

LUCRARILE

STAȚIUNII „STEJARUL“

GEOLOGIE — GEOGRAFIE

EXTRAS

1972 — 1973

PROBLEMA TERASELOR DE CRIOPLANATIE DIN MASIVUL CĂLIMANI

IONIȚĂ ICHIM

În modelarea reliefului masivului Călimani procesele periglaciare au jucat un rol deosebit de important. Acest fapt a fost arătat, deja, cu ocazia unor cercetări anterioare (I. Sîrco, 1964; Naum, 1967, 1970), dar remarcăm că problema teraselor de crioplañație a fost mai puțin studiată, deși ele constituie o caracteristică principală a morfologiei periglaciare de aici.

În vara anului 1971 am făcut unele observații asupra fenomenelor periglaciare din acest masiv, pe baza cărora prezentăm câteva considerații asupra teraselor de crioplañație.

Termenul de crioplañație a fost introdus de K. Kryvan (1946), prin el înțelegîndu-se „nivelarea unei suprafețe prin acțiunea proceselor criogene”. Socotim, însă, că, definiția noțiunii de crioplañație este dată mai cuprinzător de J. Demek (1967), care arată că ele „sînt forme de denudație în roca dură, create prin acțiunea complexă a proceselor criogene (în special, dezagregarea, solifluxiunile, etc.) și apelor curgătoare (mai cu seamă șiroinea) în zona morfoclimatică nivală și subnivală”.

Există dovezi că Masivul Călimani, cel puțin în ultimele două perioade reci ale pleistocenului (Riss și Würm) se afla aproape în întregime în aria condițiilor de climă periglaciară. Mai mult, se consideră de către unii cercetători că a existat și un etaj nivo-glaciar, ceea ce este un argument în plus pentru a presupune că în acest masiv au fost condiții deosebit de favorabile fenomenelor de crioplañație. Astăzi, datorită înălțimilor de peste 2000 m (vf. Pietrosul, 2102 m), munții Călimani se caracterizează prin temperaturi medii anuale de -2° , în zonele înalte, iar izoterma anuală de 0° se situează la cca 1.500-1.600 m. Rezultă că și în prezent pot avea loc fenomene criergice, dar nu mai ating ca amploare pe cele din pleistocen.

În afară de condițiile climatice, prezența platoului vulcanic cu înclinare generală de glacis, constituie un element important care a fa-

vorizat fenomenele de crioplaneție. În acest context, discontinuitățile de pantă ale platoului, marcate prin taluzuri sau mici abrupturi, cu înălțimi între 2-8 m și mai mult, nu pot fi interpretate simplist ca fiind de natură structural-litologice, fapt care, nu de puține ori, în explicarea formelor elementare structural-litologice este omis.

În sfârșit, în analiza teraselor de crioplaneție din acest masiv trebuie să ținem cont că alcătuirea litologică este dată de lave andezitice și aglomerate vulcanice, ceea ce implicit s-a răsfrânt diferențiat în morfologia formelor de care ne ocupăm.

În anumite stadii de evoluție a teraselor de crioplaneție, participarea individuală a fiecărui proces (nivație, gelifracție, solifluxiuni, șiroire, acțiunea vântului, etc.) este diferită. Astfel, se consideră că într-o primă etapă, nivația și gelifracția dețin un rol de prim ordin, apoi intervin procesele care asigură transportul efectiv al materialului de dezagregare (solifluxiunile, șiroirea, etc.) și în sfârșit, într-o etapă ulterioară, acțiunea care se pune cel mai bine în evidență este acțiunea vântului.

Referindu-ne la situația concretă pe care o analizăm, trebuie să precizăm că în majoritatea cazurilor terasele de crioplaneție sînt forme relict, modificate în evoluția postpleistocenică, evoluție în care procesele periglaciare nu au mai cunoscut o intensitate așa de mare.

Terasele de crioplaneție sînt mai bine reprezentate în zona platoului de lave. La o primă observație, foarte multe terase par a se găsi în ultimul stadiu de evoluție, și anume în faza cînd nișele de nivație¹ sînt mărginite spre amonte de un taluz cu tendință de transformare în abrupt în roca în loc (fig. nr. 1). Este însă foarte probabil că aceste taluzuri au derivat din vechi abrupturi, pleistocene, care au fost estompate printr-o evoluție ulterioară cînd dezagregarea a scăzut în intensitate. Faptul că în multe situații baza acestor taluzuri este îngropată în grohotișuri de mai mulți metri grosime, care sînt fixate, poate constitui o ilustrare a celor afirmate. Exemplificăm în acest sens, unele terase din zona platoului Rătițiș. De asemenea, condițiile geologice au împus și ele o anumită diferențiere în fizionomia abrupturilor de care ne ocupăm. Astfel, în zona Măierș-Tămău, apariția masivă a aglomeratelor vulcanice a fost mai puțin favorabilă dezvoltării unor forme de amploare, iar taluzurile și abrupturile sînt totdeauna mai „greoae“.

1) Nu avem în vedere nișele ca forme asemănătoare celor create prin acțiunea ghetarilor de cuib.

O largă răspîndire o au terasele de crioplanăție în care suprafața orizontală este mare, pînă la peste 150 m lungime, iar abruptul mai bine evidențiat (fig. 2). Înclinarea podului acestor terase variază în medie între 4-12% (fig. 2, 3). Asemenea terase pot fi văzute între Rătițiș și Drăguș, unde nu de puține ori, se poate observa că abruptul în roca în loc apare într-o structură conformă cu înclinarea generală a platoului (fig. 1). Faptul în sine reprezintă o ilustrare concludentă a rolului crioplanăției în formarea discontinuităților de pantă ale platoului, discontinuități considerate de către unii cercetători, în exclusivitate ca forme structural-litologice. În cazul abrupturilor pe structuri conforme cu înclinarea platoului se constată o evoluție mai rapidă; materialul de dezagregare se desprinde prin „lunecare” care continuă

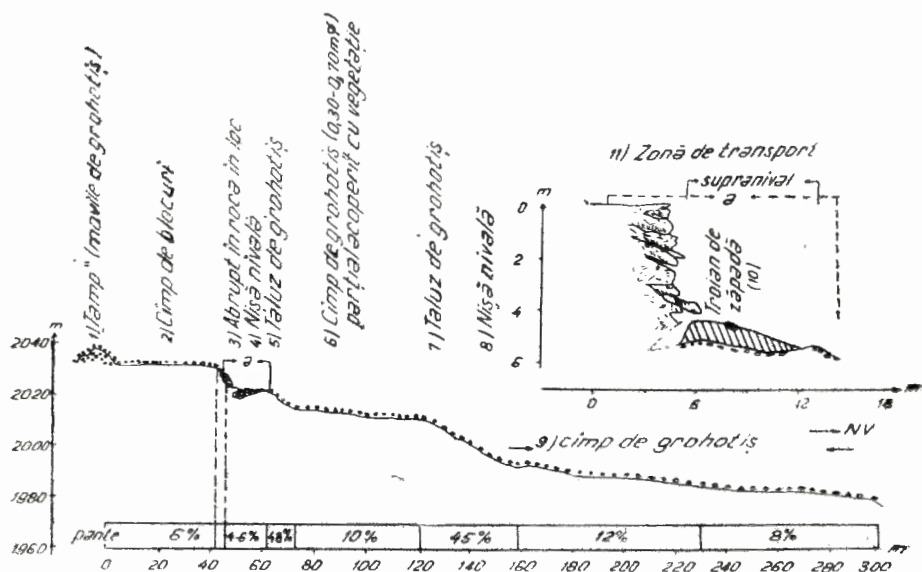


Fig. 1. Profil geomorfologic în zona Platoului Rătițiș.

Fig. 1. Profil géomorphologique dans la zone du Plateau Rătițiș.

1. „Tamp”; 2, 6, 9. Champ d'éboulis, partiellement fixé par la végétation; 3. Éscarpe­ment dans la roche en place; 4, 8, niche nivale; 5, 7. taluz d'éboulis; 10 mon­ceau de neige; 11. zone de transport supranivale.

pe zăpada înghețată din baza abruptului (transportul supranival) (fig. 1, 3). Abrupturile pot fi urmărite pe lungimi apreciabile, pînă la 100-120 m, și mai mult, iar înălțimile lor ating în zona centrală 3-6 m și scad spre extremitățile frontului terasei, pînă la cîțiva zeci de cm. În plan orizontal, abrupturile înscriu un larg arc de cerc spre aval.

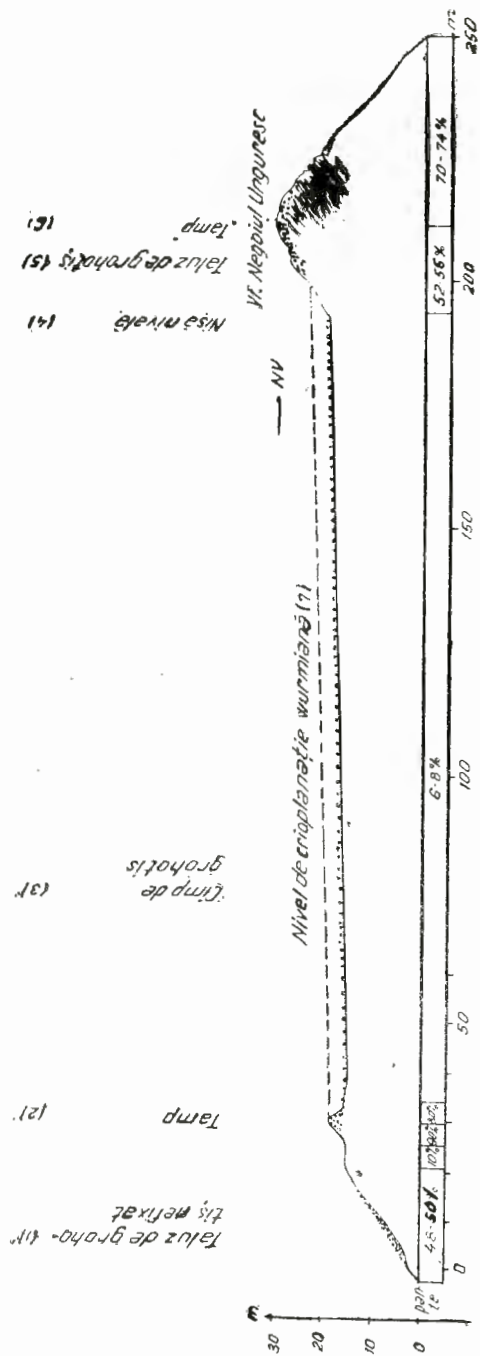
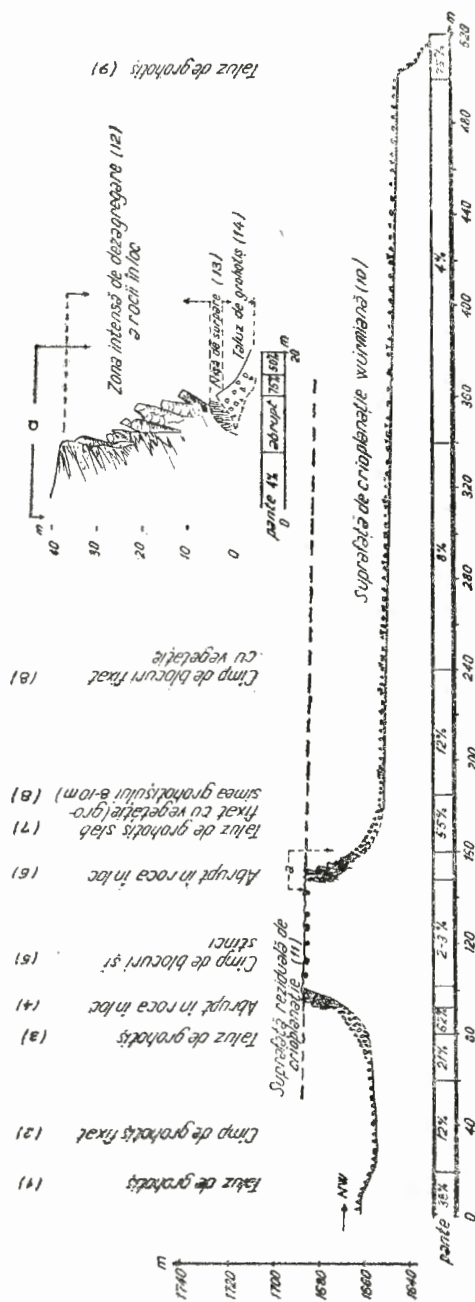


Fig. 2. Profil geomorfologic în zona Neagoiului Unguresc.

Fig. 2. Profil geomorphologique dans les environs de Neagoiu Unguresc.

1, 5, talus d'éboulis fixé; 2, 6, "Tâmp"; 4, niche nivale; 7, Niveau de cryoplanation d'âge wurm.



În afara exemplurilor menționate, mai arătăm că terasele de crioplanatie cunosc o dezvoltare de amploare și în ozna Neagoiului unguresc.

În foarte multe cazuri retragerea unor abrupturi opuse au dus la detașarea de martori de crioplanatie, fie sub formă de virfuri piramidale (virful Pietrosul poate fi interpretat și el în acest context) fie sub forma unor virfuri înecate în grohotișuri, așa numitelor „*tamp-uri*” (grămezi de grohotiș). Asemenea forme le găsim mai frecvent între virfurile Rătitiș și Călimănel. Ele oferă o bază reală de reconstituire a unor suprafețe mai vechi, aparținând poate altor etape de crioplanatie, și de ce nu chiar resturi ale unor suprafețe terțiare. Astfel, în zona Drăguș se observă clar că fenomenele de crioplanatie au dus la detașarea unei vechii suprafețe, care a rămas „*suspendată*” la 30-40 m deasupra actualei suprafețe generale a platoului. În legătură cu distrugerea acestui platou, prin procese de crioplanatie, se observă că și în zilele noastre abrupturile continuă fenomenul de retragere, retragerea mai intensă fiind cea a versantului nordic.

Referindu-ne în continuare la retragerea abrupturilor prin fenomene de crioplanatie, credem că poate fi menționat ca foarte interesant fenomenul „*detașării*” în partea superioară a buzei craterului Călimanilor a unei prispă (fig. 4) largi de 30-40 m și mai mult. De altfel, prezența în câteva cazuri a unor martori de crioplanatie între aceste prispă interioare și suprafața platoului poate constitui un argument pentru cele afirmate de noi.

Dacă pentru formarea abrupturilor participarea gelifracției, a surpărilor și transportului supranival sînt considerate pe primul plan, în ceea ce privește formarea cîmpurilor de terasă, în situația de fapt, se pare că rolul principal l-au avut așa numitele solifluxiuni pietroase. Din păcate nu se pot reconstitui limbi de solifluxiuni și alte forme de acumulare date de aceste procese, dar credem că o serie de văi mici, seci, cu lățimi pînă la 30-40 m și adîncimi în jur de 1,5-3 m pot fi considerate ca fiind generate de solifluxiuni. Transportul materialului din masa grohotișurilor a fost asigurat de scurgerea subnivală și subsuperficială, așa numitul fenomen de „*piping*” (prezent și astăzi).

În ceea ce privește acțiunea vîntului, ea a fost remarcată cu prisosință cu ocazia cercetărilor anterioare (I. Sîr cu, 1964; T. Naum, 1967, 1970). Ea se înscrie în complexul proces de crioplanatie, ca un agent cu maximă acțiune în ultimul stadiu de evoluție a formelor de care ne ocupăm. Este vorba de suprafețele de culme de crioplanatie caracterizate prin prezența a numeroși martori de gelifracție și eroziune eoliană. Credem de altfel că relieful rezidual numit „*Doisprezece apostoli*”, ca și cel din zona Măierîș-Tămău, reprezintă un astfel de stadiu al crioplanatiei din masivul Călimani.

Observațiile făcute asupra fenomenelor de crioplanatie și suprafețe de culme de crioplanatie din masivul Călimani ne-au dus la următoarele concluzii :

— suprafețele de crioplanatie sînt reprezentate prin terase de crioplanatie și suprafețe de culme de crioplanatie, primele avînd o mai



Foto 1. Troian de zăpadă într-o mică nișă nivală.
Monceau de neige dans une petite niche nivale.

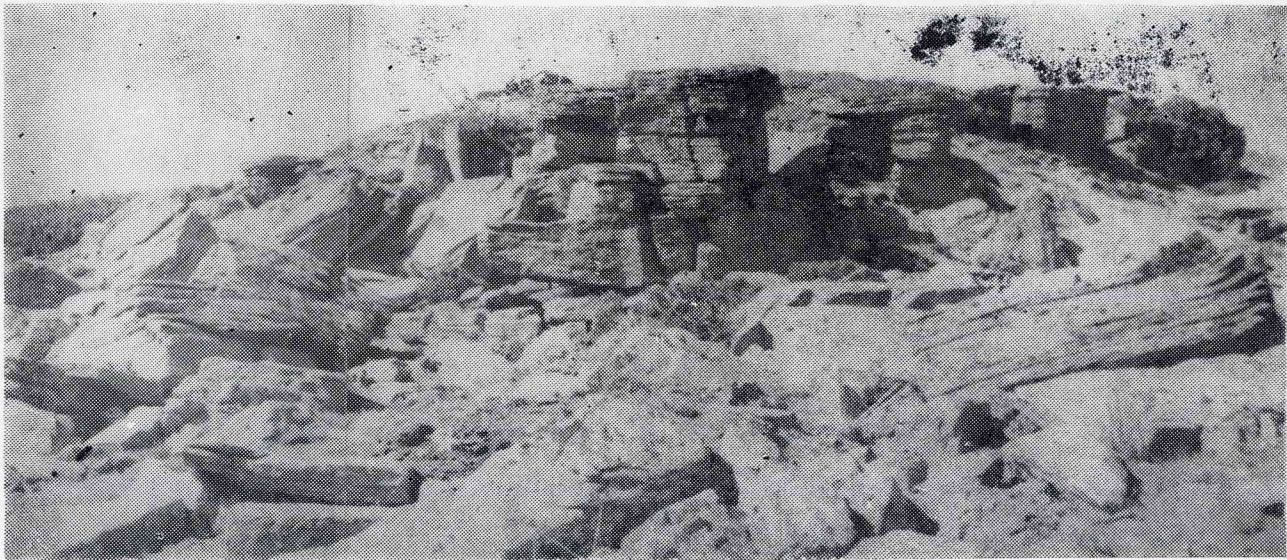


Foto 2. Abrupt de terasă de crioplañație.
Escarpement de terrasse de cryoplanation

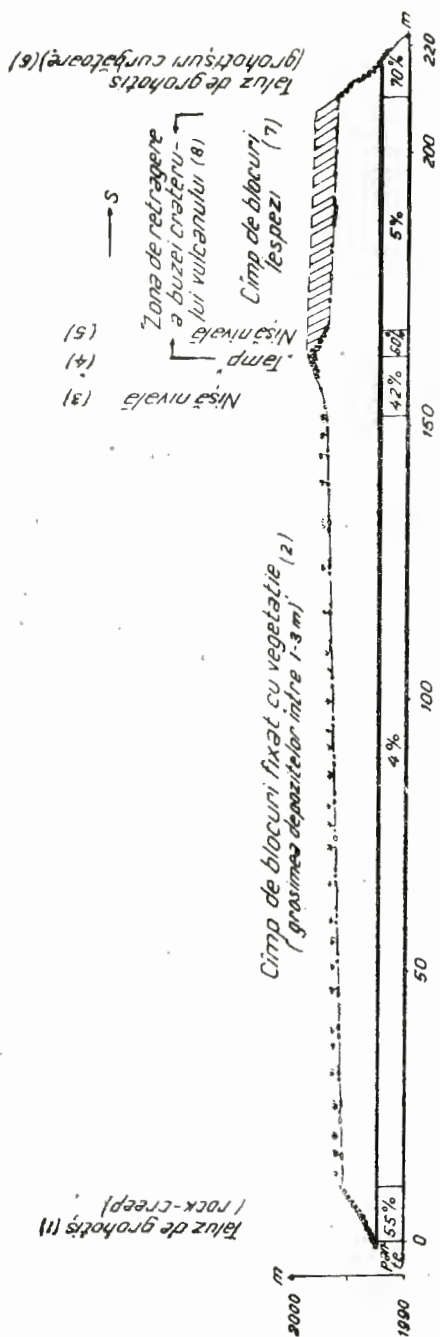


Fig. 4. Profil geomorfologic în zona Pietrosului.

Fig. 4. Profil géomorphologique dans les environs du sommet Pietrosul.

- 1, 6. Talus d'éboulis avec les processus de creep (rockcreep); 2, 7. Champ de blocs;
 3, 5. Niche nivale;
 4. "Tamp",
 7. "Cimp de blocuri".

mare dezvoltare în zona Rătițiș-Drăguș-Negoiul Unguresc, iar celelalte au o răspîndire aproape generală în zona buzei craterului, evidențindu-se zona „Doisprezece apostoli” ;

— unele vîrfuri din zona superioară a platoului pot fi interpretate ca martori de crioplañație, iar numeroasele aglomerări de grohotișuri și blocuri, în general (grămezi de pietre) sau așanumitele „tamp-uri” reflectă faze de maximă intensitate a crioplañației ;

— pe baza formelor reziduale (vîrfuri piramidale, coloane, stînci singuratiche, chiar platouri suspendate, etc.) pot fi reconstituite vechi suprafețe de crioplañație, putîndu-se vorbi în acest sens de un nivel inferior de 6-10 m altitudine relativă, față de suprafața generală a platoului actual și un nivel superior de 20-40 m (primul nivel poate reprezenta, credem, wûrmianul sau un stadial al acestuia, al doilea nivel, dată fiind altitudinea și mărimea platoului suspendat — Paltoul Drăguș —, poate reprezenta o suprafață de crioplañație rissiană.), ceea ce ne-ar permite să presupunem grosimea stratului de rocă înlăturat în această perioadă de pe platoul Călimanilor ; o astfel de reconstituire se poate face nu numai pe suprafața platoului ci și pe unele interfluvii ce coboară dinspre paltoul central, sau de pe buza craterului, cum se poate vedea pe interfluviul ce coboară din vîrfurile „Doisprezece apostoli” spre valea Gura Haitei.

BIBLIOGRAFIE

- DEMEK, J., 1968, *Cryoplanation terraces in Yacutia*. Biul. Pergl. nr. 17, p. 91-116.
 DEMEK, J., 1969, *Cryogene processes and the development of cryoplanation terraces*. Biul. Perigl., nr 18.
 NAUM, TR., 1970, *Complexul de modelare nivo-glaciara din masivul Călimani*. An. Univ. București, Geografie, anul XIX.
 SÎRCU, I., 1964, *Cîteva precizări în legătură cu glaciațiunea cuaternară din Carpații Orientali românești*. Natura, nr. 3, București.

LES PROBLÈME DES TERRASSES DE CRYOPLANATION DU MASSIF CĂLIMANI

R É S U M É

Le Massif Călimani fait partie du groupe de montagnes volcaniques des Carpathes Orientales. Il présente des hauteurs dépassant 2000 m, atteignant le maximum de hauteur au sommet de Pietrosul (2102 m).

Dans les conditions du climat du pléistocène, dans ce massif a eu lieu un modelage périglaciaire, selon l'avis de certains spécialistes glaciaire aussi, concrétisé, dans un relief complexe, où les formes de cryoplanation occupent une place importante. Dans les conditions climatiques actuelles (moyenne annuelle de la température : -2° dans la zone haute, isotherme de 0° située à 1500-1600 m altitude absolue) ont aussi lieu des phénomènes cryergiques, sans atteindre pourtant l'ampleur de ceux du pléistocène.

L'étude des terrasses de cryoplanation et des sommets de cryoplanation a abouti aux conclusions suivantes :

— les surfaces de cryoplanation sont représentées par terrasses de cryoplanation et des sommets de cryoplanation, les unes situées surtout dans la zone Rătiș-Drăguș-Neagoiu Unguresc, les autres répandues généralement dans la zone située au bord du cratère évidents surtout dans l'endroit nommé „*Les douze apôtres*“;

— certains sommets de la partie supérieure du plateau peuvent être interprétés comme témoins de cryoplanation et les nombreuses agglomérations d'éboulis et de blocs, detas de pierres, en général, ou les „*tamps*“, reflètent la phase d'intensité maximum de la cryoplanation ;

— à partir des formes résiduelles on peut reconstituer deux niveaux de cryoplanation (de 6-10 m et de 20-40 m (le Würm et probablement Riss).