

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

9



editura universității din bucurești®
2007

Revista de geomorfologie

Editori: Prof. dr. Nicolae JOSAN – Președintele A.G.R., Universitatea din Oradea
Prof. dr. Florina GRECU, Universitatea din București

Colegiul de redacție:

Dr. Lucian Badea, Institutul de Geografie, București
Prof. dr. Yvonne Bathiau-Quenney, Universitatea din Lille, Franța
Prof. dr. Dan Bălțeanu, Universitatea din București
Prof. dr. Costică Brânduș, Universitatea „Ștefan cel Mare”, Suceava
Prof. dr. Dorian Castaldini, Universitatea din Modena, Italia
Prof. dr. Adrian Cioacă, Universitatea „Spiru Haret”, București
Prof. dr. Morgan de Dapper, Universitatea din Gand, Belgia
Prof. dr. Mihaela Dinu, Universitatea Româno-Americană, București
Prof. dr. Francesco Dramis, Universitatea Roma 3, Roma, Italia
Prof. dr. Eric Fouache, Universitatea Paris 12, Franța
Prof. dr. Paolo Roberto Federici, Universitatea din Pisa, Italia
Prof. dr. Mihai Grigore, Universitatea din București
Prof. dr. Mihai Ielenicz, Universitatea din București
Prof. dr. Ion Ioniță, Universitatea „Al.I. Cuza”, Iași
Prof. dr. Aurel Irimuș, Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca
Prof. dr. Ion Mac, Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca
Prof. dr. André Ozer, Universitatea din Liège, Belgia
Prof. dr. Kosmas Pavlopoulos, Universitatea din Atena, Grecia
Prof. dr. docent Gr. Posea, Universitatea „Spiru Haret”, București
Prof. dr. Ioan Povară, Institutul de Speologie, București
Prof. dr. Maria Rădoane, Universitatea „Ștefan cel Mare” Suceava
Prof. dr. Nicolae Rădoane, Universitatea „Ștefan cel Mare”, Suceava
Prof. dr. Contantin Rusu, Universitatea „Al.I. Cuza”, Iași
Dr. Maria Sandu, Institutul de Geografie, București
Prof. dr. Victor Sorocovschi, Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca
Prof. dr. Virgil Surdeanu, Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca
Prof. dr. Petre Urdea, Universitatea de Vest, Timișoara
Prof. dr. Emil Vespremeanu, Universitatea din București
Prof. dr. Fokion Vosniakos, Universitatea din Salonic, Grecia

© *editura universității din bucurești*®

Șos. Panduri, 90-92, București – 050663; Telefon/Fax: 410.23.84

E-mail: editura_unibuc@yahoo.com

Internet: www.editura.unibuc.ro

Tehnoredactare computerizată: Meri Pogonariu

ISSN 1453-5068

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

VOL. 9

2007

C U P R I N S

Articole

Petru URDEA, <i>About some geomorphological aspects of the polar beaches</i>	5
Daniel GERMAIN, Mircea VOICULESCU, <i>Les avalanches de neige dans les chic-choc (Canada) et les Carpates Méridionales (Roumanie). Bilan des connaissances et perspectives futures</i>	17
Florina GRECU, <i>Parc National Vanoise (Alpes Fraçaises). Observations sur les glaciers</i>	33
Mihai IELENICZ, Smaranda SIMONI, <i>The evolution stages of Romania's landforms and the resulted erosion surfaces</i>	41
Dorina Camelia ILIEȘ, Nicolae JOSAN, <i>Preliminary contribution to the investigation of the geosites from Apuseni Mountains (Romania)</i>	53
Anghel TITU, Virgil SURDEANU, <i>Reintegrarea funcțională a sistemelor geomorfologice degradate ca urmare a exploatarei cărbunilor. Studiu de caz: halda de la Valea Mănăstirii – Bazinul Minier Motru</i>	61
Andreea ANDRA, Mihai MAFTEIU, <i>Tigveni – Momaia Landslide</i>	73
Gabriela Ioana TOROIMAC, <i>Détermination du style fluvial. Etude de cas : la rivière Prahova</i>	87
Marta Cristina JURCHESCU, <i>Morphometrical Aspects of the Cârpeniș Catchment</i>	95
Alfred VESPREMEANU-STROE, Ștefan CONSTANTINESCU, Florin TĂTUI, <i>Comportamentul multianual al barelor submerse longitudinale pe un țărm micromareic</i> ..	107

Miscellanea

La deuxième rencontre scientifique roumaine – algérienne – française. Directions contemporaines dans l'étude du territoire. Gestions des risques naturels et anthropiques București, 24 – 31 mai 2007 (Florina GRECU)	121
XXème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 3-8 septembre 2007 à Carthage, Tunisie (Gabriela Ioana-TOROIMAC)	122
Expediția internațională PUECH – Polar Ural Environmental Change After Last Ice Age 2007 (Anca MUNTEANU)	123

Karst And Cryokarst 25 th Speleological School, 8 th Glackipr Symposium Sosnowiec-Wroclaw, Poland, 19-26 martie 2007 (<i>Anca MUNTEANU</i>).....	124
Conferința Carpato-Balcano-Dinarică de Geomorfologie, Pécs, Ungaria, octombrie 2007 (<i>Bogdan-Andrei MIHAI</i>).....	124

R e c e n z i i

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE (2007) – <i>Geomorfologie aplicată</i> , Editura Universității din Suceava, 378 p., format B5, 184 figuri (<i>Florina GRECU</i>).....	126
Dan DUMITRIU (2007) – <i>Sistemul aluviunilor din bazinul râului Trotuș</i> , Editura Universității din Suceava, 259 p., format B5, 96 figuri, 9 p. de anexe (<i>Gabriela Ioana TOROIMAC</i>).....	126
Bogdan-Andrei MIHAI (2007) – <i>Teledetecție, vol. I. Introducere în procesarea digitală a imaginilor</i> , Editura Universității din București, 208 pag., 69 figuri (<i>Grigore MIHAIL</i>)..	127

A r t i c o l e

About some geomorphological aspects of the polar beaches

Petru URDEA

Key words: *polar beaches, beach morphology, ice- push ridges, glacial abrasion marks, mammilated & kettled beaches, Axel Heiberg & Spitsbergen Island.*

Cuvinte cheie: *plaje polare, morfologie litorală, urme de abraziune, plaje mamelonare și cugropi, I. Axel Heiberg & Spitsbergen*

Abstract. This paper aims to present, for the first time in Romanian geomorphological literature, some aspects of beach morphology in two polar areas, Axel Heiberg Island (Canada) and Spitsbergen Island (Norway). The sea ice, or polar pack, plays an important role in the evolution of the coastal zones of the polar area. The paper also deals with the description of the effects of pack ice in the formation of ice-push ridges, or walls, and of ice in beach mounds. On the other hand, especially in the case of the Spitsbergen's beaches, we notice the existence of mounds like pingo forms, resulting a specific mammilated and kettled topography, which are also described here, and on the rocky shoreline drift-ice abrasion marks.

Introduction

During field researches in polar areas - in 1990 in Svalbard and in 1996 in the Canadian Arctic Archipelago - we noticed some geomorphological aspects particular to beaches, much different from those familiar to us from previous field researches, analyzed by means of comparison to those of the temperate areas. We should mention the fact that in the Romanian geomorphologic literature there are very few researches on the effect of ice on the shore, only one article having been written on the theme in the last two decades (Preoteasa *et al.*, 2004).

The features of the coastal areas of the polar regions reflect the particular characteristics of the periglacial environment which are highly connected to the existence of the polar pack and of the permafrost and ice bodies in the soil, which have a direct influence over the development of coastal areas (Washburn, 1979; French, 1996; Van Vliet-Lanoë, 2005).

It is a known fact that the sea ice, or polar pack ice, plays an important role in the evolution of the coastal zone of the polar and subpolar areas (Hume, Schalk, 1967; Dionne, 1968; Washburn, 1979; Barnes, 1982; Gilbert, 1990; Allard *et al.*, 1998; Ogorodov, 2003). We must mention that, in geomorphological

literature, the term *glaciel* is used for all processes, sediments, and features related to the action of drift ice and icebergs in marine, lacustrine, and fluvial (including littoral and estuarine) environments (Dionne, 1982).

We must also mention that the influence of ice over lacustrine morphology has been noticed since 1822 by Petros; Forchammer in 1847, Hayes in 1868 and Hind in 1877 (quoted by Dionne, 1969) mentioned several aspects of the erosive-abrasive action of the littoral ice, and C.A.White (1869) (quoted by Dionne, 1979) analyzed the boulder ridges generated by the pressure of the littoral ice over the beaches.

When analyzing the impact of the sea ice on the coastal zones, the following aspects can be distinguished: 1. the protective role of fast ice and drift ice; 2. the role of the sea ice in the evacuation of the sedimentary material from shallows; 3. the abrasion of shores and bed by ice; 4. local erosion of the sea floor due to the specific ice conditions; 5. the processes of formation of fast ice and frozen ground in the near-shore zone (Ogorodov, 2003). On the other hand, the action of floating ice on shores may be divided into two categories: 1. processes of ice push, and 2. processes of lifting and rafting caused by changing levels, especially related to tides in the sea (Gilbert, 1990). We must not

forget that the presence of permafrost and wetlands along the shore, combined with the small tidal range, allows for the formation, sometimes, of abundant icing and frost blisters which play an important role in shore dynamics (Allard *et al.*, 1998).

It is important to bear in mind that littoral ice reduces the erosive action of the waves and the tide (Sunamura, 1992, Allard *et al.*, 1998), but, on the other hand, the ice drift generates push over the shores and, by melting, determines the formation of specific microforms (Owens, McCann, 1970). Also, the movement of ice in contact with the bedrock physically disrupts or gouges the mixture of bedrock sediments and bulldozing material. The sea ice is pressed and rearranged by winds, waves and currents, forming irregular masses with many downward protrusions or keels that, in shallow waters, can interact with the bottom (Barnes, 1997).

For the better understanding the role played by the marine ice pack in the dynamics and morphological formation of the coast areas of the polar regions is important to take into consideration the differentiation, given especially by different types of ice, of six subdivisions (Fig. 1), each with features that generate particular morphology and morphodynamics (Ogorodov, 20039).

Thus zone I extends from the edge of the coastal cliff landward, so that zone II embraces the coastal cliff – frequently cut in permafrost

affected by thermo erosion - and the top part of the beach. In this case this is a heaping area of ice form ridges of unsorted beach material. Zone III is situated between the foot of the coastal cliff and the marine border of the fast ice base, marked by the ice fracture out at sea. The most important morphological elements formed under the ice-push effect appear in this zone. The seasonally frozen layer of the beach (the berm) and coastal cliffs play a protective role against the sea ice. Zone IV is the zone of the longshore bars and troughs, with a width depending on the bottom slopes. In subzone c, in autumn, when fast ice is formed, ridges of hummocks and grounded hummocks are created on the submarine bars. The marine part of this zone (d) includes an area with a relatively even floor where single ridges and hummocks are formed. Zone V is the belt of hummocking on the marine edge of fast ice, where over the whole winter, strong stresses and deformations of drift ice occur. Here, hummocks and grounded hummocks exert the strongest eroding effect on the floor at the expense of crashed ice. Zone VI represents either a beyond-fast-ice polynia (ice clearing) or an area of drift ice.

Discussing the morphological specificity of the nearshore formation ice complex, we reveal the existence of icefoots, ice ridges, ice volcanoes and shore-parallel ice lagoons (Barnes *et al.*, 1994)

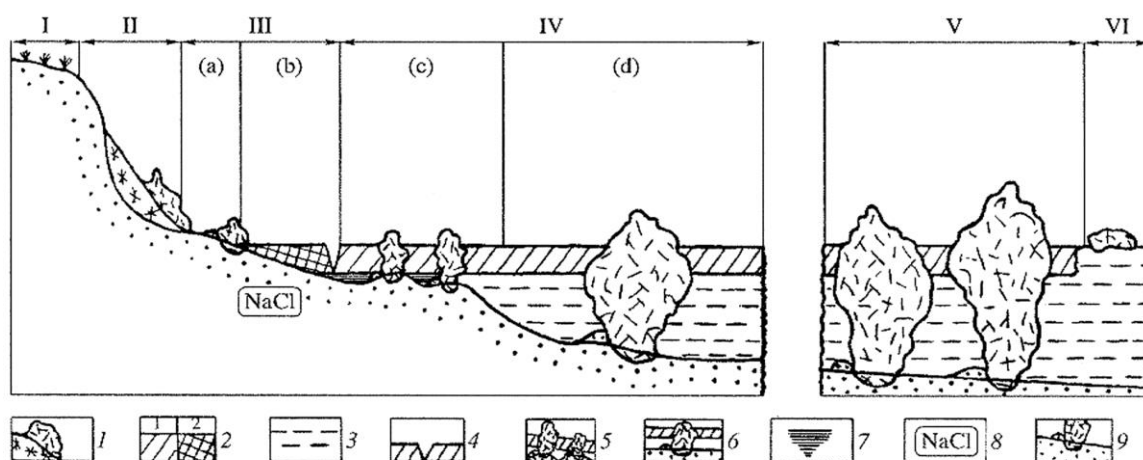


Fig. 1. Subdivision of coastal zone by types of ice formations and their effects on coast and bed

1. Banks of firm, heapings, and ice overthrusts; 2. Fast ice (1- floating, 2- frozen to the bed); 3. Water under fast ice;
4. Tidal crack; 5. Near-coast grounded hummocks and hummocks on submarine bars and shallows; 6. Grounded hummocks and belt of hummocking in the fast ice near-edge zone; 7. High-salinity water in the longshore troughs;
8. Cryopegs; 9. Forms of ice gouging (after Ogorodov, 2003)

Location and geographical characteristics of the studied areas

The researched areas are situated in the Arctic Basin, above 78° N, in the area of continuous permafrost, one in the area neighbouring Europe, in Spitsbergen Island belonging to Svalbard Archipelago, and the other in the permafrost area near extremely North America, i.e. in the Axel Heiberg Island of the North-Canadian Arctic Archipelago (Fig. 2).

In Spitsbergen Island the areas under research lay at north-west of Nordenskiöldland, on the shore of Greenland's Sea, at approx. 500 m N of Båtodden Cape, and on the southern coast of Isfjorden fjord, in Russekeila and Solovjetskibutka bays (Fig. 3). The shore line delimits a low coast plain with a sea terrace profile, shaped during the last 12300 years (Svendsen *et al.*, 1989). The area from Axel Heiberg is situated in the North-Eastern part of the island, in the northern part of the Schei Peninsula, at Butter Porridge Cape. Both researched areas correspond to terraced coast plains generated by periodic lifts prior to Pleistocene melting (Bednarski, 1998; England *et al.*, 2004)

The Båtodden sector is a linear shore, with a narrow coast beach made of rocks and sands

(Kystkart ..., 1987), with rare rocks of crystalline schists belonging to the Hekla Hoek lithologic complex (micaschists and quartzite) like at the Cape Båtodden. The sector adjacent of Isfjord is somewhat different, i.e. the Russekeila Bay is carved in marine and fluvio-glacial Quaternary sediments, and only in its extreme eastern part (Nimrododden Cape) and continuing with Solovjetskibutka to Starostin Cape is made of sedimentary rocks belonging to the Billenfjorden Group – common are sandstones, limestones, sand-limestones and Carbonifer and Permian conglomerates, all known by the name of Kapp Starostin Formations - (Orvin, 1969). The geologic conditions led to the apparition of a somewhat more pronounced beach (of maximum 30m width) in the maximum curve area of the Russekeila Bay, dominated by the forehead of the first littoral terrace. In the eastern part of Solovjetskibutka Bay a beach less than 10 meters wide is present, in its other parts a vertical cliff of 4-6 m high being present. We should underline the fact that the entire coast morphology has developed after the retreat of the Linnée glacier that flowed in Isfjord, approx. at 11600 B.P. (Mangerud *et al.*, 1987).

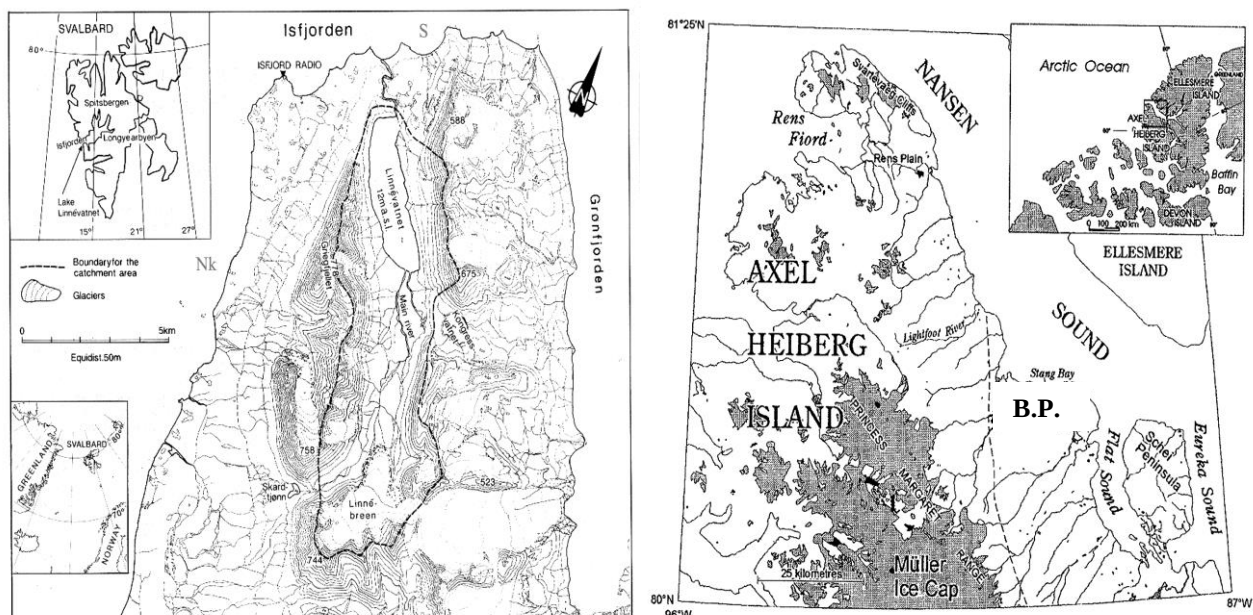


Fig. 2 The location of the study area on : Spitsbergen Island (Svalbard Archipelago), Nk – Nordenskiöldland coast, S – Solovjetskibutka and on Axel Heiberg Island (Canadian Arctic Islands), B.P.- Butter Porridge Cape

The Schei Peninsula, like the rest of the Axel Heiberg island territory, overlaps Svedrup Basin, in the researched area emerging the Triassic deposits of the Blaa Mountains Formation (dark coloured shale, siltstone, sandstone and light grey calcareous siltstone) covered by marine and fluvial-glacial Quaternary deposits (Tretin, 1991). The morphology of the north-eastern part of Schei Peninsula is characterised by the existence of large, extensively polygonized outwash terraces built by meltwaters which flow off the upland and are made of a succession of silt and sand with dropstones, glacial diamicton, terminate at 156 m a.s.l. (old glacial limit) and low marine terraces constituted of gravels and sand (Bednarski, 1998).

From a climatic point of view we deal with a polar climate, medium temperatures of -19.7°C at Eureka (80° N , $85^{\circ}54'\text{ V}$; Ellesmere I.), characteristic to the temperate continental polar climate, and of -4.7°C at Isfjord Radio ($78^{\circ}04'\text{ N}$, $13^{\circ}37'\text{ E}$; Spitsbergen I.), characteristic to a maritime polar climate, under the influence of the North Atlantic Stream, a derivation of the Gulf Stream. The medium temperature values of the extreme months are -38°C in February at Eureka, and -12.5°C in March at Isfjord Radio, and in the hottest month temperatures are 5.4°C at Eureka and 4.7°C at Isfjord Radio. Precipitations, mainly as snow falls, have an annual average value of only 64 mm at Eureka and 435 mm at Isfjord Radio.

Geomorphological aspects

Even when we talk about the shore geomorphology in the polar regions, the issue is most frequently treated from the perspective of the importance of ice-foot on coastal morphology (e.g. Nielsen, 1979; Wisemann *et al.*, 1981), our attention focusing on just some aspects of the morphology of polar beaches generated by the pressure of marine ice on beaches, the formation of mammilated and

kettled topography, and on abrasion marks connected with the glacial phenomena.

Ice-push ridges

Marine ice-pushed mounds and ridges formed by sea ice are common on the arctic beaches (Nichols, 1953; Owens, McCann, 1970; Taylor, 1978; Barnes, 1982; Dionne, 1992; French, 1996; Ogorodov, 2003; Van Vliet-Lanoë, 2005).

From morphographical point of view, the cross-section of ice-push ridges is asymmetrical, with a gentle slope to the sea front. These ridges are made of loose debris of local origin, a mixture of sand, gravel, cobbles and pebbles, blocks and boulders, originating, in the main part, from the low marine terraces and offshore area. The shape of the ice-push ridges is similar to bulldozed ridges of sand and/or gravel, and very frequent have a imbricated structure, typical for stacking pattern.

Ice-push ridges, or ice-shove ridges (Washburn, 1979), result from ice pressure directed on shore, particularly ice ride-up and pile-up events related to climatic, hydrological, and glaciological conditions (Dionne, 1992).

With the opportunity of the participation at the „High Arctic field meeting” (July 7-15, 1996) during some field researches in Axel Heiberg Island, I was surprised by the aspect of the coastal area in the western area of Butter Pooridge Cape. Here, the entire beach area, for 300 m long and 10-25 m wide, was replaced by a continuous ridge of gravel, rocks and sand, of 4-5 m height. Its superior part had the aspect asymmetrical coast line, on which numerous protuberances with mammilated or long aspect (Fig. 3). These features belong to the circumstances called in the specialized literature *marine ice-pushed ridges and mounds* (Nichols, 1953; Owens, McCann, 1970) *ice-pushed boulder ridges* (Barnes, 1982), *ice-pushed ridges* (Dionne, 1992) or *ice-pushed and ice-lifted landforms* (Gilbert, 1990).

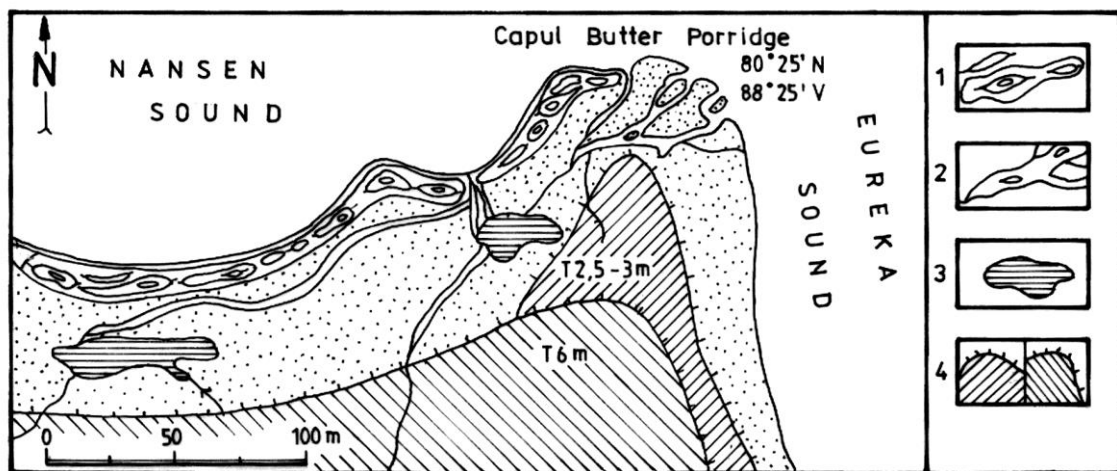


Fig. 3 Geomorphological sketch of Butter Pooridge Cape:
1. ridges and hummocks; 2. braided streams; 3. lake; 4. marine terraces

In our opinion, considering the morphologic features of the analyzed landforms and the environmental characteristics of the area, we must consider the genesis of these forms as one extremely complex, in which several mechanisms were involved. Thus, in some circumstances, both processes of ice push and ice lifting/ rafting act in concert (Gilbert, 1990). Ice lifting occurs during the rise and fall of tides and sediments is frozen into ice during formation and later released by melting, in some cases after movement in ice raft formed during break-up (Dionne, 1979; Gilbert, 1990) it is recognized the fact that ice lifting is usually a phenomena of secondary importance (Gilbert, 1990). It is know that deformation of sea ice is a nearly continual process in the polar area as wind and ocean currents force the ice cover to converge and diverge. The convergent dynamic event, commonly called ice shoves, capable of reworking beach material, is, in conformity of the „onshore pile-up” model of deformation responsible for building of ridges of broken blocks of ice and sediments at the beaches (Mahoney *et al*, 2004).

The complex mechanism in which both the pressing and accumulation phenomena of sediments by means of shore ice is explained by Barnes (1982) and illustrated in the figure bellow (Fig. 4). As it shows, some of the sediments which form the shore ridges are brought from the region of the submerge beach by means of their incorporation in shore ice when freezing takes place to the bottom, i.e.

through the apparition of the so called anchor-ice phenomena (Barnes, 1997; Kempema *et al.*, 2001; Ogorodov, 2003).

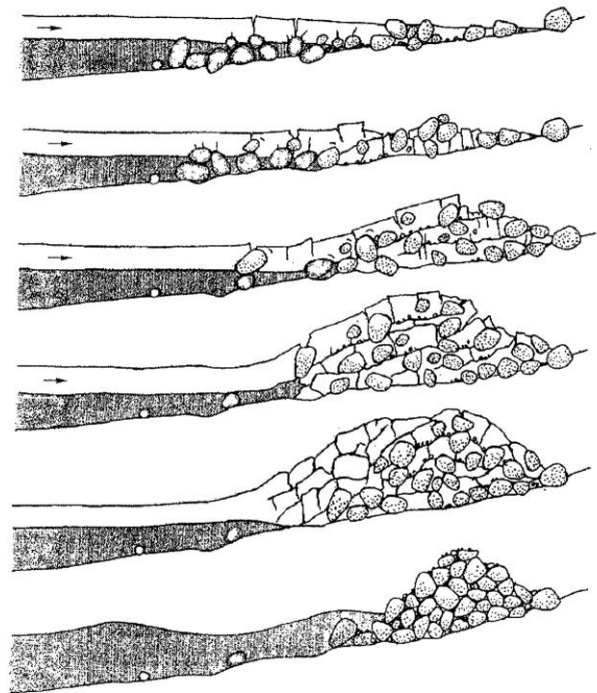


Fig. 4. The sequential mechanism of development of the ice-push ridges (after Barnes, 1982)

Because we definitely question the large amount of material incorporated in these pressure ridges, we must underline the fact, as it is observed on the figure above, a part of the gravel, rocks and sand is brought from the area of the submerge beach, through incorporation in the ice mass. Thus we must take into consideration the means of incorporation and

transport of sediments in the different categories of ice, of the frazil ice and turbid ice type, with concentrations which can reach even 200g/l (Barnes, 1997; Smedsrud, 1998, 2003) and even the fact that in the research area a multi-annual type of ice is formed, which is richer in sediments (Eiken *et al.*, 1995, 2000). We take also into consideration the role of the anchor ice and sediment rafting by anchor ice in the sediments entrainment and littoral-zone sediment budget (Sadler, Serson, 1981; Barnes *et al.*, 1993; Kempema *et al.*, 2001), and also, the importance of slush ice which may reach thicknesses of 4 m and may carry up to 1000 m³/km² of sediments (Reimnitz, Kempema, 1987).

We must not forget the massive supplying possibilities of the coastal ice with blocks and sediments from the shore, inclusive by means of ice-foot (*e.g.* Dionne, 1993a, 1993b, 1998). In fact, the existence of massive shore ice piles and grounded ice ridges up to 30 m high, and ice push features were observed as much as 185 m inland across the beach (Taylor, 1978), and also, it is recognized that in the field of beaches both aspects belonging to marine and land fields interact (Mahoney *et al.*, 2004). For example, in a lacustrine environments, Lake Michigan, the sediment loads to the drifting ice suggests that 0.35 to 2.75 t/day could be transported alongshore (Barnes *et al.*, 1993) and, the total amount of the sediment transported by sea ice in the Chukchi and Beaufort in 2001-2002 is estimated at minimum $5-8 \times 10^6$ t (≈ 128 t/km²) (Eicken *et al.*, 2005).

As Dione remarked in 1979, the major causes which determine the pressure of the masses of ice are the thermal expansion of the ice sheet, wind action upon ice floes or a partial ice sheet and changes of the water level. It is known the mechanism of expansion and contraction of ice associated with marked temperature fluctuation. The rapid decrease of the air temperatures determines air contraction and development of tension cracks. A subsequent increase of air temperatures includes a rise of ice temperatures causing the ice sheet to expand. The sum of all these changes may produce a significant expansion of the ice cover, and the situation in which the ice sheet is

in contact with a shelving shore, the expansion transmits compressive forces to the shore, and, in consequence, shore and foreshore material is pushed landward (Dionne, 1979, 1992). In consequence we must nevertheless take into consideration the fact that temperature variations in ice, but also in marine waters – in a direct correlation with seasonal and interannual variability of ocean heat flux estimated at 4-9 W/m² (Perovich *et al.*, 1997) – , generate volume variations with stress induction upon the ice mass, thus leading to the movement of the littoral ice. For example, measurements conducted in Canadian arctic coast areas showed that at a 1°C temperature increase the stress inducted upon the ice mass is of 0.6kPa (Prinsenberg *et al.*, 1997); on the other hand, the thermally induced stress, caused by rapid temperature changes, exceeded 350-400 kPa, and ridge-building forces are a values of 100-200 kN/m (Tucker, Perovich, 1992).

By associating the movement of shore ice with that of the tide, we must consider the fact that in the researched area tide appears as daily, semi-daily and mixed, because of the coast morphology, with amplitudes between 10 cm and 2 m, with the production of a tide stream with a speed of 10-15 cm/s (Padman, Erofeeva, 2004; Kowalik *et al.*, 2004).

Because, as we mentioned before, ice movement is inducted also by wind, we must bear in mind the fact that in the researched area – statistical data for Eureka and Resolute weather stations – the dominant winds are from the W and NNW, with average speed between 9.9 and 21.5 km/h, maximum wind speed values frequently surpassing 100 km/h, and, which is more important, with a wind frequency of 60-90 days in winter, i.e. exactly the formation period of the ice pack, (Winds, www). An aspect which should be taken into consideration is the compulsory correlation of the polar ice pack movement with the stream circulation in the arctic circulation. These, in concordance with the recent theory of major wind determination – with the distinction of an anticyclone and a cyclone regime of wind circulation – of the permanent stream circulation, inclusive the water change between the Arctic Ocean and the neighboring seas, – the motion connected to

Beaufort Gyre (Barry *et al.*, 1993; Rigor, Wallace, 2004) - in contrast with the previous ideas which focused on thermohaline causes (Proshutinsky, Johnson, 2001). During the periods with an anticyclone weather circulation system, the streams originating in from the arctic basin to the neighboring areas, inclusively to Nansen strait are visibly stronger, manifesting a 5-7 years recurring (Proshutinsky, Johnson, 2001). From this point of view, the year 1996, the year in which our researches were conducted, can be included in a period in which an anti-cyclone system prevailed, i.e. with a more powerful influence of the ice on the shore.

The movement of the ice pack, mainly responsible for pressing the coasts of the polar areas, is determined by the strong winds specific to this region, being known the fact that at a speed of 1m/s the stress inducted in the ice mass can reach values up to 40kPa (Prinsenberg *et al.*, 1997). In the places where ice masses are seasonal, e.g. the St. Lawrence Estuary region, the forms created through the pressing of the littoral sediments are shorter, taking either the form of rock belts or long mounds of maximum 2 m height (Dionne, 1972, 1997). The fact that Nansen Sound is open to NW enables the ice pack of the Arctic Ocean to push the Nansen Sound ice pack towards SE, towards Schei Peninsula, due to the direction of the water currents in the Beaufort Cell (Dyke *et al.*, 1997), with mean drift speeds of 1-3 cm/s (Barry *et al.*, 1993). This push determines the pressuring of the coast sediments, especially in the Cape Butter Porridge area, situated almost perpendicularly on the movement direction, thus pressure ridges being generated. We must also take into consideration the fact that the upper level of the sea in summer generally moves from the direction of the Arctic Ocean towards Baffin Bay through the Canadian Archipelago straits so that ice masses are also being influenced by this movement (Melling, 1997; Prinsenberg, 1997). This movement generates the formation in these straits some zonal pressure areas with values situated between 0.78×10^{-3} Pa/m in February and 1.85×10^{-3} Pa/m in August and the variation of the sea level - or of the ice surface - with 8-20cm

(Prinsenberg, Bennet, 1987). The dimensions of the pressure ridges are to some amount explicable by the fact that the frequency of ice preservation from one year to another in Nansen Strait is above 76% - ice melting occurring only after September 1, and the re-installment of icing takes place even before October 1 (The Atlas ...) - this determining the increase of the duration of action exercised by the littoral ice over beaches. On the other hand the mean ice thickness in the littoral area of Ellesmere and Axel Heiberg Islands during winter may reach 5-6 m (Barry *et al.*, 1993).

Mammilated and kettled (pitted) beaches

It is known the fact that numerous small-scale beach features result from the action of the waves combined with frost and thawing (Washburn, 1979), connected, of course, with some morphogenetic effects.

Besides the morphologic elements described above, on the investigated beaches in Spitsbergen Archipelago I had the opportunity to encounter other morphologic characteristics, but, in this case, these were associated with the ice of the beach deposits. Alike morphologic situation was described at Hornsund area by Jahn (1977). A first situation is that encountered on the beach of the Nordenskiöldland area, north of Båtødden Cape where the high seashore appeared as a topographic surface dominated by the hillocks and circular or elliptical basins, with diameters of 0.7 -15 m, and amplitudes of 0.3-2 m, somewhat attenuated in the case of the basins (Fig. 5). Under an uneven and very heterogeneous cover of sand, coarse and fine gravel I found masses of ice, either as a continuous layer, either as hydrolacoliths, to these corresponding the hillocks. The contact between the this high beach and the low beach is emphasized by a 0.7-1.2 m high micro-shore cliff, more or less continuous, according to the presence and width of the masses of ice and of the frost material. The detail morphology of the micro- shore cliff is shows some small stares, abrasion niches and some cones and slopes of pebble and sand. The kettle holes represent areas of subsidence caused by the melting of buried ice.

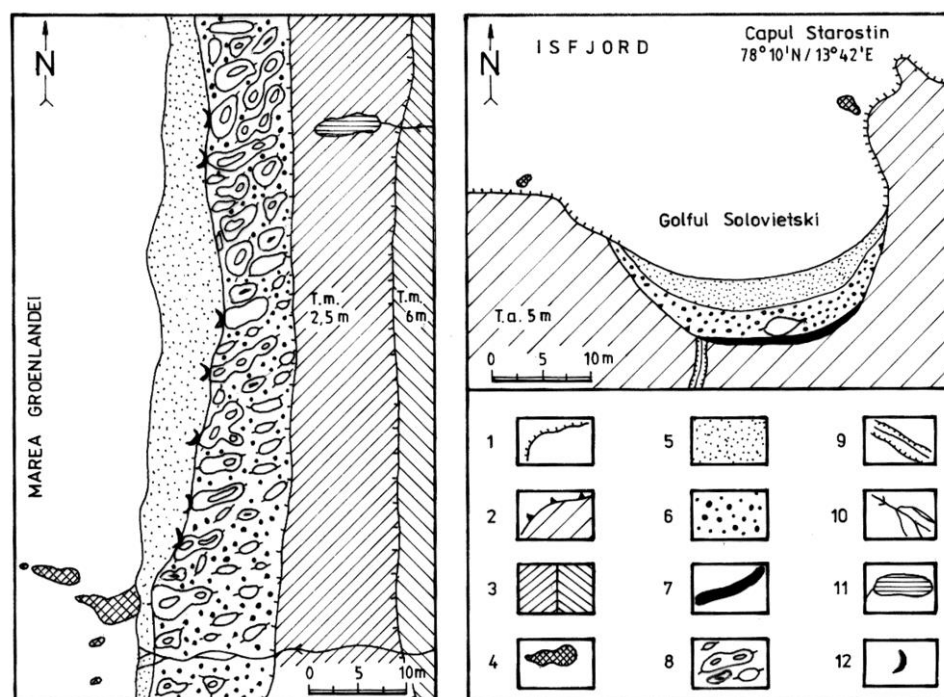


Fig. 5 Geomorphological sketch of Nordenskiöldkyste, Battoden area (A) and Solovietski Bay (B):
1. sea cliff; 2. wave-cut terrace; 3. marine terraces; 4. rock island and peninsula; 5. offshore beach; 6. backshore beach; 7. snow heap; 8. hummocks and kettles; 9. ravine; 10. streams; 11. lake; 12. niche in ice.

Mud expulsions take place, appearing the so called “mud ostiolites” in the areas in which overmoisturized sands prevail. At the beginning of the research period, i.e. the 2nd decade of July, the monticules were the prevailing morphologic elements, constituting a mammilated morphologic surface, but at the end of August, circular or elliptical basins predominated the detail morphology of these beaches. The aspect of these beaches highly resembles to that of kettled sandar or pitted sandar (Benn, Evans, 1998), this being the reason for which we suggest the use for these beaches of the term *kettled* or *pitted beaches*. Like in the case of the pitted sandar, the patterns of this specific topography are strongly controlled by patterns of ablation of the underlying ice, in fact by thermokarstic processes. Here and there boulder ring structures are present, consisting of near circular boulder-rich rims surrounding a central depression. These circular structures were generated because in the initial stage, that of monticules, the coarse elements rolled at their basis, forming a compact layer of rocks that would remain in place even after the ice lens melts.

On the beach of the little bay at the west of Kapp Mineral I encountered a situation in which the detail morphology of the beach was dominated by a somewhat elliptical monticule of large dimensions ($\varnothing - 10$ m, $h - 3$ m), accompanied by another of smaller size (Fig. 6). In this situation, a wave was present at the end of the beach, towards Kapp Mineral like a rounded and slightly uneven mound, prolonging on approx. 20 m and with a maximum height of 1 m. The distinctions between these two situations are understandable if we consider the way in which ice is formed on these beaches.



Fig. 6 Elliptical monticules on the Kapp Mineral beach

We must mention that the ice masses may originate in three main ways: 1. freezing of beach deposits and appearance of ice lenses and/or layers; 2. bury of beach ice in the swash zone; 3. bury of ice blocks deposited by storm waves. In the context of the above mentioned, the opening of the Nordenskiöldland beach towards the Sea of Greenland with high waves, ensures complex ways of ice formation compared to the beach at Kapp Mineral, which is more secluded towards Isfjord, with low waves, and thus with less possibilities of ice formation.

A particular situation was present on the beach of Solovietski Bay. Here, only one cone shaped monticule with a 3.5 m diameter and 1m high was present on the high beach in the near

proximity of the forehead of the 5 m high marine abrasion terrace. The ice in the previous cases was white and had a porous structure, this proving that it was formed mainly of marine water, but in this case the ice was much more transparent and compact, thus suggesting another origin (Fig. 7). The five forehead of the terrace being covered in a mass of snow and springs being present at the base of the forehead give another possible interpretation for the monticule and its genesis. I consider that we deal with an ice blister mound, its genesis being that accepted in specialized literature (van Everdingen, 1978), in this case it was formed by the freezing of the water inserted in the deposits of the high beach from the springs situated at the bottom of the abrasion terrace.

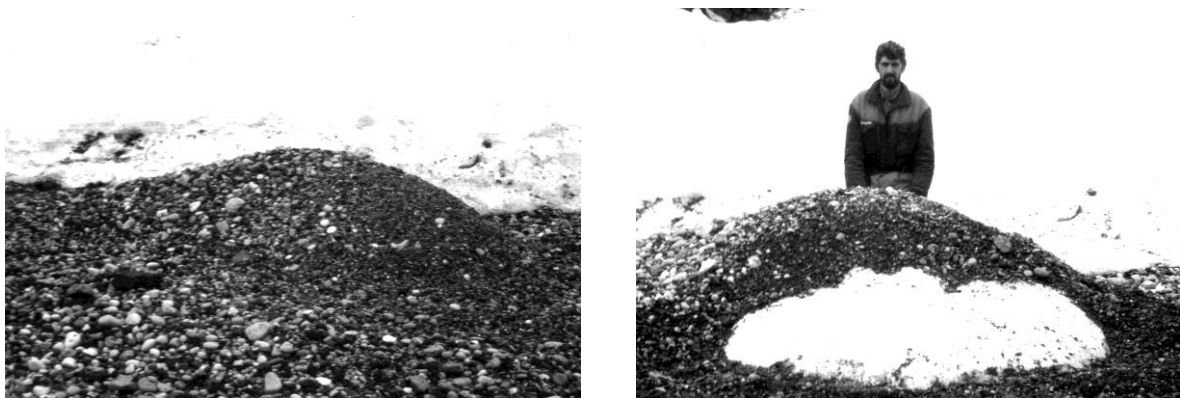


Fig. 7 Ice blister mound on the beach of Solovietski Bay

Drift-ice abrasion marks

Even if initially we did not grant any attention to some surfaces with traces of abrasion from the Båtodden, now, after the study of several articles considering microforms associated with the notion of glaciels, our opinion differs. In the southern area of the beach sector characterized by the presence of ice lenses, several rocks made of micashists affluate. These belong to crystalline basement of the Hekla Hoek complex, and are rocks that penetrate in the sea for several tens of meters. Also, in the places in which appear stones arranged like a pavement, the pavement boulders are smoothed, a similar situation being analysed by Jahn (1977) in Hornsund area. Analyzing these rocks carefully, both those of the emerging beach area and those

of the submerge beach area, to a depth of 0.5 m, we were astonished of the existence of some surfaces with polished aspect, and in various places, some superficial abrasions, of maximum 2-3 mm depth, orientated in various directions. Taking into consideration the theories mentioned in the specialized literature (e.g. Dionne, 1985), these can be considered to belong in the ice-drift abrasion marks category, more exactly, the category of polished surfaces and of abrasions/ scratches, all associated genetically to the glaciels phenomena. The existence of the abrasive microforms must be associated with the existence of fast ice. Regardless of the fact that in the shallow waters near the coast, adherent ice is present, characteristic of the winter period, with average temperatures in the November-March period

situated between -10°C and -16°C , or of the presence of floating ice, the occurrence in the base part of the ice of rock fragments, generates the apparition on the mentioned microforms.

It is well known the fact that shore ice is an important agent of erosion along littoral zones (Dionne, 1968, 1969), inclusively in the appearance of shore rock platform (Dionne, 1993). These morphological results must be correlated by the fact that drift-ice action is complex and conspicuous, including the following erosion mechanisms: abrasion, dislodgement and removing (quarrying), scraping and leveling, scouring and plucking (Dionne, 1988a, b). In the discussion of the erosion connected with glacielle phenomenon we have in view the following factors: the section of the shore (lower or upper strand), the type of shore (rocky or unconsolidated), the tidal range and the power of waves, and rip and longshore currents (Dionne, 1968). Also, drift-ice abrasion marks are common along rocky shores in cold regions (Dionne, 1985). This microforms category includes polished surfaces, scratches, small grooves, and even minor friction cracks (Laverdière *et al.*, 1981). All

abrasion microforms are produced by ice cover, ice blocks and slush ice moving forward and backward under tides, waves and currents motion. We must take into account the fact that ice may contain rock fragments, inclusive at the base, which enhance the effects of abrasion.

Such as mentioned in literature, drift-ice striations, or glacielle striations, on bedrock are different give to glacial striations, are usually very shallow, short and discontinuous, oriented in various directions, and irregular in shape and size (Dionne, 1973).

Acknowledgements

We would like to thank the following individuals for bibliographical help: B. Verjinschi (Victoria University), J.C. Dionne (Laval University), E. Kempema (Univ. of Wyoming), J. Mangerud (Bergen University), and, in a special way, to Toni Lewkowicz (University of Ottawa) for the opportunity offered me to know Canadian Arctic Archipelago.

REFERENCES

- ALLARD, M., MICHAUD, Y., RUZ, M.-H., HÉQUETTE, A. (1998), Ice-foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Maniounuk Strait, northern Quebec, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35**, 8, 965-979.
- ANDRE, M.-F. (1993), *Les versants du Spitzberg. Approche géographique des paysages polaires*, Presses Universitaires de Nancy, 261 p.
- BARNES, P.W. (1982), Marine ice-pushed boulder ridge, Beaufort Sea, Alaska, *Arctic*, **35**, 2, 312-316.
- BARNES, P.W. (1997), Marine and lacustrine sedimentary processes involving non-glacial ice, *Proc. U.S. Geological Survey Sediment Workshop, Febr. 4-7/1997*, <http://water.usgs.gov/osw/techniques/workshop/barnes.html>.
- BARNES, P.W., KEMPEMA, E.W., REIMNITZ, E., MCCORMICK, M., WEBER, W.S., HAYDEN, E.C. (1993), Beach profile modification and sediment transport by ice: an overlooked process on Lake Michigan, *Journal of Coastal Research*, **9**, 1, 65-86.
- BARNES, P.W., KEMPEMA, E.W., REIMNITZ, E., MCCORMICK, M. (1994), The influence of ice on southern Lake Michigan coastal erosion, *Journal of Great Lakes Research*, **20**, 1, 179-195.
- BARRY, R.G., SERREZE, C., MASLANIK, J.A., PRELLER, P.H. (1993), The Arctic Sea ice-climate system: observations and modeling, *Review of Geophysics*, **31**, 4, 397-422.
- BEDNARSKI, J. (1998), Quaternary history of Axel Heiberg Island bordering Nansen Sound, Northwest Territories, emphasizing the last glacial maximum, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35**, 5, 520-533.
- BENN, D.I., EVANS, D.J.A. (1998), *Glaciers & Glaciation*, Arnold, London, 734 p.
- BISCHOF, J.F., DARBY, D.D. (1999), Quaternary ice transport in the Canadian Arctic and extent of Late Wisconsinan Glaciation in the Queen Elizabeth Islands, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **36**, 2007-2022.
- BRÁZDIL, R. (editor) (1988), *Results of investigations of the Geographical Expedition, Spitzbergen 1985''*, Universita J.E. Purkyně v Brně, Přírodovědecká Faculta, Brno, 337 p.
- DIONNE, J.-C. (1968), Morphologie et sédimentologie glacielles, littoral sus du Saint-Laurent, *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl. Bd. 7*, 56-84.
- DIONNE, J.-C. (1969), Érosion glacielle littorale, Estuaire du Saint-Laurent, *Revue Géographique de Montreal*, **23**, 1, 5-20.

- DIONNE, J.-C. (1972), Caractéristiques des blocs erratiques des rives de l'Estuaire du Saint-Laurent, *Revue Géographique de Montreal*, **26**, 2, 125-152.
- DIONNE, J.-C. (1973), Distinction entre stries glacielles et stries glaciaires, *Revue Géographique de Montreal*, **27**, 2, 185-213.
- DIONNE, J.-C. (1979), Ice action in the lacustrine environment. A review with particular reference to subarctic Quebec, Canada, *Earth Sciences Review*, **15**, 185-212.
- DIONNE, J.-C. (1982), Glaciel, *The Encyclopedia of Beach and Coastal Environments*, Schwartz, M. (editor), *Encyclopedia of Earth Sciences*, **XV**, Hutchinson Ross Publis. Comp., Stroudsburg, p.447.
- DIONNE, J.-C. (1985), Drift –ice abrasion marks along rocky shores, *Journal of Glaciology*, **31**, 109, 237-241.
- DIONNE, J.-C. (1988a), Frost weathering and ice action in shore platform development with particular reference to Québec, Canada, *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl. Bd.* **71**, 117-130.
- DIONNE, J.-C. (1988b), Erosion des plates-formes rocheuses littorales par affouillement glacielle, *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, **32**, 1, 101-115.
- DIONNE, J.-C. (1992), Canadian landform examples -25: Ice-push features, *The Canadian Geographer*, **36**, 1, 86-91.
- DIONNE, J.-C. (1993a), Sediment load of shore ice and ice rafting potential, Upper St. Lawrence Estuary, Québec, Canada, *Journal of Coastal Research*, **9**, 3, 628-646.
- DIONNE, J.-C. (1993b), Données quantitatives sur les cailloux à la surface du couvert glacielle, Estuaire du Saint-Laurent, *Géographie physique et Quaternaire*, **47**, 2, 181-192.
- DIONNE, J.-C. (1993c), Influence glacielle dans le façonnement d'une plate-forme rocheuse inter Tidale, Estuaire du Saint-Laurent, Québec, *Revue de géomorphologie dynamique*, **42**, 1, 1-10.
- DIONNE, J.-C. (1998), Lithologie des cailloux de la Baie de Mitis, rive sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent (Québec): un exemple de transport glaciaire et glacielle complexe, *Géographie physique et Quaternaire*, **52**, 1, 1-34.
- DYKE, A.S., ENGLAND, J., REIMNITZ, E., JETTÉ, H. (1997), Changes in driftwood delivery to the Canadian ARCTIC Archipelago: the hypothesis of postglacial oscillations of the transpolar drift, *Arctic*, **50**, 1, 1-16.
- EICKEN, H., KOLATSCHEK, J., LINDEMANN, F., DMITRENKO, I., FREITAG, J., KASSENS, H. (1995), A key source area and constraints on entrainment for basin-scale sediment transport by Arctic sea ice, www.awi-bremerhaven.de/Publication/Eic2000b.pdf, *Journal of Geophysical Research*, **100**, C11, 22710-22718.
- EICKEN, H., LENSU, M., LEPPÄRANTA, TUCKER, W.B., GOW, A.J., SALMELA, O. (1995), Thickness, structure, and properties of level summer multiyear ice in the Eurasian sector of the Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, **100**, C11, 22697-22710.
- EICKEN, H., GRADINGER, R., GAYLORD, A., MAHONEY, A., RIGOR, I., MELLING, H. (2005), Sediment transport by sea ice in the Chukci and Beaufort Seas: increasing importance due to changing ice conditions?, *Deep-Sea Research*, **II**, **52**, 3281-3302.
- ENGLAND, J.H., ATKINSON, N., DYKE, A.S., EVANS, D.J.A., ZREDA, M. (2004), Late Wisconsinan Buildup and wastage of the Innuitian Ice Sheet across southern Ellesmere Island, Nunavut, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**, 39-61.
- FRENCH, H. (1996), *The periglacial environment* (2nd edition), Longman, Harlow, 341 p.
- GILBERT, R. (1990), A distinction between ice-pushed and ice-lifted landforms on lacustrine and marine coasts, *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**, 15-24.
- HISDAL, V. (1985), *Geography of Svalbard* (2nd edition), Norsk Polarinstitutt, Oslo, 75 p.
- HUME, J.D., SCHALK, M. (1967), Shoreline processes near Barrow, Alaska: a comparison of the normal and the catastrophic, *Arctic*, **20**, 86-103.
- JAHN, A. (1977), Periglacial forms produced by shore ice at Hornsund (Spitsbergen), *Acta Universitatis Wratislaviensis*, **387**, 19-29.
- KEMPEMA, E. W., REIMNITZ, E., BARNES, P. W. (2001), Anchor-ice formation and ice rafting in Southwestern Lake Michigan, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 3, 346-354.
- LEWKOWICZ, A.G. (1996), *High Arctic Symposium and Field Meeting, July 7-16, 1996, Field Guide*, University of Ottawa, Department of Geography, Ottawa, 64 p.
- MAHONEY, A., EICKEN, H., SHAPIRO, L., GRENFELL, T.C. (2004), Ice motion and driving forces during a spring ice shove on the Alaskan Chukci coast, *Journal of Glaciology*, **50**, 169, 195-207.
- MANGERUD, J., BOLSTAD, M., ELGERSMA, A., HELLIKSEN, D., LANDVIK, J.I., LYCKE, A.K., LØNNE, I., SALVIGSEN, O., SANDAHL, T., SEJRUP, H.P. (1987), The Late Weichselian glacial maximum in western Svalbard, *Polar Research*, **5** n.s., 275-278.
- MELLING, H. (1997), Flow from the Arctic Ocean to the Atlantic Ocean through the channels of the Canadian Arctic Archipelago, *Proceedings of the ACSYS Conference „Polar processes and global climate”*, **II**, 205-208.
- NICHOLS, R.L. (1953), Marine and lacustrine ice-pushed ridges, *Journal of glaciology*, **2**, 172-175.
- NIELSEN, N. (1979), Ice-foot processes. Observations of erosion of the rocky coast, Disko, West Greenland, *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* **23**, 3, 321-331.
- OGORODOV, S.A. (2003), The role of sea ice in the coastal zone dynamics of the arctic seas, *Water Resources*, **30**, 5, 509-518.
- ORVIN, A.K. (1969), Outline of the geological history of Spitsbergen, *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, **78**, 57 p.

- OWENS, E.H., MCCANN, S.B. (1970), The role of ice in the arctic beach environment with special references to Cape Ricketts, south-west Devon Island, Northwest Territories, Canada, *American Journal of Science*, **268**, 397-414.
- PADMAN, L., EROFEEVA, L. (2004), A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean, *Geophysical Research Letters*, **31**, 2-30.
- PEROVICH, D.K. , ELDER, B.C. , RICHTER-MENGE, J.A. (1997), Observation of the annual cycle of sea ice temperature and mass balance, *Geophysical Research Letters*, **24**, 5, 555-558.
- PREOTEASA, L., FILIP, F., OVEJANU, I. (2004), Fenomene de îngheț și forme asociate pe țărmul Deltei Dunării, *Studii și Cercetări de Oceanografie Costieră*, **1**, 109-114.
- PRINSENBERG, S.J. (1997), Volume, heat and freshwater fluxes through the Canadian Arctic Archipelago: present understanding and future research plans, *Proceedings of the ACSYS Conference „Polar processes and global climate”*, **II**, 200-202.
- PRINSENBERG, S.J., BENNET, E.B. (1987), Mixing and transport in Barrow Strait, the central part of the Northwest Passage, *Continental Shelf Research*, **7**, 8, 913-935.
- PRINSENBERG, S.J., BAAREN, VAN DER, A., FOWLER, G.A., PETERSON, I.K. (1997), Pack ice stress and convergence measurements by satellite-tracked ice beacons, *Cold Regions Science and Technology*, **25**, 1-15.
- PROSHUTINSKY, A.Y., JOHNSON, M. (2001), Two regimes of the arctic's circulation from ocean models with ice and contaminant, *Marine Pollution Bulletin*, **43**, 1-6, 61-70.
- REIMNITZ, E., KEMPEMA, E.W. (1987), Field observations of slush ice generated during freeze-up in arctic waters, *Marine Geology*, **77**, 219-231.
- REIMNITZ, E., DETHLEFF, D., NÜRNBERG, D. (1994), Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea, *Marine Geology*, **119**, 3-4, 215-225.
- REIMNITZ, E., BARNES, P.W., TOIMIL, J.L., MELCHIOR, J. (1977), Ice gouge recurrences and rates of sediment reworking, Beaufort Sea, Alaska, *Geology*, **5**, 405-408.
- RICE, J.W. JR. (1994), Terrestrial polar beach processes: Martian paleolake analogs, *Lunar and Planetary Science Conference (Abstracts)*, Houston Texas, 14-18.
- RIGOR, I.G. , WALLACE, J.M. (2004), Variations in the age of sea ice and summer sea ice extent, *Geophysical Research Letters*, **31**, doi :10.1029 /2004GL019492, 4 p.
- RICHTER-MENGE, J.A., PEROVICH, D.K. , ELDER, B.C. , CLAFFEY, K. , RIGOR, I .G., ORTMAYER, M. (2006), Ice mass balance buoys: a tool for measuring and attributing changes in the thickness of Arctic sea cover, *Annals of Glaciology*, 44 (in press).
- SADLER, E., SERSON, H. (1981), Fresh water anchor ice along an arctic beach, *Arctic*, **34**, 1, 62-63.
- SMEDSRUD, L.H. (1998), Estimating aggregation between suspended sediments and frazil ice, *Geophysical Research Letters*, **25**, 20, 3875-3878.
- SMEDSRUD, L.H. (2003), Formation of turbid ice during autumn freeze-up in the Kara Sea, *Polar Research*, **22**, 2, 267-286.
- SUNAMURA, T. (1992), *Geomorphology of rocky coasts*, Wiley & Sons, Chichester, 302 p.
- SVENDSEN, J.I., MANGERUD, J., MILLER, G. (1989), Denudation rate in the Arctic estimated from Lake sediments on Spitsbergen, Svalbard, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **76**, 153-168.
- TAYLOR, R.B. (1978), The occurrence of grounded ice ridges and shore ice piling along the northern coast of Somerset Island, N.W.T., *Arctic*, **31**, 133-139.
- TRETTIN, H.P. (editor) (1991), Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland, *Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, **3**, 553 p.
- TUCKER, W.B., III, PEROVICH, D.K. (1992), Stress measurements in drifting pack ice, *Cold Regions Science and Technology*, **20**, 119-139.
- Van EVERDINGEN, R.O. (1978), Frost mounds at Bear Rock. Near Fort Norman, N.W.T., 1975-1976, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **15**, 2, 263-276.
- Van VLIET-LANOË, B. (2005), *La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*, Vuibert, Paris, 470 p.
- WASHBURN, A.L. (1979), *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold, London, 406 p. |
- WISEMAN, WM.J., OWENS, E.H., KAHN, K. (1981), Temporal and spatial variability of ice-foot Morphology, *Geographiska Annaler*, **63A**, 1-2, 69-80.
- ZAGÓRSKI, P. (2004), Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calyp-sobyen (Bellsund, Spitsbergen), *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska Lublin, Sectia B*, **LXIX**, 4, 63-82.
- *** (1987) Kystkart Svalbard, 1:200 000, A 3 – Forlandsundet, B 4 – Bellsund, *Norsk Polar-Institut, Geografisk Institutt Universitet i Oslo*, Oslo.
- *** The Atlas of Canada - Sea Ice, <http://atlas.gc.ca/site/english/maps/environment>
- *** Winds, www.arctic.uoguelph.ca/cpe/environment/climate

Les avalanches de neige dans les Chic-Chocs (Canada) et les Carpates Méridionales (Roumanie)

Bilan des connaissances et perspectives futures

Daniel GERMAIN*, Mircea VOICULESCU**

Cuvinte cheie: Masivul Chic-Chocs (Canada), Masivul Făgăraș (Carpații Meridionali), avalanșe de zăpadă

Rezumat: avalanșele de zăpadă reprezintă o realitate incontestabilă atât în Masivul Chic-Chocs (Canada) cât și în Masivul Făgăraș (Carpații Meridionali), atât din punct de vedere geomorfologic cât și din punct de vedere al riscului. Studiul de față își propune prezentarea sintetică în momentul de față, precum și perspectivele cercetării asupra avalanșelor în cele două areale montane.

În Canada studiul științific al avalanșelor se bazează pe o bogată tradiție și pe mijloace moderne de investigare, dintre care se impune în mod special dendrocronologia, respectiv dendrogeomorfologia.

În România interesul pentru cercetarea științifică a avalanșelor este de dată recentă, punându-se accentul atât pe utilizarea S.I.G. în analizele morfometrice și în elaborarea hărților de risc la avalanșe, cât și pentru prima dată în România, a unor tehnici noi de investigare, cum ar fi dendrogeomorfologia.

Datele achiziționate până în prezent au permis stabilirea unei tipologii dinamice a avalanșelor de zăpadă în funcție de altitudine, de contextul geomorfologic și de condițiile ecologice ale mediului montan.

De asemenea, de-o manieră generală, studiul prezintă impactul avalanșelor asupra mediului montan dar și viitoarele preocupări punctuale și în mod comparativ în cele două areale montane.

Introduction

En milieu tempéré, les avalanches de neige sont sans contredit l'un des processus géomorphologiques dominants au sein des géosystèmes d'altitude (Embleton et King, 1974). Les versants raides ($\geq 30^\circ$), qui caractérisent généralement les milieux de montagnes, ainsi que des précipitations abondantes sous forme de neige sont les pré-requis à la formation et au déclenchement des avalanches (McClung, Schaerer, 1993). Cette vision simplifiée de la dynamique des avalanches de neige est cependant beaucoup plus complexe dans la réalité étant donné les effets de synergie qui existent entre les caractéristiques et les processus issus de la cryosphère (métamorphose du manteau neigeux), de l'atmosphère (climatologie et météorologie) et de la biosphère (présence/ absence de végétation, etc.) (Germain, 2005b). De plus, en regard des changements climatiques en cours et anticipés, il importe de documenter l'historique

des avalanches de neige, d'analyser et de comprendre leur impact et leur portée, et ce à des fins de prévention pour la prise de décision éclairées quant à l'implantation d'infrastructures et l'aménagement sécuritaire du territoire. Le présent article a donc pour objectif de présenter le bilan des connaissances sur la dynamique des avalanches de neige au sein des massifs des Chic-Chocs (Est canadien) et de Făgăraș (Carpates Méridionales) d'une part, et de proposer des pistes de recherche(s) prometteuse(s) à court et moyen terme d'autre part.

Les avalanches de neige dans les Chic-Chocs, Canada

Dans l'Est du Canada, où les massifs montagneux sont d'une dénivelée beaucoup plus modeste que ceux de l'Ouest, le danger associé aux avalanches de neige demeure sous-estimé, notamment dans le massif des Chic-Chocs en Gaspésie (Québec, Canada) (fig. 1).

Pourtant, les avalanches de neige sont connues depuis longtemps en Gaspésie (Gaumond et Hamelin, 1960) mais ce n'est que récemment qu'une cartographie régionale à petite échelle (1: 250 000) a été réalisée (Veillette, Cloutier, 1993). On note aussi d'autres travaux de cartographie, plus ciblés, réalisés dans le secteur central des Chics-Chocs (Talbot, 2002; Hétu et Bergeron, 2004) ainsi qu'en bordure maritime de la Gaspésie septentrionale (Germain, 2005a). D'autres travaux ponctuels ont aussi été réalisés sur les talus d'éboulis, à basse altitude, sur la frange côtière (Hétu et Vandelac, 1989; Dubé *et al.*, 2004; Germain *et al.*, 2005).

En Gaspésie centrale, très peu de couloirs d'avalanche ont été étudiés dans le détail. En effet, à l'exception de la chronologie régionale développée par dendrochronologie dans une douzaine de couloirs subalpins (Germain *et al.*, sous presse), seul un site d'avalanche de neige liquéfiée (slush avalanche) et un couloir d'avalanche subalpin, situés respectivement au mont Albert et au mont Hog's Back, ont été étudiés (Larocque *et al.*, 2001; Boucher *et al.*, 2003). Bien que ces études et celles réalisées en milieu côtier livrent une image incomplète de l'activité des avalanches de neige dans le massif des Chic-Chocs, les données acquises jusqu'à maintenant permettent néanmoins de dresser

une typologie régionale de la dynamique des avalanches en fonction de l'altitude et du contexte biophysique.

Caractéristiques biophysiques et dynamique des avalanches de neige

Le massif des Chic-Chocs est situé dans la portion nord-est de la chaîne montagneuse des Appalaches (voir fig. 1), laquelle est issue de deux orogénèses survenues à la fin de l'Ordovicien (450 Ma) et au Dévonien supérieur (370 Ma). Les substrats sont composés essentiellement de roches sédimentaires, plissées et faillées, d'âge paléozoïque (Beaudin, 1977; De Römer, 1977). L'érosion subséquente a modelé la péninsule gaspésienne qui, sur le plan physiographique, présente aujourd'hui un paysage dominé par trois niveaux de plateaux (voir Fig. 1), fortement disséqués par de profondes vallées glaciaires, lesquelles ont été libérées de l'emprise des glaces entre 10 200 et 9500 ans BP (Richard *et al.*, 1997). Ce relief accidenté se traduit aussi dans l'étagement de la végétation donnant à l'ensemble du massif des allures de hautes collines aux sommets arrondis, parfois tabulaires, dont le pourtour est constitué de versants raides de quelques centaines de mètres de dénivelée.

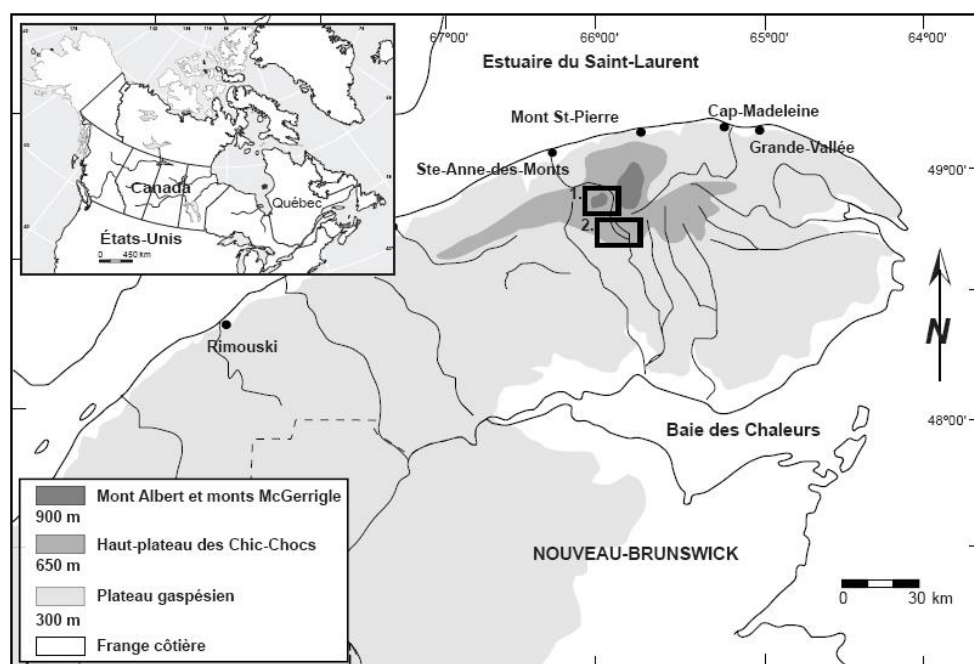


Fig. 1 Localisation du Massif des Chic-Choc et des unités physiographiques

Le territoire gaspésien se caractérise par un climat tempéré continental humide à été frais. Toutefois, on note d'importantes différences climatiques et pluviométriques entre la portion septentrionale, au niveau de la mer, et les hauts sommets du centre de la Gaspésie. Au niveau de la mer, la température moyenne annuelle est de 3°C par comparaison à -3°C à -5°C sur les hauts sommets à plus de 1000 m d'altitude. Toutefois, en dépit des températures froides qui prévalent, chaque mois d'hiver reçoit de la pluie lors de redoux en raison de la topographie accidentée et la proximité du golfe Saint-Laurent (Gagnon, 1970). Lorsque plus abondantes, il arrive à l'occasion que ces pluies soient suffisantes pour déclencher des avalanches de neige liquéfiée et des laves boueuses (Hétu et al., 1994). Sur la frange côtière, les précipitations totales annuelles excèdent les 800 mm, dont 35% tombe sous forme de neige, alors qu'en altitude les précipitations sont beaucoup plus abondantes et dépassent annuellement les 1660 mm avec plus de 40 % sous forme de neige (Gagnon, 1970). Le couvert de neige reste au sol plus de 200 jours annuellement. La fréquence des inversions thermiques associées à l'effet orographique et l'influence des masses d'air océaniques contribuent aussi à maintenir un climat contrasté, favorable à l'instabilité du manteau neigeux et la formation des avalanches de neige (Germain, 2005b).

L'étage montagnards : le plateau gaspésien

Sur la marge côtière, l'érablière à bouleau jaune domine le fond des vallées et les bas de versants (Labelle et Richard, 1984). La sapinière à bouleau jaune succède à l'érablière jusqu'à une altitude de 300 m. Puis, apparaît la sapinière à

bouleau blanc qui occupe la majeure partie de l'étage montagnard correspondant au plateau gaspésien, dont l'altitude oscille entre 350 et 600 m. À ces basses altitudes, l'activité avalancheuse est restreinte à la partie supérieure des talus d'éboulis (Dubé et al., 2004), dépourvue de végétation, et à certains versants affectés par des perturbations comme les feux ou la coupe forestière (Germain et al., 2002).

Dans la vallée de Mont Saint-Pierre, l'analyse de photographies aériennes a révélé l'apparition de couloirs d'avalanches, suite à diverses perturbations, au sein de secteurs qui, semble-t-il, en étaient dépourvus jusqu'alors. En effet, un incendie remontant à la fin des années 1930 a brûlé la forêt sur le plateau et sur une partie du versant sous-jacent (fig. 2A). Des couloirs d'avalanches, de plus de 600 m de longueur et en voie de recolonisation, échancrent encore la forêt d'origine sous la zone brûlée (fig. 2B).

L'analyse dendrochronologique effectuée à partir de 78 arbres échantillonnés a révélée deux périodes de forte activité avalancheuse. La première période concerne les années 1941, 1945 et 1955, soit dans une fenêtre temporelle de 15-20 ans suivant le feu, et la seconde période s'étale de 1988 à 1995 (Germain *et al.*, 2005). Cette recrudescence récente de l'activité des avalanches s'explique par le fait que les nouvelles bordures forestières, dorénavant sujettes au sur-enneigement, lequel peut être accentué en contexte de versants raides, favorisent le maintien de milieux ouverts. Ces données jettent donc un nouvel éclairage sur le rôle des feux à court et moyen terme puisqu'on croyait jusqu'à tout récemment que dans un contexte macroclimatique froid et très humide le rôle des feux était plutôt négligeable.

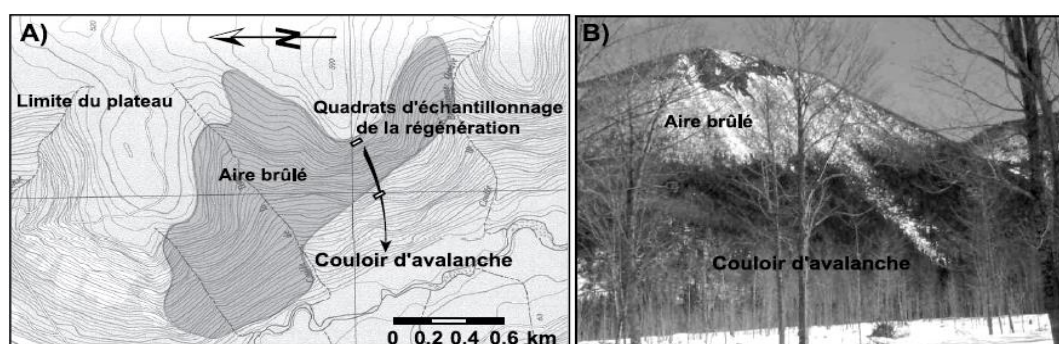


Fig. 2 Vallée de Mont Saint Pierre : A) Cartographie de l'aire d'incendie et localisation du couloir d'avalanche; B) photographie du site à l'hiver 2002

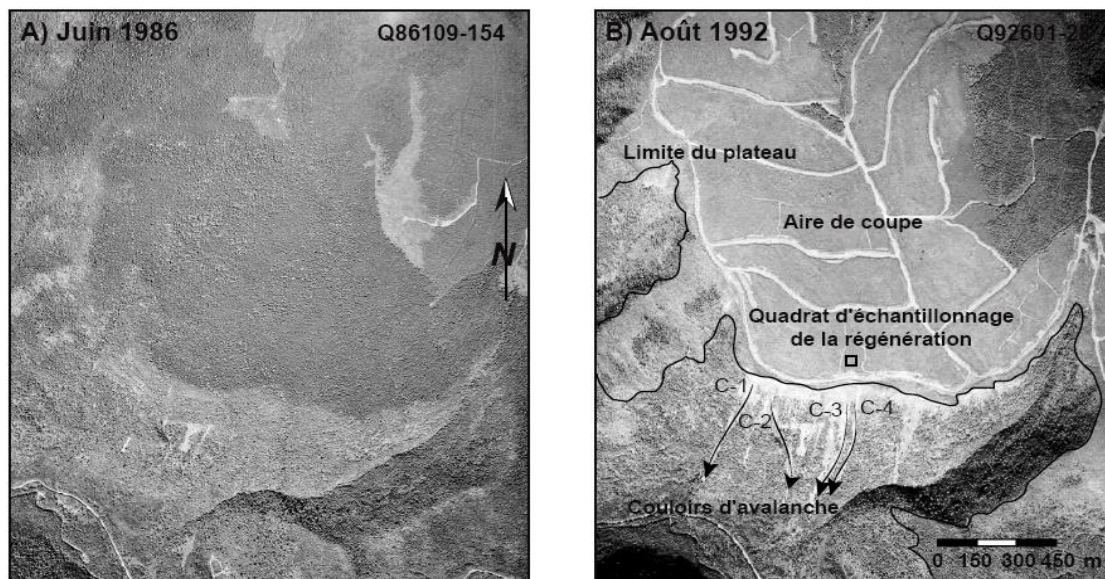


Fig. 3. Vallée de Mont Saint Pierre : A) Plateau forestier sans couloirs d'avalanches; B) couloirs d'avalanches suite à la coupe forestière de 1987

Depuis quelques années, les plateaux boisés de la région du Mont-Saint-Pierre sont également soumis à une exploitation forestière à des fins commerciales. Une coupe à blanc, réalisée en 1986-87 sur le plateau sommital en bordure d'un grand versant forestier (fig. 3A), a provoqué des avalanches suite à une modification des régimes hydrologiques et d'enneigement (fig. 3B).

C'est près d'un hectare de forêt mature qui a été rasé par les avalanches et ce, en quelques années seulement (1988 à 1995). Les données dendrochronologiques issues de 52 arbres échantillonnés ont permis d'identifier l'hiver 1995 comme la dernière année avalancheuse (Germain *et al.*, 2005). L'absence d'activité avalancheuse pour les années subséquentes s'explique par l'abondante régénération ligneuse sur la plateau mais surtout par la taille

de cette végétation, suffisamment haute pour restreindre le transport de neige par le vent et la formation de corniches (fig. 4).

Le déboisement par le feu et l'exploitation forestière doivent donc être considérés comme des facteurs précurseurs d'une activité avalancheuse dans la mesure où les précipitations sous forme de neige sont suffisantes et que la déclivité des versants permet les mouvements de neige. Toutefois, comme les premières années avalancheuses suivant le feu ainsi que la coupe forestière ont été des années durant lesquelles la précipitation en neige fut supérieure à la moyenne, il peut s'agir d'une indication que le régime des perturbations forestières, en soi, n'est pas suffisant pour fondamentalement altérer le régime des avalanches de neige (Germain *et al.*, 2005).

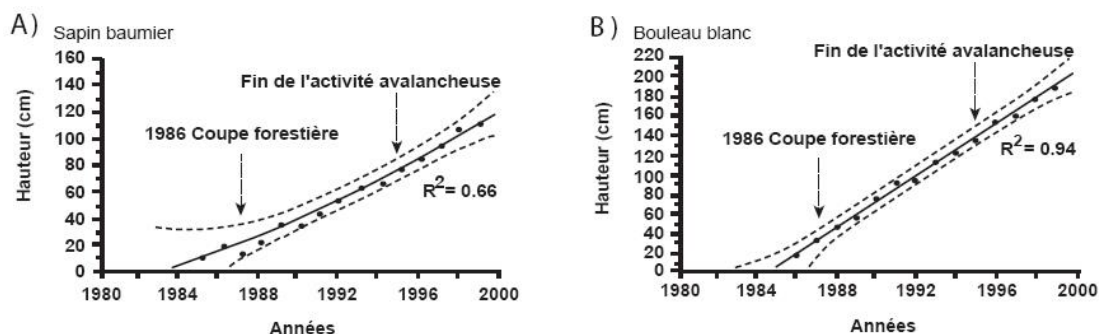


Fig. 4 Hauteur de la génération forestière sur le plateau en fonction des années: A) sapin baumier; B) bouleau

L'étage subalpin : le plateau des Chic-Chocs

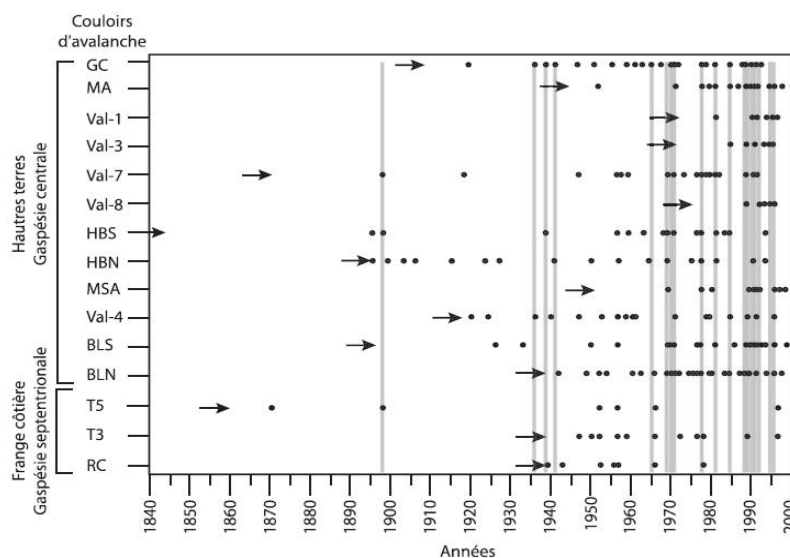
Vers l'intérieur des terres, le plateau des Chic-Chocs, situé entre 750 et 900 m d'altitude, constitue une transition vers les hauts sommets de la Gaspésie centrale. À une altitude supérieure à 600 m, l'étage subalpin est dominé par l'épinette noire, l'épinette blanche et le sapin baumier (Payette et Boudreau, 1984). Les traces laissées par les avalanches, sous la forme de longs couloirs rectilignes qui échancrent la forêt sur plusieurs centaines de mètres de longueur, se font de plus en plus présentes dans le paysage. L'intervalle moyen de retour des grosses avalanches de neige, au cours du XX^e siècle, a été calculé par dendrochronologie à 5,3 ans (Germain, 2005b).

Définie comme la ceinture de végétation naturelle sise entre la forêt montagnarde fermée et la limite altitudinale des arbres (Löve, 1970), la forêt subalpine constitue un écotone particulièrement sensible aux changements environnementaux (Schlyter et al., 1993; Rochefort et al., 1994). Cette sensibilité découle de l'équilibre précaire qui existe entre, d'une part les conditions de biostasie, associées à la dynamique même du système forestier (croissance, reproduction, dissémination, compétition, etc.) et, d'autre part, les conditions de rhexistasie (instabilité du substrat, du manteau neigeux, etc.) associées au milieu alpin et subalpin (Didier et Brun, 1998). Toutefois, parce que les avalanches sont souvent associés à

des phénomènes météorologiques précis, elles sont plus sensibles aux changements climatiques que les systèmes forestiers qu'elles affectent. En effet, les divers facteurs régionaux (chutes de neige, fréquences des tempêtes, périodes de redoux accompagnées de pluie, etc.) et locaux (accumulation de neige soufflée, ravinement favorisant la concentration des eaux de fonte, etc.) susceptibles de déstabiliser le manteau neigeux confèrent aux avalanches la capacité de répondre promptement aux fluctuations climatiques (Germain *et al.*, sous presse).

Les traces laissées par les avalanches sur la végétation forestière permettent donc la reconstitution de paramètres paléoclimatiques hivernaux (Blikra et Selvik, 1998; Germain, 2005b). Bien que les conditions de site soient particulièrement importantes dans la dynamique du processus, la reconstitution régionale, à partir de plusieurs sites d'étude, reflète une tendance climatique régionale plutôt que des modifications locales de l'environnement. Cette tendance climatique régionale dans le massif des Chic-Chocs se traduit par une fréquence accrue des avalanches de neige depuis 1950 (fig. 5), laquelle est directement associée à une déstabilisation du couvert nival liée à une augmentation significative des redoux hivernaux, des pluies verglaçantes et des épisodes de forts vents (Germain *et al.*, sous presse; Germain, 2005b).

Fig. 5 Chronologie des grosses avalanches de neige en Gaspésie Centrale. Les flèches et les points noirs représentent respectivement le début de chacune des 12 chronologies et les années probables de grosses avalanches déduites des données dendrochronologiques. Les traits en grisé indiquent les 19 années de grande activitéa avalancheuse à l'échelle régionale pour la période 1895-1999, basées sur un minimum de trois couloirs qui potentiellement pouvaient enregistrer des avalanches (minimum 10 arbres-témoins). Les trois chronologies (T5, T3 et RC) de grosses avalanches sur la frange côtière proviennent de Dubé et al. (2004)



L'étage alpin : le plateau du Mont Albert

Sur les hauts sommets culminant à plus de 1000 m d'altitude, l'étage alpin est caractérisé par la présence de krummholz d'épinette noire et de sapin baumier. Notons que la transition entre le milieu subalpin et alpin n'est pas toujours graduelle. Sur la façade nord du mont Albert, par exemple, la transition se fait de manière abrupte, correspondant aussi à un changement lithologique. Sur le pourtour des monts McGerrigle et du mont Albert, entre 1000 et 1100 m d'altitude, l'activité avalancheuse devient omniprésente, dans les nombreux cirques d'origine glaciaire. La pente raide des versants délimitant ces cirques, ainsi que leur sur-alimentation en neige liée aux forts vents favorisent la formation de corniches et de ventres de neige propices au déclenchement des avalanches. En effet, les vents dominants soufflant de l'ouest provoquent d'importantes accumulations de neige sur la façade est du mont Albert, alors que la toundra alpine sur cette ancienne surface d'érosion favorise une déflation nivéo-éolienne vers les versants adjacents (Héty et Bergeron, 2004). D'importantes accumulations de neige soufflée sont donc susceptibles de se produire et ce, même sous l'effet des vents secondaires.

En milieu alpin, le recul important mais variable des escarpements rocheux situés à l'amont des versants, évalué entre 75 et 315 mm ka⁻¹ depuis le retrait des glaces (i.e. 9260 ± 80 ans BP), a favorisé la mise en place de formes et de dépôts liés au passage répété des avalanches. En revanche, l'absence d'impact géomorphologique récent semble redevable à la fin de la période paraglaciale et à une efficacité limitée des cycles gel-dégel sur le démantèlement des escarpements rocheux (Germain, 2005b).

Les données récemment acquises sur le bilan sédimentaire à long terme des avalanches de neige au sein de l'étage alpin dans les Chic-Chocs livrent donc une image plus nuancée de l'impact des périodes de détérioration climatique survenues au cours de l'Holocène supérieur (Néoglaciale, Petit Âge Glaciaire), lesquelles ont maintes fois été mentionnées comme la cause d'une accentuation de la fréquence des avalanches (Grove, 1972 ; Matthews, McCarroll, 1994 ; Jomelli, 1999 ;

Jomelli, Pech, 2004). Dans la mesure où les avalanches interfèrent avec le couvert forestier, les fluctuations de la limite altitudinale de la forêt et le régime des perturbations forestières doivent aussi être considérés comme des facteurs exerçant une influence sur le régime (fréquence-intensité) des avalanches de neige.

Les avalanches de neige dans les Carpates, Roumanie

Historique de l'étude des avalanches de neige en Roumanie

Jusqu'en 1990, les avalanches de neige sont demeurées sans intérêt d'un point de vue géographique et scientifique en Roumanie. Pourtant, plusieurs auteurs se sont brièvement attardé à signaler la présence de couloirs d'avalanche dans les Carpates (Nedelcu, 1962; Niculescu, Nedelcu, 1961; Popescu, Ielenicz, 1981; Sîrcu, 1978; Velcea, 1961) ainsi que le risque qu'elles représentent pour les forêts et les voies de communication (Iancu, 1970).

Au début des années 1990, l'impact de plus en plus marqué des changements climatiques a suscité un intérêt scientifique pour l'étude des avalanches. En effet, plusieurs ouvrages d'intérêt générale portant sur les phénomènes géographiques de risque en font mention (Bogdan, Niculescu, 1999; Ciulache, Ionac, 1995; Grecu, 1997, 2004; Moldovan, 2003). Par la suite, l'attention accordée à ce processus s'est manifestée à travers la cartographie de couloirs d'avalanches (Bălteanu, Călin, 1996; Miron, 1998; Urdea, 2000), l'étude des particularités physiques des avalanches (Moțoiu, 2001) et plus récemment par l'analyse et la classification des couloirs d'avalanches à l'aide d'un système d'information géographique (SIG). Ces études ont d'ailleurs permis la réalisation de cartes de risque (Voiculescu, 2002b, 2004a, 2004b, 2004c).

Le choix et la description des sites

Les Carpates Méridionales, surnommées les *Alpes de Transylvanie*, présente un fort potentiel avalancheux. C'est d'ailleurs pourquoi la majorité des études réalisées jusqu'à maintenant a eu lieu dans les Carpates Méridionales, surtout dans le Massif de Făgăraș, situé dans la Groupe Iezer-Făgăraș (fig. 6) :

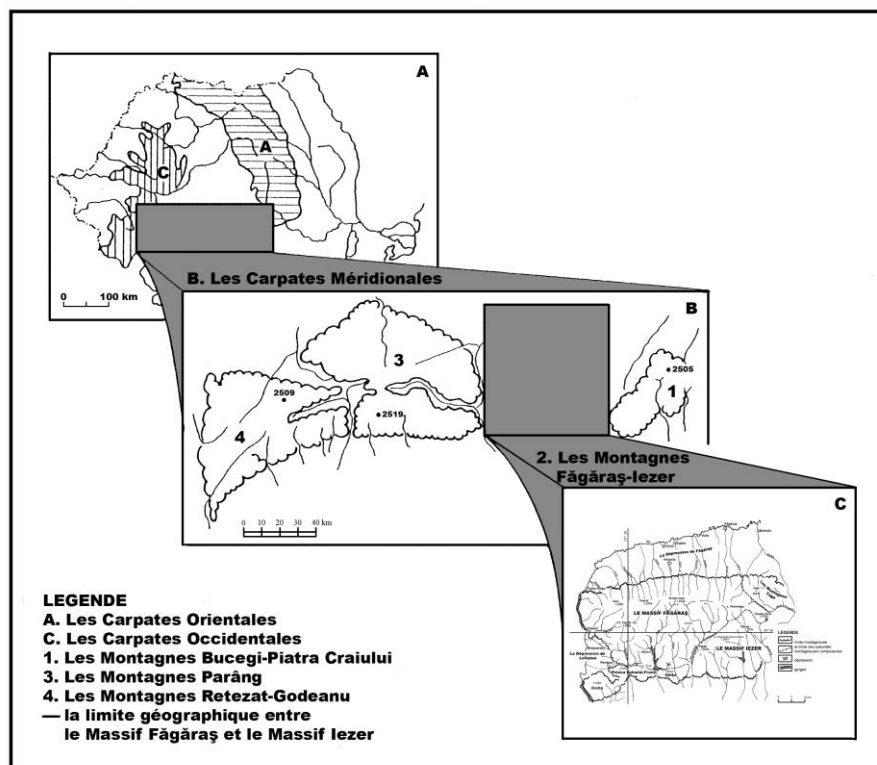


Fig. 6 La position géographique des Carpates Méridionales et du Massif de Făgăraș

Le Massif de Făgăraș occupe une position centrale en Roumanie (45°30' N de longitude et 24°30' E de latitude). D'une superficie de 1500 km², il est situé dans la portion orientale des Carpates méridionales et se présente sous l'aspect d'une énorme crête glaciaire longue de 70 km et orientée est-ouest, séparant les versants en ubac et en adret. Par ses altitudes dominantes dont les crêtes dépassent 2400-2500 m, sa massivité, ses héritages glaciaires et périglaciaires, il justifie pleinement sa dénomination des Alpes de Transylvanie (Voiculescu, 2000). L'étage alpin occupe une superficie de 52 km² (13,1 km² en ubac et 38,9 km² en adret) tandis que l'étage subalpin s'étale sur plus de 386,6 km² (135, 8 km² en ubac et 250,8 km² en adret). Enfin, l'étage montagnard

caractérisé par le domaine forestier occupe 1 044,5 km² (Voiculescu, 2002). Les sites étudiés sont situés dans le secteur glaciaire central du Massif de Făgăraș, soit dans les vallées de Bâlea et Doamnei sur le versant nord et dans la Vallée Capra sur le versant sud.

Le complexe glaciaire Bâlea (photo 1) comprend un grand cirque glaciaire du même nom avec aujourd'hui un lac glaciaire à sa base, dominé par des sommets qui dépassent 2300-2400 m d'altitude et la vallée sous-jacente. Le profil longitudinal dépasse deux kilomètres et présente quelques barres glaciaires. La vallée est dominée de part et d'autre par de grands versants raides, lesquels sont incisés par de longs couloirs d'avalanches.



Photo 1 Le cirque et la vallée glaciaire Bâlea (Voiculescu, 2005)

La Vallée Doamnei présente un tracé parallèle à la Vallée Bâlea. Elle est entourée de sommets qui dépassent 2300 m avec deux cirques glaciaires suspendus : un premier cirque à composante rocheuse et un second à composante herbeuse. À 1860 m d'altitude est situé un petit lac glaciaire, puis commence ensuite la vallée proprement-dite, longue de trois kilomètres. Les versants abrupts sont encore une fois parsemés de longs couloirs d'avalanche qui atteignent le plancher de la vallée.

Le complexe glaciaire Capra (photo 2) est situé sur le versant sud et sa morphologie variée comprend trois grands cirques glaciaires auxquels sont rattachés des cirques suspendus d'une plus petite taille. Les sommets dépassent 2400 m d'altitude et présentent un relief glaciaire hérité bien présent et de longs versants raides.



Photo 2 La vallée glaciaire Capra (Voiculescu, 2004)

Données et directions de recherche

Les premières données sur les accidents liées aux avalanches de neige ont été enregistrées par le *Service Public Salvamont* fondé en 1968. Pour le Massif de Făgăraș, on compte aujourd'hui plus de 58 décès. En 2004, dans le cadre de l'*Administration Nationale de Météorologie*, a été fondé le *Programme de*

Nivométéorologie, préparé en collaboration avec *Météo France* et le *Centre d'Études de la Neige à Grenoble*, pour l'étude et le suivi du manteau neigeux ainsi que les conditions favorables aux déclenchement des avalanches de neige (cf. à *Bilanțul nivologic, sezonul de iarnă*, 2003-2004).

Parallèlement au programme d'étude mentionné ci-haut, dans le cirque glaciaire Bâlea, sur le versant nord, a été instauré un site de *monitoring* de l'activité avalancheuse. Les données enregistrées au cours des hivers 2003-2004, 2004-2005 et 2005-2006 ont révélé une grande variabilité intra- et inter-annuelle de l'activité des avalanches (tableau 1) (*Bilanțul nivologic, sezonul de iarnă* 2003-2004, *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic* 2004-2005, *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic* 2005-2006).

Néanmoins, pour les trois années concernées, on note une fréquence élevée des avalanches au printemps (mars, avril et mai) correspondant au maximum des valeurs moyennes mensuelles décadales de l'épaisseur du manteau neigeux (i.e., 123 à 140 cm) (Voiculescu, 2002a).

D'un point de vue altitudinal, nous avons identifiés dans le Massif de Făgăraș trois grands types d'avalanches: les avalanches de haute montagne, les avalanches de moyenne montagne et les avalanches de fond de la vallée (cf. à Vanni, 1965; Voiculescu, 2002).

Les avalanches de haute montagne se manifestent au sein de couloirs bien circonscrits ou sur les parois rocheuses sub-verticales qui composent les crêtes glaciaires (fig. 7) et les versants escarpés des cirques suspendus, situés pour l'essentiel dans la portion supérieure des vallées entre 2400 (2500)-2000 (2200) m d'altitude.

Tableau 1

Fréquence mensuelle des avalanches de neige au cours des hivers 2003-0404, 2004-2005 et 2005-2006

(cf. à *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic*, 2003-2004, *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic* 2004-2005, *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic* 2005-2006)

Mois	N	D	J	F	M	A	M	J	J
2003-2004	-	-	-	-	5	17	20	-	-
2004-2005	6	5	20	1	66	78	20	1	-
2005-2006	3	6	1	-	14	-	6	-	-

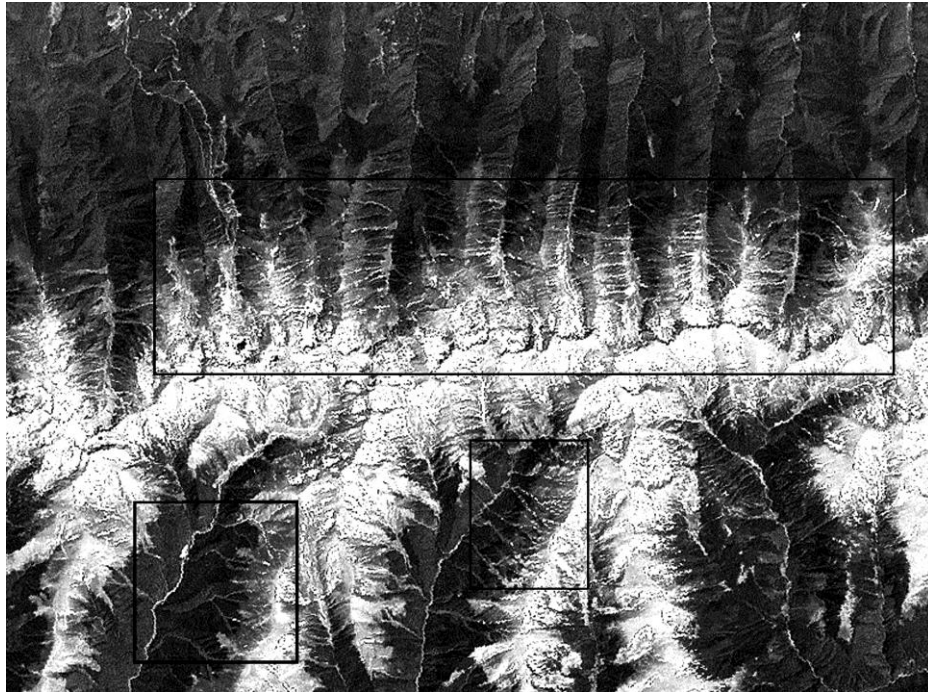


Fig. 7 Les secteurs identifiés ont été affectés à l'interface de l'étage subalpin/étage montagnard par des avalanches de neige (selon Török-Oance *et al.*, 2006)

Les avalanches de moyenne montagne surviennent aussi au sein de dépressions topographiques et/ou chenaux de ravinement (i.e., couloirs) mais également sur versants au profil homogène conférant aux avalanches une trajectoire aléatoire. Ces dernières se manifestent surtout à l'interface des étages subalpin et montagnard à une altitude comprise entre 1500 (1700)-1800 (2000) m correspondant à la partie inférieure des vallées (photo 3). Quant aux avalanches de fond de vallée, elles

sont très localisées et donc peu présente compte tenu du relief qui caractérise le massif.

Des cartes de risque ont été réalisées pour les vallées Bâlea et Capra puisque les avalanches de neige représentent sans contredit le phénomène de risque le plus important dans le Massif de Făgăraș. L'évaluation du risque repose sur l'analyse de la déclivité des versants d'une part, et sur les cartes thématiques d'altitude, d'orientation et de végétation d'autre part (fig. 8).

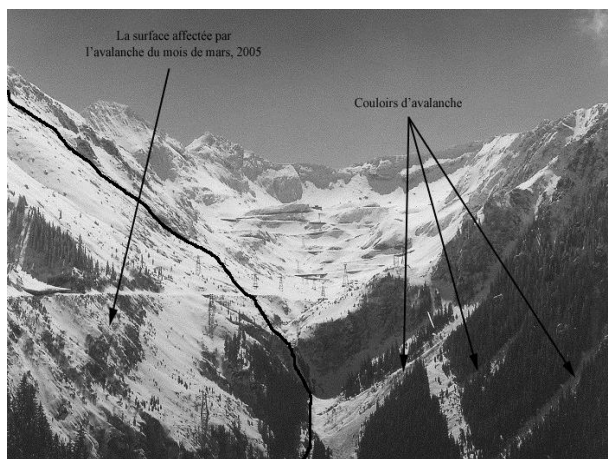


Photo 3 Les secteurs de la Vallée de Bâlea (à gauche) et de la Vallée de Capra (à droite) affectés par les grosses avalanches du mois de mars 2005

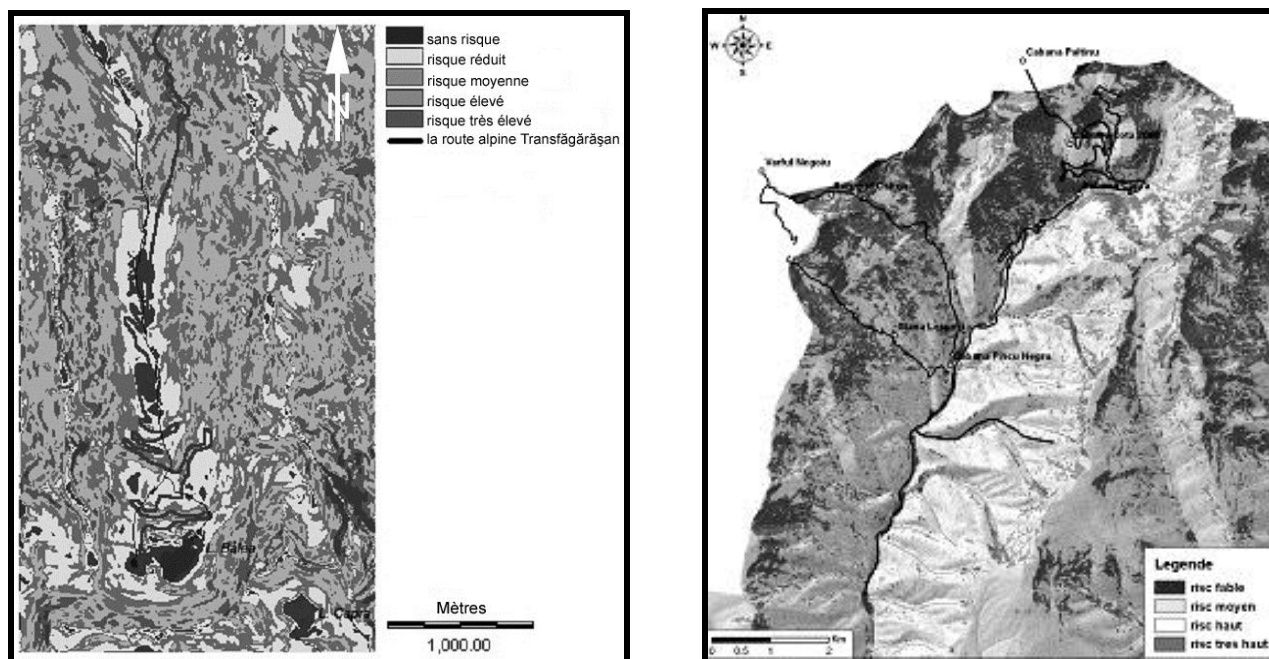


Fig. 8 Les cartes de risque des vallées Bâlea (à gauche) et Capra (à droite).

Chaque année les avalanches laissent des indices géomorphologiques (photo 4) et écologiques (photos 5 et 6) de leur(s) passage(s) sur les versants raides. Nous avons donc orienté nos recherches sur ces aspects historiques de

manière à documenter la fréquence, l'intensité et l'impact des avalanches de neige en procédant à l'analyse de divers indices éco-géomorphologiques, témoin d'une activité avalancheuse passée.



Photo 4 Indices géomorphologiques: processus d'érosion (à gauche) et déplacement de grosses roches (à droite)



Photo 5 Dommages forestiers causés par les avalanches de neige dans les vallées Doamnei (à gauche) et Capra (à droite)



Photo 6 Indices écologiques: arbres courbés, endommagés et cassés

Pour la première fois en Roumanie, nous avons reconstitué localement dans la vallée Doamnei la fréquence des avalanches avec la résolution annuelle que permet la dendrochronologie en fonction de l'âge obtenus des plus vieux arbres (fig. 9).

Les carottes et les sections transversales échantillonnées (photo 7) sur les arbres cassés et endommagés, suite à la grosse avalanche de moyenne montagne survenue en mars 2005, ont permis l'élaboration d'une base de données dendrochronologiques. Ces données devraient apporter une meilleure connaissance du régime des avalanches de neige dans la perspective des changements climatiques en cours.



Photo 7 Les épreuves dendrochronologiques

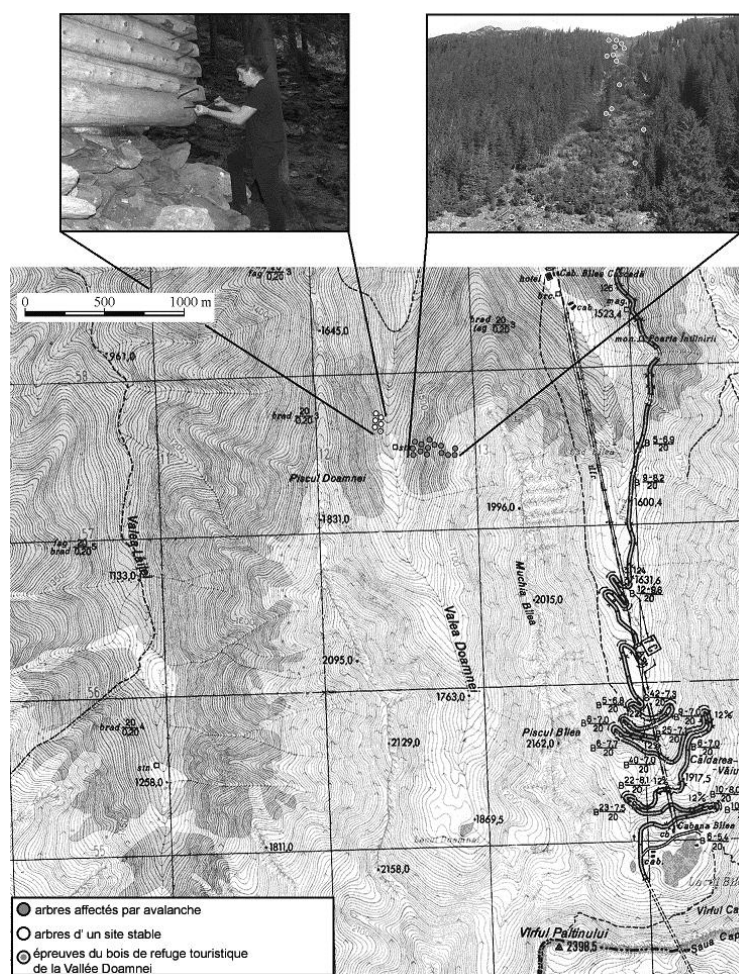


Fig. 9 Le site de la Vallée Doamnei

L'impact des avalanches de neige sur l'environnement

À la lumière des observations réalisées, des résultats obtenus jusqu'à maintenant et des études en cours dans le massif de Făgăraș, nous sommes en mesure d'avancer les constats suivants:

- les avalanches de neige représentent un processus géomorphologique important et particulièrement efficace dans le façonnement de la géométrie des systèmes de pentes;
- la capacité d'érosion, de transport et de sédimentation des avalanches favorise le développement polycyclique des sols;
- les avalanches de haute montagne et moyenne montagne se manifestent, pour l'essentiel, au sein des étages alpin et subalpin;

- l'analyse des impacts écologiques et géomorphologiques des avalanches de neige permet de reconstituer leur fréquence et leur extension spatiale;
- les avalanches représentent un phénomène de risque caractérisé par une forte capacité de destruction potentielle des forêts, des infrastructures (i.e. voies de communications) et des vies humaines.

Bilan et perspectives futures

Les avalanches de neige représentent une réalité incontestable autant dans le massif des Chic-Chocs (Canada) que dans les Carpates Roumaines. Néanmoins, ce n'est que récemment que les avalanches de neige ont attiré l'attention des chercheurs dans ces régions qui, pourtant, se caractérisent par la présence de plusieurs

centaines de couloirs d'avalanche de neige. La faible occupation du territoire contribue cependant à une sous-estimation du risque et à une méconnaissance de l'impact et la portée de ce phénomène. Pourtant, l'historique récent des accidents survenus dans ces massifs soulignent le risque associé aux avalanches et ce, tant pour les infrastructures que pour les personnes (Germain, Hétu, 2006; *Service Publicque Salvamont*, comm. pers.).

Dans la foulée des travaux réalisés, des études supplémentaires devront être entreprises afin de mieux évaluer la capacité et la vitesse de récupération de la végétation ligneuse dans ces systèmes forestiers d'interface, tant sur les surfaces adjacentes aux zones avalancheuses que dans les couloirs d'avalanche eux-mêmes, à différentes altitudes et pour divers types de perturbation (feux, coupes forestières, chablis). La multiplication d'études de cas permettra ainsi de mieux cerner la capacité de réaction des systèmes forestiers en fonction de la sévérité des perturbations et leur influence sur le régime des avalanches de neige en vue d'une meilleure gestion des forêts. L'instauration d'une réglementation plus sévère, voire des méthodes de coupes adaptées devraient être envisagées sur les pentes raides afin de minimiser le risque d'avalanche (i.e. Weir, 2002), mais aussi sur les plateaux sommitaux afin de réduire les effets de sur-enneigement des versants adjacents.

Dans la perspective des changements climatiques en cours et anticipés, il importe aussi de documenter la réponse des avalanches de neige (fréquence-intensité) au réchauffement climatique contemporain qui sévit depuis plus d'un siècle, soit depuis la fin du Petit Age glaciaire. Pour ce faire, la dendrochronologie apparaît comme l'une des méthodes les plus adaptées avec la résolution annuelle que permet l'analyse des cernes de croissance. Applicable à

l'échelle locale et régionale (Germain, 2005), cette approche apparaît d'autant plus prometteuse que ses développements méthodologiques et statistiques demeurent encore largement inexplorés.

Enfin, la quantification sédimentaire et l'importance des avalanches de neige dans le façonnement holocène des versants en milieu d'altitude demeure largement méconnues pour les Chic-Chocs et les Carpates. Des facteurs stationnels ont, certes, contribué à l'efficacité morphogénique des avalanches au cours de l'Holocène mais l'identification des paramètres climatiques et géographiques influents, à diverses échelles spatiales et temporelles, reste encore à faire. Des études supplémentaires sont toutefois requises afin de procéder à des analyses régionales comparées sur de vastes territoires, permettant ainsi de mieux départager le rôle des changements climatiques survenus au cours de l'Holocène et des facteurs géographiques locaux et régionaux (régime des feux, fluctuations de la limite des arbres, nature et caractéristiques géologiques des escarpements rocheux, etc.) susceptibles d'influer sur le régime des avalanches de neige.

Les préoccupations futures à court et moyen terme porteront donc, pour l'essentiel, sur: 1) l'élargissement de la base de données dendrochronologiques afin de mieux documenter le régime des avalanches pour les derniers 100 ans ou plus en fonction de l'âge des plus vieux arbres; 2) l'identification et l'observation des régions, versants, couloirs à fort potentiel avalancheux; 3) la réalisation de cartes de risque à l'aide d'un système d'information géographiques (SIG) et; 4) les reconstitutions paléoclimatiques issues de l'analyse des dépôts sédimentaires liés au passage répété des avalanches.

REFERENCES

- BĂLTEANU, D., CĂLIN, D. (1996), *L' étagement des processus géomorphologiques actuels dans les Carpates Méridionales*, Carpates Méridionales et Stara Planina (Balkan), Études Géographiques, Comptes rendus des Colloques Roumain-Bulgare, București, p. 25-31;
- BEAUDIN, J. (1977), *Géologie de la région de mont Albert*, Comté de Matane. Ministère des Richesses Naturelles, Commission géologique du Canada, DP-495, 29 p.
- BLIKRA, L., H., SELVIK, S., F. (1998), *Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records*. The Holocene, **8**: p. 631-658;

- BOGDAN, OCTAVIA, NICULESCU, ELENA (1999), *Riscurile climatice din România*, Academia Română, Institutul de Geografie, București, 280 p.;
- BOUCHER, D., FILION, LOUISE, HÉTU, B. (2003), *Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, Gaspésie centrale (Québec)*, Géographie physique et Quaternaire, **57**: p. 157-168;
- CIULACHE, S., IONAC, NICOLETA (1995), *Fenomene geografice de risc*, partea I, Editura Universității București, 152 p.;
- De RÖMER, H., S. (1977), *Régions des monts McGerrigle, rapport géologique 174*, Ministère des Richesses Naturelles, Gouvernement du Québec, 233 p.;
- DIDIER, L. et BRUN, J.-J. (1998), *Limite supraforestière et changements environnementaux: pour une approche pluriscale et spatialisée des écosystèmes d'altitude*, Géographie physique et Quaternaire, **52**: p. 245-253;
- DUBÉ, S., FILION, LOUISE, HÉTU, B. (2004), *Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the northern Gaspé Peninsula, Québec*, Arctic, Antarctic and Alpine Research, **36**: p. 555-564;
- EMBLETON, C. et KING, C., A., M. (1974), *Periglacial Geomorphology*. Arnold, London, 215 p.;
- GAGNON, R., M. (1970), *Climat des Chic-Chocs*. Service de météorologie, Ministère des Richesses Naturelles, Service de la Météorologie, Gouvernement du Québec, rapport M.-P. **36**, 103 p.;
- GAUMOND, M. et HAMELIN, L.-É. (1960), *Note de périglaciaire comparé des monts Washington et Jacques-Cartier*, Cahier de Géographie du Québec, **7**: p. 217-218;
- GERMAIN, D. (2005a), *Atlas des avalanches de neige et plan de signalisation entre Ruisseau-Castor et Manche d'Épée, Gaspésie septentrionale*, Rapport préparé pour le Ministère des Transports, Québec, 90 pages + cartes numériques;
- GERMAIN, D. (2005b), *Dynamique des avalanches de neige en Gaspésie, Québec, Canada*, Thèse de doctorat, département de géographie, Université Laval, Canada, 175 p.;
- GERMAIN, D., FILION, L., et HÉTU, B., *Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Chocs Range, Quebec, Canada*, Climatic Change, (sous presse);
- GERMAIN, D., FILION, L., et HÉTU, B. (2005), *Snow avalanche activity after fire and logging disturbances, northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada*, Canadian Journal of Earth Sciences, **42**: p. 2103-2116;
- GERMAIN, D., FILION, L., et HÉTU, B. (2002), *Snow avalanche activity caused by natural and man-made forest disturbances, Gaspé Peninsula, Québec, Canada*, Unpublished paper presented at the 6th International Conference on Dendrochronology, Laval University, Québec city, Canada;
- GERMAIN, D. ET HÉTU, B. (2006), *L'histoire des avalanches mortelles au Québec depuis 1825 et ses enseignements*, 74e Congrès de l'Association canadienne française pour l'avancement de la science (Acfas), Montréal, Canada;
- GRECU, FLORINA (1997), *Fenomene naturale de risc. Geologie și geomorfologie*, Editura Universității din București, 143 p.;
- GRECU, FLORINA (2004), *Hazarde și riscuri naturale*, Editura Universitară, București, 168 p.;
- GROVE, J.M. (1972), *The incidence of landslides, avalanches, and flood in western Norway during the Little Ice Age*, Arctic and Alpine Research, **4**: p. 131-138;
- HÉTU, B. et BERGERON, A. (2004), *Les avalanches au Québec : Analyse des conditions météorologiques et des facteurs de terrain propices au déclenchement des avalanches*. Rapport présenté dans le cadre du Projet conjoint de sécurité-avalanche au Québec, Canadian Avalanche Association, 87 p.;
- HÉTU, B. et VANDELAC, P. (1989), *La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec*. Géographie physique et Quaternaire, **43**: p. 389-406;
- HÉTU, B., VAN STEIJN, H. et VANDELAC, P. (1994), *Les coulées de pierres glacées: un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis*, Géographie physique et Quaternaire, **48**: p. 3-22;
- IANCU, SILVIA (1970), *Munții Parâng. Studiu geomorfologic*, Universitatea „Babeș Bolyai”, Cluj-Napoca, 494 p.;
- JOMELLI, V. (1999), *Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises: géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Age Glaciaire*, Géographie physique et Quaternaire, **53**: p. 199-209;
- JOMELLI, V., PECH, P. (2004), *Effects of the Little Ice age on avalanche boulder tongues in the French Alps (Massif des Écrins)*, Earth Surface Processes and Landforms, **29**: p. 553-564;
- LABELLE, C., RICHARD, P., J., H. (1984), *Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie*, Géographie physique et Quaternaire, **38**: p. 257-274;
- LAROCQUE, S., HÉTU, B., FILION, LOUISE (2001), *Geomorphic and dendroecological impacts of slushflow in central Gaspé Peninsula (Québec, Canada)*, Geografiska Annaler, **83A**: p. 191-201;
- LÖVE, D. (1970), *Subarctic and subalpine: where and what ?* Arctic and Alpine Research, **2**: p. 63-73;
- MATTHEWS, J., A., MCCARROLI, D. (1994), *Snow avalanche impact landforms in Breheimen, Southern Norway. Origin, age and paleoclimatic implications*, Arctic and Alpine Research, **26**: p. 103-115;
- McCLUNG, D., M., SCHAEERER, P. (1993), *The avalanche handbook*, The Mountaineers, Seattles, USA, 271 p.;
- MIRON, FI. (1998), *Munții Făgărașului. Studiu geomorfologic*, Editura Foton, Brașov, 114 p.;
- MOLDOVAN, F. (2003), *Fenomene climatice de risc*, Editura Echinox, Cluj-Napoca, 209 p.;

- NEDELCU, E. (1962), *Relieful glaciari din Bazinul Rîului Doamnei (Munții Făgărașului)*, Comunic. Acad. R.P.R., t **XII**, Nr. 5, p. 597-603;
- NICULESCU, GH., NEDELCU, E. (1961), *Contribuții la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munților Retezat-Godeanu-Țarcu și Făgăraș-Iezer*, Probleme de geografie, vol. **VIII**, Institutul de Geologie și Geografie, Editura Academiei R.P.R., p. 87-123;
- PAYETTE, S., BOUDREAU, F. (1984), *Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie*, Canadian Journal of Earth Science, **21**: p. 319-355;
- POPESCU, N., IELENICZ, M. (1981), *Evoluția versanților în regim periglaciari în partea centrală a Munților Făgăraș*, Analele Universității din București, Geografie, anul **XXX**, București, p. 89-99;
- RICHARD, P., J., H., VEILLETTE, J., J., LAROUCHE, A., C., HÉTU, B., GRAY, J., T., GANGLOFF, P. (1997), *Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications*, Géographie physique et Quaternaire, **51**: p. 163-184;
- ROCHFORD, R., M., LITTLE, R., L., WOODWARD, A., PETERSON, D., L. (1994), *Changes in sub-alpine tree distribution in western North America: a review of climatic and other causal factors*, The Holocene, **4**: p. 89-100;
- SCHLYTER, P., JÖNSSON, P., NYBERG, R., PERSSON, P., RAPP, A., JONASSON, C., REHN, J. (1993), *Geomorphic process studies related to climate change in northern Sweden - Status of current research*, Geografiska Annaler, **75 A**: p. 55-60;
- SÎRCU, I. (1978), *Munții Rodnei. Studiu morfogeografic*, Editura Republicii Socialiste România, București, 112 p.;
- TALBOT, M.-J. (2002), *Caractérisation des couloirs d'avalanche dans la région du mont Logan, Est du Québec, et étude des facteurs contrôlant leur distribution spatiale*, Mémoire de Baccalauréat, Module de géographie, Université du Québec à Rimouski;
- TÖRÖK-OANCE, M., VOICULESCU, M., ARDELEAN, M., VUIA, FL., TÖRÖK-OANCE, RODICA (2006), *Considérations sur les limites actuelles de l'étage alpin du Massif de Făgăraș (Carpates Roumaines) en utilisant la télédétection et les S.I.G.*, Télédétection, **6**, 3; p. 205-213;
- URDEA, P. (2000), *Munții Retezat, studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București, 272 p.;
- VANNI, M. (1965), *Pour une classification géographique des avalanche*, International symposium on scientific aspects of snow and ice avalanches, Reports and discussions, Davos, Switzerland, p. 397-407;
- VEILLETTE, J., CLOUTIER, M. (1993), *Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec.*, Commission géologique du Canada, carte 1804A, échelle 1:250 000;
- VELCEA, VALERIA (1961), *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei R.S.R., București, 151 p.;
- VOICULESCU, M. (2002a), *Studiul potențialului geoecologic al Masivului Făgăraș și protecția mediului înconjurător*, Editura Mirton, Timișoara, 374 p.;
- VOICULESCU, M. (2002b), *Fenomene geografice de risc în Masivul Făgăraș*, Editura Mirton, Timișoara, 231 p.;
- VOICULESCU, M. (2004a), *Întocmirea hărții riscului la avalanșe. Studiu de caz: circul și valea glaciară Bâlea (Masivul Făgăraș)*, Riscuri și catastrofe, Nr. **1**, Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca, p. 243-251.;
- VOICULESCU, M. (2004b), *About the morphometrical characteristics of avalanche tracks on Bâlea-Capra Area (Făgăraș Massif)*, Analele Universității de Vest din Timișoara, Seria Geografie, Vol. **XIV**, p. 31-43;
- VOICULESCU, M. (2004c), *Types of Avalanches and their morphogenetical impact in Făgăraș Massif - Southern Carpathians (Romania)*, Geomorphologia Slovaca, Číslo **1**, ročník **4**, Bratislava, p. 72-81.;
- WEIR, P. (2002), *Snow avalanche. Management in forested terrain*, British Columbia, 190 p.;
- *** (2003-2004), *Bilanțul nivologic, sezonul de iarnă*, Administrația Națională de Meteorologie București, 76 p.;
- *** (2004-2005), *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic*, Administrația Națională de Meteorologie București, 147 p.;
- *** (2005-2006), *Bilanțul nivologic, sezonul nivologic*, Administrația Națională de Meteorologie București, 131 p.

*** Université de Moncton, Campus de Shippagan, Shippagan,
Nouveau-Brunswick, Canada**

**** Université de l'Ouest de Timișoara,
Département de Géographie, Timișoara**

Parc National Vanoise (Alpes Françaises)

Observations sur les glaciers

Florina GRECU

Cuvinte cheie: arie protejată, etaj fizico-geografic, încălzire, ghețari, Alpii Francezi

Parcul Național Vanoise (Alpii Francezi). Observații pe ghețari. Parcul National Vanoise (PNV) ocupă cea mai mare parte a Munților Vanoise, fiind creat la 6 iulie 1963, la circa patru decenii după cel din Italia, 1927- Gran Paradiso. Cele două parcuri formează împreună cea mai mare arie protejată din Europa Occidentală. Suprafața zonei centrale a PNV este de 528 km², la care se adaugă zona periferică de 1 450 km²

Geologic și geomorfologic, PNV se înscrie în Alpii de Nord de pe teritoriul Franței, ce prezintă o mare varietate tectonică, structurală și litologică cu influență în morfologie. Altitudinile cele mai mari din Munții Vanoise se dezvoltă pe calcare liasice (la Grande Casse 3853 m, la Grande Motte 3655, le Dent Parrachée 3684) și pe șisturi cristaline (Le Mont Pourri 3779 m). În etajarea fizico-geografică pe ansamblul Munților Vanoise se remarcă influența dinamicii marilor centri barici, precum și a gradului de masivitate a munților. Etajul nival coboară în partea și pe versanții de nord-vest la 2400 m, urcând în partea și pe versanții de sud-est la 3000 m. Izoterma de 0 grade C se găsește la circa 2300 m, cea mai mare parte a zonei centrale a PNV situându-se deasupra acestei altitudini, corespunzând etajelor nival și alpin.

Modul de utilizare a terenurilor, în zona centrală reflectă particularitățile morfologice și de peisaj ale parcului : pășune (321 km²), stâncării (149 km²), pădure (4 km²), ghețari (55-62 km²), lacuri glaciare (circa 1 km²).

Ghețarii sunt de dimensiuni mici și medii (față de alți ghețari din Alpi), suprafața lor variind între 4-5 km² (Glacier de Rosoire, Gl. de la Grande Motte) și 1-1,2 km² (Glacier des Roches). Suprafața totală nu depășește 10 % din suprafața parcului. Dimensiunile și caracteristicile morfologice ale ghețarilor îi încadrează în categoria ghețarilor de circ și de platou. Particularitățile morfologice actuale sunt însă rezultatul dinamicii gheții. Suprafața și depozitele glaciare sunt dovezi ale extinderii gheții, retrase astăzi la nivelul circurilor.

1. Informations générales

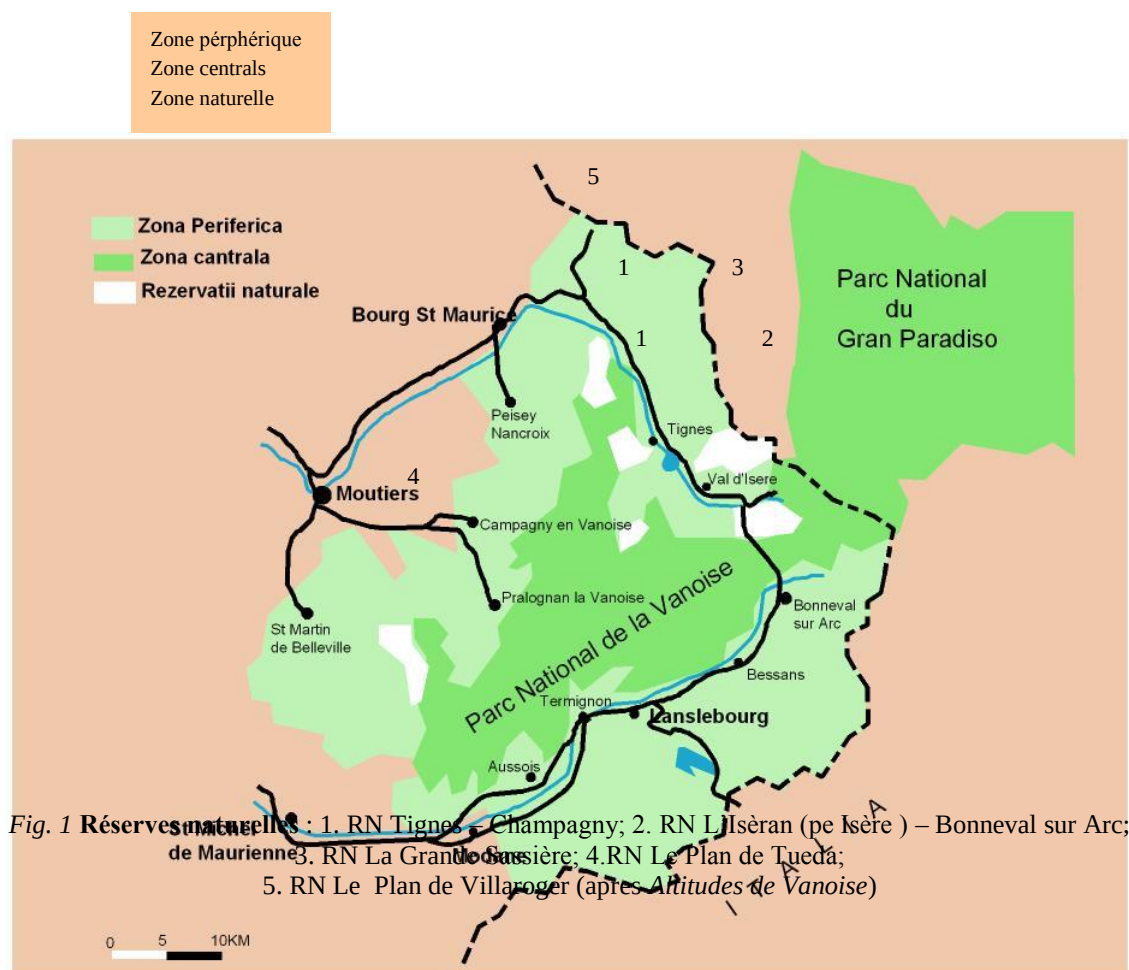
Le Parc National Vanoise occupe la plupart des Montagnes de Vanoise. Il se trouve dans la région de Rhône-Alpes, dans le département de Savoie.

Créé le 6 juillet 1963, le Parc National Vanoise (PNV) est le premier parc de France, presque 100 ans après la création du premier parc du monde, en 1872 – Yellowstone et à environ quatre décennies après celui d'Italie, 1927 – Gran Paradiso. Les deux parcs forment ensemble la plus étendue aire protégée de l'Europe Occidentale.

La zone centrale du Parc, sans habitants permanents, a une superficie d'environ 530 km² et occupe le périmètre avec les plus hautes altitudes, respectivement la partie haute des Montagne de Vanoise, entre les vallées de

Maurienne au sud (sur la rivière Arc) et Tarentaise au nord (sur la rivière Isère). La zone périphérique a une superficie d'environ 1450 km², où habitent, de manière permanente, environ 30 000 habitants.

La constitution du parc a été déterminée de la disparition totale ou imminente de certaines espèces comme *Capra ibex* (bouquetin des Alpes), qui se trouvait au Grand Paradiso grâce à l'interdiction de chasser de 1823, tandis que dans le Vanoise elle était en voie de disparition à la fin du 19^{ème} siècle. Leur nombre a augmenté de manière significative, de 60 en 1963 à plus de 1300 au début du troisième millénium. Aux bords du PNV il y a cinq réserves naturelles : RN de Tignes-Champagny, RN de Val d'Isère et Bonneval-sur-Arc, RN de la Grande Sassièrre, RN du Plan de Tueda, RN de Villaroger (figure 1).



2. Contraintes géologiques et géographiques

De perspective géologique et géomorphologique, le PNV fait partie des Alpes du Nord (France), qui se caractérisent par une importante variété tectonique, structurelle et lithologique, qui influencent leur morphologie. Les plus hautes altitudes des Montagnes de Vanoise se trouvent sur des calcaires liasiques (la Grande Casse 3853 m, la Grande Motte 3655 m, le Dent Parrachée 3684 m) et sur des schistes cristallins (Le Mont Pourri 3779 m, Grande Sassiè 3747 m).

Les Montagnes de Vanoise se trouvent dans la zone intra-alpine, où se distinguent les prochaines unités structurelles (d'ouest à l'est) (*Cartes géologiques*, 1:50 000: *Montmelian* 1969, *La Rochette* 1983, *St. Jean de Maurienne* 1977, *Modane* 1988; Battiau-Queney, 1993):

- le contact entre les massifs cristallins externes et la zone intra-alpine (zone *ultra-dauphinoise*) se réalise par une série de plis déversés à l'ouest et constituées surtout de calcaires ;

- la zone *sub-briançonnaise* se caractérise par des affleurements des gypses triasiques et des phénomènes de dissolution;

- la zone *briançonnaise* est constituée notamment des schistes cristallins carbonifères;

- les massifs cristallins internes.

Chaque unité morphostructurelle se remarque par des particularités géomorphologiques ; la genèse et la résistance des glaciers sont dépendantes de particularités de la superficie topographique (altitude, pente, fragmentation) et de particularités climatiques (Grecu, 2006, 2007).

Les étages physico-géographiques des Montagnes de Vanoise dépendent de l'influence des centres barriques importants et de la massivité des montagnes. Ainsi à l'ouest se ressent l'influence des masses d'air océanique, tandis qu'à l'est et au sud-est l'influence du continent est plus importante. La Vallée de Maurienne est parmi les plus sèches. Dans les Montagnes de Vanoise la neige est moins abondante par rapport à d'autres massifs. Dans

ce contexte, l'étage nival descend sur les versants du nord-ouest jusqu'à 2400 m, mais monte sur les versants du sud-est jusqu'à 3000 m. L'isotherme de 0°C se trouve à environ 2300 m d'altitude ; la majeure partie de la zone centrale du PNV se situe au-dessus de cette altitude, donc elle correspond aux étages nival et alpin. L'étage alpin descend jusqu'à 1700 m à l'ouest et jusqu'à 2200 m à l'est.

L'occupation du sol dans la zone centrale reflète les particularités morphologiques et de paysage du parc :

- roches nues (149 km²) ;
- prairies (321 km²) avec des herbes et des arbustes: *l'androsace alpine* (qui se trouve jusqu'à 3000 m sur des roches siliceuses et près des glaciers), la *pulsatille souffree alpina*, la *gentiane utriculeuse*.
- forêts (4 km², conifères – épicéa, mélèze, pin);
- glaciers (55-62 km²);
- les lacs glaciers (peu étendus et avec une profondeur moyenne d'environ 10 m); le lac Merlet a une profondeur maximale de 30 m; la superficie totale des lacs est d'environ 1 km² (figure 2) ;

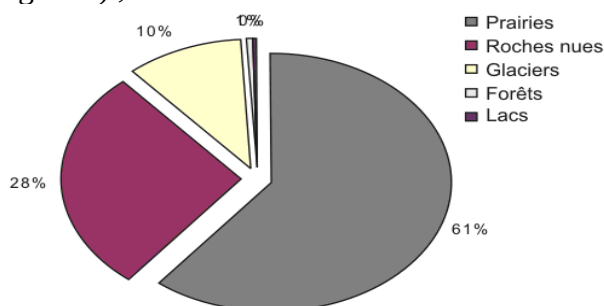


Fig. 2 Occupation du sol dans le PNV

La faune du PNV est spécifique aux étages nival et alpin de cette région de l'Europe : mammifères – le chamois, la marmotte, différentes espèces de lapins, de souris, le renard, le blaireau, l'hermine ; des oiseaux –

Tableau n°1

Superficie des glaciers, calculée d'après la carte

Glaciers de la Vanoise (10.5 km²)
 Glacier de Chavière (3.3 km²)
 Glacier de Gebroulaz (2.19 km²)
 Glacier de Rosoire (4.2 km²)
 Glacier de la Malure (3.2 km²)
 Glacier de l'Arpont (2.2 km²)
 Glacier du Pelve (3.1 km²)
 Glacier des Volnets (3 km²)
 Glacier des Grande Couloirs (1.3 km²)
 Glacier de Premont (4.2 km²)
 Glacier de la Grande Motte (5.2 km²)

l'aigle, le coq de bruyère, la perdrix alpine etc ; amphibiens – la grenouille alpine etc ; des insectes communes.

3. Glaciers – preuves du réchauffement de la Planète

Les glaciers petits et moyens du PNV ont une superficie qui varie entre 4-5 km² (Glacier de Rosoire, Glacier de la Grande Motte) et 1-1,2 km² (Glacier des Roches). Leur superficie ne dépasse pas 10% de la superficie du PNV. Selon leurs dimensions et leurs caractéristiques morphologiques, les glaciers font partie de la catégorie des glaciers de cirque et de plateau. Leurs particularités morphologiques sont le résultat de la dynamique de la glace. La superficie et les dépôts glaciers sont des preuves de l'extension de la glace, retirée au présent au niveau des cirques.

Les glaciers sont classés en cinq grands groupes, à plus de 3000 m d'altitude (figure 3), selon l'orientation des versants et l'hydrographie (bassin de l'Isère et bassin de l'Arc): groupe central-nordique, dominé par des glaciers du massif de Grande Casse (exposition septentrionale, petits glaciers de cirque); le groupe central avec une disposition nord-sud (glaciers de plateau); groupe du sud-ouest; groupe du sud-est; groupe du nord-est.

Dans certains groupes, la langue des glaciers descend jusqu'à 2700 m. L'axe principal des hautes altitudes (altitude maximale 3855 m à la Grande Casse), orientée sud-ouest – nord-est, représente la limite des bassins versants de l'Isère et de l'Arc, bassins asymétriques, avec des affluents plus longs sur la rive gauche de la rivière principale. Ainsi le réseau hydrographique de l'Isère avance, de manière régressive, au détriment du bassin de l'Arc.

topographique 1 : 25 000

Glacier des Baremes l'Ours (2.2 km²)
 Glacier de Vallonnet (3.2 km²)
 Glacier du Vallonbrun (1.3 km²)
 Glacier de Mean Martin (3.2 km²)
 Glacier des Roches Planches (2.8 km²)
 Glacier des Fours (3.6 km²)
 Glacier des Roches (1.2 km²)
 Glacier de Grand Pissaila (2 km²)
 Glacier de Pers (2.2 km²)
 Glacier des l'Isère (3.5 km²)

Parmi les 21 glaciers dont la superficie a été calculée, 17 ont des superficies inférieures à 4 km² et avec une tendance à la baisse.

Le plus important groupe des glaciers du PNV est représenté par les *Glaciers de la Vanoise*, situé sur le versant occidental de la

crête principale, avec une orientation nord-sud et à 3200-3500 m d'altitude. De glacier principal plusieurs petits glaciers se forment, certains d'entre eux avec un caractère de transfluence (figure 4A et 4B).

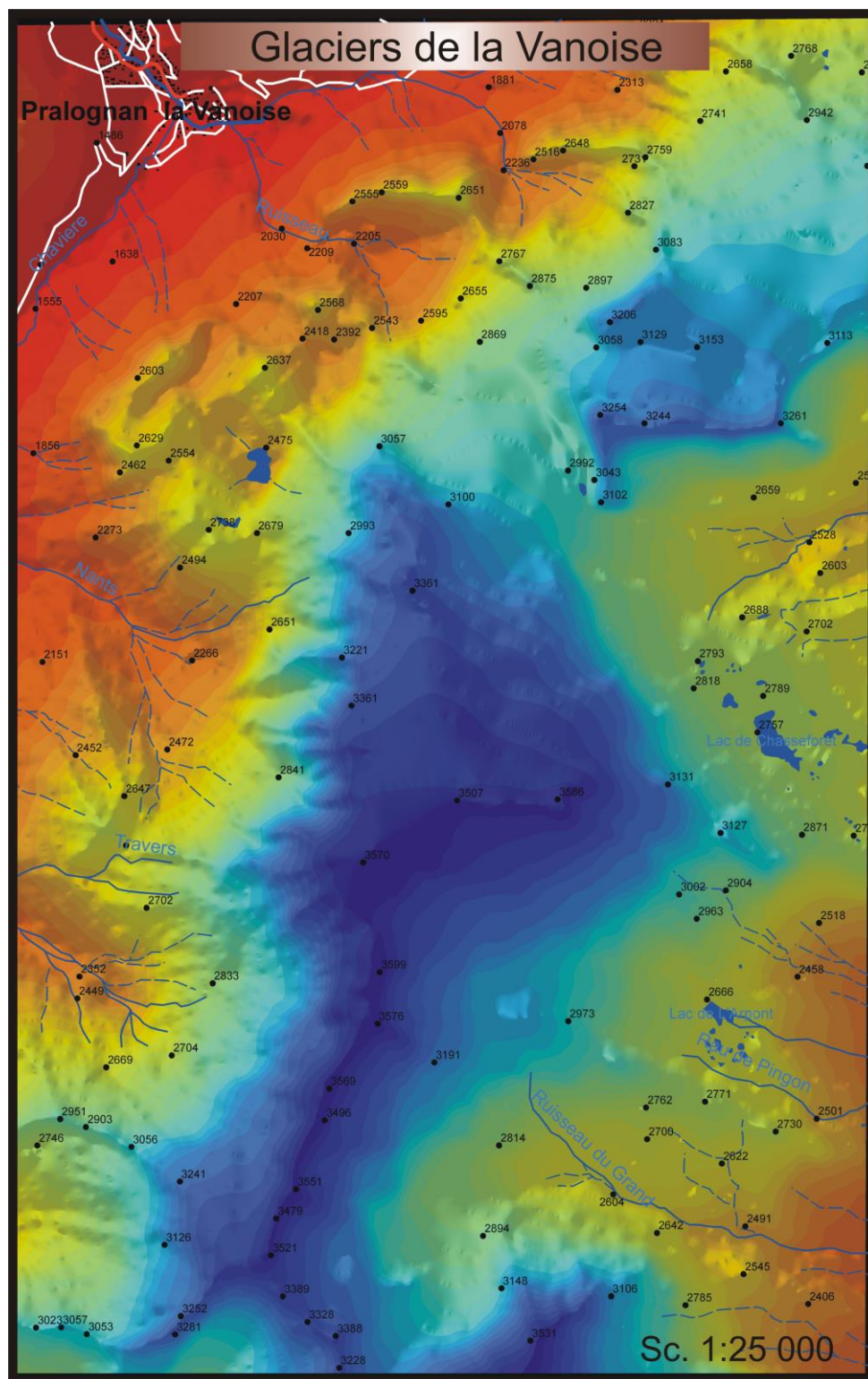


Fig. 4A Glaciers de la Vanoise – Glaciers de plateau
(retravaillé d'après la Carte topographique, 1: 25 000)



Fig. 4 B Glaciers de la Vanoise – Image aérienne
Retravaillé d'après l'image de www.maps.google.com

Les *Glaciers de Chasseforêt* représentent l'aire glaciaire méridionale des *Glaciers de la Vanoise*. Ils forment un glacier de plateau, exposé vers l'ouest et vers l'est ; au contraire, la partie centrale est orientée du nord (Dôme de Sonailles 3100 m) au sud (La Dent Parrachée 3684 m) et elle s'étend sur environ 7-8 km de longueur. De glacier de plateau, des petits glaciers de vallée se forment, les plus importants se trouvant sur la partie orientale : Glacier Pelve, Glacier du Dôme de Chasseforêt, Glacier du Arpont, Glacier de Mahure (au sud). Au sixième décennie ils descendaient jusqu'au 2450 m d'altitude (Vivian, 1970). Les photographies aériennes et la carte topographique (1998) indiquent une rétraction des glaciers jusqu'à 2660 m d'altitude, respectivement sur environ 1-2 km de longueur durant les 100 dernières années (exemple : Glacier du Arpont).

Selon l'exposition et les particularités morphologiques de la glace et du relief, les glaciers se sont retirés de manière différente. Par exemple, en comparant les images satellite des années 1956 (Vivian, 1970) et 2007 (quick

bird, 1 : 5000), une rétraction, de 420 m en 50 ans, du glacier Pelve est constatée, d'où le rythme de rétraction de 8,4 m/an (figure 5).

En ensemble, dans les *Glaciers de Chasseforêt*, la superficie de la glace a baissé de 3,14 km² en 1938, à 2,94 km² en 1968 (Vivian, 1970). Le versant occidental se trouve dans le bassin versant de l'Isère et celui oriental, dans le bassin de l'Arc.

Le *Glacier du Chavière* (3,3 km²) et le *Glacier du Gebroulaz* (2 km²) se trouvent dans le groupe des glaciers de l'extrémité sud-ouest du PNV, à 3600-3000 m d'altitude.

Le *Glacier Chavière* se caractérise par une rétraction permanente de son front durant le dernier siècle. En comparant la carte topographique de 1927 et l'image aérienne de 1967, il résulte une rétraction linéaire d'environ 150 m (Chinal, d'après de Vivian, 1969). En rajoutant la valeur de 370, c'est-à-dire la rétraction entre 1967 et 2000, il résulte une moyenne de 6,5 m/an entre 1927 et 2007 et d'environ 9 m/an les 40 dernières années, comme conséquence du réchauffement climatique.

En ce qui concerne la superficie du *Glacier Chavière*, elle a baissé de 40% de 1967 (5,3 km² en 1967 - les carrées limitrophes comprises - et 3,3 km² en 2007) (figure 6).

Le *Glacier de la Grande Motte* (5,2 km²), en RN Tignes-Champagny, se développe sur le versant du nord-ouest du massif homonyme (3656 m), sur une pente accentuée.

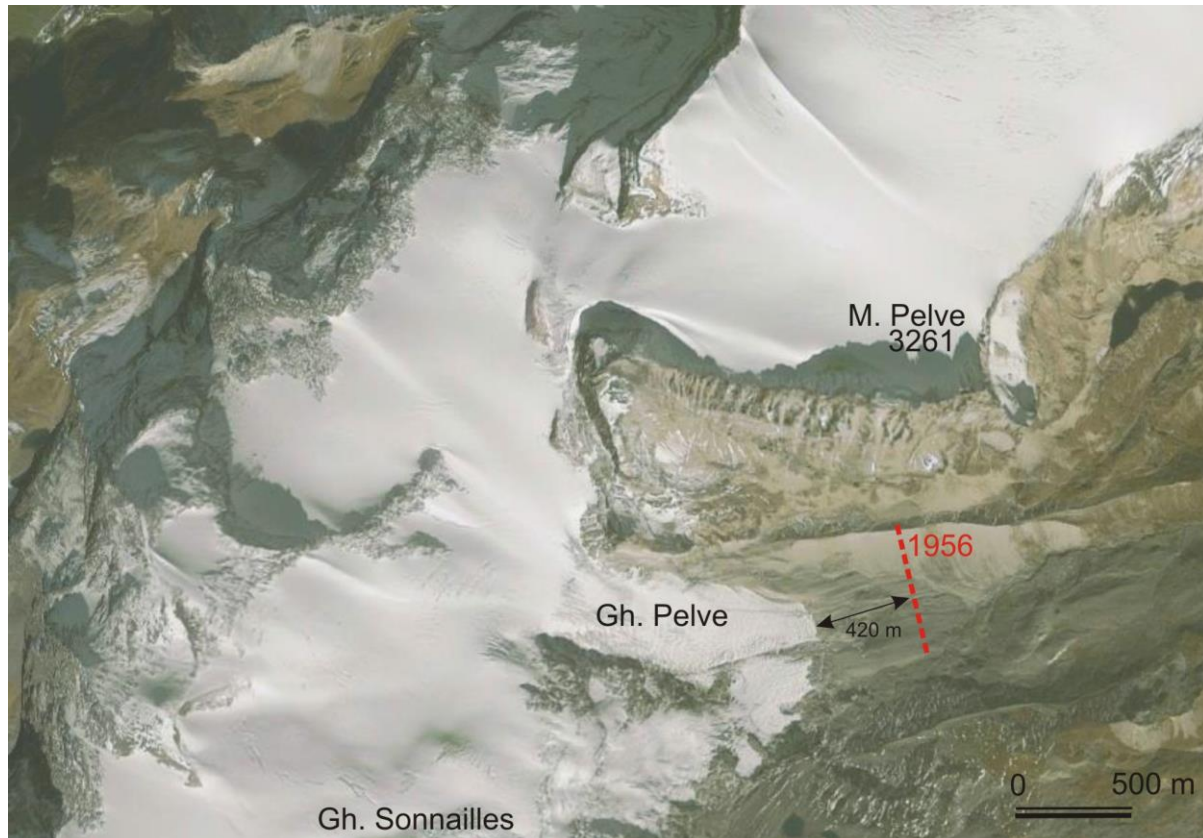


Fig. 5 Rétraction de la langue du Glaciers Pelve

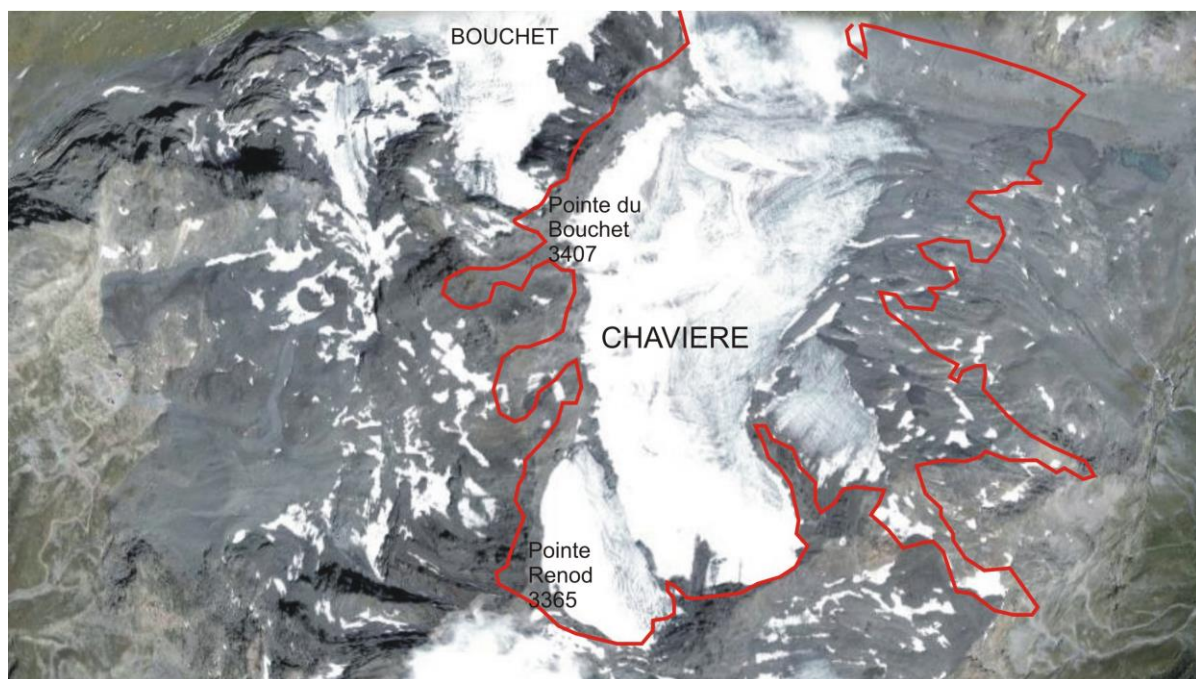


Fig. 6 Diminution de la superficie du Glacier Chavière
(la ligne continue représente la limite du glacier sur l'image aérienne de 1967)



Photo 1 Col du Soufre avec des glaciers et des moraines
(source : www.vanoise.com/fr)

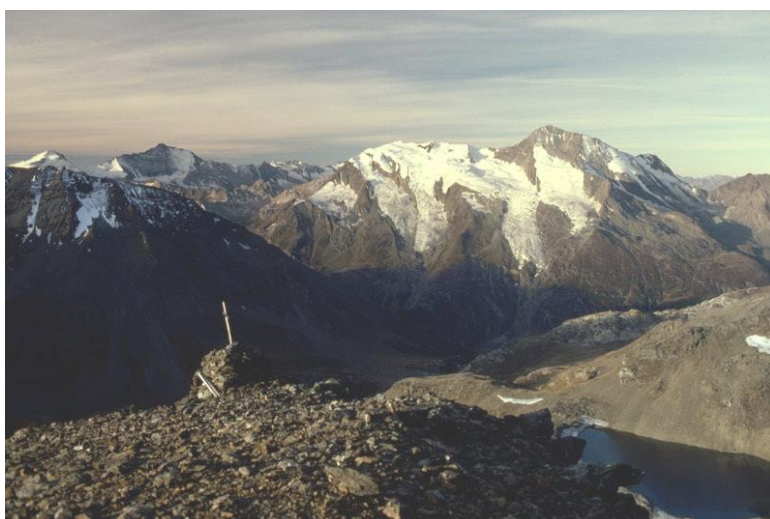


Photo 2 Des glaciers sur le Mont Pourri
(Retravaillé d'après www.vanoise.com/fr)



Photo 3 Le versant sud du Mont Vanoise vers de l'Arc

4. Conclusions

La plupart des glaciers du massif Vanoise se trouvent dans le PNV, sans avoir été touchés par des interventions anthropiques.

La diminution de la superficie et du volume de la glace les 50 dernières années atteste des changements du climat de la Planète. Le

réchauffement climatique se reflète dans la dynamique de la masse de glace plus active à cause des torrents sous-glaciers.

La morphométrie et la morphographie des glaciers sont influencées de l'exposition des versants, de l'orographie et du niveau de base local du réseau hydrographique représenté par l'Arc et l'Isère.

BIBLIOGRAPHIE

- BATTIAU-QUENEY YVONNE (1993), *Le relief de la France. Coupes et croquis*, Ed. Masson, Paris, 252 p.
- BERLIOZ ELISABETH coord. (1997), *Altitudes de Vanoise. A la découverte d'un parc national*, Ed. Didier Richard, 32 p.
- CITTERIO MICHELE, DIOLAIUTI GUGLIELMINA, SMIRAGLIA CLAUDIO, D'AGATA CARLO, CARNIELLI TERESA, STELLA GIUSEPPE, SILETO GIAN BARTOLOMEO (2007), *The fluctuations of the Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about alpine glaciers changes*, Journal compilation, Swedish Society for Anthropology and Geography, p. 167-184.
- GRECU FLORINA (2006), *Rolul reliefului în geneza ghețarilor*, Comunicări științifice, vol. V, Bibliotheca historica, philosophica et geographica, Mediaș, p. 130 – 135.
- GRECU FLORINA (2007), *Glaciologie*, Ed. Credis, București, 200 p.
- HAMBREY MICHAEL, JURG ALEAN (2004), *Glaciers*, second ed., Cambridge Univ. Press, 376 p.
- URDEA P. (2005), *Ghetarii si relieful*, Ed. Universității de Vest, Timișoara, 380.
- FRANCON B., VINCENT C. (2007), *Les glaciers à l'épreuve du climat*, Ed. IRD, Belin, 274 p.
- VIVIAN ROBERT (1969), *Le glacier de Chavière*, Fiches des glaciers français, Extrait de la Revue de Géographie Alpine, tome LVII, fasc. 4, p. 875 – 878, 2 planșe.
- VIVIAN ROBERT (1970), *Les glaciers de Chasseforêt*, Fiches des glaciers français, Extrait de la Revue de Géographie Alpine, tome LVIII, fasc.1, p. 237 – 234, 2 planșe.
- *** (1998), *Les trois vallées. Parc National de la Vanoise*, Carte topographique, 1: 25 000, Institut géographique national (IGN), Paris.
- *** (2000), *Grenoble, Mont-Blanc*, Carte topographique, 1: 100 000, Institut Géographique National (IGN), Paris.
- *** (1969), *Carte géologique de la France à 1/50 000, Montmélian*, Service Géologique National.
- *** (1977), *Carte géologique de la France à 1/50 000, St. Jean de Maurienne*, Service Géologique National.
- *** (1983), *Carte géologique de la France à 1/50 000, La Rochette*, Service Géologique National.
- *** (1988), *Carte géologique de la France à 1/50 000, Modane*, Service Géologique National.
- <http://www.vanoise.com/fr>
- <http://www.maps.google.com>

Université de Bucarest
Faculté de Géographie,
Departement de Géomorphologie

The Evolution Stages of the Romania's Landforms and the Resulted Erosion Surfaces

¹Mihai IELENICZ, ²Smaranda SIMONI

Mots-clés : étapes d'évolution, le relief de la Roumanie, unités morphostructurales, surfaces d'érosion

Les étapes d'évolution du relief de la Roumanie et les surfaces d'érosion résultées. Les unités morphostructurales de la Roumanie se sont réalisées par étapes, suite aux différents rapports, au cours du temps, des microplaques situées au bord de la plaque eurasiatique (des collisions et des submersions, des rifts locaux et des éloignements), en résultant dans différentes étapes, des systèmes montagneux, des soulèvements saccadés, des bassins tectoniques profonds dément sédimentés, l'exondation de certaines plaines en submersion, etc. L'ancienneté et la complexité de l'évolution sépare deux grands groupes d'unités : les unités de plate-forme et d'orogène hercinique de l'est et du sud (avec une tectonique et des conditions de modelage différentes à partir de l'ère paléozoïque) et le domaine carpatique (orogène alpin et bassins de sédimentation propres) généré et évolué en spécial dans l'ère néozoïque.

Suite à la longue évolution sous aérienne des unités de terre ferme créées par la tectonique ont résulté des formes de relief qui reflètent un certain état d'équilibre, parmi lesquelles les surfaces d'aplanissement réalisées pendant des millions d'années, présentent des caractéristiques morphologiques particulières en fonction du système génétique qui les a créées, de la durée de sa manifestation et de l'évolution ultérieure.

En fonction du spécifique évolutif concrétisé dans différents types de surfaces d'aplanissement, on peut distinguer plusieurs situations dans les unités morphostructurales qui forment le relief de la Roumanie : les unités de plate-forme de l'est et du sud avec des fragments de pédiplains précambriennes et des plaines d'accumulation de l'ère paléozoïque – néozoïque en état de fossile, à côté des niveaux de vallée et des glacis pliocène quaternaires ; la Dobrogea avec des étapes d'aplanissement (à partir de l'ère précambrienne jusqu'à celle quaternaire) et différentes formes résultées (des pédiplains en état de fossile ou d'exhumation, des pédiments, des plaines d'érosion, des gradins d'abrasion) d'une unité à l'autre ; les Carpates qui possèdent des preuves provenant d'une pédiplaine du crétacique supérieur – paléogène et plusieurs surfaces d'aplanissement du néozoïque qui appartiennent à des complexes morphogénétiques étagés ; les régions de plateaux et de coteaux limitrophes aux Carpates qui ont une surface d'aplanissement, 1-3 niveaux d'érosion étroits et fragmentés dans des vallées, des glacis, des contacts structuraux, réalisés en spécial pendant le pliocène supérieur et quaternaire.

1. General data

Romania's morphostructural units developed gradually at the margin of the Euro-Asian plate that broke into many micro-plates. Their relation changed in time (collisions and subductions, local rifts and lateral movements, etc.), a fact that generated (during different stages) mountain systems, intermittent uplifts, intensely deposited tectonic basins, the emergence of some undersea plains, etc. This old and complex evolution separates two large groups of units – those from east and south (the platform and orogenic units) with different tectonics and denudation conditions starting with the Paleozoic, and the Carpathian domain (the Alpine orogenic unit and its own sedimentary basins) that formed and developed especially during the Neozoic.

The long sub-aerial evolution of the land units created by tectonics generated landforms that reflect a certain equilibrium state. The most important developed in millions of years: the erosion (planation) surfaces. They have certain morphologic characteristics depending on the genetic system that created them, its duration and the subsequent evolution.

One may separate several situations for the morphostructural units of the Romania's landforms, generated by the evolution and its materialization in different erosion surfaces:

- the south and east platform units have fragments of underground fossilized Precambrian pediplains, planation surfaces of some fossilized accumulation plains from Paleozoic-Neozoic, and some late Pliocene – Quaternary valley levels and glacises.

- in Dobruja the planation stages as well as the resulted forms differ from one unit to another. In the south there are: fragments of a Precambrian pediplain at the level of some fossilized blocks at different depth; fossilized erosion plains from Paleozoic-Neozoic; a post-Sarmatian surface presently exhuming under the Quaternary loess; a local abrasion step (late Pliocene). In Central Dobruja, there is a Paleozoic pediplain mostly exhumed in Neozoic under the Jurassic deposits, and local Quaternary pediments. In Northern Dobruja there is a post-Hercynian polycyclic pediplain and late Pliocene-Quaternary pediments.
- the Carpathian Mountains show proofs starting with a late Cretaceous – Paleogene pediplain on the main valleys and several Neozoic erosion surfaces that form tiered morphogenetic complexes.
- the plateau and hill regions adjacent to the Carpathians have one erosion surface, 1-3 narrow and fragmented erosion levels on the valleys, glacises on the structural contacts – all of them generated during the late Pliocene and Quaternary evolution.
- in Transylvania and Western Hills, an erosion surface presently fossilized is supposed to exist on the basal blocks made up of Mesozoic crystalline rocks of Carpathian origin; it was exhumed only in some ridges of the Apuseni Mountains and the borders of Lăpuș Depression at the end of the Pliocene.

The erosion surfaces are deeply studied in the geomorphologic PhD theses. There are also regional syntheses mainly for the Carpathian chains, but also for the entire Romania (Posea et al., 1976; Posea, 2003; Ielenicz, 2005; Geografia României vol. I, 1983).

2. The evolution stages and the resulted landforms

2.1. The stage of platform structures and pre-Hercynian denudation

This is the oldest stage and the planation influenced some eastern and southern land regions of our country. The denudation results

may be observed in Central Dobruja, and the rest of them may be identified at different depth as fragments of erosion surfaces fossilized by younger sedimentary layers (the Romanian Plain, Southern Dobruja, the Moldavia Plateau, etc.).

The mountain (hill) landforms that existed here were the result of many phases of orogenetic movements during late Precambrian and early Paleozoic. After the Cambrian age, the regions became rigid gradually, a fact that encouraged planation. This process was facilitated by the lack of superior vegetation and by the warm (there were coral reefs in the adjacent seas) and dry climate (the accumulated sediments in the adjacent seas are rich in sand). Therefore, the weathering processes (especially the physical weathering), the sheet erosion and the gully erosion were very important in landforms planation, and a landform of pediplain type developed (called “peneplain” in earlier studies). The correlated deposits are late Precambrian-Silurian (a period of about 100 million years). The abrasion process in early Paleozoic also contributed to its completion, when the sea covered most of the previously eroded landforms.

The denudation results of this period were the *erosion surfaces of pediplain type*. In the Moldavia Plateau, they cut the Precambrian basal ground, decrease gradually to the south due to the subsequent tectonic fragmentation and slope westward as they sink under the flysch Carpathians; deposits of many sedimentation cycles cover them. In the Romanian Plain this surface cuts the crystalline, block-fragmented basal ground of the Moesia Platform and it sinks northward (also in the pre-Carpathian Depression), covered by thick sediments (of many cycles). The same surface also cut the crystalline schist basal ground of Northern Dobruja that at the beginning of Paleozoic was tectonically fragmented into many blocks and then covered by sea as it subsided.

The Caledonian orogenesis movements (maximum Paleozoic first half) produced some notable changes: the emergence of most part of the Moldavian Platform (late Silurian) and Southern Dobruja, along with a new erosion phase that influenced the local sedimentary

plains; the green schists folded and the mountain (hill) landforms spread from Central Dobruja to the north-west (the green schists belt); this region was eroded to the pediplain stage by the end of Paleozoic, under a warm but wet (Devonian-Carboniferous) and dry (Permian) climate.

Conclusions

- a) the pre-Hercynian denudation involved the eastern and southern landforms;
- b) it took place in two distinct sub-phases: a pediplain formed during the first one (pre-Devonian), cut the crystalline basal ground of the Moldavia Plateau, Southern Dobruja and Romanian Plain and was covered by sedimentary rocks since the Silurian. Therefore it is now a fossilized pediplain, situated at different depth, due to the subsequent tectonic subsidence of the blocks it was fragmented into. During the second sub-phase (after the Silurian), erosion plains developed on the gradually emerged surfaces in the Moldavia Plateau (Permian-Cretaceous) and Southern Dobruja (Devonian-Jurassic). At the same time (Ordovician-Jurassic), the green schist's cordillera was intensely eroded to a pediplain, out of which only the unit in Dobruja (the Casimcea Plateau) was preserved at surface.

2.2. The completion stage of the platform structures, of the Hercynian orogen units, and of the erosion surfaces during the first half of the Mesozoic

It spread between late Paleozoic and late Cretaceous and had consequences for both south and east, but also central and west regions of our country. The macro-plate tectonics (Euro-Asian and African) determined several new situations by colliding or splitting (rifting) the existing fragments (micro-plates). The important results were: the Hercynian orogenetic system formed, spreading from Crimea, via Northern Dobruja to Lissa Gora (Poland) and western Europe; the Tethys rift occurred in Triassic (from Northern Dobruja

westward); the Kimmeric and Austrian orogeneses generated metamorphism, folding, and even partial emergences within the Carpathian basin, and different duration emergences of some platform units (Moldavia, Southern Dobruja, Romanian Plain).

The land regions experienced different denudation processes depending on their height or the climate that changed during several phases (warm, wet, with luxuriant vegetation in Carboniferous, warm and dry in Permian and Triassic, warm and wet with rich vegetation in Jurassic – mid-Cretaceous that favored the laterite mantle-rocks formation on the limestone in Southern Dobruja and Pădurea Craiului Mountains, etc).

The sequence of these events had different results that may be classified into landform evolution sub-stages.

The pre-Austrian sub-stage had distinct consequences for the platform regions. Thus, in Northern Dobruja, the intense denudation influenced Măcin and Babadag units, generating an erosion surface, fossilized in Babadag unit (Cretaceous) but still developing sub-aerially in Măcin unit. A local rift in the Niculițel unit generated ophiolite accumulation (Niculițel Plateau) for a short period of time. The Kimmeric orogeneses folded the sediments east to Măcin and emerged them. This new land adjoined the other units, being continuously modelled until present. Central Dobruja and part of Southern Dobruja were covered by sea since the Jurassic, and became a low deep submersed platform on which corals grew, forming atoll-type structures. The sea fell southward in late Dogger and remained there until late Cretaceous.

The Kimmeric movements also uplifted some sectors of the Carpathian basin that subsided after planation, being covered by the sea. In consequence, the abrasion surfaces previously formed were fossilized by sedimentary strata, having the characteristic of stratigraphic discontinuity surfaces for different periods in Triassic or Jurassic (for example, pre-Lias or pre-Dogger in Hășmaș, Piatra Craiului and Bucegi massifs).

The Austrian sub-stage was mid-Cretaceous and had consequences for both platform regions

and Carpathian basin. In the first case the emergences in the Romanian Plain (Aptian-Albian) and the local emergences in Dobruja were important, the latter being for the first time (after Cenomanian) entirely exposed to denudation. In case of the Carpathian area, the tectonic movements had a prime importance, so they may be considered a preamble of the Alpine stage. They strengthened the rock metamorphosis, caused the drifting in the crystalline unit (for example the Getic unit moved from northwest to cover the Moesian Autochthon in the south) and determined emergences, accompanied by sub-aerial erosion (later on they were covered by sedimentary deposits in Vranconian-Senonian).

Conclusions: this was an important stage out of which the followings have been preserved:

- a) fragments of planation surfaces in the Hercynian system;
- b) a pediplain gradually extended over the entire Northern Dobruja;
- c) local erosion surfaces fossilized by later sediments in the platform units and the Carpathian basin;
- d) the beginning of drifting in the crystalline unit of the Carpathian area.

2.3. The Alpine stage

Its main characteristics are the formation of Carpathian domain and the emergence of all sedimentary basins. Secondly, as the planation land was gradually completing, erosion surfaces of different height, spatial extent and aspect resulted. They developed during three sub-stages. The fourth one may be added, for the Quaternary period.

This stage has spread from the Cretaceous and up to present, a period during which the old structural platforms and the Carpathian orogenic unit connected, on one hand; on the other, polygenetic and polycycle planation steps have been cut in the Carpathians.

The Alpine tectonic movements depending on the micro-plate collision (pushed from east, south-east, south and north-west) generated during the more intense phases folding, drifting, orogenic belt building, volcanic eruptions, and

the uplift of the adjacent regions. To summarize, they:

- generated one by one the Carpathian structural units, uplifting them to the present altitudes;
- involved in this uplift the regions adjacent to the Carpathians, that functioned for a long time as sedimentary basins (they were filled with sediments of mainly Carpathian origin); generated their structural features (Subcarpathians, Transylvania Plateau, Western Hills, etc.);
- influenced in late Pliocene and Quaternary the unit completion with the east and south platform regions, determining their emergence and uplift. The phases with active tectonics alternated with relative steady ones, as the orogenic energy wasted and the sub-aerial denudation prevailed; at the same time the sedimentary basins were filled.

The morphogenesis was strongly influenced by the climate evolution that changed gradually (from tropical in Cretaceous, to subtropical in Neozoic and the Quaternary alternative sequences of temperate and polar-subpolar climates). Compared to this general trend, there were certain changes within the different geological periods, meaning different variations (warmer and wetter, warm and dry, cold and wet, cold and dry, according to T. Gridan and N. Țicleanu, 2006).

These conditions dictated certain morphogenetic systems that created during long periods of time different types of major landforms, among which the most important are the erosion surfaces. They have distinct morphogenetic features (pediplains, erosion levels, etc.), their number is different from one landform unit to another (the most numerous are in the Carpathians) and each of them defines a certain evolution phase. They were studied in all landform units, so that in many studies (especially the PhD theses) there are important data regarding their extent, genesis and age. There are also syntheses for large landform units, including Romania. Important contributions were made by Emm. de Martonne, V. Mihăilescu, G. Vâlsan, M. David, N. Popp, T. Morariu, Gr. Posea, P. Coteș, Valeria Velcea, I. Sârcu, Gh. Niculescu, L. Badea, Gh. Pop, I.

Donisă, N. Popescu, M. Grigore, I. Ilie, M. Ielenicz, I. Mac, D. Bălțeanu, N. Josan, etc.

Within this epoch one may separate four sub-stages, according to the morphogenetic features.

2.3.1. The sub-stage of pre-Neogene denudation and the Carpathian pediplain development

The late Cretaceous movements (the Laramic orogenesis) finalized the tectonic style of the Carpathian crystalline rock region (with magmatic intrusions), generated drifting, emerged it and exposed it to the sub-aerial erosion. Secondly, they influenced differently the platform regions, generated the subsidence of the adjacent units resulting sedimentary basins and also their emergence outward. Thus the coastal plains and the sedimentary basins resulted. In the third place, they generated the formation (in different phases) of some immense tectonic basins (Pannonic, Transylvanian and Getic) with a Neozoic evolution dominated by sedimentary conditions interrupted by partial or total emergences.

The deposits correlated to the Carpathian denudation are not made up of coarse sedimentary series for Cretaceous - Paleocene. Only for Eocene and regionally Oligocene there are conglomerate strata (the contact of the Meridional Carpathians and the Getic Depression, the Petrosani Depression), but in most cases there are alternate strata of grit stones, marls, clays. The deposit characteristics prove the existence of a hill landscape of low altitude within the Carpathian area that was eroded under a warm and wet climate. This favored the formation of laterite mantle-rocks that were washed out and accumulated as red clay layers nearby (for example the northern Apuseni Mountains). According to Gh. Pop (1962-1972), there was a tropical climate that changed into a subtropical one with two distinct seasons. There were low and smooth landforms on the plains that resulted from the emergence of the platform units (Moldavia, South Dobruja and Babadag unit, south Romanian Plain) or on those created during the pre-Alpine stage that evolved in sub-aerial conditions most part of Mesozoic (the post-Hercynian pediplain of

Northern Dobruja and the pre-Jurassic pediplain of Central Dobruja, which would be exhumed in most part).

The denudation by pedimentation that lasted 40-65 million years (Posea et al., 1974) generated a surface with different characteristics – a pediplain in the Carpathian crystalline units, an old weakly fragmented pediplain that continued its planation in Northern and Central Dobruja (as it exhumed under the Jurassic limestone) and an erosion plain on the emerged sedimentary platforms.

Those that studied it in different regions, named it differently. Thus, Emm.de Martonne called it “the platform of the Carpathian heights” or “Borăscu platform”; M. Ilie in 1958 – “Carpathian-Transylvanian peneplain”; Gr. Posea in 1962 – “Carpathian peneplain” and then “Carpathian pediplain”; D. Paraschiv for the Romanian Plain – “Moesic peneplain presently fossilized”. The geographic literature also offers names for extended areas: “Moldavia Paleogene fossil peneplain”, “Dobruja post-Cretaceous peneplain” and many others attributed by the authors of some PhD theses only for their studied areas. On the other hand, these many studies present the aspect, altitude range and connection for extended areas, as well as evolution and duration estimates. Hence two situations may be distinguished.

The first refers to the Carpathian domain where this surface has several characteristics, namely:

- the highest altitude preserved by now in the crystalline massifs (it reflects their first planation phase, in case of Făgăraș, Iezer, Căpățâni, Parâng, Șureanu, Cindrel, Retezat, Godeanu, Țarcu, Semenice, Bihor-Vlădeasa-Muntele Mare, Rodnei massifs);

- peaks and residual ridges that rise above it (Făgăraș, Retezat, Godeanu, Rodnei Mountains, etc.);

- its position at different altitudes as a consequence of uplift or subsidence with different intensity during the next evolution stages of the same region: for example it spreads at $\pm 1600\text{m}$ in the central Apuseni Mountains and decreases at 1100m and even 1000m northward; it decreases from 1400m in

the Banatului Mountain (the Semenik Mountains) to 1100-1200m outward; in the Meridional Carpathians it reaches the largest extent and raises from 1800m in the west to above 2000m in the east; it spreads at 1800-2000m in the Rodnei Mountains and below 1000m in the exhumed Meseş and Preluca ridges;

- the surface was doubled or tripled as steps, as a result of the positive epirogenic movements in Eocene (the Pirenean phase): for example, in case of the northern Apuseni Mountains, Gh. Pop describes three steps at 1750-1800m; at 1600m and 1450-1500m altitude; there are usually two steps in the Meridional Carpathians, situated at 1800-1900m and 2000-2200m altitude, dominated with 100-150m by peaks and ridges;

- a different duration of planation (from late Cretaceous – Eocene to late Cretaceous – Oligocene and sometimes until Aquitanian), depending on the time a strong uplift or an important marine transgression occurred (Posea et al., 1974);

- fragments of this surface were tectonically sank at different depth in the Transylvanian marine basin (during different sequences starting in late Eocene until Badenian) and Pannonian basin (after Oligocene, but mainly in early Miocene), where they were covered by sediments. Those situated at low depth partially emerged (for example Meseş and Codrului ridges, etc.).

The second situation refers to the regions situated east and south to the Carpathian domain. The erosion surface here either was fossilized and it is now at different depth (for example the one in the Romanian Plain lean from south toward north, to the Getic Depression, where the subsidence was more active) or remained emerged and experienced the subsequent denudation, hence its polygenetic character (Northern and Central Dobruja).

Conclusions

a) This sub-stage began with the Laramic orogenetic movements, when the Carpathian crystalline units (it also included Transylvania) were not so high and there

were plains in the east, south-east and south platform units. There were sedimentary basins between them;

- b) The tropical climate with two distinct seasons favored the pedimentation processes and a pediplain-like surface developed, a surface with a single step in the tectonically steady regions and two or three steps in the uplifted regions (Eocene Pirenean movements);
- c) The morphogenetic phase ended earlier in the sectors where tectonic fragmenting and subsidence occurred and generated gradually the Transylvanian basin (from Eocen until Oligocene); the pediplain fragments were fossilized here and are now at different depth;
- d) In the Neogene, the pediplain in the Carpathian massifs was tectonically and morphologically fragmented on one hand, on the other it was uplifted several times (and differently in size from one region to another), a fact that produced re-denudation (for example it was modified by the Quaternary glacial and periglacial processes);
- e) For the extra-Carpathian platform, the emerged sedimentary plains or the erosion surface from the previous stage (Dobruja) were denudated in late Cretaceous – Badenian.

2.3.2. The sub-stage of pre-Dacian denudation and the “medium Carpathian and border surfaces” development

It corresponds to the Miocene and the first part of Pliocene. The main events were: the Carpathian system united by including the flysch units and most volcanic massifs; it lifted during several orogenetic phases; an intense sedimentation period began in the Transylvanian and Pannoniann basins, the intramontane depressions, the eastern and southern platforms and Southern Dobruja.

Therefore this was a rough morphotectonic sub-stage and the areas exposed to denudation gradually narrowed (but remained dominant in the Carpathians) due to the extent of the tectonic depressions and the large transgressions. There were active sedimentary

basins inside or outside Carpathians, with a maximum extent in Badenian and Pontian.

The analysis of the accumulated deposits in these basins shows sequences of some regional evolutions, as well as the big picture – an archipelago with different limits from one period to another, due to the tectonic movements. Oligocene grit facies regionally continued until Aquitanian marked the beginning of fluvial fragmentation stage for the emerged Carpathian areas that extended during the Savic tectonic movements. A new tectonic impulse occurred in Burdigalian, thus resulting the conglomerate and coarse grit series in the depressions situated inside or outside Carpathians; also the lands regionally extended (in Helvetian). The second half of Miocene was very important because the Carpathians became a unit as the flysch units, the volcanic massifs uplift (in the Oriental Carpathians and south the Apuseni Mountains), and the previously outlined tectonic basins subsided. Almost everywhere around the Carpathians the Badenian is conglomeritic, a along a sizable transgression indicates an important land uplift. In Sarmatian and Meotian the continuous uplift is proved by sizable sand layers (or gravel in the Getic Depression) and other emergences began in the platform units (North Moldavia, South Dobruja) and on the margins of the Transylvanian basin. The Pontian transgression was as important as the Badenian one, because it indicated the end of the denudation stage.

The entire evolution developed in a warm climatic system that gradually changed from a wet tropical to a subtropical climate with alternate temperatures and humidity (from dry to wet). Studying the average annual temperature evolution, based on the analysis of the macro-flora and spore-pollen dating in different representative places of this country, T. Gridan and N. Ticleanu (2006) stated that in Neozoic the temperature gradually decreased from 20-21°C (Aquitanian) to 16°C (Pontian). High temperature values of 18-20°C (Aquitanian; Badenian with a dry climate that favored intense accumulation of evaporates; late Sarmatian) or lower oscillations of 14-16°C occurred (mid and late Burdigalian, early Sarmatian with a dry Mediterranean climate, Meotian).

Therefore the Oligocene-Pontian was a morphogenetic sub-stage characterized by frequent intervals of uplift (that completed the Carpathian mountain chain) and active subsidence (that created sedimentary basins), but also a stage when the systems of denudation agents were imposed by a warm climate with distinct seasons especially from the point of view of the dryness. All these altered the previously developed Carpathian crystalline units and for the first time the flysch units and the volcanic massifs. Pedimentation, the specific planation system, created several steps in about 30 million years, depending on the number of the important uplift phases that occurred in different Carpathian units (more in case of the crystalline rock mountains and Cretaceous flysch, fewer in the Paleogene flysch and where the uplift effect was small). Add abrasion at the contact area of the Carpathians and the adjoining marine basins (Pannonic, Getic, Transylvanian). They were classified by those that mapped them in two morphosculptural complexes that indicate as many evolution phases.

2.3.2.1. The phase of the „medium Carpathian surface” morphogenetic complex development

This Miocene phase was different (as step number and morphological features) in the Carpathian units. Thus, in the crystalline rock massifs it looks like smooth secondary interfluvial plateaus below the pediplain level, and then like benches and small valley-head basins of the earliest valley generation that can be reconstituted (for example Râu Șes in the Godeanu Mountains; Ialomița valley in the Bucegi Mountains). The Cretaceous flysch has two steps. The upper one extends on the main interfluvial (and structural or petrographic erosion outliers rise above it) and the second forms the secondary ridges that slope toward the axle of the main valleys. In the Paleogene flysch, the pediments have mainly one level, are less wide and form the main ridges dominated by lithologic or structural peaks.

This surface was named differently for the Carpathian massifs, or larger areas and country. Among these names, some have a greater use. Thus, Emm. de Martonne gave the names: „Râu

Şes platform” for the massifs in the Meridional Carpathians (where the surface spreads at 1400-1600m and sometimes 1800m altitude in their central area, and decrease outward at 1200-1300m), „Măguri-Mărişel platform” or „Țara Moților platform” in the Apuseni Mountains (situated at 1000-1200m altitude in the high regions and decreases outward and on the valleys at 800m and even below this altitude in the Huedin Plateau), „Cârja-Tomnacica platform” in the Banat Mountains (1000m altitude in the Semenik Mountains and 600-800m on their margins, even fossilized by Pontian layers at 350m). Later studies pointed out two altitude steps and even though local names were used, they were finally related to the classic terms (Râu Şes I, Râu Şes II or Mărişel I, Mărişel II). Important contributions for different massifs were made by Aurora Posea, T. Rusu, I. Berindei, I. Popescu Argeşel, P. Cocean, M. Grigore, E. Vespremeanu, M. Ielenicz, etc. There are many regional names in the Oriental Carpathians, although there are two synthesis studies for the entire unit that belong to A. Nordon (1932) and Gr. Posea et al. (1974). The first one separates “the pre-Burdigalian peneplain” at 1500-1600m altitude in the northern crystalline massifs, at 1300-1700m altitude in the central massifs due to the following neotectonic deformations; it is not described south of Trotuş valley, though later research has found it at 1600-1800m altitude from the Ciucaş to the Bucegi Mountains. The second step named “Sarmation erosion step” is described in both crystalline (as benches) and flysch massifs (at 1200-1400m altitude north to Bistriţa valley and 1400-1650m altitude in the Curvature Carpathians). Gr. Posea et al. (1974) use the terms Plaiuri I and Plaiuri II for the two steps, based on the similitude between the names and the steps’ features (also used by N. Al. Rădulescu, 1940) in the Vrancei Mountains. Secondly, they generalize the two steps for the entire stage as “the medium Carpathian surface”, a name that fits better for the entire Carpathian chain from the points of view of position and extent. The general contributions made by T. Morariu, I. Sârcu, N. Barbu, M. David, Gr. Posea, R. Mayer, N. Al. Rădulescu, M. Ielenicz, I. Ichim, etc. consist of

explanations and additions regarding the extent, correlation, genesis and evolution of this surface in different massifs. Steps’ different features in the Oriental Carpathian massifs were determined by their structural complexity (crystalline, Cretaceous flysch, Paleogene flysch, volcanism) achieved in different phases or by uplift and subsidence of various intensity in time, or between different structural units or groups of massifs.

2.3.2.2. The phase of the “Carpathian border surface” morphogenetic complex development

It was named by Gr. Posea et al. (1974) starting from the main step extent outward Carpathian massifs, where it looks like an abrasion shelf, usually fragmented by the valleys that spring from its higher sectors. For the Meridional Carpathians, the term „Gornoviţa platform” is widely used, a name first given by Emm.de Martonne (1907) and then accepted by those that studied different units. It spreads at about ± 1000 m altitude at their margins; it increases inward up to 1200m; it represents the main step in the intramontane depressions at 1100-1200m. Emm.de Martonne named this surface „Feneş-Deva” in the Apuseni Mountains at 450-600m outward and 700-900m inward (on valleys and in depressions) and “Teregova platform” in the Banat Mountains at 400-450m in the Almăj Mountains and 600-750m in the Semenik Mountains.

There are many differences in the Oriental Carpathians due to different lithology and evolution of these mountain units. Those that studied it here gave it various names. The main characteristics are: it develops in all mountain units as plateaus in the Paleogene flysch mountains and depressions’ borders (at 900-1000m altitude), secondary ridges in the main valley couloirs of the Cretaceous (1100-1200m) and Paleogene flysch massifs (1100-750m), erosion benches in the crystalline rock mountains (at 1100-1300m) etc. On greater uplift alignments it reaches 1350-1400m altitude (for example the maximum uplift alignment in the Curvature Carpathians).

Analyses of this step for different massifs or groups of massifs were made by the

geographers: T. Morariu, I. Sârcu, N. Barbu, M. David, Gr. Posea, N. Al. Rădulescu, St. Mateescu, M. Ielenicz, G. Vâlsan, Valeria Velcea, Gh. Niculescu, M. Grigore, Aurora Posea, Gh. Pop, etc.

Conclusions

- a) The sub-stage when the two morphologic complexes developed took place in late Oligocene – Pontian and involved mainly the Carpathians.
- b) This stage had several phases of tectonic movements that generated slow or active uplift and subsidence, with different fragmentation and denudation rhythms and certain effects on the regional characteristics of correlated deposits and resulted planation steps.
- c) The climatic background with an evolution from a wet tropical to a dry or wet subtropical climate favored a denudation by pedimentation processes that generated lee erosion surfaces of pediment type, of different sizes and sometimes abrasion features at the contact with the adjacent sea basins.
- d) Two step complexes resulted in the Carpathians due to the tectonic fragmentation determined by the Stiric movements and accompanied by sizable uplift. These movements generated important morphologic unbalances that determined the end of a sub-stage and the beginning of another.
- e) Carpathian uplift caused the emergence of some adjacent units (after mid-Sarmatian in northern Moldavia, most part of Southern Dobruja, margins of the Transylvanian basin) where plain landforms resulted. They were denudated mainly in the Meotian, a process that has gone on by now in some cases or was interrupted by the Pontian transgression (and generated the fossilization of the erosion landforms).
- f) The evolution went on in late Pliocene – Quaternary, but depending on the uplift rate and especially the rock resistance, the previously formed steps reduced to ridges, erosion benches and small plateaus, etc., out of which low slopes to the valley axle or

some surfaces situated on mountains' or depressions' margins have lasted by now.

2.3.3. *The late-Pliocene sub-stage, of erosion levels and glacises development in most part of our country*

It spread over circa 3.5 million years from the end of the Pliocene and in some places until the early Pleistocene. During this period the Alpine tectonic movements went on (in Dacian). Therefore the previously denudated landforms are lifted to a medium altitude. As the sedimentary basins gradually emerged, plains formed around them (as those in Transylvania, north Moldavia, intramontane depressions that were gulfs in Pontian, western margin of the Occidental Carpathians). The sedimentary deposits of Subcarpathians folded and the last important volcanic eruptions occurred in the western Oriental Carpathians. The tectonic movements became intense in early Pleistocene and generated the last folding in the Subcarpathians, uplifted the salt massifs that gave the diapiric structure and the dome structure in Transylvania, caused important uplift in all regions (with locally differences of intensity) as well as some subsidence in some depressions, West Plain or Romanian Plain. The deposits in the sedimentary basins reflect these moments, as they consist of alternating sand and clay in Dacian and coarse gravel and sand alternating with clay lens in Romanian-Pleistocene (Cândești strata). There are thick clay accumulations between them, a fact that reveals the end of uplift and not so high landforms, at least near the sedimentary basins.

The climate was also subtropical, but the annual temperatures decreased from 13-14⁰C in Dacian and first half of the Romanian to 9-11⁰C at the beginning of the Pleistocene (Gridan, Țicleanu, 2006).

On these terms (intermittent movements at shorter periods of time and a transition climate from subtropical to temperate) the erosion processes acted differently (during the two distinct seasons) and the results were different from one landform unit to another, as they were influenced by the uplift rhythm and intensity and the lithologic and structural differences. They acted in two specific ways that generated

two types of landforms. The first acted in the Carpathians that uplifted more, the altitudes were higher and the valley system was more developed. Combined pedimentation and fluvial erosion generated here two types of erosion steps. The valley benches are the first ones (short planation ridges, sometimes reduced by the Quaternary erosion to small erosion outliers). They are situated along the long valley profile, on the main valleys as they go out of the mountains. In the Meridional and Oriental Carpathians they are situated at 1100-1200m altitude in the centre of the mountain area and decrease at 700-800m at the contact with the adjacent units, but there are many regional exceptions due to some regional tectonic and structural features. They can be found at lower altitudes (350-400m) in the Occidental Carpathians. The second type is represented by the uplifted and cut surfaces of erosion glacis that have a great extent on the contact with the units adjacent to the mountains and on the margins of the intramontane depressions (at 550-800m). In both cases, this altitude range includes two steps (rarely one or three) separated by a 100-150m difference of altitude.

The second evolution type was specific to the land regions situated inside (Transylvania) and outside the Carpathian chain. The present plateau units in Moldavia and Transylvania gradually emerged at the end of Pontian and slowly uplifted. A first generation of valleys developed and depressions were cut near the mountain. Therefore, a general planation in Dacian-Romanian formed here some surfaces of erosion glacis type (sometimes pediments and even piedmonts). I. Dionisă and I. Băcăuanu indicate in northern and central Moldavia a generalization of these surfaces to a glacisplain. A similar step situated on the present heights also developed in Transylvania. They are generally situated at 450-600m altitude. It was fragmented after that (especially where it cut less resistant rocks).

Below this late Romanian-early Pleistocene step, the following steps were cut: one bench level on valleys couloirs, erosion or mixed glacises on the margins of depressions or

lithologic and structural cliffs and one level of secondary ridges, all at 350-400m altitude.

There were different regional conditions of tectonic, lithologic, structural and orographic nature in the Subcarpathians. Two erosion steps were cut on the valleys that spring from the mountain and one on the autochthon ones. Due to the active tectonic movements, there is one more step in the Curvature Subcarpathians, situated at 650-800m altitude near the mountain and 350-400m outward the hills. The valley long profiles show some deformations in the sectors more lifted in the Quaternary. Secondly, there are mixed glacises surrounding depressions (above the superior terrace) and some valley-head small basins, sometimes hung up behind some valley narrow sectors. All of them were transformed by erosion and gravitational processes in the Quaternary, therefore their identification and correlation are difficult.

Although the superior erosion step is preserved on the secondary interfluvies that are situated above the Căndești strata as reference, the other correlates with these layers.

Emergence occurred in the Western Hills (the Banat-Someș Hills) and southern Moldavia Plateau at the end of Pliocene and therefore here are two glacis levels, situated at the contact with the plain, along the valleys and within the depressions. Sometimes the rivers fragmented them quite intensely in the Quaternary.

In Pliocene-early Quaternary, most Dobruja was erosion plain, the result of a long polycycle and polygenetic evolution. The last segment that joined the Dobruja land after the Sarmatian was situated on its central and south-east part; the Getic Lake in the south-east gradually stepped back, leaving behind an abrasion step (terrace) in the Romanian (C. Brătescu). This retreat was caused by the slow uplift determined by the micro-plates collision that tectonically influenced the Silistra-Negru Vodă sector and north-western Dobruja. In consequence, the rivers with subtropical hydrological regime deepened. In Northern Dobruja, due to a structural and petrographic variety, denudation created a system of pediments and inselbergs to the prejudice of the pediplain that reduced to erosion outliers.

Conclusions

- a) This is short sub-stage whose evolution results may be found in most of the plateaus, hills and Carpathians.
- b) The evolution took place under conditions of a sequence of uplift phases and a subtropical climate that gradually became temperate-continental. The short denudation period generated two characteristics. First, the erosion surfaces are not so extent and secondly, they were reduced to 1-3 steps on valley couloirs (there are erosion benches here), depressions' margins and contact landform units (mixed glacises, pediments and even piedmonts).
- c) From the altitudinal point of view they have the highest values in the Carpathians, some regional differences and relative uniform extent in the plateau or hill units.
- d) They were fragmented by rivers, gullies and slope processes (especially landslides) in the Quaternary.

2.3.4. The stage of Quaternary denudation

It lasted over circa one million years and its main features are:

- the tectonic movements (the Walachian phase) uplifted the Carpathians and their adjacent regions and indirectly favored an intense fluvial erosion and the transport of a huge volume of materials, that filled the Getic and the Pannonian lakes and created the south and west plains;
- the climate changed since the mid-Pleistocene into alternating temperate and cold phases (periglacial-glacial), a fact that periodically changed the morphogenetic systems;
- the result of this evolution is the terrace systems development. Generally, there are 8-9 terraces for the eldest valleys in the hills, plateaus and Carpathians and 1-2 terraces for those in the plains; there are more terraces in the active positive neotectonic regions and they disappear in the subsident regions;
- mixed glacises and piedmonts have developed locally.

REFERENCES

- BADEA, L., (1967), *Subcarpații dintre Cerna Oltețului și Gilort*, Editura Academiei Române, București.
- BĂCĂUANU, V., (1968), *Câmpia Moldovei – studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- BERIDEI, I., (1977), *Țara Beiușului*, vol. Câmpia Crișurilor, Crișul Repede, Țara Beiușului, Editura Științifică, București.
- BRĂTESCU, C., (1928), *Pământul Dobrogei*, în vol. jud. „Dobrogea”, Dobrogea.
- BRÂNDUȘ, C. (1981), *Subcarpații Tazlăului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- BURILEANU, D., (1941), *Câteva observări asupra structurii și reliefului în Carpații Meridionali în lumina ultimelor studii geologice*, în „Cerc. și st. geogr.”, București.
- COTEȚ, P., (1967), *Problemes de geomorphologie historique en Roumanie. La peneplation des Carpates occidentales et meridionale*, în „Ann. de geogr.”, nr. 417, Paris.
- COTEȚ, P., (1969), *Dobrogea de sud-geneză și evoluție*, în „St. geogr. asupra Dobrogei”, București.
- DONISĂ, I., (1968), *Geomorfologia văii Bistriței*, Editura Academiei Române, București.
- GRECU, FLORINA, (1992), *Munții Apusenii - realizări în cercetarea suprafețelor de nivelare*, SCGGG-Geogr., XXXIX, București.
- GRIGORE, M., (1981), *Munții Semenici*, Studiu geomorfologic, Editura Academiei Române, București.
- GRUMĂZESCU, H., (1973), *Subcarpații dintre Călnău și Șușița*, Studiu geomorfologic, Editura Academiei Române, București.
- HÂRJOABĂ, I., (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei Române, București.
- ICHIM, I., (1979), *Munții Stânișoara. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- IELENICZ, M., (1973), *Aspecte privind evoluția Carpaților Orientali și de Curbură*, în „Realizări în geografia României”, Editura Științifică, București.
- IELENICZ, M. (1984), *Munții Ciucas-Buzău. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- IELENICZ, M., (2002), *Problema suprafețelor și nivelelor de eroziune din Subcarpați*, Rev. de geomorfologie, 3, p.11-15.
- JOSAN, N., (1979), *Dealurile Târnavii Mici. Studiu Geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.

- MAC, I., (1972), *Subcarpații transilvăneni dintre Mureș și Olt*, Editura Academiei Române, București.
- MARTONNE, EMM. DE, (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*, Paris.
- MICHALEVICH-VELCEA, VALERIA, (1961), *Masivul Bucegi - studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- MIHĂILESCU, V., (1963), *Carpații sud-estici*, Editura Științifică, București.
- MORARIU, T., (1937), *Viața pastorală în Munții Rodnei*, în „St. și cerc. geogr.”, vol. II, București.
- NICULESCU, GH., (1965), *Masivul Godeanu. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- NORDON, A., (1933), *Resultats sommaires et provisoires d'une etude morphologique des Carpathes Orientales roumaines*, în „C.R. Congr. Intern. Geogr.”, t. II, f. 1, Paris.
- PARASCHIV, D., (1965), *Piemontul Căndești*, în „St. tehn. Econ.” Seria H, Geologia cuaternarului, nr. 2, București.
- PARASCHIV, D., (1966), *Sur l'évolution paleomorphologique de la Plaine Roumaine*, în „Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr.”, serie de geographie, t10, nr. 1, București.
- POP, GH., (1957), *Contribuții la determinarea vârstei și a condițiilor morfoclimatice în geneza suprafeței de eroziune Mărișel din Munții Gilău-Muntele Mare*, în „St. și cerc. geol.-geogr.”, an VIII, nr. 3-4, Cluj.
- POP, GH., (1962), *Istoria morfogenetică a vechii suprafețe de eroziune Fărcaș, din Munții Gilăului (Munții Apuseni)*, în „St. Univ. Babeș-Bolyai”, series geol.-geogr., an VII, f.1, Cluj.
- POPESCU-ARGEȘEL, I., (1977), *Munții Trascăului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- POPESCU, N., (1990), *Țara Făgărașului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- POPP, N., (1939), *Subcarpații dintre Dâmbovița și Prahova*, București.
- POSEA, AURORA, (1977), *Bazinul Crișului Repede*, în vol. Câmpia Crișurilor, Crișul Repede, Țara Beiușului, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- POSEA, Gr., (1962), *Țara Lăpușului*, Editura Științifică, București.
- POSEA, Gr., (1969), *Asupra suprafețelor și nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*, în „Lucr. Științ”, Inst. Ped. Oradea, seria A.
- POSEA, Gr., (2003), *Geomorfologia României*, Editura Fundației României de Măine, București.
- POSEA, Gr., GRIGORE, M., POPESCU, N., (1963), *Observații geomorfologice asupra defileului Dunării*, în „An. Univ. Buc.”, șt. nat., geol.-geogr., an XII, nr. 37, București.
- POSEA, Gr., POPESCU, N., IELENICZ, M., (1974), *Relieful României*, Editura Științifică, București.
- RĂDULESCU, D., PELTZ, S., (1970), *Observații asupra paleogeografiei teritoriului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita în cursul pliocenului și cuaternarului*, în „St. și cerc. geol. Geogr.”, seria geologie, t. 15, nr. 1, București.
- RĂDULESCU, N. AL., (1937), *Vrancea, Geografie fizică și umană*, București.
- ROȘU, AL., (1967), *Subcarpații Olteniei dintre Motru și Gilort*, Editura Academiei Române, București.
- SÂRCU, I., (1978), *Munții Rodnei, Studiu morfologic*, Editura Academiei Române, București.
- TUDORAN, P., (1983), *Țara Zarandului*, Editura Academiei Române, București.
- VÂLSAN, G., (1939), *Morfologia văii superioare a Prahovei și a regiunilor vecine*, B.S.R.G. tom. LVIII.
- URDEA, P., (2000), *Munții Retezat*, Editura Academiei Române, București.
- VELCEA, VALERIA, (1964), *Quelques particularites de la synchronisations des surfaces de nivellment des Carpates Roumain*, R.R.G.G.G., série de Géographie, tom. 8.
- *** (1960), *Monografia geografică a R.P.R.*, I, II, Editura Academiei Române, București.
- *** (1983), *Geografia României, I, Geografia fizică*, Editura Academiei Române, București.

¹*Faculty of Geography,
University of Bucharest*
²*Faculty of Economic Sciences
University of Pitești*

Preliminary contribution to the investigation of the geosites from Apuseni Mountains (Romania)

Dorina Camelia ILIEȘ, Nicolae JOSAN

Key words: cultural geomorphology, geosites, Apuseni Mountains.

Abstract. The relief together with other elements of the natural landscape (the lithology, the waters, the vegetation etc) and the anthropic component has always represented an important touristic potential of the Apuseni Mountains. The enormous interest towards this potential led to a new direction in the geomorphological research, the so-called "cultural geomorphology". The present paper aims at applying the cultural geomorphology to a concrete geographical space from Romania, The Apuseni Mountains, despite the fact that the tourist potential of this area is very valuable, at both national and European level, at present, it is not used enough. In this study we made an attempt to identify the factors and agents which have contributed to the formation of the geosites, their classification according to certain criteria.

1. Introduction

The new discipline being defined as „the study of the geomorphological component of a territory, both as the culture of the landscape is concerned and also the interactions with the cultural heritage of archaeological, historical, architectural type etc” (Panizza, Piacente, 2003, p. 3). Geosites (synonym terms: geomorphological sites, geosites, geotope etc), according to a restrictive definition are: geological and geomorphological „objects” that have a scientific value for a better understanding of the history of the Earth, be it historical-cultural, aesthetic or socio-economic, „a form of the landscape with peculiar and significant geomorphological attributes, which qualifies it as a component of the cultural patrimony (general sense) of a territory” (Panizza and Piacente, 1993, 2003, Panizza 2005). The geological and geomorphological patrimony is part of the cultural landscape in a general sense, or even of the architectural type etc; it is what Panizza and Piacente (2003) call „integrated cultural landscape”, the definition being privileged in a „touristic” interpretation

of the landscape promotion. There is no standard dimension of the geosites, neither maximum, nor minimum, some geosites being punctual (eg. the erratic blocks), others more extended (eg. fields of dunes, glacial valleys ecc), some of the latter being confused with „geomorphological landscapes”, „parts of the terrestrial landscape, seen, perceived and often exploited by the human beings. (....)” (Reynard, 2004). „The active” geosites allow the visualization of the morphological processes in action: active volcanoes, erosional drainage ecc, but also the quantification of their action (eg. an active iceberg), while the „passive” ones contain the proof of the processes that took place in the past and they are values as the history of the Earth is concerned (eg. climatic variations ecc).

The paper approaches an investigation and classification of the geosites of the Apuseni Mountains (Romania), (fig. 1). The tourist potential of the Apuseni Mountains represented by the great variety and beauty of the relief is highly valuable at a national, European level and even worldwide, but insufficiently used.

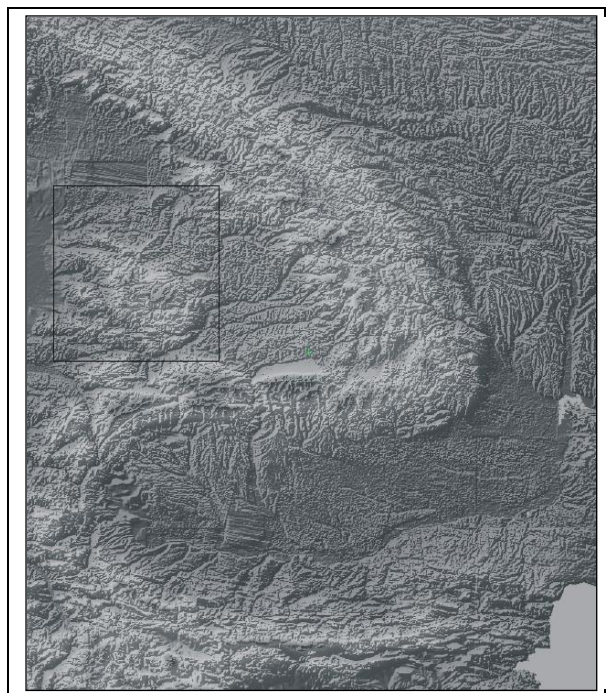


Fig. 1 The Apuseni Mts., the western branch of the Romanian Carpathians (source www.geoengine.com)

In Romania the first association of tourism and environmental protection was created at the beginning of the 19th century and in this respect the First National Conference was organized on this topic. The first publication dedicated to nature preservation was “*The Protection of Nature in Romania*” (Borza, 1924). In 1930 the first law for nature preservation was promulgated and a Commission for the Monuments of Nature was set up. In 1935 the first National Park was set in the Retezat Mountains (Southern Carpathians) and in 1938 the first protected geologic site was created: the Basaltic Columns Detunatele from Apuseni Mountains. In 1950 the State passed a new bill for the nature protection and tens of places were submitted to become monuments and geological reservations. According to the First Law of the Environment promulgated in 1973 new points and areas were permitted to be declared as protected. At present, according to the Law no. 5 from March the 6th 2000 the meaning of protected area refers to “natural or built areas, geographically and/or topographically delimited which comprise natural and/or cultural patrimony assets and are declared as such for the attainment of specific objectives of patrimony assets preservation (Bold, 1999).

Thus in order to highlight the real knowable and beneficial potential of the geological-geomorphologic patrimony expert commissions of the Romanian Academy and Water Ministry, Forestry and the Environment, in compliance to the national legislation had published an official list of the protected areas in Romania completing the first official list “Bulletin of the Commission of Natural Monuments” issued in 1943.

2. Geographical, Geomorphological and Geological outline

The Apuseni Mountains represent the western branch of the Romanian Carpathians (Fig. 1) delimited in the south by the River Mures Valley, the Transylvanian Basin in the east, the Crisul Repede River in the north and the Pannonic Plain in the west. The medium heights reach 800 m, the highest peak is located in the Bihor Mountains (Bihorul Peak) with altitude 1874 m. The relief of the Apuseni Mountains is characterized by fragmentation and energy of large relief and steep slope. The local maintaining of levelling surfaces makes it possible for human establishments to exist even at a high altitude (eg. Maguri-Marisel). The steep slopes are to be found in such sectors as the quays of the valleys, or they define the contact between volcanic formations and the depository ones. The interest is great for such a landscape in tourism for extreme sports (alpinism). The mountain sides have steep slopes and the northern position offers a high potential for establishing ski tracks (eg. Arieșeni, Baisoara, Stana de Vale ecc). The hydrographical drainage belongs to the three important river basin: that of the river Crisuri at west, that of the Somes (River Somesul Cald, River Somesul Rece, River Somesul Mic) and that of the River Mures (Aries, Ampoi) towards east. The impact is mainly a touristic one and it is given mainly by the valleys, quays and canyons, by karstic intermittent springs, and underground waters in limestone regions. In the mountain regions, especially in those of quays and canyons, people can practice rafting and sport fishing etc. The lakes are not numerous,

and the biggest ones have an anthropic nature: the Dragan Lake, The Lesu Lake and the Mihaesti Lake. The tourist potential of the Apuseni Mountains is further increased by the underground mineral waters (eg. Boholt, Lipova etc) and by the thermal ones (eg. Geoagiu, Vata de Jos etc). The climate: the medium annual temperature is between 7°C at the foot of the mountains and 0°C on the highest peaks. Rich solide precipitations during winter have stimulated the development of winter sports at: Arieseni, Baisoara etc. At the same time the temperature variations contribute to the weathering of the rocks and as a consequence detritus and other residual elements (eg. Valcan, Detunatelele, Piatra Cetii etc) were formed. From the geological point of view: As a result of the rifting process the Transylvanian-Panonic interplate with pre-alpine Cristalino-Mezozoic deposits and flysch deposits, Mezozoic and Neogene vulcanite was created. The karst rocks are very well represented (some 23% of all the karst surface of Romania). Their subsoil is represented by a large petrographic variety and displays various landforms. Land fragmentation is very deep in the western part were gulf depressions form. There is a large diversity in terms of ground resources: e.g mineral resources as gold/silver ores, copper and polymetallic ores, coal, bauxite, construction rocks, rare minerals: mercury, molybdenum, chrome, nickel, magnesium and mineral waters.

3. Investigation of the geosites from Apuseni Mountains

The investigation of the geosites of the Apuseni Mountains with the identification of the factors and processes which contributed to their formation constitutes a first step of the methodology which comprises description, assessment, geosites mapping and preservation proposals (fig. 2) The geosites of the Apuseni Mountains display some important *scientific* valences (Panizza and Piacente, 2003): by the rare mineral, petrographic, geomorphologic, etc. occurrences, *pedagogical* valences which aim toward a potential interest raising for Geology and Earth Science. The *tourist* and

economic importance, by valuable elements of landscape with the purpose of leisure or tourist exploitation. It also has a *cultural* importance by the influence of artistic creations and manifestations.

The factors and the agents that have contributed to the formation of the geosites from this area are: *the geological structure* by means of the lithological and tectonic characteristics, *the hydrology by means of the permanent or temporary drainage etc*, *the climatic factor* (precipitations and temperature), *the vegetation and the anthropic factor*. The geomorphologic processes that contributed to the formation of the geosites are represented by: weathering with physical disintegration and chemical deterioration; erosion and hydric transport (rivers, torrents, ruts etc); by process and deposits due to gravity (landslides, debris etc); anthropic action.

4. Classification Criteria of Geosites of the Apuseni Mountains

A. Genetic Criteria

A1. Geological-geomorphological

The torrential erosion e.g. Ruginoasa Hollow, Detunatele Cliffs (basaltic columns), Bulzului Cliffs, Bedeleu Peak, Valcan Mountain, Bulzului Cliffs etc.

Fluvial erosion (gorges): all the rivers in the Crisul Repede Basin have shaped smaller or bigger defiles in the crystalline prolongation of the Apuseni Mountains: Barcaul at Marca, Crisul Repede at Ciucea-Vad, Crisul Negru at Soimi, Crisul Alb at Gurahont, Turzii Gorges (with some 60 caves, important both from a tourist and leisure point of view), Turenilor, Rametului, etc.

Caves: Bears' Cave (fig. 3) 1,5 km long with an upper level of some 850 m planned for tourist purposes and a lower one of some 700 m unplanned and declared scientifically reservation; we can note here both a great variety of karstic formations and a great density of fossil remnants of *Ursus spelaeus*, with an *in situ* preserved skeleton in a perfect anatomic connection), Vantului cave, Focul Viu cave etc.

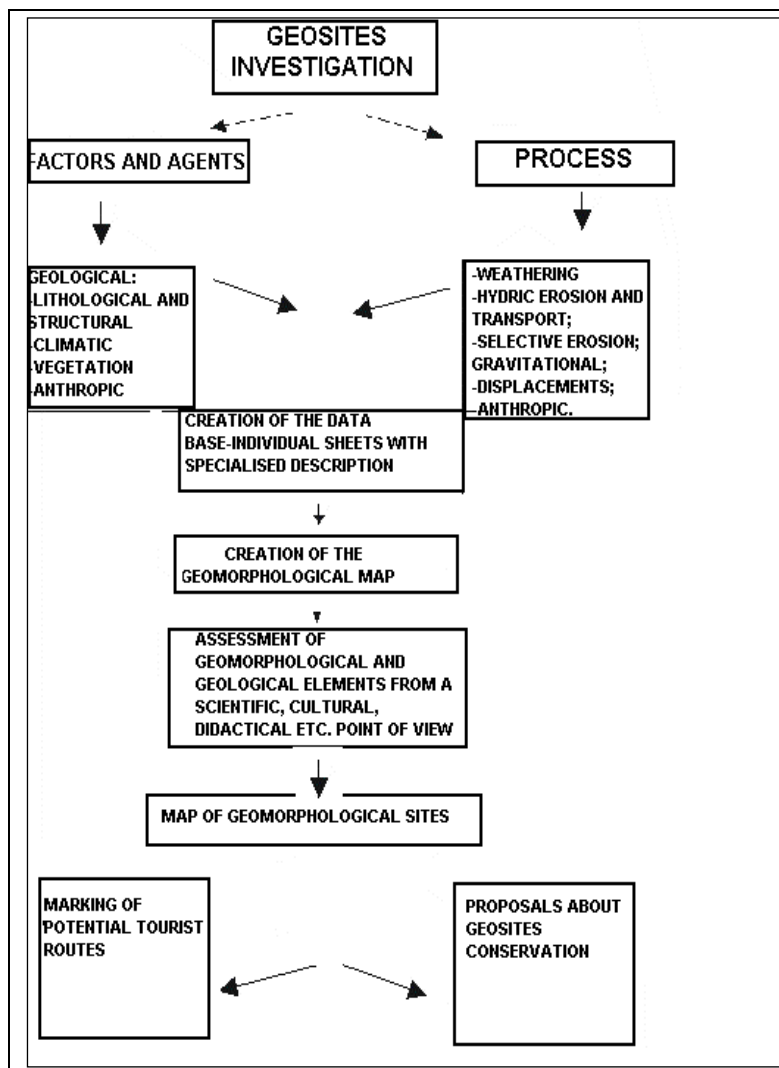


Fig. 2 Steps of the investigation methodology of geosites
(after Panizza and Piacente, 2003)



Fig. 3 Bears' cave (source - www.lego.rdsor.ro)

The surface karstic forms (*cockpit dolina*, *karst valleys*, *uvalas*): the karst plateau plain of Padis, Cetatile Ponorului, the karst plateau Lumea Pierduta, Vascaului Plateau, Mountains Padurea Craiului etc.

Water Falls: e.g. Moara Dracului, Bohotei.

Gullies: Bortigului (some 150 m long and 54 m deep, contains an ice block of some 30 000 mc, Campeneasa with the Boiu Karstic Intermittent Spring, Focul Viu etc

Karstic Intermittent Springs: e.g. Glabenei (the ground waters emerge drained from Cetatile Ponorului, as in a steep wall canyon of some hundreds meters with natural arcades, suspended caves which open into the middle of the walls), the Intermittent karstic spring of Călugări etc.

Lakes: snow-erosion lake (Taul Mare) or karstic: Varasoia, among those built by people we refer here to Dragan, Lesu etc.

A2. Geomorphologic – with botanical component interest

The *marshes* are highly important in this respect; among the low areas we recall here those from Remeti and Geoagiu Spa and from the high areas category: Padis, Carligati-Onceasa, Mluha.

A3. Geomorphologic-anthropic geosites

a) Among the geosites with a historical-archaeological interest we can mention those situated at the extremity of the Apuseni Mountains: e.g. Marca, Finis, Siria, Soimus, Craiva etc; gold mining Rosia Montana (fig. 4) (“Alburnus Maior” gold mining of the Roman period with galleries planned for the tourist visits; the archaeologists have discovered 25 waxed plates which provide great clues about the mining history, the local inhabitants’ life and ore smelting during the Roman period). *The Gold Mines* of Sacaramb are a genuine mineral thesaurus here having been discovered and described for the first time in the world the very rare minerals: eukarit, jordanit, plumbogumit and skorodit.

b) *Cultural-spiritual geosites.* Among the geomorphosites of cultural interest we can mention the Rameti Monastery (fig. 5), Crisan, Voivozi etc.



Fig. 4 The entrance of the gold mine Rosia Montana



Fig. 5 Râmeți monastery (XIV century), Alba county

c) *Geosites of tourist interest:* the tourist mountain resorts of Carligate, Stana de Vale, Arieseni, Baisoara, Geoagiu etc.

B. From the point of view of the public interest we can specify:

- geosites of local interest: e.g. Turenilor Gorge, Intregalde Gorge, Vadu-Crisului Cave, Meziad Cave, Ampoitei Stones etc.
- geosites of regional interest: e.g. Crisul Repede Gorge, Turzii Gorge, Galbenei Valley, Sighistel Valley etc.
- geosites of national interest: e.g. The Basaltic Columns Detunate, The Bears’ Cave, The Glacier Scarisoara, The Glacier Focul Viu, etc.
- geosites of international interest: e.g. the Bears’ Cave, the Basaltic Columns Detunate, The Glacier Scarisoara, The Gold Mines of Sacaramb, the karstic plateau of Padis, the Turzii Gorge;

The Apuseni Natural Park was established by means of the Government resolution, Part I, nr.190 from 26.03.2003, regarding the delimitation of the biosphere reservations, national parks and natural parks and the constitution of their administration (<http://www.parcapuseni.ro/>).

Conclusion

The paper is an attempt to identify the factors and agents which have contributed to the formation of geosites in Apuseni mountains, with their classification according to certain criteria. Using this starting point in the future work will be the implementation of an inventory of the geosites, with the aim to accomplishing a map which would make a first inventory of the geosites at a regional level of the Apuseni

Mountains. Methodology, accompanied by a data base which can be consulted according to the interest points. The data base created and organized by sheets can offer a lot of information about: the selection and location of the geosites at the regional/local level, description and assessment, images of geomorphosites in the landscape context, bibliographical indications, and citations in the literature.

REFERENCES

- ADAMO, F., ED., 2005, *Problemi e politiche del turismo*, Contributi alle Giornate del Turismo 2003-2004, Patron Editore, Bologna, 688 p.
- BAROZZINI E., BERTOGLIA I., CASTALDINI D., DEL PRETE C., CHIRIAC C., GORGONI C., ILIES D., C., SALA L., VALDATI J (2003) - Riserva Naturale Regionale delle Salse di Nirano. *Carta Turistico-Ambientale. Comune di Fiorano-Assessorato Ambiente, Eliofofotecnica Barbieri, Parma.*
- BERINDEI O, POP GR.. (1972) - Judetul Bihor, *Ed. Acad. Rom., Bucuresti*, p. 152-159.
- BLEAHU M., (2004), - Arca lui Noe in secolul XXI. Ariile protejate si protectia naturii. Editura National, Bucuresti, 507 p.
- BOLD I., CRĂCIUN A. (1999) - Organizarea teritoriului, *Ed. Mirton, Timisoara*, 152-153.
- CARTON A., CAVALLIN A., FRANCAVILLA F., MANTOVANI F., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., TELLINI C., CON LA COLLABORAZIONE DI BINI A., CASTALDINI D., GIORGI G., FLORIS B., MARCHETTI M., SOLDATI M., SURIAN N (1994) – Ricerche ambientali per l'individuazione e la valutazione dei beni geomorfologici. *Metodi ed esempi. Il Quaternario*, 7(1), 365-372.
- COCEAN P. (2000) - Munții Apuseni Procese si forme carstice, *Editura Academiei, București*, 2000, pag. 253p.
- CORATZA P. & MARCHETTI M. (EDS.)(2002) – Geomorphological Sites: research, assessment and improvement. *Proceedings of the Workshop held in Modena, Italy, on June 19-22, 2002*, Legoprint, Lavis (Trento), 110 p.
- EBERHARD R. (Ed.) (1997) – Pattern and Process: Towards a Regional Approach to National Estate Assessment of Geodiversity. *Techn. Series no. 2, Australian Heritage Commission & Environment Forest Taskforce, Environment Australia, Canberra*, 102 p.
- GRIGORESCU D., ANDRĂȘEANU A., AVRAM E. (1998) -Geotopes conservation in Romania, *Universitatea București*, 1998
- JOHANSSON C.E. & ZARLENGA F. (1999) – Protection of Geosites in Europe. State and Trends. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It. 54*, 13-22.
- JOSAN N., ILIES D. C., NISTOR, S (2002)- Geomorphological sites in the mountain area of Bihor county (Romania), *Proceedings "Gomorphological sites: research, assessment and improvement", Modena (Italy) 19-22 June 2002*, 64-66.
- MOHAN GH., ARDELEAN A., GEORGESCU M. (1992) - Rezervații și monumente ale naturii din România, *Editura Scaiul, Bucuresti*, 359 p.
- PANIZZA, M., PIACENTE, S. (1999) - Il concetto di "bene" nel paesaggio fisico, in: *M. Bertacchini, C. Giusti, M. Marchetti, M. Panizza & M. Pellegrini (a cura di) "I Beni Geologici della Provincia di Modena"*, Modena, Artioli Editore, 1999, 8 p.
- PANIZZA M., (1999A) - Geomorphological assets: concepts, methods and examples of survey. In: *D. BARETTINO, VALLEYO M. & GALLEGGO E. (eds.), Towards the Balanced management and Conservation of the Geological heritage in the New Millenium. Sociedad Geológica de España, Madrid*, 125-128.
- PANIZZA M. (2001A) - Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46, 4-6.
- PANIZZA M., PIACENTE, SANDRA (2003), *Geomorfologia culturale*, Piatogora Editrice, Bologna, 350 p.
- PANIZZA, M., (2005), *Manuale di Gemorfologia applicata*, Francoangeli, 459-482.
- PIACENTE S. & POLI G. (EDS.) (2003A) - La memoria della Terra, la terra della memoria. *Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia - Regione Emilia-Romagna - Edizioni L'inchiestroblu, Bologna*, 159 pp.
- PRALOG, J., P., (2004), *Pour une mise en valeur touristique et coulturelle des patrimoines de l'espace alpin: le concept d'histoire totale*`, in *Histoire des Alpes, Tour et Chang. Cult.*, 9.

- REYNARD E., HOLZMANN C., GUERX D. & SUMMERMATTER N. (EDS.) (2003) – *Géomorphologie et Tourisme*. Act. Réunion annuelle Soc. Suisse de Géomorphologie, 21-23/9/2003, Finhaut (Suisse), 216 pp.
- REYNARD E. (2003A) – Geomorphological sites, public policies and propertyrights. Conceptualisation and examples from Switzerland, *Il Quaternario*, submitted.
- REYNARD, E, CO-AUTOR (2003), “*Routledge Encyclopedia of Geomorphology*” (ISBN 0415 27298 X), edited by Goudie A., School of Geography and the Environment, “Geosites definition”, University of Oxford, Oxford.
- REYNARD, E., HOLZMANN, C., GUERX, D., SUMMERMATTER, N., (2003), *Geomorphologie et tourisme*. Act. Réunion annuelle Soc. Suisse de Géomorphologie 21-23/9/2003 Finhaut (Suisse), 216p.
- REYNARD, E., (2004), *Geotopes, geomorphosite et paysages geomorphologiques in Paysages geomorphologiques*, Trav. Rech. Lausanne, 27.
- SERENO, P., (2001), *Il paesaggio: bene culturale complesso* in Beni culturali, risorse per l’organizzazione del territorio, a cura di Mautone M., Patron, Bologna.
- WIMBLEDON W.A.P., BENTON M.J., BEVINS R.E., BLACK G.P., CLEAL C.J., COOPER R.G. & MAY V.J. (1995) – The development of a British methodology for selection of geological sites for conservation. *Part 1, Modern Geology*, 20, 159-210.

Web sites:

www.geoengine.com
www.lego.rdsor.ro/in
<http://www.parcapuseni.ro/>
<http://www.geo.edu.ro/~sedim/Geotopuri/t3.html>

**University of Oradea,
Department of Geography, Tourism and Territorial Planning**

Reintegrarea funcțională a sistemelor geomorfologice degradate ca urmare a exploatării cărbunilor

Studiu de caz: halda de la Valea Mănăstirii – Bazinul Minier Motru

Anghel TITU, Virgil SURDEANU

Key words: functional reintegration, rehabilitation, soil heaps, impact.

Functional Reconversion of the Damage Geomorphologic Systems caused by coal exploitation. Case Study: The Soil-Heaps From the Valea Mănăstirii. Through mining it is caused the transformation of natural environments into artificial ones. It is essential then, for the modern man to know how to deal with them, as well. In order to extract coal, tones of soil are being dogged out and put in a different place. The resulting landscape includes heaps of mixed material, which can be given functionality only by two means: improve the soil properties to enable the development of vegetation and closely adapt the improvement measures to the existent situation.

1. Specificul modificărilor induse sistemelor geomorfologice ca urmare a activității antropice de valorificare a rezervelor de lignit

1.1. Considerații generale

Dimensiunea intervenției umane a crescut direct proporțional cu creșterea necesităților societății, fapt ce s-a impus ca o regulă a contextului evolutiv contemporan. Exploatarea lignitului presupune dislocarea, relocarea și stocarea de materiale, astfel se induce o modificare substanțială a contextului geomorfologic local care se concretizează prin construirea unor structuri antropice de tipul golurilor și formelor proeminente de relief. Arealele cu exploatare miniere sunt spații artificializate ce funcționează pe baza unor noi reguli impuse de interacțiunea antropic - natural. Principalele caracteristici ale zonelor degradate prin activitatea minieră sunt:

- *inversiunile spectaculoase de relief*, morfologia depresionară este înlocuită cu forme antropice colinare, de dimensiuni variate; în timp ce arealele proeminente sunt nivelate sau chiar lasă locul unor cavități subtopografice sau subterane de origine antropică.
- *modelarea profilului versanților* prin adăugarea sau eliminarea unor elemente de

versant (funcție de activitatea antropică desfășurată).

- *„parazitare antropică” a morfologiei inițiale* prin tehnestructuri de factură minieră (haldă de luncă, haldă de versant, carieră de versant etc.).
- *superioritatea modelării antropice* atât ca intensitate cât și din punct de vedere al vitezei de manifestare, fapt evidențiat în special prin exprimarea morfodinamică a arealelor cu exploatare miniere.
- *instaurarea unor relații conflictuale* între componentele naturale ale sistemului geomorfologic și activitatea antropică (poluări, schimbări peisagistice, modificări litologice, degradări pedo-vegetale și hidro-atmosferice etc.).

Ca urmare a faptului că materialul steril nu are o utilitate practică imediată este necesară depunerea lui (temporară sau definitivă) în structuri antropice acumulative de diferite forme și dimensiuni, numite halde de steril. Reintegrarea funcțională a tehnestructurilor miniere supratopografice de tipul haldelor de steril (managementul post-exploatare) presupune transformarea lor (areale degradate cu peisaj dezolant și neeficiente din punct de vedere economic) în areale agreabile și utile sub aspect economic. Realizarea acestui deziderat presupune acordarea unei mari atenții

trăsăturilor caracteristice ale teritoriului ce urmează a fi amenajat (specificitatea locală), toate arealele afectate trebuind introduse într-un proiect regional de reabilitare funcțională.

În literatura tehnică românească (cu caracter de evaluare sau de prognoză) sunt preluate, de multe ori nefiltrat, concepte sau aplicații practice de amenajare din cazuistica internațională, însă, adesea, fără o adaptare prealabilă la caracteristicile spațiului național. Prin studiul nostru încercăm sintetizarea specificității Bazinului Minier Motru (modificările induse arealului suport și a celui situat în imediata vecinătate, prin construirea haldei de steril de la Valea Mănăstirii) și modul în care teritoriile degradate din acest spațiu pot fi reintegrate funcțional (model de management integrat).

1.2. Modificările induse de exploatarea lignitului din Bazinul Minier Motru

Bazinul Minier Motru este situat în partea de nord-vest a Podișului Getic, în cadrul Piemontului Motru. Câmpurile de exploatare a lignitului sunt poziționate în Dealurile Jilțului, ocupând perimetrul dintre Valea Tehomirului și Lunca Motrului, în partea de nord arealul minier fiind delimitat de zona deluroasă de la obârșia Văii Ploștina (Fig. 1).

Bazinul Minier Motru se întinde pe o suprafață de circa 160 km², din care peste 100 km² reprezintă spații puternic degradate ca urmare deschiderii câmpurilor de exploatare a rezervelor de lignit. Complexul activităților de valorificare a cărbunelui (începând de la etapa de prospectare geologică, continuând cu cea de exploatare propriuzisă și până în momentul reabilitării ambientale), determină o modificare a echilibrului sistemului geomorfologic local, inducându-se o nouă stare (conturată antropic).

a) *Prospectarea geologică*, prin lucrările de forare și săpare, conduce la apariția materialului subteran în spațiul subaerian. În această etapă au loc modificări morfologice superficiale, generându-se: depresiuni de săpare (forme plane), forme subtopografice de relief (șanțuri, gropi), cavități subterane (goluri verticale, galerii etc.), acumulări în loc de materiale excavate (movile, mușuroaie, microhalde etc.) etc.

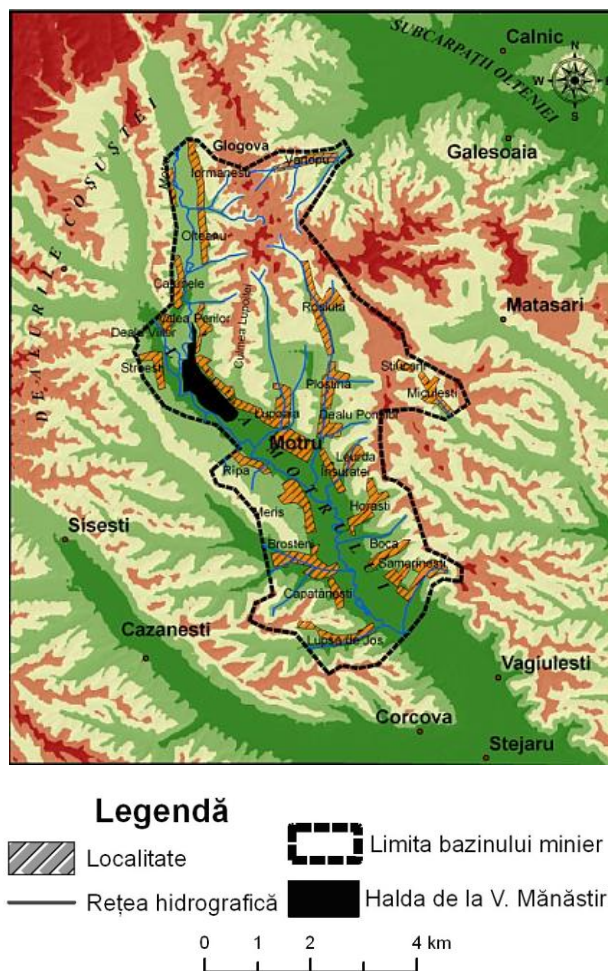


Fig. 1 Limitele Bazinului Minier Motru

b) *Acțiunile de exploatare propriu zisă* determină cele mai profunde modificări morfologice și funcționale ale sistemului geomorfologic, având consecințe negative asupra echilibrului natural existent înaintea intervenției umane. Astfel arealul deluros dintre văile paralele Lupoița și Ploștina a fost transformat etapizat, începând din anul 1976, într-o cavitate de tip carieră (Cariera Lupoaia) ce ocupă în prezent circa 14,231 km² (valoare în anul 2006), rezultând astfel diferențe de nivel ce ajung până la 175m (de la 370 altitudine absolută inițială - la 185 altitudine absolută în baza carierei). Tot în cadrul Câmpului Minier Lupoaia efectele exploatării la zi asupra reliefului inițial se concretizează prin distrugerea în totalitate a bazinul superior și mijlociu al Văii Cerveniei și a interfluviului dintre Lupoița și Valea Cerveniei, precum și parțial pe cel dintre Valea Cerveniei și Valea Ploștina.

Activitățile de preluare, transport și depozitare a materialelor rezultate din procesul de exploatare a cărbunilor determină o artificializare profundă a arealelor miniere: distrugerea stratelor acvifere, modificarea litologiei locale, crearea de goluri la zi sau subterane, generarea unor forme proeminente de relief antropic (temporare sau definitive), declanșarea sau accelerarea proceselor geomorfologice în arealul exploatat sau vecin exploatărilor, poluarea elementelor naturale ale mediului (solul, apa, aerul, poluarea fonică, poluarea estetica etc.) etc. Un alt efect negativ indus de exploatarea la zi asupra morfologiei inițiale (de versant sau de luncă) constă în remodelarea profilului natural al versanților prin: modificarea elementelor morfometrice (creșterea sau scăderea lungimii sectoarelor de versant și implicit a suprafeței acestora), introducerea unor segmente rectangulare (cu unghiuri trasate de proiectul de exploatare), terasarea suprafețelor naturale înclinate, creșterea numărului segmentelor de versant, reducerea sau distrugerea totală a suprafeței versanților (prin activitatea de excavare) etc. Exemple de areale cu mutilări ale profilelor versanților naturali se regăsesc în special în cadrul celor două mari exploatări la zi Lupoaia și Roșița (ocupă împreună peste 27 km²), a celor câteva microcariere (Niculești I și II-Câmpul minier Leurda; Ploștina Nord și Sud și respectiv Știucani-Câmpul minier Ploștina, ocupă împreună peste 5 km²), precum și a haldelor de steril.

Construirea infrastructurii auxiliare activităților de exploatare a lignitului (drumuri de acces, îndiguirile, terasările, amenajările albiilor râurilor, incintele destinate activității de gestionare a procesului minier, construcțiile edilitare etc.) determină, la rândul ei, amplificarea degradării elementelor naturale ale zonei. Construirea formelor de acumulare minieră (halde și movile) aduce modificări locale importante, astfel sectorul stâng al luncii Motrului, între Cătunele și Valea Mănăstirii, a fost transformat pe o lungime de circa 6 km într-un areal deluros cu înălțimi relative ce pot atinge 50 metri.

Abandonarea câmpurilor miniere este o practică frecvent întâlnită în România după anul

1990. Lipsa unui management coerent în etapa post-exploatare determină evoluția liberă a fostelor câmpuri miniere sub „guvernarea” directă a fenomenelor naturale. Dezafectarea structurilor de exploatare are efecte negative puternice ca urmare a degradării rezistenței lucrărilor de susținere a artefactelor. În acest caz procesul de reabilitare este mai dificil, fiind nevoie de lucrări de consolidare (sunt afectate: construcțiile, minele, carierele, haldele, infrastructura etc.).

Toate aceste intervenții antropice au urmări evidente asupra funcționării sistemul geomorfologic local, generându-se astfel un spectru larg al artificializării locale.

2. Caracteristicile haldei de la Valea Mănăstirii

Halda de la Valea Mănăstirii este situată în lunca Motrului, ocupând circa 6 km lungime și între 0,75 și 1,5 km lățime (în funcție de sector) din culoarul prin care râul Motru străbate dealurile piemontane care poartă același nume (Fig. 2). Așezarea haldei în acest areal a necesitat reorganizarea spațială și amenajarea cursului Motrului, între Dealul Viilor - Stroiești și sudul localității Valea Perilor.

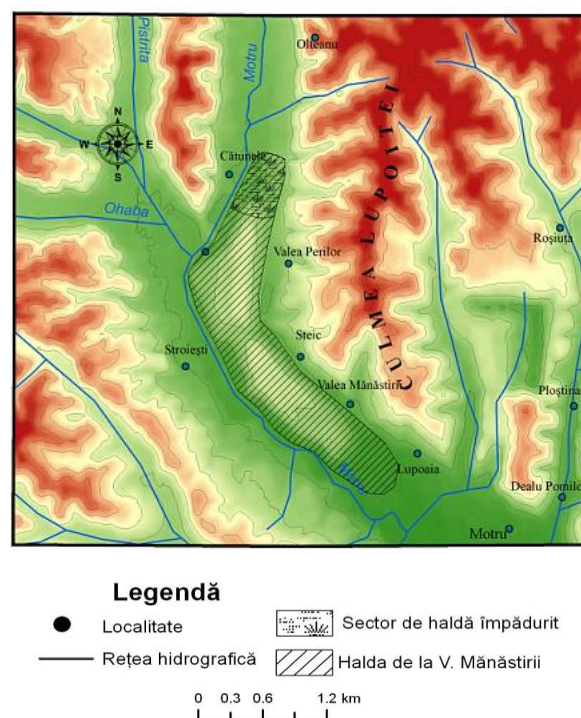


Fig. 2 Poziția Haldei de la Valea Mănăstirii

Sterilul așezat în structurile haldei provine din cariera Lupoia (situată la o distanță de 4 km), transferul materialului realizându-se cu ajutorul benzilor transportoare. Depunerea s-a făcut în ordinea excavării din carieră (solul fertil fiind așezat în baza haldei) cu ajutorul a doua abzețere, iar nivelarea cu ajutorul unor buldozere de mică greutate. Halda a fost construită sub forma a doua sectoare de depunere (Valea Mănăstirii I și Valea Mănăstirii II) care au fuzionat într-o structură colinară unică, acoperind lunca și parțial albia minoră a râului Motru. Haldarea s-a încheiat în anul 2000 (volumul de material depus depășind 200.000 mii m³) iar nivelarea haldei s-a făcut în anul 2003. Altitudinea absolută a terenului suport (Lunca Motrului) era cuprinsă între 200 m (în sectorul de nord) și 170m (în sectorul de sud), cu o panta de circa 4,5%; construirea haldei a desființat aceste raporturi, ea înălțându-se cu 35-50 metri deasupra luncii, pe o suprafață totală de aproximativ 6 km² (cartare personală). Fiind situată pe o suprafață cvasi-orizontală, în apropierea șoselei Motru - Baia de Aramă, halda are acces facil pe ambele flancuri.

Haldarea s-a făcut în ordinea decopertării materialului steril (materialul fertil a fost depus în baza haldei) astfel, în special ca urmare a lucrărilor ingineresti neglijente, halda de la Valea Mănăstirii are un aspect asimetric. Relieful este haotic cu mameloane, movile și brazde de material; separate de suprafețe depresionare (extindere de la câțiva m² până la circa 700 m² și adâncimi de până la 15m)

umplute sezonier cu apă (drenare inexistentă). Dacă pe flancul estic (spre localitățile: Valea Perilor, Steic, Valea Mănăstirii) treptele au fost parțial nivelate, pe flancul vestic (spre localitatea Cătunele) halda are aspect mai neglijent cu un peisaj dezorganizat (suprafețele cultivate sunt mai reduse și vegetația spontană mai slab reprezentată, frecvența proceselor geomorfologice active fiind mai mare etc.). În prezent sectorul estic al haldei este cultivat în mod haotic de către localnici (în mod neorganizat și fără o ameliorare prealabilă a protisolului).

Fiind o structură friabilă (litologia formată din: argila cărbunoasă, argila nisipo-marnoasă, nisip prăfos-marnos și argilos, compactare este deficitară etc.), halda prezintă o mare susceptibilitate la declanșarea proceselor geomorfologice. Modelarea geomorfologică a haldei de steril determină o extensiune a suprafeței acesteia, cele mai frecvente procese geomorfologice fiind: pluviodenudarea, șiroirea și ravenarea, mișcări de deplasare în masă (alunecări superficiale de teren atât pe treptele cât și pe taluzule haldei (Foto. 1), curgeri noroioase, pseudosolifluxiuni, creeping, surpări de taluzuri, tasări etc.), eroziune eoliană (în special înainte de înierbare), tasarea (naturală și antropică) etc. Modelarea naturală și utilizarea agricolă a haldei de la Valea Mănăstirii au determinat sculptarea morfologiei artificiale rectangulare, rezultate în urma procesului de construire a tehnstructurii, astfel treptele de construcție nu mai sunt sesizabile (Foto. 2).



Foto 1 Alunecare superficială pe halda de la Valea Mănăstirii



Foto 1 Treptele cultivate ale haldei de la Valea Mănăstirii

Construirea Haldei de la Valea Mănăstirii a determinat transformări importante în sistemul geomorfologic local. Prin analiza situației concrete din teren am reușit să identificăm principalele efectele resimțite la nivel local:

- parazitarea morfologiei orizontale de luncă cu o structură colinară de origine antropică ce prezintă un microrelief haotic (modificări morfologice și morfometrice, aspect de peisaj eterogen cu accente inestetice, devenit prin înverzire integrat contextului local etc.).
- modificarea modului de utilizare a terenurilor din lunca Motrului. Solul fertil de luncă a fost înlocuit cu un areal colinar cu protisol slab productiv, susceptibil în continuare la degradare. Astfel a avut loc o deteriorare a potențialului edafic, cu implicații atât în reducerea activităților cu caracter agricol, cât și în înlocuirea substanțială a vegetației originare de luncă cu o vegetație de buruieni și plante inferioare.
- scufundarea ușoară a suprafeței suport a haldei cu implicații sesizate în arealul locuit din imediata vecinătate (3 dintre construcții prezintă crăpături).
- declanșarea proceselor geomorfologice contemporane pe suprafața haldei și în ariile vecine acesteia, ca urmare a modificării echilibrului local. Astfel au apărut: alunecări superficiale de teren (pe treptele și versanții haldei), pluviodenudarea și șiroirea (dat fiind substratul nisipos), pseudosolifluxiunile (în arealul glacișurilor sau bermelor și la nivelul treptei superioare a haldei), tasarea (pe suprafețele netezite, are amploare scăzută după compactarea și înierbarea haldei), curgerile noroioase (pe suprafețe restrânse, la precipitații foarte ridicate și pe fondul unor înmlăștiniri prealabile), eroziunea eoliană (în special în faza de construcție a determinat prăfuirea zonei culoarului Motru) etc.
- modificarea componentelor hidrosferei, astfel: cursul râului Motru a primit o nouă albie de scurgere pe sectorul Dealul Viilor - Valea Mănăstirii, pânza freatică a suportat modificări (atât în ceea ce privește componentele calitative, cât și cantitative), dinamica hidrogeologică suportă modificări

- locale, scurgerea de suprafața și raportului de infiltrație a apelor meteorice s-a modificat substanțial (consecințele resimțite în albie: creșterea debitului solid supraînălțarea albiilor, accentuarea tendințelor de anastomozare, supradimensionarea conurilor de dejecție și colmatarea prematură a cuvetelor lacustre etc.), au loc înmlăștiniri ale haldei (urmare a drenajului deficitar) etc.
- modificarea condițiilor climatice locale prin generarea unui topoclimat specific (bararea curenților de aer de pe culoarul Motrului, etc.)
- modificarea palierului de nuanțe coloristice naturale (verde, verde, ruginiu, maron, gri-verde, gri galben, etc.) cu nuanțele stridente specifice materialului halat (roșu, gri, galben, negru-cenușiu, maron - roșcat etc.). Efectul a fost atenuat prin înverzire.
- imposibilitatea dezvoltării spațiului edilitar în sectorul depunerii haldei ca urmare a instabilității structurii.
- degradarea elementelor naturale ale arealului arealului (sol, apa curgătoare, pânza freatică, poluarea vizuală etc.)
- modificarea infrastructurii teritoriului prin crearea de drumuri de acces pentru utilaje și pentru depunerea sterilului în haldă, degradarea căilor de circulație existente etc.

Așadar avut loc o modificare puternică a morfologiei și morfometriei; a florei și faunei; a componentei pedologice și hidro-atmosferice etc. pe întreg culoarul Motru între localitățile Olteanu și Motru (circa 12 km lungime și circa 4 km lățime).

3. Reintegrarea funcțională a Haldei de la Valea Mănăstirii

Deși exploatările în subteran nu implică un impactul vizual evident (modificările producându-se în special în structura și dinamica subterană), efectele negative post-exploatare sunt puternice și cu posibilități limitate de ameliorare. Exploatările la zi se confruntă cu un paradox: deși transformările peisagistice sunt evidente (desfigurarea peisajului inițial), există șanse reale de reintegrare funcțională a spațiilor degradate.

În literatura internațională de specialitate se vehiculează o serie de concepte, metode și modele de reabilitare a spațiilor degradate de activitățile miniere; acestea au fost preluate și în literatura românească (inginerii, pedologii, agronomii etc.) însă, de multe ori, reprezintă simple traduceri. Cu toate că urmăresc dezvoltarea durabilă a teritoriului, atribuirea eronată a funcționării post exploatare determină continuarea procesului de degradare, fapt ce se repercutează în insuccesul economic (componenta profit) al acțiunii de reabilitare. Evitarea acestui fenomen necesită acordarea unei atenții deosebite specificității soluțiilor tehnice de reamenajare alese spre a fi implementate.

Predicția posibilelor traiectorii de schimbare a peisajului și realizarea unor modele durabile de amenajare post-extractivă reprezintă unul din dezideratele cunoașterii actuale. Proiectele tehnice elaborate înaintea deschiderii lucrărilor miniere de exploatare trebuie să conțină informații privind: suprafețele de teren ocupate de către lucrările miniere, gradul de intervenție a omului, suprafețe de teren prevăzute pentru reamenajare, scopul și tipul, tehnica și tehnologia folosită pentru lucrările de reamenajare, expertize tehnice (geologice și pedologice, agrotehnice, studiu de impact etc.) în vederea stabilizării și ameliorării tehnestructurilor, soluții operabile privind suprafețele pretate pentru recultivare, reconstruirea infrastructurii, managementul aspectului estetic etc. Soluțiile promovate (proiectul de reintegrarea funcțională) trebuie să fie parte integrantă a planului de funcționare tehnică a întreprinderii miniere (planul de exploatare), stabilindu-se încă de la început modalitatea optimă de recuperare a zonelor afectate. Reintegrarea unei haldei de steril presupune parcurgerea a 3 etape metodologice: etapa reabilitării tehnice, etapa reabilitării ecologice și etapa reintegrării funcționale (Tabel 1).

I. Prima etapă este de factură inginerească (reabilitarea tehnică) și are o importanță majoră pentru arealul amenajat, ca urmare a faptului că este suportul pe care se construiesc pașii etapelor următoare. În cadrul acestei etape se urmărește corectarea morfologică,

morfometrică și stabilizarea structurii haldei de steril.

II. Reabilitarea (reamenajarea) ecologică (biologică) reprezintă acțiunea de reconstruire a capacității utile (productive) a solurilor antropice (fertilizarea printr-o serie de măsuri specifice), cu scopul valorificării agricole sau silvice. În România, terenurile degradate prin exploatarea lignitului se pretează la acest tip de management post-exploatare, datorită calităților solurilor antropice și a costurilor reduse pe care le implică întreținerea culturilor. Reabilitarea ecologică este alcătuită din două subetape importante: ameliorarea calității protisolurilor (refertilizarea) și cultivarea cu plante de bază. Pentru efectuarea corectă a **refertilizării terenurilor de pe haldă** executantul trebuie să parcurgă o serie de pași metodologici și procedurali: efectuarea unor studii de laborator pentru o ameliorare corectă a solurilor de pe halde (analize fizico-mecanice, analize de granulometrice, analiza pH-ului, permeabilitate, conținut de minerale etc.), analizarea modului de optimizare condițiilor tehnice de recuperare a solurilor antropice, realizarea unor experiențe de laborator pentru alegerea soiului de plante cu randamente bune (vase prototip cu vegetație de diverse specii de plante folosindu-se materialul din haldă ameliorat și neameliorat asupra cărora se fac o serie de observații fenologice: data răsăritului plantelor, numărul de plante mature, lungimea plantelor la maturitate, întârzierile în coacere, atacul diferitelor boli etc.), efectuarea unor experimentări de câmp pentru a pune în evidență dacă materialul din halda se pretează la tipul de redare în circuitul agricol sau forestier sugerat de lucrările de laborator etc. A doua subetapă etapă a reabilitării ecologice corespunde acțiunii de cultivare cu plante de bază (plante superioare ce dau producții normale, specifice condițiilor pedoclimatice din arealul cultivat). În Oltenia acest al doilea pas urmează după 3 - 6 ani de la încheierea etapei de ameliorare. Redarea în circuitul silvic al haldelor steril depinde într-o mică măsură de calitatea protisolurilor și este ușor aplicabilă pe haldele din Oltenia. Astfel, în acest caz se poate evita primul pas al etapei secunde (ameliorarea calității protisolurilor), începându-se imediat după etapa nivelării taluzurilor și a grăpării cu

scarificatorul (este necesară doar eliminarea sau combaterea fenomenelor de degradare a terenurilor: stingerea proceselor geomorfologice active etc.).

III. Reintegrarea funcțională reprezintă complexul măsurilor și acțiunilor realizate în scopul transformării suprafețelor degradate în spații utile din punct de vedere economic (zone productive), a căror eficiență să fie comparabilă cu performanțele obținute înaintea deschiderii lucrărilor miniere. Astfel, ultima fază a procesului de amenajare a haldelor este de factură managerială, asigurând metodologia și implementarea soluțiilor optime pentru obținerea succesului economic al proiectului de reabilitare (profit, aspect estetic plăcut etc.).

Reamenajarea haldei de la Valea Mănăstirii a început în anul 1989 când o parte din sectorul nordic (Valea Mănăstirii I), situat spre

localitatea Cătunele a fost plantată cu salcâm (*Robinia Pseudaccacia*). Procesul de construire a haldei s-a încheiat în anul 2000, nivelarea generală a structurii acesteia făcându-se doi ani mai târziu (2002-2003). Etapei ingineresti i-a urmat cultivarea efectuată în mod neadecvat (haotic) și abuziv de către localnici, fără efectuarea unei ameliorări prealabile. Așadar halda de la Valea Mănăstirii își continuă degradarea

Printre caracteristicilor tehnice importante ale haldei de la Valea Mănăstirii se numără: nerespectarea procedurilor așezare a structurii haldei, neselectivitatea depunerii sterilului, compactarea deficitară, neregularizarea formei taluzurilor și bermelor, friabilitatea ridicată, situarea în apropierea unor zone locuite, vecinătatea unui curs de apă, accesul facil, suprapunerea peste o suprafață de luncă etc.

Tabelul nr. 1

Etapile reabilitării biologice ale unei halde de steril

METODA DE REABILITARE	ETAPELE SPECIFICE REABILITĂRII	FAZELE PROCESULUI DE REABILITARE	CARACTERISTICILE PROCESULUI DE REABILITARE	OBSERVAȚII
I. Reabilitarea tehnică	a) Recuperarea și conservarea solului decopertat	- determinarea grosimii solului fertil - excavarea în structuri conservative - măsuri pentru conservarea solului recuperat	- decopertarea materialului cu conținut de humus - depunerea în structuri care pot fi conservate - efectuarea unor lucrări de conservare: plantare sau lucrări tehnice de menținere a calității solului	Distrugerea parțială a calității solului decopertat (structura, textura, conținutul în humus etc.)
	b) Decopertarea, transportul și depunerea materialului steril	- excavarea simultană sau decalată de activitatea de exploatare - transportul cu utilaje adaptate metodei de exploatare - haldarea selectivă a materialului transportat la locul de haldare	- utilaje de excavare: excavator cu cupe multiple - transportul cu ajutorul benzilor transportoare și mijloacelor auto - utilaje de haldare: abzețere, transbordarele cu braț și consolă	Poluare: fonica, atmosferică etc. Declanșarea proceselor geomorfologice.
	c) Construirea haldei de steril	- studii privind alegerea locului de construire - pregătirea terenului suport pentru haldare - respectarea tehnologiei de construire a haldei - compactări periodice ale structurii antropice	- aplicarea rezultatelor studiului amplasării haldei - selectarea materialului pentru haldare - respectarea dimensiunilor haldei (cote și unghiuri ale bermelor și taluzurilor) - nivelarea periodică a haldei	Impact asupra componentelor naturale ale zonei de depunere a structurii antropice.
	d) Stabilizarea haldei	- nivelarea integrală a haldei - ridicări topografice pentru corectări - studii geotehnice privind stabilitatea - corectarea elementelor morfologice - lucrări ingineresti de asigurare a stabilității	- nivelarea haldei la 2-3 ani de la haldarea sterilului - corectarea parametrilor metrici ai elementelor morfologice ale haldei - construirea unor ziduri, gardulețe, canale de garda sau drenaj - nivelări pentru un aspect morfologic simetric	Haldele sunt structuri cu susceptibilitate ridicată la declanșarea proceselor geomorfologice.

	e) Depunerea solului conservat pe halda stabilizată	- alegerea metodei de reabilitare a haldei - respectarea normelor de depunere a solului - compactarea solului depus pe halda - lucrări de nivelare a suprafeței haldei	- grosimea solului depus trebuie corelată cu tipul de utilitate pe care îl va avea tehnostuctura (0,8 - 1,5 m pentru reabilitare agricolă și până în 1 m pentru reabilitare silvică) - caracteristicile solului: structură argiloasă sau nisipo-argiloasă cu circa 15% argilă, materiale capabile să rețină umiditatea și permeabilitatea pentru apă și aer, bogate în P, K, Ca, S, Mg,	Aspect important al reabilitării, în special pentru haldele cultivate. Lipsește în general în aplicarea din România.
	e) Ameliorarea solului antropic de pe halde	- cartarea pedologică a haldei - expertize geologice pe halda - analize biochimice ale materialului din halda - aplicarea tratamente ameliorative pe haldă	- aplicarea ameliorărilor pentru creșterea calității protisolului haldei - ameliorarea se poate cu substanțele: calciu, cenușă de cărbune sau fenol conținut în apele industriale.	Necesita studii de teren și analize de laborator
II. Reabilitarea Ecologică	a) Cultivarea forestiera a haldei	- lucrări ingineresti: nivelare, consolidare, ameliorarea protisolului - plantarea poate începe încă de la etapa nivelării haldei - plantare conform directivelor silvice cu speciile amelioratoare de sol (iubitoare de azot)	- plantare direct pe steril sau pe sol depus cu grosime până la 1 m - specii recomandate: salcâmul, aninul, alunul, sălcioara și mai ales cătina albă - poate suporta încă de la început cultivarea unor esențe forestiere valoroase sau pomi fructiferi - se pretează și la halde cu relief haotic, nivelările fiind opționale	Este răspândită în România deoarece necesită condiții pedologice sumare și costuri de întreținere reduse.
	b) Cultivarea agricolă a haldei	1. Ameliorarea solului - cercetări privind modul optim de ameliorare a solurilor slab productive (studii pedologice și analize biochimice, etc.) - îmbunătățiri funciare pe halda (lucrări de asanare, refertilizare, recoltare, selecționare a semințelor, etc.)	- lucrări de ameliorare pedologică în vederea regenerării fertilității - cultivarea plantelor nepretențioase la condițiile pedologice, rezistente climatic și imunologic, care dau cantitatea mari de materie vegetală în sol și la suprafața (3-5 ani păstăioasele: lucernă, trifoi etc.) - sistem de rotărie a culturilor (asolamente) cu administrarea unei cantități duble de îngrășăminte	Are un rol important pentru cultivarea normală însă este de multe ori ignorată.
		2. Cultivarea plantelor agricole de baza	- cultivarea unor specii superioare de plante cu recolte normale. - aerație activă, îngrășare cu gunoi sau îngrășăminte chimice (azotatul, superfosfatul, sarea potasică) - tratarea cu apă (irigații)	Etapa finală și cea mai importantă.

Propunerea noastră privind reintegrarea funcțională a Haldei de la Valea Mănăstirii se pliază pe specificitatea structurii haldate, acționând în sensul personalizării soluțiilor și metodologiei de reabilitare pe care o propunem. Așadar trebuie urmărit, pe lângă caracteristicile tehnice ale construirii, atât specificul economiei regionale cât și integrarea plăcută în peisajul local (estetica reamenajării). Așadar toate acestea sugerează faptul că metoda de reabilitare recomandabilă este de natură ecologică (agricolă și forestieră).

Soluția propusă de noi constă în realizarea unui complex agricol cu gestiune unică, alcătuit dintr-o seră legumicolă, un complex pomicol, un areal forestier și o unitate apicolă. Considerăm deosebit de util acestui proiect de reintegrare funcțională, asocierea unui centru de cercetare, în vederea asigurării unei adaptări continue la metodele metodologiile cele mai noi în domeniu.

Sera de legume va fi așezată pe suprafața haldei de steril, cuprinzând primele 3 trepte, pe ambele flancuri ale haldei. Structura ușoară a serei și tehnicile agricole speciale pe care le implică cultivarea în cadrul acesteia vor asigura în continuare stabilitatea haldei. **Pomii fructiferi** vor fi așezați la baza haldei, sub forma unui brâu de circumferință (cu extindere mai mare pe flancul vestic al haldei, ca urmare a vecinătății cursului râului Motru), în vederea asigurării stabilității tehnestructurii și a unui aspect plăcut al teritoriului. Speciile de pomi recomandate sunt: mărul, prunul, vișinul și cireșul; acestea au avut rezultate bune de cultivare pe haldele din Bazinul Minier Rovinari. Capetele haldei (sectorul nordic cu o parte deja împădurită și cel sudic) trebuie să fie plantate cu salcâm (*Robinia Pseudacacia*), această specie asigură o bună fixare a materialului haldat, precum și uniformitatea peisajului haldei. În lunca Motrului, puțin în amonte de capătul nordic al haldei, pe malul stâng (partea estică), poate fi amenajat un centru apicol ce va valorifica producția de flori a pădurii de salcâm de pe haldă și a zonei cu pomi și arbori forestieri din vecinătatea acestui teritoriu.

Conceperea și punerea în aplicare a proiectului de reintegrare funcțională a haldei

de la Valea Mănăstirii trebuie să urmărească trei etape principale:

A. Reabilitare tehnică a haldei de steril și a teritoriului din imediata vecinătate a acesteia, prin luarea unor măsuri precum:

- realizarea unor studii geotehnice privind analizarea stabilității haldei, în vederea înaintării unor propuneri și directive privind posibila construire pe suprafața acesteia.

- luarea măsurilor indicate de analizele geotehnice (compactarea sectoarelor labile, măsuri inginerești de stabilizare a haldei, stingere proceselor geomorfologice active, urmărirea și testarea prin analize geotehnice a dinamicii suprafețelor haldei și aplicarea măsurilor de combatere a efectelor de instabilitate etc.)

- corectarea elementelor morfologice și morfometrice ale haldei (uniformizarea bermelor și taluzurilor, respectarea unghiurilor și dimensiunilor elementelor morfologice ale haldei indicate de ale studiilor tehnice, de exemplu: asigurarea unor unghiuri de taluz care să nu depășească 10° grade înclinare etc.)

- niformizarea peisajului haldei (aspectul morfologic, uniformitatea vegetală etc.)

- corectarea sistemelor de drenaj din cadrul și din vecinătatea haldei (canale de gardă funcționale, drenări ale haldei, amenajarea cursului actual al Motrului prin îndiguire atât în amonte cât și în aval de haldă, lărgirea albiei Motrului, drenuri ale luncii Motrului, regularizarea cursurilor de apă afluate prin executarea de rigole betonate pentru a se evita infiltrarea ce poate genera umiditate excesivă și implicit instabilitate haldei, etc.).

- cartarea lito-pedologică a haldei de steril și realizarea unei hărți tematice a acesteia

- realizarea unor studii pedochimice și geochimice ale materialului din care este alcătuita halda (urmărirea nivelului și chimismului apelor, proprietățile fizice ale rocilor, proprietățile protisolului etc.)

B. Luarea măsurilor de ordin administrativ-managerial:

- transferul haldei în proprietatea unui singur utilizator, de preferat o stațiune de cercetări agricole, pedologice (Stațiunea de Cercetări și Producție Pomicolă Târgu Jiu sau Regia silvică Gorj) sau a un utilizator particular unic care sa

asigure reabilitarea haldei pe baza unui proiect bine conceput.

- împrăștierea localnicilor cu alte terenuri decât cele de pe haldă întrucât cultivarea se face în mod haotic se contribuie la continuarea degradării protisolului.

- implicarea autorităților locale în proiectul de management post exploatare și urmărirea permanentă a modului de punere în aplicare a proiectului de reabilitare

- crearea unei autorități (stațiune de cercetare) care să verifice modul în care se face reabilitarea (aplicarea tehnicilor ingineresti de stabilizare și cele biologice de ameliorare și cultivare)

C. Reabilitarea funcțională a haldei pe baza soluției prototip:

- fixarea, stabilizarea și uniformizarea morfologică a haldei în vederea construirii ansamblului de sere.

- plantarea cu salcâm a capetelor haldei

- construirea structurii serei

- realizarea lucrărilor de amenajare a râului Motru în vederea prevenirii inundațiilor și a posibilității de alimentare cu apă a serei

- plantarea cu pomi fructiferi a taluzurilor din baza haldei în vederea stabilizării structurii și pentru redarea unui aspect plăcut zonei.

- realizarea unor studii pedologice în vederea reconstruirii capacității productive a solurilor de pe halda și luarea măsurilor de refertilizare

- folosirea plantelor amelioratoare pentru construirea unor soluri productive (2-3 ani)

- cultivarea în seră a plantelor superioare care au căutare pe piață

- amenajarea unui centru apicol, în sectorul de est al luncii Motrului

- efectuarea unor evaluări periodice ale stabilității haldei, a situației componentei pedologice și a desfășurării proiectului în general.

Printre argumente privind tipul de soluție propus de noi se pot menționa:

- poziționarea haldei (serei legumicole) în vecinătatea orașului Motru (10 km distanță și o populație de peste 25000 de locuitori) și municipiului Târgu - Jiu (40 km și peste 100.000 locuitori), ce pot sigura o piață de desfacere suficient de mare. Menționăm faptul că în acest sector a mai funcționat o seră legumicolă (înaintea anilor '90).

- pretabilitatea solurilor antropice de lignit la cultivare agricolă (ușor recuperabile prin tratamente tehnice, având uneori productivitate mai mare decât a celor naturale. Exemple există pe haldele recultivate din Bazinul Minier Rovinari).

- întreținerea relativ ușoară a unei sere legumicole, ca urmare a situării haldei în vecinătatea râului Motru, acesta poate fi folosit ca sursă de apă pentru procesul tehnologic și profitabilitatea intuitivă.

- soluția plantării cu salcâm a capetelor haldei este susținută de calitățile acestei specii și de urmărirea uniformizării peisajului (pădurea de salcâm plantată în sectorul nordic al haldei are 17 ani și a atenuat impactul vizual negativ, acesta este o specie amelioratoare de sol, nepretențioasă climatic, rezistentă la boli și dăunători, vitezele ridicate de creștere și rezultatele bune în ceea ce privește stabilizarea structurilor pe cere este plantat).

- plantarea cu pomi fructiferi (mar, prun sau cireș) este susținută de ideea creării unui peisaj plăcut (situarea haldei în vecinătatea unor arii locuite), de asigurarea unei stabilități a structurii antropice și a unor producții bune de fructificare.

- desfășurarea unui proiect de tipul creării unei sere legumicole asigură locuri de muncă pentru salariați disponibilizați de către unitatea minieră din zonă și un pas înainte pentru institutele de cercetare biologică (asocierea acestora în cadrul proiectului).

4. Concluzii

Scenariul desfășurat în arealele minere este unul comun României, cu aspecte negative evidente precum: dezorganizarea antropică a rețelei hidrografice (modificări profunde ale configurației cursurilor de apă, schimbarea morfologiei albiei, modificarea dinamicii de scurgere etc.), modificarea parțială sau distrugerea stratelor acvifere, agresarea domeniului biotic și pedologic, declanșarea sau se accelerarea procesele geomorfologice contemporane, poluarea tuturor componentelor naturale ale sistemului geomorfologic, modificarea topoclimatelor, agresarea spațiilor locuite, afectarea sănătății populației etc. Soluțiile de reabilitare au întârziat să apară,

astfel arealele abandonate evoluează sub impulsul fenomenelor naturale, făcând mai dificilă reintegrarea lor funcțională.

Situația economică actuală a României face posibilă doar o recultivare, protisolul haldelor de steril din Nordul Olteniei are proprietățile necesare îmbunătățirii lui continue, pretându-se la reabilitare de tip ecologic (biologică). Condițiile climatice, contextul morfologic local,

favorabilitatea amplasării (vecinătatea râului Motru, apropierea de orașele Motru și Târgu Jiu, poziționarea pe o structură plană stabilă etc.) fac ca soluția cea mai bună, în viziunea noastră, pentru halda de la Valea Mănăstirii să fie o reabilitare prin construirea unei sere legumicole căreia i se pot asocia plantații de pomi fructiferi și păduri de salcâm.

BIBLIOGRAFIE

- ANDERSON K. (2001), *Criteria for mine closure: a Department of Mineral & Petroleum Resources View*, In Proceedings of Centre for Land Rehabilitation Workshop on Current Issues for Mine Closure, Perth.
- ANGHEL, T., BALAZSI, KRISZTINA., (2005), Modelling Processes On Spoil Heaps, *Revista de Geomorfologie*, vol. 7, Editura Universității din București, București.
- BADEA, L. CIOACĂ, A. BĂLTEANU, D., NICULESCU, GH., SANDU, MARIA. ROATĂ, S., CONSTANTIN, M., (1994), *Studiu de evaluare globală a impactului ecologic produs de extracția lignitului în Bazinul Minier al Olteniei, Raport manuscris*, Institutul de Geografie București.
- BELL, F.G., GENSKE, D.D., BELL, A.W. (2000), *Rehabilitation of industrial areas: case histories from England and Germany*, *Environmental Geology*, Nr40 (1-2), pp. 121-134.
- CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA, (1998), *Restructuring Lignite mining in Romania and its environmental effects with special reference to landforms*, *Revue Roumaine de Géographie*, Tome 42, (pp.135-147), Ed. Academiei, București.
- CIOACĂ, A., DINU, MIHAELA, (2000), The impact of exploiting natural subsoil, resources on the subcarpathian relief (Romania), *Geografia Fisica e Dinamica Quarternari*, Vol.23, (pp.131-137), Torino.
- DAMIGOS, D., KALIAMPAKOS, D., (2003), *Environmental Economics and the Mining Industry: Monetary benefits of an abandoned quarry rehabilitation in Greece*, *Environmental Geology*, Nr. 44, pp.356-362.
- DRAGOVICH, D., PALTERSON, J., (1995), *Condition Of Rehabilitated Coal Mines In The Hunter Valley*, Australia, *Land Degradation & Rehabilitation*. Vol 6., pp. 29-39.
- DUMITRU, M., (2005), *Reconstrucție ecologică. Elemente tehnologice, metode și practici de recultivare și depoluare*, Editura EUROBIT, Timișoara, 249 p.
- DUMITRU, M., POPESCU, I., BLAGA GH., DUMITRU, ELISABETA, (1999), *Recultivarea terenurilor degradate de exploatarea din bazinul carbonifer Oltenia*, Casa de editură "Transilvania Press", Cluj-Napoca, 298 pp.;
- EVANS KG, WILLGOOSE GR (2000a), *Post-mining landform evolution modelling: 1. Derivation Of Sediment Transport Model And Rainfall±Runoff Model Parameters*, *Earth Surface Proces Landforms*, Nr. 25 (9) pp. 743-763.
- EVANS KG, WILLGOOSE GR (2000b), *Post-mining landform evolution modelling: 2. Effects of vegetation and surface ripping*. *Earth Surface Proces Landforms*, Nr. 25(8), pp.803-823.
- FODOR, D. (1995, 1996), *Exploatarea zăcămintelor de minerale și roci utile prin lucrări la zi*, vol. I și II, Edit. Tehnică, București.
- GOROKNOVICH, Y., REID, M., MIGNONE, ERICA., VOROS, A., (2003), *Prioritizing abandoned coal mine Reclamation projects within, the contiguous United state using Geographic Information System*, *Environmental Management*, Vol. 32, nr.4, pp.527-534.
- GOUDIE, A. VILES, H., (1997), *The Earth Transformed: An Introduction to Human Impacts on the Environment*, Oxford, UK: Blackwell.
- HAFF, P., K., (2001), *Neogeomorfology, Prediction, and the Anthropic Landscape*, Duke, University.
- HANCOCK GR, LOCH R, WILLGOOSE GR (2003) *The design of post-mining landscapes using geomorphic guidelines*. *Earth Surf Proc Land*, nr.28, pp.1097-1110.
- KATZUR, J., HAUBOLD-ROSAR, M., (1996), *Amelioration and reforestation of sulfurous mine soils in Lusatin (Eastern Germany)*, *Water, Air, Soil Pollution*, 91, pp 17-32.
- KHERA, R. (1998), *Geotechnology of Waste Management*, 2nd ed., PWS Pub. Co., 496pp.
- NASTEA ST., DUMITRU M., BLAGA GH., OLARU V., POPESCU I., (1987), *Elemente tehnologice privind recultivarea tehnico - minieră a terenurilor degradate prin exploatarea miniere la zi*, Știința solului, nr. 2, 1987, pag. 53-62.

- NICOLAU JM (2004) *Trend in relief design and construction in opencast mining reclamation*, Land Degrad Dev (In Press) Onstad CA, Foster GR (1975) Erosion modelling on a watershed. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, Nr. 26, pp.1102–1104.
- NORMAN, D., K., PETER, J., WAMPLER, P., J., THROOP, A., H., SCHINITYER, E., F., ROLOFF, J., M., (1997), *Best Management Practices for Reclaiming Surface Mines în Washington and Oregon* Washington, Division of Geology and Earth Resources, Open File Report 96-2, Revised Edition, (130 pag.).
- PANIZZA, M., (1996), *Environmental geomorphology*, Elsevier, Amsterdam.
- RICHARDS, I.G. & PALMER, J.P., BARRATT, P.A. (1993). *The Reclamation of Former Coal Mines and Steelworks*. Elsevier, London.
- SAXENA, N.C., SINGH, G., GHOSH, R. (2002), *Environmental Management in Mining Areas*. Scientific Publishers(India), Jodhpur.
- SURDEANU, V., (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, (274 pag.)
- TOY, T.J., HADLEY, R.F.(1987), *Geomorphology and Reclamation of Disturbed Lands*, Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Academic Press, Orlando, Florida, (pag. 480).
- ȚICLENU, N., TROTEA, T., STOICAN, I., DRAGOMIR, B., BARTUȘ, T., BARBU, V., PARASCHIV, V., (2003), *Utilizarea argilelor dintre stratele de cărbuni ca înlocuitori ai solurilor degradate în urma exploatării cărbunilor, în carierele din Oltenia*, Environment & Progress, Cluj-Napoca, (523-528 pag.).
- WANG, Y., DAWSON, R., HAN, D., PENG, J., LIU, Z., DING, Y., (2001), *Landscape ecological planning and design of degraded mining land*, Land degradation and development, Nr. 12, pp. 449-459.

**Babeș - Bolyai University Cluj-Napoca,
Faculty of Geography**

Tigveni – Momaia Landslide

Andreea ANDRA¹, Mihai MAFTEIU²

Cuvinte cheie: alunecare - curgătoare, DN 73C, Tigveni - Momaia, relief structural, condiționări hidrogeologice

Alunecarea de la Tigveni – Momaia. Alunecarea de teren de la Tigveni, – Momaia, Subcarpații Topologului, județul Argeș, reprezintă o reactivare profundă a unei alunecări mai vechi, care, în aprilie 2006, a distrus, peste 30 de metri carosabil pe DN 73C, la 1,5 km SE de Tigveni, afectând astfel o parte, din activitățile social – economice ale comunei. Metodele de investigare au fost în egală măsură geomorfologice (cartări geomorfologice și monitorizări periodice ale procesului, utilizare GIS, chestionare localnici) și geologice (foraje de mică adâncime, SEV).

Produsă perpendicular pe suprafața structurală, are caracteristicile unei alunecări în trepte, în aria din aval de râpa de desprindere și ale unei alunecări curgătoare în sectoarele mediu și inferior. Reactivarea alunecării și evoluția sa regresivă (10 m diferență de nivel între axul interfluviului Momaia și râpa de desprindere, respectiv 90 m distanță în plan față de același reper) sunt determinate de planurile de alunecare, create de prezența argilelor și marnelor cenușii-verzui daciene, de nivelele hidrostatice situate la mică adâncime, dar și de defrișările efectuate în partea superioară a versantului și pe interfluviu.

Crearea unui model al alunecării și a unui model de evoluție reprezintă scopul lucrării prezente.

Key Words: earth flow slide, DN 73 C, Tigveni - Momaia, structural surface, hydrogeological conditions

The landslides from Tigveni – Momaia. The study brings new information concerning a large landslide in the south part of Getic Subcarpathian region. In April 2006, the landslide from Tigveni - Momaia (Argeș County) destroyed over 30 m of DN 73C roadway. Situated at approximately 1.5 km of the Tigveni locality, the landslide affected the social-economic activities around this area.

The research methods were equally balanced from geomorphologic (field surveys, geomorphic mapping, GIS application, native questionnaires) and geological point of view (soil log drill, vertical electrical sounding).

The landslide is developed perpendicular in respect with structural surface, has the particularities of a rotational slide, in area downstream of the main scarp, and also the particularities of a flow slide in middle and inferior sectors. Reactivation of the landslide and regressive development (relative altitude of 10 m and deployment of 90 m length) determined by sliding plane in presence of yellow clay and green - grey marl deposits (Dacian deposits) and multiples shallow hydrostatic levels, but also by the deforestations made on interfluvies.

The main aims of the study were to attain a landslides and evolution models.

1. Introduction

The landslide represent one of the geomorphologic natural hazards which can produce serious material damages. They are frequent in hilly areas considering the report between the morphological surfaces and the resided ones.

The manifestation area of the analyzed landslide unfolds in the south part of the Getic Subcarpathians (Topolog Subcarpathians), near the Getic Plateau (Cotmeana Piedmont), on the left valley side of the Topolog River.

The lithological and hydrogeological diversity, the large variability of the slope gradient, drainage density and of the amount of local relief, the torrential conditions without

periodicity of the precipitations, the annual dynamic of land-using are among the characteristics of the space. All these peculiarities features of the contact area between two geographical hilly units characterized by different intensity in relief mobility, induce the high vulnerability of the morphological surfaces at a recent and active morphodynamics.

The landslides from Tigveni – the right slope of the Momaia torrential basin, a left affluent of the Topolog River, represent a reactivation of an older landslide which we can find in geological and geographical studies such as those from the 90's (Antonescu, P.), 1950 (Dragos, V.) and later in the 1970 Nicolae Mihaila.

The release of the morphodynamic process which affected National Road 73C began as far back as in 2004, but the severe material damages with an important impact on the social and economical report at a local, district, regional and national interest level supervened between the 16th and the 23rd of April 2006, when the traffic was blocked up at 51-160 km. The traffic was resumed through a temporary detour road or deviated on District Road 703H and on District Road 678A.

2. Methods

- the geomorphological investigations consisted in direct and indirect field surveys, mappings and measurements made with 14 days periodicity between 05.07.2006 – 15.01.2007
 - direct visual analysis (observation, study, inspection) and drawing up landslide observation cards
 - the consultation and the mapping of the old features of the landslide based on topographic maps 1:25.000 and plans 1:10.000
 - the observation of the landslide in four different stages, with a special interest in the dynamics in plane surface and on the vertical plan.
- filling up questionnaires (sets of questions) regarding the native's perception on the evolution of the process and on the induced risk (loss, damages)
- drawing up dynamic maps of the morphometric parameters: the slope
- drawing up morphological maps regarding the landslide's features
- drawing up the dynamic map through the vectors method
- drawing up geomorphological profiles
- performing low depth drilling (2.5 m) with the hand drill, performed in the sliding plane, in the upper sector
- geoelectric investigation methods in order to establish the lithofacies, the lithologic boundaries, the fractures and aquifer layers (these were used to make connections regarding the phreatic levels which were hydrogeophysical detected) and the slide plane
 - *the feasibility of the geoelectric methods in establishing the lithology and the phreatic layers is based on the close relations between the electric conductivity «the main parameter measured by geoelectric methods» and the hydrogeological parameters. Like all the electric prospecting methods in direct current, they use a device which introduces the current in the earth.*

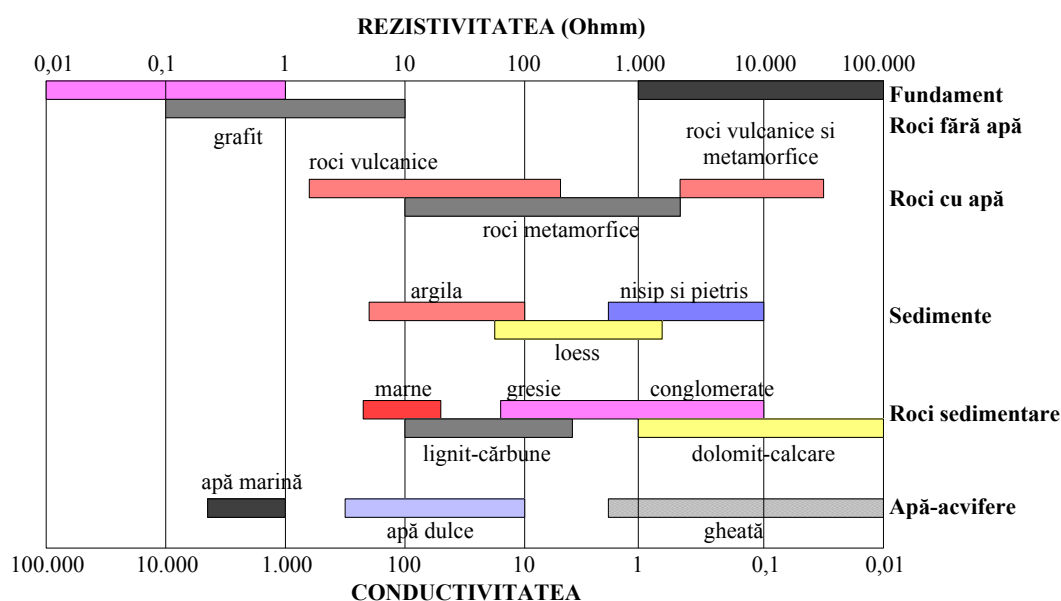


Fig. 1 The specific electric resistance diagram of different lithology and subsurface water (after V.N. Dahnov, 1961)

- *The calculus pointed out the apparent resistivity ρ_a , measured in Ohm/meter. The first stage consisted of geoelectrical sounding investigation at 14 meters depth, sufficient for the interception of the slide planes and of the phreatic layers in the upper part of the slided slope. Later on we performed at the bottom of the landslides measurements at 8 meters depth, performing 23 VESs. These investigations are called „vertical electric sounding” (VES). The processed geophysical material obtained in each point of measurement is a curve of apparent resistivity, which represents the physical parameter of the geological mass in the subsoil, in correlation with the penetration power of the electric current in the ground (earth, soil).*
- the use of GIS.

3. Geographical setting

The perimeter where the reactivation of the analyzed landslide took place joins the contact area between the south subcarpathian part of the Topolog River and the Cotmeana Plateau, in the Momaia Basin, a left affluent of Topolog River, 1.5 km south-east of Tigveni locality.

The landslide which was reactivated since 2004 determined the blocking up of the traffic on National Road 73C, at 51+160 km, starting from spring 2006, so that the connections between the localities upstream Tigveni and Curtea de Arges became heavier.

4. Physical determinative conditions to the reactivation of the landslide

Generally speaking, the landslides are geomorphological processes which are released and reactivated when the morphological surface they appear on is near a geomorphological threshold. Moreover, the landslides themselves are threshold phenomena, especially when the proportion between the releasing and the resistance agents becomes super unitary. (W. Bull 1980, quoted by Petrea D, 1998).

a. Morphological settings

The morphology of the analyzed space is determined especially by the geological specific features, in connection to the quick sequence of permeable and impermeable Neogen deposits. The stratigraphy of these deposits creates the conditions of a special aspect and morphodynamic, based on the monocline structural background specific to the Topolog Subcarpathians. Therefore, the general relief harmonizes with the „Hillocks”, with the typical structural relief characterized by NE and NW steep slope. The structural surfaces are generally exposed towards south; the main valleys are well outlined (Topolog, Arges) but the basins of the affluents have a well-marked torrential and structural character. The proportion between lithology, structure, hydrogeological conditions and relief determine the particular morphological specific features. Therefore, the hydrographic basin of Momaia, a left affluent of Topolog, has a high morphodynamic rate which is achieved on the entire basinal surface (Fig. 2). The effects of the accelerated denudation are located on the valley slopes (through hydrodynamic and gravitational processes), on the valley thalveg, but also on the ridge area, indicated by the landslide saddle. The right valley side of Momaia River (over 80% from the basin surface) arises under the form of a strongly divided structural surface, orientated towards SV. In this area the prevailing morphogenetic processes are the consequent and non-sequent linear and complex earth slide that can be seen lengthwise the entire area.

The landslide process develops regressively, so that the landslide scarp, in November 2006 reached at 545 m height in the south-south-east part of the Momaia Peak (595 m) and approximately 90 m in the south-east part of Roman's saddle (555 m); on the opposite valley side of Momaia Peak, the landslide from Pietroasa had a regressive advance along the saddle, as far as the common ridge level, so that the landslide scarp is situated at the height of the saddle (the landslide main scarp is fixed with a embankment wall in cutting area). Also, the landslide from Pietroasa is approx. 930 m long (straight line) and approx. 280 m breadth; it has an exclusive right part ramification – on the stratification layer at the height of 435 m the

morphodynamic process turns into/becomes a gully erosion.

The continuous manifestation of the morphogenetic processes lead to a chaotic local

configuration of the morphological surface, a configuration that can be identified in the variability of the morphometrical parameters at a local level.

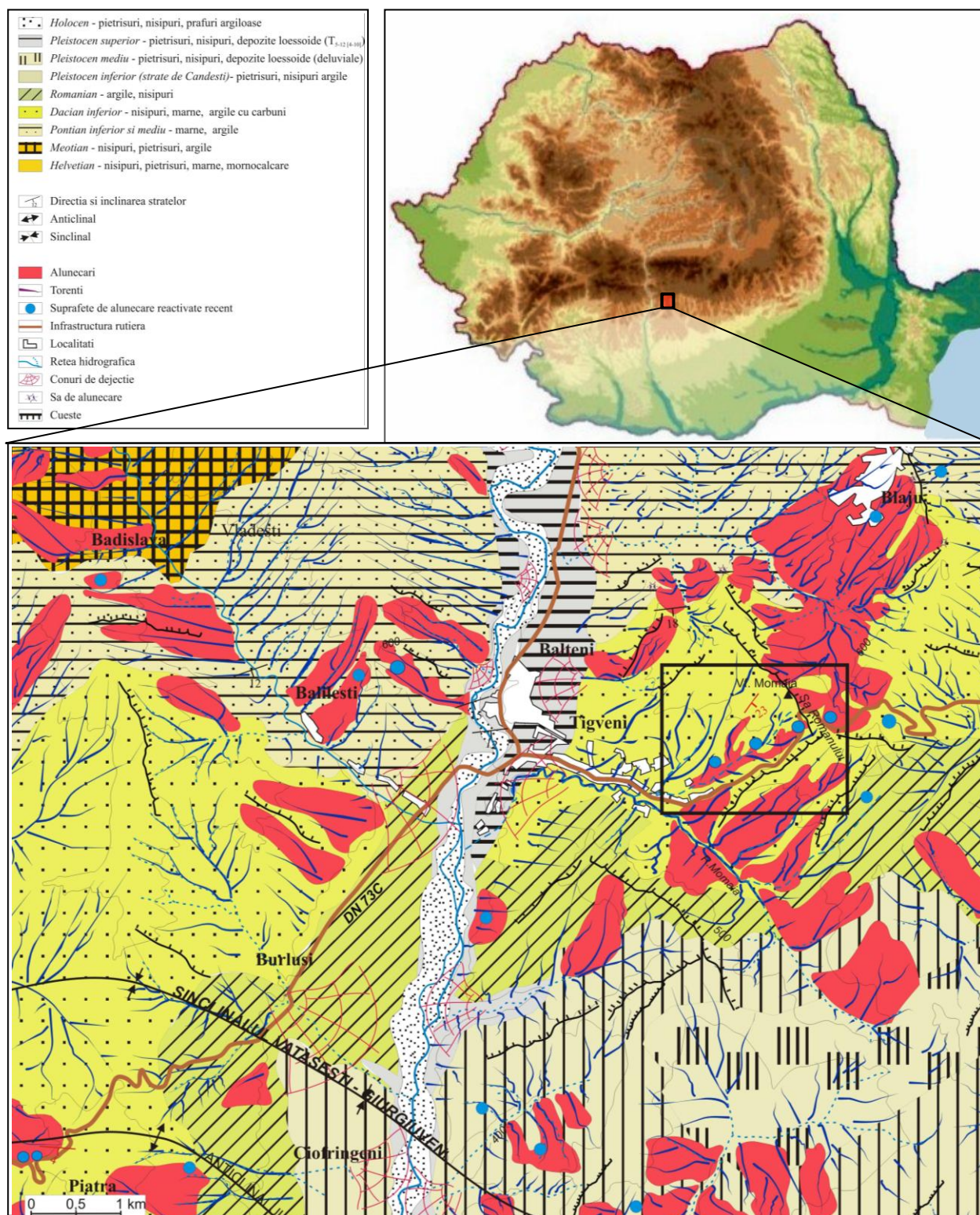


Fig. 2 Geomorphological and geological map of the transition area between Topolog Subcarpathians and Cotmeana Plateau; setting of the Momaia landslide from Tigveni (Mihăilă, N., 1971, with modifications)

Most of the surface affected by the landslide lies in the category between 3° and 16° , in the

upper and medium field, but also in the areas of the ramificated secondary landslides.

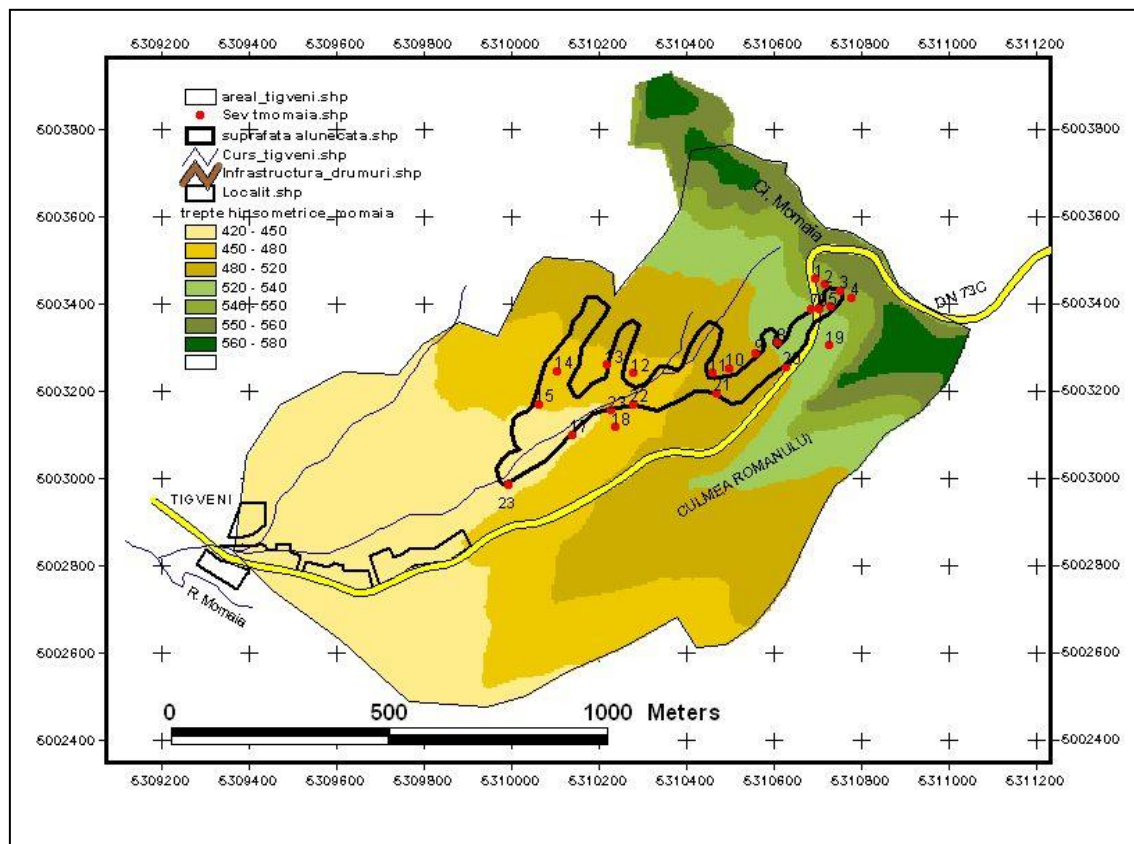


Fig. 3 Hypsometrical map

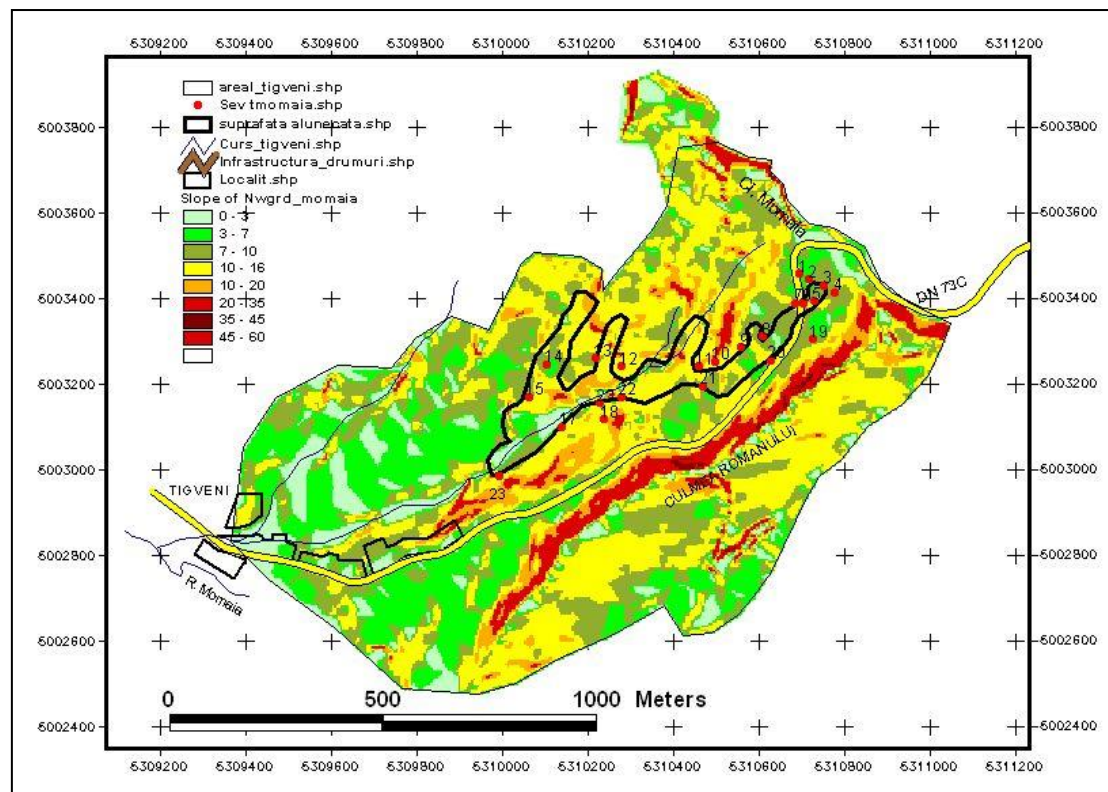


Fig. 4 Slope map

The fact that the landslide permanently develops, even if the geodeclivity degree is smaller than 7° , will imply later on its transformation into a mud slide, which will be determined by the specific pluviometric conditions of the region or by the hydrogeological conditions.

The values bigger than 35° naturally designate the morphological detachment surfaces of the slided mass (upstream and banks), but the interesting thing is that the same big values of declivity are characteristic for the terminal part near the landslide's front.

b. The meteorological agents

The favorable conditions of the release consisted of the existence of a warmer period which favored accelerated meltings of the discontinuous layer of snow kept by the irregularity of the topographical surface; the long time precipitations in April – June 2006 in Valcea and Arges counties area also contributed to the release of the landslide. The abundant precipitations/rainfalls in 2005 (May 1-31, June 8-9, July 1-4 and 11-15, August 4-9 and 13-18) determined the paving away for the landslide

and its release, which took place in spring 2006 (*the report regarding the effects of the floods and the dangerous meteorological phenomena in 2005 – MMGA - CMSU*)

c. Biogeographic and antropic conditionings

The biogeographic agent and so much more the antropic one have favored the release of the process, taking into account the deforestation from the upper third part of the valley side, so that the landslide scarp and the slided mass intercept the whole quantity of fallen precipitations. On the other hand, the construction of National Road 73C created an overload above the body of the landslide, but also increased the slope by carrying out the excavation cutting.

The lack of a proper sewerage system, (the afferent concrete culverts of the road are situated above the topographical surface level) and of a drainage on the landslide axle determined the accumulation of the infiltration waters upstream the road, but also in the space between the road and the cuestas valley side's basis situated on the south-east part of the State Highway 73C.

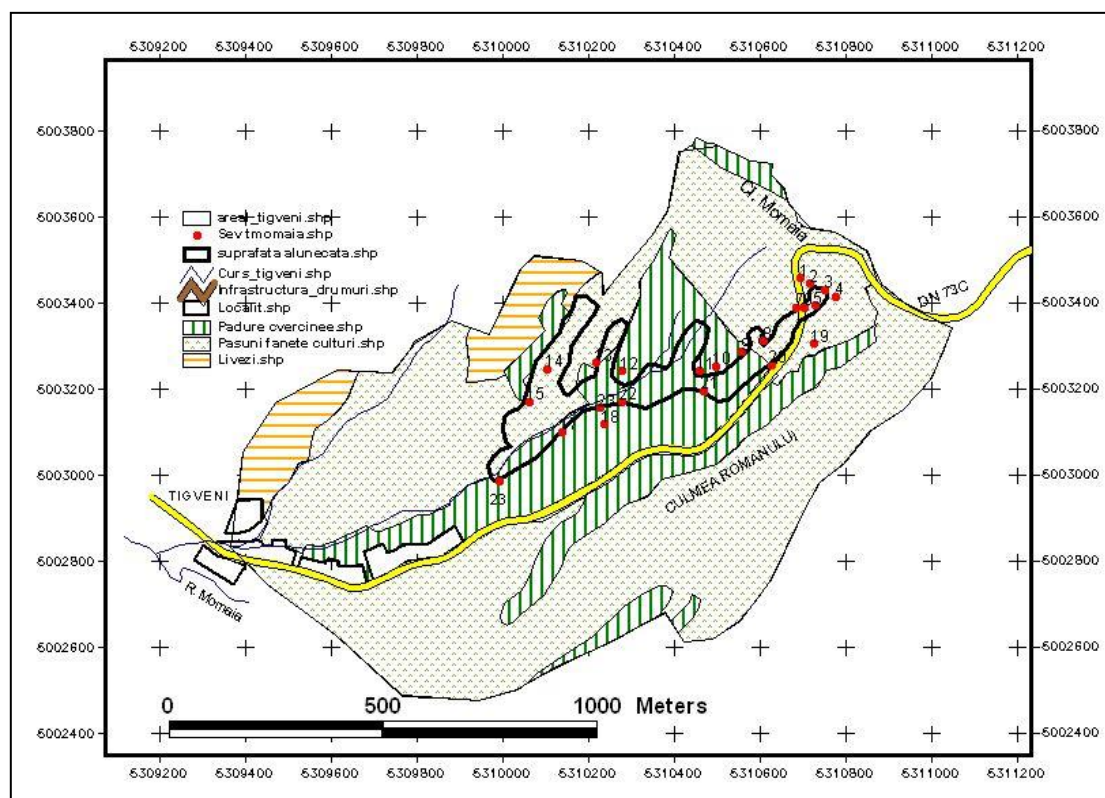


Fig. 5 Utilization terrain map

5. Morphological and geological peculiarity features

The identification of the morphodynamic differentiations through monitorization, of the shape and process of the Momaia landslide from Tigveni is meant to establish the agents that cooperated at it's release; also, it is meant to establish a possible subsequent evolution, taking into account the material damages that already exist; another purpose is to determine to what extent this type of landslide does represent a morphodynamic agent set as a limit between the two big geographical units, the Topolog Subcarpathians and the Cotmeana Plateau.

„The landslide probably occurred along two long stages, an older one, from 100 years ago” which has been released in the dacian forms, ”and the second one, [...] a recent one which affected the soil bed and the diluvium deposits”

(Mihaila, N, 1970) (Photo 1). In 2004, the phenomenon has been reactivated (Photo 2) and it have the following specific features:

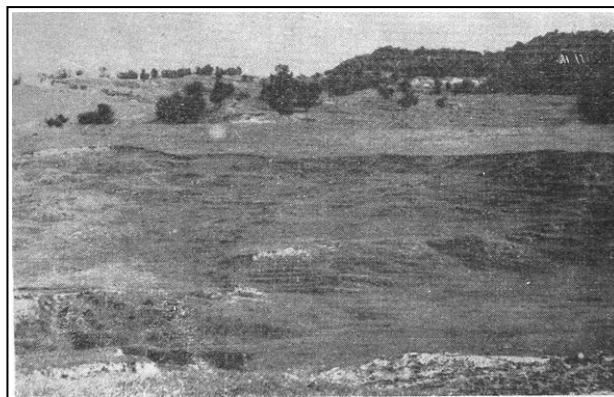


Photo 1 The medium - upper field landslide from Tigveni – Momaia Valley
(Mihăilă, N., 1970)



Photo 2 The upper and medium – upper field landslide from Tigveni – Momaia Valley
(Andra, Andreea, 2006)

The micaceous sands, the gravels, the green-grey marls and the clays (Inferior Dacian deposits) are the stratified deposits that form the bed of the landslide and the slid mass. In the south part was identified sandy and clayey Romanian deposits, and in the north part clays and marls (Inferior and Medium Pontian) that are arranged concordantly. The inclination of the layers vary between 12° and 22°, they are orientated NW-SE, perpendicular on the orientation and the inclination of the valley side. N. Mihaila describes the stratigraphic sequence as it follows: *„green-grey marls, with coal intercalation and fauna remains, and above them there are placed small sands and*

gravels”; the presence of this *„coal intercalations and fauna remains”* is obvious in the lines and points of the springs.

As a result of the investigations through geomorphological mapping, 23 vertical electric sounding and two low depth drilling we can mention:

- the layers formed by sand, gravels and clayey permeable sands sustain discontinuous layers of marls, clay and clayey sands;
- the lithological layers discontinuity is realized on 4 m distances, but also 20-50 m, especially in the upper and the inferior field of the landslide. (Fig. 8, 9, 10). This way it provides a feeding and an efficient drainage

of the water towards the unsaturated stratified rocks from depths bigger than 10-12 m. The discontinuous stratification it is due to a great extent to the shifting on the sub adjacent layer surface, which indicates a long process of deep sliding, and demonstrates that the landslide is old; on the other hand, this manner of development of the entire process (continuous, but with annual fluctuating intensities) represents itself one of the ulterior paving away and release agents;

- the relative small geodeclivity (under 10°) from the upper field, the dip of the layers (bigger than the one of the topographical surface, $12-23^\circ$ (Mihaila, N, 1971)) and the sequence of the permeable and impermeable lithological deposits, 0.5 m to 20 m thick, create the formation conditions of the phreatic layer from low depths. These layers are sometimes discontinuous and they continually feed the landslide mass, even if the meteorological conditions imply poor precipitations;
- the obvious hydrogeological and morphological asymmetry (Fig. 8, 6) between the right and the left bank is determined by an underground drainage – according to the inclination of the rock layers which is orientated NW-SE and a surface drainage through rain-wash and gully erosion orientated NE-SW, towards the basis of the structural surface and towards the cuestas side; this way, the entire slid area, placed at approx. 30 cm next to the contact between the structural surface and the steep slope, will be permanently saturated, turning into a flowing landslide; simultaneously, the landslide scarp field (the upper field) and the secondary scarps will be periodically submissive to the saturation of the rocks, therefore, the dynamic processes will behave as waved or ranked landslides.
- the form and the release of the landslide can be determined by the following agents:
 - the placement of the road in the upper level of the side/slope and of the landslide
 - the combined process of slide – torrentially – gully erosion which created morphological surfaces with variable declivities, but with growing values orientated NE-SW and E-W
 - the structural relief
 - the high volume of coluvio-proluvial accumulations from the bottom of the cuestas side, which ensures a continuous moistening of the rocks from the bed of the landslide
- the discontinuity of the layers which favored the dynamic of the slid mass on more elastic and more vulnerable surfaces;
- the regressive advance tendency of the landslide scarp is unfolded on the extremities of the layer heads, which can be characterized by variations of the processes of moistening and drying of the sandy and clayey layers; they represent a permanent source of materials but also a mass volume with variable weight;

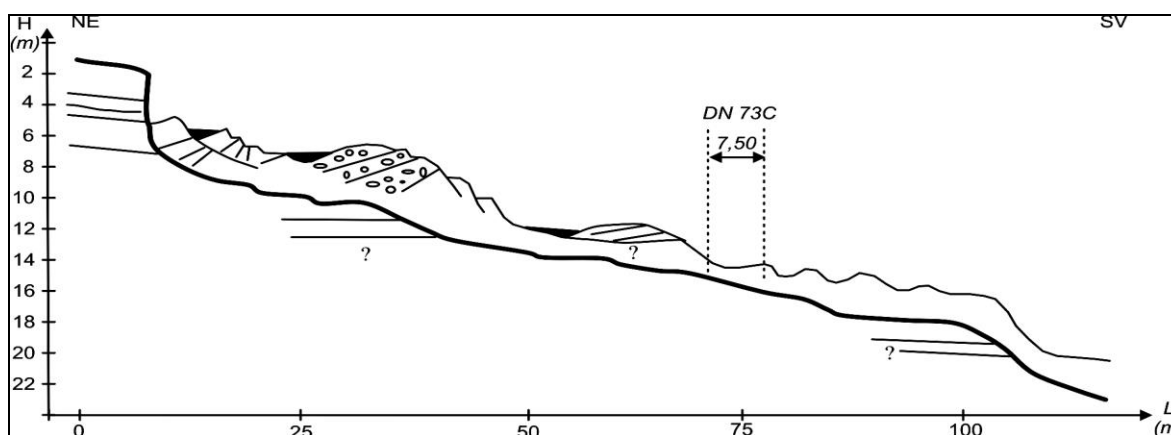
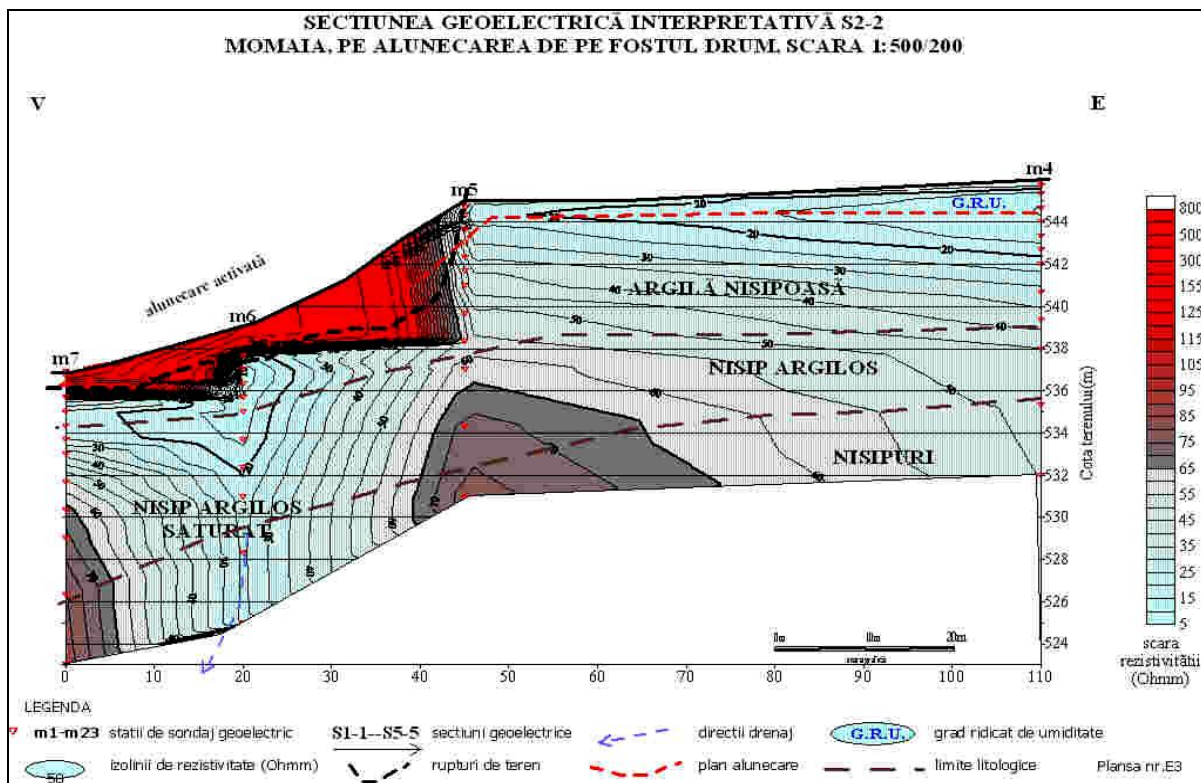
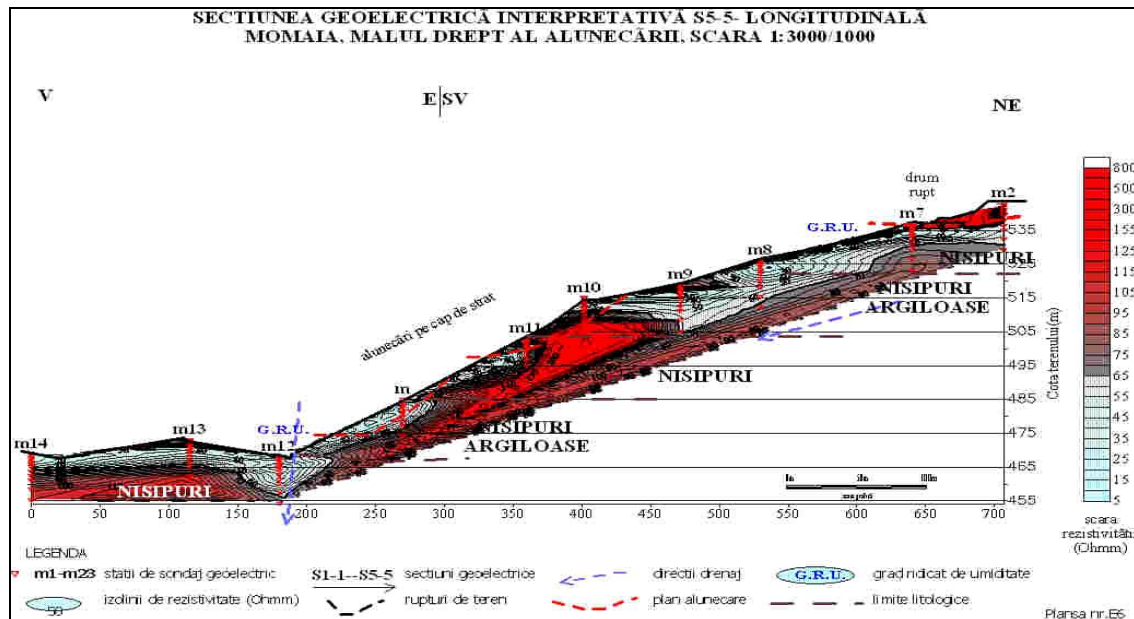


Fig. 6 West bank geomorphological profile through the upper side of the Momaia landslide (29 september 2006)

- the blocking of the sewer immediately upstream the scarp which is due to a mass under the form of an almost compact slip-ridge formed by sands and gravels; this blocking determines a mounting of the right bank with over 0.5 m in every period of

acceleration of the shifting, and also a continuous subdigging of the road upstream the landslide, through the retirement towards south-east and south in the reduction of movement intensity phases.



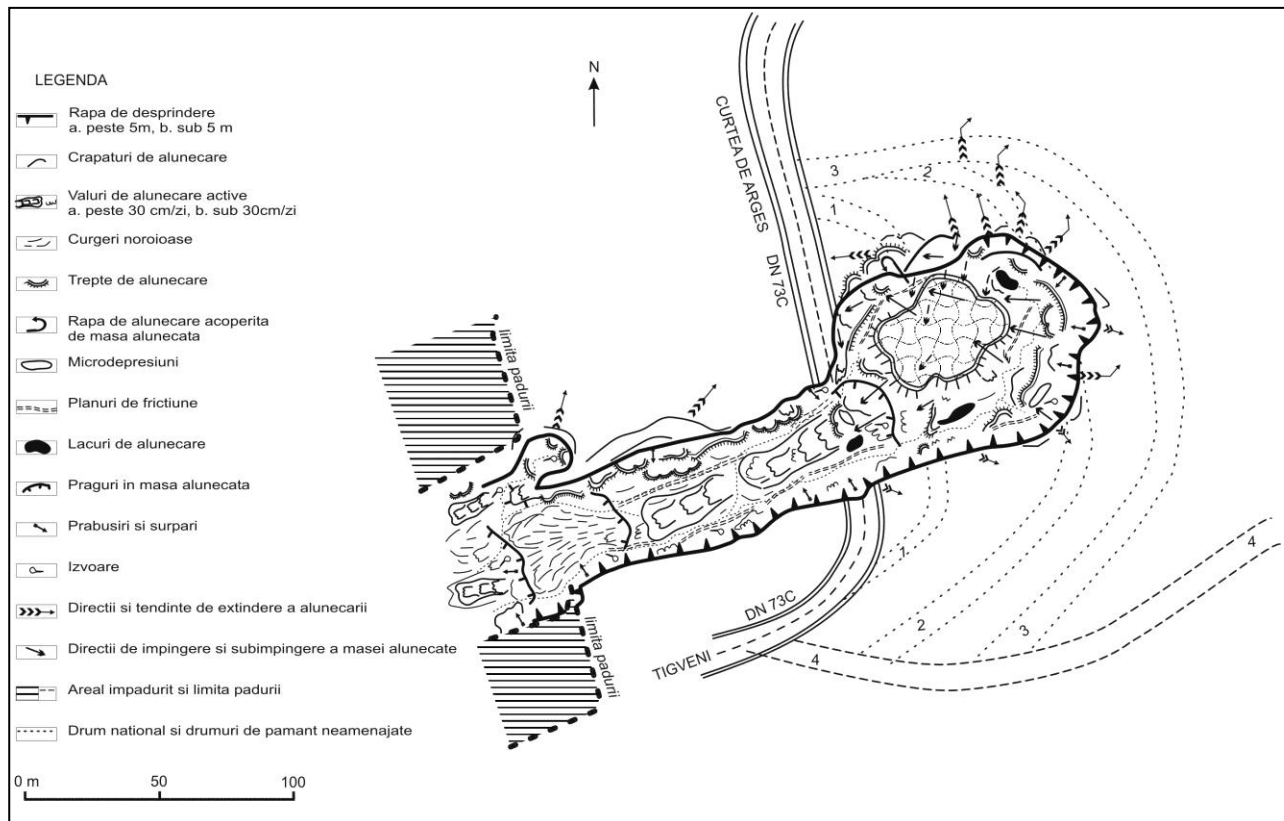


Fig. 9 The upper and medium – upper fields of Momaia landslide

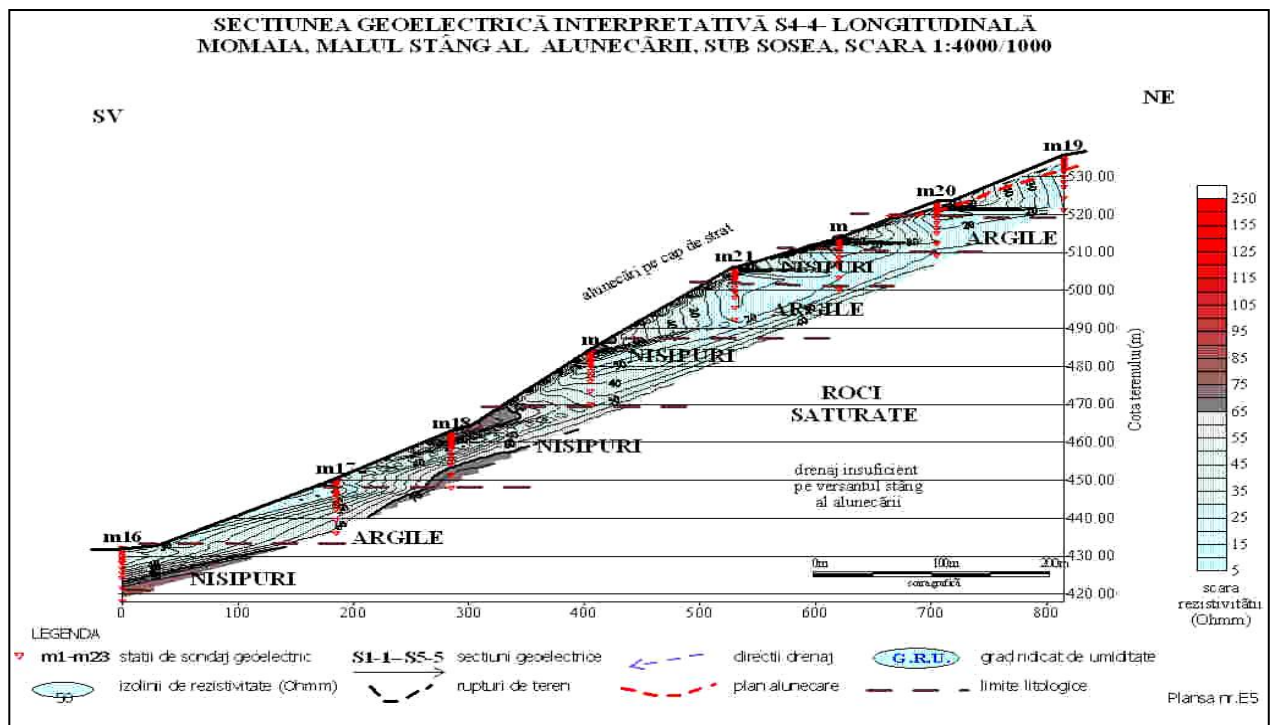


Fig. 10 The geoelectric section of the left bank landslide

- the right bank of the landslide is favorable to the development and the side-extension of the process through:
 - the lack of protection of the forest cover
 - layer heads favor the quick infiltration at the sandy and clayey sands levels,
 - the small gradient of the morphological surface,

- the pushing east-west of the slid material and the mounting/super positioning of the west scarp.
- the existence of five transversal fields and two longitudinal ones:
 1. the upper field, approx. 100 m: is unfolded as a rotational earth slide; the main scarp retires itself with 0.4-0.10 m/day, which fits this sector at the category of moderate shifting (Varnes, D., 1996).
 2. the medium-upper sector: downstream the first threshold, the body divides longitudinally and the slid mass becomes plastic, but still keeping shreds of soil, grassy layer and remains from the carriageable and its sub-base and road foundation.
 3. the medium sector, downstream the second threshold – the main body of the landslide becomes a plastic mass, and the asphaltum and concrete pieces, with small dimensions (under 2 m), are incorporated in the flowing mass; it is the sector where the slid mass has created a corridor through the afforested area, by grounding the trees (fig. 11, photo 3, 4).
 4. the sector of the muddy flowing and the wooden deposits – the longest sector; the shape of the landslide is sinuous; it represents the base level from which the side-secondary landslides are released with a retrogressing activity (photo 5)
 5. the lower sector – formed by a landslide lake with a 15 m diameter, obstructed by a minor semicircular landslide scarp; the scarp is the result of a powerful torrential erosion and failure.

6. The effects of the landslide

- the construction of the National Road 73C represents an overload above the left bank of the landslide, and combined with an inadequate drainage represents a continuous source of feeding; simultaneously, the medium dislevelment of more than 0.20 m between the foundation of the road and the hidromorphodynamic shifting area of the valley side presents itself as an impediment on the way of the drainage on the left bank of the landslide; the immediate consequence would be an evolution with high intensities of the process;
- the relief energy and the pronounced slopes from the medium and lower parts, and the swamp sector situated on the south-east part of the road (in the sector in a parallel direction with the landslide) have created a dense network of clefts and dislevelments about 10-20 cm specific to the shifting process on the carriageable, in the perimeter approx. 700 m distance from Tigveni;
- the side-extension of the landslide towards north-east determines the destruction of the agricultural/farming fields on extended surfaces.

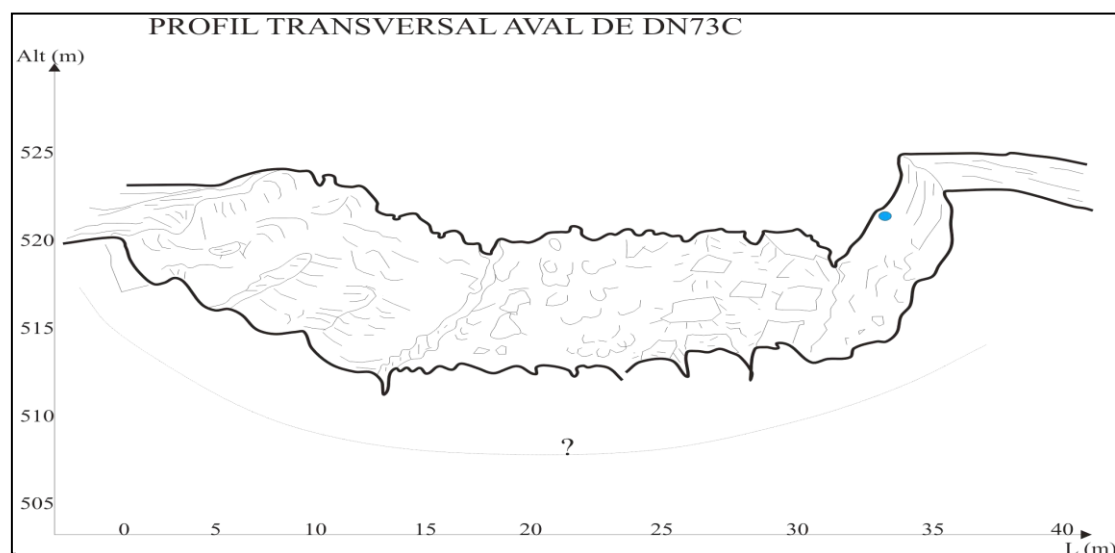


Fig. 11 Cross geomorphologic profile in medium field of the landslide



Photo 3 The impracticabil national road 73C



Photo 4. The friction plans in the medium – upper field

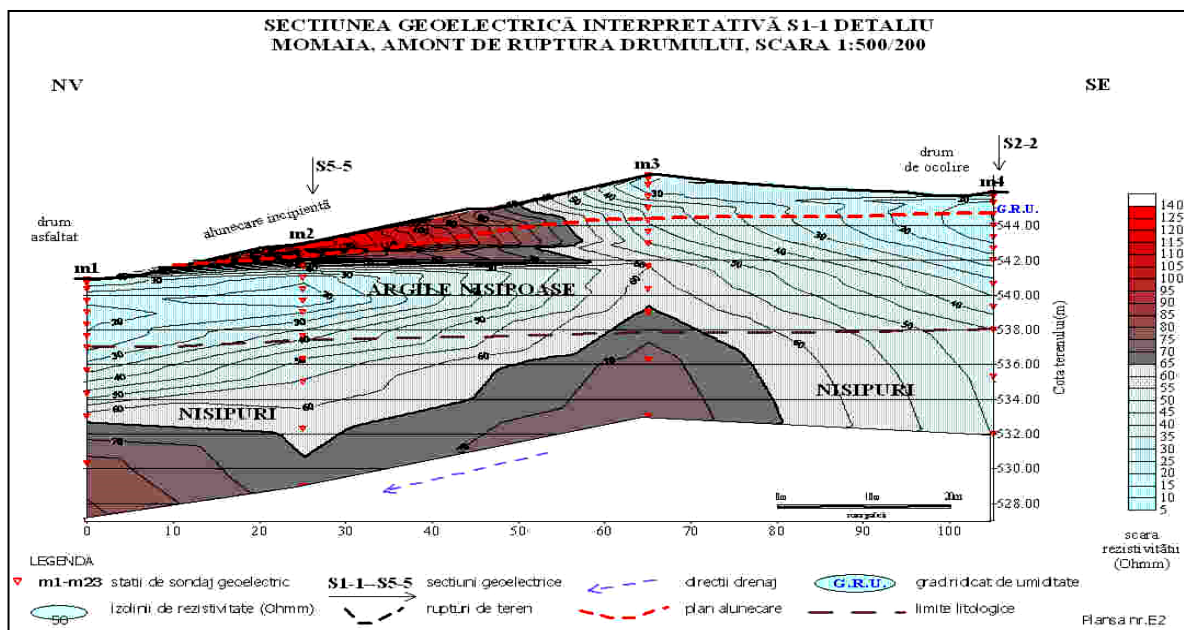


Fig. 12 Geoelectric section effectuated upper then national road 73C



Photo 5 The earth flow sector and the wooden deposits

- the accelerated evolution of the process, in concordance with an inadequate arrangement, can determine the

advancing of the landslide in the space of residence in Tigveni locality.

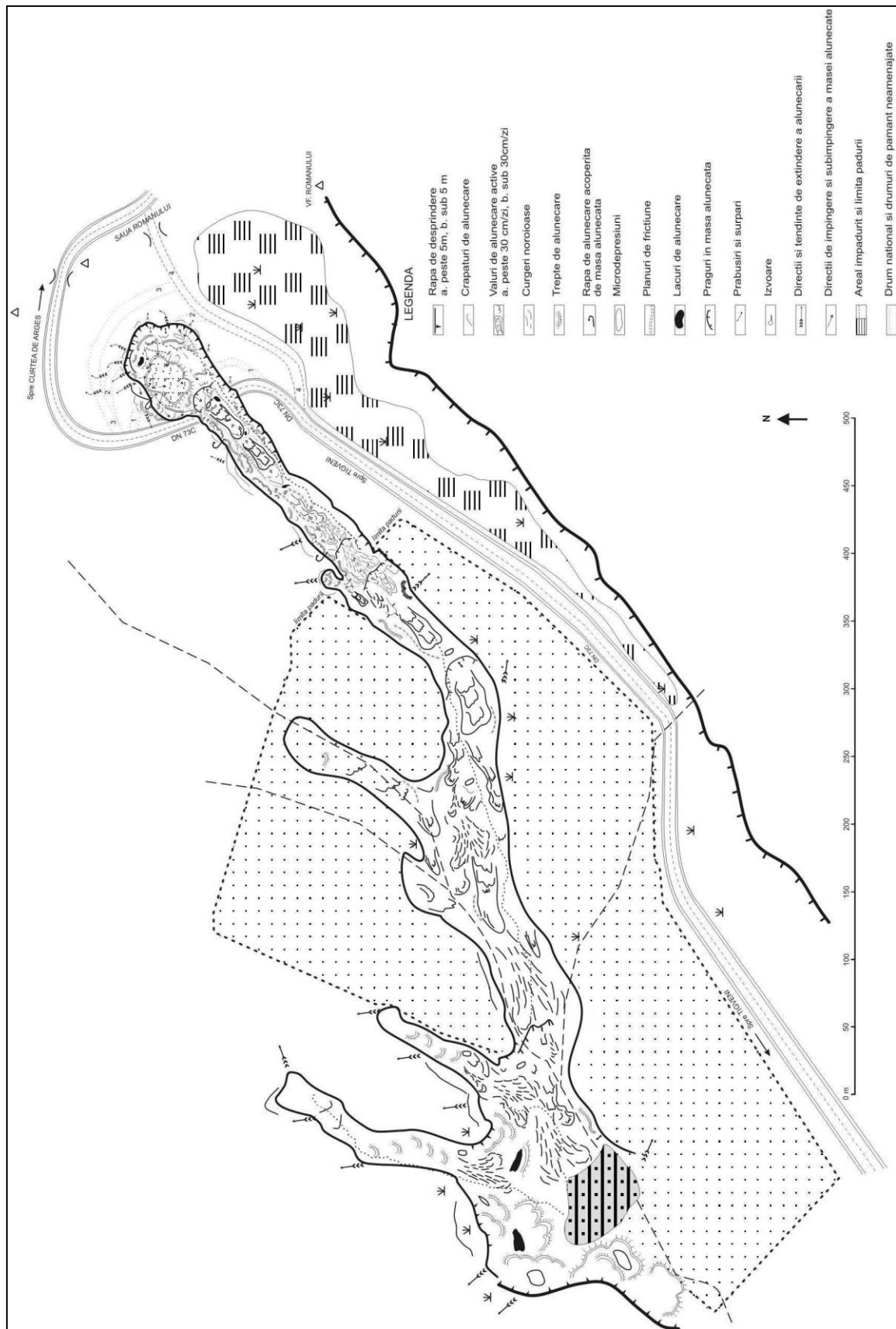


Fig. 13 Momaialandslide map

BIBLIOGRAFIE

- CINETI, A., 1980, Resurse de Ape Subterane din România, Edit. Tehnică, București
- CRUDEN, D. M., VARNES, D. J., 1996, Landslides Types and Processes, din *Landslides Investigations and Mitigation*, Turner, A.K. and Schuster, R. L. eds, Washington
- DRAGOȘ, V., 1952, Cercetări geologice asupra regiunii dintre Topolog și Olt, D.S. Inst. Geol., XXXVII (1949), București
- DRAGOȘ, V., 1957, Deplasări de teren 1956, Edit. St., București
- DRAGOȘ, V., 1957, Fenomene geologice actuale din regiunea Argeș, D.S. Inst. Geol., XLI, București
- GEORGESCU, P., 1982, Prospekțiuni Electrice, Edit. Universității, București
- GEORGESCU, P., NICULESCU, V., MAFTEIU, M., 2004, Cercetări geoelectrice pentru ape potabile minerale în zona Zizin, Borsec, Racu, Arhiva Biroului de Expertiză și Consulting, Fac de Geol și Geof., București
- GHEORGHE, A., NICULESCU, V., MOGOȘ, S., 2000, Utilizarea Prospekțiunilor Electrometrice în Strategia de Identificare a Hidrostructurilor (Ascunse) de Tip Piemont, Arhiva Biroului de Expertiză și Consulting, Fac de Geol și Geof., București
- GRECU, Florina, PALMENTOLA, G., 2003, Geomorfologie dinamică, Edit. Tehnică, București
- MARGHIDANU, E., 2005, Geologie pentru inginerii constructori cu elemente de protecție a mediului geologic și geologie turistică, Edit. Tehnică, București
- MIHĂILĂ, N., 1970, Deplasări de teren din interfluviul Olt – Vâlsan și locul lor în clasificarea actuală, Studii de Geologie Tehnică, seria F, nr 8, Inst. de Geol., București
- MIHĂILĂ, N., 1971, Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintre Valea Oltului și Valea Vâlsanului (sectorul Râmnicu Vâlcea – Curtea de Argeș – Vîlsănești), Studii Tehnice și Economice, seria J, Stratigrafie, nr 7, Inst. de Geol., București
- NICULESCU, V., MAFTEIU, M., 2001, Studiu Hidrogeofizic Privind Captarea De Ape Subterane Breaza – Bădeni, jud. Vrancea., Arhiva Biroului de Expertiză și Consulting, Fac. de Geol. și Geof., București
- PASCU, M., 1983, Apele Subterane din România, Edit. Tehnică, București
- PETREA, D., 1998, Pragurile de substanță, energie și informație în sistemele geomorfologice, Edit. Universității din Oradea, Oradea
- ***, 1975, STAS 1242/8-1975 privind cercetarea geoelectrică a subsolului geologic.
- ***, 1978, STAS 11 156-78/CNST-IRS privind nomenclatura cercetărilor geoelectrice ale subsolului geologic

¹University of Bucharest
 Faculty of Geography
 Department of Geomorphology and Pedology
²University of Bucharest
 Faculty of Geology and Geophysics BEC

Détermination du style fluvial. Etude de cas : la rivière Prahova

Gabriela Ioana TOROIMAC

Mots-clés : style fluvial, Prahova, carte topographique, ortophotoplan.

Le style fluvial représente la manifestation spatiale du fonctionnement hydro-géomorphologique du cours d'eau. Cet article propose de déterminer le style fluvial de la rivière Prahova. La démarche méthodologique consiste en trois étapes : analyse des cartes topographiques, analyses des ortophotoplans, observation du terrain d'étude. Les principaux résultats de la recherche montrent que la Prahova se caractérise par une succession des styles fluviaux différents, selon les critères de la multiplicité et de la sinuosité des chenaux. Ce découpage selon le style fluvial correspond aux unités de relief et aux variations de la pente longitudinale de la rivière. La détermination du style fluvial est dépendante des données utilisées.

1. Introduction

Le lit de la rivière est le résultat de l'action de l'eau sur le relief, en fonction de structure, de lithologie et d'aménagements locaux. Cette action se manifeste, en plan, par le style fluvial, qui représente la physionomie de la rivière.

Dans le contexte où les lits des rivières ont toujours été des éléments d'attraction pour l'Homme, il s'avère nécessaire de comprendre le comportement des cours d'eau.

Notre article travaille sur le style fluvial, comme manifestation spatiale du fonctionnement hydro-géomorphologique de la rivière, en s'appuyant sur son détermination et la méthodologie utilisée.

Le travail se fonde sur des notions et des concepts formant le socle épistémologique et méthodologique de notre recherche. Nous pouvons brièvement rappeler les contributions de : Leopold, Wolman et Miller (1964) qui proposent la première classification du style fluvial (rectiligne, à méandres, en tresses); Leopold et Wolman (1957), cité d'Ichim et al. (1989), qui identifient et caractérisent les cours d'eau anastomosés; Brice (1974), cité de Bravard et Petit (2000), qui propose la classification des cours d'eau en trois types selon le critère de la sinuosité : rectilignes (indice de sinuosité entre 1,00 et 1,05), sinueux (indice de sinuosité entre 1,05 et 1,50), à

méandres (indice de sinuosité supérieur à 1,50). Nous nous sommes arrêtés à ces classifications étant donné leur simplicité et leur accessibilité par rapport aux données disponibles.

2. Région d'étude

Formée dans les Carpates (à environ 1100 m d'altitude), la vallée de la Prahova se trouve dans la partie centrale-sud de Roumanie. Puis elle traverse les Subcarpates et la Plaine Roumaine, sur 193 km de longueur, pour finir par confluer avec la vallée de l'Ialomița (à 56 m d'altitude). En ce sens, elle est un affluent de deuxième ordre du Danube, selon le système d'hierarchisation de Gravelius.

Ce travail de recherche prend pour cadre de réflexion la vallée de la Prahova. Le choix de cette région d'étude s'appuie sur quatre raisons principales :

- la **variété géologique** : la vallée de la Prahova s'écoule à travers d'une région d'orogène, constituée essentiellement de flysch et de molasse (conglomérats, marnes, grèses etc...), puis s'étend sur une région de plateforme constituée de graviers, de sables et de dépôts loessiques; la néotectonique actuelle se caractérise par des mouvements positifs surtout dans les Carpates et par des mouvements négatifs dans la région de plaine.

- la **variété géomorphologique** : la Prahova parcourt des secteurs de gorge et des dépressions érosives dans les Carpates et les Subcarpates, une plaine de piémont (la Plaine de Ploiești) et une plaine de subsidence (la Plaine de Gherghița) ; sa pente longitudinale diminue de 12,5‰ dans le secteur carpatique à 0,5‰ dans la Plaine de Gherghița ; la pente et l'énergie de relief diminue de la même manière ;
- la **variabilité hydrologique** : la Prahova se caractérise par un régime hydrologique carpatique (hautes eaux à la fin du printemps et crues au début de l'été) (Pișota et Zaharia, 2001, 2002) ; le coefficient de variabilité interannuelle atteint 1,5 dans le secteur de plaine (pour la période 1950-2002). Le débit d'alluvions en suspension est de 107 kg/s avant la confluence avec l'Ialomița. Il n'y a pas de mesures de charge solide de fond sur la Prahova.
- les **aménagements** effectués dans le lit de la rivière : des aménagements pour la protection contre l'érosion (latérale et en profondeur) et pour la protection contre les inondations longent la Prahova carpatique et subcarpatique.

3. Démarche méthodologique

Ce travail de recherche élabore et propose une méthodologie géographique pour la détermination du style fluvial, constituée de plusieurs étapes ; elle est adaptée aux données utilisées (cartographiques et de terrain).

- Analyse des cartes topographiques

Les **cartes topographiques** (1/25000, datant de 1977-1980, système de projection Gauss-Kruger, origine - Direction Topographique Militaire) couvrent toute la longueur de la rivière ; c'est la raison pour laquelle elles ont été choisies comme source principale d'informations. Elles sont utilisées dans un Système d'Informations Géographiques (logiciel MapInfo 6.5), grâce au géoréférencement (système de projection UTM, Zone 35N) et à la digitalisation.

La sinuosité et la multiplicité des chenaux sont estimées par l'indice de sinuosité et par l'indice de ramification. Le choix de ces

paramètres est lié aux données disponibles, donc aux éléments représentés sur les cartes topographiques. L'**indice de sinuosité** est calculé comme le rapport entre la longueur sinueuse et la longueur à vol d'oiseau entre deux points. L'**indice de ramification** représente le rapport entre la longueur des bras de la rivière et la longueur du bras principal. Les deux indices sont calculés sur des tronçons d'environ 1 km ; nous mentionnons que le tronçon de 1 km est considéré comme longueur de référence pour le calcul des différents indices morphométriques (Grecu et Palmentola, 2003).

La principale limite de la détermination du style fluvial à partir des cartes topographiques dérive de leur échelle (1/25000), qui ne permet pas la représentation des éléments de détail.

La sinuosité et la multiplicité des chenaux sont validées sur les orthophotoplans pour quelques tronçons.

- Analyse des orthophotoplans

Les **orthophotoplans** (en couleurs ; échelle 1/5000 ; datant d'avril et de juin 2004 ; système de projection Stéréo 70 ; origine - Agence Nationale de Cadastre et Publicité Immobilière) couvrent quelques tronçons de la rivière qui ont été zoomés et choisis selon la disponibilité des données.

Le travail vise surtout la présence des bancs d'alluvions (position, forme).

Nous rappelons les difficultés dans l'utilisation des orthophotoplans : la couleur de la rivière indique une turbidité élevée et donc des hautes eaux. Les accumulations sont émergées, mais la cartographie de leur forme et de leurs dimensions dépend du niveau de l'eau au moment du vol. Les berges sont parfois nettes, parfois cachés sous la végétation arborescente dense, ce qui empêche la délimitation précise de chenal alluvial.

- Validation des résultats sur le terrain

Les observations de terrain visent les tronçons zoomés sur les orthophotoplans, en insistant sur la physionomie de la rivière en différentes phases du régime hydrologique (multiplicité des chenaux, état de la végétation, aménagements, processus...).

Les **observations de terrain** sont illustrées dans notre travail par des **photos**.

4. Succession des styles fluviaux le long de la Prahova

L'article propose de déterminer le style fluvial de la Prahova en trois étapes, en suivant la démarche méthodologique proposée.

4.1. Apport des cartes topographiques

L'analyse effectuée sur les cartes topographiques, selon le critère de la multiplicité et de la sinuosité des chenaux alluviaux, montre trois styles fluviaux du lit de la Prahova qui se succèdent d'amont en aval (figure 1-I) :

- un lit à **chenal unique et sinueux** qui s'étend entre ses sources et la sortie des Carpates ;
- un lit **en tresses** qui se forme entre la sortie des Carpates et la limite méridionale de la Plaine de Ploiești ;
- un lit à **chenal unique et sinueux** qui se forme à la limite méridionale de la Plaine de Ploiești, sur environ 20 km de longueur ;
- un lit à **méandres** en traversant la Plaine de Gherghița.

La précision de cette classification est relative à la méthodologie utilisée. L'utilisation du tronçon de référence de 1 km de longueur empêche l'identification du style fluvial des tronçons moins longs. (Par exemple bien que le calcul de l'indice de ramification montre la présence des chenaux multiples dans les Subcarpates, il y a des tronçons d'environ 0,5 km à chenal unique.) D'autre part, à cette échelle de 1/25000, les cartes topographiques ne mettent pas en évidence les bancs alluviaux du lit de la Prahova.

4.2. Apport des orthophotoplans

Quatre tronçons de la rivière (figure 1-I) ont été analysés sur des orthophotoplans. Ils ont été choisis pour représenter les trois styles fluviaux de la rivière. Le style fluvial en tresses est représenté par deux tronçons étant donné les changements dans la physionomie de la rivière.

Cette analyse insiste sur la position et la forme des bancs d'alluvions, particularités qui représentent l'effet de l'action des courants d'eaux et qui sont soumises à des changements

importants lors des crues. A leur tour, la position et la forme des bancs d'alluvions indiquent les processus hydro-géomorphologiques dominants.

Cinq types de bancs d'alluvions ont été identifiés le long de la Prahova : bancs longitudinaux, bancs médianes, bancs transversaux, bancs latéraux (d'après la classification d'Ichim et al., 1989) et bancs non-fluviaux (Church et Gilert, 1975, cité de Ichim et al., 1989).

Les caractéristiques principales des quatre tronçons analysés (sinuosité, multiplicité des chenaux, position et formes des bancs d'alluvions) sont mises en évidence sur la figure 2.

- Tronçon 1. La Prahova s'écoule par un chenal unique et sinueux. La plupart des bancs d'alluvions ont une disposition longitudinale ; leur forme est un indicateur de croissance (Church et Jones, 1982, cité de Ichim et al., 1989). Il y a aussi des bancs d'alluvions à distribution non-uniforme. Sur la figure 2 (tronçon 1), nous remarquons l'élargissement du lit de la rivière.
- Tronçon 2. Le long de ce tronçon, la Prahova forme un chenal unique pavé d'alluvion. Les bancs d'alluvions ont une disposition longitudinale, latérale et transversale. Cela indique, d'une part, une charge solide importante et, d'autre part, l'érosion latérale des berges du cours d'eau. Ce tronçon se caractérise par des ébauches de tresses, ce qui montre, de manière indirecte, les limites de la détermination du style fluvial en utilisant les cartes topographiques à une échelle de 1/25000.
- Tronçon 3. Ce tronçon se trouve en aval de la confluence de la Prahova avec la Doftana. La Prahova crée un véritable lit en tresses, à plusieurs chenaux et avec des bancs d'alluvions longitudinaux, latéraux, transversaux et médians. Les bancs médians sont spécifiques au tressage (Leopold et Wolman, 1957, cité d'Ichim et al., 1989).
- Tronçon 4. La Prahova s'écoule par un chenal unique, à méandres. Elle crée des bancs d'alluvions longitudinaux et latéraux, qui montrent la diminution de la vitesse de la rivière dans ce tronçon.

A ce point de la recherche, nous ne pouvons pas se prononcer sur la démonstrativité de ces quatre tronçons pour la détermination du style fluvial de la rivière Prahova.

4.3. Contribution des observations de terrain

Les observations effectuées sur le terrain ont le rôle de valider les conclusions précédentes. Quelques observations sont présentées dans notre article par des photos (figure 3). Elles apportent aussi d'autres informations concernant les processus hydro-géomorphologiques associés à chaque style fluvial.

- Tronçon 1. Les observations de terrain montrent que la disposition non-uniforme des bancs d'alluvions est la conséquence de l'exploitation de gravier du lit de la rivière (origine non-fluviale). L'exploitation de gravier est une pratique spécifique pour les secteurs carpatique et subcarpatique de la Prahova. L'élargissement du lit est observé sur le terrain aussi ; il reste à étudier si ce processus est lié aux activités anthropiques déroulées dans le lit de la rivière.
- Tronçon 2 et tronçon 3. Les observations de terrain indiquent l'élargissement du lit de la rivière, suite à l'érosion latérale. Les gabions (photo) qui protègent les berges contre l'érosion latérale indiquent la prise de conscience des conséquences de ce processus hydro-géomorphologique.
- Tronçon 4. Les bancs d'alluvions fines et stables, couverts de végétation arbustive, ainsi que le chenal alluvial secondaire colmaté sont les preuves d'une anastomose ; l'anastomose indique la diminution de l'énergie de la rivière. Ce processus a été remarqué sur d'autres tronçons à méandres de la Prahova. Il reste à analyser les causes de cette diminution d'énergie.

Etant donné la contribution importante des observations de terrain dans la détermination du style fluvial, nous proposons l'extension spatiale des tronçons analysés.

5. Discussions

Les styles fluviaux de la Prahova correspondent aux unités de relief (figure 1-I, II) Le secteur à chenal unique et sinueux correspond aux

Carpates. Puis la rivière crée des ébauches de tresses dans les Subcarpates au fur et à mesure que la pente diminue. A la sortie des Subcarpates, après la confluence avec la Doftana, la Prahova forme un lit en tresses en traversant une unité de piedmont (la Plaine de Ploiești). Dans la Plaine de Gherghița, où la pente est douce, la Prahova forme des méandres ; la diminution de l'énergie se manifeste par des anastomoses. Il est possible de conclure que, sur le profil longitudinal de la rivière, les ruptures délimitent des secteurs (Posea et al., 1963) à style fluvial différent. Bien que la rivière puisse avoir des comportements différents sur des tronçons avec la même valeur de la pente, elle peut être considérée un discriminant assez efficace du style fluvial de la Prahova.

La succession des styles fluviaux de la rivière Prahova est démonstrative pour le flux unidirectionnels des transferts longitudinaux des systèmes fluviaux selon la zonation de Schumm (1977) : le secteur carpatique à chenal unique correspond à la zone de production d'alluvions ; le secteur en tresses correspond à la zone de transfert ; le secteur à méandres et anastomoses correspond à la zone de stockage.

6. Conclusions

La rivière Prahova se caractérise par une succession des trois styles fluviaux (à chenal unique et sinueux, en tresses, à méandres) ; la présence du style fluvial aux anastomoses reste à être vérifiée. L'identification du style fluvial dépend entièrement des données utilisées et de l'expérience de l'observateur.

Le style fluvial est un premier indicateur des phénomènes et processus hydro-géomorphologiques. Ainsi le découpage de la rivière en secteurs à style fluvial différents pourrait servir à la sectorisation hydro-géomorphologique des cours d'eau, un outil possible dans la gestion des rivières.

Remerciements : à mes directrices de thèse, professeur Florina Grecu et professeur Yvonne Battiau-Queney, pour nos discussions.

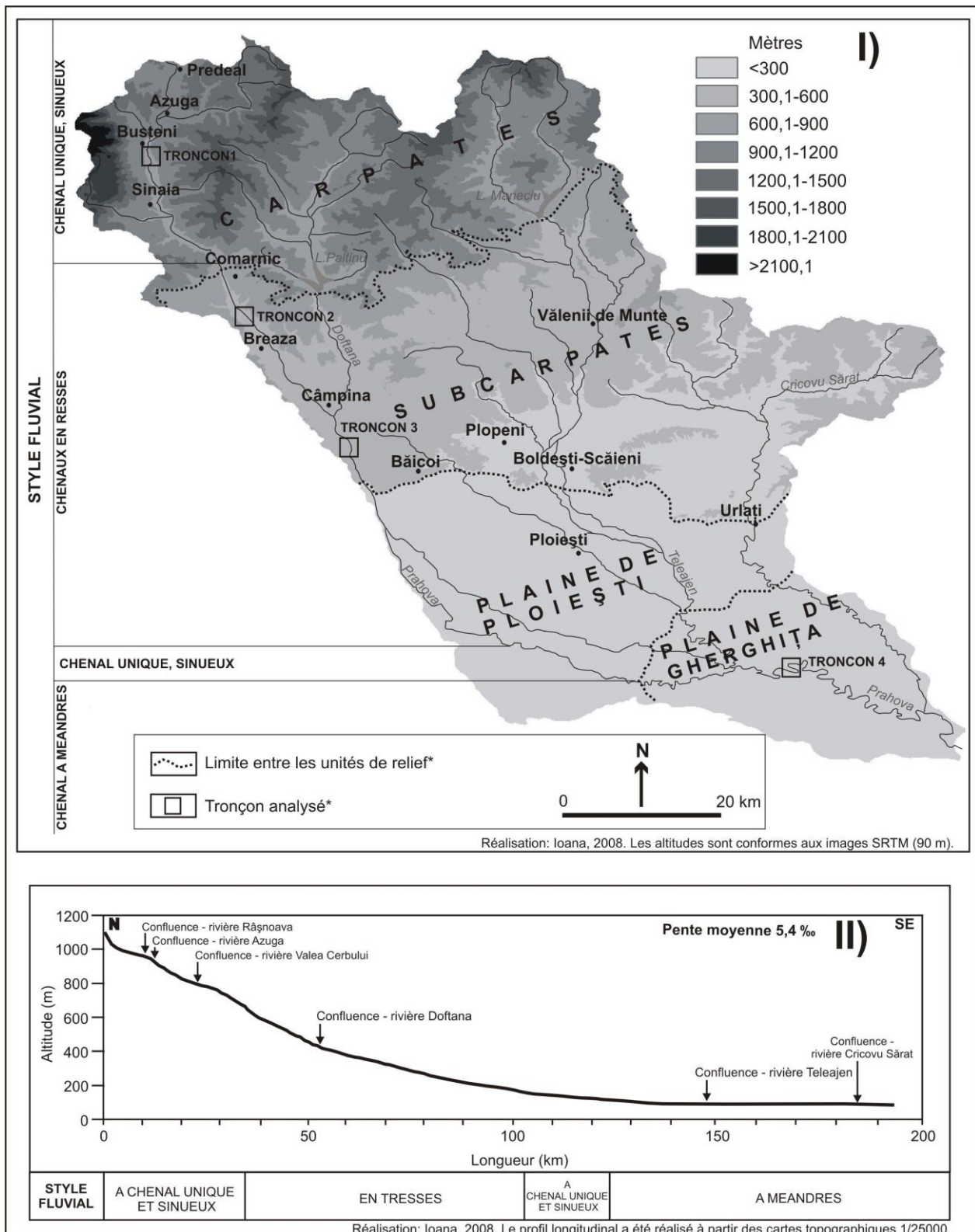


Fig. 1 I) Succession des styles fluviaux le long de la Prahova. II) Succession des styles fluviaux sur le profil longitudinal de la Prahova. Le profil longitudinal est exagéré 50 fois sur l'axe verticale.

*Les limites des unités de relief et des tronçons sont orientatives

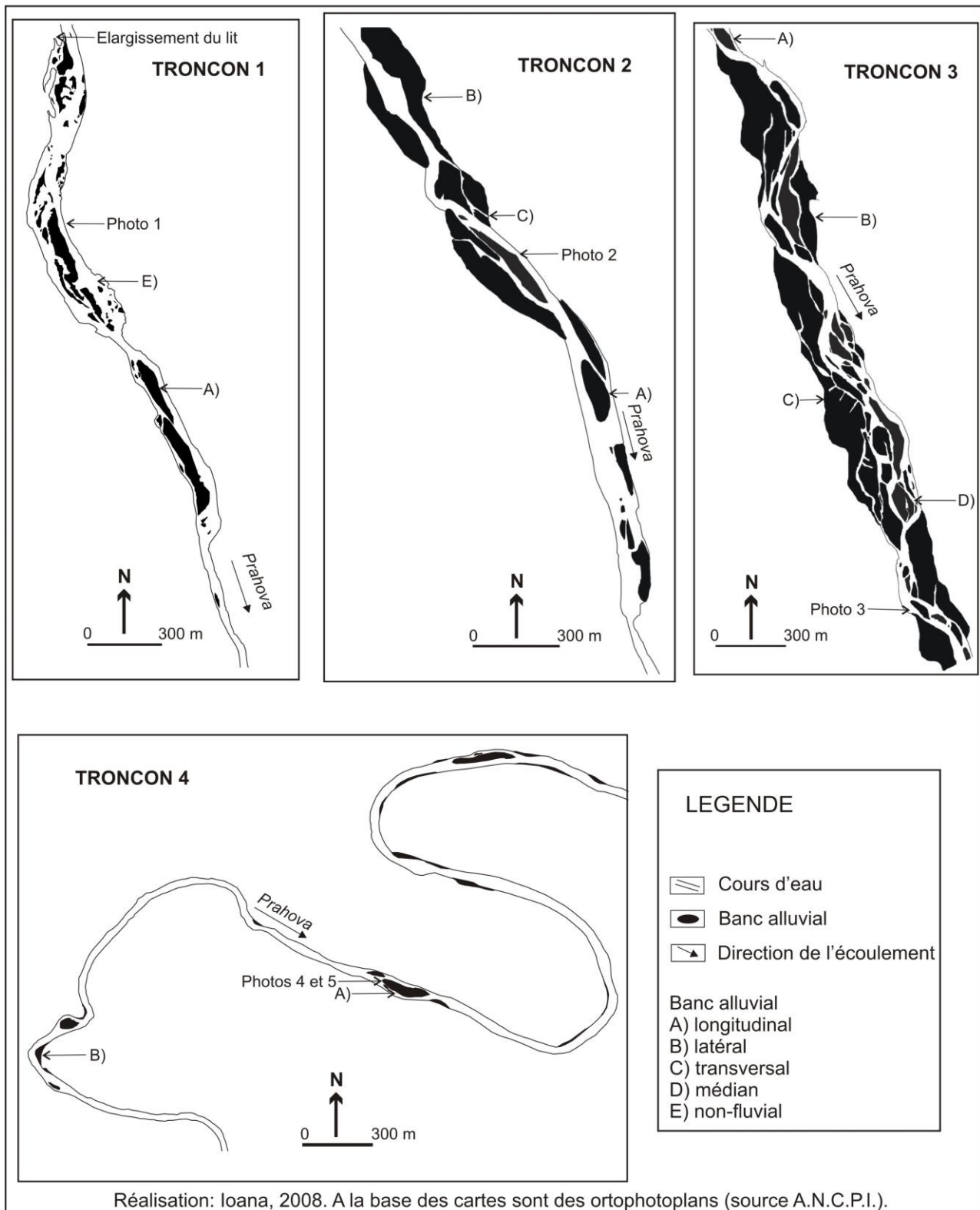


Fig. 2 Caractéristiques du style fluvial des quatre tronçons de la rivière Prahova



Photo 1. Les observations de terrain montrent que la disposition non-uniforme des bancs d'alluvions est la conséquence de l'exploitation du gravier de lit de la Prahova. Cette activité est susceptible de générer l'élargissement du lit de la rivière, sur la rive droite sur la photo.

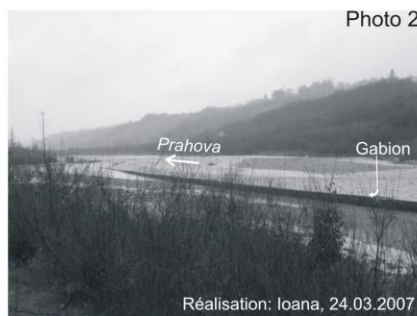


Photo 2. Cette photo a été prise en phase de hautes eaux. Nous ne pouvons pas faire des précisions concernant la forme des bancs d'alluvions. Des gabions délimitent le lit du cours d'eau.

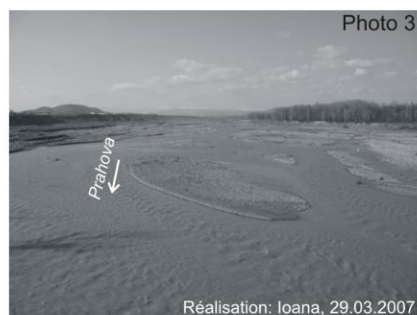


Photo 3. Un banc d'alluvions longitudinal est observable dans le lit de la rivière. Des bancs d'alluvions à disposition transversale se trouvent sur la droite de la photo.



Photos 4 et 5. La photo 4 a été prise en phase de moyennes eaux. La photo 5 a été prise en phase de basses eaux. Le point commun des deux photos est noté avec "X". En phase de basse, nous remarquons que le chenal secondaire de la Prahova, situé à gauche, est colmaté.



Fig. 3 Observations de terrain sur la Prahova, illustrées par des photos

BIBLIOGRAPHIE

- BRAVARD J.-P., PETIT F., (2000), *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Editions Armand Colin, Paris, 222 p.
- GRECU F., PALMENTOLA G., (2003), *Geomorfologie dinamică*, Editura Tehnică, București, 392 p.
- ICHIM I., BĂTUCĂ D., RĂDOANE M., DUMA D., (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râu*, Editura Tehnică, București, 408 p.
- LEOPOLD L., WOLMAN M.G., MILLER J.P., 1964, *Fluvial Processes in geomorphology*, Ed. W.H. Freeman and Company, 522 p.
- PISOTA. I., ZAHARIA L., (2001, 2002), *Hidrologie*, Editura Universității din București, București , 447 p.
- POSEA G., VELCEA V., COJOCARU D., (1963), *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București, 172 p.
- SCHUMM S.A., (1977), *The fluvial system*, Edition John Wiley, New York, 338 p.

Université de Bucarest, Faculté de Géographie
Université de Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire PGQ

Morphometrical Aspects of the Cărpeneș Catchment

Marta Cristina JURCHESCU

Key words: stream hierarchisation, order of magnitude, extent of completion, river network evolution

Analiza morfometrică în bazinul Cărpeneș. Bazinul pâraului Cărpeneș este un subbazin al Topologului, înscriindu-se în unitatea Subcarpaților Vâlcii. Reprezintă cel mai dezvoltat subbazin al Topologului ca suprafață și formă; în dreptul său Topologul înregistrează lățimea sa maximă, extremă. Forma bazinului se abate numai cu puțin de la unitate, caracterizându-se printr-o pondere ridicată a rotunjimii în partea sa superioară. Direcția de drenaj este una de la nord-vest la sud-est, oblică față de a cursului Topolog. În sistem Horton-Strahler bazinul are ordinul 5. Dacă modelul morfometric al drenajului pune în evidență caracterul tânăr al rețelei înspre ordinele elementare (număr mare, lungimi reduse, pante mici, densitate mare a fragmentării) și deci eroziunea accentuată, în schimb, modelul suprafețelor și cel al perimetrelor arată un bazin al Cărpeneșului aproape de realizarea ordinului de mărime pe care îl poartă (5). Acest aspect reiese din poziția punctelor de intersecție a dreptelor suprafețelor medii și însumate ca și a dreptelor perimetrelor medii și însumate.

Forma care s-a menținut rotunjită, ca și gradul apropiat de realizare din punctul de vedere al suprafețelor și perimetrelor se pot explica urmărind evoluția rețelei hidrografice în acest bazin. De la un segment de curs inițial, consecvent, bazinul a evoluat pe direcție subsecventă prin două pâraie, Beuci și Sorbul. Extinderea bazinului subsecvent prin eroziune regresivă a fost împiedicată la un moment dat de conglomeratele burdigaliene din vest (Vf Măgura), care în același timp au protejat dezvoltarea bazinului față de afluenții Oltului. În caz contrar, Sâmnicul, afluent al Oltului, cu nivel de bază mai scăzut ar fi captat izvoarele de obârșie. Ultima fază, care se produce în prezent, corespunde cu o extindere prin eroziune regresivă a unui segment consecvent dar de vârstă recentă, în dreptul Vf. Alângului.

Study area

The Cărpeneș catchment, with an area of 19.6 km², is a subbasin of the Topolog River and belongs to the Vâlcea Subcarpathians (Badea, Dinu, Rusenescu, 1992; Dinu, 1999; Tufescu, 1966; Ielenicz et al., 2003).

The Cărpeneș River is a 5th-order stream in the Strahler system, flowing northwest-southeastwards, in an oblique direction relative to the mainstream. Its source (at over 830m) lies just beneath the Măgura Peak and the confluence with the Topolog River at 460m.

The Cărpeneș catchment is carved in molasse deposits of Burdigalian age (Mutihac et. al., 2004), represented by an alternance of conglomerates, sands, marls, marly limestones, sandstones, etc. The bedding of the strata is monoclinial with a slight north-south and northwest-southeastwards inclination, without major tectonic complications, a typical bedding of this Subcarpathian sector. The structure builds up cuestas, structural surfaces and

consequent, subsequent and obsequent valley types in the landscape.

The oblong hills seem to continue those in the Carpathians, reflecting a unitary evolution with the mountains. The relief was modelled progressively and slowly from north to south, with periodical transgressions and regressions, the trend being gradual exundation. On the other hand, Mihăilescu (1946), talks about a common genesis, up to a point, with the Getic Piedmont: the Subcarpathian relief was exhumed by erosion from under the piedmont-like gravel-cover, and the limit with the piedmont slowly migrated to the south.

On the background of +2 mm/year neotectonic movements (Zugrăvescu et. al., 1998), slope processes (erosion and landslides) are intensified in places with a high relief energy and steep declivity.

Typical slope processes are mass movements (especially landslides) and water-erosion, closely intertwined with channel processes.

Morphometrical aspects

The morphometrical analysis of landforms follows the hierarchisation of the catchment's river network, in the form proposed by Horton (1945) and completed by Strahler (1952) (cited by Grecu, 2003). Evolution laws and models of the main drainage basins' parameters were elaborated based on this classification system.

In Romania, the Horton-Strahler laws for the hierarchisation of the river network were tested in various and complex relief units (Zăvoianu, 1978, 1985, 1990, 1997; Sandu, 1980, 2003; Grecu, 1980, 1992, 2003; Ichim, 1989, Grecu, Comănescu, 2001, etc.).

The present study aims firstly at verifying the valability of Horton's laws, as well as at the quantitative assessment of the state of the catchment's dynamic equilibrium and its future evolution.

As for the valley network of the Cărpeneș catchment, the exterior segments (the 1st-order ones) were extracted from the topographical map on the scale of 1:25 000, following the inflexions of contour lines according to Shreve's slope criteria (1974, cited by Ichim et al., 1989), and completed with field mapping. The result was the identification of a number of five orders of magnitude (fig. 1).

The **catchment's shape** was quantitatively evaluated using two indexes:

1. The shape index introduced by Gravelius:

$$K = P/2 \text{ IIR} = 1.45$$

2. The shape ratio (Zăvoianu, 1978)

$$R_f = F/(P/4)^2 = 0.6$$

By comparing the catchment's shape to the reference unit (circle and square, respectively), a similar difference from unity, of approximately 0.4, has resulted.

The rounded section, which is situated in the upper part of the basin, while the elongated one occupies its lower part, corresponds to the natural evolution of the rounded shape of the basin from up-to-downstream. The fact that the rounded section covers a larger area than the elongated one shows this subbasin to be more evolved in terms of shape, actually the most evolved one within the Topolog basin. Noteworthy is the evident asymmetrical character, the catchment being mainly developed on the right side.

The catchment's two extreme edges (northern and western) reflect two phases in its evolution. In the west, there is a backward erosion extension of a typical subsequent basin; in the present phase, extension at this spot is rendered difficult by the Olt's tributaries, on the one hand, and by the presence of conglomerates, on the other. The second extension, in the north, corresponds to the passage from a typical subsequent basin to a consequent one, because of the obstacle met in the west, fact proven also by the oblique direction of the main river flow.

The number of river segments of different orders and the frequency of elementary channels (fig. 2)

The mean value of the confluence ratio (R_C) for the Cărpeneș catchment is 4.12, with a maximum of 4.92 at the segment couple of 2nd- and 3rd-order streams showing maximum ramification with elementary orders, i.e. in torrential catchments. The inclusion of R_C within the value interval of 4-5 is specific to hilly and plateau regions, as other studies show, too (Grecu, 2003).

The frequency of elementary channels, computed by rationing the number of 1st-order segments to the total basin area, is 13.78 segments/km².

The torrentiality degree, resulting from the product between the frequency of elementary channels and drainage density, is 74.1 for the whole basin, even higher in the case of some 3rd-order catchments (271.19; 128.88; 120.33). This proves the possibility of rapid water concentration during heavy rain events, a phenomenon supported also by the shape of the Cărpeneș catchment, at least in its upper sector.

The law of river segment lengths (fig. 2)

In the case of summated lengths, the registered deviation with 5th-order streams is due to the elongated shape of the catchment towards the river mouth, which hinders passage to a new order of magnitude and implicitly the continuous reduction of length with order. The

ratio of summated lengths yields a value of 2.28, falling into the interval of values specific to the hilly and plateau regions of this country (Grecu, 2003).

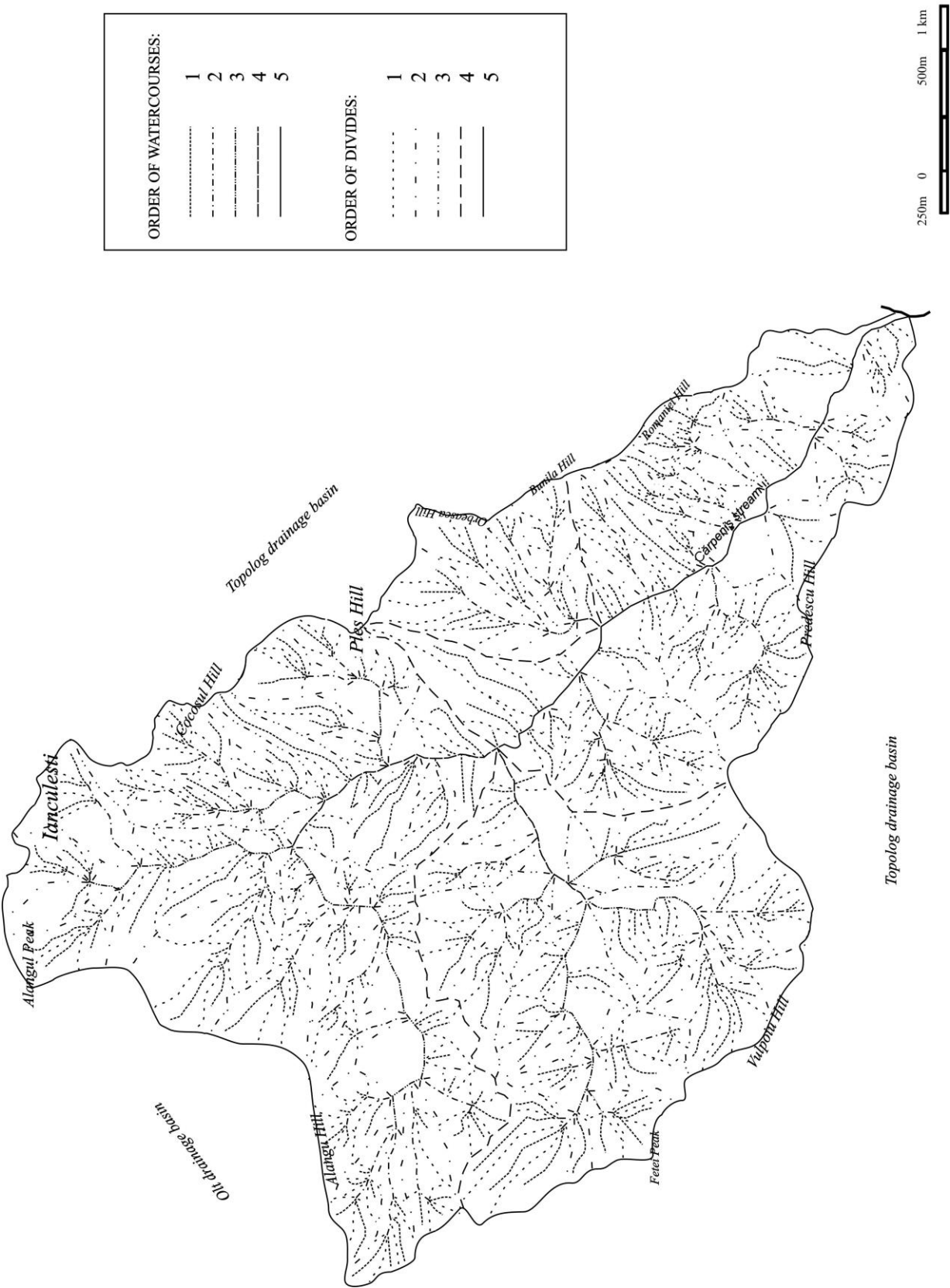


Fig. 1 The Cărpeneş Catchment. Hierarchisation of the River Network

Regarding the geometrical progression of average lengths, the 2.07 ratio, shows that there is no need for a great length for a river segment to pass onto a higher order.

The measured values are plotted in a semi-logarithmic graph upon which trend lines were drawn with the help of which theoretical values can be extracted (fig. 2).

Although the numerical percentage of 1st-order segments per total number of segments within the Cărpeneș catchment amounts to 76.9%, their length (L1) represents only 61% of the total length, which yields a mean length of approximately 0.24 km. It is a typical situation for the Subcarpathians, which are of recent age: high fragmentation but reduced evolution grade expressed in short stream lengths.

Fragmentation density

The mean drainage density of the Cărpeneș catchment is 5.38 km/km².

In order to analyse relief horizontal fragmentation, the entire channel network depicted on the hierarchisation map was taken into account, considering the importance of the torrential net in the present-day modelling of the relief (fig. 1). For 3rd-order catchments the values of fragmentation density vary between 4.49 and 6.28 km/km². There are also areas considered intrabasinal at the 3rd-order level, less fragmented and thus with lower values.

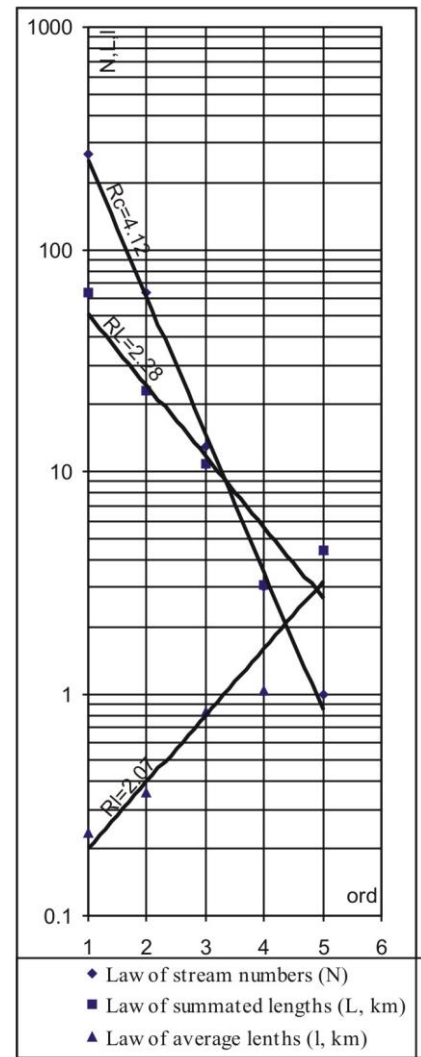


Fig. 2 The Cărpeneș Catchment. Drainage Model

Table 1

The Cărpeneș Catchment. Data on the Drainage Model

Parameter		Order					Ratio	Total
		1	2	3	4	5		
No. river segments (N)	Measured (m)	270	64	13	3	1	Confl. ratio Rc = 4.12	$\sum N$ 351
	Computed ©	263.68	64	15.53	3.77	0.92		
Frequency of river segments N1/F(km2)		13.78						
Number of river segments per total (%)		76.9%	18.2%	3.7%	0.9%	0.3%		100%
Cumulated percentage		76.9%	95.2%	98.9%	99.7%	100.0%		100%
Summated length L (km)	Measured (m)	64.11	22.96	10.86	3.10	4.42	RL = 2.28	$\sum L$ 105.45
	Computed ©	52.35	22.96	10.07	4.42	1.94		
Summated length per total (%)		61%	22%	10%	3%	4%		
Mean length l (km)	Measured (m)	0.24	0.36	0.84	1.03	4.42	rl = 2.07	$\sum l$ 6.89
	Computed ©	0.17	0.36	0.75	1.54	3.19		

The drainage density values rise with the decrease of the order of magnitude, even above 8.9 km/km^2 , because the degree of abstractisation decreases. There is another law characterising this behaviour, i.e.: *the drainage density for increasing orders of magnitude forms a decreasing geometrical progression, in which the first term is the drainage density of 1st-order basin (D_1), and the ratio is given by the densities ratio (R_D)* (Grecu, 1980, 1992, Armaș, 1999). With lower orders, one segment drains a much smaller area, while with higher orders, the areas wherefrom water is collected are considerably larger.

The very high values have to be connected with the sources and runoff ditches which are formed simultaneously with the landslides they subsequently drain.

Studies undertaken in the Doftana river basin show ratios between frequency of elementary channels and drainage density with values of 2 and 3 in favour of the first parameter (Armaș, 1999). This means that the number of 1st-order segments is 2-3 times higher than the total length of the net, a typical

situation for a young network with a rapid evolution.

Fragmentation values are related mostly to lithology (in places where gravels and sands dominate, a temporary flow net of ravines and gullies is favoured; if marls and clays prevail, landslides develop and thus drainage density is low), but also to land use. Deforestation allowed the regressive extension of valleys to the detriment of the interfluvium.

Relief energy (fig. 3)

The highest values (200-240 m; 160-200 m) appear on the interfluvium separating the Cărpeneș catchment from the Olt catchment, on the most advanced edges of the catchment's development to the west, evidencing the role of lithology represented by conglomerates in the preservation of some high level differences, enabling also erosion to keep active for a longer period of time (in the Măgura Hill, Alângu Peak, Ianculești Peak).

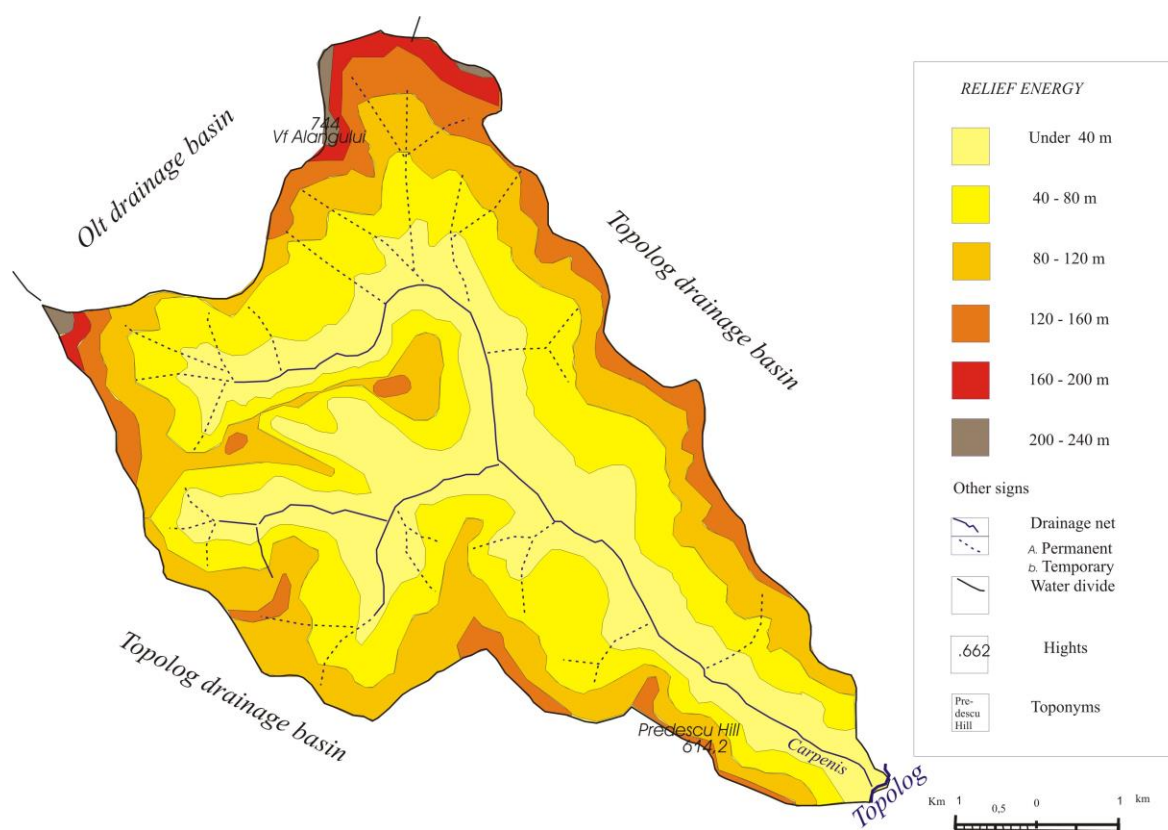


Fig. 3 The Cărpeneș Catchment. Map of relief energy

The other categories of fragmentation depth represent over 20%. The depth of 120-160 m relative to the main river is encountered mainly on the interfluvium and the upper sector of the Cărpeneș left slope where it forms a continuous string. This supports the assertion that the catchment is younger towards the interfluvium that separates it from the Topolog River, at least in the upstream sector, and with stagnant deepening on the right side, because, even if this side is much steeper (cuesta), the level differences are reduced slowly through slope processes.

If we consider that landslides take place on marls and clays, deepening cannot exceed certain limits, so values generally keep low.

In conclusion, asymmetry was noticed also from this viewpoint: relief energy is higher on the left side than on the right side of the Cărpeneș River.

Morphometrical model of the river segment slope

In the case of mean level differences, Horton's law in this catchment is not so obvious. According to it: *the mean level differences of rivers of successively rising orders aim to build an increasing geometrical progression in which the first term is the mean difference of 1st-order segments and the ratio is that of successive level differences*. A clear deviation is registered with 4th-order streams, because the number of their segments is reduced and the shortness of one segment – implying small level difference – is greatly reflected in the average value. The ratio of level differences, very close to unity, underlines, once again, the friable molasse lithology, which did not allow important level steps to form.

The graph in fig. 4, based on the variation of the mean slopes of river segments, shows the deviation of measured values from the computed ones. The law of average slopes of river segments is confirmed as a *decreasing geometrical progression*, having as first term the average slope of 1st-order river segments

and as ratio that of successive average slopes. The value of the ratio (0.59), relatively far from unity, expresses big differences between the mean slopes of successive order segments. This means high erosion done by elementary segments and passage towards transport and accumulation at higher orders.

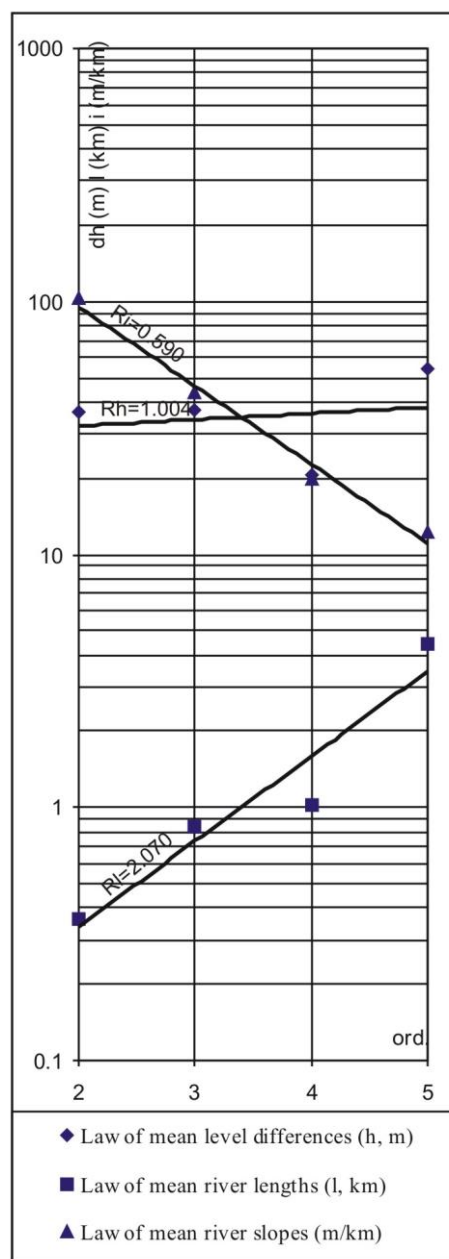


Fig. 4 Morphometrical Model of River Segments Mean Slope

Table 2

The Cărpeneș Catchment. Data on the Slope Model of River Segments

Parameter		Order					Ratio
		1	2	3	4	5	
Mean level differences $dh=DH/N$ (m)	m		36.85	37	20.67	54	$rh = 1.004$
	c	26.32	36.85	51.59	72.23	101.12	
Mean segment length $l=\sum L/N$ (km)	m	0.24	0.36	0.84	1.03	4.42	$rl = 2.070$
	c	0.17	0.36	0.75	1.54	3.19	
Mean segment slope $ir=dh/l*100$ (%)	m		102.36	44.05	20.07	12.22	$ri = 0.590$
	c	173.49	102.36	60.39	35.63	21.02	

Morphometrical model of areas (fig. 5)

The value of the ratio of summated areas shows an increase of 0.86 from one order of magnitude to the next. So, the intrabasinal surface-areas adding on passage to a higher order are not that large. Generally, the ratio of summated areas approaches unity as the order increases, because the proportion of intrabasinal surface-areas decreases in the same direction.

And indeed, the highest ratio, 0.92, was found on the threshold between the 4th- and the 5th-order – very close to unity –, the reduced importance of intrabasinal surface-areas being a characteristic of advanced evolution in this respect. This highlights once more greater relief fragmentation.

The ratio of mean areas registers a high value (4.79) in the Cărpeneș catchment, which demonstrates the big differences existing between catchment areas of different orders, the decreasing rate towards catchments of elementary orders outlining the still young state of evolution. Higher ratios (5.5; 5.6) occur when passing between lower orders, while with higher orders, representing catchments evolving progressively, the ratio diminishes (3.2).

The mean area of a 2nd-order catchment is 0.20 km². The smallest area delimited for the 2nd-order concentrated run-off is 0.04 km². Certainly, in the case of the 1st-order, areas are even smaller.

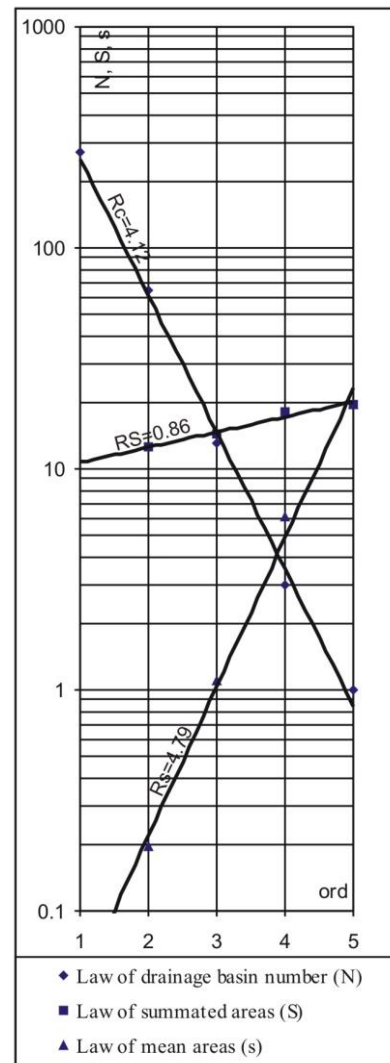


Fig. 5 The Cărpeneș Catchment. Morphometrical Model of Areas

Table 3

The Cărpeneș Catchment. Data on the Morphometrical Model of Areas

Parameter		Order					Ratio
		1	2	3	4	5	
No. river segments (N)	Meas. (m)	270	64	13	3	1	Confl. ratio. Rc = 4.12
	Comp. ©	263.68	64	15.53	3.77	0.92	
Summated areas (S)	Meas. (m)		12.53	14.31	18.12	19.6	RS = 0.86
	Comp. ©	10.78	12.53	14.57	16.94	19.70	
Mean areas (s)	Meas. (m)		0.20	1.10	6.04	19.6	Rs = 4.79
	Comp. ©	0.04	0.2	0.96	4.59	21.98	

The intersection point between the line of summated areas and that of mean areas shows on the 0x-axis the catchment's extent of completion for the order it carries, in terms of areas (Grecu, 2003). In our case, the graph proves that the Cărpeneș catchment is very close to being completed for the order it carries (5) as far as area is concerned.

The morphometrical model of perimeters (fig. 6)

The morphometrical model of perimetres is based on two laws, those of summated perimeters and of mean perimeters (Zăvoianu, 1978, 1985).

With lower orders, the value of ratios is ever so far from unity, showing a decrease in the evolution of catchments. The most abrupt change takes place between 2nd and 3rd-orders.

The three variables used in the model of perimeters are represented graphically on semi-logarithmic axes (fig. 6). The line of summated perimeters and that of the mean perimeters meet in one point, the value of which shows on the 0x-axis the extent of catchment completion in terms of perimeters. The graph above underlines that the Cărpeneș catchment is almost completed for the 5th-order of magnitude. The explanation lies in the friable lithology permitting a rapid evolution of the catchment and in the harder rocks protecting its margins.

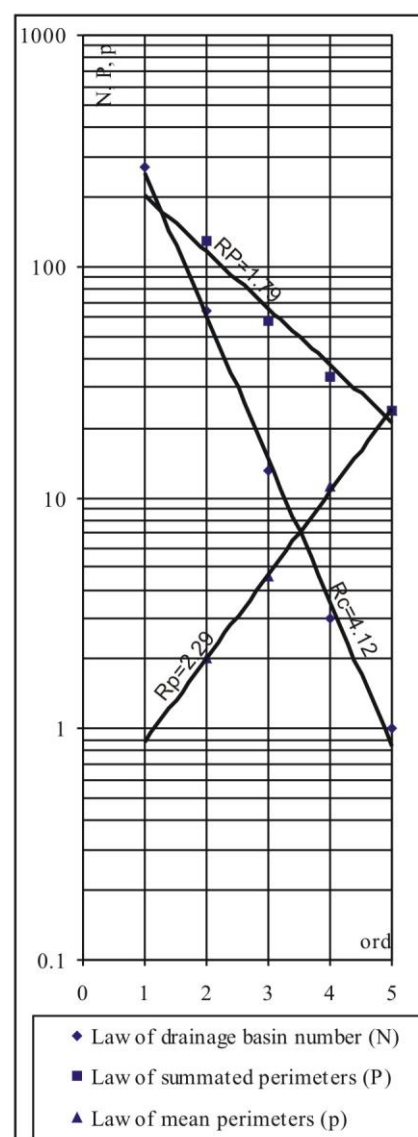


Fig. 6 The Cărpeneș Catchment. Morphometrical Model of Perimeters

Table 4

The Cărpeneș Catchment. Data on the Morphometrical Model of Perimeters

Parameter		Order					Ratio
		1	2	3	4	5	
No. river segments (N)	Meas. (m)	270	64	13	3	1	Confl ratio
	Comp ©	263.68	64	15.53	3.77	0.92	Rc = 4.12
Summated perimeters (P, km)	Meas (m)		129.65	58.67	33.51	23.8	RP = 1.79
	Comp ©	72.43	129.65	72.43	40.46	22.61	
Mean perimeters (p, km)	Meas (m)		2.03	4.51	11.17	23.80	Rp = 2.29
	Comp ©	0.89	2.03	4.65	10.65	24.38	

On the basis of the values found for several catchments of different orders on the Horton-Strahler scale, Ion Zăvoianu (1990) and Florina Grecu (2003) showed that a correlation exists between the values of average areas and of average perimeters, in which the dependent variable is given by the average perimeters and the independent variable by catchment areas.

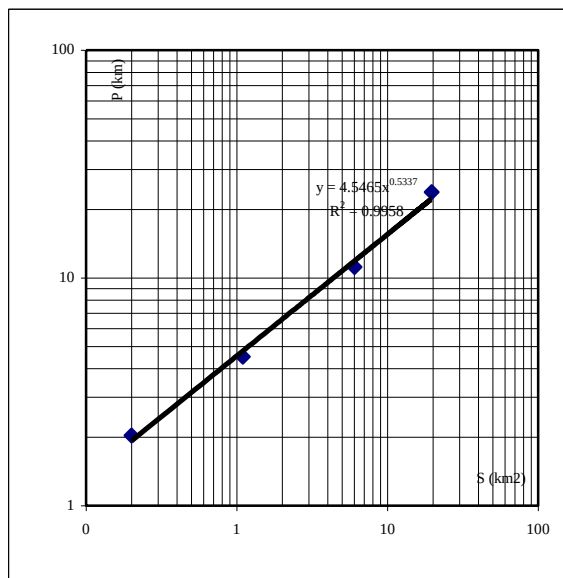


Fig. 7 Correlation between average surfaces and average perimeters

In the case of the Cărpeneș catchment $n = 0.5337$, which is higher than the 0.5 threshold, therefore showing, according to Church and March (1980, cited by Zăvoianu, 1990), an increasing ratio of perimeters,

somewhat higher than the one of areas. The above authors named this characteristic *positive allometry*, which relates to the factors that determined catchment shape and its degree of bending (Zăvoianu, 1990). Ion Zăvoianu has demonstrated that the shape-factor is the one conditioning the relation between perimeters and areas; this becomes isometric or non-allometric ($n \leq 0.5$) only if catchments with the same geometrical similarity (determined through the shape-factor) are taken into account. In the case of the Cărpeneș basin, the evolution of its shape was as much under the influence of structure as of lithology which made the basin evolve in two alternative directions, of elongation of subsequent segments, or of the development of consequent (resequent) tributaries. As for the catchments considered herein, they belong to different orders, with different shapes depending on structure and degree of evolution.

Formation and evolution of the channel network

In order to understand how the evolution of the Cărpeneș catchment in point of shape, area and perimeter was possible within such a young region as the Subcarpathians are, we have to reflect on the formation and evolution of the channel network in relation to the factors that could influence it.

The Dacian-Romanian phase corresponds to the development of piedmonts in the Pericarpathian strip, with rivers depositing alluvium, creating alluvial fans, the network diverging, splitting into distributaries, and meandering. During the Romanian-Lower Pleistocene, the piedmont was uplifted in the form of a plateau, the drainage network fixed itself through deepening, then the piedmont detached itself from the mountains, next the Subcarpathian depressions formed at the contact with the mountains and, in time, the piedmont was eroded. In the Subcarpathians, the river network (including the Topolog River) fixed itself through hidrographic reshuffling and adaptation to structure (Posea, 2002).

Therefore, after the Wallachian movements, the river became relatively stable along a trajectory close to the present one.

According to the evolution of the river network on a monoclinal structure, we attribute the first identified flow to the segment called Cârpeniş along a direction which differed only slightly from the consequent one of the Topolog River. Thus, we can consider this segment, following a semi-consequent direction, as the oldest within the present catchment network. The subsequent segments of the Beuci and the Sorbu brooks emerged, running perpendicular to the original consequent, course.

The backward erosion of the Sorbu River in the same direction was hindered at a certain

point because it encountered more resistant rocks represented by Burdigalian conglomerates; had it been otherwise, the torrential-like tributaries would have been regressively pirated by the Olt tributary (the Sâmnice River) with a lower base level and, hence, a more rapid evolution. In a next step, the obsequent subtributaries (i.e. tributaries of subsequent courses) emerged on the opposite slope of the consequent ones, e.g. the Măzăreşti in its lower part. Subsequently, the younger subtributaries, named resequent (term adopted by us from the Italian literature – Panizza, 1992), which emerged, kept flowing in the direction of the strata slope. This represents the last phase, the newest one in the development of its catchment, presently occurring under the Alângu-Ianculeşti interfluve.

Only in the presence of the Burdigalian conglomerates in the Măgura point could the rather rapid development (area and shape) of the Cârpeniş catchment, in the context of friable lithology, be protected. With the Cârpeniş catchment, the Topolog River basin registers the maximum – extreme – width.

Also, the semiconsequent development of the Cârpeniş, so close to the Topolog Valley, blocks the formation of some larger catchments on its right slope, i.e. on the other side of the Pleş – Bunila – România hills.

REFERENCES

- ARMAŞ, IULIANA, MIU, SILVIA (1998), *Folosirea regresiei multiple nelineare în analiza cantitativă a bazinelor morfohidrografice (bazinul Doftana)*, în Comunicări de Geografie, vol II, Edit. Universităţii din Bucureşti;
- ARMAŞ, IULIANA (1999), *Bazinul hidrografic Doftana – studiu de geomorfologie*, Edit. Enciclopedică, Bucureşti;
- BADEA, L., (1966) *Asupra platformelor de eroziune din Subcarpaţii Getici*, în SCGGG-Geografie, II, Bucureşti;
- BADEA, L. (1967) *Les terrasses des Subcarpathes getiques*, în RRGGG, 11, 2, pp 121-126, 1 fig, Bucureşti;
- BADEA, L. (1974) *L'influence des mouvements neotectoniques pleistocenes sur le modele du relief de la Roumanie (methode geomorphologique de recherche)* RRGGG – Geogr, 18, 1;
- BADEA, L., (2000), *Morfogeneza villafranchiană*, in Analele Universităţii Spiru Haret, Seria Geografie, nr. 3, Bucureşti;
- BOMBIŢĂ et al. (1968) *Harta Geologică – foaia Piteşti*, 1:200 000, şi text explicativ, Institutul Geologic, Bucureşti;
- DINU, MIHAELA, (1999), *Subcarpaţii dintre Topolog şi Bistriţa Vâlcii*, Edit. Academiei, Bucureşti;
- GRECU, FLORINA, (1992), *Bazinul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie*, Edit. Academiei, Bucureşti;
- GRECU, FLORINA, ZĂVOIANU, I., (1997), *Bazinul morfohidrografic*, în Revista de Geomorfologie, 1;
- GRECU, FLORINA, COMĂNESCU LAURA (2001), *Hierarchical anomaly index (Horton-Strahler system) for the Casimcea and Hârtibaci drainage basins*, in Revista de Geomorfologie, 3, Bucureşti;
- GRECU, FLORINA (2003) în Grecu, Florina, Palmentola, G. (2003), *Geomorfologie dinamică*, Edit. Tehnică, Bucureşti;

- ICHIM, I, BĂTUCĂ D, RĂDOANE, MARIA, DUMA, DIDI, (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri*, Edit Tehnică, București, pag 1-77;
- IELENICZ, M., PĂTRU, ILEANA, GHINCEA, MIOARA, (2003) *Subcarpații României*, Edit. Universității, București;
- MIHĂILESCU, V. (1946) *Piemontul Getic*, în Rev. Geogr. Rom, II, 1945, I-IV;
- MUTIHAC, V., STRATULAT IULIANA, FECHETE, (2004), *Geologia României*, Edit. Tehnica, București;
- PANIZZA, M, (1992), *Geomorfologia*, Pitagora Edit, Bologna, Italia;
- POSEA, Gr., (2002), *Geomorfologia României*, Edit. Fundației România de Măine, București;
- SANDU, MARIA, (1980), *Corelări între indicii geomorfometrici ai rețelei hidrografice și unele procese de versant din culoarul depresionar Sibiu-Apold*, SCGGG – Geogr., XXVII, 1;
- SANDU, MARIA, (2003), *Podișul Secașelor. Relații între parametrii morfometrici și procesele de denudare în bazine reprezentative*, in Revista Geografică, T IX, 2002;
- TUFESCU, V., (1966), *Subcarpații*, Edit. Științifică, București;
- VIȘAN, GH., (1998), *Muscelele Topologului*, Edit. Universității, București;
- ZĂVOIANU, I, (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Ed. Academiei, București;
- ZĂVOIANU, I., (1985), *Morphometry of Drainage Basin*, Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo;
- ZĂVOIANU, I., (1990), *Relații între perimetrele și ariile bazinelor hidrografice*, in Revue Roumaine de Geographie, tome 34;
- *** (1992), *Geografia României*, vol IV, Edit Academiei, București.

**Department of Physical Geography
Institute of Geography
Romanian Academy**

Comportamentul multianual al barelor submerse longitudinale pe un țărm micromareic

Alfred VESPREMEANU-STROE*, Ștefan CONSTANTINESCU, Florin TĂTUI

Cuvinte-cheie: bare submerse longitudinale, transport sedimentar, țărm, dinamica barelor, spargerea valurilor

The multiannual behavior of nearshore bars on a microtidal beach. In the international literature there are just a few works which deal with the multiannual dynamics of nearshore bars on the Earth coasts and no one for the virtually tideless beaches. Based on the seasonal bathymetric surveys this paper examines the overall three years morphodynamics of Sfântu Gheorghe submerge shore focusing on the nearshore bars mobility. The seasonal morphodynamics of nearshore bars clearly indicates a pronounced offshore migration during winter (due to intense storm activity) and a slow onshore migration in the summer. However, the most important finding of our measurements is the cyclic multiannual behavior of the nearshore bars (estimated lifespan cycle $T \sim 3-7$ years) which consists in three stages: (1) the new generation of a submerge bar in shallow-water close by the shoreline, (2) the net offshore migration in spite of the seasonal alternative sediment transport, and (3) the bar volume decreasing until the complete disappearance. Independent of the multidecadal shoreline dynamic state, the submerge bars record the same offshore migration pattern but with different speeds. Thus, on the metastable coast sectors (P3-P6) the nearshore bars have the lowest offshore migration rate (20-30 m/y) while on the erosive northern sector (P7-P18) the rates increase to the north (35-45 m/y) with different intensities but similar as manner with the retreating shoreline mobility.

1. Introducere

Relieful submers, prin formă și dimensiuni, reprezintă singura zonă-tampon care poate apăra ecosistemele și socio-sistemele dezvoltate în cadrul țărmului emers de atacul valurilor de furtună. În cadrul reliefului costier submers, pe majoritatea țărmurilor joase dar și pe cele înalte care dispun de un stoc sedimentar necoeziv, se găsește sistemul de bare și șanțuri (*bars and troughs; nearshore bars*) cu un rol deosebit de important în desfășurarea proceselor morfo- și hidrodinamice din zona de spargere a valurilor. Acesta a fost investigat pentru prima dată de King și colaboratorii (King și Williams, 1949; King, 1972a, b) care au sintetizat din observațiile lor un număr de caracteristici morfodinamice pe care le-au considerat tipice pentru țărmurile barate. Studiile ulterioare au abordat aspecte privind evoluția morfologiei de

detaliu și hidrodinamica barelor submerse (Mulrennan, 1992; Sipka și Anthony, 1999). Acestor lucrări li se adaugă dezbaterile terminologice referitoare la implicațiile genetice ale termenului *bare și șanțuri* (Konicky și Holman, 2000). O verificare sistematică a validității rezultatelor lui King (1972a) referitoare la morfodinamica sistemului de creste și șanțuri a fost efectuată de Masselink și Anthony (2001). Există o relație directă între numărul de bare și panta plajei, astfel că plajele cu pante mici și moderate prezintă mai multe bare decât cele cu pantă mare (Evans, 1940); pe țărmurile ultradisipative și reflective barele submerse în general lipsesc. Ca o regulă, mărimea barelor și distanța dintre ele cresc pe măsura depărtării de linia apei (Greenwood și Sherman, 1984). Morfodinamica sectorului de bare și șanțuri, precum și a plajei și a terasei

Autor corespondent: fred@geo.unibuc.ro (A. Vespremeanu-Stroe)

țărmlui submers, este controlată pe termen-scurt în primul rând de circulația sedimentelor în profil transversal. Odată cu modificarea scării temporale se remarcă cum deplasarea sedimentelor în lungul țărmului devine cel mai important factor în controlul variabilității morfologice (Clarke și Eliot, 1988; Ruessink și colab., 2000).

În ciuda numeroaselor studii efectuate asupra barelor din zona nearshore, încă nu a fost formulat un model universal valabil cu privire la formarea și migrarea lor. Există două teorii majore referitoare la formarea barelor: una dintre ele relaționează formarea și migrarea acestora cu propagarea valurilor infragravitaționale în acvatoriul de țărm, respectiv formarea și/sau deplasarea barelor/șanțurilor către noduri/antinoduri (Bowen, 1980). Acest concept a fost demonstrat empiric de Aagard și colab. (1998). Cea de-a doua teorie susține formarea barelor ca rezultat al convergenței sedimentare în punctul de spargere al valurilor (King, 1972a). Thornton și colab. (1996) au publicat rezultatele unor măsurători de teren care probează validitatea deplasării parțiale a materialului solid aflat în suspensie în zona de surf către aliniamentele de spargere ale valurilor. Migrarea și acreția barelor către uscat a fost asociată cu transportul sedimentar îndreptat în acest sens în timpul episoadelor cu vreme bună (Stepanian și Levoy, 2003). Înregistrări ale transportului sedimentar către larg au fost asociate cu adâncirea șanțurilor și formarea barelor pe fondul evenimentelor stormice (King, 1972b; van Houwelingen și colab., 2006). Studiul morfodinamicii barelor sumerse, se înscrie între preocupările de mare actualitate în cadrul acestei tematici (Guillen și Palanques, 1993; Swales și colab., 2006). Analiza interacțiunilor dintre procesele de transformare a valurilor și ajustarea topografiei barelor submerse în medii micromareice reprezintă o altă direcție recent abordată în studiul reliefului costier submers (Certain și

colab., 2005). Primele abordări teoretice ale reliefului submers corespunzător țărmului deltaic românesc apar abia în anii '80 (Vespremeanu, 1983, 1987) fiind urmate de analize cantitative ale morfodinamicii sectorului de avanplajă și feței plajei (Vespremeanu-Stroe, 2001; Vespremeanu-Stroe și Constantinescu, 2004), bugetului sedimentar de la gurile de vărsare ale Dunării (Bondar, 2004), terasei țărmului submers (Stănică și Ungureanu, 2006) și sistemului avanplajă-bara proximală (Vespremeanu-Stroe și colab., 2006).

Principalele obiective ale studiului sunt: (i) analiza parametrilor morfometrici (Fig. 1), (ii) dinamica sezonieră a barelor cu evaluarea rolului furtunilor și al condițiilor energetice marine asupra deplasării acestora, și (iii) comportamentul multianual al barelor submerse longitudinale.

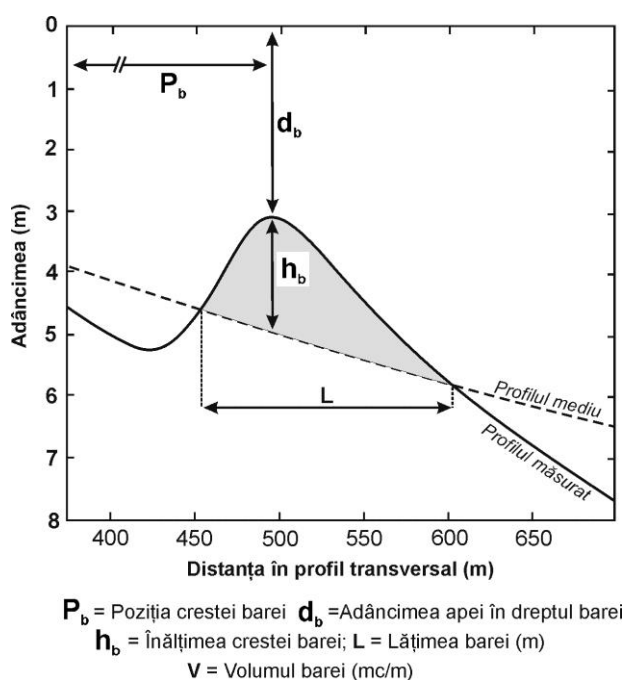


Fig. 1 Parametrizarea indicilor morfometrici ai barelor submerse (după Grunnet și Hoekstra, 2004)

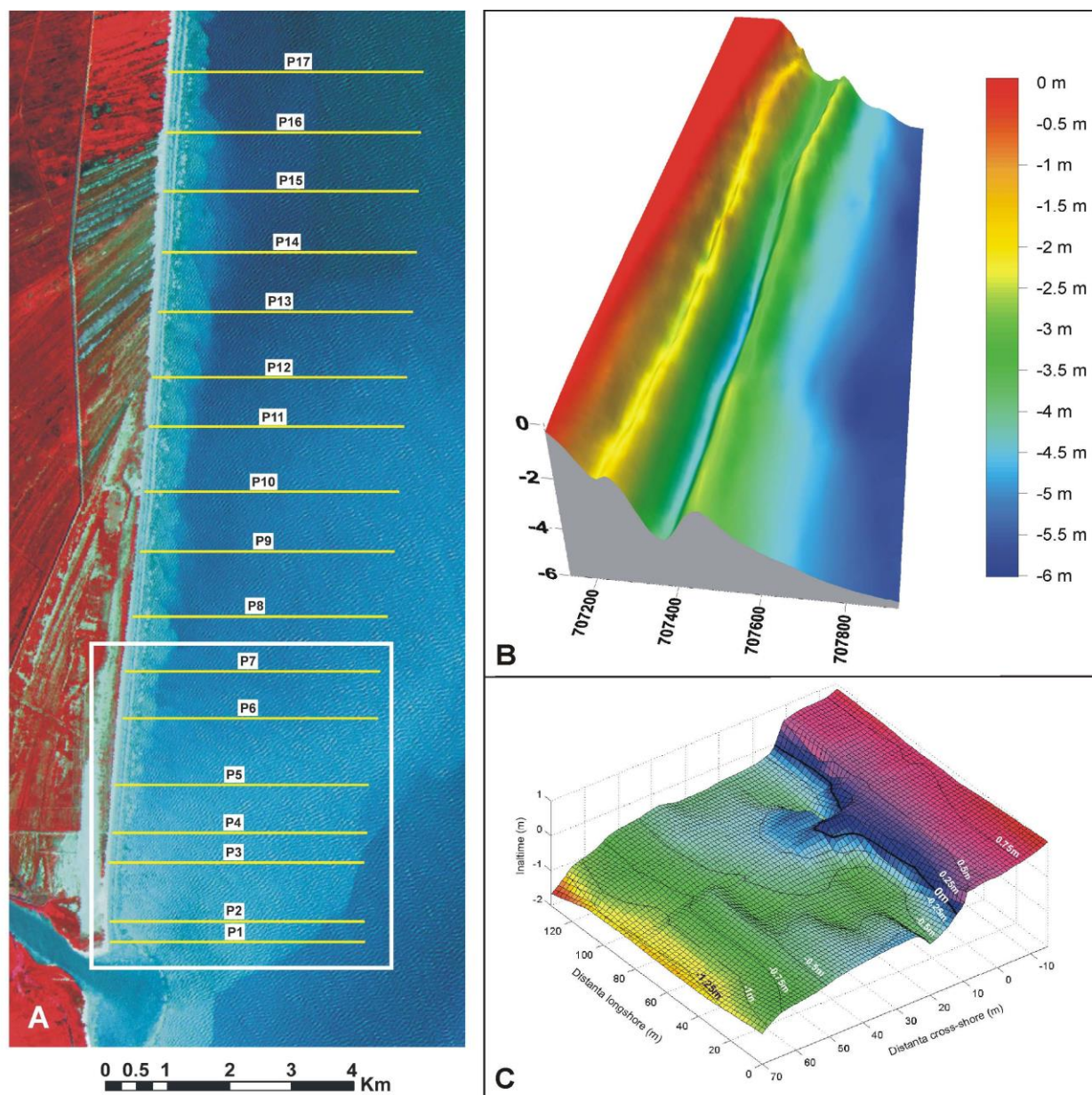


Fig. 2 - Aria de studiu și poziția profilelor transversale monitorizate (A); Modele digitale ale terenului (DEM) - condiții tipice: bare submerse longitudinale (B) și în condițiile formării barelor transversale ancorate (C)

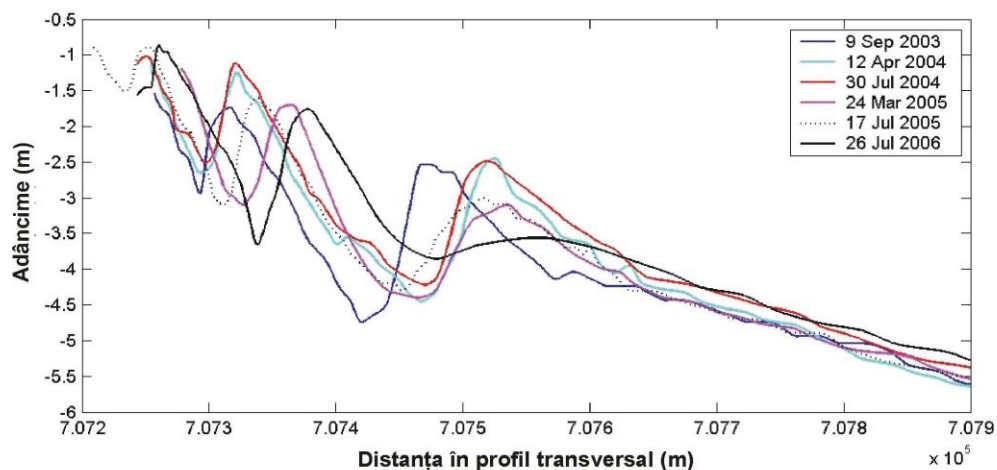


Fig. 3 - Dinamica interanuală a barelor submerse pe un profil transversal triplu-barat - Profilul P5

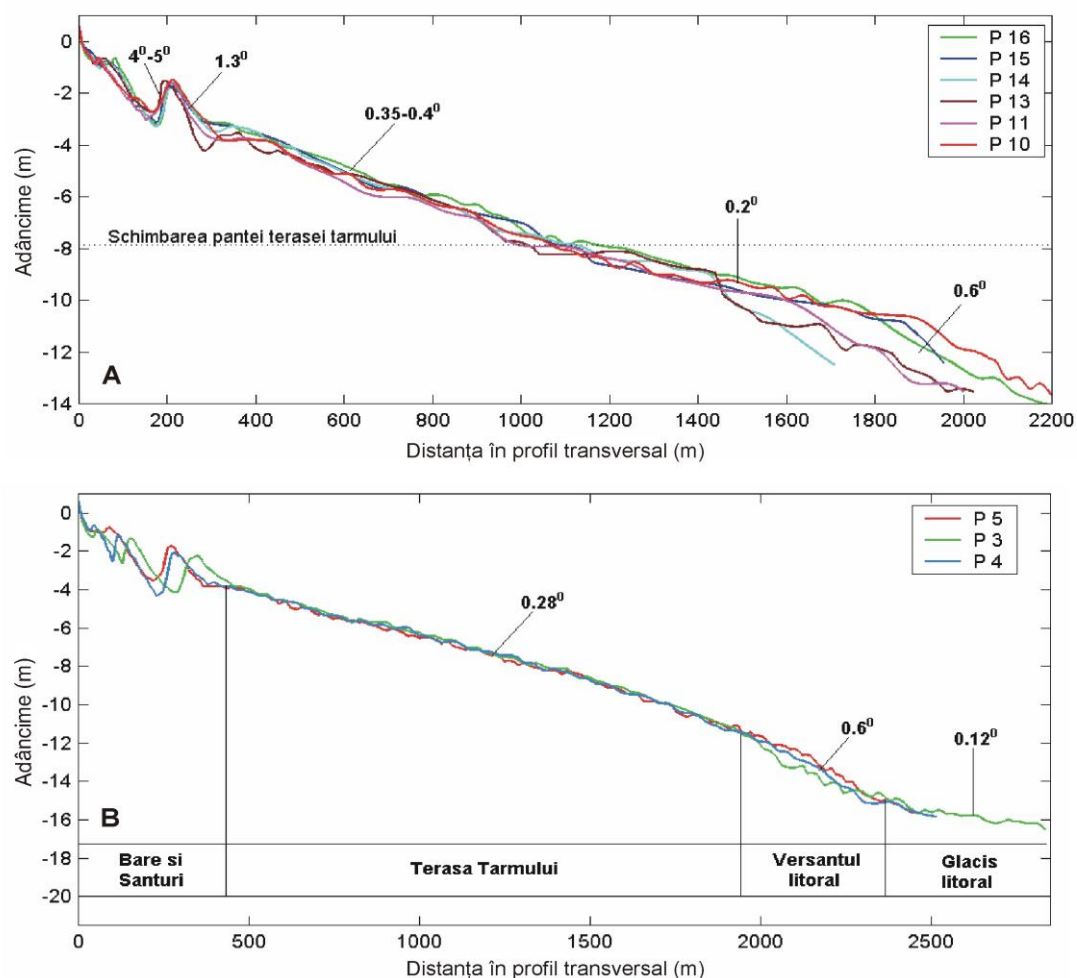


Fig. 4 - Caracteristici morfometrice ale țărmului submers corespunzător sectorul nordic al câmpului marin Sărăturile (A); unitățile țărmului submers Sfântu Gheorghe (B)

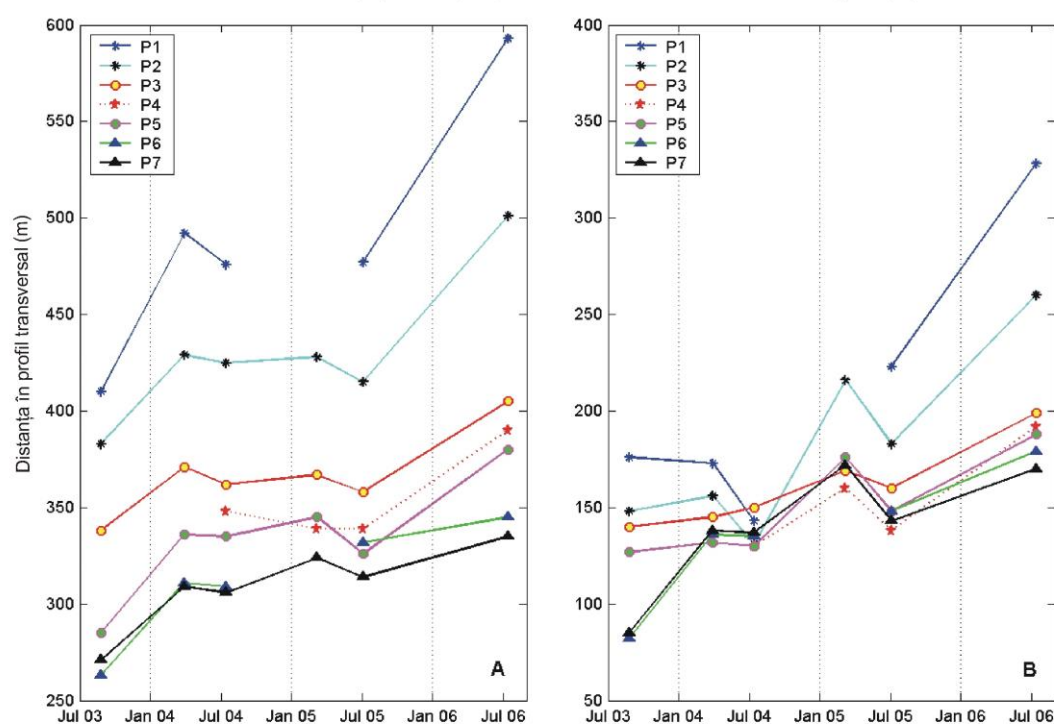


Fig. 5 - Deplasarea multianuală către larg a barelor submerse pe țărmul Sfântu Gheorghe (A - Bara distală, B - Bara mediană)

2. Aria de studiu

Comportamentul sezonier și multianual al barelor submerse longitudinale a fost investigat în jumătatea sudică a țărmului interdistributar Sulina – Sfântu Gheorghe, mai exact pe o distanță de 16 km în lungul țărmului, începând de la gura de vărsare a brațului Sfântu Gheorghe către nord. Regiunea de studiu este în întregime o arie protejată care permite monitorizarea proceselor naturale responsabile pentru schimburile sedimentare dintre diferitele unități/sectoare ale țărmului. Judecând după dinamica multidecadală a liniei țărmului, aria de studiu este compusă din 2 sectoare: i) țărmul Sfântu Gheorghe, extins pe 7km la nord de gura de vărsare, se află într-un echilibru metastabil, linia țărmului suportând oscilații reversibile față de o poziție stabilă încă de la începutul secolului XX, și ii) partea nordică, extinsă între kilometrii 7 și 16 la nord de gura de vărsare a brațului Sfântu Gheorghe, corespunzătoare reperilor R49 – R53, unde se înregistrează dominanța proceselor erozive, din ce în ce mai intense către nord, cu retrageri ale liniei țărmului cuprinse între -1.8 m/an (sud, R49) și -5.5 m/an (nord, R53) conform valorilor calculate pentru intervalul 1979-2000 (Vespremeanu și colab., 2004).

Țărmul Sulina - Sfântu Gheorghe se caracterizează printr-un climat al valurilor cu energie moderată, înălțimea semnificativă a acestora fiind de 0.9 m (Vespremeanu-Stroe, 2004), dar asimetric ca direcție dominantă, datorită propagării predominante în acvatoriul adânc a valurilor din sectoarele nordic și nord-estic. Valurile care atacă oblic linia țărmului, frecvent sub unghiuri ascuțite, sunt responsabile pentru formarea unor puternici curenți longitudinali de țărm, în timp ce distribuția asimetrică a rozei valurilor determină un transport net de sedimente în lungul țărmului de $0.85-1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ de la nord către sud (Giosan și colab., 1999; Vespremeanu-Stroe, 2004). Efectul mareelor în modelarea reliefului este neglijabil datorită valorilor mici ale amplitudinii maxime mareice: 0.12 m (Bondar și colab., 1973). Țărmul emers adiacent ariei de studiu prezintă o morfologie caracterizată pe țărmul Sfântu Gheorghe de prezența continuă a

fordunelor¹ (înălțimi absolute de 2.5 – 4 m și lățimi de 50 – 60 m) cu un profil transversal aerodinamic indus de densitatea mică a vegetației și de valorile ridicate ale fluxului sedimentar eolian (Vespremeanu-Stroe și Preoteasa, 2006). La nord de plaja Sfântu Gheorghe fardunele devin din ce în ce mai înguste și mai aplatizate ajungând ca pe bariera deltaică situată la nord de câmpul marin Sărăturile să lase locul unui contact direct plajă – con de rever. Plajele au o morfologie controlată sezonier, cu lățimi de de 15-25 m la începutul primăverii și 30-50 m la sfârșitul verii/începutul toamnei datorită diferențelor sezoniere înregistrate în regimul valurilor și al oscilațiilor nivelului local al mării induse de debitul Dunării (Vespremeanu-Stroe și Constantinescu, 2001).

3. Metodologie

Dinamica barelor submerse este analizată pe baza ridicărilor batimetrice efectuate periodic pe 17 profile transversale, în intervalul septembrie 2003 – august 2006, cu ecosonda Garmin 188 (acuratețe – 5cm). Profilele de pe țărmul Sfântu Gheorghe (P1-P7) sunt amplasate la distanțe variabile în lungul țărmului (200m – 1km) și au fost ridicate sezonier, în timp ce către nord profilele de monitorizare P8-P17 sunt amplasate echidistant (1km) și au fost ridicate anual (Fig. 2A). Profilele de monitorizare a dinamicii țărmului submers au o lungime medie de 4 km și se extind până la adâncimi de -20...-22m. Majoritatea acestor măsurători batimetrice a fost completată de ridicări topografice, cu stația totală Sokkia 610, pentru adâncimile cuprinse între 0m și -1m. Datele batimetrice au fost interpolate pe profil, cu spațierea de 1m (metoda *cubic*), valorile fiind în prealabil tratate (smoothate) prin metoda mediilor glisante pe 3 valori de la adâncimea de 5m către larg. Între 0 și -5m s-au păstrat valorile originare pentru o exprimare cât mai realistă a topografiei barelor. Pentru raportarea cotelor batimetrice din fiecare

¹ Fordunele reprezintă cordonul de dune situat în imediata vecinătate a plajei și sunt denumite astfel pentru a se deosebi de celelalte dune litorale care reprezintă stadii mai vechi ale reliefului litoral eolian.

campanie de ridicări la un plan de referință fix a fost calculat nivelul local mediu al mării prin medierea nivelurilor zilnice înregistrate la mira Sfântu Gheorghe în intervalul 1996-2004 (+58 cm). Deoarece schimbările de nivel se pot produce și în intervale scurte de timp se citesc nivelurile la mira Sfântu Gheorghe înainte și după fiecare campanie batimetrică, iar apoi se mediază aceste valori și se raportează la nivelul mediu local multianual al mării pentru a fi obținute adâncimile absolute.

Parametrii morfometrici ai barelor submerse (poziția și adâncimea crestei barei, înălțimea, lățimea și volumul barei) au fost calculați prin intersectarea profilului real cu profilul mediu (Grunnet și Hoekstra, 2004; Fig. 1). Volumul profilului barat a fost calculat prin raportarea topografiei dintre $-1 \dots -4.75$ m la un plan orizontal de referință având cota -4.75 m. Modelele digitale ale terenului au o rezoluție de 2m pentru gridul reprezentând barele submerse

longitudinale, respectiv de 1m în cazul gridului cu bare ancorate, și au fost interpolate prin metoda Krigging (Fig. 2B, 2C).

4. Rezultate

4.1. Analiza morfometrică a barelor submerse longitudinale

Morfometria barelor submerse, foarte variabilă în timp și spațiu, necesită o analiză atentă pentru a surprinde trendurile evolutive sezoniere și multianuale, mecanismele de migrare a barelor transversal pe țărm precum și implicațiile acestora asupra dinamicii reliefului submers. Analiza morfometrică se bazează pe următorii parametrii morfometrici ai barelor: volumul, lățimea, panta versanților și a profilului barat, distanța față de linia țărmului, înălțimea și adâncimea crestei barelor submerse.

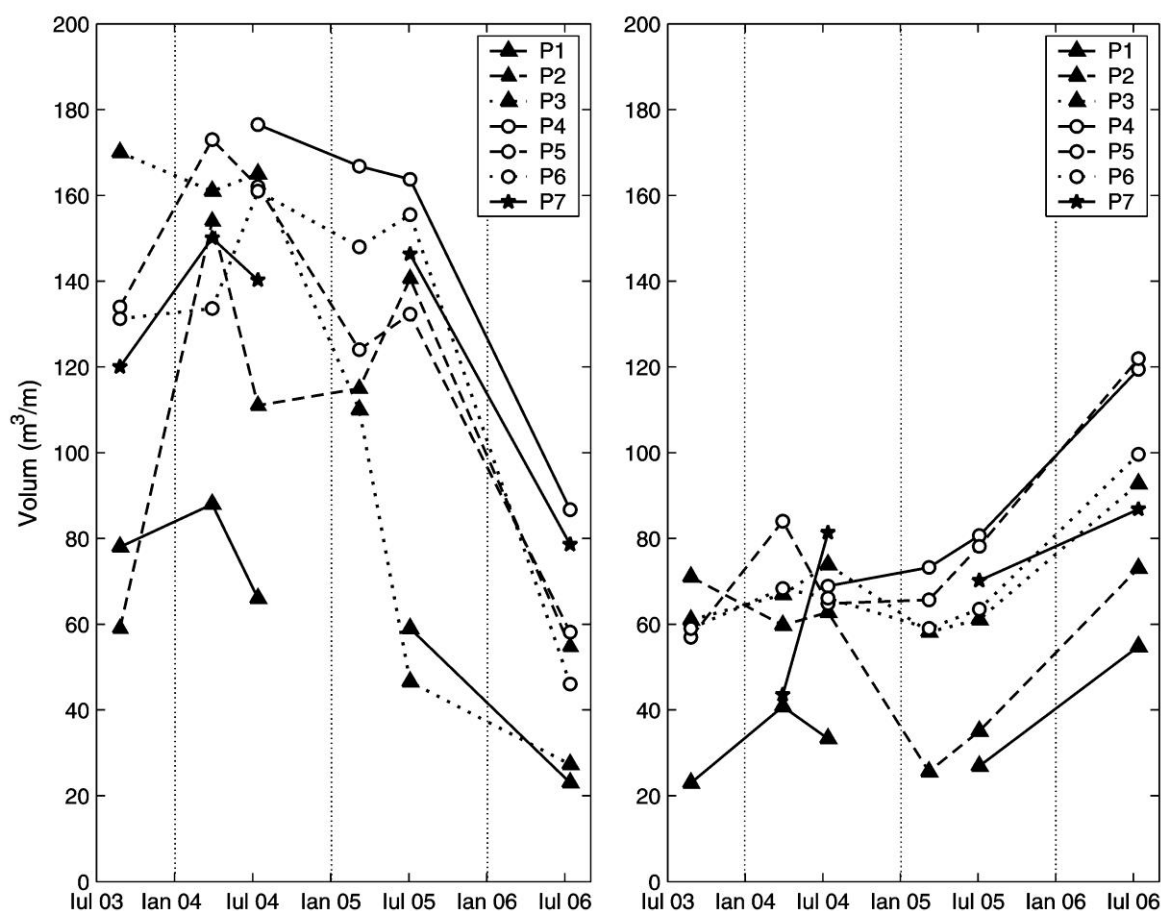


Fig. 6 – Evoluția volumului barelor pe țărmul Sfântu Gheorghe [A) bara distală, B) bara mediană]; pentru comparație, variația volumelor este raportată la o valoare fixă (200 m^3) în ambele grafice

Pe fondul deplasării către larg a barelor submerse se produc intense transformări ale formei și înălțimii acestora reflectate în panta și volumul barelor și profilului barat. În acest sens se distinge un profil de vară (mai-septembrie) asimetric, cu pante ale versantului dinspre uscat al barelor de $3-5^\circ$ și cu versantul dinspre mare prelung, cu pante mai mici: $1-2^\circ$ (Fig. 4A), datorat mișcării spre țărm a barelor în timpul verii. Această asimetrie este mai evidentă pentru barele proximală și mediană, în timp ce bara distală nu suportă decât arareori deplasări către țărm având mai degrabă un comportament unidirecțional; profilul de iarnă și primăvară (post-furtuni) este aproape simetric.

Sub raportul volumului cumulat al barelor submerse, se remarcă o creștere semnificativă a acestuia în prima jumătate a anului 2004, datorită dezvoltării accentuate a barei mediane și local a barei distale care nu începuse încă procesul de aplatizare și degradare (Tab. 1). Chiar dacă în 2005 începe descreșterea volumului barei distale, volumul cumulat al barelor submerse cunoaște o scădere redusă

datorită proceselor constructive care acționează la nivelul celorlalte bare de pe profil, astfel încât barele de pe profilele din partea central-nordică a țărmului Sfântu Gheorghe cumulează peste 200 m^3 . În iarna 2006 are loc degradarea puternică a barei distale cu efecte puternice asupra volumului cumulat al barelor care atinge cele mai mici valori din perioada analizată. Concomitent cu aplatizarea și degradarea barei distale (B3 în Fig. 7) se produce creșterea barei mediane (B2) care, în vara 2006, devine cea mai mare sub raport volumetric (Fig. 6). Distribuția volumului total al barelor submerse în lungul țărmului evidențiază partea centrală a țărmului Sfântu Gheorghe, corespunzătoare profilelor P3-P5, unde se înregistrează cele mai mari valori din întreaga zonă de studiu: 200-250 m^3 . O situație diferită oferă analiza volumului profilului barat (raportat la -4.75 m) în care principalul factor de control este panta, înregistrându-se o scădere corelată a celor doi parametri de la sud spre nord între profilele P1 și P4.

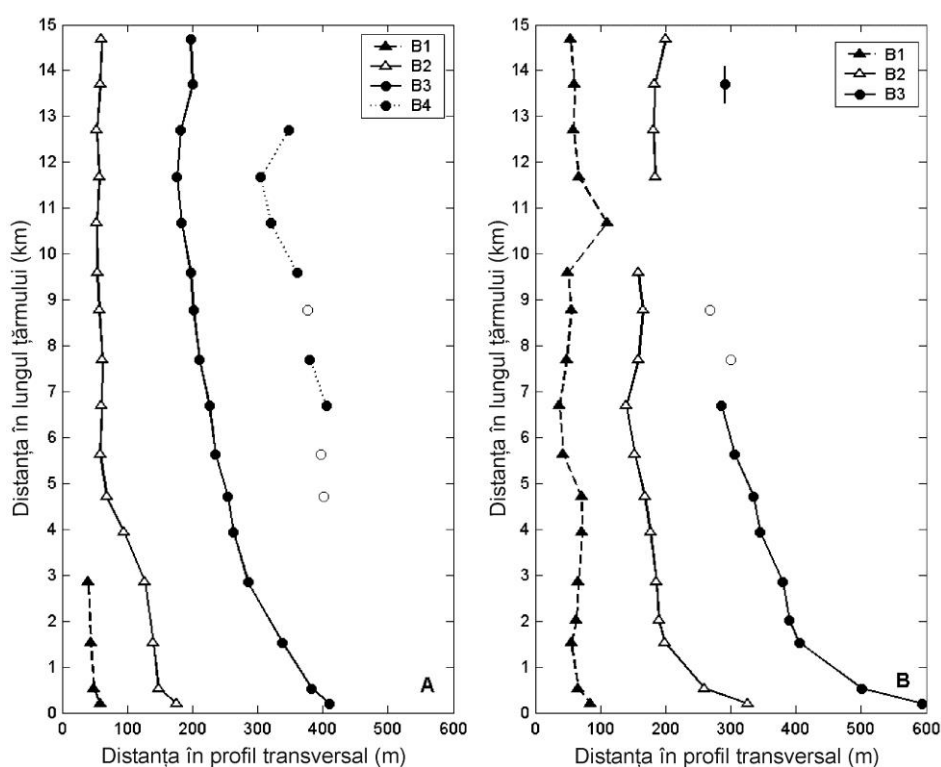


Fig. 7 – Poziția crestei barelor submerse [A) septembrie 2003, B) august 2006]. Cercurile albe din cadrul barei distale (B4 în Fig. 6A, respectiv B3 în Fig. 6B) reprezintă sectoarele în care aceasta se află în stadiul premergător dispariției, versantul dinspre țărm având forma unei suprafețe cvasiorizontale

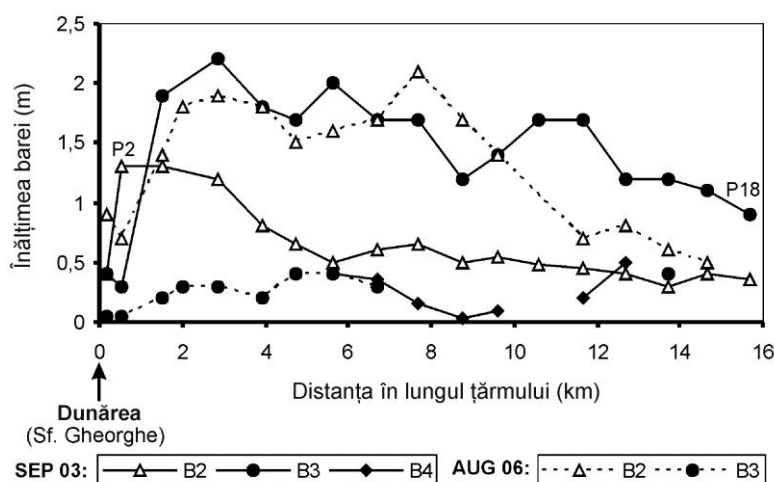


Fig. 8 – Distribuția înălțimii barelor în lungul țărmului

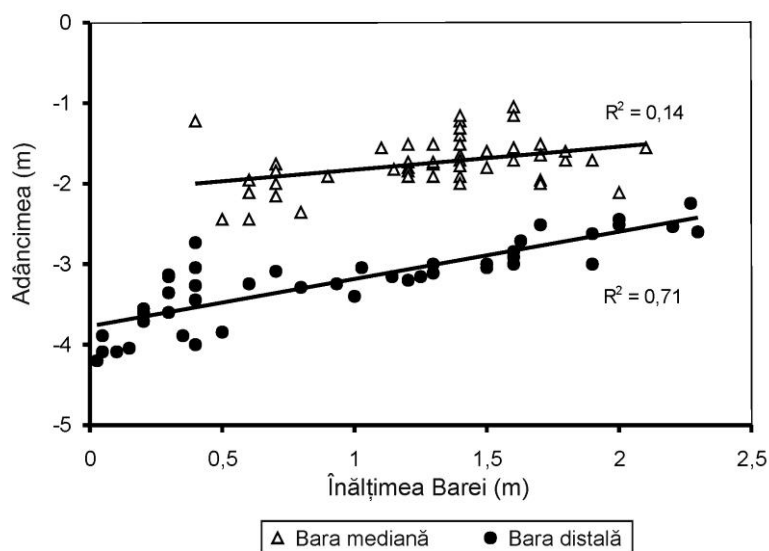


Fig. 9 – Relația dintre adâncimea apei și înălțimea crestei barei

O analiză comparată a desfășurării în lungul țărmului a înălțimii crestei barelor, în septembrie 2003 și august 2006 (Fig. 7, 8), evidențiază o puternică dezvoltare a barei a treia (B3) în septembrie 2003; B3 are înălțimi cuprinse între 1 și 2.3 m ceea ce exprimă stadiul de maturitate atins de aceasta. În august 2006, datorită degradării B3 și chiar dispariției acesteia în partea de nord a ariei de studiu (Fig. 7), B2 devine cea mai înaltă. Pe fondul deplasării către larg (B2 - bara mediană se deplasează în trei ani cu aproximativ 80 metri), aceasta captează progresiv sedimente, crescând în înălțime cu 0.3-1.5 m în funcție de poziția în profil longitudinal (Fig. 8).

În ceea ce privește analiza corelată a înălțimii crestei barelor submerse și adâncime, putem observa o bună corelație stabilită între cei doi parametri în cazul barei distale ($r^2 = 0.71$; Fig. 9); în cei trei ani bara distală a fost reprezentată sectorial de B4 (2003), B3 (2003-2006) și B2 (2006) (Fig. 7). Din contră, corelația este slabă ($r^2 = 0.14$) pentru barele proximală și mediană, deoarece acestea, în ciuda deplasării nete către larg, suportă mișcări ample în ambele sensuri (onshore/offshore), în funcție de energia existentă în zona de surf, respectiv de înălțimea valurilor deferlante.

Tabel 1

Evoluția volumului cumulat al barelor și distribuția pantelor medii ale sectorului de bare și șanțuri pe țărmul Sfântu Gheorghe

Profil	Volum (m ³)						Panta (%)	
	Septembrie 2003	Aprilie 2004	Iulie 2004	Martie 2005	Iulie 2005	August 2006	Septembrie 2003	August 2006
P1	101.2	128.5	98.9	-	-	77.9	0.64	0.60
P2	129.6	213.8	173.4	140.8	175.7	127.8	0.64	0.63
P3	231.0	227.9	239.3	168.7	107.7	120.1	0.61	0.66
P4	-	-	245.4	240.1	244.4	206.2	-	0.61
P5	190.9	257.0	227.3	189.6	210.5	180.1	0.64	0.58
P6	131.2	202.0	227.1	-	219.0	145.7	0.69	0.63
P7	120.0	193.6	221.6	-	216.5	165.4	0.69	0.68

4.2. Dinamica sezonieră și multianuală a barelor submerse

În aria de studiu, pe toate profilele, se manifestă deplasări substanțiale ale barelor submerse. La scară sezonieră, deplasarea barelor se produce după sensuri diferite: către țărm în timpul sezonului cald și calm (mai-septembrie) și către larg în timpul sezonului rece-activ (octombrie-aprilie) (Fig. 3, 5). Măsurătorile au înregistrat intensități diferite ale migrației barelor către țărm în timpul verilor 2004 și 2005. În intervalul 12 aprilie – 30 iulie 2004 bara distală s-a deplasat în medie cu 8.4 m pe țărmul Sfântu Gheorghe și cu 12.5 m în intervalul 24 martie – 17 iulie 2005. Diferențe mai mari s-au înregistrat în dinamica barei mediane care în timpul verii 2004 s-a deplasat rapid în apropierea gurii de vărsare (20-30 m) și lent în partea centrală și nordică (0-9 m); deplasarea medie a barei mediane din zona de studiu a fost de 9 m. În vara 2005 procesul de migrație către țărm a barei mediane s-a desfășurat mult mai intens (valoarea medie - 23.4 m) și mai uniform în lungul țărmului (Fig. 5). Forma barelor este relaționată de asemenea cu direcția în care se produce transportul dominant de sedimente. Deplasarea către țărm a barelor în timpul sezonului cald impune un profil asimetric cu versantul dinspre uscat mai abrupt decât cel dinspre larg.

În toate cele trei ierni monitorizate (2004, 2005, 2006) barele submerse s-au deplasat către larg, dar cu specificități diferite în funcție de poziția în cadrul țărmului și de procesele hidrodinamice asociate intensificărilor stormice. Astfel, în timpul iernilor 2004 și 2006 bara distală a cunoscut deplasări similare (30-100 m) mult mai consistente decât în iarna 2005 (5-20 m; Fig. 5A) când s-au înregistrat furtuni mai puternice decât în anii precedenți². Cea mai importantă schimbare survenită la nivelul barei distale în timpul iernii 2005 constă în scăderea semnificativă a înălțimii barei (cu 0.3-0.7m) și a volumului acesteia reprezentând intrarea în faza de degradare (Fig. 3). Pierderea de sedimente se manifestă nu doar la nivelul barei distale ci și către larg până la adâncimi de -5 ...-6 m. În schimb, în același interval de timp (iarna 2005), bara mediană se deplasează în medie cu 33.6 m către larg, ceea ce reprezintă cea mai intensă deplasare offshore a barei mediane. Schimbările cele mai dramatice se produc în iarna și

² După furtuna extraordinară din 21-24 ianuarie 1998 nu s-a mai înregistrat până în prezent (decembrie 2006) nici un eveniment stormic de o intensitate comparabilă. Mai mult, suprapus unei faze pozitive a Oscilației Nord-Atlantice, perioada 1998-2004 a fost deosebit de calmă datorită unei incidențe foarte scăzute a furtunilor; în iarna 2005 se produc mai multe furtuni de intensitate medie care intensifică schimburile sedimentare din cadrul țărmului.

primăvara 2006 când barele distală și mediană se deplasează rapid către larg pe distanțe asemănătoare (80-110 m în extremitatea sudică; 15-30m în partea nordică a țărmului Sf. Gheorghe) dar corespunzător unor stadii evolutive diferite. Analiza volumetrică indică scăderi dramatice ale barei distale, aflată într-un stadiu avansat de degradare, pe fondul unor creșteri semnificative ale volumului barei mediane care atinge stadiul de maturitate și devine cea mai mare/importantă bară din zona nearshore (Fig. 6). În vara 2006 bara distală (B3 din Fig. 6) capătă un profil foarte aplatizat, care în proximitatea gurii de vărsare a brațului Sfântu Gheorghe (profilele P1 și P2) se transformă într-o suprafață cvasiorizontală de tip terasă.

În profil longitudinal deplasarea către larg a barelor submerse se produce diferențiat ca intensitate (Fig. 10) în funcție de circulația sedimentelor și evoluția liniei țărmului dar și de procesele desfășurate în zonele de vărsare ale brațelor Dunării. Cele mai mari rate ale deplasării barelor se găsesc pe cca. 1 km în extremitatea sudică a ariei de studiu (38-61 m/an), unde dinamica barelor este influențată de

comportamentul barei gurii la care se racordează. În partea central-sudică a țărmului Sfântu Gheorghe, corespunzătoare profilelor P3-P5, se înregistrează cele mai mici rate de deplasare a barelor (20-30 m/an), după care către nord vitezele de deplasare cresc lent, remarcându-se bara mediană (B2) ca fiind cea mai dinamică.

Procesul de deplasare a barelor este de asemenea controlat de panta țărmului submers. În partea nordică a țărmului câmpului marin Sărăturile unde orizontul de adâncime 0...-8m are pante mai mari (Fig. 4A, B) ciclul de evoluție al barelor este mai scurt, o bară trecând rapid din stadiul de bară proximală în cel de bară distală și apoi dispărând complet (Fig. 6). Astfel, în cadrul profilelor P12-P15 și P17, B2 se transformă din bară proximală în septembrie 2003 în bară distală în august 2006, în timp ce pe profilele P1-P4, în ciuda deplasării către larg B2 își păstrează statutul de bară mediană în tot acest interval. Această constatare demonstrează desfășurarea unor cicluri de evoluție mai scurte pe sectoarele de țărm înclinate și mai lungi pe cele cu pante mici.

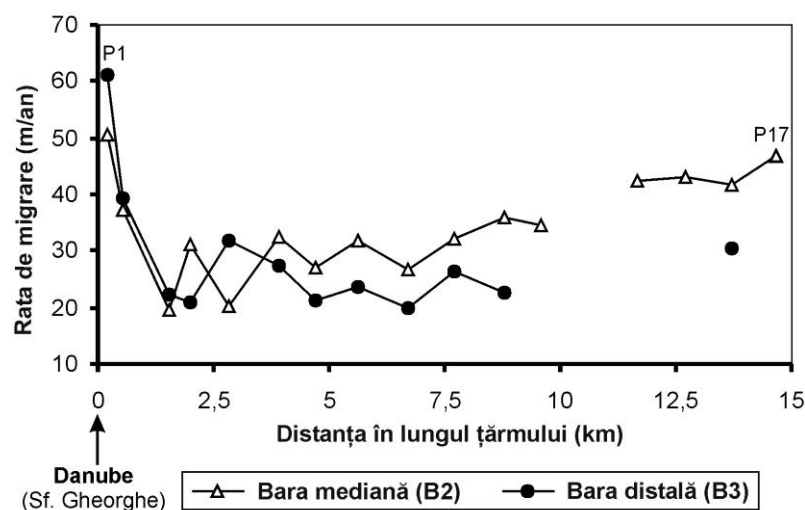


Fig. 10 Viteza media de deplasare către larg a barelor (calculată pentru intervalul 2003-2006)

5. Discuții și concluzii

Deplasarea către larg a barelor submerse, ilustrată în prezenta lucrare, are un caracter sezonier: către larg în timpul sezonului rece-activ (octombrie-aprilie) și către țărm în timpul

sezonului cald și calm (mai-septembrie), nefiind o deplasare continuă și unidirecțională așa cum este raportată în literatură de diferiți autori (Winant și colab., 1975; Aubrey, 1979). Diferența de intensitate a migrației, mai mare în timpul iernii decât vara determină o deplasare

netă multianuală către larg. De asemenea, deplasarea barelor se face dependent una de cealaltă și în același sens dar cu intensități diferite, spre deosebire de alte referiri unde deplasarea barelor mediane și proximală se declanșează în momentul dispariției barei distale (Ruessink și Terwindt, 2000). Direcția de deplasare a barelor este asociată în mod normal cu nivelul energiei din sistem; pe un nivel de energie în scădere, barele se deplasează către țărm și invers (Hayes, 1972; Winant și colab., 1975; Sallenger și colab., 1985). Acest comportament oscilant al barelor este valabil și pentru țărmul Deltei Dunării, mai ales pentru barele proximală și mediană, în timp ce bara distală se deplasează aproape unidirecțional către larg. În timp ce barele se deplasează progresiv către larg, odată cu creșterea adâncimii la care se află creasta barelor, se ating valori maxime ale înălțimii și volumului acestora în apropierea limitei exterioare a zonei nearshore, înainte ca barele să intre în stadiul de degradare.

Barele submerse din jumătatea sudică a ariei de studiu își măresc distanța față de linia țărmului, în profil longitudinal de la nord către sud, această dispunere devenind proeminentă în partea sudică a țărmului Sfântu Gheorghe unde barele submerse se racordează cu bara gurii. Migrarea foarte rapidă către larg a barelor submerse din proximitatea gurii de vărsare (profilele P1 și P2: 38-61 m/an; Fig. 10) este, cel mai probabil, determinată de specificul evolutiv al barei gurii. Astfel, în intervalul 2005-2006 nivelurile extraordinare înregistrate pe Dunăre au condus la împingerea către larg a barei gurii, care în august 2006 ocupa o poziție mai înaintată cu aproximativ 230 m față de iulie 2004 (Vespremeanu-Stroe și colab., *submis*). Alături de caracteristicile atipice ale morfodinamicii barei gurii din intervalul analizat, considerăm că un rol important îl are regimul curenților de țărm. Capătul sudic al țărmului submers Sfântu Gheorghe este „barat” de rama nordică a barei gurii, denumită și Bancul Buivalului, care racordează bara gurii de țărmul emers. Adâncimile acestui banc transversal nu scad sub valoarea medie³ de -1 m astfel

încât curențul longitudinal de țărm predominant, orientat către sud, este deviat către larg pe o distanță de câteva sute de metri în amonte (*updrift*) de bancul Buivalului. Acest model hidrodinamic este responsabil deopotrivă pentru predominarea unei intense circulații de retur de fund (*bed return flow*), pentru producerea frecventă a curenților transversali de tip rip și desigur pentru o deplasare mai rapidă către larg a barelor submerse față de celelalte sectoare de țărm.

Cele mai mici rate de migrare către larg a barelor se întâlnesc în partea centrală a țărmului Sfântu Gheorghe, corespunzător profilelor P3-P5 (Fig. 10), unde volumul cumulat al barelor prezintă cele mai mari valori. Analiza evoluției multidecadale a liniei țărmului Deltei Dunării pune în evidență acest sector ca fiind cel mai stabil din cadrul coastelor deschise (Vespremeanu și colab., 2004), iar studiile privind interacțiunile din sistemul plajă-dune susțin prezența celor mai mari volume de sedimente stocate în dunele litorale precum și a celor mai armonioase profile de echilibru ale plajei în sectorul de țărm sus-menționat (Vespremeanu-Stroe și Preoteasa, 2006). Este clar demonstrată astfel legătura existentă între morfometria și dinamica barelor submerse pe de o parte și evoluția liniei țărmului și dimensiunile sistemului plajă-dune pe de altă parte.

Modelul distribuției spațiale a barelor submerse pe țărmul câmpului marin Sărăturile conduce la lățimi diferite ale zonei de surf (mici în nord și mari în partea sudică), ceea ce conferă părții central-sudice a țărmului Sf. Gheorghe o protecție sporită în timpul furtunilor. Mai mult, valorile medii ale pantei țărmului submers și numărul barelor determină încadrarea părții central-sudice a țărmului Sf. Gheorghe (0-4 km în Fig. 10) în clasa țărmurilor disipative, în timp ce partea nordică a țărmului sus-menționat (4-7 km în Fig. 10) intră în clasa intermediar-disipativă în conformitate cu clasificarea morfodinamică propusă de Wright și Short (1984). Restul ariei de studiu (7-15 km în Fig. 10) se încadrează în clasa țărmurilor intermediare. Această ultimă clasă corespunde sectorului înscris de profilele P9 și P17, unde predomină procesele erozive care impun retrageri ale liniei țărmului din ce în ce

³ Folosim termenul de “adâncime medie” deoarece proximitatea gurii de vărsare a Dunării determină în cursul anului ample oscilații sezoniere ale nivelului local al mării (cca. 30 cm).

mai intense de la sud (0.8 m/s) către nord (7.8 m/s) (Vespremeanu-Stroe și colab., 2007). Este remarcabilă deplasarea divergentă, dar corelată, a liniei țărmului și crestei barelor submerse, acestea din urmă cu rate ce cresc gradual către nord, de la 32 m/an la 47 m/an. Pe fondul acestor viteze mari de migrare către larg a barelor din nordul ariei de studiu, dar mai ales a unor pante ale terasei țărmului mai mari decât pe țărmul Sfântu Gheorghe ($0.35-0.4^\circ$ față de 0.28° ; Fig. 4), se constată o durată redusă de viață a barelor.

Măsurătorile noastre demonstrează evoluția ciclică a barelor submerse longitudinale, cuprinzând trei stagii:

- (1) apariția și dezvoltarea unei bare în acvatoriul superficial, aproape de linia țărmului;
- (2) migrarea netă către larg a barei nou-formate în ciuda transportului alternativ de sedimente controlat sezonier: către larg în timpul sezonului rece-activ (octombrie-aprilie) și către țărm în timpul sezonului cald și calm (mai-septembrie);
- (3) applatizarea profilului barei distale și descreșterea volumului acesteia până la dispariția ei completă.

Deoarece măsurătorile noastre acoperă deocamdată doar trei ani nu putem calcula cu precizie durata unui ciclu de evoluție a barelor. Totuși, pe baza i) ratelor medii anuale de migrare către larg, ii) pantei medii a țărmului submers și lățimii zonei de spargere a valurilor, și a iii) corelației stabilite între înălțimea barei distale și adâncimea apei, putem estima durata unui ciclu de evoluție a barelor submerse ca fiind cuprinsă între 3-5 ani în partea nordică a ariei de studiu (sectorul P9-P17) și 5-7 ani pe țărmul Sfântu Gheorghe (P1-P9). Intensitatea proceselor de transfer sedimentar în profil transversal sunt controlate direct de regimul energetic marin și în primul rând de climatul valurilor. Este necesar să remarcăm că perioada de monitorizare a dinamicii barelor (2003-2006) se suprapune unui interval în care, pe fondul unui semnal aproape nul al Oscilației Nord-Atlantice (ce urmează unui puternic pozitiv, dominant în intervalul 1981-2001 în care incidența furtunilor a fost foarte scăzută iar

dinamica liniei țărmului mult redusă), energia marină a revenit la valori medii multianuale însă fără producerea unor furtuni foarte puternice (Vespremeanu-Stroe și colab., 2007). Rezultă că durata ciclurilor de evoluție a barelor poate fi mai scurtă/lungă în funcție de incidența și magnitudinea furtunilor și indirect de fazele negative/pozitive ale Oscilației Nord-Atlantice. Acest studiu constituie primul caz raportat în literatura de specialitate care documentează o deplasare netă către larg a barelor submerse pe un țărm virtual non-mareic. Mai mult, durata de viață a barelor pe coasta Deltei Dunării (3-5 / 5-7 ani) este mult diferită față de celelalte locații unde au fost descoperite tendințe similare de deplasare către larg a barelor submerse: coasta centrală a Olandei – 20 ani (Wijnberg și Terwindt, 1995), insula Terschelling – 22 ani (Ruessink și Kroon, 1994; Grunnet și Hoekstra, 2004) coasta Wanganui din Noua Zeelandă – 3.5 ani (Shand și colab., 1999) și pe plaja Duck pe coasta atlantică a Statelor Unite (8-12 ani) (Plant și colab., 1999).

Pe viitor se impune continuarea monitorizării dinamicii barelor submerse din aria de studiu prin măsurători batimetrice efectuate periodic, eventual lărgirea ariei de studiu și la sectoare de țărm acumulative, și investigarea factorilor hidrodinamici responsabili pentru deplasarea barelor submerse prin efectuarea de experimente, precum și a răspunsului morfologic al barelor la furtuni.

Mulțumiri

Prezentul studiu a fost finanțat parțial din grantul CNCSIS nr. 27694. Echipamentele de cercetare aparțin Stațiunii de cercetări marine și fluviale Sfântu Gheorghe a Universității din București. Autorii mulțumesc colegilor Florin Filip, Luminița Preoteasa și Ionuț Ovejanu pentru ajutorul neprețuit acordat în campaniile de teren și Dr. Olivier Cohen (Universite du Littoral Cote d'Opale, Dunkerque) pentru punerea la dispoziție a unei versiuni a propriului program de analiză morfometrică Profiler 2.1 deocamdată nepublicat.

BIBLIOGRAFIE

- AAGARD, T., NIELSEN, J., GREENWOOD, B., 1998. *Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach*. Marine Geology 148, 203-225.
- AUBREY, D.G., 1979. *Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement*. Journal of Geophysical Research 84, 6347-6354.
- BONDAR, C., STATE, I., ROVENȚA, V., 1973. *Marea Neagră în zona litoralului românesc al Mării Negre. Monografie hidrologică*, Institutul de Meteorologie și Hidrologie, Bucharest, 516 pp.
- BONDAR, C., 2004. *The global morphological balance of the Danube Delta coastal area between 1857-2002 years*. Analele Științifice ale I.D.D. 10, 1-8.
- CERTAIN, R., MEULE, S., RAY, V., PINAZO, C., 2005. *Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France)*. Journal of Marine Systems 38, 19-34.
- CLARKE, D.J., ELIOT, I.G., 1988. *Low frequency changes of sediment volume on the beach face at Warilla beach, New South Wales, 1975-1985*. Marine Geology 79, 1135-1154.
- EVANS, O. F., 1940. *The low and ball of the eastern shore of Lake Michigan*, Journal of Geology 48, 476-511
- GIOSAN, L., BOKUNIEWICZ, H., PANIN, N., POSTOLACHE, I., 1999. *Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast*. Journal of Coastal Research, 15 (4), 859-871.
- GREENWOOD, B. AND SHERMAN, D.J., 1984. *Waves, currents, sediment flux and morphological response in a barred nearshore system*, Marine Geology 60, 31-61
- GRUNNET, N., HOEKSTRA, P., 2004. *Alongshore variability of a multiple barred coast of Terschelling, The Netherlands*. Marine Geology 203, 23-41.
- GUILLEN, J., PALANQUES, A., 1993. *Longshore bar and trough system in microtidal, storm-wave dominated coast: The Ebro Delta (Northwestern Mediterranean)*. Marine Geology 115, 239-252.
- HAYES, M.O., 1972. *Forms of sediment accumulation in the beach zone*. In: R. E. MEYER (Ed.), *Waves on beaches and resulting sediment transport*. New York: Academic Press, 297-356.
- KING, C.A.M., 1972a. *Beaches and coasts*. Edward Arnold, London, 280 p. KING, C.A.M., 1972b. *Dynamics of beach accretion in south Lincolnshire, England*. In Coastal Geomorphology, Coates, D.R. (Ed.). Proceedings 3rd Annual Geomorphology Symposia Series, Allen & Unwin: London; p. 73-98.
- KING, C.A.M., WILLIAMS, W.W., 1949. *The formation and movement of sand bar by wave action*. Geographical Journal 113, 70-85.
- KONICKY, K.M., HOLMAN, R.A., 2000. *The statistics and kinematics of transverse sand bars on a open coast*. Marine Geology 169, 69-101.
- MASSELINK, G., ANTHONY, E., 2001. *Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches*. Earth Surface Processes and Landforms 26, 759-774.
- MULRENNAN, M.E., 1992. *Ridge and runnel beach morphodynamics: An example from central east coast of Ireland*. Journal of Coastal Research 8, 906-918.
- PLANT, N.G., HOLMAN, R.A., FREILICH, M.H., BIRKEMEIER, W.A., 1999. *A simple model for interannual sandbar behavior*. Journal of Geophysical Research 104, 15755-15776.
- RUESSINK, B.G., KROON, A., 1994. *The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, Nederland, 1965-1993*. Marine Geology 121, 187-197.
- RUESSINK, E.G., ENCKEVORT, I.M.J., KINGSTON, K.S., DAVIDSON, M.A., 2000. *Analysis of observed two and three-dimensional nearshore bar behaviour*, Marine Geology 169, 161-183.
- SALLENGER, A.H., HOLMAN, R.A. AND BIRKEMEYER, W.A., 1985. *Storm-induced response of a nearshore bar system*. Marine Geology, 64:237-257.
- SHAND, R.D., BAILEY, D.G., SHEPHERD, M.J., 1999. *An inter-site comparison of net offshore bar migration characteristics and environmental conditions*. Journal of Coastal Research 15, 750-765.
- STĂNICĂ, A., UNGUREANU, G.V., 2006. *Morfodinamica reliefului submers pe țărmul Sulina-Sfântu Gheorghe*. Studii și cercetări de oceanografie costieră 2, sub tipar.
- STEPANIAN, A., LEVOY, F., 2003. *Morphodynamical evolution sequences of intertidal bars on macrotidal beach: case study of Omaha Beach (Normandy, France)*. Oceanologica Acta 26, 167-177.
- SWALES, A., OLDMAN, J. W., SMITH, K., 2006. *Bedform geometry on a barred sandy shore*. Marine Geology 226, 243-259.
- VAN HOUWELINGEN, S., MASSELINK, G., BULLARD, J.E., 2006. *Dynamics of multiple intertidal bars, North Lincolnshire, England*. Earth surface processes and landforms 48, 1013-1028.
- VESPREMEANU E., 1984. *Morphological and morphodynamic aspects of the submarine relief in front of the Danube Delta (in the north-west of the Black Sea)*, Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie - seria Geographie 28, 79-84.
- VESPREMEANU E., 1987. *Probleme de geomorfologie marină*. Editura Universității București, 117 p.
- VESPREMEANU E., VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU S., 2004. *Evoluția țărmului deltaic danubian în ultimii 40 ani*, Studii și cercetări de oceanografie costieră 1, 15-30.

- VESPREMEANU-STROE, A., 2001. *Morfodinamica avanplajei din cadrul tarmului Sfântu Gheorghe*, Revista de geomorfologie 3, 141-148.
- VESPREMEANU-STROE, A., 2004. *Transportul de sedimente în lungul țărmului și regimul valurilor pe coasta Deltei Dunării*, Studii și cercetări de oceanografie costieră 1, 67-82.
- VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, Ș., 2001. *Țărmul Sulina – Sfântu Gheorghe. Elemente de morfodinamică*, Studii și cercetări de geografie XLVIII, 217-227.
- VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, Ș., 2004. *Morfodinamica feței plajei pe țărmul Sulina – Sfântu Gheorghe*, Studii și cercetări de oceanografie costieră 1, 103-108.
- VESPREMEANU-STROE, A., PREOTEASA, L., 2006. *Beach-dune interactions on the dry-temperate Danube delta coast*. Geomorphology, doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.011
- VESPREMEANU-STROE, A., FILIP, F., PREOTEASA, L., OVEJANU, I., TĂTUI, F., 2006. *Morfodinamica sistemului avanplajă-bara proximală în condiții micromareice – rezultate preliminare*, Studii și cercetări de oceanografie costieră 2, sub tipar.
- VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, Ș., TĂTUI, F., GIOSAN, L., 2007. *Multi-decadal evolution and North Atlantic Oscillation influences on the dynamics of the Danube delta shoreline*. Journal of Coastal Research, 50, 233-238.
- VESPREMEANU-STROE, A., CONSTANTINESCU, Ș., OVEJANU, I., FILIP, F., PREOTEASA, L., GIOSAN, L. *Impact of Danube high discharge events on morphology and sedimentation at the mouth of St. George arm (Danube delta, Romania)*, Marine Geology, trimis spre publicare.
- WIJNBERG, K.M., TERWINDT, J.H.J., 1995. *Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis*. Marine Geology 126, 301-330.
- WINANT, C.D., INMAN, D.L., NORSTROM, C.E., 1975. *Description of seasonal beach changes using empirical eigen functions*. Journal of Geophysical Research 80, 1979-1986.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D., 1984. *Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis*. Marine Geology 56, 93-118.

**Universitatea din București
Facultatea de Geografie**

MISCELLANEA

La deuxième rencontre scientifique roumaine – algérienne – française

Directions contemporaines dans l'étude du territoire

Gestions des risques naturels et anthropiques

București, 24 – 31 mai 2007

Colocviul internațional a dezbătut probleme actuale în cercetarea teritoriului ca factor și suport al activităților socio-economice. În sesiunea de comunicări s-au întrunit puncte de vedere ale unor specialiști (geologi, geomorfologi, arhitecți, cartografi, geografi), al caror obiect de studiu îl constituie teritoriul, din Algeria (Universitatea din Constantine și Universitatea din M'Sila), România (Universitatea din București), Franța (Universitatea Paris 12), Siria (Universitatea d'Al Baath, Facultatea de Arhitectură).

Principalele probleme sunt rezumate în titlurile comunicărilor, dintre care precizăm: *Intégration de l'imagerie satellitale pour la réhabilitation des quartiers anciens en milieu oasien. Cas de ville de Laghouat (Algérie)* (Abdellaoui A.); *Particularités morpho-géologiques, néotectonique et instabilité des terrains en Algérie Orientale* (Benabas C., Zeghdoud O., Boumedous S.); *Les glissements de terrains dans la ville de Constantine (NE Algérie)* (Chabour N.); *Recherche intégrée du territoire – Approche géographique* (Grecu F. și colab.); *La salinisation des sols dans la cuvette*

centrale du Hodna (Algérie) (Hadjab M., Ouali D.); *Les mouvement de terrain dans la région de Milan (Algérie nord orientale) impact sur les infrastructures* (Marmi R., Kacimi M., Boularak M.); *L'analyse intégrée des couloirs Carpates Roumaines en vue d'élaborer des modeles de l'aménagement durable* (Ielenicz M., Clius M.); *Tendances actuelles dans la dynamique des paysages urbains en Roumanie. Etude de cas: Bucarest* (Manea G. și colab.); *Optimalisation de la conception architecturale contre les risques* (Muzaffar Nourry); *Les parcs régionaux des activité – prémise dans l'aménagement durable du territoire de l'aire métropolitaine de Bucarest* (Pătroescu M., Ioja C.)

Aplicația practică a relevat potențialitatea teritoriului României la variate hazarde naturale și antropice pe traseul București-Valea Prahovei-Bran-Depresiunea Făgăraș-Sibiu-Valea Oltului-Călimănești-Subcarpații Olteniei, Defileul Dunării-Câmpia Română.

Reuniunea a adus în discuție probleme ale teritoriului din zonele geografice caldă și temperată, constituindu-se într-un profitabil și valoros schimb de idei.



Florina GRECU

XX^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie

3-8 septembre 2007 à Carthage, Tunisie

Entre le 3 et le 5 septembre 2007 s'est déroulé à Carthage (Tunisie), dans les locaux du Centre National de Formation des Formateurs en Education, le 20^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie. Ce colloque a réuni une centaine de spécialistes (essentiellement des géographes et des météorologues) d'une quinzaine de pays (Algérie, Allemagne, Belgique, Bénin, Canada, Cameroun, France, Grèce, Italie, Liban, Pologne, Roumanie, Sénégal, Suisse, Tunisie).

La thématique générale du colloque a été *Climat, Tourisme et Environnement*. 56 communications orales et 48 posters ont été prévus. Ils ont abordé plusieurs problématiques : le potentiel climato-touristiques, la topoclimatologie, le climat et les ressources d'eau, les risques climatiques, la variabilité du climat et les changements climatiques, la bioclimatologie, le climat urbain, les méthodes et les techniques de climatologie (cartographie, analyse). Les exposés ont remis en évidence le rôle du relief (altitude, pente, exposition des

versants) sur le climat et le rôle du climat sur des processus hydro-géomorphologique, comme l'érosion hydrique. Le colloque a été également une bonne occasion de découvrir les particularités climatiques des régions situées en Europe, en Afrique, en Asie, en Amérique du Sud.

Le colloque s'est continué avec trois jours de terrain, à la découverte du potentiel climato-touristique de la Tunisie orientale et saharienne à travers plusieurs régions naturelles : le Tell Orientale, le Sahel, les Basses Steppes, le Dahar, le Chott-El-Jérid, les Hautes Steppes, la Dorsale de l'Atlas Saharien.

Les colloques de l'Association Internationale de Climatologie sont ouverts à tous les participants qui souhaitent présenter et découvrir les inter-relations entre les composants de l'environnement. Les organisateurs vous attendent en 2008 à Montpellier (France) et en 2009 à Cluj-Napoca (Roumanie) !



Gabriela Ioana-TOROIMAC

Expediția internațională PUECH – Polar Ural Environmental Change After Last Ice Age 2007

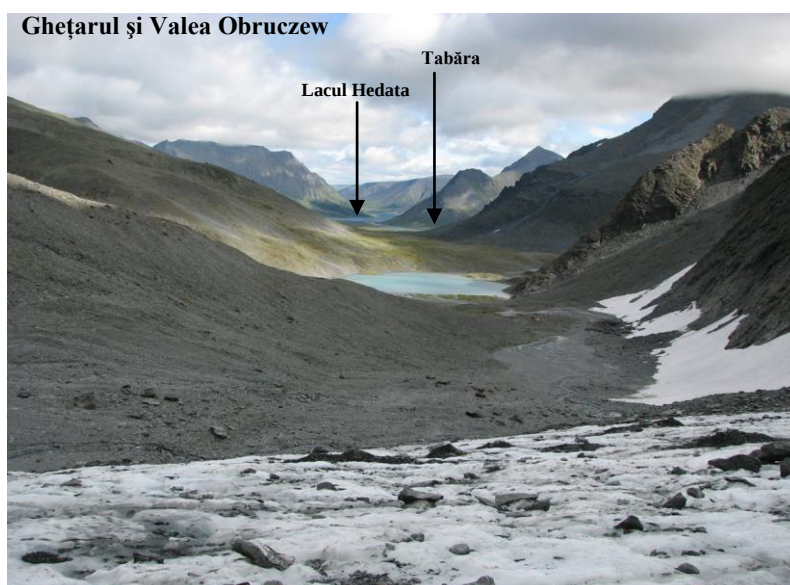
Expediția științifică internațională **PUECH – Polar Urals Environmental Change after Last Ice Age** s-a desfășurat în partea central-nordică a Munților Polar Ural (Rusia), la nord de Cercul Polar, în perioada iulie – septembrie 2007. A fost organizată de Institutul de Geografie al Universității Jagiellonian din Cracovia, fiind inclusă ca activitate independentă, în cadrul celui de Al Patrulea An Polar Internațional 2007-2008. A pornit de la ideea cunoașterii dinamicii regiunilor montane polare, fiind totodată o continuare a expediției care a avut loc în același areal, în anul 2006.

Participanții au fost doctoranzi și masteranzi de la Institutul de Geografie al Universității Jagiellonian din Cracovia și de la Facultatea de Geografie a Universității București.

Obiectivele și scopurile științifice au fost: realizarea unor investigații asupra evoluției componentelor mediului din trecut și din prezent, caracteristicilor reliefului glaciatic și periglaciatic, a proceselor geomorfologice, a modificărilor determinate de încălzirea globală, extinderea și intensitatea proceselor de îngheț – dezgheț, evoluția în timp a gheții, analiza stadiului actual în care se află regiunea, prin studierea reliefului, a situației prezenței gheții, în corelație cu condițiile climatice, hidrologice, de sol și vegetație. Unele din studii realizate, se vor concretiza prin teze de doctorat și masterat.

Traseul expediției a fost Cracovia – Brest – Moscova – Workuta – tabăra din Munții Polar Ural și retur. Tabăra de bază (foto) s-a aflat pe o morenă laterală din bazinul hidrografic al văii ghețarului Obruchev, situat în partea asiatică a munților și care face parte din bazinul fluviului Obi. Astfel, majoritatea observațiilor s-au efectuat în acest bazin hidrografic, dar și în lungul traseului. Un aspect important a vizat analiza evoluției proceselor geomorfologice actuale, a organismelor torențiale și a depozitelor cantonate pe versanții ce poartă amprenta eroziunii glaciare laterale și care acum evoluează, în regim periglaciatic.

Expediția a reprezentat o ocazie de cunoaștere a condițiilor unui mediu montan polar, cu o morfologie aparte, dominată de urmele ultimelor glaciațiuni și de diversitatea formelor și proceselor periglaciare. De asemenea, a fost un real prilej de a vedea frumusețea unor locuri puțin cunoscute, de a străbate sălbăticia vechiilor văi glaciare, în care sunt cantonate mlaștinile tundrei. Și nu în ultimul rând reprezintă o participare românească la o asemenea expediție și asocierea geografiei românești în programele ocazionate cu prilejul celui de Al Patrulea An Polar Internațional.



Anca MUNTEANU

Karst and Cryokarst
25th Speleological School, 8th Glackipr Symposium
Sosnowiec-Wroclaw, Poland, 19-26 martie 2007

Reunite sub numele generic de Carst și Cryokarst, manifestările științifice ale edițiilor a XXV-a a Școlii de Speologie și a VIII-lea a Simpozionului de Cryokarst, au fost organizate de către Departamentul de Geomorfologie al Universității din Sielzia– Sosnowiec și de Institutul de Zoologie al Universității din Wroclaw, Polonia, în perioada 19-26 martie 2007. Din comitetul științific au făcut parte, printre alții D. Ford, A. Eraso, J. N. Salomon, U. Sauro, Y. Trzcinski, S. E. Laitzen.

Programul bogat în activități, a fost împărțit în trei secțiuni: în prima au fost excursiile tematice pe Platoul Carstic Czestochowa din Colinele Cracovia – Czestochowa (partea central – sudică a Poloniei), regiune carstică modelată de glaciațiunea de platou; a doua a fost dedicată comunicărilor în plen, la Universitatea din Sielzia– Sosnowiec; în cea de a treia secțiune au fost comunicări în plen la Universitatea din Wroclaw și s-au efectuat excursii tematice în Munții Sudeți (sud – vestul

Poloniei) – Peștera Urșilor, carstul de pe Vl. Klesnica, o mină de uraniu.

Cele circa 35 de lucrări prezentate au avut o gamă largă de teme: relații între sistemele glaciare și carstice, ghețarii de peșteră și carstul din regiunile glaciare, sisteme de drenaj în ghețari și carst, probleme teoretice despre cryokarst, evoluția regiunilor carstice acoperite de gheață, cu referire la glaciațiunile continentale și permafrost, geomorfologie, geologie, paleontologie, hidrologie carstică, climatologie subterană, biospeologie, arheologie în peșteri.

Manifestarea de înaltă ținută științifică a fost un bun prilej de cunoaștere a problematicei cryokarstului mondial și polonez, un schimb de experiență între cei prezenți și mai ales a pus în valoare înlesnirea legăturilor între diferitele generații de specialiști. Mulțumiri speciale adresăm lui A. Tyc, A. Nadachowski, D. Ford, S.E. Laitzen, A. Perșoiu.

Anca MUNTEANU

Conferința Carpato-Balcano-Dinarică de Geomorfologie, Pécs,
Ungaria, octombrie 2007

În perioada 24-28 octombrie 2007, vechea universitate din Pécs (1367) a găzduit Conferința Carpato-Balcano-Dinarică de Geomorfologie, eveniment de mare însemnătate pentru geomorfologii din statele spațiului carpatic, balcanic și dinaric, ce are loc la fiecare patru ani. După conferința de la Bratislava (septembrie 2003), reuniunea de la Pécs a avut o semnificație aparte, fiind prima conferință de o asemenea amploare, desfășurată sub auspiciile recent fondatului Grup de Lucru Regional Carpato-Balcano-Dinaric, devenit, după Congresul IAG de la Zaragoza din 2005, parte integrantă a Asociației Internaționale a Geomorfologilor.

Lucrările au reunit, circa 100 de participanți cu peste 60 de prezentări, în plen, pe secțiuni și postere, provenite din Ungaria, Republica Cehă, Slovacia, Slovenia, Polonia, Croația, Serbia și bineînțeles România. Tematica a acoperit subiecte de o mare diversitate și actualitate, dintre care amintim: geomorfologie montană, aplicații SIG în geomorfologie și geomorfologie carstică, geomorfologie structurală și neotectonică, eroziune solului și meteorizare, geomorfologie fluvială și hazarde geomorfologice, morfodinamica versanților. Dintre temele prezentărilor, le reținem pe cele ale sesiunilor plenare: Morfostructurile din

Republica Cehă (Demek, Kirchner, Mackovčín, Slavík), Glaciațiunea Pleistocenă în mediul carstic al munților înalți Orjen și Lovćen din Muntenegru și Bosnia-Herțegovina (Natek, Mihevc, Stepišnik), Câteva exemple de cercetări asupra dinamicii recente a unor microforme de relief (Stankoviansky). Astfel, tematica prezentată a acoperit, un spectru larg, în care s-au remarcat tot mai mult problemele de geomorfocronologie, dinamica proceselor dar și cele de importanță aplicativă. Tehnicile noi ca de pildă SIG, teledetecția, sondajele geofizice, topografia digitală, modelarea matematică, dendrocronologia sau datările de vârste absolute s-au situat în contextul unei mari părți a prezentărilor de un nivel internațional incontestabil. Participarea a depășit spațiul Carpato-Balciano-Dinaric, prin prezența distinsului profesor dr. Ian S. Evans, de la Universitatea din Durham (Marea Britanie), un reputat specialist în tehnicile de reprezentare, modelare și analiză geomorfologică. Partea a doua a conferinței, destinată aplicațiilor a cuprins două zile, în care au fost incluse puncte deosebit de reprezentative privind specificul reliefului din sudul Ungariei și al Depresiunii Panonice: Munții Mecsek cu calcare Triasice, bazinul carbonifer Pécs (Dömörkapu), orașul istoric Pécs (capitala culturală a Europei în

2009), Munții Villany cu succesiuni de loess și paleocarst, loessurile de la Paks (pe Dunăre), deplasările în masă de la Dunaszekcső etc. Vizitarea zonei viticole Villany s-a încheiat cu o degustare de vinuri, prin care ospitalitatea gazdelor s-a dovedit odată în plus. Conferința a inclus și reuniunea plenară a membrilor grupului de lucru Carpato-Balciano-Dinaric, în care s-a confirmat alegerea noului președinte al grupului pentru următorii patru ani (prof.dr. Dénes Lóczy de la Universitatea din Pécs) și a noii conduceri. Participarea românească a fost relativ numeroasă, reunind geomorfologi din București (prof.dr. Dan Bălțeanu, cercet. Mihai Micu, de la Institutul de Geografie al Academiei Române, conf. dr. Traian Demeter, conf.dr. Bogdan Mihai, asist. Ionuț Săvulescu de la Facultate de Geografie, Universitatea din București), Timișoara (prof.dr. Petru Urdea de la Catedra de Geografie, Universitatea de Vest), Iași (drd. Ioana Feier, Universitatea „Al.I.Cuza”), Craiova (lect.dr. Sandu Boengiu, Catedra de Geografie, Universitatea din Craiova) și Târgoviște (asist. Dănuț Tanislav, Universitatea „Valahia”). Conferința a oferit, de asemenea, ocazia de a prezenta invitația la Conferința Regională de Geomorfologie de la Brașov, ce va avea loc în septembrie 2008.

Bogdan MIHAI

RECENZII

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE (2007) – *Geomorfologie aplicată*, Editura Universității din Suceava, 378 p., format B5, 184 figuri.

Structura, dar mai ales conținutul lucrării “trădează” domeniile predilecte de cercetare ale autorilor: dinamica albiilor de râu (depozitele aluviale) și, respectiv, dinamica versanților (studiul alunecărilor de teren), domenii dezvoltate în cadrul Stațiunii de cercetări de la Piatra Neamț, sub îndrumarea regretatului Profesor Ioniță Ichim. Pe baza acestor paradigme de altfel, se realizează mai întâi istoricul și obiectivele geomorfologiei aplicate, o sumară trecere în revistă a preocupărilor în domeniu, din care rezultă însă rolul cunoașterii importanței geomorfologiei pentru societate în toate demersurile omului asupra reliefului.

Acest principiu este urmarit apoi cu consecvență în întreaga lucrare (11 capitole), ce poate fi utilizată în luarea unor decizii teritoriale. Precizăm dintre cele cu relevanță specială, modul de abordare al cercetărilor geomorfologice pentru îmbunătățiri funciare, irigații și desecări; cercetările asupra modificărilor nivelului albiilor de râu; amenajările hidrotehnice; cercetările de geomorfologie aplicată în domeniul mineritului etc.

Rolul hărților geomorfologice în contextul unei lucrări de geomorfologie aplicată reprezintă în final concepția sintetică și aplicată a autorilor asupra întregului demers, sincronizați la cercetările pe plan internațional.

Florina GRECU

Dan DUMITRIU (2007) – *Sistemul aluviunilor din bazinul râului Trotuș*, Editura Universității din Suceava, 259 p., format B5, 96 figuri, 9 p. de anexe.

În anul 2007, Dan Dumitriu publică, la Editura Universității din Suceava, lucrarea *Sistemul aluviunilor din bazinul râului Trotuș*. Această lucrare reprezintă teza de doctorat a autorului, realizată în cadrul proiectelor de la Stațiunea de cercetări Stejarul din Piatra Neamț.

Obiectivul acestei lucrări este de a identifica relațiile existente între principalele elemente componente din sistemul aluviunilor din bazinul râului Trotuș. Deducem faptul că motivarea lucrării pornește de la amenajările antropice din bazinul Trotuș, care sunt susceptibile de a fi generat schimbări importante în sistemul aluviunilor. Structura lucrării scoate în evidență cele patru priorități de cercetare urmărite pentru atingerea obiectivului propus: factorii de control, sistemul aluviunilor, depozitele de

albie, bugetul de aluviuni. Autorul adaugă un rezumat al rezultatelor obținute ce reprezintă practic concluziile lucrării, o bibliografie ce reflectă istoricul cercetărilor în domeniu și anexe (nouă figuri referitoare la indicii morfometrici ai pietrișurilor în secțiuni de unde s-au prelevat probe).

Obiectivul propus de autor încă din prima frază a lucrării este urmărit pe tot parcursul acesteia. Sunt scoase în evidență relațiile spațio-temporale existente între factorii de control (litologie, structură, tectonică, depozite superficiale și sol, utilizarea terenurilor, condițiile hidro-climatice) și sursele de aluviuni (procese de eroziune în suprafață, alunecări de teren, procese fluviale). Aceste relații se materializează prin depozitele de albie,

respectiv prin caracteristicile lor (granulometrie, morfometrie, spectru petrografic). Cantitativ, ele sunt exprimate prin bugetul de aluviuni, calculat pe baza raportului de efluență, realizat între producția de aluviuni și eroziunea efectivă. La ieșirea din bazinul Troțuș se evacuează 7,6% din materialul erodat în bazin.

Punctăm, în cele de mai jos, aspecte importante în realizarea cercetării geografice din lucrarea recenzată.

- Lucrarea este realizată pe un bazin hidrografic ceea ce se explică prin formarea sistemului aluviunilor. Pe de altă parte, în domeniul gospodăririi apelor, unitatea de suprafață administrată este bazinul hidrografic. De aici rezultă aplicabilitatea acestui studiu.
- Suprafața bazinului hidrografic Troțuș depășește 4000 km². Rezultă astfel dificultatea de a corobora toate elementele din sistemul aluviunilor, pe care autorul și-o asumă și o depășește.
- Mai mult autorul demonstrează o bună cunoaștere a terenului de studiu, evidențiată prin metodele de teren aplicate (exemplu: cartografiere geomorfologică, probe de granulometrie...).
- Alegerea metodelor de lucru este motivată teoretic, dar și practic, având în vedere datele

disponibile. Autorul îmbină metode directe și indirecte, verificate deja în studii anterioare pe aceeași problematică.

- Pe parcursul lucrării autorul demonstrează o bună cunoaștere teoretică a domeniului abordat, prin numeroasele referințe bibliografice citate.
- Se apreciază, de asemenea, comparațiile pe care autorul le realizează cu alte râuri sau cu alte bazine hidrografice, ceea ce ajută cititorul în aprofundarea cunoașterii din domeniul de studiu vizat de lucrare.
- Rezultatele parțiale din acest studiu (exemplu: indicii morfometrici ai pietrișurilor) pot reprezenta o bază științifică pentru alte studii, deschizând astfel noi orizonturi în cercetarea geomorfologică.
- Este de apreciat precauția cu care autorul trage concluziile, menționând și limitele cercetării.

În concluzie, prin baza teoretică și metodele folosite, această lucrare reprezintă un model de analiză a bugetului de aluviuni pentru un bazin hidrografic. În același timp contribuie la cunoașterea regională a bazinului râului Troțuș și se adresează geografilor, geologilor, hidrotehnicienilor și actorilor locali implicați în amenajarea teritoriului.

Gabriela Ioana TOROIMAC

Mihai, BOGDAN-ANDREI (2007) – *Teledetecție, vol. I. Introducere în procesarea digitală a imaginilor*, Editura Universității din București, 208 pag., 69 figuri.

Cursul de Teledetecție (volumul I), conceput de conf. univ. dr. Bogdan Mihai, cu destinație prioritară pentru cerințe de pregătire ale studenților, masteranzilor și doctoranzilor care se instruesc și se perfecționează profesional în domeniul geografiei, reprezintă un început, nou și cu multe elemente de originalitate, care avem convingerea că își va continua linia unei dezvoltări în viitor.

Bazată pe o cuprinzătoare documentare de specialitate proprie teledetecției, dar corect ancorată și adaptată cerințelor teoretice și

practice ale geografiei, această lucrare este editată într-un moment cât se poate de potrivit.

Autorul a găsit de cuviință aplicarea concretă și a unei modalități care iese într-un fel din așa-zisul cadru clasic al scrierii de cursuri universitare, împletit cu șanse de reușită pentru cititor, informarea teoretică (fundamentală), cu efective elemente aplicative, de practică utilă, un asemenea îndreptar pentru învățământul superior și nu numai, fiind cel puțin bine venit.

Exceptând multiplele date de nuanță mai strict informativă pentru cerințe și direcții principale ale investigațiilor geografice,

începând cu unele elementare dar absolut necesare, abundă indicații de factură metodologică de observare, interpretare cantitativă prin procesarea digitală, anumite aplicații pe imagini Landsat (ca de exemplu: întocmirea mozaicurilor digitale, exploatarea stereoscopică, analiza componentelor principale, unele elemente de matematică spectrală etc.). De asemenea, analiza schimbărilor pe imagini satelitare constituie informații funcționale pentru laturi importante existente în aerofotointerpretarea geografică tematică. Cel puțin, din astfel de considerente, autorul derulează problema în direcția sistemului de analiză a diferitelor schimbări pe imaginea satelitară, așa cum ar fi: analiza vizuală comparativă și diferențiată a imaginilor

multitemporale, folosindu-se adecvat regresia liniară, investigația prin vectori de schimbare și altele.

Aplicațiile imaginilor în Sistemul Informațional Geografic (SIG), capitolul șase, vizează: întocmirea de hărți satelitare și inclusiv, ale unor cartografieri pentru vegetație și utilizarea terenurilor, vizualizarea cu anumite date topografice etc. O ilustrație deosebit de bine selectată, inclusiv de imagini satelitare color.

Deci această realizare este o primă ofertă utilă celor interesați în problematica de teledetecție modelată cerințelor de investigații în geografie, preocuparea în sine continuându-se și în perspectiva timpului apropiat, printr-un al doilea volum.

Prof. univ. dr. Grigore MIHAIL

