

## MORFOLÓGIAI MEGFIGYELÉSEK A RILA HEGYSÉGBEN\*

PÉCSI MÁRTON

Mielőtt a Rila-hegységben végzett morfológiai megfigyelések tárgyalásához hozzáfognék, az összefüggések kedvéért említést kell tennem a Balkán-félsziget fő tektonikai jellemvonásairól is.

A Balkán-félsziget három fő szerkezeti egységre bomlik :

- a) nyugaton a Keleti-Alpok délkeleti folytatása a Dinaridák ;
- b) a második főrészt a Déli-Kárpátok folytatása, az Aldunán túl, a Kelet-szerbiai és a Balkán-hegység ;
- c) az előbbi két hegység között a Trák-Makedón masszívum helyezkedik el. Ez a masszívum szabályozta a két fiatal hegység csapásirányának kialakulását is.

A Balkán-félsziget kristályos masszívumát a *Szkopljei* medencétől a Thesszaloniki öbölhöz húzódó gyűrődéssel és óharmadkori pikkelyeződéssel jellemzett *Vardárövezet* két részre bontja. A keleti rész a *Rodope masszívum*, a nyugati a *Makedoniai* v. *Pelagon masszívum*.

1. A *Rila-hegység* szerkezeti-morfológiai szempontból a Rodope masszívumnak része. A Rodope-csoporthoz tartozó Rila-hegységet a Rodope-val párhuzamosan és alárendelten is szokták emlegetni. A Rila egyébként a Balkán-hegység után Bulgáriának a legjobban ismert hegysége.

Turisztikai szempontból is a legnépszerűbb. Bulgária és egyben az egész Balkán-félsziget legmagasabb hegységét (Sztálin-csúcs 2925 m) sok turista keresi fel. A hegység lejtőit gyönyörű fenyvesek borítják és a pleisztocénkori eljegesedés emlékei alpesi jelleget kölcsönöznek a tájnak.

A Rilát minden oldalról mélyre bezökkent fiatal medencék és alacsony hágók választják el környezetétől. Valójában a Rila a Rodope nyugati csoportja, attól az *Avram-hágóról* (1290 m) DNY felé lefutó Meszta-völgy felső része, valamint ugyancsak a hágóról ÉK-nek leereszkedő völgy választja el. Az említett magasfekvésű völgyekben húzódó út köti össze a Marica völgyét a Meszta völgyével. Délen a Razlogi-medence és a *Predel-hágó* (1140 m) a határ a Rila és a nagyjában hozzá hasonló felépítésű Pirin között. A *Predel-hágó* viszont a Meszta és a Sztruma völgye között létesít kapcsolatot.

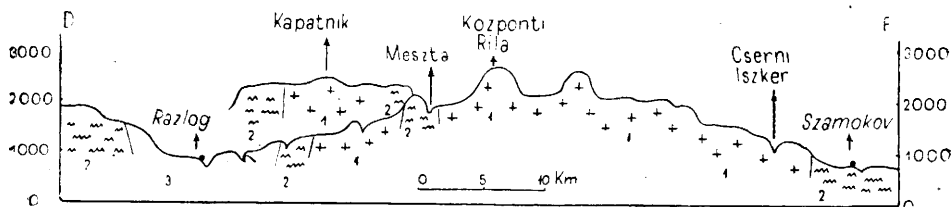
Nyugaton a Dzsumaja és a Mareki (Dupnicai) medence a határ. ÉNy és É felől a Mareki (Dupnicai) medencéből a Szamakovi medencébe vezető országút éppen a Rila határterületén fut. Közben áthalad a Verilát a hegységünkől elválasztó *Kliszura-hágón*. A Szamokovi és Dolnjabanjai medence a *Sipocsáni* (1030 m) hágón keresztül kerül egymással érintkezésbe, de ez egyúttal a határ is

\*Beszámoló a bulgáriai tanulmányutam egyik részletéről. Elhangzott a MFT Természeti Földrajzi Szakosztályának 1953. dec. 11-i szakülésén.

az ichtimáni Szredna Gora és a Rila között. A Dolnjabanjai medencétől kezdve a határ a Marica mentén húzódik (2. sz. térkép).

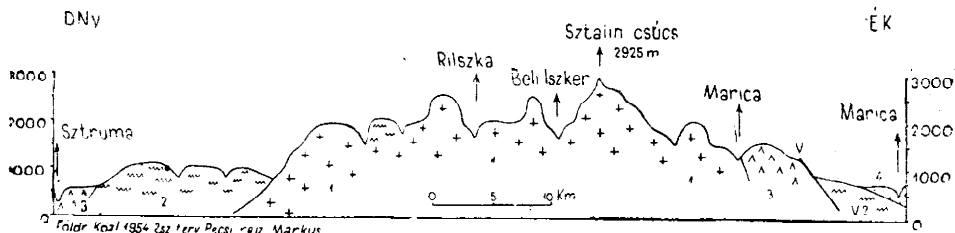
A hegység alapanyaga akárcsak a Rodopééknak is: gránit. Míg azonban a Rodope keleti részét nagy területen a paleozóikus tengeri lerakódások és ugyancsak erőteljes harmadkori lávatakarók borítják, addig a Rila legnagyobb részében a gránitot nem fedi üledékes takaró.

A hegység központi részét valószínűleg sem a paleozóikumban, sem azóta nem öntötte el a tenger. A gránitot általában ókorinak ítélik, *Radev* viszont fiatalkorúnak tartja.



1. A Rila-hegység áttekintő metszete Számokov és Razlog vonalán.  
(Magasságtorzítás négyszeres)

1 gránit, 2. metamorf kőzetek, 3. fiatal harmadkori medenceüledékek

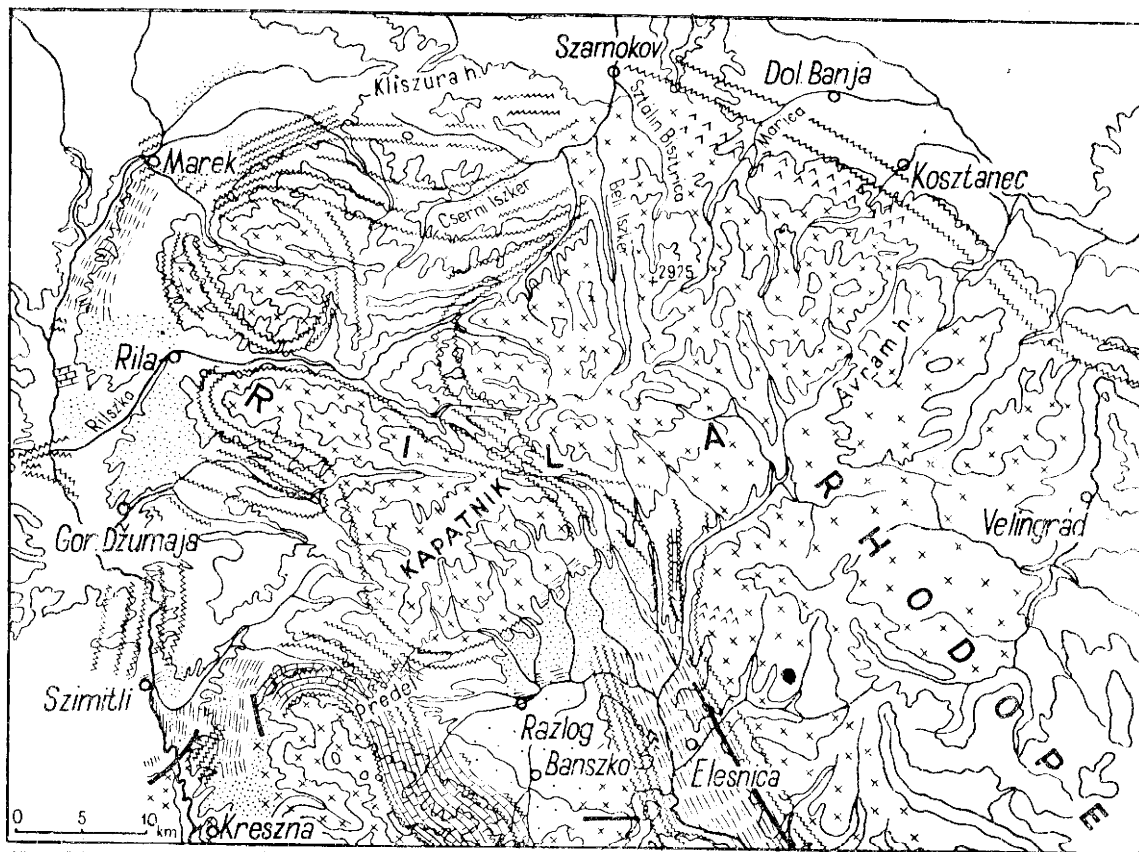


2. Áttekintő metszet a Rila-hegységről a Sztruma és a Marica völgye között,  
ÉK—DNy irányban. (Magasságtorzítás négyszeres)

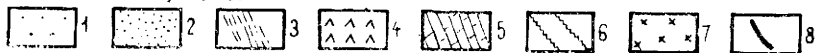
1 gránit, 2 metamorf kőzetek, 3 fiatal harmadkori medenceüledék

A Rilát É-i, de különösen Ny-i oldalán tekintélyes vastagságban metamorfikus kőzetsorozat borítja. A Razlogi- és a Mareki-medence peremén harmadkori üledékek is előfordulnak (1. térkép).

A Rodope masszívuma a törökországi Trákiában a felszínen már nem jelenik meg mindenütt, ott tengeri üledékek eltakarják. A Rodope nagy részét — a Rila kivételével — a paleogénben tenger öntötte el. A miocénben megkezdődött epirogenetikus kiemelkedések legerőteljesebb mértékét a Rodope Ny-i részében érte el, a Rilában, amely a kiemelkedés kezdetén is valamivel magasabban fekvő tönkfelület volt. Abból a tényből, hogy a középső Rodope részében a paleogén üledékek 1700 m tszf. magasságban fekszenek, és ugyan-

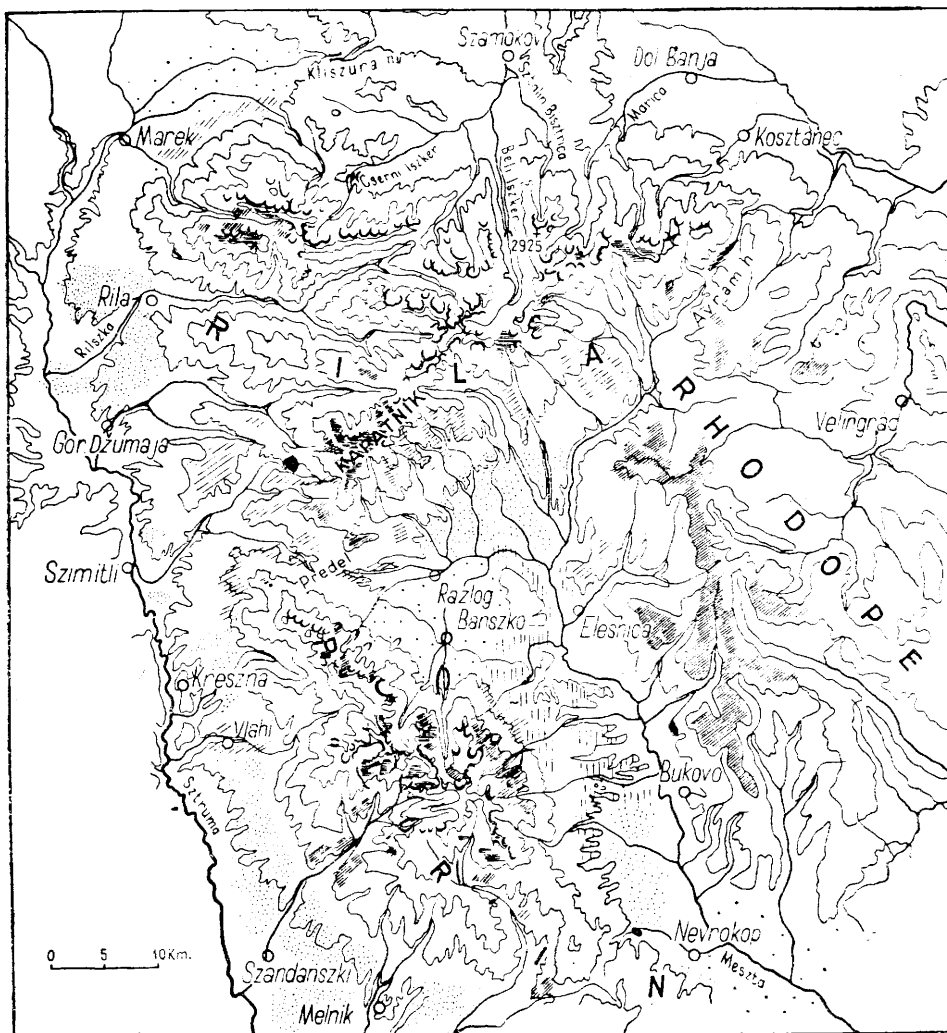


Földr. Közl. 1954 2 sz. Louis után terv. Pécsi rajz. Markus



### 1. A Rila-hegység geológiai térképe

1 holocén feltöltés, 2 fiatal medencekitöltés és lejtőtörmelék (pliocén), 3 idősebb medencekitöltés és törmeléktakaró, 4 fiatal vulkáni kőzetek, 5 kristályos mész, 6 kristályos pala. 7 gránit, gneisz, 8 áttolódási vonal, törésvonal



## 2. A Rila-hegység morfológiai térképe

- 1 legfelső tönkszintek
- 2 mélyebb fekvésű felsőmiocén tönkszint
- 3 magasabb fekvésű felsőmiocén tönkszint
- 4 alsópliocén letarolási szint
- 5, 6 alsópliocén felhalmozódási szint
- 7 kárftülke
- 8 nagyobb morénák
- 9 fiatal denudációs lejtők és ismeretlen morfológiai terület

ezek az üledékek a Rodope keleti részében alig 100 m magasságban található, arra lehet következtetni, hogy a Rodope Ny-i része, elsősorban a Rila, fiatal a harmadkorban kiemelt tönk-röghegység. Erre lehet következtetni hegységünk és a korábban említett medencék egész formakincséből is. A bolgár geológusok és morfológusok véleménye szerint a Rila még napjainkban is kiemelkedően van.

A Rila-hegység tektonikája az egész Rodopéval megegyező, a hegység északi övezetében déli irányú variszkuszi gyűrődés mutatható ki.

Mivel a Rodope színorogenetikus fázisának legnagyobb hatása a Rilában volt, a régi letarolt tönkfelzínnek itt emelkedtek a legmagasabbra. Galabov (2) véleménye szerint a legfelső szint az alsó miocén tönkfelzín 2600 m magasságban fekszik, azután a felső-miocénkori lepusztulás szint 2200 m, a pontusi medencék és a hegyláblépcsők 1600 m, a levantei medencefenék és a hegyláblépcsők 1200 m magasságban helyezkednek el.

A Rila—Rodope gerinc övezetében *Kossmat* és *Oestreich* oligocén domborzat reliktumait látja, *Louis* (7) szerint a legnagyobb fokú kiemelkedés a Rilában a pliocén elején ment végbe.

A magasra, a pleisztocén hóhatár fölé kiemelt alsó-felsőmediterrán kori tönkfelzíneken a mai formákat az utolsó jégkori eljegesedés alakította ki. Az eljegesedés hatására a Rila tönkös röghegységének preglaciális arculata nagy mértékben átalakult. Mind a kb. 2600 m-en, mind a 2200 m magasságban elhelyezkedő tönkfelzín meglehetősen gyenge reliefenergiájú tönkszint volt, melyet csak a mélyen bevágott völgyek tagoltak. Ezt az unalmas, egyáltalán nem magashegységi arculatú felszínt alakította át a glaciális erózió változatos, glaciális formakinnccsel rendelkező magashegységgé.

Az eddigi kutatások alapján pleisztocénvégi (Würm) hóhatár a Rilában általában 2200 m-es középértékű volt. A középérték azonban igen nagy szélső értékekből tevődött össze. Ha u. i. részletes bolgár térképeken tanulmányozzuk a kárfülkék függőleges elhelyezkedését, megállapíthatjuk, hogy a Rilában egyes É-i fekvésű kárfülkék alja kb. 1900 m magasságban fekszik. *Louis* szerint a Rila ÉNy-i sarkában (Kriva Szoszpa) a legmélyebb károk 2170 m magasságban alakultak ki. A kárfülkékben *Louis* a hóhatárt általában 2100 m magasságban állapítja meg (7). Vannak azonban olyan 2300—2400 m-es magasságok, amelyek nem jegesedtek el, nincsen glaciális formakincsük, sőt azokat mállott gránittömbök takarják.

Ilyen pl. a 2300—2400 m magasán fekvő Kapatnik a Rila D-i részén. Itt tehát a lokális hóhatár magasabb volt. Több hasonló adatból meg lehet állapítani, hogy a lokális hóhatárkülönbségek az 500 m-t is elérték.

Hogy a Rilában magában is ilyen nagy hóhatárkülönbségek alakultak ki a pleisztocén folyamán, azt *Louis* azzal magyarázza, hogy a magas platón a hó aránylag kevés volt, és a szél elhordhatta a havat.

A mélyebb völgyekben és az északias lejtőkön a hó jobban felhalmozódhatott, s ezeken a helyeken a hóhatár alacsonyabb szinten alakult ki.

A Balkán-félszigeten a pleisztocén kori hóhatár Ny-ról K-nek erőteljesen emelkedett. A hóhatár magassága tehát nemcsak É—D-i irányban változott. A pleisztocén hóhatár az Adria mellett Albániában 1700 m-en, sőt Orjennél *Grund* (4) szerint 1400 m magasságban húzódott. Ennek a helyzetnek nyilvánvalóan az Adria környékének jóval csapadékosabb volta az oka. A pleisztocénben a csapadék a Balkán-félszigeten a jelenkori állapothoz hasonlóan Ny-ról K felé rendkívül csökkent.

Mivel a Rila-hegységben a pleisztocén hóhatár fölé emelkedő két legfelső és legidősebb tönkfelszín elég nagy kiterjedésű és kerekded tömeg volt, a kárfülkék nem dolgozhatták át teljesen a két legfelső tönkszínt. Az eredeti preglaciális felszínből maradtak a glaciális eróziótól érintetlen tönkszíntek, különösen a Rila D-i és Ny-i részén, a Központi Rilában azonban a jégkorszak előtti felszínből már csak az éles gerincen maradtak meg.

### *Glaciális völgyek*

A völgyek sugarasan minden irányban futnak le a Rila-hegység tömegét körülvevő medencék felé. Itt keletkezett az Iszker, Marica, Meszta és sok más vízfolyás forrásvidéke. Továbbá a nyugati irányú glaciális völgyekben sok víz igyekszik a Sztruma felé is. A völgyek legfelső része 2300—2400 m magasságban fekszik. A felső nagy völgyek lejtése aránylag enyhe, és csak a kis völgyek és a kárfülkék lejtői meredek.

A nagyobb völgyek már a preglaciálisban is megvoltak, ezek a völgyek a jégkorban gleccserekkel töltődtek fel. A gleccserek azután U-alakú glaciális völgyekké alakították át a jégkorszak előtti V-alakú eróziós völgyeket.

A Rilában csak az utolsó jégkori eljegesedés nyomait tudják egészen határozottan kimutatni. Feltételezhető, hogy a Riss-eljegesedés időszakában is végbement az eljegesedés a Rilában, de ebből az időből nincs elég megbízható adatunk. Sok a valószínűsége annak, hogy a Rilában azért nem találtak eddig még a Riss-eljegesedés biztos nyomaira, mivel, mint később bizonyítani fogjuk, a Rila-hegység a pleisztocén végén emelkedett ki jelentékenyen a hóhatár fölé. Továbbá a Würm eljegesedésnek a töbinél többszörösen hosszabb ideje alatt, a kisebb mérvű Riss-eljegesedés nyomai teljesen megsemmisültek. Itt az eljegesedés jellege különleges volt, egyik tiszta eljegesedéstípusba sem lehet besorolni. A Rilában ugyanis nemcsak a völgyek jegesedtek el és töltődtek ki gleccserjéggel, hanem több helyen a tönkök, fensíkok tetejét is jég borította. A jég azonban nem borította el őket annyira, mint a norvégiai fjeldek. Itt u. i. kevés volt a hó és sokszor azt is elhordhatta a szél. A 2600 m fölötti szinteken viszont a hó már állandóan megmaradt és firnesedett, de vastag jégtakaró képződésére itt sem került sor. Átmeneti típus alakult ki a norvégiai és a német középhegységi eljegesedés típusai között.

Az eljegesedés folyamán kialakult formák nem olyan változatosak, mint amilyen bőségben előfordulnak. Hosszú gleccservölgyek kis függővölgyekkel váltakoznak, melyekből sok helyen vízeséssel zuhannak le a posztglaciális vízfolyások (1. kép). A nagy gleccservölgyek, mint pl. a Beli Iszker, Levi Iszker, Rilszka Reka és a Marica völgye erőteljes glaciális eróziós tevékenységről tanúskodnak. Gleccsereik egészen 1100—1200 m magasságokig leereszkedtek. Ma már a jégkorszakban kialakult szép U-alakú formájukból sokat veszítettek. A gránit a Központi Rilában ugyanis erősen össze van töredezve, sok benne a litoklázis, ezért és a gránitnak különben is könnyen málló tulajdonsága miatt az eredeti U-alakú lejtő a posztglaciális óta a lavina-mozgás, lejtőomlás és mállás hatására lassan újra V-alakúvá változik. Különösen ott jellegzetes és gyors az átalakulás, ahol a gleccservölgyek igen mélyek voltak. Az átalakulás rendszerint inkább a völgyek középső és alsó szakaszán erőteljes. A gleccservölgyek a Központi Rilában a pleisztocénkori gleccserek gyökérövezete környékén csaknem mindenütt sekélyek. A norvég magas-

hegységek gleccservölgyeihez hasonlítanak. Lefelé haladva mély gleccservölgygé alakulnak át (alpi típus).

A Központi Rilában pl. a Rilszka Reka két sekély, 3—3 km hosszú gleccservölgyből ered. A két forráság egyesülése után egy 100 m magas konfluenciális lépcső alatt kezdődik a mély gleccservölgy. Ugyancsak hosszú sekély gleccservölgyben ered a Beli Iszker és a Levi Iszker Ny-i ága is. Csak egy-egy völgylépcső alatt folytatódnak mély gleccservölgyben. De van néhány olyan gleccservölgy is, amelyik mély völgyrészlettel kezdődik, ilyen pl. a Levi Iszker keleti ága, amely határozottan mély gleccservölgyben kezdődik és hatalmas kárfülkétől indul el. A sekély völgysszakaszok jelenlétének okát *Louis*,<sup>(7)</sup> a preglaciális domborzati viszonyokkal hozta kapcsolatba, amelyeket a gleccser csak még jobban »kihangsúlyozott«.

A Rilában tehát a gleccservölgyek nem tisztán alpi típusúak. A Beli Iszker U-alakú gleccservölgyében sokfelé fenék- és oldalmoréna szerű hordalékot lehet látni. Ezeknek az anyagoknak a szétválasztása azonban a lejtőkről lekerült mállott gránittörmelékektől igen nehéz. A málló felületű gránitsziklákról és hordalékokról ugyanis nehéz eldönteni, hogy az morénák vagy lejtőtörmelékek anyaga-e. Ugyanilyen okok miatt a stadiális morénagátakat sem lehet határozottan felismerni. Különbösen az említett völgyben a bolgár morfológusok három stadiális morénát és egy végmorénát vélnék felismerni (szóbeli közlés). Néhány helyen hatalmas gleccserkarcos gránitdarabokra lehet akadni. Ez a jelenség itt azonban elég ritka, mert a gránit erősen mállik és az eredeti gránitfelszín hamar elpusztul.

A gleccservölgyekben sok helyen nagyon szép gleccsertülmélyítéseket, glinttavakat, kis zuhatagokat figyelhetünk meg. A völgyfenéken a posztglaciális patakok rengeteg hordalékot, gránitgörgetegeket halmoztak fel. Úgyhogy kisvíz idején a patakok víze sokszor a saját törmelékük alatt teljesen eltűnik.

A Sztálin-csúctól É-nak lefutó Sztálin—Bisztrica patak völgye aránylag elég széles gleccservölgy és benne a morénák elég jól megmaradtak. Boravectől (1350 m) a völgyben felfelé haladva 1400 m magasságban elérjük a végmoréna anyagát. Azután 1600 és 1900 m magasságban stadiális morénák jelentkeznek. Közvetlenül a Sztálin-menedékháznál, 2400 m magasság fölött egy újabb morénagát képződött, amelyet a bolgár morfológusok ugyancsak stadiális morénának vélnék. Ez a végmoréna azonban alig párszáz méterre fekszik a gleccservölgy gyökerét jelentő hatalmas kárfülkétől, közel a menedékházhoz, és a moréna után közvetlenül a teknővég helyezkedik el (2. kép), ahonnan a tulajdonképpeni gleccser kiindult. Ebből következik, hogy minden valószínűség szerint a hordalékanyag a kármedence elvégződésénél fölhalmozódott morénaanyagból maradt vissza. Véleményem szerint tehát a végmorénagát és a két stadiális belső moréna a Würm három előnyomulás fázisának emlékét őrzi.

### *Kárfülké<sup>1,2</sup>*

Ahol hegységünk csak gyengén emelkedett a hóhatár fölé, ott az eljegesedés számára, firn képződésére a legalkalmasabb területek a hóhatár fölé nyúló félköralakú, szélvédte, árnyékos eróziós völgyfők voltak. Ezekben halmozódott fel a hó és ott csonthóvá fagyott össze. Az eróziós völgyfő azután fokozatosan kárfülkévé alakult át. Ezekből a hóhatár fölé alig felkapaszkodó kis kárfülkékből a legtöbb esetben gleccser nem is nyúlt

lefelé, hanem mint kárembriók hátráltak, mélyültek és bennük esetleg csak kis kárgleccserek keletkeztek.

A kárembriók, kárfülkék, kárgleccserek nyomai szépen sorakoznak a nagyobb glaciális völgyek, a Beli-, Levi Iszker, Rilszka Reka, Meszta völgyének 2400—2600 m magasságot elérő oldalajtóin függve a fővölgy fölött. Rendszerint az É felé tekintő völgyek oldalain fejlődtek ki szépen, de a Beli Iszker völgyében a K felé tekintő oldalakon is. Néhány közülük kis firngyűjtővel is rendelkezett és olyan nagy volt, hogy függőleccsért szállíthatott a nagy völgyleccserbe, pl. a Sztálin-csúctól Ny-ra a Preka völgye (1. kép).

Mivel a Központi Rilát a jégkorszak előtti völgyek erősen tagolták, a völgyfők és a völgyoldalak enyhén emelkedtek a hóhatár fölé, és a völgyfőkben és a völgyoldalokon fejlődésnek indult kárvölgyek és kárfülkék hátrálása különösen gyors volt. A hóhatár környékén ugyanis gyakran váltogatta egymást a fagyás és olvadás, a hőmérséklet az év folyamán sokszor ingadozott 0 °C körül, és így a kifagyás igen erőteljes lehetett. Ezen a réven a Központi Rilában a fővölgyek között a jégkorszak előtti enyhén hullámos legmagasabb tönkfelszint a kárfülkék fokozatos hátravágódással csaknem teljesen felszabdalták. A völgyek közötti egykori tönkfelszínből így alig maradt meg valami. Jórészt csak tarajos gerincek és kiálló, károktól körülragott *kárcsúcsok* tanúszkodnak a preglaciális tönkfelszín egykori jelenlétéről. Más a helyzet a Rila Ny-i és D-i részében, ahol a jégkorszak előtti legfelső tönkfelszín nagyobb kiterjedésű, egységesebb volt és a völgyek sem szabdalták fel annyira, mint a Központi Rilában. Ezekben a területeken azután a tönkfelszint a kárfülkék nem tudták annyira feldarabolni. A tönknek terjedelmes részletei maradtak meg épen, éppen úgy, mint a Déli-Kárpátokban a Retyezátban és a Parengben.

A Rilában a keletkezésükre nézve kétféle típusú kárfülkék mindkét fajtája megtalálható. A jégkorszak előtti eróziós formákból keletkezett *völgyi károk* és a *hóhatárkárok*, amelyek a hóhatár környékén kifagyással és hóerózióval képződtek. Az utóbbi típusú kárfülkék a fővölgyek oldalain nagyon elterjedtek.

A fővölgyek gyökérövezetében a völgyfők kárfülkéi nagyok és mélyek. A Sztálin-csúctól É-ra lefutó Sztálin-Bisztrica patak völgyfőjénél levő kárfülke homlokfala közel 400 m magas (3. kép). Ez a völgyfő már a cirkusz benyomását kelti. A kárvölgy fenéke nagyon egyenetlen, rengeteg törmelék borítja, és a kárfülke fenékmoréna anyagában (2400 m fölött) három kis *kártó* helyezkedik el. Magasabb szintben több kisebb kárfülke nyílik még a fő kárfülkékből, ezekbe is kártavak telepedtek (4. kép). A legmagasabb kártó kb. 2700 m magasban van közvetlenül a Sztálin-csúcs alatt. Az egymásba olvadt szomszédos kárfülkék között gyönyörű *kárterraszok* alakultak ki. Éppen a Sztálin-csúcs alatt láthatunk lépcsősen elhelyezkedő kárterraszokat. Ezek az úgynevezett *kárlépcsők* minden kétséget kizáróan igazolják a Rilának még a felső pleisztocénban is végbement szakaszos kiemelkedését. Az a tény, hogy a Sztálin-csúcs É-i oldalán levő kárlépcsők a Rila hegység fiatal pleisztocén kiemelkedését tanúsítják, arról is felvilágosítást nyújt, hogy miért nincsenek a Rilában idősebb glaciális nyomok. A pleisztocén elején a Rila ugyanis még nem emelkedett az állandó hóhatár fölé. A hóhatár magasságát csak a pleisztocén vége felé érte el. A különböző szinten elhelyezkedő kárfülkék magasságkülönbsége a Sztálin-csúcs alatt több mint 300 m-t ér el. Ha az emelkedés a Würm folyamán nem is tett ki 300 m-t, mindenesetre jellemző adat és abból



következtethetünk az egész pleisztocén folyamán végbement hatalmas méretű kiemelkedésre.

A kárfülkékben elhelyezkedő kis kártavak vize egymással összeköttetésbe kerül. Vízük lefelé csordogál. A Rilára nagyon jellemző, hogy még ma is sok a kártava (kb. 100).

### *A glaciális formák pusztulása*

A Sztálin- és a Dimitrov-csúcsot egymással egészen éles karéjos gerinc köti össze. Ez a gerinc két ellentétes irányból hátravágódó kárfülke homlokfalából alakult ki és így a lealacsonyodás szemmel látható (5. kép). Hatalmas gránitlavinák és kőfolyások ereszkednek le mind É-i mind DK-i irányban. Az eljegesedés után a kárfülkék képződése és hátrálása ugyan megszűnt, de a kárfülkék formája azért nem maradt változatlan.

A meglehetősen repedezett, sok litoklázissal átszótt gránitban a károk a normális denudáció hatására is igen erősen átalakulnak, pusztulnak. A kárfülkék falán *lavinák* szánkáznak le, a kevésbé meredek lejtőket *kőfolyás* pusztítja (6. kép), sőt nem egy esetben *kisebb hegyomlások* révén hatalmas sziklatömbök és törmelékanyag figyelhető meg a károk fenekén. A törmelékanyag távolról a suvadás koporsójához hasonló formát mutat. »A hegyomlás« jelenlétét különösen a magasabb kárteraszokon lehet megfigyelni. A hegyomlások hatására az eredetileg homorú kárfalak ma már sok esetben egyenes törtlejtőkkel alakultak át. A kárfalak legfelső részére az omlások a jellemzők, azután a ferde egyenes lejtőoldalon a lavinafolyások (7. kép). A lavinák a gleccservölgyek oldalaira is jellemzőek, azok U-alakja a lavinák hatására alakul át lassan V-alakú eróziós völgyekké (8. kép).

Különösen a fővölgyek fölött nyíló kárfülkék alakulnak át gyorsan. Itt ugyanis a kárfülke fenékpereme és a posztglaciális gleccser völgytalp között igen nagy a szintkülönbség. Több száz méter is lehet.

Az átnyergelések, résnyergék keletkezése is gyakori. A Beli Iszker völgy és a Sztálin-Bisztrica völgy É—D-i irányban egymással párhuzamosan fut. A Sztálin-csúcstól É-ra több ilyen átréselődés van a Beli Iszker felé. A magas kártavak lecsapolása (lefejezése) ilyen résnyergeken keresztül fog megtörténni a Beli Iszker felé.

A Marica völgyfője is elég merőlegesen közelíti meg egyik hátráló kárfülkéjével a Beli Iszker völgyét. Itt is több kisebb résnyereg képződése van folyamatban. A résnyergék hatására a Beli Iszker, Sztálin-Bisztrica és a Marica völgyfője közötti gerinc meglehetősen hullámos és a Sztálin-csúcs környékén nagyon éles.

A Rilában az erdőhatár fölött a normális lejtők letarolásában elég jelentékenyen részt vesz a *magashegységi szoliflukció*, továbbá a szoliflukcióhoz hasonló felszínletaroló folyamat, a törmelék és málladéktakaró lassú mozgása. E folyamatok sokkal lassabban mennek végbe, mint a fentebb leírtak, mégis hosszú időn keresztül hatva, nagymennyiségű törmeléket tudnak leszállítani. A normális lejtők déli, délkeleti oldalán a málladéktakaró lassú mozgása figyelhető meg. A csupaszból gránitfelszín ugyanis hamar elmállik s azon 30—40 cm vastag málladéktakaró keletkezik, melyen idővel gyeppel telepszik meg. A csapadék a laza, daraszerű mállott grániton könnyen átszivárog és nem a felszínen, hanem az el nem mállott grániton, a gyepszint alatt csordogál lefelé,

s ha az elmállott gránitanyag erősen átnedvesedik, a nehézségi erő hatására lassan szintén mozog a lejtő irányában. Sok helyen 0,5—1 m magas, a szintvonalakkal közel párhuzamos kidudorodások és a gyepszint megszakadása már messziről mutatja ezt a folyamatot.

#### *A Rila felszínformái kialakulásának rövid összefoglalása*

A főtömegében gránitból felépített Rila-hegység mai morfológiai formakincsének kialakulását az oligocén végéig tudjuk követni. Több kutatónak (*Kossmat, Oestreich, Wilhelmy*) az a véleménye, hogy a nyugatbulgáriai hegységek csúcshintje az oligocén végéről származó felszín maradványa. A felső kb. 2600 m magasságban elhelyezkedő denudációs szint *Galabov* szerint alsómiocénkori tönk emlékét őrzi és megfelel a *Wilhelmy*től Nyugat-Bulgáriából, Balkán-hegységből leírt *Csalove*-szinttel. A Rilában azonban a nagy viszonylagos és abszolút magasság miatt eléggé fel van már darabolódva. Ez a szint a Déli Kárpátokban de Martonne »Borescu« felszínével megegyező.

A Rila alsó 2200 m denudációs szintjét *Galabov* felső miocén korúnak tartja. Ez a szint a Rila és Rodope fő tönkfelszíne. Jobb megmaradású, mint a felső, *Csalove* szint. A tönk É-i peremét a felső miocén után töréses tektonikus mozgások érték. Egyes darabjai a mai medencefenéig — pl. a Szófia-i medence — süllyedtek le. A Rilának ezt a tönkfelszínét a Balkán-hegység *Vracsanszka* szintjével és a Déli-Kárpátok »Riu Ses« felszínével állíthatjuk párhuzamba. Az utóbbi két helyen ez a tönkszint természetesen alacsonyabban fekszik, a kiemelkedés ugyanis a Rilában volt a legnagyobb.

E két utóbbi nagykiterjedésű lepusztulásszint alatt következnek a 1600 m magas pontusi medencesorozat és hegyláblépcső, azután az 1200 m magasságban elhelyezkedő levantei medencefenék és hegyláblépcső. A Rilában az utóbbi két szint csak a hegységperemeken fejlődött ki. Ezek a szintek inkább a Balkán-hegységre jellemzők. A Rilában tehát a fiatalabb kiemelkedések idején csak a letört medencesüllyedékek és hegyláblépcsők mutathatók ki. A pliocén folyamán végbement lepusztulás nem tudott erőteljes tönkfelszínket kialakítani. A mai felszín arculatára a pleisztocénkori eljegesedés sajátos glaciális formakincse vésődött be és az a Rilában nyomta leginkább a két felső szintre bélyegét.

#### IRODALOM

1. *Boncsev E.*: Bulgária tektonikájának alapjai (bulgárul).
2. *Galabov I.*: Bulgária rövid természeti földrajzi jellemzése (bulgárul). Mindegyik megjelent Szófiában a Geológiai és Bányakutató Igazgatóság évkönyvében 1946.
3. *Gelley I. F.*: Beobachtungen und Betrachtungen zur Morphologie West-Bulgariens. Zeitschrift. f. Geomorpholog. VII. 1932.
4. *Grund*: Beiträge zur Morphologie dinarischen Gebirges. Geogr. Abhandl. Mrs. v. Penck, A. IX. H. 3. Leipzig 1910.
5. *Isirkov*: Bulgária. 1916 Budapest.
6. *Klebersberg R.*: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien., 1948.
7. *Louis H.*: Morphologische Studien in Südwest-Bulgarien. Geogr. Abhandl. 3. Reihe, H. 2, Stuttgart 1930.
8. *Oestreich K.*: Beobachtungen über Rumpfflächen und Erosionsstadien im Iskergebiet. In Recueil de Travaux offert a M. Jovan Cvijic Beograd 1924.
9. *Penck. A.*: Geologische und geomorphologische Probleme in Bulgarien. Der Geologe 1925.
10. *Wilhelmy H.*: Die Oberflächenformen des Iskergebietes. Museum für Länderkunde. Leipzig 1932.



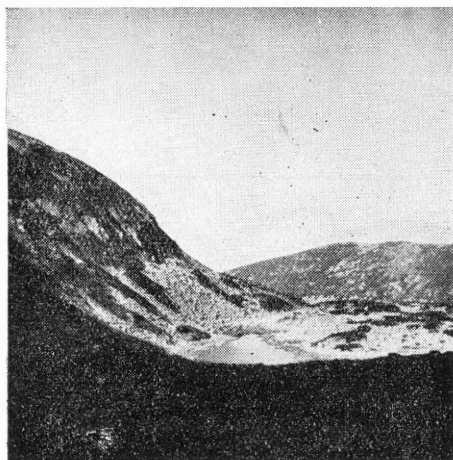
1. A Központi Rila a Sztálin-csúcsról, nyugat felé nézve. Előtérben a Beli Iszker völgye, egy beléje torkolló függő gleccservölgygel



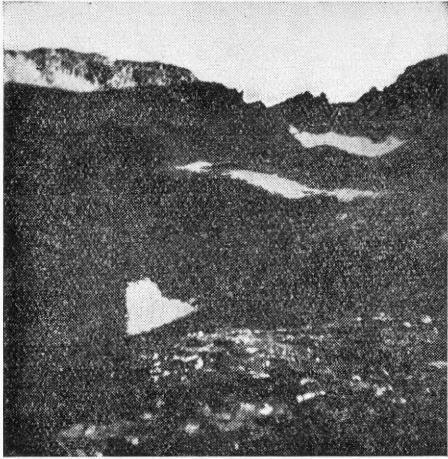
2. A Sztálin-Bisztrica völgy felső része. A menedékház előtt két kártó látható a lefolyásával együtt. A ház mögött a növényzet sötét foltja szépen jelzi a moréna anyagát



3. Kárfülke. A Sztálin-Bisztrica-patak völgyfőjénél kb. 2400 m magasan, a Sztálin-csúcs alatt



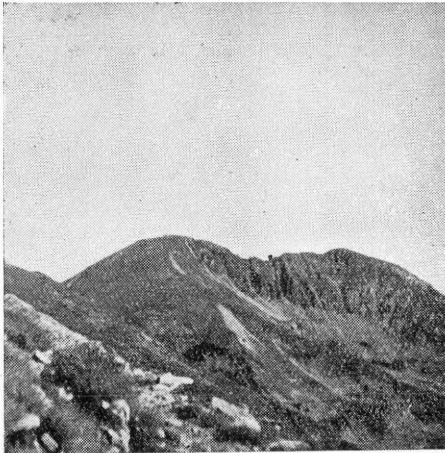
4. Kártó, 200 m-rel a Sztálin-Bisztrica kárfülke (3. kép) fölött 200 m-rel függő kárlépcső



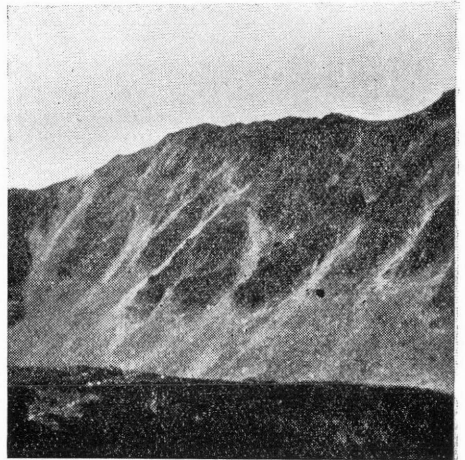
5. Kárfülke a Sztálin-csúcs alatt 2700 m magasságban



6. Kőfolyás a kárfülke falán



7. Pusztuló kárfülke



8. Kőlavina utak a gleccservölgy oldalán