

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA

AGR

**REVISTA
DE
GEOMORFOLOGIE**

2

Dr. Răducan

București, 2000

CORINT

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

vol. 2

2000

CUPRINS

Conferința Carpato-Balcanică de Geomorfologie / Carpatho-Balcanic Conference of Geomorphology Orșova, 11–17 octombrie 1998

LUCIAN BADEA, *Necesitatea cooperării în cercetarea geomorfologică a sistemului orografic carpato-balcanic* / 5

Evoluția geomorfologică a spațiului montan / Geomorphological Evolution of the Mountain Area

G. ALEXIEV, *The Role of Intense Destructive Taphrogenesis in Shaping the Morphostructural Pattern of Bulgaria's Territory* / 9

JAN LACIKIA, *Condition of the Neogene Planation in the Western Carpathians* / 15

SORIN ROATĂ, *Gravitational Landforms on Limestone Slopes of the Western and Central Part of the Southern Carpathians* / 25

PETRE URDEA, FLORIN VUIA, *Aspects of Periglacial Relief in the Parâng Mountains* / 35

Procese geomorfologice actuale / Present-day Geomorphological Processes

OCTAVIA BOGDAN, *Climatic Variables in the Present-day Modelling of the Southern Carpathians* / 41

MARIAN ENE, MARIAN MARIN, GHEORGHE CURCAN, *The Landslide of Svinița* / 49

ELENA NICULESCU, *Types of climate in the Southern Carpathians and their impact on the relief* / 51

MIRCEA VOICULESCU, *The morphodynamic Potential of the Cryonival Level in the Făgăraș Massif* / 59

Aspecte de mediu cu importanță pentru relief / Environmental Aspects Related to the Relief

MALGORZATA PIETRZAK, *Land Use Change since the Neolithic Period in the Marginal Zone of the Carpathian Foothills* / 67

CONSTANTIN SAVIN, VIORICA TOMESCU, VASILE PLENICEANU, *The Impact of Waste-Heaps on the Relief Morphology. Study-case of Bumbești-Jiu Town* / 71

LINHUA SONG, *The Ecological and Environmental Problems and their Harnes in Karst Areas, South China* / 79

- RĂZVAN OPREA, BOGDAN MIHAI, *Some Geomorphometric Considerations Concerning some Drainage Basins in the Curvature Carpathians* / 87
- ILEANA PĂTRU, LILIANA ZAHARIA, *The Geomorphological Map (1:50,000), an Aid to Landscape Appraisal: the Bran-Rucăr-Dragoslavele Passageway – a case study* / 91

Studii și comunicări / Researches and Colloquims

- IULIANA ARMAȘ, SILVIA MIU, *Metode statistice în analiza cantitativă a versanților – Valea Rea/bazinul Doftana* / 95
- COSTICĂ BRÂNDUȘ, ADRIAN GROZAVU, *Depresiunile subcarpatice Tazlău și Oituz-Cășin. Caracterizare geomorfologică comparativă* / 103
- ADRIAN CIOACĂ, MIHAELA DINU, *Evoluția alunecărilor de la Slănic Prahova* / 107
- LAURA COMĂNESCU, *Bazinul Casimcea – corelația densitatea de drenaj-energia de relief* / 115
- FLORINA FOLEA, *Piemontul Șușiței. Suprafețe și trepte genetice de relief* / 119
- FLORINA GRECU, *On the State of Relief Dynamics and Terrain Adequacy in the Drainage Basin of the Slănic (Teleajen Subcarpathians)* / 127
- MIHAI IELENICZ, *Relieful Munților Buzău, factor de intercondiționare în dezvoltarea durabilă* / 137
- ELENA-AURELIA IVANCIU, *Platoul Dunavățului – studiu geomorfologic* / 141
- RIBANA LINC, STELIAN NISTOR, *Forme ale reliefului antropic în perimetrul minier Budoii (jud. Bihor)* / 145
- ION MAC, LUCIAN DRĂGUȚ, *Formațiuni muntoase – puncte de vedere* / 151
- GHEORGHE NICULESCU, *Depresiunea Întorsura Buzăului* / 157
- GRIGORE POSEA, IULIANA ARMAȘ, *The Paleogeographical Evolution of the Romanian Plain Correlatively to the Development of the Danube Terrace System* / 167
- PETRE URDEA, *Un permafrost de altitudine joasă la Detunata Goală (Munții Apuseni)* / 173
- GHEORGHE VIȘAN, *L'évolution paléogéographique des Muscele des Topolog* / 179

Miscellanea

- Adunarea Generală a Asociației Geomorfologilor din România, București, 24 aprilie 1999 / 189
- Manifestări științifice în țară – anul 2000 / 190
- Cercetarea geomorfologică – prezent și perspective / 190

Recenzii

- VIRGIL SURDEANU, *Geografia terenurilor degradate (Mihaela Dinu)* / 191
- IOAN-AUREL IRIMUȘ, *Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei (Adrian Cioacă)* / 193
- MIHAELA DINU, *Subcarpații dintre Topolog și Bistrița Vâlcii. Studiul proceselor actuale de modelare (Lucian Badea)* / 195
- IULIANA ARMAȘ, *Bazinul hidrografic Doftana. Studiu de geomorfologie (Gheorghe Niculescu)* / 196

Conferința Carpato-Balcanică de Geomorfologie/ *Carpatho-Balkan Conference of Geomorphology**

Necesitatea cooperării în cercetarea geomorfologică a sistemului orografic carpato-balcanic

Lucian Badea

Cuvinte cheie: cercetare geomorfologică, cooperare, carpato-balcanic

Co-operation an imperative of Carpatho-Balkan geomorphological research. As long as the geomorphological diversity of the Carpatho-Balkan mountain range constitutes a topical regional problem, it is highly necessary to establish a specialised geomorphological survey correlation. Along the 35 years since the first Carpathian Geomorphological Symposium was held and the Carpatho-Balkan Geomorphological Commission was founded, experience has been piling up, as partly reflected in "Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica". However, as regards knowledge of the Romanian Carpathian space a lot should still be done. Since the Physical Geography Symposium on the Carpathian Mountains (1970) and the next similar events, specialists geomorphological branches have been emerging, but the multiple restriction imposed after 1975, drastically limited the possibilities of a larger co-operation.

New data on the levelling cycles, Quaternary modelling processes, present-day modelling processes etc. have been added, new conclusions reached, therefore a wide-ranging co-operation on the Carpatho-Balkan geomorphology has become imperative.

The participants in the 1973 Symposium (Bulgaria) decided to continue Carpatho-Balkan research and co-operation within specialist sub-commissions. The aim was to correlate the results of the main geomorphological endeavours in dealing with the dominant features of the Carpatho-Balkan orographic system such as:

- morphostructural traits, morphogenetic stages and internal dynamics;
- modelling cycles and levelled surfaces;
- glaciations and the glacial and periglacial relief;
- transversal valleys and Quaternary terraces;
- karst relief;
- present-day slope dynamics.

Through still of topical interest after a lapse of twenty-five years, other problems, seemingly as important, have cropped up. Since the Carpatho-Balkan orographic system acts as coordinating factor of a much large perimontane space, all these problems should represent a priority concern.

Nearly the whole Romanian territory is actually the outcome of the existence and evolution of the Carpathian mountainous system, being significantly marked out by its influence.

Cunoașterea geomorfologică a sistemului orografic carpatic românesc în ultima jumătate de secol, indiferent de modul de organizare a cercetărilor, de caracterele geomorfologice regionale și locale și de orientarea spre o anumită problemă, a avut o dublă și permanentă motivație, susținută mai mult ca necesitate a dezvoltării domeniului științific prin aport individual și parțial colectiv, decât în urma unui enunț programatic:

- de a satisface intenția nativă a cercetătorului de continuare și adâncire a cunoașterii;
- de a răspunde unor solicitări (definite drept comandă socială), fie cu sens științifico-didactic, fie practic-aplicativ.

Indiferent de rezultate (judecate spațial, ca arie de studiu, prin prisma metodologiei utilizate, prin conținut și eficiență), s-au acumulat cunoștințe pentru spațiul național, care, deși foarte diferențiate ca grad de adâncire, au per-

mis, totuși, elaborarea unor sinteze (ca cele mai edificatoare exemple cităm Tratatul de Geografie a României și Atlasul Geografic Național, elaborate sub egida Academiei Române), cele mai de seamă lucrări ale geografiei românești, care pun în evidență câteva aspecte notabile:

- acumularea unui volum de date și informații, referitoare la cunoașterea adâncită a reliefului, cu adevărat impresionat, în mare parte pe linia problematicei abordate de înaintași, în prima jumătate a secolului nostru;

- apariția în studiu a unor aspecte noi și diversificarea problematicei inițial formulate;

- accentuarea disparităților în cercetarea și cunoașterea spațiului muntos, mai mult decât a celui pericarpatic și încă insuficient de susținută și pusă în practică latura reprezentării cartografice a fenomenelor, indiferent de natura și consistența lor.

Diversitatea structural-petrografică și de vârstă a ramurilor principale ale Carpaților Românești a fost mai clar pusă în evidență și dovedește că unitatea întregului lanț muntos reprezintă un caracter relativ recent chiar foarte recent dobândit, dacă ținem seama de efectele ultimelor faze orogenice și că în proporție de aproximativ 40% sistemul geomorfologic carpatic românesc s-a completat în postpliocen. Drept urmare, judecarea genezei și evoluției trebuie să pornească și să fie făcute separat, cel puțin pentru primele etape, pentru fiecare unitate de relief și pentru fiecare ramură a Carpaților.

Ca bază de studiu au rămas aceleași principii ale modelării ciclice (sau în etape de gliptogeneză), dar ideea celor trei platforme sau suprafețe de eroziune (rezultat al dominării "eroziunii normale") s-a completat și modificat considerabil. Fiecare etapă gliptogenetică include un complex, o asociere sau o succesiune de suprafețe poligenetice. Pentru complexul superior Borăscu sunt semnalate deja două, pentru cel mediu, Râu Șes, trei, pentru cei inferior, Gornovița, tot trei, la formarea cărora un rol determinant au avut procesele de pedimentare și de abraziune și nu se exclud încorporările de suprafețe anterior formate, fosilizate și apoi exhumate în perioada definitivării suprafeței respective.

În ciuda vechimii mari a celei mai mari părți a Carpaților Românești, s-a ajuns la concluzia că etapa cuaternară (incluzând villafranchianul),

deși este evaluată la mai puțin de 2 milioane de ani, a fost decisivă pentru definirea complexității geomorfologice a întregului spațiu muntos și a structurii etajate a reliefului carpatic.

Problema genezei și evoluției văilor (defileelor) transversale (ale Oltului, Jiului, Mureșului, Dunării) a incitat cercetarea, cel puțin în egală măsură ca alte aspecte ale geomorfologiei Carpaților. În ultimele decenii s-au acumulat suficiente argumente în favoarea antecedentei dominate inițial de ipoteza captării. Încă cel puțin din ultima parte a Pliocenului aceste văi (exceptând valea Dunării) funcționau ca artere de drenaj a depresiunii intercarpatice.

Există diferențieri notabile în gradul de abordare și cunoaștere, pe de o parte, a diviziunilor lanțului carpatic (în spirit complex regional), iar pe de altă parte, a conținutului problemelor puse de complexitatea geomorfologică de ansamblu a acestuia. Dar aceasta nu împiedică extinderea și adâncirea cercetării comparative până la nivelul întregului sistem carpato-balcanic. Din contră, aceasta este o necesitate a cunoașterii care a stat la baza inițiativei de organizare, în 1963, a primului Simpozion de Geomorfologie a Carpaților (în Polonia și Cehoslovacia) și de organizare a *Comisiei de Geomorfologie Carpato-balcanică*. La această primă reuniune, la care au fost prezenți cei mai de seamă geomorfologi din țările carpato-balcanice, s-au exprimat puncte de vedere care aveau să se reflecte foarte favorabil mai ales asupra generației de geomorfologi deja în plină afirmare. La cel de-al doilea Simpozion al Comisiei (pentru geomorfologii români agreată, dar nu oficializată de factorii de decizie), organizat în 1966 la Sofia, s-a adoptat hotărârea de publicare a revistei *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* (ajunsă în acest an la al 32-lea număr), ca organ oficial al Comisiei (având ca președinte al Consiliului de redacție pe prof. M. Klimaszewski, redactor, pe dr. L. Starkel și pe dr. Maria Kotarba ca secretar de redacție).

S-a dorit atunci ca reuniunile comisiei și revista *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* să devină un câmp al schimburilor de experiență, de prezentare a rezultatelor cercetărilor și de stimulare a discuțiilor pentru toți cei care participă la cunoașterea caracterelor geomorfologice și la descifrarea evoluției

reliefului carpatic și balcanic, fără însă a se limita strict la lanțul carpato-balcanic.

Fără îndoială că și revista a avut un rol foarte important de adâncire a cunoașterii spațiului carpato-balcanic, de largire a relațiilor, a schimburilor și, în final, de înțelegere a specificității regionale a spațiului muntos cercetat. Din păcate, ca urmare a condițiilor speciale prin care a trecut România în anii 1970 - 1990 (cu manifestarea unei anumite adversități față de o astfel de cooperare, chiar din partea Academiei, care a fost solicitată repetat să-și dea avizul de oficializare), participarea noastră a fost limitată și făcută neoficial. Organizarea în septembrie 1970 a Simpozionului de Geografie fizică a Carpaților (o organizare mascată a unei reuniuni a Comisiei de Geomorfologie Carpato-Balcanică), urmată de apariția unui volum cu toate cele 44 de comunicări prezentate, înseamnă foarte puțin, în ciuda faptului că României îi revine cea mai mare parte din lanțul Carpatic.

La Simpozionul din 1973, organizat în Bulgaria, s-a luat hotărârea de a se continua cercetarea și colaborarea carpato-balcanică pe subcomisii de specialitate, care aveau drept scop principal corelarea rezultatelor cercetărilor pe problemele geomorfologice principale impuse de caracterele dominante ale sistemului orografic carpato-balcanic:

- trăsăturile morfostructurale, etapele morfogenetice și dinamica internă;
- ciclurile de modelare și suprafețele de nivelare;
- glaciațiile și relieful glaciatic;
- văile transversale și terasele cuaternare;
- relieful carstic;
- dinamica actuală a versanților.

Mai mult decât o astfel de organizare de comisii cu coordonare bilaterală, s-a propus chiar modificarea coordonării de ansamblu a Comisiei. Profesorul M. Klimaszewski a solicitat alegerea unui nou președinte și sugera ca, ținând seama de spațiul muntos aflat în atenția geomorfologilor români și bulgari, conducerea Comisiei să revină unui reprezentant din cele două țări. Deși s-a făcut propunerea de preluare a coordonării de români, în situația de prezență fără mandat oficial a geomorfologilor români și în conjunctura politică internă din acei ani, nu s-a putut, totuși, da curs unei astfel de orientări, care, fără îndoială, ar fi

stimulat cercetarea geomorfologică a Carpaților românești.

În mod cert, problemele formulate la Simpozionul de la Sofia au rămas ca prioritare, dar la acestea se adaugă încă altele, cel puțin în egală măsură de importante. Obligatoriu, toate sunt de luat în seamă, dat fiind rolul de factor coordonator al sistemului orografic carpato-balcanic într-un spațiu perimontan incomparabil mai întins. Aproape întreg teritoriul României este practic consecința existenței și evoluției sistemului muntos al Carpaților și poartă amprenta dominantă a influenței acestuia. Cunoașterea exactă și în detaliu a fenomenelor fizico-geografice din Carpați va facilita considerabil descifrarea multor probleme pe care le ridică relieful din spațiul pericarpatic.

Ceea ce se propunea cu exact 25 de ani în urmă la Sofia are aceeași valabilitate și azi. Trebuie îndreptată atenția cu precădere asupra abordărilor corelative (pe probleme, dominant sistematice) și regional comparative, pornind de la diviziunile principale ale lanțului carpato-balcanic. Și nu este lipsit de importanță că o astfel de cooperare presupune cercetări adâncite.

Institutul de Geografie al Academiei Române

Evoluția geomorfologică a spațiului montan/ *Geomorphological Evolution of the Mountain Area*

The Role of Intense Destructive Taphrogenesis in Shaping the Morphostructural Pattern of Bulgaria's Territory

G. Alexiev

Key words: geodynamic model, horizontal tectonic movements, morphogenesis

Abstract: The paper tries to elucidate the mechanism of endogenic relief formation. The development of morphotectonic pattern in Bulgaria is controlled by fault lines: Moesian, Sub-Balkan, Marishki, Stroumski, Mestenski, Vachanski, East-Rhodopean and Tundzhanski faults. The author tries to build up a different model of relief formation based on endogenic forces. The contemporary morphotectonic features of Bulgaria were shaped in the conditions of regional collision and extensional stresses that took place in the Alpine orogenic belt. This model, seen as an antithesis to the prior neotectonic model of endogenic relief formation, could be a reliable basis for revision of the spatial-temporal and quantitative characteristics of endogenic processes and their priority in the formation of the present-day relief.

One problem of present interest in the field of regional structural-geomorphological investigations undoubtedly relates to the elucidation of the mechanism of endogenic relief formation. Most of the surveys, hitherto conducted by Bulgarian geomorphologists, maintain that the vertical neotectonic deformations have a leading role in the creation of Bulgaria's morphostructural pattern. It was in the last decade when systematic structural-geomorphological studies were initiated, analysing and accentuating the primary importance of the horizontal tectonic movements in morphogenesis. The results achieved are reliable and allow to interpret in a new way a number of topical issues, concerning the relief formation - dynamics of orogenic process, spatial-genetic typification of landforms etc.

That is why the main objective of this paper is to demonstrate one model of endogenic relief formation which gives priority to the active regional endogenic taphrogenic regime and listric tectonics in sculpturing the contemporary relief of our country.

The morphological features and morphostructural differences in the country's relief are associated with the geotectonic and palaeogeographical evolution of the Balkan region, situated

at the southern periphery of the East-European platform's active segment. The region's morphology is a result of active orogenesis, alternating with a lengthy process of disintegration and negative regime of development.

The development of the morphotectonic pattern of our country has been controlled by sub-equatorial and sub-meridional fault lines. Such has been the dominating role of the Moesian, Sub-Balkan, Marishki, Stroumski, Mestenski, Vachanski, East-Rhodopean and Tundzhanski faults, of the Stara Planina flexure strip and their satellites (Bonchev, E., 1961) in the creation of the Earth's crust block structure. The activation of this complex network of faults in the late-Palaeogene and neotectonic stage has reflected directly on the configuration of the major orographic units. Prevailing are the orogens with sub-equatorial orientation, being additionally complicated by sub-meridional morphostructural lines.

Proceeding from the principles of morphostructural analysis, two main morpho-structural units of highest order can be distinguished - Macedonian-Rhodopean and Moesian lithospheric blocks. The latter have been subjected to complex transformations throughout the geological evolution of our lands as a consequences of which

morphostructures of lower order emerged (Jaranov, 1960; Hsu et al., 1977).

Within the Moesian active margin three linear sub-equatorial block steps are clearly outlined in terms of their morphological and morphostructural characteristics.

The Moesian block step extends east-westwards. It lies in the altitudinal zone from 10 to 500 m. Its plateau-like relief is predetermined by the structure of the platform cover. Its western part is occupied by the Lom depression characteristic for its low and plateau-like relief, dominated by vast asymmetrical flat watersheds with steep eastern and gently graded western slopes. The asymmetrical river network conforms with them. Sharply defined in the hilly eastern part of the Moesian step is the North Bulgarian swell whose flat watersheds gradually descend to the east. Distinctly outlined in its southern corner is the one-sided Dolnokamchiisko structural depression which is a fragment of the former huge Black Sea basin.

To the south, the Moesian block step is marked off by the Moesian fault which is a transitional strip characterized by block thrust-faults of the Pre-Balkan holomorphic structures, riding up over the platform structure. Its behaviour is spatially differentiated. To the west, along the Belogradchishko block step northern periphery, there are distinct contrasting fault deformations and confined to them gravity slope deformations while to the east within the watershed areas of the North-Bulgarian swell the Moesian fault is morphologically rather vaguely expressed in the relief.

Its morphotectonically representative fault planes are either vertical or smoothly dipping to the north-northeast and in depth they seem to become listric. Particularly pronounced are they in the Lom depression southern boundary, in the southern margin of the Osam valley widening and in the Resensko-Dzhuliunishko, Strazhishko and Dolnokamchiisko asymmetrical structural depressions where impermanent extensional taphrogenesis is going on, accompanied by deposition of late-Palaeogene, Neogene and Quaternary sediments of unusual thickness.

Parallel to the Moesian step's southern boundary there stretches the Pre-Balkan block strip. Most of the foothill step components owe their origin to intense folding deformations, having affected especially the surface horizons

of the Mesozoic platform mantle of the Moesian plate (Jaranov, 1960).

Epidermal fold structures with apparent northern orientation directly reflect on its recent morphology. They are arranged en echelon and have produced a typical Jura-type relief, notable for its direct and inverse relationship between the geological structures and the Earth's crust morphology. These features are accentuated by the trellised drainage pattern, consisting of consequent river valleys, deeply cut into the transverse geological structures, as well as of subsequent ones along the structural depressions' longitudinal axes.

The southern boundary of the Pre-Balkan block step is outlined by the Stara Planina longitudinal fault-flexure belt. It marks the Stara Planina steep macroslope and genetically bound to it structural depressions which are 2 or 3 km wide on the average and are separated by transverse thresholds.

In its western part the Stara Planina longitudinal belt is delineated by the Salashko-Prevalsko and the Barziisko-Botunsko depressions, by the Plakalnishki reverse-slip-fault and the Botevgrad one-sided graben along the Dragoi-Balkanski normal-slip-fault. Well discernible here are the north-trending block thrust-faults and thrust sheets of the Stara Planina structures. From the M. Iskar valley to the east the boundary runs along the Etropole-ribarishko, Novoselsko-Kravenishko, Gabrovsko, Kipilovsko, Gerlovsko and Rishko structural depressions, restricted to a longitudinal strip of large step-like slope escarpments and flexure dislocations where the structures of the asymmetrical Stara Planina fold-thrust morphostructure are bending to the north. East of the Rishko depression the large-scale late-Palaeogene and neotectonic deformations along the Stara Planina longitudinal strip have formed the precipitous consolidated boundary of the Dolnokamchiisko asymmetrical structural depression which extends further eastwards into the Black Sea non-compensated depression (fig. 1).

Lengthwise, the Pre-Balkan block step is decomposed into three clearly visible block steps of lower order. To the west is the Belogradchishko block step which is a linear morphoblock, broken off the Stara Planina fold-thrust system along a listric fault structure in the conditions of extensional stresses (Bonchev, 1986).

The inner structure of the Pre-Balkan block step's central part is dominated by two parallel longitudinal belts with specific morphological and morphostructural features, divided by the Brestnishko fault-flexure step (Jaranov, 1960). The latter is demarcated by several structural depressions (Mezdrensko, Kalnishko-Vidimsko, Sevlievsko and Zlatareshko), arranged along it in the aforesaid succession from west to east.

Within the northern belt some morphological elements can be traced, fairly common for the transitional structural zones. It is composed of shallow and flat folds which pass into platform structures, delimited by the Beglezhko-Stoyanovski and Devetashko-Tarnovski plateau regions.

The southern belt is composed of high, asymmetrical, north-trending folds, arranged on echelon to one another. Some of them have northern limbs, fragmented by longitudinal faults.

The eastern part of the Pre-Balkan block step includes a series of echelon, high-rising, asymmetrical anticlines, bending to the north. Most distinct is the Preslavsko-Dragevsko block overthrust which strikes northwards.

In the contemporary orostructural pattern of Bulgaria the Stara Planina fold-thrust unit is defined as a horst-block structure, developed on the southern margin of the Moesian platform and dividing the country into two almost equal halves. To the north it borders on the Stara Planina fault-flexure strip with its structural depressions while to the south it is the Sub-Balkan listric structure and the system of one-sided basin depressions, aligned length-wise, that form its boundary. Two groups of specific structural components are discernible in the complex inner structure of the horst morphostructure. The first group involves block overthrusts, folds and fold-thrusts, striking to the north, which constitute the main body of the morphostructure. They are due to the prevailing compressional stresses and are associated with the orogenic regime. The second group is represented by a special category of morpho-structural elements, resulting from the extensional stresses. These are the listric faults and flexures which have set the spatial parameters of the horst structure and facilitated the impermanent process of graben formation and the occurrence of gravity slope

deformations. The latter have considerably influenced the inner structure of the Stara Planina northern and southern macroslope which is evidenced by the linear slope steps, denivelated along the shallow listric faults that are sub-parallel to the main fault planes, fragmenting the substratum (Alexiev, 1993).

South of the Stara Planina horst morpho-structure, over the northern periphery of the Macedonian-Rhodopean lithospheric block, the Kraishtensko-Srednogorska orographic zone has been superimposed during the late-Alpine stage and completely developed during the neotectonic stage (Jaranov, 1960; Bonchev, 1971, 1986). In terms of its morphostructural features it is characterized by a block-mosaic structure which in itself is a combination of isometric or linear horsts, separated by deep basin depressions (fig. 1). Their contemporary morphological characteristics as well as the sediments, filling the basin depressions, are a consequence of the intensity, scale and direction of the endogenic processes during the late-Palaeogene and Neogene-Quaternary.

Within the Kraishtensko-Srednogorska zone, notable for its specific tectonic movements, predominant is the system of superimposed basin depressions which have emerged and developed along large linement zones (e.g. the Sub-Balkan, Marishka, Yuzhnosrednogorska ones and their satellites). They have been subjected to abrupt neotectonic activation.

Thus for example, along the Sub-Balkan linement zone a whole system of one-sided graben depressions are to be found (Sofiska, Zlatishka, Karlovska, Kazanlashka, Tvardishka, Slivenska, Karnobatska, Aitoska), divided by transverse horst thresholds. The strongly asymmetrical transverse lay-out of the basin depressions (high and steep northern boundary, comparatively with the gently sloping southern margin and northward monoclinical dip of the Priabonian-Neogene sediments) prove that the graben depressions are one-sided.

Asymmetrical structure, opposite to that of the Sub-Balkan basins, have the one-sided basin depressions along the Marishka lineament zone and its satellites: the Plovdivska, Radomirska and Ihtimanska. They are big intermontane depressions which exhibit substantial geologic-geomorphological conformity. The latter is demonstrated by the asymmetrical transverse arrangement of

basin depressions (steep southern macroslope and gently graded northern slopes) conformable to the monoclinial sedimentary infilling which dips more heavily to the south.

Within the framework of the basin depression complex an impermanent extensional tectogenesis has taken place during the late-Palaeogene and Neogene-Quaternary along a system of faults, leading to the formation of local grabens and horsts. Simultaneously with the occurrence of active extensional stresses, thick semi-salt and fresh water sediments of a late-Palaeogene and Neogene-Quaternary age have been deposited in the basin depressions which lie discordantly over a diverse basement of older rocks. Evidence for the active extensional taphrogenesis gives the lack of any traceable tangential stresses within the differently-aged litho-stratigraphical complex, filling the basin morpho-structures. There are not clear-cut folded structures and angular unconformities in them, indicating a change in the tectonic regime.

In the area between the Transitional block-fault zone and the Lower-Tracian depression is situated the Macedonian-Rhodopean massif. To the west its ridges rise up to 2 500-2 900 m and to the east they gradually lower to 400-500 m. The northern and southern part of the massif are marked by large macroslopes which are associated with the listric fault structures, developed on the edge where the rapidly sinking basin depressions make contact with the orogenic massif. It is exactly here, within the so called transitional belts, where the extensional forces produce contrasting gravity stresses and block-type slope deformations. Similar slope steps have been traced on the northern macroslope (Alexiev, 1993). The mechanism of their formation is genetically associated with the continental taphrogenesis, i.e. with the consecutive subsidence and expansion of the basin depressions at the expense of disintegration of the surrounding mountain massifs.

Owing to extensional stresses, a whole system of superimposed late-Palaeogene and Neogene-Quaternary basin depressions has been formed over the main orotectonic body of the Macedonian-Rhodopean massif. Their morphology and configuration have been controlled by the activa-

tion of the fault structures with sub-equatorial and sub-meridional orientation (fig. 1). Thus for example, from west to east there are spatially and genetically bound to sub-meridional faults the one-sided Stroumsko graben depression along the Brezhanski parallel, the Mestensko graben trough, the Bratzigovo-Dospatsko and Momchilgradsko depressions, having been formed during the late Palaeogene. They are centres of intense volcanic activity. During the neotectonic stage some intermontane depressions remain passive and are transformed by the active destructive processes (Momchilgradsko and Bratzigovo-Dospatsko depressions), others acquire a fairly complicated structure due to the formation of interbasin horst blocks which lead to the appearance of typical linear graben valleys (Stroumska and Mestenska). There is a third group of newly-formed depressions such as the Dospatska graben valley. Similar taphrogenesis is observed along the sub-equatorial fault lines - Borovishka, Hvoinska, Smolyanska, Yagodinska, Velingradska and Stroumishka basin depressions. The active extensional impermanent taphrogenesis results in intense gravity slope deformations on the surrounding slopes of the Hvoinska and Yagodinska depressions and of the Dospatska and Stroumska graben valleys (Ivanov et al., 1979; Harkovska, 1980; Alexiev, 1993).

The contemporary morphotectonic features of Bulgaria were shaped in the conditions of regional collision and extensional stresses that took place within the Alpine orogenic belt, situated between two continental lithospheric plates - the Euroasian and the Arabian-African. This mechanism is substantiated by the concepts suggested by some authors (Jaranov, 1960; Hsu et al., 1977; Ivanov et al., 1979), based on the interpretation of abundant structural-geological and geomorphological information about the contrasting compressional and extensional forces in the Alpine region. Responsible for the morphological identification of the main morphostructural units are the active tangential stresses during the Lutetian stage. They are associated with the Illyrian structure formation (Jaranov, 1960; E. Bonchev, 1971, 1986). The intensive tectonic processes during this stage have contributed to the Earth's

crust consolidation and to the emergence of a large orogen. They have mostly affected the mobile areas and the less stable parts of the Earth's crust in Bulgaria. As a direct consequence of these active regional tangential stresses within the Macedonian-Rhodopean consolidated massif is the contrasting block faulting and the related overthrusting. North-trending fold-thrusts have been produced in the non-consolidated zones or in the areas contiguous to the Rhodopy Mountains (Jaranov, 1960). The prevailing compressional stresses have also created typical fold and fold-thrust structures with northern orientation in the periphery of the Moesian platform or in the unstable zone, bordering on the Macedonian-Rhodopean lithospheric plate, where the Balkanid fold-thrust morphostructure has been formed - see Fig.3 (Jaranov, 1960; Bonchev, 1971; Hsu et al., 1977). The greater the distance from its main corpus is, the less is the impact of the tangential stresses within the stable Moesian plate which directly reflects on the Pre-Balkan structural pattern. The Pre-Balkan southern zone is dominated by epidermal north-trending fold structures which smoothly pass into flat folds, replaced in the north by typical platform structures.

In the post-orogenic evolution, i.e. during the late-Palaeogene and particularly during the neotectonic stage, the distinctly outlined orogen on Bulgarian territory, a product of the collisions in the late-Alpine phase, was subjected to destruction and accelerated disintegration, caused by south-oriented regional extensional stresses which have had prevalence within the active Mediterranean taphrogenic zone (DeMets et al., 1990). The crustal extension in this region are consistent with the independent GPS results (Oral et al., 1995). Here the intensity of extensional forces has increased from west to east, evidenced by the opening of the Ligurian, Tyrrhenian and Aegean depressions, concurrent with the decreasing crustal thickness, high rates of sedimentation, greater heat flow, volcanic activity and sudden deep-focus earthquakes. The high energy potential of the extensional regime has considerably affected the adjacent continental areas. A direct result of its influence along a network of listric fault structures with sub-equatorial and sub-meridional orientation in South Bulgaria is the intense impermanent process of graben formation and disintegration of the late-Alpine orogen.

The dominant extensional stresses within the Balkanid fold-thrust belt or in the unstable zone, lying between the Rhodopy block and the Moesian plate, have been responsible for the listric fractures and flexures along the Sub-Balkan deep-scaled fault and the Stara Planina longitudinal strip. The neotectonic and present-day two-sided symmetrical model of the Stara Planina horst-block morpho-structure has emerged and developed. The orographic unity of this morphostructure becomes evident against the background of the symmetrically located on both its sides low- and medium-high mountain block steps. To the south is the Kraishtensko-Srednogorsko block step which is a combination of iso-metric and linear block mountain morpho-structures, divided by super-imposed one-sided graben depressions. To the north is the clearly-cut Pre-Balkan block step, including linear block steps, separated by and denivelated along sub-parallel listric fault-flexure fractures and, associated with them, structural depressions (fig. 2).

In Bulgaria direct traces from the regional extensional regime, responsible for the disintegration of the late-Alpine orogen in the late-Palaeogene and Neogene-Quaternary period can be observed, on the one hand, in the Earth's crust morphology (tendencies towards Earth's surface lowering, inherited development of the old and formation of new depressions, contrasting deformations along listric faults and emergence of transitional slope steps with differentiated spatial behaviour); on the other hand, in the sediment structure of the basin depressions. An important indication for the operation of the extensional processes is the lack of distinct folds and angular unconformities in the late-Palaeogene and Neogene-Quaternary structures. This dynamic process is additionally illustrated by the contemporary tension in the Earth's crust and the earthquake mechanisms, connected with it (Alexiev, Georgiev, 1997). The prevailing extensional stresses in the lithosphere predetermine the greater heat flow which results in high concentration of ther-momineral springs in South Bulgaria. Obviously, their localization depends on the listric fault planes which function as a typical drainage, carrying the hydrothermal solutions and juvenile waters, which are under pressure and have a high temperature, to the surface.

The geodynamic model, demonstrated by us, is an antithesis to the prior neotectonic model of

endogenic relief formation. Its detailed elaboration in the future will be a reliable basis for revision of the spatial-temporal and quantitative characteristics of the endogenic processes and their priority in the formation of the present-day relief. Special attention will be

paid to the typification of morphostructures, to the number, age and origin of denudation surfaces, to the analysis of the seismic risk and specific geographical features of our country.

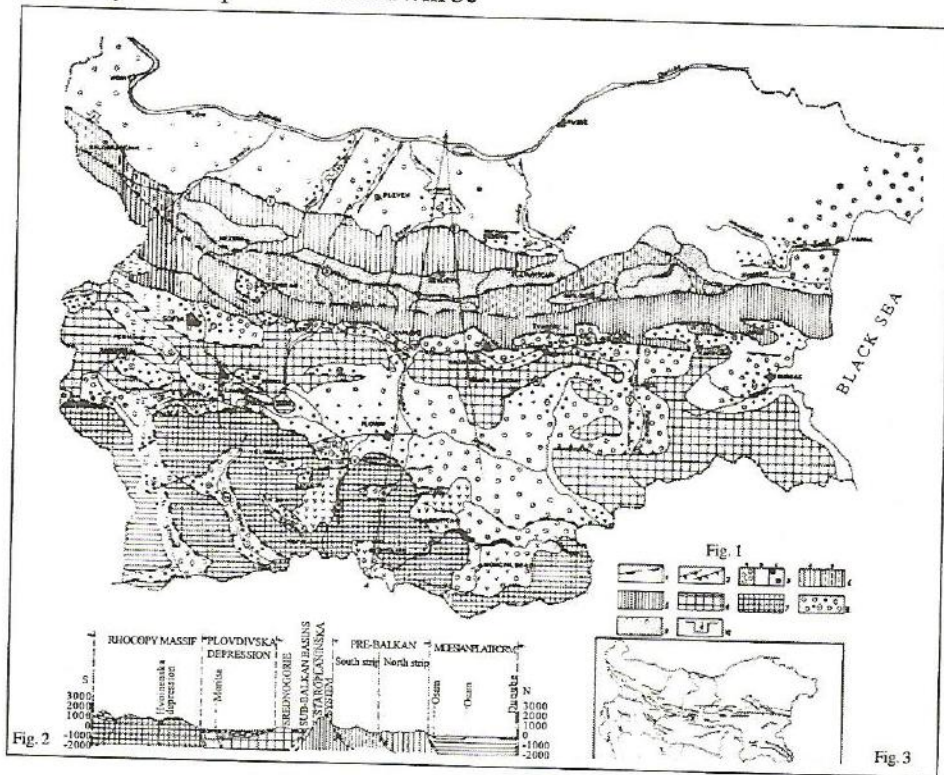


Fig. 1. Morphostructural Scheme of Bulgaria's Territory

1. Listric fault structure: I - Moesian; II - Brestnisha; III - Stara Planina longitudinal strip; IV - Sub-Balkan; V - Marishka; VI - Stroumska; VII - Mestenska; VIII - Dospatska; IX - Vachanska; X - Yambolska; XI - Yuzhnosrednogorska. 2. Normal slip fault structure, 3. Moesian block step: a) Lomska depression; b) North Bulgarian swell; c) Dolnokamchiisko depression, 4. Pre-Balkan block step: a) outer belt; b) inner belt, 5. Stara Planina horst-block morphostructure, 6. Transitional block-fault zone, 7. Macedonian - Rhodopean horst massif, 8. Late-Palaeogene and Neogene basin depressions with localities of negative Quaternary deformations, 9. Linear structural depressions, 10. Gravity slope steps.

Fig. 2. A-A. Schematic geomorphological cross-profile. Fig. 3. Block overthrust

References

- Alexiev G. (1995), *Block type gravity slope deformations on the territory of Bulgaria*, C.R. Bulg. Acad. of Sci., 48, 4.
- Alexiev G., Georgiev Tz. (1996), *Geodinamichni problemi na Kraistensko-Srednogorskata morfostrukturna zona*. "Problemi na Geografiata", 4.
- Bonchev E. (1971), *Belezhki varhu glavnite razlomni strukturi v Bulgaria*, in *Trudove varhu geologiat na Bulgaria*. "Stratigrafia i tektonika" Series, Tehnika Publ. House, Sofia.
- Bonchev E. (1986), *Balkanidite geotektonsko polozenie i razvitiie*, Sofia.
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. (1990), *Current plate motions*, *Geophys., J., Int.*, 101.
- Harkovska A. (1980), *Novi dannii za stroezha na iztochnia bord na Mestenski graben*, *Journal of the Bulg. Geol. Society*, 41, 2.
- Hsu K.J., Nachev I., Vuchev V. (1977), *The evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics*, *Tectonophysics*, 40, 3-4.
- Jaranov D. (1960), *Tektonika na Bulgaria*, Tehnika Publ. House, Sofia.
- Oral M. B., Robert E. R., Toksoz N. M., King R. W., Barka A. A., Kinik I., Lenk O. (1995), *Global positioning system offers evidence of plate motions in Eastern Anatolienne*, *EOS, Trans, Am, geophy, Un.*, 76.

Condition of the Neogene Planation in the Western Carpathians

Ján Lacika

Key words: Western Carpathians, Neogene, volcanic activity, planation surfaces

Abstract: This contribution has been directed at the Neogene Planation in the Western Carpathians. It has attempted to identify according to various geomorphological, biostratigraphical, sedimentological and volcanological indicators the morphostructural and morphoclimatical relief-forming conditions changed in space and time.

The analyzed indicators have shown that the Neogene planation has formed the polygenetic planation surfaces. Their development was cyclical. They have been created by recurrently acting peneplanation, pediplanation and etching, according to changing morphostructural and morphoclimatical conditions. The quality and intensity of the planation processes changed. Mophotectonical mobility and volcanic activities limited an activity of the relief planation, more peneplanation and less pedimentation and etching (the Lower Badenian, Sarmatian, Lower Pontian and Dacian in the Western Carpathians). The planation processes were sensitive to changes of climate humidity. More humid and warmer periods (the Upper Badenian and Pannonian in the Western Carpathians) were better for peneplanation, but too short for a peneplain creation. More arid periods (the Lower Badenian, short periods of the Sarmatian and the Pliocene in the Western Carpathians) favoured pediplanation and etching.

The Neogene planation surfaces finished their development during the Pleistocene period. Only local activities of cryoplanation and etching have continued.

1. Introduction

This contribution constitutes a part of a comprehensive research on planation surfaces in the Western Carpathians with special regard to the territory of the volcanic Slovenské Stredohorie Mts. It is a follow-up to the work of Lacika (1994) dedicated to the question of age of the studied planation forms. This time it is focused on its genesis.

Planation surfaces in the Slovenské Stredohorie Mts. are landforms which originated and developed during the Neogene. Their genesis terminated mostly before the beginning of the Pleistocene. The action of the planation processes stopped due to the changed morphostructural and morpho-climatic conditions. New processes corresponding to the changed conditions caused transformation and reduction of the Neogene planation landforms.

The study of the genesis of a fossil geomorphological phenomenon - the Neogene planation surfaces - requires the use of indirect research methods, i.e. various floristic, faunistic, sedimentological and volcanological indications, reconstruction of morphostructural and morphoclimatic conditions existing at the time when the planation forms in question originated. Knowing

the palaeo-climate and palaeo-relief conditions allows us to specify the genesis of the given planation forms by determination of dominantly acting planation processes corresponding to these parameters.

2. State-of-art-of planation surfaces genesis in the west Carpathians

2.1. Two concepts

Geomorphologists have been dealing with the genesis of plain on the mountain ridges and basis in the West Carpathians for almost a century. Initially the opinion of the advocates of the abrasive concept dominated. Its author was Hassinger (1914) whose ideas were further unfolded by Daneš (1920), Vitásek (1932) and also Hromádka (1931 and 1943). The plateau-like ridges of the West Carpathian mountain ranges and basins were taken for the remnants of *abrasive terraces* reiteratively migrating the Neogene sea.

On the other side there was the denudation concept. It is based on the works of Polish geomorphologist Sawicki (1909a and 1909b) who supposed that the plateaus of the West Carpathians are the result of denudation processes. He selected two Neogene surfaces in the area of the Flysch

Carpathians — the one of Beskydy (post-Oligocene) and a sub-mountainous one (the Pliocene). The surface of Beskydy is, according to him, a peneplain reduced by uplifting and erosion. According to the lower sub-mountainous surface Sawicki, formed by sea abrasion. Dědina (1922) points at the existence of the Miocene peneplains in the Slovenské Rudohorie Mts. and volcanic mountain ranges of Central Slovakia. A follow-up to Sawicki is represented by Machatschek (with Danzer 1924 and individually 1927), Moschelesová (1923) and Dinev (1942) whose interpretation of the Neogene development of the West Carpathian relief is much more similar to ideas of contemporary geomorphologists.

2.2. Scheme of the Neogene development of the Western Carpathian landforms after Lukniš and Mazúr

The foundations of now available knowledge concerning planated surfaces in the territory of the West Carpathians were laid as early as the beginning of the sixties and many authors of regional geomorphological studies in Slovakia leaned on them for the next three decades. The authors of the basic theory are Lukniš and Mazúr. Even though each of them published the results independently, mutual links between the studies of both authors are obvious. Essentially we can talk about a single scheme of the Neogene development of the West Carpathian relief, while the individual authors differ in their opinion on some of its parts, for instance the number of surfaces. What they have in common is their interpretation of the Neogene development of the West Carpathians as alternation of the periods with different morphostructural regimes. They supposed a dominance of relief planation during the periods of lower intensity of differentiated block tectonic movements while they ascribed the decisive relief-forming role to the processes of differentiation of the surfaces planated before the periods of revived tectonic movement activity. They derived the number of generations existing in the contemporary relief from the number of alternating periods of different morphostructural regimes.

Mazúr (1963, 1964, 1965) suggested the existence of three generations of planation surfaces. He denotes the oldest, the Upper Tortonian to the Lower Sarmatian surface, the *vrcholová roveň* (high or top surface level). He dates the origin of

the *stredohorská roveň* (intramontane or middle level) and the youngest generation of surfaces, the *poriečna roveň* (river or submountainous level), to the Pannonian and Upper Pliocene respectively. He does not specify the *vrcholová roveň*. He only states that it was created by the processes of subaerial destruction. He defines the *stredohorská roveň* as pediplanation type of planation surface with comparably large regional spread. According to Mazúr, the river level is a foothill area - glacis or pediment. Morpho-climatic conditions in which these surfaces were formed are characterised by Činčura (1970). He states that in the formation of the West Carpathian Neogene planation surfaces a wide scale succession of processes participated, corresponding to the changing conditions. His genetic specification of the given surfaces - polyclimatic landforms - is also based on previous assumptions. Mazúr and Činčura (1975) repeated their ideas on planation surfaces of the West Carpathians in the seventies without any substantial change.

In his two studies (1962 and 1964) Lukniš presents only two generations of planation surfaces, an older surface (Sarmatian-Pannonian) and younger surface (Upper Pliocene). He describes the process of creation of the *stredohorská roveň* as the widening of the valleys and flattening of the ridges which proceeded along with creation of a deep weathering crust. Besides the quoted two planation surfaces, Lukniš (1964 and 1972) admits the existence of older planation surfaces exhumed from under the Tertiary sedimentary or volcanic rocks. He supposes for some of them the Upper Cretaceous and Palaeogene age.

After 1965 studies dealing with planation surfaces on regional level predominate in the Slovakian geomorphological literature. Let us mention for instance Urbánek (1966 and 1992), Stankoviansky (1979) and Jakál et al. (1990). They give descriptions and surveys of the Neogene planation surfaces in chosen areas of the West Carpathians. The authors stick to the cited studies of Lukniš and Mazúr in all principal questions of age and genesis of the levels. The first attempt to abandon the established scheme was the age interpretation of the river level by Činčura (1969). He found out that in the southern part of the Turčianska Kotlina basin the creation of the *poriečna roveň* continued up to the Mindel. In

his more recent studies Činčura (1984, 1987, and 1992) claims the pre-Neogene age for these surfaces, thereby contradicting Lukniš and Mazúr. Shifting the origin of the surface to other periods with other morphostructural and morpho climatic conditions he attributed them also different geneses. Characteristics of the surfaces in question suggests that Činčura considered them peneplains. In agreement with Lukniš (1972), the author admitted their later transformation by the processes of double planation (to etchplains). These old planation surfaces can be buried under the volcanic mass in the region of Slovenské Stredohorie Mts. built by Badenian and younger volcanic rocks (Lacika 1994).

Lacika (1990) using the data of Plio-Pleistocene basalts dating in the area of Cerová vrchovina Mts. classified the *poriečna roveň* to at least a double system of surfaces interrupted by the stage of tectonically related classification of levelled-up relief.

Recently some evidence of the existence of new planation surfaces appeared in regional geomorphological studies. It was Jakál (1975 and 1983) who mentioned certain intermediate step between the *stredohorská roveň* and *poriečna roveň* in the area of Slovenský kras Plateau. Dzurovčin (1990) brings more details. He delimited three successive planation surfaces in the central part of the Slanské vrchy Mts. The oldest and the youngest ones agree in age with the *stredohorská roveň* or *poriečna roveň* in the sense of Mazúr (1963). But this surface is new, dated by the author to the Pontian. The position of this surface corresponds to the chronostratigraphic and synoptic table (Samuel, ed. 1985) in use. The position of the Pontian planation surface *medziroveň* in table is between the Attic and Rhodanian phases of the development of the Carpathians. Bizubová and Minár (1992) found in the mentioned table serious changes in the Neogene denudation chronology of the West Carpathians that does corresponding to Mazúr's dating (1963) of planation surfaces.

3. Morfostructural condition of planation

3.1 Tectonic mobility

The Neogene palaeo-relief of Slovenské Stredohorie Mts. is considerably affected by intensive tectonic movements which are evident

on a dense and multidirectional network of faults. Such morphostructural conditions are generally considered unfavourable for the formation of planation surfaces. Dissection of relief dominates over its levelling-up. This is especially true of peneplanation.

Short periods of lower rate of tectonic movements were not sufficient for the emergence of peneplains. However, faster forming pediments and pediplains did originate if the necessary morpho-climatic conditions (more arid climate) did exist.

Mazúr (1963, 1964, and 1965) and Lukniš (1962 and 1964) quoted the conditions of tectonic mobility, alternation of revival and calm phases of tectonic movements as the reasons for cycles of development of the planation surfaces. They considered the Pannonian, when the *stredohorská roveň* was formed, the most stable period. They ascribed also the origin of river level to the stage of relative tectonic dismobility in the Upper Pliocene. Besides these periods (i.e. in the Badenian, Pontian, and Quaternary) they also supposed the phases of a higher tectonic mobility. The geochronological and synoptic table (Samuel ed. 1985) dates these phases between the Carpathian/Badenian (Styrian phase) Pannonian/Pontian (Attic phase), Dacian (Rhodanian phase) and the Quaternary (Wallachian and Baltic phases) (Fig. 1).

Certain knowledge of the morphostructural situation of the Neogene Slovenské Stredohorie Mts. are provided by the bio-stratigraphic research of Planderová (in Konečný - Lexa - Planderová 1983). Estimating the presence of pollen grains of high-mountain plants she identified several cases of the corresponding high-mountain environment. They are the areas of Zvolenská kotlina basin (Lower Badenian), the Štiavnica caldera (between Badenian and Sarmatian) and the surroundings of Žiarska kotlina basin (Upper Sarmatian and Pannonian). Especially interesting is the last case. Planderová suggests the presence of a high-mountain relief around Žiarska kotlina basin precisely in the period of the presumed formation of the *stredohorská roveň*. It is difficult to judge if the quoted cases of high-mountain relief are the consequence of tectonic mobility or of the creation of high mountain volcanic relief forms.

3.2. Initial volcanic relief

Volcanic activity is essentially a manifestation of tectonic mobility of an area in question and not only in the Slovakian geomorphological literature it is understood as an agent unfavourably affecting the action of planation processes. Simultaneously, the volcanic eruptions directly determine the planation processes and reduce the range of planation landforms. The lava flows, sheets of volcanoclastics and other volcanic products create a new quality relief burying the older planation surface.

Volcanic activity was manifest in the area of the Slovenské Stredohorie Mts. the Lower Badenian up to the Upper Pleistocene (Konečný - Lexa - Planderová 1983). Its main phases proceeded in the Lower Badenian and Sarmatian but the volcanic activity was manifest also in other periods. These periods can be then considered less favourable for the creation of planation surfaces. Their existence though, cannot be entirely excluded as the nature of volcanic activity was only episodic and after its ending a phase of levelling-up of a newly created relief could have followed.

In the territory of the Slovenské Stredohorie Mts. a specific manifestation of tectonic mobility occurred in time from the main phases of volcanic activity. These are volcano-tectonic depressions. Kaličiak - Konečný - Lexa (1989) describe them as subsiding grabens and calderas outlined by faults which are closely related to volcanic activity. They originated in the period between the Middle Badenian and the Lower Sarmatian. Volcano-tectonic depressions did not offer too favourable conditions for the planation processes. They were the areas with the most intensive tectonic movements (with amplitude of over 1,000 m) and massive filling by extrusions and lavas.

3.3. The effect of tectonic mobility on the creation of weathering crusts

Relief parameters play the crucial role in the creation of lateritic and kaolinitic weathering crusts. According to Kraus (1989) the most favourable conditions for efficient action of chemical weathering are provided by peneplained areas which he specifies as plateaus with slightly dissected relief. The surface runoff of atmospheric precipitation on such relief is not too strong and draining takes place at a reasonable level. The

penetration of atmospheric precipitation in little dissected areas is high but poor draining does not support the surface runoff and the creation of weathering crust is not optimum. In areas with more dissected relief the effects of erosion and mechanical disintegration of rocks are much stronger than the chemical weathering. In order to confirm his assertion Kraus (1989) compared two morphotectonically different areas of a more stabilised Czech massif with more mobile West Carpathians from the viewpoint of weathering crust development. The dissection factor occurs in different amounts and quality in the kaolin weathering crusts in the compared areas.

Kraus (1989) also points out some positive effects of tectonic mobility on the processes of chemical rock weathering. Tectonic breaking of rocks facilitates the penetration of weathering deeper into them. It also increases the capability of the rock environment to accept atmospheric precipitation which also contribute to weathering. The presence of weathering crusts does not have to be necessarily linked to a distinctly levelled-up relief and tectonically stable areas. Favourable conditions for chemical weathering are then found also on planation surfaces of the West Carpathians which were not perfectly plain when they emerged as also suggested by Mazúr (1964). So far we do not know the answer to the question to what degree of relief dissection the weathering crust were formed. If we knew it, we could establish more precisely the limit angles of the inclinations of the corresponding planation surfaces.

As far as the weathering crusts, are concerned remnants, we should add that according to Kraus they are hydrothermal kaolin. Their genesis should be connected with volcanic structure and not with the creation of the planation surfaces.

4. Morfo-climatic conditions of planation

Besides cryoplanation the remaining planation processes are linked to the areas with warm climate. They are activated, also in subtropical areas, but the most favourable conditions occur in tropical areas. The moisture parameter of the climate does not determine planation as such. The degree of its humidity only determines the quality of the planation processes and eventually that of planation surface type. A sufficiently warm and humid climate is more favourable to the processes

of peneplanation. A more arid type of climate helps the processes of pediplanation. Morpho-climatic conditions of planation are subject to temporal changes which are reflected also in changes of intensity and nature of planation processes. It is then very probable that in the Slovenské Stredohorie Mts. the phases of peneplanation and the phases of pediplanation or etching alternated. In the colder Pleistocene morpho-climatic conditions the relief levelling-up may have become a matter of cryoplanation.

4.1. Morpho-climatic conditions in the West Carpathians during the Neogene

The Neogene in Europe was a period of frequent climatic changes which were recorded in floristic, faunistic and sedimentological material. These changes were connected with substantial changes of sea and dry land configuration in the northern edge of the *Paratethys* and with dynamic relief changes. Basic characteristics of the Neogene climate of the West Carpathians is offered by Planderová (1975, 1978, 1990) and Konečný - Lexa - Planderová (1983). According to them the Neogene climate in the area of the West Carpathians was gradually cooling down. This trend is documented microfloristically. Pollen grains of tropical and subtropical plant species were gradually disappearing from the samples in favour of the pollen grains of arctic plants. In spite of cooling the climate in the area of the West Carpathians during the Neogene was warmer than today. The degree of climate aridity or humidity was changing during the Neogene — more arid periods alternated with cooler ones.

Occurrence of the pre-Badenian planation surfaces is not probable in the relief of the Slovenské Stredohorie Mts. (Lacika 1994). We shall then deal only with climatic conditions existing there from the Badenian to the present time. The Lower Badenian is characterised by Planderová (in Konečný - Lexa - Planderová, 1983) as a period of warm tropical-subtropical and comparably humid palaeoclimate. It is the warmest part of the Neogene. Higher humidity of climate is suggested by numerous representatives of swamp ferns. The occurrence of pollen grains of the genus *Pinus* and *Tsuga* suggests the presence of a mountain or high-mountain climatic environment. Činčura (1970) also characterises the period in question as the warmest and most

humid (thermophylous plankton, carbonate sediments), but he also points at arid periods documented by the occurrence of evaporites. The Upper Badenian shows microflora typical for cooler periods. Planderová (1975) asserts that a subtropical dry palaeoclimate prevailed in the studied area during the mentioned period. Slope-type wood species and xerophytes prevail in pollen samples. Swamps were presumably smaller.

The dividing point between the Badenian and the Sarmatian is considered by Planderová (1990) palaeo-climatically decisive. The tropical-subtropical flora retreated for good. A marked development of swamp synusia is a demonstration of higher climatic humidity. The climate became again drier in the Lower Sarmatian, asserts Planderová (1990), and the period was comparably long with moderately warm and prevailingly dry climate until the Pannonian. Činčura (1970) suggests that humid and arid periods alternated during the Sarmatian in the West Carpathians. Humid spells are documented by the occurrence of lignite and arid periods are suggested by indications from the surroundings of the West Carpathians (desert traits in the sediments of the Lublin plain in Poland and finds of the savannah fauna in Mikulov, Moravia).

The palaeo-climate of the Pannonian, which was the time, says Mazúr (1963), when the *stredohorská roveň* was presumably formed, is dealt with in detail by Činčura (1970). He characterises it as a subtropical moderately humid-to-humid climate, which was an environment favourable for intensive chemical weathering. Re-deposited products of weathering were found by Kraus (1989) in the accumulation of the Pontian Poltár formation and by Činčura (1969) in the Pliocene filling of the Turčianska kotlina basin.

Činčura (1970) asserts that higher humidity maintained also during the Pontian, though the chemical weathering was less intensive. In the Pliocene the gradual cooling-down of the climate, though not under the present temperatures, is suggested. The onset of semi-arid morpho-climatic conditions is indicated by a coarser texture of the Pliocene sediments.

4.2. Palaeo-climatic changes in time and space

Frequent changes of the Neogene palaeo-climatic conditions which were recorded in the

area of the West Carpathians are the result of various causes. First of all it is necessary to emphasise that they were temporal and spatial changes. Temporal palaeo-climate changes in any locality on Earth can be connected with global palaeo-climatic changes and with local or regional changes of landscape elements with effects on climatic parameters. Gradual cooling-down of the palaeo-climate from the Badenian to the Pliocene can be considered a consequence of global changes.

Sedimentological research of the Neogene sedimentation space of the West Carpathians and the contiguous areas point at comparably frequent sea transgressions and regressions as depicted in the maps of Gašparík (1979) and Kaličiak - Konečný - Lexa (1989). Sea transgressions have probably led to increased humidity of the palaeo-climate, the effect of the sea regressions was the opposite. The territory of the Slovenské Stredohorie Mts. in question was in the immediate neighbourhood of the *Paratethys* which is characterised by Buday - Cícha - Seneš (1965) as intracontinental sea with sporadic contact in the central part of the disintegrating *Tethys*. Small and prevailingly shelf Neogene sea the *Paratethys* did not have a sufficient influence to change the continental nature of the palaeo-climate of the West Carpathians. This fact confirms Činčura's suggestions (1970) that also extremely dry climatic spells occurred in the West Carpathians during the Neogene.

The effect of relief on climate is very important (sea level altitude, exposition, barriers). Planderová (in Konečný - Lexa - Planderová, 1983) quotes several floristic proofs of altitude zonality of vegetation and climate in the Slovenské Stredohorie Mts. during the Neogene. Differentiated tectonic movements and volcanic activity changed the local elevations and consequently also the local climatic conditions. Volcanic eruptions could also have distinctly and frequently changed the climate by reducing the transit of the solar energy through the atmosphere polluted by the volcanoes.

Also the present era offers many examples when extreme areal changes of climatic conditions at very short distances occur. One of them is described by Jakál (1981) in the east of Cuba. Over a profile of only 60 km the presence of an

area of alternating humid tropical (mean annual precipitation total 3000 mm), with semiarid and arid areas (mean annual precipitation total below 600 mm) was recorded. Similar dramatic climatic and vegetation frontiers in the landscape were observed on the Tenerife Island. Climatic phenomena in both quoted cases are caused by the barrier effect of mountain ranges preventing the penetration of humid trade-winds. Similar local climatic differences cannot be excluded in the case of the Neogene Slovenské Stredohorie Mts.

5. Conclusion

Based on the knowledge of morphostructural and morpho-climatic conditions of planation type relief in the Slovenské Stredohorie Mts. and the whole West Carpathians during the Neogene the genesis of planation surfaces can be supposed.

a) Tectonic mobility and volcanic activity in the area of the Slovenské Stredohorie Mts. during the Neogene were the agents which affected the processes of relief planation and creation of planation surfaces. They limited above all peneplanation, less so, pediplanation and etching. In the studied area we consider the following Neogene periods unfavourable from the morpho-structural point of view:

- periods of tectonic mobility between the Carpathian and Badenian (Styrian phase) and Pannonian/Pontian (Attic phase) and in Dacian (Rhodanian phase);
- periods of increased volcanic activity, in the Lower and the Middle Badenian and in the Sarmatian. Morphostructurally, the most favourable period for levelling-up of the relief was probably the one between the Badenian and the Sarmatian, Pannonian, Upper Pontian, and Romanian;
- periods of creation of volcano-tectonic depressions.

b) Planation processes must have responded to the changing morpho-climatic conditions. More humid periods (above all the Lower Badenian and the Pannonian) were more favourable for the action of peneplanation. More arid periods of the Neogene (Upper Badenian, some arid phases of the Sarmatian, the Pliocene) contributed to the activation of pediplanation or etching. Gradual cooling down of the Neogene palaeoclimate reduced the effect of peneplanation though it did not affect pediplanation and etching.

c) We suppose that the relief of the Slovenské Stredohorie Mts. was not completely levelled-up during the whole period of the Neogene. Climatic and morphostructural conditions were changing so often that they did not provide any possibility for a full and efficient action of peneplanation and formation of peneplain in the long term. The best conditions for peneplanation were in the Pannonian i.e. during the formation of the *stredohorská roveň*.

d) The presence of a weathering crust does not contradict the previous supposition of certain moderate degree of relief dissection. The question, what are the limiting morphometric parameters of this relief, has not been answered yet.

e) There were periods in the Slovenské Stredohorie Mts. during the Neogene which were favourable to the emergence of pediplanation and etching in the planation of relief. This is the reason why we suppose that pediments were formed in the studied area so as to join the pediplains. The best conditions for their emergence were between the Badenian and the Sarmatian and in the Pliocene.

f) In the Pleistocene there were comparably good conditions for the action of cryoplanation and etching in the Slovenské Stredohorie Mts., if we accept Thomas' view (1994). The study of

cryopediments in the West Carpathians deserves more attention.

g) Besides the temporal changes of the planation conditions it is necessary to take into account also their spatial changes. We have to admit regional differences in the relief levelling-up as illustrated by the example of a specific geomorphologic development in the surroundings of Žiarska kotlina basin during the Upper Sarmatian and the Pannonian.

The Neogene planation surfaces of the Slovenské Stredohorie Mts. are considered polygenetic planation relief forms, which originated in the alternating processes of peneplanation, pediplanation and etching depending on changing morphostructural and morpho-climatic conditions. Along with these processes also the rate of the action and consequences of the levelling-up effects were changing. Besides erosional diversification also the processes of cryoplanation and on-going etching could have taken part in the formation of the Neogene planation surfaces in the Pleistocene period.

This contribution is also part of the Project No. 2/4063 granted by VEGA scientific grant agency.

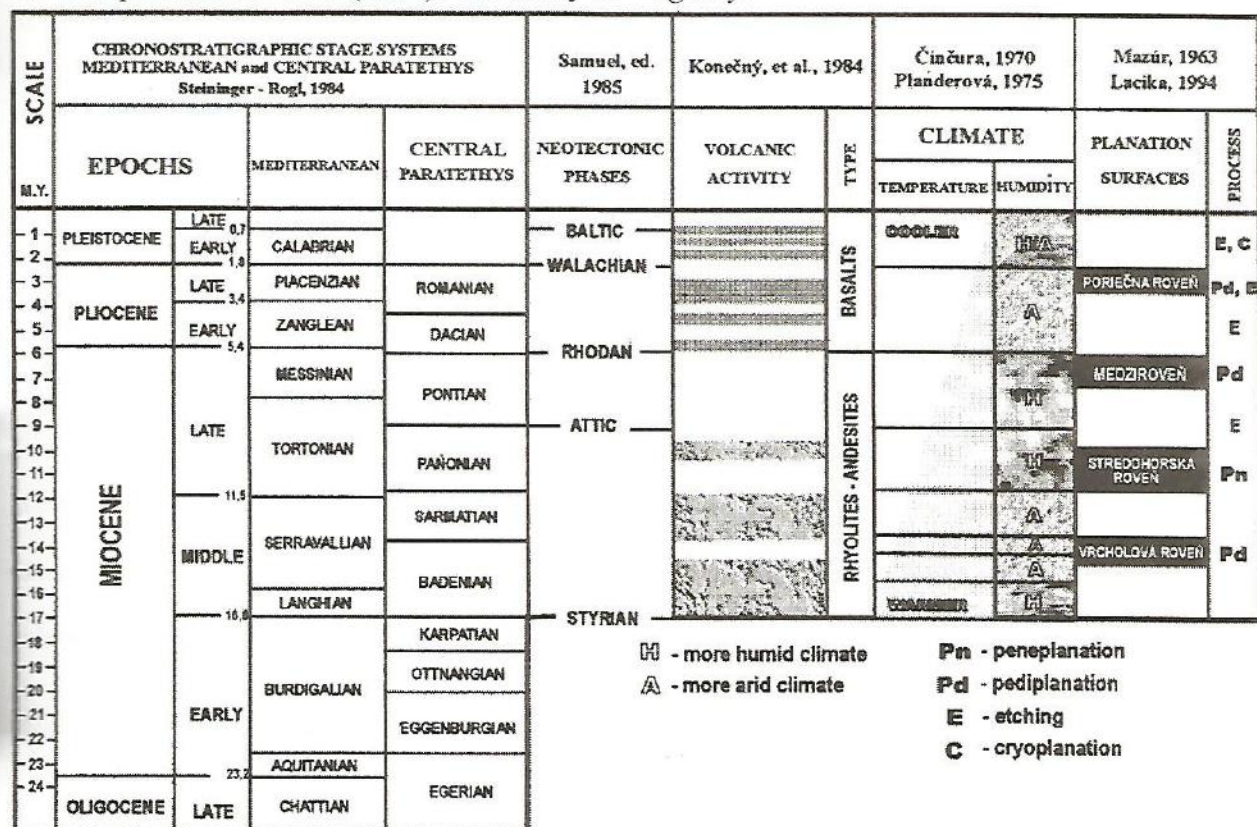


Fig. 1. Morphostructural and morpho-climatic conditions of the relief planation in Slovenské Stredohorie Mts. during the Neogene and the Quaternary

References

- Bizubova M. (1993), *The dating of gradated surfaces of the Western Carpathians*, Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica 32, Bratislava, 52-63.
- Bizubova M., Minar J. (1992), *Some new aspects of denudation chronology of the West Carpathians*, in Stankoviansky M. (ed.) Abstracts of papers International symposium "Time, frequency and dating in geomorphology", Tatranská Lomnica - Stará Lesná, June 16-21, 1992, Bratislava, p. 10.
- Buday T., Čicha I., Senes J. (1965), *Miozžen der Westkarpaten*, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 295 pp.
- Čincura J. (1970), *Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne*, Geografický časopis, XXII, 2, 148-162.
- Čincura J. (1984), *Palaeogeomorphological implications of Paleogene development of the Central Western Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, XVII, Kraków, 11-17.
- Čincura J. (1987), *Climate dynamics in the beginning of a neoid geomorphological stage in the West Carpathians Mts.*, Geologický zborník Geologica Carpathica, 38, 5, 601-614.
- Čincura J. (1992), *Development of the Slovak Western Carpathian relief in Space and Time*, in Stankoviansky M. (ed.) Abstract of papers, International symposium "Time, frequency and dating in geomorphology", Tatranská Lomnica-Stará Lesná, June 16-21, 1992, Bratislava, p. 15.
- Danes J. (1920), *Úvod do geomorfologie Slovenska a Podkarpatské Rusi*, Věda přírodní, Praha.
- Dedina V. (1922), *Slovenské krušnohoří a středohoří*, Sborník. Čsl. spol. zeměpisné, Praha.
- Dinev L. (1942), *Morfologija na Centralni Zapadni Karpaty*, Izvestija na Blgarskoho geograf. družestva, IX, Sofia.
- Gasparik J. (1979), *Paleogeographical maps of Slovakia (Neogene)*, GÚDŠ, Bratislava, 34 pp.
- Hassinger H. (1914), *Die mährische Porte und ihre Benachbarten Landschaften*, Abhandlungen d.k.k. Geogr. Gesellschaft in Wien, XI, 313 pp.
- Hromadka J. (1931), *Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje*, Ročenka Přírodovedného odborného Slovenského vlastivedného muzea v Bratislave za roky 1924-1931, Bratislava.
- Hromadka J. (1943), *Všeobecný zemepis Slovenska*, Slovenská vlastiveda I, Bratislava, 256 pp.
- Jakal J. (1975), *Kras Silickej planiny*, Osveta, Bratislava, 145 pp.
- Jakal J. (1981), *Geografický obraz východnej Kuby a jej prírodné krajinné krajinné typy*, Geografický časopis, 2, 33, Bratislava, 167-173.
- Jakal J. (1983), *Krasový reliéf a jeho význam v geomorfologickom obraze Západných Karpát*, Geografický časopis, 35, 2, 160-183.
- Jakal J., Lacika J., Stankoviansky M., Urbanek J. (1991), *Morfostrukturnyj analiz gornogo massiva Malých Karpát*, Geomorfologija, 4, Moskva, 97-109.
- Kaliciak M., Konecny V., Lexa J. (1989), *Štruktúra a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike*, Geologické práce, Správy 88, 79-105.
- Konecny V., Lexa J., Planderova E. (1983), *Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska, Západné Karpaty, séria geológia*, 9, 341 pp.
- Lacika J. (1990), *Transformácia vulkanického reliéfu na príklade Cerovej vrchoviny*, Geografický časopis, 42, 4, 375-400.
- Lacika J. (1993), *Morfoštruktúrna analýza Poľany*, Geografický časopis, 45, 3, Bratislava, 233-250.
- Lacika J. (1994), *Príspevok k poznaniu veku zarovnaných povrchov v Slovenskom stredohoří*, Geographia Slovaca, 7, Bratislava, 81-102.
- Luknis M. (1962), *Die Reliefentwicklung des Westkarpaten*, Willessenschaftliche Zeitschrift der Martin Luther Universität Halle-Wittenberg. Math. Nat. XI, 10, Halle.
- Luknis M. (1964), *Pozostatky starších povrchov zarovnávaní reliéfu v československých Karpatoch*, Geografický časopis, XVI, 3, 289-298.
- Luknis M. (1972), *Zvyšky treťohorných zarovnaných povrchov*. In: LUKNIŠ M., et al. (1972), *Slovensko II, Príroda, Obzor*, Bratislava, 134-139.
- Machatschek F., Danzer M. (1924), *Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpathen*. Arbaiten d.Geogr. Insit. d. deutschen Universität in Prag, sešit 5, Praha.
- Machatschek F. (1927), *Landeskunde der Sudeten und Westkarpathenländer*, Stuttgart.
- Mazur E. (1963), *Žilinská kotlina a prilahlé pohoria*, SAV, Bratislava, 185 pp.
- Mazur E. (1964), *Intermountain basins a characteristic element in the relief of Slovakia*, Geografický časopis, XVI, 2, 105-126.
- Mazur E. (1965), *Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements*, in Mazúr E., Stehlík, O. (ed.) *Geomorphological problems of Carpathians*, SAV, Bratislava, 9-54.

- Mazur E., Ěineura J. (1975), Poverchnosti vyravnivanija Zapadnych Karpat, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, IX, Kraków, 27-36.
- Moschelesova J. (1923), O najmladších horotvorných poruchách v Karpatoch, *Rozpravy Ěeské akademie věd a umění*, XXXII, tř. II, Praha.
- Planderova E. (1975), *Data on climatic changes in the Neogene of the Central Paratethys on the basis of palynology*, 6-th Congr. Reg. Commit. Mediter. Neogene Stratigraphy, Bratislava, 386 pp.
- Planderova E. (1978), *Microflorizones in Neogene of Central Paratethys*, Západné Karpaty, Sériea Geologica 3, Bratislava, 34, XII, 3, 92 pp.
- Planderova E. (1990), *Miocene Microflora of Slovak Central Paratethys and its Biostratigraphical Significance*, GÚDŠ, Bratislava, 144 pp.
- Samuel O., ed. (1985), *Chronostratigrafická a synoptická tabuľka*, 2.vydanie. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Sawicki L. (1909a), *Die jüngeren Krustenbewegungen in der Karpathen*, Mitteilungen d. Geol. Gesellschaft, Wien.
- Sawicki L. (1909b), *Z fizeyografii Zachodnich Karpat*, Kosmos 39, Lwów.
- Senes J. (1975), *Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages*, 2, Bratislava, 366 pp.
- Stankoviansky M. (1979), *Geomorfologické pomery Čachtických Karpát s osobitným zreteľom na Čachtický kras*, Slovenský kras, 17, 59-76.
- Thomas M. F. (1994), *Geomorphology in the Tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. John Wiley and Sons, Chichester, 460 pp.
- Urbanek J. (1966), *Malé Karpaty a prilahlá časť Podunajskej nížiny v oblasti Jur-Pezinok*, Náuka o Zemi II, Geographica 1, SAV, Bratislava, 45 pp.
- Urbanek J. (1992), *Vývoj dolín južnej časti Malých Karpát*, Geografický časopis, 2, 44, Bratislava, 162-173.
- Vitasek F. (1932), *Les terrasses du cours supérieur du Váh*, Spisy odb. Ěsl. spol. zeměpisné, XXXVIII, Praha.

*Institute of Geography of S.A.S.,
Bratislava, Slovakia*

Gravitational Landforms on Limestone Slopes of the Western and Central Part of the Southern Carpathians

Sorin Roată

Key words: landslides, climatic parameters, Southern Carpathians

Forme gravitaționale pe versanții calcaroși din centrul și vestul Carpaților Meridionali. Numeroasele studii efectuate asupra versanților în România au abordat cu precădere problematica celor din regiunile cu argile și marne, mai puțin cea a versanților din regiunile cu roci compacte, categorie în care se încadrează și versanții calcaroși. Acest fapt ne-a determinat să ne îndreptăm atenția asupra arealelor cu calcare din Carpații Meridionali și Munții Banatului, unde procesele de versant au o tipologie, o frecvență și o dinamică diferite față de cele desfășurate pe alte tipuri de roci, datorită proprietăților fizice și chimice ale rocilor carbonatice (fig. 1).

Versanții calcaroși pot evolua într-un stil normal, comun pentru toate rocile, în funcție de condițiile climatice și hidrologice (drepti, concavi sau convecși), dar cel mai frecvent se manifestă prin retragerea paralel cu ei înșiși, prin procese gravitaționale foarte intense, prin prezența abrupturilor tectonice sau de eroziune și prin frecvența mare a formelor de disoluție.

The problem of slope evolution was serious discussed after W.M. Davis' theory on the "Geographical Cycle" improved (1899, 1904). Some decades later, W. Penk (1934), in his "Die Morphologische Analyse" underlined the role of slopes morphology in modelling diagnose. These ideas were developed later by L.C. King (1953) and were discussed in many works in the 60's and 70's by many researchers, including some mathematical models.

Limestone, as rocks with a special behaviour to modelling factors, have two ways of reaction: one is the normal evolution according to climatic and hydrologic agents (concave, convex and linear slopes, fragmented by torrents and valleys), and the other is a special one, according to physical and chemical properties of limestone (the steeps retire parallel with themselves, intense gravitational processes, vertical slopes tectonical or erosional determination, dissolution forms etc.). That's why we can see many combined forms, non-specific for other types of rocks.

In Romania, there were made some studies on the slopes problems, especially in the hilly

and plateau regions, on non-karstifiable rocks. The limestones, although they raise many practical problems, were left in most of cases. This work wants to present some types of evolution of limestone slopes in the Central and Western part of the Southern Carpathians, with some studies of case.

1. Landslides

There are very few landslide processes on limestone slopes in the Romanian Carpathians because the weathered crust and soils are thin.

We offer you an exemplum from the Locva Mountains (south-west of the Gârnic village), where subaerial and fluvial deposition on limestone have been done for a long time. The rill wash acting on the secondary slopes brought in an older valley a great volume of clays and silts that on May Day, 1935 (from here the name **Maial**), after a long rainy period starts to slide. This phenomenon is reactivated in every rainy season, being 3-5 m deep, about 600 m long and 150 m wide. The forward part of the slide (the toes) is washed by Camenița River permanently. The bed is stable and one outlier could be seen in

its central part, causing a diffluent of the slid mass. Also could be seen primary (15-25 m) and secondary (3-6 m) steep, slip-ridges and furrows with thresholds. Some lapieses are not missing on the stable limestones around the slide. The rhythm of flow is about 5-6 m yearly at present. The slide surface is used as a pasture land.

2. Screes

They are the most frequent forms at the foot of steep limestone slopes. Their value is that of correlated deposits of the slope retire in time, being in form of "fans", "aprons" or as mobile sheets on the slopes. They are fixed, semi-fixed, mobile or re-activated ones. Their genesis consists in the microtectonic factor (faults, fissures), in the climatic factor (variation of temperature, quantity of rainfall etc.) and in the chemical one (dissolution on fissures). The individual particle (block) is transported by gravitational falling, by gravitational rolling or by trailing. The most recently screes are mobile, the oldest are fixed. Usually, their age can be established according to the matrix characters, that could be formed "in situ" by screes weathering, could be formed by deluvial clays and silts, and/ by aerial dust sedimentation. The age of all the studied screes is between Upper Pliocene and Present-day periods.

Cioclovina Scree Apron. A curved fault influenced a great amphitheatre formation at the northern boundary of limestone in the south-western part of the Șureanu Mountains. At the initial level, two karstified valleys are hanged-up at more than 250 m. The screes have a tectono-climatic origin, they coming from the steep slopes and along the nivo-torrential chimneys in the slopes. The steep slopes at the foot are fixed with a 50 cm soil cover, and with forestry vegetation. The upper deposits are mobile and recent. The great quantity of scree is caused by Oxfordian-Tithonic limestones outcropping at the base of newer compact limestone. These conclusions could be completed with a study in the caves of this region. We only could say that is a continuity in their evolution during the Upper Quaternary up today. The great amphitheatre is more than 500 m long and 250 m wide.

Strei Valley Screes. Along more than 8 km, the Upper Strei valley crosses the limestone plateau of the south-eastern Șureanu Mountains. Here the valley is epigenetic and antecedent, cut

the limestone and digged the crystalline schist below them. The steep slopes retired some hundred meters to north and south and left a continuous scree apron instead. Some outliers are raising above. The deposit is fixed in a reddish clay matrix, except the mobile scree sheet and fans in proximity of steep slopes. At the foot of slopes, a 30-50 cm of soil was formed and a forestry vegetation took place. The human activity (deforestation, road construction) improved a re-activation of torrential erosion in some places on the slopes. These scarps were formed during the Middle and Upper Pleistocene and the process is continuing at a lower intensity.

Vânturarița-Buila Screes. This massif is a big tectonical limestone cuesta in the eastern part of the Căpățâna Mountains, higher than 1800 m. All its slopes are steep, fragmented by nivo-torrential valleys. At the steep feet are some of the most important scree masses in this part of the Southern Carpathians. Scree fans and aprons are surrounding the massif and mobile scree sheets are hanged-up on its structural surfaces. The fixed screes at the foot of the mountain were solidified and permitted to vegetation to advance in altitude in the Holocene period. At present, the main geomorphologic processes are criogeny, nivation and rainfall wash that provoke a continuous weathering of limestone in the upper part of slopes and a facile transport of materials downstream, aggressing the upper limit of the forest. The screes formation in this massif is considered by us dating from the Upper Pliocene and along the whole Quaternary period.

Cerna Valley Scree. The Mehedinți Mountains slopes towards Cerna valley are high and steep. Their evolution during the Upper Pliocene and Quaternary was marked by a tectonical raising and an intense modelling by weathering. The result was a continuous scree apron, about 40 km long, at the base of slopes, actually fixed with clays and transformed by diagenesis (iron and manganese oxides). At present it is covered with forests and partly aggressed by human activity.

3. Glacises

The phenomenon of pediplanation make the slopes to return to the central part of the mountain (or outlier) and to leave a glaxis instead. Usually,

their particles are more fine than screes and non-karstifiable. The declivity of these glaciis aprons is lower than that of screes one and their stability is higher. From the studied area we offer you two examples:

Polovragi - Baia de Fier Glacis Area.

At the limit Carpathians/Subcarpathians, between Olteţ and Galbeniu Rivers, there is a glaciis about 2 km long and 500-600 m wide. It is placed at the foot of a fault steep in limestone and is characterised by a 20-30 degrees declination. It contains mainly Cretaceous and Upper Miocene (Sarmatian) materials washed down by erosion from the mountains area, where they cover the limestone. There are also limestone gravel spreaded in the depositional mass. At present, its surface is used as cultivated (orchard) and pasture lands. Its age is Upper Pleistocene-Holocene.

Ponorici Glade Glaciis. This glade is a place with one small, but typical glaciis in the Southern Carpathians. It is a karst contact depression created by Morii River, in the south-west part of the Şureanu Mountains, not far from the Cioclovina Fault Line, already mentioned. It is about 500 m long and 100-150 m wide, at the foot of southern slope of depression, having a declination of 25 degrees. Its genesis is in connection with some Jurassic conglomerates and sandstone outcropping in the slope and the weathering crust and soils washed down in the depression. At present, it is a stable relief, used as pasture land. Its age is no earlier than the Holocene period.

4. The Gravitational Traction Forms (Gravitational take-offs)

Are movements of packs of rocks with a faulted structure, in a gravitational sense, on some rocks with high plastic properties. These types of landforms could be seen along graben regions, with a recent or actual subsidence and along horsts flanks, with parallel faults to slopes. This is a rule also available for limestone in the Southern Carpathians. For an evolved form, the movement is by translation, usually in a rotational way. In other places, the movement is by failure of slope (collapse). There are also incipient forms, consisting in enlarged diaclasses by gravity and dissolution. The tendency for these last mentioned forms are to move in a consequent or obsequent way. The dimensions of landforms are variable

(up to some kilometres long), as well as the form and declination of generating faults (linear or curved, vertical or inclined). Although frequent and interesting, this kind of gravitational processes have been few studied in limestone areas.

Baru Mare Take-Off. The southern slope of Blictaru Hill is raising at more than 200 m above Baru Mare village, placed in the eastern part of the Haţeg Depression. The whole slope is a spectacular take-off as an amphitheatre. The steep is 20-30 m high, 1520 m long, 925 m wide; the slid mass has 360 m difference of level and a thickness of about 30 m. It went down in a gravitational direction with about 150 m. Some blocks remained in the upper part of the slope (Piatra Tinului, an outlier of 30 m high), other ones arrived at the foot of the slope (a block of more than 12 m in the Strei flood plain). The kind of move was in a rotational way. There are many causes and many stages in its evolution. The natural causes consist in the tectonic network (caused by the depression subsidence) and a combined role of climatic elements (mainly temperature and water) and human activity (a clay quarry at the base of slope for a period of four decades). The slide was produced on the mantle rock of crystalline schist (positioned under the limestone), wetted by infiltration waters. Also contributed the Strei erosion at the base of the slope. The human activity sustained a re-activation of process. Now, the slope is more stable, being used as pasture land. The age of this landform is probably the Upper Pleistocene.

Cerna Valley Take - Offs. The great graben of Cerna valley is dominated from east by the limestone range and karst plateaus of the Mehedinţi Mountains. The slopes are steep for more than 40 km long and high of 300-700 m. A network of parallel faults and diaclasses was formed along the ridge simultaneously to the graben deeping. Although some faults were demonstrated to exist since the Upper Cretaceous, most of them are Neogene and highly activated at the end of Pliocene and in Low Quaternary period. As a consequence of tectonical conditions and gravity force, great masses of limestone fell down to the valley. These movements were produced in the Middle and Upper Quaternary and the result was 1-3 steps (benches) formation, disposed at different altitudes, karstified and partly covered

with scree. Also partly, some of benches are covered with Cretaceous sediments. The slide of the limestone compartments was produced on crystalline schist and granite mantle crust along some curved (listric) faults. At present, they are used as pasture lands or are covered with forest.

Râu Șes Tractional Faults. The Râu Șes area is also located in the Mehedinți Mountains, but on their eastern flank. The Coșuștea valley used here a fault at contact of limestone with Middle Cretaceous flysch of the Mehedinți Plateau. The slope of the mountain is steep and 100-200 m high. The tectonical situation is more complicated here, because a limestone overthrust sheet covered another limestone compartment and its Cretaceous sediments (clays and marls). This structure was called "Duplicatura de Cerna". Many additional faults and diaclasses, parallel with the main one, are fragmenting the slope. the result is that the small karst plateau from the Râu Șes area, with a lapies field and sink-holes, was fractured and great "slices" of limestone started to slide down recently (last hundreds of years). This movement generated underground spaces, like the Cave from Râu Șes, more than 70 m long and 20 m deep, a typical cave of gravitational traction. The area is deforested and used as a stony pasture land.

Isverna Collapse. The fault network of the Upper Coșuștea valley generated north-west of Isverna village a big collapse phenomenon. The eastern limestone slope of the Mehedinți Mountains (Brad Hill, 1016 m), a 200 m high steep, failed. The new created form is a large amphitheatre (500 m long, 300 m wide). A great mass of mobile scree is at foot of the steep. The Scocu valley (a dry one) appeared on a relief flexion, on the slide bed, being prolonged with a sink-hole line. East from the Scocu valley there is a higher area (10-15 m), with some outliers, representing the frontal part of the slided mass. This area is partly used as a pasture land. The age: Middle-Upper Pleistocene.

Locuri Rele Take - Off. One of the most important rivers in the Southern Carpathians is Jiu River, that crosses the mountains through a grand and interesting canyon. At about the middle of distance between in-point and out-point of the canyon there is a little erosion depression (Lainici). The phenomena we are talking about is placed on the right side of valley (the eastern slope

of the Vâlcan Mountains) at an altitude of 780 m. The quick deepening of Jiu valley during the Pleistocene and Holocene provoked a gravitational traction fault in the crystalline schist and granites (the basement) and a slowly displaced of them. In this area, the basement is covered with Upper Jurassic limestone, 50 m thick. Because of this slowly displaced of the bed and helped by its mantle rock, the extreme east compartment of limestone slides down with a rotational movement in a vertical plan. The result was a steep of 50-70 m high, a scree apron at its foot and a dry valley that try to implement a uvala. Also can be seen a limestone outlier in the south-eastern part. The morphology (and processes) are similar to that of the Isverna Collapse, but at a more little scale: 300 m long and 250 m wide. The gravitational process can't be older than Lower Holocene. On the surface of the slided mass was founded a little hermitage with its dependencies, a garden, an orchard. Excepting the limestone steep, the slopes are covered with forest.

Swallets of West Jiu River. The south-western part of the Retezat Mountains (also called the Little Retezat) is a big limestone syncline flank that raise up to more than 2,000 m altitude. At the foot of its southern steep slope is flowing the upper sector of the West Jiu River, a tectonical and erosional deepened valley. Here are placed (between Câmpușel and Câmpu Mielului depressions) some swallets which drain the water of river to the Cerna Basin. The underground channels are not penetrable for human beings, but there is a diacalse more than 30 m long, 10 m deep and 0.5-3 m large, oriented parallel to the slope, opened by gravitational traction. Big limestone blocks are hanged up at different heights between walls, giving a strange topography. The detached compartment is easy inclined to east and in a near future will collapse. This phenomenon age is no longer than Holocene, a fact demonstrated by the type and quantity of sediments inside.

5. Conclusions

Although the presented landforms are few and spreaded on the map of the Central and Western part of the Southern Carpathians, these kind of processes are characteristic for the evolution of limestone slopes. To achieve new data, we consider necessary a long term profounded study

and a monitoring system for limestone areas. These could be performed under a special Programme about the limestone slopes evolution, also containing information and solutions for practical problems (forestry, agriculture, constructions, transport ways, tourism etc).

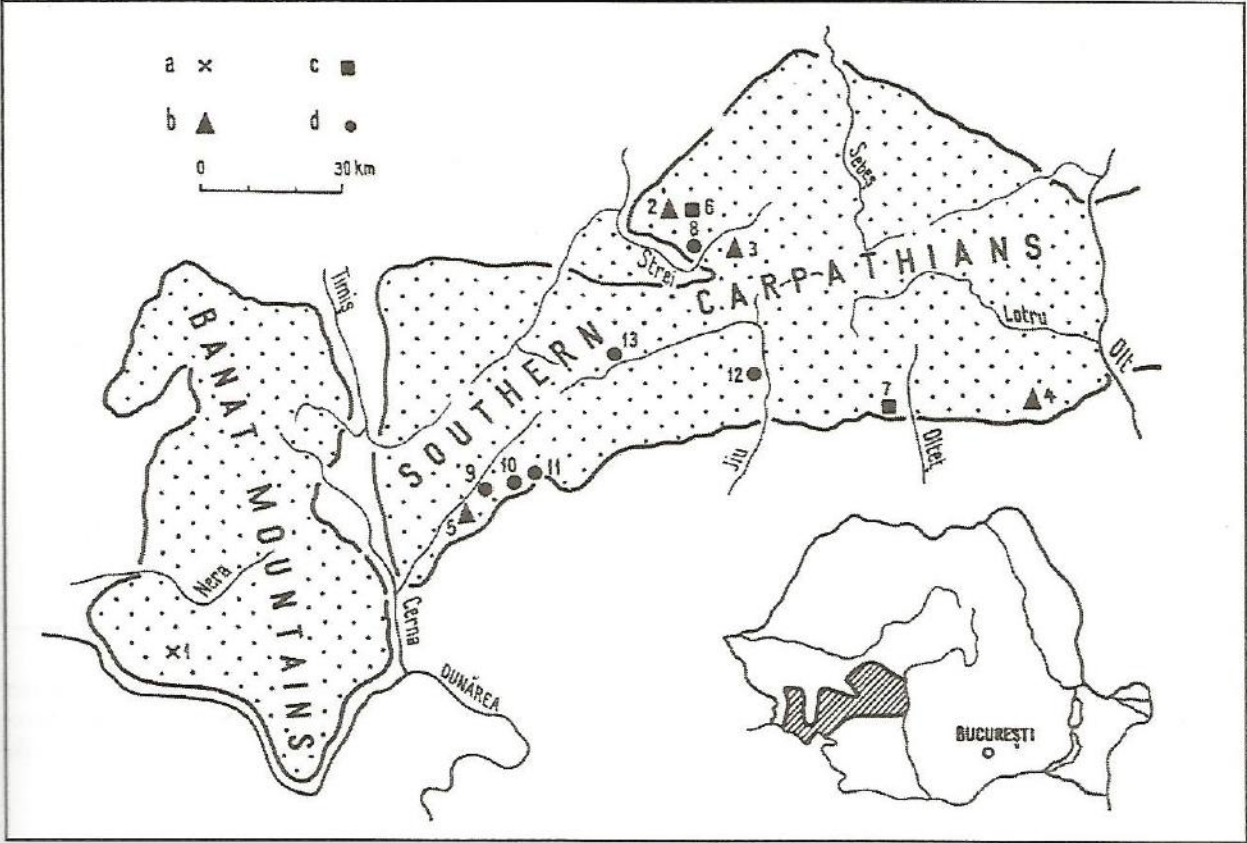


Fig. 1. The geographical placement of studied gravitational landforms in the Southern Carpathians:

- a, Landslides; b, screes; c, aprons; d, gravitational take-offs; 1. Maial (Locva Mts.); 2. Cioclovina (Șureanu Mts.); 3. Strei valley (Șureanu Mts.); 4. Vânturarița-Buila Massif (Căpățâni Mts.); 5. Cerna valley (Mehedinți Mts.); 6. Ponorici Depression (Șureanu Mts.); 7. Polovragi-Baia de Fier area (Căpățâni Mts.); 8. Baru Mare (Șureanu Mts.); 9. Cerna valley (Mehedinți Mts.); 10. Râu Șes (Mehedinți Mts.); 11. Isverna (Mehedinți Mts.); 12. Locuri Rele (Vâlcan Mts.); 13. Jiu de Vest (Retezat Mts.)

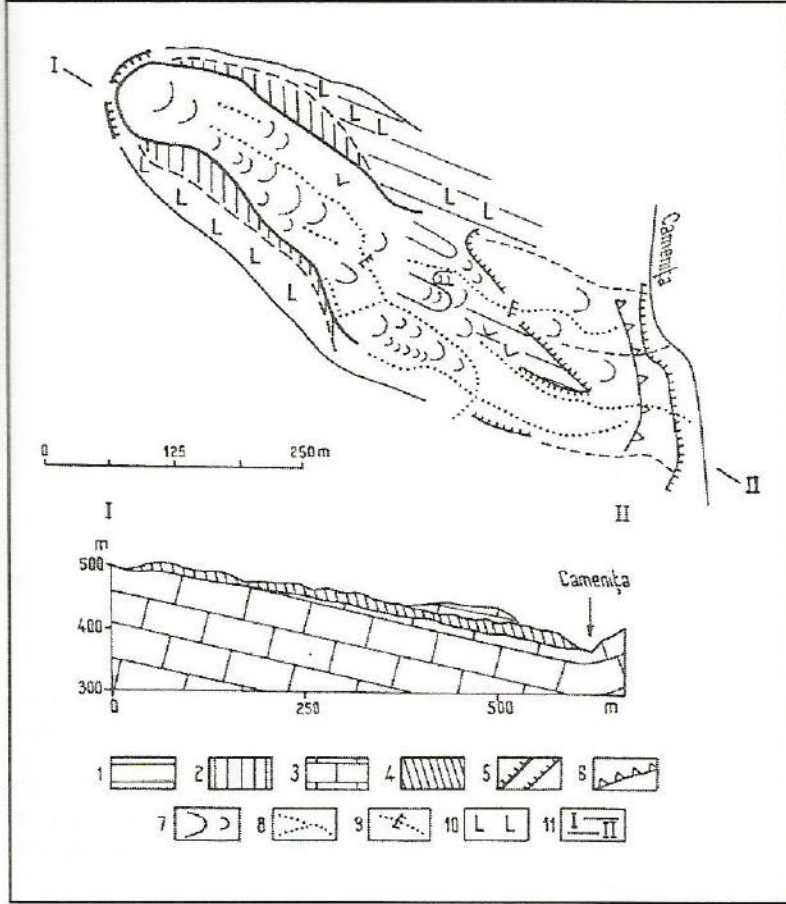


Fig. 2. Maial Landslide (Locva Mts.)

- 1. Rock in situ; 2. diluvium in situ; 3. lime-stone; 4. slid deluvium; 5. steep slopes (main and secondary); 6. toes of slide; 7. slip-ridges; 8. furrows; 9. thresholds; 10. karrens (lapies); 11. section line direction

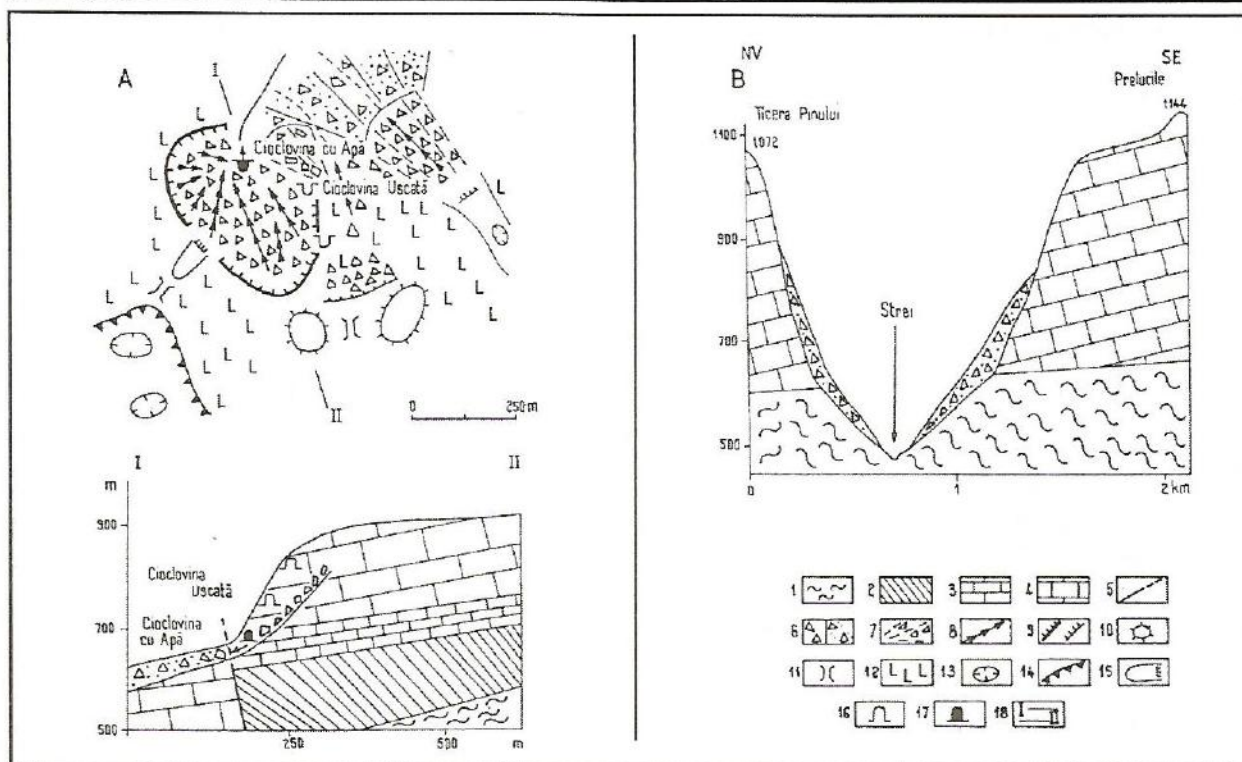


Fig. 3. Scree Aprons at Cioclovina (A) and Strei valley (B) (Șureanu Mts.):

1. Crystalline schists; 2. sandstones and conglomerates (Permian-Dogger); 3. stratified Upper Jurassic limestone; 4. compact Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestone; 5. faults; 6. scree (a, mobile; b, fixed); 7. scree fans; 8. nivo-torrencial couloires; 9. steep (main and secondary); 10. outliers; 11. saddles; 12. karrens (lapies); 13. sink-holes; 14. uvalas; 15. hanged up karst valleys; 16. non-active caves; 17. active caves; 18. section line direction

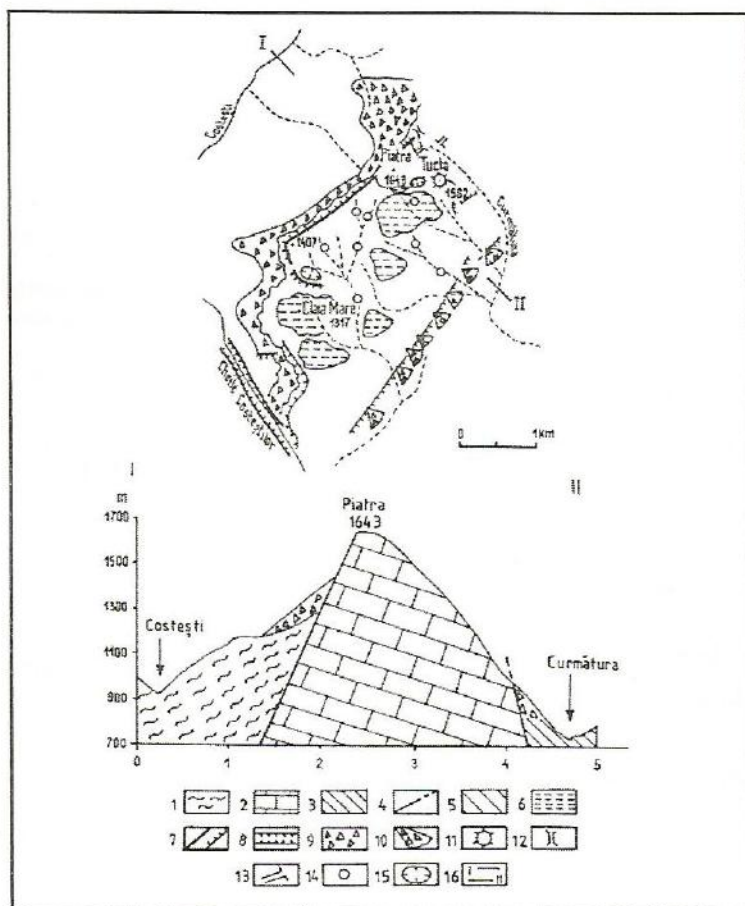


Fig. 4. Scree Aprons in the Vânturarița-Buila Massif (Căpățâni Mts.):

1. Crystalline schists; 2. Upper Jurassic limestone; 3. Upper Cretaceous sand-stones and conglomerates; 4. faults; 5. levelled surface; 6. structural surface; 7. steep (main and secondary); 8. gorges; 9. scree aprons; 10. outliers; 11. structural benches; 12. saddles; 13. nivo-torrencial couloires; 14. sink-holes; 15. uvalas; 16. section line direction

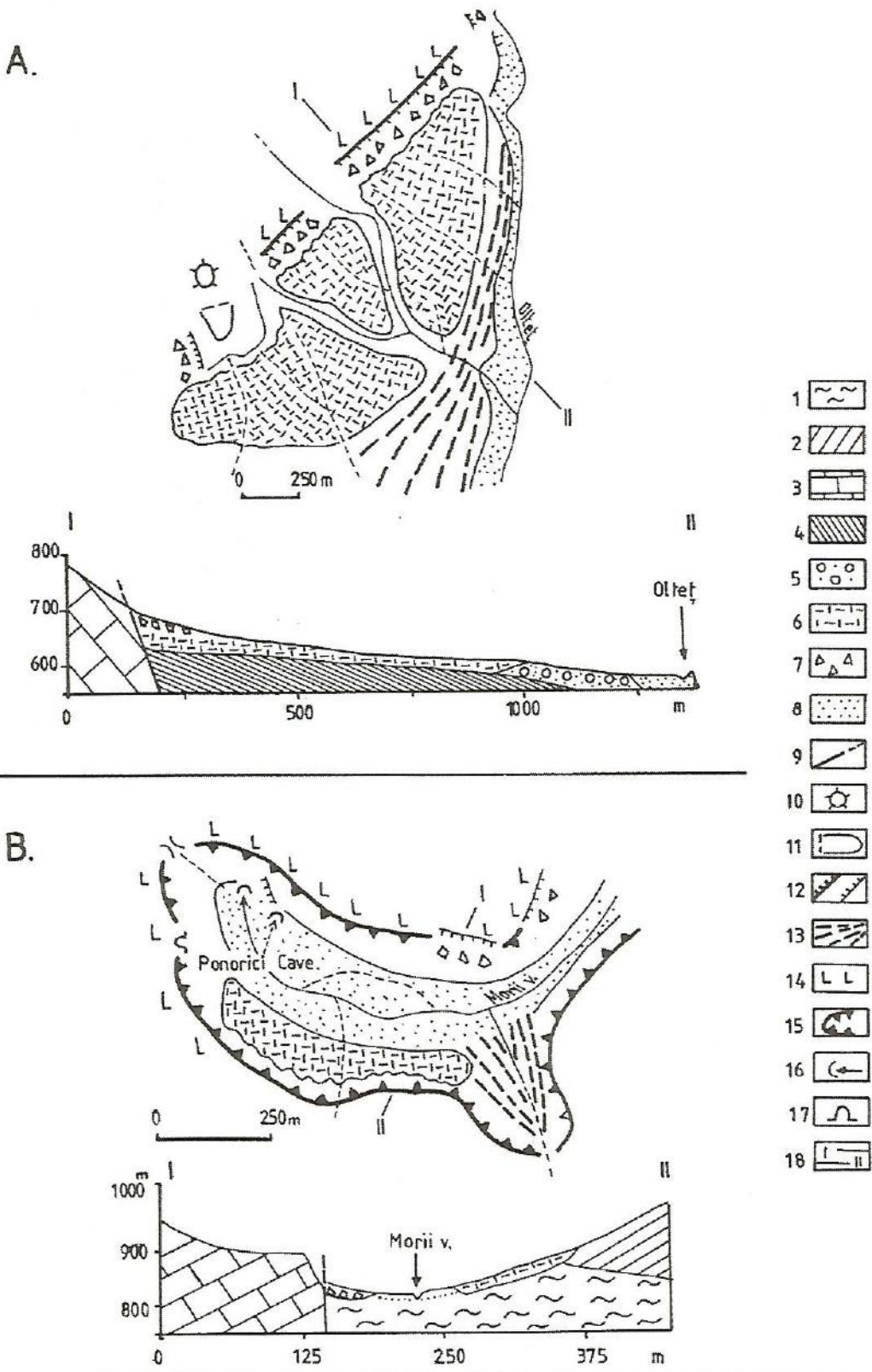


Fig. 5. Mountain Aprons at Polovragi-Baia de Fier (Căpățâni Mts.) (A) and Ponorici (Șureanu Mts.) (B). 1, Crystalline schists; 2, Middle and Upper Jurassic sandstones and conglomerates; 3, Upper Jurassic-Lower Cretaceous compact limestone; 4, Upper Miocene (Sarmatian) sandstone and gravel; 5, Pleistocene gravel; 6, deluvial beds; 7, screens; 8, Holocene flood plain gravel; 9, faults; 10, outliers; 11, structural benches; 12, steeps (main and secondary); 13, fans; 14, karren (lapies); 15, karst depression; 16, swallow holes; 17, caves; 18, section line direction

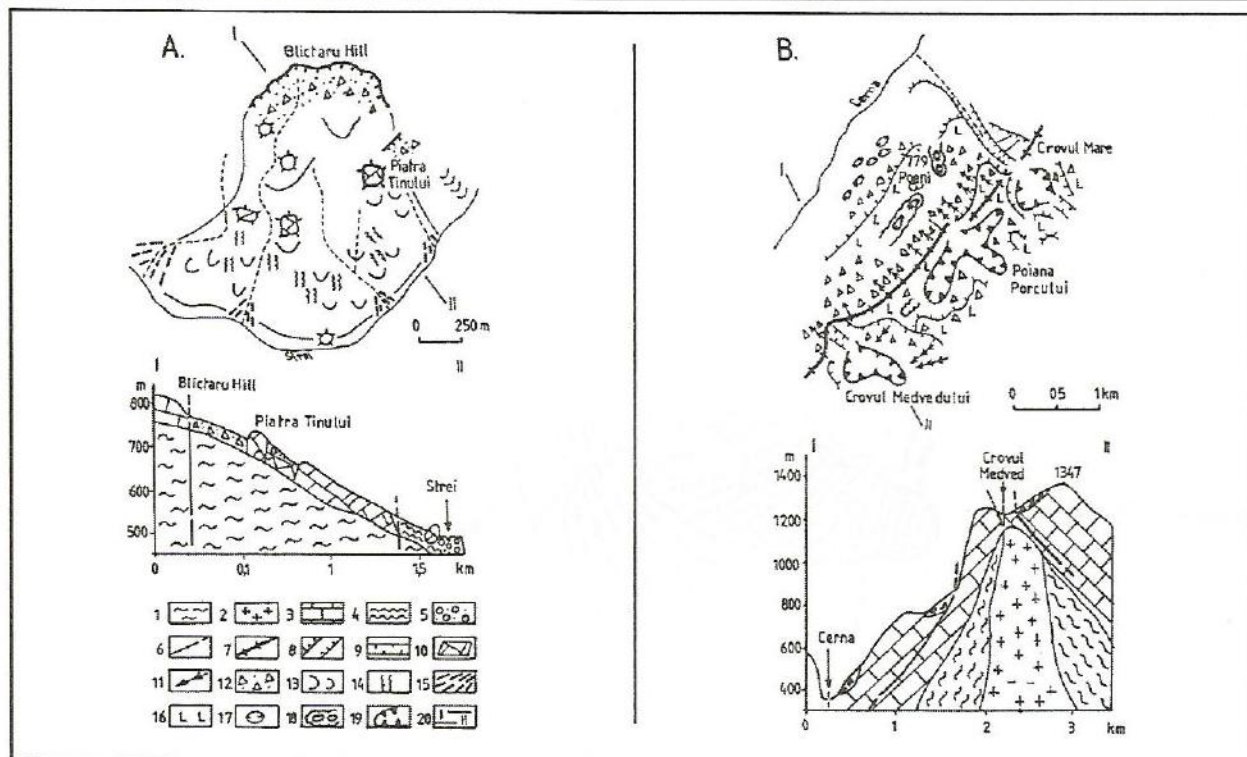


Fig. 6. Gravitational Take-Offs at Baru Mare Șureanu Mts.) (A) and Cerna Valley (Mehedinți Mts.) (B). 1. Crystalline schists; 2. granites; 3. Lower Cretaceous compact limestone; 4. mantle-rock; 5. Holocene gravel; 6. faults; 7. limestone ridge; 8. steeps (main and secondary); 9. gorges; 10. take-off blocks; 11. nivo-torrential couloires; 12. screes; 13. slip-ridges; 14. sheet-flow; 15. fans; 16. karrens (lapies); 17. sink-holes; 18. dry valleys; 19. uvalas; 20. section line direction

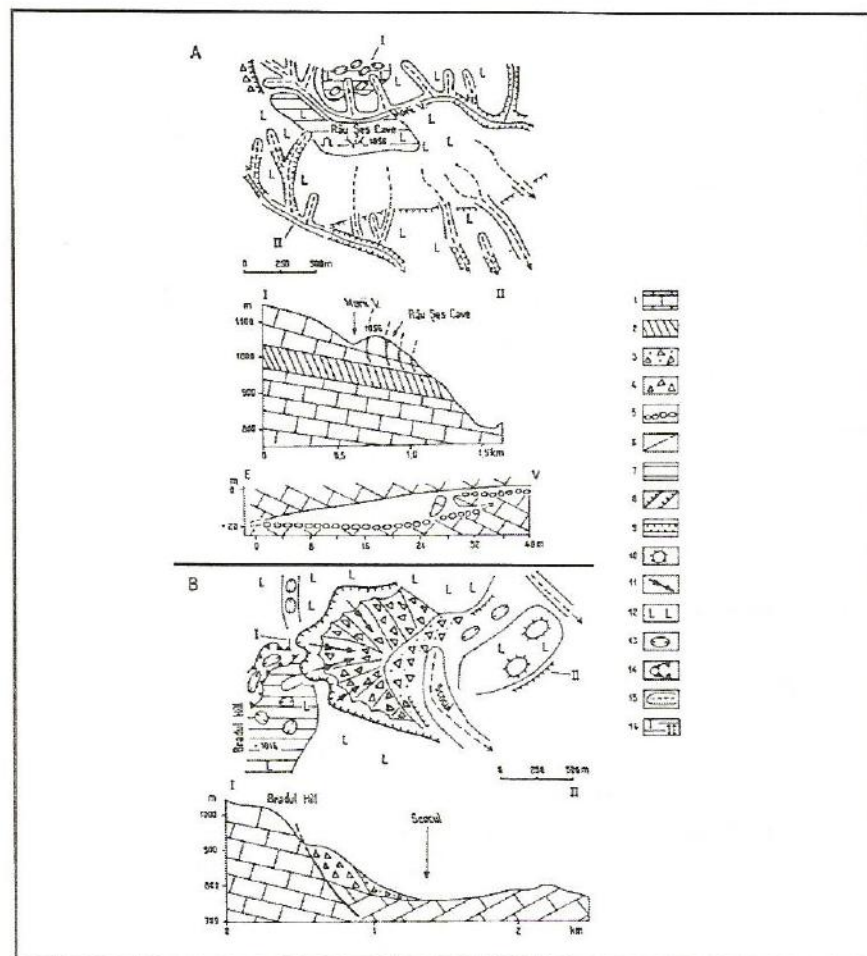


Fig. 7. Gravitational Take-Offs at Râu Șes (A) and Isverna (B) (Mehedinți Mts.). 1. Lower Cretaceous compact limestone; 2. Upper Cretaceous clays and marls; 3. Fixed screes; 4. mobile screes; 5. blocks pavement in cave; 6. faults; 7. karst plateaus; 8. steeps (main and secondary); 9. gorges; 10. outliers; 11. nivo-torrential couloires; 12. karrens (lapies); 13. sink-holes; 14. uvalas; 15. dry karst valleys; 16. section line direction (cave map after S. Roată, 1979)

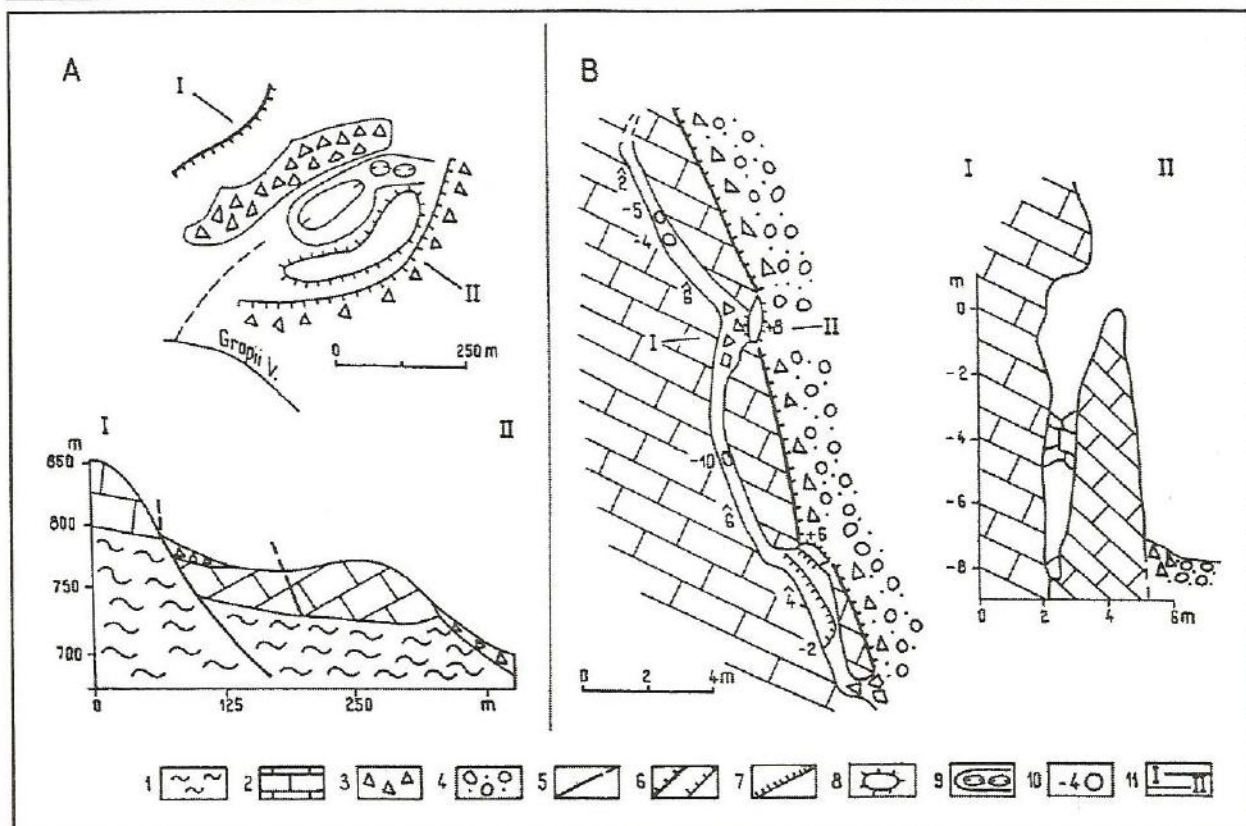


Fig. 8. Gravitational Take-Offs at Locuri Rele (Vâlcan Mts.) (A) and West Jiu Valley (Retezat Mts.) (B): 1. Crystalline schists; 2. Upper Jurassic-Lower Cretaceous compact limestone; 3. screes; 4. Holocene gravel; 5. faults; 6. steeps (main and secondary); 7. thresholds; 8. outliers; 9. karstified dry valleys with sink-holes and uvalas; 10. pits; 11. section line direction (cave mapped by Gh. Aldica - S. Roată, 1981)

References

- Bădescu D. (1991), *Le karst alpin des Monts Retezat (Alpes de Transylvanie, Roumanie)*, Karstologia, 17, pp. 43-53.
- Bleahu M. (1982), *Relieful carstic*, Col. Sinteze Lyceum, Ed. Albatros, București.
- Ilie I. D. (1978), *The karst topography of the Ponorici-Fundatura Ponorului zone (Șurean Mts.)*, Rev. Roum. de Geol., Geoph. et Geogr., XXIII, 2, București, pp. 227-238.
- Mutihac V. (1990), *Structura geologica a teritoriului României*, Ed. Tehnica, București.
- Niculescu Gh., Roată S. (1994), *La vlee du Jiu dans les Carpates Meridionales*, Problems of Geography, 4, Sofia, pp. 55-62.
- Pauliuc D., Dinu C. (1985), *Geologie structurala*, Ed. Tehnica, București.
- Posea Gr., Popescu N., Grigore M., Ielenicz M. (1976), *Geomorfologie*, Ed. Didact. și Pedag., București.
- Roată S. (1979), *Peșteri noi în bazinul Coșuștei superioare în 1978 și 1979*, Bul. speol., 1, BTT, București, pp. 25-48.
- Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehnica, București.
- Sencu V. (1975), *Le karst des monts de Mehedinți*, Rev. Roum. de Geol., Geoph. et Geogr., XIX, 1, București.
- x x x (1983), *Geografia României, I, Geografia fizică*, Ed. Academiei, București.
- x x x (1987), *Geografia României, III, Carpații românești și Depresiunea Transilvaniei*, Ed. Academiei, București.

Aspects of Periglacial Relief in the Parâng Mountains

Petre Urdea, Florin Vuia

Cuvinte cheie: forme periglaciare, ghețari de pietre, Munții Parâng

Aspecte ale reliefului periglaciare din Munții Parâng. Cu o bună reprezentare a treptei hipsometrice de peste 1800 m, Munții Parâng se impun ca specificitate a peisajului lor geomorfologic și prin existența unui relief periglaciare expresiv, reprezentat prin forme complexe, datorate atât morfogenezei pleistocene cât și celei actuale și subactuale, în condiții specifice etajului morfotectonic periglaciare, caracterizat prin temperaturi medii multianuale negative. Sub aspectul factorilor ecologici implicați în morfogeneza periglaciare, au fost analizate modalitățile în care relieful major și litologia, reprezentată mai ales prin roci foarte gelive – granitoide, gnaise amfibolite – transmit influențele lor asupra genezei, evoluției și repartiției spațiale a formelor periglaciare.

1. Introduction

Although the periglacial elements of Parâng Mountains were the subject of an article published by Silvia Iancu in 1961, after more than 37 years we consider that it is necessary to present things in a different manner, according to the new ideas and notions existing in the geographical literature. In a science like geomorphology, theory and fieldwork should be symbiotic (Thorn, 1992).

Taking into account the fact that the periglacial morphogenetic milieu is that where the influence of freeze-thaw oscillations is dominant (Tricart, 1968), and the "peculiarity of periglacial facies consists in the mechanical splitting of the rocks in situ; and freezing is the most important factor of periglacial climate" (Lozinski, 1909), and where the most fundamental of periglacial processes are those associated with cryogenic weathering, frost heaving and ice segregation (French, 1996), we will understand the suitability of our approach, taking into consideration the specific climatic conditions of the Southern Carpathians.

From the beginning we want to state clearly that, taking into account the fact that the 3°C

isotherm is considered to be the bottom limit of the solifluction substorey, and therefore of the periglacial level, too, we may consider the periglacial processes - and, of course, the associated forms - as a present-day topic in the alpine zone of the Parâng Mountains. We cannot overlook the presence of the fossil and relict periglacial forms (fig. 1), which are the result of Pleistocene morphogenesis.

An illustrating example could be the stone rivers situated at 1,400-1,450 m a.s.l. on the slopes of the Jieț valley.

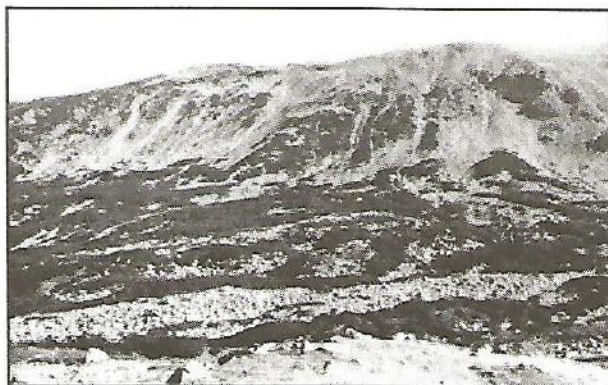


Fig. 1. Fossil rockglaciers and moraines in the Roșiile cirque

1. Geographic characteristics of the Parâng Mountains

The Parâng Mountains are situated at 45°22'30"N and 23°35'10", on the west side of the Southern Carpathians, in the Parâng mountain group, reaching a maximum height of 2,518 m a.s.l. in Parângu Mare Peak. Glacial cirques and valleys are the fundamental geomorphic elements in the landscape of high area of Parâng Mountains, originated in the Pleistocene glaciers which reached altitudes around 1,200 m a.s.l. during their maximum extension. The largest part of the interfluvies is represented by typical sharp crests and pyramidal peaks, peaks and crests that found even at heights over 2,000 m a.s.l., in fact a real gipfeltur. Regarding the area adjacent to the central zone, especially to the East and the South, the glacial landforms are moulded in the smooth and rounded surfaces of the levelled surfaces which belong to the Borascu sculptural complex. Climatic conditions in the highest belt of the Parâng Mountains are characterized by cold temperatures. The long-term average mean annual air temperature is 3.3°C at Parâng meteorological station (1,585 m a.s.l.) and above 2,200 m a.s.l. are generally below -1°C. At such altitudes, the number of annual freeze/thaw cycles is higher than 125 and frost is possible during the entire year. Annual mean precipitations approximate 1,000-1,200 mm (Parâng station - 968 mm), and the high limit of the forest is situated between 1,700-1,800 m.

3. Field observations and discussions

First of all, we should state that in the Parâng Mountains there is a double conditioning of the spreading of the periglacial landforms, one lithological and the other geomorphological.

The existence of two different lithological entities, on the one hand, the Parâng granitic bodies, and on the other hand, the crystalline schists (amphibolites, amphibolitic gneisses, micaschists and sericite-quartzitic schists) requires a certain differentiation of the spreading of the periglacial elements. The granites and granodiorites - very sensitive to weathering, giving large frost-shattered blocks - favour the spreading of the rockglaciers phenomenon, the block fields and the rock rivers (fig. 5). Crystalline schists produce smaller frost-shattered debris, leading to a higher content of fines in the corresponding

deposits and soils. Solifluction, ploughing blocks and debris-flow (fig. 2) are frequent in such zone.



Fig. 2. A debris-flow cone in the Mândra cirque

In the high axial area periglacial-glacial ridges and the steep slopes with avalanche couloirs and talus cones are the specific feature of the environment, but in the wide area of development of the Borăscu sculptural complex (Ieșu-Ciobanu, Pleșcoia-Mohoru, Ștefanu-Urdele-Păpușa areas) the periglacial pavements, earth hummocks, and solifluction forms are representative. The residual outliers of tor type appear on the ridges and the levelled surfaces, too. The component blocks often present smooth surfaces determined by the periglacial colisation. Regarding this, a proof may be that the basis of these tors lacks in fine fragments, but presents alveoles and micro-depression moulded by deflation.

The domain of the glacial cirques and valleys is characterized by the presence of large block fields. Those situations noticed at the beginning of the century in the Martonne's and Schreter's studies (1907, 1908), and also in later ones (Sârcu and Sficlea, 1956; Iancu, 1961). Yet we should acknowledge that Sârcu and Sficlea (1956) considered the large block fields "Blockströme or even rock glaciers" (p. 392). A more careful analysis of these things may prove the existence of some rockglaciers, of diverse forms, sizes and evolution phases. In the alpine area of the Parâng Mountains, like in the Retezat Mountains, rockglaciers are the most characteristic elements of the postglacial relief (Urdea, 1992, 1998). The large spreading of the glacial relief on the North slope favours the appearance of rock glaciers in cirques and valleys, the steep rock walls protect them from incoming direct solar radiation and also offer a large quantity of frost-shattered blocks. In fact, this geomorphologic situation has

microclimatic implications, important for rockglaciers genesis and evolution.

The terms known in the Roumanian geographical literature as "nivation protalus" are in fact protalus rampart, the embryonic forms of the rockglaciers phenomenon. These incipient landforms were early noticed in Găuri and Gâlcescu cirques by de Martonne (1900). The brilliant French geographer explains the genesis of these landforms which he called "muraille en fer a cheval", and his explanations are compatible with the present ones (cf. Haeberli, 1985; Barsch, 1996). The analysis of the rockglaciers and the glacial deposits emphasizes the existence of two main genetic types of rockglaciers, talus rockglaciers and debris rockglaciers, and of course, an intermediate one. The talus rockglaciers are situated below talus slopes and transport mainly frost-shattered rock fragments, and the debris rockglaciers occur below the end moraines and transport mainly morainic or glacial debris (Barsch, 1996). Dealing with the shapes of the rockglaciers, we must underline their variety. In the Parâng Mountains there prevail large lobate shapes and they sometimes change into tongue-like shapes (fig. 3).



Fig. 3. Inactive-active rockglacier Sliveiu

There are also intermediate forms from the incipient (protalus rampart) to the lobate ones, for example the two rockglaciers situated on the upper step of the Găuri cirque.

In many situations (Roșiile, Gemănarea, Ghereșiu, Slăveiu, Păsării, Iezeru, Mija Mare) the detailed topography of the glacial cirques and valley floors allows a reconstitution of the evolution of the glaciers as follows: ablation complexes => debris-covered glaciers => ice-cored rockglaciers => debris rockglaciers or secondary rockglaciers (Urdea, 1998). The temperatures

below 2°C of the springs situated at the basis of some front of rockglaciers (Table 1) indicates the existence of the permafrost, and therefore, of an active periglacial morphogenesis.

Table 1: Temperature of springs

Păsării cirque	10.08.1998	1.6 ⁰ C
	26.09.1998	0.9 ⁰ C
Gemănarea	17.08.1998	1.8 ⁰ C
	24.09.1998	1.4 ⁰ C
Mija Mare	20.08.1998	1.7 ⁰ C

Taking into account the fact that the rockglaciers are considered paleoclimatic indicators (Barsch, 1978), the identification of the primary and secondary rockglaciers allows the reconstruction of the evolution of the geomorphological landscape from the Upper Pleistocene and Tardiglacial and even for the period of the Little Ice Age.

Regarding this problem, one proof could be the presence of some very recently formed stone-banked lobes, with a position of the frost-shattered debris which indicates their movement. On the north-western slope of the Gem'narea Mountain we identified at 2,250 m a.s.l. a lobe about 50 m in length, 15-20 m wide at the basis, 8 m wide and 1-2.5 m height in its frontal side (fig. 4). It is made of angular frost-shattered blocks, many of them shaped like slabs, with an imbricate structure. Many frost-shattered blocks occupy a vertical position, consequently this stone-banked lobe is an active one. A little higher, the frost-shattered blocks are "organized" into an incipient lobe of 8-12 m in length.



Fig. 4. Stone-banked lobe on the western slope of the Gemănarea Mountain

References

- Barsch D. (1996), *Active rockglaciers as indicator of discontinuous permafrost: an example from the Swiss Alps*, in 3rd Intern. Conf. on Permafrost, National Research Council of Canada, Ottawa, 1, 349-352.
- Barsch D. (1996), *Rockglaciers. Indicator for the present and former geoecology in high mountain environments*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 331p.
- French H. M. (1996), *The periglacial environment*, (Second edition) Longman, Essex, 341 p.
- Haeberli W. (1985), *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 77, 142 p.
- Iancu S. (1958), *Câteva aspecte litologice și structurale în morfologia glaciară a Masivului Parâng*, Natura, Seria Geografie-Geologie, X, 4, 59-65.
- Iancu S. (1961), *Elemente periglaciare în masivul Parângului*, Probleme de geografie, VIII, 191-203.
- Jahn A. (1964), *Slopes morphological features resulting from gravitation*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 5, 59-72.
- Lozinski W. von (1909), *On the mechanical weathering of sandstones in temperate climates*, in Evans, D.J.A. (ed), Cold climate landforms, John Wiley & Sons (1994), Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 119-134.
- Martonne Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales)*, Rev. de géogr. annuelle, I, (1906-1907), Paris, 286 p.
- Marre A. (1998), *Les mouvements de terrain*, in Veyret, Y. (ed), L'érosion entre nature et société, DIEM, Dossier 22, SEDES, Paris, 84-107.
- Schréter Z. (1908), *A Páreng-hegység orográfiai és glaciológiai viszonyairól*, Földrajzi Közlemények, XXXVI, 4, 135-150.
- Sârcu I., Sficlea V. (1956), *Câteva observații geomorfologice în munții Parângului și ai Șureanului*, Anal. Șt. Univ. „A.L.I. Cuza” Iași, (Serie nouă), sect. II (Șt. nat.-geografie), II, 2, 384-402.
- Sârcu I. (1978), *Munții Rodnei. Studiu morfogeografic*, Ed. Academiei, București, 112 p.
- Summerfield M. A. (1991), *Global geomorphology*, Logman Scientific & Technical, Harlow, 537 p.
- Thorn C. E. (1992), *Periglacial geomorphology: what, where, when?*, in Dixon, J.C., Abrahams, A.D. (ed), Periglacial geomorphology, John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 1-30.
- Tricart J. (1963), *Géomorphologie des régions froides*, Presses Universitaires de France, Paris, 289 p.
- Urdea P. (1992), *Rock glaciers and periglacial phenomena in the Southern Carpathians*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, 267-273.
- Urdea P. (1998), *Aspects concerning postglacial and presentday landform evolution in Southern Carpathians*, Acta Facultatis Rerum Naturalium Universitatis Comenianae, Geographica, 40 (1997), 107-117.

West University, Timisoara, Romania
Department of Geography

Procese geomorfologice actuale/ *Present-day Geomorphological Processes*

Climatic Variables Involved in the Present-day Modelling of the Southern Carpathians

Octavia Bogdan

Key words: climatic variables, climatic mountain levels, Southern Carpathians

Parametrii climatice implicați în modelarea actuală a reliefului din Carpații Orientali. Aspectul Carpaților Meridionali este rezultatul acțiunii de modelare exercitată de agenții externi, între care, factorii climatici au un rol determinant. Activitatea lor este continuă, sezonieră și ritmică. Dintre toți factorii climatici care concură la modelarea reliefului, cea mai mare importanță revine înghețului, ploilor de vară și stratului de zăpadă. Intensitatea cu care aceștia acționează, inclusiv în cazul Carpaților Meridionali, cei mai înalți din România, este diferită pe etaje morfoclimatice, ca și în funcție de expoziția versanților, fragmentarea reliefului, microrelief, litologie, grad de acoperire cu vegetație, tipul de vegetație etc. Această intensitate se reflectă în intensitatea proceselor de modelare specifice fiecărui etaj.

Analiza principalilor parametri climatici ca înghețul (fig. 1, 2, 3), precipitațiile atmosferice, mai ales ploile de vară (fig. 4, 5) și stratul de zăpadă (fig. 6, 7) sintetizate în tabel 1, conduc la concluzia că în Carpații Meridionali se disting trei etaje morfoclimatice (sau morfogenetice):

Etajul montan inferior, < 1000 m altitudine, care acoperă treimea interioară a versantului, cea mai umanizată, incluzând baza versanților și contactul cu depresiunile, cu două subetaje: *piemontan*, < 700 m altitudine, considerat de Mihăilescu (1972) un produs al muntelui și cel *al pădurilor de foioase* între 700 și 1 000 m altitudine; este caracterizat prin: 175 – 225 zile a duratei medii anuale posibile cu îngheț și 110 – 150 zile cu strat de zăpadă; frecvente inversiuni de temperatură în perioada rece a anului, care facilitează minime termice absolute între -26 și -32°C; ploi de vară bogate cantitativ (650 – 900 mm) în perioada caldă a anului, când cele mai mari cantități medii lunare pot depăși 200 – 300 mm în culoarele de vale orientate spre sud, iar maximele în 24 ore, 80 – 135 mm etc. Este etajul în care procesele de eroziune, transport și acumulare sunt într-un echilibru relativ, dar în permanență susceptibil de “rupturi”, procese accelerate de eroziune și o gamă largă de pornituri de teren.

Etajul montan mediu între 1000 și 1500 – 1600 m altitudine, care acoperă treimea medie a versanților, situat deasupra stratului de inversiune termică; este caracterizat prin 225 – 235 zile a duratei intervalului posibil cu îngheț și 180 – 230 zile cu strat de zăpadă; grosimea medie decadică a stratului de zăpadă este de 40 – 60 cm, iar cea maximă absolută de 120 – 160 cm; ploile din perioada caldă totalizează 600 – >700 mm, iar maximele de precipitații în 24 ore, 135 – 205 mm, a căror intensitate poate depăși 0.05 mm/min. Cea mai mare cantitate de apă se scurge. Datorită pădurii, intensitatea proceselor de modelare se reduce; predomină procesele de eroziune lineară, iar spre limita superioară au loc procese crionivale; tot aici se remarcă și ultimele prelungiri ale vâilor glaciare supuse în prezent acțiunii fluviale.

Etajul montan superior, între 1600 și >2500 m altitudine, care acoperă treimea superioară a versanților, cel mai expus modelării agenților aerieni (îngheț, precipitații, vânt și strat de zăpadă), numit de Mihăilescu (1972) și etajul *platformelor de denudare*. Cuprinde două subetaje: *subalpin*, între 1600 m și 1800 – 2000 m, domeniul arbuștilor pitici, adaptați vânturilor puternice care reprezintă, totodată, spațiul montan de formare a rețelei hidrografice; *alpin*, la peste 1800 – 2000 m altitudine, caracteristic pajiștilor alpine formate într-un climat foarte rece și umed. Aici, înghețul are cea mai mare durată, fiind posibil tot anul, iar minimele absolute pot atinge -38°C; anual se înregistrează 165 – 260 zile cu îngheț efectiv, iar stratul de zăpadă poate dura 235 – 325 zile; ploile din semestrul cald al anului sunt ușor diminuate cantitativ (circa 700 mm), dar sunt relativ constante pe verticală; vântul este foarte puternic, atingând în zona alpină o viteză medie anuală >7 m/s.

Climatul foarte rece și umed creează condiții prielnice pentru conservarea formelor glaciare de relief din zona alpină și de dezvoltare a proceselor crionivale, care generează o gamă largă de forme minore negative și pozitive (Niculescu, 1965, 1969, 1997, Urdea, 1988, *Geografia României*, I, 1983 etc.); datorită proceselor de îngheț – dezgheț, acestea sunt supuse unui ritm de evoluție zilnic, sezonier și anual.

Rezultă deci că agenții climatici modelatori acționează selectiv cu altitudinea pe complexe litologice diferite și în condiții variate de vegetație, astfel că raportul dintre climă și procesele de modelare se dispun pe verticală sub forma unor “centuri” concentrice supraetajate, care desemnează etajele morfoclimatice, fiecare având un specific aparte.

12 Octavian Bogdan

The present aspect of the Southern Carpathians is the outcome of the modelling action exerted by external agents, among which the climatic ones play a determining role. As part of the terrestrial system, these agents are sometimes capable of unleashing enormous energies.

However, of all the climatic factors involved in modelling the relief, *oustanding are freezing, summer rains and the snow-layer*. The intensity of their action, also in the Southern Carpathians - the highest mountain chain in Romania, depends on altitude (or morpho-climatic levels), exposition of slopes, relief fragmentation, microrelief, lithology, degree of plant coverage, plant type, etc. Hence the distinct modelling intensity on each and every level.

Looking at the main variables (table 1) of freezing (figs 1-3), summer rains (figs 4) and snow-layer (figs 5-6) *three morphoclimatic levels* (or morphogenetic, depending on the climatic conditions) are obvious (fig. 7):

1. The lower mountain level (<1,000 m alt.), or the lower third of the mountain, inclusive of the slope foot and the depressionary contact area, comprises two sub-levels: the piedmont, at the base (under 700 m alt.) and the leafy forests (oak-beech, and beech) (700-1,000 m alt.). On this level, which is easily accessible, although erosion, transport and accumulation processes are relatively balanced, they are always susceptible to "failures", or "thresholds" on account of the high human pressure.

The presence of valley corridors favours the development of rich precipitations, which, together with the heavy and intense summer rains, accelerate erosion, triggering a whole train of slidings, to which the water stored during the winter in the snow-covered surface deposits contributes to the full.

The thermal inversions, occurring at the bottom of depressions and in the large valley corridors, maintain low *minimum temperatures* (occasionally under -30°C), as well as episodic early and late freezing; freeze-thaw processes facilitate linear and eolian erosion.

The piedmont sub-level, labelled a *geographical product of the mountain* (Mihăilescu, 1972) due to erosion and accumulation processes on slope caused by substantial underground water reserves and frequent exten-

sion above the thermal inversion layer, is strongly humanised. The presence of brittle piedmont deposits, together with man's pressure, have accelerated erosional processes, with the consequent expansion of torrential valleys and landslides developed in every drainage basin. So, this level appears to be *the most dynamic morphoclimatic step* in the Southern Carpathians. A major contribution to it make the valley corridors oriented in the direction of moist air advections, and facilitating their penetration into the mountain zone, where vertical walls and great humidity enhance the condensation of water vapours. This, in turn, is a source of extremely rich and heavy rainfall, best illustrated by the monthly quantities (over 200 - 400 mm) registered in the valley corridors over the past century in May 1897: 223.3 mm at Novaci on the Gilort River and 317.9 mm at Horezu on the Bistrița of Oltenia River in June 1897; 336.7 mm at Arefu on the Argeș River, and 346.8 mm at Nucșoara on the Vâlsan River; 335.8 mm in September 1912: at Câmpulung on the Râu Târgului River; in June 1966: 277.5 mm at Rucăr on the Dâmbovița River; in June 1924: 653.1 mm at Fundata in the Rucăr-Bran Passageway; in May 1897: 375.4 mm at Câmpina and in June 1941 at Sinaia Mânăstire, both in the Prahova Valley.

In the lower mountain level (with its two sub-levels) the average annual duration of snow is of 140-190 days, with intervals of 40 and 25 days of *risk in early autumn* and late spring, respectively. The snow layer lasts for 110-150 days on the average and absolute maximum thickness 20-40 cm and 80-120 cm/decade, respectively. There is greater snow-melt water reserve in the sheltered piedmont zones. By seeping and storing into the deposits, it leads to down-sagging and collapse, thereby contributing to the modelling process.

2. The medium-high level (1,000 m... 1,500-1,600 m alt.) is represented by the median third section of slopes, or the forest realm (beech-conifers, and conifers). Here is the *best climate for human activity* and spa-cure. Thermal contrasts within one and the same season seldom occur, temperatures are relatively constant, with small variations only (mean air temp. in January -5.0 ...-5.5 °C). Lying above the thermal inversion layer of the lower level, winter isothermy is registered

CLIMATIC VARIABLES

Table 1

No	Climatic variables *)	Morphoclimatic steps			
		Lower mountain level (< 1000 m)		Median mountain level (1,000...1,500-1,600m)	Upper mountain level (1,600 -> 2,500 m)
		< 700 m	700-1,000 m		1,600-1,800 m >1,800 m
1	First autumn snow	22 X - 5 X	5 X-28IX	28 IX - 20 IX	20 IX-1 IX 1IX-11 VIII
2	Last spring frost	15 IV-5 V	5V-15 V	15V-20V	20V-31V 31V->20VII
3	Average annual duration of freezing (days)	175-<215	215-225	225-235	235-285 285-345
4	Intensity of frost:				
	Average temp. January (°C)	...-4	-4...-5	-5...-5.5	-5...-6 -6...-<10
	Abs. min temp. (°C)	-29...-<32	-26...-29	-26.5...-25.5	-26.5...-29 -29...-38
	Mean annual ampl. (°C)	22.5-21.0	21.0-19.5	19.5-17.8	17.8-17.3 17.3-16.4
	Extreme temp. ampl. (°C)	72.0-64.5	64.5-59.0	59.0-54.5	54.0-55.0 55.0-61.5
5	Days with various temp. traits: frosty days	135-160	160-175	175-155	165-180 180-260
	winter days	25-40	40-55	55-80	80-90 90-160
	frosty nights	15-25	25-40	40-35	45-50 50-95
6	Risk at freezing interval (days) autumn	10IX-20X (30)	20VIII-20IX (30)	20 VIII-30 IX (40)	15VIII-15 IX (10) 1VIII-12 IX (30)
	spring	10IV-30V (50)	15V-25VI (45)	15V-20VI (30-40)	20VI-10VII (~ 20) 10VII-31VII (~ 20)
7	Annual quantity of precipitation (mm)	650-825	825-900	900-1050 (1120)	1050-1075 1075-1050
8	Average quantity of precipitation in the warm season (mm)	400-500	500-600	600-700 (752) ^{*)}	~ 700 700-710
9	Abs. max/24hrs. (mm)	80-135	85-135	135-205	125-115 115-105
10	Days with precipitation 0.1 mm	100-140	140-160	160-175	165-180 180-165
11	First snowy day (autumn)	>10XI	10XI-15X	15X-25IX	25IX-20IX 20IX-20VIII
12	Last snowy day (spring)	<10 IV	10IV-10V	10V-28V	28V-8VI 8VI-10VII
13	Average duration of snow	<140-160	160-190	190-250	250-270 270-340
14	Risk at snowing interval (days) Autumn	10X-15XI (40)	10IX-10XI (40)	5VIII-10X (65)	1VIII-10IX (40) 1VIII-20VIII (20)
	Spring	15IV-30IV (15)	20IV-1VI (40)	1V-25V (25)	25V-30VI (35) 1VII-31VIII (60)
15	Snow-layer thickness/decade (cm) average	<20	20-40	40-60	60-80 80-100
16	abs.max. (cm)	<80	80-120	120-160	160-200 200-290

*) From the lower to the upper limit of each step

throughout the vertical space. It is only in the exceptionally frosty years (eg. 1929, 1942, 1954, etc.), that absolute thermal inversions (covering the whole vertical mountain space) and significant negative thermal deviations from the multiannual mean are recorded.

The first autumn frost sets in nearly one week earlier than in the lower level, (Sept. 28-Sept. 20), the last frost by some 5 days later (May 15-20); absolute minima are by ca 3°C -7°C higher, with a lower abs. extreme temperature amplitude (59.0 - 54.5°C on the lower level 64.5 - 50.0°C). Freezing lasts some 10 days longer (225 - 235 days), the risk at early freezing in autumn and late in spring is of 20 days.

Summer rains total over two-thirds of the annual quantities (600->700mm). A first condensation level occurs at 1,500 m alt. (750 mm) exposed to the NW and SW moist air advections. Absolute maxima/24 hrs vary between 135 mm and 205 mm, especially during the high summer rains (over 0.05 mm/min due to the orographic barrage of the Southern Carpathians). As a consequence, slope erosion is accelerated.

The number of snowy days (190-250) and the duration of the snow-layer (180-230 days) increases with the altitude; the snow-layer thickness and the absolute maxima/decade is of 40-60 cm and 120-160 cm, respectively. The steep slopes cause much of the snow-layer water reserve to flow downslope.

The intensity of modelling is locally reduced by forest land. Linear erosion is dominant, with cryo-nival processes found towards the upper line, where the last extensions of glacial valleys, presently subjected to linear erosion, are visible (*Geografia României*, I, *Geografia Fizică*, 1983).

3. The upper mountain level (1,600 - >2,500 m alt.) comprises the high Southern Carpathian mountains, reaching over 2,500 m in some places. Vintilă Mihăilescu (1972) named it the level of the upper denudational platforms.

The climate of this upper mountain section is cold, moist and windy, with two sub-levels:

a) **Subalpine** (1,600 m...1,800 - 2,000 m) the realm of the dwarf bushes adapted to the high winds. It is *here that the drainage net springs from*;

b) **Alpine** (>1,800 - 2,000 m alt.), with alpine meadows specific to a cold and very wet climate.

This sub-level exhibits the greatest frequency and diversity of cryo-nival and periglacial processes (Niculescu, 1998), possibly all year-round freezing and snowing.

It is obvious that each and every level has its characteristic climatic variables. Temperatures are considerably decreasing with the altitude, and freezing may set in (from 1,500-1,600 m upwards) throughout the year, lasting longer in the alpine sub-level. It begins in early autumn (Sept. 20 at the foot- Aug 11 on the top) and goes on far into the spring (May 15 at the foot- July 20 on the top), lasting for 235 and 345 days, respectively.

This level registers the severest frost in all the Southern Carpathian chain, with average monthly temperature of -5.0 and -10°C in January and absolute minima of -26.5...-38.0°C; there is the greatest incidence of mean annual frosty days (165-260), winter days (80-160) and frosty nights (45-95).

Snows fall very frequently (250-340 days) and the long interval of freezing helps the conservation of the snow-layer. The average annual snow-layer days increase with the altitude (from 235 on the subalpine to 325 on the alpine levels); the quantity of summer rains is slightly reduced, with relatively constant values on the vertical (totalling 700 mm in the warm season). Because the air is very humid and there are few obstacles, absolute precipitation maxima / 24 hrs are also more depleted in the subalpine zone (125 mm) than in the alpine zone (115 mm) compared to the preceding level.

The rough and moist climate favours the *conservation of the glacial alpine relief and the development of cryo-nival processes*. According to Niculescu (1997) and Udrea (1988), the cryo-nival processes of this level generate both *negative minor forms* (nivation niches, nivation protalus, avalanche couloirs) and *positive minor forms* (alpine crest, residual slopes, detritic aprons, stone fields and rock streams on slopes) **through processes of disintegration** caused by the seasonal and annual *freeze-melt succession*. This also leads to the formation of thufurs, sliding blocks, stone polygons, etc. (p. 79).

Summing up, we would say that the present-day modelling of the Southern Carpathians is the outcome of a symbiosis between the most active climatic factors of the cold season (freezing, snowing, snow-layer) and of the warm season

(rains in summer, orographic rains and frontal rains). Their action varies selectively with the altitude, with the rock complexes and with the vegetation. There is a direct relationship between the climate and the

modelling processes on the vertical as revealed by overlapping ring belts, or morphoclimatic steps, each with its own particular features.

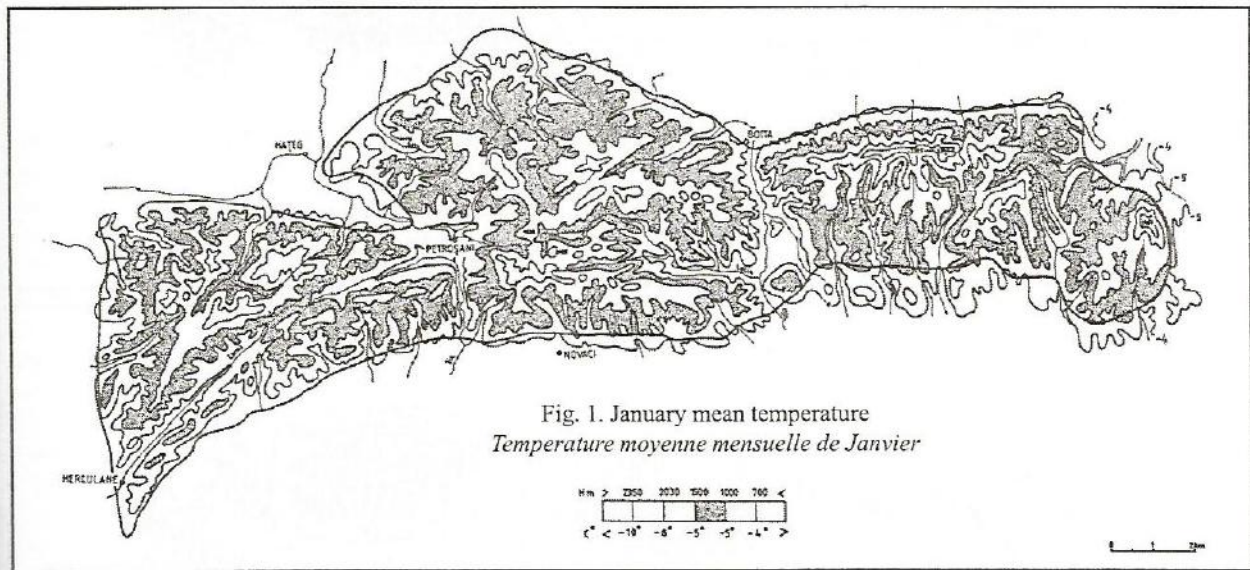


Fig. 1. January mean temperature
Température moyenne mensuelle de Janvier

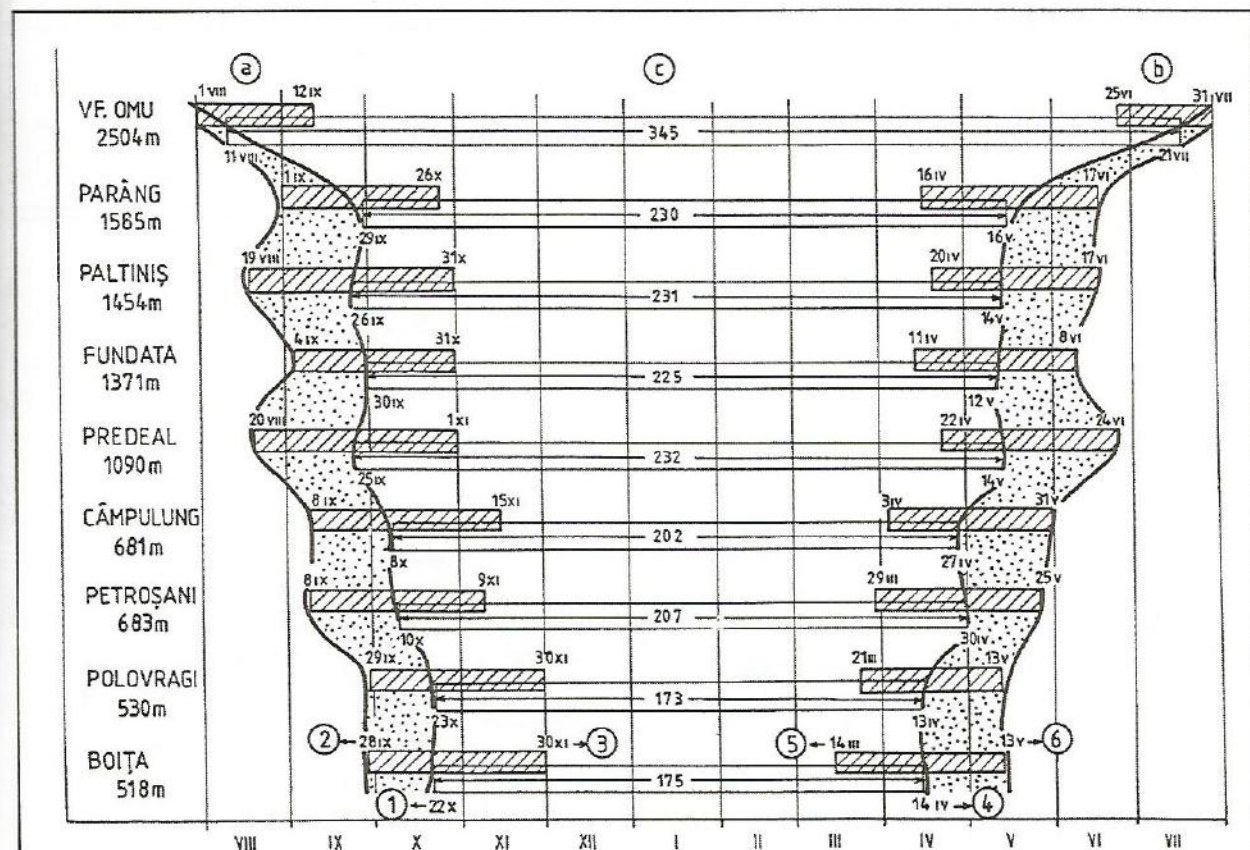
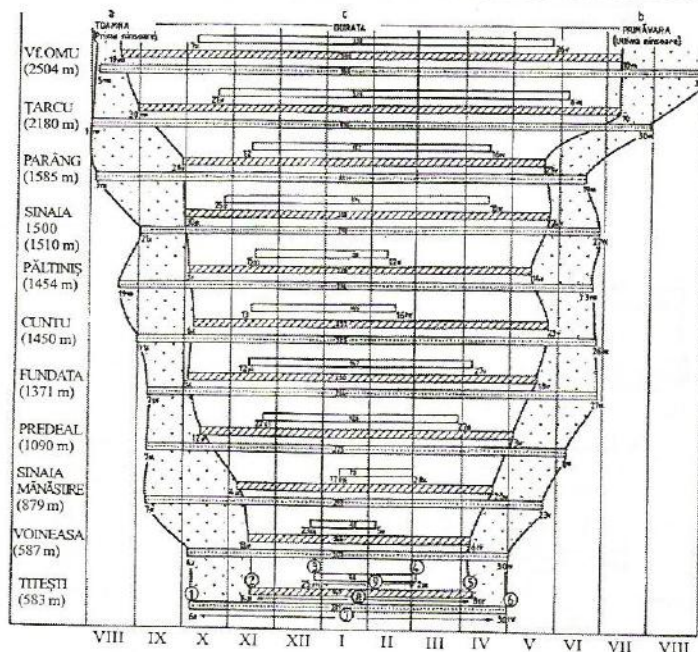
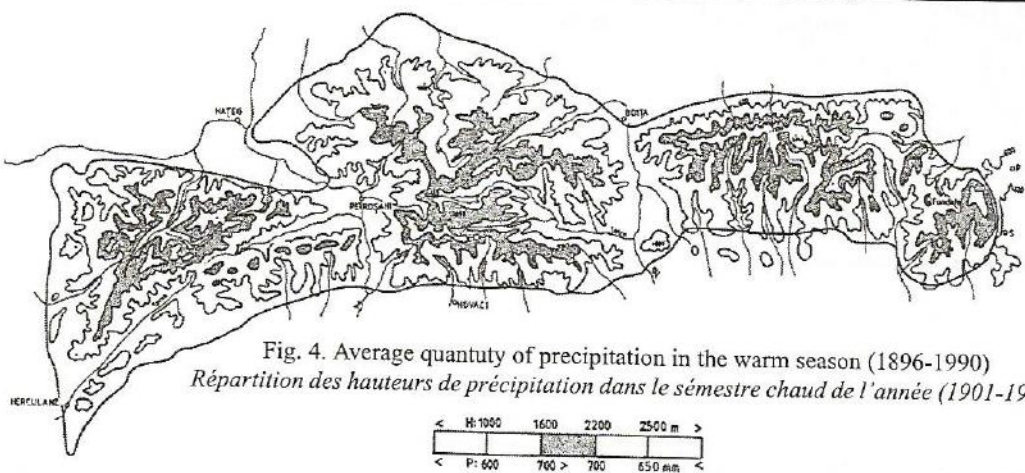
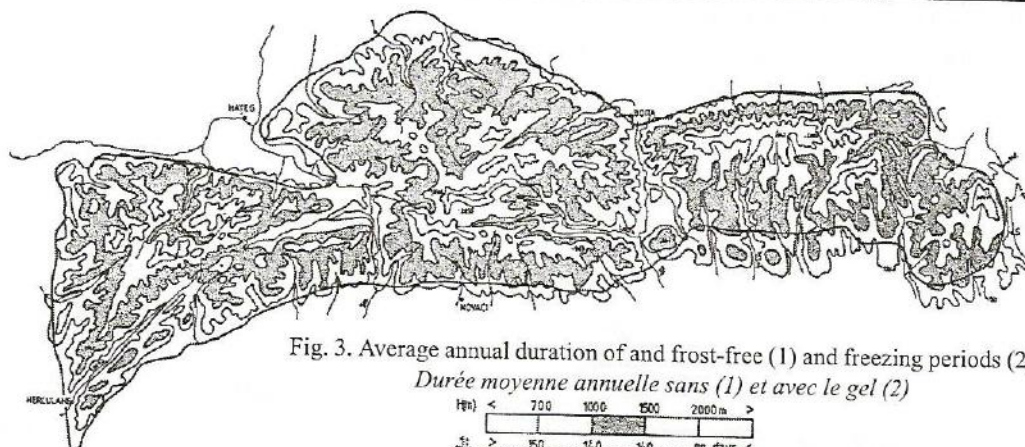


Fig. 2. Average and extreme data of onset and duration of freezing: a, autumn – first freezing: 1, average data; 2, earliest; 3, latest; b, spring: last freezing: 5, earliest; 6, latest; 7, average; c, duration: 175-345 interval of freezing days; interval at risk from freezing (dats).

Dates moyennes et extrêmes de produire du gel; la durée moyenne du l'intervalle avec du gel: a, l'automne; 1, moyenne, 2, le plus prématurée; 3, les plus tardif, b, la printemps; 4, moyenne; 5, le plus prématurée; 6, les plus tardif; c, Durée moyenne, en jours, de l'intervalle avec du gel.



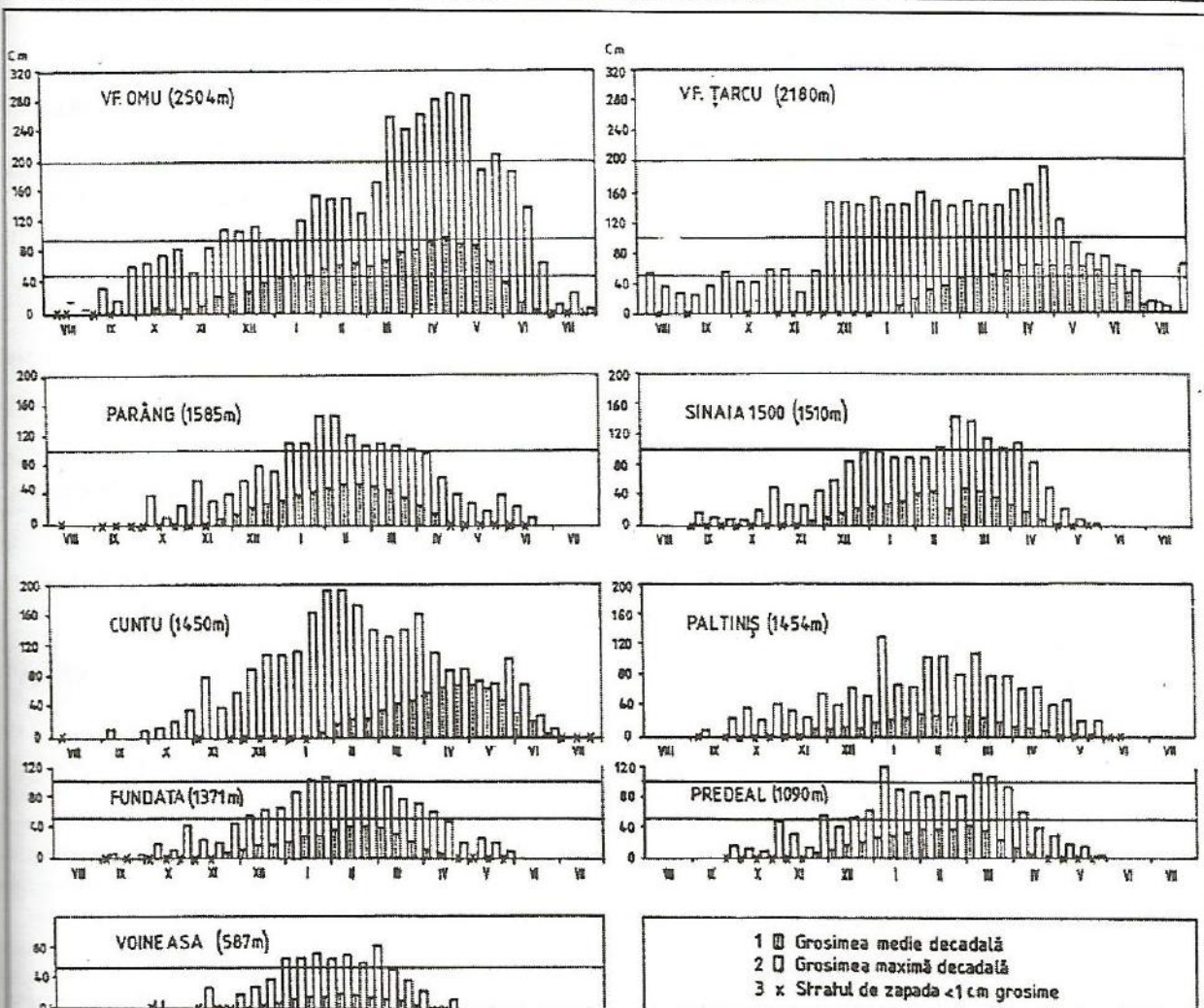


Fig. 6. Snow-layer thickness/decade: 1, average, 2, abs. max.; 3, snow-layer < 1 cm thick.

Épaisseur décadaire de la couche de neige (cm), (1961-1980): 1, moyenne;

2, maximum absolue; 3, couche de neige < 1 cm épaisseur.

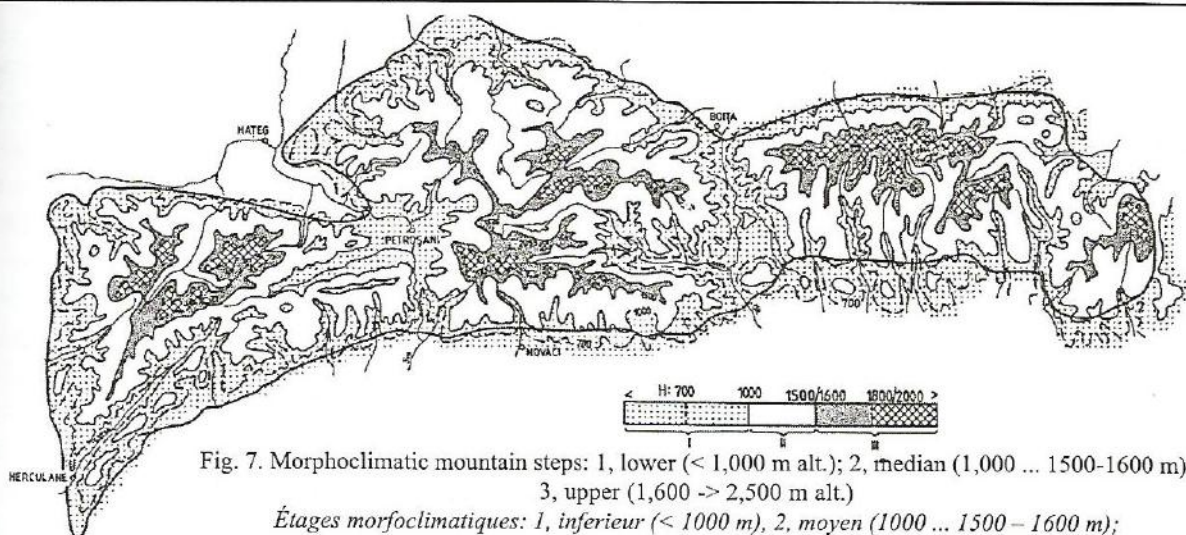


Fig. 7. Morphoclimatic mountain steps: 1, lower (< 1,000 m alt.); 2, median (1,000 ... 1500-1600 m); 3, upper (1,600 -> 2,500 m alt.)

Étages morfoclimatiques: 1, inférieur (< 1000 m), 2, moyen (1000 ... 1500-1600 m); 3, supérieur (1600 -> 2500 m)

- Bogdan Octavia (1980), *La régionalisation climatique et topoclimatique de la Roumanie*, RRGGG Géogr., 24, pp. 53-63.
- Bogdan Octavia, Mihai Elena (1972), *Amplitudinile de temperatură pe teritoriul Carpaților Românești*, Lucr. Simpoz. de Geogr. Fizică a Carpaților, Sept., 1970, Inst. Geogr., București, pp. 203-212.
- Dumitrescu Elena (1972), *Etajele și specificul climei în Carpații Românești*, Lucr. Simpoz. de Geogr. Fizică a Carpaților, Sept., 1970, Inst. Geogr., București, pp. 195-202.
- Iancu M., Velcea Valeria (1972), *Diferențieri morfogenetice în etajul alpin carpatic*, Lucr. Simpoz. de Geogr. Fizică a Carpaților, Sept., 1970, Inst. Geogr., București, pp. 105-110.
- Mihăilescu V. (1972), *Cuvânt de deschidere*, Lucr. Simpoz. de Geogr. Fizică a Carpaților, Sept., 1970, Inst. Geogr., București, pp. 5-7.
- Miron Fl. (1998), *Munții Făgărașului, Studiu geomorfologic*, Ed. Foton, Brașov.
- Neamu Gh., Teodoreanu Elena (1972), *Repartiția precipitațiilor atmosferice în raport de altitudine în Carpații Românești*, Lucr. Simpoz. de Geogr. Fizică a Carpaților, Sept., 1970, Inst. Geogr., București, pp. 275-282.
- Niculescu Gh. (1965), *Munții Godeanu, Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, București.
- Niculescu Gh. (1969), *Relieful glaciatic din Munții Șureanu și Cîndrel*, SCGGG-Geogr., XVI, 1.
- Niulescu Gh. (1997), *Relieful glaciatic și crionival*, Revista de Geomorfologie, I, pp. 75-80.
- Stoenescu At. M. (1951), *Clima Bucegilor*, Ed. Tehnică, București.
- Urdea P. (1988), *Considerații asupra ghețarilor de pietre din Munții Retezat*, SCGGG-Geogr., XXXV, pp. 85-90.
- x x x (1962, 1966), *Clima RPR/RSR*, I (1- 165), II (1- 285), CNA, IM, București.
- x x x (1983), *Geografia României, I, Geografia Fizică*, Cap: Relief (64-194), Clima (195-292), Ed. Academiei, București.

*Institute of Geography,
Bucharest*

The Landslide of Svinița

Marian Ene, Marian Marin, Gheorghe Curcan

Cuvinte cheie: alunecare rotațională, deluviu, cuestă, Svinița

Alunecarea de teren de la Svinița. Localitatea Svinița este situată în Defileul Dunării, pe malul stâng al fluviului, în sudul Munților Almăjului. Se dezvoltă pe o structură sedimentară ce se dezvoltă sub forma unui larg sincliniu a cărei orientare generală este nord-est – sud-vest. Depozitele sunt de vârstă permiană, jurasică și cretacică.

Alunecarea de teren de la Svinița afectează cea mai mare parte a intravilanului localității, între pârâul Iardumovacia și pârâul Țiganului, pe o suprafață de circa 1,4 km². Este o alunecare complexă, masivă și profundă, rotațională în cea mai mare parte și în mai multe trepte. Peste această alunecare se suprapun alunecări translaționale de dimensiuni mai mici, ce afectează deluviul treptelor majore ale acesteia. Masa alunecată, ce are grosimi de până la 25 m, este constituită din depozite superficiale de versant, slab coezive, alcătuite din fragmente de rocă de diferite dimensiuni, prinse într-o matrice argilo-nisipoasă.

Alunecarea este veche ca vârstă, dar în urma strămutării satului de pe vechiul amplasament ca urmare a construcției barajului hidrocentralei „Porțile de Fier” a fost reactivată parțial. Noua amplasare s-a făcut în cea mai mare parte pe vechea masă de alunecare ce nu a suportat însă presiunea exercitată de noile construcții, astfel încât, din anul 1970 și până în prezent au avut loc mai multe reactivări parțiale ale alunecării, cu consecințe directe asupra morfologiei reliefului, dar și asupra construcțiilor.

Pentru stoparea acestui fenomen și combaterea efectelor, în vara anului 1998 au fost demarate lucrări de refacere a zidului de sprijin de la baza versantului și de continuare a lucrărilor de drenaj a unor mici torenți ce secționează versantul. Acolo unde viteza de deplasare a masei de alunecare pe versant este ridicată, s-a trecut la construcția unor puțuri cu ancoraj ce depășesc 30 m în adâncime.

Svinița area is located on the left side of the Danube, in the canyon sector, in the southern part of Almaj Mts.

It is developed on a sedimentary structure, which forms a large syncline with a NE-SW general direction. In eastern part, Cioaca Borii – Svinița monoclyne layers declivity has 30° southwestern direction from the sedimentary-primary level contact line to Svinița. Deposit ages are Permian, Jurassic and Cretaceous. Permian forms Zeliste – Greben syncline, situated in western part, and Mesozoic deposits which deep to the southwest.

The landslide of Svinița affects the most part of the building area, between Iardumovacia and Tiganului rivers, on a 1,4 kmp surface (fig.1). It is a complex landslide, massive and deep, mainly rotational in many steps, overlapped by small

translational landslides, which affects the major steps diluvium.

Slope surface deposits less cohesive, formed by rock parts included in a sandy-clay matrix represent the landslide mass (20-25 m thick). Those are the Permian, Jurassic and Cretaceous weathering products. Also the landslide include Badenian conglomerates, tuffs and coal schist's. The lowest landslide part shows a Barremian-Aptian complex.

The landslide is old and it was restarted after 1970, when the Svinița village had been removed because of Portile de Fier dam building. The old Svinița village location was to the south-west part with 20-30m down slope. The new location took place mainly on the old landslide mass which could not supports the new building pressure. The

counterpane deluvium moisturizing, The lake rising and the movement of the village to the slope were the main causes which determined the deluvial mass instability. We can also identify other causes for the producing and reactivating the landslide:

- the different lithology, characteristic for this region. Permian is represented by a various lithology having terigene, pyroclastic and volcanoes origins. Terigene origin rocks are represented by the black schist's level with basal plants rest, the red sandstone's level and that of the red conglomerates in the upper part. Pyroclastic origin rocks are represented by agglomerate, volcanic tuffs strongly diagenised. Volcanic types (basic represent effusive rocks to acid) from melaphire to quartz porhire. Owing to these rocks features we can consider that a norma Paleozoic volcanism followed by a subsequent Permian one, took place. Jurassic rocks are represented by tuffs, limestone with corals, with jaspers and fine limestone) having a rich fossil fauna Ammonites, Aptychus) and marls. Cretaceous is formed by limestone, marl-limestone, marls, siliceous sandstone and conglomerate.

- The counterpane diluvium permeability, caused by the weathering products included in a sandy-clay matrix, resulted from the Zeliste cuestas front, which has developing in the upper part of the village with north-west direction.

- The slope declivity where the village was build with 15° in the lower sector and 45° on the cuesta front

- The lake rising with over 30 m and also the rising of phreatic level, which affects the old lanslides

- The moisturizing of counterpane diluvium because of strongly rainfalls (1970-1974, 1984, 1996-1998) when the amount was over 1000 mm/year

- The deforestation caused by the building necessities and agriculture activities

- The buildings number increasing

- The vibrations produced by the road traffic (on the national road Orșova-Moldova Nouă)

In the 1996 springtime the old landslide was reactivated and it was produced a slow mass movement.

The speed was characteristic for each sector from a few cm/year to 1m/24hours especially on the basal slope where the landslide had an breaking

down character. The access road to Svinița was completely destroyed.

This phenomenon has a new extension between February and June 1998, when much careful management was affected, the safety structure had been strongly diminished. That could happen because of stooping the improving works. In the school and cultural house area because of the ameliorative works the landslide wasn't felled.

In the 1998 summer begin the works to establish the basal slope and to rebuild the old wall. In the mean time in the areas where the landslide speed movement was high drawing-off wells was building to ensure a great stability.

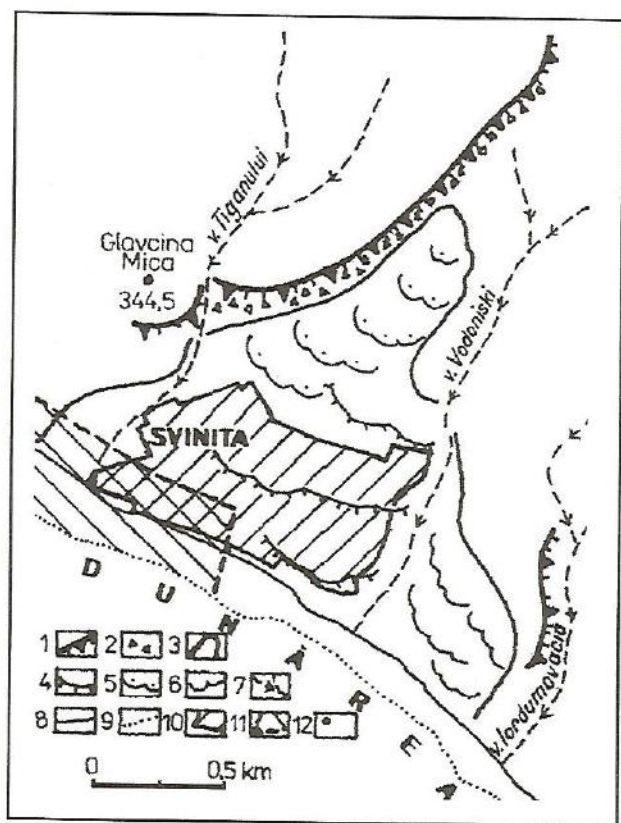


Fig. 1. The landslide of Svinița: 1. cuesta, 2. slide rocks, 3. landslide margin, 4. main landslide ridge, 5. unstable land-mass, 6. relative stable landslide mass, 7. torrent, 8. Danube River bank, 9. former Danube River bank, 10. present-day village configuration, 11. former village configuration, 12. peak

References

- Mihăilescu V. (1963), *Carpații sud-estici*, Editura Științifică, București.
 Sencu V., Băcănar I. (1976), *Județul Caraș-Severin*, Ed. Academiei, București.
 x x x (1961), *Ghidul excursiilor – Carpații Meridionali*, Asociația Geologică Carpato-Balcanică.

Types of climate in the Southern Carpathians and their impact on the relief

Elena Niculescu

Key words: morphoclimatic processes, types of climate, Southern Carpathians

Tipuri de climat în Carpații Meridionali și impactul asupra reliefului. Complexitatea structurii suprafeței active a Carpaților Meridionali constituie, prin influența sa modificatoare asupra climei, unul dintre cei mai importanți factori climatogeni. Relieful, prin toți parametrii săi (altitudine, formă, grad de fragmentare, orientarea, înclinarea și expunerea versanților etc.) este elementul genetic cu cea mai mare acțiune asupra climei. La rândul său, clima constituie una din cauzele genetice cu caracter dinamic, care pe fondul structural și litologic local duce la declanșarea întregului proces de modelare a reliefului montan, diferențiat altitudinal, la definirea mediului geografic specific.

Utilizând reprezentarea grafică complexă sub forma climatogramelor (Ch. Péguy și Walter-Lieth) întocmită pentru cele mai reprezentative stații meteorologice din Carpații Meridionali s-au conturat următoarele tipuri de climat:

- **alpin, foarte rece, foarte umed și foarte dinamic**, corespunzător pajiștilor alpine și subalpine, unde temperaturile negative apar în toate lunile, ca și înghețul și zăpada, iar circulația aerului este foarte activă, vânturile dominante din sectorul vestic au viteze medii de peste 10 m/s; cele trei elemente dominante ale acestui tip climatic acționează asupra reliefului prin crearea formelor specifice: crionivale, eoliene și de șiroire.

- **montan propriu-zis**, care acoperă domeniul pădurii, cu un caracter *moderat rece, foarte umed și cu pronunțat adăpost aerodinamic*, care declanșează o serie de procese ca: șiroire, ravenare, alunecări de teren etc. Prezența pădurii pe suprafețe întinse asigură o protecție eficientă a reliefului, diminuând procesul de modelare;

- **al formelor depresionare** (culoare de vale, depresiuni de diferite dimensiuni) cu un *caracter dominant rece spre foarte rece, moderat umed și cu un adăpost aerodinamic foarte ridicat*. Este domeniul temperaturilor foarte scăzute, minimele absolute coboară frecvent sub -25 ... -35°C, a inversiunilor de temperatură, a înghețului prelungit și profund, a reducerii cantităților de precipitații sub 700–800 mm, a dominării calmului atmosferic etc.

Acest specific climatic se regăsește în declanșarea proceselor torențiale, de șiroire, ravenare, dezagregare mecanică a rocilor etc., a căror frecvență și intensitate este legată de gradul de acoperire a terenului cu vegetație.

Caracteristicile cantitative și calitative, ca și ponderea parametrilor climatici care definesc fiecare tip climatic au fost înscrise în tabelul nr. 1 și ilustrate în fig. 1–3.

The complex structure of the Southern Carpathian active surface, one of the major genetic factors of climate has the capacity to modify it. Out of the multitude of elements constituting the active surface, the relief and its variables (altitude, form, fragmentation, slope orientation, etc.) appear to have an overriding influence on the climatic complex that shapes the mountain climate. It is the relief that shapes the mountain climate and its several types, depending on the quantitative and qualitative local variation of the meteo-climatic processes and phenomena (Bacenschi, Neacsu, 1985).

The complex, climate-generating action of the mountain relief is exerted primarily by altitude and the orientation of summits towards the advection of the masses of air, the configuration of landforms, declivity and exposition of slopes as against solar radiation, etc. These elements underlie the great territorial variability of the climatic complex (Geographia României, I, Geografie Fizică).

The morphometrical features of the mountain relief are responsible for the quantitative vertical differentiations in the meteo-climatic processes and phenomena. This vertical differentiation entails

distinct morphogenetic processes that generate overall changes on various altitude steps.

The climate is one of the dynamic genetic causes which, against a local structural and lithological background, triggers a whole relief modelling process at various altitude levels, outlining a specific geographical setting.

Altitude, therefore, is one of the main climate generating factors in the mountain zone, all climatic variables and all the geographical elements being subjected to the law of vertical zonality.

The Southern Carpathians are an outstanding mountainous geographical entity in this country, registering the highest altitudes throughout the Romanian Carpathian range. The big hypsometrical contrast (above 2,000 m) shapes the most obvious and complete set of geographical elements at various levels (climate, relief, soils, vegetation, land use, etc.).

The fact that the lower troposphere is situated at various altitudes accounts for the peculiar atmospheric background of the Southern Carpathian massifs, viz., specific thermo-hydric conditions, distinctively different air circulation, so that the whole climatic complex shows vertical variations (Bacinschi, Neacsu, 1985).

At altitudes between 1,500 - 2,000 m, the caloric radiation balance is gradually diminishing with temperature falls of 0.5-0.6°C 100 m/year, also mirrored in the quantitative alteration of the thermo-hydric elements (depleted air temperature, increased relative humidity, higher frequency of solid precipitations as against the liquid ones, etc. (Neacsu et al., 1970).

Orientation, declivity and exposition of slopes accounts for major changes in the territorial distribution of the caloric radiation balance. The southern slopes with plenty of sunshine have a higher thermal potential than the shaded and colder northern ones.

Unfolding along an EW direction of over 4 longitude, the Southern Carpathians, particularly the Fagaras Massif, have the best WS exposition in all of Romania's mountain zone. The mean annual temperature on the two shapes varies in the range of 1-2°C, the highest thermal contrast occurring in winter (ca 3°C as against 1-2°C in summer) (Neacsu et al., 1972).

This climatic factor also relates to the general atmospheric circulation. On the slopes standing

in the way of the ascending masses of air and of atmospheric fronts, processes of cloud formation are enhanced and the quantity of precipitation is reduced, on the opposite slopes, the masses of air are descending fact that scatters the clouds; precipitations are reduced, and the air temperature rises. The situation is particularly relevant in the Fagaras Massif, which is a typical example of a natural obstacle in the way of the cold and humid air coming from the NNE, or of the hot and dry one from the SSW; Foehn processes are common mainly in the Southern part of the massif.

Landforms. The high degree of fragmentation peculiar to the Southern Carpathians is another important genetic factor of marked climatic differentiations in the territory, values culminating in the concave and convex forms (depressions, valley corridors, glacial cirques, etc. and summits, plateaus, etc.). While the former represent 'pools of cold', where the air accumulates and stagnates for a long period of time, with temperature inversions, and frosts, and low atmospheric dynamics, the latter lie above the ceiling of stratiform clouds, and thermal inversions, benefiting by a permanent circulation of air.

The impact of these two main features of the active mountainous surface with the general atmospheric circulation and the radiation flow is definitory for the mountain climate. There are three climate types differentiated in terms of altitude steps. The quantitative and qualitative assessments of each of them are based on Walter-Leith's, and Péquy's climograms (Fig.1-3); the complex graphical representations of the temperature precipitation ratio indicates the thermo-hydric characteristics of each month, which are deeply involved in modelling the relief and the geographical aspects of the mountain zone. The quantitative indexes for each climate type are presented on Table 1.

1. The alpine climate corresponds to the alpine and sub-alpine meadows, and covers the highest summits (above 1,800-2,00 m). Its characteristic features are severe cold, severe moisture and great dynamism. There are 6-7 months/year (October - April with temperatures under 0°C, the minima staying negative throughout the year. According to Péquy's climogram system, four months/year (Decembre-March) list in the category of frosts with averages below -5°C. The other months are cold and humid.

On the highest Southern Carpathian summits winter lasts 6-7 months/year, with absolute minimum temperature sliding down at -38°C . This is the realm of frost, which may last more than 300 days/year, and may occur all the year round.

There is a permanent freeze-thaw alternation from the end of spring through early autumn, until minimum temperatures set in definitively. This phenomenon causes the physical disintegration of rocks, which is the main modelling element in this mountain space.

Moisture is recorded all the year round, very humid periods (above 100 mm/month) being characteristic of the May-August interval. What usually falls is snow (300-325 days/year), possibly every month, the snow layer lasting 180-200 days/year. With snow persisting from one year to the next, cryo-nival processes develop to the full.

The cold climate is also very dynamic, the highest summits being permanently subjected to a dominantly western air circulation (20-25%), there is little atmospheric calm (under 4%/year). The average wind speed exceeds 10 m/sec along the dominant direction; the annual incidence of very high winds (> 15 m/sec) is of over 27 per cent.

The three elements governing this type of climate - very cold, very moist and very dynamic - have built specific landforms: cryo-nival, eolian and rill-wash.

2. The mountain forest climate extends from the mountain foot (700-800 m) up to the alpine realm (1,800-2,000 m). It is moderately cold and humid, offering good aerodynamic shelter. Mean temperatures below 0°C are registered four months/year (December-March), minimum values during ten months, and no negative values in July and August. Following Péguý's system, only 1-2 months/year (January/February) fall into the category of frosty weather, most of the others belonging to the cold and humid type; 2-3 months (in summer) are temperate-to-cold and humid.

Moisture is characteristic of all the months; moisture associated with precipitations of over 100 mm/month occurs during May-July; values might be even higher (at Sinaia 1,500 mm, May-Sept.) Maximum falls/24 hrs could reach 120-130 mm, topping 200 mm even (at Curtu 204.2 mm, July 19, 1971), far in excess of the upper mountain level.

But for the vast forest expanses, which represent an effective protection cover for the relief, the

abundance of precipitation would trigger morphohydrographic processes rill-wash, gulling, landsliding). The rain-splash/rock cover impact is greatly diminished by the stand and litter, so that relief modelling is relatively low. However, where the forest was felled the process is very active.

Also contributing to depleting the modelling process is the aerodynamic shelter, the wind speed dropping under 3-4 m/sec on the average, very high winds (> 15 m/sec) are almost never recorded ($< 5\%$). Most frequently occurring 30-40 % are the mild winds (under 1 m/sec); the annual atmospheric calm represents 20-30 per cent.

3. The climate of depressionary forms (valley corridors, variously-sized depressions) is cold-to-very cold, moderately humid, very high aerodynamic shelter. The mean annual temperature record stays at 0°C for 3-4 months/year (Decembre-March), the negative minimum lasting some 9-11 months/year; freezing is a frequent occurrence, about 200 days/year, possibly more locally, with absolute values of -20° - -25°C to -30°C in the mountain-skirted depressions; frequent and persistent temperature inversions. Often enough, depressionary forms stay below the thermal inversion layer, temperatures falling very low, with frequent and severe frosts.

Looking again at Peguy's climograms, we see that in the high passageways, the majority of the months list under cold and humid, and temperate-to-warm as the altitude decreases. In August, September and October even, there is a slight tendency to greater dryness.

The climate of intra-mountainous depressions and of valley corridors is not so moist, very humid periods are absent, low values being registered only in the higher passageways. Although precipitations are reduced (700-900 mm/year) the high maximum/24 hrs. (100-300 mm) augments their aggressiveness on the relief.

The shelter provided by the limitrophe summits leads to the dominance of calm (over 60% in intra-mountainous depressions, less so on the valley corridors, where there is greater ventilation; mild winds are frequently occurring (70-80%), but strong ones are absent.

This climate type (cold-to-very cold, moderately humid, aerodynamic shelter) influences the local morphology, triggering torrential process -

rill-wash, gullyng, mechanical disaggregation of the rock through freeze-thaw alternations that act upon a rock structure formed of loose detritic material (gravels, clays, sands etc.) found at the bottom of intra-mountainous depressions. The areas undergoing rill-wash, gullyng, rock-and-soil falls relate to land uses, the proportion of forests on the one hand, and of pastures, agricultural grounds, hayfields, on the other in depressions and in the lower section of the slope.

Within each climate type, massifs (Bucegi, Leaota, Piatra Craiului, Fagaras, Parâng, Retezat, Tarcu etc.) and depressionary areas (the passageways of Rucar-Bran of the Olt and the Jiu rivers, the depressions of Lovistea, Petrosani, Hateg etc.) represent complex topoclimates associated to lots of elementary topoclimates rounding up climatic conditions as a whole and rendering the Southern Carpathians a well-individualised climatic entity. The extent to which the relief is impacted depends on the local particularities of each topoclimate apart.

Table 1: Climatic indexes and morphoclimatic processes

Climate type/ Climatic indexes	Alpine	Mountain forest	Depressionary (valley corridors, depressions)
1. Mean annual temp. (°C)	0 ... <-2.5	3.0 ... 6.0	4.0 ... 9.0
2. Mean temp. of the coldest month (°C)	-11.0 ... -8.0	-6.0 ... -4.0	-6.0 ... -3.0
3. Mean temp. of the hottest month (°C)	5.0 ... 8.0	11.0 ... 16.0	13.0 ... 18.0
4. Duration of freezing (days)	350 - 300	230 - 200	225 - 150
5. Mean annual quantity of precip. (mm)	1 000 - 1 100	900 - 1 150	700 - 900
6. Mean quantity of precip. in the cold season (mm)	300 - 450	250 - 400	200 - 300
7. Mean quantity of precip. in the warm season (mm)	600 -> 700	500 - 700	400 - 550
8. Max. quantity of precip./24 hrs. (mm)	110 - 130	80 - 200	100 - 300
9. Mean number of snow-days	310 - 325	200 - 250	< 150 - > 200
10. Mean number of snow layer days	180 - 190	130 - 150	< 130
11. Average wind speed (m/sec.)	8 - > 10	3 - 4	2 - 4
12. Atmospheric calm (%)	< 4	20 - 30	40 - 60
13. Specific processes and climatic phenomena	severe and lasting freezing; freeze-thaw; settling of snow; high winds (gusts) almost permanently	isothermy moderate thermal contrast; high precip. values; mild winds, dominant calm	temp. inversions; freeze-thaw; aerodynamic shelter
14. Morphoclimatic landslides;	periglacial disaggregation;	water-induced modelling: sheet-wash;	

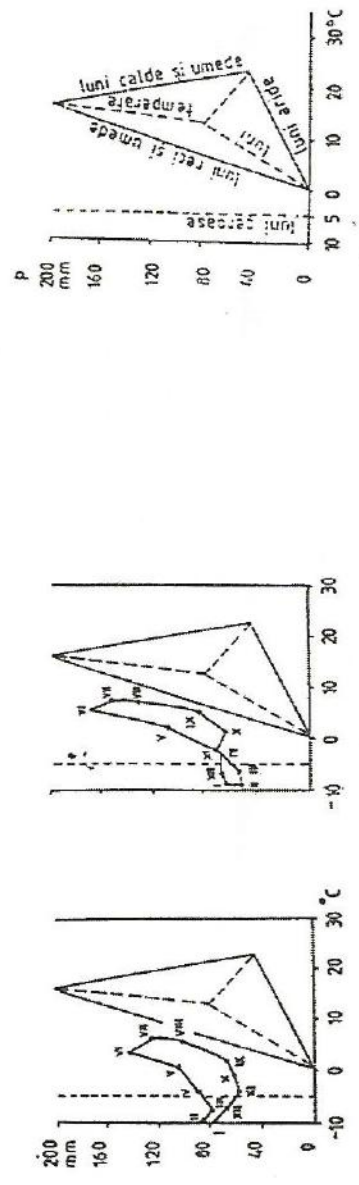
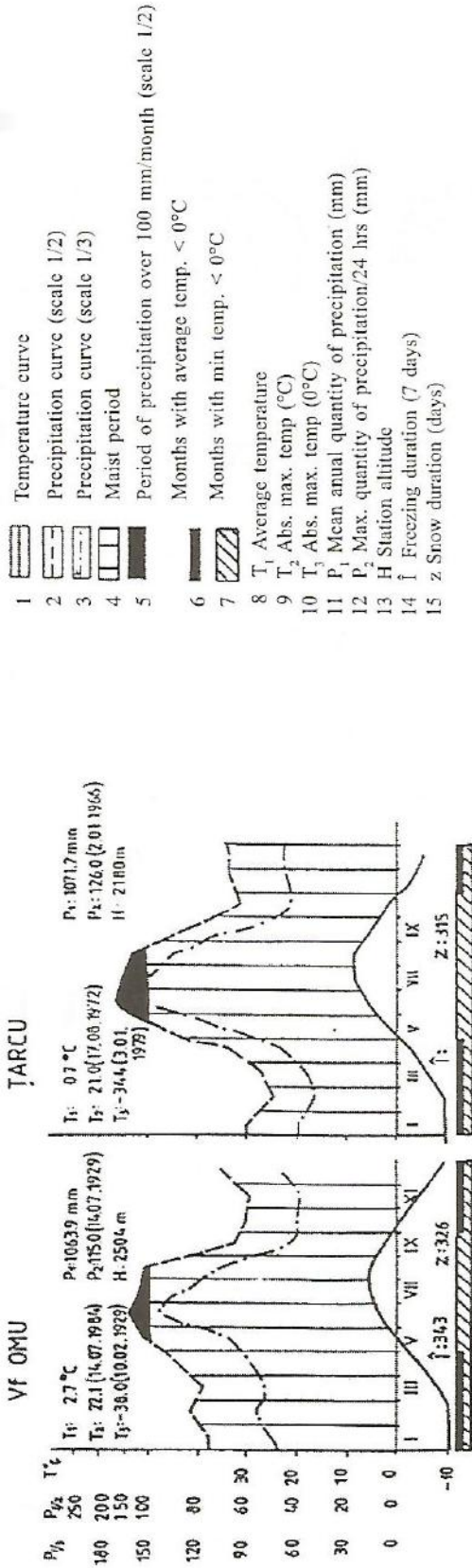
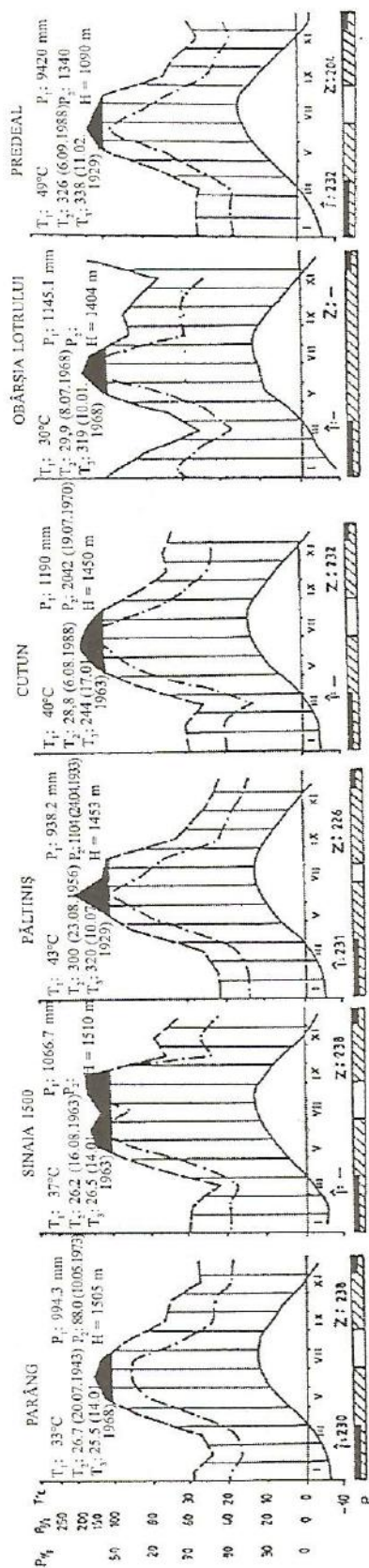
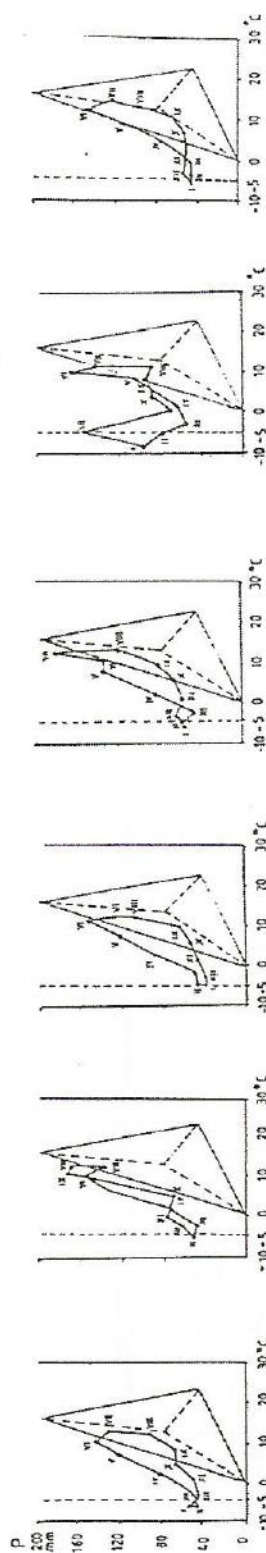


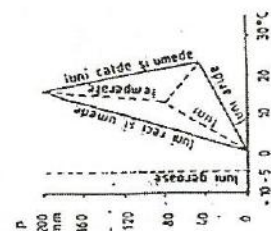
Fig. 1. The alpine climat (A. Walter - Leith's climograms, B. Peguy's climograms)



(A)



(B)



Temperature curve

1 Temperature curve (scale 1/2)

2 Precipitation curve (scale 1/3)

3 Maist period

4 Period of precipitation

5 over 100 mm/month (scale 1/2)

6 Months with average temp. $< 0^{\circ}\text{C}$

7 Months with min temp. $< 0^{\circ}\text{C}$

8 T_1 Average temperature

9 T_2 Abs. max. temp ($^{\circ}\text{C}$)

10 T_3 Abs. min. temp ($^{\circ}\text{C}$)

11 P_1 Mean annual quantity of precipitation (mm)

12 P_2 Max. quantity of precipitation/24 hrs (mm)

13 H Station altitude

14 f Freezing duration (7 days)

15 z Snow duration (days)

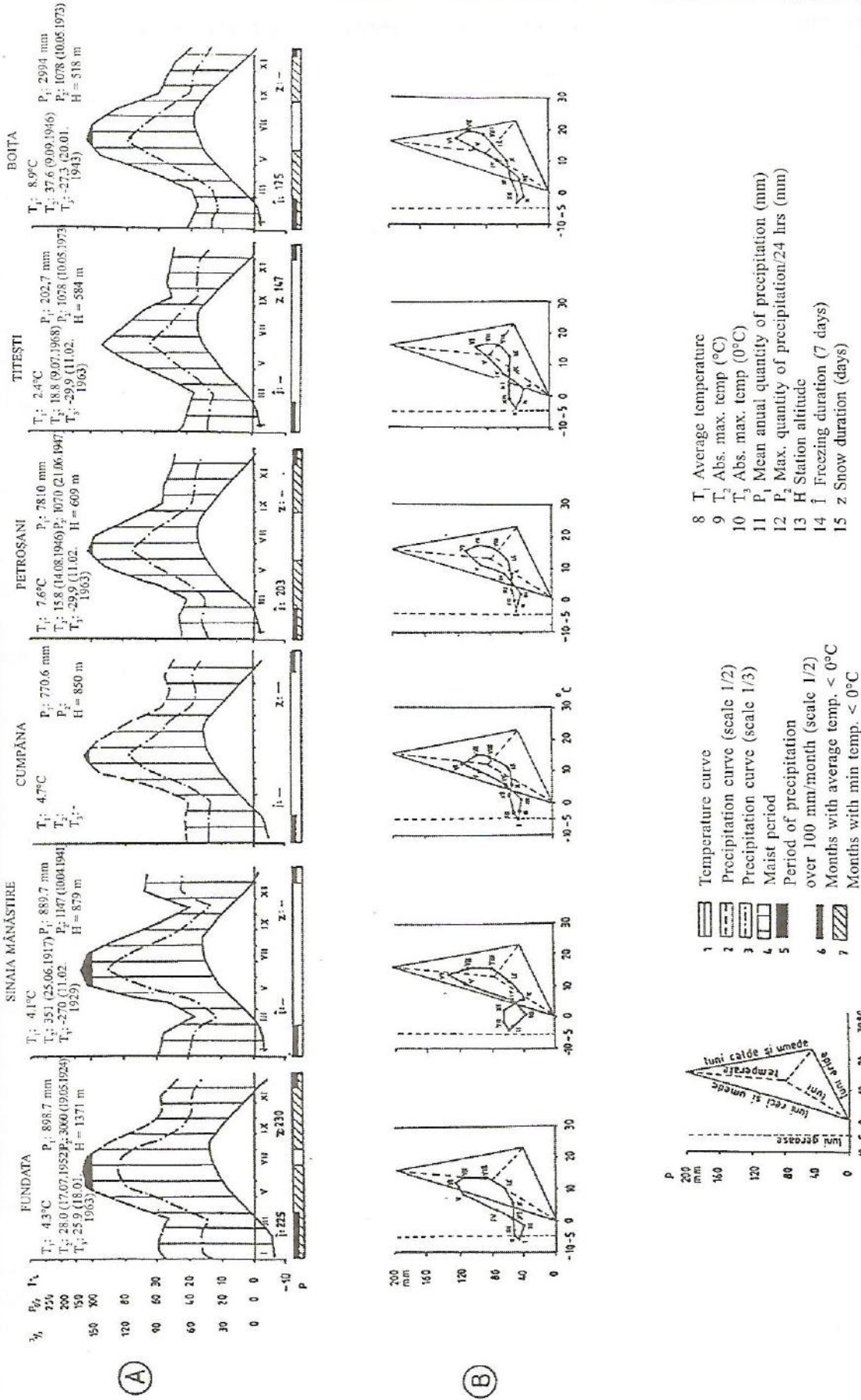


Fig. 3. The climate of depressionary forms (A. Walter Leith's climograms, B. - Peguy's climograms)

References

- Bacinschi D., Neacsu O. (1985), *Principalele caracteristici climatice ale Carpaților Românești*, Lucr. st. ale Institut. de Cercet. și producție pentru cultura pășunilor Măgurele-Brașov, X, Pășunile din Carpații României, p. 33-74.
- Dumitrescu Elena (1972), *Etajele și specificul climei în Carpații Românești*, Lucr. Simpoz. Geogr. fiz. a Carpaților (1970), Institut. de Geogr. București, p. 195-202.
- Neacsu O., Popa G., Popovici C., Dinca Ileana (1972), *Variația unor parametri ai temperaturii aerului în Carpații Românești*, Lucr. Simpoz. de Geogr. fizică a Carpaților, București (1970), Institut. de Geogr., București, 221-229.
- Niculescu Elena (1995), *Influența structurii suprafeței active montane românești asupra climatului și topoclimatelor de tip carpatic*, Lucr. st. Univ. Oradea (1993), p. 64-68.
- Peltier C. L. (1973), *The Geographic Cycle in Periglacial Regions as it is Related to Climatic Geomorphology*, în vol. Climatic geomorphology, ed. by Edward Derbyshire, London, p. 131-152.
- Tâstea O., Neacsu O. și colab. (1974), *Variația altitudinală a principalilor parametri climatici în zona Bâlea-Capra din Masivul Făgăraș*, Studii de climatologie, I, INMH, București, p. 107-210.
- x x x (1983), *Geografia României, I*, Edit. Academiei, București.

*Institute of Geography,
Bucharest*

The Morphodynamic Potential of the Cryonival Level in the Făgăraș Massif

Mircea Voiculescu

Key words: cryonival etage, morphodynamic potential, Făgăraș Massif

Potențialul morfodinamic al etajului crionival din Masivul Făgăraș. Etajul crionival al Masivului Făgăraș se suprapune peste etajul fizico-geografic, superior carpatic, care este cuprins între limita superioară a pădurii, variabilă altitudinal, pe cei doi macroversanți, între 1500 (1550) m-1950 (2000) m și cele mai înalte creste. El ocupă o suprafață totală de 438,6 km² ceea ce reprezintă 29,5% din suprafața totală a masivului.

Climatul joacă un rol determinant asupra morfogenezei, dirijând intensitatea și asocierea proceselor de modelare și în același timp potențialul morfodinamic. De aceea, noi am reținut cele mai importante elemente climatice de analiză, temperatura și precipitațiile, ale căror valori au fost obținute și prelucrate de la stații meteorologice, caracteristice din punct de vedere al poziției altitudinale și expoziționale: Vf. Omu (2505 m) pentru domeniul alpin, Bâlea Lac (2038 m) pentru domeniul subalpin și Cozia (1577 m) pentru zona de contact dintre etajul superior carpatic și cel de versant sau forestier.

1. Introduction

The cryonival level is synonymous to what in the geographical literature of Romania is known as the upper Carpathian realm (Velcea, 1983; Velcea, Savu, 1983). It is altitudinally placed between the upper limit of the forest of the two macro-slopes of the Făgăraș Massif, between 1,500-1,550 m and the highest peaks over 2,500 m (Moldoveanu -2,543 m and Negoiu -2,535 m). It occupies a total surface of 438.6 km² representing 29.5% of the total surface of the massif. From the bioclimatical point of view there have been delimited two characteristic levels. It is the alpine level proper, corresponding to the middle Alps level and to the seminival belt in the Tatra Mts. (Kotarba, Kaszowski, Krzemien, 1987). It occupies a total surface of 52.0 km² (13.1 km² on the northern slope and 38.9 km² on the southern slope, lying between 2,200-2,300 m in altitude and the highest peaks. Between the upper limit of the forest and the altitude of 2200-2300 m there is the subalpine etage, corresponding to the subalpine belt in the Tatra (Kotarba, 1987). It has a surface of about 386.6 km² of which 135.8 km² on the northern slope and 250.8 km² on the southern one. At the same time, the cryonival belt

can be assimilated to the periglacial level located not only around the ice caps but also in areas where phenomena other than the traditional ones (glacial and fluvio-glacial) are acting on the relief. In other words, the areas affected by the dominant action of freezing-defreezing processes. Thermally, it is placed above the isotherm of 2-3°C that is from the upper limit of the forest, to the highest crests.

The impact of climate on morphogenesis is direct and differentiated, being of capital importance in dimensioning of intensity and of the association in time and space of some processes. Therefore, it is considered that of all climate parameters, temperature and precipitations are playing a major role (Tricart, Cailleux, 1965). These two elements are not analysed separately, but correlatively, identifying the type and the manner of manifestation of morphogenetical processes.

We based our analysis on the data registered at three meteorological stations located at altitudinal characteristic of the two slopes: Vârful Omu Station 2,505 m in the Bucegi Mountains close to the Făgăraș Mountains, in the upper part of the alpine domain; Bâlea Lac Station 2,038 m in the Făgăraș Mountains on the northern slope, in the upper part of the subalpine domain, and

Cozia Station 1,577 m at the upper limit of the forest (in its lowest sectors), in the homonymous massif close to the southern slope of the Făgăraș Mountains.

2. Discussions

From the category of physical-geographical factors determining the dynamics of modeling agents and processes, and implicitly of the morphodynamic potential of the relief, we have taken into consideration the climatic ones. They have a causative role and present a great space and time dynamics, and local differentiations even within the same level. At the same time, they are influencing the rate, intensity and frequency of manifestation of local processes. Furthermore, we shall refer to action of precipitations and of temperature because they are particularly active factors, of a great spatial mobility and morpho-genetic efficacy.

Precipitations, are highly variable and differentiated altitudinally within the two great Carpathian domains (alpine and sub-alpine) and on the two macroslopes (northern and southern). The space

distribution of precipitations is determined by the exposition of slopes in the way of climatic influences, the northern slope facing the humid masses of oceanic air, the southern one opposed to the direction of these fronts. The vertical gradient is not constant (Zăvoianu et. al., 1995), at the highest altitudes which is far below the values found recording 21-31 mm/100m, in the lower areas. This is due to the position and altitude of the secondary crests and of the main crest which cause perturbations in the air masses, enhancing nebulosity and therefore precipitations are either frontal precipitations or convective. Western influences (on the northern slope), are generating lasting rains, for 7-10 days consecutively. On the southern slope, vertical gradient variation shows. Some differentiations from the west to the east, with influences of the southern and south-western air masses, and high frequency of precipitations, as a result of thermal convection and the storms.

The vertical gradient registers 25 mm/100 m, the following multiannuale precipitation values (Table 1):

Table 1. Precipitations - Multiannuale average monthly values

MET. ST.	I	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An.
<i>Vârful Omu</i>	77.0	98.8	87.4	87.9	108.9	147.4	133.3	134.2	66.1	64.1	54.2	76.7	1134.0
<i>Bâlea Lac</i>	71.6	70.3	63.4	92.6	121.1	206.4	169.8	125.6	82.2	87.1	71.8	83.7	1246.2
<i>Cozia</i>	40.0	47.7	46.0	73.8	109.3	129.3	79.1	64.1	47.3	70.6	67.7	69.3	844.2

At the upper limit of the forest, act Cozia Station were registered 844.2 mm. In the sub-alpine domain (Bâlea Lac area) their value is growing reaching 1246.2 mm and on the highest peaks it oscillates between 1100-1300 mm (1134.0 mm in Vf. Omu Station). The fact that from 2,000-2,100 m altitude upwards the amounts of precipitations are not yet high, even decreasing is due to the low temperatures (when the water vapours of the air masses that climb the slopes of

the massif are condensing and determine precipitations), resulting therefore a loss of water vapours. Beyond the maximum level of condensation, the low temperatures are generating new amounts of precipitations but reduced in quantity also because of the less humid air (Teodoreanu, 1980). The distribution of precipitations by seasons, there are to be imposed several considerations (fig. 1):

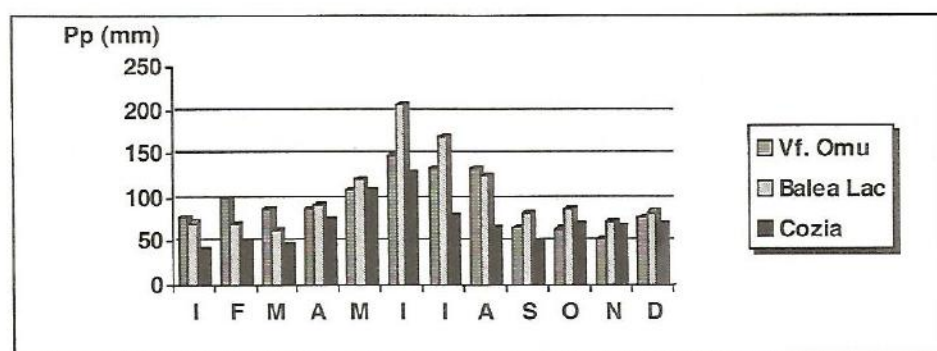


Fig. 1. Variation of precipitations on the cryonival level

Generally, highest precipitations values are registered during summer, with a maximum in July and a minimum between February and March. At Bâlea-Lac, a wind-beaten area, in the way of humid air masses, a secondary minimum is recorded during October-November, a minimum absent on the southern slope. In the alpine domain, close to the July maximum, a remarkable pluviometrical level appears in February, with a minimum in September and a secondary minimum in May. In terms of season the highest amounts of precipitations fall during the warm season: 573.5 mm at the upper limit of the forest, 884.9 mm in the subalpine domain and 741.9 mm on the highest of the alpine peaks. These values representing important percents of the whole amounts of precipitation on the cryonival level, yielding in this season important amounts of water that contribute to the moulding of the relief: 67.9% in Cozia Station area, 71.02% in Bâlea Lac area and 65.4% in Vârful Omu Station. For the cold season the situation is the following (Table 2):

Table 2. Amounts of precipitation by season

MET. ST.	WARM SEASON		COLD SEASON	
	mm	%	mm	%
Vârful Omu	741.9	65.4	392.1	34.6
Bâlea Lac	884.9	71.0	361.0	29.0
Cozia	573.5	67.9	270.7	32.1

In this context the fluvial erosion processes have special intensities, altitudinally grouped within the Carpathian domains.

Liquid and as solids precipitations are the most important element determining erosion and morphodynamic potential of the relief. They have a non-uniform character along the year and are altitudinally varying on the two slopes generating differentiations in the rate and intensity of the fluvial processes. The multiannual monthly mean values of precipitations are presented in Table 1. The monthly maxima are registered in the May-June interval (Table 3):

These represent the absolute values of the study interval. The monthly maxima are over 2.0-3.5 times higher than the multiannual average monthly amounts at Vârful Omu Station, by 1.6-3.0 times higher at Bâlea Lac or Cozia Stations.

The maximum amounts fallen in 24 hours (as a mean of the multiannual maximum monthly values) have the highest record during the months of June and July; the same for the absolute maxima 24 hours (Table 4):

It can be observed that the values of the two two parametres show differences even within the same level imposed altitude and exposition.

The absolute maxima fallen in 24 hours are much above the average maximum amounts fallen in 24 hours (fig. 2):

Table 3. Precipitations - Multiannual maximums monthly values

METEO. ST.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Vârful Omu	2367	3715	3077	2800	3757	4156	3011	3720	2378	1481	1089	1927
Bâlea Lac	1192	1426	1783	1961	2025	5281	3832	2703	1894	2646	1365	1608
Cozia	1153	1163	928	1215	2653	2762	1796	1404	1178	1568	2034	1837

Table 4. Precipitations:

a. Maximum amounts fallen in 24 hours

METEO ST.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Vârful Omu	15.9	17.4	17.2	18.6	22.2	30.8	34.6	28.5	22.2	17.1	19.0	16.8
Bâlea Lac	19.7	17.1	15.1	18.3	24.9	47.2	36.0	30.6	24.5	21.7	18.4	19.6
Cozia	13.1	15.3	14.4	19.5	25.5	31.1	28.0	24.5	20.5	26.5	25.1	20.7

b. Absolute maximums fallen in 24 hours

METEO ST.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Vârful Omu	41.9	70.8	46.6	64.0	71.2	105.6	107.8	79.1	75.8	36.0	40.5	51.5
Bâlea Lac	44.6	39.1	44.6	35.5	44.0	195.6	78.3	67.8	62.9	48.8	35.6	28.8
Cozia	36.4	43.6	28.4	27.8	53.3	65.1	50.3	70.6	48.5	58.6	77.9	46.0

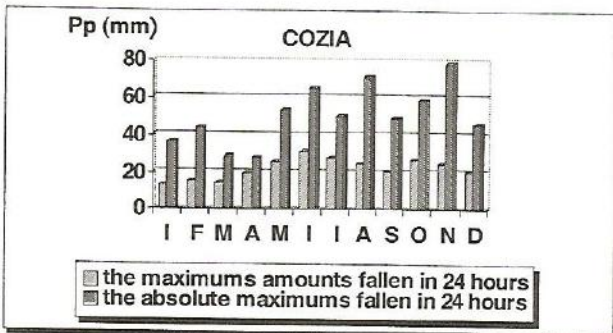
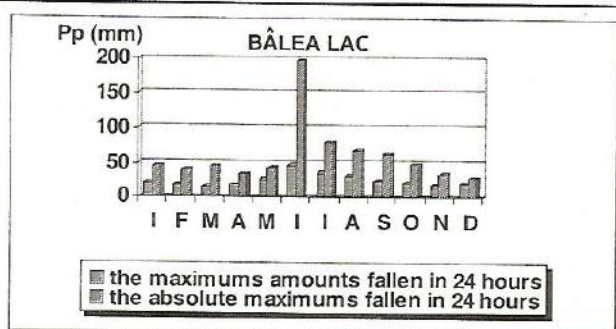
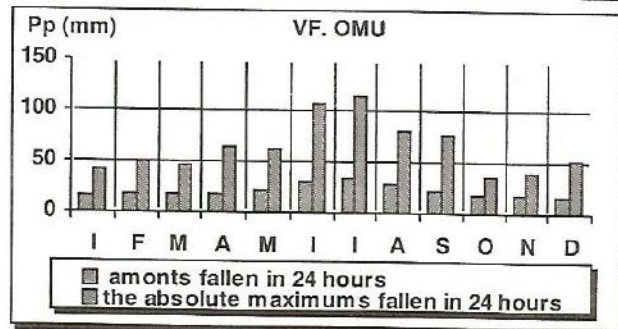


Fig. 2. The raport between the maximums amounts fallen in 24 hours and the absolute maximums fallen in 24 hours

In the subalpine domain the proportion is spatially respecting the same interval of manifestation like in the case of the multianuale medium op precipitations, getting the highest values during the summer season, in the months when the absolute exceptional maximum is reached within 24 hours (much over the values of the other months of the same interval and July with a value placed at the half of the preceding one. At the upper limit of the forest the values of the rapport are unevenly spread along the year, registering more tops of the absolute maximums fallen within 24 hours, in June, August and November marking therefore the high ununiformity in time and on seasons of these values. That is why even the proportion of these precipitations as well as their erosional power is differentiated in time and space, taking into consideration that together with the growth of the altitude and advancing towards the cold season, the liquid precipitations are transformed into solid ones.

For the dynamics of the processes of fluvial erosion in certain seasons an important role is played also by the proportion between the yearly number of days with snow and the yearly number of days with rain. This index is directly influenced by altitude depending therefore on the thermal regime. Its variation is significant at the passage from the forest to the subalpine domain, when the proportion is changed to the solid precipitations : 0,8 in Cozia Station area, 1,2 in Balea Lac Station

and 1,9 in Vf. Omu Station (at the highest altitudes in the alpine domain).

Practically from 1800-1900 m upwards the liquid precipitations become almost equal as proportion to the solid ones and at over 2000 m altitude they are preponderantly solid. On mountain domains the rains are representing 55,4% at the contact of the forest domain to the subalpine domain and 33,5% in the alpine domain. Passing to the subalpine domain in June and July there can be registered 50,6% rainy days and in June and July in the alpine domain 59,5%. The unevenness of the precipitations (table 5) as an analysis element on months and seasons of the degree of pluvial erosion was calculated by F. Fournier's formula (quoted by Popescu, 1990) :

$$Kp = p^2/P$$

p^2 - represents the square of the amount of precipitations on that month

P - the multianuale amount of precipitations

The highest values of the index appear during the warm season, in June and July with extent towards the end of summer (fig. 3) :

The rain aversses as special meteorological element are playing a special role in the starting or acceleration of the fluvial erosion processes. They can be characterized by the large amounts of water and their short duration. There is

considered that in the mountain zone their intensity is not over 3,0 mm/min. (Geografia României, I, Geografia fizică, 1983). As an average there are registered about 60-61 days at 1550-1600 m altitude so at passing to the subalpine domain and about 65-66 days at over 2000 m altitude. Their highest frequency is in the May-August interval, when they represent about 75,5% i.e. 81,4% of the multianuale media. Lots of times they are coinciding at these high altitudes to the snow melting, therefore increasing the flows and implicately their erosional force. The number of days with different amounts of precipitation: 0,1 mm; 1,0 mm; 10,0 mm; 20,0 mm are representing another element with major erosional implications:

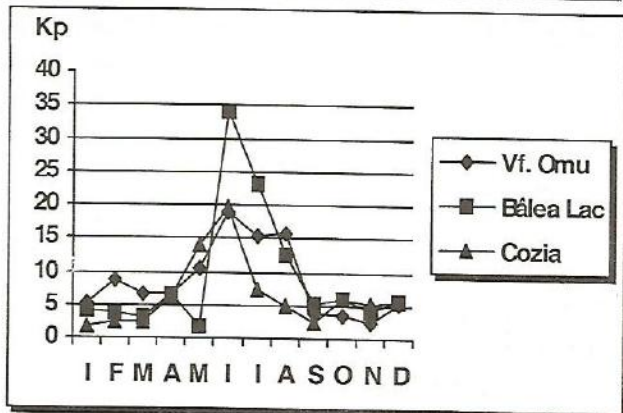


Fig. 3. Average monthly values of rainfall variation index

Table 5. Values of index of irregularities of rainfalls

METEO. ST.	I	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Vf. Omu	5,2	8,6	6,7	6,8	10,4	19,1	15,6	15,8	3,8	3,6	2,5	5,1
Bălea Lac	4,1	3,9	3,2	6,8	11,7	34,1	23,1	12,6	5,4	6,0	4,1	5,6
Cozia	1,8	2,6	2,9	8,0	14,4	24,3	16,3	11,6	3,9	3,0	2,7	2,0

Table 6. The number of days with different amounts precipitation

METEO. ST.	NUMBER OF DAYS				
	0,1 mm	1,00 mm	10,0 mm	20,0 mm	30,0 mm
Vf. Omu	190,8	155,3	42,1	14,5	4,5
Bălea Lac	186,9	148,8	40,9	11,9	4,9
Cozia	146,8	102,5	27,0	9,5	4,0

They are generally growing together with the altitude (fig. 4):

From about 1700-1800 m on even if their number will keep on being high they will be influenced by the exposition of the slopes. From that level on there is realized the second level of condensation (Geografia României, I, Geografia fizică, 1983). Their importance is residing from the fact that they are permanently contributing to the alimentation of the rivers (together with the nival one) and to the diversification of the degree of intensity of the processes of fluvial erosion.

So, this morphogenetical type is playing a very important role within the mountain domain by rains and snow melting, process extended to the end of spring and beginning of summer. There should be again reminded the fact that the fluvial erosion is favoured in its manifestation by the lack of the vegetal layer, by its inconsistency, due to the inherited or overlapped erosional background

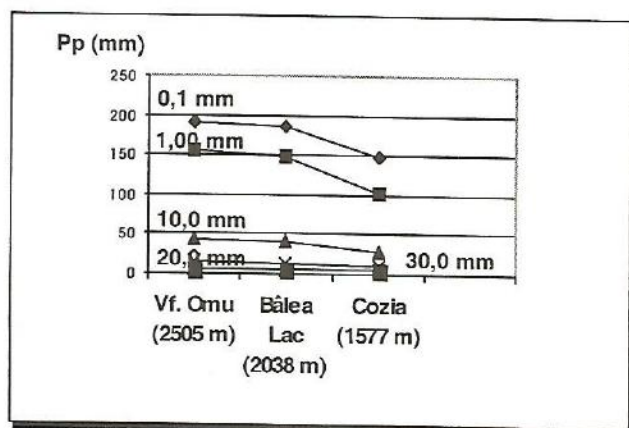


Fig. 4. The altitudinal variation of number days with different amounts precipitation

and of the results of the anthropical activities by overgrazing and deforestation.

The air temperature is representing the other climate parameter with important implications on the morphodynamic potential of the relief (table 7):

Table 7. The temperature, the monthly multianuale values

MET. STATION	I	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An.	Am.
Vf. Omu	-109	-106	-83	-40	02	35	56	58	30	-08	-45	-84	-25	167
Bălea Lac	-76	-84	-49	-15	32	61	82	88	59	22	-31	-61	02	172
Cozia	-53	-63	-27	17	67	98	121	123	89	43	-12	-41	30	186

Its manifestation values are implicitly acting on the processes of infiltration and drainage, of evapotranspiration, determining therefore the degree of humidity of the rocks and soils. Analyzed as a whole, the vertical variation is done according to the to a vertical thermic gradient, calculated by us as 0,63 m/100 m, taking into evidence certain type-values. In correlation with other physical-geographical factors, the temperature is playing an important role in the derulation of all physico-geographical processes considered before, the multianuale medium value is representing an important synthetical indicator and therefore it will be considered during the carpathean domains. At the upper limit of the forest, in Cozia Station area its value is of 3,06°C. If at the level Bălea Lac Station, in the subalpine domain is still having a positive value, of 0,2°C and at the altitude of 2050 m there is the 0°C isotherm then from 2100 m upwards close to the contact between the two alpine and subalpine domains, the temperature becomes negative, having -2,5°C at 2500 m (Tiștea, Neacșa et. al., 1974) and to -2,5°C at 2505 m (Vf. Omu area). The absolute monthly thermal amplitude is of 50,6°C and the anuale of 18,6° C in Cozia Station area. Above the upper limit of the forest in Bălea Lac Station area the absolute thermal amplitude is of 49,8°C and the anuale of 17,2°C. On the highest peaks (Vf. Omu Station), the absolute value of the thermal amplitude is of 58,8°C and the anuale of 17,0°C. The absolute minimal temperatures are determined by the advection of the arctic, continental, cold air streams but also of the radiative cooling in anticyclonal regime (Geografia României, I, Geografia fizică, 1983). The values of this indicator are of -23,6°C in Cozia Station in March, -27,4°C in Bălea Lac area in March and -38,0° C in Vf. Omu area in February. The absolute maximums determined by the advection of warm air masses are presented as it follows: 27,0° C at the upper limit of the forest in July, 22,4°C at Bălea Lac in June and 20,8°C

on the highest places in August. At the great altitudes the thermal regime of the air is presenting delays in the making of the values of the coldest and the warmest month. Therefore in the subalpine domain the minimum and the maximum are produced in February i.e. August with values of -8,4°C i.e. 8,8°C. On the highest places of the alpine domain these are produced during the same months, having values of -11,1°C and 5,7°C.

On the other hand the harshness of the high mountain climate is highlighted by the medium temperatures of the summer months that are not over 6,0° C in the superiour part of the alpine etage and 9,0°C in the subalpine etage, as well as by the values of the winter temperatures that are over -10,0°C or even -11,0°C on the highest slopes and -7,0°C and -8,0°C in the alpine domain. As well the 5 months of negative temperatures, with medium value, registered at the contact with the forest domain with the subalpine domain and the 7 months that are characterising the highest parts of the Făgăraș Massive, are favorising the producement of the gelive cycles. Therefore there can be seen two intervals of gelive cycles that have a duration and a seasonal extention dicatted by the altitude. At the highest altitudes the first interval between the months of April and May and the second between September and october. At Bălea Lac level the two intervals are between April-May i.e. October-November and towards the upper limit of the forest between March-April i.e. October-December.

Another thermal shape is represented by the number of days with characteristical temperatures (tabel 8) :

Table 8. The number of days with characteristical temperatures

MET. ST.	Cold nights		Winter days		Freezing days	
	number of days	%	number of days	%	number of days	%
Vf. Omu	95,2	26,0	144,9	39,6	254,5	69,7
Bălea Lac	68,2	18,6	120,7	33,0	207,9	56,9
Cozia	37,7	10,3	89,1	24,4	164,7	45,1

It is about the number of cold nights of the winter and the freezing days that grow together with the altitude.

The percentage of these days calculated according to the yearly number of days and the interval determined as cold (November-March) are showing a few important aspects.

The freezy nights have a procentual value of the 10,3 days at the upper limit of the forest, and on the highest areas to be more than double this value. The winter days have a higher procentual value within the high mountain domains and the freezing days have high procentual values within the same domains.

It is interesting to underline the fact that about 30-40% of the freezing days are outside the cold season. At Vf. Omu Station April and May are having almost every year about 28-29-30 days, i.e. 23-25-27 days of freezing. August, considered as the warmest month of the year, the freezing days are frequently from 12-13 to 19 days.

The phenomena is present in the subalpine domain too. In May there were registered in 2 years (1980-1981) 20 days of freezing and even 25 days in 1991. In August even though the phenomena occurs more rarely it is still present with a multianuale medium of 0,9 days of freezing.

3. Conclusions

The two climate parameters computed by the help of a Pégui type diagram are showing the variability of the climate conditions in the area of the above mentioned meteorological stations, periglacial for the highest places (Vf. Omu Station), boreal for the sub alpine domain (Bâlca Lac Station) and temperate for the areas situated at the upper limit of the forest (Cozia Station).

That's why even the manner of manifestation of the 2 parameters are determining altitudinal differentiations and of the relief's morphodynamic potential exposition.

The fluvio-torrencial moulding and the mass movements are first of all determined by the torrential rains in the warm season and the long duration ones that are assuring the over wetting of the soil. The torrential rains with a strong character of non uniformity and of great intensity at high levels are amplifying the development of the fluvio-torrencial processes. The snow melting, altitudinally influenced by the exposition are especially

manifested during the second part of the spring season extending to the first month of the summer season at the highest elevations.

This process is simultaneous or consecutive with the beginning of the summer rains, fact that is determining the amplification of the morphodynamic potential within this interval. Therefore the two sources of water provenience are differently determining the quantity, duration, intensity and frequency of the drainage regime on the slopes.

The two intervals with gelive cycles mentioned before, differentiated as duration function of the elevation are creating the possibility of manifestation of periglacial processes, ample at high altitudes, with typical forms and the framing of the studied mountain area within the domain of the present periglacial.

- Dumitrescu, Elena (1976), *Clima României*, Lit. Univ. București.
- Kotarba, A., Kaszowski, L., Krzemien, K. (1987), *High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Polish Academy of Sciences Institut and Spatial Organization Geographical Studies, special I.S.S.U.E., 3, Wroclaw.
- Popescu N. (1990), *Tara Făgărașului, studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, București.
- Teodoreanu Elena (1980), *Culoarul Rucăr-Bran. Studiu climatic și topoclimatic*, Edit. Academiei, București
- Tricart J., Cailleux A. (1977), *Précis de géomorphologie, II, Géomorphologie dynamique générale*, Sedes, Paris.
- Velcea Valeria (1983), *Etajarea proceselor fizico-geografice actuale. Metodologia studierii lor*, în Sinteze geografice, Edit. Didac. și Pedag., București.
- Velcea Valeria, Savu Al. (1983), *Geografia Carpaților și Subcarpaților*, Edit. Did. și Ped., București.
- Zăvoianu I., Alexandrescu Mihaela, Anghel Camelia, Mustăța A. (1995), *Corelații între precipitații și altitudine în Carpații Meridionali*, Studii și cercetări de Geografie, XLII, Edit. Academiei, București.
- Tîștea D., Neacșa O. et. al. (1974), *Variația altitudinală a principalilor parametri climatici în zona Bâlea-Capra din Masivul Făgăraș*, St. clim., I, IMH, București.

Department of Geography
West University of Timișoara

Aspecte de mediu cu importanță pentru relief/ *Environmental Aspects Related to the Relief*

Land Use Change since the Neolithic Period in the Marginal Zone of the Carpathian Foothills

Malgorzata Pietrzak

Key words: Neolithic, human activities, Carpathian Foothills

Abstract: Based on archaeological materials and historical documents an attempt was made to characterize the settlement and agriculture in the Carpathian Foreland area. Three phases of intense activity were identified in the development of prehistorical settlement: Early Neolithic, Bronze / Iron ages and the Late Roman period. Starting from the Early Middle Ages (10th century) to A.D. 1,500 the Carpathian Foreland was entirely colonized. During that time a basic network of human settlement and transportation roads was formed along with the current arable land patterns. Contemporary agricultural land accounts for 70% of the total surface area (arable 51%, grasslands 19%, forests 22%). The main problem is the lack of profitability in this area due to the size and shape of the fields.

The poster overviews the history of settlement and economy in the marginal zone of the Carpathian Foothills. A particularly significant issue is the influence of natural conditions on the development of settlement and economic activities and the transformations they cause to the environment.

The area of the study covers approximately 100 km² of the marginal zone of the Carpathian Foothills between the Raba and the Uszwica Rivers (fig. 1). The studies were based on archeological and historical documents and also on documents and maps from the State Archive in Cracow, the Archive of the Regional Museum in Tarnów, the Historical Archives of the Ukraine in Lviv, the War Archives in Vienna, the Jagiellonian Library in Cracow, the Library of the Polish Academy of Sciences in Cracow, the Department of Land Survey and Cartography of the Municipal Office in Bochnia and data from the agricultural register obtained in 1988.

The beginning of settlement in the marginal area of the Carpathian Foothills goes back to the year 6000 BC (Jodłowski, Skowronek, 1980). The number and location of archeological vestiges indicate a dense and permanent Neolithic

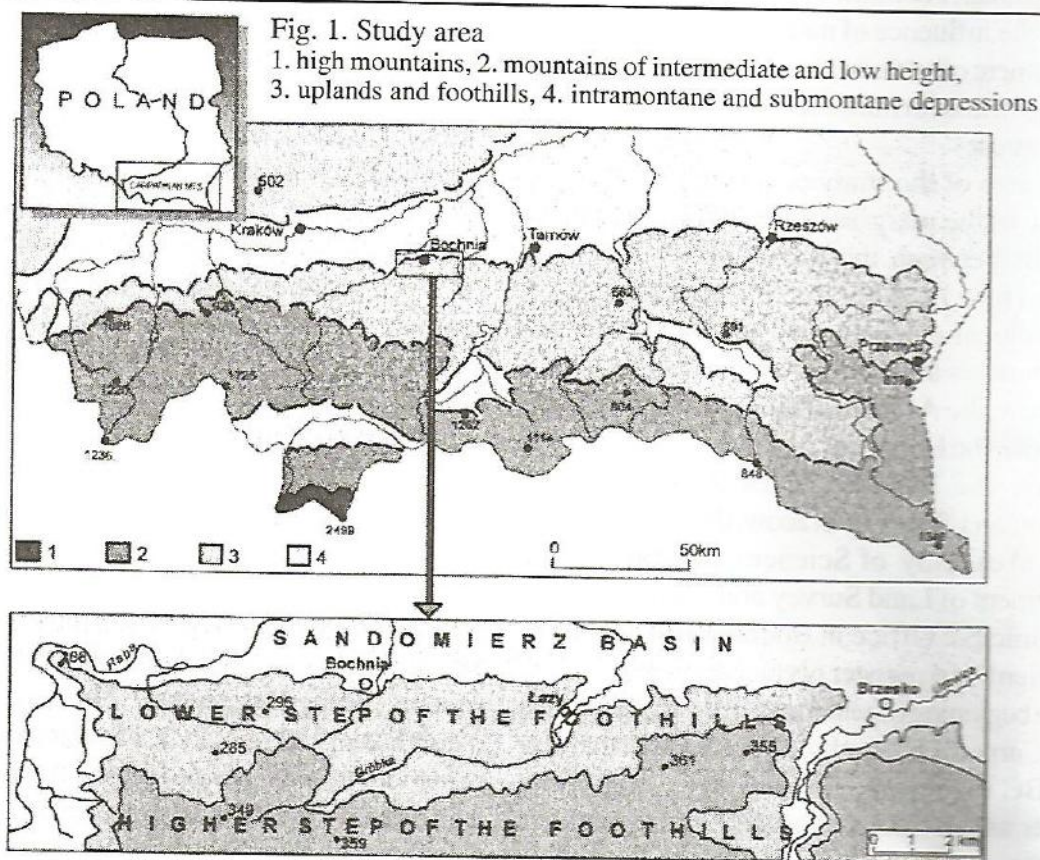
settlement in this area. The comparison of archeological sites from the Neolithic and from later periods confirms the thesis on the high mobility of the Stone Age populations and their ability to adapt to different environmental conditions (Rydlewski, Valde-Nowak 1979). The most intense settlement occurred between 4500 and 3500 BC (or according to new data 5300 - 4300 BC). The Neolithic settlement mainly concentrated in flat areas of the summit plains, not far from watercourses. The peak period of prehistorical settlement took place between AD 180 and 400 (Cetera, Okoński 1993). The Przeworsk culture is linked to a maximum expansion and population density in the area of the Carpathian Foothills. The population of the Przeworsk culture not only colonized hills and elevated parts of the summit plains but also the edges of flood terraces. The next phase of intense settlement expansion occurred during the Early Middle Ages, starting from the 7th century to the first half of the 13th century. The distribution of the archeological finds indicates that the expansion of settlement was initiated during the 7th century. The development of early medieval settlements was dependent on favourable relief, type of soil,

commercial routes and occurrence of saline sources. It was also reflecting the river network. The period between the 7th century and the first half of the 9th century was characterized by weak and scattered settlement. According to Żaki (1974) and Leciejewicz (1989), about 6% of the entire surface area was economically exploited until the 10th century, whereas during the 10th century the range of economic activities covered 24% of the entire area. This was the consequence of a shift from intense "gardening-like" farming (limited in terms of space) to a more extensive pattern. It is known that a major part of the area was the property of kings and was covered by forests. The percentage of forests and meadows in the total surface area diminished from approximately 70% in the 14th century to about 50% in the 15th century.

The human activities carried out throughout the Middle Ages permanently transformed the natural landscape into an agricultural one. Starting from the 15th century arable land began dominating the Carpathian Foothills. In the 13th and 14th centuries the economic development and intense settlement were based on the rental law and in the 15th century feudal farm structures were created (Przyboś, 1995).

The creation of farming estates was linked with a comeback of feudal structures, causing a reduction in the production capacity of peasant farms. Numerous wars, epidemics, natural disasters were reflected in a lack of population growth and the decline of the economy in the 16th and 17th centuries (Wojas, 1980). Thanks to Joseph's (Josephite) and Frank's (Franciscan) registers (from the turn of the 18th century) it is known that arable land occupied 61% of the total surface area, meadows accounted for 11%, pastures, bushes, gardens and fallow land covered 11% and the forests 17%. When Poland gained independence, the key problem of rural areas was the fragmentation of land (the most frequent farm size was below two hectares).

During the interwar period the situation did not improve because of the economic crisis and of some natural factors such as numerous floods. The postwar period is characterized by further land fragmentation. Contemporary agricultural land accounts for 70% of the total surface area (51% arable) (Stelmach et al., 1990). Grasslands cover 19% and are mainly located on the valley bottoms and on land creeping and sliding forms which are not suitable for ploughing.



Forests account for 22% of the total surface area and cover the steepest slopes. Almost 95% of the arable land is privately owned. The lack of profitability in this area is caused by the size and shape of the fields. The average size of a farm is only 2.98 hectares. An average farm is composed of 5 fields of 0.68 hectare each.

Farms over 10 hectares account for 0.5% of the total number. The land plot layout is a follow-up of the medieval system of plots stretching between the road and the forest. The field is a narrow strip beginning to stretch out from the farmer's house. Traditionally, ploughing is done along the slopes.

The relatively high population density and percentage of arable land in the land use structure over the entire period of historical exploration of the Carpathian Foothills by man indicates a relatively good adaptation of the historical populations to the existing environmental conditions and the tolerance of the local natural habitats to anthropic influence.

Acknowledgements: The project was sponsored by the Committee for Scientific Research (KBN - Project 6 PO4G 012 15) and the Jagiellonian University.

References

- Cetera A., Okoński J. (1993), *Nowe materiały archeologiczne z Bochni*, in J. Flaszka (ed.), *Rocznik Bocheński*, T. I, Muzeum im. S. Fischera w Bochni.
- Jodłowski A., Skowronek J. (1980), *Pradzieje Bochni i regionu*, in F. Kiryk F, Z. Ruta (ed.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Kraków.
- Leciejewicz L. (1989), *Słowianie Zachodni: Z dziejów tworzenia się średniowiecznej Europy*, Ossolineum.
- Metryka franciszkańska (1820), Nr Sygn. I 8-9, I 24, I 40-42, 44-45, I 49, I 51, I 73, I 78, I 100, I 148, I 163, I 200, I 207, I 211, I 224-225, I 295, I 334-335, Centr. Hist. Archive of Ukraine in Lviv.
- Metryka józefińska (1787), Nr Sygn. I 7, 10, I 36, I 52, I 62, I 64, I 95-96, I 112, I 154-157, I 202, I 229, I 296, I 300, I 303-305, I 314, I 316, Centr. Hist. Archive of Ukraine in Lviv.
- Przyboś K. (1995), *Dzieje Karpat polskich*, in J. Warszyńska (ed.), *Karpaty Polskie*, Kraków.
- Rydlowski J., Valde-Nowak P. (1979), *Problem osadnictwa epoki kamienia w polskich Karpatach Zachodnich w świetle badań na polskiej Orawie i w regionie prawobrzeżnych dopływów górnej Wisły*, *Acta Archaeologica Carpathica*, XIX, Ossolineum.
- Stelmach M., Malina R., Tkocz J., Żukowski B. (1988), *Obszary wiejskie i grunty rolnicze w Polsce - wyniki badań ankietowych 1988*, Inst. of Planning and Management of Rural Areas, Agricult. Akad. in Wrocław.
- Wojas Z. (1980), *Bocheńskie od połowy XVII w. do schyłku epoki staropolskiej*, in F. Kiryk F, Z. Ruta (ed.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Kraków.
- Żaki A. (1974), *Archeologia Małopolski wczesnośredniowiecznej*, *Prace Komisji Archeologicznej PAN*, 13, Ossolineum.

The Impact of Waste-Heaps on the Relief Morphology

Study-case of Bumbești-Jiu Town

Constantin Savin, Viorica Tomescu, Vasile Pleniceanu

Key words: weepers, collecting pipe, dyke, observation drilling, environment protection

Impactul haldelor menajere asupra morfologiei reliefului. Studiu de caz - orașul Bumbești-Jiu.

Lucrarea analizează pentru prima dată impactul haldelor menajere asupra morfologiei reliefului luând ca exemplu pe cea menită a deservi orașul Bumbești-Jiu, putând fi luată ca exemplu.

Documentația tehnică subliniază principalele elemente referitoare la dispozitivul de construcție, schimbările morfologiei actuale, canalele de scurgere, amenajarea stratului impermeabil de la bază, stratele filtrante, conductele de scurgere. Se vizează, de asemenea, și modalitățile cele mai adecvate de protecție a mediului înconjurător. Un lucru de mare importanță este faptul că lucrarea se referă și la extinderea pe verticală și orizontală a haldei, deoarece cantitatea de gunoi menajer crește continuu. Deși suprafața acestui depozit nu va depăși 1 ha în următorii 10 ani, iar volumul său nu va depăși 50 000 m³, această formă de relief antropică ar putea duce la schimbări importante în echilibrul ecologic dacă instalațiile tehnologice de stocare, depozitare și fermentația nu vor fi complet terminate.

1. General data

The technical documentation concerning the locating and design of such an objective has been realized by the Design County Department of *Târgu Jiu*, based on the data of some studies and works regarding this area.

2. Location of stockpile

The town of Bumbești-Jiu is located in the county of Gorj, 18 km away from Târgu Jiu city, on the highway 66 towards Petroșani.

The objective's location has been fixed 8 km south of Bumbești-Jiu and 4.5 km North of Târgu Jiu, that is the W-NW border of the village of Iezureni.

This location is situated on the major channel of the Jiu, on a relatively even terrain:

- 50 m from the minor channel of the river (after finishing the hydro-power station) and 50 m from the dyke on the left handside of the river;
- 450 m W of highway 66 (Târgu Jiu-Bumbești);
- 450 m N-W of Suinprod trading company (pig farm) Iezureni;
- 1,500 m S of the future frontal dyke of the Sadu Valley reservoir.

3. Location area

Geology and morphology

From a geological point of view, Bumbești area is located on the northern border of the Getic Basin where the latter comes in contact with the Autochthonous Danubian unit.

Taking into account only the surface deposits (under the direct influence of the stockpile), it should be mentioned that under the bed of the Jiu and laterally, under the terrace levels, there are some Late Pliocene clay-loamy and sandy deposits.

There are also Quaternary drift deposits of coarse-grained sand in the minor channel and fine-grained sand in the major channel and alluvial plain.

From a morphological point of view, the area is located in the northern part of the Getic Subcarpathians, the subunit of the Gorj Subcarpathians, close with the contact line they have with the Southern Carpathians, at the transversal limit between the Parâng Mountain and the Vâlcân Mountain.

The relief's shape is a longitudinal subsidence chute. Between the subcarpathian basins, there are transversal expansions of the Carpathian piedmonts; towards south, the basins come into contact with a line of Subcarpathian hills.

The whole depressionary around Bumbești-Jiu (as well as the other Subcarpathian basins) is like an alluvial field with absolute altitudes of 290-300 m in the northern part (where the Jiu leaves the defile) and 230-240 m in the neighborhood of the settlement of Turcinești.

The Subcarpathian depression is dominated by the accumulation and erosion processes of the Jiu, represented by the major channel and its terraces; the width of this area varies from 3.5 to 4 km, and the major channel from 1.5 to 2 km.

The slopes of the major channel present several terrace levels, inclusively in the neighborhood of the mentioned location.

The works, not finished yet, for the hydro-power station, in the area of Sadu Valley-Vlădeni, will have a great influence, leading to some important modifications of the relief, hydrographic network, local microclimate and vegetation cover.

In the near future, between the confluence with the tributaries, the Sadu and the Sâmbotin, the large valley of the Jiu will be covered with water by the "Sadu Valley" reservoir long of more than 5 km and a volume of 306 mill. m³.

In fact, the reservoir will extend on about half the breadth of the depression chute; it will border upon the steep slope of the Jiu in the western part and a loam-cored rock dyke 91 m high, given the valley floor, in the frontal and eastern side. The reservoir's basin will also incorporate a small part of the low terrace on the left of the Jiu.

When leaving the hydro-handside power station, the river channel will be modified, at a maximum width of 150 m.

The future location of the waste-heap will be about 50 m east of the minor channel of the Jiu, 2 m higher than the bed of the alluvial plain; it will extend on the sandy drift deposits, outside the protection area.

In the area of the waste-heap, the Jiu is meandering; often splitting up into unequal arms.

Thus, the minor channel is 100-150 m wide and the major channel is about 800-1,000 m.

Near the location of the waste-heap, there is again only a single minor channel, with a varying width of between, up to 30-50 m.

According to the Water Law (nr. 107/1996), in in this section of its course, the Jiu has a protection area of 15 m wide from the limit of the minor bed.

The future stockpile is located 50 m away from the minor channel, so outside the protection area.

Climate

The Subcarpathian region, where Bumbești-Jiu is located, is characterized by a continental climate:

- mean annual temperature (normal): 10.1°C;
- average amplitude of the mean monthly temperatures (normal): 25°C;
- mean temperature (normal) of July: 20°C;
- mean temperature (normal) of January: -4°C;
- absolute maximum temperature: +40.6°C (in September);
- maximum temperature for the last 40 years: 39.3°C/1985, July 30;
- absolute minimum temperature: -31.1°C (in January);
- minimum temperature for the last 40 years: -29.6°C/1985, January 13;
- mean data of the first and last frost: October 20 and April 13;
- extreme data of the first and last frost: September 23 and May 22;
- atmospheric moisture, extreme monthly means and annual mean: 85% /December; 62% /July; 22%/year;
- 45.7 mm/March; 106.9/April; 839.5/year.

For the last 40 years, the extreme annual amounts of precipitations were:

- maximum: 1087.7 mm in 1969
- minimum 582.0 mm in 1973

Precipitations. Maximum (M) and minimum (m) monthly, seasonal and annual amounts (mm)

Amount mm/year	Months												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
M	139.3	133.2	150.3	170.3	233.7	308.0	209.5	239.7	214.8	297.1	213.4	190.6	1181.6
Year	35	41	99	00	97	40	98	00	14	22	21	38	44
m	-	2.2	0.5	5.1	8.5	2.0	0.6	1.0	-	0.0	0.9	4.0	458.4
Year	25	45	53	49	07	38	46	46	26	96	26	22	34

Amount/ year	Seasons			
	Winter	Spring	Summer	Autumn
M	366.8	383.8	391.3	548.4
Year	53	00	40	44
m	29.5	73.6	49.2	26.9
Year	49	45	31	26

Note: the years of extreme amounts are represented only by values of hundreds and tents.

Precipitations. Maximum amounts in 24 hours (mm)

Station	Months												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Târgu Jiu	43,8	41,7	47,5	65,0	66,8	66,5	88,6	82,8	93,4	56,6	80,7	52,6	93,4

Probabilities (%)

Of maximum amounts of precipittions in 24 hours (mm)

Probability (%) / Amount (mm)		
1%	5%	10%
128	90	79

Wind. Frequency (%) and mean velocity (m/sec)

In terms of direction

Mean frequency									
Station	N	NE	W	SE	S	SW	W	NW	Steady
Tg. Jiu	14	6.8	3.0	6.3	5.3	5.6	2.1	3.7	53.2
Mean velocity (m/sec)									
Station	N	NE	W	SE	S	SW	W	NW	Steady
Tg. Jiu	3.2	2.4	1.8	1.8	2.0	2.3	1.6	2.4	

Monthly and annual mean evapotranspiration

(Thorntwaite method, mm)

Station	Months												Year
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Târgu Jiu	0	0	18	51	91	117	122	60	55	43	14	0	571

History and hydrogeology

The Jiu River supply comes from snow and rain, with maximum discharge in sprig, when besides snowmelt, there are also heavy rains, with maximum amounts in May-June. The studies mentioned at the beginning of this work give numerous hydrological parameters, among which:

- maximum discharge with a probability of 1%: 1240 m³/sec;
- maximum discharge with a probability of 10%: 653 m³/sec;
- mean multi-annual discharge (over 1944-1994): 19.8 m³/sec;
- stream declivity in Gorj county: 1.17%;
- mean multi-annual load:

- 7 kg/sec (entry point into the county)

- 100 kg/sec (exit from the county)

- frost:

- appears in 80-100% of winters;

- average persistence: 25-35 days on the section where the river enters the county.

In the section where the river leaves the defile, it receives several tributaries the Sâmbotin, the Cartiu and the Pietroasa on the right handside, and the Tetila and Iayul Topilelor (near Iezureni) on the left handside, all with a permanent flow. In rainy periods, other several brooks collect the waters form the slopes and transport them into the Jiu.

The underground waters are stored into the sand and gravel layers of the alluvial plain and

terraces, at depths of only 2-3 m. some soil logs in the area of Iezureni-Curtișoara marked the artesian character of the median and deep underground water layers which are tapped for local needs (SUINPROD-IEZURENI) or for the water supply of Târgu Jiu town.

The designers say that, once the hydropower station is finished, there will be no flood risk for the waste dump area – heap, because the reservoir is designed to have a protection volume of 62 mill. m³.

4. Purpose, dimensions, constructional and functional characteristics of the waste-dump

Purpose

As a consequence of the continuous development of the town of Bumbesti-Jiu, stockpiling refuse has an ever more stringent problem.

A place where it could be stockpiled and neutralized proved a necessity.

This project, the first of its kind in the hydrographic area of the Jiu-Danube rivers, offers as a solution a refuse-stockpile, judiciously located and arranged in accordance with the latest standards, with a modern exploitation and maintenance technology.

The structure is designed such that it cannot influence the harnessing scheme of the Jiu in the mentioned section.

Dimensions and characteristics of the waste-dump

The refuse-stockpile is 2-stage work:

- the first stage, with a stockpiling capacity of 29,000 m³ for two years;
- the second stage with a stockpiling capacity of up to 47,000 m³.

The refuse stockpile is located on the left handside of the Jiu, downhill the future reservoir, about 1,500 m outside its protection area.

In the first stage, a 100 x 100 m enclosure (table 1) is to be raised.

The construction works will follow the succession below:

- the excavation of the terrain, form the surface down to a depth of 2 m, without influencing the underground water;
- the excavated enclosure will be protected by a dyke with the outside slope of 1:1 and the inside slope of 1:1.5. The top of the dyke will be 2 m wide;
- on the top of the dyke, a protection wire fencing with 2 m high iron poles will be placed;

- in order to hide the unpleasant image of the whole work, there will be an acacia three-row shelter-belt plantation on the positive slope of the dyke:

- in the first stage, the thickness of deposit will measure 7 m, of which 2 m represent the depth and 5 m the elevation:

- the slope of the enclosure bottom (bed) will be of 1%; the bottom of the excavation is to be covered with a 60 cm thick bed compacted clay with bottom and slope permeability;
- the enclosure is to be provided with a drainage system of 200 mm Dn-HDPE pipes (table 2) with a slope of 1%, endowed with seven inspection chambers of pre/stressed concrete ("PREMO") of 1000 mm Dn. The whole drainage system will measure 340 m. the ditches are protected by a 40 cm bed of 16-31 mm gravel, having a width of 6 m.
- the basin of polluted waters from the enclosure is waterproof underground tank in one piece, of monolithic steel concrete.

The basin has two compartments and two inspection chambers of 5 x 10 m, one of which is a headroom of 3.74 m (table 3). The walls of the basins, as well as the apron and the top are made of monolithic steel concrete.

The disposal time depends on the amount of refuse; the more it is, the longer the disposal time.

The catch basin will be emptied whenever necessary with the help of a vacuum pipe.

5. Study of the influence of stockpiling on the relief in the area

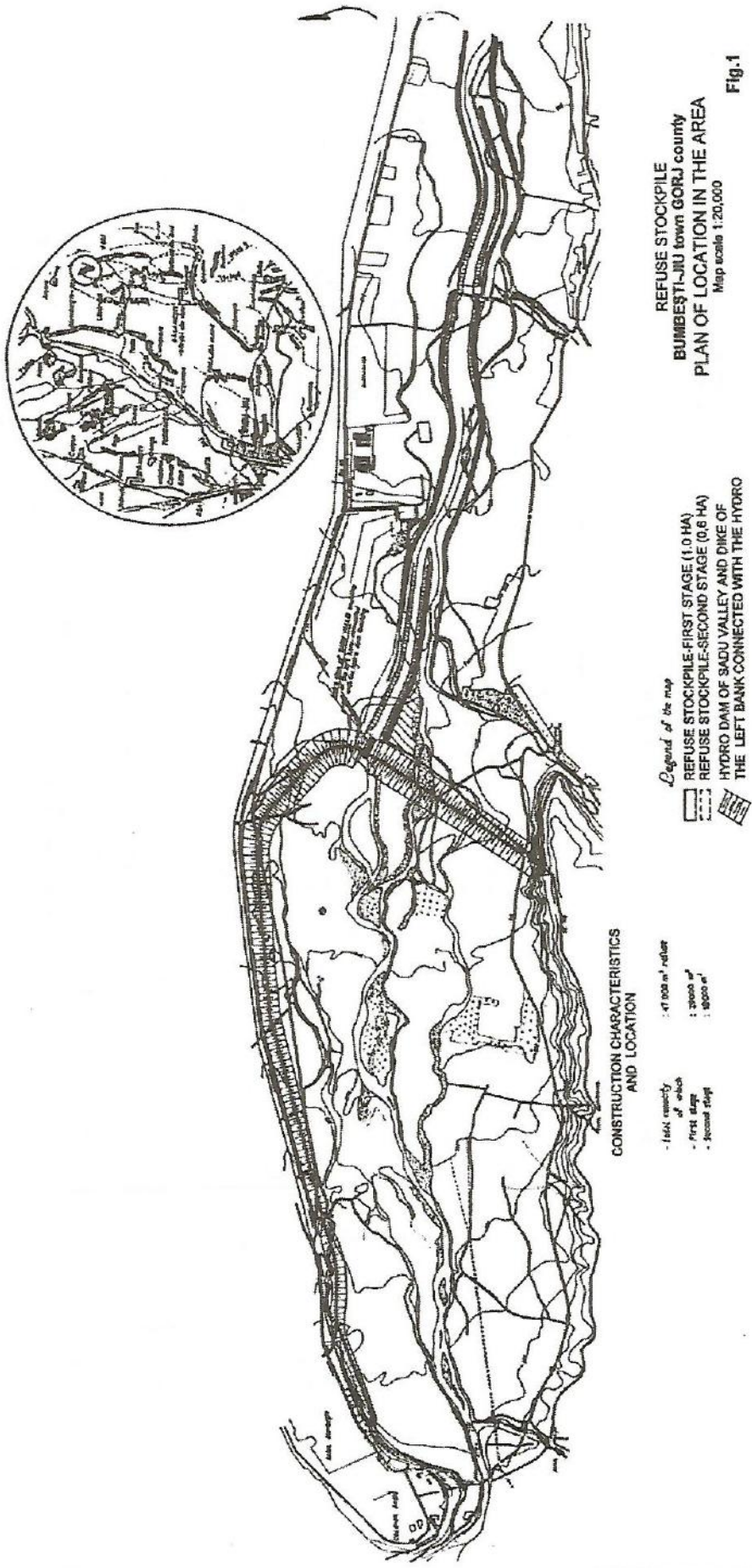
Taking into account the previous information and the situation on the ground, it is obvious that the stockpiling on any-low terrace (slope terrace, alluvial plain terrace) has a strong impact on the environmental factors.

The problem of allowing these stockpiling in the area is still on open to debate, but hygiene standards suppose sacrificing some scavenged terrain in favor of stockpiling.

That is why we find it important to analyze the impact of such human-induced relief on the environment and the modifications of the natural landscape.

a) Most important is the change in the morphology of the alluvial plain terrace. Although it is affected on an area of only 1.6 ha, this change is a complex one, because:

- there will be an excavation of an area of 100 x 100 m, with depths of 2 m (table 2);



TOTAL VOLUMES

V excavating = 6,940 m³
 V dyke and platform = 4,785 m³
 V clay = 5,100 m³

Legend of the map

- - HERMETIC ENCLOSURE
- - EXTERIOR RAMPS OF PERIMETARY DYKE
- - TOP OF PERIMETARY DYKE
- - ACTUAL ROAD
- - - MODERNIZED ROAD
- - - ENCLOSURE ROAD
- - - SECONDARY DRAIN
- - - MAIN DRAIN
- - INSPECTION CHAMBER
- - DRAINAGE BASIN
- - HYDROGEOLOGICAL FOUNTAIN
- - FENCING

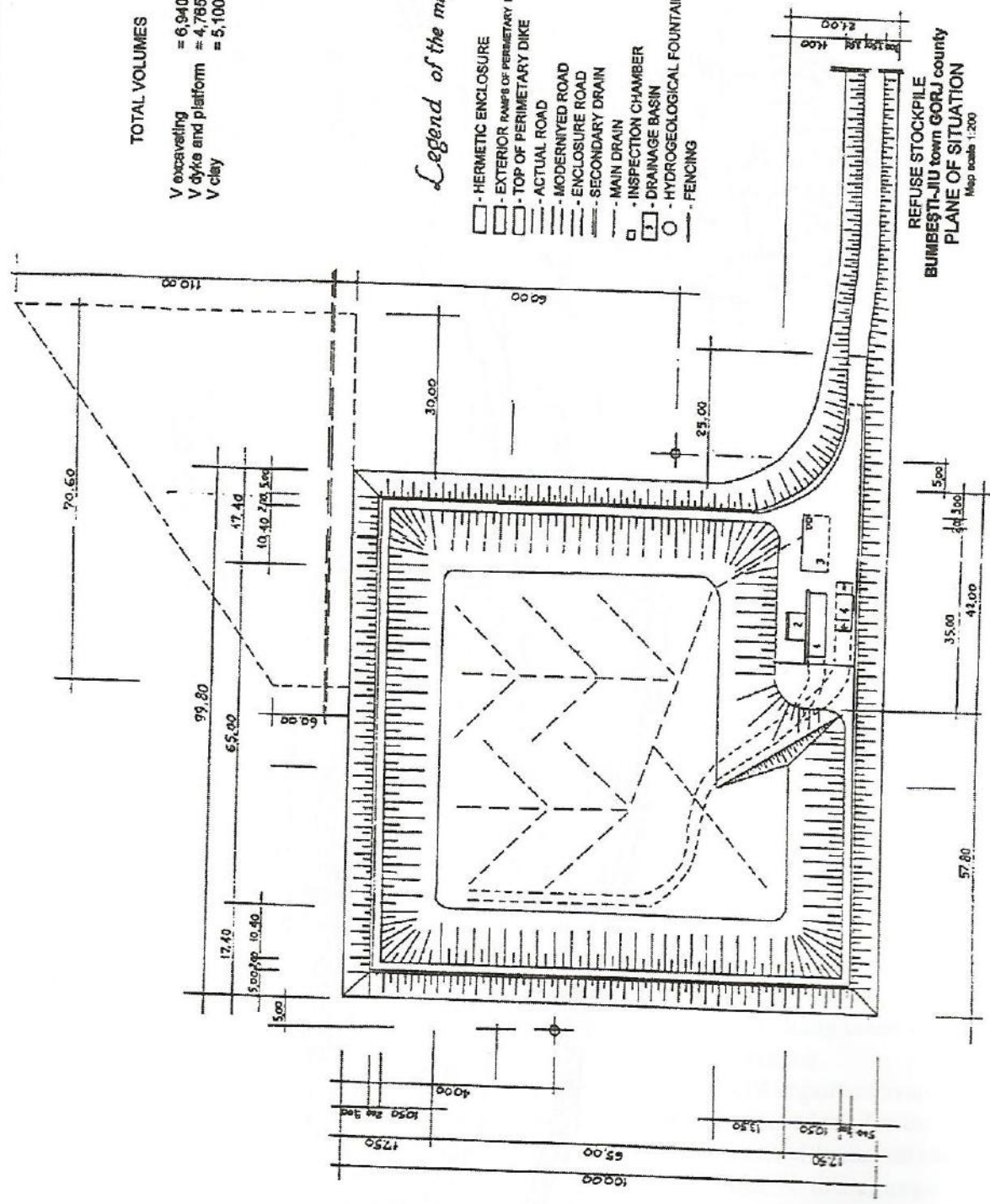
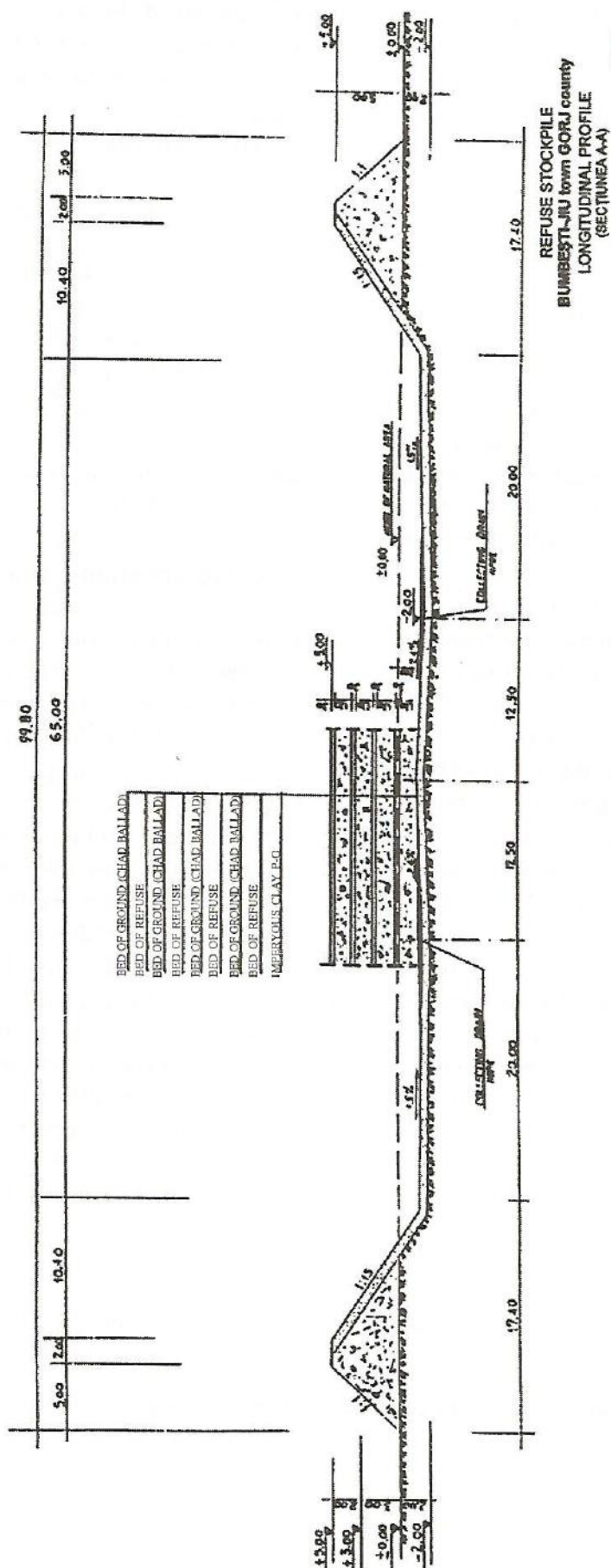


Fig. 2



- then, the dyking (with 4 rectangular flanks) around the waste-dump, with a 2 m wide top;
- there will also be the digging of a trench around the dyke in order to collect the rain water.
- in the first stage (the first 2 years) the thickness of the deposit will measure 7 m, of which 5 m represent the elevation (table 3).

- then, the second stage, there will be a 0.6 ha direct impact on the dump up, to a volume of 47,000 m³.

b) The excavation down to 2 m depth will have a direct impact on the soil and hydrologic equilibrium of the area around the waste-dump.

The complete removal of the above soil and of layer under it leads to the "elimination" of the ground area from the water circuit around the alluvial plain, with unexpected consequences for a larger area.

c) Modifications of the natural vegetation.

The plantation of acacia three-ranged shelter belt on the slope of the dyke is the only way to hide the unpleasant image and attenuate the stench.

d) There will also be a negative influence on air quality in the area.

Because the stockpiling of the garbage is a continuous activity, the biogas cannot be stopped, because the fermentation is an aerobic process.

When the atmosphere is calm, the stench will be limited in the area; but when windy it will be carried on a certain distance, leading to a general state of discomfort.

The waste-dumps are covered with a gravel and ground layer every 1.0 m, but this does not prevent the fermentation gas to develop into the atmosphere directly or through the 9 equidistant vents (table 2).

The wastewater-collecting tank will also release intense stench.

e) The rain water circuit is also changed; once it reaches the surface of the waste-dump, the rain

water will be polluted, because of the dissolution or sluicing of the waste-products that will be drained to the waste-water collecting bank. This is the place where the leached components will be deposited.

The wastewater will be drained through the penstock of the collecting drain.

The collecting bank will be emptied whenever necessary, the wastewater being drained to the water purification station of Târgu Jiu.

This important action will be strictly monitored and the water samples chemically and antibacterial analyzed in the laboratory of The Environment Agency of Târgu Jiu.

The quality of the ground water will be monitored with the help of two observational drillings (table 2)

6. Observations, suggestions

In order to avoid some unpredictable consequences, some supplementary rules concerning the stockpiling must be followed:

a) The authorities (institutions) responsible for the water and air utilization should monitor each stage of the stockpiling, taking into account the construction and exploitation standards.

b) Underground water should be sampled all the time during the exploitation stages.

c) The frequency and the results of the water samples should be directly related to the ones of the water front of Iezureni which is a source of water supply to Târgu Jiu.

d) The control of the dump exploitation should be strictly checked and approved by The Water and Environment Institutions.

e) Every day, a report should be made with exact information concerning the impact of the waste-dump on the area's environment.

References

- x x x (1982), *Enciclopedia Geografică a României*, Ed. Șt.și Enciclopedică, București.
- x x x *Study of the Ecological Impact Concerning the Investment - «Refuse Stockpiling Ramp» - town of Bumbești-Jiu, Gorj, I.C.I.M. Bucharest.*
- x x x (1982), *Hydrological Study of the River Jiu*, I.M.H. Bucharest, for the design of C.N.E. Bumbești Jiu-Rovinari.

Ecological and Environmental Problemes and their Harnes in Karst Areas, South China¹

Linhua Song

Key words: carbonate rocks, environment, sustainable development, south China

Abstract: The exposure carbonate rocks in China occupy 1,200,000 km², of which, 500,000 km² mainly distributed in Yunnan, Guizhou, Guangxi, Hunan and Sichuan provinces of southwest China.

Under the long time joint function of endogenetic and exogenetic forces, the landform is characterized by surface river deep cutting, great relief, high mountains and steep slopes, and subsurface drainage systems well-developing; the inconvenient communication, rapid increase of population, over cultivating and deforesting have been causing the great decrease of forest coverage rates, worse of ecological system, greater frequency of drought, flood and various disasters strongly attack the economic development, the economy is backward, low living standard of the people in karst area which is the poorest region in China.

In order to rapidly develop the economy and improve the ecology and environment in karst area, the practice shows that the following principles should be observed:

(1) careful control of population increase, emigration of extra labour to the developed areas or the areas with better living and production conditions. Through the above measures, the population will relatively decrease and relieve the contradiction in the population-resources-ecology and environment system;

(2) reform the slope land to terrace so as to improve the cultivation conditions and preserve the water, soil and fertilizer, for rising the effective utilization of land;

(3) develop new rural energy, expand the saving-fuel and gas stoves, and use solar energy to reduce the load of bio-energy;

(4) reforestation and closure of hills and mountains. The ecological, economic and fuel forests are designed in the fengcong-depression areas. The tree species with high ecological, economic and fuel values, such as bamboo, wild grapes, sapling rotundifolium etc. will be chosen;

(5) develop rain water and karst water resources to solve the water supply problems.

The carbonate rocks cover 3,463,000 km² in China (Yuan, 1993), of which 1,200,000 km² are exposed (Fig. 1) (Lu, 1976; Zhang, 1979). The karst landform has been well developed in the areas of 500,000 km² in Yunnan, Guizhou, Guangxi, west Hunan and south Sichuan provinces of southwest China, where 100 million habitants live (Song, 1997). The large population and its high density, serious deforestation, over-cultivation and fragile ecological system cause very serious environmental problems and 30,000,000 people live in the poverty conditions.

This paper approaches the measures to improve the ecology and the environment and the sustainable development of the economy on the basis of karst geomorphology.

¹This research project was financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 49471008) and Applied Science Foundation of Yunnan Province (1988-1990). During the research, the Xichou County Government, Yunnan Province and Dahua County Government gave great support. Also, the author would like to thank Mr. Liu Hong, Zhang Fan, Chen Xiaoping, Yunnan Institute of Geography; Mr. Su Jiewu, Liang Wanyiao and Lan Huaixin for their good associated work.

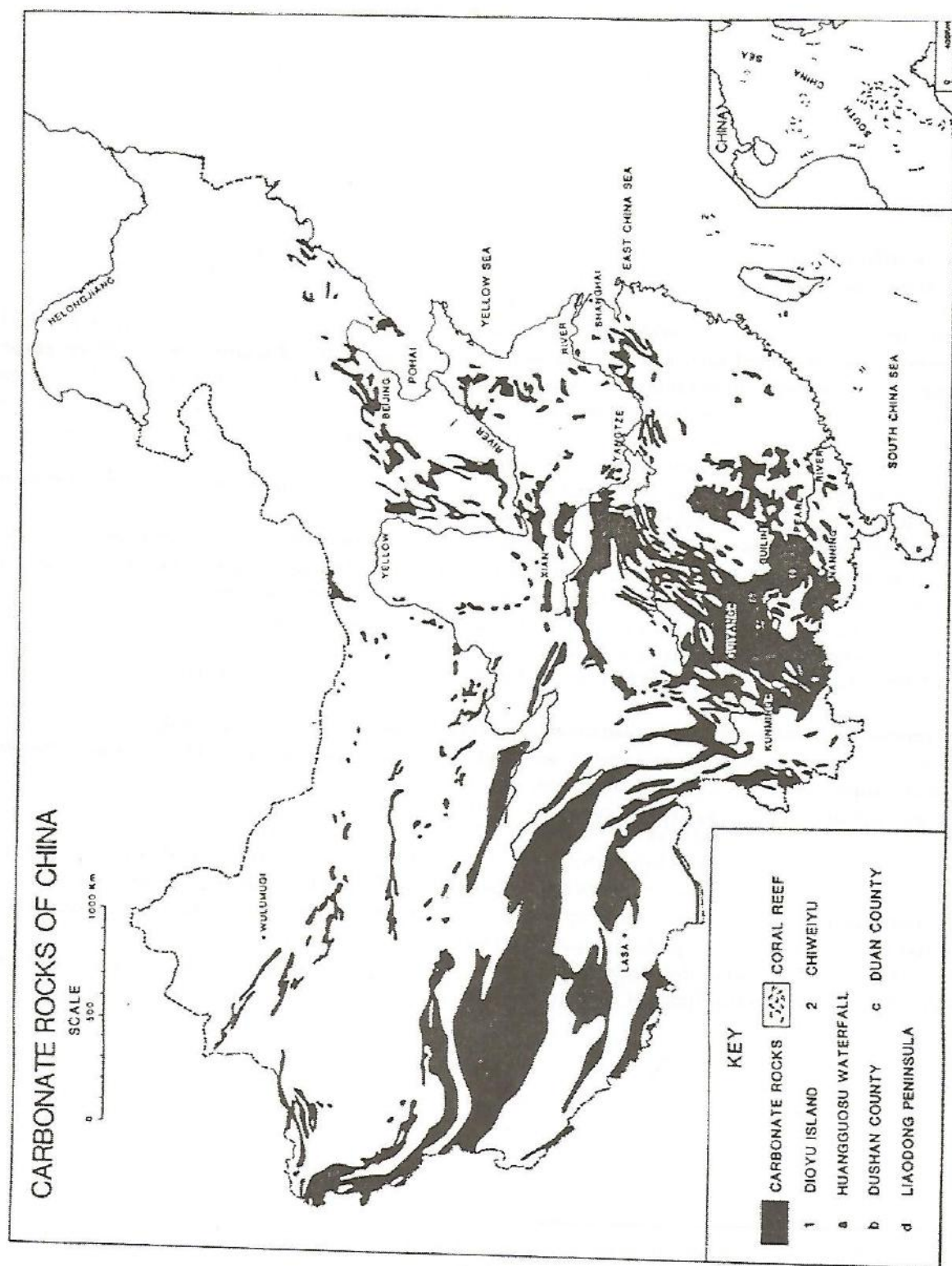


Fig. 1. Distribution of carbonate rocks in China

1. Geological and geomorphic aspects

The karst in the China are situated in the tropical and subtropical monsoon zones, the annual average temperature is over 15°C, the maximum 22°C. The annual mean precipitation varies in the range of 1,000 mm - 1,600 mm, with a maximum of 2,500 mm. Under the control of a monsoon climate, heat and humidity are fluctuating synchronously. The summer seasons is with high temperature and rainfall, vigorous biological activities release abundant CO₂, the water circulation between the ground surface, underground and atmosphere is very strong, so karstification is also taking place (Liu, 1993). Lower temperature and dryness, appear in winter, when biological activities are suppressed. Karstification is relatively weaker.

The carbonate rocks with a total thickness of 4,000 m—6,000 m, aged Sinian to Mid-Triassic, have been intensively faulted and folded under the very strong tectonic movements. The SN, SW, NE, NNE and NW sets of faults and fractures are well-developed in the carbonate terrain. The fractures are beneficial to the development of karst landforms and subsurface drainage systems.

The intermittent uplifting of the earth's crust caused by Himalayan Tectonic Movement, revived the old faults, descended the drainage base to stimulate karstification from the lateral to the vertical. A series of rejuvenated geomorphological features had been formed (Song, 1986).

Under the strong and complicated karstification, a diversing of karst features have been formed. The main types of karst features are the

complex ones such Fenglin plain, Fenglin Basin, Fengcong depressions, Fengcong basin, Fengcong canyon and as individual ones eg. tower and column karst hills, conic hills, residual hills, stone forest, stone teeth, karren, depression, basin, sinkhole, funnel, solutinal pot, top window, cave, speleothem, spring, underground river etc. In this area, the three magic karst features of Guilin tower karst, high Fengcong deep depression landscape in Qibei long, Dahua country, Guangxi, and Lunan Stone Forest in Yunnan Province are well developed.

The descending of the drainage base enhanced the geomorphological processes along the flow direction from the source to the main surface river. For example, the Fengcong depression including the normal and rejuvenated depressions is developed in the areas 10—15 km apart from the Wujiang River, the hanging depressions, valleys and streams develop by the river. The Fenglin basin or Fengcong basin is well formed in the areas more than 10—15 km from the Wujiang River—Fig. 2 (Yang et al, 1976; Yang, 1988; Song et al, 1983).

The geomorphological profile from the Tibet plateau to the Guangxi basin, shows 4 geomorphological levels, Tibetan-Quighai plateau, Yunnan plateau, Guizhou plateau and Guangxi fenglin and residual karst hill plain. The conical karst hill-basin (conical Fenglin basin) landscape developed on the Yunnan plateau and Guizhou plateau, the Fengcong depression including the normal and rejuvenated depressions are distributed in the transit zone from the upper to the lower one plateau.

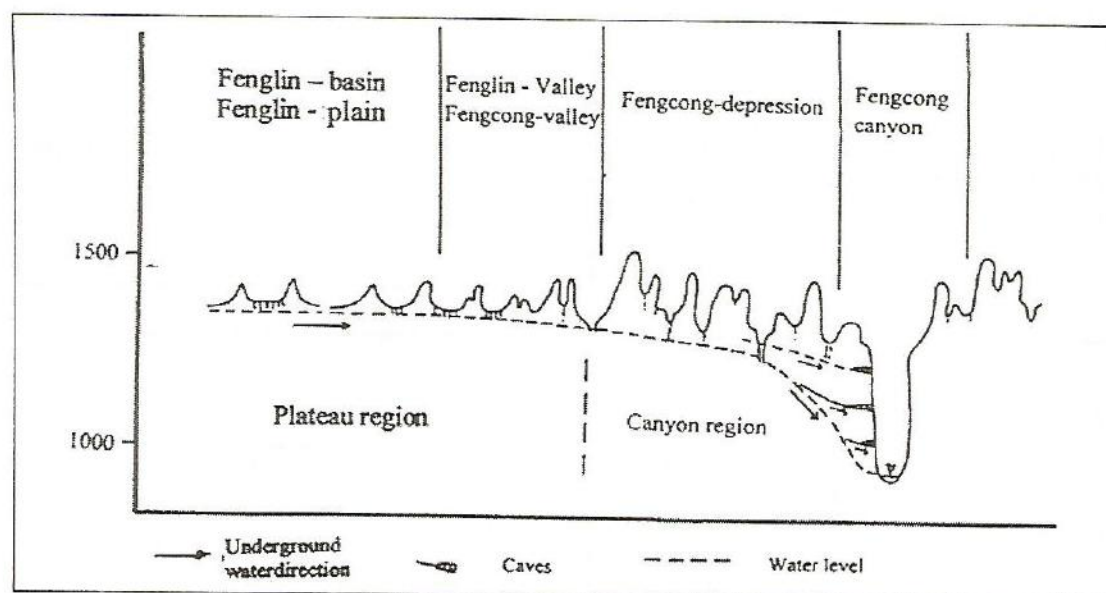


Fig. 2. Karst geomorphological series in Guizhou Plateau

On the karst plateau, the surface river and subsurface drainage systems are well developed. The river systems are characterized by a lower hydraulic gradient, generally less than 1—5‰, the groundwater is less than 10 m below the ground surface. In these areas, the economy has fastly has increased as the land and water resources have been well exploited.

In the Fengcong depression region, the surface water and rainfall quickly flow into the underground drainage system through sinkholes and dissolved fissures.

If the vegetation is destroyed, the soil on the slope is easily washed down to the depression. The soil layer is very thin, even the karst features are completely exposed.

The vados zone is very thick, in some places several hundreds of meters thick. The underground drainage systems are well developed in the form of tree structure. The monoconduit well develops in the karst block between the two depressions along the hydraulic gradient direction.

Generally, the groundwater is buried tens of meters in the shallow depressions and about hundred meters in the deep depressions. In the

region, it is very rare to see the ground surface water if there is no relative aquicludes.

The natural resources are sparse and the environmental problems are more serious in the regions.

2. Natural resources and environmental problems

After the heavy rain in the Fengcong depression and Fenglin basin landscape, part of the water becomes the surface runoff rushing the soil, debris and organic materials down to the depressions and basins. These sediments become the fertilized land good for farming (Table 1).

The farmers in the Fengcong depression areas made the *Shi Jala di*² land on the high slope, using the thick soil at the base or the thin one on the slope. In the south of China, a lot of *Shi Jala di* have been cultivated for several hundreds even thousands years, *Shi Jala di* contains abundant organic matter.

With the rapid increase of population in karst areas, the population density is getting higher, generally the density is 159 p/km², the maximum 240 p/km², the contradiction between the people and cultivated land becomes sharper and sharper. In the Fengcong depression region in Dahua County, the cultivated land per capita (slope <15°) is less than 0.007 ha. In order to live farmers have

Table 1. Land and properties of farmlands in karst Fengcong depression area of Xichou County, Yunnan

Land types		Flat lands	Terrace lands	Slope lands	<i>Shi Jala di</i> lands
CaCO ₃ content (%)		1.0035	1.3269		1.9945
PH value		7.60	7.63		7.71
Organic contents (%)		3.1416	4.2158		5.3583
N	Total (%)	0.1275	0.1696		0.2356
	Alkalinity (%)	0.0109	0.0128		0.0192
P	Total P ₂ O ₅ %	0.0901	0.1062		0.1012
	Valuable ppm	9.2654	7.5957		4.3385
K	Total K ₂ O %	0.8026	0.9276		0.6016
	Valuable ppm	89.0551	81.9100		63.0495
Ground slope		<8°	<8°	8-25°	25-45°
Soil thickness (mm)		>100	40-100	40-100	10-40
Exposed rocks		<10%	<10%	10-40%	40-60%
Soil erosion		Invisible	light	medium	Medium
Corn yields (Kg/mu)		>250	>250	150-250	<150

² *Shi Jala di* is the local name for a small piece of farm land which is surrounded by stone walls without cementation; some times, the large fissure and the space filled with soil among the rocks may be farmed and also named *Shi Jala di*.

to make farmland on the high slope. The forest coverage rate decreased from 30–40% before 1949 to less than 5% even 1.2% on the exposed karst hills at present (Su Zhongming, 1993). With the reduction of the forest, the intensity of soil erosion has been increasing, the farmland gradually climbs on the karst slope, the farmland with the slope steeper than 25° occupies over 85% of the total (Table 2).

The fast decrease of forest area has caused serious soil erosion and rocky desertification. According to the investigation record of 26 counties in Guizhou, the serious soil erosion has been taking place in the area over 13,500 km², more than 20% of the total area. The soil erosion in Heizhang, Shuicheng, Wangmou, Ziyun and Leishan counties has occupied 47% of the total. In Heizhang county, soil erosion occupied an area of 57.6% of the total, average 523.9 t/a of the sediments were rushed a way and the erosion rate was 2.1 mm/a, that is equal to the surface cultivation layer of 1,130 ha farmland being eroded. During

the period of 1957–1981, the rocky desertification was increased by 467 ha each year. 70% of farmland of poor townships in Ziyun County are distributed on the steep karst hills, the soil erosion area was 59% of the total. 17,300 ha of the rocky desertification, about 51% of the total area, increased from 1974 to 1982. The situation of serious soil erosion and rocky desertification has not been completely changed.

The serious soil erosion has damaged the farmland in the basins and shallow depressions. In 1988, near 0.8 ha of rice field in the depression was covered by 1–1.5 m of sediments from the karst hills near Xinjie, 10% of rice and corn field was affected by the mudflow during the rainy seasons in Bangguo, Xizhou County. In that county, the storage capacity of reservoirs was reduced by about 30–50%, some having completely lost their capacity. There are 375 depressions affected by floods lasting 15 days to 3 months every year. With deforestation, the frequency and intensity of flood and drought hazards have increased (Table 3).

Table 2. The slope of cultivated lands in Dahua County, Guanxi

Slope	<6 ⁰	6–15 ⁰	15–25 ⁰	25–35 ⁰	35–45 ⁰	>45 ⁰	Total
Cultivated Area (Hec)	81.3	372.2	15,968	39,333	37,972	20,377	114,037
% of the total lands	0.013	0.326	14.00	34.49	33.30	17.87	100

Table 3. Characteristics of frequencies and recurrence of natural hazards in Xichou County, Yunnan Province

Periods	Serious floods			Serious drought			Serious flood & drought		
	Times	Freq. P(%)	Rec. (T)	Times	Freq. P(%)	Rec. (T)	Times	Freq. P(%)	Rec. (T)
1301–1957	8	1.22	82	11	1.67	60	—	—	—
1958–1979	6	27.27	4	9	40.9	2.5	1	4.55	22
1980–1986	3	42.48	2.5	4	57.14	2	2	28.57	4

Note: Freq. = Frequency; Rec. = Recurrence

The serious ecological problems have critically affected the karst aquifer. For example, the capacity of the diverting channel system was designed for 0.8 m³/sec based on the lowest discharge of the Nanquo spring in 1958. With the decrease of forest on the karst hills, the minimum discharge of Nanquo spring was reduced to 0.18 m³/sec. By the 90's, the forest coverage rate was of only 4%, that made 75% of the 120 pumping

stations built in the early 60's lose their functions as the water level in karst water occurrences fell down or the fissure springs completely dried up after the rainy seasons.

In Qibeilong Fengcong depression landscape region, there were many fissure springs around the karst depressions in the 40–early 50's when the forest coverage rate was 40%. Several serious deforestation action reduced the forest coverage

rate to 4%, almost all springs have disappeared since 80's. The depressions have become very dry. At present, 12,000 out of 16,500 people are short of water, they have to get water from the source at least 10 km far away. In the south of China, there are 10,000,000 people who need to solve their water supply.

3. Improvement of ecology and sustainable development in karst areas

The improvement of ecological system in the karst areas is the key factor to sustainable development the economy. But how to improve the ecological system in the dry and exposed karst hills? A lot of serious problems face the people: (1) How to off forest the karst hills? How to return the low quality slope land to the forest? How to solve the shortage of water supply? How to reduce the extra population in karst areas?

(1) Reduce Extra Population

The overgrowth of population overloads the fragile ecological system in the karst

Fengcong - depression areas, for instance in Qibeilong, Dahua county. The specific grain yield is generally $96 \text{ kg}/\text{mu}^3$. There are 16,525 people and 14,030 mu of farmland, of which 13,867 mu dry land. If all the grain is taken as food for the people, each person shall get 81.5 kg per year. According to the living standard in the poor area, the grain per capita must be 200 kg/a, that means all grain produced from 14,030 mu farmland might supply about 6,500 people 9,000 people will be

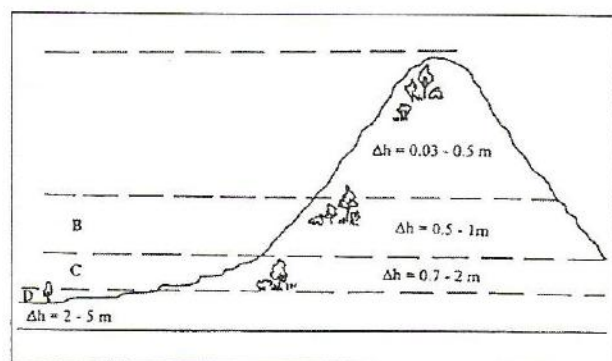


Fig. 3. Forest model in Fengcong depression region in Xichou

A: Forest for water resource and slope protection
B: Forest for economy and fuel C: Forest for protection of terrace lands and economy. D: Garden economic forest Δh: soil thickness

extra persons. That the ecological system should improve, the extra population must be reduced first. The government has moved near 500 people to Guangdong, Hainan and eastern Guangxi and 963 people to the economically developed region near the county town. The government will transfer the extra people to other jobs than the agriculture.

(2) Make Different Forest Models on Barren Karst Hills

It is very difficult to plant the trees on the exposed karst hills. In order to improve the ecological system and develop the local economy, the forest model has been designed for the Fengcong depression region in Xichou County, Yunnan (Fig.3).

The *sapium rotundiolium Hemsl* is the best economical and ecological tree species. It can grow one meter a year on the bared karst without soil cover and used as fuel and others, for example, the leaves may be used as agricultural pesticide, the fruits as raw materials for chocolate, the wood for the ship-building. It has been planted on the exposed karst hills in Fengcong depression region in Xichou County.

Bamboo, and wild grapes are planted when the Fengcong hills in Guangxi province. Bamboo may grow in the fissure with soil, but later, when the roots hold the rock it will grows on the rock. It is very interesting that the bamboo seems to grow completely on the limestone block. It may fix the leaves and sediments on the rock block by the roots. The bamboo and bamboo shoots have high economic values. The wild grapes also are very good for the ecology and for the economy being used in the wine and drinks industries.

The poor people can use the ecological improvements to change their economic situations and get free from poverty.

(3) Improve the land quality and return slope land to the forest

Table 1 shows that terrace lands are much better than other types of lands. The *Shi Jiala di* land has a high content of organic matter, but it is quite easy to be destroyed by the slope flow after having rains. Soil erosion and soil flow are very serious after storm rain. The *Shi Jiala di* is very resistant to drought. The *Shi Jiala di* land is generally is very small, so it is hard to be cultivated

⁵ The mu is the basic and traditional area unit in China, $1 \text{ mu} = 666 \text{ m}^2$ or $1 \text{ mu} = 0.0667 \text{ ha}$ ($1 \text{ ha} = 15 \text{ mu}$).

mechanically and even with cows. In this case, it is impossible to raise the yields and produce high quality of crops. In order to restore the ecological system, the *Shi Jiala di* on the high slope hills should be forested.

Land on the lower slope is better to be distributed to the terrace which may preserve the water, soil and fertilizer in the field. The terrace may be cultivated with cows and tractors. The crop yield may be raised to several hundreds of kilograms per *mu*, even 500 kg/*mu*.

(4) Change the Rural Energy Systems

The traditional rural energy is obtained from fuel

trees on the karst hills. The annual rural fuel took 108,000 m³ of wood, while the annual products of the forests in Xichou karst only about 60,000 m³ of wood. That is very clear the farmers overcut 48,000 m³ from the wood resources. If the ecological system will be improved, wood fuel should be less than 60,000 m³ per year. There are several ways to save the consumption of wood fuel, eg. shifting traditional stoves to energy-saving stoves; using electronic energy from small hydropower stations, developing gas energy; buying fossil chemical energy like natural gas and coal if the local people have the money.

References

- Chou Ruxin (1988), Preliminary study of the environmental strategy in the poor mountainous area karst terrain in Guizhou, in: Guizhou Society of Environmental Sciences, *A Study on the Karst Environment in Guizhou*. Guizhou People's publisher. 44-49.
- Ford Derek (1997), Preface (of Stone Forest, A Treasure of Natural Heritage). In: Song Linhua et (ed.), *Stone Forest, A Treasure of Natural Heritage*.
- Lu Yaoru (1976), *Karst in China* (Picture album),. Shanghai Scientific and Technical Publisher, 1976.
- Song Linhua (1981), *Progress of karst hydrology in China*, in: *Progress in Physical Geography*, **5**, 4, 563-574.
- Song Linhua (1986), *Karst geomorphology and subterranean drainage in south Dushan, Guizhou Province, China*, *Cave Science*, **13**, 2, 49-63.
- Song Linhua (1991), *The comprehensive study of water, land, biological resources in karst Fengcong area in Xichou County, Yunnan*, (Technical Report in Chinese).
- Song Linhua (1997), *Development and ecological-environment in karst areas*, Conference on Geomorphology and Environmental Education across the Taiwan Strait, March 21-22, 1997, Tainan, 197-201.
- Su Zhouming (1993), *Agro-ecological economic structures in karst area in Guangxi*, in: Approach to Agriculture Development in Karst areas in China, Proceeding of National Symposium on the Agriculture Development in Karst Areas, July of 1993, Guiyang, 113-118.
- Yang Hankui (1988), *The fragile karst environment*. In: Guizhou Society of Environmental Sciences, *A Study on Karst Environment in Guizhou*, Guizhou People's Publisher, 15-18.
- Yang Mingde, He Caihua (1976), *The basic features of geomorphological development in Guizhou*, Geological Scientific and Technical Informations, 1976, 2, 44-67.
- Yang Mingde (1988), *On the regional structure and environmental effect of the karst landform*, in: Guizhou Society of Environmental Sciences, *A Study on the Karst Environment in Guizhou*, 19-26.
- Yuan Diaoxia, Zhu Dehao et al (1991), *Karst of China*, Geological Publishing House, Beijing, 1991.
- Zhang Fan, Song Linhua (1993), *Research on ecological environment and *Sapium rotundifolium* in karst area of Southeastern Yunnan*, *Carsologica Sinica*, **12**, 1, 85-90.
- Zhang Shouyue et al. (1979), *Study of Karst in China*, Science Press, Beijing.
- Zhao Jifa (1988), *Preliminary study on conservation of the karst ecologic environment*, in: Guizhou Society of Environmental Sciences, *A Study on the Karst Environment in Guizhou*, Guizhou People's Publisher. 44-49.

Some Geomorphometric Considerations Concerning some Drainage Basins in the Curvature Carpathians

Răzvan Oprea, Bogdan Mihai

Key words: drainage basins, morphometry, Curvature Carpathians

Aspecte privind geomorfometria unor bazine hidrografice din Carpații Curburii. Studiul de caz încearcă să verifice o serie de ipoteze privind evoluția cumpenei de apă principale din Carpații Curburii, în perioada Holocenului, emise într-o serie de lucrări mai vechi.

Studiul comparativ are la bază investigarea unor aspecte morfometrice ale bazinelor superioare ale Prahovei, Azugăi, Timișului, Gârcinului Mare și Gârcinului Mic, având ordinul 5 conform sistemului de ierarhizare Horton-Strahler.

Configurația cumpenei de apă, alături de modelele morfometrice ale drenajului întocmite, au permis următoarele constatări: suprarrealizarea bazinului Timișului; care considerăm că arată atacul viguros prin eroziune regresivă (și captări) al Timișului superior (suprarrealizat morfometric), asupra Prahovei (ale cărei obârșii au fost captate și tind să fie împinse spre sud); subrealizarea bazinelor Limbășel, Prahova (amonte de confluența cu Azuga), Gârcinul Mare și Gârcinul Mic; realizarea echilibrată a bazinului Azuga.

The region is situated in the neighboring (westerly) area of the Curvature Carpathians (Fig. 1) in the main watershed area (Olt-Ialomița). We have drawn some morphometric models for the Azuga, Limbășel and Prahova rivers basins (south from the main watershed) and Timiș, Gârcinul Mare and Gârcinul Mic rivers basins (Tables 1-6).

The region has a varied lithology (jurassic limestones, cretaceous flysch, aptian-albian conglomerates) and morphology:

- low mountains of "clăbucete type" (lower than 1500 m) with a big pliocene planation surfaces extension;

- middle and high mountains (1700-1900 m) formed in flysch having an important miocene-pliocene planation surfaces development;

- middle mountain of a upstanding syncline type developed in limestone and conglomerate (Postăvaru-Piatra Mare).

Some older researches (Vâlsan, 1939, Orghidan, 1969) have proved:

- a "less normal" configuration of the main watershed that crosses here a low round and planated shape of erosion remnants (1000-1400 m) while the "normal watershed" crossed the higher northwards

line between Postăvaru-Piatra Mare (1800-1850 m) peaks;

- the present day configuration is the effect of the quaternary drainage network changes when the Brașov Depression formed; in such a condition the Olt River tributaries basins pushed their sources to the main watershed.

This case study has as target the drainage network evolution in the Prahova-Timiș watershed area using the morphometric analysis (starting from the Horton-Strahler stream ordering system). Owing to this target we have drawn the morphometric drainage model for some similar drainage basins (order 5).

The chosen basins (Azuga, Limbășel, Prahova, Gârcinul Mare, Gârcinul Mic, Timiș) have a relative uniform development close to the main watershed. Their size order (5) is enough for erasing the error resulting from measurement and calculation (for streams of lower order- 1 and 2). The both aspects previously shown were the reason that made as to select for the case study those six basins.

The method has some problems concerning the precision degree (especially in the lowest order streams situation). We can obtain better results

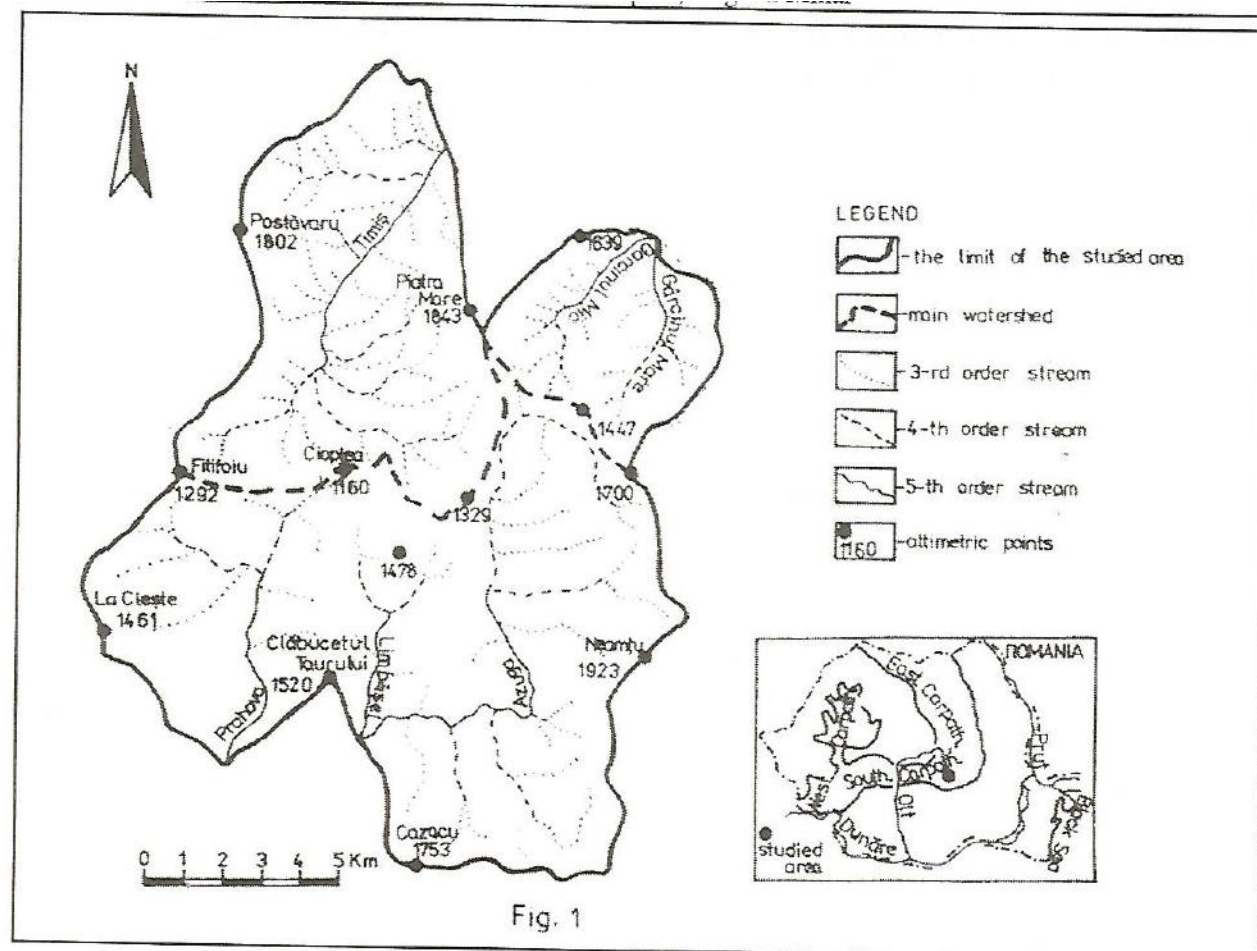


Fig. 1

Fig. 1. Ordering of river network in the Prahova-Timiș watershed area (according to the Horton-Strahler classification system)

using topographic maps bigger than 1:25.000 scale. We have used also aerial photographs (ca. 1: 4000, ca. 1: 10.000) for the accuracy increase of the study.

After drawing the drainage model and calculating the development degree (ratio) of the drainage basins we have studied, we observed the following aspects:

- the Timiș basin is overdeveloped (136 %);
- the Azuga basin is enough developed (approx. 100 %);
- the other drainage basins are underdeveloped (Limbășel, Prahova, Gârșina Mare and Gârșina Mic);
- the average development ratio on basins groups show an underdevelopment for the south drained basins (66 %) and also for the north drained basins (75 %); their areas are approximately equal (the northern basin group area is about 85 % of the southern basin group).

We consider that the morphometric analysis result can be an argument for the Holocene main watershed reshuffling. This is the situation that

result from the captures made by the northern part drained rivers as an effect of a more nearer and lower local base of erosion.

It is possible that the most important captures took place between the Timiș basin (overdeveloped, 136 %) and Limbășel and Prahova (the both are underdeveloped, having percentages of 57 % and 48 %).

This aspect can be also explained by the main watershed configuration in this area (along the Fitiș Peak-south Piatra Mare Peak sector), where this line is "pushed" southwards. The main watershed dynamics in this area is also shown by its sinuosity coefficient (1.72 in comparison with 1.2 for the same watershed in the Piatra Mare Peak-Tigăilor Peak sector).

The western sector of the main watershed appear displaced southwards with about 4 km from the northern extreme point (ca. 1 km south from the Piatra Mare). The eastern sector has then displaced southwards with only 3.5 km (the most important displacement appear in the Gârșina

Mare river basin area).

Besides drawing the drainage morphometric model, we have calculated the torrentiality coefficient ($T=f_i Dd$) that can be correlated with the land use structure. The biggest values are a feature for the deforested and overgrazed drainage basins (Gârcinul Mare and Gârcinul Mic). At the opposite there are the most forested basins

(Prahova and Limbășel). The high torrentiality coefficient values (Gârcinul Mare and Gârcinul Mic basin) could be an argument for explaining the future river captures from these basins to that of Azuga river (the area of the first greatest curve of the Azuga river have a short right slope of about 500-1000 m long on 5-6 km distance along the main stream) (Fig. 1).

Morphometric Features of the Case Study Basins

Table 1. Azuga drainage Basin/ upstream the Limbășel junction (order 5)

Parameter / Order	1	2	3	4	5	
Nm, Nc	717 / 756	140 / 140	21 / 26.4	5 / 5	1 / 0.94	$Rc = 5.33$
$Lm (km), Lc (km)$	/ 87	53.75 / 54	30 / 34	20.5 / 21	8.87 / 13.3	$R_L = 1.6$
$lm (km), lc (km)$	/ 0.12	0.38 / 0.38	1.43 / 1.25	4.1 / 4.1	8.87 / 13.6	$r_l = 3.3$
$Dd (km / km^2)$					3.4	
f_i					11.95	
T					40.7	
$F (km^2)$					60	

Table 2. Limbășel drainage basin (order 5)

Parameter / Order	1	2	3	4	5	
Nm, Nc	128 / 88.4	25 / 25	6 / 7.1	2 / 2	1 / 0.57	$Rc = 3.53$
$Lm (km), Lc (km)$	/ 12	8.4 / 8.4	6.6 / 5.9	3.4 / 4.1	3.3 / 2.9	$R_L = 1.43$
$lm (km), lc (km)$	/ 0.14	0.34 / 0.34	1.1 / 0.84	1.7 / 2	3.3 / 5.1	$r_l = 2.47$
$Dd (km / km^2)$					2.1	
f_i					8	
T					16.8	
F					16	

Table 3. Prahova drainage basin/ upstream the Azuga junction (order 5)

Parameter / Order	1	2	3	4	5	
Nm, Nc	201 / 181.2	41 / 41	9 / 9.2	2 / 2.09	1 / 0.48	$Rc = 4.42$
$Lm (km), Lc (km)$	/ 49.5	22.5 / 22.5	15.9 / 10.2	4.9 / 4.65	6.5 / 2.1	$R_L = 2.2$
$lm (km), lc (km)$	/ 0.27	0.55 / 0.65	1.77 / 1.1	2.5 / 2.2	6.5 / 4.4	$r_l = 2$
$Dd (km / km^2)$					2.92	
f_i					5.9	
T					17.2	
$F (km^2)$					34	

m - measured value;

c - calculated value;

N - number of stream segments of different order;

L - summed length of stream segments of different orders;

l - average lengths of stream segments of different orders;

Dd - drainage density;

f_i - average falls of elementary stream segments (order 1);

T - torrentiality coefficient / ($T = f_i Dd$);

F - basin area;

Rc - confluence ratio;

R_L - mean ratio of summed lengths of stream segments of successively higher orders;

r_l - mean ratio of average lengths of stream segments of successively higher orders ($r_l = Rc/R_L$)

Tabel 4. Timiș drainage basin/ upstream the Șipoaie junction (order 5)

Parameter/ Order	1	2	3	4	5	
Nm, Nc	959 / 951	185 / 185	40 / 36	7 / 7	1 / 1.36	$Rc = 5.14$
$Lm (km), Lc (km)$	/ 86.9	54.3 / 54.3	35.5 / 33.9	21.2 / 21.2	7.13 / 13.23	$R_L = 1.60$
$lm (km), lc (km)$	/ 0.1	0.3 / 0.3	0.88 / 0.93	3.03 / 3.03	7.13 / 9.72	$r_l = 3.22$
$Dd(km / km^2)$					3.03	
f_i					14.2	
T					43	
$F(km^2)$					67.4	

Tabel 5. Gârcinul Mare drainage basin (order 5)

Parameter / Order	1	2	3	4	5	
Nm, Nc	217 / 227.5	47 / 47	10 / 9.7	2 / 2	1 / 0.41	$Rc = 4.84$
$Lm (km), Lc (km)$	/ 45.3	16 / 16	5.62 / 5.65	2 / 2	2.85 / 0.7	$R_L = 2.83$
$lm (km), lc (km)$	/ 0.12	0.34 / 0.34	0.56 / 0.1	1 / 1	2.85 / 2.94	$r_l = 1.71$
$Dd(km / km^2)$					5.5	
f_i					16.6	
T					91.4	
$F(km^2)$					13.06	

Tabel 6. Gârcinul Mic drainage basin (order 5)

Parameter / Order	1	2	3	4	5	
Nm, Nc	179 / 146.3	35 / 35	11 / 8.37	2 / 2	1 / 0.47	$Rc = 4.18$
$Lm (km), Lc (km)$	/ 36.9	12.1 / 12.1	9.15 / 3.97	1.3 / 1.3	3.5 / 0.37	$R_L = 3.05$
$lm (km), lc (km)$	/ 0.25	0.34 / 0.34	0.83 / 0.46	0.65 / 0.65	3.3 / 0.9	$r_l = 1.38$
$Dd(km / km^2)$					5.2	
f_i					14.8	
T					76.9	
$F(km^2)$					12.12	

References

- Grecu Florina (1992), *Bazinul Hârtibaciului-elemente de morfohidrografie*, Edit. Academiei, București.
- Ielenicz M. (1973), *Evoluția rețelei hidrografice de la Curbura Carpaților*, Din Geografia județului Buzău, Buzău.
- Micalevich-Velcea Valeria (1963), *Cu privire la extinderea nivelului Predeal*, SSNG-Comunicări de Geol.-Geogr., II, Edit. Științifică, București.
- Orghidan N. (1969), *Văile transversale din România*, Edit. Academiei, București.
- Posea Gr. (1967), *Antecedentă și captare la văile transversale carpatice*, Lucr. Instit. Ped. Oradea, I
- Vâlsan G. (1939), *Morfologia văii superioare a Prahovei și a regiunilor vecine*, Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr., LVIII, București.
- Velcea Valeria, Velcea I. (1965), *Valea Prahovei*, Edit. Științifică, București.
- Zăvoianu I. (1985), *Morphometry of Drainage Basins*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New-York-Tokyo.
- *** (1987), *Geografia României. III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Academiei, București.

The Geomorphological Map (1:50,000), an Aid to Landscape Appraisal: the Bran-Rucăr-Dragoslavele Passageway – a Case Study

Ileana Pătru, Liliana Zaharia

Key words: landscape, geomorphological maps, landscape potential

Harta geomorfologică (1:50 000), un suport în cercetarea peisajului. Studiu de caz: culoarul Bran-Rucăr-Dragoslavele. Harta geomorfologică 1:50.000, suport în evaluarea peisajului, redă gama de forme complexe, extrase de pe harta topografică, fiind suportul hărții potențialului natural dintr-un spațiu. Au fost detașate astfel, trei sectoare, ce poartă amprenta diferențelor litologice, structurale, a numeroaselor falii, a fragmentării reliefului și a caracterului văilor, din Culoarul Bran-Rucăr-Dragoslavele. Deosebim astfel un sector nordic (Bran-Moieciu), unul central, înalt (Giuvala-Rucăr), și unul sudic, al Dâmboviței.

Making a landscape appraisal study, is a daunting task, was our approach was aimed at outlining some zones of interest in order to have them protected. Detecting natural and socio-cultural values helps establishing an area's agricultural, tourist and landscape potential.

But who shall make evaluations? Evaluating something implies a value judgement, and any value should have a justification. As a rule, landscapes are appraised from a touristic viewpoint. The available data-bank, the product of field surveys-relies on criteria of visual assessment. Visual perception is grounded in a qualitative estimation. Noteworthy, direct perception of the landscape does not go beyond the geotope or geofacies, which is what can be seen from an observation point over a distance of 1,200 m. Visual perception is a two-level process: up to 50 meters the onlooker perceives the surroundings in detail; it is a participative level; between 50 and 1,200 m, is the intermediate level, of understanding, of visual organization and colour perception.

The visual criterion of landscape analysis is based on the characterisation of homegeneous zones and corresponds to the idea that the

landscape is perceived by the tourist in two ways. This two-way perception in due to the fact that the onlooker walks within a limited perimeter, and is able to perceive its different component parts. He, there fore, appears to participate, to experience, at as it were, the nearby landscape.

A landscape appraisal based on large-scale geomorphological maps, eliminates all traces of subjectivism and enables correct perception. While the medium-and small-scale map in the north there is Bran-Rucar; in the higher central part, Giuvala-Rucar and in the south marks rock and tectonics on annexes maps, the large-scale variant places, the geological elements (rock and tectonics) at the core of modelling geomorphic processes. What is important is to select the geological information from the geological maps and interpret them such as to highlight their role in defining the relief. These information are supplemented by aerophotograms and field survey data.

The geomorphological map on the scale of: 1: 50.000 (fig. 1) presents the whole range of complex forms found on the topographical map. It represents an aid to landscape appraisal, and helps establishing what a region is worth for. The

CULOARUL BRAN-RUCĂR-DRAGOSLAVELE

LEGENDA

Geological substrate

-  Holocene deposits
-  Pleistocene deposits
-  Vranconian-Cenomanian deposits
-  White limestones massiwe
-  Crystalline Cumpăna series
-  Crystalline Călușu-Tămășel complex

DENUATION RELIEF

-  Glacis
-  Erosion level
-  Erosion outlier ± 1500 m
-  ± 1300 m
-  ± 1000 m
-  Rounded peaks
-  Saddles
-  Limestone
-  Scarps (delevellnibg > 100 m)
-  Slides
-  Soil palls
-  Rock avalanches

FLUVIATILE RELIEF

-  a) Permanent draniage networke. b) Temporary drainage networke
-  Terrace
-  Flood plain
-  Basinette
-  Gorges
-  Alluvial pan
-  Sheet wash
-  Ravenes

PERIGLACIAL RELIEF

-  Cattle tracks

KARST RELIEF

-  Lapiez field
-  Sink-hale
-  Ponor
-  Cave

STRUCTURE CONTROLLED RELIEF

-  Tectonic scarp

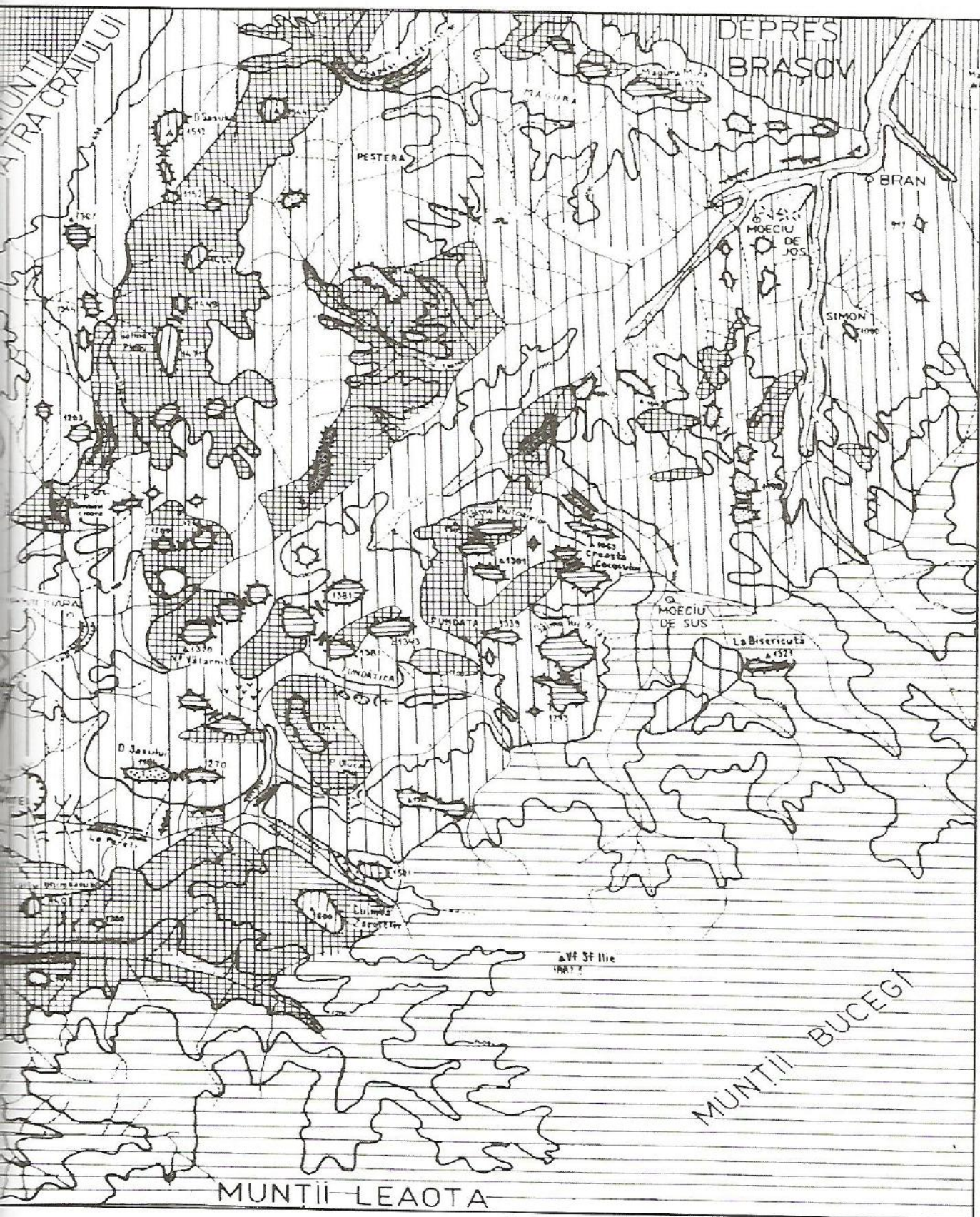
OTHER ELEMENTS

-  Contour line
-  Settlement



Sc. 1:50000

0 1 2 3 km



three sectors of the Bran-Rucar-Dragoslavele Passageway selected from it a higher one (in the north: -Bran-Moeciu; of Giuvala-Rucar, and a southern one: - Dambovita (Velcea, 1987) or Dragoslavele (Niculescu, Roată, 1995) show differences of lithology, structure, number of faults, relief fragmentation and character of the valleys.

The northern sector (Bran-Moeciu) extends downstream the Giuvala divide. It contains rounded, undulated summits with a uniform dip between 1,200-1,250 m close to Giuvala and 750 m in the Sohodol Hills. The valleys are well-balanced, with floodplains and little developed low terraces.

The high central sector (Giuvala-Rucar), of hillocks (Niculescu, Roata, 1995), is a continuation of the northern sector up to Rucăr. It has a varied

relief shaped by the many faults which bring together Tithonian limestones and Vranconian-Cenomanian conglomerates, sandstones and marls. It looks like a large corridor between the Piatra Craiului and the Leaota massifs, at some 250-300 m level difference from the surrounding units, constituting a very sinuous divide between the Dambovita and the Turen drainage basins.

The southern sector, of the Dambovita, stretches south of Rucar, along the Dambovita Valley which preserves a passageway character in this place, carved in the crystalline basement of the Iezer and the Leaota massifs. Most of this sector overlaps the Rucar-Dragoslavele Depression, sculptured in crystalline schists. At altitudes of cca 750 m, its edges are marked with scarps.

References

- Bârsan A. (1969), Caracterizarea geomorfologică a Platformei Bran, *Lucr. Inst. Agron., Seria A, XII*.
 Bălceanu D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie*, Edit. Academiei R.S.R., București.
 Ielenicz M. (1986), *Observații geomorfologice în depresiunile Rucăr și Podu Dâmboviței*. Anal. Univ. Buc., Seria Geografie, An XXXV, București.
 Niculescu, Gh., Roată S. (1995), *Culoarul Bran-Dragoslavele, Considerații geomorfologice*, Studii și cercetări de geografie, XLII, București.
 Velcea Valeria, Savu Al. (1982), *Carpații și Subcarpații românești*, Edit. Didactică și Pedagogică, București.

*Facultatea de Geografie
Universitatea din București*

Metode statistice în analiza cantitativă a versanților – Valea Rea/ Bazinul Doftana

Iuliana Armaș, Silvia Miu

Cuvinte-cheie: analiză statistică, morfogeneză, dinamică actuală

*Using Statistics in Slopes Analysis – Valea Rea/Doftana Basin.*s The field of statistics offers methods that we can use to test the results we obtain from field and map studies. Testing is necessary because the majority of geographical field and map research is not a complete survey. The aim of this paper is to test some geographical methods in slope analysis using quantitative terms. Slope analysis is a useful starting point from which to make geomorphological investigations. Thus, to express field and map work findings as precisely as possible, techniques of contour analysis (cross sections) were applied. The slopes in the Valea Rea basin have been estimated by their length, angle of slope, height, orientation and insolation gradient. The areal distributions of the values (frequencies and occurrences) have been shown graphically and related to other geomorphological data.

1. Arealul test

Metodele statistice se folosesc tot mai frecvent în completarea analizelor cantitative asupra reliefului. Aceasta datorită eficienței lor în sintetizarea informației cantitative și a redării ei într-o formă concisă, ușor de vizualizat. Elementele statistice vin astfel în completarea celor de ordin calitativ, dovedindu-se a fi o metodă utilă în susținerea unor aspecte morfogenetice și morfodinamice.

Pentru verificarea gradului în care reprezentarea sintetică a unor șiruri de date morfometrice, poate susține analiza morfologică, s-a ales bazinul Valea Rea, afluent de ordinul III al Doftanei (în sistemul de reprezentare Horton – Strahler). Valea Rea drenează versantul sudic al dealului Ciobu, din Subcarpații externi ai Teleajenului (Harta regiunii geomorfologice a României, 1984).

Albia principală realizează un cot, trecând de la o orientare N–S, spre izvor, la una predominant E–V, spre vărsare. Schimbarea de orientare este rezultatul unei captări a cursului superior al Văii Boului, afluent al râului Telegei (bazinul Mislea), ce fragmenta podul terasei IV (Breabănul Telegii). Energia de relief de peste 200 m (față de Doftana) este impusă prin ridicarea neotectonică a

Subcarpaților externi în Holocen. Mișcarea de înălțare a dus la apariția unui versant deluros cu înclinări de peste 30°, sculptat în nisipuri pontiene, slab cimentate, cu intercalații de orizonturi marnoase.

Suprafața topografică urmărește înclinarea stratelor care privesc sub un unghi de 30°–40° spre sud. Valea Rea este în sectorul de obârșie o vale consecventă, săpată în podul terasei IV. Acesta apare puternic deformat și redus la aliniamente cuestice dispuse sub nivelul vârfului Ciobu (618 m).

În loc să continue traseul Văii Boului spre sud, spre râul Telega, la baza terasei IV Valea Rea cotește sub un unghi de aproape 90° spre vest, devenind subsecventă pentru a se vărsa în Doftana, în dreptul localității Bănești. Faptul indică că, după formarea terasei III (Băicoi), care apare și ea deformată, având aspectul unor umeri sub vârful Ciobu (fig. 1), ridicarea Subcarpaților externi a impulsat eroziunea regresivă. Văile torențiale urcau cu rapiditate dinspre Doftana, pe sub frunțile de terasă, spre est.

Valea Rea, care reprezintă, totodată, contactul Subcarpați – golful Ploiești, favorizată de un nivel de bază mai apropiat și mai coborât, a captat sectorul superior al Văii Boului.

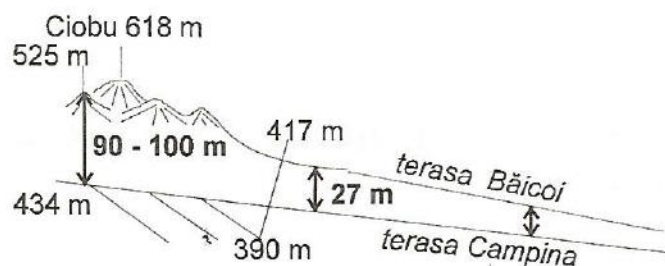


Fig. 1 : Deformarea și înălțarea terasei Băicoi în dealul Ciobu, văzută de pe șoseaua București – Campina, la intrarea în Bănești

Condițiile morfodinamice actuale sunt favorizate prin valori amplitudinale medii anuale de 22°C pentru stația Câmpina, dar mai ales prin amplitudini zilnice mari, care în intervalul de iarnă pot să depășească 20°C . Climogramele Péguy și Walter–Lieth arată însă o climă lipsită, în valori medii multianuale, de perioade de uscăciune și secete, singurele luni cu umezeală mai redusă fiind martie (aprilie) și septembrie (Bogdan, Mihai, 1971, 1982). Temperatura medie anuală este de $9,2^{\circ}\text{C}$ la Câmpina, luna cea mai rece fiind ianuarie ($-2,3^{\circ}\text{C}$), iar cea mai caldă, iulie ($19,7^{\circ}\text{C}$). Precipitațiile medii anuale se situează în jur de 779 mm, cu un singur maxim pluviometric în luna iulie (115,3 mm) și un minim în martie (36,6 mm pentru perioada 1961–1980).

Fenomenele de îngheț se produc, în medie, începând din a doua decadă a lunii octombrie și până în a treia decadă a lunii aprilie. Cele mai timpurii înghețuri au însă loc încă din prima decadă a lunii septembrie, iar cele mai târzii sunt posibile până în mai. Durata medie a intervalului fără îngheț este de 175 de zile, iar numărul mediu anual de zile cu îngheț efectiv, de 115,5 zile (pentru perioada 1901–1980).

În intervalul decembrie – martie, în 78 – 94% din cazuri au loc alternanțe ritmice ale fenomenelor de îngheț – dezgheț la suprafața solului, cu importanță maximă în procesul de dezagregare a rocilor.

Vegetația specifică, a pădurilor de cvercinee, a fost treptat înlocuită prin livezi și pajiști secundare. Formațiunile forestiere ocupă, pe areale restrânse, abrupturile estice, sud-estice și sudice ale dealului Ciobu. În aceste condiții, pe suprafețele despădurite, modelarea actuală este foarte activă, versanții fiind afectați de alunecări superficiale pe toată lungimea lor.

2. Metodologie

Pe baza măsurătorilor efectuate în teren, urmând profile transversale (din 100 în 100 de m) atât pe firul văii principale, cât și pe afluenți, s-au cuantificat parametrii privind lungimea, înălțimea și panta versanților. Expunerea, necesară determinării gradului de insolație pentru diferitele momente ale anului, și forma versanților s-au extras de pe harta topografică 1:25.000, calculându-se arealele deținute de fiecare suprafață în parte.

Valorile de *pantă*, *înălțime* și *lungime* au fost ulterior sistematizate în șapte clase de mărime, pentru care s-au calculat frecvențele absolute, relative și cumulate. Pentru pantă s-au stabilit, în funcție de valorile concrete obținute din calcule și măsurători, următoarele intervale: 0° – $6,9^{\circ}$; 7° – $13,9^{\circ}$; 14° – $20,9^{\circ}$; 21° – $27,9^{\circ}$; 28° – $34,9^{\circ}$; 35° – $41,9^{\circ}$ și 42° . Înălțimea versanților a fost sistematizată în următoarele categorii: 0–14,9 m; 15–29,9 m; 30–44,9 m; 60–74,9 m; 75–89,9 m și 90–105 m. Lungimea versanților a fost atribuită următoarelor clase: 0–49 m; 50–99 m; 100–149 m; 150–199 m; 200–249 m; 250–299 m și peste 300 m.

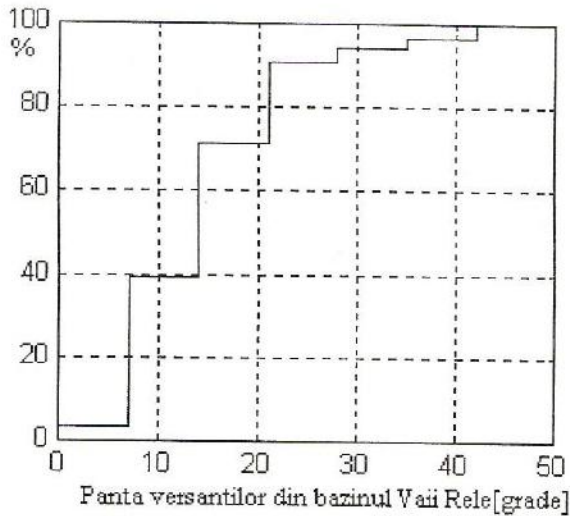
Analiza cantitativă a versanților s-a realizat, pentru comparație, atât pe valea principală, cât și pentru întregul bazin. Aprecieră cantitativă a parametrilor de versant se poate urmări prin reprezentarea valorii procentuale a repartiției acestora sub forma unei histogramme. Aceeași mărime poate fi considerată ca valoare procentuală cumulată, reprezentată sub forma unei diagrame asemănătoare unei scări cu trepte inegale (fig. 2, 3, 4). Mărimea unei trepte sugerează vizual mărimea valorii procentuale a parametrului considerat, anume panta, înălțimea sau lungimea versanților, în intervalul analizat.

Orientarea versanților (fig. 5) poate fi evaluată cantitativ prin calculul frecvențelor relative ale suprafețelor în raport cu direcțiile punctelor cardinale. Aceste valori rezultă din raportarea procentuală a suprafeței versanților orientați pe o anumită direcție și suprafața totală a zonei investigate (tabelul 1).

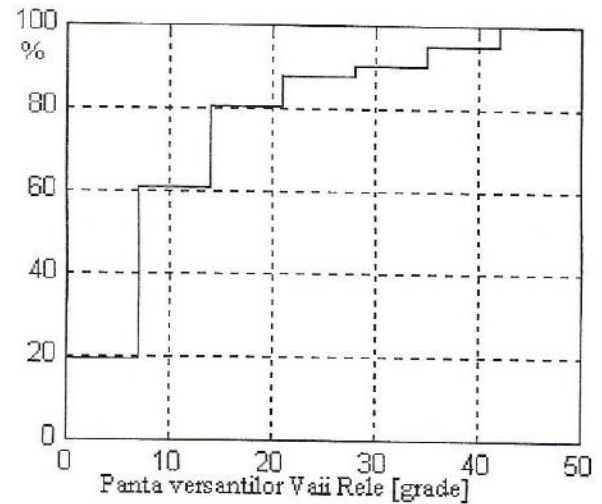
Reprezentarea uzuală a histogrammei rezultate în urma calculelor constă dintr-o diagramă în coordonate rectangulare. Aceasta are dezavantajul că nu permite asocierea unui rezultat numeric cu o direcție dată a spațiului.

Tabelul 1: Expunerea versanților din bazinul Valea Rea

Orientare	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV
frecvențe relative (%)	2,4	0	0	26,8	18,4	28	0	6,4

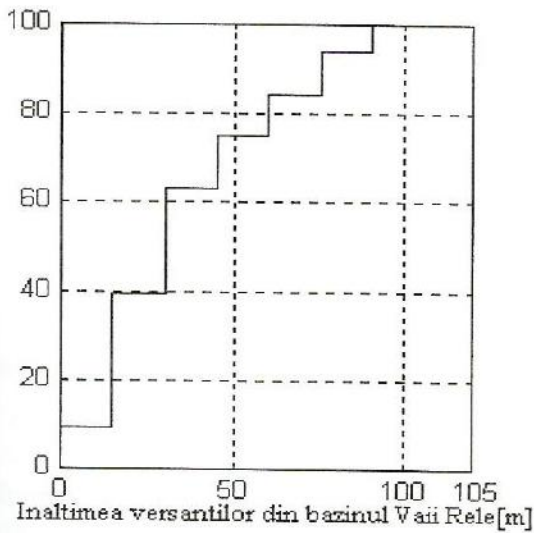


a.

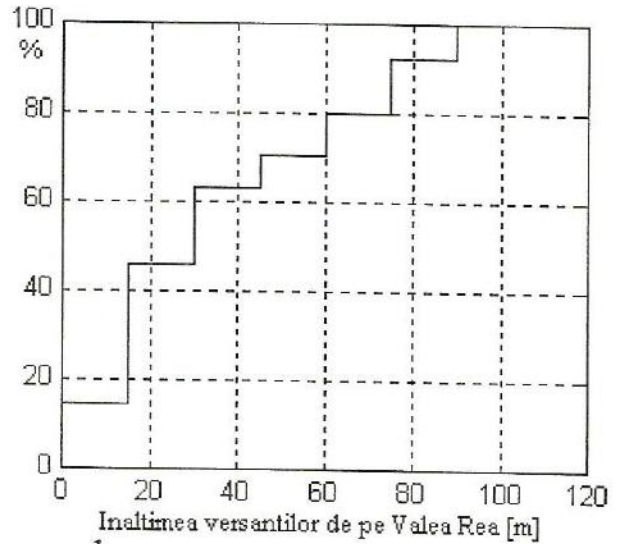


b.

Fig. 2. Panta versanților din bazinul Văii Rele (a) și din lungul văii principale (b)



a.

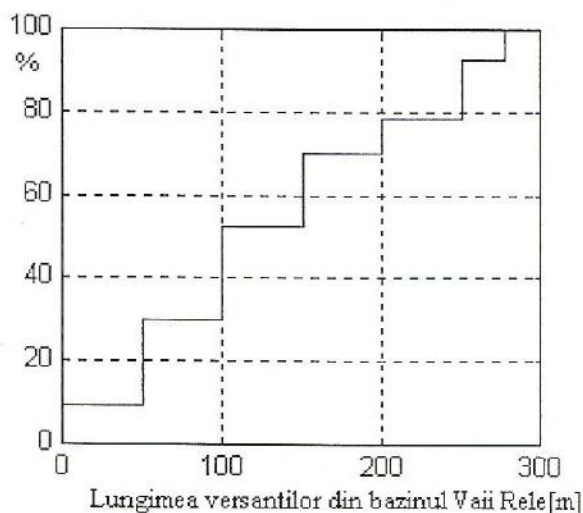


b.

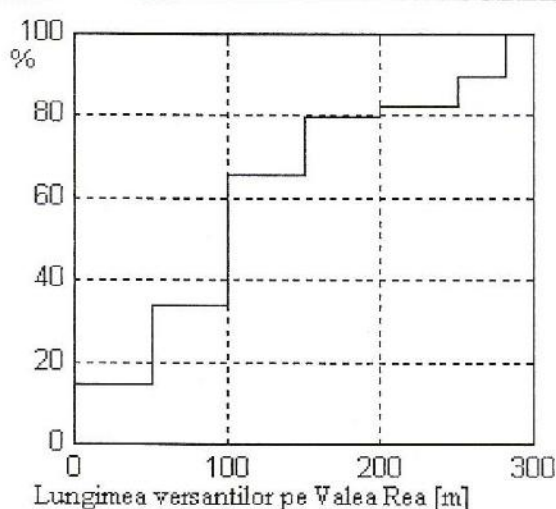
Fig. 3. Înălțimea versanților din bazinul Valea Rea (a) și din lungul văii principale (b)

De aceea s-a recurs la o reprezentare a histogrammei în coordonate polare (fig. 5). În cazul unei astfel de diagrame, pe direcție radială se reprezintă valoarea numerică a mărimii, în acest caz suprafața versanților, iar orientării din teren i se

asociază o valoare unghiulară ce variază între 0^0 și 360^0 sexagesimale. Aceste valori unghiulare includ toate valorile care corespund direcțiilor cardinale și asigură o interpretare rapidă și intuitivă a informației exprimate sub formă numerică.



a.



b.

Insolația versanților (fig. 7a, b și c) este o mărime care depinde de unghiul de incidență al razelor solare pe suprafața terestră și de panta versanților. Este o mărime analizată pe perioada de solstiții și echinocții, pe diferitele categorii de pantă din bazinul Valea Rea. Dependența insolației de cei doi parametri poate fi reprezentată numai într-un triedru triortogonal, sub forma unei funcții. Funcția este insolația, având ca variabile perioada calendaristică a anului și panta versanților. Astfel, pentru o pantă dată, valoarea insolației va fi alta la echinocțiu și la solstițiu. Pentru valori ale pantelor cuprinse în patru intervale ($5-10^\circ$, $10-15^\circ$, $15-25^\circ$ și peste 25°) s-a reprezentat câte o curbă. Se poate observa astfel, evoluția insolației pe parcursul unui an pentru o anumită înclinare și orientare a versanților, pe baza valorilor calculate de Stanciu (1973) pentru latitudinea de 45° .

3. Analiza versanților din bazinul Valea Rea

Din suprafața totală de versant a bazinului Văii Rele ($1,25 \text{ km}^2$), 48 % o reprezintă versanții cu aspect uniform, rectiliniu ($0,6 \text{ km}^2$), având înclinare mare, ca urmare a adâncirii rapide în pietrișurile ponțiene a afluenților torențiali. Versantul văii principale prezintă o succesiune de cel puțin două trepte dispuse sub frontul cuestas al dealului Ciobu. Treptele, care au o suprafață restrânsă la câțiva zeci de m^2 (între $15\,000-70\,000 \text{ m}^2$), constituie vechi martori din podurile teraselor III și IV. Pe stânga văii principale, fruntea terasei prezintă o înclinare crescândă spre baza

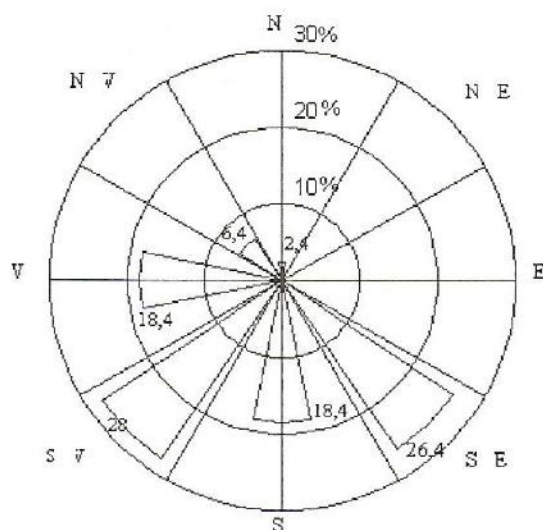


Fig. 5. Orientarea suprafețelor de versant în bazinul Valea Rea

ei, dând versantului un aspect convex (versantul convex ocupă peste $0,4 \text{ km}^2$, respectiv 36,8% din suprafața totală). Acesta este rezultatul acțiunii conjugate a procesului de înălțare neotectonică, ce a determinat un ritm accelerat de adâncire a Văii Rele.

Versantul concav prezintă o pondere mai mare spre gura de vărsare și spre izvoarele văii principale ($0,01 \text{ km}^2$, respectiv 8%). Forma concavă este dată, în avale, de prelungirea lină a podului glacisat al terasei II. La obârșie, aspectul concav al văii indică procesul de înfîrîpăre a cursului de apă pe podul teraselor superioare (III și IV).

Panta versanților înregistrează la nivelul întregului bazin valori maxime în categoria 7–13,9° (35,71%) și 14–20,9° (32,14%). Perimetrele minime sunt reprezentate de înclinările cuprinse între 35–41,9° (2,38%), 28–34,9°, peste 42° și 0–6,9° (3,57% – fig. 3a). Versantul Văii Rele prezintă o distribuție a valorilor de pantă cu un maxim în cadrul intervalului de 14–20,9° (60,97%) și cu o pondere egală pentru valorile de 7–13,9° și 21–27,9° (19,51%). Minima este înregistrată de pantele mari care urmăresc doar baza versanților ce încadrează firul apei, ca rezultat al unei intense eroziuni liniare (fig. 2b). Distribuția pantelor evidențiază o asimetrie către stânga în raport cu distribuția matematică de tip normal a valorilor cumulate (asimetrie ce se menține și pentru valorile altitudinale), fapt ce își are explicația în evoluția relativ recentă a bazinului Văii Rele (de unde și absența versanților cu forme complexe).

Înălțimea versanților arată o distribuție asemănătoare a valorilor, atât pe ansamblul bazinului, cât și în lungul văii principale, majoritatea suprafețelor înclinate având altitudini de până la 50 m (aproximativ 63% din ansamblul cotelor măsurate). Frecvențe maxime au versanții cuprinși în categoria de 15–29,9 m altitudine relativă (cu o pondere de 30,7% pentru întregul bazin și de 46% în lungul văii principale). Suprafețele minime sunt ocupate de versanții joși (9,52% pe întregul bazin și 14,3% pentru Valea Rea) sau de cei foarte înalți, cu altitudini de peste 90–105 m (5,9% pe întregul bazin și 7,31% pe Valea Rea – fig. 3), care nu sunt specifici Subcarpaților externi.

Lungimea versanților este legată matematic de înălțimea și panta suprafețelor respective, astfel încât va urmări evoluția în teren a acestor parametri. Lungimile cuprinse în intervalul valoric de 50–199 m, prezintă o pondere maximă, atât pe ansamblul bazinului, cât și la nivelul văii principale (cu o frecvență relativă de peste 60%). Totodată, împărțirea pe categoriile interne de 50–99 m, 100–149 m și 150–199 m lungime a suprafețelor de versant, este aproximativ proporțională (fig. 4a și b), cu o ușoară tendință în preponderența intervalului de 100–149 m în lungul Văii Rele (31,70%). Frecvențe minime înregistrează versanții lungi și foarte lungi (fig. 4a și b).

Corelarea elementelor morfometrice de pantă, înălțime și lungime cu aspectele de ordin calitativ

ale bazinului Văii Rele, indică o profundă asimetrie între flancul subcarpat de pe dreapta văii și versantul câmpiei. Prin înălțarea frontului deluros, Valea Rea are tendința, care va deveni tot mai evidentă în viitor, de a “aluneca” spre stânga, în câmpie, mai ales în cursul mijlociu.

Orientarea versanților (fig. 5) arată o preponderență a expoziției SE și SV (care ocupă împreună o pondere de peste 50% din suprafața de versant a bazinului). Aceste dominanțe sunt rezultatul fragmentării reliefului printr-o rețea hidrografică secundară, care găsește condiții optime de dezvoltare în partea dreaptă a bazinului Văii Rele. Aici se concentrează și majoritatea sectoarelor cu pante mai mari de 15°, care ocupă peste 40% din suprafața bazinului.

Pentru redarea evoluției anuale a valorilor de insolație, în funcție de diferitele direcții de orientare a versanților, s-au construit diagrame distincte. Curbele rezultate prezintă o configurație asemănătoare, indicând în toate cazurile un maxim al insolației la solstițiul de vară și un minim la cel de iarnă (fig. 6). Valorile extreme sunt însă dependente, ca valoare, de panta versanților. *La solstițiul de iarnă* insolația este minimă, iar versanții cu expunere nordică și nord-vestică, cu pante de peste 25°, sunt complet umbriți. În suprafață, cei nordici dețin un areal de 0,03 km², iar cei nord-vestici 0,8 km². Scăderea valorilor de insolație este pregnantă și pe versanții orientați spre vest (de circa 30 %).

La solstițiul de vară insolația va fi maximă pentru toate categoriile de versant, dar cu un vârf evident (insolație de 100%) pentru suprafețele sudice (fig. 6c) cu înclinare mare, de peste 25° (0,06 km²). Panta versanților nu influențează în cadrul celorlalte orientări cantitatea de insolație primită (fig. 6a și b), decât în măsura în care suprafața respectivă apare umbrită de dispunerea unui versant opus, mai înalt. Acest lucru nu este însă înregistrat decât într-un sector izolat pe cursul superior al văii, pentru partea stânga a Văii Rele.

Echinocțiile prezintă o desfășurare asemănătoare a curbelor corespondente diferitelor categorii de pantă pentru toate orientările, cu deosebirea dispunerii inverse a valorilor ulterioare (creșterea insolației spre solstițiul de vară și diminuarea ei spre cel de iarnă). Se observă, totodată, o diferență de circa 10% între echinocliul de primăvară și cel de toamnă, indiferent de

expunere sau înclinare (fig. 6a, b, c). Singura excepție o reprezintă versanții sudici, abrupti, unde la echinocliul de primăvară și toamnă cantitatea de insolație primită este echivalentă (80%). În intervalul echinocliul de toamnă–solstițiul de iarnă, insolația se menține pe aceste suprafețe la un nivel relativ constant (fig. 6c).

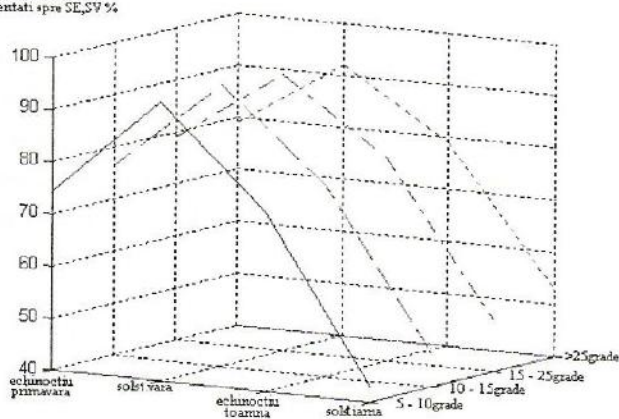
4. Concluzii

Bazinul Valea Rea prezintă un potențial morfogenetic ridicat prin condițiile neotectonice, de rocă și climă specifice localizării sale pe formațiunile pliocene ale Subcarpaților externi.

Potențialul morfogenetic ridicat se reflectă, în primul rând, la nivel morfometric, ca expresie a unei dinamici active de versant, combinată cu o eficiență croziune torențială.

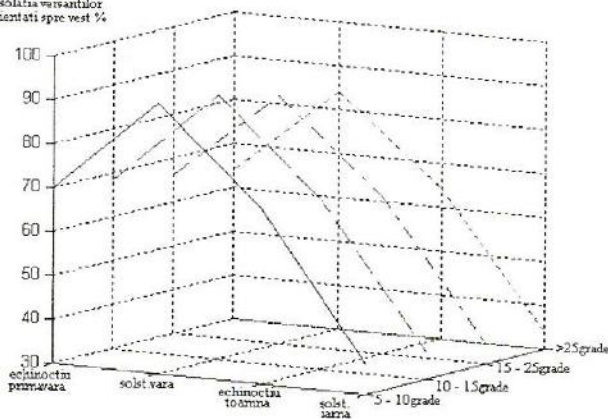
Presiunea umană, având valori ridicate (de cca 0,05 ha pădure/loc, la Recensământul din 1992), specifice pentru peisajului agro-pastoral al Subcarpaților externi, întreține sau chiar amplifică această potențialitate naturală.

Insolația versanților
orientați spre SE, SV %



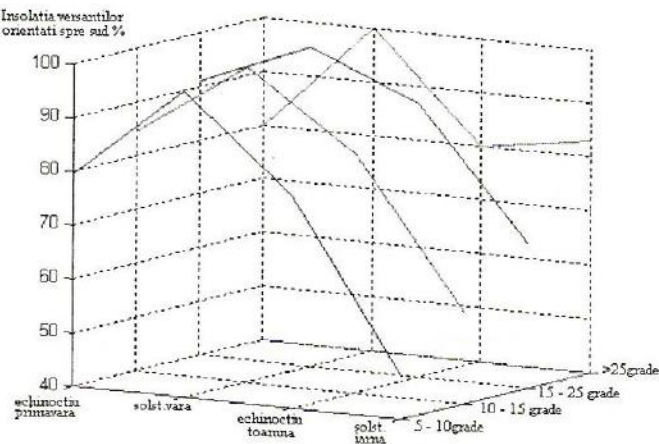
a.

Insolația versanților
orientați spre vest %



b.

Insolația versanților
orientați spre sud %



c.

Fig. 6. Evoluția anuală a valorilor de insolație pe diferite categorii de pantă și orientare

Bibliografie

- Armaș Iuliana (1994), *Modelul morfometric al lungimii rețelei de râuri din bazinul hidrografic Doftana*, An. Univ. Oradea, **IV**.
- Armaș Iuliana (1996), *Modele morfometrice ale suprafețelor din bazinul hidrografic Doftana*, S.C.G.G.G., **XLIII**.
- Bogdan Octavia, Mihai Elena (1977), *Ritmicitatea fenomenului îngheț – dezgheț în Subcarpații Buzăului*, S.C.G.G.G., Seria geografie, **XXIV**, 1.
- Bogdan Octavia, Mihai Elena (1979), *Perioadele calde de iarnă din Subcarpații Buzăului (studiu climatologic)*, S.C.G.G.G., Seria geografie, **XXVI**.
- Bogdan Octavia, Mihai Elena (1982), *Les topoclimats des Carpates et des Subcarpates du Buzău, premisses pour l'essor des activités humaines*, Rev. roum. geol., geophys., geogr., Serie de géographie, **XXVI**.
- Bogdan Octavia, Mihai Elena, Neamu Gh. (1985), *Particularitățile precipitațiilor atmosferice din Subcarpații Buzăului și influența lor asupra modelării reliefului*, în vol. *Cercetări geomorfologice pentru lucrările de îmbunătățiri funciare*, Inst. geogr., ISPIF, București.
- Bordei I. N. (1972), *Problemes de la circulation de l'air dans la zone des Carpates de Curbure*, a V-a Conferința de meteorologia Carpaților, IMH, București.
- Niculescu Gh. (1971), *Considerații asupra zonei de interferență carpato – subcarpatice în Muntenia*, S.C.G.G.G., Seria geografie, **XVIII**, 2.
- Kirkby M. J., Naden P. S., Burt T. P., Butcher D. P. (1987), *Computer simulation in physical geography*, Wiley & Sons, London.
- Radoane Maria, Radoane N., Ioniță I., Dumitrescu GH., Ursu C. (1996), *Analize cantitative în geografia fizică*, Ed. Univ. "AL.I.CUZA", Iași.

Facultatea de Geografie
Universitatea din București

Depresiunile subcarpatice Tazlău și Oituz - Cașin. Caracterizare geomorfologică comparativă

Costică Brânduș, Adrian Grozavu

Cuvinte cheie: depresiune, Subcarpați, limită, Subcarpații Tazlăului

Les dépressions subcarpatiques de Tazlău et de Oituz – Cașin. Caractérisation géomorphologique comparative.

L'analyse géomorphologique de détail des dépressions subcarpatiques de Tazlău et de Oituz-Cașin met en évidence certaines ressemblances, en spécial d'ordre morphographique, mais aussi des différences importantes, d'ordre génétique et évolutif (la dépression de Tazlău – tectono – érosive et la dépression de Oituz-Cașin – sculpturale, subséquente) et en ce qui concerne les types de relief, les causes spécifiques et l'intensité différente des processus dénudationels.

Sur ces considérants on arrive à la conclusion que les deux dépressions appartiennent aux unités subcarpatiques différentes – la Dépression de Tazlău, aux Subcarpates de la Moldavie et la Dépression de Oituz-Cașin, aux Subcarpates de la Courbure – séparées par la vallée large de Trotuș, un couloir bien individualisé après la percée des Carpates par le défilé de Târgu Ocna.

Depresiunile subcarpatice la care ne referim – Tazlău și Oituz-Cașin (fig. 1) – sunt considerate de unii geografi ca aparținând unei singure depresiuni subcarpatice, Tazlău-Cașin, cea mai sudică din Subcarpații Moldovei (Popp, 1965; Mihăilescu, 1966; Tufescu, 1966; Grumăzescu, 1973; Roșu, 1973; Velcea și Savu, 1982) sau de alții ca fiind două depresiuni subcarpatice distincte, subunități ale Subcarpaților Moldovei, respectiv, Subcarpaților Curburii (David, 1931; Șandru, 1956; Sîrcu, 1971; Brânduș, 1981 și 1996). Plecând, în primul rând, de la acest considerent, apreciem că analiza comparativă a principalelor caracteristici geomorfologice ale celor două depresiuni, la care s-a ajuns prin cercetări detaliate de teren, este necesară, binevenită.

Cu privire la limita vestică, ambele depresiuni sunt dominate de Unitatea montană carpatică prin abrupturi de natură petrografică și tectonică, reprezentând fruntea pânzei de Tarcău și frunți ale unor lamele de șariaj, la nord de Trotuș (Culmea Berzunț. Munceii Piatra Crăpată, Uture, Stogul de Piatră și Măgura Tazlău), sau fruntea pânzei marginale, la sud de Trotuș (Vârful Chilăului, Coșna, Scaunul Runcului, Măgura Cașinului).

Total diferită este limita estică. Dacă Depresiunea Tazlău, de la nord de Trotuș, este limitată în est de Culmea subcarpatică a Pietricicăi (740 m), de fapt de un aliniament de falii secundare interne, de-a lungul cărora anticlinoriul Culmii Petricica a suferit importante înălțări la începutul Pleistocenului, Depresiunea Oituz-Cașin este limitată de o cuestă puternic povârnită spre vest, sculptată în depozitele piemontane villafranchiene, monoclinale, ale masivelor Oușorul și Zăbrăuți.

Geneza depresiunilor este, de asemenea, diferită. Depresiunea Tazlău are **origine tectono-erozivă**, schițându-se ca depresiune în urma mișcărilor de înălțare, de la începutul Pleistocenului inferior, a anticlinoriului Pietricicăi. Ulterior, după instalarea și adâncirea rețelei hidrografice actuale – Tazlăul și principalii afluenți – procesele fluvio-denudaționale au accentuat caracterul depresionar al acesteia. În schimb, Depresiunea Oituz-Cașin este prin excelență de **origine erozivă**. Instalarea Oituzului și Cașinului, probabil în Pleistocenul mediu, în zona de contact a depozitelor miocene cutate cu depozitele piemontane villafranchiene, a condus la coborârea treptată a altitudinii interfluviilor, în

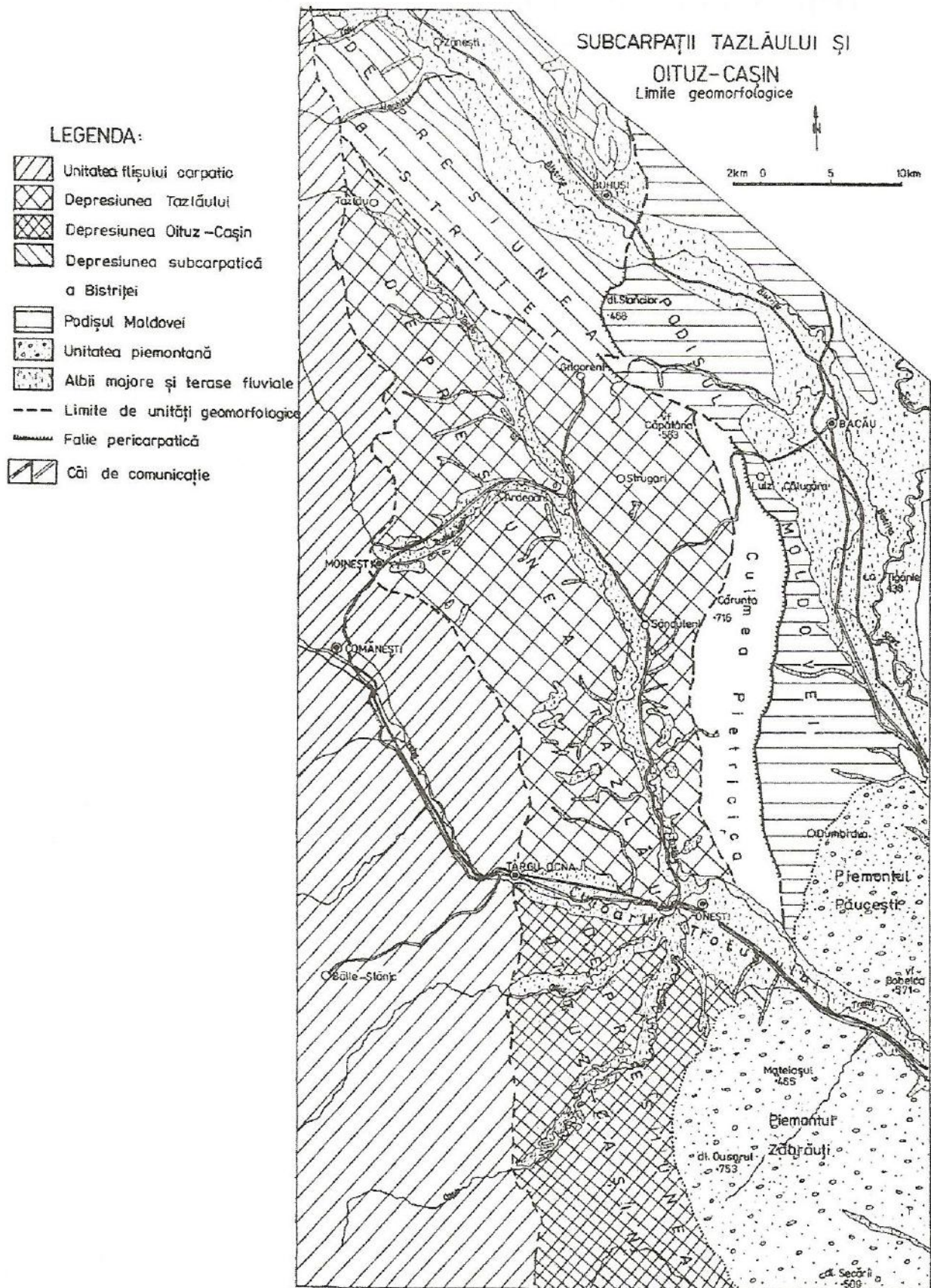


Fig. 1. Subcarpații Tazlăului și Oituz-Cășin. Limite geomorfologice

funcție de nivelul de bază al Trotușului, la conturarea depresiunii și a caracterului său subsecvent în raport cu monoclinul depozitelor piemontane și cu abruptul cuestei de pe latura estică.

Evoluția reliefului, începând din Pleistocenul inferior în Depresiunea Tazlău și, probabil, din Pleistocenul mediu în Depresiunea Oituz-Cașin, este, în mare parte, asemănătoare. Relieful înalt, interfluvial, din ambele depresiuni, creație aproape exclusivă a rețelei hidrografice actuale, este orientat paralel cu principalii afluenți ai Tazlăului, Oituzului și Cașinului, evoluția lor fiind condiționată de nivelurile de bază locale ale acestora. Nu se confirmă existența uneia sau mai multor niveluri de eroziune, formate în alte condiții de morfogenează sau ale altei rețele hidrografice decât cea actuală. Fac excepție suprafețele de glacis din Depresiunea Tazlău, de sub Culmea Berzunț, creație a proceselor denudaționale și retragerii flancului estic al Culmii Berzunț, precum și unele interfluvii structurale din sudul aceleiași depresiuni, reprezentate prin hogback-uri (dealurile Perchiu, Straja, Brașovului, Cocoara etc.).

Între depresiunile subcarpatice Tazlău și Oituz-Cașin se interpune valea largă a Trotușului, cu lățimi la partea superioară a versanților cuprinse între 4 și 12 km, sculptată în depozitele relativ friabile ale molasei miocene cutate, cu mai multe niveluri de terasă pe versantul drept, în Dl. Buhoci, cea mai înaltă având 180-190 m altitudine relativă.

Relieful structural și petrografic este mai bine reprezentat în Depresiunea Tazlău, ca frecvență a formelor structurale elementare, cu precădere în jumătatea sudică a depresiunii, către contactul cu valea Trotușului, precum și ca forme tipice de relief carstic, pe gipsuri. Relieful carstic din Depresiunea Tazlău s-a format pe un complex litologic badenian, în care apar orizonturi groase de gipsuri, de 10 până la 50 cm, înclinate cu 25° – 45° spre vest. Se cunosc lapiezuri și doline, cu diametre de 1-3 m și excepțional de 50-60 m, în jumătatea estică a depresiunii (dealurile Bălăneasa, Livezilor, Stânei, Carageana etc.).

În Depresiunea Oituz-Cașin relieful structural este reprezentat prin cueste și văi subsecvente în zona de contact a depresiunii cu piemonturile Oușorului și Zăbrăuți, iar un relief petrografic propriu-zis nu s-a putut forma în condițiile unui facies petrografic variat, cu alternanță deasă a orizonturilor. Cu excepția reliefului carstic, pe gipsuri, nici în Depresiunea Tazlău nu s-au putut individualiza alte forme litologice, datorită acelorași condiții de facies petrografic și alternanței dese a stratelor.

Relieful fluvial este într-o oarecare măsură asemănător în ambele depresiuni subcarpatice, mai ales la nivelul albiilor minore și majore. La nivelul teraselor de versant există importante deosebiri atât ca număr cât și ca altitudini relative (vezi tabelul 1).

Tabelul 1: Altitudinile relative ale teraselor principalelor râuri

Râul	Altitudini relative în m								
Tazlău	130-140	120-125	95-105	75-80	30-35	20-22	13-15	8-12	5-7
Oituz	—	—	95-110	—	40-50	—	15-18	10-12	5-9
Cașin	—	—	—	40-60	25-35	—	15-20	10-12	5-8

Numărul mai mare al nivelurilor de terasă din Valea Tazlăului, cel mai înalt nivel având 130-140 m altitudine relativă, atestă vechimea mai mare a rețelei hidrografice din Depresiunea Tazlău.

De asemenea, existența teraselor înalte, de 130-140 m, 120-125 m și 95-105 m altitudine relativă, numai pe stânga văii este o dovadă a marii intensități a înălțării Culmii Pietricica începând din Pleistocenul inferior.

Vechimea mai mare a rețelei hidrografice din Depresiunea Tazlău este atestată și de fenomenele de captare efectuate la nivelul Pleistocenului mediu în favoarea bazinului hidrografic al Bistriței – este cazul captării cursului superior al Tazlăului de către râul Nechit, afluent al Bistriței – sau la nivelul Holocenului, când au avut loc captări locale și autocaptări fără mare importanță în configurația rețelei hidrografice (Brânduș, 1981).

Alunecările de teren au condiții deosebit de favorabile de manifestare în ambele depresiuni. Faciesul petrografic, caracterizat prin mare dominanță și alternanță a argilelor și marnelor cu gresii friabile și gipsuri, tectonica activă, inclusiv mișcările seismice, ca și elementele de ordin morfometric – mare densitate a fragmentării reliefului, pantele cu valori cuprinse între 10^0 și 30^0 – la care se adaugă impactul antropic, reprezintă principalii factori cauzali ai proceselor denudaționale, în special ai alunecărilor de teren, variate ca formă și grosime a deluviului, ca intensitate de manifestare. Din acest punct de vedere, depresiunile subcarpatice Tazlău și Oituz-Cășin se încadrează între ariile din România cu o mare și foarte mare frecvență și intensitate a alunecărilor (Bălțeanu, 1997, Ielenicz 1970, Surdeanu, 1998).

Concluzionând, Depresiunea Tazlău de la nord de Troțuș, prin caracterul său tectono-eroziv, prin suprapunerea pe o structură de sinclinoriu, rezultat în urma înălțărilor postvillafranchiene ale Culmii Pietricica, ca și prin vechimea mai mare a rețelei hidrografice și a reliefului creat de aceasta, se deosebește în esență de Depresiunea Oituz-Cășin, cu caracter eroziv, subsecvent, creație exclusivă a Oituzului și Cășinului, care s-au adâncit pe seama molasei miocene cutate la contactul cu depozitele piemontane monoclinale ale Oușorului și Zăbrăuțului. Impresia de unică depresiune este dată de valea largă a Troțușului, al cărei relief fluvio-denudațional nu se confundă cu al celor două depresiuni – a **Tazlăului**, una din cele mai tipice depresiuni subcarpatice și **Oituz-Cășin**.

Bibliografie

- Apostol L. (1998), *Individualitatea geografică a Subcarpaților Moldovei*, Lucr. Staț. de Cercet. "Stejarul", seria Geogr., **X**, Pângărați.
- Brânduș C., Petreus I., Ungureanu AL. (1971), *Contribuții la studiul geomorfologic al văii Tazlăului Mare*, Lucr. Staț. de Cercet. "Stejarul", seria Geol.-Geogr., **IV**, Pângărați.
- Brânduș C. (1981), *Subcarpații Tazlăului. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei, București.
- Brânduș C. (1996), *Asupra limitelor Subcarpaților Moldovei*, Revista Geografică, Institut. de Geografie, **II-III**, 1995-1996, București.
- David M. (1931), *Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamț și Bacău*, An. Institut. Geol. Rom., **VIII**, București.
- Dumitrescu I. (1952), *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza*, An. Com. Geol., **XXIV**, București.
- Grasu C., Catana C., Miclăuș Crina, Boboș I. (1999), *Molasa Carpaților Orientali. Petrografie și sedimentogeneză*, Edit. Tehnică, București.
- Grozavu A. (1992), *Subcarpații dintre Troțuș și Șușița - corelații morfometrice*, An. Univ. "Ștefan cel Mare" Suceava.
- Hristescu E. (1965), *Depresiunea din fața Carpaților Orientali*, Centrul Doc. Ind. Chimice, Petrol, **I**, București.
- Lupu N. N., Șandru I., Brânduș C. (1970), *Terasele râului Troțuș între Uz și Oituz cu privire specială asupra originii defileului de la Cireșoaia*, An. științ. ale Univ. "Al. I. Cuza" Iași, secț. Geogr., **XVI**.
- Motaș I. C. (1961), *Observations sur la sédimentation du Pliocène de Pralea*, C. R. Com. Géol. Roum., **XL-XLI**, București.
- Mrazec L. (1900), *Contribution à l'étude de la dépression subcarpatique*, Bul. Societ. Științ., **IX**, 6, București.
- Popp N. (1975), *Carpathes et Subcarpathes. Problèmes de leurs limites*, Studia geomorphologica carpatho-balcanica, **IX**, Krakow.
- Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*, Edit. Tehnică, București.
- Surdeanu V. (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Șandru I. (1956), *Regiunea subcarpatică Onești-Bacău. Studiu de geografie fizică*, An. Științ. ale Univ. "Al. I. Cuza", secț. 2, **II**, fasc. 2, Iași.
- Tufescu V. (1968), *Subcarpații*, Edit. Științifică, București.
- *** (1967), *Harta geologică a României (foile Piatra Neamț și Bacău)*, sc. 1/200 000, Institut. Geol. Rom., București.

Evoluția alunecărilor de la Slănic Prahova

Adrian Cioacă, Mihaela Dinu

Cuvinte cheie: bazinul Slănicul Prahovei, breccia sării, condiții climatice excepționale 1996-1998, morfodinamică

On the landslides of Slănic Prahova and their evolution. Recent reactivations of mass movements in the Curvature Subcarpathians (at Pucioasa, Breaza, Telega-Melicești, Slănic Prahova, Murgești, Lunca-Râmnicul Sărat and Tazlău) registered paroxystic developments in the years 1997/1998. They recalled both the cyclical character of phases of maximum activity and their particular evolution which depends on the precipitation regime characteristic of the structural-petrographic substrate by the Curvature Subcarpathians. The authors followed the situation of landslides for over 30 years. What is important is that landsliding was associated with a wide range of geomorphic processes connected with the presence of breccia salt. The rock-and-soil falls registered in 1999 partially destroyed the "Salt Mountain", one of the best known geological nature reserves in Romania.

Subcarpații Prahovei, sector geomorfologic bine individualizat al Subcarpaților de la Curbură, au un potențial morfogenetic, extrem de diversificat, datorită alcătuirii variate din punct de vedere chimic și mecanic a rocilor sedimentare, a formelor de asociere și a dispunerii lor structurale, care reacționează în cele mai diferite moduri la manifestările agenților sculpturali (Badea, Niculescu, 1964; Niculescu, 1971).

O importanță cel puțin egală cu factorii petrografici și structurali în analiza potențialului morfogenetic al Subcarpaților Prahovei o au factorii climatici, legați de vecinătatea Subcarpaților cu barajul orografic format de Carpații de la Curbură. Astfel, partea estică a Subcarpaților Prahovei se află în calea deplasării ciclonilor mediteraneeni cu caracter retrograd, ceea ce face ca impactul cu relieful acestora, să determine precipitații violente dar de scurtă durată (Bordei-Ion, 1988), uneori restrânse la dimensiunile unui mic bazin hidrografic.

Toate aceste condiții au favorizat dezvoltarea într-un ritm accelerat a proceselor geomorfologice din Subcarpații Prahovei, ce se încadrează, în funcție de dominanța unora sau altora dintre ele, în sisteme morfogenetice bine definite: *sistemul*

morfogenetic dominat de prăbușiri, alunecări masive vechi parțial reactivate, torențialitate; sistemul morfogenetic dominat de alunecări de teren, curgeri noroioase, torențialitate, spălări, șiroiri; sistemul morfogenetic dominat de procese de sufoziune, spălare în suprafață și șiroire, sistemul morfogenetic dominat de dizolvare, asociat cu șiroiri (Ielenicz, 1998).

1. Particularități morfogenetice ale bazinului Slănic

Bazinul Slănicul Prahovei, face parte din categoria celor sculptate în alternanțe de roci moi eocen-oligocene (argile, marne), cu roci neconsolidate (pietrișuri și nisipuri), străpunse de sămburi diapiri, alcătuiți din formațiuni solubile (sare, gips) însoțite de fragmente de roci compactizate (breccia sării). În aceste condiții, dizolvarea se manifestă aici diferențiat de la un sector la altul (Muntele de Sare, Baia Roșie, Baia Verde ș.a. în sare; Groșani, carieră în gips). Prezența orizonturilor de argile și marne, cu grosimi diferite, în complexele litologice monoclinale de pe flancurile anticlinalelor sau a cutelor diapire, introduc aici o mare diversitate de manifestare a proceselor geomorfologice (fig. 1). Deși procesele de

dizolvare, alături de cele de sufoziune, au o dominantă de netăgăduit, lor li se asociază alunecări de teren, curgeri noroioase și ravenări, în proporții ce variază de la versant la versant, sau chiar de la un sector la altul al versantului. Ca urmare, sistemele morfogenetice dominate cunosc și ele o mare diversitate pe un spațiu restrâns.

2. Cercetările repetate - bază de date pentru evaluarea dinamicii proceselor

Pornind de la primele noastre observații asupra modului de manifestare a acestor procese geomorfologice și a evaluării dezastrelor produse de alunecările declanșate după precipitațiile din aprilie 1966 (Cioacă, 1967), am urmărit în timp evoluția și diversificarea acestora, precum și modificările intervenite în gradul lor de asociere.

În anul 1966, precipitațiile căzute în luna aprilie au reprezentat aproape dublul mediei multianuale a lunii aprilie, respectiv 27% din cantitatea medie anuală înregistrată la Slănic. Această cantitate excepțională s-a suprapus cantităților de apă provenite din topirea târzie a zăpezii, îmbibând peste măsură depozitele superficiale stocate pe versanți. În urma acestei situații, la sfârșitul lunii aprilie și la începutul lunii mai, s-au declanșat alunecări succesive, în trepte, peste micile cueste etajate de pe versantul estic al văii. Pe lângă acestea, la Baia Verde și Groșani alunecările au fost însoțite de curgeri ample de noroi, iar procesele de ravenare au cunoscut o recrudescență spectaculoasă (fig. 2).

În total, alunecările și curgerile de noroi din 1966 au afectat 15 ha, din care 2,3 ha fâget tânăr, 7,6 ha terenuri în pârloagă, 2,1 ha livezi, 1,3 ha grădini, 0,7 ha acvatoriul băilor, 0,6 ha gospodării (inclusiv 4 locuințe), 0,4 ha drumuri (o porțiune de 120 m din calea de acces spre Groșani și spre carieră).

În anul 1975, un nou paroxism al precipitațiilor s-a înregistrat în luna iunie, când o succesiune de ploi torențiale au reactivat alunecări vechi de pe ambii versanți, dar și recente (cazul celor din 1966) de pe versantul stâng. De data aceasta procesele de spălare și de șiroire ce s-au asociat alunecărilor și curgerilor noroioase, brăzdând depozitele mobile ori slab consolidate, au devenit dominante, transferând mari cantități de materiale de pe versanți în albia Slănicului. Au fost afectate în special suprafețele de terenuri în pârloagă (circa 10 ha), livezile (2,8 ha), căile de comunicație ce

traversează interfluviul către Teleajen (1,2 ha), precum și unele lucrări hidrotehnice din albia Slănicului.

În 1981, cantitățile de apă căzute în luna iulie deși au depășit media multianuală a lunii iulie, nu au dus la creșteri spectaculoase ale arealelor afectate. Se poate preciza că alunecările reactivate au avut caracter superficial și s-au suprapus pe arealele afectate în 1966. Singura "noutate" a reprezentat-o bararea sectorului median al Izvorului, tributar pe stânga al Slănicului în partea de nord a localității, de către curgerile de noroi instalate pe suprafețele structurale (fig. 3). Din această cauză pasta noroioasă s-a amestecat cu mici pachete de marne provenite din capetele de strate retezate de ravene, astfel că masa de materiale stocată în albia Izvorului, a avut consistența necesară pentru a forma un adevărat baraj natural. În spatele acestuia s-au format două mici lacuri, care deși au fost intens colmatate de curgeri de noroi ulterioare, și-au păstrat o parte din acvatoriu acoperit de vegetație higrofilă chiar până azi (fig. 4).

Recrudescența precipitațiilor atmosferice din august 1996, aprilie-iulie 1997, ianuarie și mai-iunie 1998 a declanșat un nou ciclu de reactivări ale alunecărilor de teren și a proceselor de șiroire. Dar ceea ce trebuie reținut este faptul că aportul peste normal de apă dulce în fostele saline umplute cu apă sărată ce le asigură echilibrul, a accentuat într-atât ritmul proceselor de dizolvare, încât riscul degradării acestora a crescut deosebit de mult.

Pe lângă reactivările arealelor afectate de alunecări în 1966 și 1975, au apărut noi areale în bazinul Izvorul, la Groșani (fig. 5), amunte de complexul balnear pe versantul drept, la Jariștea, Prăjani, Brusturiș. Un alt sector afectat de aceste precipitații, a fost versantul stâng al Slănicului pe care sunt trasate serpentinele drumului spre Gura Vitioarei. Aici, ravenele apărute au intersectat șanțurile de scurgere de pe marginea șoselei, umplându-le cu pietrișuri și argile, astfel că ele au devenit practic neutilizabile.

Evaluarea degradărilor cauzate de procesele geomorfologice între 1996-1998. În ansamblu, procesele generate de aceste precipitații (alunecări, curgeri noroioase, torențialitate), au afectat o suprafață de 90,5 ha după cum urmează: păduri 1,0 ha, pășuni 29,5 ha, fânețe 22,0 ha, islaz 11,0 ha, livezi 25,0 ha, drumuri 1,0 ha, gospodării

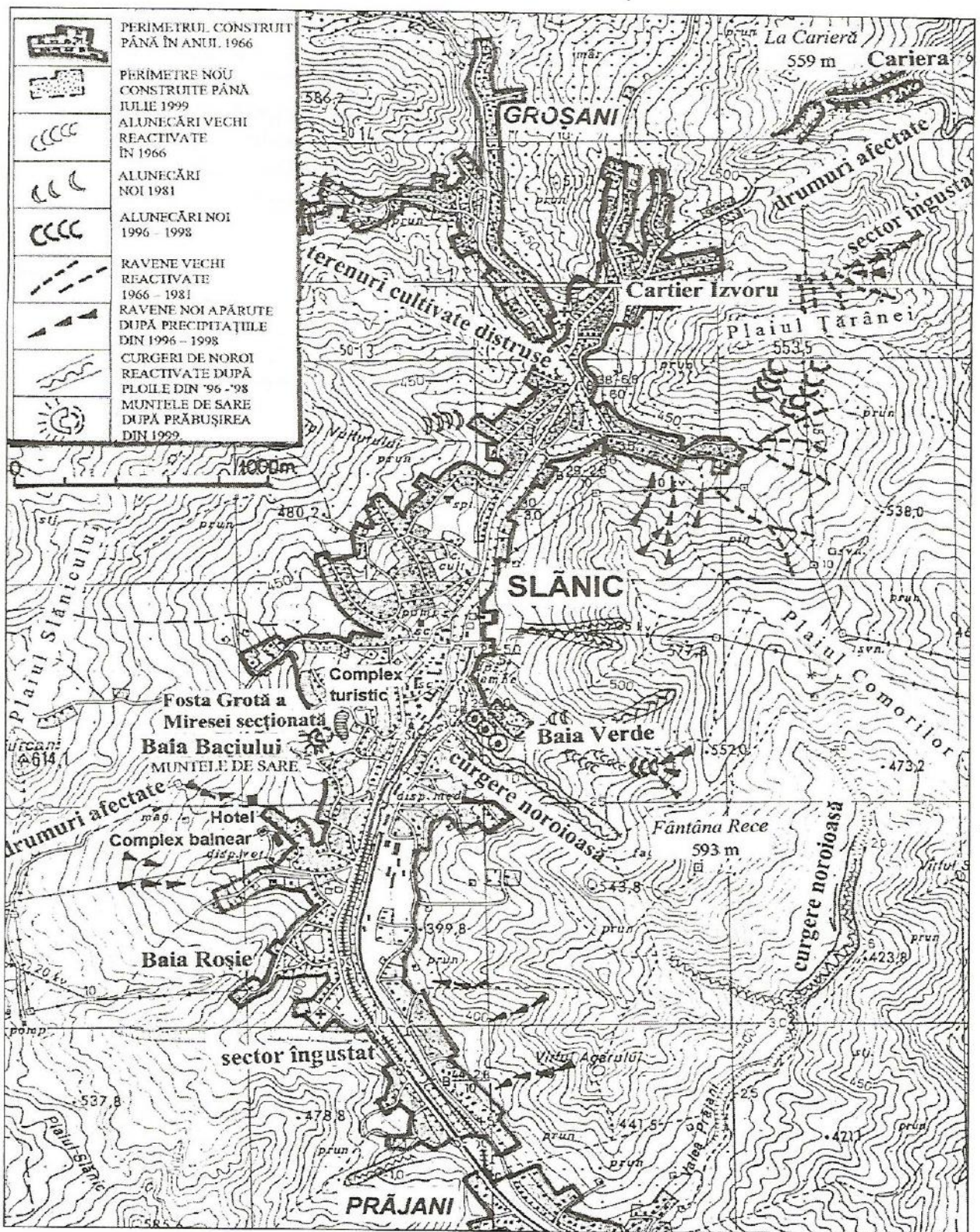


Fig.1. Evoluția proceselor geomorfologice de versant în perimetrul orașului Slănic, județul Prahova.

0,5 ha, diguri 0,3 ha. Pagubele materiale au fost estimate de către primăria din Slănic la suma de 2,3 miliarde lei (în octombrie 1998 la aproximativ 206 000 USD). Evaluarea cantitativă a volumului materialelor deplasate până în albie sau stocate pe versanți (tabel 1), după categorii de procese este relevantă.

Materialele deplasate prin procese geomorfologice de surpare sau de prăbușire au un volum

mic și valori apropiate, în schimb cele deplasate prin procese de alunecări, deși au volume mari fie sunt transferate în albie și de aici avale de Slănic, fie sunt alunecări superficiale sau sunt reținute temporar de condiții structurale locale. Datorită vâscozității reduse, masele de materiale transportate prin torenți și curgeri noroioase au o mobilitate mai accentuată, de aceea sunt transferate cu prioritate în albie.

Tabel 1: Evaluarea volumelor de materiale transferate de pe versanți în albie sau stocate pe versanți (măsurate în iunie 1998)

Nr. Crt	Categoria de procese geomorfologice	volum (mc) de materiale transferate	volum (mc) de materiale stocate
1.	Surpări	6,7	5,8
2.	Prăbușiri	3,5	3,0
3.	Alunecări	885,0	820,0
4.	Curgeri noroioase	103,0	56,0
5.	Torențialitate	550,5	8,2

Poate că cel mai semnificativ eveniment legat de recrudescența precipitațiilor din perioada 1996-1998, este prăbușirea unei părți din Muntele de Sare, cunoscut monument al naturii, unic în țară prin amploarea și varietatea formelor create prin dizolvarea sării din sămburele diapir de la Slănic. Ca urmare a slăbirii rezistenței arcadei de la *Grota Miresei* din centrul Muntelui de Sare, prin subțierea ei în urma perioadei ploioase din intervalul 1996-1998, aceasta s-a fisurat în lungul lapiezurilor, iar după câteva ploi torențiale în 28 mai 1999, partea dinspre *Baia Baciului* (fig.6) s-a prăbușit iar profunzimea lapiezurilor s-a estompat (fig. 7). În acest fel, "Muntele de Sare" de la Slănic Prahova mai prezintă doar imaginea unei secțiuni verticale (fig. 8), perpendiculară, în dreptul *Grotei Miresei*, având la bază o grămadă de blocuri haotice de sare provenite din prăbușire, care prin riscul continuării rupturilor în lungul fisurilor, împiedică accesul turiștilor.

3. Concluzii

Stațiunea balneară Slănic Prahova s-a dezvoltat în ultimele decenii, dar mai ales după 1989 prin refacerea, extinderea și construirea de noi imobile de către localnici sau de către noii veniți în localitate ori de către investitori în activitățile legate de funcția balneară a apelor sărate din zonă.

Multe dintre noile construcții, reparațiile și extinderile celor deja existente, nu au autorizațiile legale necesare, care să limiteze numărul de nivele și în general greutatea celor amplasate pe versanți degradați prin procese de dizolvare, sufoziune și mai ales de alunecări.

Chiar dacă în perioada actuală se constată o evoluție lentă a proceselor de versant și de albie, există iminente deplasări de materiale pe versanți. În acest sens atragem atenția că sectorul median al curgerii noroioase "La Noroiaie" de la Baia Verde se poate reactiva, chiar dacă în prezent este acoperită de o crustă rigidă de sare.

Se impune un program de captare a surselor de apă de pe versant, însoțit de realizarea unui sistem de drenuri și canale în lungul ravenelor și torenților marginali ai alunecării, inclusiv în lungul drumului către Gura Vitioarei. Acest program trebuie însoțit și de măsuri de reabilitare ecologică a învelișului arbustiv și a făgetului degradat anterior.

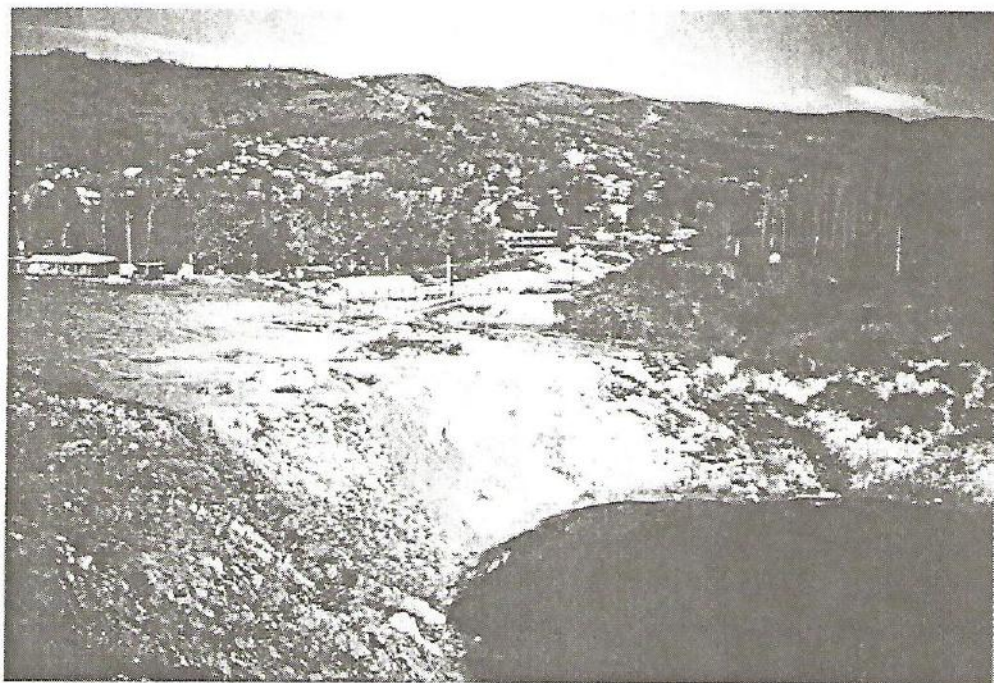


Fig.2. Lacul Mare de la Baia Verde. În stânga, curgerea noroioasă formată după precipitațiile din mai - iunie 1998.

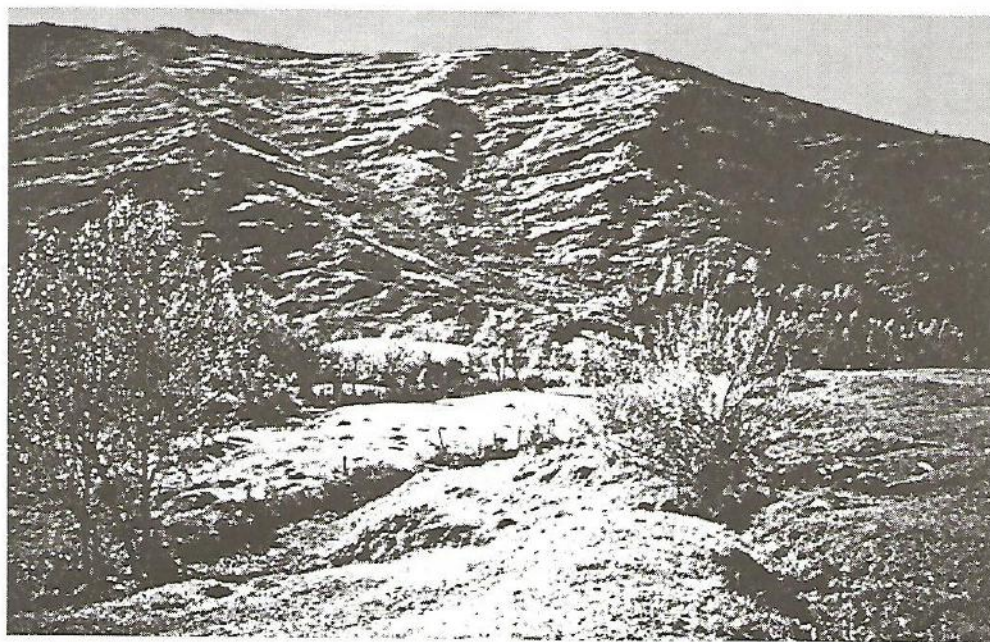


Fig.3. Procese de ravenare instalate în perioada 1996-1998 pe masa de materiale ce s-a format în 1981 la obârșia Izvorului.

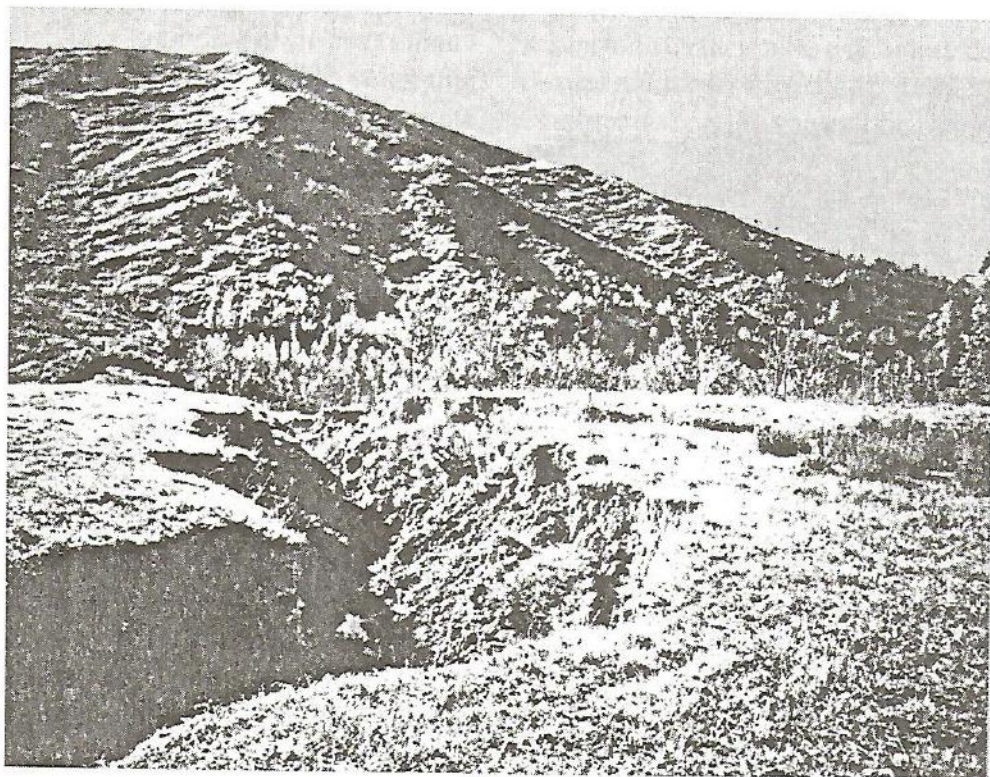


Fig.4. Curgerile de noroi amestecat cu pachete de marne, pornite în 1981 de sub Plaiul Țărănei, au barat obârșia văii Izvoru, formând amunte două mici lacuri temporare, azi în curs de colmatare, acoperite parțial de vegetație hidrofilă.

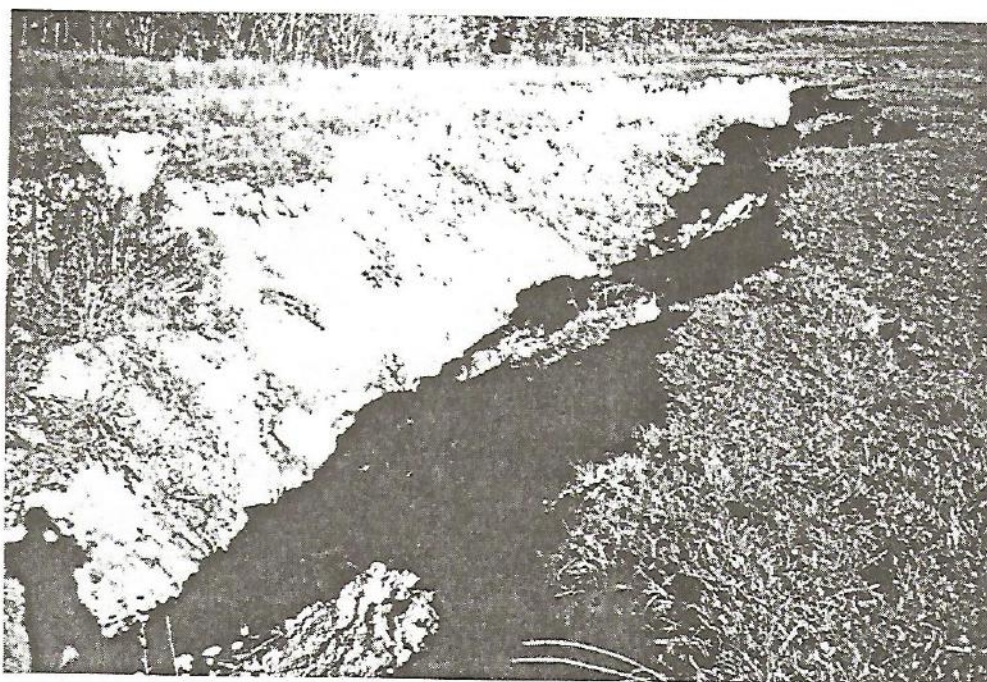


Fig. 5. Ravenele instalate în 1998 pe glacisul de acumulare de la Groșani amenință livada de meri.

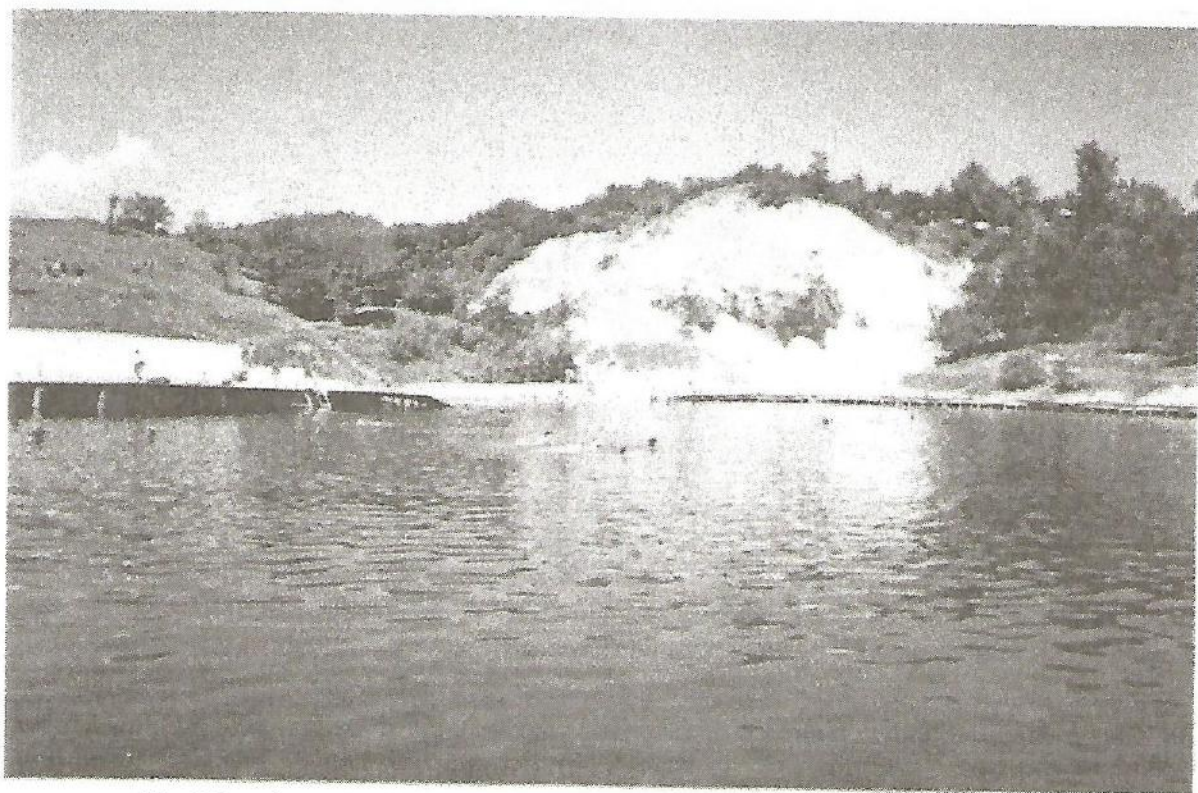


Fig. 6. Imaginea actuală, văzută dinspre Baia Baciului, a Muntelui de Sare. În centru, secțiunea rămasă din cavitatea Grota Miresei, după prăbușirea din mai 1999.



Fig. 7. Din plafonul și peretele estic al Grotei Miresei din Muntele de Sare au mai rămas numai aceste blocuri haotice de sare și argile, îngrămadite lângă oglinda lacului.



Fig. 8. După prăbușirea jumătății estice a Muntelui de Sare, accesul la lac a fost interzis.

Bibliografie

- Badea A., Niculescu Gh. (1964), *Harta morfostructurală a Subcarpaților dintre Slănicul Buzăului și Cricovul Sărat*, SCGGG – Geogr., **XI**, p. rés.
- Bordei I. (1988), *Fenomene meteoclimatice induse de configurația Carpaților*, Edit. Academiei, București, 174 p, rés.
- Cioaca A. (1967), *Alunecările de teren de la Baia Verde (Slănic) și dinamica lor*, SCGGG, -Geogr., **XIV**, 2, p. 223-229, rés.
- Ielenicz M. (1998), *Sisteme de modelare a versanților în Subcarpații de Curbură și impactul manifestării lor asupra peisajului*, Com. de Geogr., **II**, Univ. București, p. 197 – 204, rés.
- Niculescu Gh. (1974), *Subcarpații dintre Prahova și Buzău – caracterizare geomorfologică*, SCGGG – Geogr., **XXI**, 1.

- 1) Universitatea "Spiru Haret", Facultatea de Geografie;
- 2) Institutul de Geografie al Academiei Române

Bazinul Casimcea. Corelația densitatea de drenaj – energia de relief

Laura Comănescu

Key words: Casimcea, bazin morfohidrografic, corelație, analiză statistică.

Abstract: The paper tries to show how are related the two most important geomorphometric parameters: the drainage density and the relief energy. The Casimcea Basin was taken as study area because it is a well defined unit inside of an old eroded tableland. The parameters were calculated with the cartographic method both for the inside basin squares and for the partial included squares.

The statistic population obtained was processed according to the statistical rules and the following parameters were calculated: the average, the module, the standard deviation, the variation parameter, the amplitude, the cuching parameter, the Pearsonasymetry parameter.

It was realised the correlation between density of drainage and the relief energy. The biggest corelation parameter was obtained for the logarithmic correlation. For the straight corelation the parameter is 0.86 wich means that in 86% from the studied cases the drainage density directly influences the relief energy.

1. Date generale

Bazinul Casimcea are o suprafață de 737 km², reprezentând cel mai întins bazin hidrografic al Dobrogei. El este delimitat de o cumpănă de ape sinuoasă, formată dintr-o serie de movile cu pantă lină, a cărei înălțime scade de la nord – Dealul Ciolpan (359,2 m), la sud - Movila Samen (55 m).

Râul Casimcea drenează de la nord-vest la sud – est podișul Casimcea, pe o distanță de 59,9 km, de la izvoare (Beipunar) până la vărsare (limanul Tașaul) (Pișotă, 1993).

Bazinul Casimcea prezintă o structură geologică complexă. Fundamentul este format din șisturi verzi ce aparțin formațiunilor de Dorobanțu, Istria, Măgurele și Băltăgești și au fost datate ca proterozoice (Ionesii, 1992).

Cuvertura are o dezvoltare destul de redusă, stratigrafic și spațial datorită exondării regiunii intervale lungi de timp. Formațiunile sedimentare aparțin Jurasicului (formațiunea de Tichilești), formațiunea de Gura Dobrogei, formațiunea de Casimcea), Cretacicului (calcare, argile caolinoase, nisipuri și pietrișuri), Sarmatianului (argile, nisipuri) și Cuaternarului (argile roșii și verzi, loess) (Ionesii, 1992).

2. Analiza statistică

În stabilirea dinamicii reliefului, analiza statistică trebuie aplicată pentru fenomene deja cunoscute, pentru a se putea stabili legi de dependență, de tip cauză – efect (Rădoane, 1996).

În cele ce urmează ne propunem să analizăm relația de interdependență între densitatea de drenaj și energia de relief în bazinul hidrografic Casimcea, bazin hidrografic situat în totalitate într-o unitate de podiș vechi peneplenizat.

Datele statistice au fost obținute prin măsurători ce s-au realizat pe harta topografică scara 1: 25.000, prin metoda cartogramelor, luându-se în calcul atât cartogramele întregi cât și cele care se înscriu parțial în cadrul bazinului.

S-a obținut o "populație" statistică de 773 valori pentru care au fost aplicate legile statisticii.

Conform acestora pentru numărul de valori luat în calcul, *numărul de clase* este mai redus pentru densitatea de drenaj (datorită ecartului mic între valoarea maximă și cea minimă) și ușor supra-dimensionat pentru energia de relief (pentru a reda corespunzător variațiile acestui parametru morfometric).

Amplitudinea intervalului este de 0,55 km/kmp

pentru densitatea de drenaj și de 12,77 m/kmp pentru energia de relief.

Deoarece s-a ales un număr mare de clase pentru energia de relief, se poate alege o amplitudine mai redusă (10 m/kmp), care va oferi acuratețe fenomenului studiat.

Pentru densitatea de drenaj s-a ales amplitudinea intervalului de 1 m/kmp, mai mare decât valoarea obținută anterior, pentru că există o concentrare mare a valorilor în jurul acelorași valori.

Tabel 1. Analiza statistică a datelor privind densitatea drenajului și energia de relief

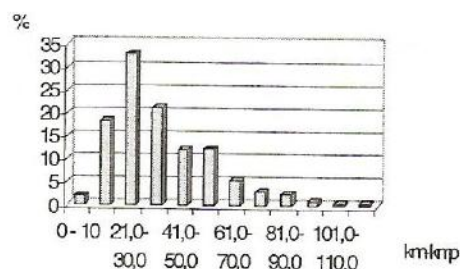
Mărimea statistică	Densitatea de drenaj	Energia de relief
Numărul de indivizi	773	773
Scara	Aritmetică (a intervalului)	Aritmetică (a intervalului)
Tip de eșantionare	Normală	Normală
Numărul de clase	5	12
Amplitudinea intervalului	0,55	12,77
Forma repartiției	Formă de J invers	Unimodală
Media aritmetică	1,04	61,75
Mediana	0,6	25
Modulul	0,71	25,6
Amplitudinea valorilor	5,0	115
Abaterea standard	0,99	61,01
Dispersia	0,98	37
Coeficientul de variație	95,19	98,8
Coeficientul de asimetrie Pearson	0,33	0,59

Frecvența absolută (F) reprezintă numărul de valori din fiecare clasă. *Frecvența relativă (f)* reprezintă ponderea procentuală a fiecărei clase.

Din tabelele de frecvență și din histogramme (fig. 1.a și b) se poate constata că mulțimea de valori obținute din măsurători au tendința de a se grupa în jurul unui interval de valori, cu o poziție mai mult sau mai puțin centrală.

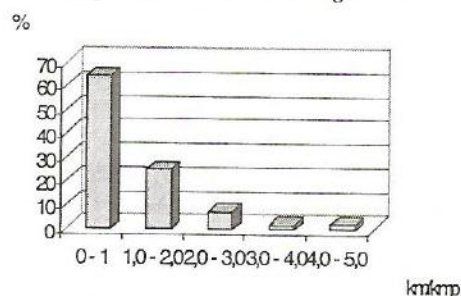
Descrierea acestei poziții se poate realiza cu ajutorul unor mărimi statistice care măsoară gradul de grupare a valorilor (vezi tabelul 1).

Histograma frecvenței energiei de relief în Bazinul Casimcea



1.a

Histograma frecvenței densității fragmentării



1.b

Fig. 1.a și b. Histograme ale energiei și densității fragmentării în bazinul Casimcea

3. Interpretarea legăturilor dintre densitatea de drenaj și energia de relief cu ajutorul corelației

Regresia reprezintă o metodă folosită pe scară largă în științele naturii, deoarece oferă posibilitatea exprimării într-o funcție matematică a relației dintre variabile (Rădoane, 1996). Regresia simplă reprezintă locul geometric al tuturor punctelor cu aceeași caracteristică și este exprimată printr-o ecuație matematică care definește intensitatea legăturilor dintre cele două variabile (Pătru, 1998).

Pentru a se realiza corelația dintre densitatea fragmentării și energia de relief au fost mediate cele 773 de valori, ținându-se cont de valoarea densității fragmentării în 5 clase (tabelul 2). Reprezentarea grafică prin metoda norului de puncte

Tabelul 2. Valorile mediate ale densitatea de drenaj și energiei de relief

Densitatea de drenaj (x)	Energia de relief (y)
0,14	34,93
1,46	39,77
2,26	43,33
3,24	62,14
4,00	105

a celor 5 perechi de valori obținute prin mediere (tabelul 2) arată o corelație liniară puternică ($r=0,85$).

Ecuția dreptei de regresie va avea formula:

$y = 16,363x + 20,709$. Relația dintre variabile este directă ($b > 0$) și puternic sensibilă (variația lui y la acțiunea lui x este rapidă)(fig. 2).

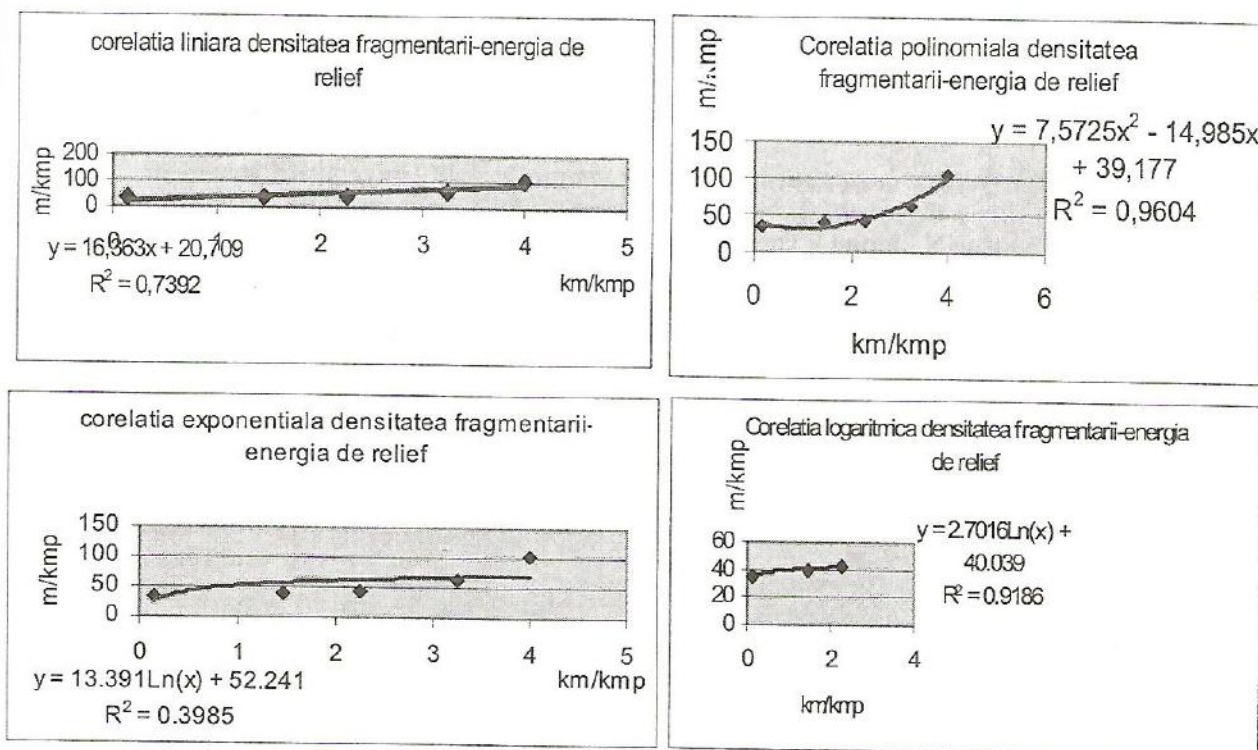


Fig. 2. (a, b, c, d) Tipuri de corelații între densitatea fragmentării și energia de relief

Senzitivitatea este redată prin panta dreptei de regresie. Nivelul de semnificație al coeficientului de corelație a fost determinat prin compararea valorilor calculate cu valorile critice ale acestui coeficient pentru o valoare dată și prin aplicarea testului Student. Se constată că pentru corelația logaritmică ($r=0,95$) și pentru cea polinomială ($r=0,98$), valorile obținute depășesc valoarea critică. În analiza regresie un element foarte important este alegerea acelei ecuații și implicit coeficient de corelație care să exprime cel mai fidel legăturile dintre variabile. Alegerea unui tip sau altul de regresie, nu este întâmplător ci pornește de la cunoașterea mecanismului fenomenului respectiv și de la regulile statisticii.

În ceea ce ne privește cel mai potrivit model de regresie este cel polinomial de gradul doi

Coeficientul de determinare arată că în 85% din cazuri există o conexiune directă între densitatea fragmentării și energia de relief, iar pentru 15% din valori determinarea între cei doi parametri este indirectă, legătura între cei doi parametri aflându-se sub influența unor variabile legate de geologie (substratul litologic, tectonica), clima, hidrologia sau vegetația.

Pentru același set de 5 valori s-au trasat regresii simple polinomială de gradul 2 (fig.2.b), exponențială (fig.2.c), logaritmică (fig.2.d).

Aceasta demonstrează că determinarea nu este absolut obligatorie, este cazul unor perimetre cu un drenaj slab (densitatea de drenaj este redusă) dar cu văi puternic încrustate în peneplena dobrogeană. Acest lucru este pus în evidență și de suprafața mare necesară formării unor cursuri de ordin 1 (1,27 kmp, în comparație cu Subcarpații 0,1 kmp).

4. Concluzii

Energia de relief și densitatea de drenaj prezintă o distribuție neuniformă și diferențiată în cadrul bazinului hidrografic Casimcea, datorită multitudinii de agenți și implicit de procese care acționează în cadrul acestuia.

Coeficientul de corelație dintre cele două variabile arată măsura în care cei doi parametri depind unul de altul, dar fără a exprima care din aceste valori este determinant și care este valoarea determinată. (Florina Grecu, Laura Comănescu, 1997).

Este posibil ca cei doi parametri să fie determinați de o a treia variabilă.

Reference

- Bomboe P. (1979), *Geologie matematică. Analiza statistică a datelor geologice*, Edit. Universității București.
- Grecu Florina, Comănescu Laura (1998), *Studiul reliefului. Îndrumător pentru lucrări practice*, Edit. Universității din București.
- Hammond R., Mc Cullagh S. (1977), *Quantitative techniques in geography. An Introduction*, Clarendon Press Oxford.
- Ionesii L. (1994), *Geologia unităților de platformă și a orogenului nord-dobrogean*, Edit. Tehnică, București.
- Pătru Ileana (1998), *Inițiere în statistică aplicată în geografie*, Edit. Universității București.
- Pișotă I. (1993), *Câteva observații hidrologice asupra râului Casimcea*, AUB, **XLII**.
- Rădoane Maria, Rădoane N., Ioniță I., Dumitrescu Gh., Ursu C. (1996), *Analiza cantitativă în geografia fizică*, Edit. Universității A.I. Cuza, Iași.

*Facultatea de Geografie
Universitatea din București*

Piemontul Șușiței. Suprafețe și trepte genetice de relief

Florina Folea

Cuvinte cheie: piemont, trepte genetice, Șușița, Subcarpați

The Șușița Piedmont. Morphological Surface and Levels. The Șușița Piedmont has four main morphogenetic levels: the piemont plateau, the terraces, the flood-plains and the riverbeds. Their age is Lower Pleistocene-Holocene.

The piemont plateau belong to the 145-150 m and 430-450 m hypsometric levels; it is an old piemont plain of lower Pleistocene age. We identified here three morphogenetic levels; the genesis of there surfaces is the result of the subcarpathian uplift and of the Low Siret Plain subsidence.

There are three terrace levels (90-110 m, 50 m, 20-25 m, 8-10 m and 3 m) with a small development. Their surfaces dissapears to the general piemont plateau level because of the relief deepening to the subsident plain zone.

Floodplains and riverbeds are very large in surface; gravels and pebbles increase in thickness from the Subcarpathians to the Low Siret Plain.

În cuprinsul Piemontului Șușiței, ca principale trepte morfogenetice, au fost identificate: platoul piemontan, terasele, luncile și albiile minore. Ele s-au format în intervalul Pleistocen inferior-Holocen.

Platoul piemontan, cuprins între 145-150 m și 430-450 m, reprezintă o veche câmpie piemontană formată în Pleistocenul inferior. Au fost identificate trei trepte morfogenetice. Formarea lor este pusă pe seama înălțărilor din Subcarpați și coborârii subsidente a Câmpiei Siretului inferior.

Terasele de 90-110 m, 50 m, 20-25 m, 8-10 m și 3 m sunt slab reprezentate. Ele se pierd treptat în suprafața platoului piemontan pe măsura afundării acestuia către câmpia de subsidență.

Luncile și albiile minore, mult mai extinse, sunt alcătuite din pietrișuri și bolovănișuri a căror grosime crește dinspre Subcarpați către Câmpia Siretului inferior.

Piemontul Șușiței face parte din bordura piemontană de la exteriorul Subcarpaților Vrancei și este cuprins între văile Șușița și Zăbrăuț (fig. 1). Sub aspect morfologic are o relativă uniformitate în sensul că, elementul predominant îl constituie

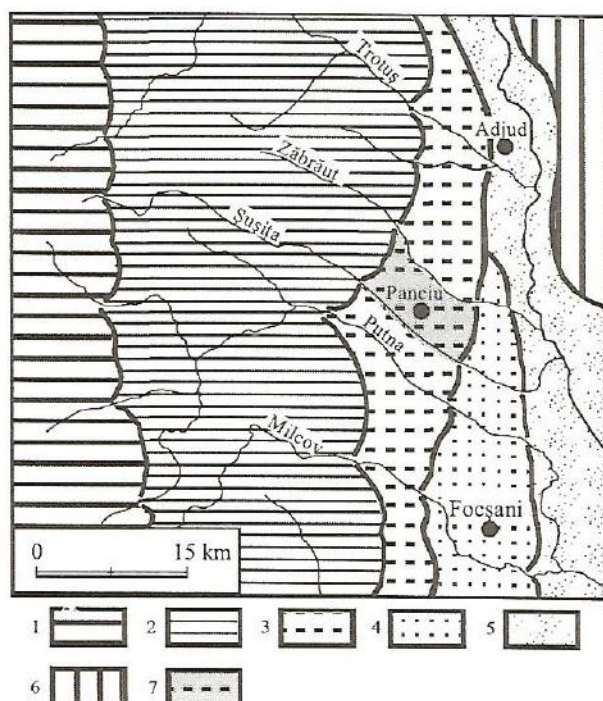


Fig. 1. Piemontul Șușiței. Așezare geografică

1. Unitățile montane-Munții Vrancei; 2. Dealuri subcarpatice-Subcarpații Vrancei; 3. Piemonturi perisubcarpatice-Piemontul Râmnicului; 4. Câmpii piemontane-Câmpia Râmnicului; 5. Câmpii de subsidență-Câmpia Siretului inferior; 6. Podișuri-Podișul Moldovei; 7. Piemontul Șușiței

platoul piemontan, care în sectorul nord-vestic, la contactul cu dealurile subcarpatice, ajunge la altitudini de 450 m și o lățime de 250-500 m, iar în sectorul sud-estic, la contactul cu Câmpia Siretului inferior, are altitudini de 145-150 m și o deschidere destul de mare, de 4-5 km. Alături de platoul piemontan se remarcă luncile celor două râuri și terasele, acestea din urmă fiind slab reprezentate, astfel că, trecerea de la luncă la suprafața piemontului este relativ uniformă, dar foarte bine evidențiată, fiind reprezentată prin versanți cu lungimi și înclinări diferite. Aceste trepte morfogenetice s-au individualizat în intervalul Pleistocen inferior-Holocen.

Platoul piemontan. Această unitate geomorfologică, bine conturată ca o treaptă de tranziție între Dealurile Subcarpatice ale Vrancei și Câmpia joasă a Siretului inferior, este alcătuită dintr-o cuvertură de pietrișuri și nisipuri în structură piemontană ce aparțin Pleistocenului inferior. Considerată de majoritatea cercetătorilor ca treaptă de racord, de conexiune, între unități morfostructurale cu tendințe morfogenetice diferite, a primit și denumiri diferite, care reflectă însă aceleași trăsături: "Podișul Râmnicului" (Vâlsan, 1915; Mateescu, 1927; Rădulescu, 1937), "Piemont" (Sficlea și Barbu, 1957), "Complex piemontan pericarpatic" (Donisă, 1957), "Platforma piemontană marginală sau piemontul relict" (Mihăilescu, 1966) "Piemont terasat" (Tufescu, 1966), "Glacis" sau "Glacis piemontan" (Grumăzescu, 1973), "Câmpia piemontană înaltă" (Posea și Badea, 1984).

Deși cuvertura de pietrișuri piemontane villafranchiene se regăsește și pe culmile Subcarpaților Vrancei până la altitudinea de 600-620 m, caracterul de platou piemontan se păstrează numai la sud-est de aliniamentul Valea Aluna, Valea Glodului. Spre nord-vest, vechiul platou piemontan, prin înălțarea Subcarpaților, a fost mult fragmentat de văile torențiale afluate Șușiței și Zăbrăuțului. Sficlea și Barbu (1956), urmărind extinderea Stratelor de Căndești și în interiorul dealurilor subcarpatice, au considerat că piemontul subcarpatic poate fi divizat în două subunități și anume: *Piemontul colinar* cu o fragmentare accentuată, redus doar la culmi înguste care păstrează pietrișuri piemontane și desfășurat între 400-450 m și 600-650 m, și *Piemontul terasat* care corespunde, în mare, unității pe care am luat-o în studiu.

Piemontul Șușiței este alcătuit din trei trepte genetice, interpretate de Sficlea și Barbu (1956) ca succesiuni ale conurilor aluviale depuse de râurile Șușița și Zăbrăuț la contactul cu Lacul Cuaternar ce ocupa încă partea de est a Câmpiei Române. În schimb Grumăzescu (1973) consideră că aceste trepte altimetrice se racordează cu terasele de 80 m, 90-110 m și respectiv 140-160 m existente în cursul superior al Șușiței. De asemenea, același autor este de părere că o parte a taluzurilor de racord între cele trei trepte, poate fi pusă în legătură și cu marginea Lacului Cuaternar, în continuă retragere spre sud-est, acestea având aspectul unor taluzuri îmbătrânite cum ar fi cel de sub dealurile Chicera (329 m) și Movila Panciu (274 m).

Din deschiderile existente pe versantul stâng al Șușiței se remarcă însă și o concordanță între aceste trepte altimetrice și afundarea succesivă către sud-est a formațiunilor romaniene, pe aliniamentul Străoane – Mănăstioara, și a formațiunilor villafranchiene pe aliniamentul Satu Nou - Dumbrava – Diocheți-Rediu. La sud-est de acest aliniament, în versanții Șușiței și Zăbrăuțului, la zi apar doar depozitele loessoide. Având în vedere aceste date, considerăm că etajarea platoului piemontan are și un caracter neotectonic și că formarea acestor trepte, poate fi corelată și cu fazele de accentuată scufundare către zona de subsidență a Siretului Inferior, mai întâi a depozitelor romaniene și mai apoi a Stratelor de Căndești villafranchiene. De fapt, aceste alinamente marchează și afundarea teraselor Șușiței și Zăbrăuțului, și lipsa aproape totală a acestora în sectorul inferior al Platoului piemontan (fig.2).

● *treapta superioară* se individualizează la nord de localitatea Străoane și include doaburile piemontane dintre Șușița, Vale Rea, Zăbrăuțul Mic și Zăbrăuț. Are altitudini ce cresc de la 350-360 m până la 430-450 m, la contactul cu dealurile subcarpatice. Sficlea și Barbu (1956) o denumesc "nivelul Străoanilor de Sus";

● *treapta mediană*, situată la nord de localitățile Crucea de Jos și Dumbrava, are cea mai mare extindere ea incluzând și cea mai mare suprafață a platoului piemontan. Este cuprinsă între 260 m la sud-est de Panciu și 320-330 m spre nord-vest. Această treaptă piemontană este numită de Sficlea și Barbu (1956) "nivelul Panciului";

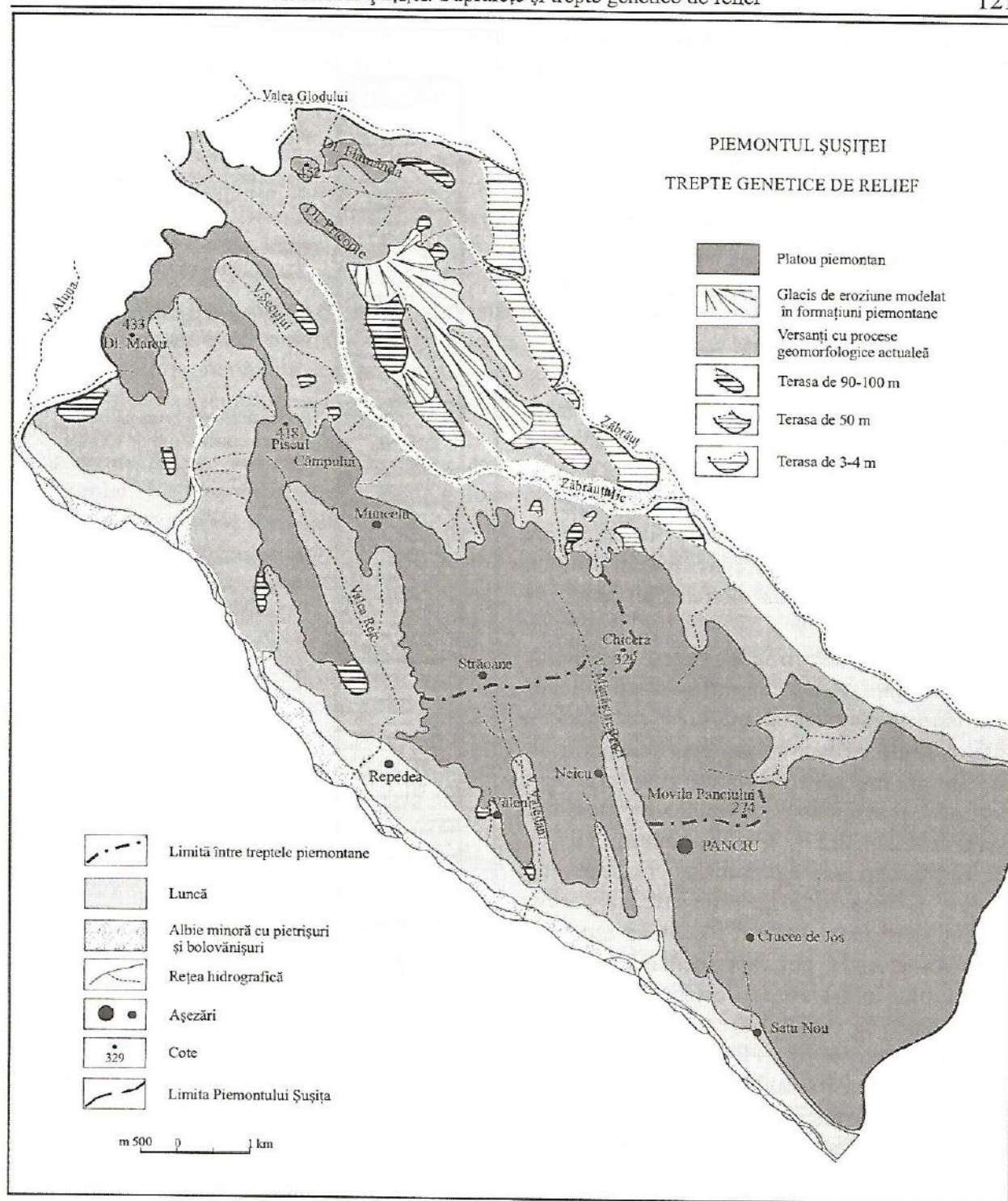


Fig. 2. Piemontul Șușitei. Trepte morfogenetice de relief

● *treapta inferioară* realizează contactul cu terasele de la dreapta Siretului, ce se includ în câmpia inferioară a acestuia. Se desfășoară între 140-250 m, pe ea fiind situate satele Crucea de Jos și Dumbrava, înglobate administrativ orașului Panciu. Deoarece acest nivel este bine exprimat și la nord de Zăbrăuț, pe interfluviul Zăbrăuț - Caregna, Sficlea și Barbu (1956) îl numesc

“nivelul Diocheți”, după așezarea cu același nume de pe stânga Zăbrăuțului.

Contactul treptei inferioare a Piemontului Șușitei cu terasele Siretului este estompat de conurile aluviale ale Șușitei și Zăbrăuțului, în care cele două râuri sunt lipsite practic de luncă. Albia minoră a acestora, prin care râurile divaghează și își schimbă cursurile după fiecare viitură, are lățimi

de 50-200 m și este delimitată de terasele Siretului prin maluri cu înălțimi de 3-6 m. Totuși treapta inferioară a Piemontului Șușiței este pusă în evidență și de obârșiile unor văiugi ce se conturează clar sub forma unor largi amfiteatre la altitudini de 120-145 m. Această treaptă piemontană inferioară este atașată de Ielenicz (1987) treptei superioare a Câmpiei Vrancei.

Aceste trepte morfogenice sunt evidențiate și de modul de utilizare a terenurilor. Astfel, platoul piemontan al Șușiței este ocupat aproape în întregime de podgoriile Panciului. La altitudini mai mari de 400 m, în dealurile Marcu, Muncelu, Piscul Câmpului, Pricopie și Flămânda, adică spre contactul cu dealurile subcarpatice, acestea sunt înlocuite cu pășuni și livezi pomicole. În schimb la trecerea către terasele Siretului, care prelungesc spre nord Câmpia Siretului Inferior, locul podgoriilor este luat tot mai mult de cereale (grâu și porumb).

În privința structurii acestor trepte de relief, se remarcă faptul că peste suprafața orizontului de pietrișuri și nisipuri ce aparțin Pleistocenului inferior se află o cuvertură de depozite superficiale în care predomină materialele fine (prăfoase, argiloase și nisipoase), de tipul celor loessoide (Mateescu, 1927; Grumăzescu, 1973). Grumăzescu remarcă faptul că, în masa acestor cuverturi loessoide se intercalează câteva orizonturi roșcate sau brun-roșcate cu aspect de soluri fosile. Astfel, pe treapta mediană a platoului piemontan acest autor descrie următoarea succesiune (fig. 3), din care rezultă existența a patru orizonturi de soluri fosile, toate de culoare brună sau brun-roșcată. Ele pun în evidență depunerea intermitentă a orizonturilor loessoide și formarea în condiții climatice mai umede și mai calde a orizonturilor de sol.

Piemontul Șușiței reprezintă o suprafață de acumulare, formată în Pleistocenul inferior, prin depunerea aluviunilor aduse de Șușița și Zăbrăuț din interiorul Subcarpaților Vrancei. Formarea acestuia poate fi corelată cu timpul de individualizare a teraselor superioară și medie din depresiunile subcarpatice, realizată în intervalul Günz-Mindel-Risse (Mateescu, 1927; Rădulescu, 1937).

Fragmentarea platoului piemontan tot mai accentuată către nord-vest, s-a produs după formarea terasei medii (30-40 m) prin mai multe

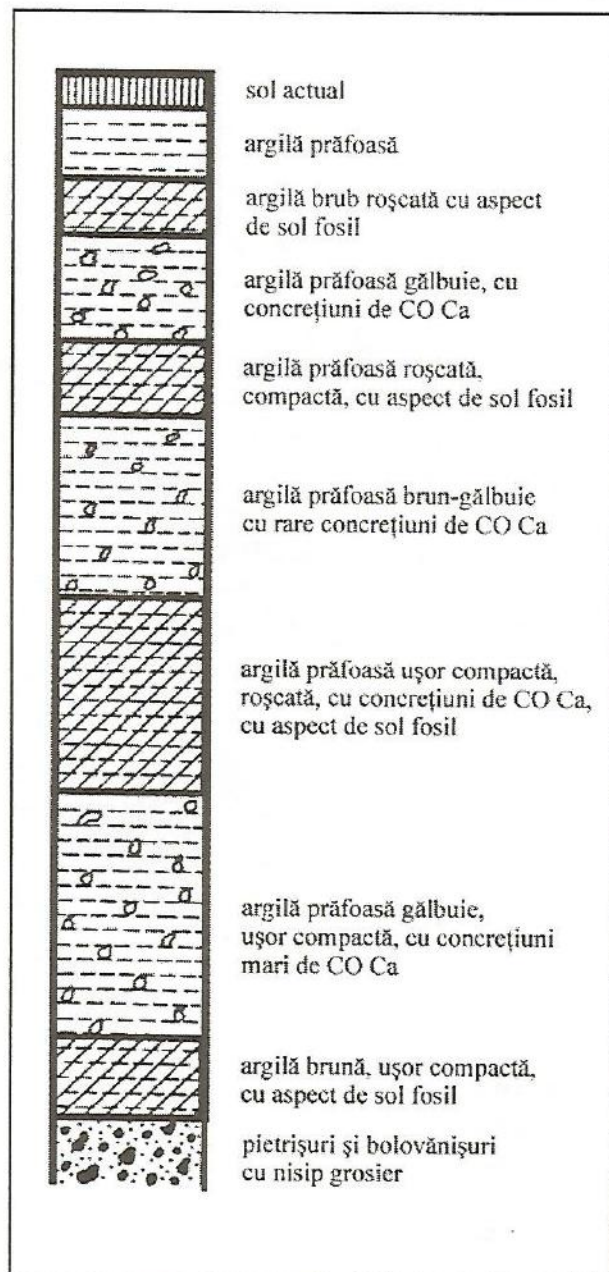


Fig. 3. Profil litologic în treapta piemontană mediană (după datele lui Grumăzescu, 1973)

generații de văi torențiale afluate Șușiței și Zăbrăuțului.

Terasale. În sectorul piemontului sau glacisului piemontan, prin care se face tranziția între Subcarpații Vrancei și Câmpia Siretului inferior, în lungul văilor Șușița și Zăbrăuț, terasele sunt slab exprimate, ele având o dezvoltare mai mare, unde sunt și mai bine conturate, în cuprinsul dealurilor subcarpatice. Ceea ce se remarcă este faptul că la contactul dintre Subcarpați și Piemontul Șușiței, pe aliniamentul sud-Varnița (pe Șușița) – nord-Fitionești (pe Zăbrăuț), terasele trec treptat în platoul piemontan confundându-se

cu acesta. Rezultă că, aceste nivele de terasă mai înalte, existente în dealurile subcarpatice, s-au format concomitent cu individualizarea piemontului, tot mai nou către sud-est.

Terasele, ca trepte distincte în relief, au fost identificate doar în cuprinsul treptei superioare a Piemontului Șușiței. Ele apar fragmentar atât pe dreapta Șușiței cât și pe stânga Zăbrăuțului.

Terasa de 90-110 m este bine reprezentată pe stânga văii Șușița, unde formează partea terminală a platoului piemontan ce rămâne suspendat ca treaptă cvasiorizontală față de albia Șușiței. În aval de Valea Rea terasa trece în treapta medie a platoului piemontan.

În bazinul Zăbrăuț acest nivel de terasă este mai fragmentat. Ca treaptă bine exprimată a fost identificată doar la est de Dealul Flămânda și în câteva fragmente de mici dimensiuni în dreptul satului Fitionești. Spre deosebire de Șușița, pe valea Zăbrăuț terasa respectivă are altitudini relative mai mici, respectiv 75-80 m, ceea ce pune în evidență potențialul eroziv mai scăzut al acestui curs de apă.

Pe valea Zăbrăuțului Mic acestei terase îi corespunde un nivel de vale situat imediat sub platoul piemontan, marcând astfel momentul începerii încrustării văii în suprafața platoului piemontan.

Rezultă că terasa de 90-110 m (75-80 m pe Zăbrăuț) reprezintă prima treaptă morfogenetică ce evidențiază începerea fragmentării treptei superioare a platoului piemontan. În acest timp, față de suprafața platoului, văile Șușița și Zăbrăuț se adânciseră cu 70-80 m, iar Zăbrăuțul Mic în cursul său inferior, doar cu 25-30 m.

Terasa de 50 m este puțin evidențiată pe valea Zăbrăuț, ea fiind remarcată doar ca o treaptă izolată pe dreapta torentului Valea Câmpului, unde ar putea reprezenta și nivelul de bază de la care a început încrustarea acestuia în suprafața piemontană.

În schimb, interfluviul dintre râurile Zăbrăuț și Zăbrăuțul Mic are aspectul unui glacis de eroziune terasat tăiat în pietrișuri piemontane. El se detașează din treapta superioară a platoului piemontan, de sub Dealul Pricopie și coboară ușor către confluența celor două râuri, în cuprinsul lui încadrându-se două trepte situate la altitudini de circa 50 m și 20-25 m, pe ultima dintre ele situându-se satul Mănăstioara (fig. 4). Treptei de 50 m îi corespunde și un nivel de terasă situat pe dreapta Zăbrăuțului Mic și care se pierde în treapta mijlocie a platoului piemontan, la sud-est de Chicera Panciului (329 m).

Un nivel de terasă cu altitudini relative de 40-50 m apare însă bine exprimat pe stânga Zăbrăuțului, în dreptul satului Fitionești (fig. 4). Fruntea acestei terase este puternic ravenată și afectată de alunecări. Pe podul ei se află satul Frecăței și o parte din satul Movilița. De fapt, în aval de Movilița terasa se contopește cu platoul piemontan.

Terasa de 20-25 m se conturează mai clar doar la confluența Zăbrăuțului Mic cu Zăbrăuțul, unde formează treapta terminală a glacisului de eroziune pe care se află o parte a satului Mănăstioara (fig. 4).

Nivele similare terasei apar pe dreapta Zăbrăuțului, pe flancul nordic al platoului piemontan, de o parte și de alta a văii Cerbului. Aici ea trece în treapta inferioară a piemontului care domină terasa de 40-50 m a Siretului.

Pe stânga Șușiței apar câteva fragmente cu aspect de terasă situate la altitudinea relativă de 20-25 m, dar care nu par să fie terase ale Șușiței, ci numai un nivel de confluență, format cu torenții Văledani, Mănestirea cu Brazi și Satu Nou. Totuși acestea marchează un episod de stagnare în adâncirea lor impus de un nivel de bază stabil pe care îl reprezenta albia de atunci a Șușiței. Urmărind acest nivel la sud-est de Satu Nou, el

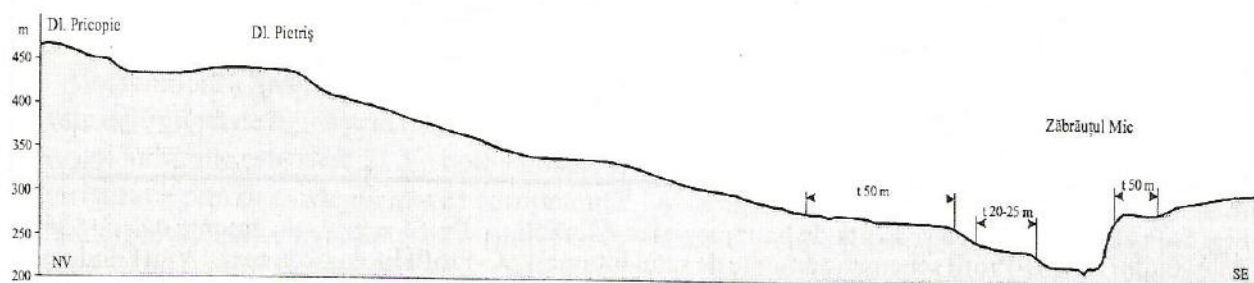


Fig. 4. Profil pe glacisul de eroziune dintre Zăbrăuțul Mic și Zăbrăuți

trece în treapta inferioară a platoului piemontan ca și în cazul Zăbrăuțului.

Terasa de 8-10 m a fost identificată doar pe stânga râului Zăbrăuț între satele Ghimicești și Văleni (fig. 5 A). Se pare că acest nivel de terasă s-ar racorda cu conul aluvial al Zăbrăuțului care parazitează terasa.

Terasa de 3 m este bine reprezentată doar în lungul văii Zăbrăuț unde intră în alcătuirea șesului aluvial ca o treaptă bine distinctă până la confluența cu Zăbrăuțul Mic, de unde în aval se confundă cu terasa de luncă ce se detașează de albia minoră printr-un mal de 1-1,5 m. În amonte de Fitionești (fig. 5 B,D), această terasă se dezvoltă exclusiv pe dreapta râului, având aici o lățime de 300-350 m. Ea este alcătuită din luturi nisipoase cu intercalații de pietrișuri mărunte, slab consolidate care au în bază argile gălbui, compacte, probabil remaniate (fig. 5 C), așa cum s-a observat în deschiderea din malul pârâului Glodu. Pe această vale, în apropiere de confluența cu Zăbrăuțul, pârâul respectiv formează la

intersecțarea argilelor compacte o cascadă cu înălțimea de 1 m la baza căreia se formează o marmită de eroziune. De aici, până la ieșirea din arealul terasei de 3 m, pârâul Glodu are aspectul unui canion ușor meandrat în argile gălbui compacte.

Luncile. Cele două râuri, Șușița și Zăbrăuț, prezintă lunci ce se detașează față de albia minoră prin maluri de 1-1,5 m înălțime, ce pun în evidență alcătuirea litologică a acestora: pietrișuri și bolovănișuri în bază, peste care urmează un orizont aluvial mai fin format din nisipuri și pietrișuri mărunte. Reprezintă treapta aluvială cea mai extinsă și continuă din alcătuirea șesului aluvial al celor două văi. Împreună cu albia minoră are lățimi de 650-850 m pe Șușița și de 30-40 m (amonte de Fitionești) și 500-550 m (aval de confluența Zăbrăuțului Mic) pe Zăbrăuț.

Pe râul Zăbrăuț, în amonte de Fitionești, lunca a fost formată în detrimentul terasei de 3 m, prin meandrarea pronunțată a râului (fig. 5 D).

Aval de confluența Zăbrăuțului cu Zăbrăuțul Mic, unde terasa de 3 m se confundă cu nivelul

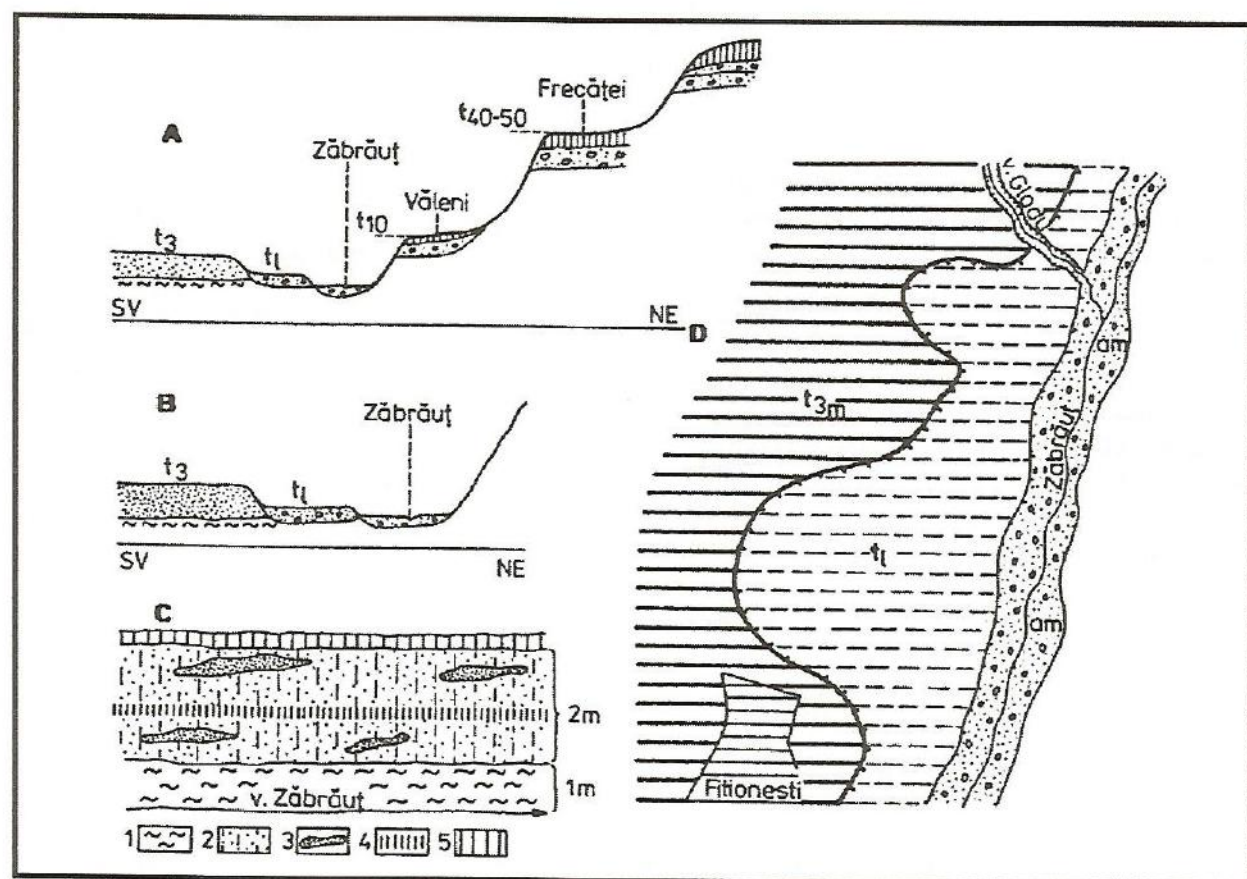


Fig. 5. Profile schematice și schița de hartă pe valea Zăbrăuț. A-Profil schematic amonte de confluența Zăbrăuțului Mic; B-Profil schematic amonte de satul Fitionești; C-Profil litologic în malul Văii Glodului la intersecțarea terasei de 3 m: 1. argile gălbui compacte (remaniate); 2. lut nisipos gălbui; 3. lentile de pietrișuri mărunte; 4. sol fosil; 5. sol actual; D-Schița de hartă pe valea Zăbrăuț amonte de Fitionești

luncii, acesta din urmă rămâne singura treaptă aluvială situată între albia minoră și versanții ce delimitează platoul piemontan. În aval de Diocheți, la intrarea Zăbrăuțului în "Câmpia piemontană înaltă" alcătuită din terasele Siretului și conurile aluviale ale Caregnei, Zăbrăuțului și Șușiței (Sficlea și Barbu, 1956), altitudinea relativă a terasei de luncă ajunge la valori de 4-5 m. Ea trece în conul aluvial al Zăbrăuțului ce parazitează terasa de luncă (2-5 m) a Siretului. Pe acest traseu pot fi identificate câteva cursuri părăsite ale Zăbrăuțului care a migrat lateral pe conurile aluviale ale râului, formate succesiv odată cu terasele de 45-50 m, 15-20 m și 2-5 m, tot mai noi către albia Siretului (fig. 6 A).

Pe valea Șușiței lunca are cea mai mare uniformitate. Ea se menține pe ambele maluri ale râului la altitudini relative de cca. 1 m față de albia minoră. Este alcătuită din prundișuri grosiere (pietrișuri și bolovănișuri), fapt ce pune în evidență capacitatea mai mare de transport a Șușiței față de Zăbrăuț.

Aval de Satu Nou, la altitudinea de 150-155 m, ea trece în conurile aluviale care parazitează și estompează terasele Siretului (Sficlea și Barbu, 1956) sau treapta de 25-60 m a "Câmpiei piemontane" alcătuită din mai multe generații de conuri aluviale depuse de Zăbrăuț și Șușița (Ielenicz, 1987) în înaintarea lor consecventă către albia Siretului (fig. 6 B).

Atât lunca Șușiței cât și cea a Zăbrăuțului păstrează încă urme de cursuri părăsite, ceea ce arată că și la nivelul acestora cele două râuri aveau o mare instabilitate.

La contactul cu versanții podului piemontan luncile sunt ușor înălțate fie de conurile de dejecție ale torenților, fie de materialele coluviale (glacis coluvial). Pe asemenea porțiuni mai înalte ale luncii au fost amplasate satele Repedea și Satu Nou pe valea Șușiței.

Albiile minore sunt calibrate în funcție de parametrii hidrodinamici ai celor două râuri (debit lichid, debit solid, regim de scurgere).

Albia minoră a Șușiței are lățimi de 240-400 m și este delimitată de luncă prin maluri de 1-1,5 m. Pavajul hidrolic este alcătuit din bolovănișuri și pietrișuri ce pun în evidență marea competență de transport a râului în timpul viiturilor. Panta medie a albiei minore este de 7,4‰. Dacă până la ieșirea râului în câmpie (în apropiere de Satu

Nou) panta este relativ uniformă 6,5-7‰, de aici se constată o creștere a acesteia respectiv 8-8,5‰, impusă de conurile aluviale ale Șușiței în care s-a adâncit, menținându-și doar o albie minoră fără ca aceasta să mai fie însoțită de luncă.

În interiorul albiei minore Șușița are un curs despletit (divagant), brațele râului incluzând între ele ostroave instabile, a căror poziție și dimensiune se modifică după fiecare viitură. Coeficientul de despletire (Cd) este de 2,65.

Valea Zăbrăuțului are o albie minoră mai puțin extinsă, de la câțiva metri în amonte de Fitionești până la 100-125 m în apropierea contactului cu câmpia (Diocheți). Pavajul hidrolic este alcătuit din pietrișuri, fapt care pune în evidență posibilitatea de transport mai redusă față de Șușița, deși panta medie a albiei minore este de 10‰, mai mare decât a Șușiței. Probabil din aceleași motive, dar și din cauza cantității mai mici de aluviuni transportate, albia minoră a Zăbrăuțului este mai puțin despletită, ea având mai mult un caracter sinuos. Coeficientul de despletire este de numai 1,62.

În albiile minore ale celor două râuri au fost observate bancuri aluviale rezultate din stocarea aluviunilor în sectoarele de lărgire a albiei, sau la ieșirea acesteia dintr-o buclă de meandru. Acolo unde albia minoră se abate mult lateral, erodând baza versantului platoului piemontan, aceasta determină reactivarea alunecărilor de teren și menținerea unei instabilități a versanților, așa cum s-a observat pe stânga Șușiței aval de torentul Vitoroga.

Un fenomen cu totul deosebit pentru albiile celor două râuri o constituie infiltrarea apei în propriile aluviuni, și practic secarea acestora în aval de aliniamentul Movilița - Panciu. Fenomenul se manifestă la ape medii și mici. Astfel că în cursurile inferioare, Șușița și Zăbrăuț, dar și Putna, prezintă o scurgere subterană, dispersată probabil în aluviunile albiei și conurilor aluviale dinspre Câmpia Siretului.

Concluzii. Piemontul Șușiței s-a format în timpul Pleistocenului inferior ca unitate de tranziție între dealurile interne ale Subcarpaților Vrancei, afectate de înălțările neotectonice ale fazei valahe, și lacul Cuaternar ce ocupa arealul subsident din estul Câmpiei Române. În pleistocenul mediu și superior, odată cu definativarea morfostructurală a dealurilor subcarpatice externe, o parte din

cuvertura piemontană a fost încorporată acestora și înălțată până la 600-650 m, iar partea externă a acesteia a urmat subsidența și retragerea lacului

Cuaternar. Aceste tendințe genetice diferite au condus la formarea celor trei trepte piemontane ce se succed de la nord-vest la sud-est, precum și la efilarea succesivă a teraselor pe aceeași direcție.

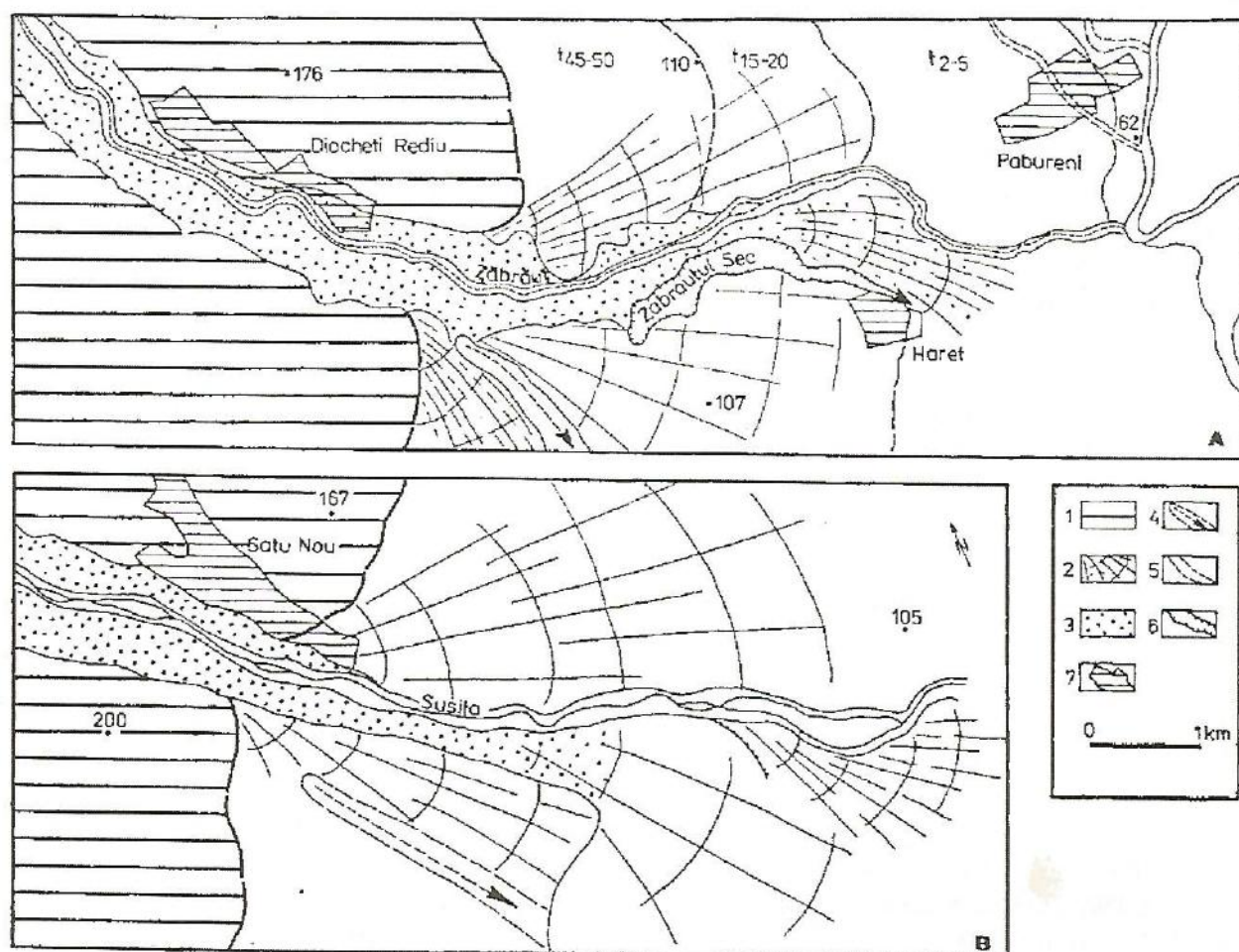


Fig. 6. Contactul platoului piemontan cu terasele Siretului sau câmpia piemontană. A - Zăbrăuț; B - Șușița; 1. platou piemontan; 2. conuri aluviale succesive; 3. luncă; 4. cursuri părăsite; 5. brațe și cursuri părăsite ale Siretului; 6. maluri abrupte; 7. așezări

Bibliografie

- Grumăzescu H. (1973), *Subcarpații dintre Călnău și Șușița*, Ed. Academiei, București.
 Ielenicz M. (1987), *Relieful Câmpiei Vrancei*, Anal. Univ. București, Geografie, XXXVI.
 Mateescu Șt. (1927), *Cercetări geologice în partea externă a curburii, sud-estice a Carpaților români*, Ann.Inst.Geol.Român, XIII, București.
 Mihăilescu V. (1966), *Dealurile și câmpiile României*, Ed. Științ., București.
 Posea Gr., Badea L. (1984), *România - Harta unităților de relief*, Ed. Didact. și Pedag., București.
 Rădulescu N. Al. (1937), *Vrancea*, Societatea Regală Română de Geografie, București.
 Sficlea V., Barbu N. (1956), *Observații fizico-geografice asupra Raionului Panciu (regiunea Galați)*, Probl. de geogr., IV, București.
 Tufescu V. (1966), *Subcarpații*, Ed. Științ., București.
 Vâlsan G. (1915), *Câmpia Română*, Bul. Soc. Rom. de Geogr., XXXVI, București.

On the State of Relief Dynamics and Terrain Adequacy in the Drainage Basin of the Slănic (Teleajen Subcarpathians)

Florina Grecu

Key words: morphodynamic potential, slope, channel, Subcarpathians

Starea dinamicii reliefului și pretabilitatea terenurilor în bazinul hidrografic Slănic (Subcarpații Teleajenului). Râul Slănic se înscrie în bazinul hidrografic al Teleajenului, în unitatea de orogen a Subcarpaților Teleajenului. Cea mai mare parte a bazinului corespunde microdepresiunii cu același nume (sau Aluniș-Slănic), formată pe cuveta (sinclinalul) Slănic. Poziția în partea estică a Subcarpaților de Curbură, în condițiile unui substrat geologic relativ puțin rezistent la eroziune, corelată cu celelalte componente ale mediului morfogenetic conferă regiunii o dinamică a versanților extrem de accentuată într-un timp relativ scurt. Suprafața bazinului de circa 45 km² este dispusă nord-sud pe circa 13 km, conform direcției principale de drenaj. Panta medie a bazinului este de circa 58m/km. În sistem Horton-Strahler bazinul are ordinul 5.

Amprenta reliefului subcarpatice este dată de suprafețele interfluviale și de versanți. Interfluviile de pe cumpăna de ape coboară în altitudine de la 1058 până la circa 500m (la vărsarea Slănicului). În interiorul bazinului sunt interfluvii secundare cu 2-3 trepte morfologice. Versanții de ordinele 2, 3, 4, 5 au o formă complexă, fiind afectați de frecvente alunecări actuale și vechi, pleistocene. Versanții prezintă un anumit grad de stabilitate pe porțiuni restrânse, alunecările vechi fiind reactivitate. Astfel se prezintă și versantul stâng al Slănicului din formațiunea cu sare miocenă (fig. 3). Organismele torențiale, în diferite stadii de evoluție, cu dimensiuni de la câțiva metri la 2-3 km, afectează cu precădere formațiunile miocene. Talvegurile sunt puternic adâncite cu 1-4m. În cursul inferior, în albia Slănicului apar acumulări sub forma reniilor și micilor ostroave. Analiza geografică complexă stă la baza identificării arealelor cu pretabilitate specifică de sistematizare. Areele au fost diferențiate și pe baza caracteristicilor de folosință (fig. 4), morfologie, grad de degradare, condiții specifice de evoluție. S-au făcut și unele sugestii asupra posibilităților de amenajare a teritoriului de către alți specialiști (fig. 5).

As early as the turn of this century, the speciality literature mentions this Subcarpathian area (Mrazec, 1899; Emm. de Martonne, 1907). In time, the geomorphological research became more numerous, but the highlight fell on regional evolution, morphological surfaces and levels rather than relief dynamics (Niculescu, 1974, 1981; Niculescu, Velcea, 1973; Tufescu, 1966 et.al.). The last researchs in this Subcarpathian area are referring at slope dynamics (Armas Iuliana, 1999; Cioaca, Dinu Mihaela, 1998; Grecu Florina, 1999; Grecu Florina, Comanescu Laura, 2000).

The Slanic River, a lefthandside tributary of the Varbilau, itself a branch of the Teleajen, belongs to the Teleajen Subcarpathian orogen, making the transition to the Prahova Subcarpathians (Fig. 1).

Much of the basin corresponds to the Slanic (Slanic-Alunis) microdepression formed on the Slanic syncline.

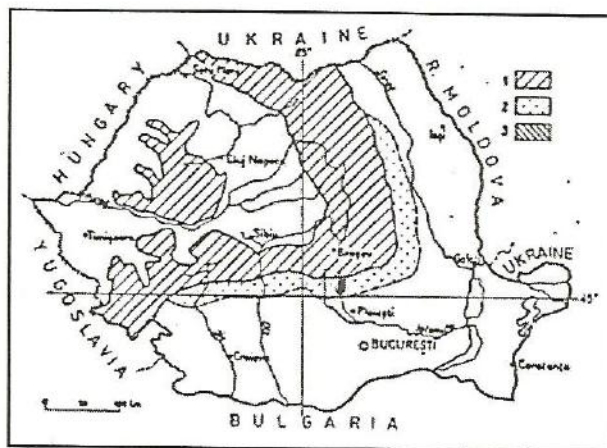


Fig. 1. Geographical location. 1. The Carpathians, 2. The Subcarpathian area, 3. The analysed area

The region is situated in the east of the Curvature Subcarpathians, an area of a low erosion-resistant geological substrate. Because of it, and of the other morphogenetic components of the environment, the slopes become very dynamic in a short period of time.

The surface-area of the basin is 45 sq km. It stretches along north-southwards in the direction of the mean drainage axis : along some 13 km. Maximum and minimum altitudes: 1,058 m (Mare Peak) and 300m (at the mouth of the Slanic River, 13 km away).

In view of it, the average basin slope of the (58m/km) is pretty steep.

The Slanic springs lie at cca 1,000m, under the Mare Peak, in the north-east of the basin. Up to Grosani settlement, the river flows in a N-W to S-E direction and has a torrential character. South of Grosani it joins the Schiulesti Brook both 4th – order basins (Horton-Strahler system) growing into a permanent , 5th – order stream.

1. Geology

The Slanic Basin lies in one of the Subcarpathian regions of the very complex tectonics, structure and lithology that engender a highly active slope dynamics.

From its springs to the mouth, it there are several Carphatian and Subcarpathian flysch micro-structures:

- the Teleajen Sheet (or curbicortical flysch) with Albian-Vraconian flysch, overlain diagonally by the Senonian, Paleogene and Miocene fields of the Slanic syncline;
- the Macla unit with Albian-Turonian flysch;
- the Turcu unit with the southernmost outcrops of Paleogene flysch in the Turcu facies (Eocene) and the Fusaru-Pucioasa facies (Oligocene).

From the north to the south, surface deposits are laid out in approximately parallel macro-structural strips:

- in the upper basin close to its junction with 3rd-order, basins are the Teleajen Sheet deposits,of the Albian-Cenomanian Teleajen series, respectively.
- next (from north to south), comes a succession of

surface deposits of various ages Vraconian-Turonian, Turonian (The Macla series Sheet), Upper – Cretaceous , Paleocene (The Sheet of Red Clays) and Oligocene – Miocene (Slon Facies). Because of intense regional tectonics, deposits are overthrust in the form of anticlines and synclines;

- Up to Grosani – Malu Dorului settlement line, there is a strip of Lower Miocene deposits containing marls, sandstone with outcrops of tuffs and limestone schists.

- south of Grosani, as far as Slanic town, Miocene deposits lie in the middle basin area;
- farther on, up to Prajani settlement, the Lower Miocene comes up again;
- at Prajani and in the south-west of the basin, Oligocene deposits are embedded in the Kliwa facies;
- towards the junction with the Varbilau, in the peremeter of Varbilau settlement and alongside the Slanic River, there extends the Quaternary, comprising gravels, sands and loessoid deposits.

This brief outline of the area’s macrostructure and lithology followed rather the spread of deposits (from the springs of the Slanic to its mouth) than their age.

In this way some pertinent conclusions concerning slope dynamics have been reached:

- surface deposits consist of sedimentary rocks with distinct mechanical properties;
- dominant sedimentary rocks are: sandstones, breccias, conglomerates, tuffs, marls,clays, gypsums,and salt (covered or outcropping);
- dominant rock stratigraphy: an alternation of relatively thick hard and soft rock strata sucesions of sandstones, breccias, conglomerates, or tuffs with clays, shales, and gypsums;
- structural layout of strata in anticlynes and synclines, the monocline flanks of which generate a cuesta relief; the process is also facilitated by

Table 1: Mechanic properties of salt

Rock	Resistance to compresion (min, max, average)			Resistance to traction – Rt (kgf/cm ²) (min,max,average)			Shearing strength Rfd (kgf/cm ²)		
White salt	198	354	250	9	17	12	16	42	29
Gray salt	202	398	270	10	22	14	18	39	25
Bluish-gray salt	275	380	295	14	28	16	18	48	32

the presence of hard rock strata and of some valleys adapted or not to this structure.

Of all the sedimentary rocks the salt formations cause severest dynamics on slope.

The values of sedimentary rock physical property indicators could be correlated with the degree of risk from various present - day processes on slope (Table 2).

Table 2: Sedimentary rock physical property values

Rock	Specific weight	Porosity	Compactness	Moisture
Microconglomerates	2.6-2.85	1-10	75 - 95	0.1 - 0.9
Conglomerates	2.70	6-20	73 - 95	0.05- 1.20
Sandstones	2.55 - 2.85	2-9	90 - 98	0.00 - 2.00
Clays	2.65 - 2.70	4-5.6	92 - 96	2.00 - 4.00
Marls	2.65 - 2.77	0.6-8	92 - 99	0.20 - 2.00
White salt(Slanic Prahova	1.95 - 2.18			
Bluish-gray salt	2.04 - 2.18			
Gray salt	2.03 - 2.32			

2. Morphological steps and surface

A characteristic trait of the Slanic Basin Subcarpathian relief are the interfluvies and the slopes.

-The main interfluvie exhibits a succession of erosion outliers, small semi-horizontal surfaces and saddles. Referred to neighbouring drainage basins, the following sectors can be depicted:

-the northern interfluvie extends west-eastwards, representing the Slanic Crasna watershed; maximum and minimum altitudes 1,058 m (Mare Peak) and 682 m (Malul Dorului); it is round-shaped, very much festooned by Crasna tributaries, headward erosion, the main basin slope has a southern exposition;

- the western interfluvie, extending north-southwards and forming the watershed with the Varbilau; slides down from 1,058 m to 528 m, where from it continues on a NE-SE line up to the Slanic River mouth.

- the eastern interfluvie, extending north-southwards, together with the Bughea (a right handside tributary of the Teleajen), it sloping down very mildly from 682 m to some 500 m, taking a south-westward course up to the Slanic /Varbilau junction. The largest part of this interfluvie lies at altitudes of 500-600 m;

Morphometrical steps inside the basin:

- 300-400 m (450 m)-the waterplain and the lower

part of the eastern and the western slopes of the Slanic;

- in the upper segment of the basin (as far as Brosteni settlement), altitudes of 400 m (450 m)-600 m (650 m) correspond to the median slope section; the higher slope section lying in the range of 600 m (650 m)-900 m (1,000 m);

-in the middle and the lower basin, the absolute altitude is decreasing;the median slope section occurring at 400m (450 m)-500 m (550 m), and the higher slope section at 600 m.

3. Morphodynamic potential

Climate. The climate is characteristic of the higher and the lower hilly zones without spectacular variations. However, their permanent action against the previously mentioned lithological substrate turns the climatic elements into essential modelling factors.

According to computations performed at the nearby stations (Campina and Valeni), the annual precipitation mean is 650-800 mm, minimum and maximum values being recorded in January (35-40 mm) and July (100-130 mm), respectively.

The average snow layer is 30-40 cm thick and lasts for 60-70 days/year. Summer rains have a torrential character, accelerating gullying and landslides.

Moisture deficits from July to September increase suspended sediment yield in the waterstream (5-10 t/ha/ year).

The average annual temperature of 9.5°C is not very relevant in itself. Negative monthly means are recorded from December through February. In January there is -2.5°C, and the July +20°C in July.

The air circulation, mainly from the north-west and north, is characterised by a lot of atmospheric calm.

Forestland. Afforested areas are relatively small (cca 10%), and they are found in the north-west of the basin on the summits under the Mare Peak and in the main interfluvium of the south. Foliated forests are dominated by beech (*Fagus sylvatica*) associated with hornbeam (*Carpinus betulus*) and oak (*Quercus robur*).

On the left-hand slope, at heights of 500-600 m, there grow the alder and the hazelnut. The greatest part of the basin area (cca. 65-75%) is planted with plum - trees, densities depending on slope; these cultures do not fix the ground.

Pastureland is covered with shrubs and extends over some 20-25% of the area.

Soil cover. The great diversity of soils in respect of surface and profile thickness is due to the mineralogical composition of rocks, to vegetation and relief. Lithosol and regosol are found largely on the steep slopes, on cuestas in particular. The widest spread have cambisols (eu-mesobasic brown soils, acid brown soils) and clay - illuvial soils. Pseudorendzina and hay-field clino-hydrogen soils cover small surfaces.

Water regime of the Slanic. Heavy rains and snow-melt cause high, waters in spring and summer flood-waves. Average suspended sediment yield (5-10 t/ha/year) suggests fast-going degradation of the lands directly subjected to erosion.

4. Slope dynamics

In terms of **form**, slopes have a complex profile and marked dynamics, characteristic of the Subcarpathians. In terms of the drainage network they are referred to, the following types can be distinguished:

- *slopes of 1st* - order incipient torrential streams (Horton-Strahler's system) are small and straight
- *slopes profile of 2nd, 3rd, and 4th* - order streams

exhibit three sections upper, median and lower. Because from slope-foot towards the median part there is much landsliding, the classical concave form seldom appears, it resulting from higher - order slope fragmentation, being therefore intimately connected with the density and depth of relief fragmentation, generally;

- *slopes of the Slanic*, are mixed in shape with slight differences between the two sides: on the righthand, the upper section registers relative and absolute altitudes higher than on the left; complex in form, with a succession of segments of different declivity that create a step-like image; forest patches cover small areas; more stable than the landslide-affected left slope; on the left-hand side altitudes are lower, slope form is complex, step-like with small forest patches; affected by slidings.

In terms of **declivity slopes** fall into the following classes:

- semi-horizontal surfaces, under 3°: the Slanic floodplain and some areas in the main interfluvium;
- mildly dipping slopes (3°-10°), in the lower section and on structure - controlled surfaces;
- moderately dipping slopes (10.1°-15°-20°) in the upper section and in valley - side sections where rocks are harder;
- steep slopes (over 20°) occupy small areas, on cuesta surfaces and steep river banks.

In the upper segment of the Slanic, consisting of the two fourth - order basins, severe relief fragmentation has generated a great diversity of slopes over small areas.

On the righthand slopes range dominantly between 0°-3° and 3°-10°.

On the left-hand there is great diversity in the median slope section due to intense density and depth of fragmentation.

Density of relief fragmentation is fairly high between 0.5 km/km² (on the righthand side of the Slanic River from Prajeni and Piscul Catelei settlements) and 4.625 km/km² in the Prajeni sub-basin (on the left-hand side, in the confluence area close to Prajeni settlement) (Fig.2). Most surfaces, however, register fragmentation values between 2 and 3 km/sqkm next in line standing the areas with over 3 km/sqkm.

There few areas in which the density of fragmentation is below 2km/sqkm are the inter-fluvies, as a rule.

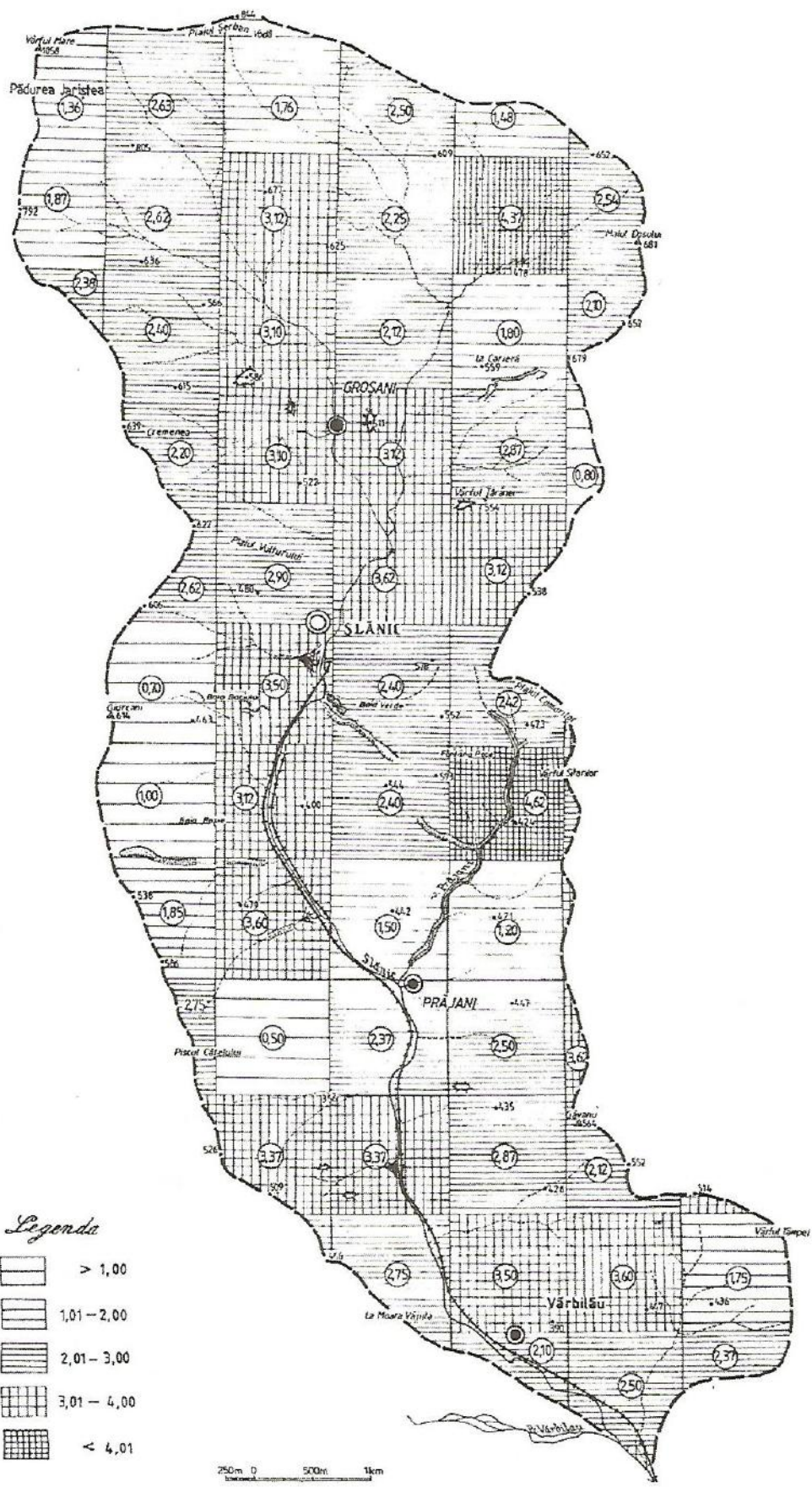


Fig. 2. Drainage density map

Looking at the map of **fragmentation depth** it follows that:

- the maximum record in the Slanic Basin is 278 m, in the upper segment (highest basin altitude is 1,058 m in Mare Peak).
- as expected, the lowest values (cca 50 m) are recorded towards the confluence zone;
- mean values (around 130 m) have been found in the middle segment of the basin;
- high values (over 200 m, i.e. 210 m, 230 m, 240 m and 260 m) are specific to the upper basin segment;
- low values (50-80 m) occur towards the mouth of the Slanic River;
- fragmentation depth decreases towards the mainstream.

Present-day processes of land degradation are dependent on rock (alternations of hard and soft strata (clays, marls), structure, slope, degree of afforestation and precipitation regime (Fig. 3).

Landslides affect the greatest part of the relief, being a major source of slope modelling. Massive land movements are triggered by the alternation of hard and soft (shales) rocks, which, when moist, have distinct physical and mechanical properties.

The Slanic Prahova salt average values: resistance to compression ($250\text{--}295\text{ kgf/cm}^2$), to traction ($12\text{--}16\text{ kgf/cm}^2$) and shearing strength ($29\text{--}32\text{ kgf/cm}^2$) influences the relief locally. The physical properties of the other sedimentary rocks-clays and marls are very significant, indeed: compactness (92-99%), porosity (0.6; 4.5; 6.8%) and humidity (0.2-2.0-3.0%).

Landslides are particularly extended in the upper basin, upstream, the Grosani confluence. They are deep, Pleistocen, slides forming real slide basins (upper basin of the Schiulesti stream; 3rd— order basins of the Slanic). The lefthandside slope of the Slanic, containing a Miocene salt formation, is also affected by deep slides. In general, landslides have a certain degree of stability, but are potentially prone to reactivations. Since minor channels and the slopes form a process-direct response system, landslides reaching the channel produce local flooding that may propagate downstream.

Rock- and soil-falls are favoured by imbalances developed as the base of the slope is being undercut. A relevant exemple is the lefthandside of the Grosani-Teisani highway, where quarrying is performed on slopes of cca

40 m relative height. The opposite deforested slope undergoes landsliding.

Torrential organisms in various stages of evolution (from a few meters to 2-3 kilometers) affecty mainly the Miocene formations.

Thalwegs are very much deepened, by 1-2 m and 3-4m, even (in the Prajeni Basin).

Rain - induced weathering and sheet - wash model the upper slope section, particularly in deforested areas with slopes steeper than 20° (upper reaches of the Pietroasa Valley), being the main cause of soil degradation.

The tendency of the water network to branch out in the wake of headward erosion of first - order gullies and headward slides has destroyed the primary interfluve in many areas, the opposite slopes occurring on a secondary watershed.

5. Channel dynamics

The Slanic floodplain is 300-400 m wide in the area of Slanic town, and no more than a few meters in the very narrow sectors. Floodplain and thalweg morphology are governed by structure and lithology. As the Slanic crosses epigenetic anticline and syncline structures, variedly— oriented strata have distinctively different structure-controlled features - at times obsequent, at others consequent and subsequent, over small stretches of land. Being situated on the syncline axis is very large. In the narrow sectors; the river being obsequent, small “gorges” are formed.

The accumulation of sediment in the channel (median and lower segments) is the direct consequence of slope erosion.

6. Terrain adequacy for planning

The complex geographical analysis is the groundwork for identifying areas adequate to specific planning schemes.

The elements taken into consideration were the following (Fig.4): land use, morphology, extent of degradation and specific conditions of evolution. Some suggestions have been put forward for the benefit of specialists (Fig.5).

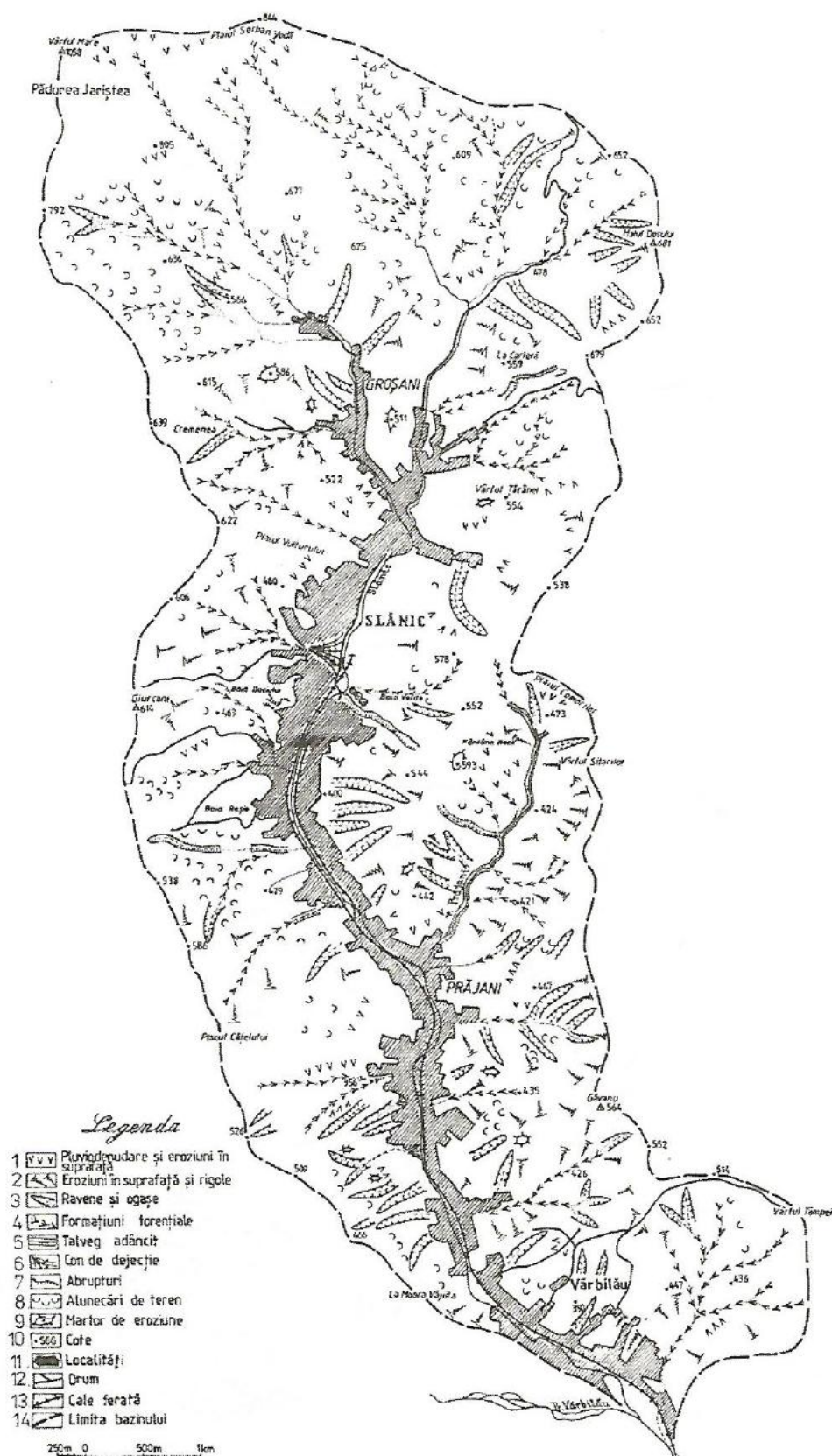


Fig. 3. Morphodynamic map

1. raindrop impact and surface erosion, 2. sheet erosion rills, 3. gullies, 4. torrents, 5. incised stream, 6. alluvial fan, 7. escarpment, 8. landslide, 9. erosion remnant, 10. height (alt in m), 11. built up area (settlement), 12. road, 13. railway, 14. watershed

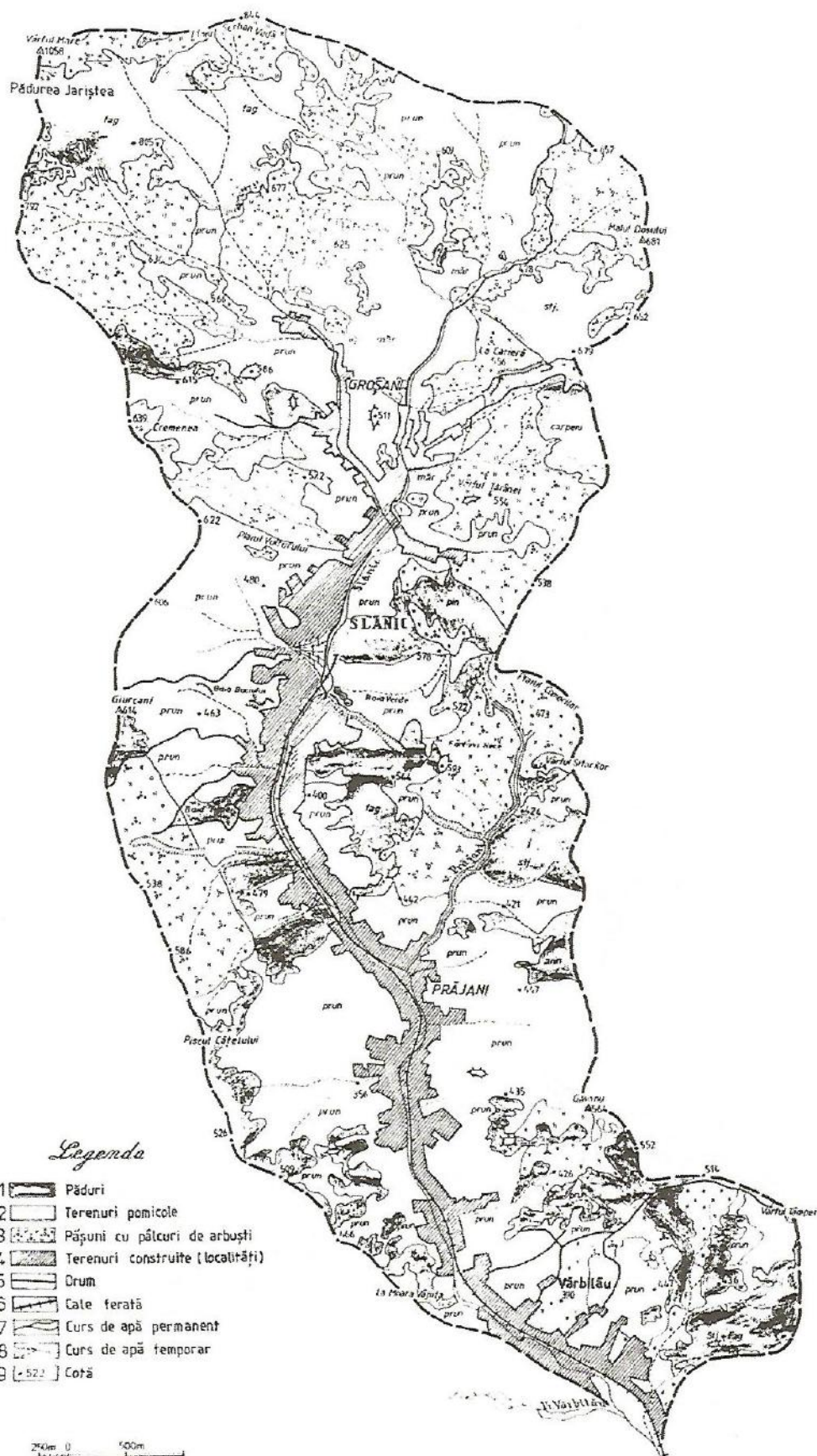


Fig. 4. Land use map

1. forest, 2. orchards, 3. pastures with scattered trees, 4. built-up area, 5. road, 6. railway, 7. permanent water stream, 8. temporary water stream, 9. height (alt. in m)

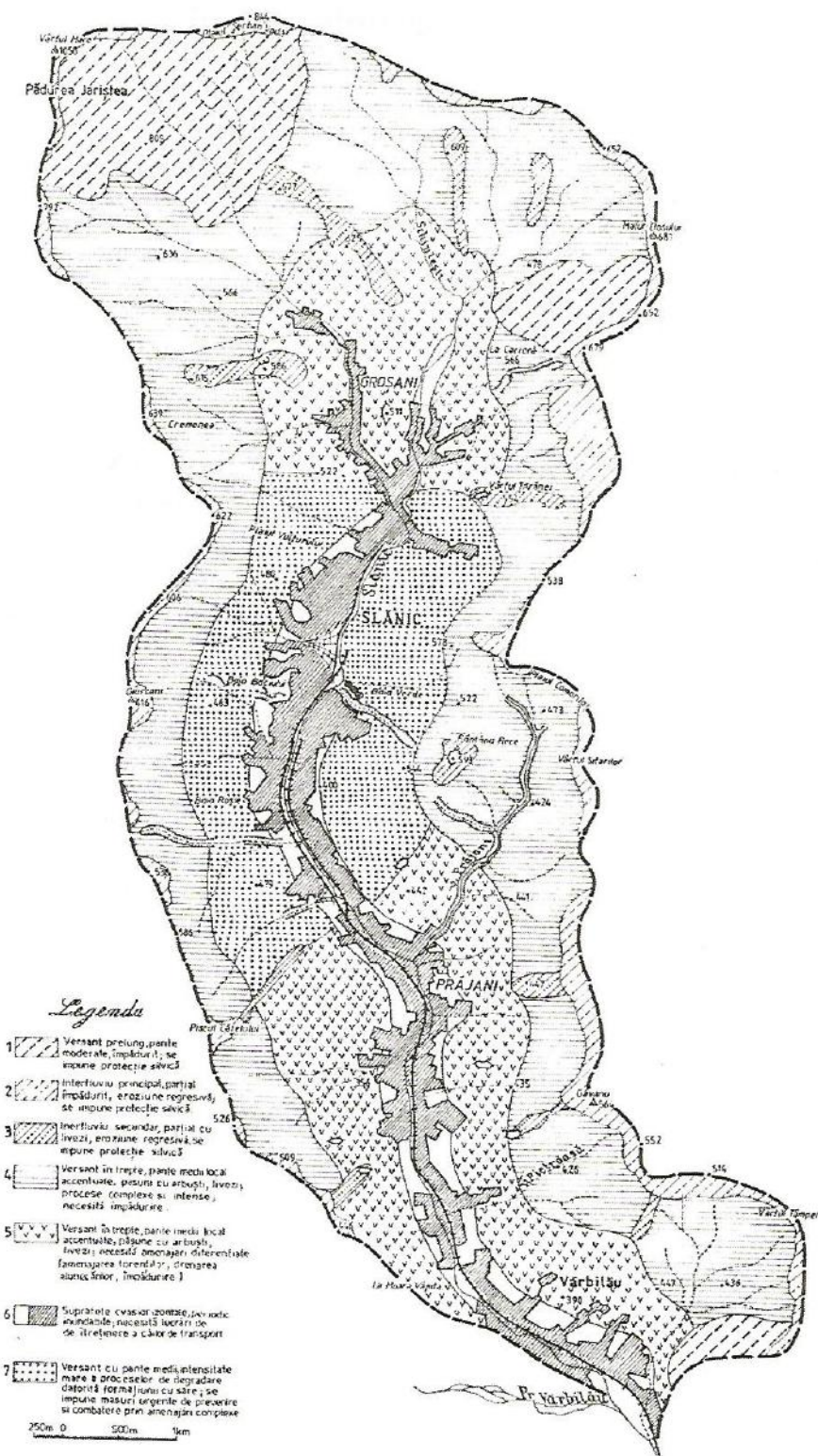


Fig. 5. Land suitability for planning

1. longer, forested slope with moderate gradient, forest protection recommended; 2. main (interfluve) ridge, partly forested, affected by regressive erosion - forest protection recommended; 3. secondary ridge (interfluve), partly covered by orchards, affected by regressive erosion, forest protection recommended; 4. slope with steps in profile, average-high gradients, covered by pastures with trees and orchards, intensive and complex morphodynamics, needs forestation; 5. slope with steps in profile, average gradient (locally high gradient), covered by meadows with trees and orchards; needs complex arrangement (landslide area drainage, torrents, management works, forestation); 6. flat and approximately flat surfaces, periodically flooded; road network management necessary; 7. average gradient slopes with a high morphodynamic intensity, big land degradation on salt deposits - urgent land management measures and complex arrangement necessary

References

- Armaş Iuliana (1999), *Bazinul hidrologic Doftana. Studiu de geomorfologie*, Ed. Enciclopedică, Bucureşti.
- Cioacă A., Dinu Mihaela (1998), *Necesitatea reabilitării unor terenuri afectate de alunecări din judeţul Prahova*, Anal. Univ "Spiru Haret", 1.
- Drăgănescu L. (1997), *Originea sării şi geneza masivelor de sare*, S. A. Ploieşti.
- Grecu Florina (1999), *Potential land uses in the Prahova Subcarpathian Area*, în *Geography within the context of contemporary development*, 6 – 7 June, 1997.
- Grecu Florina, Comănescu Laura (2000), *Dynamics of slide – affected slopes in the Prahova valley Subcarpathian sector*, in *The Romanian – Italian Workshop on landslides*, Oradea, 3 – 5 iunie, 1998 (sub tipar).
- Niculescu Gh. (1974), *Subcarpaţii dintre Prahova şi Buzău. Caracterizare geomorfologică*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie, **XXI**, 1.
- Niculescu Gh. (1981), *Valea Teleajenului*, Ed. Sport – Turism, Bucureşti.
- Niculescu Gh., Velcea I. (1973), *Judeţul Prahova*, Ed. Academiei, Bucureşti.
- Tufescu V. (1966), *Subcarpaţii*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
- *** (1968), *Harta geologică*, scara 1: 200.000, foaia Târgovişte, Murgeanu G., Patrulius D. (coord.), Inst. Geologic, Bucureşti.
- *** (1977), *Harta geologică*, scara 1:50.000, Comarnic, Inst. De Geologie şi Geofizică, Bucureşti.
- *** (1971), *Harta pedologică*, scara 1:200.000, foaia Târgovişte, Inst. de Cercetări pentru Pedologie şi Agrochimie, Bucureşti.

*Department of Geomorphology
Faculty of Geography
University of Bucharest*

Relieful Munților Buzău, factor de intercondiționare în dezvoltarea durabilă

Mihai Ielenicz

Cuvinte cheie: calitatea mediului, dezvoltare durabilă, Munții Buzăului

Le relief de les Montagnes Buzău – factor determinant pour le development durable. Les monts Buzău constituent une unité géographique représentative pour les Carpates de Courbure par la complexité de la pétrographie et de la structure et aussi par la diversité des problèmes que les posent vis à vis de l'organisation de l'espace en concordance avec les necessites imposé du developpement de la société au present et le futur siècle. Ce système a plusieurs massifs montagneux du bassin superieur du Buzau bien delimité par les culoirs de vallée, appartenir des principaux rivières. Le specifique du paysage est donné par un substrat litologique homogène, la seismicité accentuée, le potentiel geomorfologique, un systeme climatic qui par le regim de manifestation, présente une agresivité permanente. Il y a aussi un desechilbre donné par la déboisement, et par la pression antropique. Ces facteurs ont influencé: l'expansion du habitat, le croissement du nombre des habitants, la pression antropique tres grande l'exploitation de la foret, déboisement des versants, l'augmantation du nombre des maisons qui ont connu une modification de la structure, texture. Dans ces conditions le developpement de la region implique des mesures de planification correct, une pensée écologique ou les necessités et le developpement economico-social être en accord avec la protection du milieu naturel.

1. Evaluarea calității mediului în Munții Buzăului

Munții Buzăului constituie o unitate geografică reprezentativă pentru Carpații de Curbură atât prin complexitatea alcătuirii și structurii cât și prin diversitatea problemelor pe care le ridică în organizarea spațiului în concordanță cu necesitățile impuse de dezvoltarea societății în prezent și în secolul următor. Modelul conceput poate fi extrapolat și la alte grupări precum Munții Vrancei, Munții Clăbucetelor, Munții Ciucaș, Munții Baiului. Cuprinde mai multe masive muntoase din bazinul superior al Buzăului bine delimitate prin culoare de vale, aparținând afluenților principali ai acestuia. Ele alcătuiesc un sistem geografic unitar în care fondul natural a fost influențat de componenta umană, dar diversificat de la un sector la altul. Specificul cadrului natural este relevat de următoarele caracteristici structurale și funcționale:

- un fond litologic relativ omogen, (fliș, dominant grezos cretacic-paleogen) cuprins într-un ansam-

blu de cute faliate orientate NE-SV ce au răspuns uniform pe ansamblu la atacul agenților externi, dar diferențiat în funcție de multitudinea de combinații în dispunerea straturilor; neotectonica cuaternară cu ridicări mai accentuate pe axul vârfurilor - vârful Penteleu s-a transpus indirect în desfășurarea altimetrică și în morfodinamica actuală creând diferențieri în intensitatea producerii proceselor și în mărimea consecințelor pentru componentele naturale dar mai ales în viața localnicilor;

- seismicitatea accentuată specifică Carpaților de Curbură impusă de fondul general al subducției microplăcii Mării Negre; facilitează instabilități locale care prin asociere în timp și spațial conduc la ruperi în evoluția de ansamblu a versanților accentuând indirect unele dezastre naturale și antropice.

- potențialul geomorfologic specific munților cu altitudine redusă (frecvent 900-1 200 m și doar vârfuri și creste peste 1 400 m) intens fragmentați (energie de relief de peste 400 m), cu structură

orografică rezultat al evoluției sarmațian-pliocenă, cu trepte de nivelare a căror fizionomie este influențată local de structura și alcătuirea petrografică; o morfodinamică activă în care se impun pe de o parte procese de eroziune în albie și un transport important dar diferențiat ca volum în funcție de capacitatea râurilor în concordanță cu mărimea debitelor, iar pe de altă parte deplasări în masă pe versanți (îndeosebi pe cei despăduriți) sub formă de alunecări, prăbușiri și torenți; sunt frecvente dezechilibrele morfodinamice (primăvara, vara, după ploi de durată) însoțite de dislocări masive de materiale și distrugerii însemnate atât în infrastructură, în construcțiile din așezări cât și în sistemele naturale locale;

- un sistem climatic care prin regimul de manifestare al unora din elementele sale relevă o agresivitate permanentă ce conduce la dezechilibrări. Importanță au volumul de precipitații ridicat (900-1100mm) care în prima parte a anului se impun prin cantități mari în intervale de timp lungi, iar vara prin averse bogate; aproape cinci luni cu cicluri gelivale diurne din care în jur de 110 zile au amplitudini ridicate; desprimăvărerii timpurii combinate cu topirea zăpezilor și precipitații bogate ce conduc la exces de apă în depozite și în stratele de pe versant; furtuni cu intensitate deosebită în sezonul rece ce determină doborâturi însemnate de arbori atât la nivelul superior al pădurii și unele bazine hidrografice (Harțagu, Milea, Tisa, Patacu);

- o regiune încă bine împădurită pe ansamblu (56,4%), dar cu diferențe pe sectoare. Astfel partea superioară a culmilor principale la peste 1350 m altitudine) a fost intens defrișată încă din secolul trecut pentru extinderea spațiului de păstorit (Munții Siriu și Munții Penteleu). Apoi treimea inferioară a versanților văilor din vecinătatea așezărilor (Siriu, Gura Teghii, Nehoiu) unde defrișarea se corelează cu mai multe scopuri (mărimea suprafețelor cu fânețe și mai puțin cu livezi și terenuri de cultură (Gura Teghii), valorificarea masei lemnoase pentru cherestea (până în 1948 și după 1994 pe suprafețele retrocedate). Se adaugă exploatarea prin rărire și chiar în „ras“ în unele bazine unde arborii au ajuns la nivelul solicitat de acest proces (pe stânga Bâscei Mari, Harțagu și extragerea masei lemnoase doborâtă pe unii versanți de către furtunile puternice. În toate aceste situații în sistemele locale ale versanților s-au înlăturat relații între multe

elemente naturale și adesea s-a ajuns la ruperea echilibrelor însoțită de deplasări în masă în tendința realizării unor reechilibrări. Procesul este relativ întrucât orice dezechilibrare constituie un factor destabilizator care declanșează alte procese care se înlănțuie și care se produc mai mult sau mai puțin intens în funcție de numărul de relații din sistem ce-au fost afectate. Ca urmare ponderea pădurii ce are rol esențial în intensitatea și structurarea morfodinamicii actuale (protejând solurile și depozitele de alterare), este variabilă de la un sector la altul 10-20% în vecinătatea așezărilor, sub 10% la altitudini ce depășesc 1 450 m și în jur de 30-35% în bazinele unde se execută concomitent exploatări dar și replantări parțiale). În ansamblu, aceste elemente se găsesc în strânse legături de unde unitatea sistemului fizic și anumite reflectări în tipuri de peisaje (subalpin, de păduri bine încheiate, de vale îngustă, de bazinet depresionar).

2. Antropizarea

Antropizarea s-a realizat treptat dar cu un ritm diferit de la o etapă la alta. În prezent în acest spațiu exsistă două comune Gura Teghii (4 325 loc. în șapte sate înscrise în culoarul văilor Bâsca Rosilei și Bâsca Mică), Siriu (3 545 loc în cinci sate aflate pe Buzău și râul Siriu) și orașul Nehoiu în trei așezări. Acestea constituie un sistem aproape continuu, concentrat pe Buzău și Bâsca Rosilei, cu desfășurare mai mare în bazinele depresionare și în sectoarele de confluență (folosesc conurile aluviale extinse și pătrund pe 0,5-2 km pe afluenți). Satele din aceste localități sunt atestate documentar în sec. XVI-XIX (ocupau areale reduse fiind în general așezări punctiforme de crescători de vite). Din a doua parte a sec. XIX și mai ales în sec. XX o dată cu apariția și extinderea unităților de exploatare a lemnului se dezvoltă satele de la confluența Buzăului cu Bâsca Rosilei (Nehoiu, Nehoiăș) care beneficiau și de un spațiu favorabil construcțiilor dar și de drumuri (șosea și cale ferată). După 1955 întregul bazin forestier din Munții Buzăului furniza materia primă pentru fabrica de cherestea de la Nehoiu dar și spre localități din sudul țării; se dezvoltă o rețea de drumuri forestiere ce pătrundeau de pe Buzău și Bâsca Rosilei pe majoritatea văilor montane; în lungul lor apar mai întâi case izolate apoi grupări (pe Bâsca Mare, Bâsca Mică, Siriu), care administrativ aparțin satelor de pe Buzău sau Bâsca

Rosilei. Acestea din urmă cresc numeric odată cu realizarea sistemului hidroenergetic de pe Buzău (Siriu-Nehoiu) și înlocuirea rețelei feroviare forestiere (după inundațiile din 1969, 1970) cu un sistem de drumuri forestiere. Aceștia au constituit factorii care au influențat: extinderea așezărilor până la contopire (dominant în lungul drumurilor principale) dar și ramificarea lor pe afluenți; creșterea numărului de locuitori, îndeosebi în Nehoiu care a devenit centru economic polarizator al activităților în urma diversificării activităților industriale (prelucrarea lemnului, produse textile și alimentare) și a în-cadrării lui în sistemul urban; sporirea presiunii antropice asupra mediului natural prin exploatarea din ce în ce mai mare a masei lemnoase, înlăturarea pădurii de pe versanții limitrofi locului, executarea de excavații pentru noul traseu al șoselelor, în primul rând Nehoiu-Intorsura Buzăului, extinderea suprafețelor cu fânețe și unele culturi, creșterea numărului de construcții amplasate până în treimea superioară a versanților, dar și în vatra tradițională de unde o modificare treptată a desimii lor și o schimbare a formei (din dominant lineară în poligonală), structuri și texturi (mai ales la Nehoiu); modernizarea arterei rutiere ce leagă Transilvania de sectorul sud-estic al României, pe valea Buzăului, cu impact direct asupra largirii posibilităților de dezvoltare a așezărilor buzoiene. Deci, de la un tip de antropizare punctual până la finele sec XIX s-a trecut la cel linear în prima parte a sec. XX și în suprafață în ultimele decenii. Acesta din urmă implicând nu numai coridorul ramificat al așezărilor, ci și spațiul montan apropiat în întregime. S-a realizat astfel un sistem complex în care omul prin activitățile sale s-a implicat într-un mediu natural care devine tot mai antropizat. S-au stabilit relații de sistem care fac ca locuitorii spațiului din simpli consumatori să devină modificatori ai mediului nu numai în spațiul construit dar și în restul culmilor și văilor montane.

În acest fel, s-a ajuns la apariția unor areale și puncte unde relațiile au intrat în criză, creându-se dezechilibrări cu efecte imediate sau în pregătire. Între acestea mai însemnate sunt:

- secționarea versanților văii Buzăului prin construirea tronsonului de șosea între barajul de la Siriu și Crasna; panta mare coroborată cu rocile friabile, lipsa vegetației și puținele lucrări (cleionaje) ameliorative fac posibile frecvența pomtruilor de

teren, șiroirea care afectează atât lucrarea cât și acumularea de materiale în loc de unde costuri suplimentare pentru întreținere.

- sectoarele de versant de deasupra lacurilor de acumulare de pe Buzău și Bâasca Mare, de pe care pădurea a fost îndepărtată reprezintă areale suspuse nu numai abraziunii lacustre, dar și spălării în suprafață, șiroire de unde un volum însemnat de materiale ce produc colmatări ale cuvetelor lacustre;

- malurile concave ale râurilor unde eroziunea laterală care se exercită cu o forță deosebită la viituri distruge frecvent porțiuni din drumurile ce pătrund în munte la perimetrele de exploatare forestiere sau care leagă diferitele nuclee de locuire înscrise pe Basca Mare, Basca Mică, Siriu;

- perimetrele de exploatare „în ras“ (pe afluenții râului Bâasca Mare) datorită numeroaselor cărări și drumuri de extracție a masei lemnoase constituie areale de intensificare a șiroirii și de modificare indirectă a sistemului de versant;

- perimetre de pădure tăiată (proprietăți particulare) de la marginea satelor Păltiniș, Nemertea, Cașoca, Mușcelușa) pe care nu s-au realizat replantări care au căpătat un grad variat de instabilitate (s-au produs desprinderi locale care se pot generaliza, șiroire, torențialitate).

- pășunatul abuziv din spațiul subalpin și de pe pajiștile secundare coroborat cu lipsa unor măsuri ameliorative a împins pe de o parte la degradarea solurilor, iar pe de altă parte la dezvoltarea unor pajiști cu țapoșică, ienuperi care le limitează treptat potențialul nutritiv;

- limitarea specificului economic la creșterea animalelor, tăierea și prelucrarea primară a lemnului și unele servicii nu poate conduce la folosirea integrală a forței de muncă și la asigurarea unei bunăstări urmate de o accentuare a disproporțiilor dintre un grup restrâns de locuitori ce vor dispune de resurse și masa principală a acestora deși este o ocupație de bază nu are caracter intensiv, ce nu asigură decât necesarul întreținerii familiei și o cantitate limitată de lână, carne, lapte, produse lactate care pot fi valorificate prin vânzare.

3. Dezvoltarea regiunii - măsuri

În aceste condiții dezvoltarea regiunii implică un program complex de măsuri între care sunt: stabilirea mai multor direcții prin care să fie valorificate resursele de mediu, dar și potențialul

de forță de muncă pe care le au cele trei localități; dezechilibrele naturale și sociale posibile, iar acolo unde s-au produs măsurile necesare pentru ca efectele să fie limitate. În acest context trebuie să se realizeze și o planificare corectă a consumurilor, introducerea de tehnologii superioare, nepoluante care să protejeze mediul, o bună folosire a spațiului agricol din vatra așezărilor, dar și a pajiștilor indiferent de altitudine și distanță față de centrul comunal, o gândire ecologică în care necesitățile și dezvoltarea economico-socială să se îmbine cu protejarea mediului ambiant.

Modelul spațiului montan buzoian cu valabilitate în restul Carpaților de Curbură implică următoarele **direcții prioritare**:

- valorificarea corespunzătoare a tuturor resurselor naturale. Se include: potențialul hidroenergetic- prin terminarea lucrărilor de pe Bâsca Mare și luarea în considerare a Bâscei Mici și Zăbalei; realizarea de exploatare în carieră a gresiei de Tarcău și Kliwa, care pe lângă faptul că apar în strate groase (frecvent peste 1 m) se remarcă prin rezistență; blocurile pot fi folosite la baraje, captușirea malurilor concave, temelii de construcții, pavaj; ex-ploatarea rațională a suprafețelor de pădure de fag și conifere din sectorul silvic de stat și cel particular ajunse la maturitate de producție paralele cu un program de reîmpădurire a tuturor suprafețelor ce necesită acest lucru; program de refacere a suprafețelor cu pășuni subalpine din Siriu și Penteleu care să aibă în vedere și o folosință rațională în condițiile asigurării creșterii numărului de oi și vite cornute mari.

- valorificarea forței de muncă. Peste 60% din populația aptă de muncă este cuprinsă în activități gospodărești particulare fără a se înregistra o valorificare rentabilă a ei. Restul sunt anagajați în unitățile economice din Nehoiu, cele ale cooperativei din Siriu și Gura Teghii sau în activități comerciale. O mai bună folosire a acestora implică eforturi financiare în câteva direcții: producția artizanală meșteșugărească ce a avut tradiție; lucrările de construcții și întreținere a drumurilor și a malurilor râurilor principale; creșterea intensivă a animalelor cu valorificarea locală a produselor din lapte, carne, lână inclusiv în cadrul

unor unități mici de prelucrare; amplificarea activităților la întreprinderea forestieră Nehoiu și la unitățile de prelucrare a lemnului mai mici din Gura Teghii și Siriu; lucrări de îmbunătățiri funciare; diversificarea activităților comerciale; agroturismul - regiunea dispunând de mai mulți factori favorizând și un anume potențial turistic complex, acces lesnicios, capacitate de cazare și de servire corespunzătoare în multe gospodării, trasee turistice variate și în spații limitrofe așezărilor, dar și în Munții Siriu și Munții Penteleu; climat de cruțare, produse proprii de bună calitate; se pot practica turism de odihnă și recreere de lungă sau scurtă durată; sporturi nautice pe lac drumeții pe munți; valorificarea apelor minerale de la Siriu prin refacerea stabilimentului balnear. Extinderea bazelor de odihnă a elevilor și tinerilor prin preluarea și amenajarea de la Siriu sau pe Bâsca Mare.

*Facultatea de Geografie
Universitatea București*

Platoul Dunavăț. Observații geomorfologice

Elena Aurelia Ivanciu

Cuvinte cheie: Dealurile Tulcei, pediment, câmpie piemontană, relief eolian, subunități

The Dunavăț Plateau. Geomorphological Observations. The Dunavăț Plateau covers the south-eastern part of The Tulcea Hills (The Northern Dobrogea Plateau). It is 2-3 km width to the Lake Razelm depression and about 45-75 km to the danubean side. The morphologic landscape is an ensemble of pediments covered by fluvio-lacustrial quaternary sands (dunes shaped), inselbergs dominate this area.

Morphogenetic features concentrates in three subunits:

- The Murighiol -Baibugeac - Sarinasuf Corridor (7-10 m elevation) which includes an endorheic area of 32,7 km² surface where waters drain to the lacustrial depressions of Murighiol, Sărătura and Beibugeac.
- The central Dunavăț Plateau (20-30 m), where sandy surfaces and dunes relief cover an old pedimentation surface.
- The Duna-Murighiol, Dunavăț and Zaporojeni low hills (45-75 m elevation) which are triassic limestone inselbergs.

1. Așezare geografică

Prin Platoul Dunavățului înțelegem sectorul sud-estic al Dealurilor Tulcei, care apare sub forma unei peninsule încadrate de depresiunile fluvio-lacustre ale Deltei Dunării și Lacului Razelm. Față de acestea se delimitează net, prin denivelări de 20-40 m, marcate mai ales pe latura estică și sudică de fazele lacustre cu înălțimi de 3-10 m. Pe ansamblul ei, această limită are un caracter tectono-abraziv ce s-a definitivat în timpul Pleistocenului mediu și superior odată cu mișcările de coborâre ale platformei nord-dobrogene către bazinul Mării Negre și cu fazele transgresive care au condus la formarea golfurilor limitrofe.

Limita vestică corespunde unei denivelări altimetrice de 30-50 m prin care se face trecerea către pedimentul intermediar dezvoltat între inselbergurile Cairacelor și inselbergurile Beștepeului. Este posibil ca această denivelare morfologică să corespundă și unor facturi tectonice orientate NNE-SSV, perpendicular pe Platoul Dunavățului.

2. Particularități morfometrice

Altitudinile absolute se mențin între 2-3 m la contactul cu depresiunile lacustre și deltaice și 45-75 m în colinele plasate pe latura nordică (Movila Duna 46 m, Colina Murighiol 64 m, Colina Dunavățul de Sus 51 m) și pe latura sudică (Cetatea Zaporojeni 75 m). În partea central-estică a platoului, altitudinile sunt de 20-30 m, cele mai coborâte înălțimi înregistrându-se în lungul culoarului Murighiol-Beibugeac-Sarinasuf, respectiv 7-10 m.

Fragmentarea reliefului este redusă. Ea este determinată de prezența unor văiugi torențiale ce se dirijează către Lacul Murighiol și de succesiunea de dune și depresiuni interdunare în partea central-estică. Astfel că amplitudinile hipsometrice din interiorul platoului ajung la valori doar de 5-10 m, definind astfel uniformitatea morfologică a platoului.

Pante mai semnificative, de 3-5°, sunt prezente doar pe versanții colinelor (inselbergurilor) ce domină partea mai coborâtă din centrul platoului.

3. Probleme privind morfogeneza

Deși reprezintă o suprafață relativ restrânsă a Dealurilor Tulcei, această regiune, situată în permanență la contactul și sub influența oscilațiilor eustatice ale Mării Negre, este alcătuită dintr-o îmbinare temporală și spațială a formelor de relief foarte diverse, interpretate diferit sau complementar de cei care au studiat această regiune (Peters 1867, de Martonne 1924, Brătescu 1928, Coteț și colaboratorii 1964, Posea 1981). În Platoul Dunavățului, se întâlnesc în același spațiu regional pedimente, inselberguri, depresiuni lacustre endoreice ("șoturi"), dune de nisip (fig. 1).

Pediment, suprafață de abraziune sau câmpie litorală fluvio-lacustră ?

Colinele Duna, Murighiol, Dunavăț pe latura nordică și Colinele Cetatea Zaporojeni pe latura sudică, presărate cu o suită de inselberguri sunt continuate prin suprafețe de pedimentație, cu înclinări mai mici de 3° , ce intră în conexiune în partea centrală a Platoului Dunavăț. Astfel, relieful de bază aparține unei suprafețe de pedimentație corespunzătoare pedimentului intermediar (cu 50-60 m mai înalt) ce se dezvoltă între inselbergurile Beștepeului și Cairacelor. Ambele suprafețe de pedimentație, rezultate din unirea a două pedimente laterale formează în partea lor centrală o ușoară concavitate estompată în prezent cu depozite loessoide și nisipoase. Brătescu (1928), consideră că transgresiunea apelor marine din timpul Euxinului Vechi a acoperit vechea "suprafață de eroziune" remodelând-o sub forma unei suprafețe de abraziune, acoperită ulterior de loess și, după cum afirmă P. Coteț și colaboratorii (1962), nisipuri fluvio-lacustre ce au transformat această regiune într-o câmpie litorală acoperită de loess.

Această treaptă de pedimentație intermediară, cu cea mai mare extindere în Dealurile Tulcei și care păstrează cele mai evidente inselberguri, s-a transformat în detrimentul peneplenei Tulcei, când condițiile climatice au ajuns la un grad ridicat de ariditate (Coteț, 1962, Posea, 1981).

Posea consideră că aceste condiții de maximă activitate a proceselor de pedimentație au fost întrunite în timpul vilafranchianului. În schimb, Popescu (1988), analizând treptele de pedimentație din partea de vest a Munților Măcin, este de părere că pentru formarea suprafețelor de

pedimentație cu o extindere așa de mare este nevoie de o perioadă mai mare de timp. Autorul citează ca argument datele de foraj din Lunca Dunării și din estul Câmpiei Române care relevă că pedimentele intermediare și inselbergurile ce se scufundă aici către vest sunt fosilizate de formațiuni romanene și Pleistocen superior. Rezultă de aici că, la sfârșitul Pliocenului, suprafața de pedimentație situată imediat sub pediplusa Tulcei era deja formată. Confirmarea este dată și de faptul că transgresiunea Euxinului Vechi (Pleistocen inferior) care a contribuit la formarea glacisului marginal loessoid s-a desfășurat în detrimentul pedimentului intermediar, deja format în acel timp.

Diferențele altimetrice din cuprinsul treptelor de pedimentație, înclinarea acestora către sud și sud-est și trecerea lor sub nivelul actual al Mării Negre pot fi puse pe seama mișcărilor valahice (Posea, 1981) care au afectat diferențiat partea centrală a Dobrogei de Nord, laturile dunărene și marine ale acesteia.

Relieful eolian - o particularitate geomorfologică

Partea centrală, mai coborâtă a Platoului Dunavăț este acoperită cu o cuvertură aproape continuă de nisipuri slab argiloase, care au permis proceselor eoliene formarea unui relief de dune. Este singura regiune din cuprinsul Dealurilor Tulcei în care apare acest tip de relief.

Relieful eolian este reprezentat prin dune alungite orientate predominant NNV-SSE, cu înălțimi de 8-10 m și din depresiuni longitudinale a căror bază este reprezentată uneori prin depozite loessoide.

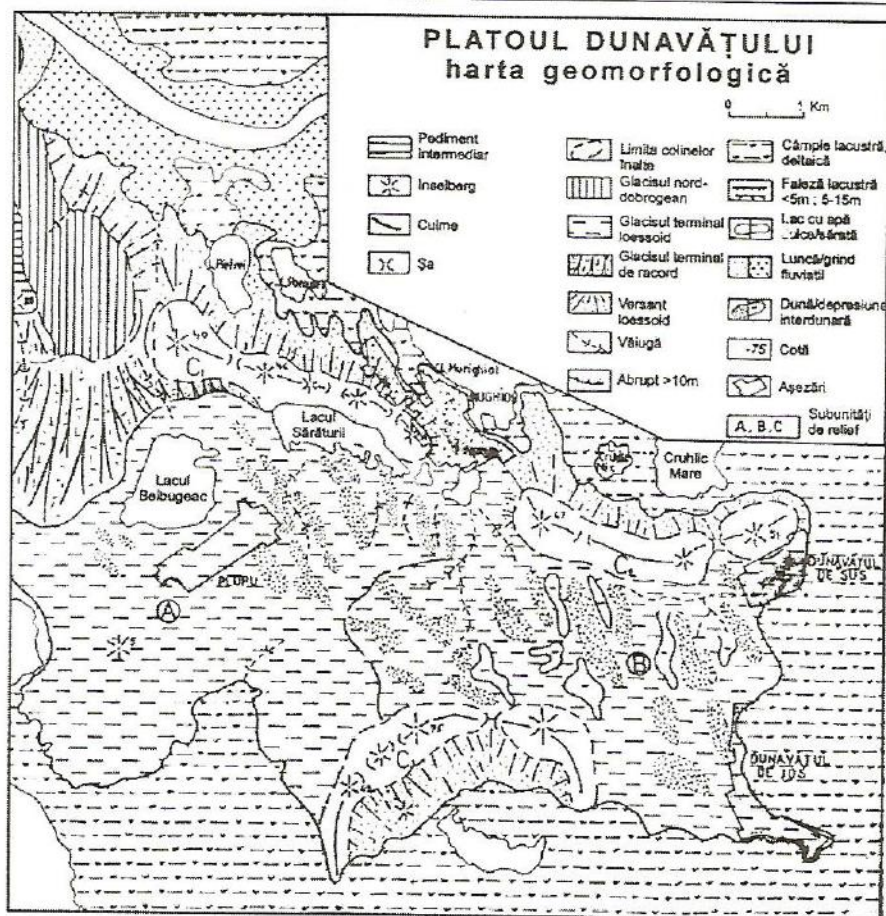
Câmpurile nisipoase și dunele sunt în cea mai mare parte fixate prin culturi agricole sau prin plantații de salcâm, fapt ce diminuează spulberarea și mobilitatea acestora.

4. Tipuri și subunități de relief

Diferențierile morfometrice și morfogenetice din cuprinsul Platoului Dunavăț, permit conturarea unor subunități de relief caracterizate prin anumite forme ce le conferă individualitatea (fig. 2).

Culoarul Murighiol-Beibugeac-Sarinasuf (A)

Acest culoar semnalat pentru prima dată de Murgoci (1912), se constituie ca o regiune mai coborâtă (7-10 m), prin care sunt legate între ele cele două mari depresiuni, a Deltei Dunării în nord,



și a Razelmului în sud. În afară de prezența unor dune izolate, această subunitate de relief include cuvetele lacustre Murighiol I, Murighiol II, Sărăturii și Beibugeac, care se înșiruie pe direcția NE-SV în lungul culoarului. Către aceste cuvete lacustre se scurg apele provenite de pe versantul sudic al Movilei Duna, de pe versantul estic al Cairacelor și din partea vestică a Platoului Central al Dunavățului. Se constituie astfel, singura regiune endoreică din Podișul Dobrogei de Nord. Lacurile a căror salinitate este de peste 1000 mg/l, ocupă

o suprafață de 0,23 km² și drenează o suprafață de uscat de 32,7 km².

Colinele Duna-Murighiol (C1)-Dunavăț (C2) și Colina Zaporojeni (C3)

Acestea sunt formate pe calcare dolomitice triasice, cu înălțimi de 45-75 m ce domină laturile de nord și sud ale Platoului Central. Ele reprezintă inselbergurile în jurul cărora s-au format suprafețele de pedimentație de sub nisipurile și loessul Platoului Central.

Bibliografie

- Brătescu C. (1928), *Pământul Dobrogei*, Analele Dobrogei, **IX**, 1, București.
Coteț P. (1960), *Harta geomorfologică a platformei dobrogene*, Natura, 2.
Coteț P., Gâstescu P., Ilie I. (1962), *Observații geomorfologice și hidrografice în nord-estul Dobrogei*, Probl. de geogr., **IX**.
Murgoci Gh. (1912), *Studii de geografie fizică în Dobrogea de Nord*; BSRG, **XXXIII**.
Petters K. (1867), *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrutscha*, Acad. Wiss., Vien, 27.
Posea Gr. (1981), *Pediments in Romania*, Rev. Roum., geol.-geophys. geogr., Geographie, **24**.
Popescu N. (1988), *Relieful de pedimentație în partea de vest a Munților Măcin*, Analele Univ. București, geografie **XXVIII**.

Forme ale reliefului antropice în perimetrul minier Budoï (jud. Bihor)

Ribana Linc, Stelian Nistor

Cuvinte cheie: relief antropice, mină, carieră, Munții Apuseni

Forms of anthropic relief in Budoï mining area. The direct influence of man's activity upon the relief in Budoï mining area is represented by digging and dumping activities. As results of these activities new form of relief has resulted different as morphology which determines specific features of the landscape. These represents elements of details (horizontal surfaces, scarps) which advance similar to natural relief either during the exploitation or after its ending.

Înscriindu-și activitatea în structura geosistemului, din punct de vedere geomorfologic, omul poate deveni un factor esențial pentru a genera nu numai forme izolate de relief, ci chiar de a crea ansambluri cu fizionomie și dinamică proprie, adică un sistem morfogenetic deosebit, *sistemul antropice*.

În cadrul acestui sistem, durată morfogenezei este mult mai scurtă decât în cazul altor sisteme de modelare, iar în conformitate cu activitatea sa economică, a creat *peisaje geomorfologice antropogene* (Mac, 1982)

Echilibrul dinamic al geosistemului poate fi deranjat de procesele naturale care introduc sau scot din sistem mase și energii însemnate la care se adaugă rupturile de echilibru provocate de activitatea umană. Scoaterea din echilibru se realizează pe mai multe căi, iar efectul lor depinde de fondul climatic sau topoclimatic. Astfel, prin distrugerea cuverturii vegetale a solului și a păturii de alterare, meteorizarea, pluviudenudarea, ravenarea și torențialitatea sunt puternic stimulate, deoarece elementele tampon sunt anulate.

Acțiunea proceselor antropice are drept rezultat: crearea de goluri în scoarță, denivelarea artificială a suprafețelor geomorfologice (halde de

steril, diguri de pământ etc.), tasarea substratului, readâncirea locală a scoarței terestre, restratificarea antropice a materialelor, transportul și redistribuirea antropice a materialelor de la partea superioară a scoarței terestre.

Asemănător cu activitatea agenților modelatori naturali, *modelarea antropice* se desfășoară prin procese de distrucție și construcție, transportul rămânând și în acest caz o verigă de legătură între eroziune și acumulare în sistemul morfogenetic.

Activitatea umană asupra reliefului se manifestă în trei direcții principale:

- acțiunea directă sau indirectă asupra proceselor morfogenetice;
- crearea involuntară a unor forme de relief;
- crearea intenționată a reliefului antropice;

Influența directă a activității antropice asupra reliefului în zona minieră Voivozi-Budoï se manifestă prin crearea unor *nivele de bază locale* determinate de stadiul la zi al exploatării în carieră a lignitului.

Influența indirectă se manifestă prin anihilarea unor componente în complexul legăturilor din geosistem, respectiv prin defrișarea pădurilor, modificarea înclinării pantelor, lucrarea diferențiată a solului, extinderea culturilor agricole etc.

Câmpul minier Budoï-Derna-Tătăruși-Voivozi se găsește în Depresiunea Silvaniei care reprezintă un bazin tectonic intramontan umplut cu sedimente terțiare. Poziția aflorăază pe bordura sudică a bazinului și este format din argile nisipoase, nisipuri, marne și cărbune, toate sedimentele fiind dispuse transgresiv și discordant peste cristalinul Plopișului (fig 1).

Complexul poșian are grosimi medii de 300 m și prezintă câteva nivele carbunoase productive.

Tectonic, din studiile efectuate (hărți structurale, secțiuni geologice, foraje), se constată că structura regiunii este relativ simplă, formele structurale ale reliefului actual datorându-se mulării depozitelor poșiene peste paleorelieful fundamentului cristalin. În perimetrul minier Budoï se evidențiază, astfel, o structură anticlinală cu orientare vest-est și tendință de scufundare spre est.

Cărbunii poșieni, reprezentați de ligniți, sunt cantonați în depozitele poșiene inferioare și pot fi grupați în două nivele: unul inferior care conține cărbuni exploatați la Derna, Voivozi, Budoï, Borumlaca și unul superior format din aproximativ zece strate de cărbuni, dar fără importanță economică. Cele două nivele de ligniți sunt separate de un pachet de marne nisipoase de 30-40 m grosime.

În câmpul minier Budoï - Derna - Tătăruși - Voivozi pot fi separate două perimetre miniere, respectiv perimetrul minier Derna - Becașteu și perimetrul minier Budoï, în ambele fiind în exploatare stratul carbonifer V care este mai puternic dezvoltat și mai aproape de suprafață înspre rama cristalină a Plopișului. Grosimea medie a copertei stratelor de cărbuni este de aproximativ 35 m.

Exploatarea minieră în subteran au început încă din secolul trecut, cea mai veche exploatare fiind din 1860.

Exploatarea lignitului în *carieră* în perimetrul minier Budoï a început în anul 1980 în punctul numit *Budoï Sat*, într-un capăt al vechii mine Ladislau și a durat până în anul 1987. În anul 1991 s-a redeschis cariera Budoï Sat și, lângă aceasta, s-a deschis o nouă carieră în punctul numit *Budoï Tunel*.

Rezervele industriale de cărbuni din aceste cariere sunt evaluate la un milion tone, iar suprafețele de teren care vor fi afectate în urma exploatarei sunt de aproximativ 17 ha în cazul carierei Budoï Sat și de aproximativ 14 ha în cazul carierei Budoï Tunel. Din acestea, până în prezent,

sunt afectate 13 ha teren (6 ha la cariera Budoï Sat și 7 ha la cariera Budoï Tunel).

Înainte deschiderii acestui câmp minier, terenurile zonei aveau o altă destinație: interfluviile erau acoperite cu păduri de quercinee sau utilizate ca pășuni, versanții având preponderent o utilizare agricolă.

Activitatea directă a omului asupra reliefului în perimetrul minier Budoï se manifestă prin lucrări de excavație și depozitare. În urma acestor lucrări au rezultat forme de relief deosebite ca morfologie ce imprimă peisajului trăsături aparte. Acestea prezintă elemente de detaliu (suprafețe netede, suprafețe de racord) care au tendința de a evolua asemănător reliefului natural atât în timpul exploatarei cât și după încheierea acesteia.

Relieful antropic de excavație este reprezentat în acest perimetru de către *cariere de exploatare a lignitului*.

Particularitatea acestor cariere este dată de situarea exploatarei pe versant la contactul dintre două unități geologice diferite: șisturile cristaline ce aparțin Munților Plopiș și sedimentarul pliocen al Depresiunii Silvaniei.

Structura anticlinală a cristalinului Plopișului și situarea acestuia aproape de suprafață îl determină să joace rolul unui *pat de alunecare* pentru sedimentarul situat deasupra sa, reprezentat de argile nisipoase, nisipuri și marne între care există intercalate stratele de cărbuni.

Chiar respectându-se normele tehnice de exploatare, *procesele geomorfologice actuale* (alunecări, prăbușiri și ravinări) cunosc o amploare deosebită determinate tocmai de *particularitățile geologice*, la care se adaugă și cele *climatice*. Clima temperată, cu influențele sale oceanice din partea de vest a țării, constituie, prin unele dintre elementele sale unul dintre factorii declanșatori al diferitelor tipuri de procese morfogenetice. Aceste elemente, prin comportamentul lor impun ritmul și chiar intensitatea proceselor de versant.

Ploile de lungă durată, din timpul toamnei și al primăverii, au un rol deosebit în declanșarea alunecărilor de teren acolo unde și ceilalți factori potențiali sunt favorabili. La acestea se adaugă și ploile torențiale din timpul verii care duc la extinderea lor.

Apariția acestor procese geomorfologice este determinată și de subminarea bazei versantului în urma începerii exploatarei în carieră. Spre

deosebire de relieful natural al zonei de contact din Depresiunea Silvaniei, relieful creat prin lucrările de exploatare a lignitului se distinge printr-o dinamică accelerată care va duce, în final, tot la un regim de modelare naturală a versantului respectiv.

Dintre procesele geomorfologice actuale, cele mai reprezentative sunt alunecările de teren.

În carierele de la Budoï, *alunecări de teren* sunt localizate atât în interiorul carierelor cât și la partea superioară a acestora.

Cele din *interiorul carierelor* sunt determinate de modificarea permanentă a nivelului de bază local reprezentat de treptele de exploatare a cărbunelui. Datorită materialului foarte friabil, alunecările de teren combinate cu surpări se manifestă continuu, ceea ce determină ca identificarea valurilor de alunecare corespunzătoare diferitelor momente de producere să fie dificilă (fig. 2).

Alunecările de la partea superioară a carierelor care au caracter regresiv, spre deosebire de cealaltă categorie, sunt mai bine individualizate, cornișa de desprindere fiind bine pusă în evidență (foto 1a).

Pe lângă alunecările de teren, mai ales în cariera Budoï Tunel, sunt prezente și *prăbușirile* favorizate, în parte, de nerespectarea normelor morfometrice în realizarea treptelor de siguranță a taluzului general. Aceste prăbușiri afectează atât partea superioară a carierelor, dar se regăsesc și în interiorul acestora (foto 1b).

Ravenarea este un alt proces geomorfologic prezent în perimetrul exploatărilor miniere. Aceasta apare cu precădere la partea superioară și la cea inferioară a carierelor. În cariere, ravinarea nu este prezentă deoarece nu există timpul necesar dezvoltării acesteia, carierele fiind active (foto 2a).

Relieful antropic de acumulare este rezultatul depozitării materialului provenit din lucrările de excavare din cele două cariere și este reprezentat de către *haldele de steril*.

Datorită intensității activității miniere, haldele reprezintă un alt element caracteristic al reliefului. După locul de depozitare, haldele sunt exterioare (la distanță față de cariere) și interioare (situate în interiorul carierei).

Dimensiunile haldelor sunt date de volumul materialului steril decopertat. Astfel, în cariera Budoï Tunel, în perioada 1991-1997 a fost

îndepărtat prin decopertare 1 745 000 m³ de steril, iar în cariera Budoï Sat, în aceeași perioadă, a fost decopertat un volum de 1 049 000 m³.

Pe măsura redepozitării sterilului în alte perimetre, vechile *halde exterioare* sunt introduse treptat în circuitul agricol, acestea încetând a mai reprezenta un element dezolant al peisajului (foto 2b).

Spre deosebire de haldele exterioare, relativ stabile geomorfologic, *haldele interioare* prezintă câteva aspecte particulare. Depozitarea permanentă a sterilului fără respectarea unor norme tehnice conduce la apariția unui aspect haotic al haldelor. Acestea oferă un cadru prielnic pentru apariția și dezvoltarea continuă a unor procese geomorfologice lente, dar care nu își lasă amprenta în mod deosebit asupra haldelor datorită depozitării permanente a sterilului.

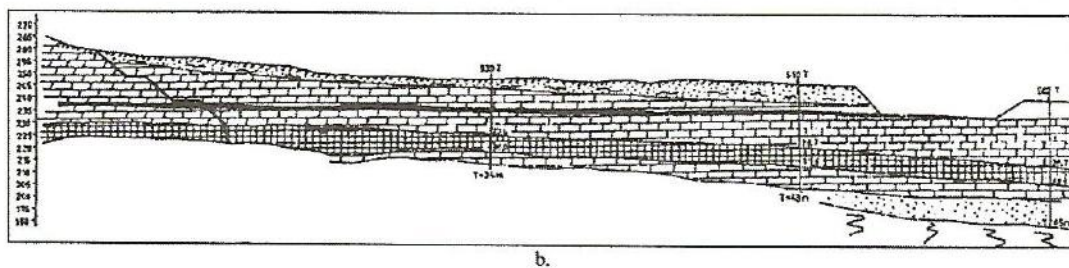
Deoarece rezervele de cărbuni sunt suficiente pentru a permite o exploatare rentabilă se preconizează extinderea celor două cariere dat fiind că exploatarea în subteran nu mai prezintă rentabilitate economică. Acest lucru va atrage după sine și o intensificare a proceselor geomorfologice cu implicații directe asupra peisajului.

În *concluzie*, se poate afirma că intensificarea proceselor antropice în perimetrul minier Voivozi - Budoï a avut loc mai ales în ultimele decenii.

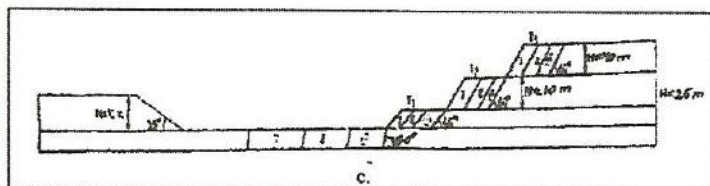
În locurile cu activitate antropică concentrată, peisajul artificial domină asupra celui natural. În regiunile de minerit intens, prin crearea golurilor, a vastelor halde de steril și a căilor de acces spre exploatările miniere a rezultat *peisajul geomorfologic industrial minier*.

Bibliografie

- Cioacă A., Dinu Mihaela (1995), *Hazardele geomorfologice în regiunile de exploatare a lignitului din Nordul Olteniei. Studiu de caz în câmpul minier Olteț*, Analele Univ. din Oradea, V, Geografie.
- Mac I. (1982), *Geomorfologie*, litografiat, Cluj Napoca.
- Nicorici E. și colab. (1979), *Studiu preliminar de corelare a formațiunilor neogene purtătoare de cărbuni din sectoarele Roșiori-Oradea-Voivozi*, contract cerc., Cluj Napoca.



b.



c.

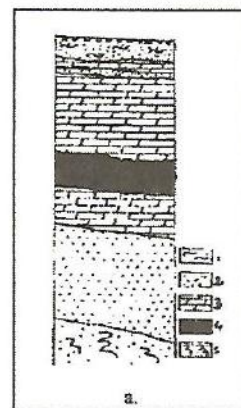


Fig. 1.a. Coloană strigrafică (1. argile nisipoase; 2. nisipuri; 3. marne; 4. cărbune; 5. cristalin degradat)
b. Secțiune geologică
c. Trepte de exploatare a lignitului

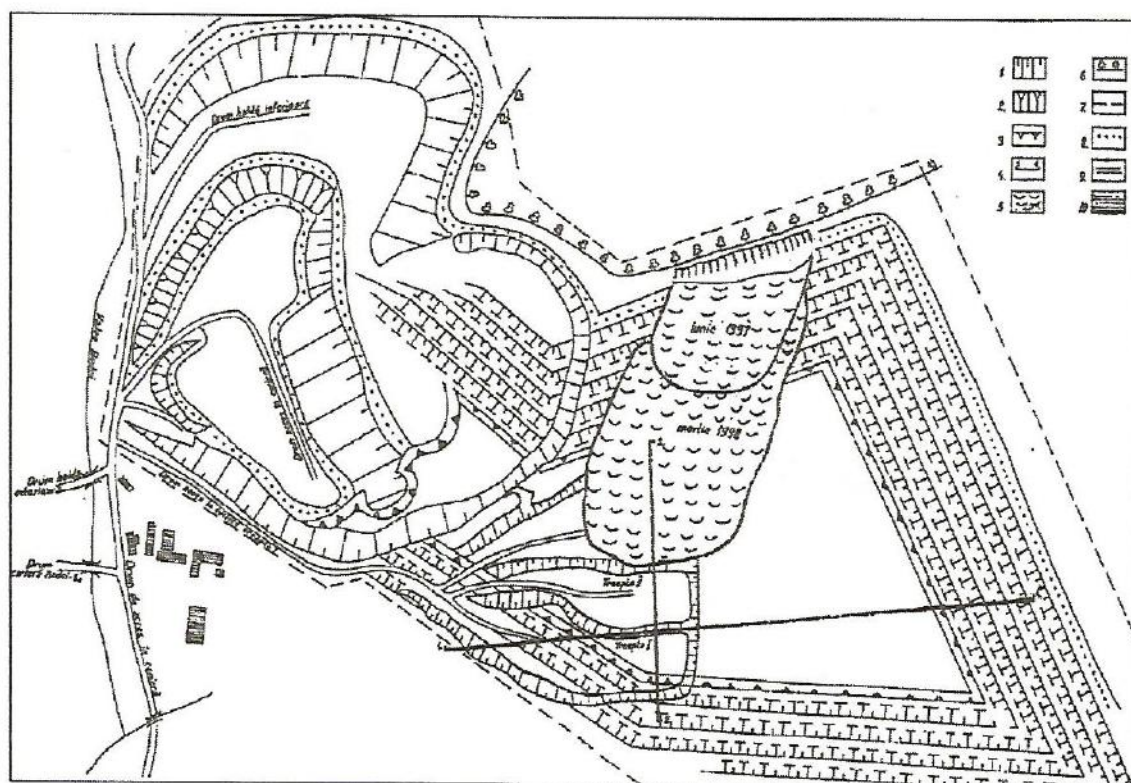
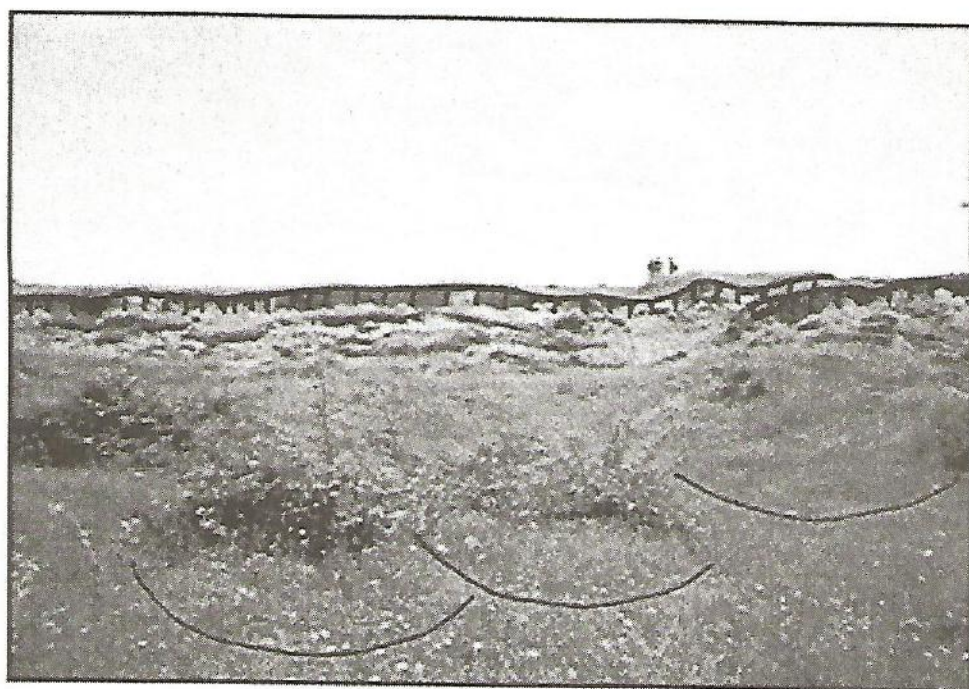


Fig. 2. Schița carierei Budoi-Tunel: 1. Taluz steril; 2. Taluz haldă; 3. Taluz util; 4. Profile; 5. Alunecări de teren; 6. Liziera pădurii; 7. Perimetru ce urmează a fi expropriat; 8. Suprafețe orizontale; 9. Căi de acces; 10. Clădiri

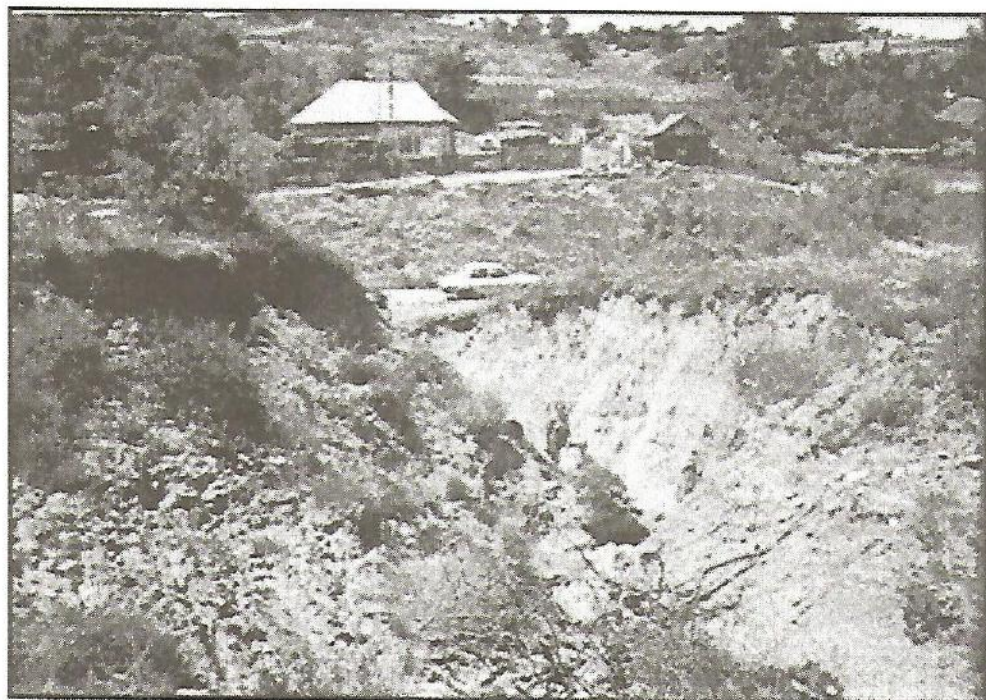


a



b

Foto 1. a. Alunecări de teren la partea superioară a carierelor
b. Prăbușiri și alunecări în interiorul carierelor



a



b

Foto 2. a. Ravenă adâncă la partea inferioară a carierelor
b. Haldă de steril intrată în circuitul agricol

Formațiuni muntoase - puncte de vedere

Ion Mac, Lucian Drăguț

Cuvinte cheie: formațiuni muntoase, clasificare, etaj, altitudine

Formations montagneuses - points de vue. On a essayé une classification analytique des systèmes montagneux, ayant à la base la conception de W. M. Davis (structure, procès, stade) aussi bien que le modèle de classification qui a été proposé par R. E. Murphy (1968).

Le premier niveau de la division est représenté par les classes: structure, système morphogénétique et altitude, chaque classe ayant des sous-classes.

Ce modèle permet l'élaboration d'une base de données.

Formațiunea muntoasă este înțeleasă ca o entitate orografică geospațială definită de o fizionomie specifică, rezultată din combinarea componentelor de geneză, structură, relief și relații spațiale.

Realizarea unei clasificări analitice a formațiunilor muntoase presupune, înainte de toate, precizarea unghiului din care abordăm această operație. Preocupările în direcția respectivă acoperă un spectru de vederi foarte larg, având ca extremități, pe de o parte confuzia între sistem muntos și orogen, iar pe de altă parte încercarea de a evalua munții exclusiv după aspectele lor exterioare (punctul de vedere morfogeografic, promovat de V. Mihăilescu, 1977). În această lucrare vom căuta să grupăm sistemele muntoase pornind de la concepția tripartită a lui W.M. Davis: **structură, proces și stadiu**, care oferă o șansă de eliminare a extremităților.

Acesta este un principiu general care, singur, nu ne ajută să realizăm o clasificare analitică a munților, datorită faptului că aceștia etalează o mare varietate de roci și structuri. Putem afirma că nu există două lanțuri montane identice. Trebuie să surprindem așadar, acele caractere generale aplicabile oricărei entități montane.

Revista de Geomorfologie, vol. 2, p. 151-155, București, 2000

O primă trăsătură este puternica elevație față de arealele înconjurătoare, exprimată de către I. P. Gherasimov (1946) în relația a treia (relația orogenezei) din cadrul schemei generale a interacțiunii proceselor endogene și exogene de formare a reliefului, conform căreia factorul tectonic este dominant în raport cu procesele denudaționale ($+T > D$). Vintilă Mihăilescu (1977) scoate în evidență și alte elemente de individualizare a munților în câmpul geografic: -masa, direcția, structura geologică, formele elementare și simple (dominante sau caracteristice); -aria de contact cu unitățile de relief complex vecine; -aria lor de influență; -funcțiunea în teritoriu: rol de barieră geografică relativă și factor de etajare a condițiilor biopedo-climatice pe verticală.

Rezultă că izolarea, conturul bine definit și închis la bază, pantele accentuate și înălțimea contrastantă față de spațiile înconjurătoare, reprezintă caracteristicile morfologice esențiale ale muntelui.

Clasificarea analitică pe care o propunem în continuare prezintă trei componente de bază: structurală, morfologică și altitudinală.

1. Componenta structurală în clasificarea formațiunilor muntoase

Referindu-ne la structurile pe care sunt grefate formațiunile muntoase, trebuie să precizăm că avem în vedere *dimensiunea temporală* a acestora. Toate rocile actualelor continente au fost părți componente ale unor munți în decursul erelor geologice, astfel că ceea ce percepem noi astăzi ca fiind o structură de un anumit fel nu reprezintă altceva decât un stadiu în evoluția complexă, dialectică, a planetei noastre.

O altă problemă în ceea ce privește alegerea claselor structurale o reprezintă *scara de analiză* a unităților montane. În mod normal, gradul de detaliere a structurilor trebuie să crească direct proporțional cu nivelul de analiză la care ne raportăm când analizăm o unitate montană. De exemplu, structura de tip alpin (cum a definit-o Murphy) este suficient de analitică pentru a individualiza munții tineri ai Terrei, dar noțiunea devine prea generală pentru definirea unei unități montane inclusă sistemului respectiv. Se impune, astfel, căutarea unei formule flexibile de clasificare a structurilor, care să permită analiza multiscalară a formațiunilor muntoase.

Un prim criteriu de diferențiere a structurilor poate fi reprezentat de **vârsta** acestora, distinguând astfel:

- structuri recente (formate începând din mezozoic)-R;
- structuri vechi (formate în perioadele anterioare mezozoicului)-V.

Trebuie să facem distincția dintre structură și sistem montan, chiar dacă aceasta nu este întotdeauna ușor de perceput. Structurile tinere se confundă cu edificiile montane, ambele având aceeași vârstă, în vreme ce structurile vechi sunt anterioare actualelor sisteme montane grefate pe ele. Făcând această diferență, putem accepta existența munților «tineri» chiar în domeniul structural de vârstă precambriană, așa cum este cazul înălțării fundamentului cristalin african în regiunea Munților Drakensberg, în intervalul mezocretacic-eocen (V. Gârbacea, 1964).

Aceste două categorii structurale reprezintă primul nivel în analiza formațiunilor montane, în cadrul lui evidențiindu-se mai multe tipuri de morfostructuri.

1.1. Structurile recente

Acestea se identifică practic cu sistemele montane terțiare. În funcție de mecanismele de geneză deosebim următoarele tipuri de morfostructuri:

-**de cutare (c)**, care sunt create prin procese orogenetice predominant de natură plastică, ca urmare a compresiunilor laterale de diferite intensități (dislocații plicative). În ultima fază de definitivare a sistemelor montane se manifestă puternic și dislocațiile disjunctive, dar acest fapt nu ne împiedică să considerăm munții tineri ca fiind morfostructuri de cutare. Este evident că apare necesitatea de a-i diferenția cumva față de structurile vechi, redevinute munți *doar* prin manifestarea proceselor tectonice disjunctive și de boltire. În funcție de stilul cutării și de aspectul arhitectonic de ansamblu, putem deosebi, mai analitic, morfostructuri:

-**de tip cordilieră (o)**, care se prezintă sub formă de șiruri de cute de fundament paralele pe lungimi foarte mari. Munții Anzi reprezintă exemplul cel mai bun pentru a ilustra acest tip de morfostructură;

-**de tip jurasian (j)**, caracterizate prin cute largi, paralele și nu prea înalte, alcătuite din roci sedimentare, de cuvertură. Ca exemple pot fi date: Jura Suabă, Jura Franconiană, Obcinele Bucovinene, etc.;

-**de tip alpin (a)**, caracterizate prin cute gigantice, cu pânze de acoperire și șariaje puternice. Asemenea structuri sunt generate în ariile de geosinclinal, prin deformarea plastică a unor stive mari de depozite (Ex. Munții Alpi, Munții Retezat, etc.);

-**complexe, cu munți de bordură și platouri mediane (b)**. Holmes (1965, cf. C. Ollier, 1991) a ilustrat conceptul ariilor mediane dând ca exemplu platoul iranian, limitat pe de o parte de Munții Zagros, iar la partea opusă, de Munții Elburz. Un alt exemplu este cel al Podișului Tibet, mărginit de munții Himalaya și Kunlun.

-**vulcanice (v)**. Acestea ilustrează cel mai bine importanța criteriului vârstei, în sensul că nu le putem defini ca morfostructuri vulcanice decât pe acelea puse în loc de către procesele magmatice (intrusive și extrusive) ce s-au produs în Terțiar. Răspândirea lor este destul de limitată, evidențiindu-se structuri vulcanice:

-**continentale (c)**, care formează destul de rar sisteme montane extinse. După asocierea în

teritoriu deosebit: vulcani izolați, lanțuri vulcanice și ținuturi vulcanice;

-oceanice (o), bine evidențiate în cadrul rifturilor medio-oceanice.

1.2. Structurile vechi

Definite ca structuri care au atins stadiul de craton (cele formate în precambrian) sau de cvasicraton (cf. F. Ellenberger, 1989) (cele generate în urma fazelor tectogenetice din paleozoic), acestea au putut urma direcții diferite de evoluție, în funcție de mișcările tectonice disjunctive ce s-au manifestat ulterior. Astfel, când rezultanta forțelor tectonice a avut sens pozitiv, s-au format sisteme montane reîntinse. Mecanismele acestor tectonici suprapuse (cf. F. Ellenberger, 1989) pot fi explicate în mod diferit, ceea ce face dificilă o clasificare a formelor rezultate. Cert este că la nivelul Terrei există două posibilități de localizare a acestora, cu semnificații genetice diferite, în funcție de care deosebim:

-**morfostructuri intracontinentale (i)**, a căror geneză este cel mai adesea explicată prin prisma *modelului cymatogenetic*, promovat de către L. King (1961). În cadrul acestora se pot pune în evidență morfostructuri:

-de tip bazine și catene (b), în cadrul cărora avem practic de-a face cu munți-bloc, înălțați pe linii de falie sau/și flexuri și delimitați de bazine. Cliff Ollier (1991) dă nume acestor structuri simple: domuri, precizând că unele pot fi de natură locală (ex. batolite care provoacă boltirea scoarței). În viziunea lui King, aceste structuri sunt doar stadii incipiente în formarea rifturilor (prin colapsarea boltelor domurilor), idee ce se regăsește în cadrul ciclului lui Wilson. Astfel de situații se regăsesc în Sahara centrală (masivele Ahaggar și Tibesti, înconjurate de podișuri și depresiuni) sau în Podișul Marelui Bazin. Acesta din urmă, deși este unitate componentă a Cordilierilor, analizat la nivel de entitate individuală, reprezintă un fragment de structură paleozoică compartimentată în catene și bazine. Înălțimile integrate acestor provincii pot fi munți-bloc (delimitați de falii) sau domuri (delimitați de flexuri).

-de tip rift (r), care pot fi active sau suturi. Rifturile active reprezintă sisteme de grabene în expansiune, formate în boltirile anticlinalelor alungite. În urma procesului de colapsare a

domurilor sau anticlinalelor alungite, marginile acestora rămân sub forma unor blocuri basculate, cu aspect montan, etalând uriașe cueste tectonice dispuse față în față (ex. M. Ruwenzori, M. Livingstone, M. Vosgi, M. Pădurea Neagră, etc.). Suturile reprezintă arii de închidere a evoluției rifturilor, marcate de existența unor lanțuri muntoase. Un exemplu de astfel de morfostructură îl constituie Munții Ural;

-**morfostructuri marginale** (bombamente marginale) (**m**), care sunt practic blocuri basculate etalând uriașe cueste tectonice (V. Gârbacea, 1964) spre litorale. P. Birot (1958) distinge bombamente marginale (*bourellets marginaux*):

-simple (s), cu profile relativ simple spre ocean (partea de sud a Arabiei, Serra do Mar);

-în trepte (t), cu suprafețe de nivelare polietajate (marginile Africii de Sud, ale Braziliei de nord-est, centrul Ghaților orientali, etc.).

Sistemul de coduri atașat denumirilor morfostructurilor permite conceperea de baze de date care să integreze sisteme montane pe trei nivele scalare din acest punct de vedere. Nivelul general este cel al munților formați pe structuri recente sau vechi (munți de orogen sau de platformă). Pe o hartă, aceștia vor fi reprezentați prin simbolurile R, respectiv V. Următorul nivel permite distingerea, în cadrul structurilor recente, a munților de cutare (c) și a munților vulcanici (v), iar în cadrul structurilor vechi, a munților intracontinentali (I) și a celor marginali (m). Reprezentarea cartografică la acest nivel va cuprinde un set de două simboluri (ex. Munții Scandinaviei- Vm). Al treilea nivel permite o analiză mult mai analitică a unităților descrise anterior. Reprezentarea cartografică la acest nivel va cuprinde un set de trei simboluri (ex. Munții Șureanului- Rca).

2. Componenta morfoclimatică în clasificarea formațiunilor muntoase

Sistemele morfoclimatice actuale pot fi surprinse foarte bine în cadrul a trei din cele cinci clase de regiuni stabilite de R. E. Murphy (cf. A. N. Strahler, 1973):

- u. Regiuni umede;
- d. Regiuni uscate sau deșertice;
- c. Calote glaciare.

Această situație este valabilă pentru baza munților, până la o altitudine-limită, dincolo de care se manifestă sisteme de modelare diferite. Michel

Chardon (1989) a propus calcularea acestui prag altimetric cu ajutorul mai multor indici, cel mai important fiind reprezentat de limita pădurii.

Pentru a surprinde foarte exact condițiile de modelare specifice diferitelor sisteme muntoase, este necesar să adăugăm etajele altitudinale, astfel:

- b. Etajul de bază;
- p. Etajul periglaciari;
- g. Etajul glaciari.

Clasificarea va indica etajul cel mai înalt, cele inferioare fiind implicate.

3. Componenta altitudinală în clasificarea formațiunilor muntoase

Având în vedere că altitudinea exprimă, în mare, trăsăturile morfologice ale formațiunilor montane, propunem includerea sa în această clasificare. Din acest punct de vedere se pot distinge patru clase, frecvent folosite în literatura de specialitate, care vor fi simbolizate prin cifre:

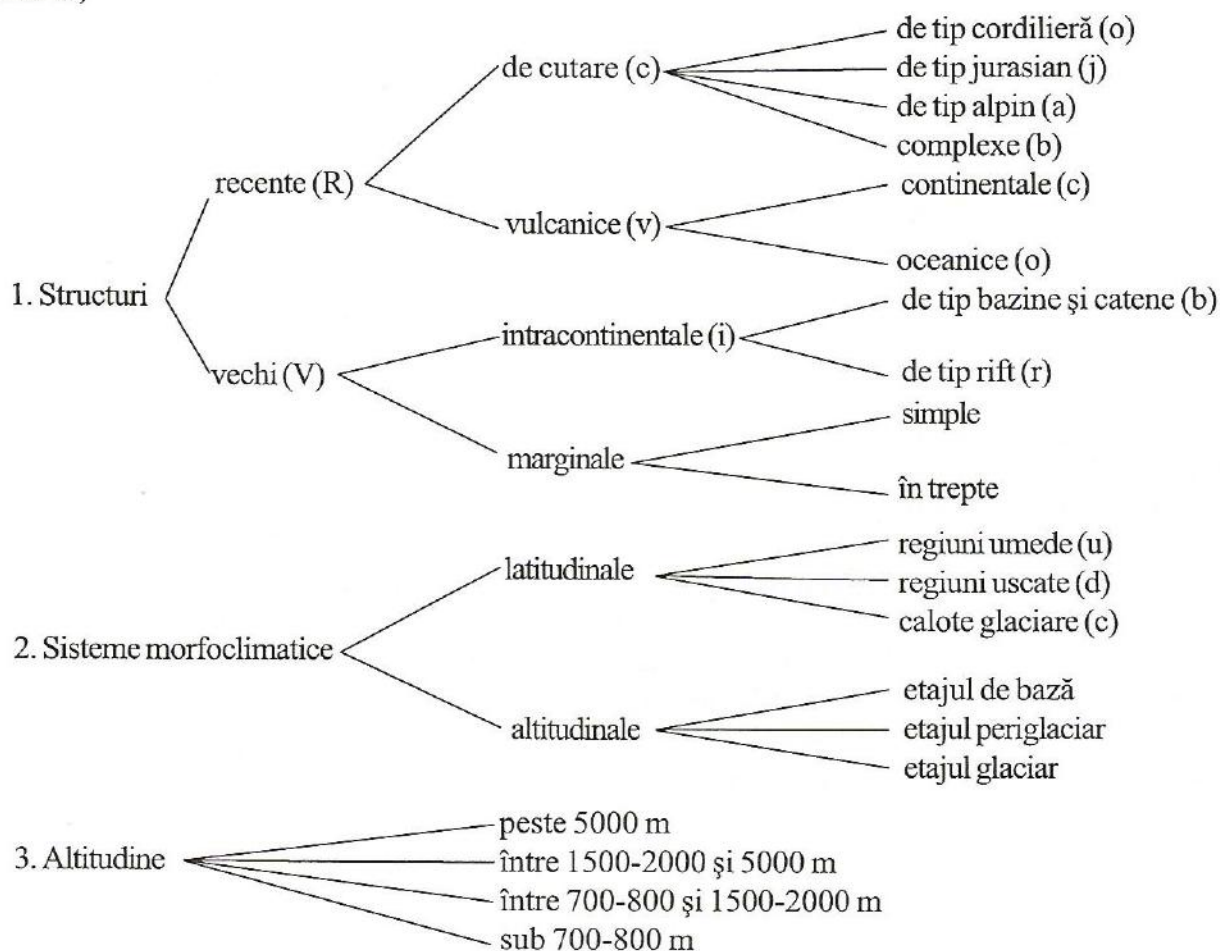
1. Altitudini mai mari de 5000 m;
2. Altitudini cuprinse între 1500-2000 m și 5000 m;

3. Altitudini cuprinse între 700-800 m și 1500-2000 m;

4. Altitudini mai mici de 700-800 m.

Reprezentarea cartografică de detaliu a unei regiuni montane va cuprinde trei seturi de simboluri, dintre care primul set se definește prin trei litere, iar al doilea, prin două (ex. Munții Șureanului-Rca up 3).

În continuare redăm un tablou sintetic al clasificării analitice propuse în această lucrare.



Bibliografie

- Băcăuanu V., Donisă I. Hârjoabă, I. (1974), *Dicționar geomorfologic*, Editura Științifică, București.
- Biot P. (1958), *Morphologie structurale*, Paris.
- Bleahu M. (1983, 1989), *Tectonica globală*, Ed. Științifică și Enciclopedică, București.
- Caloianu N., Gârbacea V., Marin I., Rădulescu I. (1980), *Geografia continentelor. Asia, Australia, Oceania, Antarctica*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Chardon M. (1989), *Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine*, Revue de Géographie Alpine, tome LXVII, 1-2-3
- Cocșan P. (1991), *America*, curs litografiat, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.
- Coteș P. (1969), *Geomorfologie cu elemente de geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Derruau M. (1981), *Difficultés d'une définition de la moyenne montagne d'après le colloque de l'Association des géographes français du 28 mars 1980*, Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, serie Géographie, tome 25, nr. 1, București.
- Ellenberger F. (1989), *Europe. Structure et milieu. Géologie. Données structurales*, Encyclopaedia Universalis, tome 9, Paris.
- Gârbacea V. (1964), *Africa. Geografie fizică*, Editura Didactică și Pedagogică, București
- Gârbacea V. (1996), *Geografia regională a continentelor. Australia*, Cluj-Napoca
- Hârjoabă I., Rusu E. (1995), *Geografia continentelor. Africa*, EDP, București
- King L. C. (1967), *The Morphology of the Earth*, Oliver and Boyd, Edinburgh, London
- Mac I. (1989), *Formarea munților prin mecanismele tectonicii globale*, Terra, nr. 3-4, București.
- Mac I. (1996), *Geomorfosfera și geomorfosistemele*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- Meșcereașkov I. A. (1958), *Elementele de bază ale morfostructurii pământului și problema originii lor*, Analele româno-sovietice, nr. 2 (35).
- Mihăilescu V. (1977), *Elemente de morfogeografie teoretică regională*, Ed. Academiei, București.
- Muraour P., Belousov V. V., Vanney J. R. (1973), *Structure et géomorphologie dynamiques des fonds marins*, Masson et Cie, Paris.
- Ollier C. (1991), *Ancient Landforms*, Belhaven Press, London and New York.
- Popa N. (1996), *Geografia continentelor. Asia*, Timișoara.
- Posea Gr. (1981), *Types de montagnes en Roumanie*, Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, serie Géographie, tome 25, nr. 1, București.
- Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*, Ed. Tehnică, București.
- Sitter L. U. de (1969), *Geologie structurală*, Ed. Tehnică, București.
- Strahler A. N. (1973), *Geografia Fizică*, Ed. Științifică, București.
- Whittow J. (1984), *Dictionary of Physical Geography*, Penguin Books, Londra.
- *** (1960), *Monografia geografică a RPR*, Ed. Academiei, București.
- *** (1986), *Geografia de A la Z*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.

Facultatea de Geografie,
Universitatea "Babeș-Bolyai", Cluj-Napoca

Depresiunea Întorsura Buzăului¹

Gheorghe Niculescu

Cuvinte-cheie: relief, geologie, depresiune, Carpații de Curbură

La Dépression Întorsura Buzăului. La Dépression se trouve sur le versant nord des Carpates de Courbure, dans les Monts de Întorsura, là où la rivière Buzău se retourne de 133° vers la SE, pour percer la haute montagne. En même temps, elle se trouve tout près de la dépression tectonique de Brașov, au-dessus de laquelle est suspendue d'environ 200 m.

La dépression fut le berceau d'une ancienne localité après le défrichage de la forêt, sur une route commerciale et militaire (héritage d'une route romaine), qui traversait la montagne par le col de Tataru, dans la vallée supérieure du Buzău, pour atteindre de point Vama (Douane de) Buzăului, d'où se dirigeait vers Brașov.

À présent il y a là 12 habitats totalisant 18 157 habitants (l'année 1992), 6 512 dans la ville Întorsura Buzăului. L'activité de la population se dirige vers l'élevage des animaux, l'exploitation de la forêt et l'industrie du bois.

La dépression constitue une place de convergence des rivières. Les limites sont assez claires, spécialement dans la partie de SO, correspondant au contact du flysch schisteux-greux courbicortical albien-vraconien de la Nappe de Teleajen avec des conglomérats de la Nappe de Ceahlău. Dans la partie nord, la dépression est ouverte vers la Dépression de Brașov par deux cols à 735 et 777 m aux sources des deux rivières Lădăuți.

Le relief de la dépression se remarque par des sommets arrondis ou même aplatissés à une hauteur de 760 – 840 m s'incadrant dans un niveau d'érosion (Le niveau de Întorsura Buzăului). En dehors de la dépression, ce niveau est dominé par les hauteurs des Monts de Întorsura, elle mêmes nivelés par la plat-forme Predeal-Simila, à 960 – 1 100 m (fig. 1, 2). Bien connue, cette plate-forme fut réalisée au cours du Pliocène supérieur pendant que le niveau de Întorsura, dans l'intervalle Villafranchien-Pléistocène inférieur.

Bien que les vallées se placent en pleine zone montagneuse, elles ont des plaines alluviales larges et suralluvionnées, fait qui trahit une affaissement de la région dans le Pléistocène moyen et Holocène.

Dans l'évolution géomorphologique de la région on peut distinguer quelques étapes:

— Auparavant du Dacien, le relief formait un pays de collines aplaties par la plate-forme Predeal comprenant les monts de Bodoc, Baraolt et Perșani. Le Buzău et ses affluents (ayant les sources dans les monts Bodoc-Baraolt) se dirigeaient vers le SSE perçant le principal sommet des Carpates de Courbure.

— La formation par effondrement de la Dépression de Brașov, remplie d'un lac, a amputé les rivières mentionnées en dépassant vers le sud la principale ligne de partage des eaux. C'est possible que les deux cols de Lădăuți soient des lieux d'écoulement des anciennes rivières vers le sud.

— Un nouveau affaissement dans l'intervalle Villafranchien – Pléistocène dégagait une terrasse d'abrasion autour de la Dépression de Brașov, à une altitude relative d'environ 250 m et en stimulant l'érosion fluviale dans les régions avoisinantes, créa la Dépression de Întorsura Buzăului par le niveau de 760 – 840 m. Celui-ci correspond à la plus haute terrasse dans les Subcarpathes.

— L'enfoncement du réseau hydrographique dans ce niveau, déterminé par des nouveaux mouvements de la phase Passadène (Pléistocène inférieur) eut comme effet la fragmentation du niveau et les vallées au profil convexe.

— Une dernière phase d'évolution du relief s'est produite dans le Pléistocène supérieur et Holocène, lorsque se déclencha un processus intense d'alluvionnement des vallées en noyant la base de versants (fig. 3). C'est un mouvement négatif de la Dépression Întorsura Buzăului concomitante et compensateur du haussement des Carpates de Courbure. L'alluvionnement fut soutenu par le remaniement des conglomérats de Bucegi (provenant du Massif Ciucas) sous l'influence du climat pluvial et périglaciaire.

À présent, le model du relief a une intensité modérée se manifestant par des glissements des terrains argilo-marneux et par des processus fluviaux.

¹ Comunicare prezentată în ședința publică din 16 aprilie 1998, la Institutul de Geografie al Academiei, București.

1. Considerații generale

Prin dimensiunile sale, Depresiunea Întorsura Buzăului, exceptând pe cea a Brașovului, este cea mai mare depresiune din Carpații Curburii. Ea face parte din Munții Buzăului, situându-se pe fațada nordică, între linia marilor înălțimi (Ciucaș – Siriu – Penteleu) și cumpăna principală a apelor, aflată aici la numai 2 – 4 km de Depresiunea Brașov.

Numele depresiunii, unanim acceptat de geografi, provine de la numele localității Întorsura Buzăului, azi cu rang de oraș, care, la rândul său, provine de la întorsătura – mai pe scurt întorsura – pe care o face Buzăul. Schimbarea cursului apei cu 133°, din direcția sud-nord în direcția nord vest – sud est, într-o regiune cu relief slab accidentat, înainte de a se angaja să taie de-a curmezișul înălțimile Carpaților, nu putea scăpa primilor locuitori, iar numele atribuit așezării de aici consenuează tocmai acest fapt.

În această regiune, evidențiată, între altele, și de defrișarea timpurie a pădurilor de fag și de conifere, a constituit cel puțin din punct de vedere morfo-hidrografic un loc propice pentru apariția și dezvoltarea așezărilor. Dar la aceasta au contribuit, fără îndoială, și drumurile comerciale și militare din vechime. Este cunoscut faptul că până la deschiderea drumului pe valea Prahovei, “drumul cel mare al Brașovului” trecea pe valea Teleajenului și prin pasul Tătarul, numit și Tabla Buții, cobora în valea Buzăului superior, trecea prin punctul Vama Buzăului – evident, punct de vămire a mărfurilor – de unde se îndrepta spre Brașov. Drumul amintit urma cu aproximație un vechi drum roman atestat de două pavimente descoperite de arheologi, unul la Drajna, altul în Munții Tătarul. Și tot aici, dar și pe valea Buzăului, unde exista un alt drum comercial, a trecut Mihai Viteazul cu oștile sale în “Țara Secuilor”, pentru a înfăptui prima unire a tuturor românilor.

Așadar, Depresiunea Întorsura Buzăului a constituit un loc obligatoriu de trecere între Muntenia și Transilvania și, cu siguranță, și loc de popas, așa încât era firesc ca aici să ia ființă mai multe așezări. În prezent, există în depresiune 12 așezări, dintre care mai însemnate sunt Întorsura Buzăului, Sita Buzăului, Barcani și Vama Buzăului. La recensământul din 1992, populația totală a localităților din depresiune era de 18 517 locuitori, dintre care 6 512 locuitori în orașul Întorsura Buzăului.

În concordanță cu potențialul mediului geografic din regiunea montană, activitatea populației s-a îndreptat spre creșterea animalelor, exploatarea pădurii și industria lemnului, acestea din urmă, stimulate după primul război mondial de fabrica de cherestea “Drajna” din Mâneciu Ungureni (jud. Prahova), ale cărei linii înguste de transport a masei lemnoase depășeau cumpăna apelor și ajungeau până la Vama Buzăului.

Orașul Întorsura Buzăului – respectiv și depresiunea – mai este remarcat și prin faptul că până aici s-a construit calea ferată, proiectată în 1922 să facă legătura între Brașov și Nehoiașu și că aici s-a realizat în intervalul 1924 – 1930 cel mai lung tunel din țară (4 370 m) cu gabarit pentru linie dublă. La fel, și pentru faptul că depresiunea constituie unul dintre polii frigului din România, datorită frecventelor inversiuni de temperatură ce se produc în timpul iernii.

În literatura geografică, Depresiunea Întorsura Buzăului s-a bucurat de oarecare atenție.

Primele observații și interpretări geografice se datorează lui Orghidan (1939, 1969); el combate teoria lui Schilling (1910) prin care întoarcerea Buzăului spre sud s-ar fi realizat prin captare, și argumentează adâncirea antecedentă a Buzăului în traversarea Carpaților. O aceeași evoluție geomorfologică este susținută și de Posea (1971) și Ielenicz (1984).

Nivelele de eroziune din regiune au fost analizate de Nordon (1933), Naum (1961), Niculescu (1982) și Ielenicz (1984) și au dovedit evoluția policiclică a Munților Buzăului și, din nou, antecedenta Buzăului; terasele au fost studiate de Băcăințan (1975). O lucrare ce vizează în mod direct Depresiunea Întorsurii se datorează lui Iancu (1971), care consideră că depresiunea are o origine tectonică și de acumulare.

Cercetările noastre efectuate în Depresiunea Întorsura Buzăului și cartarea de detaliu a reliefului la scara 1 : 25 000 permit formarea unei imagini mai complete asupra reliefului depresiunii și asupra evoluției lui.

2. Poziția și limitele

Depresiunea Întorsura Buzăului ocupă o poziție central – nordică în cadrul Munților Buzăului și este sculptată în treapta joasă a acestora, cunoscută sub numele de Munții Întorsurii (Atlas, R.S. România, 1972-1979; Geografia României, III,

1987), Munții Teliului (Mihăilescu, 1963) și Clăbucetele Întorsurii (Ielenicz, 1984). Ea constituie o piață de adunare a apelor. Spre cotul cel mare al Buzăului converg pâraiele Floroia, Scrădoasa, Lădăușul Broșneului (Lădăușul Mare sau Hamaș), Lădăușul Mic și Barcani, toate pe partea stângă a râului. Și tot către centrul depresiunii se îndreaptă dinspre sud Buzoielul, Acrișul, Brădetul și Ciumernicul.

Spre deosebire de alte depresiuni intramontane din Carpații Orientali, asemănătoare ca dimensiuni (de ex. Dărmănești sau Plăieși), dar bine adâncite și conturate de versanți proeminenți, Depresiunea Întorsura Buzăului este suspendată cu cca 200 m deasupra șesului brașovean și delimitată de versanți mai scunzi, pe alocuri discontinui, lăsând porți de comunicare spre Depresiunea Brașov (compartimentul Tg. Secuiesc).

Din această cauză, culmea despărțitoare (ce concordă cu cumpăna apelor dintre bazinul Buzăului și cel al Râului Negru) este fragmentată și se prezintă ca o alternanță de vârfuri și curmături. Ca urmare, limita nordică a Depresiunii Întorsura Buzăului este cel mai puțin unitară. Ea pornește din valea Scredoasa și urmează baza vârfurilor Mogoș (988 m), Feneș sau Vf. Lumânării (873 m) și Chiurușul Mare (1 012 m) (fig. 1).

Două șei joase aflate la obârșia văilor Lădăușul Boroșneului (735 m) și Lădăușul Mic (Poarta Lădăuși, 777 m) permit circulația dintre Întorsura Buzăului și localitățile Valea Mare și Boroșneul Mic (pe șosea) și Dobolii de Sus (pe drumul de care) din Depresiunea Tg. Secuiesc. Mai la est, la izvorul pâraului Barcani se deschide o altă curmătură mai strâmtă (875 m), traversată de drumul către Zagon.

Limita de vest a depresiunii este dată de un front de înălțimi format de vârfurile Mogoș (988 m), Cârlanul (1 059 m), Ucigașul (958 m), Țâfla Înaltă (962 m), Larma (1 022 m) și Titila (954 m), ultimele trei datorându-și aspectul proeminent conglomeratelor. La obârșia pâraului Brădet, depresiunea este deschisă spre vest prin pasul Teliu (838 m), pas străbătut de șoseaua națională Buzău – Brașov.

Limita sudică este mult mai sinuoasă, înaintând spre sud pe valea Buzăului până dincolo de Vama Buzăului, pe cea a Buzoielului și la obârșia Ciumernicului. Ea este dată de pante nu prea

repezi ce fac racordul între nivelul general al depresiunii și culmile teșite din sud, cu înălțimi de 900 – 1 100 m: Beldi Plai (Plaiul Beldii, 971 m), Semeria (918 m), Poiana Stăncioaia (966 m) și D. Crăciunești (958 m).

Marginea răsăriteană trece pe la est de localitățile Sita Buzăului și Barcani, marcată de coastele culmilor D. Ursului (945 m), Tăietura Plaiului (1 019 m) și D. Creteș (932 m).

În interiorul limitelor menționate, relieful prezintă altitudini mai mici, de 750 – 850 m. Cota cea mai joasă se situează în lunca Buzăului, avale de localitatea Sita Buzăului (670 m), înainte ca râul să se angajeze în străpungerea Carpaților.

3. Relația reliefului cu substratul geologic

O privire îndreptată spre miazăzi de pe Dealul Stâniei (859 m) sau de pe Dealul Secuiului (868 m) – ambele din apropierea Întorsurii Buzăului – distinge prezența unui culoar depresionar major, cu direcție nord-sud, încadrat de înălțimile masivelor Ciucaș și Siriu (1 600 – 1 900 m). El corespunde Pânzei de Teleajen (est-internă, internă inferioară sau a flișului curbicortical) formată din sedimente cretacice, în care predomină depozitele de fliș șistos-grezos curbicortical (Albian-Vraconian); acestora li se asociază argile roșii și cenușii (Turonian-Maastrichtian) la nord de cotul cel mare al Buzăului (fig. 2).

Această pânză este încălecată dinspre vest de Pânza de Ceahlău (vest-internă sau intern-superioară), bine marcată în relief acolo unde s-au mai păstrat conglomeratele de Bucegi. Contactul dintre cele două pânze este bine pus în evidență în partea de sud-vest a Depresiunii Întorsura Buzăului, respectiv dintre conglomeratele ce apar în vârfurile Titila, Larma, Țâfla și flișul curbicortical.

La est, culoarul este limitat de Pânza de Audia (medio-internă sau zona de solzi), încălecată, la rândul ei, de Pânza de Teleajen, din componența căreia gresia de Siriu (Paleogen) se înscrie în relief datorită duriții sale.

Depresiunea Întorsura Buzăului este integral sculptată în Pânza de Teleajen, iar dacă la sud-vest, după cum am văzut, limita ei vine în contact direct cu cea a Pânzei de Ceahlău, având caracter tectonic, în celelalte părți limitele sunt sculptate numai în flișul curbicortical și au caracter de eroziune. Acest fapt dovedește că formațiunile

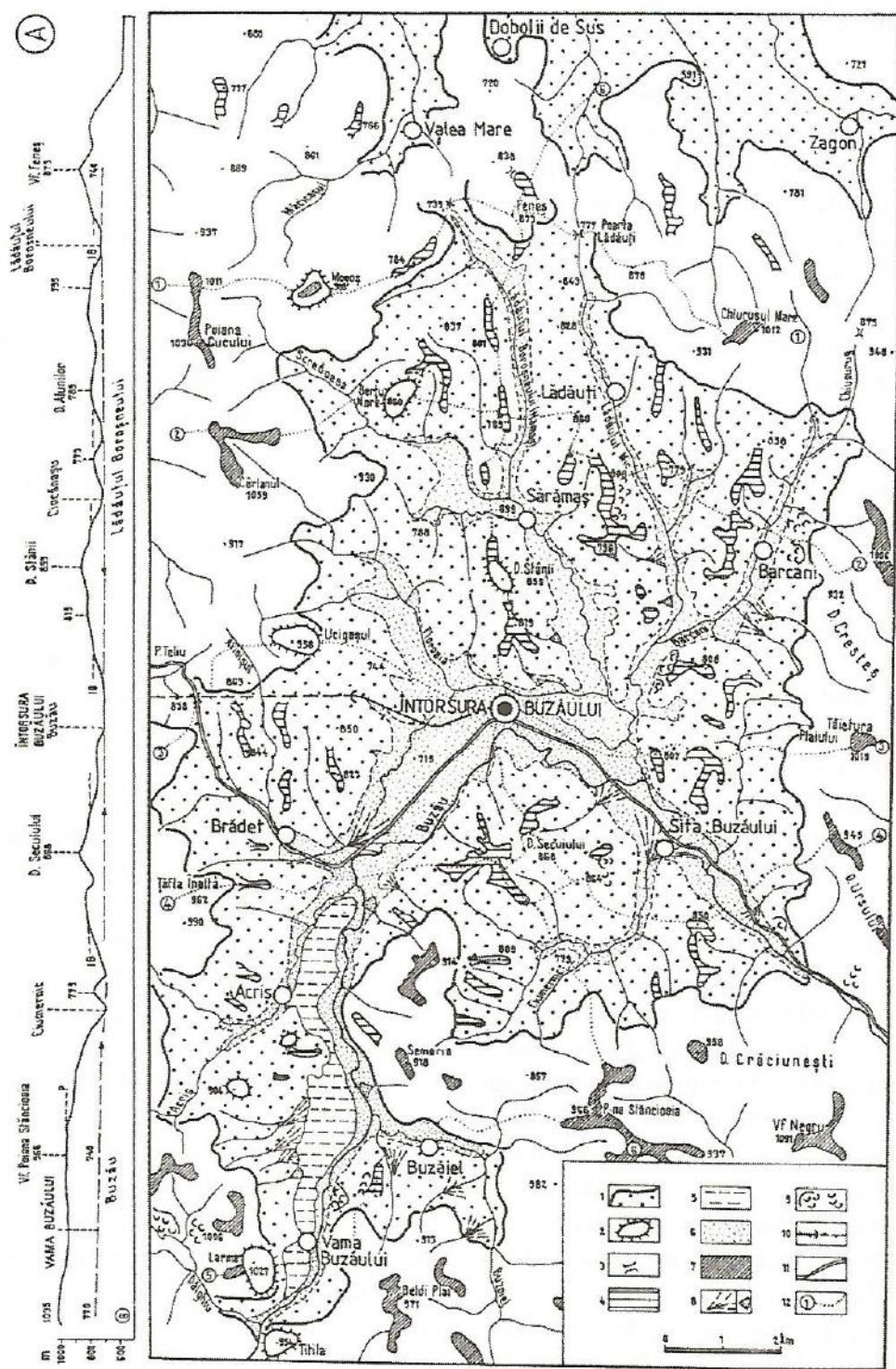


Fig. 1. Depresiunea Întorsura Buzăului – harta geomorfologică: 1, limitele depresiunii; 2, martori de eroziune; 3, șei, pasuri; 4, nivelul de eroziune Întorsura Buzăului; 5, terase; 6, lunci, terase de luncă; 7, nivelul de eroziune Predeal; 8, agestre; 9, forme de alunecare semifixate; 10, cale ferată, tunel; 11, șoseaua Buzău-Brașov; 12, direcția profilelor

A. Profil longitudinal prin depresiune: Nivele de eroziune: P, Predeal (Pliocen superior); 1B, Întorsura Buzăului (Villafranchian – Pleistocen inferior)

Fig. 1. Dépression Întorsura Buzăului – carte géomorphologique: 1, limites de la dépression; 2, buttes – témoins; 3, cols; 4, le niveau d'érosion Întorsura Buzăului; 5, terrasses; 6, lits majeurs, terrasses de lits majeur; 7, le niveau d'érosion Predeal; 8, cônes de déjection; 9, formes de glissement demi-fixées; 10, chemin de fer, tunnel; 11, la route Buzău – Brașov; 12, directions des profils

A. Profil longitudinal par la dépression: Niveaux d'érosion: P, Predeal (Pliocène supérieur); 1B, Întorsura Buzăului (Villafranchien – Pléistocène inférieur)

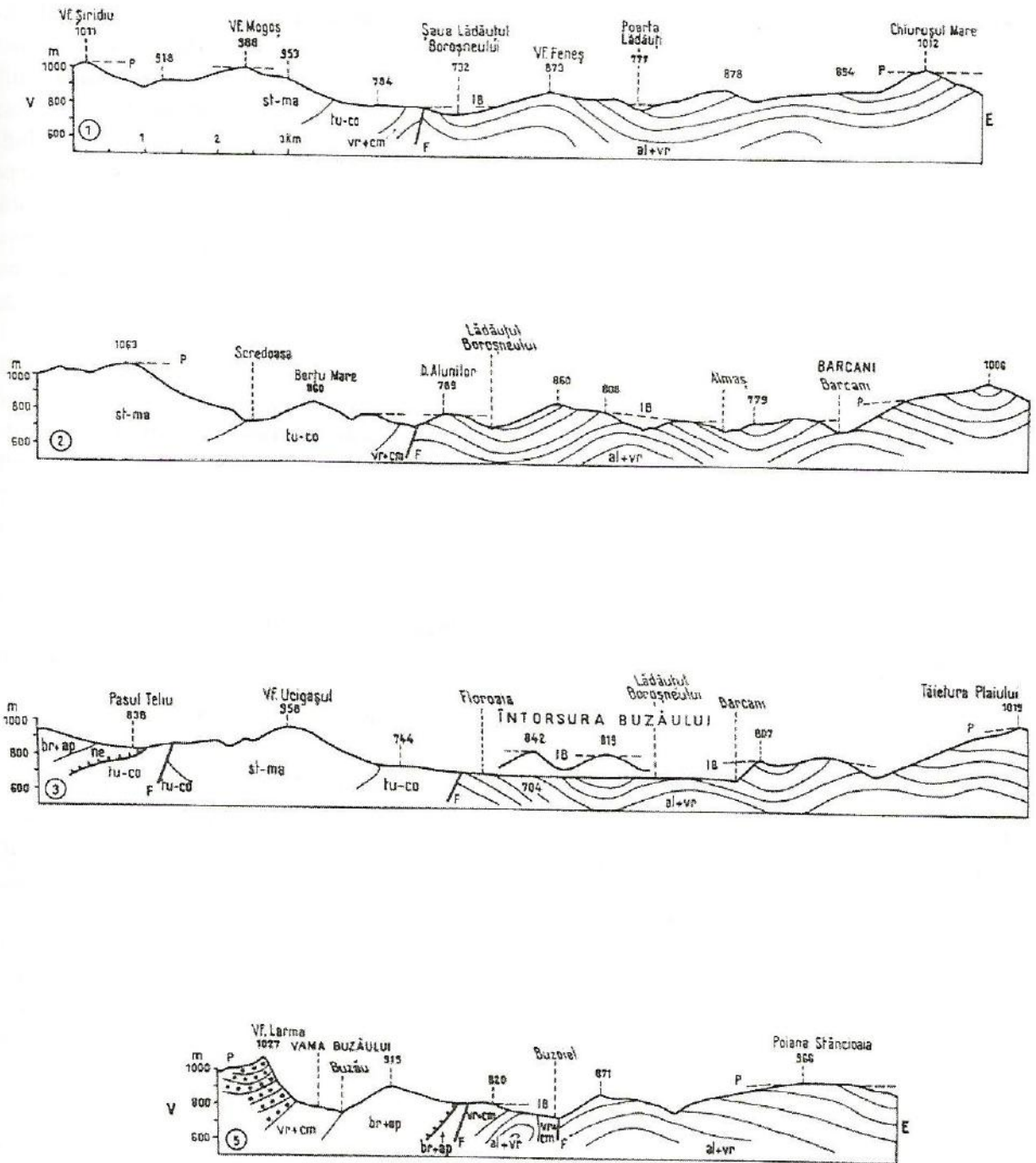


Fig. 2. Profile morfostructurale transversale prin Depresiunea Întorsura Buzăului. Pânza de Ceahlău: *ne*, Neocomian (Strate de Sinaia); *br + ap*, Barremian – Aptian, fliș șistos – grezos (Strate de Comarnic); *al*, Abian, Conglomerate de Bucegi). Pânza de Teleajen: *al + vr*, Albien + Vraconian, fliș curbicortical; *vr + cm*, Vraconian + Cenomanian, marnă și argile; *tu + co*, Turonian – Coniacian, gresii și șisturi marnoase; *st + ma*, Santonian – Maastrichtian, gresii și șisturi marnoase. Nivele de eroziune: *P*, Predeal; *IB*, Întorsura Buzăului

Fig. 2. Profils morphostructurels transversaux par la Dépression Întorsura Buzăului. Nappe de Ceahlău: *ne*, Néocomien (Conches de Sinaia); *br + ap*, Barrémien + Aptien, flysch schisteux – gréseux (Couches de Comarnic); *al*, Albien, Conglomérats de Bucegi. Nappe de Teleajen: *al + vr*, Albien + Vraconien, flysch curbicortical; *vr + cm*, Vraconien + Cénomanien, marnes et argiles; *tu + co*, Turonien – Cognacien, grès et schistes marneux; *st + ma*, Santonien – Maastrichtien, grès et schistes marneux. Niveaux d'érosion: *P*, Predeal; *IB*, Întorsura Buzăului

componente ale flișului, constituite dintr-o suită ritmică de șisturi argiloase și gresii calcaroase, se comportă la eroziune ca o formațiune omogenă, cu rezistență relativ mică.

Din această cauză, bancurile mai groase sau mai frecvente de gresii se înscriu în relief ca mici denivelări, martori de eroziune sau contribuie pe alocuri la conturarea limitei depresiunii. Nici liniile tectonice de șariaj sau falii) nu au consecințe în aspectul reliefului, iar structura cutată, rareori este pusă în evidență de mici cueste sau suprafețe structurale neînsemnate. În schimb, șisturile argiloase au prilejuit alunecări de teren de dimensiuni mici, azi în general stabilizate, ce apar sporadic în versanții văilor.

Aceste constatări îndreaptă spre o primă concluzie, și anume că Depresiunea Întorsura Buzăului este, înainte de toate, o depresiune de eroziune, cu prea puține influențe structurale și litologice. În sprijinul acestei afirmații vin și alte fapte de ordin morfologic, pe care le expunem în continuare.

4. Relieful

Dintre caracterele reliefului depresiunii, două se remarcă în mod deosebit: văile relativ puțin adânci (de regulă 100 – 125 m), dar late, mărginite de versanți convecși, și culmile rotunjite ce se racordează într-un nivel de eroziune local, ocupând întreaga depresiune.

În ceea ce privește văile, caracteristice și semnificative sunt pantele convexe predominante, cu poalele înecate în aluviuni. Numai pe alocuri, în văile Lădăuți, limitele tranșante dintre versanți și lunci sunt ușor atenuate de tăpșane deluviale înguste, mai ales la baza cuestelor. Versanții convecși indică adâncirea progresivă și accelerată a văilor, într-o etapă mai veche, fapt care explică și absența aproape totală a teraselor.

O altă caracteristică a văilor din Depresiunea Întorsura Buzăului o constituie luncile foarte bine dezvoltate, exagerat de largi pentru o regiune de munte, aflată în apropierea cumpenei apelor. Acestea constituie adevărate șesuri interioare, mărginite de pante repezi, ca și când ar fi vorba de lacuri recent colmatate.

Cea mai importantă luncă este cea a Buzăului, care atinge lățimi de 200 m la Vama Buzăului și circa 1 500 m la Întorsura Buzăului. În două excavații de lângă gară, cu adâncime de 4 – 5 m, am observat la

suprafață un sol aluvial evoluat (0,5 m) dispus pe un orizont de lut nisipos gălbui (0,5 m), sub care apar pietrișuri rulate, nesortate, cu lentile de nisip (fig. 3 A). Și văile afluate de pe stânga râului (Floroaia, Lădăuțul Mare, Lădăuțul Mic și Barcani) sunt bine aluvionate spre gurile lor, cu contribuția substanțială a Buzăului, căci numai astfel se pot explica aluviunile groase și lățimea exagerată a luncilor, la numai 6 – 8 km distanță de obârșie. Ca urmare, pâraiele amintite, din cauza pantei slabe, au un curs foarte meandrat (fig. 3 B), așa cum remarcă Băcăințan (1975).

În lunca Buzăului se remarcă albiile și meandre părăsite și, pe alocuri, agestre acumulate de afluenți, ca de exemplu, cele ale Brădetului și Cimernicului. De la gura Acrișului în amunte, nivelul general al luncii se înalță treptat, așa încât la Vama Buzăului devine o terasă aluvială cu altitudine de 7 – 8 m (terasa a II-a - la Băcăințan). În schimb, sub fruntea ei apar 2 – 3 nivele scunde ce dovedesc adâncirea Buzăului. Aceasta este singura terasă mai importantă, căci terasa mai înaltă, cu altitudine de 11 – 12 m menționată de Ielenicz, 1984, p. 51, se prezintă ca mici fragmente nesemnificative.

Prezența teraselor la Vama Buzăului, înclinarea și transformarea terasei de 7 – 8 m, în aval, în luncă înaltă dovedesc o afundare a regiunii, fapt consemnat deja în literatura geografică (Orghidan, 1969, Ielenicz, 1984). Ea explică nu numai convergența văilor spre centrul depresiunii, ci și invadarea văilor afluate de către aluviunile Buzăului. Se pare că aceste mișcări negative se continuă și astăzi, chiar dacă în ansamblu regiunea muntoasă, după cum se știe, continuă amplele mișcări de înălțare din Pleistocen.

Culmile și nivelele de eroziune. Privit în ansamblu, relieful pozitiv din Depresiunea Întorsura Buzăului este constituit din culmi alungite sau ramificate ce despart văi bine calibrate, cu fundul plat. De regulă, sunt rotunjite sau aplatizate, iar în lungul lor se înșiră vârfuri și șei. Variațiile de altitudine se înscriu însă într-un ecart ce rareori depășește 25 m. În consecință, aproape toate culmile se racordează într-un nivel general, desfășurat la înălțime de 760 – 840 m, fragmentat de vâlcele sau dominat de martori de eroziune nu prea proeminenți, unii dintre ei datorându-și existența frecvenței sau grosimii bancurilor de gresie în flișul curbicortical (fig. 1 A, 2).

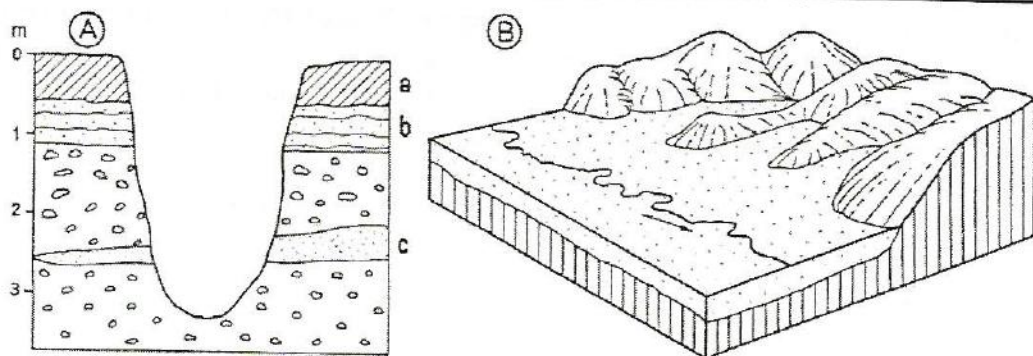


Fig. 3 A. Succesiunea stratelor în luncă, lângă gara Întorsura Buzăului: a, sol aluvial evoluat; b, lut nisipos gălbui; c, pietriș cu intercalații de nisipuri

Fig. 3 B. Blocdiagramă avale de satul Sărmaș. Se remarcă înecarea bazei versanților prin supraaluvionare și meandrarea pârâului Lădăușul Boroșneului

Fig. 3 A. Succession des couches dans le lit majeur à Întorsura Buzăului: a, sol alluvial évolué; b, argile sablonneuse jaunâtre; c, gravier à intercalations de sable

Fig. 3 B. Blocdiagramme aval du village Sărmaș. On remarque le couvrent de la base des versants par suralluvionnement et les méandres de la rivière Lădăușul Boroșneului

Nivelul a fost recunoscut și de Ielenicz (1984) la altitudinea de 800 – 900 m și denumit Nivelul Întorsurii Buzăului (sau Nivelul Montan Mediu). Păstrăm prima lui denumire, pe care o considerăm adecvată, chiar dacă în viziunea noastră are o extensiune ceva mai redusă și se situează la o altitudine ceva mai mică.

În partea sudică a depresiunii, nivelul este cel mai bine reprezentat de culmi rotunjite în jurul D. Secuului (868 m) și sub formă de piteni la 800 – 820 m altitudine în bazinul de obârșie al Ciumernicului. Astfel de piteni se remarcă și pe stânga Buzăului, între Acriș și Brădet, la aceeași altitudine. Câțiva dintre ei se insinuează pe sub Vf. Ucigașul până în pasul Teliu, 838 m.

La nord de Întorsura Buzăului, fragmente din acest nivel se înșiră în lungul culmilor din jurul localităților Sărmaș, Lădăuți, Barcani și Sita Buzăului, la înălțimi de 760 – 820 m. Vârfurile Berțu Mare (860 m) și D. Stânii (859 m). Sunt martori de eroziune și domină nivelul cu 50 – 60 m. Resturi din acest nivel se recunosc și la obârșia celor două văi Lădăuți, pe cumpăna apelor dinspre Râul Negru; dincolo de aceasta, formează pitenii suspendați deasupra șesului Depresiunii Tg. Secuiesc, considerați de Orghidan (1969) și de Vâlsan (1939) ca fragmente ale unui nivel de abraziune.

Nivelul de eroziune Întorsura Buzăului, înscris aproape exclusiv în limitele depresiunii, este dominat de jur împrejur de culmile Munților Întorsurii. Rotunjite și pe alocuri bine netezite,

aceste culmi se racordează într-un amplu nivel de eroziune ce corespunde binecunoscutei platforme Predeal (Vâlsan, 1939), respectiv Simila – Predeal (Niculescu, 1982) și Nivelul Buzăului sau Montan-Superior (Ielenicz, 1984), Bran (Orghidan, 1936) și Ciocanu (Niculescu, Roată, 1995). Aceasta poate fi urmărită fără întrerupere de la obârșiile Prahovei și Azugii până dincolo de Covasna, la înălțime de 1 100 – 950 m.

Dintre numeroasele culmi netezite, le menționăm numai pe cele situate în imediata apropiere a Depresiunii Întorsura Buzăului: în partea de vest, vârfurile Mogoș (988 m), Șirindiu (1 111 m), Poiana Cucului (1 030 m), Cârlanul (1 059 m), D. Cucoanelor (1 086 m, la sud-vest de pasul Teliu) și cele din apropierea vârfului Larma (1 027 m) (fig. 1A, 2); în partea de est, vârfurile Chiurușul Mare (la 1 012 m), cele de la est de localitatea Barcani (945 – 1 006 m), iar în partea de sud, Semeria (918 m), Poiana Stăncioaia (966 m), Vf. Negru (1 091 m) urmate la miazăzi de cote mai înalte: 1 032 m, 1 136 m.

În ceea ce privește vârsta nivelelor de eroziune, platforma Predeal s-a format în Pliocenul superior, așa cum dovedesc cercetările efectuate în regiuni diferite. Nivelul Întorsura Buzăului, situat cu puțin mai jos, se racordează și este sincron cu nivelul de cca 750 m ce însoțește bordura Depresiunii Brașov (considerat de Orghidan, 1969, ca nivel de abraziune) și cu nivelul Moieciu din Culoarul Bran-Dragoslavele; el s-a format în intervalul Villafranchian – Pleistocen inferior (Niculescu, 1982, Niculescu, Roată, 1995).

5. Reconstituiri paleogeografice

O bună parte din constatările noastre are semnificație aparte pentru evoluția morfologică a depresiunii și a regiunii înconjurătoare. În această privință, evenimentul cel mai important a fost formarea depresiunii tectonice a Brașovului și apariția unui lac în plină regiune muntoasă, începând din Dacian. Ca urmare, relieful preexistent s-a schimbat în mod radical, iar modelarea lui, în continuare, s-a făcut sub comanda noului nivel de bază.

Dar în timp ce fațada internă a Carpaților de Curbură se afla sub influența acestuia, cea externă, împreună cu dealurile subcarpatice, își continuau modelarea dirijată de nivelul lacului pliocen-cuaternar de-a lungul Buzăului (stabilit pe actualul traseu, după cât se pare, de la sfârșitul Miocenului), a cărui vale s-a adâncit antecedent, în pas cu repetatele mișcări pozitive, mai ales cu cele mai ample din fazele Valahă și Pasadena.

În Pliocen, în regiunea Depresiunii Brașov, dar înainte de formarea ei, relieful avea aspect colinar, așa cum presupune Posea (1971). El forma o treaptă bine individualizată la poalele înălțimilor Carpaților de Curbură și cuprindea spre nord munții Bodoc, Baraolt și Perșani. Înfățișarea unitară a acestei trepte se datora largii extensiuni a suprafeței de modelare Predeal. Buzăul și afluenții săi izvorau probabil din regiunea munților Bodoc – Baraolt și se îndreptau spre sud-sud-est, pentru a străpunge principala culme a Carpaților de Curbură și nu ar fi exclus ca în această etapă să se fi conturat aria de convergență a apelor din regiunea Întorsura Buzăului.

Apariția Depresiunii Brașov la sfârșitul Pliocenului a produs amputarea râurilor amintite la obârșii și deplasarea spre sud a principalei cumpene de apă dintre Bazinul Transilvaniei și cel al Câmpiei Române. Curmăturile de la obârșia celor două văi Lădăuți par să marcheze locurile de scurgere a vechilor ape spre sud. Și în prezent se constată intensitatea eroziunii regresive a afluenților Râului Negru ce tind să mute cumpăna apelor, în continuare, spre sud.

O nouă adâncire a Depresiunii Brașov, ca urmare a accentuării unor falii în intervalul Villafranchian - Pleistocen-superior – dovedită de Patrușiu, Mihăilă (1966) în Golful Zărneștilor – a determinat formarea nivelului de abraziune la circa 750 m, iar în regim continental, nivelul de

eroziune Moieciu (Niculescu, Roată, 1995). Această fază de eroziune s-a manifestat și în bazinul Buzăului, când s-a individualizat Depresiunea Întorsurii prin formarea nivelului de 760 – 840 m, sculptat cu 100 – 150 m mai jos, în nivelul Predeal – Ciocanu. S-ar părea că acest nivel corespunde și cu formarea celei mai înalte și mai vechi terase din Subcarpați și cu piemontul cuaternar din Subcarpații Teleajenului (Niculescu, 1965).

A urmat o nouă fază de eroziune accelerată, așa cum atestă versanții convecși ai văilor, determinată de un nou puseu al mișcărilor pozitive din Carpații de Curbură, ce a produs fragmentarea nivelului de eroziune Întorsura Buzăului. Efectuată în Pleistocenul inferior, ea pare să reprezinte ecoul atenuat al mișcărilor ce au dus la cutarea depozitelor villafranchiene și la viguroasele mișcări de înălțare ritmice ce au determinat sculptarea teraselor din regiunea subcarpatică (faza Pasadena).

O ultimă fază de evoluție a reliefului s-a produs în Pleistocenul Superior și Holocen, printr-un intens proces de aluvionare a văilor, cu înecarea bazei versanților, consecință a unei mișcări locale de afundare epirogenică a depresiunii. Așa cum menționa Orghidan (1969, p. 42), mișcarea este sincronă și compensatorie cu înălțarea munților de la sud. La această aluvionare intensă mai socotim că a contribuit și schimbarea climatului către unul pluvial (echivalent ultimei faze glaciare din Carpații Românești), care a favorizat dezvoltarea eroziunii în regiunile înalte, cu demolarea și remanierea conglomeratelor de Bucegi – Zăganu. Așa se explică șesurile aluvionare bine dezvoltate din lungul Buzăului și al afluenților lui.

În prezent, modelarea reliefului din cursul superior al Buzăului are o intensitate moderată. Excepție face eroziunea regresivă activă a văilor tributare Depresiunii Brașov, determinată de scufundarea acesteia, cu un decalaj altimetric de circa 200 m. În Depresiunea Întorsura Buzăului, procesele de eroziune se rezumă la unele ravene sau ogașe, temporar active la obârșia văilor, și la procese de alunecare pe seama formațiunilor argilo-marnoase. Procese de modelare fluviatilă se remarcă mai ales în lungul văii Buzăului, lunca fiind pe alocuri desfăcută în 2 – 3 nivele ce păstrează urmele eroziunii laterale a râului.

Eroziunea se manifestă și în lungul unor văi de dimensiuni mai mici, la gura cărora materialul

aluvionar recent transportat contribuie la dezvoltarea agestrelor. Procesele de aluvionare actuală în lunci, și mai ales în lunca Buzăului, este destul de intensă, căci îngustarea văii mai jos de Sita Buzăului funcționează ca un obstacol în transportul firesc al aluviunilor. În afară de aceasta, apariția lacului de baraj antropic la confluența Buzăului cu Siriul produce o atenuare a eroziunii pe verticală.

Prin caracterele ei fizico-geografice, prin aglomerarea așezărilor umane la întretăierea unor căi de comunicație și prin dimensiunile relativ mari, Depresiunea Întorsura Buzăului constituie o individualitate geografică în cadrul spațiului muntos de la curbura Carpaților.

Bibliografie

- Băcăințan, N. (1975), *Terasele din bazinul superior al Buzăului*, Stud. Cerc. de Geogr., t. XXII, p. 123 – 127.
- Băncilă, I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. Științifică, București.
- Iancu, M. (1971), *Depresiunea Întorsura Buzăului. Considerații morfogenetice*, Geografia județului Buzău și a împrejurimilor, București, p. 23 – 27.
- Ielenicz, M. (1984), *Munții Ciucaș-Buzău. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, București.
- Mihăilescu, V. (1963), *Carpații sud-estici de pe teritoriul R.P. Române. Studiu de geografie fizică, cu privire specială la relief*, Edit. Științifică, București.
- Mutihac, V. ((1990), *Structura geologică a teritoriului românesc*, Edit. Tehnică, București.
- Naum, Tr. (1961), *Platformele și nivelele de eroziune din Carpații și Subcarpații de Curbură*, Anal. Univ. Buc., nr. 7, 2.
- Niculescu, Gh. (1963), *Terasele Teleajenului în zona subcarpatică, cu privire specială asupra mișcărilor neotectonice cuaternare*, Probl. de geogr., IX, p. 57 – 83.
- Niculescu, Gh. (1965), *Reconstituirea unui piemont cuaternar în Subcarpații Teleajenului*, SCGGG, Geografie, t. XII, 2, p. 219 – 228.
- Niculescu, Gh. (1982), *Les surfaces d'aplanissement dans les montagnes comprises entre la Prahova et le Buzău*, Rév. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série Géographie, t. 26, p. 27 – 34.
- Niculescu, Gh., Roată, S. (1995), *Culoarul Bran – Dragoslavele – Considerații geomorfologice*, Stud. Cerc. de Geogr., t. XLII, p. 33 – 46.
- Orghidan, N. (1936), *Branul (considerațiuni morfologice)*, Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr., t. LIV, 1935, p. 110 – 131.
- Orghidan, N. (1969), *Observațiuni morfologice pe marginea ardeleană a Munților Vrancei (Covasna și împrejurimile ei)*, Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr., t. LVII, p. 125 – 137.
- Orghidan, N. (1969), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei Române, București.
- Patrulus, D., Mihăilă, N. (1966), *Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Bârsei*, An. Com. Stat. Geol., XXXV.
- Posea, Gr. (1971), *Evoluția văii Buzăului*, Geografia județului Buzău și a împrejurimilor, București, p. 9 – 22.
- Schilling, G. (1910), *A Bodzaforduló*, Föld. Közl., 38, Budapest.
- Vâlsan, G. (1939), *Morfologia văii superioare a Prahovei și a regiunilor vecine*, Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr., LVIII, p. 3 – 44.
- x x x (1972 – 1979), *Atlas R.S. România*, Institutul de Geografie, Edit. Academiei, București.
- x x x (1987), *Geografia României, III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Academiei Române, București.
- x x x (1967, 1968), *Harta geologică a R.S. România, scara 1 : 200.000*, Inst. Geologic, București.

The Paleogeographical Evolution of the Romanian Plain Correlatively to the Development of the Danube Terrace System

Grigore Posea, Iuliana Armaș

Key words: Romanian Plain, Quaternary lake, Danubian terraces, Lower Pleistocene

Evoluția paleogeografică a Câmpiei Române corelată cu dezvoltarea sistemului teraselor dunărene.

Rezultatele privind realizarea unei scări morfocronologice a Câmpiei Române sunt încă relative, deoarece la formarea unor suprafețe de câmpie au contribuit, simultan sau succesiv, cauze variate: eustatismul, neotectonica, oscilațiile climatice și ale nivelului Mării Negre.

Câteva concluzii au putut fi totuși formulate. Sensul general de avansare a uscatului a fost de la vest către est și nord-est, dar și dinspre extremitățile nordice și sudice ale actualei câmpii (arealele Hagieni și Burnas) spre o fâșie centrală, cu dispunere nord-estică, având un caracter subsident. Ultimul stadiu total lacustru al Câmpiei Române a fost cel din Romanianul inferior. Din Villafranchian începe formarea unor suprafețe de uscat cu caracter piemontan, care se va continua pe tot parcursul Cuaternarului.

În mod concret, pentru realizarea scării morfocronologice s-a pornit de la sistemul de terase al Dunării, documentat prin cărări și foraje a fi în număr de 5. Astfel, terasa 5 se pierde în câmp la est de Olt, terasa 4, la est de Argeș etc. În al doilea rând, s-a conturat modul cum terasele râurilor carpato-subcarpatice pătrund și se pierd și ele - sau se continuă - în câmpie: între Jiu și Argeș, râurile pătrund în câmpie însoțite de terasa 5, echivalentă cu cea a Dunării; de la Dâmbovița la Trotuș, terasele 5 și 4 (pe Buzău se adaugă și terasa 6) rămân însă suspendate deasupra câmpiei propriu-zise, trecând uneori în câmpia de glaciis (Glaciisul Râmnicului sau chiar Câmpia Covurluiului). Terasa 4, la est de Argeș, pare a avea echivalent și la sud de câmpia subsidentă (Titu-Siret), în conuri deltaice piemontan-terminale. Terasa 3 și 1, de aici, pătrund în câmpia propriu-zisă până la cea subsidentă și realizează terase piemontane (Câmpia Târgoviște-Ploiești, Câmpia Râmnicului). Totodată, evoluția Câmpiei Române a fost afectată de două aliniamente de ridicare: unul legat de Piemontul Getic, de Subcarpați și Podișul Moldovei, iar altul nord-bulgar și sud-dobrogean, afectând Burnasul și Câmpul Hagieni, cât și o fâșie subsidentă aflată între cele două. S-au realizat astfel trei sectoare: Câmpia Olteniei (influențată doar de ridicările din nord), Câmpia de la est de Argeș (suportând influența tuturor acestor mișcări) și Câmpia Teleormanului.

1. Generalities

The Romanian Plain is underlain by the Moesian Platform and the Carpathian Forefront, covering 22% of the country's surface. It is a depressionary zone bordered by the Getic and the Moldavian tablelands in the north, the Dobrogea Plateau in the east, and the Prebalkan Plateau in the south (Bulgaria). The Danube River flows on the bottom of this Plateau.

The general present-day landscape corresponds to a fluvio-lacustrine accumulation plain, with a succession of north-south developed genetic sub-types: from the piedmont plains which lie at the foot of higher relief units, down to subsidence plains, terrace plains and glaciis plains.

Once the southern and south-eastern boundaries of the Danube River became settled, the Romanian Plain started being drained by Romania's main inland drainage network, the rivers Jiu, Olt, Argeș, Ialomița, Buzău, and Siret.

Lying in an area where climatic influences are interfering, the Plain shows, in general, a temperate climate with excessive shades. The Carpathian mountains act, in part, like a barrier in the way of Scandinavian-Baltic advections, which nevertheless do penetrate from the north-east over the Moldavian Plateau and affect the whole eastern section of the Plain down to Bucharest city. Crossing the Balkans, the air masses coming from Northern Africa and the Mediterranean Sea, lose all their moisture, becoming

warm and dry, and stirring up dust storms in the west of the Romanian Plain, in particular.

As the north-western masses of air (arctic, oceanic) are arrested by the mountain range, which they are seldom able to cross, they can but little influence the climate of this plain.

The elaboration of a Quaternary morpho-chronological scale of the Romanian Plain followed the same criteria as those used to outline large terrace systems, establish their number (by means of drilling works, too) and assess the way in which the Danubian and Carpathian river terraces combine at regional level, as well as the binary character of terrace deposits and of the Danube Floodplain formations. Attempts have been made to draw a comparison between the phases of the Lower Pleistocene in the Romanian Plain and in the Getic Piedmont (Posea, 1984), and connect terraces with the equivalent flat delta-lacustrine fields.

However, the results achieved with such a morphochronological scale are pretty relative, because the formation of flat surfaces (terrace surfaces included) is the outcome of the concomitant or successive contribution of a variety of factors, such as eustatism, neotectonic movements, climate oscillations etc.

As a general conclusion, we would say that the Lower Romanian is the last, totally lacustrine stage in the Romanian Plain. In the Villafranchian some piedmont lands began forming, a process that was to continue throughout the Quaternary period.

2. Discussions

The paleogeographical evolution of the Romanian Plain, in the form of lands successively coming together, began from the west, where the Getic Piedmont started expanding. As each terrace developed, the plain stretched out to the east.

However, some areas on the Danubian side lying over the Moesian Platform emerged into land at an earlier date, while the last episode in this process is represented by the Titu-Siret subsidence-affected plain. Now and again, the process of subsidence would be arrested by the high quantity of alluvia pouring from the Carpathian mountains, specific silting occurring also farther south.

Looking at the pattern of Danubian terraces and of the rivers running down from the tableland and the Subcarpathian zones, one can distinguish eight phases in the building of the Romanian Plain, from piedmont to present-day waterplain.

a. The Getic Piedmont. From that stage the Romanian Plain has preserved two areas located on either bank of the Jiu and the Olt rivers: Sălcuța Plain, Leu-Rotunda Plain, the northern side of the Boianu Plain and the Burdea Plain (fig. 1). They are the oldest surface-areas of the plain, yet representing the latest episode in the building of the Getic Piedmont. By and large, they correspond also to the Jiu, Olt and Argeș terraces (120-150 m relat. alt.) which lie in the north of the Piedmont. The process is assumed to have lasted for 900 000 years.

b. The fluvio-lacustrine plain of the Frătești Strata (St. Prestien) has a smaller quantity of sediment origin from the Carpathian Mountains, while deposition of alluvia coming from the south over the Burnas Plain, the southern parts of the Vlășia and the Bărăgan plains, is enhanced. The plain extent at the time when the Frătești Strata were being formed, continues the previous one. From time to time, it would grow into a lake, especially along the central-north-east axis. There is no morphological indication of the existence of the Danube now. Apparently, while these strata transgress the Căndești ones, in the west and south, sedimentation is going on in the east and north-eastern parts. It follows that a feeder stream, collecting only Carpathian-Balkan waters, does presumably exist, at least inter-mittently.

This stream is supposed to have run from the southern part of Oltenia along the Călniștea line, up to the point where the two directions of sediment deposition – Carpathian and Balkan, were crossing, farther flowing into an eastern, probably temporary lake. This assumption is based on the fact that at that time the Siret River created a big alluvial fan over the future delta gulf. The process is supposed to have lasted for 700 000 years.

c. The terrace 5 phase is the period when the first lowland terrace level, cutting right under the Piedmont, emerged. The terrace is visible particularly well on the Danube River (down to the Olt River), on the Olt River (up to Drăgănești-Olt locality), on the Vedea and the Argeș rivers. Between the

region of Oltenia and the Argeş River, these terraces disappear among downstream fields along an unbroken line (Negreşti line). During that period, the Dâmboviţa River was also drained in the same direction (toward Găeşti commune). The Negreşti line would indicate the area where the above rivers built up delta units, at the edge of a lake where a "marly complex" continued to be deposited (Middle Pleistocene).

Recalling that the Burnas Plain itself was covered by delta formations, it follows that terrace 5 phase in the formation of the Romanian Plain was marked by significant momentous subsidence east of the Olt River. This situation, and a new post-Villafranchian drier climatic wave, led to the catchment of the Danube over the Iron Gate Defile and its rather sudden penetration as far as east of the Olt River.

The Delta sediment consisted of small pebbles and clays. The Black Sea (in the Paleo-euxinus phase) appears to have had a gulf in the north of the Delta territory, up to Galaţi city.

d. Terrace 4 phase was the time when the lifting of the Getic Piedmont led to the elevation of the western part of the Romanian Plain. The lifting process affected also the Prebalkan Plateau (Bulgaria) and the south of Dobrogea, but with lesser intensity. The area east of the Argeş River was silted. The Danube moved forward, crossing the southern part of the Burnas Plain up to the Argeş River.

Deposition of the "Mostištea Sands" began, but the gentle eastward slope of these sands indicates the presence of a watercourse from west of Bucharest city to the Ialomiţa River. Pushed forward by the huge amounts of Olt-transported alluvia, the Danube takes a southward turn, east of the Olt River. East of Olteniţa town, it traverses a wetland zone, leaving behind a piedmont-loess plain on its righthand side (a plain built by the waters streaming from the south. What is left of it today is the Hagieni Plain).

On the other hand, vast areas lying south of the sunken strip (the present Titu-Siret plain), i.e. part of Vlăşia Plain, the north of Mostištea Plain, the north-western corner of the central and southern Bărăgan Plain were silted by the Carpathian waters streaming down between the Argeş and the Buzău, and turned into land. It is for the first time now, that lake sediments (Mostištea Sands) change their inclination, from the north to the south. This

indicates a slower river discharge, particularly along the west alignment (Bucharest-Ialomiţa River). The Black Sea was undergoing regression (Uzunlar phase). Fluvatile-deltaic formations, extending farther east of the present littoral, are notable in the Danube Delta. This phase could also be referred to as the "Plain of the Mostištea Sands". In the north of the Burnas Plain, some loess-fossilized valleys deepened in a marly substrate.

e. Terrace 3 phase. Most of the plain situated east of the Argeş River was uplifting and the first terrace of the Argeş-Dâmboviţa water complex emerged south of the subsidence strip. Small promontories of the terrace located on the rivers streaming down from the Subcarpathian area, penetrate into the lowlands, where the terrace is covered by a thick gravel layer. East of the higher Hagieni alignment, a contact valley developed, thereby extending the lower course of the Carasu, Urluia and of other valleys from the southern part of Dobrogea region (fig. 1). The Black Sea (Karangat phase) was slowly transgressing in the east of the Delta, due to its connection with the Mediterranean, in the Tyrrhenian I phase at the time (the 25–35 m-high terrace).

f. Terrace 2 phase witnessed the emergence of the widest piedmont plain areas in the contact zone of the Subcarpathians (the plains of Târgovişte-Ploieşti, Râmnic and Tecuci) and in the lower part of the Istria glacis. These alluvia-fan-type terraces are lost in the subsidence plains. The second terrace on the Danube can be clearly seen as far as east of Gălăţui liman, wherefrom it extends into the Bărăgan Plain. The Black Sea entered the Neo-euxinus phase, correlative with the Würm, having a negative eustatic character.

The Mostištea-Brăila sector raises specific questions. When and how did the Danube separate the Hagieni-Nasul Mare area from the Dobrogea Plateau? Or, how did the floodplain between Călăraşi and Brăila come into being?

This is the part of the Danube valley where the geological hypothesis was formulated (Drăghiceanu, 1896) for the first time.

Geological hypotheses were put forward at the beginning of the 20th century, when Drăghiceanu tried to explain the Danube's course by the presence of faults along the river. It is true that

there are some local faults along the river, but their importance for the present setting of the Danube Valley is rather small. Yet, some major transversal faults are accepted as possible explanations.

During the 3rd terrace stage, east of Hagieni Field and the narrow Nasul Mare area a valley appeared at a tectonic and lithological contact between Dobrogea and the Romanian Plain. This valley prolonged the lower courses of the Carasu, Urluia and of other rivers coming from the southern Dobrogea Plateau.

During the 2nd terrace stage, the Danube River branched out through Țândărei sector, thus reaching the Carasu Valley and cutting off the narrow Nasul Mare area. Most of the waters still flow over the Bărăgan Plain, somehow more eastwards than the previous river bed.

At present, it appears as a smooth 30–35 m high prolongation of the 3rd terrace east of the Gălățui lake, where it stops.

The Danube River set its valley on the present track (that is south and then east of Hagieni–Nasul Mare area) by lateral erosion to the right, capturing the Carasu Valley during the 1st terrace stage. There was a succession of spontaneous captures to the east, where the southern tributaries of the Carasu River flow, the result of which is the present-day Danube Valley in this area.

These hypotheses can be supported by taking into account the narrow part of the valley at Oltina lake and the presence of Dobrogea rocks (Blasova, Piatra Fetei) inside the present flood plain of the Danube.

g. Terrace 1 phase is very little developed on the lowland streams, except for the Danube, being somewhat more obvious outside the Subcarpathian zones. It disappears at the gate of the plain, to meagerly reappear on the Olt and the lower Argeș rivers, and especially on the Ialomița in the Bărăgan Plain. This phase had largely contributed to the subsidence plains becoming alluvia-filled, moreover so, as terrace 1 is often mistaken for the higher waterplain of the northern and southern sunken areas.

In 1989, Posea made a new statement. The 1st terrace of the Danube River apparently stops at Mostiștea and so the Călărași terrace could be considered as the 2nd terrace. The 1st terrace reappears east of Hagieni (the Făcăieni terrace), reaching the Ialomița River. Only the 2nd terrace

remains north of the Călmățui River and it largely extends into the Brăila Plain. These new data place the Danube's embedding between the Hagieni Plain and the Dobrogea Plateau at the level of the 2nd terrace.

h. The Danube waterplain. Downstream the town of Călărași (and of Oltenița even) the sediment layer grows thicker and thicker. In the wake of a sharp Black Sea level descent in Würm III, the base of the erosion-bed in front of Brăila town, and farther down it, stays at -50 m. What followed was a positive eustasy in the Early Holocene, when the waterplain became severely silted. The mouths of small valleys were blocked and turned into limans. It was then that the building of the Danube Delta began.

3. Conclusions

Beginning with the Villafranchian, the Quaternary lake of the Romanian Plain showed a gradual west-to-east shrinking. Its surface-area decreased through the formation of the Getic Piedmont Plain.

Concomitantly, the course of the Pannonian Danube was caught in the defile and turned eastward. In the north-eastern part of the Romanian Plain, the waters controlled by a paleo-Siret River built a huge alluvia fan in the present Danube Delta area. The lake in the Romanian Plain continued to exist for a longer period of time east of the Argeș River, in the subsidence sector, and by-passing Dobrogea it was permanently linked to the Black Sea in a direct or indirect manner. The water level in the lake was therefore closely related to sea level oscillations (particularly during the Middle Pleistocene and the Holocene even). However, lake water levels were far more influenced by silting and subsidence rates, and by neotectonic uplifts.

CÂMPIA ROMÂNĂ

HARTA GEOMORFOLOGICĂ

Posea Grigore

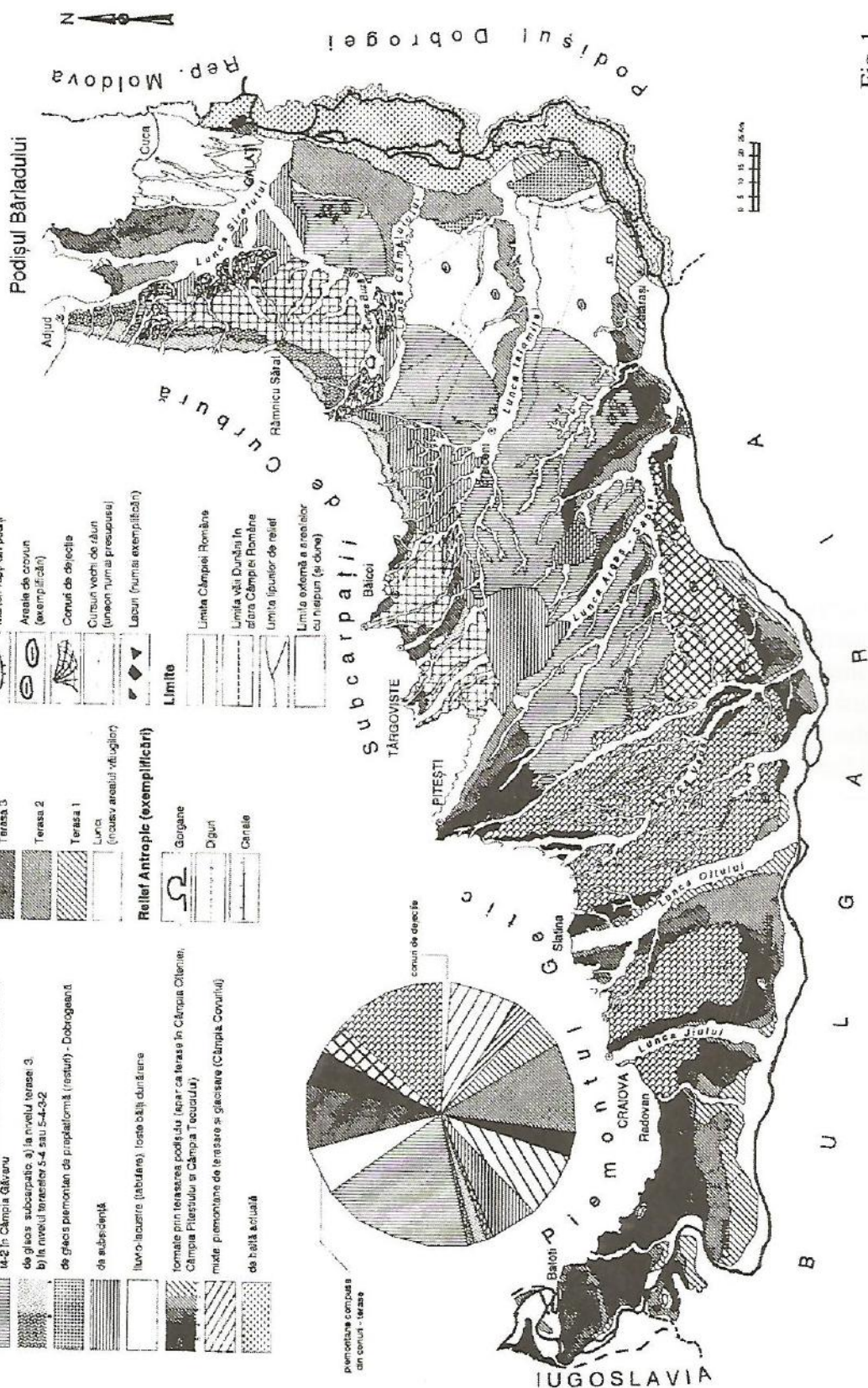
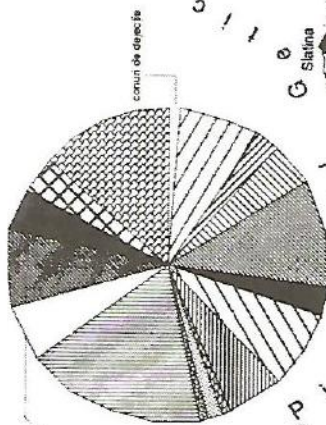
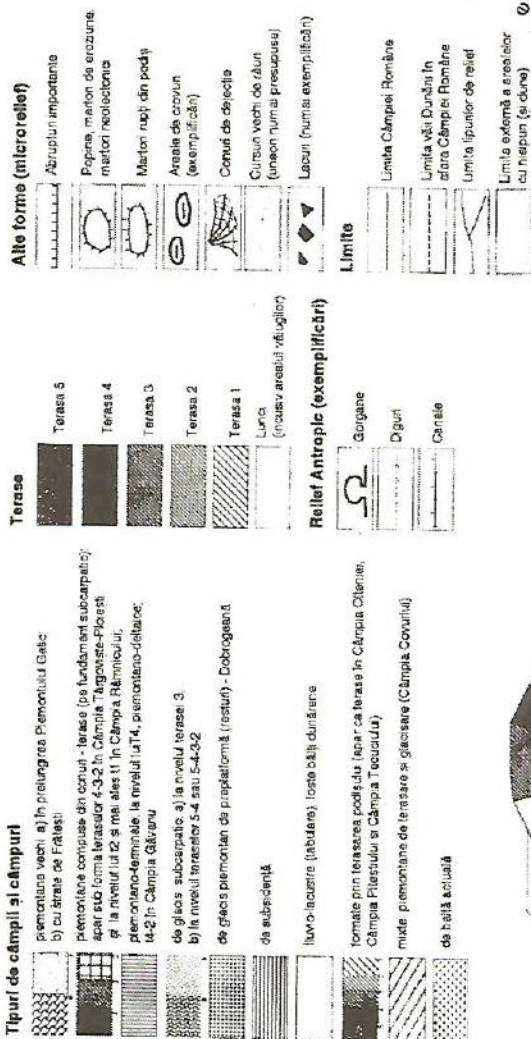


Fig. 1.

References

- Armaş Iuliana, Benca I. (1997), *Ipoteze asupra formării Dunării pe teritoriul românesc*, Revista de Geomorfologie, I.
- Coteţ P. (1976), *Câmpia Română. Studiu de geomorfologie integrată*, Ed. Ceres, Bucureşti.
- Drăghiceanu I. (1896), *Les tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants. Contribution a la théorie tectonique*, C. Gobl., Bucureşti.
- Posea Gr. (1983), *Teresele din Câmpia Târgovişte-Ploieşti şi raporturile lor cu Subcarpaţii*. Memoriile Secţiilor Ştiinţifice ale Academiei Române, Seria IV, VI, 2.
- Posea Gr. (1984), *Aspecte ale evoluţiei Dunării şi Câmpiei Române*, Terra, 1.
- Posea Gr. (1987), *Tipuri ale reliefului major în Câmpia Română – importanţă practică*, Terra, 3.
- Posea Gr. (1989), *Câmpia Bărăganului*, Terra, 1.
- Vâlsan G. (1916), *Câmpia Română*, B.S.R.G., XXXVI (1915), Bucureşti.
- xxx (1969), *Geografia văii Dunării româneşti*, Ed. Academiei, Bucureşti.

*Department of Geomorphology
Faculty of Geography
University of Bucharest*

Un permafrost de altitudine joasă la Detunata Goală (Munții Apuseni)

Petre Urdea

Cuvinte cheie: permafrost discontinuu, rockglaciers, Munții Apuseni

A Low Altitude Permafrost at Detunata Goală (Apuseni Mountains). The discovery by chance of cemented ice raised the possibility of a permafrost existence at Detunata Goală. In order to verify this possibility we applied the BTS method and we also measured the estival temperatures of springs which appear close to the rubble masses beneath Detunata Goală in 1995-1997 period. The temperatures values between 0,2 and 0,5° C of the spring „La Ghețar” („At glacier”), as well as the results of BTS measurements confirm the existence of permafrost. Of course, it is an sporadic, extrazonal permafrost, at Detunata Goală, it has a altitude of 1050 m. The morphological analysis of the frost-shattered blocks field led to the recognition of a specific rockglaciers topography, that explains their special morphographical aspect. The detailed aspects of rockglaciers topography, together with the dendrochronological datas, show that the rockglaciers „La Ghețar” was an active one during the Little Ice Age.

1. Introducere

Chiar dacă la ora actuală mai domnește un anumit scepticism în lumea geomorfologilor și geografilor români în ceea ce privește existența permafrostului în Carpații Românești, rezultatele cercetărilor noastre din ultimii ani se constituie într-o adevărată surpriză pentru categoria scepticilor, articolul de față înscriindu-se pe această linie.

Permafrostul reprezintă un substrat - sol sau rocă- ce se află la temperaturi de sub 0° C pentru mai mult de doi ani (ACGR-NRCC, 1988). Așa cum subliniam și cu altă ocazie (Urdea, 1993a) pentru a accepta această noțiune la adevăratele sale semnificații geografico-geomorfologice, dar și sub aspectul acoperirii conceptual-terminologice, sunt necesare câteva precizări. Permafrostul poate exista pentru perioade variabile de timp, de la câțiva ani la până la mii de ani, cu grosimi de la ordinul decimetrilor la cel al sutelor de metri, el putând exista atât în roca în loc cât și în roci dezagregate și/sau neconsolidate, astfel că el poate avea un conținut scăzut în gheață sau poate fi suprasaturat cu gheață. Permafrostul montan - căci doar asupra acestuia ne este îndreptată atenția - se diferențiază în continuu,

discontinuu și sporadic, sau insular, cel discontinuu putând fi răspândit (widespread) și peticit (patchy), (King, 1986). Limita dintre permafrostul continuu și cel discontinuu corespunde izotermei de -6° C (-8° C), cea dintre permafrostul discontinuu și cel sporadic ar corespunde izotermei de -1° C (-3° C), cel insular putând fi prezent în arii cu temperaturi medii anuale pozitive, dar cu condiții microclimatice și litologice particulare. Trebuie să mai reținem că distribuția spațială a permafrostului discontinuu și sporadic este în dependență directă de temperatura medie a aerului (efectul altitudinii, scala regională), radiația solară directă (efectul reliefului, scara topografică locală) și caracteristicile cuverturii nivale (efectul acumulărilor eoliene și activitatea avalanșelor, mezo- și microscala rugozității suprafeței) (Haeblerli, 1978). Dacă permafrostul continuu este relativ ușor de identificat, în privința celui discontinuu și a celui sporadic, lucrurile sunt mult mai complicate deoarece numeroși factori locali vin să modifice condițiile geoeologice generale de apariție a acestor forme de permafrost. Nu trebuie, de exemplu, să uităm faptul că mările de pietre, ghețarii de pietre, conurile și trenule de grohotiș sunt areale favorabile prezervării permafrostului (cf. King, 1986).

2. Date de teren și discuții

Detunatele (Detunata Goală și Detunata Flocoasă), dar mai ales Detunata Goală, fac parte din categoria formelor de relief cu statut emblematic pentru peisajul geomorfologic de mare complexitate al Munților Apuseni, fiind totodată (după cunoștințele noastre) singurul tholoid vulcanic din România (Maxim, 1944). Faptul ce ne-a determinat să ne îndreptăm atenția spre Detunata a fost descoperirea la data de 7 iulie 1992 -cu ocazia excursiei de studii a studenților geografi de la Universitatea de Vest din Timișoara - în treimea inferioară a grohotișului aflat sub abruptul Detunatei Goale, la cca. 1050-1100 m altitudine, a unor mase de gelifracțe „cimentate” cu o gheață cristalină. Cum această descoperire nu ne-a dat pace multă vreme, stăruindu-ne în minte întrebarea dacă este sau nu vorba de existența unui permafrost, am purces la investigarea acestei zone, făcând uz de metodele aflate la îndemâna noastră (cf. Urdea, 1993a).

Pentru început am aplicat metoda BTS; metoda constă în măsurarea temperaturii la baza stratului de zăpadă, ținând cont de faptul că aceste măsurători se fac la sfârșitul iernii, a perioadei de îngheț, și că este necesar ca stratul de zăpadă să aibă cel puțin 0,8 m grosime, pentru a juca rolul de izolator termic. Măsurătorile au fost efectuate în 6 martie 1995 și apoi în 25 februarie 1997, utilizând un termometru digital, fiind realizate câte 54 de sondaje termice (fig. 1). În conformitate cu protocolul și metodologia de lucru dar și cu modul de interpretare a datelor, acolo unde valorile termice sunt mai mici de -3°C ar exista permafrost (cf. Haeberli, Patzelt, 1982). Rezultatele obținute (tabelul 1) confirmă faptul că în aria investigată permafrostul este o realitate. Ceea ce este surprinzător este faptul că valorile termice găsite nu indică existența permafrostului în grohotișul aflat în imediata apropiere a abrupturilor Detunatei ci în treimea lor inferioară, și mai ales la limita pădurii., ca de exemplu în punctele 7-13 și 37-54. Această situație se explică atât prin faptul că

în apropierea pereților grohotișului are înclinări ce depășesc de regulă $25-30^{\circ}$ (Fig. 2), ceea ce nu favorizează menținerea apei în masa de gelifracțe și acumularea sa sub formă de gheață, cât și prin faptul că la limita pădurii arborii prin umbra ce o fac asigură o insolație redusă, ceea ce favorizează conservarea permafrostului. Deși măsurătorile au fost efectuate în condițiile în care masa de gelifracțe de mari dimensiuni, de fapt coloane de bazalte piroxenice prăbușite din orga de bazalte era acoperită de un strat de zăpadă cu grosime ce se încadra standardelor, adică cel puțin 80 cm, diferențele existente între valorile termice înregistrate sunt în măsură să indice că în interiorul maselor de gelifracțe există ceva ce are darul de a schimba caracteristicile termice ale substratului, acest ceva fiind permafrostul.

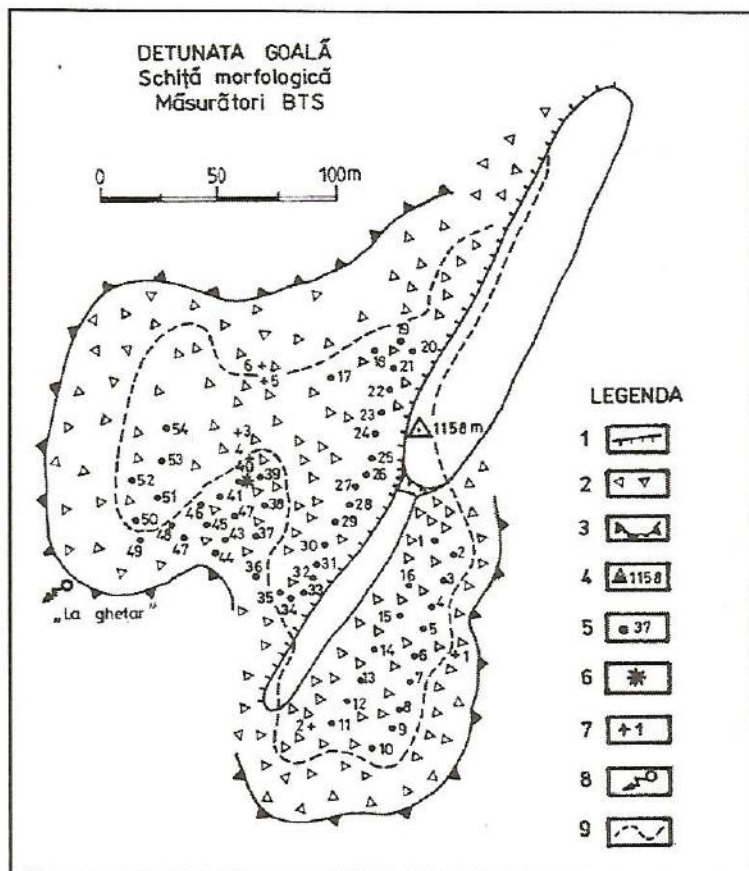


Fig. 1. Detunata Goală - schița geomorfologică și măsurători BTS: 1. abrupturi; 2. grohotișuri; 3. ghețar de pietre; 4. cotă; 5. puncte de măsurători BTS; 6. punct de identificare a gheții cimentate; 7. măsurători dendrocronologice; 8. izvor; 9. limita pădurii.

Detunata Goală - geomorphological sketch map and BTS measurements: 1. scarps; 2. rubbles; 3. rockglaciers; 4. elevation point; 5. BTS measurements points; 6. cemented ice; 7. dendrochronological measurements; 8. spring; 9. forest limit.

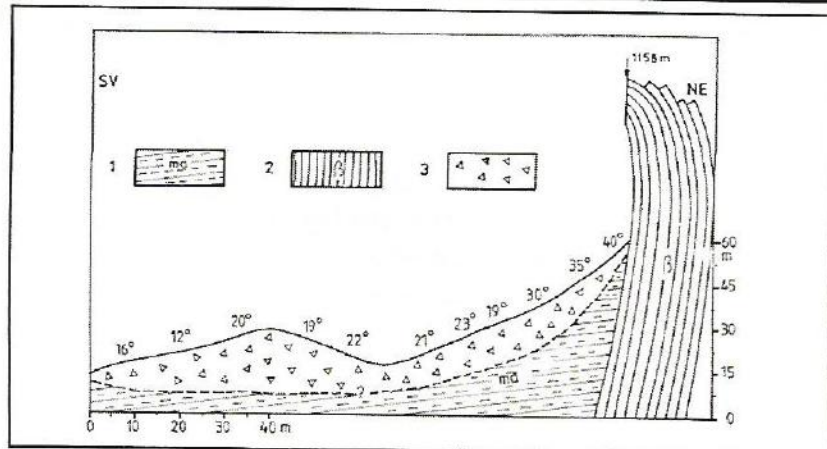


Fig. 2. Ghețarul de pietre „La ghețar” - profil longitudinal schematic: 1. fliș grezo-șistos maastrich-tian; 2. coloane bazaltice; 3. grohotiș
Rockglaciers „La ghețar” - over-simplified longitudinal profile:
1. maastrichtian sandy-schistous flysch; 2. basaltic columns; 3. rubble

O altă modalitate de a pune în evidență existența permafrostului, o modalitate extrem de accesibilă, este aceea a măsurării temperaturii izvoarelor ce apar la baza conurilor și trenelor de grohotiș, sau la baza frontului ghețarilor de pietre. Dacă temperatura acestor izvoare este de sub 2°C , se consideră că apa lor provine dintr-o masă înghețată. Cum la Detunata Goală sunt cunoscute două izvoare, cel din Poiana Cioculeștilor, situat la sud de ivirea de bazalte, și cel denumit foarte sugestiv de către localnici „La ghețar”, situat la sud-vest de grohotișul de sub marele perete al Detunatei, am purces la măsurarea temperaturii acestora - au fost utilizate atât termometre digitale cât și termometre cu mercur - la sfârșitul perioadei de topire, deci în lunile august-septembrie, mai exact în 28-29 august 1996, 23-24 august 1997 și în 22 septembrie 1997, între orele 10 și 16.

Valorile termice înregistrate (tabelul 2) evidențiază diferențe notabile între cele două izvoare. Dacă izvorul „La ghețar” își merită pe deplin numele, temperaturile fiind foarte scăzute, între $0,2$ și $0,4^{\circ}\text{C}$, la celălalt izvor temperaturile au fost cuprinse între $5,2$ și $5,8^{\circ}\text{C}$, în condițiile unui $\text{pH} = 5$ și temperaturi ale aerului cuprinse (la orele de măsurare) între $10,8$ și $21,8^{\circ}\text{C}$. Ceea ce trebuie remarcat este faptul că se constată o anumită constanță a valorilor termice ale apelor acestor izvoare, precum și o independență a acestora de variațiile temperaturii aerului, ceea ce sugerează într-un fel originea acestor ape.

Cu toate că ambele izvoare sunt alimentate din aceste grohotișuri, faptul că izvorul Cioculești are temperaturi mult mai ridicate în comparație cu izvorul „La ghețar” se explică prin aceea că izvorul Cioculești este mai depărtat de „aria sursă”, ultimii zeci de metri ai traseului subteran al apelor fiind în alte roci decât bazaltul, -e vorba

de gresii calcaroase și microconglomerate maastrichtiene - grohotișul este mult mai bine acoperit cu vegetație forestieră, iar corpul de pergisol este probabil mult mai redus.

Pe lângă datele de mai sus dorim să mai adăugăm faptul că și cu ocazia investigațiilor din vara anilor 1996 și 1996 am identificat la $0,7 - 1,3$ m adâncime gheață cristalină ce cimenta blocurile de bazalte, și că de multe ori strecurând termistorul în crăpăturile dintre blocurile de bazalte, de unde simțeam că vine un curent de aer rece, erau indicate temperaturi de $3-7^{\circ}\text{C}$.

Un fapt de maximă importanță ce trebuie reliefat este acela că ambele mase de gelifracțe de mari dimensiuni se extind pe o suprafață mare în raport cu întinderea ariei-sursă. O analiză minuțioasă a suprafeței celor două mase de grohotișuri are darul de a evidenția existența unei morfologii de detaliu ce sugerează pe cea caracteristică ghețarilor de pietre, cu unele valuri și brazde longitudinale și transversale. Dacă suprafața grohotișului situat la capătul sud-estic al „lamei” de bazalte are o morfologie de detaliu mai estompată, grohotișul situat la vest prezintă un val frontal bine exprimat morfologic, separat printr-o contrapantă de pânza de gelifracțe aflată sub peretele Detunatei (fig. 2). Această situație ne obligă să ne punem fireasca întrebare: cum au ajuns atât de departe gelifracțele acestea de mari dimensiuni? Cum întregul ansamblu morfologic se constituie într-un ghețar de pietre, alcătuit dintr-un melanj de gelifracțe și gheață, acestuia fiindu-i caracteristică o mișcare ce este asimilată creepului (Haeberli, 1985), răspunsul este ca și cunoscut.

O importanță deosebită pentru interpretarea evoluției temporo-spațiale a grohotișului ce se află sub coloanele bazaltice ale Detunatei Goale o are și analizarea raporturilor spațiale dintre masele

Tabelul 1: Rezultatele metodei BTS la Detunata
Goală

6.03. 1995

25.02. 1997

Punctul	Grosimea z ăpezii (cm)	BTS (°C)	Grosimea z ăpezii (cm)	BTS (°C)
1	96	-1.8	76	-1.5
2	81	-0.7	88	-1.6
3	121	-1.2	101	-3.1
4	126	-2.1	105	-2.6
5	125	-2.6	93	-2.9
6	102	-3.7	89	-2.5
7	103	-4.6	109	-4.5
8	171	-4.7	123	-4.9
9	115	-4.5	112	-4.6
10	93	-4.2	107	-4.4
11	125	-4.1	113	-4.1
12	118	-4.0	99	-4.3
13	99	-3.9	105	-4.0
14	97	-2.8	101	-3.1
15	104	-3.0	97	-2.9
16	96	-2.4	92	-2.9
17	80	-4.8	90	-4.3
18	59	-0.5	72	-0.8
19	95	-0.2	87	-0.5
20	115	-1.3	99	-1.1
21	102	-1.5	100	-1.3
22	141	-0.2	114	-1.0
23	97	-0.4	107	-0.7
24	94	0.3	85	-0.7
25	95	0.7	89	-0.5
26	76	0.6	80	-0.2
27	80	0.4	87	-0.5
28	141	-0.4	101	-0.6
29	60	-1.3	88	-0.9
30	111	-2.6	95	-1.1
31	105	-2.6	94	-2.2
32	115	-0.9	99	-0.9
33	87	-1.6	95	-1.4
34	90	-0.6	99	-0.9
35	93	-0.3	101	-0.8
36	95	-2.8	90	-2.2
37	137	-3.1	114	-2.9
38	142	-4.3	122	-4.1
39	79	-4.6	101	-4.3
40	82	-4.5	112	-4.7
41	92	-4.9	107	-5.1
42	110	-5.2	102	-5.4
43	102	-5.7	96	-5.3
44	98	-5.6	118	-5.9
45	93	-5.3	99	-5.7
46	99	-6.2	95	-6.1
47	98	-6.5	113	-6.6
48	88	-6.3	120	-6.5
49	91	-5.9	107	-6.2
50	98	-6.1	102	-6.4
51	88	-6.2	94	-5.7
52	105	-6.4	90	-5.7
53	122	-5.8	104	-5.5
54	110	-2.8	102	-3.0

de gelifracțe și vegetația forestieră. O primă remarcă este aceea că aria analizată se află la altitudinea la care este caracteristică pădurea de rășinoase, însă doar o parte din grohotișuri sunt acoperite cu vegetație forestieră, vegetație în care se pot recunoaște și arbori de vârste seculare, dar în care, cu cât ne apropiem de limita pădurii - desigur o limită geomorfologică - vom avea arbori tot mai tineri. Se constată de asemenea că valul frontal al ghețarului de pietre „La ghețar” este „separat” parțial de masa de gelifracțe ce pornesc de sub abrupt de câțiva arbori (molizi și scoruși) ce s-au instalat pe văiuga ce fragmentează suprafața grohotișului, astfel că pădurea tinde să separe masa de gelifracțe în două areale distincte. Analiza dendrocronologică - cu ajutorul burghiului Pressler am extras carote din 6 arbori dintre cei mai vârstnici, inelele anuale fiind citite la lupa binoculară - a scos în evidență faptul că nici unul dintre arborii din această văiugă nu are o vârstă mai mare de 89 ani, ceea ce sugerează că „invazia” vegetației asupra acestei părți de legătură între valul frontal și aria de alimentare, reprezentată prin pânza de grohotiș de sub abrupt, este de dată destul de recentă. Conform informației oferite de către prof. dr. Molnar Bela de la departamentul de geologie al Universității din Szeged (Ungaria), pe o fotografie executată de un geolog maghiar în jurul anului 1902 în această parte a masei de gelifracțe nu exista nici un arbore, ceea ce ar reprezenta un alt indiciu asupra vârstei colonizării cu arbori a ariei menționate. Cauza care a făcut ca o bună parte a grohotișului de sub abrupturile Detunatei să nu fie invadată de vegetație, să aibă un aspect destul de proaspăt, este aceea că masei de gelifracțe îi este specifică mișcarea, ceea ce este explicabil pentru un grohotiș „cimentat” cu gheață.

Problema principală ce trebuie abordată în finalul acestei lucrări, cu a cărei rezolvare ne simțim datori, este aceea a explicării modului în care este posibilă existența permafrostului la această altitudine coborâtă, altitudine la care temperatura medie a aerului este de circa 3,8 - 4°C. Această situație nu trebuie să ne mire prea mult dacă ținem cont de faptul că în Munții Apuseni sunt prezente circa 15 cavități carstice, situate la altitudini cuprinse între 900 și 1330 m, în care a fost semnalată prezența gheții. Un exemplu dintre cele mai elocvente este ghețarul Scărișora, acesta

Tabelul 2: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) izvoarelor de la Detunata Goală

			T $^{\circ}\text{C}$ aer	Izvorul „La ghețar”	Izvorul Cioculești
28.08.'96	ora	10	11,2	0,4	5,2
		11	12,4	0,4	5,2
		12	12,9	0,4	5,3
		13	13,4	0,4	5,3
		14	16,2	0,4	5,3
		15	18,5	0,4	5,4
		16	17,9	0,5	5,4
29.08.'96	ora	10	10,8	0,4	5,4
		11	12,5	0,4	5,4
		12	13,9	0,4	5,4
		13	14,7	0,4	5,5
		14	17,4	0,4	5,5
		15	19,9	0,5	5,5
		16	19,2	0,5	5,6
23.08.'97	ora	10	13,0	0,2	5,6
		11	14,3	0,2	5,6
		12	16,4	0,2	5,6
		13	18,5	0,2	5,6
		14	19,1	0,2	5,6
		15	19,5	0,3	5,8
		16	19,0	0,3	5,8
24.08.'97	ora	10	12,6	0,2	5,7
		11	13,4	0,2	5,7
		12	14,5	0,2	5,7
		13	18,9	0,2	5,7
		14	21,5	0,2	5,7
		15	21,8	0,2	5,7
		16	19,8	0,3	5,8
22.09.'97	ora	11	10,8	0,3	5,5
		12	12,9	0,3	5,5
		13	15,3	0,3	5,4
		14	17,8	0,4	5,5

făcându-se remarcat printr-un volum de gheață de 75000 m³, caracteristic de fapt unui microclimat glaciatic, realizabil în condițiile unor peșteri cu ventilație bidirecțională intermitentă (Racoviță, 1985). Chiar dacă peșterile cu gheața nu se bucură de o atenție deosebită din partea geomorfologilor periglacialiști, ele reprezintă o formă de permafrost ce nu trebuie ignorat (Harris, 1979).

Posibilitatea existenței permafrostului la Detunata Goală trebuie înțeleasă într-un context microclimatic complex, impus atât de prezența pereților abrupti ce umbresc o mare parte din masa de grohotișuri, cât și de cea a vegetației arborescente, ceea ce asigură o insolație extrem de redusă, existând chiar areale ce nu primesc radiație solară directă. În aceste condiții temperatura medie poate să fie mai scăzută cu 3-4 $^{\circ}\text{C}$ față de un câmp deschis (cf. Wayne, 1981), ceea ce ar conduce la o temperatură medie a aerului în jur de 0 $^{\circ}\text{C}$. Pe de altă parte trebuie să ținem cont de procesele ventilației Balch (Thompson, 1962), în urma cărora aerul rece este „capturat” în cavitățile dintre blocurile de gelifracțe de mari dimensiuni, acest

aer rece determinând atât o suprarăcire a masei de blocuri cât și un reîngheț al apelor de percolație ce vin din partea superioară a pânzei de grohotiș. În masa de gelifracțe aflate în imediata apropiere a abrupturilor, lentilele de gheață de cimentare pot să provină și prin „metamorfizarea” zăpezii acumulate în loc și din avalanșe. O parte din apele de topire scurgându-se pe patul de rocă în loc ajunge în partea mediană și inferioară a masei de gelifracțe (caracterizată prin pante mai reduse), unde are loc reînghețul, cu formarea unor corpuri înghețate concentrice, în condițiile manifestării efectelor ventilației Balch, totul făcând parte dintr-un sistem de circulație deschis (cf. Wayne, 1981). Nu este exclus ca în unele cavități dintre marile blocuri să se producă, desigur la scară mult redusă, fenomenele specifice peșterilor cu ventilație bidirecțională intermitentă.

Constatând că lentilele de gheață ce cimentează masa de gelifracțe în partea lor superficială se refac de la an la an și că temperatura extrem de coborâtă a apei izvorului „La ghețar” este specifică întregului an, am putea considera că aici este vorba despre

un permafrost actual activ, e adevărat în condiții cu totul particulare. Nu trebuie să excludem și posibilitatea ca permafrostul de la Detunata Goală să fie și un permafrost relict, mai exact din Mica Glaciație, când, se știe, temperatura medie în întreaga Europă a fost cu 1,5-2°C mai coborâtă decât cea actuală. În acest context climatic general, în situația microclimatică descrisă, temperatura medie a aerului ar fi fost cea caracteristică limitei inferioare a permafrostului discontinuu, adică în jur de -1°C. Prezervarea permafrostului în condițiile grohotișurilor de la Detunata Goală este un fapt posibil, aspectul actual indicând chiar o posibilă mișcare a gelifracțelor, susținută și de o colonizare târzie cu vegetație forestieră a unor părți ale ghețarilor de pietre ce se pot recunoaște în arealul studiat.

Pentru ca situația prezentată mai sus să nu pară bizară prin singularitatea sa, menționăm că în Europa sunt cunoscute și alte situații în care permafrostul a fost semnalat la altitudini coborâte, desigur un permafrost insular, ca de exemplu cazul prezentat de Pancza (1988-1989) în Munții Jura, la baza abrupturilor circului glaciatic Creuz du Van.

3. Concluzii

Identificarea gheții de cimentare, alături de rezultatele aplicării unor metode specifice simple, cum sunt metoda BTS și măsurarea temperaturii estivale a izvoarelor ce apar la baza maselor de grohotiș, rezultate ale unor metode în care ne exprimăm încrederea, dată fiind verificarea lor în teren cu ajutorul unor metode extrem de precise (Haeberli, 1985) - conduc la concluzia existenței permafrostului la Detunata Goală. Analiza morfologică a celor două mase de grohotișuri a condus la identificarea unor mezoforme de tipul ghețarilor de pietre, cel pe care-l denumim „La ghețar” fiind mobil, conform datelor dendrocronologice, în perioada Miciei Glaciații. Ținând cont de faptul că atât peșterile cu gheață cât și permafrostul de la Detunata Goală apar ca fenomene excepționale, acestea ar reprezenta un permafrost extrazonal (sens Tricart, Cailleux, 1965).

4. Mulțumiri

Doresc să exprim sincere mulțumiri studenților mei Ababei Liliana, Cheslorean Claudia, Precup Claudia, Dudaș Mihai și Vuia Florin, precum și domnului Oniga Constantin din Alba Iulia, student la electronică la Cluj-Napoca, pentru sprijinul acordat în activitatea de teren.

Bibliografie

- ACGR-NRCC (1988), Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Technical Memorandum, 142, 156 p.
- Cheng Guodong, Dramis F. (1992), *Distribution of mountain permafrost and climate*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, 83-91.
- Haeberli W. (1978), *Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps*, în 3rd Int. Conf. on Permafrost, Nat. Res. Centre, Ottawa, 1, 378-384.
- Haeberli W. (1985), *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 77, 142 p.
- Harris S.A. (1979), *Ice caves and permafrost zones in southwest Alberta*, Erdkunde, 33, 61-70.
- King L. (1986), Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia, *Geogr. Ann.*, 68 A, 131-139.
- King L., Akerman J. (1993), *Mountain permafrost in Europe*, în Proceedings of Sixth Intern. Conf. on Permafrost, South China Univ. of Technology Press, 2, 1022-1027.
- Maxim Al.I. (1944), *Forma și timpul de erupțiune a bazaltelor celor două Detunate* (Bucium, Mții. Apuseni, România), Rev. Muz. geol. min. al Univ. din Cluj, VIII, 161-174.
- Pancza A. (1988-1989), *Un pergélisol actuel dans le Jura neuchâtelois*, Bull. de la Société neuchâte-loise de géographie, 32-33, 129-140.
- Racoviță Gh. (1985), *Climatologia subterană*, Elemente de speologie științifică, Inst. de Speol. „E. Racoviță”, 3, 1-35.
- Thomson W.F. (1962), *Preliminary notes on the nature and distributions of rock glaciers relative to true glaciers and other effects of the climate on the ground in North America*, în Coll Obergurgl (10.9-18.9.1962), Assoc. Int. Hydrol. Sci., Comm. Neiges et des Glaciers, 58, 212-219.
- Tricart J., Cailleux A. (1965), *Introduction a la géomorphologie climatique*, SEDES, Paris, 302 p.
- Urdea P. (1993a), *Modalități de depistare a permafrostului montan, cu exemplificări din România*, Geographica Timisiensis, II, 21-26.
- Urdea P. (1993b), *Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carpathians*, în Proceedings of Sixth Intern. Conf. on Permafrost, South China University of Technology Press, 1, 631-637.
- Wayne W.Y. (1981), *Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in „ice-cemented” rock glaciers*, J. of Glaciology, 27, 97, 506-510.

Universitatea de Vest din Timișoara
Catedra de Geografie

L'évolution paléogéographique des Muscele des Topolog

Gheorghe Vișan

Cuvinte cheie: Muscele, molasă.

Evoluția paleogeografică a Muscelor Topologului. Muscelele se înscriu ca o unitate distinctă în spațiul pericarpatic, genetic, constituind produsul material al denudației carpatice, sedimentat în bazinul Getic sub forma depozitelor de molasă. Seriile și ritmurile de sedimentare din bazin au fost corelate cu principalele etape și forme de modelare a regiunilor montane din nord. Din schema morfocronologică elaborată (fig.1) rețin atenția patru etape în evoluția paleogeografică: 1) etapa paleogenă, 2) etapa miocenă, 3) etapa sarmațian superior-pliocen mediu, 4) etapa pliocen superior-cuaternar.

1. Introduction

Pendant les mouvements laramiques, par conséquent du soulèvement de la zone cristalline avec son enveloppe sédimentaire, s'est formé, au sud des Carpates Méridionales la Dépression pré-montagneuse Gétique, qui a fonctionné comme une aire de sédimentation pendant tout le Néozoïque. Elle fait partie de la grande subunité de la Dépression Péricarpatique, et du point de vue de la morphologie, elle correspond aux Subcarpates Gétiques et du Plateau Gétique. Elle se trouve entre la Vallée de Dâmbovița et le Danube, et au sud elle vient en contact avec la Plateforme de la Valachie; de qui est délimitée de la faille péricarpatique.

Pendant les étapes de sédimentation dans le bassin Gétique de grands dépôts se sont accumulés avec une épaisseur de quelques mille mètres, ayant un caractère de molasse.

Les séries et les rythmes de sédimentation dans le bassin, peuvent être en corrélation avec les principales étapes et phases de modelé des régions plus hautes du nord, respectivement du massif cristallin de Făgăraș. Le modelé sous l'influence de l'air a été fait dans de certaines conditions climatiques et tectoniques qui peuvent être

déchiffrées dans les étapes d'accumulation dans le bassin Gétique.

2. L'étape Paléogène

Après l'affaissement et la formation de la Dépression Gétique, la mer a pénétré à l'ouest de Olt (Voitești 1908), de manière que les dépôts de calcaires et marnes sénoniens aient couvert le cristallin des massifs du nord. Pendant les mouvements laramiques, la masse cristalline du nord a été entraînée dans un mouvement sur verticale par une régression de la mer consignée par le manque des dépôts de Danien et de Pliocène inférieur.

La rupture de la pédiplaine carpatique vers le bassin de la Transilvanie et le soulèvement accentué vers le nord des Montagnes de Făgăraș a imposé, des l'Éocène, un drainage conséquent du réseau hydrographique vers la mer Éocène dans le bassin Gétique. Vers le sud, la pédiplaine carpatique été fossilisée par le grand piémont éocène, qui avait un rôle important dans l'imposition épigénétique de grandes rivières: Olt, Topolog, Argeș (Popescu, 1972).

L'étape de sédimentation Paléogène a commencé avec le Paléocène supérieur qui est

transgressif sur les dépôts du Crétacé supérieur, étant un type de conglomérat, à la partie inférieure et de type de marne vers la limite supérieure (La carte géologique Titești, échelle 1: 50 000, 1982). La transgression s'accroît pendant l'Éocène, lorsque les conglomérats dépassent les formations antérieures, en couvrant certains secteurs cristallins. Ainsi, entre Olt et Argeș, sur le relief de Crétacé supérieur ou même sur le cristallin des conglomérats de Călimănești, âgés de l'Éocène inférieur se sont déposés transgressivement. Entre Olt et Topolog, leur épaisseur est de 860-1000 m et recouvrent transgressivement les marnes de Crétacé supérieur. Elles mettent en évidence les matériaux fluvio-torrentiels accumulés piémontanément. Les éléments de la constitution de ces conglomérats proviennent de l'érosion du substratum cristallin-mésozoïque, étant constitués par des roches cristallines, des calcaires jurassiques, des grès et calcaires sénoniens, peu ou pas du tout roulés. À l'est de Topolog ils ont une épaisseur de 500 m. La série de l'Éocène inférieur est couverte par les marnes d'Olănești, qui à l'ouest de Topolog ont seulement 400 m, et à l'est de cette vallée ils atteignent 900 m d'épaisseur.

L'Oligocène marque une régression des eaux et il s'est déposé en continuité de sédimentation. Il est constitué par des dépôts argileux-marneux et calcaires avec des intercalations de grès et des conglomérats. Dans la Vallée de l'Olt, il commence avec les conglomérats de Cheia, avec une épaisseur de quelques cents mètres, et à l'est de l'Olt ils deviennent des marnes argileuses de type de Jiblea. À l'est d'Olt, conformément aux conglomérats de Cheia, se développent les grès de Corbi. Dans la continuité de sédimentation se trouvent les couches de Pucioasa, constituées par les marno-calcaires sidéritiques jaunes, avec de différentes intercalations dont l'épaisseur se diminue de 500-600 m à l'ouest à 200-300 m dans la vallée d'Argeș.

Il résulte de l'analyse des dépôts de l'étape Paléogène que la mer, dans sa transgression, a avancé peu à peu vers le nord, et pendant l'Oligocène les dépôts de l'Éocène ont été érodés, remaniés et sédimentés. Ainsi, Bombiță (1980) cite pour l'Éocène un taux de sédimentation de 20-25 cm/1000 ans, mais pour l'Oligocène le taux est de 3-4 cm/1000 ans. Le taux de sédimentation

dans l'Éocène est dû à l'interruption des conditions de nivellement des mouvements pyrénéiques ayant comme effet le soulèvement tectonique et la fragmentation érosive de la pédiplaine carpatique et la sédimentation de grandes quantités de conglomérats. Pendant l'Oligocène il y a eu lieu une rétablissement des conditions de sédimentation, marqué par l'existence de quelques dépôts plus fins, ce qui nous suggère aussi un transport d'équilibre des eaux courantes qui drénaient la partie du sud de Făgăraș.

Le dérèglement des conditions de modelé a conduit à la formation dans les Montagnes de Făgăraș de deux degrés de nivellement qui appartiennent au complexe sculptural Borăscu. Ils ont été interprétés par certains auteurs comme niveau de pédimentation (Posea, Popescu et Ielenicz, 1974).

3. L'étape Miocène

La régression commencée pendant l'Oligocène supérieur a continué pendant l'Aquitanién. Les mouvements tectoniques saviens de la fin d'Oligocène ont déterminé le soulèvement de la masse montagneuse cristalline, en accentuant les dénivellations envers les régions voisines restées de suite submergées.

Le Miocène commence à l'est de Topolog avec la formation des dépôts lagunaires aquitaniens, représentés par les marnes gypsifères et par les sables avec des intercalations de tufs, et dans le secteur de l'Olt, il y a de grandes accumulations constituées par les grès de Muicreasca, des couches de Gura Văii (marnes et des grès) couvertes par une couche fine de gypse. Ils se développent en couches épaisses en passant aussi à l'étage de Burdigalien, dont il ne peut pas être séparé à cause du caractère de molasse.

À la suite des mouvements antérieurs (saviens) dans le Bassin Gétique: s'est installé une subsidence active, de telle façon que, en commençant par le Burdigalien, la sédimentation s'accroît beaucoup dans l'aire de hautes collines.

Les dépôts Burdigaliens sont représentés par les conglomérats poligènes qui se transforment en grès et en sables. La série se termine avec les dépôts hétérogènes spécifiques de la molasse, représentés par les conglomérats, les sables, les grès, les marno-argiles avec des intercalations de tufs. Ils ont une épaisseur de quelques cents mètres

SCARA CRONOLOGICĂ

COLOANE STRATIGRAFICE

EVENIMENTE MORFOGENETICE

ERA EPOCA	ETAJ SUBETAJ	CHEANTUL CIRLIGELE	GRO- SIMEA SED. (m)	DL. TAMAS	GRO- SIMEA SED. (m)	DL. FATA	GRO- SIMEA SED. (m)	BLAJU	GRO- SIMEA SED. (m)	SÎNCLINALUL VÂTĂȘESTI	GRO- SIMEA SED. (m)	ANTICLINALUL FETENI	GRO- SIMEA SED. (m)	CURTEA DE ARGES	GRO- SIMEA SED. (m)	
NEOLITIC C	VILLAFR.															
	ROMANIAN															
	DACIAN															
	PONTIAN															
	MEOTIAN															
	SARMATIAN															
	BADENIAN															
	BURDI- GALIAN															
PLEISTOCEN P	ACVI- TANIAN															
	CHATIAN															
	RUPELIAN															
	FRABONIAN															
	LUTETIAN															
	CUISIAN															
PALEOGEN P	PALEOCEN															
	DANIAN															
MESOZOIC M	MAESTRI- CHTIAN INF.															
	CAMPANIAN															
PRECAMBRIAN P																

LEGENDA:

- Δ Δ Δ Brezii
- + + + + Tufuri
- > > > Gipsuri
- [Pattern] Mărmuri
- [Pattern] Pietriguri
- [Pattern] Argile
- [Pattern] Nărne
- [Pattern] Gresii
- [Pattern] Conglomerate
- [Pattern] Calcare
- [Pattern] Gesso
- [Pattern] Sisturi cristaline

Fig. 1.

et ils sont només par Voitești (1909) conglomérats de Mățau. Dans leur constitution il y a des galets de cristallin des calcaires sénoniens, des calcaires éocènes, remaniés et bien roulés, ce qui explique l'avancement de la ligne de la côte vers le nord et l'érosion de grandes surfaces de la terre ferme. Au-dessus des conglomérats, à la suite de la sédimentation, il y a les argiles, les sables, le gravier grossier avec des intercalations de grès et de conglomérats de l'âge de Burdigalien supérieur. Ils sont très répandus dans la zone des Musceles bas et leur épaisseur se développe en quelques cents mètres à plus de 2 000 m dans la Vallée de Topolog, et à la suite ils se diminuent à 1 000 m dans la Vallée d'Argeș, ce qui signifie une forte érosion dans la zone de nord, accompagnée par un transport et une accumulation intensive.

Au début de Miocène (Aquitanién - Burdigalien - exclusivement les conglomérats de Mățau), le taux de l'accumulation a été de 40-45 cm pour 1 000 ans pour les couches de Muierasca et pour celles de Gura Văii de la Vallée de l'Olt, et de 8-10 cm pour 1 000 ans pour le secteur situé à l'est de Topolog.

Les mouvements tectoniques stiriques (Burdigalien supérieur - Badénien) ont soulevé épirogéniquement la masse carpatique tandis que dans le bassin Gétique se produisait une régression marine, accompagné par un émergissement subsident, ce qui accentue son caractère de molasse.

Dans les hautes collines entre Argeș et Olt, apparaissent seulement les formations de Badénien inférieur, représentées par les dépôts lagunaires. Pendant le Sarmatien inférieur, le secteur de l'est de Topolog a été soumis à une érosion intensive, en fonctionnant comme un promontoire qui divisait la dépression précarpatique en deux compartiments. (Mutihac, 1973)

En même temps avec le Sarmatien moyen commence une nouvelle étape de sédimentation avec un caractère régressif sur les dépôts de Badénien.

Il est composé par des conglomérats de brèche, au-dessus desquels suivent en alternance les marnes argileuses grises, des sables, des bancs de lumachelle et des tufs. La partie supérieure est composée par les petits graviers de quartz bien roulés, des sables fins et grossières, et aussi des argiles micacées.

En général, on observe que le Sarmatien occupe une aire peu étendue. Les dépôts du Sarmatien inférieur ont été érodés et remaniés dans les dépôts de Sarmatien moyen (Bessarabien). Dans le Sarmatien supérieur les eaux se retirent à l'ouest de l'Olt et au sud de l'anticlinal Fețeni - Schitu Matei (Mihăilă, 1971).

Les nouvelles conditions tectoniques et climatiques pendant le Miocène ont mené au déclenchement d'une nouvelle étape morphosculpturale, connue sous le nom du complexe Râul Șes. (de Martonne, 1909). Pendant la transgression de Burdigalien, sous l'effet des mouvements stiriques, la pédiplaine carpatique a été soulevée et fragmentée, et les matériaux résultés de l'érosion étaient accumulés à la périphérie de la montagne sous la forme de vastes piémonts (des conglomérats de Mățau). Conformément à l'étape du dépôt des conglomérats de Burdigalien, une première étape de nivellement de la surface de Râul Șes, de l'âge Burdigalien a commencé se former.

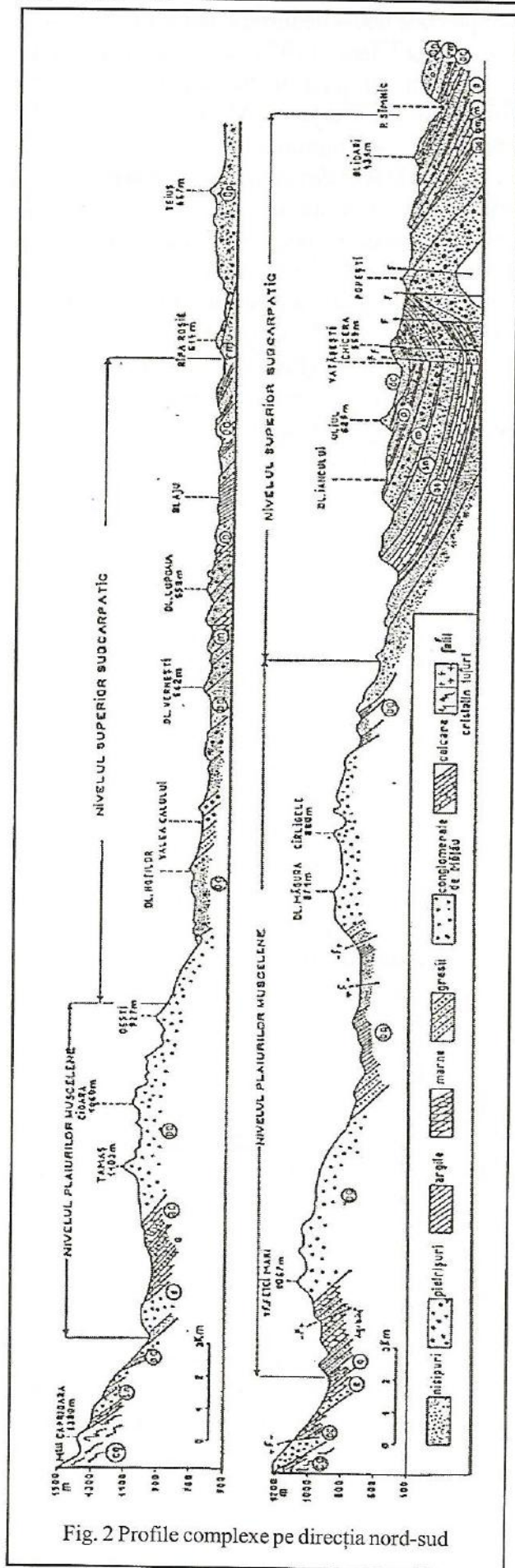
Les mouvements stiriques de Burdigalien supérieur ont accentué les dénivellations créées antérieurement entre la zone montagneuse de nord et celle du bassin Gétique. La présence des conglomérats et les graviers dans les dépôts Sarmatiens indique la fragmentation du niveau de Râul Șes I et le début du modelé du niveau de Râul Șes II, parachevé au Sarmatien supérieur (Șircu, 1958, Savu, 1963, Paraschiv, 1965, Popescu, 1972). Les conditions climatiques et de végétation indiquent pour cette étape morphologique une évolution du relief par des processus de pédimentation.

À la fin de Sarmatien supérieur il y a eu des mouvements tectoniques attiques, ce qui change les rapports entre l'eau et terre ferme. Sous l'impulsion de ces mouvements, la zone carpatique prend l'aspect de montagne, en se créant des conditions de formation des piémonts périphériques.

À la fin de cette étape, les hautes Musceles sont exondées, et les processus qui suivent sont dès lors surtout morphosculpturale, à la différence de celles antérieures - dont l'accumulation domine.

4. L'étape Sarmatien supérieur-Pliocène moyen

Dans cette étape, à la périphérie des montagnes; le long des couloirs de la vallée carpatique et dans la région de hautes Musceles;



commence à se sculpter une nouvelle surface, nommée par Posea, Popescu et Ielencz (1974) la surface carpatique de bordure. Elle a été identifiée pour la première fois dans les Carpates Méridionales par de Martonne, étant nommée la surface Gornovita

Dans le Massif de Cozia, elle suit à la périphérie les abrupts de la montagne vers la Dépression Jiblea, nommée localement "plaiuri", situées aux altitudes de 900 - 1 000 (Badea, 1960 et Savu, 1963). Au long du couloir de l'Olt le Mont de Cozia pénètre sous la forme des cimes allongées, entre 950-1150 m (Popescu, 1972) étant aussi présent sur la bordure du sud du Mont Frunți et pénètre au long de la Vallée de Topolog et d'Argeș à l'intérieur de la montagne.

Dans le cadre des Musceles, il y a l'interfluve Olt-Topolog, formé par les hautes Musceles, Chianțu- Cîrligele, et á l'est il y a la cime de Tamașa, qui domine au nord la Dépression Aref. Dans ce secteur elle tranche les conglomérats de Mățau aux altitudes de 875-1119 m et on la nommée la surface de Plaiuri Muscelene (fig.2).

L'existence de la discordance entre les dépôts Miocènes (le Sarmatien moyen) et ceux Meotiens supérieurs et aussi entre quelques cordillères qui ont fonctionnées comme une surface exondée, tout cela signifie que la zone a été soumise aux agents externes, en spécial à l'érosion fluviale et à l'abrasion marine. Peu à peu la mer a envahi la région, en couvrant la surface de dénudation avec des dépôts de plus en plus neufs. La transgression commencée pendant le Méotien a continué tout le temps au Pontien en dépassant les termes plus anciens, se déposant sur des dépôts de Burdigalien. Les dépôts de cette surface qui se trouvent en corrélation appartiennent au Méotien-Pontien.

Partiellement, il y a eu des épisodes lorsque la zone a fonctionné comme terre ferme, et les formations ne se sont déposées ou étaient érodées.

Pendant cette étape de sédimentation, le caractère des dépôts typiques de molasse s'était maintenu.

Grâce aux phénomènes tectoniques complexes qui se sont manifesté après le Sarmatien moyen une série de mouvements sur verticale s'est produite, des mouvements qui ont eu comme effet la descente de la région de l'est de la Vallée Sârnitel et son invahission par les eaux de Méotien supérieur; en même temps le secteur de l'ouest s'était soulevé.

En même temps avec le Méotien, une tendance d'adoucissement de eaux du bassin Dacique commence à se manifester, à cause de l'apport des eaux douces de la terre ferme qui s'était agrandi peu à peu en surface. On se rencontre de gravier et des sables dans lesquels se sont intercalé des horizons de cinérites la partie inférieure composée par le gravier est parfois cimentée, donnant naissance aux conglomérats (fig.3).

Pendant le Pontien une nouvelle descente s'était produite, ayant comme effet l'entière région envahissement graduel des eaux, déposant des sédiments avec un caractère de molasse, composés par une alternance de marnes, argiles, sables et gravier. À l'est de l'Olt, le Pontien a un développement complet, et à l'est de Topolog est légèrement transgressif au-dessus des termes antérieurs. La présence des charbons dans la partie moyenne du Pontien signale une étape de retrait des eaux, qui a permis l'installation d'un régime des mares avec le développement des zones intensives de végétation.

En même temps avec le Dacien il y a eu des mouvements rhodaniques. Les Carpates et les régions collinaires périphériques ont été entraînées dans un mouvement de soulèvement et le niveau des eaux a souffert un retrait.

Dans cette étape, la flore sarmatique évolue vers celle pliocène. On constate une réduction des arbres avec des feuilles toujours vertes et l'apparition des types avec des feuilles tombantes. Le climat du Pliocène est tempéré quasicontinental avec des caractères tropicaux.

Paraschiv (1965) signale la présence de la surface de Gornovița sous les formations du Piémont Căndești, ayant un caractère fossilifère. En même temps, il considère que les dépôts Daciens et Romaniens (Lévantins) indiquent une tendance de déséquilibre entre les facteurs endogènes et exogènes, ce qui a permis aux auteurs Posea, Popescu et Ielenicz (1974) à considérer que l'âge de cette surface est prédacien (prérhodanique) et il n'existe pas jusqu'à Villafrancien comme soutenait Paraschiv.

4. L'étape Sarmatien supérieur-Pliocène moyen

Dans cette étape, à la périphérie des montagnes; le long des couloirs de la vallée carpatique et dans la région de hautes Musceles; commence à se

sculpter une nouvelle surface, nommée par Posea, Popescu et Ielenicz (1974) la surface carpatique de bordure. Elle a été identifiée pour la première fois dans les Carpates Méridionales par de Martonne, étant nommée la surface Gornovița.

Dans le Massif de Cozia, elle suit à la périphérie les abrupts de la montagne vers la Dépression Jiblea, nommée localement "plaiuri", situées aux altitudes de 900 - 1 000 (Badea, 1960 et Savu, 1963). Au long du couloir de l'Olt le Mont de Cozia pénètre sous la forme des cimes allongées, entre 950-1150 m (Popescu, 1972) étant aussi présent sur la bordure du sud du Mont Frunti et pénètre au long de la Vallée de Topolog et d'Argeș à l'intérieur de la montagne.

Dans le cadre des Muscele, il y a l'interfluve Olt-Topolog, formé par les hautes Muscele, Chianțu- Cîrligele, et à l'est il y a la cime de Tamașa, qui domine au nord la Dépression Aref. Dans ce secteur elle tranche les conglomérats de Mățău aux altitudes de 875-1119 m et on la nommée la surface de Plaiuri Muscelene (fig.2).

L'existence de la discordance entre les dépôts Miocènes (le Sarmatien moyen) et ceux Méotiens supérieurs et aussi entre quelques cordillères qui ont fonctionnées comme une surface exondée, tout cela signifie que la zone a été soumise aux agents externes, en spécial à l'érosion fluviale et à l'abrasion marine. Peu à peu la marée a envahi la région, en couvrant la surface de dénudation avec des dépôts de plus en plus neufs. La transgression commencée pendant le Méotien a continué tout le temps au Pontien en dépassant les termes plus anciens, se déposant sur des dépôts de Burdigalien. Les dépôts de cette surface qui se trouvent en corrélation appartiennent au Méotien-Pontien.

Partiellement, il y a eu des épisodes lorsque la zone a fonctionné comme terre ferme, et les formations ne se sont déposées ou étaient érodées.

Pendant cette étape de sédimentation, le caractère des dépôts typiques de molasse s'était maintenu.

Grâce aux phénomènes tectoniques complexes qui se sont manifestés après le Sarmatien moyen une série de mouvements sur verticale s'est produite, des mouvements qui ont eu comme effet la descente de la région de l'est de la Vallée Sânnicel et son invasion par les eaux de Méotien supérieur; en même temps le secteur de l'ouest s'était soulevé.

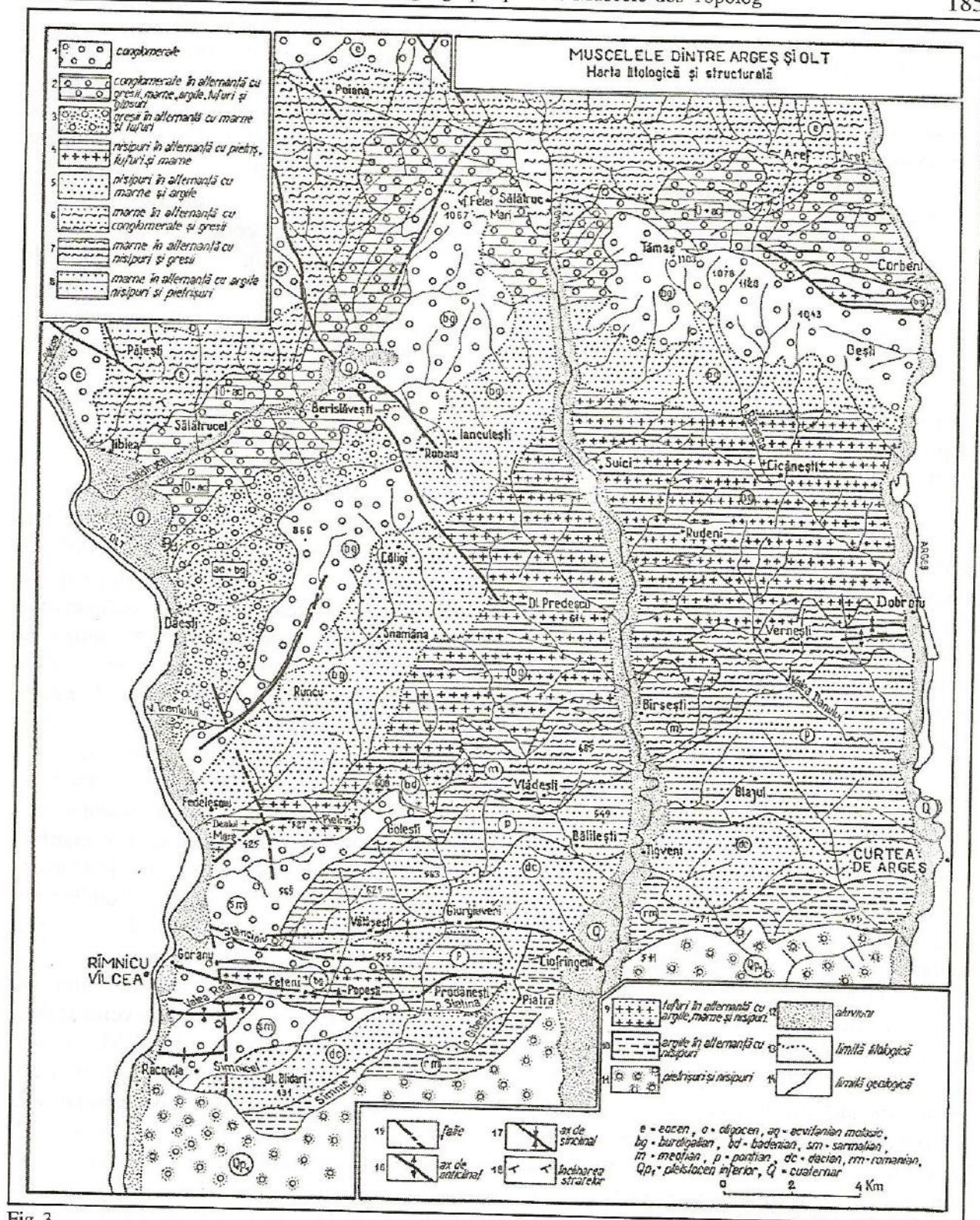


Fig. 3

En même temps avec le Méotien, une tendance d'adoucissement de eaux du bassin Dacique commence à se manifester, à cause de l'apport des eaux douces de la terre ferme qui s'était agrandi peu à peu en surface. On se rencontre de gravier et des sables dans lesquels se sont intercalé des horizons de cinérites la partie inférieure composée par le gravier est parfois cimentée, donnant

naissance aux conglomérats (fig. 3).

Pendant le Pontien une nouvelle descente s'était produite, ayant comme effet l'entière région envahissement graduel des eaux, déposant des sédiments avec un caractère de molasse, composés par une alternance de marnes, argiles, sables et gravier. À l'est de l'Olt, le Pontien a un développement complet, et à l'est de Topolog est

légèrement trasgressif au-dessus des termes antérieurs. La présence des charbons dans la partie moyenne du Pontien signale une étape de retrait des eaux, qui a permis l'installation d'un régime des mares avec le développement des zones intensives de végétation.

En même temps avec le Dacien il y a eu des mouvements rhodaniques. Les Carpates et les régions collinaires périphériques ont été entraînées dans un mouvement de soulèvement et le niveau des eaux a souffert un retrait.

Dans cette étape, la flore sarmatique évolue vers celle pliocène. On constate une réduction des arbres avec des feuilles toujours vertes et l'apparition des types avec des feuilles tombantes. Le climat du Pliocène est tempéré quasicontinental avec des caractères tropicaux.

Paraschiv (1965) signale la présence de la surface de Gornovița sous les formations du Piémont Căndești, ayant un caractère fossilifère. En même temps, il considère que les dépôts Daciens et Romaniens (Lévantins) indiquent une tendance de déséquilibre entre les facteurs endogènes et exogènes, ce qui a permis aux auteurs Posea, Popescu et Ielenicz (1974) à considérer que l'âge de cette surface est prédacien (prérhodanique) et il n'existe pas jusqu'à Villafranchien comme soutenait Paraschiv.

5. L'étape Pliocène supérieur- Quaternaire

Les eaux du lac dacien ont connu des étapes d'adoucissement bien accentuées, et les eaux courantes de la masse continentale de nord transportaient un matériel considérable détritique. Les sédiments qui se sont déposés étaient composés par les argiles, des sables, en alternance avec des couches fines de lignite, ce qui démontre un régime lacustre avec des passages vers mares et tourbières, interrompu de temps en temps par la présence de certains matériaux grossiers du continent avec une stratification torrentielle.

Ce caractère s'accroît vers la fin du Romanien quand il s'installe le faciès fluvio-lacustre dont les sables et le gravier dominant, qui font le passage vers le Pléistocène inférieur (Villafranchien).

Les changements de faciès sont dus aux mouvements rhodaniens (Dacien - Romanien) et valaques (la fin du Romanien et le début du Quaternaire) et passadènes (le Pléistocène moyen). Ainsi, les eaux se sont retirées vers la partie

externe, vers la Plaine Roumaine.

À la fin de Romanien et le début du Quaternaire, comme effet de la phase valaque, les Musceles et les Carpates ont souffert du soulèvement de type épirogénique, ce qui a mené à leur transformation dans la zone continentale, et les rivières ont accentué leur action d'érosion. Les matériaux transportés par les torrents ont été déposés en grande quantité sur la surface d'érosion au bord du lac pliocène, en constituant les couches de Căndești et en formant les dépôts de couverture du Piémont Cămeana.

Dans cette étape s'est modelé la surface supérieure et inférieure subcarpatique développée sous la forme des cimes interfluviales situées sous le niveau de Gornovița.

Les conditions du modelé de la surface supérieure subcarpatique ont été imposées par le climat de type méditerranéen, sur le fond des mouvements tectoniques post-rhodaniques qui se sont manifestés différemment. Dans cet interval la surface de bordure était intensivement fragmentée. La surface supérieure tranchait les dépôts Paléogènes, Miocènes et partiellement Pliocènes. Les dépôts qui se trouvent en corrélation avec la surface supérieure subcarpatique sont aux Daciens et Romaniens. Au milieu du Romanien la subsidence cesse, et à la fin de cette étape se produisent les mouvements valaques, donc la surface supérieure peut avoir l'âge Pliocène supérieur (Dacien - Romanien).

Les mouvements valaques de la fin du Pliocène et le début du Quaternaire ont créé de nouvelles conditions dans l'évolution des Musceles. Le climat méditerranéen de Pliocène devient plus continental, dans le sens de l'aridité. Le soulèvement de la masse carpatique a entraîné aussi les Musceles. À la suite de ces mouvements il a eu lieu une différenciation sur verticale avec des répercussions sur les processus de modelé. La subsidence de Pliocène cesse complètement, et le processus de l'aridité du climat a mené à la descente du niveau de base du lac de la fin du Pliocène. Par conséquent, le réseau hydrographique reçoit une forte vigourosité, l'érosion latérale s'amplifie le modelé des versants et des interfluvies secondaires s'accroît par des processus de désagrégation, altération, ruissellement et lavage à la surface. Maintenant la surface des Plaiuri Muscelene et celle supérieure subcarpatique sont fragmentées sous la forme des cimes interfluviales secondaires.

Le début de la formation de la surface subcarpatique correspond au moment de l'apparition des premiers mouvements valaques. Elle tranche les formations Mio-Pliocènes des Muscele vers le sud, pénétrant aussi dans le domaine de celles de Villafranchien du Piémont de Cotmeana. En tenant compte que les couches de Căndești sont couverts dans la partie du nord avec des dépôts loessoïdes qui appartiennent au Pléistocène inférieur, cela signifie que la surface subcarpatique inférieure s'était achevée à cette date-là.

Dans le cadre des événements géomorphologiques de l'étape Quaternaire peuvent être

encadrés: le creusement épigénétique des rivières, le modelé des niveaux de vallée, la formation des terrasses et des plaines alluviales, le modelé des versants par l'intensification des processus de pente en rapport avec les changements climatiques.

Le climat de Quaternaire est caractérisé par une tendance générale de refroidissement, envers le climat méditerranéen pliocène, mais aussi par les oscillations courtes, surtout à la fin du Pléistocène, lorsque les glaciers se sont installés dans les montagnes. Ces oscillations climatiques, comme celles eustatiques et les mouvements néotectoniques ont constitué le cadre générale du modelé du relief du Quaternaire.

Bibliographie

- Badea, L. (1966), *Asupra platformelor de eroziune din Subcarpații Getici*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie, II, 1.
- Badea L. (1983), *Defileul Coziei și valea subcarpatică a Oltului*. (Suprafețe de nivelare și terase), *Stud. și cerc. de geol. și geogr.*, XXX.
- Bombiță, G., Bratu, E., Gheată N., Jana, I., (1980), *Foraminiferele mari din Depresiunea Getică și limitele studiului lor*, Anuarul Inst. De Geol. și Geofiz., București
- Dinu Mihaela (1999), *Subcarpații dintre Topolog și Bistrița Vâlcii. Studiul proceselor actuale de modelare a versanților*, Edit. Academiei Române, București.
- Dragoș, V. (1952), *Cercetări geologice asupra regiunii dintre râul Topolog și Olt*, D. S. Com. Geol., XXXVII.
- Dragoș, V. (1955), *Asupra structurii geologice a regiunii dintre râul Topolog și Valea Olănești*, D. S. Com. Geol., XXXIX.
- Mihăilă, N. (1971), *Stratigrafia depozitelor Pliocene și Cuaternare dintre Valea Oltului și Valea Vâlsanului*, *Stud. tehn. ec.*, seria J, 7.
- Paraschiv, D., (1965), *Piémontul Căndești*, *Stud. Tehn. și ec.*, seria H., Geol. Cuat., 2.
- Popescu, N. (1972), *Valea Oltului între Tr. Roșu și Cozia*. Observații geomorfologice, *Bul. Soc. De Șt. Geogr. Române*, II (LXXXII).
- Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României*, Edit. Șt., București.
- Vișan Gh. (1998), *Muscelele Topologului, studiu fizico-geografic*, Edit. Univ. București.
- x x x (1987), *Geografia României*, vol. III, Edit. Academiei, București
- x x x (1992), *Geografia României*, vol. IV, Edit. Academiei, București

Miscellanea

Adunarea Generală a Asociației Geomorfologilor din România București, 24 aprilie 1999

În ziua de 24 aprilie 1999 în amfiteatrul George Vâlsan, Facultatea de Geografie, București a avut loc Adunarea Generală a Asociației Geomorfologilor din România cu ordinea de zi:

- dare de seama asupra activității AGR
- modificări la Statutul AGR
- alegerea Consiliului Executiv și a Biroului Consiliului Executiv
- comunicări

Prima parte a adunării a fost condusă de: prof.dr.doc.Grigore Posea, președintele AGR; prof.dr.IonMac, prof.dr.DanBălțeanu, vicepreședinte; prof.dr.EmilVespremeanu, secretar general.

Modificări la Statutul AGR:

(Statutul este publicat în Revista de Geomorfologie, vol. 1, 1997)

- Capitolul III, Componenta și organizarea AGR

Art.5.Poate deveni membru al AGR orice persoană în vârstă de 18 ani.

Art.7.Consiliul Executiv este organul de conducere al Asociației și este format din 11 membri.

Art.9.Conducerea Asociației este aleasă pe o durată de 2 ani de Adunarea Generală.

În conformitate cu articolul 7 din Statutul AGR s-a ales un președinte de onoare, prof. dr. doc. Grigore Posea.

Consiliul Executiv al AGR:

Prof.dr. Bălțeanu Dan (Institutul de Geografie, București), prof.dr. Brânduș Costică (Universitatea din Suceava), conf.dr. Cioacă Adrian (Institutul de Geografie, București), prof.dr. Ielenicz Mihai (Universitatea din București), conf. dr. Irimuș Ioan (Universitatea din Cluj Napoca), prof.dr. Josan Nicolae (Universitatea din Oradea), prof.dr. Mac Ion (Universitatea din Cluj Napoca), prof.dr. Popescu Nicolae (Universitatea din București), prof.dr. Rusu Constantin (Universitatea din Iași), conf.dr. Urdea Petre (Universitatea din Timișoara), prof. dr. Vespremeanu Emil (Universitatea din București) – *membri*; prof.dr. Grecu Florina (Universitatea din București), as.drd. Ene Marian (Universitatea din București), as.drd. Buzilă Liviu (Universitatea din Cluj Napoca) – *secretari*.

Biroul Consiliului Executiv al AGR:

Mac Ion – *președinte*

Bălțeanu Dan – *vicepreședinte, relații internaționale*

Brânduș Constantin – *vicepreședinte, activități științifice*

Popescu Nicolae – *vicepreședinte, probleme organizatorice*

Grecu Florina – *secretar general*

Secretariatul: **Grecu Florina**, secretar general; **Ene Marian**, trezorier; **Buzilă Liviu**, probleme regionale.

4 martie 2000, Gheorgheni

masă rotundă: Cercetarea geomorfologică – prezent și perspectivă

Organizatori – AGR, Colegiul de la Gheorghe

28 mai – 3 iunie 2000, București, Subcarpații de Curbură, Delta Dunării

Simpozionul româno – italian de geomorfologie

Organizatori – AGR; Institutul de Geografie al Academiei Române, București; Facultatea de Geografie, Universitatea din București

28 – 30 septembrie 2000, Sighetu Marmatiei, Maramureș

Simpozionul Național de Geomorfologie

Organizatori – AGR, Facultatea de Geografie, Universitatea Babeș-Bolyai Cluj Napoca

(cu participare internațională)

Cercetarea geomorfologică – prezent și perspective

(Masă rotundă, Gheorgheni, 4 martie 2000)

Masa rotundă de la Gheorgheni a A.G.R. din 4 martie 2000 a avut ca principal scop **reliefarea principalelor direcții de cercetare în geomorfologia românească.**

De asemenea au fost aduse în discuție:

- aspectele care decurg din obiectivele Congresului Internațional de Geomorfologie;
- obiectivele cunoașterii geomorfologice pe plan mondial și filozofia dezvoltării cunoașterii geomorfologice;
- ideile privitoare la nevoia racordării cercetării geomorfologice cu practica socială, cu problemele ambientale și de planning;
- aspecte asupra situației învățământului geomorfologic din România;
- ideea unei necesități de restructurare a gândirii geomorfologice.

S-au stabilit și aprobat următoarele obiective:

1. Constituirea grupurilor de lucru:

Paleogeomorfologie—coordonatori: dr. Lucian Badea, conf. dr. Petre Urdea.

Geomorfologie dinamică—coordonator: prof. dr. Surdeanu Virgil.

Geomorfologia mediului și planning—coordonatori: conf. dr. Dinu Mihaela, conf. dr. Irimuş Ioan.

Geomorfologie și Educație—coordonatori: prof. dr. doc. Posea Grigore, prof. dr. Ielenicz Mihai.

2. Activități operaționale directe :

- a. Elaborarea bibliografiei geomorfologice
- b. Definitivarea legendei hărții geomorfologice
- c. Elaborarea unei metodologii pentru băncile de date în geomorfologie
- d. Elaborarea unei strategii de legislație și economie geomorfologică
- e. Lansarea unei pagini WEB
- f. Finalizarea publicațiilor avute în program
- g. Programul Simpozionului de la Sighet și comisia de coordonare
- h. Acțiunea de evaluare a conținutului Geomorfologiei în cursurile universitare și în manualele pentru învățământul preuniversitar
- i. Strategia corelativă în privința doctoranturii a lucrărilor de disertație și a lucrărilor de licență
- j. Deschiderea unor cursuri de vară post-universitare
- k. Conectare susținută cu organismele de decizie (guvernamentale, județene)
- l. Concentrarea atenției asupra atragerii tinerilor spre domeniul geomorfologiei
- m. Elaborarea unor ghiduri de teorie, metodologie și practică geomorfologică
- n. Elaborarea volumului pentru Tokyo.

3. Documentele reuniunii de la Gheorghieni vor fi publicate (Buletinul Informativ)

Recenzii

VIRGIL SURDEANU, *Geografia terenurilor degradate, Alunecări de teren*,
Edit. Presa Univ. Clujeană, 1998, 274 pag., 49 fig., Summ.

Apariția cărții lui Virgil Surdeanu confirmă activitatea îndelungată în cercetarea geomorfologică detaliată a reliefului, experiența de teren și cunoașterea literaturii asupra alunecărilor, care îi asigură succesul întocmirii unei asemenea lucrări de sinteză.

Experiența căpătată în mare măsură prin lucrul în echipă cu geomorfologi experimentați dar și cu specialiști din alte domenii, în elaborarea unor studii interdisciplinare asupra alunecărilor, reflectată și în zecile de articole publicate pe această temă în ultimii 25 de ani, au stat la baza întocmirii acestei lucrări.

Studiul degradării terenurilor necesită o tratare interdisciplinară, în sensul corelării proceselor care au loc la suprafața scoarței și în imediata ei apropiere, pentru a avea posibilitatea nu numai a cunoașterii, dar și a reducerii ariei de răspândire sau chiar a intensității manifestării proceselor. Autorul subliniază și de această dată, faptul că soluția cea mai puțin costisitoare este organizarea prevenirii declanșării alunecărilor în regiunile predispuse și nu refacerea terenurilor deja afectate.

Capitolele introductive (1 și 2) sunt destinate unor considerații de ordin general prin care se fac precizări referitoare la terminologia utilizată, locul alunecărilor în cadrul proceselor de mișcare în masă, așa cum a fost văzut de diferiți cercetători la noi și în alte țări. Aceasta pune de fapt în temă, asupra complexității subiectului prezentat în capitolele următoare, care se referă la degradarea terenurilor prin alunecări și prin deplasări în masă umede.

În capitolul al treilea, pe circa 1/5 din volumul cărții, sunt prezentate cauzele care dau naștere alunecărilor de teren. Argumentele culese aduc precizări asupra cauzelor alunecărilor de teren, atât a celor naturale cât și a celor de natură antropică. Deși numeroasele condiții și cauze naturale și antropice care produc dezechilibre sunt analizate pe rând, concluzia logică la care se ajunge este că în tot mai multe cazuri, apariția alunecărilor este datorată asocierii mai multor factori. Omul este în perioada contemporană nu doar "beneficiar", ci devine din ce în ce mai mult "agent" principal al declanșării acestui proces complex, care este denumit pe scurt *degradarea terenurilor*. Acțiunile omului s-au manifestat în sensul utilizării cât mai complexe a teritoriului prin exploatarea tuturor tipurilor de resurse, dar care, pe terenurile în pantă, s-au dovedit a fi tot atâtea surse de declanșare a proceselor denudaționale, între care alunecările de teren ocupă un loc de seamă.

După o analiză critică a metodologiei interne și internaționale, utilizată în cercetarea alunecărilor, autorul argumentează necesitatea apelării la metodele altor științe (ex. ingineria geologică), prezentând pe parcurs mai pe larg experiența și contribuția personală în aplicarea unor metode.

Sistemul geomorfologic al alunecărilor, dinamica alunecărilor, vârsta, tipologia alunecărilor sunt tot atâtea probleme necesare cunoașterii și aprofundării studiului alunecărilor de teren, pe care autorul le tratează cu o mare atenție.

Tot ceea ce geograful a observat inclusiv prin observații staționare pe teren, tot ceea ce a conceput ca teoretician despre alunecări este oferit într-o formă sintetică, încheiată cu un fel de pledoarie pentru necesitatea *Prevenirii și combaterii alunecărilor de teren*. Această cerință, văzută prin prisma abordării globale, îndreaptă cercetarea în sensul elaborării unor studii interdisciplinare sau conform afirmației lui Antoine (1971) mereu reluată de alți specialiști, "proiectantul trebuie să cadă de acord cu terenul". Investigațiile geomorfologice trebuie să ofere, în esență, practicienilor *harta riscului natural legat de alunecările de teren* însoțită de o serie de alte *hărți geomorfologice speciale*.

Autorul a adoptat calea tratării sistematice a alunecărilor ca procese importante în modelarea versanților, având multe exemple nu numai din Depresiunea Transilvaniei (câmp mai recent de lucru al domniei sale în cadrul școlii geomorfologice clujene) ci și dintr-o experiență anterioară solidă, a școlii

ieșene, frumos valorificată în studiile asupra alunecărilor din Carpații Orientali, Subcarpații de la Curbură, *Podișul Moldovei*.

În natură este greu de apreciat care dintre procesele care contribuie la degradarea reliefului, alunecări sau eroziune datorată scurgerii, au avut un rol dominant, dar este evident faptul că aceste procese se asociază și se stimulează reciproc în crearea unor dezechilibre care duc în final la degradarea terenurilor. Tot așa și experiența personală a autorului va trebui să se asocieze într-o mai mare măsură cu ceea ce s-a dovedit valoros în cercetarea anterioară a altor spații afectate de alunecări.

Rămânem cu regretul că lucrarea se încheie înainte ca autorul să fi alocat un spațiu mai larg sintetizării problematicei alunecărilor din România, care, cel puțin în spațiul european, se remarcă prin formele de o foarte mare diversitate de manifestare și printr-o largă răspândire pe aproape jumătate din teritoriu. Faptul are consecințe și în conținutul rezumatului în limba engleză care ar fi putut oferi o bună ocazie de a face cunoscut pe plan internațional aceste procese de modelare a reliefului românesc și a implicațiilor alunecărilor de pe întreg teritoriul țării asupra vieții economico-sociale.

Lucrarea arată o cunoaștere amănunțită a metodologiei cercetării alunecărilor nu numai în scopuri științifice dar mai ales practice, afirmându-se în literatura geomorfologică românească prin concluziile rezultate.

Sublinierea exprimată în subtitlu – *alunecările de teren* – ne sugerează că partea de degradare prin eroziune a suprafețelor înclinate stă în intenția autorului, care nu se limitează la o cercetare unilaterală a dinamicii actuale a reliefului, ci vrea să o întregască așa cum și în natură aceste procese se asociază în mod normal.

Dr. Mihaela Dinu

ION-AUREL IRIMUȘ, *Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei*, Edit. Presa Universitară Clujeană, 1998, 299 p., 83 fig.

În peisajul literaturii geografice românești, îmbogățit în ultimul deceniu prin publicarea a numeroase studii geomorfologice cu caracter *regional* sau *tematic*, contribuția adusă de colegul clujean *Ion-Aurel Irimuș* atrage atenția prin tenacitatea cu care a urmărit îmbinarea ambelor caractere. De altfel, unitatea geografică *Depresiunea Transilvaniei* este unul din arealele în care unitățile de relief se identifică cel mai mult în raport cu structura și această relație nu a putut să scape autorului, cum de altfel nu a fost omisă nici de cercetătorii ce au format școala geomorfologică clujeană. Lucrarea se dezvoltă cititorului în acest mod chiar de la primele pagini și această trăsătură o străbate până la final când chiar definește regionarea geomorfologică.

Așezarea geografică a depresiunii, ca și limtele, așa cum sunt tratate în lucrare, urmează aliniamentele deja suficient de bine precizate. Dar prin argumentația adusă în discuție pentru a justifica relațiile spațiale cu unitățile geografice adiacente, constituie un preambul la capitolele II și III ce tratează geneza, evoluția și tectodinamica bazinului Transilvaniei.

Capitolul destinat analizei *genezei și evoluției Depresiunii Transilvaniei*, aduce ca plus de informație față de lucrările anterioare o serie de rezultate ale prospecțiunilor geologice recente, care, indubitabil, confirmă etapizarea evoluției depresiunii: prebadeniană, badenian-pannoniană și postpannoniană. Mult mai interesant, datorită metodologiei abordate și mai ales interpretării complexe, se individualizează capitolul *Tectonica și tectodinamica bazinului Transilvaniei*. Autorul, grupează cercetările geologice întreprinse în ultimii 125 de ani, pe baza îmbinării mai multor criterii (istorism, petrografie, structură, scop al investigației și nu în ultim rând metoda și tehnologia utilizată) în *modele tectonice*.

Importanța geomorfologică deosebită a structurilor de domuri, brahianticlinale și cute diapire, cu o mare răspândire aici, a îndemnat pe autor să dedice un întreg capitol acestor tipuri de structuri (cap. IV). De fapt, autorul realizează un capitol clasic de morfostructură și morfotectonică, din care rezultă că structurile elevate și negative caracteristice fundamentului depresiunii, sunt răspunzătoare de formarea brahianticlinalelor și domurilor descrise. Repartiția spațială a celor două tipuri de structuri (domuri și cute diapire) devine, astfel, "suportul" regionării geomorfologice din capitolul IX, asupra căreia vom reveni mai pe larg.

Capitolele destinate analizei modelării structurilor de domuri și a cutelor diapire, au cea mai largă extindere, întrucât ele readuc în centrul atenției cititorului nu atât rolul factorilor sculpturali în modelarea unor asemenea structuri, cât mai ales comportamentul aparte al acestora. De aceea, pe lângă invocarea studiilor anterioare, autorul a realizat un mare volum de muncă în cercetarea directă a cât mai multor situații de caz, ceea ce în final poate fi considerat ca principalul aport original al lucrării. Astfel, raportul dintre agenții sculpturali și structura de domuri a fost analizată în funcție de etapele de evoluție a acestora, pe baza cercetării directe a unui număr de 12 domuri și brahianticlinale din totalul cele 67 descrise în literatura geologică și consemnate pe harta tectono-geologică de la pag. 33. Și în ce privește modelarea cutelor diapire, lucrarea aduce în discuție nu numai premisele tectonice, structurale, litologice și hidroclimatice, în care acestea se desfășoară ci și o serie de precizări (clarificări) asupra sistemelor de modelare care acționează aici: modelarea complexă, fluvială, periglaciara și actuală. Dintre acestea se impune a fi subliniată *modelarea fluvială* tratată într-un subcapitol amplu (6.3.2.), în care numeroase profile trasate atât pe văi cât și pe interfluvii, oferă posibilitatea sintetizării particularităților evoluției văilor ce traversează structurile diapire, dar și a generațiilor de interfluvii.

Atenția pe care autorul o acordă modelării actuale a reliefului dezvoltat pe domuri și cute diapire, este pe deplin justificată, pentru că în Depresiunea Transilvaniei procesele de modelare actuală dezvoltate în aceste condiții structurale se exprimă printr-o mare diversitate de forme. De aceea, nu surprinde faptul că în două capitole (VII și VIII) autorul abordează problema modelării actuale atât ca efect al

mișcărilor neotectonice în cadrul complexelor morfologice de interfluvii, de vale, al versanților al depresiunilor și culoarelor depresionare), cât și dinamica lor. Analiza pertinentă a factorilor naturali (litologici, structurali, tectonici, biopedoclimatici, hidrologici) și antropici, care condiționează dinamica proceselor actuale, au permis autorului să evidențieze rolul proceselor de versant și de albie, în morfodinamica reliefului dezvoltat pe domuri și cute diapire.

Regionarea geomorfologică întreprinsă de autor *pe baza principiului categoriei de teritoriu*, merită o atenție cu totul aparte. Diversitatea opiniilor cu privire la principiile în funcție de care se face regionarea geomorfologică, a constituit multă vreme un subiect de aprige dispute științifice în literatura geomorfologică românească. De altfel, tendințele divergente existente în geomorfologia mondială s-au reflectat și în școala geomorfologică românească. Astfel, la noi s-a impus în diferite etape *tendința structuralistă*, abordată de acei geomorfologi care delimitau unitățile geomorfologice exclusiv în concordanță cu unitățile structural-tectonice, amplificând rolul structurii în geneza reliefului și definirea unităților geomorfologice; *tendința orografică*, în care rolul structurii orografice a unui teritoriu este dominant, considerându-se că aceasta exprimă totalitatea factorilor genetici și modelatori ai unui anumit tip de relief; *tendința fizico-geografică*, care urmărea să substituie relieful cu totalitatea componentelor fizico-geografice, considerând că exprimă "peisajul geomorfologic" neținând seama de faptul că relieful este suportul tuturor celorlalte componente ale mediului geografic în funcție de care acestea se manifestă. În acest context, este propus drept criteriu *categoria de teritoriu*, în fapt *categorii de structuri* ce nu se îndepărtează prea mult de *tendința structuralistă*, de acordare a rolului principal structurii, abordată de altfel cu ocazia elaborării Monografiei R.P.R. S-au diferențiat, astfel, în funcție de criteriul propus trei tipuri de teritorii: A. *necutate*; B. *cutate în structuri de domuri și cuvete interdomuri*; C. *cutate în diapire*. În cadrul tipurilor B și C autorul identifică, *regiuni geomorfologice* (cu relief de concordanță directă, inversă sau cu structuri ascunse, în cadrul tipului B și după poziția geografică în cadrul tipului C). Din descrierea regiunilor geomorfologice se observă că autorul admite că deși structurile nu se regăsesc în totalitate în "peisajul lor geomorfologic", îl definesc, iar procesele de modelare actuală le diferențiază.

Lucrarea se încheie cu două capitole (X și XI) care reflectă nu numai importanța practică a studiului (*Importanța prospecțiunilor geomorfologice în regiunile de domuri și cute diapire, pentru descoperirea de noi zăcămintele*), dar și o sinteză concludivă asupra reliefului pe domuri și cute diapire din Depresiunea Transilvaniei.

Apreciem că lucrarea, se înscrie în preocupările contemporane pentru o abordare modernă a geomorfologiei și devine un instrument de lucru, sau o variantă de model, pentru geografii preocupați de cercetarea regională integrată. Autorul a avut în vedere și o posibilă cunoaștere pe plan internațional a rezultatelor cercetărilor sale, prin adăugarea unui voluminos rezumat în limba engleză însoțit de o traducere a listei de figuri.

Adrian Cioacă

MIHAELA DINU, *Subcarpații dintre Topolog și Bistrița Vâlcii. Studiul proceselor actuale de modelare a versanților*, Edit. Academiei Române, 1999, 210 pag., 101 fig. (schite de hartă, hărți, profile, foto), hartă geomorfologică generală monocromă

Lucrarea Mihaelei Dinu vine să continue cunoașterea geomorfologică detaliată a Subcarpaților Getici, în spiritul preocupărilor de geomorfologie regională reflectat de lucrările anterioare dedicate reliefului subcarpatic.

Sublinierea făcută prin subtitlu – studiul proceselor geomorfologice actuale – nu trebuie înțeleasă ca o intenție a autoarei de a se limita la cercetarea și punerea în evidență a dinamicii actuale a suprafețelor înclinate. Subcarpații reprezintă în totalitatea lor partea din relieful României cu cea mai accentuată mobilitate neotectonică și cea mai amplă, diversă și rapidă manifestare a proceselor de modelare. Fără îndoială că o astfel de manifestare a denudației este consecința ansamblului de condiții fizice regionale și locale – de la natura substratului și reliefului până la starea învelișului vegetal, văzut ca factor de protecție – și, bineînțeles, a stadiului de evoluție a formelor de relief, ca și a gradului de modificare antropică a mediului. Ca urmare, mai mult de jumătate din lucrare a fost destinată prezentării analitice a caracterelor geomorfologice a sectorului subcarpatic cercetat și a particularităților climatice, ale hidrografiei și ale complexului biopedogeografic, adică ale ansamblului de condiții în care se desfășoară procesul general al denudării. Iar din aceasta, pentru a răspunde scopului propus, analiza morfologică deține partea cea mai mare.

Fără a exagera cu insistența asupra uncii dintre laturile obligatorii de pus în evidență într-o astfel de analiză, tratarea păstrează echilibrul cuvenit și include aspecte mai subtile, cum sunt raporturile dintre Subcarpații Vâlcii cu unitatea de munte de la nord și cu piemontul de la sud, ca și raporturile cu diviziunile subcarpatice de la vest și de la est.

Argumentele sunt culese și însumate pentru precizarea – în trei capitole, urmând celui introductiv, de considerații generale – caracterelor orografice, a alcătuirii și a raporturilor dintre relief, varietatea petrografică și structură, nu în subsidiar a evoluției paleogeomorfologice. Relieful deluros al Subcarpaților Vâlcii a evoluat în mare măsură ca o unitate de contact și de tranziție. În ansamblu, un relief tânăr, chiar foarte tânăr, a cărei formare și punere în evidență aparține Cuaternarului. Exceptând fâșia din vecinătatea munților cu aspect de muscele (dezvoltată pe structură monoclinală) în care se presupune existența unei extinderi a suprafeței nivelate în Pliocen, relieful subcarpatic este sculptat în formațiuni terțiare scoase de eroziune de sub cuvertura piemontană.

Caracterele fragmentării și ale declivității, pe fondul inconsistenței petrografice și plasticității multor formațiuni, dovedesc întrunirea condițiilor pentru manifestarea – local chiar violentă – a proceselor de modelare.

Este greu de apreciat care anume dintre procesele de denudare au avut un rol dominant în modelarea reliefului, dar este evident modul de combinare și de stimulare reciprocă a deplasărilor în masă și a eroziunii în adâncime prin crearea unui lanț de dezechilibre. Autoarea a adoptat calea tratării sistematice a proceselor actuale de modelare pe cele două mari categorii caracteristice și dominante în Subcarpați – deplasările în masă și acțiunea scurgerii apei.

Evaluarea formelor de manifestare a deplasărilor în masă – de la cele uscate până la curgerile noroioase, de la cele incipiente la cele de proporții care afectează bazine și versanți întregi – a oferit posibilitatea întrunirii imaginii generale a dinamicii versanților și a riscului de afectare în viitor a suprafețelor înclinate și, totodată, confirmarea deplină, cu nuanțările locale corespunzătoare, că Subcarpații dintre Topolog și Bistrița Vâlcii aparțin părții din Subcarpații Getici dintre Jiu și Topolog cu cea mai mare complexitate structural-petrografică și de evoluție a reliefului. Reprezintă un sector cu caractere diferite de cele ale Muscelor de la est și ale Subcarpaților Gorjului de la vest, un sector în care varietatea formelor este mai mare. Aici se întrunesc condiții pentru o diversitate mai accentuată a stilului modelării și a gradului de prelucrare a versanților, în general a suprafeței reliefului, indiferent de originea formelor.

Lucrarea dovedește însușirea și aplicarea metodologiei adecvate cercetării și cunoașterii reliefului subcarpatic și se impune prin concluziile rezultate dintr-o analiză substanțială și bine condusă.

Pornind de la conceptul că bazinul hidrografic constituie o unitate, un sistem în care se cuprinde întreaga problemă geomorfologică, autoarea abordează studiul bazinului Doftanei, bazin ce înglobează un însemnat teritoriu din regiunea muntoasă și un areal mai redus din cea subcarpatică.

Sunt analizate datele morfohidrografice, cu referiri asupra fragmentării și energiei reliefului, asupra pantelor și expunerii față de soare și de vânt, toate explicând particularitățile morfodinamicii reliefului, cu implicații în utilizarea terenurilor. Se urmăresc, în continuare, raporturile dintre petrografie, structură și relief, din care rezultă tipuri morfologice caracteristice. Apoi sunt descrise lunca și terasele, pe care le urmărește în lungul văii, cu schimbările de pantă și cu deformările lor. Analiza nivelelor de eroziune formate între fazele mișcărilor de înălțare tectonică repetate, justifică etajarea de ansamblu a reliefului.

În cadrul evoluției reliefului, reconstituirea rețelei hidrografice de la sfârșitul Miocenului până azi este făcută de autoare într-un scenariu logic, sprijinit parțial de dovezi. Chiar dacă în această privință, întotdeauna este loc de discuții, remanierea rețelei este strâns legată de mișcările neotectonice recente compensatorii, de regresivitatea lacului pliocen din Câmpia Română, ca și de conturarea recentă a unor brahianticinale și domuri generate de migrarea diapiră a masivelor de sare spre suprafață, aflată în faze diferite. Modelarea actuală a reliefului și riscul geomorfologic sunt tratate amplu și reflectă preocupările autoarei de a prezenta și analiza factorii determinanți în declanșarea evenimentelor extreme (alunecări, prăbușiri, inundații, cutremure) și de a pune la dispoziția celor ce se preocupă de organizarea teritoriului și de preîntâmpinare a calamităților naturale, informații foarte necesare, ce evidențiază legăturile intime dintre cauză și efect.

Deși studiul vizează o regiune nelipsită total de cercetări anterioare, el aduce nenumărate informații obținute la teren, care, analizate temeinic, definesc particularitățile geografice ale regiunii străbătute de Doftana. Tocmai în aceasta constau originalitatea și contribuția studiului.

Apreciem faptul că au fost menținute denumirile unor terase, nivele de eroziune și unități morfologice consemnate și intrate deja în uz în literatura geografică, evitându-se astfel paralelizări cu posibile confuzii în prezent și în viitor, pe măsura cercetărilor ce vor urma. De asemenea, folosirea critică a rezultatelor cercetărilor anterioare, efectuate în valea Doftanei și în regiunile învecinate, pe care autoarea, în funcție de constatările proprii, le-a adoptat, le-a amendat sau le-a respins.

Cercetările doamnei Iuliana Armaș au depășit cadrul geomorfologic anunțat pe coperta lucrării, cuprinzând și particularitățile de climă, ape, soluri, vegetație, adică toate elementele cadrului fizico-geografic; în acest fel se conturează o imagine de ansamblu asupra regiunii studiate, ce se integrează într-un teritoriu geografic mai larg. Numeroasele date de teren și de arhivă au fost prelucrate după metode moderne, computerizate, iar unele hărți morfometrice și morfografice au fost realizate cu ajutorul modelelor matematice. Ilustrația lucrării este foarte variată (schițe de hartă, grafice, profile, hărți complexe, blocdiagrame, schițe panoramice și fotografii) și completează cu oportunitate textul, servind la mai bună percepere a problemelor abordate. Cartografia computerizată a fost folosită și ea cu succes, conferind ilustrației un aspect unitar, chiar dacă unele hărți cu caracter complex și schițele panoramice sunt mai puțin expresive și lipsite oarecum de "căldura" conferită de realizarea lor clasică.

Remarcabilă este, de asemenea, tehnoredactarea originală și atractivă a lucrării, în care s-a implicat și autoarea, care dovedește măiestrie și rafinament în gradarea titlurilor, paginatie, plasarea și asocierea pieselor grafice, cartografice cu fotografii etc. Cele două fotografii de pe copertă, una "terestră", cealaltă satelitară, încadrează parcă domeniul în care autoarea și-a investit întreaga sa muncă de cercetare.

Prin conținutul științific și prin modul de prezentare, lucrarea doamnei Iuliana Armaș își câștigă un loc binemeritat în seria lucrărilor geomorfologice și de geografie regională valoroase. La aceasta contribuie și rezultatele obținute prin aplicarea metodelor de analiză și cartografie computerizată. În acest sens, lucrarea doamnei Iuliana Armaș poate constitui un bun exemplu pentru noua generație ce se implică în cercetarea geografică.