Erre a feltehetően későpro-

3337

terozóos, bajkáli ciklusra elsősorban a bázisos magmatitokból keletkezett ortometamorfitok jellemzőek, főleg a Keleti-, Déli-Kárpátok és az Erdélyi Középhegység területén. A bajkáliaknak feltételezett alföldi metamorfitok inkább üledékes eredetűek.

A bajkáli ciklus alkalmával a szinorogén gránitosodás is más jellegű volt, mint az előző ciklusnál. A bajkáli ciklusra nem a nagykiterjedésű, homogén, anatexises granitoid tömegek, hanem inkább a mélykontaktusos és migmatitos udvarral körülvett, kisebb-nagyobb, változatosabb összetételű granitoid-intruziók jellemzőek.

A geoszinklinális bázisos és savanyu magmás képződményeknél jóval kisebb tömegű későproterozóos geoszinklinális üledékek között már gyakoriak a karbonátos, mészköves és főleg dolomitos képződmények is és itt már posztorogén, szubszekvens vulkáni kőzetek, illetve azokból keletkezett metamorfitok is akadnak.

Nagyon nehéz tisztázni, hogy az ó- és ujpaleozóos üledékes és magmás képződmények vajon egy, vagy pedig két geotektonikai ciklusnak a tartozékai-e. A kárpáti területeken egyesek a kaledóniai, mások a herciniai metamorfózis jelenlétét vonják kétségbe. A paleozóos képződmények kőzet-tani sajátágaiból csupán az alábbi biztos következtetések vonhatók le:

A proterozóikumhoz (prekambriumhoz) viszonyítva a paleozóikum folyamán az üledékképződés egyre változatosabbá vált, és a kéreg újraolvadásából keletkezett szinorogén és posztorogén magmás termékek sokkal differenciáltabbak lettek. Nagyméretű granitoid-tömegek nem alakultak ki, viszont gyakoriak a kisebb méretű granitoid-intruziók. A szubszekvens vulkáni működés jelentősége megnőtt. A metamorf folyamatok vesztek jelentőségükből és erősségükből. A geoszinklinális övek egyre szűkebb, keskenyebb területekre szorultak össze.

Az alpi ciklus alkalmával a geoszinklinális övek összeszűkülése tovább folytatódott. Hosszan elnyúló, de viszonylag nem túl széles övekben a geoszinklinális üledékképződés időnként óriás arányokat öltött. A geoszinklinális magmás működés, különösen az iniciális és a szubszekvens magma-

3337

tizmus, igen számottevő volt. Az orogén fázisok hatalmas takarórendszeret hoztak létre. Ennek ellenére metamorfózis, legalábbis a felszinközeli képződményekben, alig következett be. Csak kivételesen, igen keskeny, rátolódási felületek melletti övekben keletkeztek zöldpala fáciesnél nem magasabb fokú metamorfitek.

A kárpáti terület tehát egy proterozóikum folyamán kialakult, négy vagy öt nagy geotektonikai ciklus folyamán fokozatosan előregedett, egyre inkább tábla állapothoz közeledő mobilis övezet. Lehetséges, hogy a földtani jövőben ezen a területen még ki fog alakulni egy újabb geosinklinális rendszer, de az is lehet, hogy az alpi ciklus volt az utolsó és területünkben egy epialbi tábla lesz.

12. Befejezés

Az Alföld kristályos aljzatának mélyföldtani felépítésére és földtani fejlődéstörténetére vonatkozó fentebbi megállapítások makroszkópos és mikroszkópos kőzettani vizsgálatok eredményeiből induktív módon levont következtetések; nem valamilyen elméleti elképzelésnek a vetületei és nem valamilyen földtani elmélet bizonyítása céljából készültek. Szubjektivek, egyoldaluan kőzettani jellegűek s újabb adatok révén természetesen módosulhatnak. Az alföldi krisztallinikum szintézisének az elkészítésénél a kőzettani vizsgálatok eredményein kívül természetesen feltétlenül figyelembe kell venni az egyéb jellegű, radiológiai, kémiai, nagyszerkezeti, geofizikai stb. kutatások eredményeit is.

Budapest, 1973. II. 12.

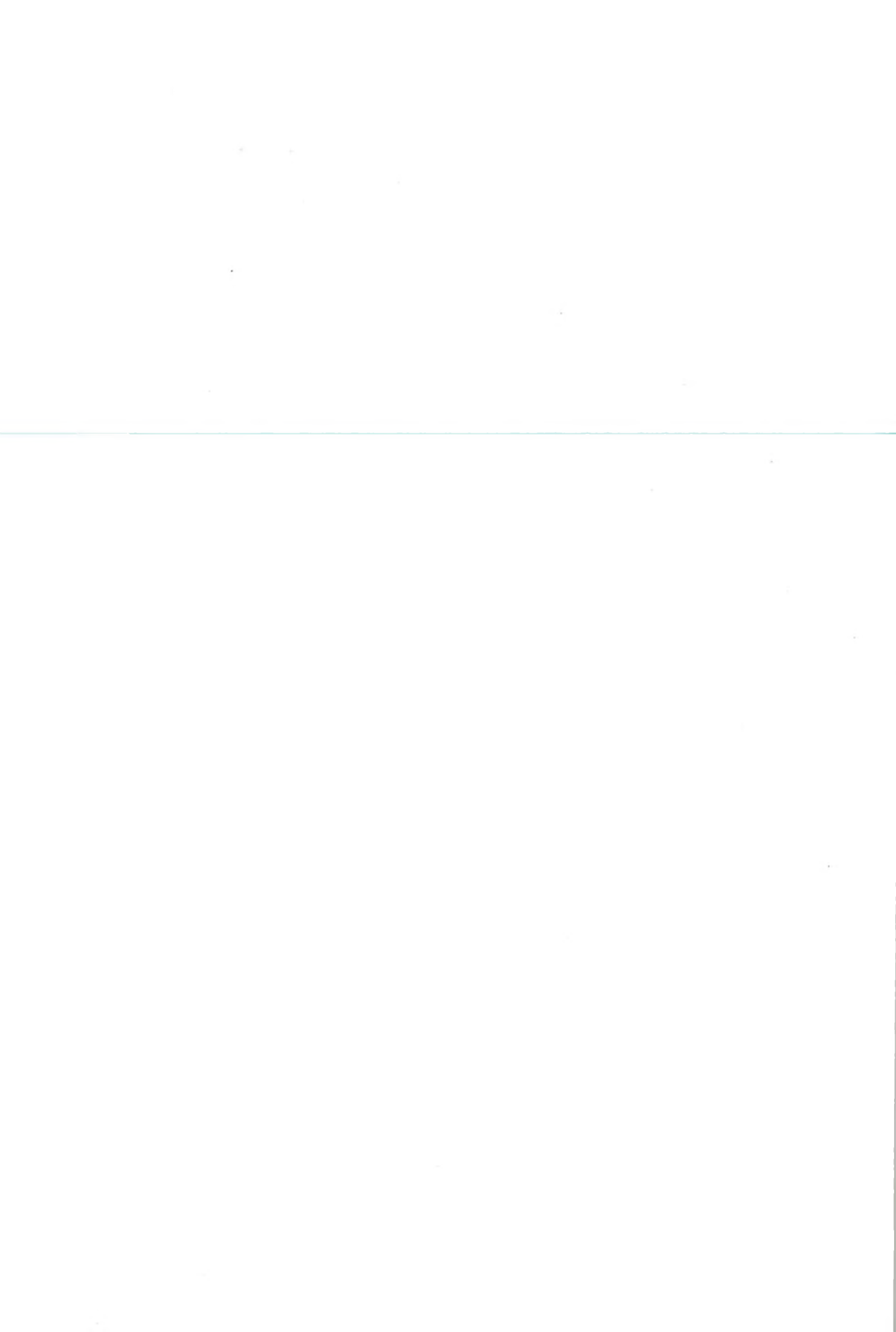
Szepesházy Kálmán

13. IRODALOM

Az alábbi irodalom-jegyzék csupán a témával kapcsolatos legfontosabb összefoglaló munkák címeit tartalmazza. A részletekkel foglalkozó művek címei e munkákban bőségesen megtalálhatók.

- BLEAHU, M. -PATRULIUS, D.-RĂDULESCU, D. -SAULEA, EMILIA - SAVU, H.; 1967: Carta Géologique de la République Socialiste de Roumanie 1 : 1 000 000 Note explicative - Bucureşti.
- BOJKO, A.K.; 1970: Dóverchnyepaleozojszkij kompleksz szeverozapadnogo okoncsanyija Marmarosszkogo Massziva (Vosztocsnie Karpati) - Lvov, p. 246.
- BOMBITA, GHEORGE; 1972: Studii geologice in Muntii Lapusului - Anuarul Institutului Geologic Vol. XXXIX. Bucuresti, p. 7-108.
- GIUSCA, D. - SAVU, H. -BORCOŞ, M., 1968: La startigraphie des schistes cristallins des Monts Apuseni - Revue Roumanie de Géol. Géoph. et Géograp. Serie de Géol. No 2, T. 12. pp. 143-159.
- GLUSKO, V.V. - KRUGLOV, SZ.SZ., 1971: Geologicseszkoje Sztroenyie i gorjucsie iszkopaemie Ukrainszkich Karpat - UkrNIGRI Trudi Vipuszk XXV. p. 392. - Moszkva.
- KAMENICKY, J., 1967: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten - Acta Geol. Acad. Hung. T. 11. Fasc, 1-3. - Budapest, pp. 3-13.
- KAMENICKY, J. - HOVORKA, D.; 1972: Textures of pretertiary eruptive and metamorphic rocks of the West Carpathians - Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae. Geologica Nr. 24. Bratislava, p. 407.

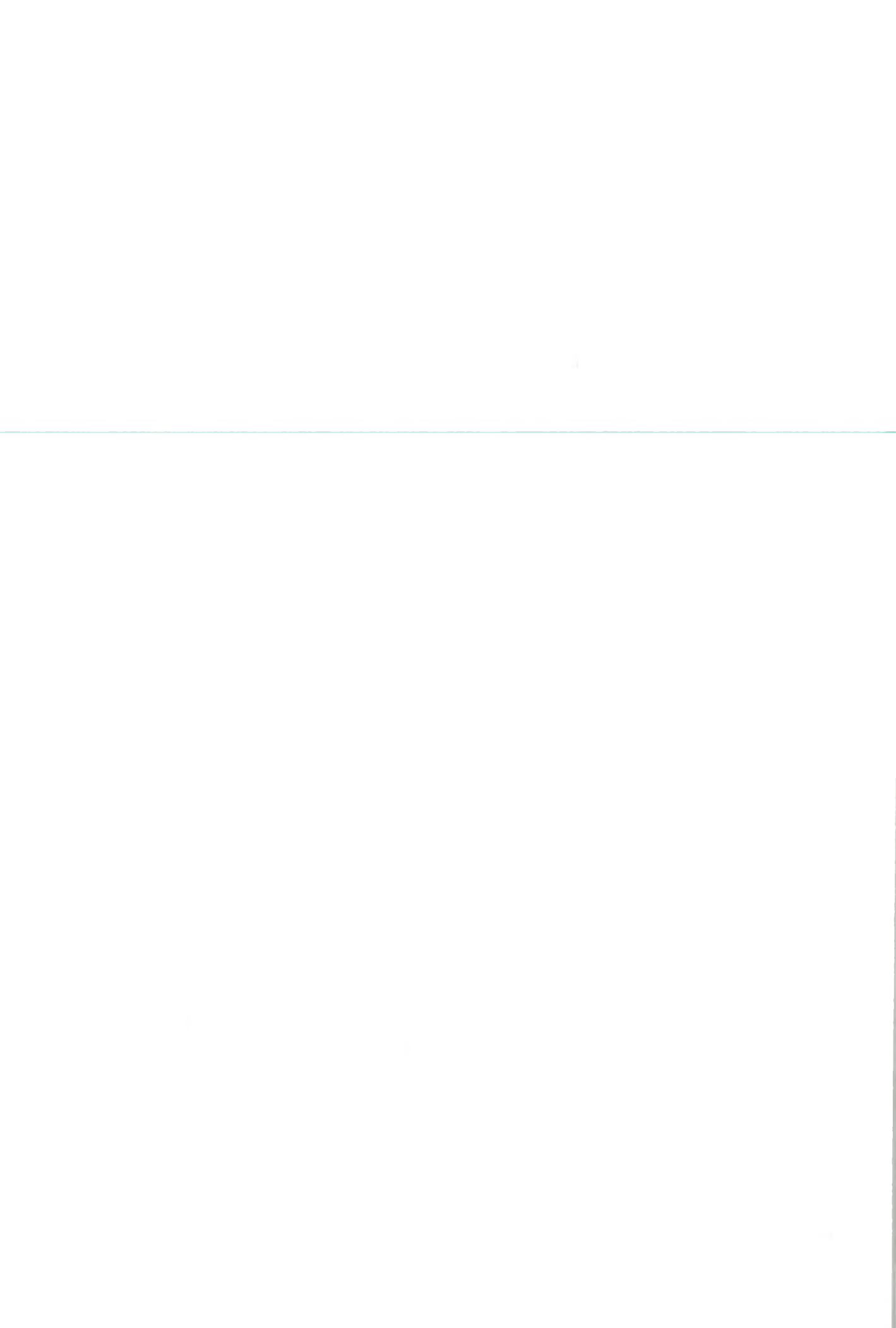
- MATKOVSKIJ, O.I., 1971: Minyeralogija i petrografija Csivcsinszkich Gor (Ukrainszkie Karpati) - Lvov, p. 224.
- PAVELESCU, LAZAR, 1971: Einige geologische Aspekte des Kristallins in der SR Rumänien - Geol. Jahr. 20. Heft. 1. - Berlin, pp. 5-16.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. - BUBICS, I. - JUHÁSZ, Á. - ORAVECZ, J. - PANTÓ, G. - SZEPESHÁZY, K., 1967: Metamorphose in Ungarn - Ac. Geol. Acad. Sc. Hung. T. 11. Fasc. 1-3. Budapest, pp. 49-58.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. - JUHÁSZ, Á. BALÁZS, E. 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn - Ac. Geol. Acad. Sc. Hung. T. 13. - Budapest, pp. 27-34.
- SZEMENYENKO, N.P. - TKACSUK, L.C. - DANILOVICS, J.P. 1969: Objasznyityelnaja zapiszka k kartye metamorfitov Vosztocsnich Ukrainszskich Karpat - Ac. Geol. Acad. Sc. Hung. T. 13. - Budapest, pp. 21-25.
- WIESER, T., 1967: The crystalline basement complex of the Polisch Flysch Carpathians - Ac. Geol. Acad. Sc. Hung. T. 11. - Budapest, pp. 15-21.
- KODYM, D. and Co-editors, 1966: Geologický Atlas CSSR 1:1 000 000
Ustredni Ustav Geologický, Praha



A KÁRPÁTOK ÉS AZ ALFÖLD METAMORF KÉPZŐDMÉNYEI (METAMORF SOROZATOK)

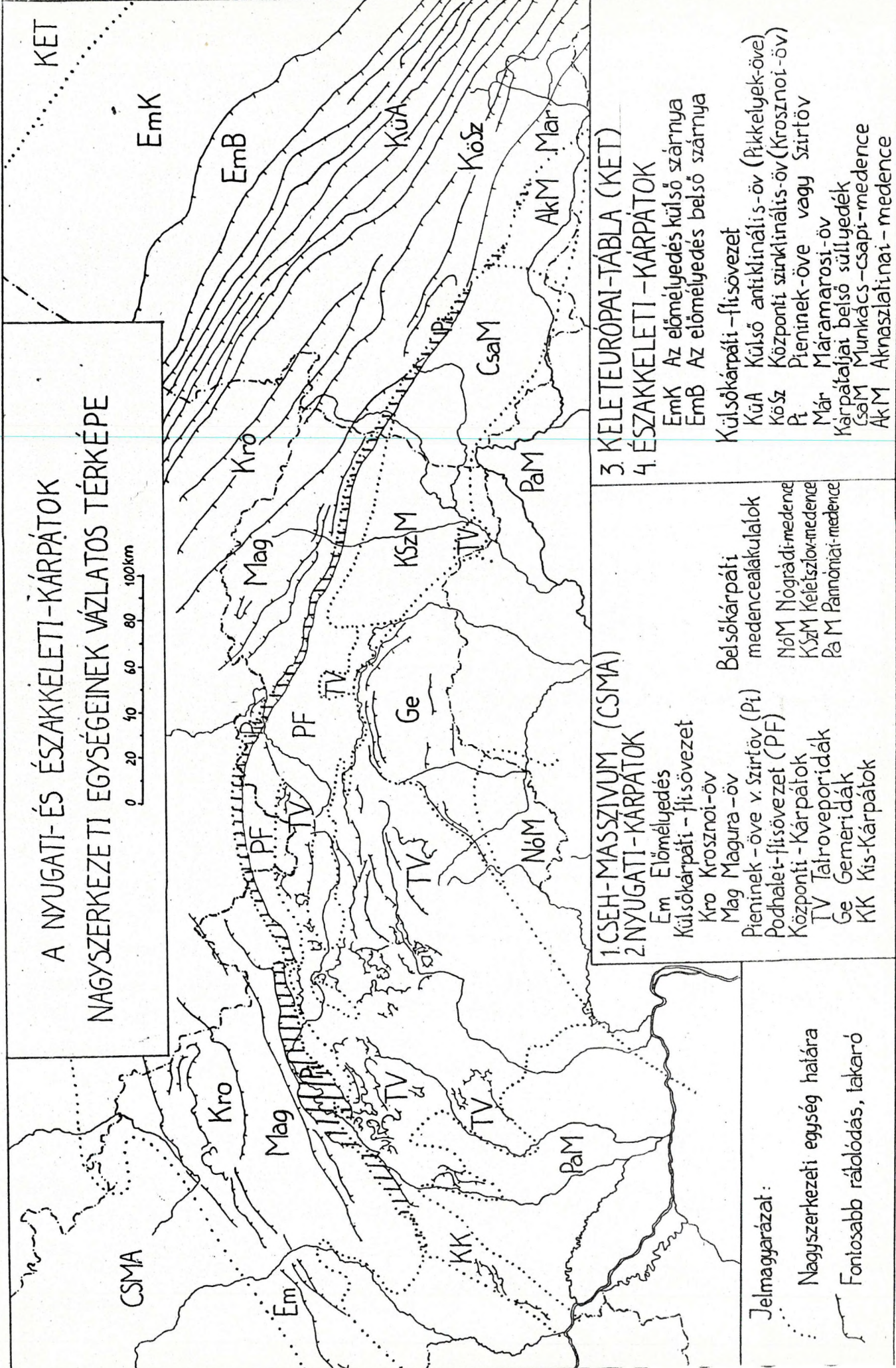
5.sz. táblázat

Betegetési korbeosztás	Orogén ciklus / tektonomagmásítás ill. tektonometamorfi ciklus /	A metamorfózis		Nyugati - Kárpátok		Érdélyi-Középhegység / Apuseni/		Déli - Kárpátok		Keleti-Kárpátok	Északkeleti-Kárpátok	Észak-Magyarország	Alföld
		Metamorfózis típusa ill. kapcsolatos magmatizmus	Metamorfózis oka	Tatrove- poridák	Gömöri-dék	Kis-Kárpátok	Bihari-autocht.	Kodru-ta-karórend.	Bihari-ta-karórend.				
Kainozoikum-meozoikum	V. Alpi és Iarumi/	zöldpala fácies /epizóna/	zöldpala /epizóna/	Velky Boh-foderata-sorozat	Pakovec-sorozat	Harmania-sorozat	Artesoni-Avram Idu-sorozat	Pkingeni-sorozat	Tulija-sorozat	Repedeo-sorozat	Megura-sorozat	Susai Palás-vulka-nitos-öszlet	Törteli acvág-és honokkőala-öszlet /?
Paleozoikum /per-karbon devon/	IV. Hercinai vagy variszkeszi	Zöldpala /epizóna/	Zöldpala /epizóna/	Diaforézis	Kontakt-termikus hatás	Granitoid-intrúziók	Poianna Crisulul-sorozat	Artesoni-Avram Idu-sorozat	Pkingeni-sorozat	Repedeo-sorozat	Megura-sorozat	Szendrói-hegység-i terrigen-kar-bonátos-sorozat	Bácskai epime-tamorfi-sorozat /Ásotthalom/Békési metapsze-fitek /?/
Paleozoikum /szaur-?/	III. Kaledóniai /Hercinai/	Zöldpala /epizóna/	Zöldpala /epizóna/	Gelnica-sorozat							Vilyvitány-felső-regmeci fillit-porfiroid-sorozat		
Legfelső proterozoikum	II. Bajkál vagy asszintli	Zöldpala /epizóna/	Zöldpala /epizóna/	Kökava-sorozat	Pezinok-Pernek-sorozat	Biharja-sorozat	Biharja-sorozat	Biharja-sorozat	Dragan-sorozat	Epimeta-morf-sorozat	Cyclove-ci-sorozat	Berleba-sorozat	Délkeletkezán-tuli-sorozat /Battoys-Kelet/ ?
Felső- és középső proterozoikum	I. Prebajkál /intra algonkium/	Almandin-amfibolit /epizóna/	Almandin-amfibolit /epizóna/	Jarabá-sorozat		Arada-sorozat	Bais de Aines-sorozat	Mádrizs-sorozat	Lainich-Páus-sorozat	Lotru-Sebeg-sorozat	Batini-Belopotro-ki-sorozat	Vilyvitány-felső-regmeci csillám-pala-gneisz-sorozat	? A középal-földi-sorozat egy része



A NYUGATI-ÉS ÉSZAKKELETI-KÁRPÁTOK NAGYSZERKEZETI EGYSÉGEINEK VÁZLATOS TÉRKEPE

0 20 40 60 80 100km



1. CSEH-MASSZÍVUM (CSMA)

2. NYUGATI-KÁRPÁTOK

- Em Előmélyedés
- Külsőkárpáti - flisövezet
- Kro Krosznói-öv
- Mag Magura-öv
- Pieninek-öve v. Szirtöv (Pi)
- Podhalei-flisövezet (PF)
- Központi-Kárpátok
- TV Tatroveporidák
- Ge Gemeridák
- KK Kis-Kárpátok

- Belsőkárpáti medencealakulatok
- N6M Nógrádi-medence
- KsZM Keletiszlov-medence
- PaM Pamóniai-medence

3. KELETEURÓPAI-TÁBLA (KET)

4. ÉSZAKKELETI-KÁRPÁTOK

- EmK Az előmélyedés külső szárnya
- EmB Az előmélyedés belső szárnya
- Külsőkárpáti - flisövezet
- KsA Külső antiklinális-öv (Pikkelyek-öve)
- KsZ Központi szinklinális-öv (Krosznói-öv)
- Pi Pieninek-öve vagy Szirtöv
- Mar Máramarosi-öv
- Kárpátaljai belső süllyedék
- CsaM Munkács-csapi-medence
- AkM Aknaszlattinai-medence

Jelmagyarázat:

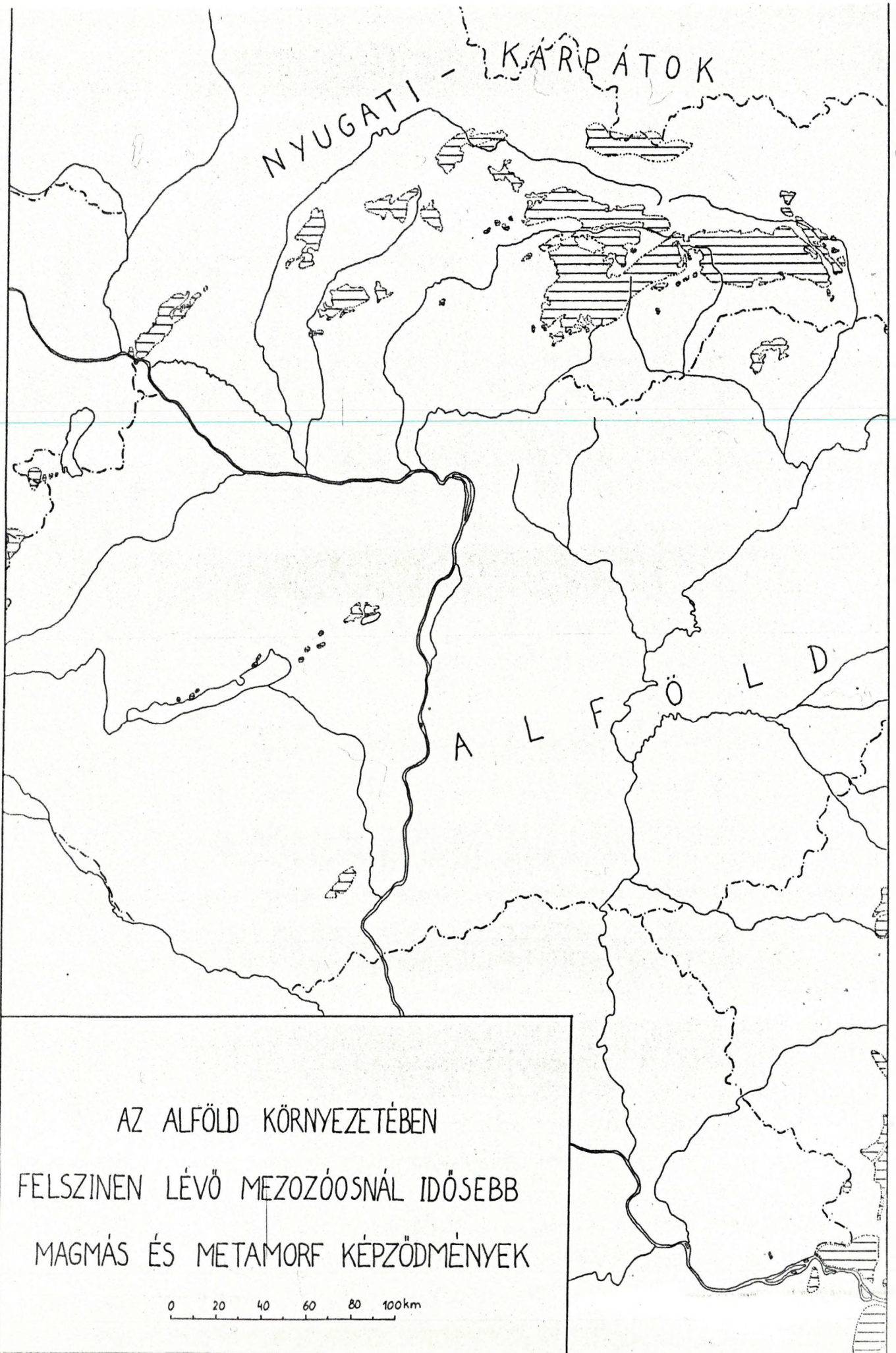
Nagyszerkezeti egység határa
Fontosabb rátolódás, takaró

NYUGATI - KÁRPÁTOK

ALFÖLD

AZ ALFÖLD KÖRNYEZETÉBEN
FELSZINEN LÉVŐ MEZOZÓOSNÁL IDŐSEBB
MAGMÁS ÉS METAMORF KÉPZŐDMÉNYEK

0 20 40 60 80 100km

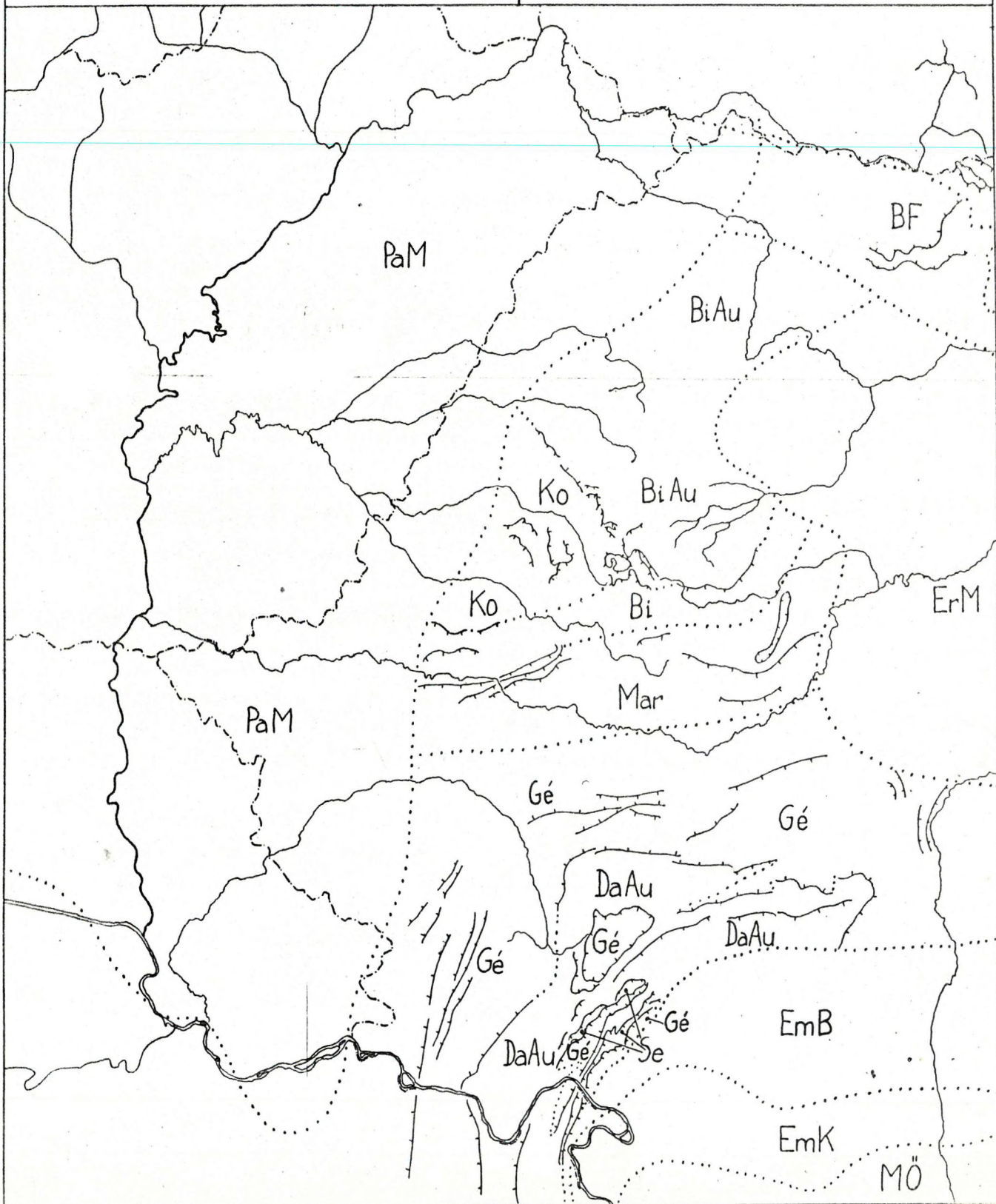


AZ ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉG, A DÉLI-
 ÉS A KELETI-KÁRPÁTOK NAGYSZERKEZETI
 EGYSÉGEINEK VÁZLATOS TÉRKEPE

0 20 40 60 80 100 km

1. ERDÉLYI - KÖZÉPHEGYSÉG

- BiAu Bihari-autochton
- Ko Kodru-takarórendszer (Közp.-dacidák)
- Bi Biharia-takarórendszer (Közp.-dacidák)
- Mar Maros-menti ofiolitos-öv
- BF Belső-kárpáti flis-övezet
- ErM Erdélyi-medence
- PaM Pannóniai-medence



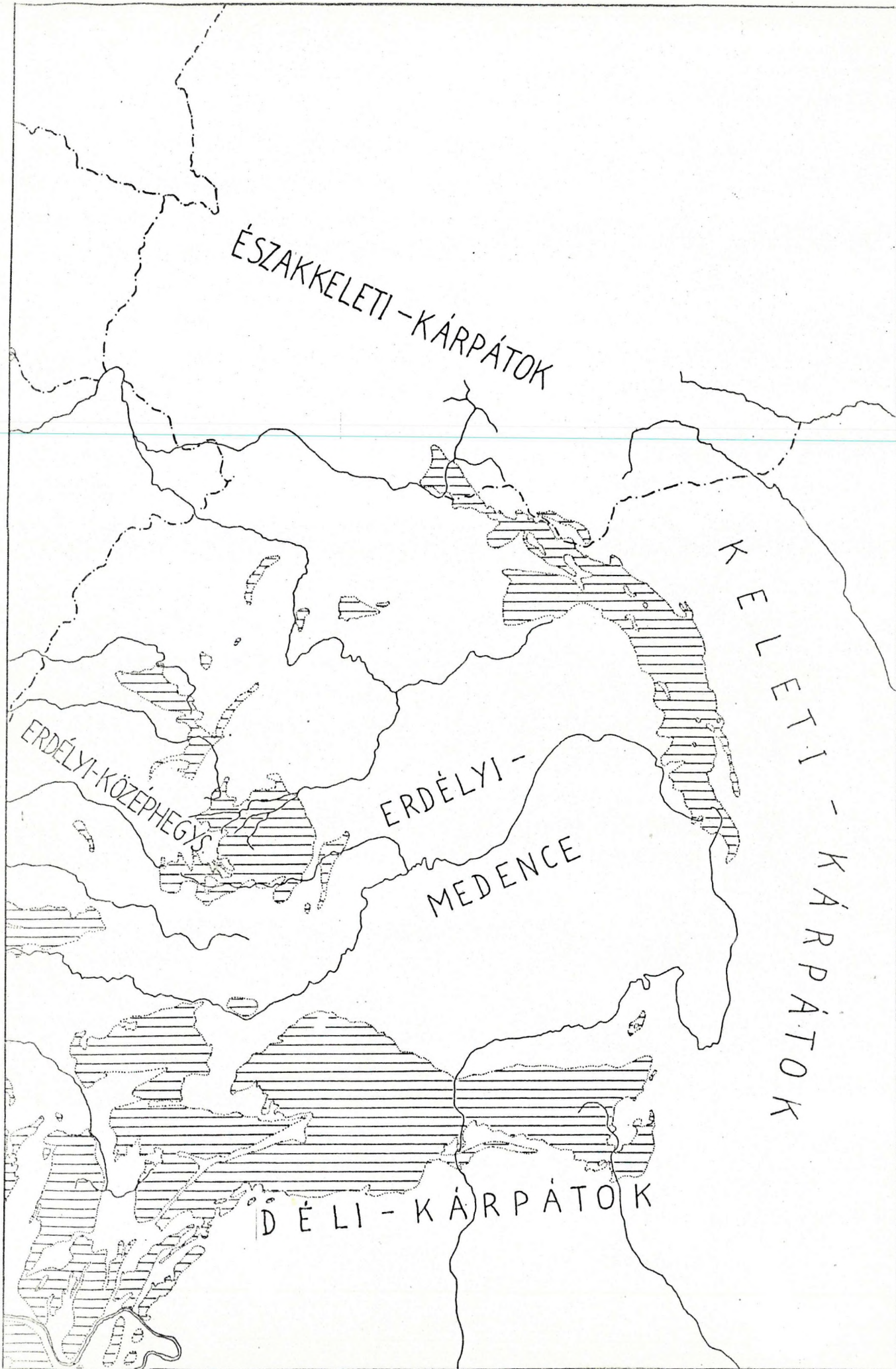
ÉSZAKKELETI - KÁRPÁTOK

K E L E T I - K Á R P Á T O K

ERDÉLYI-KÖZEPHEGYS

ERDÉLYI -
MEDENCE

É D É L I - K Á R P Á T O K



2. DÉLI-KÁRPÁTOK

DaAu Danubiai- autochton

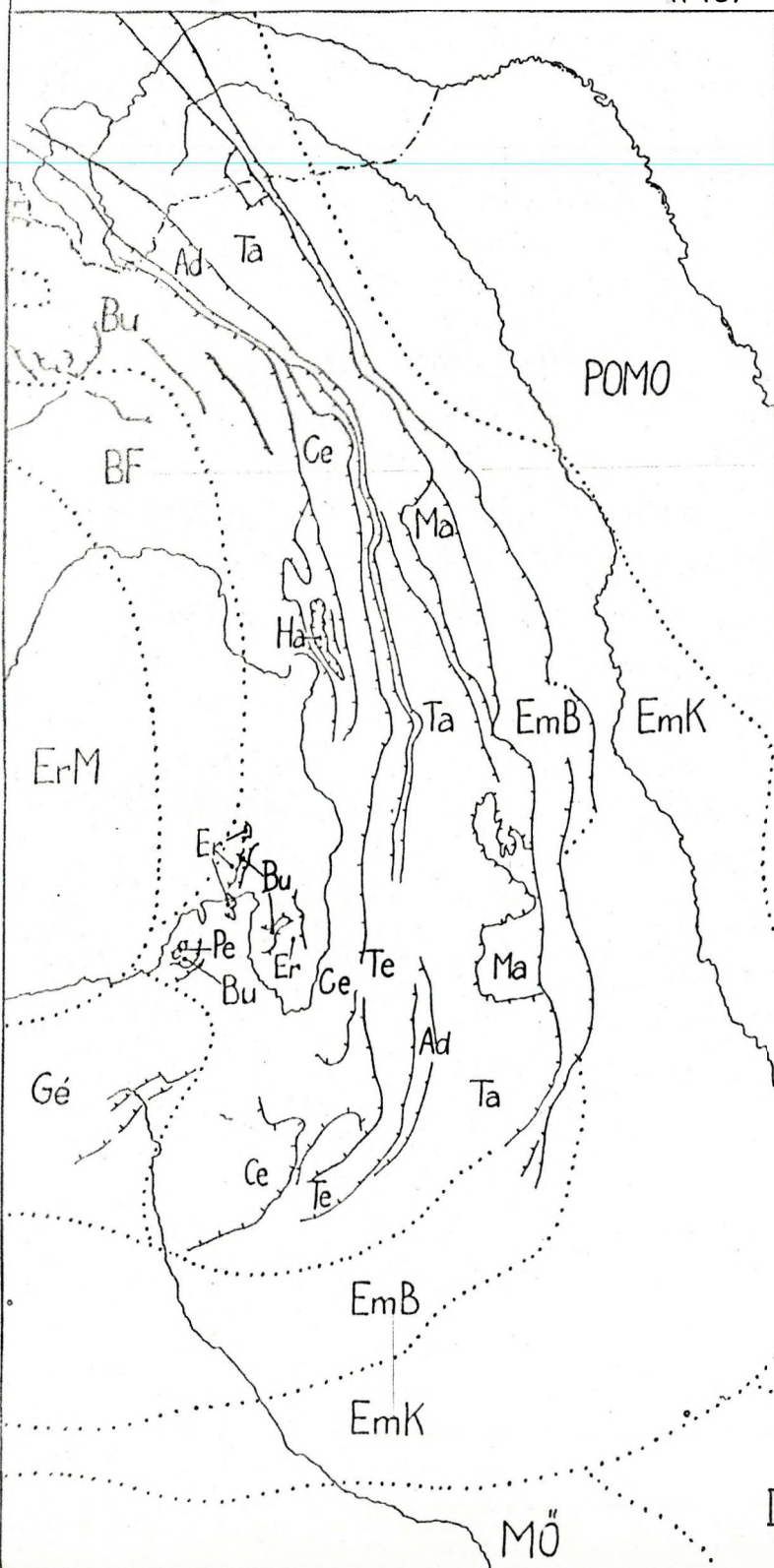
Gé Géta-takarórendszer (Közb.-dacidák)

Se Severin-takaró (Külső-dacidák)

EmB Az előmélyedés belső szárnya

EmK Az előmélyedés külső szárnya

3. A MÖZIAI-TÁBLA ROMÁNALFÖLDI RÉSZE (MÖ)



4. KELETI-KÁRPÁTOK

Központi-dacidák

Er Erdélyi-takarórendszer

Ha Hagymás-takaró

Pe Persányi-takaró

Közbenső-dacidák

Bu Bukovinai-takarórendszer

Külső-dacidák

Ce Ceahlău-takaró

Belső-moldavidák

Te Teleajen-takaró

Ad Audia-takaró

Közbenső-moldavidák

Ta Tarcău-takaró

Külső-moldavidák

Ma Marginális-egység

EmB Az előmélyedés belső szárnya

EmK Az előmélyedés külső szárnya

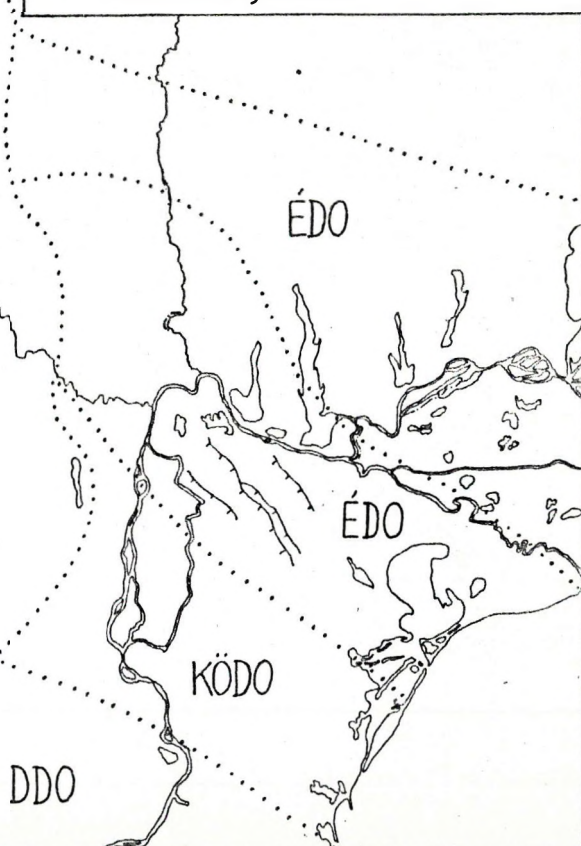
5. A KELETEURÓPAI-TÁBLA PODOLO-MOLDAVAI RÉSZE (POMO)

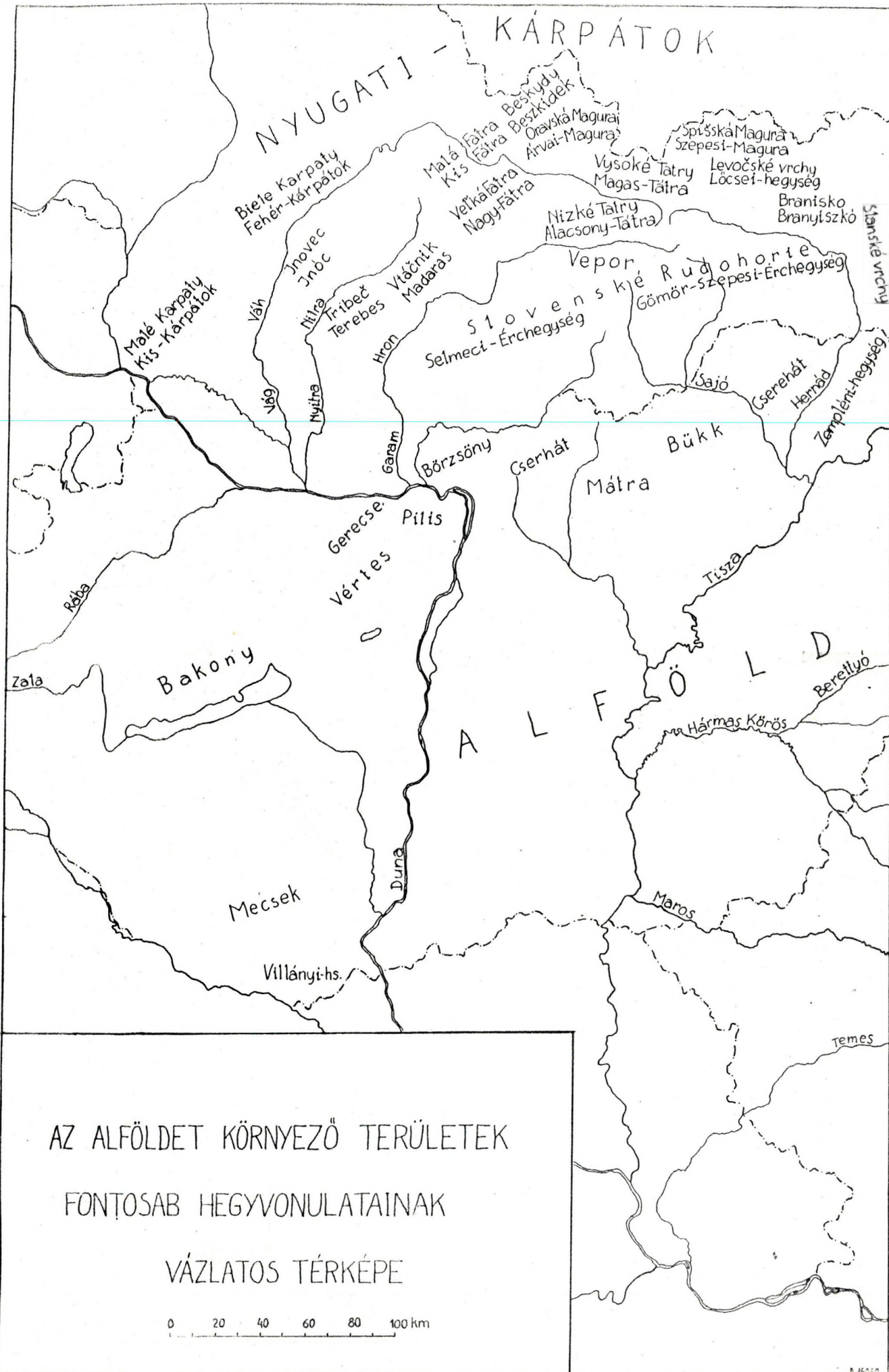
6. ÉSZAK-DOBRUDZSA (ÉDO)

7. KÖZÉP-DOBRUDZSA (KÖDO)

8. DÉL-DOBRUDZSA (DDO)

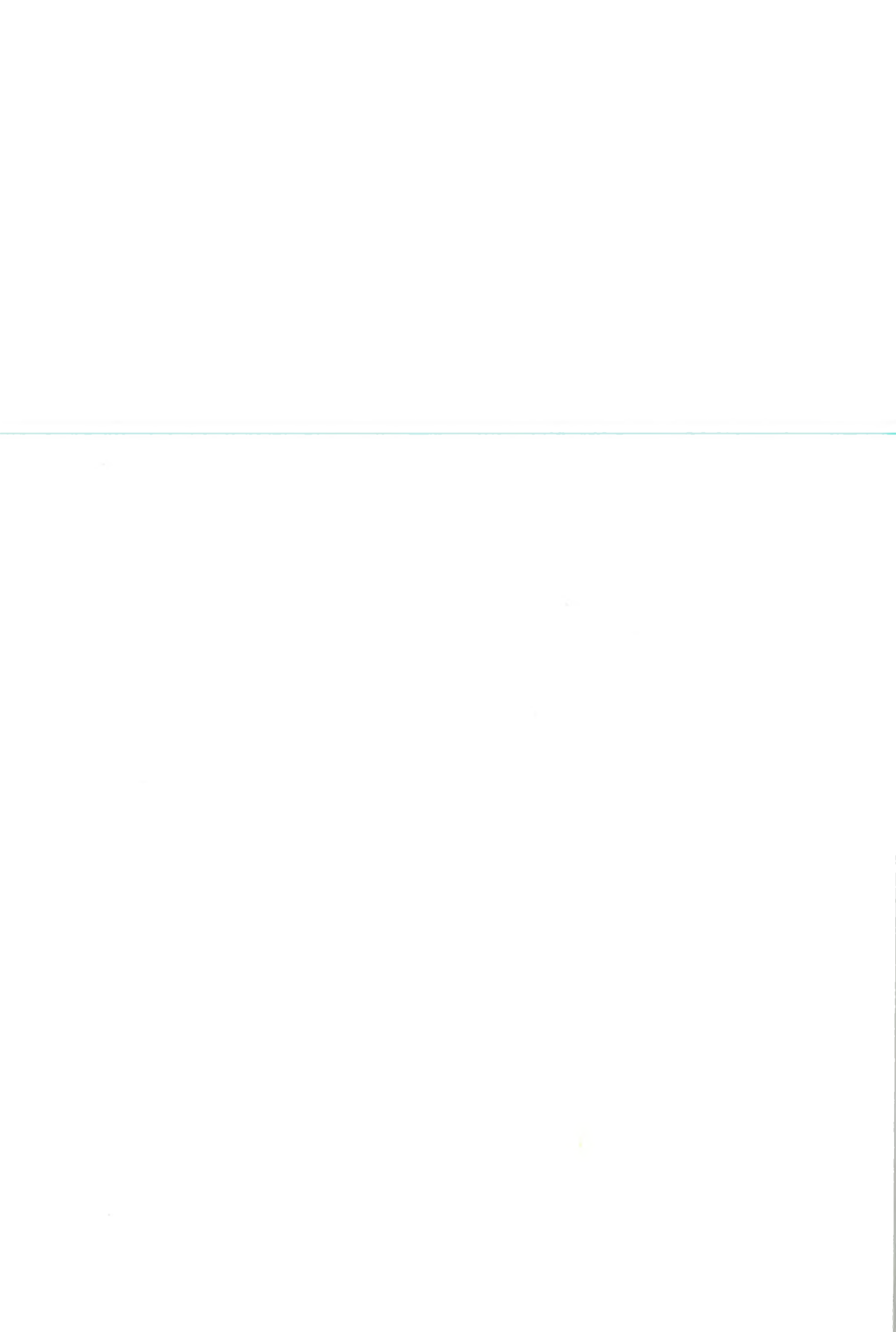
- ⋯ Nagyszerkezeti egységek határa
- Fontosabb rátolódás, sarriázs, takaró, digitáció





AZ ALFÖLDET KÖRNYEZŐ TERÜLETEK
 FONTOSAB HEGYVONULATAINAK
 VÁZLATOS TÉRKÉPE

0 20 40 60 80 100 km

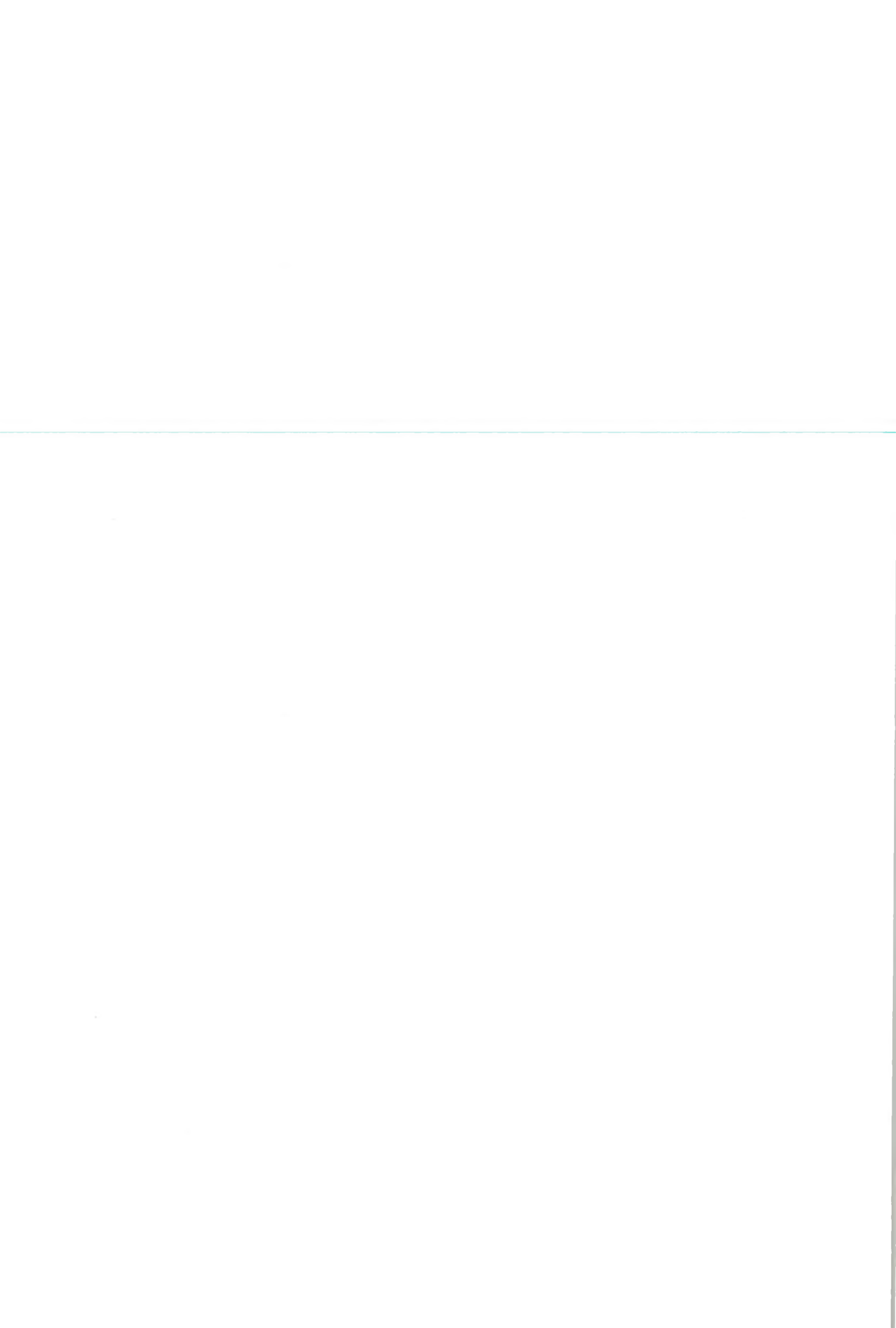


HOZZÁSZÓLÁS

Az előadó a kárpáti terület kialakulásának kezdetét vázolta fel. Megtudtuk, hogy az assynti fázist megelőző fázisban keletkeztek legidősebb metamorfitjaink. E megállapításból adódik az egykoron összefüggő Gondvana és Laurázia szétválási idejének megjelölése, valamint a területet borító óceán kialakulása. Megállapítása összhangban áll KOSSMA T (1936) véleményével. A prekambriumi óceán északi szegélyét KOSSMAT szerint a Fennoskandináv-pajzs alkotta. E tenger keleti határa Dobrudzsáig követhető. Itt a kéreg óceáni eredetű, később keletkezett. Ezért vékony. A lánc-hegységek területén a vékony kéreg az ősi táblák szétválási területére mutat. A közbenső tömegek kérge mindig vékony, de nem kivékonyodott, Vékony, mivel nem volt ideje megvastagodni. Más a táblák, pajzsok esete. Itt a kéreg a kezdeti megmerevedéskor alakult ki. Ezért vastag. Megint más az orogén kiemelkedéseké. Az utóbbi esetben is vastag a kéreg. A kéreg kialakulási módja a Mohó magas helyzetét is megmagyarázza.

BUBNOFF szerint Nyugat-Európában a kelet-nyugati hasadék rendszerek már a prekambriumban kialakultak. A kárpáti térben is ugyanekkor történt a szerkezeti kép kialakulása. Ekkor jelent meg a ma is uralkodó nagy K-Ny és ÉK-DNy irányú csapásrendszer.

Szalai Tibor



Kiadja: MTE SZ Magyarhoni Földtani Társulat
Felelős kiadó: Dr. Hámor Géza
Engedélyszám: 95230/73
Alak: A/4
Készült: 350 példányban
73-3337 MTE SZ HNy. Bp.

