

Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete

Jelenleg is folyó reambulációnk során megállapítottuk, hogy a hegység takarós felépítésű. Az ennek megfelelő tektonikai egységek felülről lefelé:

- Szilicei takaró (nem metamorf)
- Mellétei takaró (anchimetamorf)
- Tornai takaró (epimetamorf)
- Hidvégaradói sorozat (anchimetamorf)

A Szilicei takarón belül egymástól eltérő kifejlődésű aggteleki, szőlősardói és bódvai tektofacieseket különítettünk el.

A Rudabányai-hegységben változatos kifejlődésű júra képződményeket mutattunk ki.

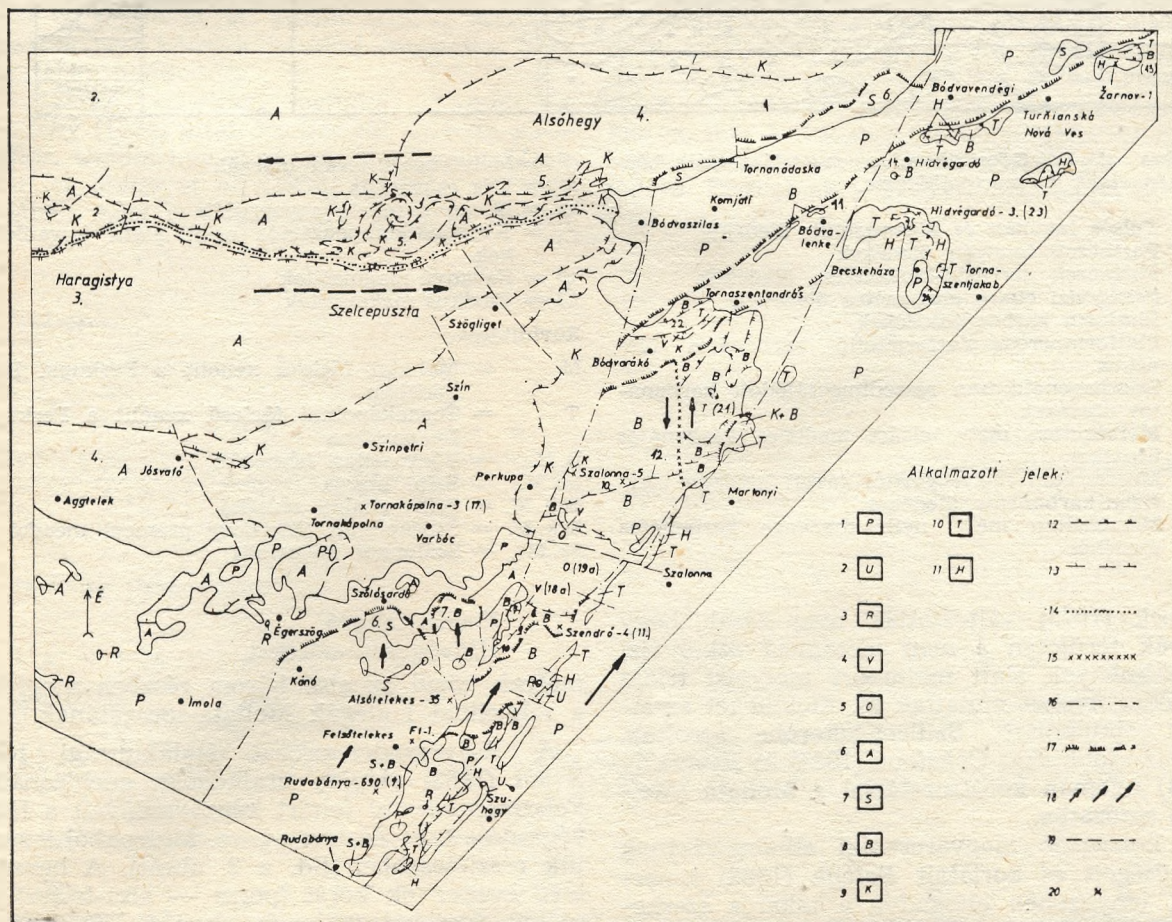
A Magyar Állami Földtani Intézet 1979-ben kezdte el a terület földtani reambulációját. Ez a munka végéhez közeledik. Alábbiakban ismertetjük a hegység földtani felépítésének modelljét, valamint fejlődéstörténeti elképzelése-

Megállapítottuk a különböző kifejlődésű és tektonikai helyzetű felső-oligocén—alsó-miocén képződmények elhelyezkedésének törvényszerűségeit.

A fentiek alapján összeállítottuk a hegység földtani képződményeinek formációtáblázatát. A hegység alpi fejlődéstörténete a triászban óceáni kéregképződéssel indult, ezt a júraban szubdukció, takaróképződés és obdukció, majd a krétában kollízió, és újbóli takaróképződés követte. A larámi fázist K—Ny-i, a szávai és stájer fázist DNy—EK-i csapású, nagy amplitúdójú vízszintes elmozdulások jelzik.

inket, melyek a szlovákiai területeket is magukban foglalják.

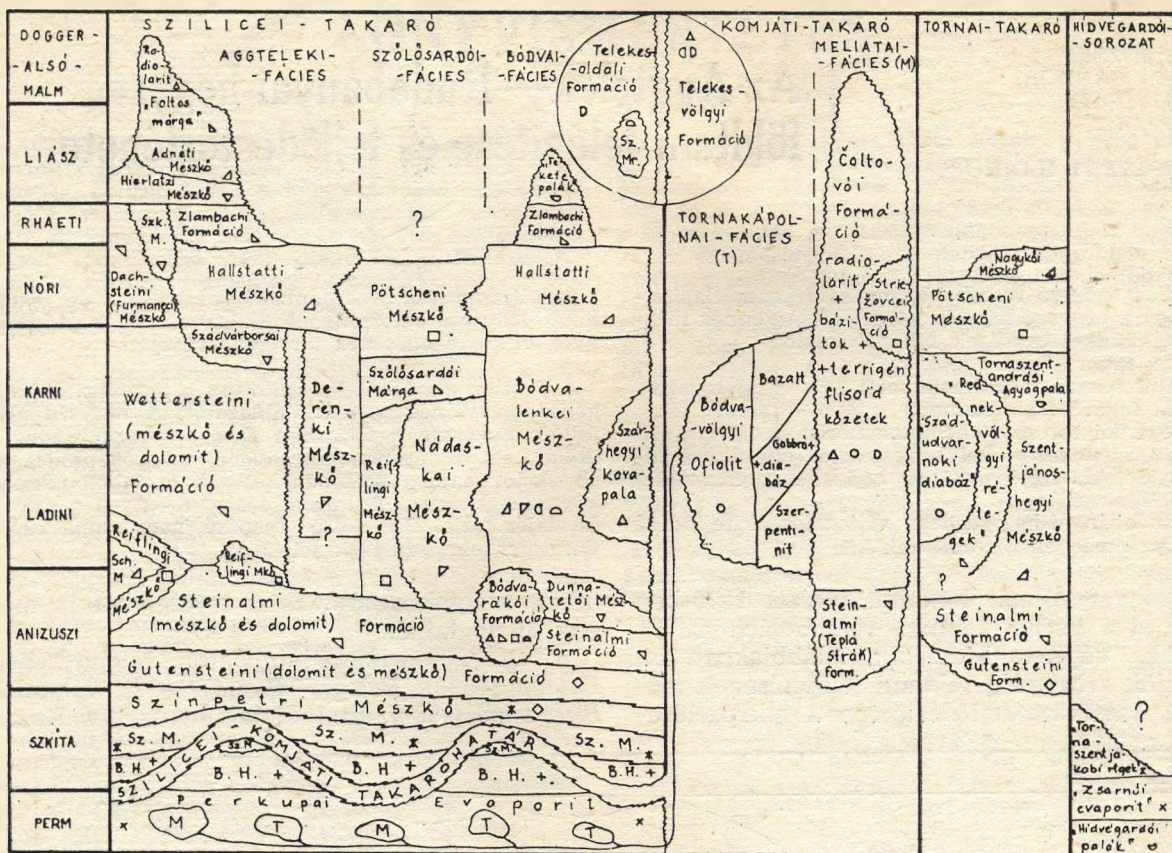
A Dél-Gömörikum autochton felépítésének Balogh (1948), Balogh—Pantó (1952), valamint Bystrický (1964) által kialakított képét Kozur



1. ábra. Tektonikai vázlat az Aggtelek—Rudabányai-hegységről.

1. Pannóniai képződmények, 2. Szuhogyi Konglomerátum (alsó-miocén), 3. Bretkai Formáció és Putnoki Slir (egeri-eggenburgi), 4. Telekes-völgyi Formáció (júra), 5. Telekesoldali Formáció (júra), 6—8. Szilicei-takaró: 6. Aggteleki Fácies (triász), 7. Szőlősardói Fácies (triász), 8. Bódvai Fácies (triász—júra), 9. Komjádi-takaró, 10. Tornai-takaró, 11. Hidvégaradói-sorozat.

12. Takaróhatár (a tüskék a felsőbb tektonikai egység felé mutatnak), 13. Jelentősebb pikkelyhatárok, 14. Larámi oldaleltolódás mai nyomvonala a Ménés-völgyben, 15. Martonyi-törés mai nyomvonala, 16. Darnói vízszintes elmozdulásrendszer mai nyomvonalai (pannon alatt is), 17. Utóbbi torlódási frontjainak mai nyomvonalai (pannon alatt is), 18. A vízszintes elmozdulások iránya (a nyilak mérete arányos az eltolódás nagyságával), 19. Jelentősebb harántvetők, 20. A 3—6. ábrán jelölt földrajzi helyek.



2. ábra. A Dél-Gömörikum perm—triász—júra-képződményeinek formációtáblázata.

- × = Túlsós lagúnák és környezetük üledékei
- + = Partközeli terrigén üledékek
- ✱ = Partközeli terrigén-karbonátos üledékek
- ◆ = Sekélyvízi euxin karbonátos üledékek
- ◻ = Platform karbonátüledékek
- ▽ = Platformperemi-platformlejtő karbonátos üledékek
- ▷ = Szindiagenetikusán reszedimentálódott karbonátos üledékek
- ◻ = Mérsékelt mély, elzárt medence karbonátos üledékei
- ▷ = Mérsékelt mély, parttól távoli medence terrigén-karbonátos üledékei
- △ = Mérsékelt mély, nyílt medence karbonátos üledékei

—Mock (1973) változtatták meg azzal, hogy szlovák területen a nem metamorf sekélyvízi képződmények alatt metamorf mélyvízi triász képződményeket mutattak ki. Előbbiket az általuk elkülönített Szilicei-takaróba sorolták, míg az utóbbiakat Čekalová (1954) és Bystrický (1964) nyomán korátsorolással a Meliata (Meliáta) sorozatba.

A koncepció magyarországi alkalmazásának lehetőségeit és korlátait Balogh (1982) ismertette, lényegében elfogadva a takarós szerkezetet.

Munkánk során szlovákiai kollégáinkkal J. Bystrický, J. Mello, R. Mock, L' Gaál szorosán együttműködve magunk is a takarós szerkezet mellett foglalkunk állást.

Az alábbi négy tektonikai egységet különítettük el felülről lefelé (ld. az 1. ábrát is):

- Szilicei-takaró,
- Komjáti-takaró,

- ◻ = Mélytengeri tarka márgák
- ◻ = Flis és vadflis
- ◻ = Monoton fekete agyagpalák
- △ = Karbonátkompenciós szint alatti kovaüledékek
- ◻ = Savanyú magmatitok
- = Bázikus magmatitok

Rövidítések:

- M = Meliatai fáciesű xenolit a Perkupai Evaporitban
- T = Tornakápolnái fáciesű xenolit a Perkupai Evaporitban
- B. H. = Bódvaszilasi homokkő
- Sz. M. = Színi márga
- Sch. M. = Schreyeralmi mészkő
- Szk. M. = Szörnyükúti (Bleskovy pramen) mészkő
- Sz. Mr. = Szalonnai metariolit

Tornai-takaró,
Hidvégardei-sorozat,

melyek közül az alsó három részben megfelel a szlovákiai kollégák Meliata-sorozatának.

A Hidvégardei-sorozat átalakultsági foka Árkai (1983) alapján uralkodóan anchizonális. Felszínen rosszul feltárt képződményeit a Hidvégardei—3. és Zarnov—1. sz. fúrásokból ismerjük részletesebben (ld. a 2. ábrát). A bennük levő evaporitok korát (perm — alsó-triász) az utóbbi fúrásból pollenek alapján Planderová, E. (Gaál L. levélbeli közlése) határozta meg.

A Tornai-takarónak a Hidvégardei-sorozat fölötti helyzete Hidvégardei környékén általános, érintkezését a Hidvégardei—3. sz. fúrás tárta fel egyértelműen. Az idesorolt kőzetek átalakultsági foka Árkai (1983) alapján legnagyobb részben epizonális. Rudabányai-hegységi előfordulásain kívül a Torna völgyéből, vala-

mint Jelsava (Jolsva) környékéről (Slovenská Skala) ismert.

A takarónak mind ez ideig csak a középső- és felső-triász tagjait ismerjük, a medencefáci- esű mészkövek korát Conodonták alapján *Kovács S.* és *Mock, R.* határozták meg. A rétegsor mind litológiájában, mind átalakultságában bükki hasonlóságokat mutat.

A Komjáti-takaró Tornai-takaró fölötti helyzete a tornavölgyi antiklinálisban (Zádielské Dvorníky) ismerhető fel. Egyrészt magában foglalja a Szilicei-takarónak attól elszakadt, valamikori rétegtani fekjét, másrészt az abba, később ismertető módon tektonikusan be- gyúrt óceáni kéregmaradványokat.

A túlnyomóan evaporitos mátrix *Ilavská* (1965) és mások nyomán felső-permi — alsó-triász, míg a belegyúrt (helyenként km-es nagyság- rendű) xenolitok középső-felső-triász — jura korúak.

Álláspontunk egyik legdöntőbb bizonyítéka, hogy a Tornakápolna—3. sz. fúrás evaporitba gyúrt pillow-bazaltjában szingenetikus radiolaritot találtunk, melyből *Kozur, H.* (szóbeli közlés) középső-ladini radiolariákat mutatott ki. A meliatai, drzkovcei és coltovoivi, *Kozur—Mock* (1973) és *Mello et al.* (1983) által a Meliata- sorozatba vett kőzetek is mind evaporitos kör- nyezetében találhatóak.

A takaró kőzettani tartalma hasonló a *Bystrický* (1964) által értelmezett Meliata- sorozatéhoz. Utóbbi név alatt azonban *Kozur—Mock* (1973) és *Mello et al.* (1983) nyomán ma már általában mást értenek, ezért, hogy az esetle-

ges fogalomzavarokat elkerüljük, vezettük be a Komjáti-takaró elnevezést.

A takaró kőzeteinek átalakultsági foka *Árkai* (1983) nyomán általában anchizonális.

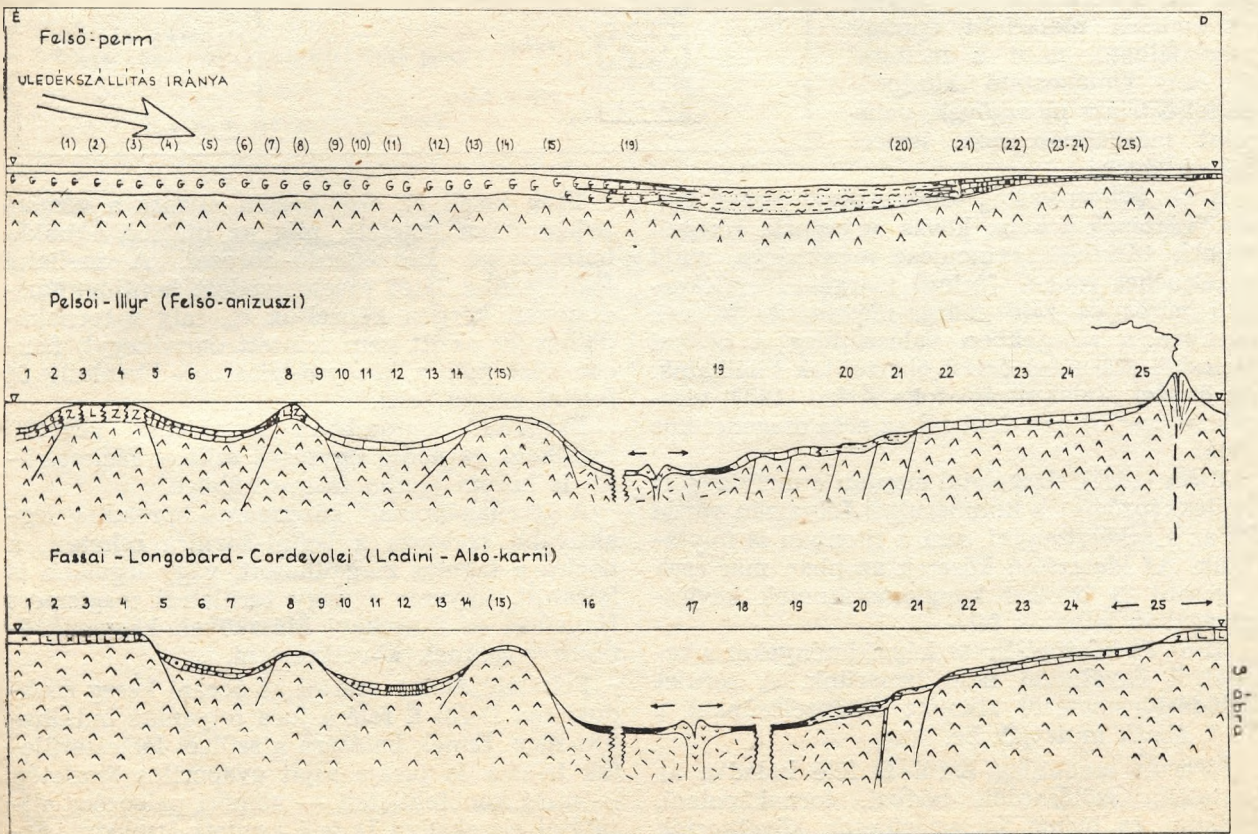
A xenolitanyag két fáciesét különböztettük meg. A bázisos-ultrabázisos kőzetekből sikerült egy triász ofiolitösszletet rekonstruálnunk. Ez a tornakápolnai fácies, melynek csak a ladini (esetleg karni) részeit ismerjük, kevés radio- laritallal.

A másik, a meliatai fácies, melyben a radio- larit uralkodik a magmatitok felett és Meliatán valamint Drzkovcén flisoid jellegű jurája is fel van tárva. A meliatai fácies megléte Magyaror- szágon még nem bizonyított.

A legfelső helyzetben lévő Szilicei-takarónak a Komjáti-takaró fölötti helyzete többek között a Ménes-völgyben, a Tornakápolna—3. és az Alsótelekes—35. sz. fúrásban figyelhető meg.

E takaróba sorolt kőzetek *Árkai* (1983) sze- rint soha nem érik el az anchizonális átalakult- sági fokot. A képződményeket az anizuszi eme- let felső részétől három fáciesbe lehet elkülöni- teni (ld. az 1—2. ábrákat is).

Az Aggteleki-hegységben található aggteleki fáciesre a ladini-karniban a platformkifejlődésű Wettersteini Formáció jellemző. A kis elterje- désű szőlősardói fáciesben (ld. még *Balogh—Kovács*, 1981) a platformlejtő- és medencepe- remi kifejlődésű Nádaskai Mészke, Szőlősardói Marga, míg a Rudabányai-hegységben elterjedt bódvai fáciesben a nyílt- és mélytengeri kifej- lődésű Bódvalenkei Mészke, Szárhegyi Kova- pala található.



3. sz. ábra

Az aggteleki fácies jura képződményei csak szlovák területéről ismertek. Itt kifejlődésük megegyezik az észak-alpi Hallstatti-takaróéval.

A szőlőszárdói fáciesből jura képződményeket egyelőre nem ismerünk, a bódvai fáciesben zambachi rétegek fölött települő fekete palákat sorolhatunk ide (Szendrő—4. és Szalonna—5. sz. fúrások).

Ezen kívül, a Rudabányai-hegységben további két, egymástól eltérő, tektonikus helyzetű jura-összletet ismertünk meg, a fekete telekes-oldalit és a tarka telekesvölgyit. Utóbbi rétegtani fekélye feltehetően a meliatai fáciesű triász (Čoltovo), míg a másikat nem ismerjük. Kozur, H. radiolaria-meghatározásai alapján mindkettőből ismerünk középső-bajóci üledékeket. Emiatt is kizárható rétegtani egymásfelettségük.

A kb. 400 m vastag telekes-oldali összlet uralkodóan „Bündnerschiefer” fáciesű képződmény, mely erős diagenetikus — anchimetamorf átalakuláson ment keresztül. Alsó részében szingenetikus riolit vulkanizmus (Szalonnai Metariolit) van. Feljebb az összlet vadflis jellegűt, s az olisztolitok között az említett metariolit éppúgy megtalálható, mint a meliatai fáciesre emlékeztető középső- és felső-triász mészkövek, valamint máshonnan nem ismert homokkövek.

A kb. 500 m vastag telekesvölgyi összlet legalsó részének fekete, kovás agyagpala rétegeit feljebb tűzköves, crinoideás mészmárga, majd a „Couches rouge” fáciesű márgákra emlékeztető vörös és zöld márga-mészmárga követi. Ezekben a rétegekben valószínűleg a bódvai fáciesből származó óriási olisztolitok találhatóak. Az összlet átalakultsági foka *Arkai* (1983) vizsgálatai szerint nem lépi túl az erős diagenetikus zónát.

Mišik (1981) vizsgálatai alapján a mélytengeri üledékképződést a kimmeridgei folyamán váltja fel az a sekélytengeri, ami a titonban is folytatódik. Az ide tartozó kőzetek azonban már csak a gosai és bretkai konglomerátumok kavicsanyagában lelhetők fel.

Alsó- és középső-kréta képződményeket a területéről egyáltalán nem ismerünk. A terület fejlődéstörténetéről alkotott elképzelésünket a 3—7. ábrák mutatják be.

Eszerint eredetileg É-ről D felé haladva az aggteleki, szőlőszárdói, bódvai, tornakápolnai, meliatai és tornai faciesterületek következtek egymás után.

Jelmagyarázat a 3-6. sz. ábrákhoz

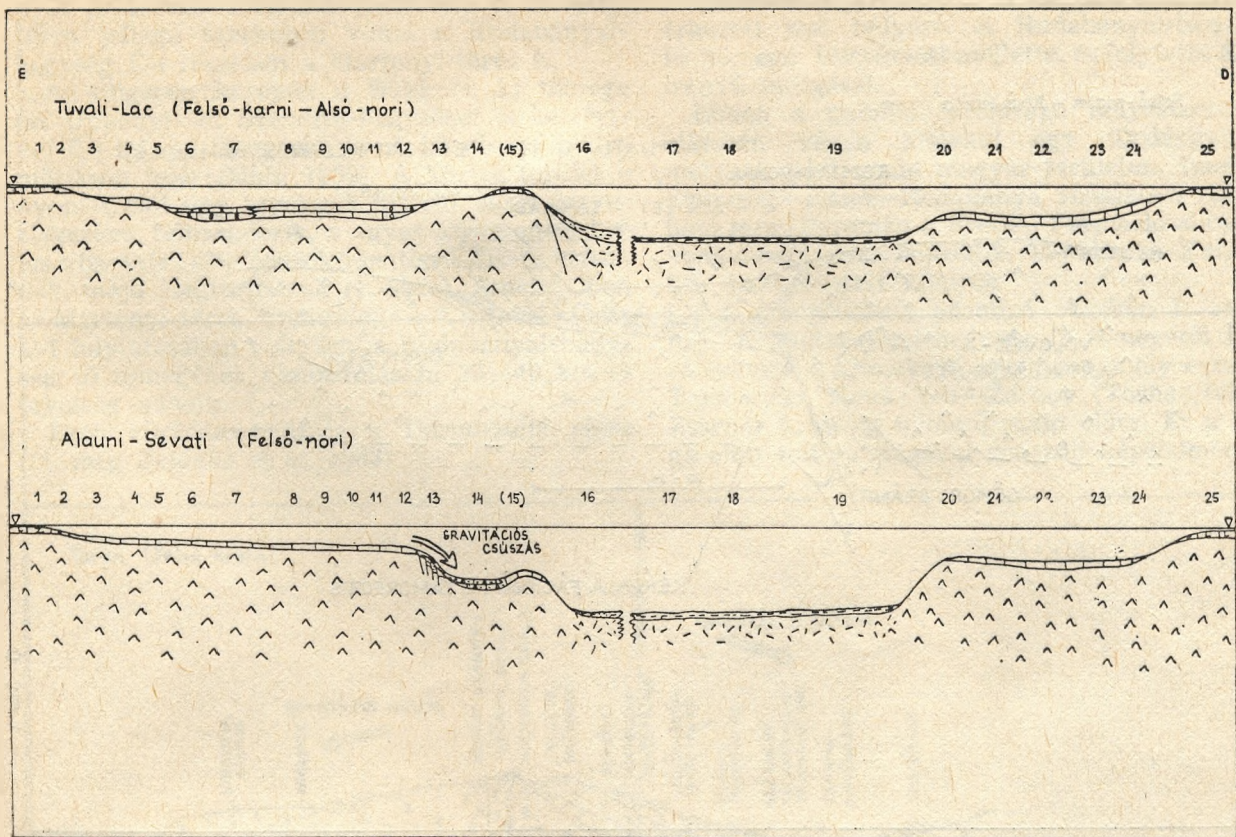
	KONTINENTÁLIS KÉREG	
	ÁTMENETI KÉREG	
	ÓCEÁNI KÉREG	
	EVAPORITOK	
	EUXIN MÉSzkÖVEK	
	LAGÚNAMÉSzkÖ	} PLATFORMFÁCIÉSEK
	ZÁTONYMÉSzkÖ	
	DOLOMIT	
	ELŐZÁTONY	
	HOMOGEN BRECCSÁK	
	„AMMONITICO ROSSO” PELAGIKUS TARKA MÉSzkÖ	} PELAGIKUS FÁCIÉSEK
	HALOBIAS AGYAG- ÉS KOVAPALÁK	
	RADIOLARIT	
	TARKA MÁRGÁK OLISZTOLITOKKAL	} TERRIGEN FÁCIÉSEK
	FEKETE, HOMOKOS MÁRGÁK, PALÁK	
	VADFLIS	
	OFIOLIT	} MAGMÁS FÁCIÉSEK
	GRÁNIT	
	RIOLIT, DACIT	

Ezek közül az első három alzata a gömői paleozoikum lehetett, míg az utolsó a bükki hasonlóságú Hidvégdárdói-sorozat. A meliatai faciesterület létét elvékonyodott kontinentális-átmeneti kérgen képzeljük el, míg a tornakápolnai (és az itt nem érintett darnóhegyi) faciesterület már a középső-triászban kialakuló új óceáni kérget jelzi.

Ekkortól (pontosabban az anizuszi végétől) tagolható az addig egységes szilicei faciesterület is három önálló faciesterületre.

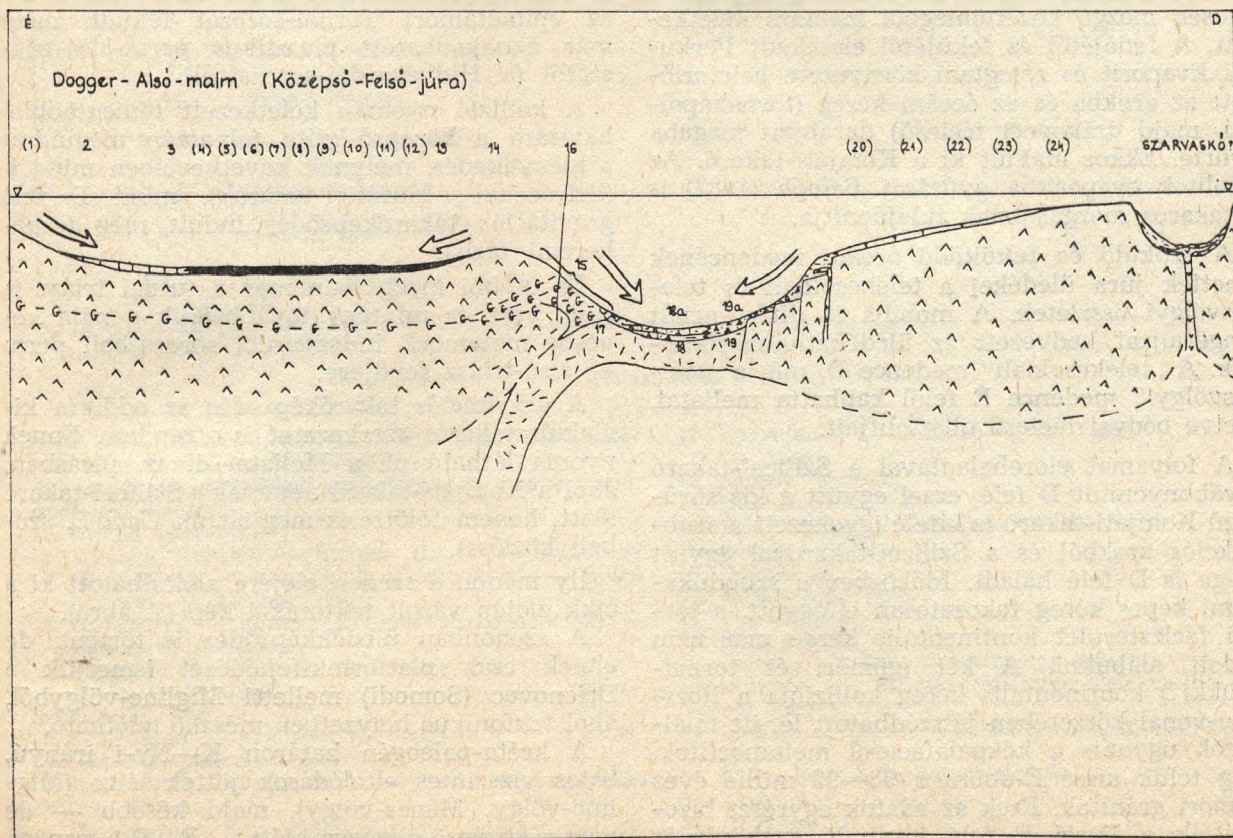
A „tornakápolnai” középpontú spreading legaktívabb szakasza a ladini-karnira eshetett, a nórira a tágulás megállhatott, vagy legalább is lelassult, ugyanis a nagy területről megismert Hallstatti és Pötscheni Mészkövek kiegyenlítő-désre engednek következtetni.

Feltételezéseink szerint az óceáni kéreg szubdukciója D-ről É felé a jura folyamán indulhatott meg. Ennek hatására a szilicei faciesterületek triászra és jurára saját evaporitos összletet — mint kenőfelületen — gömői paleozoós aljzatától elszakadva D felé kezdett áttolódni. Ettől kezdve beszélhetünk Szilicei-takaróról.



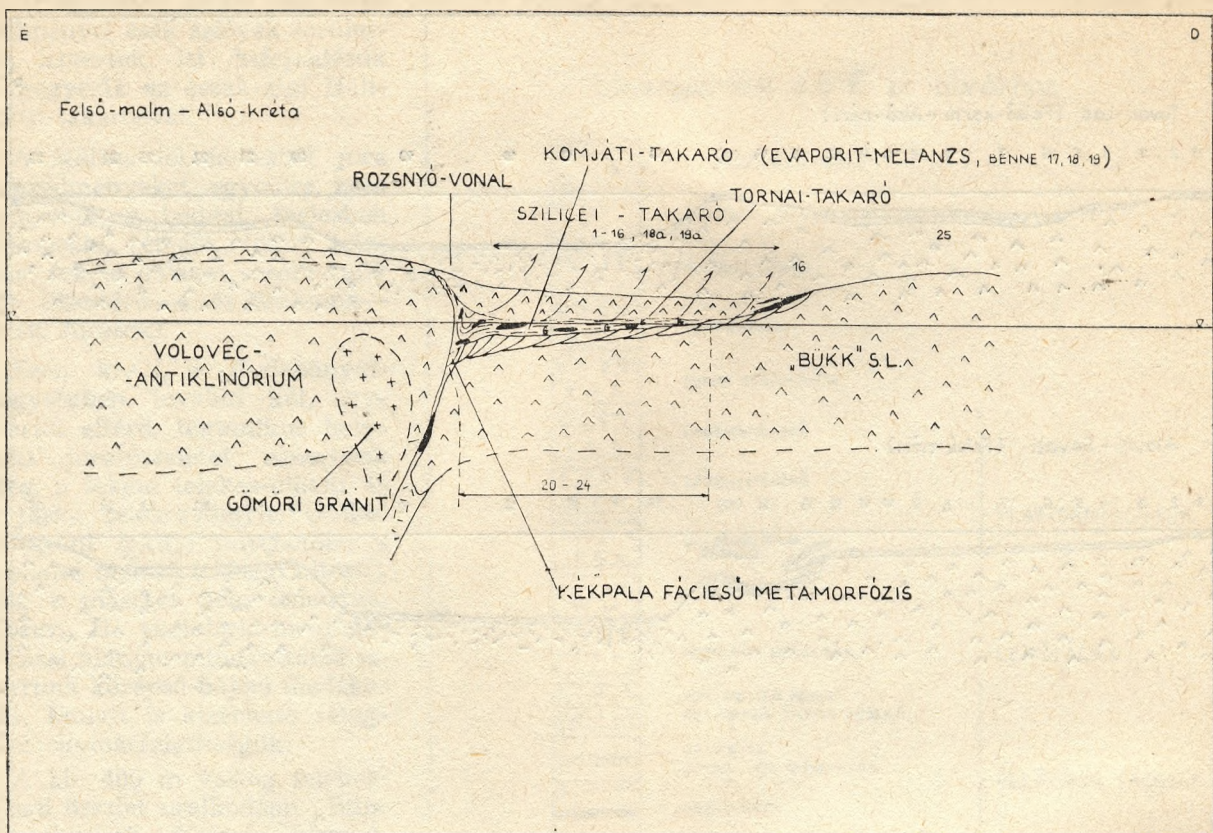
4. ábra

4. sz. ábra



5. ábra

5. sz. ábra



6. sz. ábra

Az áttolódás következtében a szubdukciós árok is a takaró alá került. Benne a két, ellentétesen mozgó köztömegeből melanzs keletkezett. A fedőjétől és fekjétől elszakadt Perku-pai Evaporit és rétegtani környezete beletorlódott az árokba és az óceáni kéreg (tornakápolnai, majd držkovcei fáciesű) darabjait magába gyúrte. Ekkor alakult ki a Komjáti-takaró. Az ofiolitok evaporitba gyúrását Balogh (1982) is a takarós mozgásoknak tulajdonítja.

A szűkülő és feltöltődő óceáni medencének lehettek jura üledékei a telekesoldali és telekesvölgyi összletek. A mobilis és differenciált tengeralfazat kedvezett az üledékáthalmazódásnak. A „telekesoldali” medence D, míg a „telekesvölgyi” medence É felől kaphatta meliatai, illetve bódvai fáciesű olisztolitjait.

A folyamat előrehaladtával a Szilicei-takaró továbbnyomult D felé, ezzel együtt a kis sűrűségű Komjáti-takaró is kifelé igyekezett a szubdukciós árokból és a Szilicei-takaróval együtt maga is D felé haladt. Időközben a szubdukálódní képes kéreg fokozatosan elfogyott, a tornai faciesterület kontinentális kérgé már nem tudott alábukni. A két (gömöri és tornai-bükki?) kontinentális kéreg kollíziója a Rozsnyó-vonal körzetében játszódhatott le, itt található ugyanis a kékpala fáciesű metamorfitek, míg tőlük kissé É-abbra a 98–95 millió éves gömöri gránitok. Ezek az adatok egyrészt bizonyítják a D-ről É felé irányuló szubdukciót (páros metamorf öv), másrészt a kollízió korát az ausztriai fázisban rögzítik.

Ekkor a felső, nem metamorf Szilicei-takaró és az anchimetamorf Komjáti-takaró alatt már az epimetamorf Tornai-sorozat feküdt, mely már elszakadt a perm-alsó-triászától (a Hidvérgardói-sorozatától).

A kollízió nyomán keletkezett tömegettöbblet hatására a középső-kréta folyamán megindult a kiemelkedés, melynek következtében mind É (Sztracsenai-, Murányi-takarók), mind D felé gravitációs takaróképződés indult meg (szubhercini fázis).

Ez utóbbi mozgásban már a tornai triász is részt vesz és mintegy továbbsiklik a nála kevésbé metamorf, hidvérgardói sorozatbeli perm — alsó-triász fekéjére.

A gravitációs takaróképződés az addigra kialakult takarós szerkezetet is átrendezi. Ennek nyoma látható pl. a Meliata—1. sz. fúrásban, ahol a Komjáti-takaró nemcsak a Szilicei-takaró alatt, hanem fölötté is megjelenik Gaál L. szóbeli közlése).

Ily módon a szenon elejére alakulhatott ki a cikk elején vázolt tektonikai kép (7. ábra).

A szenonban üledékképződés is történt, de ennek csak platformkifejlődését ismerjük a Drienovec (Somodi) melletti Miglinc-völgyből, ahol tektonikus helyzetben mészkő található.

A kréta-paleogén határon K—Ny-i irányú, balos vízszintes eltolódások jöttek létre (Miglinc-völgy, Ménes-völgy), majd később — de még a középső-oligocén előtt — É—D-i csapású törés keletkezett a Stitnik- (Csetnek)-völgye vonalában. Ez utóbbi elmozdulás a Ny-i szár-

nyat jelentősen kiemelte és D felé el is tolta. Ilyen jellegű szerkezeti vonal a Rudabányai-hegység É-i részében a Martonyi-törés is.

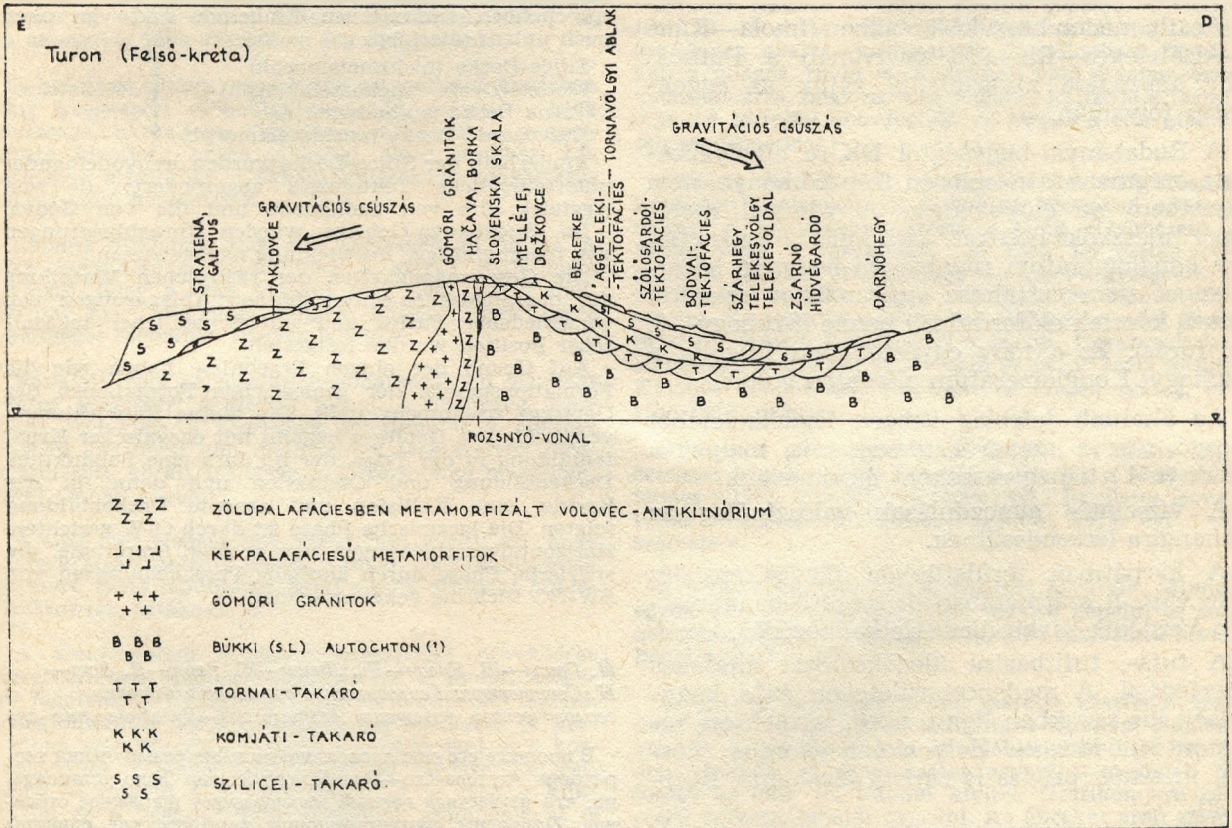
Az oligocén közepén a Bükk (s. l.) tömege (az Upponyi- és Szendrői-hegységet is beleértve) É-i irányú mozgásba kezd, közeledve a Gömörikum felé (Báldi, 1983). A köztés terület e nyomás elől úgy igyekszik kitérni, hogy legyezőszerűen felhasadozik, s egyes szegmensei balos vízszintes eltolódások mentén ÉÉK-re csúsznak, majd megtorlódnak (1. ábra). Amennyiben a Martonyi-törés eredetileg a Csetneki törés D-i folytatásában volt, úgy a Rudabányai-hegység fő tömegének elmozdulására 35–40 km-es távolság adódik.

Ezen eltolódásrendszer a Darnó-zóna része (ld. még Zelenka et al. 1983).

Elsőként a Szőlősárdó környéki két egység érkezett mai helyére. A Rudabányai-hegység fő tömege túlsúszott mellette, és folytatta ÉÉK irányú mozgását.

Ebben a mobilis ősföldrajzi helyzetben, az oligocén végén kialakul egy üledékgyűjtő, melynek partvonala magyar területen, Imola—Égerszög—Kánó—Rudabánya vonalában rajzolható meg. Peremén a Bretkai Formáció abrázios konglomerátuma képződik, D-ebbre a Putnoki Slir bázisrétegeit találjuk.

Az elmozdulások azonban eközben is zajlanak. A Rudabányai-hegység fő tömegétől DK-re érkezik a következő szegmens, mely egészen Turňianská Nová Ves—Žarnov (Tornaujfalu—Zsarnó) vonaláig nyomul majd előre. Ez a maga előtt tolt és magával vonszolt képződménye-



7. sz. ábra

3–7. ábra. A Dél-Gömörikum fejlődéstörténeti vázlat (elvi ábrák, lépték nélkül).

A 3–6. ábrán számokkal jelölt területek megnevezése: Aggteleki Fácies:

1. Bretka (Beretke)
2. Drnava (Derdő) — Licince (Lice) — Drienčany (Drencsény) — Gombasek (Gombaszög) — Silica (Szilice) — Alsóhegy Ny
3. Haragistya — Silická Brezová (Szádvárborsa) — Bohuňovo (Lekenye)
4. Aggtelek — Alsóhegy fő tömege
5. Alsóhegy D-i oldala

Szőlősárdói Fácies:

6. Szőlősárdó — Alsóhegy K-i vége

Szőlősárdói—Bódvai Fácies:

7. Rudabánya—690. sz. fúrás — Varbóc—4. sz. fúrás
8. Telekesvölgy 8-as mellékvölgye
9. Telekesvölgy 7-es mellékvölgye
10. Telekesvölgy 6-os mellékvölgye — Szalonna—5. sz. fúrás

11. Bódvalenke — Szendrő—4. sz. fúrás

12. Szárhegy

13. Zsarnov (Zsarnó)

14. Hídvégárdói temető

15. Telekesvölgyi olisztolitok eredési helye

Darnóhegyi Fácies:

16. Darnóhegy

Tornakápolnai Fácies:

17. Tornakápolna

Meliátai Fácies:

18. Čoltovo (Csoltó), Telekesvölgy (18a)

19. Držkovec — Meliata (Melléte), Telekesoldal (19a)

Tornai Fácies:

20. Zádielské Dvorníky (Szádudvarnok, Tornavölgyi ablak)

21. Martonyi — Tornaszentandrás

22. Esztramos

23. Hídvégárdó

24. Becskeháza

Előtér:

25. Bükk (s.l.) ? ?

ket részben hozzágyúri a hegységhez (Rudabánya és Martonyi érces tömege, mely ekkor nyeri el mai melanzs-szerkezetét), részben tektonikusan begyúrja az eltolódási zónába (a DK-i peremen fúrásokban jól követhető egy olyan sáv, melyben változatos paleo(?)—mezozóos képződmények között glaukonitos agyagmárga és homokkő jelenik meg, melyet a Putnoki Slirrel azonosítunk).

A megérkezett szegmens módosítja az üledékgyűjtő partvonalát is. Rudabánya környékén ÉNy-i irányú kibillenés következik be, melynek eredményeként a környék szárazulatává válik. Felszínéről lezúdult anyagát a Rudabánya—690 és a Felsőtelekes—1. sz. fúrásokból ismerjük. A kiemelt térszínen meginduló mállás terméke az a vörös agyag, melyet a bányásznyelv „löhús”-ként ismer.

Az ily módon beszűkült öbölben (Imola—Kánó—Alsótelekes—Rb—690 partvonal) a Putnoki Slir képződése zavartalanul zajlik az eggenburgi folyamán.

A Rudabányai-hegységtől DK-re elhelyezkedett szegmens alsó-miocén képződménye nem illeszthető az előbbiekhöz. A zömmel metamorf mészkőkavicsokat tartalmazó, teresztrikus konglomerátum rudabányai-hegységi kőzetanyagot nem tartalmaz, ugyanakkor szendrői típusú kőzetek előfordulnak benne (Szuhogy—6. sz. fúrás). Ez a tény egyértelműen igazolja a Szuhogyi Konglomerátum allochton voltát.

Az általunk jelenleg ismert, legdélekelebbi mozgó rész a szendrői tömeg volt, melyet a Bükk (s. l.) tömeg részeként értelmezünk.

A vízszintes elmozdulások valószínűleg az ottangira lecsendesülnek.

A kárpátiban területünkön üledékképződés nem volt. A szarmatában ill. az alsó-pannóniai-ban kezdődik újabb üledékfelhalmozódás.

A tufa-, tufitbázisú üledéksorozat általános elterjedésű. A medenceterületeken és a hegybelseji kis tavakban lignitcsíkos, törmelékes rétegsor fejlődött ki. Helyenként jelentős édesvízi mészkőképződés is zajlott (Szalonna, Egerszög).

A felső-pannóniai folyamán kavicsfelhalmozódás ismert kevés helyről (Trizs, Rudabánya?). Ez időszakban jöttek létre azok az uralkodóan ÉNy—DK irányú vetőrendszerek, melyek kialakították a hegység ma ismert arcu-
latát.

J. GRILL—S. KOVÁCS—GY. LESS—ZS. RÉTI—L. RÓTH—I. SZENTPÉTERY: *Geological constitution and history of evolution of the Aggtelek-Rudabánya Range*

During a reambulation still being carried on, the authors have recognized the nappe structure of the Aggtelek-Rudabánya Range. The corresponding tectonic units, listed from top to bottom, are as follows:

Silice Nappe (nonmetamorphic)	} „Meliatska seria” s. l.
Melléte Nappe (anchimetamorphic)	
Torna Nappe (epimetamorphic)	
Hidvérgárdó Series (anchimetamorphic)	

Three different tectofacies that of Aggtelek, that of Szőlőszárd and that of Bódva, have been distinguished within the Silice Nappe.

Jurassic deposits of varying facies have been identified in the Rudabánya Mountains.

The regularities of distribution of Upper Oligocene to Lower Miocene formations of different facies have been determined.

On the basis of the above results, the formation table of the Aggtelek-Rudabánya Range has been compiled. The Alpine evolution of the range started with the formation of an oceanic crust in the Triassic, this process was followed in the Jurassic by subduction, nappe emplacement and obduction and then, in the Cretaceous period, by collision and renewed nappe emplacement. The Laramian orogeny is indicated by E-W trending, high-amplitude, strike-slip faults, the Savian and Styrian orogeny by similar faults of SW-NE trend.

J. GRILL—S. KOVÁCS—GY. LESS—ZS. RÉTI—L. RÓTH—I. SZENTPÉTERY: *Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte des Aggtelek-Rudabánya Gebirges*

Im Laufe der von uns durchgeführten und auch zur Zeit erfolgenden Reambulation wurde festgestellt, dass das Gebirge von Decken aufgebaut ist. Die dementsprechenden tektonischen Einheiten sind von oben nach unten wie folgt:

Silice-Decke (nichtmetamorph)	} „Meliatska seria” s. l.
Melléte-Decke (anchometamorph)	
Torna-Decke (epimetamorph)	
Hidvérgárdó-Decke (anchimetamorph)	

Innderhalb der Silice-Decke wurden drei voneinander unterschiedliche Tektofazies abgeordnet; die von Aggtelek, die von Szőlőszárd und die von Bódva.

Im Rudabánya-Gebirge wurden Juraablagerungen von mannigfaltiger Entwicklung nachgewiesen.

Die Gesetzmässigkeiten der räumlichen Verteilung der oberoligozänen-untermiozänen Ablagerungen von verschiedener Fazies und unterschiedlicher tektonischer Position wurden festgestellt.

Auf Grund der obigen Ergebnisse haben wir die Formationstabelle der geologischen Formationen des Gebirges zusammengestellt. Die alpine Entwicklungsgeschichte des Gebirges begann mit ozeanischer Krustenbildung in der Trias, der im Jura eine Subduktion, Deckenbildung und Obduktion und dann, in der Kreide, eine Kollision und erneute Deckenbildung folgten. Die laramische Phase ist durch O-W gerichtete Horizontalverschiebungen von grosser Amplitude, die steirische Phase durch ähnliche Verschiebungen von SW-NO Richtung gekennzeichnet.

Й. Грилл—Ш. Ковач—Дь. Лешш—Ж. Рети—Д. Рот—И. Сентпетери: *Геологическое строение и история геологического развития Аггтелекско—Рудабаненских гор*

В процессе все еще проводящейся нами реамбуляции территории Аггтелекско—Рудабаненских гор было установлено, что изучаемый горный массив имеет шарьяжное строение. Приводим соответствующие тектонические единицы в порядке сверху вниз:

Шарьяж Силице (неметаморфный)	} «Мельятска серия» в широком смысле
Шарьяж Меллете (анхиметаморфный)	
Шарьяж Торна (эпиметаморфный)	
Серия Гидвегардо (анхиметаморфный)	

В пределах шарьяжного покрова Силице нами выделены три различные тектофации, аггтелекская, сёлешардоская и бодвайская.

На территории Рудабаненских гор нами выявлены разнообразные по строению юрские отложения.

Установлены были закономерности размещения разнофациальных и разных по тектоническому положению верхнеолигоценно-нижнемioценовых отложений.

На основании вышеизложенного нами составлена формационная таблица геологических образований Аггтелекско—Рудабаненских гор. Альпийская история геологического развития этого горного массива в транс началась образованием океанической коры; в юрское время последовали субдукция, шарьяжи и обдукция, а затем, в меловой период имели место коллизия и повторные шарьяжи. Ларамийская фаза складчатости проявлялась горизонтальными дислокациями В—З направления, савийская и штирийская фазы — горизонтальными сбросо-сдвигами большой амплитуды, простирающимися с СЗ на ЮВ.