

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

10



editura universității din bucurești®
2008

Revista de geomorfologie

Editori: Prof. univ. dr. Nicolae JOSAN – Președintele A.G.R., Universitatea din Oradea
Prof. univ. 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 BĂLTEANU, 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 LONIȚĂ, 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. Dan PETREA, Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca
Prof. dr. docent Grigore 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

Redacția tehnică:

Conf. dr. Bogdan MIHAI (Universitatea din București)
Lector dr. Maria HOSU (Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca)
Lector dr. Dan LESENCIUC (Universitatea „Al.I. Cuza”, Iași)
drd. Marta JUCESCU (Institutul de Geografie al Academiei Române)
Asistent drd. Robert DOBRE (Universitatea din București)

© *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. 10

2008

C U P R I N S

Articole

Giovanni TOSATTI, Dorian CASTALDINI, Massimo BARBIERI, Giacomo D'AMATO AVANZI, Roberto GIANNECCHINI, Giuseppe MANDRONE, Maurizio PELLEGRINI, Susanna PEREGO, Alberto PUCCINELLI, Roberto W. ROMEO5, Claudio TELLINI – *Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the Northern Apennines, Italy* / 5

C. BENABBAS, O. ZEGHDOUD, S. BOUMEDOUS – *Particularites morpho-geologiques, neotectonique et instabilite des terrains en Algerie orientale (cas du constantinois)* / 23

Alina GHERGHINA, Florina GRECU, Paola MOLIN – *Morphometrical Analysis of Microdepressions in the Central Baragan Plain (Romania)* / 31

Bogdan MIHAI, Ionuț ȘANDRIC, Zenaida CHIȚU – *Some contributions to the drawing of the general geomorphic map using GIS tools. An application to Timis Mountains (Curvature Carpathians)* / 39

R. MARMI, M. KACIMI, M. BOULARAK – *Les mouvements de terrain dans la region de mila (Algérie nord-orientale) : impact sur les infrastructures* / 51

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE, Ionuț CRISTEA, Dinu GANCEVICI-OPREA – *Evaluarea modificărilor contemporane ale albiei râului Prut pe granița românească* / 57

Alfred VESPREMEANU-STROE, Petru URDEA, Florin TĂTUI, Ștefan CONSTANTINESCU, Luminița PREOTEASA, Mirela VASILE, Răzvan POPESCU – *Date noi privind morfologia lacurilor glaciare din Carpații Meridionali* / 73

Lucian BLAGA, Dorina Camelia ILIEȘ – *Probleme de evoluție a rețelei de văi din Munții Plopișului* / 89

Anca MUNTEANU – *The impact of avalanches onto the anthropic activities, on the Western Slope of Piatra Craiului Massif* / 95

Cristina GHIȚĂ – *The microrelief as result of morphohydroclimatic conditions in Mostistea river basin* / 103

Miscellanea

Giovanni PALMENTOLA – *Professor Honoris Causa, dell'Universita' di Bucarest. In memoriam, (8 marzo 1939 – 4 ottobre 2007) (Florina GRECU)* / 113

The 12th Italy-Romania-Belgium-France Geomorphological Meeting, *Climatic change and related landscapes*, Savona (Italy), 26-29 September 2007 (Paolo Roberto FEDERICI) / 115

Al XXIV-lea Simpozion Național de Geomorfologie, Gheorgheni, 29-30 iunie 2007 (*Florina GRECU*) / 116

11th INTERPRAEVENT CONGRESS 2008, *Protection of populated territories from floods, debris flows, mass movements and avalanches*, 26-30 Mai 2008 Dornbrin – Vorarlberg, Austria (*Anca MUNTEANU*) / 117

Recenzii

PETRU URDEA, (2005), *Ghețarii și relieful*, Editura Universității de Vest, Timișoara, 380 pag., 241 fig., 18 tab. (*Anca MUNTEANU*) / 118

Additional Causes of Seismically-Related Landslides in the Northern Apennines, Italy

Giovanni TOSATTI¹, Dorian CASTALDINI¹, Massimo BARBIERI¹,
Giacomo D'AMATO AVANZI², Roberto GIANNECCHINI²,
Giuseppe MANDRONE⁴, Maurizio PELLEGRINI¹, Susanna PEREGO³,
Alberto PUCCINELLI², Roberto W. ROMEO⁵, Claudio TELLINI³

Key Words: earthquakes, landslides, Northern Apennines, Italy

Abstract. The results of a multidisciplinary research on the additional causes in historical landslides induced by earthquakes in the north-western sector of the Northern Apennines (Italy) are discussed. The first investigation phase was based on bibliographic records on earthquakes and landslides. This step led to the collection of 18 well documented landslides induced by seismic shocks. Up to 11 landslides were set in motion by a strong (6.5 magnitude) earthquake which struck the Tyrrhenian side of the Northern Apennines on September 7th 1920. Other landslides were triggered by earthquakes occurring in 1779, 1832, 1952, 1965, 1996 and 2003. The landslides were triggered by earthquakes ranging from 3.3 to 6.5 magnitude (IV to X MCS degrees) with epicentres of 6 to 40 km away. The earthquake-related landslides studied are mainly complex or slide-type movements. The rock types involved are prevalently calcareous flysch, clay shales and debris. In order to understand the complexity of the relationships between all the parameters affecting slope stability, detailed studies on geology, hydrogeology, geomorphology, soil/rock mechanics and meteorology were carried out in each landslide area. According to the data collected during research, it comes out that earthquakes seem to be just the triggering cause for a great number of these landslides whereas the intrinsic causes mainly result from the amount of precipitation in the preceding periods (soil saturation conditions and build-up of pore-water pressures). Out of the 18 landslides investigated, earthquakes undoubtedly played a decisive role in 5 cases only. Also the lithological characteristics and weathering conditions of the bedrock appear to be extremely important since the five cases previously mentioned affected loose debris materials or weak rocks.

1. Introduction

Earthquakes have long been recognized as one of the main causes for triggering slope movements. Investigations have been carried out all over the world to study the relationships between earthquakes and landslides. Among the numerous contributions to this topic, worthy of note are: Keefer (1984; 2002), Wieczorek *et al.* (1985), Wasowski *et al.* (1998), Bommer & Rodriguez (2002).

Considering her geological and seismic characteristics, Italy has always been affected by slope movements resulting from seismic shocks. Research carried out in the eastern Italian Alps by Girardi *et al.* (1981) pinpointed a close connection between earthquakes and large landslides dating from the Upper Pleistocene.

In Trento Province, the vast slope movement known as “Lavini di Marco” could be ascribable, at

least in part, to seismic events, as quoted by the poet Dante Alighieri (1265-1321) in his Divine Comedy¹.

A few hundred landslides were triggered by strong quakes occurring in Italy in the past 30 years. The Friuli earthquake of 6th May 1976 (magnitude 6.4, epicentre intensity IX-X MCS), produced numerous surface effects over an area exceeding 1600 km² (Govi & Sorzana, 1977). The 23rd November 1980 earthquake (magnitude 6.8, epicentre intensity X MCS), which affected a vast area of southern Italy, triggered many landslides of different types (Genevois & Prestininzi, 1981; Cotecchia, 1986). The ground effects due to the seismic sequence occurring in autumn 1977 to

¹ Dante described his way down to the seventh circle of Hell as a chasm of broken rocks: *As on Adige's flank this side of Trent an earthquake or a subsidence of ground has wrought such devastation that the rocks, which tumbled from the summit to the plain, have made it possible to scramble down, such was the path descending that ravine* (Inferno, 12-4).

springtime 1998 (magnitude 6.0, maximum intensity X MCS) in central Italy were described by several authors (see Esposito *et al.*, 2000; Bozzano *et al.*, 2001). On the basis of these investigations, it comes out that 48% of earthquake-related surface effects is represented by landslides.

This paper takes into account seismically-induced landslides occurring on both sides of the Northern Apennines (Po Plain and Ligurian Sea sides), in the provinces of Modena, Reggio Emilia, Parma, Lucca and Massa-Carrara (Fig. 1).

The goal of the research was to study in detail the relationships between earthquakes and mass wasting processes in the study area and define, in particular, the role assumed by seismic shocks in the activation/reactivation of landslides in relation to the lithological-structural characteristics, the weathering conditions of the rock bodies and the trend of precipitation.

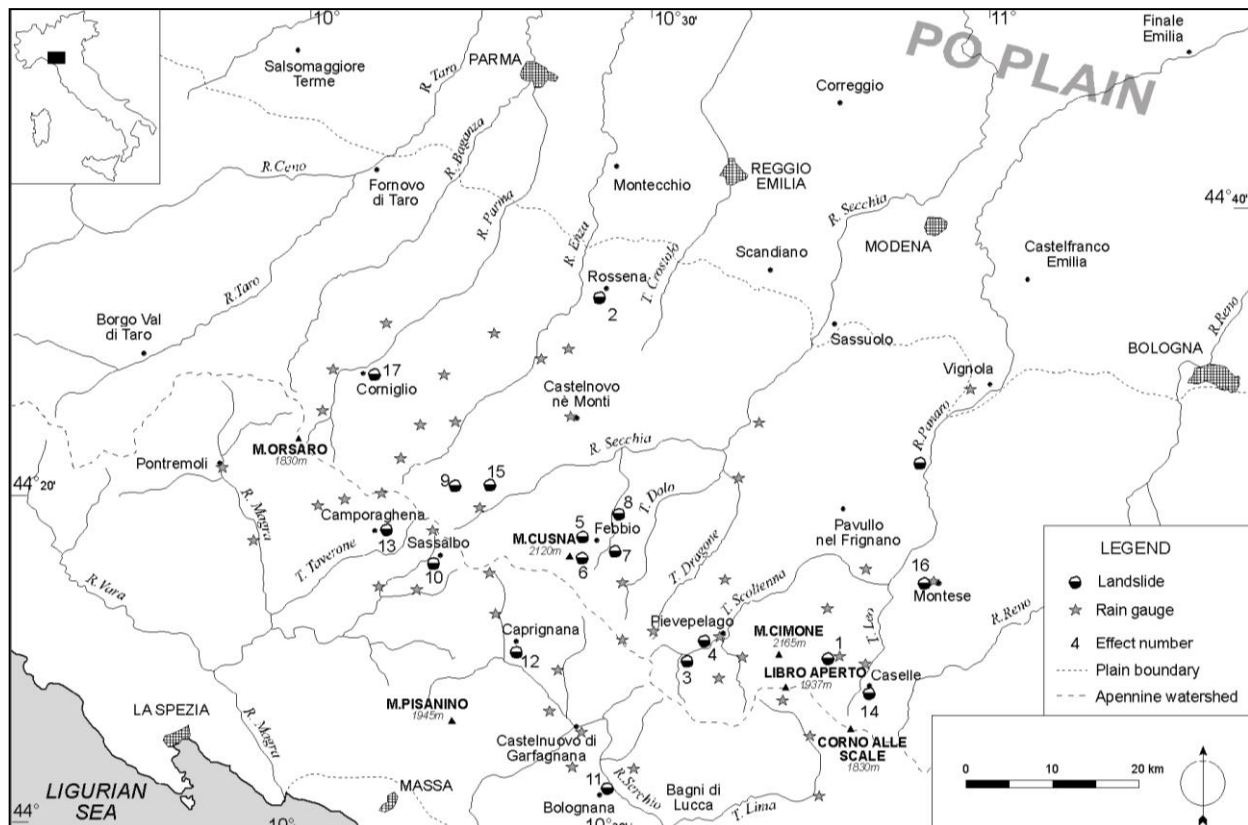


Fig. 1 Location of landslides related to earthquakes in the study area of the Northern Apennines, Italy (for characteristics of landslides see Tab. 1)

2. Geological outline of the study area

The Northern Apennines are a fold-and-thrust belt, characterized by complex structures and geodynamic evolution (Fig. 2), which originated from the consumption of the Liguria-Piedmont oceanic basin, located in the western Tethys, and the consequent collision between the Adria plate and the European plate, which started in the Upper Cretaceous (Boccaletti *et al.*, 1981; Elter, 1994).

The various units forming the thrust nappes of the Northern Apennine orogenic wedge may be grouped into three broad assemblages, each one

corresponding to distinct paleogeographic domains (Bettelli & De Nardo, 2001):

- *Tuscan-Umbria-Romagna Units*, which originated following the deformation of the continental passive Adria margin or Tuscan-Umbria-Romagna domain, during the collisional stage;
- *Sub-Ligurian Units*, which originated following the deformation of a transition zone with the continental passive Adria margin;
- *Ligurian Units*, which originated following the deformation, through subduction, of the Tethyan Ocean Domain or Ligurian Domain.

Contrary to this order, the piling up of the Apennine chain shows that the Ligurian Units tectonically overthrust the Sub-Ligurian Units; they both lie on the Tuscan-Umbria-Romagna fold-and-thrust belt Units and make up the top structural units of the Northern Apennine orogenic wedge.

On top of the Ligurian and Sub-Ligurian Units, the various intra-Apennine basins of the *Epi-Ligurian Domain* are found; their sedimentation occurred after the Middle Eocene Ligurian tectonic phase and lasted until the Upper Miocene. They were deposited on the already deformed Ligurian Units during their north-east translation on the passive Adria margin, and show different extension, orientation, thickness and shape, according to the areas where they crop out at present. Owing to their particular position and displacement, these units are considered semiallochthonous.

Finally, a narrow belt at the foot of the hills correspond to the prevalently marly-clayey sediments of the *Pliocene-Pleistocene neo-autochthonous sequence* (Various Authors, 2002).

On the Tuscan (southern) side of the Apennines, a prevalent compressive style took place from the Upper Cretaceous to the Mid-Upper Miocene-Lower Pliocene, which was responsible for the piling up and positioning of tectonic units originating in different paleogeographic domains (from west to east: Ligurian Domain, Sub-Ligurian Domain, Tuscan Domain). From the Upper Miocene postparoxysmal tectonics of extensional type set in, giving rise to tectonic depressions (River Serchio valley, River Magra valley etc.), in which fluvial and lacustrine sediments were deposited.

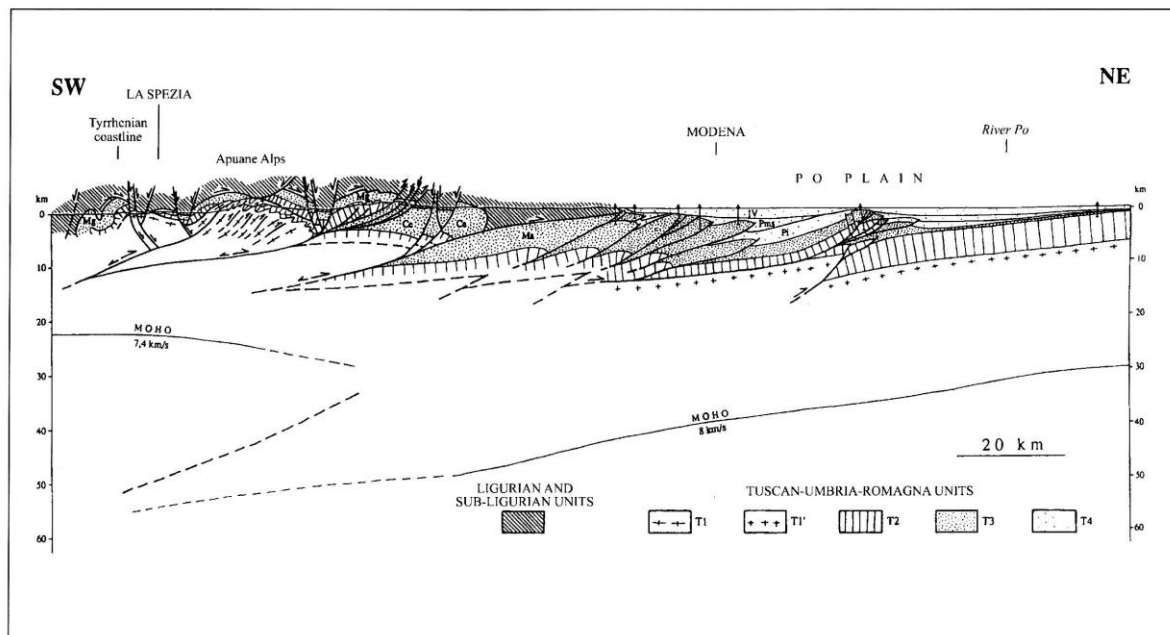


Fig. 2 Geological section across the Northern Apennines from the Tyrrhenian coastline to the River Po showing the main structural units and their mutual relationships. Legend: T1) Internal metamorphic basement; T1') External metamorphic basement; T2) Carbonate sequence (Late Triassic-Eocene); T3) Tuscan-Umbria-Romagna Late Oligocene-Miocene turbidite sequences (Mg = Macigno Formation; Ce = Modino and Cervarola Sandstones; Ma = Marnoso-arenacea Formation); T4) Pliocene to Pleistocene deposits of the Po Plain (Pi = Early Pliocene deposits; Pms = Middle to Late Pliocene deposits; IV = Quaternary deposits) (after Bettelli & De Nardo, 2001)

These depressions are now occupied by Garfagnana and Lunigiana, which stretch parallel to the main Apennine divide, although they are displaced in some points owing to the presence of transverse faults which have produced an asymmetrical graben. These faults still show signs of activity, as witnessed by their morphotectonic characteristics, seismicity and localization of earthquake epicentres. The latter are significantly aligned with them (Bernini *et al.*, 1991).

On top of the metamorphic complexes, cropping out in the tectonic window of the Apuane Alps, there are several superimposed tectonic units in Garfagnana and Lunigiana; they are referable to Ligurian, Sub-Ligurian and Tuscan Domains, similarly to the situation found on the northern side of the chain (Boccaletti & Coli, 1985).

3. Seismotectonic framework

Information on the earthquakes occurring in the Northern Apennines can be found in many papers (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999; Boschi *et al.*, 2000; INGV, 2008; see also Fig. 3a).

The publication making up the basic reference for seismogenetic zonation in Italy is by Meletti *et al.* (2000). From this work three tectonic districts can be distinguished in the Northern Apennines (Fig. 3b); they are longitudinally arranged along the mountain chain and can be recognized from the inner sector of the chain toward the outer one.

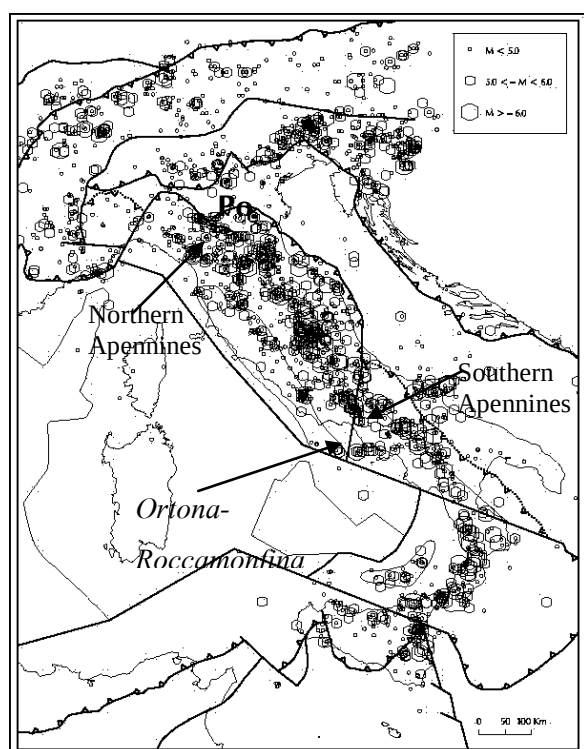


Fig. 3a Seismicity of Italy; arrows show the Northern Apennine arc, bordered by tectonic lineaments

The intermediate belt (seismic source zones 28-29, 32-33-34, 36-37) is characterized by an extensional regime, with normal faults generating earthquakes whose maximum M is around 6.5. Several earthquakes with epicentral intensity equal to or greater than IX MCS degrees struck this area in the past, the most severe ones having been the Apuane Alps 1837 quake and the Garfagnana one of 1920 in seismic source zone 28, Scarperia 1542 and Mugello 1919 in seismic source zone 36, Romagna 1584 and 1661 in seismic source zone 37. Due to the strong uplift of the area, the maximum expected earthquake may exceed M 6.5 up to M 7 (INGV, 2008).

The outermost belt (seismic source zones 30, 35, 38, 39) is characterized by prevalently compressive structures (blind thrusts) and corresponds to the Emilia Folds (Pieri & Groppi, 1981). Earthquakes are concentrated in a narrow zone, which geographically coincides with the plain-hill boundary, and faults are often hidden. Among the most destructive earthquakes occurring in the past, the 1688 Romagna earthquake and the 1781 Faenza earthquake (seismic source zone 38), both IX MCS degrees, should be quoted. The maximum potential releasable in this area is around M 6.0 (Meletti *et al.*, 2000).

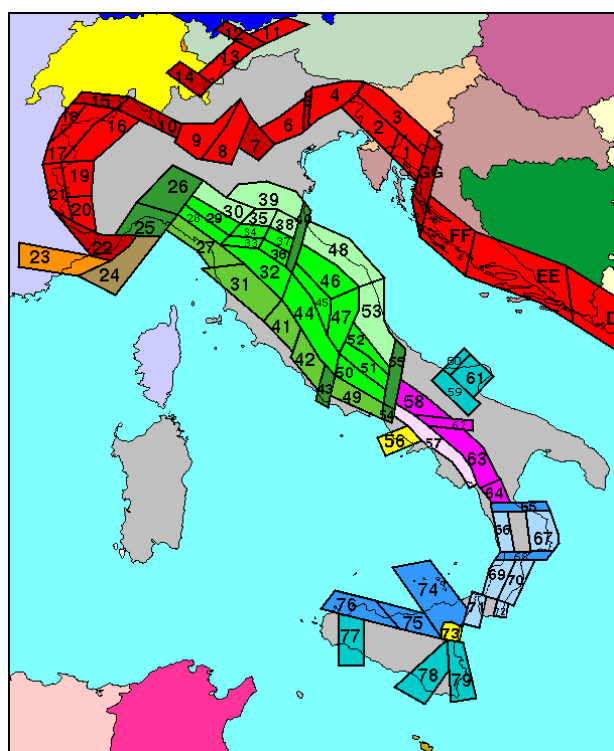


Fig. 3b Kinematic and seismotectonic model of Italy (after Meletti *et al.*, 2000)

The innermost belt (seismic source zones 27 and 31) is characterized by sinking areas (graben-like structure) that gave rise in the past to earthquakes with maximum epicentral intensity of about VIII MCS degrees (1846 Orciano Pisano earthquake, source zone 31). The maximum expected earthquake should not exceed M 5.5.

In order to provide a synthetic picture of the activity of the three belts, seismicity of the seismic source zones belonging to each belt has been aggregated and shown according to the Poissonian distribution of earthquakes (Fig. 4).

The number of events above M 4.0 (the seismic threshold magnitude triggering landslides, according

to Keefer, 1984) is given by the Poissonian probability mass function:

$$P(N = n, t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!}$$

that is: the probability of $N=n$ events during the time t (in years) is related to the recurrence rate λ ,

namely, the yearly frequency of overcoming of the threshold magnitude (Romeo & Pugliese, 2000).

The cumulative distribution of the number of events within a reference period of 50 years is shown in figure 4 for the three seismic belts (Tyrrhenian strip – *extension*, Apennine chain – *uplift*; Apennine-Po Plain margin – *compression*).

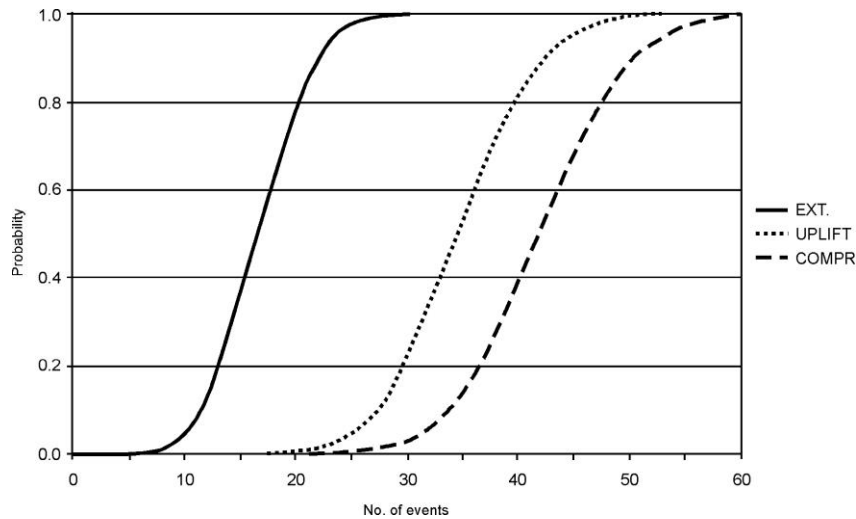


Fig. 4 Cumulative distribution functions of the seismic activity of the three seismogenic belts

The seismic activity is higher in the Apennine chain than in the other belts. On the other hand, the seismic activity of the Apennine-Po Plain margin is only slightly less than the mid-Apennines. The Po Plain margin is in fact characterized by larger maximum expected magnitudes compared with those of the Tyrrhenian strip and by stronger ground motion amplitudes due to its compressive regime, making this belt potentially very active in inducing surface effects.

Among the destructive earthquakes that affected the Northern Apennines, the most recent and documented one is the Garfagnana 1920 earthquake ($M = 6.5$). This quake was felt over a very large area and was activated by a NW-SE trending and NE dipping normal fault bordering the southern boundary of a Pleistocene intra-Apennine basin. The earthquake caused several surface effects all around the Northern Apennines, most of them landslides and ground cracks (Imbesi *et al.*, 1987).

The Garfagnana seismic structure (Tuscan side of the Apennines) is the most important seismogenic source of the Northern Apennines, owing to its continuous elongation which is greater than other important structures, such as the Upper Tiber Valley, which are more segmented. Garfagnana and nearby Lunigiana (which are located in seismogenic

zone no. 28 in Fig. 3b) are the highest-seismicity zones of the Northern Apennines. In these areas, earthquakes with intensity equal to or higher than VIII MCS degrees ($M = 5.2$) show a return time of about 68 years (Genevois *et al.*, 2000).

4. Geomorphological features

The northern side of the Northern Apennines stretches along the main chain's axis for a total length of some 180 km, with an average width of 50 to 70 km from the mountain divide to the boundary with the Po Plain. The chain's maximum peaks correspond to Mt. Cimone (2165 m) and Mt. Cusna (2120 m). The average gradients of the Po Plain side of the Apennines are rather low, ranging from below 3% up to 4%. The low relief energy is to be ascribed essentially to the weak flysch and clayey formations cropping out extensively over the northern side of the Apennines.

The southern side of the chain shows an average width of 45 to 65 km between the divide and the Ligurian coastline. Compared with the northern side of the chain, it has a more complex shape. Coastal ranges are found, such as the metamorphic Apuane Alps (with elevations up to 1945 m) and intra-mountain basins, longitudinally arranged with

respect to the main divide and characterized by rather low elevations (150 to 250 m). The average slope gradients are much higher than on the northern side of the Apennine chain (>10% between Garfagnana and the divide). This is due to the typical tectonic features of the area and the dominant rock types ("hard rocks" made up of Mesozoic limestones and Tertiary arenaceous flysch). The uplift of the chain started in the post-Miocene and is still in progress, with an average growth of 1 mm/year.

In the Apennine territory considered the slope disarray processes are particularly important, especially mass movements. Practically every valley has been somehow affected by small or large landslides (Bertolini & Pellegrini, 2001; D'Amato Avanzi & Puccinelli, 1989; D'Amato Avanzi *et al.* 1993).

The structural landforms resulting from regional tectonic and, in some areas, neotectonic activity assume particular relevance together with lithological morphoselection, which is related to weathering processes.

The former comprise some large folds found along the crest and in other arenaceous formations of the Tuscan Units. Among the numerous examples of morphoselection the Epi-Ligurian rock slabs, generally shaped as more or less complex synclines affected by faults and joints, are easily identified in the landscape, thanks to their selective contrast with the weaker clayey rocks they overlie.

Clayey and marly formations, which alternate to lithic rock types, characterize the morphologically most depressed areas of the chain, where erosion takes place prevalently by means of concentrated rill wash, thus originating badlands. These weak rock formations are also characterized by the highest concentration of mass wasting processes.

In many valleys of the higher Apennines the modelling action of water is superimposed on glacial forms. The post-glacial deepening of river beds is perceived where glacial terraced deposits have been cut down by several tens of metres.

In the Northern Apennines slope modelling occurring in a periglacial environment was even more important than glacial morphogenesis, considering also the widespread saturation and plasticization of the basal clayey units. In particular, in the study area periglacial morphogenesis has been recognized by means of various landforms ranging from common talus fans to more particular forms, such as *grèzes litées*, protalus ramparts, rock glaciers and gelifluction deposits (Bernini *et al.*, 1991; Tellini, 2004).

As regards the Tyrrhenian side of the study area, the main geomorphological features of Garfagnana and Lunigiana have been determined above all by lithologic-structural factors.

Along the slopes sub-flat or reverse slope areas are due to a series of steps of faults, which indicate the main tectonic cause for the morphostructural depressions. The morphologically most depressed areas correspond to structural lows, while uplifting areas – still in progress – correspond to the reliefs.

The rivers Magra and Serchio have dug their beds in the most lowered parts, following a course parallel to the axial direction of the depressions, with a NW-SE orientation. (D'Amato Avanzi & Puccinelli, 1989).

5. Geomechanical characteristics of the rock units

Most of the rock units forming the Northern Apennines are made up of flysch rock types and polygenic breccias. They are also the rock units affected by the largest number of landslides and highest frequency of reactivation, especially those of the Ligurian and Sub-Ligurian Domains. Most of these formations correspond to lithologically and/or structurally complex rock types and may be ascribed to "weak rocks" (according to Bieniawski, 1989). Not always does this complexity of the rock masses allow reliable geomechanical classification, owing to both the quality and representativeness of undisturbed samples and analysis procedures. A flysch rock mass has the following characteristic: heterogeneity in mechanical behaviour (alternation of "hard" and "weak" members), presence of clay minerals, tectonic fatigue and sheared discontinuities (often resulting in a soil-like material). From a hydrogeological standpoint, these weak and complex rock masses are characterized by low to extremely-low hydraulic conductivity. On the other hand, in some particularly circumstances (i.e. complete saturation) the transfer of hydraulic pressures is much faster than water transfer so that the response to external impulse can range from some days to a few hours.

The uniaxial compressive strength of the intact rock samples can be measured with a reasonable level of accuracy by means of point load tests.

It is important to point out, though, that the intrinsic characteristics of the weaker materials of this area can be assessed only with high grade of confinement; in these conditions they show an extremely brittle behaviour. On the other hand, when these materials crop out, they show a ductile failure pattern giving way to creep processes and earth flows-earth slides (Mandrone, 2004). It is interesting to note the wide range of variability of each parameter, but for our purpose (seismically-induced landslides), particular attention should be paid to the Elastic Modulus (Fig. 5). In this case the

range varies from some hundreds of MPa to more than 10,000 MPa. The different response of each rock unit to seismic input is clear in this histogram. At least three classes can be identified, from ductile

to brittle behaviour, while most of them show values between the two extremes and probably can change their characteristics depending on local enrichment of pelitic or arenaceous beds.

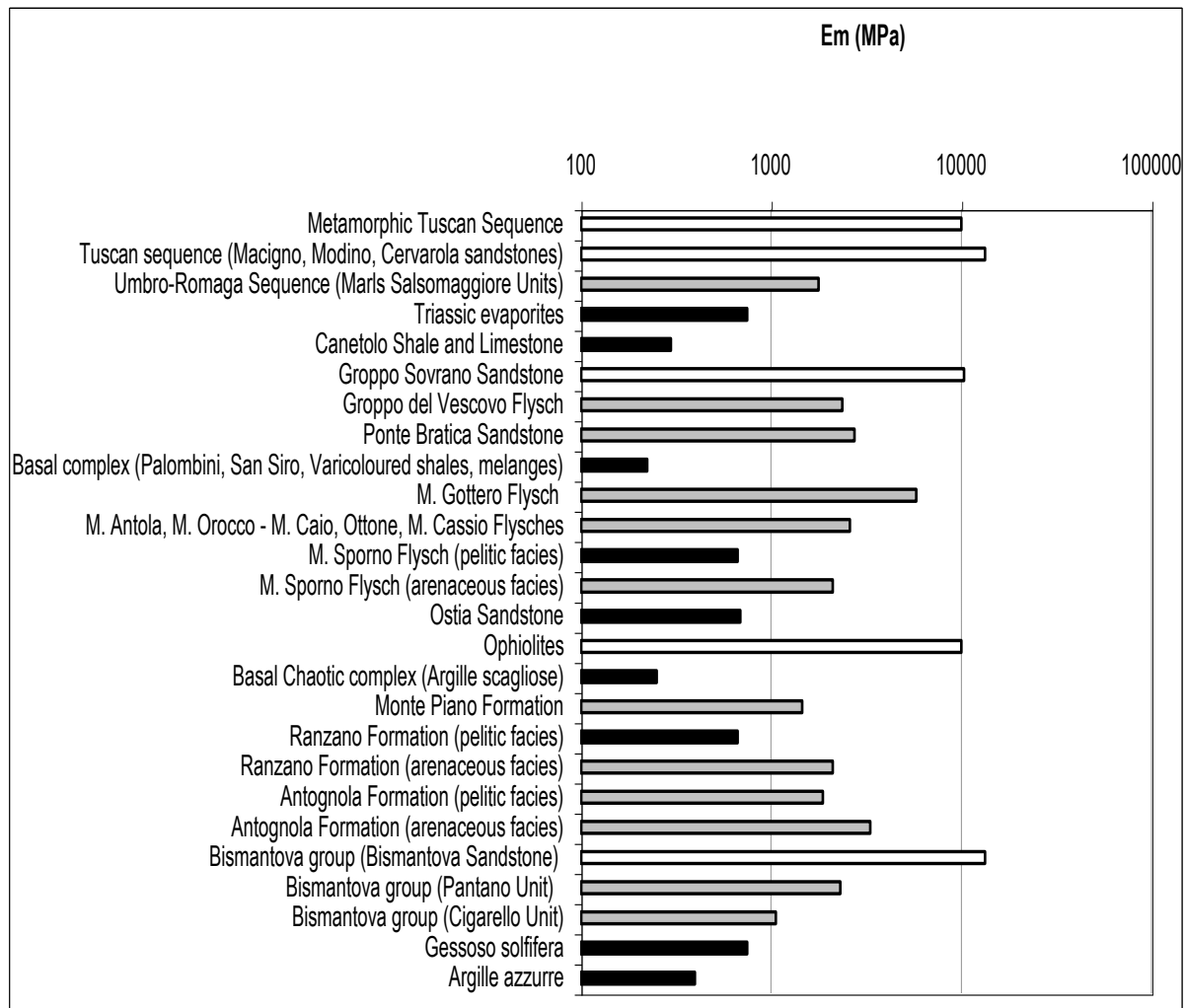


Fig. 5 Elastic modulus values (Em) for the main rock mass units cropping out in the Northern Apennines; very ductile rock units are represented in black, medium hard rock units in grey and brittle rock masses in white (after Mandrone, 2004)

6. Meteorological characteristics

According to the meteorological study carried out and in agreement with previous papers (see Rapetti & Vittorini, 1989; Ministero Lavori Pubblici, 1916-1996), the mean annual precipitation values, which vary in relation to the elevation and geographic position of the measuring stations, range from 2000 mm along the crest and the catchments' upper parts to 900 mm in the mid-valley floors. The comparison between the rain gauges of the Emilia and Tuscan sides, placed in the same elevation belt, shows higher precipitation in the Tuscan side of the range owing to its proximity to the Tyrrhenian Sea.

In the study area the orographic features and orientation of the catchments have a major influence on the amount of rainfall but not on the distribution of monthly precipitation: November and July are always the months with maximum and minimum precipitation values, respectively.

The distribution of mean annual temperatures depends substantially on the orographic features of the area, with values progressively decreasing with elevation, according to a gradient equal on average to 0.5 °C/100 m on both sides of the Apennines.

The analysis of mean monthly temperatures shows minimum values in January and maximum values in July in all the meteorological stations examined, although with differences resulting from the elevation and positioning of the measurement instruments. From November through April the daily changes of temperature capable of setting frost-thaw cycles, play a considerable importance. This process can contribute to the shattering of exposed rocks. In the Northern Apennines the month with the highest number of days with frost-thaw cycles is January (Cati, 1981). In addition, snowfalls which are frequent at high elevations, can increase water percolation during snow cover melting (March through May). This phenomenon is considered as a primary cause of mass wasting in the Northern Apennines, where 48% of slope movements take place just in this period (Bertolini & Pellegrini, 2001).

7. Study methodology of the earthquake-related landslides

Earthquake-induced surface effects have been identified by consulting historical catalogues and archives, public authorities' offices, research agencies, research projects and scientific reviews.

As regards scientific literature, several authors investigated the geomorphological effects caused by earthquakes in some of the study areas (Pellegrini & Tosatti, 1982; Imbesi *et al.*, 1987; Zecchi, 1987; Nardi *et al.*, 1990; D'Amato Avanzi *et al.*, 1993; Mazzini, 1995; Romeo & Delfino, 1997; Casali & Castaldini, 1998; Castaldini *et al.*, 1998; Rossi & Mazzarella, 1999; Genevois *et al.*, 2000; Castaldini, 2004; Tosatti, 2004, 2006).

The research led to the collection of 18 well documented earthquake-related landslides, which will be described in the following chapter (Fig. 1 and Tab.1).

In order to understand the complexity of the relationships between all the parameters affecting slope stability in static and dynamic conditions, in-depth studies were carried out for each landslide area.

In particular, in the areas where the landslides studied are located, the following research activities were carried out: geological-geomorphological surveys with implementation of detailed geological-

geomorphological maps (see, for example, Fig. 6), geomechanical-geotechnical characterization and analysis of pluviometric data.

In order to assess the role of precipitation in the triggering phases of landslide activation in concomitance with seismic shocks, the climatic characteristics of the area bounding the 20th and 21st centuries landslides were investigated.

According to many authors (Govi *et al.*, 1985; Corominas & Moya, 1999; Flageollet *et al.*, 1999; Perego & Vescovi, 2000; Bertolini & Pellegrini, 2001), these types of movements are particularly sensitive to precipitation cumulated in the long period. In particular, as regards Northern Apennine large-sized landslides with deep surfaces of rupture, other authors point to the paramount role of rainfalls distributed over very long periods (several months) prior to the disarray events (Galliani *et al.*, 2001).

The rainfall characteristics of the area corresponding to the Apennine range of the Parma, Reggio Emilia and Modena Apennines have been identified by analyzing data from 29 rain gauges. On the other hand, 17 rain gauges were taken into account in the Tuscan side of the range, corresponding to the areas of Lunigiana and Garfagnana, where the remaining landslides are located (Fig. 1). All the meteorological stations considered are located a few kilometres away from the landslides studied.

In each area of landslides related to earthquake, the total monthly rainfall was analyzed with respect to the monthly average values during the whole year preceding each reactivation (see Fig. 7). Subsequently, the cumulative curves of the 15, 30 and 60 days preceding the dates of reactivation were constructed (Tab. 2).

8. Description of earthquake-related landslides in the study area

As previously stated, eighteen well documented landslides can be in some way related to seismic shocks (Fig. 1 and Tab. 1).

14 landslides are located on the Po Plain side of the Apennines (with 6 landslides within Modena Province, 7 in Reggio Emilia Province and 1 in Parma Province) whereas 4 landslides are found on the Tuscan side of the Apennines (2 landslides in Lucca Province and 2 in Massa-Carrara Province).

Tab. 1 Characteristics of earthquake-related landslides in the Northern Apennines (landslide numbers refer to Fig. 1)

Location and Province	Date (dd/mm/yy)	Type of landslide (Cruden & Varnes, 1996)	Earthquake characteristics			
			Epicentre	D	M	I
01. Fellicarolo (MO)	24/12/1779	Debris slide	Pistoia Aps.	30	4.1	VI
02. Rossena (RE)	13/03/1832	Complex (fall – slide)	Reggio E. Aps.	20	5.6	VII
03. S. Anna Pelago (MO)	07/09/1920	Earth slide-earth flow	Garfagnana	25	6.5	X
04. Roccapelago (MO)	07/09/1920	Lateral spread	Garfagnana	28	6.5	X
05. Febbio (RE)	07/09/1920	Earth slide	Garfagnana	17	6.5	X
06. Riparotonda (RE)	07/09/1920	Earth slide	Garfagnana	18	6.5	X
07. Asta (RE)	07/09/1920	Earth slide-earth flow	Garfagnana	18	6.5	X
08. Secchio (RE)	07/09/1920	Debris slide	Garfagnana	21	6.5	X
09. Valbona (RE)	07/09/1920	Earth slide-earth flow	Garfagnana	12	6.5	X
10. Sassalbo (MS)	07/09/1920	Multiple rotational slide	Garfagnana	8	6.5	X
11. Bolognana (LU)	07/09/1920	Rock slide and flow	Garfagnana	15	6.5	X
12. Caprignana (LU)	07/09/1920	Earth slide-earth flow	Garfagnana	9	6.5	X
13. Camporaghena (MS)	07/09/1920	Multiple rotational slide	Garfagnana	9	6.5	X
14. Caselle (MO)	04/03/1952	Debris slide	Modena Aps.	30	3.5	IV
15. Acquabona (RE)	09/11/1965	Rock fall and slide	Reggio E. Aps.	15	3.5	V
16. Montese (MO)	01/01/1996	Earth slide-earth flow	Reggio E. Aps.	32	3.3	V
17. Corniglio (PR)	01/01/1996	Earth slide-earth flow	Reggio E. Aps.	40	3.3	V
18. Ca' Bonettini (MO)	15/09/2003	Earth slide-earth flow	Bologna Aps.	35	5.0	VII

Legend: LU = Lucca Province; MO = Modena Prov.; MS = Massa-Carrara Prov.; PR = Parma Prov.; RE = Reggio Emilia Prov.; Aps. = Apennines; D = Distance from epicentre (km); M = Magnitude; I = Intensity (MCS scale)

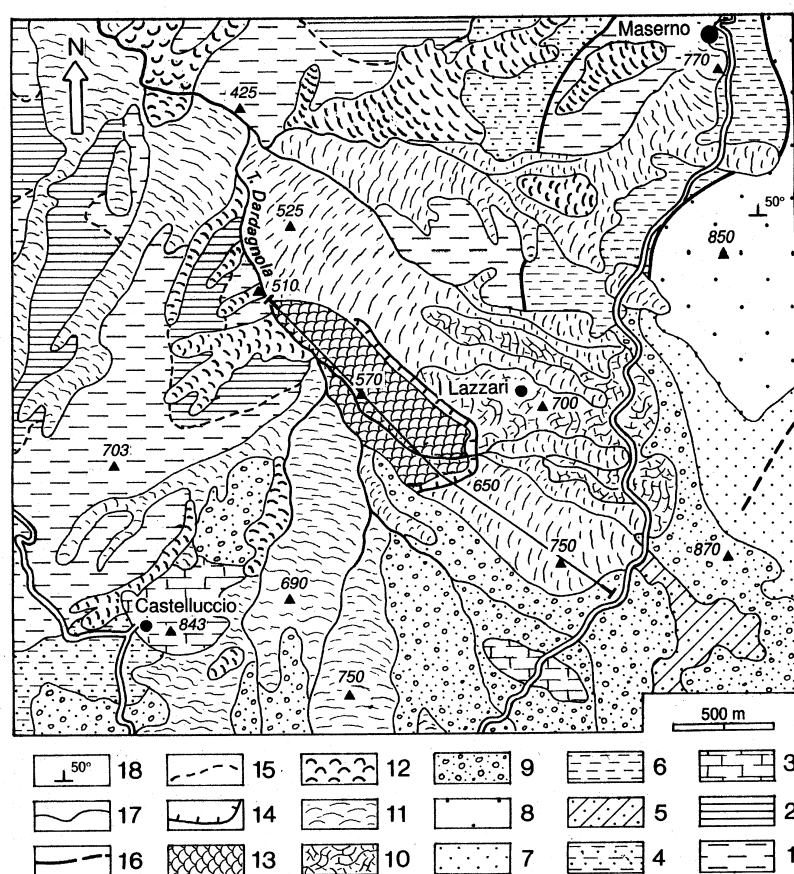


Fig. 6 Geological map of the Montese landslide area. Ligurian Units: 1) Argille a Palombini (Early Cretaceous-Turonian); 2) Argille Varicolori di Grizzana Morandi (Late Cenomanian-Santonian); 3) Monte Venere Formation (Late Campanian); 4) Monghidoro Formation (Maastrichtian-Paleocene). Epi-Ligurian Sequence: 5) Anconella Member (Chattian-Early Burdigalian); 6) Antognola Formation (Rupelian?-Burdigalian?); 7) Pantano Formation (a): Sassoguidano Member (Late Burdigalian?-Early Langhian?); 8) Pantano Formation (b): Montecuccolo Member (Late Burdigalian?-Early Langhian). Quaternary Deposits: 9) Eluvial and colluvial deposits (Pleistocene-Holocene); 10) Rock block slide; 11) Dormant landslide; 12) Active landslide; 13) Montese landslide, January 1996; 14) Main landslide scarp; 15) Tectonic boundary; 16) Fault (active and presumed); 17) Lithological boundary; 18) Bedding

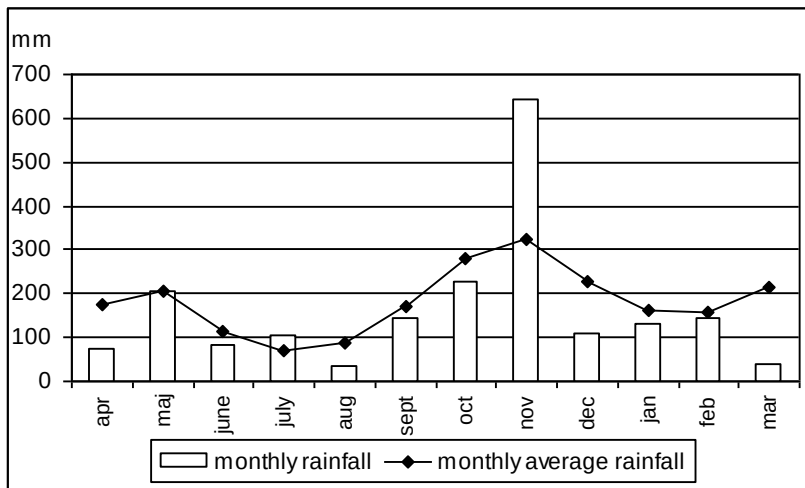


Fig. 7 Caselle di Fanano landslide of 4th March 1952: monthly rainfall in April 1951 through March 1952 vs. monthly average rainfall (1921-1950 period)

Tab. 2 Precipitation data from the rain gauges nearest to the landslides studied

LANDSLIDE	RAIN GAUGE	cumulative rainfall 15 days			cumulative rainfall 30 days			cumulative rainfall 60 days		
		A	B	Δ	A	B	Δ	A	B	Δ
S. ANNA PELAGO ROCCAPELAGO	Tagliole	64.6	106.3	64.5	128.3	136.3	6.2	200.1	143.8	-28.1
FEBBIO ASTA RIPAROTONDA SECCHIO	Febbio – Civago (average)	56.2	127.0	126.0	91.7	178.0	94.1	157.2	196.0	24.7
VALBONA	Collagna	51.0	32.0	-37.2	98.8	136.0	37.6	156.8	197.0	25.6
SASSALBO	Passo Cerreto	61.9	57.0	-7.9	97.2	128.0	31.7	157.3	160.0	1.7
BOLOGNANA	Castelnuovo G.	54.5	65.0	19.3	107.4	101.0	-5.9	162.8	111.0	-31.8
CAPRIGNANA	Castelnuovo G.	54.5	65.0	19.3	107.4	101.0	-5.9	162.8	111.0	-31.8
CAMPORAGHENA	Passo Cerreto	61.9	57.0	-7.9	97.2	128.0	31.7	157.3	160.0	1.7
CASELLE FANANO	Fellicarolo	107.4	0.0	-100	213.5	120.0	-43.8	395.6	266.0	-32.8
ACQUABONA	Collagna	98.3	44.2	-55.0	176.6	44.2	-75.0	308.9	232.0	-24.9
MONTESE	Montese	42.4	40.8	-3.8	82.6	145.0	75.5	206.9	215.6	4.2
CORNIGLIO	Marra	69.2	127.4	84.1	143.1	175.8	22.8	346.1	282.0	-18.5
CA' BONETTINI	Vignola	28.4	0.0	-100	53.5	37.5	-29.9	75.8	42.0	-44.6

Legend: **A** = cumulative average rainfall; **B** = cumulative rainfall; **Δ** = $(B-A)/A$ % (percent deviation)

8.1 Pre-20th century landslides

The oldest of all is the Fellicarolo landslide (Modena Apennines, n. 1 in Fig. 1 and Tab. 1) dating back to 1779. This mass movement was activated on December 24th 1779 immediately after an $M = 4.1$ earthquake with its epicentre in the Tuscan Apennines of the Pistoia province, some 30 km away. The ancient Fellicarolo landslide consisted of a debris translational slide, along the boundary between a sandstone bedrock and the overlying detritus, which destroyed 16 houses and the parish church of the village (Pantanelli & Santi, 1895). Since there are no historical records on previous movements, it is not clear whether this landslide was a reactivation or a first-time slide.

Considering the raining period preceding movement and the quick response of the landslide activation following the seismic shock – as reported by chronicles of the time – it can be assumed that part of the material making up the landslide body was subject to soil liquefaction. The saturated cohesionless lenses of coarser material found all over the Fellicarolo slope could have been particularly sensitive to the cyclic loading induced by the 1779 earthquake and lost completely their shear strength, thus originating slide surfaces. The grain-size distribution (cohesionless soil $\approx 40\%$) and hydrogeological characteristics ($k = 10^{-6}$ cm/s) of the material involved in the landslide are in fact compatible with dynamic liquefaction (Castro, 1987).

The Rossena landslide (Reggio Emilia Apennines, n. 2 in Fig. 1 and Tab. 1) was triggered on March 13th 1832 after an $M = 5.6$ earthquake with its epicentre zone in Reggio Emilia Apennines, some 20 km away. From various historical sources, it is possible to reconstruct the effects of this quake: breaking up of the Rossena Castle ophiolite cliff, rock falls and widespread cracks in the ground. On the basis of existing reports and considering the geological situation directly observable, it is not completely clear whether this landslide should be ascribed to a complex movement (rock fall and earth flow) or to a lateral spread. Nevertheless, it is quite evident that it is a reactivated landslide, since historical evidence about previous movements is available (Baratta, 1901).

8.2 Landslides related to the 1920 earthquake

Eleven landslides were triggered by the strong (M 6.5, X MCS degrees) earthquake which struck Garfagnana and Lunigiana (Ligurian side of the Northern Apennines) on September 7th 1920. This quake took 171 lives, injured 650 people, destroyed many houses and, as regards surface effects, produced mass wasting and ground cracks over a vast area of the Northern Apennines (Imbesi *et al.*, 1987). On the Po Plain side, seven mass movements were triggered by this quake. They are briefly described as follows.

The S. Anna Pelago landslide (a rotational-translational slide and flow which affected moraine deposits and clayey formations) and the Roccapelago landslide (a lateral spread movement of sandstones overlying clay shales) are located in the Modena Apennines (nos. 3 and 4 in Fig. 1 and Tab. 1 respectively). As for the Roccapelago lateral spreading, no evidence of previous movements was found; therefore, it could be a first-time landslide. The rainfall of the month preceding landslide reactivation shows values higher than average (Tab. 2).

In the Reggio Emilia Apennines the earthquake of 1920 triggered the following landslides: Febbio and Riparotonda (rotational-translational slides of moraine deposits and clay shales, nos. 5 and 6 in Fig. 1 and Tab. 1), Asta (earth slide-earth flow, n. 7), Secchio (rotational slide of flysch and clay, n. 8), Valbona (rotational-translational slide of clayey and calcareous rock types, n. 9).

In particular, at Febbio the church tower underwent considerable tilting owing to the seismically-induced landslide (Fig. 8).

Precipitation data concerning the Febbio, Riparotonda, Asta and Secchio landslides show the complementary role of rainfalls in the 60 days preceding the events, considering both their absolute amounts and concentration in a small number of events (Tab. 2).

In the case of Valbona landslide, rainfall data show values higher than average in the 30 and 60 days preceding the event whereas they are lower than average in the previous 15 days. In any case, the spring and summer rainfalls cannot be considered as the main cause in triggering movement but only a predisposing cause in relation to the kind of bedrock affected (Tab. 2).

On the Tuscan side of the Apennines the following four mass movements were triggered by the strong Garfagnana and Lunigiana earthquake of 7th September 1920.

The Caprignana landslide in Garfagnana, upper R. Serchio valley (n. 12 in Fig. 1 and Tab. 1), mainly affected argillite and sandstone. The earthquake produced some significant effects on the slope: large tension cracks opened, some springs disappeared and reappeared elsewhere and the drainage network was partially disrupted. After this early landslide, on 3rd-4th November 1920, a further and wider complex slide-flow movement occurred involving almost the whole slope as far as the River Serchio valley floor. The highest rate of movement was 10-12 m/day. Thus the ancient village of Caprignana, placed on the landslide head, had to be abandoned forever. The Caprignana landslide is still active to date: it affects a main road and partially occupies the valley floor.

The Bolognana landslide is located in the mid-River Serchio valley (n. 11 in Fig. 1 and Tab. 1). The slope is mainly underlain by very jointed limestones, lying on marly rocks, and deeply affected by karst processes. The rock mass is involved in a very large and complex rock-block slide and deep creep movements (rock flow type, probably a deep-seated gravitational slope deformation in progress), testified by wide trenches and tension cracks.

The 30 and 60 days preceding the Caprignana and Bolognana events show a rainfall value lower than average, particularly marked in the late spring and summer period, whereas the 15 days prior to movement show a rainfall value higher than average (Tab. 2). Therefore, considering the characteristics of these landslides, it seems that these low amounts of rainfall did not play a significant role in triggering the movements. Nowadays the Bolognana landslide is still active and hanging over an important highway, along which rock falls frequently occur.



Fig. 8 Ground effects of the September 1920 earthquake in Febbio: the church tower has undergone considerable tilting owing to a seismically-induced landslide



Fig. 9 The Camporaghena village and landslide body, partially reactivated by the 1920 earthquake

The Camporaghena landslide (Fig. 9), a large multiple rotational slide, is placed in the River Magra basin (n. 13 in Fig. 1 and Tab. 1). It involves a slope underlain by shales with interbedded limestones. The sliding surface partially follows an important geological boundary, between a gypsum formation associated with polygenic breccias and a terrigenous-calcareous formation. The landslide body, which was pre-existing, was reactivated by the 1920 Garfagnana-Lunigiana strong earthquake

and contributed to the damage caused by this seismic shock in the village. Wide portions of the landslide are still active and frequently involve the main road and several houses.

Also the Sassalbo landslide is located in the R. Magra basin (n. 10 in Fig. 1 and Tab. 1), near the Camporaghena landslide (some kms away). Also in this case, the slope movement was partially reactivated by the 1920 earthquake. The slope involved is mainly covered by Pleistocene glacial

deposits and Holocene slope deposits, some 10-20 m thick. The village of Sassalbo lies on many landslide bodies which occasionally resume their activity, as testified by numerous cracks in the buildings.

The data from the meteorological station located a few kms away from the Camporaghena and Sassalbo landslides, were utilised. A low rainfall value was recorded in the 15 days prior to movement, whereas the 30 and 60 days preceding the events show a rainfall value higher than average (see Tab. 2). Therefore, in the case of these landslides, it seems that the amounts of rainfall might have played a significant role in triggering the movements.

8.3 Late 20th century landslides

A mass movement in the Modena Apennines, the Caselle di Fanano landslide, started on 4th March 1952, soon after an $M = 3.5$ earthquake (IV-V MCS degrees), with epicentre some 30 km away. This landslide, which may be classified as a rotational-translational slide affecting loose and cohesionless debris material, caused a marked diversion of a watercourse. It is interesting to note that the three months preceding the activation of the movement were characterized by a deficit of precipitation (Fig. 7 and Tab. 2). Similarly to the 1779 Fellicarolo landslide, also the Caselle landslide of 1952 might have been activated as a first-time slide.

The Acquabona landslide (Reggio Emilia Apennines) resumed movement on November 9th 1965 in concomitance with an $M = 3.5$ earthquake (V MCS degrees) with epicentre in Reggio Emilia Apennines, some 15 km away. This landslide, which locally disrupted the hydrographic network, may be classified as a complex and composite movement with multiple rotational slides in the depletion zone (involving vuggy limestone, tectonic breccias and gypsum) and earth flows in the mid-lower portion (involving clay shales with limestone blocks).

Considering the dynamics of reactivation, linked to the detachment of rock blocks, no significant role seems to have been played by the rainfalls of the previous two months. Indeed, precipitation in this period preceding movement was characterized by a considerable deficit (Tab. 2).

More recently, earthquake-related landslides occurred in the territories of Montese (Modena Apennines) and Corniglio (Parma Apennines), on January 1st 1996. These two mass movements were reactivated soon after an $M = 3.3$ earthquake (V MCS degrees) occurring in the late hours of 31st

December 1995, with epicentre in the Reggio Emilia Apennines.

The Montese landslide (Fig. 6) is ascribable to a slow, intermittent movement taking place along rotational and composite (rotational-translational) surfaces of rupture affecting clayey soils, accompanied by earth flows in the most superficial portion. The area in which this landslide was developed has been subject to mass wasting processes since the remote past, as witnessed by historical documents. Temporal occurrences of this slope movement were recorded in the years 1495, 1663, 1860 and 1904 (Almagià, 1907), but the first failure probably took place in even more ancient times, under different geomorphic and climatic conditions. Precipitation values in the year prior to reactivation are high in the summer, in particular with July and August values nearly double with respect to average. Furthermore, also the December precipitation is higher than the mean monthly value. Therefore, the preparatory role of precipitation is quite evident for this landslide.



Fig. 10 The vast Corniglio rotational-translational earth slide-earth flow reactivated by an earthquake in Jan. 1996

After a long period of dormancy, in mid-November 1994 a large ancient slope movement (probably dating back to the early Holocene), over 3000 m long, 1000 m wide and up to 120 m deep, classified as a slow, intermittent complex-type landslide, resumed its activity, striking the village of Corniglio in the Parma Apennines (Fig. 10). The movement developed within arenaceous, calcareous and clayey geological formations and consisted of multiple rotational-translational slides in the upper and middle portion and translational slides in the toe portion associated with earth flows. The causes of the landslide are ascribable to decrease of geomechanical parameters, owing to weathering and tensile stresses, and increase of neutral pressures,

after periods of intense rainfall. Early in 1996, after a 4.2 magnitude seismic shock (with epicentre located some 40 km away) hit the area, large new detachments occurred along rotational surfaces of rupture.

This reactivation brought about great damage and gave rise to emergency situations over a large portion of the village (Gottardi *et al.*, 1998). In July through September 848 mm of rain were recorded against a mean value of 319 mm for the same period. Therefore, in this case an important role was played by the summer-early autumn rains which increased the useful precipitation value.

8.4 21st century landslide

The Ca' Bonettini landslide body resumed movement on 15th September 2003, just a few hours after an M 5.0 seismic shock (Fig. 11).



Fig. 11 Panoramic view of the slope where the Ca' Bonettini landslide took place (broken lines represent the landslide's body; indented line represents the crown)

Nevertheless, considering the distance of the study area from the epicentre (35 km away in the Bologna Apennines) and the fact that locally the quake was not felt by the population but was recorded only at an instrument level, it is unlikely that a low-energy shock might be considered as the main, intrinsic cause of landslide reactivation. Field observations, subsurface investigations and laboratory tests seem to indicate that the predisposing causes of the Ca' Bonettini landslide could be found in the deep shrinkage fissures that dismembered the whole clayey slope as a consequence of a 3.5-month long summer drought, with a progressive decline of shear strength parameters. In addition, another important factor in further reducing stability was identified in major construction works at the foot of the landslide body,

with the removal of large amounts of earth. These works were carried out without considering that the area chosen for industrial development corresponded to the foot of a dormant landslide.

Therefore, the 14th September low-intensity quake was only the triggering cause of a slope movement which would have probably started all the same a few days or weeks later, as the removal of soil from the landslide foot continued as planned (Tosatti, 2006).

9. Final remarks

Here follow some considerations concerning the above described earthquake-related landslides.

All landslides studied started movement in concomitance with earthquakes of 3.3 to 6.5 magnitudes with epicentres as far as 6 to 40 km away.

Eleven slope movements were triggered by the strong earthquake (M 6.5) which struck Garfagnana and Lunigiana (Tuscan side of the Northern Apennines) on 7th September 1920.

Most of the landslides examined were the total or partial reactivation of pre-existing dormant landslide bodies and are mainly slide-type movements.

The rock types involved are prevalently weak rocks and lithologically and/or structurally complex materials (flysch, clay shales, breccias, debris and pre-existing landslide bodies). In one case only (Acquabona) are competent and densely jointed rock types (limestones) involved.

From the seismotectonic standpoint most of the seismically-related landslides considered (11 out of 18) are localized in seismogenic zones nos. 29 e 34 (Fig. 3b), which correspond to the lowest-seismicity sector of the Modena, Reggio Emilia and Parma Apennines. This fact indicates that the onset of these mass movements was essentially due to earthquakes with epicentres in the surrounding seismogenic areas which, on the contrary, are characterized by stronger seismicity.

By placing the landslides identified on Keefer's diagram (1984) – which shows the relationships between threshold magnitude and maximum distance from the epicentre (Fig. 12) – it can be observed that only the eleven landslides triggered by the M 6.5 earthquake of 7th September 1920 respect the envelopes.

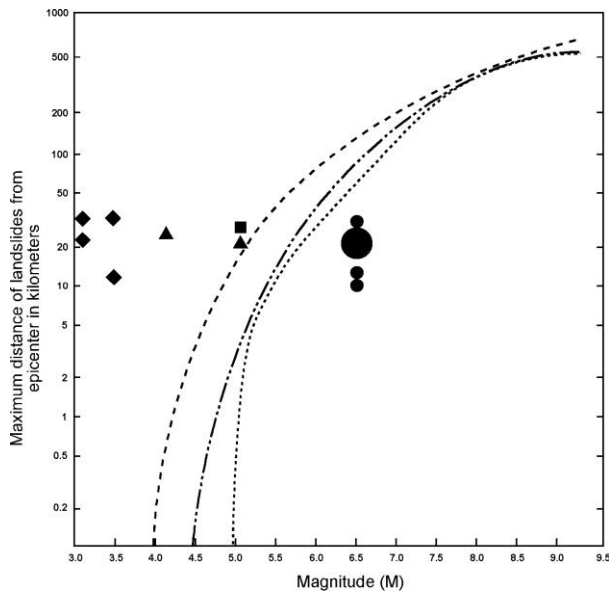


Fig. 12 Keefer's (1984) diagram with location of the landslides studied: circles correspond to the eleven landslides triggered by the strong Garfagnana earthquake of 1920; triangles are the two oldest landslides (1779, 1832); lozenges correspond to the four landslides occurring in 1952, 1965, 1996; the square is the Ca' Bonettini landslide of 2003 (see also Tab. 1).

The remaining seven landslides fall outside the boundary envelopes.

This distribution, though, should not be considered anomalous, owing to the fact that a minimum triggering threshold cannot be defined in an absolute sense since it is well known that slope stability is a function of many variables that are not less important than local magnitude (e.g. local seismic amplification in water-saturated soils, influence of water table or confined aquifers on neutral pressures, progressive decline of geotechnical parameters etc.).

The general stability conditions of slopes in the study area are rather precarious to start with, and this may explain why even low-magnitude (3.3) and low-intensity (IV-V MCS) earthquakes can trigger a considerable number of mass movements. For example, an M 3.3 earthquake with epicentre at 40 km distance would generate a peak ground acceleration of no more than 1% g, and the significant duration would be less than 1 s. This would mean that most of these landslides had a static factor of safety (F) of very nearly 1.0 immediately before the earthquake and were in such a precarious state that any perturbation would cause failure. In fact, such uncertain states of stability suggest that the landslides would have moved soon anyway, regardless of any earthquake shaking.

Of all the landslides investigated, only the case of Fellicarolo which affected loose and cohesionless saturated debris materials – might be ascribed to liquefaction owing to a sudden increase of neutral pressure following seismic shocks.

By comparing the earthquake-related landslides of the 20th and 21st century with the pluviometric data collected during this study, it comes out that in some cases an important role is played by the amount and intensity of precipitation preceding slope movement (see Febbio, Asta, Riparotonda and Secchio landslides in Tab. 2).

The thickness of superficial deposits and the presence of a sub-emerging water table can indeed cause an amplification of seismic waves, thus further increasing the degree of seismic intensity.

Nevertheless, the possible effects of earthquakes – even weak ones – on slope stability should not be underestimated since there are many situations where already unstable, cohesionless and saturated soils can loose their interparticle resistance due to the sudden increase of neutral pressure following the release of seismic shocks (see Seed, 1976; Castro, 1987).

In the study cases of Caselle, Acquabona and Ca' Bonettini landslides, earthquakes undoubtedly played a decisive role, considering the marked precipitation deficit that preceded these events (see Tab. 2). Nevertheless, in the Ca' Bonettini case, another important factor in triggering reactivation was due to major construction works at the foot of the landslide body.

Also the Bolognana and Caprignana landslides show a certain deficit in the two-month period before movement which underlines the decisive role of seismic shocks in these two cases.

The investigations carried out have shown that, in most cases, in the study area, earthquakes are only the triggering factor of landslides along slopes already predisposed to persisting instability owing, first of all, to lithological-geomechanical properties, geomorphological processes and meteoroclimatic causes.

Acknowledgements

Research was carried out with the financial support of the Italian National Group for the Prevention of Hydrogeological Hazards (GNDCI-CNR) and the Centre d'Étude des Risques Géomorphologiques (CERG – Council of Europe, Strasbourg, France).

REFERENCES

- ALMAGIÀ R. (1907), *Studi geografici sulle frane in Italia*. Mem. Soc. Geogr. It., **13**(1), pp. 1-342.
- BARATTA M. (1901), *I terremoti d'Italia*. Anastatic reprint 1979, Arnaldo Forni Ed.
- BERNINI M., DALL'ASTA M., HEIDA P., LASAGNA S. & PAPANI G. (1991), *The upper Magra valley extensional basin: a cross section between Mt. Orsaro and Zeri (Massa Province)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 451-458.
- BERTOLINI G. & PELLEGRINI M. (2001), *The landslides of the Emilia Apennines (northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994-1999 period and required Civil Protection interventions*. Quad. Geol. Appl., **8**(1), 27-74.
- BETTELLI G. & DE NARDO M.T. (2001), *Geological outlines of the Emilia Apennines (Italy) and introduction to the rock units cropping out in the areas of the landslides reactivated in the 1994-1999 period*. Quad. Geol. Appl., **8**(1), 1-26.
- BIENIAWSKI Z.T. (1993), *Classification of rock masses for engineering: the RMR system and future trends*. In: "Comprehensive Rock Engineering", **3**, 553-573.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1985), *La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 51-62.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981), *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOMMER J.J. & RODRIGUEZ C.E. (2002), *Earthquake-induced landslides in central America*. Engineering Geology, **63**(3-4), 189-220.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENZISE G. & GASPERINI P. (eds.) (2000), *Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 b.C. to 1997*. Annali di Geofisica, **43**, 4, 609-869.
- BOZZANO F., GAMBINO P., LAROSA I., & SCARASCIA MUGNOZZA G. (2001), *Analisi preliminare degli effetti di superficie indotti dalla sequenza sismica umbro-marchigiana nei mesi di settembre-ottobre 1997*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 893-907.
- CASALI M. & CASTALDINI D. (1998), *Review of earthquake-induced landslides in the Modena and Reggio Emilia Apennines (Northern Italy)*. Analele Universitatii din Oradea, Seria Geografie-Geomorfologie, tom. VIII A, 19-33.
- CASTALDINI D. (1996), *Earthquake-triggered mass movements*. In: M. Panizza (ed.) "Environmental Geomorphology". Developments in Earth Surface Processes, **4**, Elsevier, 180-187.
- CASTALDINI D. (2004), *Frane e terremoti: rassegna delle frane sismoindotte dell'Appennino Modenese-Reggiano*. Rassegna Frignanese, **33**, 101-118.
- CASTALDINI D., PANIZZA M., PUCCINELLI A., BERTI M. & SIMONI A. (1998), *An integrated approach for analysing earthquake-induced surface effects: a case study from the Northern Apennines, Italy*. Journal of Geodynamics, **26**, 2-4.
- CASTRO G. (1987), *On the Behaviour of Soils during Earthquakes – Liquefaction*. In: A.S. Cakmak (ed.) "Soil Dynamics and Liquefaction", pp. 169-204, Developments in Geotech. Eng., **42**, Elsevier.
- CATI L. (1981), *Idrografia e idrologia del Po*. Pubbl. **19**, Ufficio Idrografico del Po, Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato.
- COROMINAS J. & MOYA J. (1999), *Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain*. Geomorphology, **30**, 79-93.
- COTECCHIA V. (ed.) (1986), *Engineering Geology problems in seismic areas*. Proc. Int. Symp. IAEG, Bari, 13-19 April 1986, **3** vols.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996), *Landslide types and processes*. In: "Landslides Investigation and Mitigation", Spec. Rept. **247**, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington D.C., 36-75.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1989), *Deformazioni gravitative profonde e grandi frane in Val di Magra fra Aulla e Villafranca in Lunigiana*. Mem. Acc. Lun. Sc. G. Capellini, **7**, 57-58.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A. & TRIVELLINI M. (1993), *Slope stability maps in areas of particular seismic interest: a short report on the researches in Garfagnana and Lunigiana (Tuscany)*. Annali Geofis., **36**(1), 263-270.
- ELTER P. (1994), *Introduzione alla geologia dell'Appennino ligure-emiliano*. In: G. Zanzucchi (ed.) "Guide geologiche regionali: Appennino ligure-emiliano", BE-MA Ed., 17-24.
- ESPOSITO E., PORFIDO S., SIMONELLI A.L., MASTROLORENZO G. & IACCARINO G. (2000), *Landslides and other surface effects induced by the 1997 Umbria-Marche seismic sequence*. Engineering Geology, **58**, 353-376.
- FLAGEOLLET J.C., MAQUAIRE O., MARTIN B. & WEBER D. (1999), *Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps)*. Geomorphology, **30**, 65-78.
- GALLIANI G., POMI L., ZINONI F. & CASAGLI N. (2001), *Analisi meteoroclimatologica e soglie pluviometriche di innesco delle frane nella Regione Emilia-Romagna negli anni 1994-1996*. Quad. Geol. Appl., **8**(1), 75-91.
- GENEVOIS R., PRESTININZI A. (1981), *Deformazioni e movimenti di massa indotti dal sisma del 23.11.1980 nella media valle del F. Tammara (BN)*. Geol. Appl. Idrogeol., **17**, 305-318.
- GENEVOIS R., BERTI M., GHIROTTI M., ROMEO R.W. & SIMONI A. (2000), *Rapporti tra frane e sismi: risultati preliminari della ricerca nell'area appenninica centro-settentrionale*. Pubbl. GNDCI-CNR, Linea 2.
- GIRARDI A., ZANFERRARI A., DALL'ARCHE L., TONIELLO V. (1981), *Paleofrane nella bassa valle dell'Arzino (Prealpi Carniche orientali)*. Mem. Sc. Geol. Padova, **34**, 313-323.
- GOTTARDI G., MALAGUTI C., MARCHI G., PELLEGRINI M., TELLINI C. & TOSATTI G. (1998), *Landslide risk management in large, slow mass movements: an example in the Northern Apennines (Italy)*. In M. Sivakumar & R.N. Chowdhury (eds.), Proc. 2nd Internat. Conf. on Environmental Management, University of Wollongong, Australia, **2**, 951-962, Pergamon – Elsevier Science.
- GOVI M. & SORZANA P.F. (1977), *Effetti geologici del terremoto: frane*. In: "Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976", Pubbl. CNR.
- GOVI M., MORTARA G. & SORZANA P.F. (1985), *Eventi idrologici e frane*. Geol. Appl. e Idrogeol. **20**, 2, 359-375.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999), *Catalogo parametrico di terremoti italiani*. ING-GNDT-SGA-SSN, Bologna, 88 pp., website: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/CPTI/home.html>.

- IMBESI G., MARCELLINI A., PETRINI V., DI PASSIO C. & FERRINI M. (eds.) (1987), *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*. C.N.R.- G.N.D.T., Regione Toscana, Ed. La Mandragora, Firenze, 1-151.
- INGV (ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA) (2008), *A parametric catalogue of Italian earthquakes*. Website: <http://emidius.mi.ingv.it>.
- KEEFER D.K. (1984), *Landslides caused by earthquakes*. Geol. Soc. Amer. Bull., **95**, 406-421.
- KEEFER D.K. (2002), *Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review*. Surveys in Geophysics, **23**, Kluwer Academic Publishers.
- MANDRONE G. (2004), *Assessing the geomechanical features of some of the most common heterogeneous rock units in the Northern Apennines*. Quad. Geol. Appl., **11**(2), pp. 5-18.
- MARINOS P. & HOEK E. (2001), *Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch*. Bull. Eng. Geol. Env., **60**, 85-92.
- MAZZINI E. (1995), *Slope stability in seismic areas (Northern Apennines)*. Atti 2° Incontro Internaz. Giovani Ricercatori in Geol. Appl., Peveragno (Cuneo), ottobre 1994, 88-93.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P. (2000), *Construction of a Seismotectonic Model: the Case of Italy*. PAGeop, **157**(1-2), 11-35.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, UFFICIO IDROGRAFICO DEL PO (1916-2003), *Annali Idrologici*. Istituto Poligrafico dello Stato.
- NARDI R., POCHINI A. & ALLAGOSTA M. (1990), *La frana di Camporaghena (Lunigiana). Struttura del sistema di monitoraggio e risultati preliminari*. Proceedings of the GNDT Meeting “Zonazione e riclassificazione sismica”, Pisa, 443-460.
- PANTANELLI D. & SANTI V. (1895), *L'Appennino modenese*. Capelli Editore.
- PELLEGRINI M. & TOSATTI G. (1982), *Alcuni esempi di frane determinate da sismi nell'alto Appennino modenese e reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **113**, 163-194.
- PEREGO S. & VESCOVI P. (2000), *Relationship between mass wasting and rainfall in the Parma Valley (Northern Apennines)*. Geogr. Fisica e Dinam. Quatern., **23**, 153-164.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981), *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. CNR. Geodynamics Project, publ. 414, **13**(7), 1-13.
- POCHINI A. & ALLAGOSTA M. (1993), *Monitoring sample landslide in seismic areas*. Atti Convegno “Irpina dieci anni dopo”, Sorrento, 1990. Annali Geofisica, **36**(1), 331-336.
- RAPETTI F. & VITTORINI S. (1989), *Aspetti del clima nei versanti tirrenico ed adriatico lungo l'allineamento Livorno - Monte Cimone - Modena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., serie A, vol. **96**, 159-192.
- ROMEO R.W. (1998), *Seismically induced landslide displacements: a predictive model*. Eng. Geology, **58**, 337-351.
- ROMEO R.W. & DELFINO L. (1997), *Catalogo nazionale degli effetti deformativi del suolo indotti da forti terremoti*. CEDIT, Servizio Sismico Nazionale, Rapporto Tecnico, SSN/RT/97/04.
- ROMEO R.W. & PUGLIESE A. (2000), *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Hazard of Italy*. Engineering Geology, **55**(4), 241-266.
- ROSSI A. & MAZZARELLA B.S. (1999), *Tettonica e sismicità: valutazione degli effetti sismici sulle strutture murarie degli edifici dell'abitato di Sassalbo (MS)*. Ingegneria Sismica, **16**(1), 36-48.
- SEED H.B. (1976), *Evaluation of soil liquefaction effects on level ground during earthquakes*. In: ASCE “Liquefaction problems in geotechnical engineering”, 104 pp., ASCE National Convention, Philadelphia.
- TELLINI C. (2004), *Le grandi frane dell'Appennino emiliano quali indicatori geomorfologici di variazioni climatiche*. Rassegna Frignanese, **33**, 83-100.
- TOSATTI G. (2004), *Frane del bacino del Panaro correlabili ad eventi sismici*. Rassegna Frignanese, **33**, 119-136.
- TOSATTI G. (2006), *The unusual Ca' Bonettini landslide (Province of Modena, Italy)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **137**, 145-156.
- VAI G.B. (1992), *Domini paleogeografici tardivi*. In: V. Bortolotti (ed.) “Guide geologiche regionali: Appennino tosco-emiliano”, BE-MA Ed., **18**.
- VARIOUS AUTHORS (2002), *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo*. 1:250,000 scale map, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- WASOWSKI J., KEEFER D.K., JIBSON R.W. (eds.) (1998), *Landslide Hazards in Seismically Active Regions*. Special Issue, Eng. Geology, **58**, 231-404.
- WIECZOREK G.F., WILSON R.C. & HARP E.L. (1985), *Map showing slope stability during earthquakes in San Mateo County, California*. Earthquake Eng. Research Inst., Berkeley, CA, **3**, 445-452.
- WILSON R.C. & KEEFER D.K. (1985), *Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding*. In: J.I. Ziony (ed.) “Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region”, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **1360**, 317-345.
- ZECCHI R. (1987), *Effetti geomorfologici causati dai terremoti in Emilia-Romagna*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **23**, 87-96.

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia, Largo S. Eufemia 19, I-41100 Modena (Italy), e-mail: giovotos@unimore.it

²Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma

⁴Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

⁵Istituto di Geologia Applicata, Università di Urbino

Particularités morpho-géologiques, néotectonique et instabilité des terrains en Algérie Orientale (Cas du Constantinois)*

C. BENABBAS, O. ZEGHDOUD, S. BOUMEDOUS

Mots clés : Algérie orientale, Néotectonique, Morpho-géologie, Risques naturels, Géo-cartographie, Plans d'aménagement.

Résumé: Durant ces dernières années, des membres du laboratoire „Géologie et environnement” ont participé à divers travaux sur le thème : Géologie, Géomorphologie et géotechnique appliquées aux plans d'aménagement : études pilotes, recherches méthodologiques, expertises

Ces travaux ont fait ressortir la nécessité d'une nouvelle approche dans l'étude et l'analyse des aptitudes et contraintes liées au sol et au sous sol.

Parmi les objectifs de cette dernière, la réalisation de documents géo-cartographiques multi sources destinées à attirer l'attention des aménageurs sur les dangers potentiels ou réels, présentés par certaines portions du territoire en relation avec la nature et les particularités des terrains.

Dans cet esprit, les auteurs présentent des exemples caractéristiques, qui mettent en évidence certaines contraintes d'ordre morpho-géologique (glissements, éboulements, zones de failles).

Ces exemples montrent clairement la nécessité de prendre en considération certains éléments géologiques et morphologiques, tels les phénomènes géodynamiques, les différents processus d'instabilités des versants et l'activité néotectonique et sismique.

Cette approche bien menée, permet d'aboutir à une cartographie plus fiable et finalement à une meilleure prévention et, ou prévision de certains risques naturels.

1. Introduction

Beaucoup d'aménagements réalisés en Algérie et n'ayant pas pris en compte de façon rationnelle les spécificités du milieu physique ont souvent conduit à des dégâts irréversibles: glissements de terrain, inondations catastrophiques en zone urbaines, mais aussi ensablement des barrages.

Durant ces dernières années, des membres du laboratoire «Géologie et environnement» ont participé à divers travaux sur le thème : Géologie, Géomorphologie et géotechnique appliquées aux plans d'aménagement : études pilotes, recherches méthodologiques, expertises.

Ces travaux ont fait ressortir la nécessité d'une nouvelle approche dans l'étude et l'analyse des aptitudes et contraintes liées au sol et au sous sol.

La réflexion initiée ici est en relation avec la construction d'une autoroute dans une zone qui connaît de grands mouvements d'instabilité. Cette

réflexion s'appuie sur les particularités et les anomalies aussi bien morphologiques que géologiques pour identifier ces zones instables en relation avec des déformations probablement actives.

La méthodologie préconisée s'est appuyée sur quatre outils d'investigation essentiels : les documents existants, les techniques d'expression cartographiques (cartes morpho-structurales), et l'observation directe des terrains d'étude.

Parmi les objectifs recherchés, la réalisation de documents géo-cartographiques multi sources destinées à attirer l'attention des constructeurs sur les risques et dangers potentiels ou réels, présentés par certaines portions du tracé d'autoroute.

2. Cadre géologique

La région du Constantinois (Algérie nord orientale), qui appartient à la chaîne alpine

* Colloque International *Directions contemporaines dans l'étude du Territoire. Gestion des risques naturels et anthropique*, Bucarest 24-31 mai 2007

d'Afrique du nord (maghrébides) (Fig. 1, 2), a connu une histoire géologique extrêmement complexe, elle est formée essentiellement par un empilement de nappes et de chevauchements de grandes envergures.

L'aire étudiée comprend une vaste zone qui va de la région Sud de Constantine (hautes plaines constantinoises) à Azzaba en passant par le bassin Mila-Constantine et les monts d'El Kentour

Les structures géologiques considérées, appartiennent par conséquent à plusieurs domaines structuraux et paléogéographiques bien définis.

3. Les données morphologiques

➤ Les mouvements de masse

Les mouvements de masses occupent souvent d'importantes surfaces le long du tracé.

La cartographie géologique montre que la fréquence de ces formes devient plus importante dans la partie septentrionale.

Dans le secteur d'études le contexte structural semble limiter et/ou contrôler une grande partie de ces mouvements de masse. On relève ainsi plusieurs zones instables de formes et d'allure assez variées.

Au niveau du portail Sud de tunnel de Djebel Ouahch un corps glissant actif qui présente une forme assez particulière « la direction du mouvement est sécante au versant et non pas perpendiculaire avec en plus une virgation de la partie avale. Cette situation est contrôlée par un système d'accidents que nous avons cartographiés. Ce glissement a rapidement évolué au cours des travaux de l'exécution du tunnel (Fig. 3, 4).

Le portail Nord de Tunnel de Djebel Ouahch est aussi marqué par la présence de glissements actifs en relation directe avec des accidents, le meilleur exemple est celui du glissement limité par une faille de direction N170°E.

Au nord de Djebel kallal (à environs un kilomètre) on observe une grande zone de glissement, qui en plus du fait de recouper le tracé de l'autoroute, se situe sur un secteur où est prévu un remblai qui dépasse les 15m, d'où l'importance d'une bonne cartographie et d'une bonne caractérisation de ces glissements. Cette zone instable serait liée à un système de failles (NW-SE, E-W et N-S) (Fig. 5).

Par ailleurs et suite à nos observations et recommandations une série de forages a été proposé et les résultats obtenus ont été fort intéressants. En effet, on relève dans ces forages

des plans de glissements « des plans inclinés de 45° » avec la présence de gypse à une profondeur de 17m.

Une paléo- coulée à blocs se situe à l'extrémité Est du Djebel Ayata, et au dessous de la RN03. Cette dernière remanie des blocs de tailles et de natures assez variées dans une matrice Argilo-limoneuse elle juxtapose les calcaires liasiques du Djebel Ayata.

Cette zone présente un risque potentiel pour l'autoroute et la RN03 notamment au cours des travaux de l'exécution du tracé. L'excavation des terrains adjacents risque de déstabiliser cette butte naturelle ainsi que tout le versant.

Un réseau de failles semble généralement dans la plupart des cas contrôler l'ensemble de ces mouvements de masses.

➤ Les formes karstiques

Le massif de Djebel Kelal recèle une Karstification assez développée le long d'un réseau de failles notamment E-W. Par ailleurs on pu relever les vestiges d'une circulation d'eau chaudes au niveau de la zone de broyage à l'extrémité Est du Djebel Kellal Là où affleure le Trias, ainsi qu'au niveau de la zone de broyage du Djebel Ayata.

➤ Les colluvions

L'action mécanique et tectonique s'exerçant sur certaines pentes fortes, a conduit au détachement de blocs et à leur chute sur les versants. En fait ces blocs dévalent jusqu'à une pente faible située au pied des abrupts. Ils sont développés surtout en bordure des reliefs numidiens et des massifs calcaires qui se trouve le long du tracé.

➤ Les glacis

Des surfaces d'érosion, en pentes douces et régulières se succèdent le long d'Oued Néça pour rejoindre les terrasses de ce dernier.

➤ Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique a subi une perturbation importante liée aux mouvements tectoniques récents.

➤ Éboulements éboulis et coulées à blocs

Le détachement de blocs et leur chutes sur les versants sont souvent provoqués par des

déformations néotectoniques qui s'exercent sur les escarpements raides, ces blocs dévalent les versants jusqu'à l'adoucissement de leurs pentes ou ils s'arrêtent.

Les éboulis ont été rencontrés essentiellement dans les régions de Djebels Ouahch et d'El Kantour.

4. Particularités structurales

L'aire d'étude laisse apparaître un système de fractures complexe, qui se regroupent en quatre grandes familles directionnelles

- La famille E-W : Elle se distingue par une extension (étendue) le plus souvent supérieur à 1 Km et la plupart des accidents présentent une cinématique décrochante (dextre).
- La famille N-S : La majorité des accidents semblent présenter une allure en relais, ces accidents sont parfois perturbés par d'autres familles directionnelles et présentent des mouvements coulissants senestres.
- La famille NE-SW : Les accidents appartenant à cette famille sont bien représentés dans la partie centrale de la région l'extension de cette structure serait régionale.
- La famille NW - SE : Les accidents appartenant à cette famille sont très visibles au niveau des escarpements des massifs calcaires et gréseux et la cinématique est souvent dextre.

L'accident d'El Kantour

Cet accident orienté NE-SW passe par la zone d'El Kantour et serait vertical ou à pendage fort. Il semble avoir joué un rôle notable comme limite (paléogéographique et paléo tectonique) entre deux zones ayant subi des évolutions assez différentes. Il paraît se poursuivre loin vers le SSW et passerait entre les monts du Hodna et le Belezma, à 120 Km d'El Kantour.

L'accident Kef Hahouner –Djebel Débar

De direction E-W, partant de la région de Bouchegouf et allant jusque dans la région de Djebel M'cid Aicha au NW de Constantine, cet accident parcourt une centaine de Km.

Cet axe majeur a dû jouer en distension pendant tout le Miocène. En effet, on trouve tout au long de cet accident des roches volcaniques ou

des sources thermales. De plus au contact de cet accident les dépôts mio-pliocènes sont redressés. Cet axe a donc joué très tardivement.

5. Les structures particulières

Les différentes analyses réalisées à partir de la cartographie géologique de surface ont permis de relever trois structures, particulières par leurs formes et leurs relations avec les structures géologiques adjacentes.

➤ La grotte de Djebel Kellal

Au niveau de Djebel Kellal on y observe le développement de plusieurs grottes. La nature carbonatée du massif et le dense réseau de fracturation favorise l'évolution de ces formes karstiques, notamment sur le versant Sud où on a observé une grotte qui dépasse les quarante mètres de longueur (profondeur), le long d'une faille E-W, (Fig. 6).

➤ Le Chaos d'El Kantour

A l'aplomb du portail Nord du tunnel d'El Kantour au dessus des calcaires liasiques, le long d'un grand escarpement de ligne de faille E-W, (appartenant au couloir E-W), nous observons un entassement sans ordonnance de blocs calcaires pluri métriques que nous avons appelé structure en Chaos (Fig. 7).

➤ La structure d'Oued Amri

Oued Amri présente toutes les caractéristiques d'une structure tectonique active en fonction de sa direction, sa forme et les déformations relevées sur ses deux rives:

- A partir de la carte géologique 1/50000 « Vila J.M 1974 » on note que Oued Amri se situe le long d'un couloir de failles N-S.
- Il présente une linéarité parfaite N-S.
- Oued Amri présente une asymétrie nette entre la rive gauche, abrupte et très escarpée et la rive droite assez régulière.
- La rive gauche présente une discontinuité géologique parfaite « contact anormal » entre

les grès numidiens (fortement disloqués) et les conglomérats du mio-pliocène; alors que sur la rive droite on ne relève que la présence d'alluvions quaternaires.

- les forages réalisés dans cette zone ont montré que le taux de fracturation devient important avec la profondeur car on a relevé des éléments du quaternaire fortement bréchifiés (Fig. 8).

Conclusion

L'instabilité des versants dans toute l'aire d'étude est pour l'essentiel la résultante de la forte activité tectonique récente et actuelle. Cette instabilité est sources d'une multitude de problèmes dans les projets d'aménagement local et régional.

En effet, le grand degré de déformation, caractérisant l'Algérie nord orientale résulte d'une

grande activité néotectonique qu'a connue la région durant la fin du Pliocène et pendant tout le Quaternaire. Cette forte activité a vu la réactivation d'anciens accidents et l'apparition de morphostructures dont le matériel provient en grande partie du démantèlement du relief structural, aidé en cela par un paléo-climat fort variable.

L'analyse basée sur la méthode morpho-structurale a fourni des informations indispensables nous semble-t-il à l'élaboration et la mise en œuvre des politiques d'aménagements et de gestions des territoires.

Ceci d'une part, d'autre part, l'existence de telles informations scientifiques aidera les professionnels et les centres de décisions à mieux raisonner leurs interventions sur le terrain particulièrement dans les zones isolées et dépourvues de moyens scientifiques et techniques appropriés.

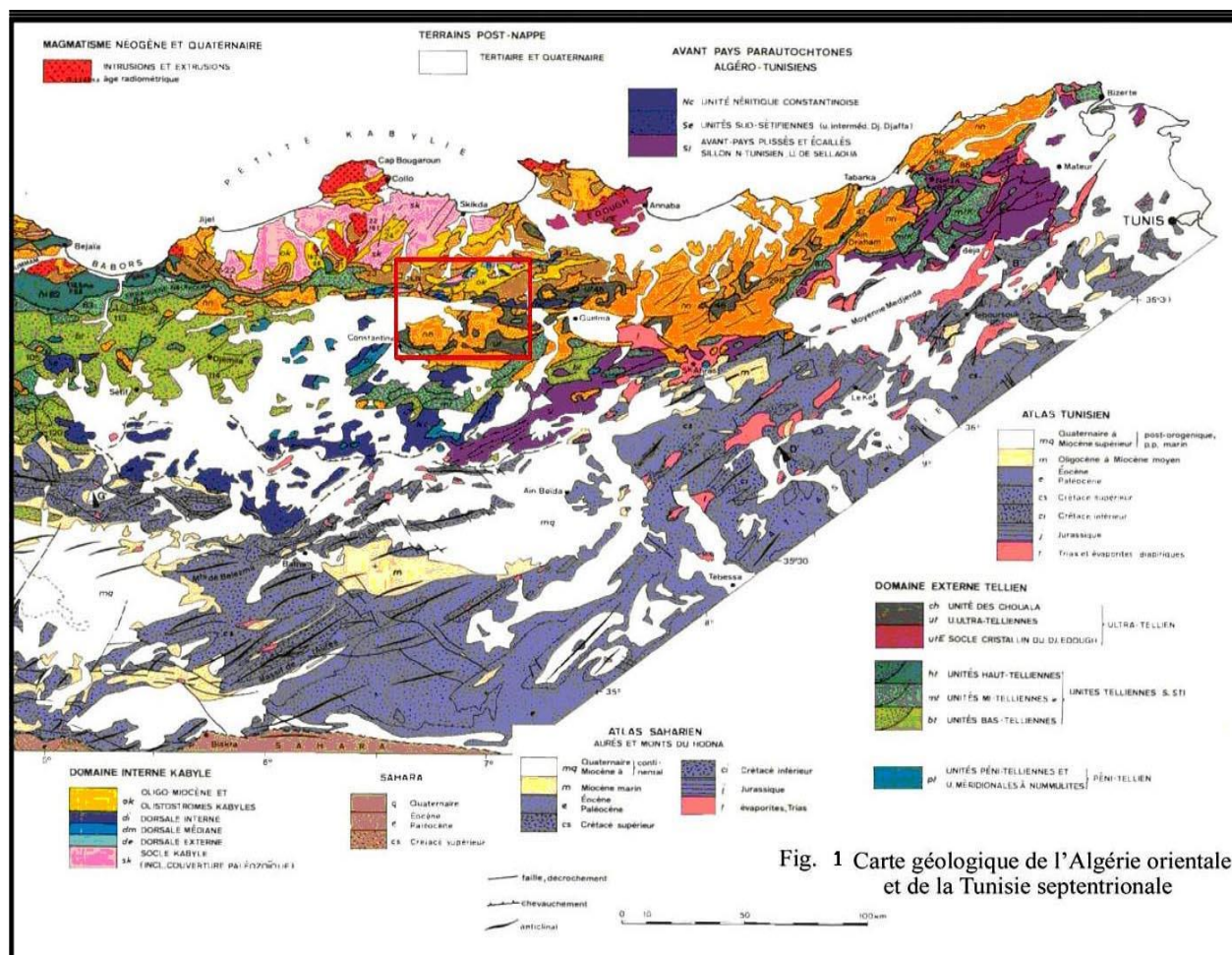
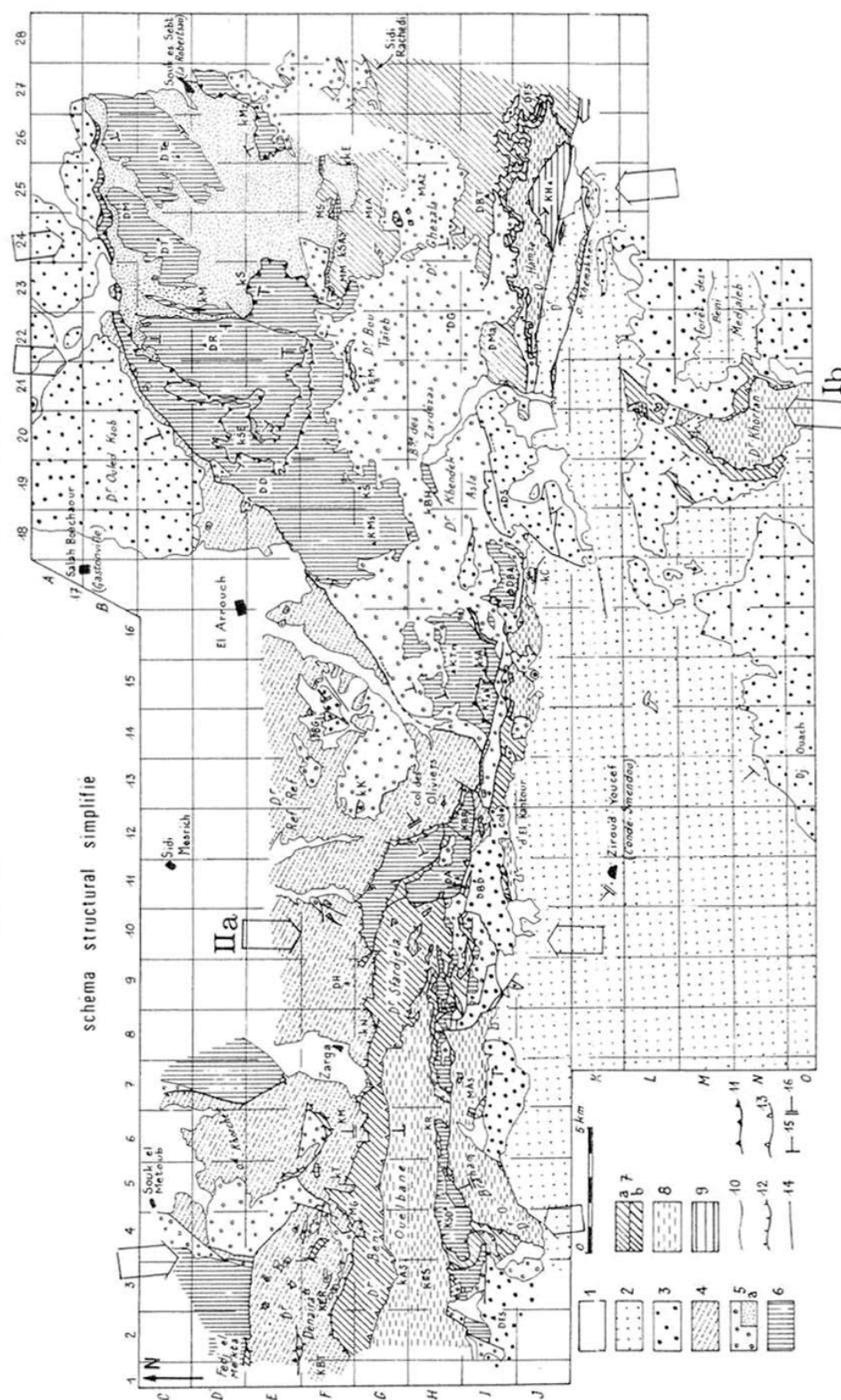


Fig. 1 Carte géologique de l'Algérie orientale et de la Tunisie septentrionale

Fig. 1 Carte géologique de l'Algérie orientale et de la Tunisie septentrionale



1- Quaternaire. 2- Miocène continental du bassin de Constantine. 3- Numidien. 4- flyschs en position supra-kabylo (flyschs maurentiens; flyschs de Ziane et du Kef Mezzouch, à affinités maurentiennes). 5- formations grésomiacées du Nummulitique II et de l'Oligo-Miocène kabylo; 5a Nummulitique IIa (lutétien terminal-Priabonien inférieur). 6- socle paléozoïque des massifs de l'Atlas. 7- flyschs en position infra-kabylo; 7a flysch maurentien; 7b flysch massilien. 8- unités ultra-tréviennes. 9- môle néritique du Constantinois. 10- contact normal ou accidents mineurs. 11- chevauchements liés à la phase fini-lutétienne. 12- contact de base des unités en position supra-kabylo. 13- chevauchements dus à la phase fini-lutétienne (?) et à la tectonique oligocène. 14- accident vertical. 15- pendage général de séries normales. 16- pendage général de séries renversées.

*Fig. 3**Fig. 4**Fig. 5**Fig. 6**Fig. 7**Fig. 8*

BIBLIOGRAPHIE

- BENABBAS C., 2004 : *Apport de la morpho-géologie dans la connaissance de la néotectonique et du risque sismique dans la région de Constantine*. Bull. SC. Géog. N° 14; pp 14-18. Alger.
- BENABBAS C., 2006 : *Evolution Mio-Plio-Quaternaire des Bassins continentaux de l'Algérie Nord Orientale : Apport de la Photogéologie et Analyse Morpho structurale*. 6 Thèse Doctorat d'Etat U. Mentouri, Constantine.
- RAOULT J F., 1969: Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie) Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, pp 516-543, 2 fig.
- RAOULT J F., 1974 : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. LIII, n°121, 164 p., 62 fig., 11 pl.h.t.
- VILA J M., 1977: *Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille n°74, EL ARIA avec notice explicative détaillée* (levés de S. Guellal et. Vila J-M). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.
- VILA J M., 1980 : *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro- tunisiens* .Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.
- WILDI W., 1983: *La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène*. Rev. Géol. Dyn. géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.

Laboratoire « Géologie et Environnement », Département des Sciences de la Terre Université de Constantine, 25000, Algérie

Morphometrical Analysis of Microdepressions in the Central Baragan Plain (Romania)

Alina GHERGHINA, Florina GRECU, Paola MOLIN*

Key words: plain, loess, microdepressions, morphometry.

Abstract. In the Eastern part of the Romanian Plain, covered with loess or loess deposits, negative microforms (microdepressions) are developing, known in literature as „crovuri”, but they also have local given names like “gavane” or “padine”.

From geomorphological point of view, “crovurile” are depressions, (ease subsidences) in loess or loess deposits covered plains, having circular or ellipsoidal shape, with diameters from few meters to 1-2 km, and a depth of 1-3 m. In the Central Baragan Plain a number of 387 microdepressions with a medium density of 0.11 depr/km², that covers about 5% from plain's surface, it has been determined on topographic maps on scale of 1:50.000.

Parameters like surface (S), Perimeter (P), length (L), width (I), have been calculated as well as microdepression's alignment and different coefficients (indicators of shape).

The microdepressions are concentrated especially in the central-north part of the plain with NNE-SSV and NE-SV alignment.

The investigation shown big differences between the microdepressions from the north side (which overlaps to the Holocene sands area) and those from the Central part of the plain; the first ones have smaller dimensions, are elongate and a bit sinous, and the latter have bigger dimensions (surface, depth) and round sinous shapes. Also, in the Northern part, the number and density of microdepressions have bigger values.

Introduction

In Romania, microdepressions from the loess covered regions, especially in the Romanian Plain, are described in literature as “crovuri”. The studies over these relief forms are focused on two important aspects: 1) morphologically and morphometric description and 2) their genesis.

First references on these microdepressions in the Romanian literature belongs to Murgoci which mentioned with „Câmpia Română și Balta Dunării” paper (1907), the term “crov” to describe the depressions on plain's surface “caught between pre-historic dunes”. In 1908, in „Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906-1907”, Murgoci says that within the central part of plains in Romanian Plain emerge „vârtoape, dolii sau crovuri” whose origin can be multiple, because of, and especially because of the existence of some preloessic, as well of soil and subsoil subsidence because of water.

In 1916, G. Vâlsan describes the “crovuri” morphology in Romanian Plain as „light depressions”, with a diameter from scores of

meters to 2-3 km, at a depth of 5-6 m, whose origin is the subsidence process, influenced by wind.

An important role in “crovuri” studies also has Morariu who sustained, within his paper, issued in 1945, regarding the crovuri from Banat, that the emergence of “crovuri” can be referable to the subsidence process and wind, plus the pre-existing relief morphology and the influence of anthropic activity (Surdeanu, 2003).

If morphometrical description is clear, the “crovuri” genesis is still an open problem. Nowadays, we consider that their emergence is connected with the accumulance and dulnes of water from rainfall, salt dissolution from loess and re-setting of particles, having as a result a smaller volume of the sediment and the issue of an perceptible subsidence of the surface.

As far as the subsidence accentuates, more water gets into intensifying the carbonates solution from loess, as well as material's settle and the microdepression is developing in depth and surface.

This type of microdepressions have also been identified in Europe in loess covered regions, and were named “closed depressions”. Their genesis is

related to natural processes (dissolution in subsurface horizon) and anthropogen interventions (digging).

2. The study area

The Central Baragan Plain is also known as the Calmatuiului Plain or the Ialomitei Baragan, considered in geographical literature the most untypical tabular plain, having a lacustrine or fluvial-lacustrine origin.

The Central Baragan Plain is situated in the south-east part of the country, in the eastern part of the Eastern Romanian Plain and it is overlapped on the Ialomita-Calmatui interfluve.

The meadows of these two rivers represent the plain's southern and northern limits. The other two limits are the Sarata Valley, on the western side and the Danube to the East.

It has a surface of around 3370 km² and a light rectangular shape, with a length of 90 km and the width of 40 km.

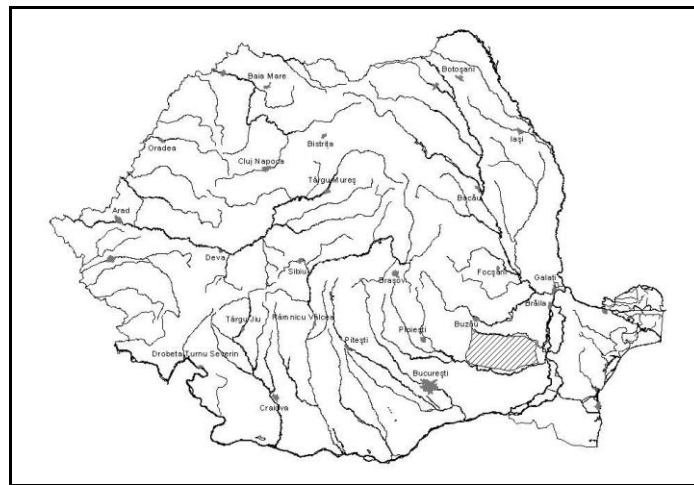


Fig. 1 Geographical setting of the study area

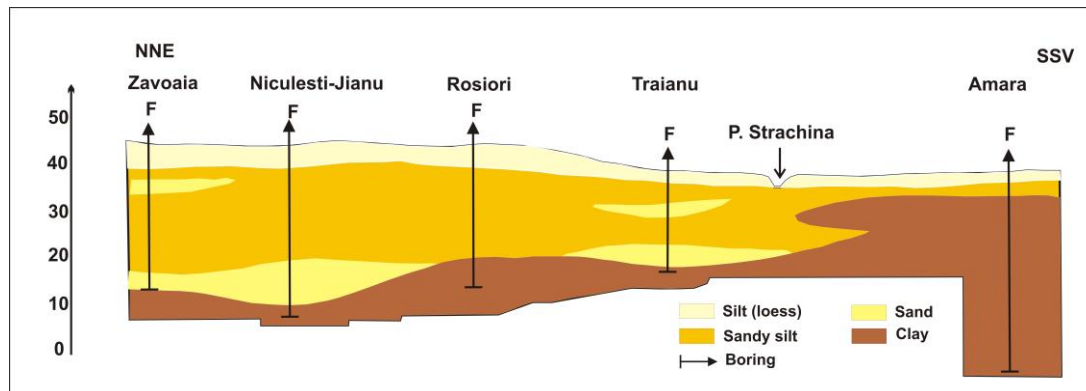


Fig. 2 Lithological cross-section (NNE-SSV) in the Central Baragan Plain

From the lithological point of view, Central Baragan Plain is made of loess and loessoid deposits which are staying on clay and are covered, in the northern part of the plain, with Holocene sand deposits. The loess deposits who cover all Baragan Plain are named "the Baragan loess" (Grecu, Demeter, 1997) because their particularity: enrichment in coarser particles which caused material compactation and microdepression forming.

According to the existing literature (Ana Conea, Nadia Ghitulescu, P. Vasilescu, 1963),

within the Central Baragan Plain from the north to the south occurs the following types of superficial deposits: clayey sands with intercalated fine and mobile sand zones, in the northern part of interfluve clay-sand deposits with different percentages of rough sand, on the northern half of interfluve and on the eastern part on the terrace level; silt deposits with diferent percentages of coarse sand, on the southern half of the plain.

The thickness of the loess deposits, grows from the west to East, from 5 to 30 meters northern

from Murgeanca village, and decreases again to the east, to 15 meters; the biggest thickness's in the Nasul Mare - Nasul Mic (20-30 m) zone, and on the interfluv center (Căldărăști – E Scutelnici – Colelia – Padina zone). Their thickness decreases to 5 meters. In the rest part of the plain the thickness of loessoid deposits is between these two values.

The climate is continental-mild with excessive influences with a big degree of continental weather characterized by: medium annual temperature with a value under 10.5°C in the western half (10.4°C at Armășești) and more than this value in the eastern half (10.5°C at Grivița, 10.6°C at Mărculești). The medium monthly temperatures vary from 22.4°C to Armășești and 22.7°C to Grivița for July. And between -3.1°C to Armășești and -3.2°C to Grivița for January. Medium annual rainfall is between 450 and 500 mm (478 mm to Grindu, 493 mm to Ciochina, 456 mm to Slobozia).

The natural spontaneous vegetation of the Central Baragan Plain is specific to the steppe area, in the Eastern part and forest steppe in the Western one; The natural vegetation areas has been replaced by agricultural land.

Due to the big homogeneity of lithological conditions, the soil cover of the Central Baragan Plain has a small diversification. On the interfluv the cernozems are dominant (calcaric, cambic, gleiyc), which make gleysols, solonchacks, solonetz associations in the central part of interfluv (where the freatic water is situated at small depths, having an influence on soil profile) and with psamosols (on the right part of the Calmatui river). In the Ialomita and Danube Floodplain predominant are fluvisols (eutric, ethnic) and in Calmatui Floodplain, solonchacks și solonetz. The texture of the upper soil horizons is mostly loamy and clayey-loamy (in the western part, in the cambic cernozems area).

3. Methodology

Topographical basis started from the topographic maps on 1:50,000 scale since 1970. They have been georeferenced and digitalized with Global Mapper and Arcview software and the graph were drawn in Word Excel.

We have measured the following parameters: surface, perimeter, length, width, azimuth and there were calculated more coefficients, indicators of microdepressions shape, whose formulae are shown in table 1. The formulae for circularity and elongation index, that makes reference to the circle shape, as well as the one of form factor, rapported to the square's form have been taken from the morphometrical analysis of hydrographical basins. The sinuosity coefficient has been calculated as a report between the circle's perimeter that has the same surface as the depression and the depression's perimeter, having 1 as a reference value, adequately to the circle shape. The non-correspondant values has been eliminated from the analysis.

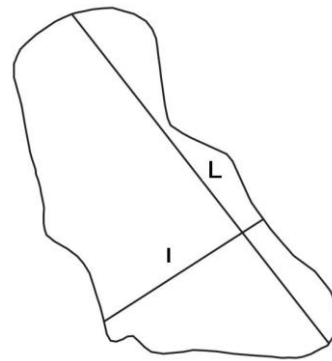


Fig. 3 Length and width measurements

Tabel 1. Formulas of the calculated coefficients

Coefficient	Formula
report L/I	$R = L/I$ report between the depressions lengths of main axis and minor axis
Circularity report	$R_c = S_d/S_c$, report between depressions' surface and circle's surface with the diameter equal with main axis length; it is reported to value of 1, adequate to the circle.
Elongation report	$R_a = D_c/L_d$, report between circle's diameter that has the same surface as the basin and the depressions' major axis length; it has values between 0.67 and 1.27 for elongated depressions and more that 1.27 for the round ones.
Shape factor	$F_f = S_d/L^2$, report between depressions' surface and the quadratic length of main axis, reported to the square's shape, and his guiding mark value is 1.
Sinuosity coefficient	$K_s = P_c/P_d$, report between circle's perimeter that has the same surface as the depression and depression's perimeter; reported to the circle's shape, with guiding mark value 1

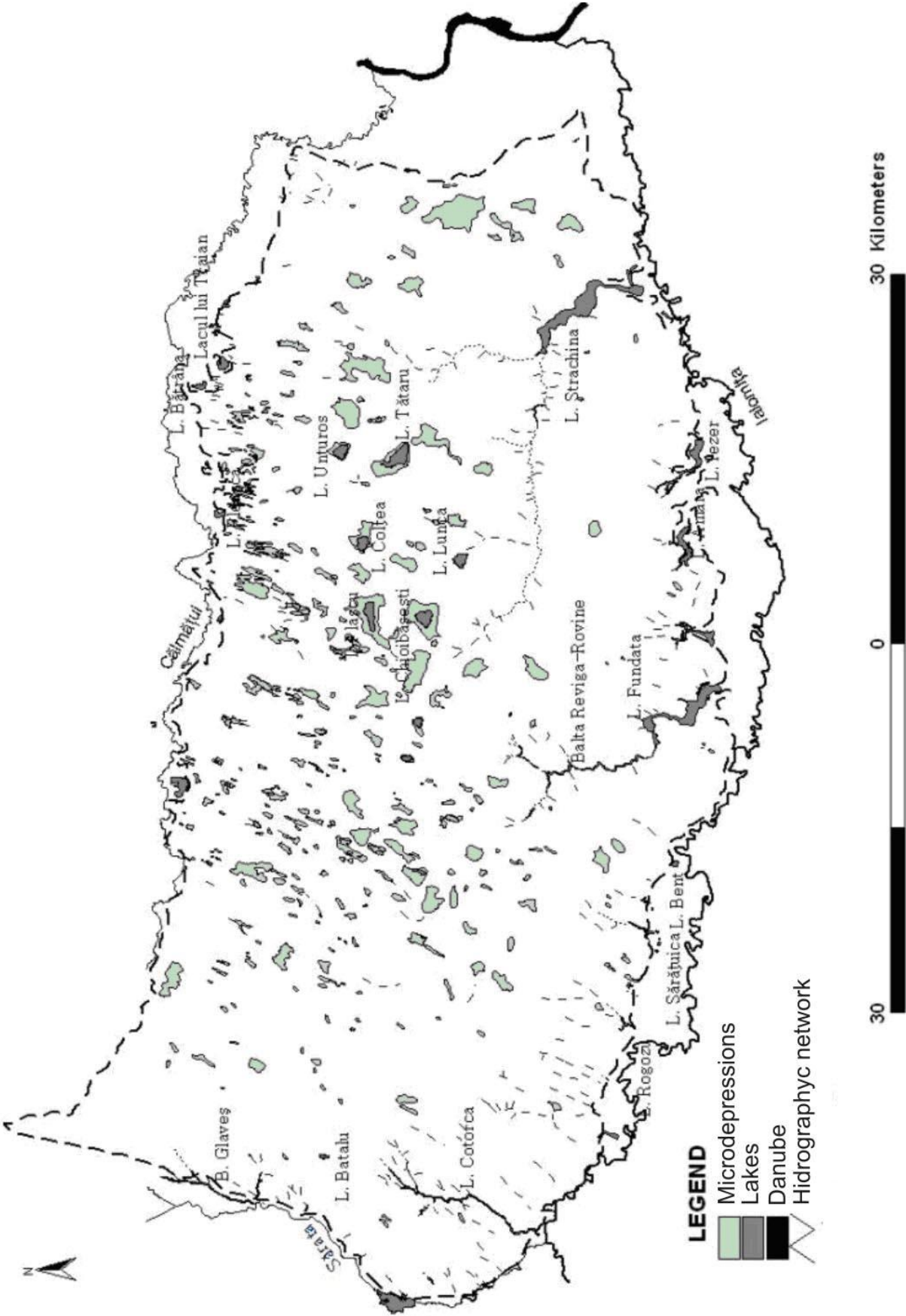


Fig. 4 Microdepressions in the Central Baragan Plain

4. Results

The microdepressions from the Central Baragan Plain covers a surface of 170 km², (about 5% from plain's surface). We mapped 387 microdepressions, with a medium surface of 0.34 km², with a medium density of 0.11 depr/km².

Microdepressions are spreaded mostly in the northern and central part of the plain and on Danube terraces and have a smaller frequency in the western and southern outsides.

Biggest densities are seen in Ulmu-Zăvoaia and Pogoanele-Căldărăști areas, connected by holocenic sand deposits.

4.1. Orientation

Microdepressions predominant orientation is NNE-SSV (57%), followed by NE-SV (18%)

direction and N-S (10%). These three directions hold together 85% from microdepressions total (see chart 3). The smallest percentages are detained by (1%), NV-SE și ENE-VSV orientations, both with 2% și VNV-ESE, with 3%. (fig. 5).

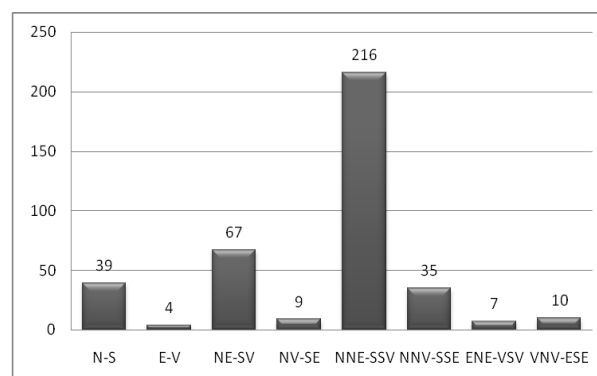


Fig. 5. Microdepressions orientation

Tabel 2 Medium maximum and minimum values, of analised parameters and guiding marks

Indicator	S (kmp)	P (km)	L (m)	l (m)	Rc	Ra	Ff	Ks	L/l
media	0.34	2.45	935.98	384.32	0.60	0.61	0.31	0.76	2.87
max	2.82	12.47	3652.31	1762.03	0.96	0.95	0.71	0.98	12.95
min	0.01	0.38	148.91	67.10	0.01	0.25	0.05	0.1	0.96

4.2. Surface

The average surface of microdepressions is around 0.34 km² (table 2), with a 77% balance under the medium value (microdepressions with a smaller surface, other than 0.5 km² hold a balance of 73% - see graphic 4). Microdepressions have bigger surfaces developped in the central part of the plain, where the water is at 3-5 meter depth or under 3 meters, so in most of them in the rainy periods the water stagnates as temporary lakes. The best known and largest lakes are Tătaru, Colțea, Plașcu, Chioibășești, but these are dry areas during summer.

The medium value for microdepressions **perimeter** is 2.45 km, frequently seen are microdepressions from the 1-5 km interval (65%), followed by the 5-10 km interval ones; microdepressions with the biggest values, over 10 km, are rerely seen (3%). The perimeter is directly corelated with the microdepressions' surface, the repport is 0.86. (fig. 7).

The main axis lenght is about 935.98 m. The extreme values, less than 500 m and more than 2000 m have a percentage of 30%, respectively of 10%, and the middle values, of 500-1000 m and 1000-2000 m sums together 60% of the total number (fig. 6). Microdepressions' lenght values are directly correlated with the surface ($R = 0,86$) and the width ($R = 0,80$) (Fig. 7).

Microdepressions' width values (minor axis lenght) is 384,32 meters, the distance 100-500 m is the most frecquent seen (70%). Extreme values under 100 m and over 1000 have 6%, respectively 10% from microdepressions' total. The width varries directly and very tight with the surface, the corellation report is 0,90.

The **depth** varries between 0.30-0.60 cm, for small surface microdepressions, and 4-7 m, for bigger microdepressions, which have temporary lakes inside, such as Tataru Lake (fig. 8), Plascu Lake, Coltea Lake, Chioibasesti Lake.

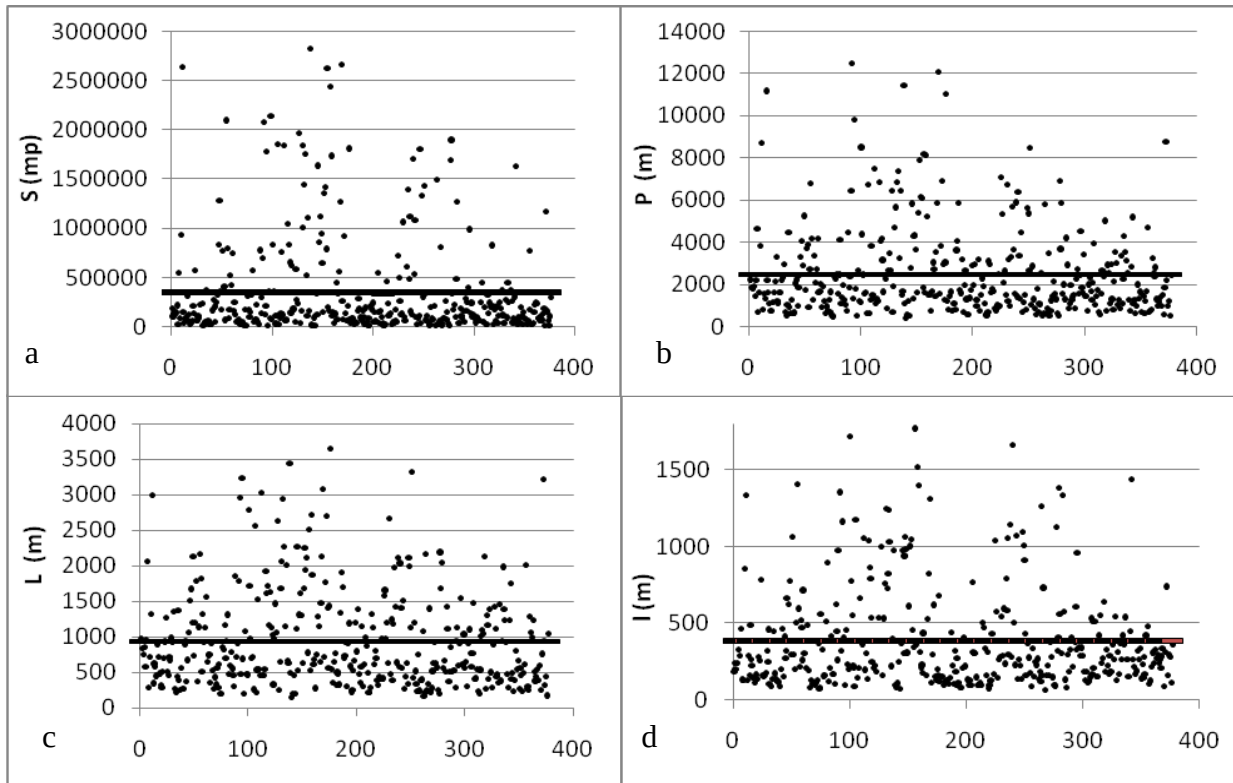


Fig. 6. Main microdepressions' parameters: a) Surface, b) Perimeter, c) main axis length, d) minor axis length

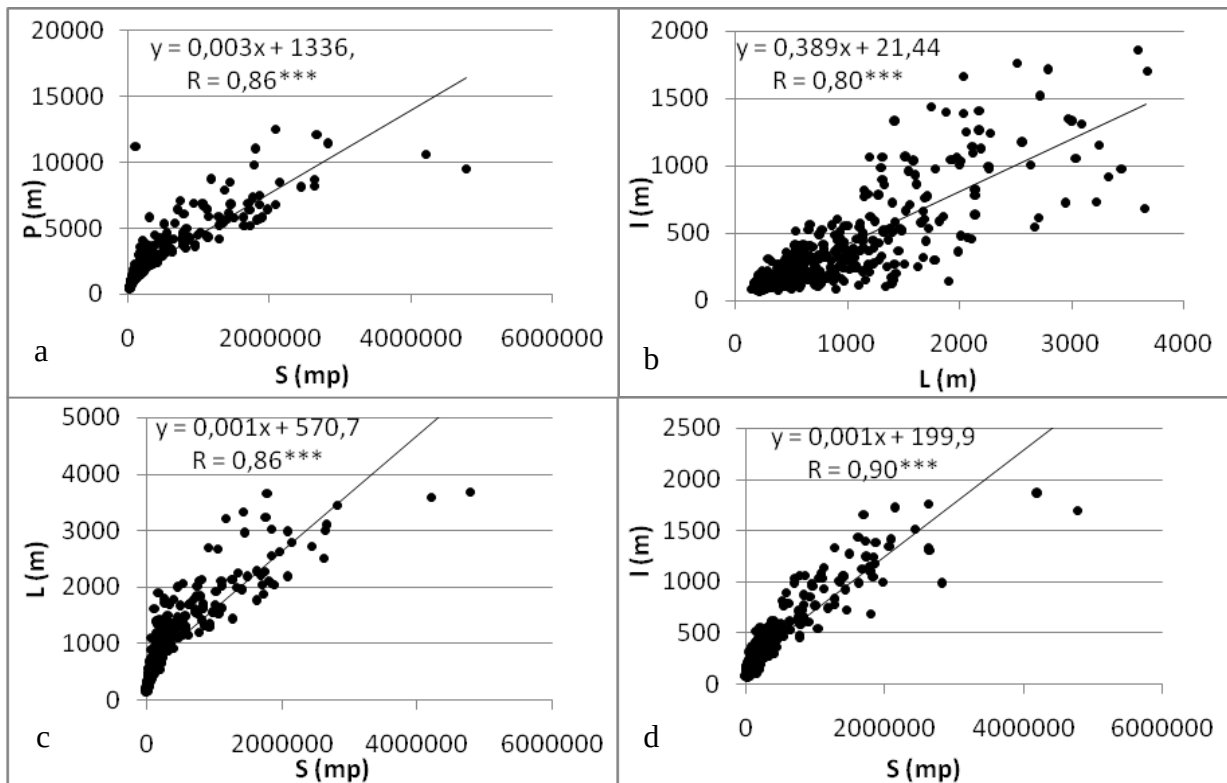


Fig. 7. Correlation graphic: a) Surface -perimeter correlation; b) Length-width correlation; c) Surface- length correlation; d) Surface - width correlation

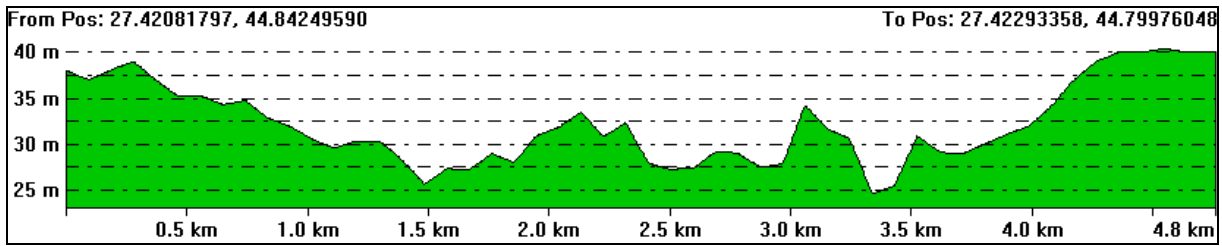


Fig. 8 Longitudinal section through Tataru Lake (NNV-SSE)

4.3. Microdepressions' shape

To analyze microdepressions' shape there have been calculated indexes (table 1), reported to circles form, respectively to the value of 1. So, the values close to 1 indicates the similarity of a microdepression shape to the geometrical form that is related to (circle or square) and values close to 0 indicate an elongated shape (fig. 9).

Circularity report, which refferes to circle's shape has values between 0.01 and 0.96, and 69% of microdepressions are higher than 0.5. The biggest values of circularity ratio, show, consequently, circular shapes, ang are seen in small surface microdepressions' case. Small values and elongated shapes also have the

microdepressions situated in the northern part of the plain.

The elongation ratio varies between 0.25 and 0.95. Microdepressions from the 0.67-1 interval, have elongated shapes, and represents 55,4%. The rest of them are under 0.67.

The shape factor which refers to square shape, has values situated between 0.05 and 0.71, with 93,5% of values under 0.5. So, their shape is different from a square shape, meaning elongated.

The sinosity coefficient, which is reported to the shape of circle too, is between 0.1 and 0.98, with a 94% percent over 0.5, which shows that microdepressions' shape is slightly sinous.

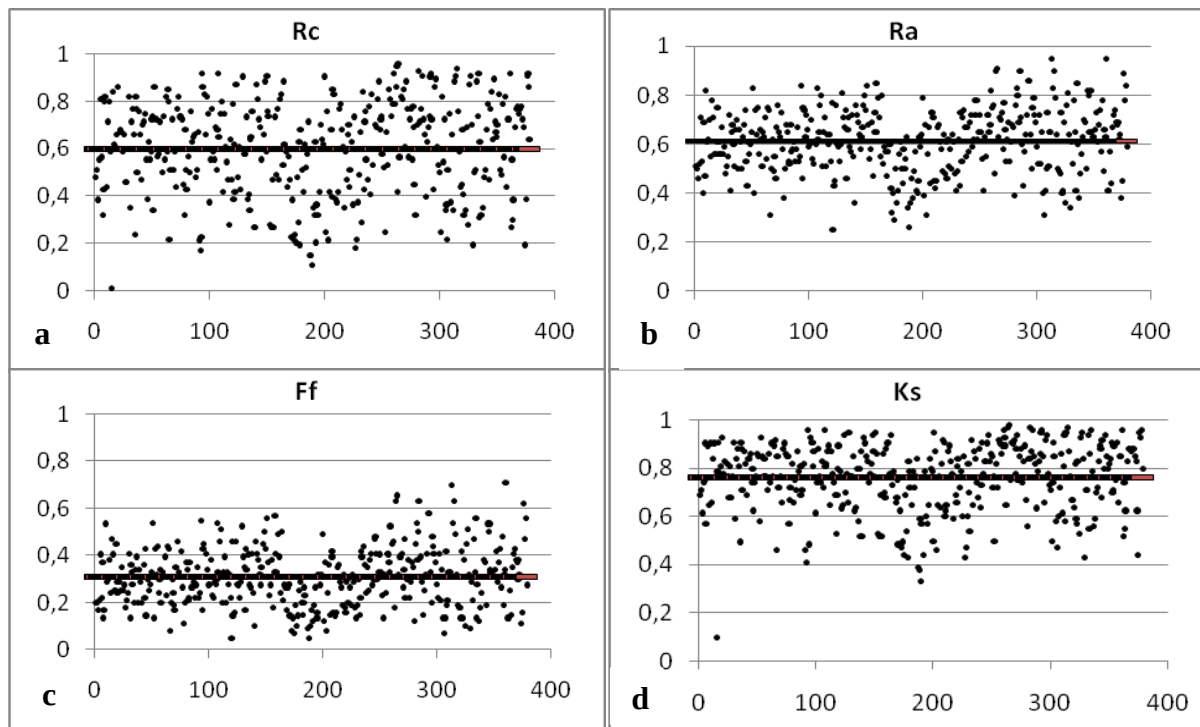


Fig. 9. Graphical representation of shape indicators: a) circularity report; b) raportul elongation report; c) shape factor; d) sinosity report

The length-width report is between 0.96-12.95, with a medium value of 2.87. 65% from the cases correspond to the medium value. (Fig. 10). The biggest values correspond, generally, to the interdune microdepressions, developed on north side plain's holocenetic sands, which are extremely elongated.

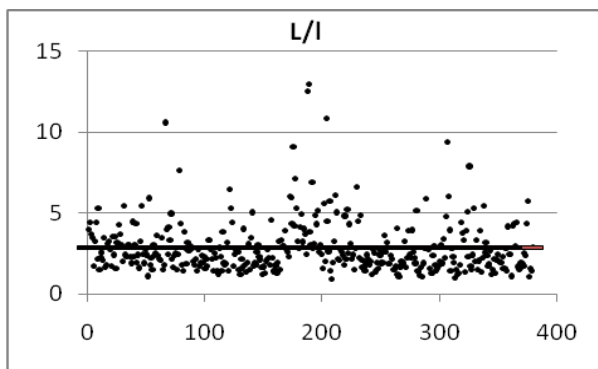


Fig. 10. Length-width report (L/I)

5. Conclusions

Both dimensions and microdepressions' shape are, mostly, determined by lithological strata properties. Freatic water and wind also influence their orientation and distribution.

Most of the microdepressions are distributed in the north and the central part of the plain and have a smaller frequency in southern and western sides. Biggest density are found in Ulmu-Zavoia and Pogoanele-Căldărăști areas, connected by Holocenetic sands deposits.

Microdepressions' predominant orientation is NNE to SSV (57%), followed by NE-SV (18%) and N-S (10%) orientations, same as predominant winds.

There are differences between the Northern part microdepressions (superposed to the Holocenetic sands deposits area) and those in the central part of the plain. The first ones generally have smaller dimensions, are more elongated and less sinuous, and the latter have bigger dimensions (surface, depth) and round shapes. Also, in the Northern part, microdepressions' number and density have bigger values.

Generally, microdepressions with small surfaces, under 0.05 km^2 (27%) have almost circular shapes and are not sinuous. The other with bigger surfaces, over 1 km^2 (16%) have complex shapes and a big degree of sinuosity. Elongated shapes, but not sinuous, features inter dune microdepressions developed on the northern side of the plain. Their length/width report is bigger than 2.

BIBLIOGRAPHY

- FLOREA, N. (1970), Campia cu crovuri, un stadiu de evolutie al campiilor loessice, *Studii tehnice si economice*, C, nr. 16, *Studii Pedologice*, Bucuresti, pp. 339-353.
- GRECU, FLORINA, DEMETER T., (1997), *Geografia formațiunilor superficiale*, Ed. Universității, București, 150 p..
- GRECU, FLORINA, PALMENTOLA, G.(2003), *Geomorfologie dinamică*, Ed. Tehnică, București, 392 p.
- HYATT, J.A., JACOBS, P.M, 1996, Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding following Tropical Storm Alberto at Albany, Georgia, USA, *Geomorphology*, 17, pp.305-316.
- GILLIJNS, KATLEEN, POESEN, J., DECKERS J., 2004, On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe—a case study from central Belgium, *Catena*, Volume 60, Issue 1, pp. 43-58.
- MORARIU T. (1946), Câteva considerațiuni geomorfologice asupra crovurilor din Banat, *Revista Geografică*, anul II, fasc. I-IV, 1945, București, pp. 37- 50.
- MORARIU T., TUFESCU V. (1964), Procesele de modelare în formațiunile loessoide din sudul Câmpiei Române și Dobrogea, *SUBB-GG*, I, Cluj, pp. 69 -84.
- MURGOCI GH., PROTOPODESCU-PACHE EM., ENCULESCU P. (1908), Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906-1907, *An. Inst. Geol.*, I, București.
- TUFESCU V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Ed. Academiei, București, 618 p.
- VÂLSAN G. (1917), Influențe climatice în morfologia Câmpiei Române, D.d.S. Inst. Geol., VII (1915-1916), București.
- *** (2005), *Geografia României, vol. V (Câmpia Română, Dunărea, Podișul Dobrogei, Litoralul românesc al Mării Negre și Platforma Continentală)*, Ed. Academiei , București, 968 p.

University of Bucharest, Faculty of Geography

*University of Study Roma Tre, Department of Geology

Some contributions to the drawing of the general geomorphic map using GIS tools. An application to Timis Mountains (Curvature Carpathians)

Bogdan MIHAI, Ionuț ȘANDRIC, Zenaida CHIȚU

Cuvinte cheie: harta geomorfologică, SIG, vectori, MNA, overlay, legendă.

Keywords: geomorphic map, GIS, vectors, DEM, overlay, legend.

Contribuții la întocmirea hărții geomorfologice generale cu ajutorul SIG. Aplicație la Munții Timișului (Carpații Curburii). Harta geomorfologică a Munților Timișului (Postăvarul-Piatra Mare-Clăbucetele Predealului) a fost întocmită la scara 1:25000. Aceasta este o sinteză a tuturor temelor vector ale unei baze de date SIG, la nivel de tipuri genetice de relief, grupate în funcție de dimensiuni și particularități spațiale. Selecția simbolurilor cartografice a avut la bază structurile de legendă existente, adaptate la particularitățile terenului. Facilitățile oferite de pachetele software au permis alegerea simbolurilor din biblioteci precum și controlul pozițiilor reale prin tehnica overlay. Harta a fost corelată permanent cu harta geologică și imagini satelitare, ceea ce a permis un grad de acuratețe remarcabil, evaluat și cu ajutorul punctelor de control GPS în teren. Cu ajutorul datelor derivate din Modelul Numeric Altitudinal (declivitate, umbrire) a rezultat un grad de expresivitate considerabil.

1. Introduction

The general geomorphic map has proved, in time, its position as a key, synthetic map, that cartographically accomplishes any regional geomorphological study. In the past decades, through their contributions, geomorphologists had in view not only its scientific substantiation, but also an improvement of representation methods, by creating and adapting some of the map legends adequate to different scales and regional relief particularities. As a result, publications of theoretical and practical value appeared (Demek, 1972, Klimaszewski, 1963, 1982, 1990). The high interest shown in the field of geomorphic mapping stimulated, the creation, during the IGU congress in 1956, of a special commission of geomorphic cartography, which attempted a standardisation of map legends and representation methods at different scales, and tried to encourage the geomorphology schools to use, and thus to enrich representation methods, in order to offer more complete and complex information useful to theoreticians and especially to practitioners (Demek, 1972, Demek, Embleton, 1982, Grigore, 1972, 1979).

Romanian geomorphology adapted to this trend, successfully applying graphical representation methods to complex relief descriptions, in the context of the very first regional studies. Following the first simple, but suggestive maps, included in regional studies of great historic value, rendering mainly landforms types and levels (Tufescu, 1937, Vâlsan, 1939, Popp, 1939, Orghidan, 1969 etc.), a new phase was represented by the detailed maps at large and medium scale, with extended legend, drawn according to modern principles, sustained, as well, by the new editing technologies, and the black and white or colour printing (Posea, 1962, Niculescu, 1965, Badea, 1967, Roșu, 1967, Donisă, 1968, Mac, 1972, Grumăzescu, 1975, Ichim, 1981 etc.). Simultaneously with the international achievements, new map legends and drawing methodologies for the general geomorphic map were applied and permanently perfected by the Romanian scientists (Posea, Popescu, 1964, Martiniuc, 1971, Grigore 1973, Ungureanu, 1978, Badea, 1993, Ielenicz, 2000, Posea, Cioacă, 2005). Map legends have been drawn also within research projects, which implied mapping Romania's relief at medium and large scale (1:200,000, 1:50,000, 1:25,000); these projects were initiated but only the

representation methodology was completed. The project of creating the geomorphic map at 1:50,000 scale, for example, developed by the University of Bucharest within the Faculty of Geography with funds from the World Bank (1997-2002), allowed the editing of a new legend and, on its basis, the elaboration of Sinaia, Victoria and Măcin map sheets.

A new challenge in the field of relief cartography was the development of computerised techniques in the frame of Geographical Information System (GIS). Although a considerable regress is noticed in the preoccupation of drawing these thematic maps (Rădoane & Rădoane, 2007), some of the geomorphology schools continued the improvement of map legends and representation methods, and, more important, they moved forward by bringing the applications at GIS standards.

Here we remind the Swiss geomorphology school, where the tradition of terrain mapping has been continued by creating special legends (see Atlas der Schweiz - Atlas de la Suisse, the relief type sheet, red. E. Imhof). A notable contribution belongs to researchers in Lausanne, who, for over a decade have improved the large scale geomorphic map legend (Schoeneich, 1993, Reynard et al., 2005). This map legend has been widely applied in digital environment, in case studies on the Swiss Alps and Prealps (Schoeneich et al., 1998, Gentizon et al., 2001). The above-mentioned legend was first applied in Romania on the Geomorphic Map of the Bucegi Plateau (Werren, 2007, unpublished bachelor degree dissertation held at University of Lausanne). In the context of GIS applications, geomorphologic cartography has become a field of interest, considering especially the new algorithms that allow the modelling of topographical data, or the passing from classic 2D maps to the three-dimensional ones, to map-server applications that allow the user to design the map according to his own needs (Häberling, Hurni, 2002). Advanced researches are made by a group of scientists who work on mountainous cartography in Switzerland and the alpine states. Differences in elaborating the general geomorphic map in GIS imposed the use of standard methodologies for creating data bases and generating symbols, as a consequence of the problems encountered in redefining the cartographic language, because new possibilities of

combining and actualising information appeared for a more precise and suggestive representation of landforms (Gustavsson et al., 2006, Gustavsson et al. 2007).

For Romania, the procedure of elaborating the geomorphic map in GIS is recent, this achievement belonging to the last decade. Some of the studies include series of maps that used software programs able to recognise the topological proprieties of the spatial entities (Armaș, 1999, Armaș et al., 2004, B. Mihai, 2005, Condorachi, 2006 etc.). The present study analyses specific problems occurred in creating a GIS cartographic representation.

2. Methodology

Drawing the general geomorphic map in GIS is made according to the principles of the specific applications of this system (Bernardsen, 2001). Considering the consistence of literature in this scientific field, we insist on the actual problems occurred during the elaboration of Timis Mountains map, Curvature Carpathians (B.Mihai, 2005). The following steps were followed in editing this cartographic material:

- identifying and retrieving specific geographical information;
- converting the geographical information to a GIS format;
- selecting the map legend and its management;
- the actual editing.

Identifying and collecting geographical information (Table 1) proves necessary considering the fact that no large and medium scale maps were drawn for the mapped area before. Only restricted areas were, partially, subject for this type of representation (Oprea, 2005, for Prahova mountainous basin), like Sinaia map sheet at 1:50,000 scale, unpublished (Ielenicz, Popescu, 1999), which includes just the southern side of Clăbucetele Predealului. Geographical information is gathered from different sources, including topographic and geological maps, satellite imagery, aerial photogrammetry, and, also, field map-making.

The 1:25,000 scale topographic maps used state, first of all, the final map scale. Moreover, their scale influences field mapping quality. Data derived from these maps are connected to the topography (10 m interval contour lines, altitudes, steeps represented through symbols and dashes), and to the major drainage network. In this context there were used the only maps available, edited in

1982 at the mentioned scale. Data age is not a defining element in terrain map-making. After being converted in digital format, these 9 map sheets (in our case), allow drawing out the information with support value in relief graphical representation.

The only sources of geological information were the 1:50,000 scale available geological maps. These maps cover the entire mountain space mapped, and they give extremely necessary data, considering the great expand of lithologic and tectonically shaped relief-types. The stratigraphical and lithological information is richer than the structural-tectonic one, this imposing the data correlation with the isohypses and special field mapping. The fact that the scale of the topographic maps was twice smaller didn't induce major problems, because geo-correction permitted a nearly perfect superposition of the information layers.

A considerable advantage was the satellite images and the aerial photographs, taking note of the high fragmentation of this mountain space and the great accessibility problems of some of its sectors (B. Mihai, Șandric, 2004). Although their spatial resolution is limited (10 m at the Spot Panchromatic images, 30 m for Landsat TM, respectively), satellite images cover the whole studied mountain area in one scene. We selected images with a spectral resolution that superposed over the visible and infrared spectral intervals. The Spot 4 Panchromatic, from July 1997, offered very useful images, at 10 m resolution and an overcast of less than 2 % of the sub-scene, considering the high forest covering (about 75 % of the mapped surface). After being submitted to geometric corrections, this digital image was considered a reference informational layer. Because of the inconsistency of auxiliary information, aerial photographs couldn't be used in creating a digital mosaic. No for the less, they partially cover the whole area, spatially and temporally (1956, 1972, 1980, 1985, 1990 flights). Their resolution (0.5-1 m) is a remarkable advantage in localising small landforms from areas without forest.

Although an ancient method, field map-making was an important part of the study. Small landforms' diversity and great number, along with the necessity of correctly identifying the relations between terrain on one side and lithology and structure on the other, required systematic field campaigns, carried on from May 1997 to December 2003. These campaigns were conducted mainly within the areas where the morphological

problems were most complex (watersheds, imminent river catchments, erosion surfaces, small basins, river beds, structural ridges, subalpine barren lands etc.). The above mentioned topographic map and the geological map were the working basis, at which we added a great number of colour detailed and panoramic photos. After studying the maps and the aerial images, the planning of mapping campaigns was set on the selection of typical routes that would have permitted the gradual coverage of the whole mountain space in study. Typical landforms and wide land coverage points were taken in view.

Converting the geographical information in GIS format is the main element that underlines the passing from the classical format paper map to the digital map. Considering this fact, the lack of digital information led to the design of GIS applications meant to structure data sources and especially the information derived from their content into informational layers. An exception was the Spot Panchromatic digital satellite image, which still needed to be geometrically corrected.

The topographic map required several high resolution scanning (as much as over 300dpi), followed by geometric corrections, in order to associate the resulted pixels with their real position, reported to the Gauss-Krüger projection coordinates and to the 1942 Pulkovo Datum (ellipsoid). These procedures characterised the final map as well. The projection correction of the topographic maps was made considering the rectangular coordinates and allowed the set-together of a map mosaic that successfully covers the mapped area, with a field error of 10-20 m (for an area of over 370 km²). This mosaic of maps was used in the geometric correction of the geological maps and satellite images, which served to the indirect acquirement of other different information.

On the basis of this mosaic map, the topographic surface numerical model elaboration was initiated. Firstly, the 10 m interval contour lines (main and secondary) were entirely vectorized, including the auxiliary lines, the accidental ones, and the altitudes. This part occupied most of the geomorphic map editing time (over 50-60%). This solution was chosen given the circumstances of highly fragmented topography of the analysed mountain space (more than 10 km/km² in some sectors, according to the GIS analysis, B. Mihai, 2005) and the relief energy of over 1300 m, on a structurally and lithologically complex substratum (V. Velcea, 1970).

A distinct approach required the steep sectors. The presence of intense slope changes, represented on the topographic map by dashes and contour lines discontinuities imposed testing new representation methods. The contour lines' interruption was chosen, for the steep sectors, along with the automatic interpolation of existent points, without plotting new ones. This method was suitable especially where the slope surfaces were limited, so that interpolation errors of the triangulation model were punctual.

On the basis of the topographic maps, an Digital Elevation Model (DEM) was elaborated with a 10 m resolution, with a sufficient resolution to overlay the small landforms in the field as vector thematic layers. Most of the landforms in the Timiș Mountains are over 10 m in height (except for the small islands within the channel, gullies waned under the forest, steep river shores, isolated blocks of rock etc.).

The DEM was generated by interpolation of topographic data as a raster layer which generated a new thematic layer, that of slopes. As a characteristic of the topographic surface, declivity is used in the background of the geomorphic map, first to explain the localisation and association of the complexes of small landforms, and second, to offer a more expressive image of the map. The possibility of drawing the slope map from DEM is another great advantage of the GIS environment, because it allows a reclassification of the declivity thresholds, in accordance with the purpose and selection of the most adequate legend.

In our case colour shades were chosen (Fig. 1), for no difficulties in reading and interpretation after the overlaying of colour symbols. The 15 and 30° limits were selected to reset the declivity values, in agreement with the topographic characteristics, so that the valleys, steeps and interfluvies could be identified without the need of any distinct symbols (dashes, colour trends). In addition to this, DEM allowed the derivation a new thematic layer, that of topographic surface aspect, which takes in consider its shading at certain values of solar elevation and azimuth (hillshade model). A selection was made for the values that show with the greatest accuracy structural asymmetries of interfluvies, so that in combination with the slopes they would offer the map a higher expressivity and would facilitate its interpretation process. The two thematic layers (slopes and shading) were superposed in order to amplify shading transparency, and by that, to easily identify the declivity areas.

On this complex background the superposing of strictly geomorphologic information was initiated. These were the result of the centralisation of multiple digital mapping results, with the creation of new vector themes, conditioned by the specificity of conventional marks (Table 1, Figure 1). During the field campaigns, mappings were synthesised on areas from the topographic map and verified on SPOT satellite images, aerial photographs and geological maps. The thematic organisation of information was made in the same order, from major landform levels to widely extended genetic relief types, to the actual morphodynamics and the elements of cartographic base. As a synthetic terrain representation, map editing enforced the selection of only the most important elements of the concluded mappings. All the remained vectors were the object of different maps with geomorphologic thematic (morphostructure, morphopetrography, periglacial and morphodynamics maps) included in a distinct study (B. Mihai, 2005). Only a quarter of the vector themes created in agreement with field reality was, thus, selected.

The map legend selection and its management. Besides the carefully choosing of vectors themes that became spatial geomorphologic entities, the selection of the most adequate symbols was also a necessity, and their ordination for visualisation on thematic layers as well.

A total of 45 themes were selected for the Timiș Mountains General Geomorphic Map, of which 43 in vectorial format (shape files), two in raster format (slopes and shading), respectively. The selection considered choosing illustrative features of the terrain, which can be represented at 1: 25,000 scale. Because of this reason, certain elements gully thalwegs, microforms of small rivers floodplains, human induced depressions etc., were eliminated. More, the idea of considering the temporary hydrography part of the cartographic base was abandoned, because, viewed its high density and complexity, it would have complicated map reading and interpretation processes.

The chosen legend was based upon the many symbols used in local map legends published in time. The final choice was a more recent map legend (Ielenicz, Popescu, 2001), used in drafting the 1:50,000 scale geomorphic map, Sinaia sheet. Even if the scale was smaller, we adapted it to our demands, considering the possibilities of generating symbols in digital format.

Selected symbols were adapted to the field, scale and most of all to the digital and, afterwards, to printed representation possibilities. Relatively restricted symbol libraries enforced, in some cases,

a new adaptation of the legend to encountered problems. Some situations occurred when the symbol kept its colour but it was replaced, because some elements couldn't be represented at scale any more (e.g.: dolines-like microforms or more extended nival micro-depressions). Polygon themes generating was restricted to selecting colour shades attached to the configuration,

without describing the microforms in detail (e.g. dejection cones, local landslides, terrace bridges or erosion levels). In this case overlapping on the slope background offered more expressiveness. Some of the microforms were represented through vector associations, within the same theme (e.g. saddles systems) respecting map's scale.

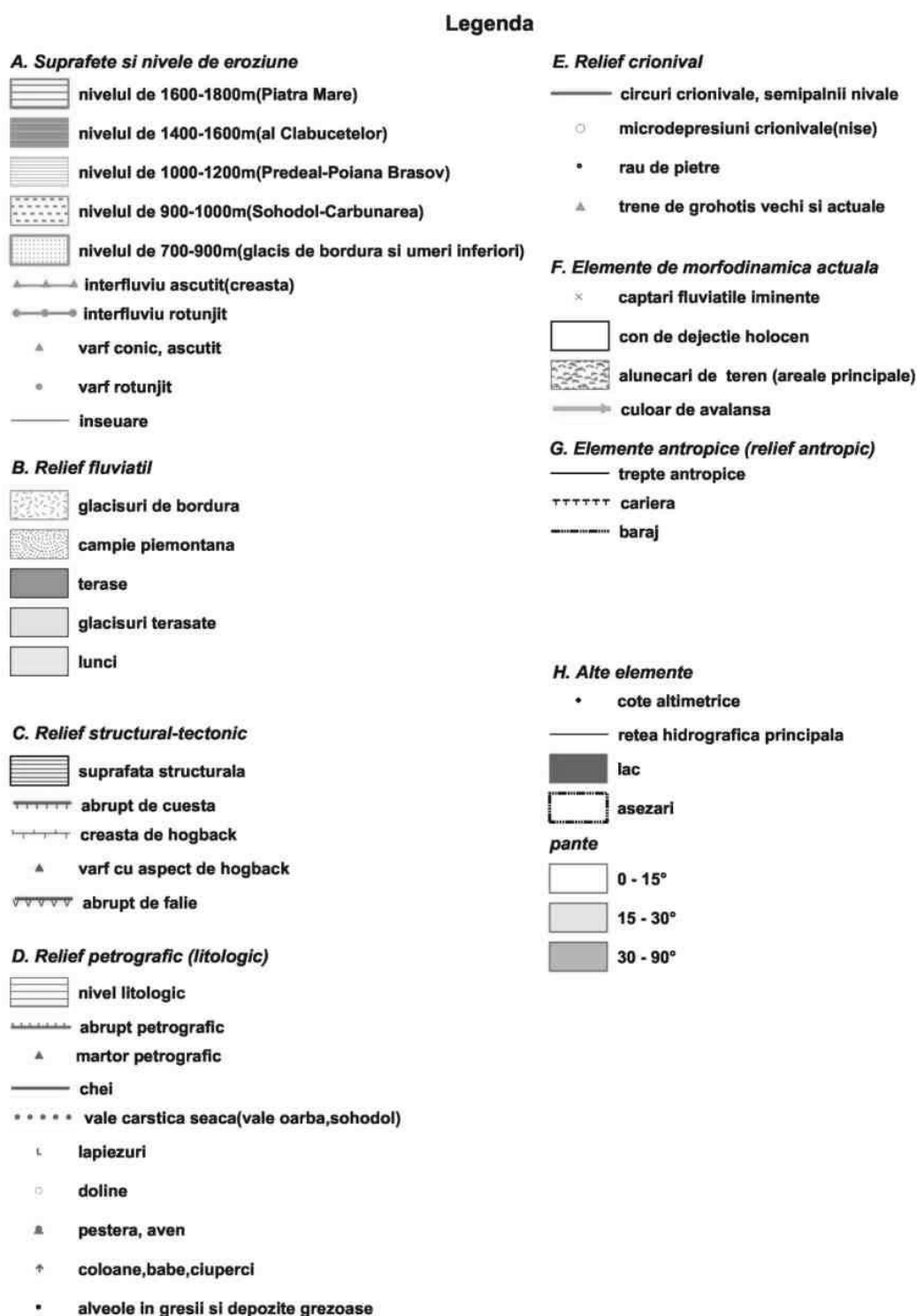


Fig. 1 Legend of Timis Mountains (Curvature Carpathians) Geomorphic Map

The degree of forest covering (about 75%) induced major difficulties in geomorphologic mapping. In this situation, microforms under the forest were less recorded, considering their dimensions and soil and trees coverage. These are mostly very dense thalwegs, fixed debris, isolated inactive steeps etc. They were chosen taking into account their dimensions and specific evolution. Considering the intense fragmentation, the interfluvial networks were represented to explain this characteristic of mountain relief. Interfluvial increase map expressiveness in combination with the relief levels areas (erosion levels, see Vălsan, 1939, Ielenicz, 1972, Posea, 1999).

Legend organising or management implied gradual visualisation of informational layers. The main problem was setting the information in the final format, through a backward legend visualising. The point shaped themes (Table 1), representing punctual microforms (caves, dolines, peaks etc.), were overlapped first to the line-themes (cuestas, ridges, gorges, thalwegs etc.), and then to the polygon-themes (relief levels, landslides, dejection cones, settlements, slopes, shading). In this respect, we pass to legend's text drafting, in the classical order adopted by most of the authors. This imposes a permanent check of the symbols reporting to the map, and a correct ranging, from the smallest to the greatest forms, from the most evolved to the most recent ones,

from the erosive to the accumulative ones, concluding the cartographic base. The latter was simplified at the maximum level, the temporary streams and communication routes being eliminated. The only elements introduced, represented with contours for an easy interpretation, were the human settlements, derived from the separated land use vectorization (SPOT PAN 1997 image source).

Editing. The map comes along with the complete legend, the graphical scale (automatically generated and adapted, respectively, as a result of map projection recognition in digital environment), the title and orientation. Cartographic representation comprises all the elements of a general geomorphic map, although editing was made in digital environment only. Map printing can be made in any chosen format, but this requires the use of a high resolution plotter, connected to the computer on which the application was rolled.

Most of the times, printing induces difficulties, as the highest fidelity printing is made from the soft format that generated the map and large format printing equipment is rarely available. In our case, we exported the map in image format that can be opened and printed. This involves some resolution damages. Thus, exportation is made at great resolution values, even if it slows down the conversion process.

Table 1 **Characteristics of digital themes composing the General Geomorphic Map**

Landform	Topology	Information source	Validation
Erosion surfaces and levels	Polygon	Topographic map Geologic map Field mapping ANM	Geometric connection correlated with geologic data Checked on panoramic images
Interfluvial	Line	Topographic map SPOT image Aerial photographs	Checked on panoramic images
Peaks	Point	Topographic map Aerial photographs Field mapping	Checked on panoramic images
Saddles	Line (association)	Topographic map Aerial photographs Field mapping	Checked on panoramic images
Border glacis, piedmont flats	Polygon	Topographic map Aerial photographs Field mapping	Checked on panoramic images
Terraces, terraced glacis, floodplains	Polygon	Topographic map Aerial photographs Field mapping	Checked on images, cards, field drafts
Structural surfaces	Polygon	Topographic map Geologic map Field mapping ANM SPOT satellite image	Checked on field
Cuesta, hogback cuesta, hogback crest, fault steep, petrographic steep	Line	Topographic map Geologic map	Checked on panoramic images and 3D models

		Field mapping ANM SPOT satellite image Aerial photographs	
Hogback-derived peak, lithologic outliers	Point	Topographic map Geologic map Field mapping ANM	Checked on panoramic images and 3D models
Lithologic levels	Polygon	Topographic map Geologic map Field mapping ANM	Checked on panoramic images and 3D models
Dry carstic valley	Line	Topographic map Geologic map Aerial photographs Field mapping	Checked on filed Photographs
Karstic microforms and other lithologic microforms (rom. babe, ciuperici, alveole)	Point	Topographic map Geologic map Field mapping	Checked on filed Photographs
Crionival cirques	Line	Topographic map Field mapping Aerial photographs SPOT satellite image	Checked on field Photographs
Crionival microforms (debris, niche etc.)	Point	Topographic map Field mapping Aerial photographs	Checked on filed Photographs
Imminent fluvial catches	Point	Topographic map Field mapping Aerial photographs	Checked on field
Alluvial fans	Polygon	Topographic map Geologic map Field mapping Aerial photographs	Checked on field
Landslide areas	Polygon	Topographic map Geologic map Field mapping Aerial photographs SPOT satellite image	Checked on field Panoramic images
Avalanche corridor	Line	Field mapping Aerial photographs SPOT satellite image	Checked on field Panoramic images
Dams, quarries, human induced steps	Line	Topographic map Field mapping Aerial photographs SPOT satellite image	Checked on field Panoramic images
Altitudes	Point	Topographic map	
Main fluvial network	Line	Topographic map	
Lakes	Polygon	Topographic map Field mapping Aerial photographs	Checked on field
Settlements	Polygon	SPOT satellite image Aerial photographs	Checked on field Panoramic images
Slope	raster (grid)	ANM	Checked on field

3. Interpretation elements

The edited geomorphic map provides synthetic information regarding the morphology of the mapped mountain area. Its drafting method and format impose some constraints in its interpretation, which will be further discussed.

The map selectively displays all the characteristic landforms of Postăvaru-Piatra Mare - Clăbucetele Predealului mountain area. These were selected from all the vector themes created for the geomorphological study of this region. Many landforms were eliminated due to their small size, and, moreover because of visualization and reading difficulties. Our intention was, thus, to design a

well-balanced relief representation that would include all relief levels and genetic types, and, especially to obtain a relative proportion between categories. The cartographic base was simplified, in order to eliminate any possible confusions in reading and interpretation.

Map analysis and interpretation can be performed on map sectors or function of relief genetic types. We used the second option, but also included two map patterns that comprise most of the symbols from the legend. The analysis according to the genetic types (Pecsi, 1977) offers the advantage of enclosing essential and complex features of the map's relief.

Erosion surfaces and levels were mapped on the basis of 1: 25,000 scale topographic map contour lines configuration. These have been generated as distinct themes, function of their age, after the critical interpretation of some pre-existent small scales cartographic documents (Ielenicz, 1972, Posea, 1998, 2002) and after confronting with field reality. A limitation of connecting sectors, function of map scale, was attempted, and, also, a delimitation of the structure and lithology influence on in their delineation (the most difficult problem). These trends with symbols that gradually show the treads' age are displayed in Figure 2. The lack of these treads in numerous sectors, as an effect of the Pliocene-Quaternary erosion (obvious especially in the Timiș basin), enforced a complete mapping of the crest and outliers (peak) residual relief, especially where structural and lithologic origin was not evident.

Fluvial relief, highly discontinuous, was generalized in the conditions in which the terraces have local features, they are mostly shaped in cones and glacises, and, moreover, they are covered with colluvial and proluvial materials. They differs from the other relief treads by chromatics, but interpretations are limited to locations, some genetic aspects (for example terraces - terraced glacis), and less to the connections between them. Frequently no more than one or two terrace steps with maximum 7-8 m level differences occur. In Predeal – Timișu de Sus area (Figure 3), these relief types, strongly affected by torrential processes, appear more evident. The most acute viewing problem is the overlapping of alluvial fans over the terrace surfaces, enforcing the diminution of terrace surface symbol and the extension of the alluvial fan ones. In this case, the issue of transparent alluvial fan symbol was abandoned, in order to explain this feature.

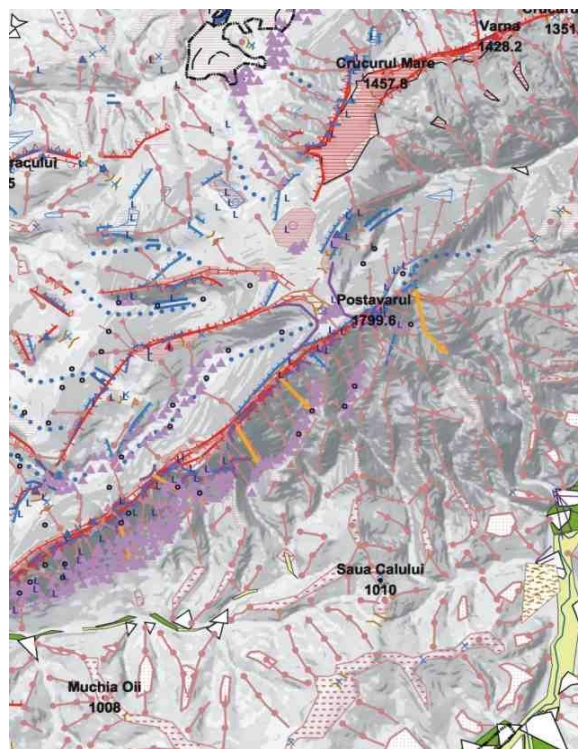


Fig. 2 A sector of the Timiș Mountains Geomorphic Map where erosion surfaces and levels, and other relief types can be distinguished. The map's legend is concordant with Fig. 1

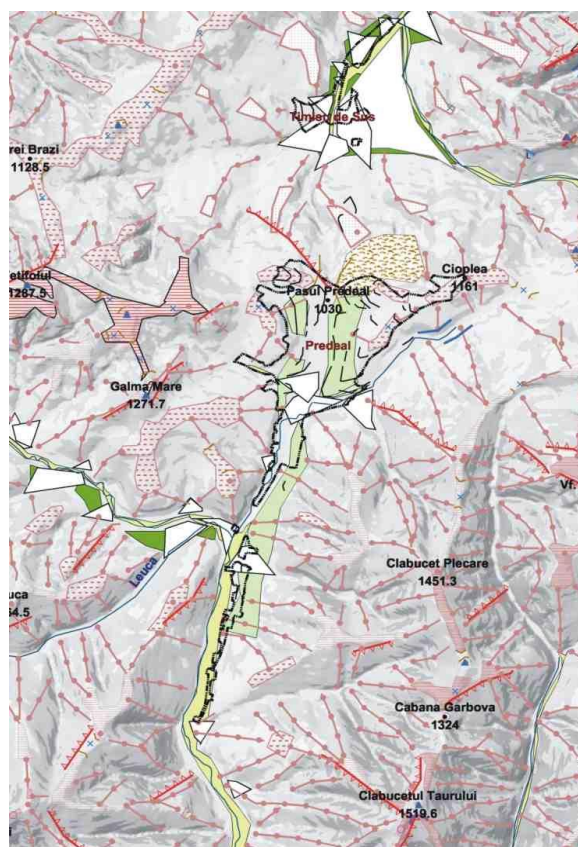


Fig. 3 A sector of Timiș Mountains Geomorphic Map, where the fluvial relief particularities and also other relief types can be distinguished. Map's legend is concordant with Fig. 1

The tectonic-structural relief forms were grouped so that to emphasize the complex character of mountain environment morphologic structure of Braşov tectonic depression boundary. There were generated 31 informational layers containing almost all form types (B. Mihai, 2005), so only the most important themes were selected (six). Their selection aimed the use of as few symbols as possible in representing the morpho-structural character, outlined in the whole region by cuesta abrupt, faults, hogback crests, opposite to the large erosion surfaces and levels with structural character. This last issue imposed the combination of first group's symbols in the legend with the symbols describing morphostructure elements. It is the status of the Poiana Braşov surface, which partly has structural character (Figure 4), or the case of some replats levels from the Timiş valley of the Piatra Mare Mountains.

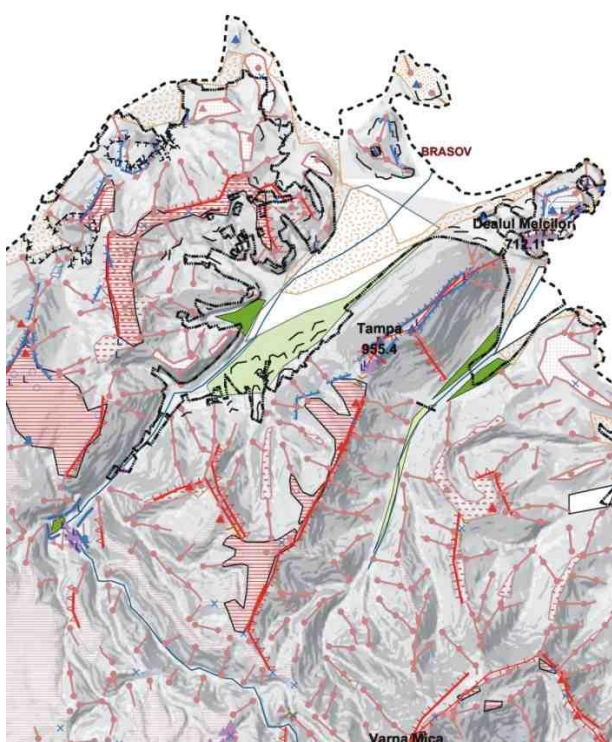


Fig. 4 A sector of the Timiş Mountains Geomorphic Map distinguishing north-eastern Postăvaru Mountains structural relief features, as well as other relief types (approx. 1: 50000 map scale). Map's legend is concordant with Figure 1

The interpretation of the morphologic structure is considerably facilitated by the visualization of declivity values in the background, which emphasize the morphographic asymmetries, with important slope changes.

The Petrographic relief deals with the problem of great microform diversity and especially with their reduced dimensions. Similar to morphostructure, 18 layers have first been generated, of which only 10 were selected based on representativeness criteria. The morpholythologic map (B. Mihai, 2005) implies many reading difficulties because of the reduced detail dimensions (example: limestone pavement, alveolus, dolines, caves etc.). In this case (Figure 2), we opted for the balanced selection of the most representative microforms corresponding to all important rock types. On this reason, about half of the symbols belong to karstic landscapes, and the others are divided between base morpholythologic elements (steeps, levels) and sandstone modeled microforms, conglomerates, trahites etc. Landslides were included to the present morphodynamics. Very widespread in the forestlands, fossilized or partially covered by soil and vegetation microforms were removed. The map scale did not permit the observance of some microforms, of mostly few meters dimension contour (the largest dolines have 10 m in diameter and they are frequently covered by soil and vegetation).

The cryonival relief was limited only at the most representative aspects. From within the 13 vector and raster (accumulation of stagnant snow) themes, only 4 were selected, even though many lithologic and structural steeps have periglacial origin and cryonival evolution. All these tend to distinguish the existence of two relief generations. The detritus forms are the most representing for the present cryonival evolution. The use of point symbols succeeds in distinguishing the dimensions of these debris masses from the base of steep slopes and corresponding, also to some rock streams thalwegs. The cryonival cirques, represented with the line symbol, are connected to the cryonival environment and especially to the altitudinal position, the exposition, local topography's configuration, and the superficial deposits, partially fossilized by soil and vegetation (Fig. 2).

The elements of the present day morphodynamics were rigorously selected, for an easily map reading. From among 34 themes created during the elaboration of the present morphodynamics map, only four were selected on the size and representativeness. Disputed in literature for a long time, fluvial catchments were kept especially where they occurred or will occur (important points, on main water ranges, Figure 3).

The symbol is reduced and marks especially the saddles. The (recent) alluvial fans define a highly intensive torrential erosion zone (the largest were selected, irrespective of the torrential activity profile). Thus, the torrential processes symbols specific to the morphodynamic map (Ielenicz, 1982, B. Mihai, 2005) were removed, because they would have overcharging the content of the cartographic material. Landslides have a discontinuous and local character being present inclusively on geologic maps (the large and old masses). The scale and especially the micro-scale morphology constrained the detailed representation of the component elements. There are widespread old deluvial deposits, the major landslides were afforested and the large landslides were replaced by superficial overburst landslide ridges, solifluction areas, alternating with gullies and rills, trees uproot micro depressions (especially beech). We introduced, in unmarked zones on the geological map, a set of similar areas, but we also applied generalizations in this case (for example into the built-up area of Predeal town, where many elements appears, as well as 4 slide masses). The avalanche corridors were limited to pronounced steps and torrent sources where the snow stagnates. Only the main ones were marked and verified on Landsat winter satellite images (January 1997, when, because of the local climate, snow melted here and there). The other morphodynamic elements are separately approached in a special map.

The elements of anthropogenic relief express the human induced impact on this mountain area by their number and diversity. Linear (road excavation, road mounds) or punctual (quarries), the elements were selected by their size and illustrative quality. From over 15 vector themes, only three elements were chosen. The human induced levels are represented by the habitat and its related settings (Brașov, Predeal, Poiana Brașov). The quarries are limestones related and they have a great influence in landscape shaping at the border section with Brasov Depression. The limestones likely modified some of the outliers' configuration (Dl. Sprengi, Dl. Melcilor at Brașov). Dams complete the anthropogenic micro-features of landscape and produce transformations within the fluvial morphodynamics.

Elements of the cartographic base were diminished to the minimum level, taking into account the fact that communication routes and other similar elements would have overcharged the

map. Main height points were kept with their exact values, based on analyses and interpretation. Settlements contours extracted from the interpretation of a 1997 SPOT satellite image are closer to the actual ones. These polygons' transparency allows a facile interpretation of each settlement geomorphologic base, and of the constructions' impact on relief (Fig. 3 and 4).

Slopes function as visualisation base. Processed to obtain a shading effect, this raster layer was reclassified in the three intervals, to rapidly distinguish valley, steep and interfluvies areas and to correlate slope with different microforms. We no longer attributed steeps a chromatics, thus, reported to their surface, interpretation is facilitated, as the slope areas sequence (in this case pixel clusters) offer information on steeps' longitudinal section complexity.

In conclusion, creating the general geomorphic map in GIS is both advantageous, and disadvantageous. Firstly we can take into account: the unlimited possibilities of grouping and testing landforms association without scale limits; the precise microforms localisation by drawing them out from different information sources with the same geometric properties (the same projection); the possibility of building data bases with digital layers, selecting and generalising their content, and, finally, the possibility of verifying map's accuracy with GPS techniques (partially tested in our study as well). We may add rapid and facile editing of the material to be printed. One major disadvantage is the restriction in symbol editing, difficult visualisation of punctual information in case of large and complex legends, requiring a special attention and even eliminating some themes that can appear in the legend but not in the map, being covered by larger themes (e.g.: a doline covered by a karstic level's symbol). Printing in image format causes resolution reductions and geometric deformations that can affect precise measurements. Still, the method has the great advantage of reduced time of editing and the possibility of obtaining a superior expression level.

Acknowledgement: These researches were partly financed through the CNCSIS research grant no. 33379 AN/ 2004-2005.

BIBLIOGRAPHY

- ARMAŞ, IULIANA, 1999, *Bazinul hidrografic Doftana- studiu de geomorfologie*, Ed. Enciclopedică, Bucureşti
- ARMAŞ, IULIANA, DAMIAN RĂSVAN, ŞANDRIC, IONUŢ, OSACI-COSTACHE GABRIELA, 2004, *Vulnerabilitatea versanţilor la alunecări de teren în sectorul subcarpatic al Văii Prahova*, Ed. Fundaţiei România de Măine, Bucureşti
- BADEA, L., 1967, *Subcarpaţii dintre Cerna Olteului şi Gilort*, Ed. Academiei, Bucureşti
- BERNARDSEN, T., 2000, *Geographic Information Systems. An introduction.*, J.Wiley and Sons
- CONDORACHI, D., 2006, *Studiu fizico-geografic al zonei deluroase dintre Văile Lohan şi Horincea*, Ed. Ştef, Iaşi
- DEMEK, J. (ed.), 1972, *Manual of detailed geomorphological mapping*, Academia, Praha
- DEMEK, J. EMBLETON, C. ,1978, *Guide to medium-scale geomorphological mapping*, E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung Science Publishers, Stuttgart
- DONISĂ, I., 1968, *Geomorfologia Văii Bistriţei*, Ed. Academiei, Bucureşti
- GENTIZON, C., BAUD, M., HOLZMANN, C., LAMBIEL, C., REYNARD, E., SCHOENEICH, P., 2001, *GIS and geomorphological mapping as management tools in alpine periglacial areas*. In M. Buchroithner (ed.), *High Mountain Cartography 2000*, Grossglockner - Austria. Dresden 2000. p. 215-228 Proceedings.
- GRIGORE, M., 1972, *Cartografie geomorfologică*, Centrul de Multiplicare al Universităţii din Bucureşti
- GRIGORE, M., 1973, *Legende hărţilor geomorfologice*, Analele Univ. Bucureşti, 22.
- GRIGORE, M. (1979) *Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief*, Ed. Academiei, Bucureşti
- GRUMĂZESCU, CORNELIA (1975) *Depresiunea Haţegului. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, Bucureşti
- GUSTAVSSON, M., KOLSTRUP, E., SEIJMONSBERGEN A.C., 2006, *A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development*, *Geomorphology*, 77, 1-2, p. 90-111
- GUSTAVSSON, M., SEIJMONSBERGEN A.C., KOLSTRUP, E., 2007, *Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map — With an example from Liden, central Sweden*, *Geomorphology* (in press, corrected proof)
- HÄBERLING, C., HURNI, L., 2002, *Mountain cartography: revival of a classic domain*, *Photogrammetry and Remote sensing*, 57, p. 134-158
- ICHIM, I., 1981, *Munţii Stânişoara. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, Bucureşti
- IELENICZ, M., 1972, *Consideraţii privind evoluţia reliefului Carpaţilor de Curbură*, *Analele Universităţii Bucureşti, Geogr.*, 21, Bucureşti, p. 81-88
- IELENICZ, M., 1982, *Modelarea actuală în Carpaţii de Curbură (sectorul Prahova-Oituz)*, *Terra*, 2, p. 16-22
- IELENICZ, M., 2000, *La carte géomorphologique générale 1: 50000*, *Actes de la première Rencontre Franco-Roumaine*, Ed. Universităţii Bucureşti
- KLIMASZEWSKI, M., 1963, *Landform list and signs used in the detailed geomorphological map*, *Problems of Geomorphological Mapping. Geographical Studies*, 46, Warszawa
- KLIMASZEWSKI, M., 1982, *Detailed geomorphological maps*, *ITC Journal*, 1982, 3, , p. 265-271
- KLIMASZEWSKI, M., 1990, *Thirty years of geomorphological mapping*, *Geographica Polonica*, 58, p.11-18
- MAC, I., 1972, *Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt*, Ed. Academiei, Bucureşti
- MARTINIUC, C., 1971, *Legenda hărţilor geomorfologice detaliate*, *Anal. Şt. Univ. Al. I. Cuza, Iaşi, Geogr.*, 17, s. 2, p. 69-77
- MIHAI, B. A., 2005, *Munţii Timişului (Carpaţii Curburii). Potenţial geomorfologic şi amenajarea spaţiului montan*, Ed. Universităţii din Bucureşti
- MIHAI, B.A., ŞANDRIC, I. , 2004, *Relief accessibility mapping and analysis in middle mountain areas. A case study in Postavaru-Piatra Mare-Clabucetele Predealului Mts. (Curvature Carpathians)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38, p. 113-122.
- NICULESCU, GH., 1965, *Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, Bucureşti
- OPREA, R., 2005, *Bazinul montan al Prahovei. Studiul potenţialului natural şi al impactului antropic asupra peisajului*, Ed. Universitară, Bucureşti
- ORGHIDAN, N., 1969, *Văile transversale din România*, Ed. Academiei, Bucureşti
- PECSI, M., 1977, *Geomorphological map of the Carpathian and Balkan regions*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11, p. 3-25
- POPP, N., 1939, *Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova. Studiu Geomorfologic*, *St. Cerc. Geogr.*, SRRG, Bucureşti
- POSEA, GR. ,1962, *Ţara Lăpuşului, Studiu de geomorfologie*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti
- POSEA, GR., 1998, *Suprafeţele de nivelare din Munţii Piatra Craiului-Baiu (Carpaţii de Curbură)*, *Analele Univ. Spiru Haret, Geogr.*, 1, Bucureşti, p. 7-18.
- POSEA, GR., CIOACĂ, A., 2003, *Cartografierea geomorfologică*, Ed. Fundaţiei „România de mâine”, Bucureşti

- POSEA, GR., POPESCU, N., 1964, *Harta geomorfologică generală*, Anal. Univ. București, Seria Șt. Nat., geol.-geogr., 1.
- RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N., 2007, *Geomorfologie aplicată*, Ed. Universității din Suceava
- REYNARD, E., HOLZMANN, C., LAMBIEL, C., PHILLIPS, M., 2005, *Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*. Lausanne : Institut de Géographie, 33 p.
- ROȘU, AL., 1967, *Subcarpații Olteniei dintre Motru și Gilort*, Ed. Academiei, București
- SCHOENEICH, P., 1993, *Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL*. In P. Schoeneich et E. Reynard (Eds), *Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa*. Lausanne : Institut de Géographie Lausanne (coll. « Travaux et recherches » n°9). p.15-24.
- SCHOENEICH, P., REYNARD, E., PIERREHUMBERT, G., 1998, *Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps*. In: K. Kriz (Ed.), *Hochgebirgskartographie Silvretta '98*. Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie 11. 145-153.
- TUFESCU, V., 1937, Dealul Mare-Hârlău. *Observații asupra evoluției reliefului și așezărilor omenesti*, BSRRG, LVI
- UNGUREANU, IRINA, 1978, *Hărți geomorfologice*, Ed. Junimea, Iași
- VÂLSAN, G., 1939, *Morfologia Văii superioare a Prahovei și a regiunilor vecine*, BSRRG, 58, București, p.1-44
- VELCEA, V., 1970, *Differential erosion relief in the Brașov Mountains*, Revue Roum. De Géogr., 14, 1, București, p. 93-97.

**University of Bucharest,
Faculty of Geography**

Les mouvements de terrain dans la région de Mila (Algérie nord-orientale) : impact sur les infrastructures

R. MARMI¹, M. KACIMI², M. BOULARAK¹

Mots clés : Algérie nord-orientale, Bassin versant, Mouvements de terrain, Lithologie, Tectonique, Conditions météorologiques, Infrastructures.

Résumé. Le terrain d'étude fait partie du bassin versant Rhumel-Kébir qui appartient à la zone septentrionale du bassin néogène post-nappes Constantine-Mila.

Ce phénomène se manifeste dans des formations détritiques du Mio-Pliocène et menace sérieusement certaines infrastructures telles que : le Barrage de Béni Haroun, le Viaduc de Oued Dib, des habitations et le réseau routier.

L'objectif principal de notre travail est de contribuer à la connaissance de ces mouvements de terrain sur le plan géologique. L'analyse des causes de ce phénomène met en évidence un certain nombre de paramètres intervenant sur la stabilité des terrains à différentes échelles cartographiques. L'ensemble de ces mouvements prend de l'ampleur de plus en plus avec l'abondance des précipitations. Cependant la tectonique et la lithologie constituent deux facteurs de prédisposition et jouent un rôle non négligeable dans leur évolution. Ces facteurs constituent des signes précurseurs d'instabilité dont les décideurs auraient pris en considération pour l'implantation de tout projet d'aménagement. Leurs conséquences socio-économiques pourraient être catastrophiques et entraîneraient des pertes préjudiciables à l'économie nationale. Les travaux géologiques (hydrologie, tectonique, cartographie lithologique de détail, analyse morpho-structurale, etc ...) permettront de cartographier les zones potentiellement instables à travers tout le bassin versant.

I. Introduction

Le Constantinois, particulièrement sa partie septentrionale, se caractérise par une sismicité importante et par conséquent des mesures appropriées sont prises en compte lors de la réalisation de grands ouvrages d'art. Dans la région étudiée, les risques naturels tels les mouvements de terrain, sont assez fréquents et pourraient entraîner des pertes préjudiciables à l'économie nationale. Une cartographie, à différentes échelles, reste à réaliser afin d'assurer une meilleure prise en charge de ces phénomènes.

L'étude entreprise dans la région de Mila s'est basée sur des investigations de terrain qui ont permis de caractériser les trois sites affectés par les glissements (Oued El Kaim, Beni Haroun et Sibari) aussi bien sur le plan géologique, tectonique qu'hydrogéologique. L'objectif de l'étude est l'estimation de l'ampleur de ces mouvements de terrains, de leur genèse ainsi que leur impact sur les différentes infrastructures environnantes.

II. Situation géographique

La région d'étude se localise entre les latitudes $36^{\circ} 15' - 36^{\circ} 35'$ et les longitudes $6^{\circ} 10' - 6^{\circ} 20'$.

Le barrage de transfert de Oued Kaim est situé au Sud Ouest du village de Sidi Khelifa, sensiblement aux coordonnées $X = 820,500 \text{ Km}$, $Y = 343 \text{ Km}$. Le barrage de Beni Haroun se trouve à l'aval de la confluence du Rhumel et de Oued Endja, à environ 4 Km au Nord de la ville de Sidi Merouane, au point de coordonnées Lambert $X = 820 \text{ Km}$, $Y = 369 \text{ Km}$ (fig. 1).

III. Cadre géologique

La région d'étude fait partie de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale.

Elle constitue une zone charnière entre, au Nord, le domaine interne allochtone, caractérisé par des nappes de charriages, à vergence sud, en relation avec une tectonique compressive polyphasée Cénozoïque (Marmi et Guiraud, 2006) et au Sud le domaine parautochtone où s'installe le bassin néogène post-nappes constantinois (Coiffait, 1992).

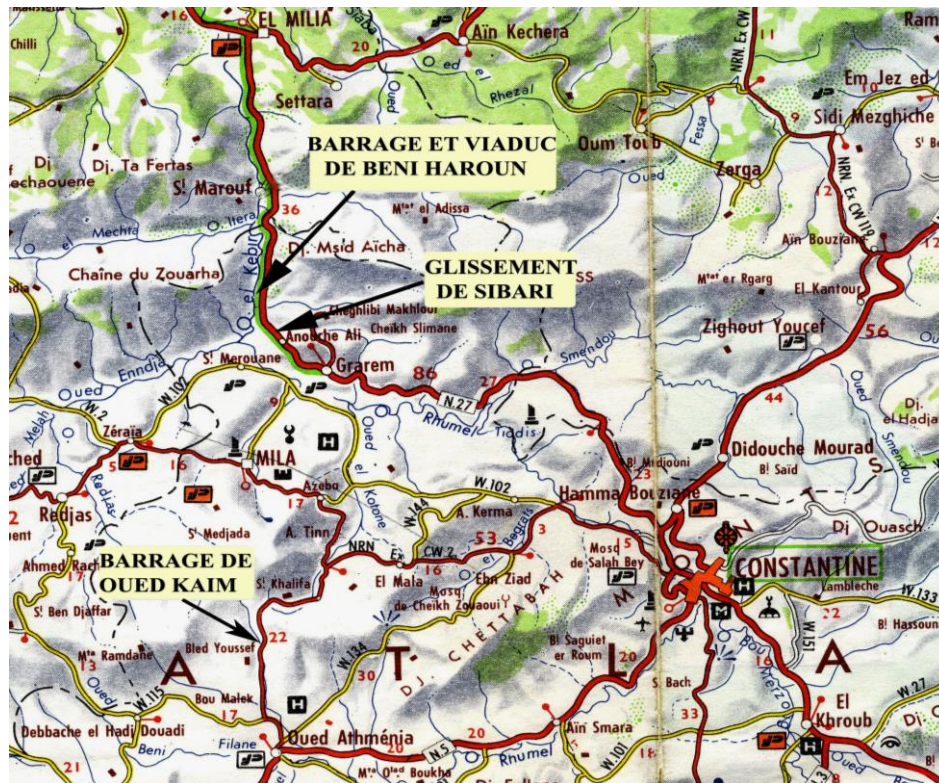


Fig.1 Localisation géographique de la région d'étude

Les formations géologiques comprennent un ensemble inférieur essentiellement carbonaté, le substratum, d'âge crétacé à éocène et une couverture discordante constituée de dépôts continentaux à dominante détritique du Mio-Pliocène (fig. 2).

Sur le site de Oued El Kaim affleure à la base une séquence détritique argilo-gréseuse renfermant de minces niveaux riches en matière organique (lignite) de milieu lagunaire. Une couverture à dominante carbonatée, lacustre, constitue l'ensemble supérieur (fig. 3).

Le site de Beni Haroun-Sibari se caractérise par des formations carbonatées du Sénonien supérieur – Paléogène, surmontées en discordance par des dépôts argilo-gréseux du Mio-Pliocènes (fig. 4).

IV. Hydrogéologie

La région d'étude appartient au bassin versant Kebir - Rhumel (bassin n° 10) d'une surface de 8815 Km², qui reçoit des précipitations moyennes annuelles de 582 mm (Mebarki, 2005). Il est drainé par deux principaux oueds : Oued Rhumel et Oued El Kebir. Le chevelu hydrographique est éparse en amont et devient de plus en plus dense vers l'aval.

Les deux secteurs Beni Haroun et Oued El Kaim se caractérisent par deux aquifères différents :

- un aquifère superficiel dans les formations du Mio-Pliocène.
- un aquifère profond lié aux formations à dominante carbonatée du Jurassique - Crétacé pour Oued El Kaim et du Sénonien à éocène pour les formations de Beni-Haroune.

a - Oued El Kaim : C'est un barrage de transfert de eaux de Beni Haroun, il servira à alimenter 05 wilayas de l'Est algérien. La longueur de la digue est de 600 m, avec une capacité de stockage de 33,6 hectomètres cubes. Le bassin de Ouled El Kaim situé sur la partie amont du grand bassin de Kebir – Rhumel, est drainé sur sa partie Nord par Oued Kaim qui prend sa naissance sur le flanc Sud du Djebel Lakhal (la source de Ras El MA) à la cote 1030 m. Il reçoit sur ses rives quelques ruisseaux d'importance minime avant de se jeter dans le Rhumel.

b - Beni Haroune : le site du barrage de Beni Haroun est situé à l'aval de la confluence de 02 Oueds important à l'Est le Rhumel qui prend sa source en amont de Constantine et à l'Ouest Oued Endja qui prend sa source au environ de Djemila. La capacité de réserve est d'environ 960 millions de m³ pour une digue de 710 m de longueur et 120 m de hauteur.

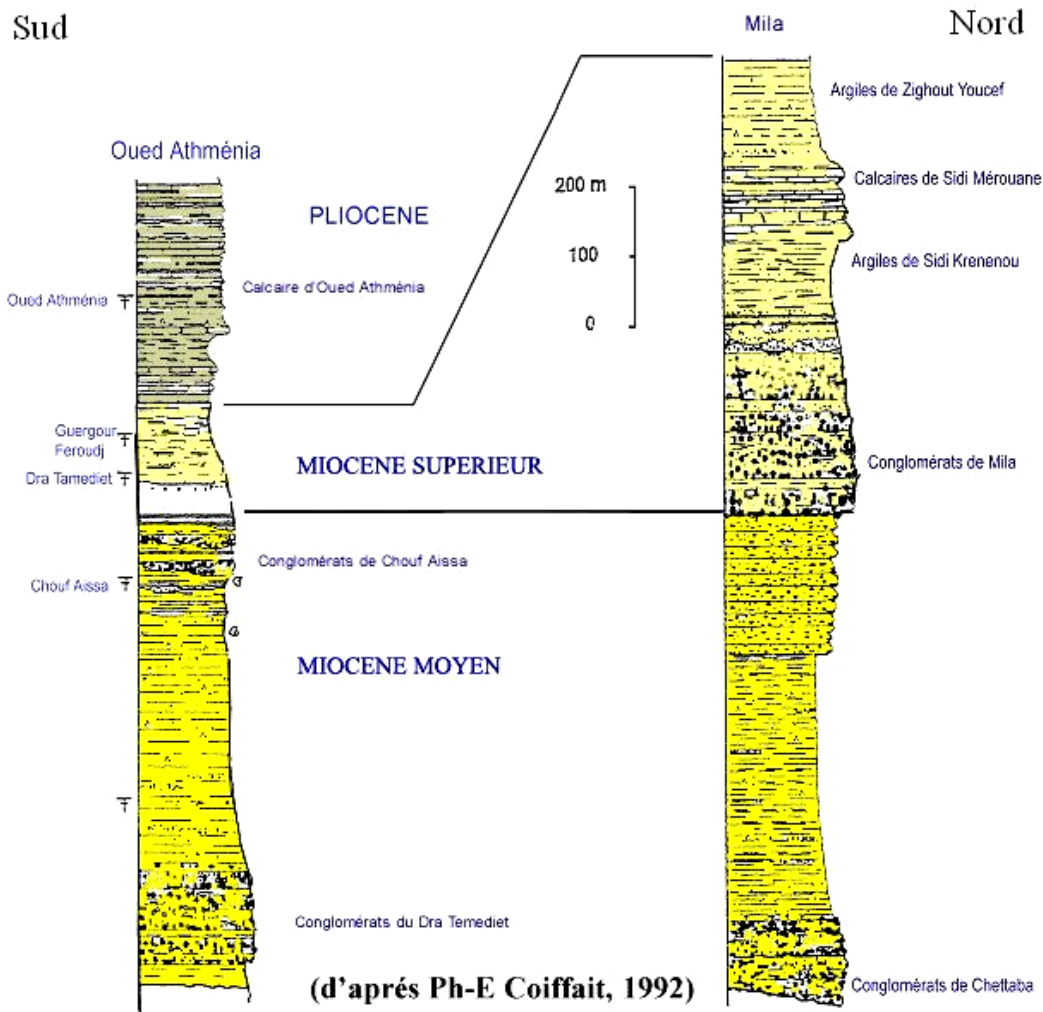


Fig. 2 Log litho-stratigraphique du bassin versant Rhumel-Oued Kebir (zone aval)

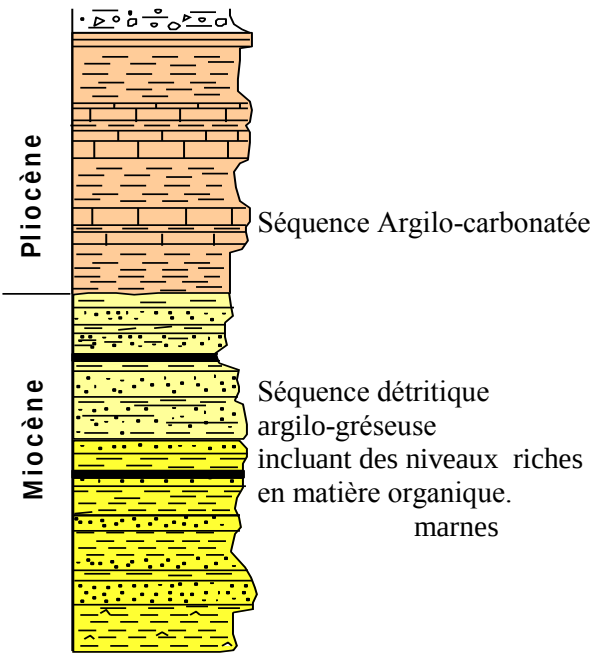


Fig. 3 Log litho-stratigraphique du site du barrage de Oued EL Kaim.

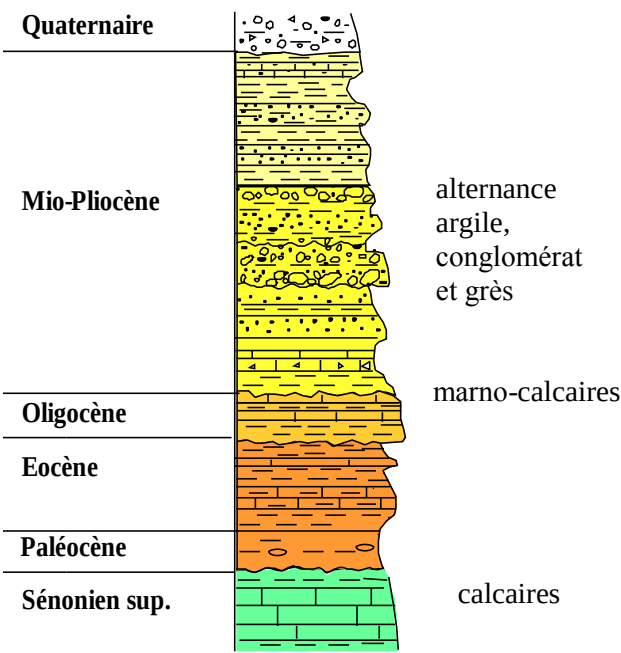


Fig. 4 Log litho-stratigraphique du site Beni Haroun-Sibari

V. Aperçu structural

La région d'étude est affectée par deux couloirs de failles : (i) un premier couloir orienté globalement N-S (N 10° E, fig. 5) dont un accident longe Oued Kaim vers le Sud et suit Oued El Kebir au Nord, (ii) un deuxième avec une direction sensiblement E-W, perturbant les accidents subméridiens, dont une grande faille passe à quelques Km au Sud du barrage de Beni Haroun.

Dans le secteur de Oued Kaim, apparaissent des failles de direction N 110 – 115° E et N 60 – 70° E avec de faibles rejets. Les formations carbonatées du Pliocène sont ployées, en une structure anticlinale d'axe globalement E – W et fortement fracturées.

Le secteur de Beni Haroun se caractérise par une tectonique intense où s'observent des failles, N 60 – 70° E, E – W et N 110 – 120° E, sur la rive droite du Kebir et à proximité de l'ancrage de la digue.

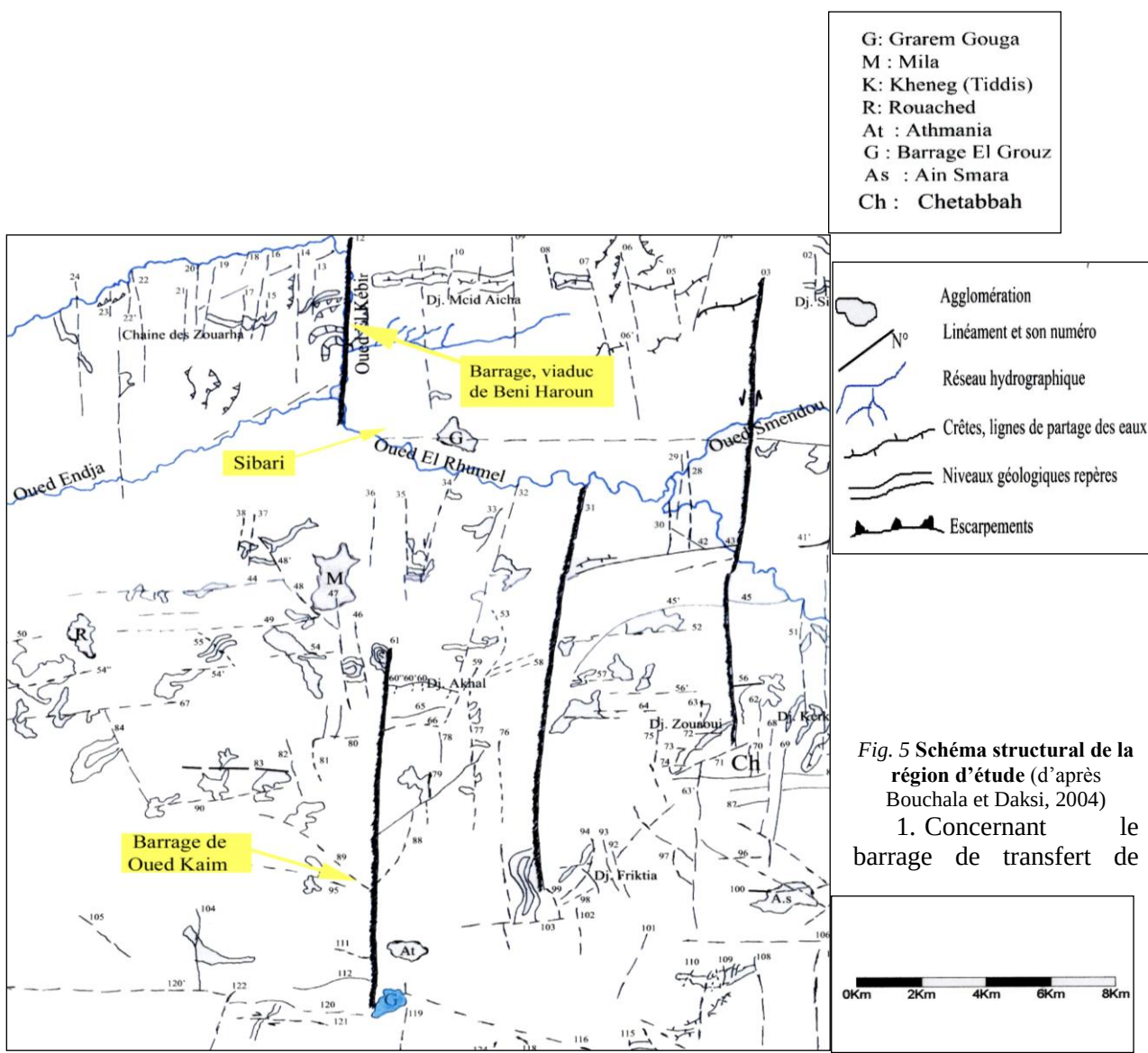
Un nœud de faille se localise au niveau de la culée Sud du viaduc de Oued Dib, où s'intersectent

des failles de directions N 70° E, E – W et N 130 – 140° E.

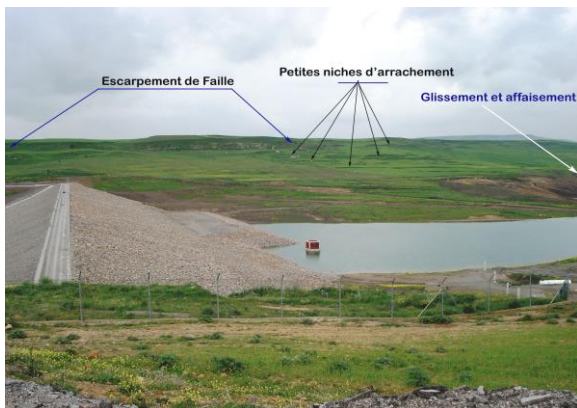
VI. Les glissements de terrains

Sous l'expression générique «glissements de terrain» sont regroupés les phénomènes d'instabilité des terrains des trois secteurs d'études Oued El Kaim, Beni Haroun, Sibari.

Les sites affectés par les glissements de terrain se trouvent dans les environs de Constantine et de Mila. Ces glissements prennent de plus en plus de l'ampleur avec le temps. En fonction de la vitesse des mouvements durant les phases d'instabilité majeure, de la désorganisation des terrains et des surfaces de ruptures, ils entraîneraient des effets dommageables graves sur les infrastructures tel que les barrages de Oued El Kaim et Beni Haroun ainsi que le viaduc si des travaux de confortation ne sont pas réalisés.



Oued El Kaim, la cartographie de l'aléa regroupe la rive droite et la rive gauche. Le glissement observé sur la rive gauche le long d'une surface de rupture par cisaillement correspond à une discontinuité préexistante (faille). Cette dernière est probablement à l'origine de ce glissement. Par contre pour la rive droite, le mouvement est engendré par l'action de la gravité et de forces extérieures dues au déblaiement des argiles, au pied du versant, ayant servies pour la construction de la digue (photos ci-contre).



2. En ce qui concerne les glissements de Beni Haroune (aval de la digue, longeant la route nationale n° 27, et la culée Sud du viaduc de Oued Dib) leur genèse serait en étroite relation avec la tectonique. En effet une faille recoupe la chaussée et constitue le seuil limite du déplacement de la masse en mouvement. Selon la géométrie de la surface et le milieu qui est rocheux le mouvement est probablement au long d'une surface sensiblement plane (glissement plan). Quant à la culée sud du viaduc, un nœud de failles de directions E-W, N-S, NW-SE et NE-SW est mis en évidence à partir de photos aériennes, ajouté à cela des déblais stockés à l'endroit ayant reçu les semelles de la culée (photos ci-contre).



3. Le site de Sibari est un versant à pente relativement faible, présentant une surface moutonnée caractéristique d'un terrain instable. Le glissement se manifeste en contre bas de la route (nationale n° 27) dont la zone de rupture se positionne suivant une direction de faille orientée globalement N 130° E. Toujours au même endroit, les formations calcaires du Mio-Pliocène constituent un aquifère perché, qui est drainé par la faille limitrophe du glissement. La masse déplacée prend naissance en amont par l'apparition d'une niche d'arrachement pluri-métrique et évolue en aval sous forme de « cône de déjection » de profil convexe. En effet la présence d'une source d'eau en amont du glissement, facteur catalyseur, vient s'ajouter à d'autres aléas. Les maisons englouties ne sont que la conséquence en aval du glissement de terrain qui a évolué en coulée boueuse (photos ci-contre).



VII. Conclusion

L'ensemble des sites étudiés se caractérise essentiellement par des formations hétérogènes détritiques, à dominante argilo-silteuse, conjuguées à d'autres facteurs, favoriseraient des mouvements de terrain.

De nouvelles failles, probablement actives, sont mises en évidence, et semble être à l'origine avec les phénomènes de glissements.

Les facteurs générateurs des mouvements des masses sont divers. Nous estimons que dans notre cas, la tectonique, la lithologie, l'eau et l'action anthropique jouent un rôle fondamental dans l'instabilité des terrains. Certains glissements ont causés des dommages importants aux infrastructures (routes, habitations etc..) dans la région.

VIII. Recommandations

Dans un souci de prévention et de prévision, il est impératif d'entreprendre une investigation approfondie du phénomène et d'assurer un suivi rigoureux de tous les sites vulnérables

Concernant certains glissements de terrain, un système de drainage et de captage des sources en amont s'avère nécessaire.

Un reboisement, du pourtour du lac afin de palier à son envasement et à d'éventuels glissements contribuerait à stabiliser les pentes.

Une approche multidisciplinaire et multiscalaire concernant les sites retenus, est fondamentale avant l'implantation de tous projet futur d'aménagement.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOUCHALA B. et DAKSI M.Y. (2004): Particularités géologiques et géomorphologiques de la région de Oued El Kaim (Constantinois, Algérie nord-orientale). Mem. Ing. en geologie structurale, Univrsité de Constantine, 67p., 2 pl. h.t.
- COIFFAIT Ph.-E. (1992): Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). Thèse ès Sciences, Université H. Poincaré, Nancy I, France, 502 p.
- MARMI R., GUIRAUD R. (2006): End Cretaceous to Recent Polyphased compressive tectonics along the « Môle Constantinois » and foreland (NE Algeria). Journal of African Earth Sciences, 45, 123-136.
- MEBARKI A. (2005): Hydrologie des bassins de l'Est Algérien. Ressource en eau, aménagement et environnement. Thèse d'état, Université de Constantine, Algérie 360 p.

¹ Laboratoire « Géologie et Environnement », Département des Sciences de la Terre Université de Constantine, 25000, Algérie.

² Département de Géologie, Université de Sétif, 19000, Algérie

Evaluarea modificărilor contemporane ale albiei râului Prut pe granița românească

Maria RĂDOANE, Nicolae RĂDOANE, Ionuț CRISTEA, Dinu GANCEVICI-OPREA

Cuvinte cheie: tipuri de albie, meandrare, variabilitate morfometrică, secțiuni transversale, aggradare, degradare
Key words: river channel typology, meandering, morphometrical variability, cross sections, aggradation, degradation.

Abstract: Assessment of contemporary river channel changes of the Prut River on the Romanian side. The main idea of our study are: typological setting of the Prut river channel, morphometrical variability of the floodplain and river channels, changes of the river cross sections in the longitudinal profile. Several variables were systematically measured (width, sinuosity index, meander morphometry, bed level changes, together with water and sediment transport) along over 900 km of river. The Stânca-Costești Reservoir is the most important controlling factor of the contemporary channel changes: the Prut River is a sinuous to meandered river upstream the Stânca-Costești Reservoir and meandered and very meandered downstream; within the cross section, bed aggradations are dominant upstream of the reservoir and a successive bed degradation – aggradation features the downstream sector of the reservoir. On the whole, river bed degradation is important because of the flow regulation.

1. Introducere

Odată cu derularea proiectului proiectului „Managementul și securitatea ecologică a resurselor naturale din bazinul hidrografic de graniță al Prutului” finanțat prin programul național CEEX și cercetările geomorfologice asupra albiei râului Prut au devenit mai complexe. După analiza materialului de albie în lungul râului Prut, între Oroftiana de Sus și Galați (Rădoane et al., 2007), în această lucrare avem drept preocupare centrală modificările la nivelul configurației în plan și în secțiune transversală a albiei minore între aceleași limite geografice.

Din punct de vedere geomorfologic putem aprecia că de-a lungul timpului albia râului Prut nu a fost luată în studiu în mod sistematic pentru a identifica ratele de eroziune laterală, de eroziune în adâncime, relațiile geometriei hidraulice, morfologia efemeră și perenă a albiei, tendințele de evoluție a traseului albiei așa cum au fost studiate cele mai importante râuri din România (Hâncu, 1976; Panin, 1976; Bondar et al., 1980; Duma, 1988; Ichim et al., 1979; Ichim, Rădoane, 1990; Amăriucăi, 2000; Popa-Burdulea, 2007; Rădoane et al., 2007). Există însă aprecieri calitative și cartări geomorfologice asupra teraselor fluviale și albiei majore în tezele de doctorat cu caracter regional care au ajuns și în valea Prutului (Băcăuanu, 1968; Sficlea, 1972;

Condorachi, 2006). În prezent avem acces și la studiile realizate de geografi din Republica Moldova, cele mai recente găzduite de revistele editate de Academia Română (2004 – 2005).

În acest context, a fost o adevărată provocare realizarea bazei de date de geomorfologie fluvială asupra unui râu de dimensiunile Prutului a cărui bazin se desfășoară pe cuprinsul a trei state. Baza de date este departe de a fi încheiată, dar considerăm că observațiile și concluziile preliminare obținute până în prezent în acest stadiu au consistența necesară pentru elaborarea unei lucrări. Astfel, principalele idei în jurul cărora se constituie analiza noastră sunt:

- încadrarea tipologică a albiei râului Prut,
- variabilitatea morfometrică a albiei minore și majore a râului,
- dinamica secțiunilor transversale în lungul râului.

2. Zona de studiu

Descrierea generală a zonei de studiu a fost realizată în articolul precedent găzduit de Revista de Geomorfologie (Rădoane et al., 2007). Totuși, trebuie reamintite unele date și caracteristici ale bazinului și râului care se vor corela cu parametrii abordați în această lucrare. Astfel, râul Prut își are obârșia în Carpații Păduroși pe teritoriul Ucrainei.

Până la localitatea Oroftiana de Sus are o lungime de 235,7 km, o pantă medie de 6,4 m/km și un bazin hidrografic de 8241 km². Între Oroftiana și confluența cu Dunărea, pe o lungime de 946 km, Prutul se constituie râu de frontieră între România, pe de o parte, Ucraina și R. Moldova, pe de altă parte. Suprafața totală a bazinului râului Prut este de 28 463 km², iar pe teritoriul României măsoară 10 999 km².

Bazinul hidrografic al Prutului se suprapune unei zone cu o îndelungată evoluție geologică. Rocile în care albia este adâncită au caracter dominant friabil, caracteristic Platformei Moldovenești. Constituția petrografică este reprezentată în general prin argile și marne cu alternanțe nisipoase, la care se adaugă și unele

orizonturi subțiri de calcare oolitice, gresii calcaroase, conglomerate, pietrișuri, cinerite andezitice. Excepție fac depozitele cenomaniene care afloră în malurile râului în sectorul Rădăuți Prut - Mitoc și reprezintă cele mai vechi depozite geologice ce apar la zi în cuprinsul Podișului Moldovei. Ele sunt alcătuite în principal din calcare marnoase și cretoase în care apar concrețiuni de silex, sub care urmează gresii și nisipuri glauconitice. Depozitele acestea apar pe grosimi de câteva zeci de metri, dar duritatea lor a influențat tipologia și dinamica albiei minore, așa cum vom vedea. În restul văii Prutului faciesul sedimentar este unul argilo-marnos, în partea mijlocie și unul nisipos în jumătatea sudică.

Tabel 1. Date asupra morfometriei bazinului hidrografic și a scurgerii lichide ale râului Prut

Secțiunea	Suprafața bazinului, km ²	Distanța de la izvor (km)	Debite lichide medii multianuale Q, m ³ /s	DEBITE SOLIDE ÎN SUSPENSIE MEDII MULTIANUALE QS, KG/S
Cernăuți	6 890	193,30	73,62	
Rădăuți - Prut	9 215	290,43	78,03	55,06
Stânca	13 099	389,06	81,57	2,28
Ungheni	21 515	572,74	86,81	22,74
Drânceni	22 883	665,68	101,76	29,85
Fălciu	25 214	792,14	103,43	
Oancea	28 463	865,43	85,30	20,11

În 1978, în dreptul localităților Stânca-Costești, amonte de confluența Bașului cu Prutul, a fost dat în exploatare barajul cu același nume, înalt de 43 m și o lungime a coronamentului de 300 m. Barajul de greutate, cu nucleu intern de argilă a permis acumularea unui volum de 1290 milioane m³ apă a cărei suprafață este de 7700 ha. Folosința lacului este multiplă, pentru atenuarea viiturilor, alimentarea cu apă, irigații, producerea de energie electrică, pescuit. Marea majoritate a resurselor de apă ale Prutului se formează în regiunile carpatice și subcarpatice de pe teritoriul Ucrainei. Debitele lichide și solide medii multianuale sunt determinate, pe perioade cuprinse între 1975 și 2006 la 5 posturi hidrometrice pe teritoriul României. În tabelul 1 am redat și informațiile de la postul hidrometric Cernăuți, pe teritoriul Ucrainei.

3. Metodele de lucru

Pentru caracterizarea geomorfologică a albiei râului Prut am avut în vedere constituirea unei baze de date morfometrice cu referire la trăsăturile întregului șes aluvial al râului, creație de cea mai

recentă vârstă și, în același timp, supusă schimbării proceselor fluviale într-un ritm mai accentuat decât alte zone. Constituirea acestei baze de date a necesitat definirea parametrilor morfometrici și măsurarea efectivă a lor. Astfel, am realizat :

- măsurători morfometrice asupra albiei majore (sau șesul aluvial care reprezintă zona cuprinsă de o parte și alta a Prutului, cu altitudini mai mici de 10 m). Șesul aluvial este format din fâșia activă a albiei (banda de migrare liberă a râului), din terasele de 2 m, 4 m, 5 m – 7 m. Pe suprafața șesului se păstrează urmele vechilor trasee ale albiei minore sub formă de bucle de meandru abandonate;

- pe suprafața șesului aluvial (care poate fi acoperit de ape la debite excepționale cu perioade de recurență de 500 ani) sunt localizate așezări omenești și căi de comunicație. Umanizarea relativ mare a șesului Prutului a fost posibilă datorită construcției digurilor de apărare pe toată lungimea lui. Din punctul nostru de vedere structurile antropogene sunt expuse riscului de inundație și de eroziune laterală la evenimente excepționale, situație în care digurile de protecție cedează. Pentru aceasta am măsurat distanțele de la albia

minoră a râului până la obiectivul social-economic de pe șesul râului ;

- în unele sectoare, albia Prutului atinge versantul văii sau a teraselor mai înalte, zonă pe care am cartografiat-o funcție de procese geomorfologice active (alunecări, prăbuși, rostogoliri, ravenație etc) ;

- măsurătorile morfometrice au fost realizate pe principiul secționării transversale a văii, fiecare

secțiune perpendiculară pe râu a fost separată de următoarea la o distanță de 1 km. Secțiunile au primit un număr de ordine pe care l-am inserat într-un tabel. Măsurătorile nu au fost limitate de frontiera de stat. Materialele cartografice de care am dispus ne-au permis o abordare integrală a văii Prutului, fără să fim împiedicați de considerente geopolitice.

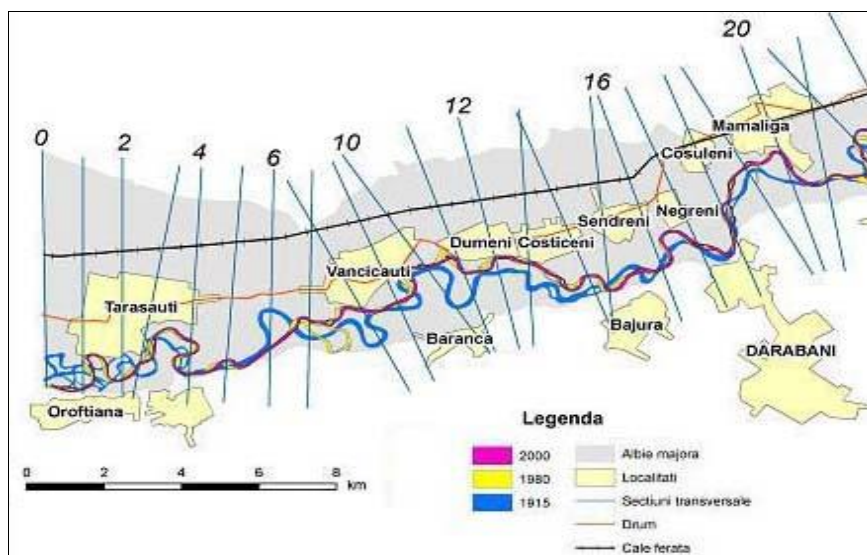


Fig. 1. Model de secționare a văii pentru măsurarea variabilelor morfometrice, pe malul stâng (Ucraina sau Republica Moldova) și pe malul drept (România).
Sunt redată mai multe poziții ale albiei minore a Prutului în etape diferite de timp.

- baza de date morfometrice obținute s-a constituit într-un tabel (tabel 2) în care pe orizontală sunt redată variabilele morfometrice, iar pe verticală valorile luate pentru fiecare secțiune transversală. Astfel de măsurători s-au realizat între Oroftiana de Sus și Fălciu.

- un alt set de măsurători se referă la tipul de meandre ale râului Prut, dimensiunea lor, forma buclelor pentru a obține indicii privind rata lor de migrare. Parametrii măsuțați sunt cei consacrați în geomorfologia fluvială și se referă la lungimea de undă, amplitudinea meandruului, raza curbării. Buclele de meandru au fost numerotate în lungul râului așa cum se indică pe schița din fig. 2 iar datele rezultate au fost incluse într-un tabel asemănător celui din medalion.

O altă categorie de investigații a fost în legătură cu identificarea poziției meandrelor râului Prut în momente de timp din trecut folosind materiale cartografice din 1915, 1980 și 2000. Hărțile topografice au fost prelucrate cu ajutorul softului GIS – ArcView 3.2 în vederea aducerii lor în proiecție Stereo 70. Pentru hărțile în proiecție Gauss Kruger, procedeul a constat în transformarea

coordonatelor geografice a colțurilor foilor de hartă în coordonate Stereo 70 și reproiectarea acestora în noua proiecție. În schimb, pentru hărțile austriece din 1915, procedeul de aducere în același plan a constat în suprapunerea unor puncte comune între acestea și hărțile aflate în coordonate, cum ar fi poduri, biserici, intersecții de drumuri, cote. Astfel, s-au stabilit 460 secțiuni transversale, de la 1 până la 318 amplasate la intervale de 1 km în lungul axului văii, iar de la 318 la 460, amplasate la intervale de 2 km.

Datele au fost prelucrate sub forma frecvenței de distribuție a claselor de valori și vizualizate în funcție de poziția lor în lungul râului, în timp ce pentru studiul comportamentului râului ca întreg sau la nivel de sector reprezentativ de albie, s-a operat cu valori medii ale acelorași parametri. Pentru caracterizarea cursului de apă s-au utilizat ca indicatori indicii de sinuozitate (utilizat în determinarea tipurilor de albie întâlnite în lungul râului, dar și pentru surprinderea unor tendințe de evoluție la scară mai mare) și indicii de împletire. Indicii de sinuozitate s-a determinat pentru canalul principal de scurgere prin raportarea

lungimii albiei minore la coardă în cazul buclei de meandru, respectiv, a lungimii albiei minore la lungimea de undă, pentru meandru. Valorile mai mici de 1,5 (Leopold, Wolman, 1957) încadrează

sectorul de râu în categoria tipului de albie sinuoasă, iar valorile mai mari sau egale de 1,5 sunt asociate sectoarelor de albie meandrată.

Tabelul 2. Extras din Baza de date privind morfometria șesului aluvial și evaluarea expunerii la risc a acestuia: S (partea stângă a râului)=Ucraina sau Republica Moldova; D (partea dreaptă a râului)=România

Nomenclatura hartii topografice 1:25 000	Nr. secțiune	Latimea albiei minore Lam(m)	Latimea albiei majore fata de Prut Lmaj(m)		Lungimea pe rau Lr (m)	Lungimea a linie dreapta rau, Ld (m)	Indice sinuozitate IS=Lr/Ld	Distanța până la localitate (m)		Distanța până la șoseaua națională (m)		Distanța până la calea ferată (m)		Observații
			D	S				D	S	D	S	D	S	
L-35-137-B-c	0	60	0	-6250	0	0	0.000	0	0	0	-1900	0	-3700	
	1	60	750	-6500	1000	1000	1.000	0	-1	0	-1900	0	-4000	
	2	53	1000	-5500	1000	850	1.176	0	-100	0	-1125	0	-3125	
	3	70	450	-6400	1000	750	1.333	0	-250	0	-1750	0	-3500	
	4	80	650	-5350	1000	825	1.212	0	-500	0	-2075	0	-3750	
L-35-137-B-d	5	50	1600	-4300	1000	975	1.026	0	-450	0	-850	0	-2550	
	6	70	1550	-4000	1000	750	1.333	0	-450	0	-1000	0	-2700	
	7	90	500	-4575	1000	525	1.905	0	-1000	0	-1500	0	-3125	
	8	70	150	-5050	1000	580	1.724	0	-1500	0	-2050	0	-3700	
	9	60	100	-4670	1000	900	1.111	0	-2000	0	-2000	0	-3650	L=800 m, contact dir. cu versantul
	10	78	80	-4500	1000	850	1.176	0	-1650	0	-1650	0	-3350	id
	11	90	450	-3400	1000	1000	1.000	0	-1050	0	-1100	0	-2750	
	12	90	750	-2750	1000	850	1.176	0	-900	0	-950	0	-2700	
	13	70	1200	-3000	1000	870	1.149	0	-40	0	-750	0	-2500	
	14	85	1025	-3375	1000	975	1.026	0	-570	0	-800	0	-2700	
	15	95	1550	-3100	1000	800	1.250	1475	-60	1475	-700	0	-2250	L=200 la 40 m de localitate
	16	95	2050	-2600	1000	600	1.667	2000	-375	2000	-350	0	-1400	id
	17	110	2325	-2650	1000	900	1.111	2200	-70	2200	-70	0	-1300	
	18	70	1700	-3350	1000	850	1.176	1675	-350	1675	-825	0	-2000	
	19	70	1575	-3100	1000	900	1.111	0	-30	0	-500	0	-1750	

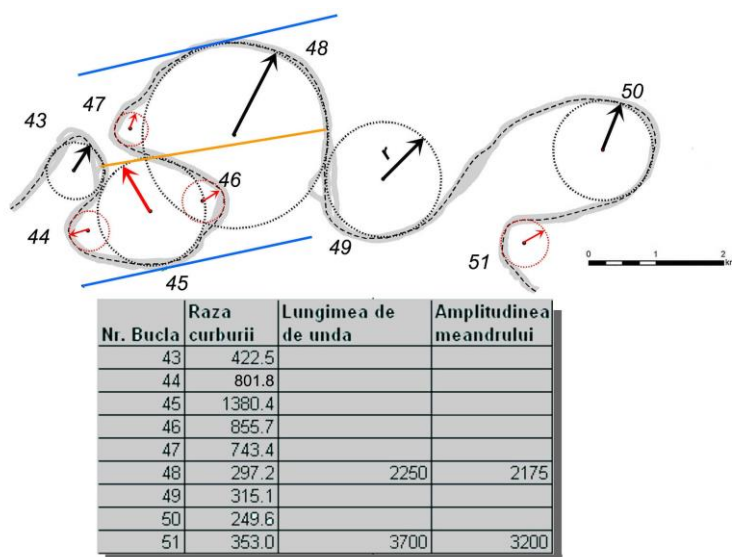


Fig. 2. Schiță pentru ilustrarea modului de măsurare a meandrelor

Pe lângă datele de morfometrie a albiei minore și majore, ne-am preocupat și de identificarea dinamicii secțiunii transversale a albiei râului Prut. Pentru aceasta am folosit datele de măsurători din secțiunile posturilor hidrometrice Rădăuți Prut, Stâncă, Ungheni, Prisecani, Drânceni, Fălciu și Oancea. Modificarea albiei de râu a fost corelată cu transportul de apă și sediment în lungul râului așa cum au fost măsurate la posturile hidrometrice menționate, în perioada 1975 - 2006.

4. Rezultate și discuții

4.1. Variabilitatea morfometrică a șesului aluvial și evaluarea expunerii la risc

O primă observație este în legătură cu variabilitatea morfometrică a șesului aluvial al Prutului în profil longitudinal. Aceasta ne oferă o constatare preliminară asupra desfășurării culoarului văii Prutului de o parte și alta a râului, de unde și unele implicații geopolitice ale probabilității de migrare albiei. Reprezentarea grafică a datelor pentru 650 km măsurați în linie dreaptă pe râu după intrarea în țară (fig. 3) arată că distribuția lății albiei majore este alternativă în lungul direcției de curgere, fenomen legat de caracterul oscilatoriu al curgerii apelor de râu. Albia majoră este o creație a râului ce o traversează și i se imprimă aceleași caracteristici ca și cele ale albiei minore. Dacă albia minoră este meandrată, sunt toate șansele ca și albia majoră să fie la fel. Ceea ce se confirmă în tot lungul râului Prut.

Între localitățile Darabani și Stâncă, albia Prutului este de tip încătușat, cu maluri abrupte în care apar la zi rocile mai dure ale cenomanianului Platformei Moldovenești. Așa se explică dispariția aproape totală a șesului aluvial și apariția aici a barajului și lacului Stâncă-Costești. În avale, se instituie unde largi, alternative pe o parte sau alta a râului. Lățimea albiei majore variază între 6 km la intrarea în țară, se îngustează la câțiva metri în zona de traversare a stratelor de roci dure, după care lățimea crește din nou până la maximum 9 km avale de Iași. Spre avale, lățimea se menține în jurul a 4 – 5 km.

În cuprinsul șesului aluvial se află numeroase așezări omenești și infrastructura legată de acestea (în principal, șosele și căi ferate). În cazul unor evenimente hidrologice deosebite cu asigurare de 0,5% și 1 %, digurile de protecție pot ceda și respectivele obiective pot fi afectate direct. Cu cât distanța de la albia minoră la respectivul obiectiv este mai mică, cu atât și riscul natural este mai mare. Distribuția localităților și a infrastructurii urmărește îndeaproape extinderea șesului aluvial: amonte de lacul Stâncă-Costești cea mai mare densitate și extindere a arealelor locuite se află pe teritoriul Ucrainei, iar avale de barajul Stâncă – Costești, umanizarea șesului este cea mai mare pe partea românească a Prutului. Mai ales între km 250 și km 500, în relație directă cu extinderea șesului, există numeroase localități cu o populație importantă de oameni. În consecință, și riscul de a fi afectate de un eveniment natural excepțional este mai mare.

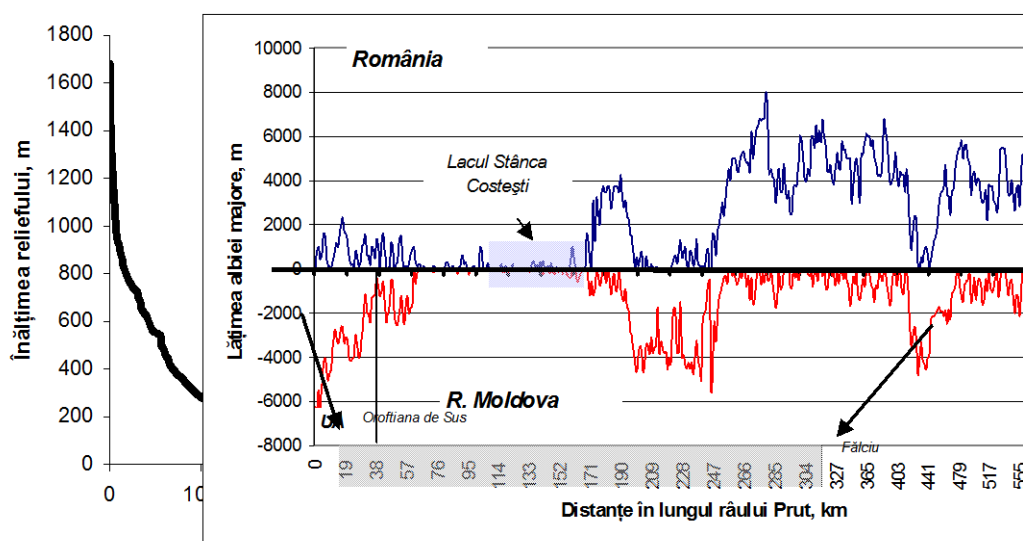


Fig. 3. Variația albiei majore a râului Prut în direcția de curgere a râului (sectorul între Oroftiana de Sus și Oancea). Poziția sectorului studiat în cadrul profilului longitudinal al râului Prut este redată prin banda gri

4.2. Variabilitatea albiei minore a râului Prut în profil longitudinal

O atenție deosebită am acordat morfologiei albiei minore și încadrarea tipologică a acesteia întrucât, se știe, tipul de albie este în strânsă relație cu stabilitatea albiilor. Astfel, ne-am propus să identificăm acei parametri care descriu categoria de albie la care aparține sectorul sau râul analizat: *rectiliniară, sinuoasă, meandrată și împletită*. În funcție de acestea se determină o serie de parametri morfometrici, ca de exemplu: lățimea albiei, lungimea de undă a meandrelor sau lungimea dintre două noduri de împletire, amplitudinea meandrării sau a împletirii; baza de curbură a buclilor de meandru; înălțimea malurilor; coeficientul de sinuozitate sau împletire, dinamica albiei funcție de forma lor, să se identifice corect lungimea de undă sau spațierea vad - vad și vad - adânc.

Râurile în mediul climatic temperat formează un continuum de tipuri de albie, cele mai multe sunt albie unitare, drepte, sinuoase și meandrate și mai puțin morfologii tranziționale între albie sinuoase și albie împletite. Principalele tipuri de

albie sunt derivate din clasificările propuse de Schumm (1985) și Church et al. (1992) și pe acestea le-am urmărit în studiul nostru.

În relație directă cu aceste clasificări ne-am preocupat să identificăm care este variabilitatea principalilor parametri ce descriu forma albiei, respectiv, lățimea albiei minore și indicele de sinuozitate. În fig. 4 variația acestor parametri este prezentată în lungul râului Prut, la care am adăugat și variația materialului de albie. Astfel, putem observa că amonte de lacul Stâncă – Costești, albia râului Prut se încadrează în tipul *sinuos, cu ostroave laterale*, în condițiile unui pat aluvial format în principal din pietriș, cu o lățime a albie între 60 m și 180 m. Avale de lac, albia minoră tinde spre o creștere a sinuozității până la valori de aproape 7 (în situația meandrelor tip „gât de gâscă”) și o scădere a lățimii albiei minore la sub 70 m. În aceste condiții tipul de albie este puternic *meandrat*, în condițiile unui transport solid format din aluviuni fine și un perimetru alcătuit din materiale nisipoase și argilo-prăfoase. În consecință, rezistența malurilor este mai mare și albia tinde să se adâncească.

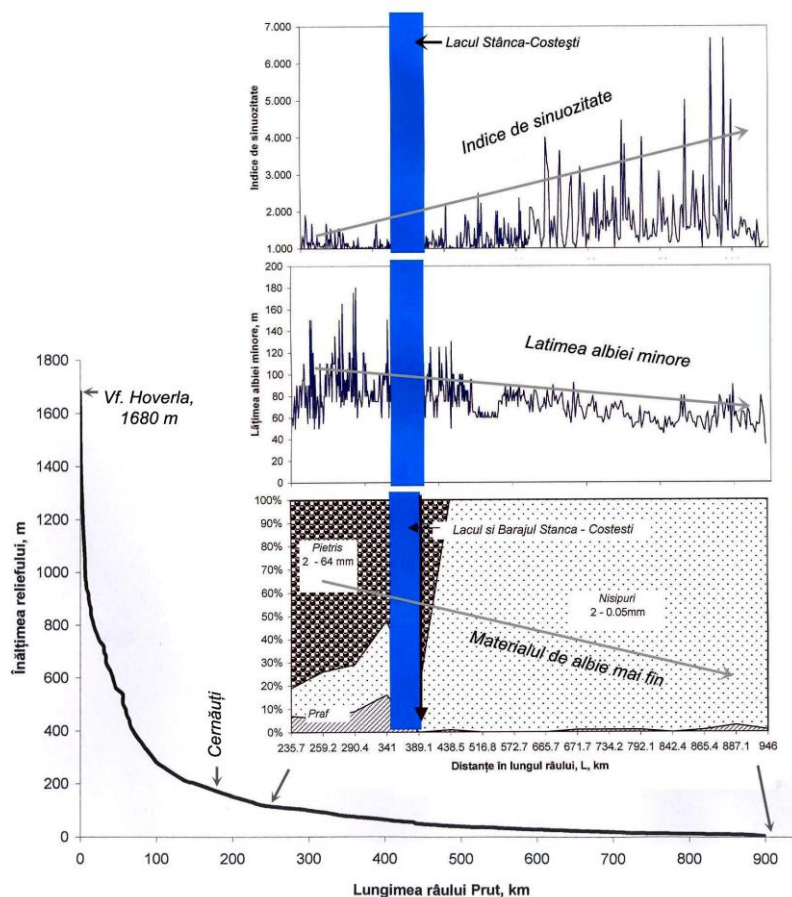


Fig. 4. Tipologia albiei minore a râului Prut în relație cu materialul de albie din perimetrul secțiunii transversale

În rezumat, stabilitatea relativă a albiei este mai mare pentru sectorul puternic meandrat și mai mică pentru sectorul sinuos din amonte de lacul Stânca. Observația este dovedită și din suita de hărți privind sectorul din amonte de lac care arată poziția albiei minore în 1915, 1960, 1980 și 2000 (fig. 5). Astfel, se pot constata *modificări în timp în ce privește tipologia albiilor*, de la împletit la sinuos la Oroftiana, de la meandrat la sinuos amonte de Darabani, cu menținerea aceluiași tip de albie, dar cu evidențiere clară a migrării

meandrelor spre avale (mai jos de Darabani) sau cu autocaptări (amonte de Miorcani). Instabilitatea în plan orizontal evidentă în ultimii 85 de ani în acest sector este explicată prin tipul de transport aluvial (cantitatea de aluviuni transportate la începutul perioadei era mai mare decât în prezent) și de erodabilitatea mai mare a malurilor. În prezent, cantitatea de aluviuni transportată de Prut s-a redus chiar și în acest sector, așa cum vom constata din analiza în continuare a fenomenului.

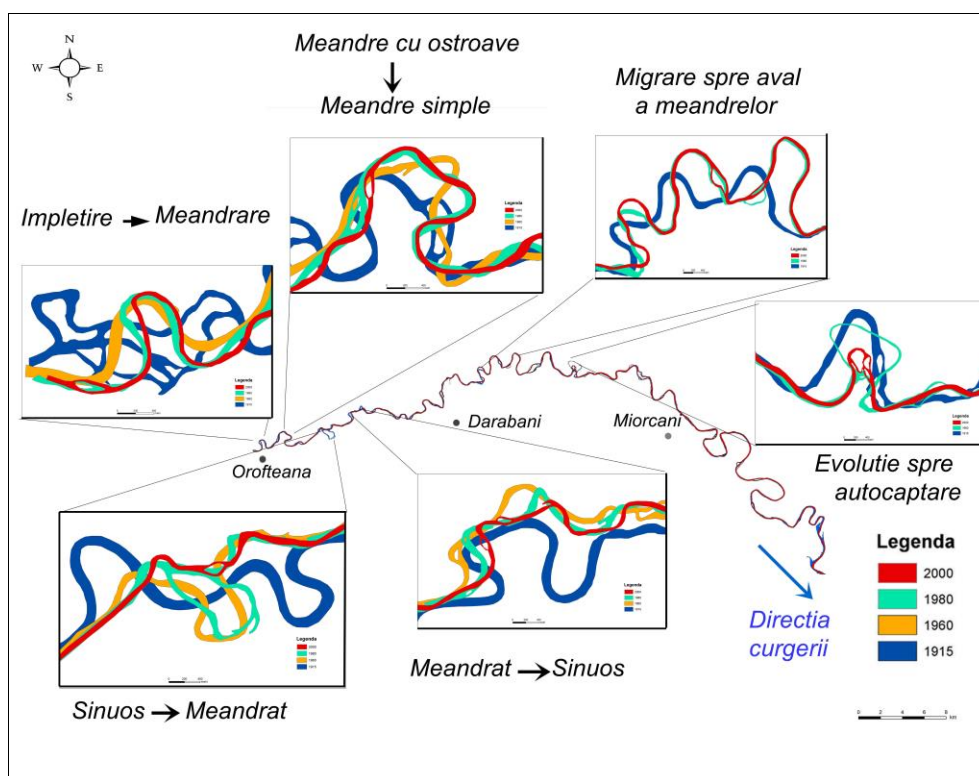


Fig. 5. Evoluția tipului de albie a râului Prut amonte de lacul Stânca-Costești

În ce privește tipologia meandrelor, albia râului Prut prin constituția litologică a terenului în care este adâncită, se caracterizează prin două tipuri de meandre: *meandre libere* sau *aluviale* care se dezvoltă pe aproape 90% din lungimea râului și *meandre încâtușate* care se formează pe cei aproximativ 100 km între Darabani și Stânca.

Primele tipuri de meandre au fost cel mai intens studiate, astfel încât aproape toate referințele privind fenomenul de meandrare au în vedere acest tip. Cel de al doilea tip, fiind mai rar în natură, și atenția cercetărilor a fost diminuată. Exceptând unele influențe impuse de structura geologică (poziția stratelor, alternanțe litologice), geometria celor două tipuri de meandre menționate anterior este similară și subordonată aceluiași legitiții. Ne-

am preocupat să vedem care sunt parametrii dimensionali și distribuția frecvenței lor privind cele două tipuri de meandre, având la dispoziție 160 de meandre libere și 29 meandre încâtușate măsurate de noi pe hărțile topografice ridicate în 1986. Astfel a fost posibil să obținem unele observații pe care să le comparăm cu alte rezultate din literatură. Datele asupra parametrilor morfometrici identificați conform cu fig. 2 au fost prelucrate sub forma distribuțiilor de frecvențe, distinct, pentru meandrele libere și pentru meandrele încâtușate (fig. 6). La meandrele încâtușate, lungimea de undă și amplitudinea meandrelor sunt mult mai mari ($L_m = 1848$ m; $A_m = 1392$ m) decât la meandrele libere ($L_m = 985.8$ m; $A_m = 712.2$ m), raportul fiind de 1,8 sau 1,9.

Tot la fel și raza curbării meandrelor care este în medie de 374,4 m la meandrele încătușate, față de 198,4 m la meandrele libere. Explicația rezultă în faptul că meandrele încătușate moștenesc forma albiilor modelate de alte debite lichide decât cele care controlează în prezent albia minoră. Raporturile între meandrele Prutului și cele date în literatură (tabel 3) arată faptul că primele prezintă

dimensiuni chiar mai mari decât cele raportate în studii de specialitate, probabil situându-se în banda de variabilitate statistică. Expresia grafică a diferențierilor între meandrele încătușate și cele libere ale Prutului este sugestivă pentru înțelegerea fenomenului de prag între cele două tipuri de meandre (fig. 7).

Tabel 3. Situații comparative între parametrii morfometrici ai meandrelor Prutului și ale meandrelor similare raportate în literatura de specialitate

Raporturi și relații bivariate	Meandre încătușate		Meandre libere	
	Prut	Din literatură	Prut	Din literatură
Lm/B	18,48	10,84	14,07	11
	$Lm = 108,5 Rc(\exp 0,472)$	$Lm = 4,27 Rc(\exp 0,99)$	$Lm = 38,94 Rc(\exp 0,609)$	$Lm = 4,7 Rc(\exp 0,98)$
	$Lm = 0,0019 Am(\exp 1,778)$		$Lm = 10,67 Am(\exp 0,604)$	

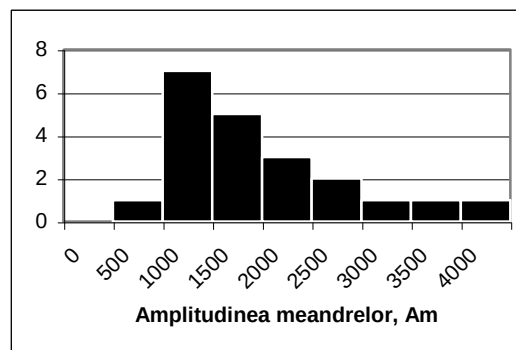
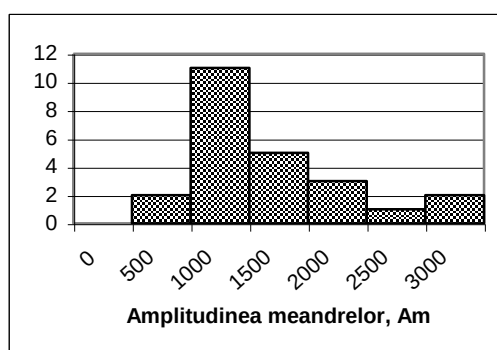
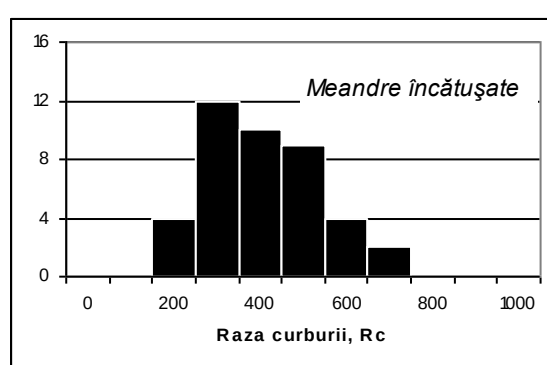
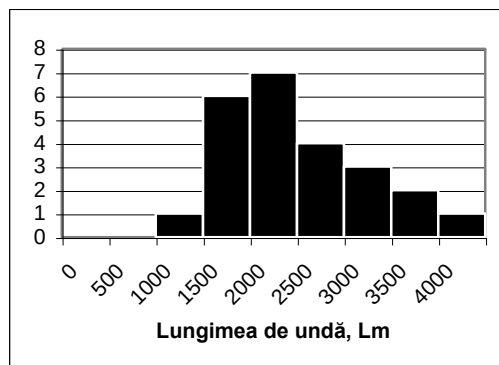
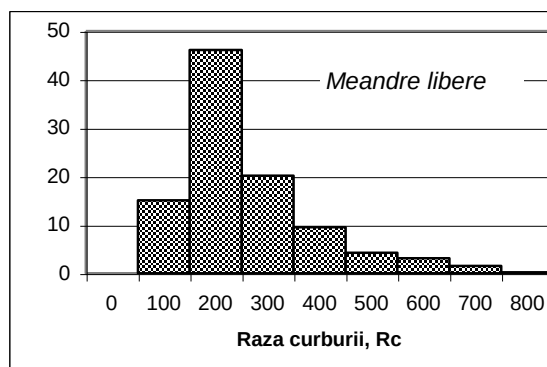
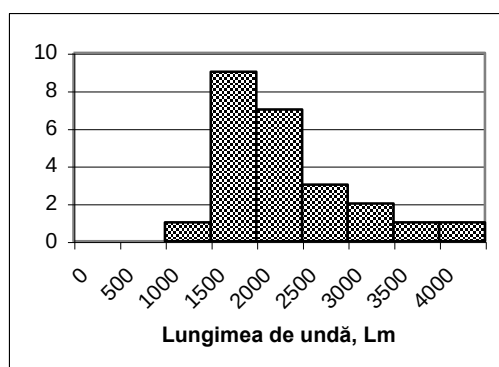


Fig. 6. Frecvența variabilelor morfometrice ale meandrelor libere (dreapta) și ale meandrelor încătușate (stânga) ale râului Prut

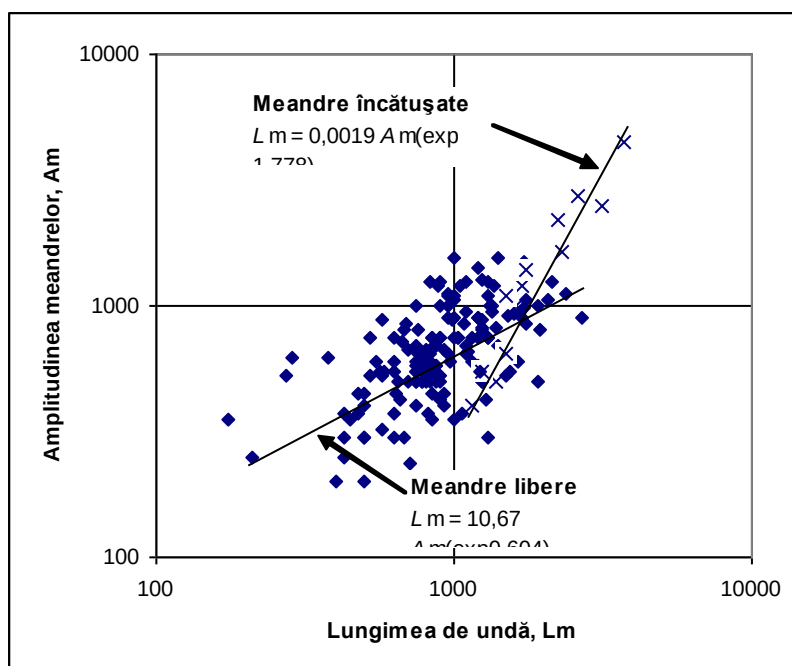


Fig. 7. Diferențierea între meandrele încâtușate și cele libere ale râului Prut exprimată în relația dintre lungimea de undă și amplitudinea meandrelor

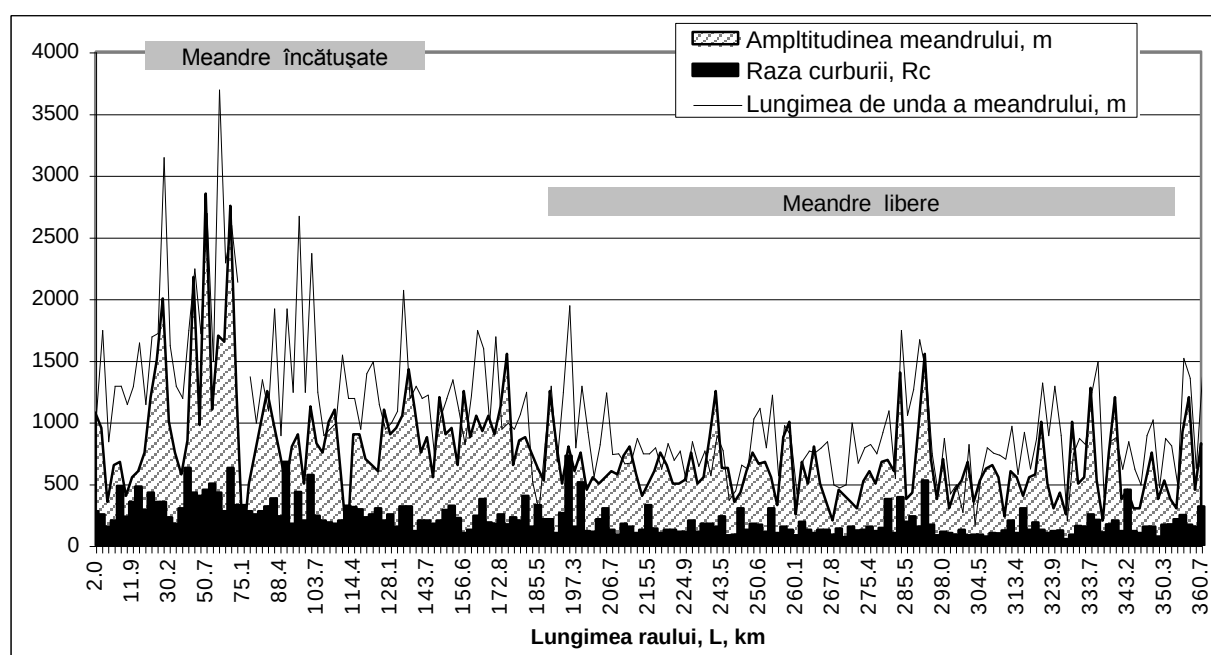


Fig. 8 Variația în profil longitudinal a morfometriei meandrelor râului Prut

Fenomenul iese în evidență și din prezentarea variabilității meandrelor în profilul longitudinal al râului Prut (fig. 8), unde banda de variabilitate a lungimii de undă și amplitudinii meandrelor este mult mai mare pentru meandrele încâtușate decât pentru cele libere.

O altă problemă pe care ne-am pus-o în această etapă de cercetare, dar nu am reușit să o finalizăm, este în legătură cu evoluția morfometriei

meandrelor în diferite momente de timp, respectiv, 1894, 1915, 1960, 2000. Baza de date este încă în lucru și de aceea și problematica rămâne deschisă. Din ce se prefigurează, ne așteptăm ca și fenomenul de meandrare să fie supus modificărilor, odată ce regimul scurgerii lichide și solide în suspensie s-a schimbat drastic în ultimii 50 ani, așa cum vom arăta în secțiunea următoare a lucrării.

4.3. Variația debitelor de apă și sediment în lungul râului Prut între 1975 și 2005

În tabelul 1 am prezentat datele medii multianuale ale debitelor de apă și sediment în suspensie transportate de Prut. Din observarea doar a acestor valori se pot constata modificări importante privind parametrii hidrologici, cauza principală fiind lucrările de barare a râului, atât pe teritoriul Ucrainei, cât și pe cel al României și R. Moldova. Ne-a preocupat să observăm care este tendința multianuală pentru întreaga perioadă de observație (1975 – 2005) a debitelor lichide medii anuale (Q , mc/s) și a debitelor solide în suspensie medii lunare (Q_s , kg/s). De asemenea, regimul multianual a fost completat și de corelațiile între cei doi parametri pentru a avea un tablou mai

complet asupra modificărilor în lungul râului Prut. Construcțiile grafice din fig. 9 sunt edificatoare în acest sens.

Barajul și lacul Stâncă – Costești crează un prag în repartitia în timp și spațiu a celor doi parametri hidrologici. Amonte de lac, așa cum se constată din variația multianuală a Q și Q_s între 1975 și 2005 (fig. 9B), înregistrează o ușoară tendință de reducere, fenomen care în avale de lac este foarte mult atenuat din cauza regularizării scurgerii de către baraj. În schimb, modificările asupra transportului de aluviuni în suspensie este cu adevărat dramatic, amonte și aval de lac, de la 55 kg/s la 2,28 kg/s. Schimbările de regim ale celor doi parametri sunt evidente și din tipul corelațiilor bivariate (fig. 9A).

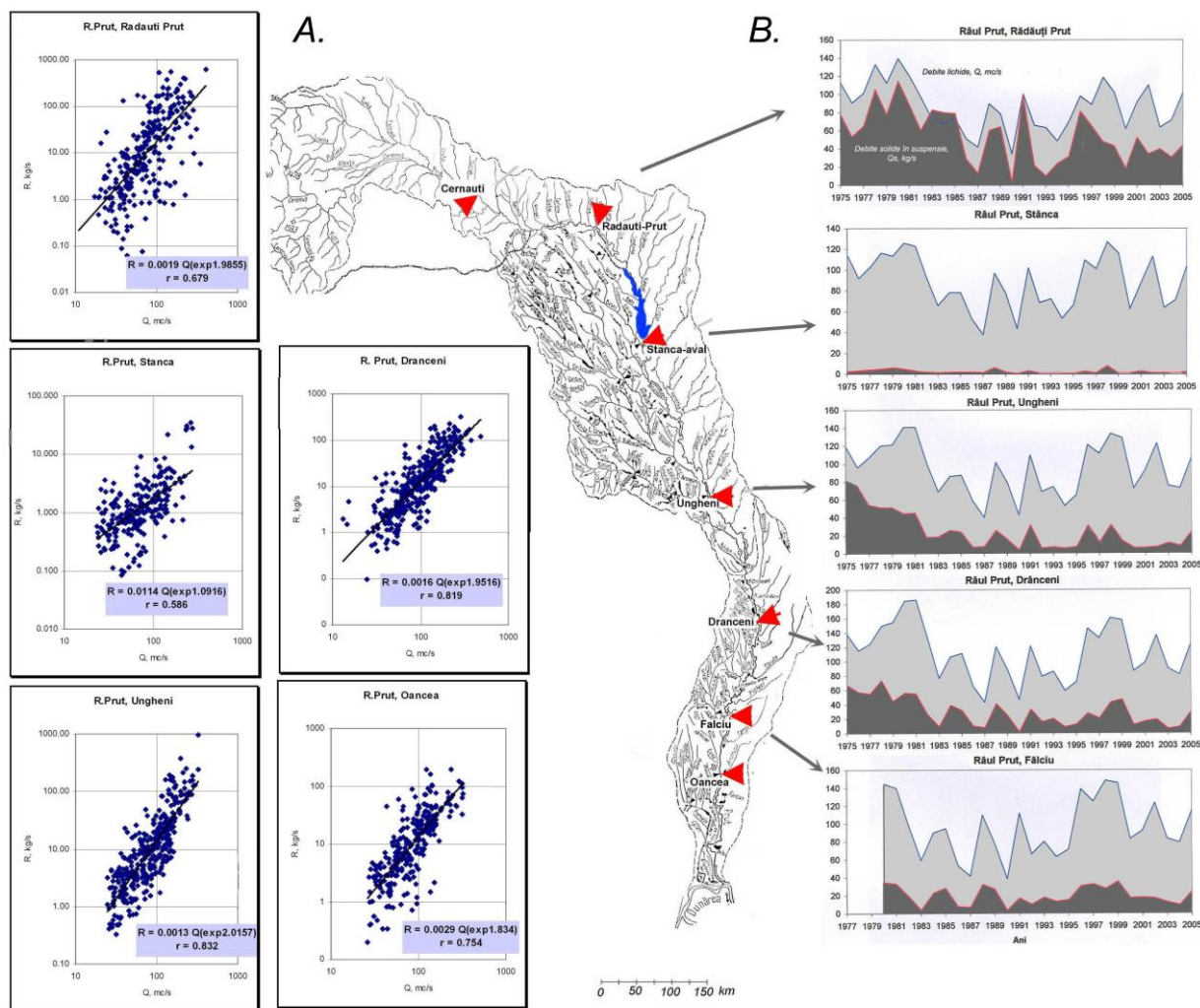


Fig. 9. A. Corelații între debitele lichide și solide în suspensie pentru albia râului Prut în secțiunile de măsurare hidrometrică. B. Regimul multianual al debitelor lichide și solide în suspensie ale râului Prut în aceleași secțiuni hidrometrice

Amonte de lac, gradul de împrăștiere a punctelor în jurul dreptei de regresie a valorilor medii anuale este relativ mare, pe seama variabilității mai mari ai factorilor de control din bazinul superior al Prutului. Barajul Stânca-Costești impune o a doua mare împrăștiere ale datelor de corelație, după care spre avale, corelațiile cresc simțitor ca senzitivitate. Acest fenomen se explică prin faptul că intrarea de aluviuni în secțiunea de albie se face mai puțin pe seama bazinului hidrografic (mult diminuat) și mai mult pe seama proceselor de albie. Consecințele asupra dinamicii albiei de râu sunt mari în sensul că râul este nevoit să-și refacă încărcătura solidă pe seama eroziunii în secțiunea transversală. Dar despre acest fenomen vom discuta în următoarea secțiune a lucrării.

4.4. Dinamica secțiunilor transversale

Următorul aspect asupra căruia ne-am propus să insistăm este în legătură cu modificarea secțiunii transversale în timp. Pentru aceasta am avut nevoie de măsurătorile pe profile transversale în zona posturilor hidrometrice Rădăuți Prut, Stânca, Ungheni, Prisecani, Drânceni, Fălciu și Oancea în perioada 1975 – 2005. Măsurătorile nu au fost făcute cu mare regularitate, dar totuși au acoperit în mare măsură perioada de 30 de ani pe care am urmărit-o (tabel 4). Fiecare secțiune a fost vizitată în teren și cartografiată cu atenția starea instalațiilor de măsurare, a proceselor de albie în sectorul respectiv.

Tabel 4. Perioadele în care s-au realizat măsurători complete asupra secțiunii transversale ale râului Prut pe același profil

Secțiunea transversală	Perioada măsurării profilului transversal
Rădăuți Prut	1981 – 1990; 1994 – 2006
Stânca	1979-1985; 1992- 2006
Ungheni	1988, 1991, 1998-2002
Prisecani	1981-1982; 1984-1985; 1988; 1991; 1998-2002
Drânceni	1975-1994; 1999-2003
Fălciu	1975-1994; 2000-2003
Oancea	1969; 2005-2006

Datele privind forma secțiunii au fost reprezentate grafic într-un sistem de coordonate rectangulare, linia profilului fiind rezultanta intersecției valorilor de lățime a albiei, B , m și adâncimea albiei, H , m. Prin suprapunerea profilelor în perioade succesive de măsurare, au putut fi vizualizate eroziunile, acumulările sau

stabilitatea secțiunii respective. Cuantificarea schimbărilor s-a realizat prin planimetrarea suprafețelor între două profile în succesiune și transformarea în mc/m. Rezultatele sunt prezentate în câteva imagini sintetice (fig. 10) și sub formă tabelară (tabel 5), iar analiza rezultatelor este următoarea:

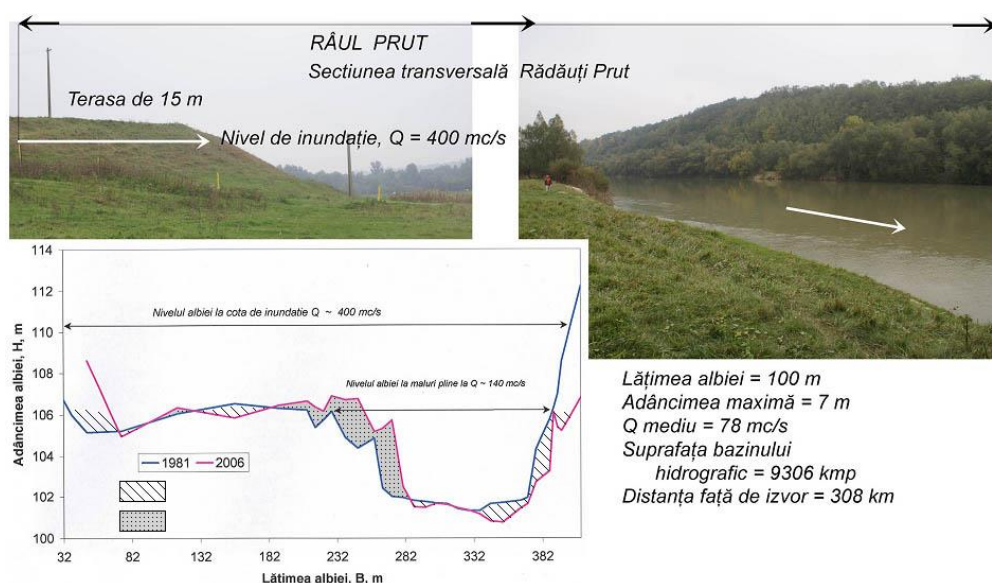


Fig. 10 a. Dinamica secțiunii transversale Rădăuți Prut

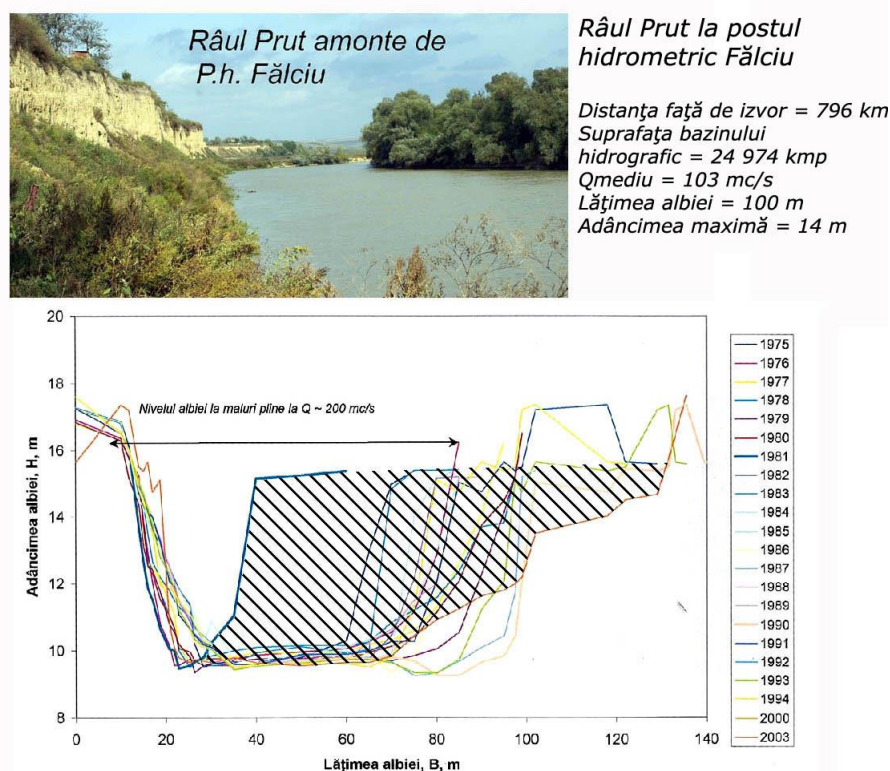


Fig. 10 b. Dinamica secțiunii transversale Fălciu

În secțiunea Rădăuți Prut (fig. 10a) unde lățimea albiei este de 100 m, modificările au fost evaluate doar pentru două perioade de timp din cauza schimbării profilului de măsurare. În perioada 1981-1983, procesul dominant a fost de degradare a albiei, după care în următoarea perioadă, agradarea a fost predominantă. Bilanțul pentru întreaga perioadă a indicat ca proces caracteristic în secțiunea menționată, agradarea, supraînălțarea albiei cu aproximativ 10 mc/m de sedimente. Această tendință confirmă și celelalte

observații privind starea albiei amonte de lacul Stânca Costești, unde mobilitatea aluvionară este mult mai mare.

Avale de baraj, în secțiunea Stânca, în mod firesc s-a înregistrat un bilanț negativ, consecință a puterii mărite a râului de a eroda. Faptul că albia minoră este adâncită în roca in situ, calcare dure, face ca ritmul de degradare a albiei să fie unul de mică amploare. Oricum, în această secțiune nu există material mobil, decât particule colțuroase provenite din versant.

Tabel 5. Modificarea secțiunii transversale ale râului Prut prin degradare și agradare

Secțiunea	Perioada	Degradare, D, mc/m	Agradare, A, mc/m	D-A, mc/m
Rădăuți Prut	81-83	-76.22	8.3	-67.92
	83-85	-7.98	86.04	78.06
				10.14
Stânca	82-83	-3.21	0.82	-2.39
	83-84	-1.57	0	-1.57
	84-85	-0.71	2.53	1.82
	85-92	-1.43	0.83	-0.6
	92-93	-0.17	0.47	0.3
	93-95	-2.18	1.92	-0.26
	95-96	-1.43	1.12	-0.31
	96-97	-2.13	2.72	0.59
	97-98	-2.23	0	-2.23
	98-99	-0.44	0.95	0.51

	99-2000	-3.08	3.13	0.05
	2000-2001	-1.1	1.82	0.72
	2001-2002	-0.58	0.77	0.19
	2002-2003	-1.42	0.26	-1.16
	2003-2004	-4.3	0.11	-4.19
	2004-2005	-0.13	0.38	0.25
	2005-2006	-1.08	0.34	-0.74
				-9.02
Ungheni	91-98	-87.67	50.3	-37.37
	98-99	-35.48	42.86	7.38
	99-01	-49.36	74.4	25.04
	01 02	-6.21	13.03	6.82
				1.87
Prisecani	81-82	-41.46	12.59	-28.87
	82-84	-0.2	1.14	0.94
	84-85	-36.39	5.98	-30.41
	85-88	-39.42	0.34	-39.08
	88-91	-13.91	14.95	1.04
	91-98	-10.81	25.37	14.56
	98-99	-14.65	6.01	-8.64
	99-2002	-11.2	11.16	-0.04
				-90.5
Drânceni	75-76	31.01	72.06	41.05
	76-77	1.31	46.76	45.45
	77-78	33.79	0.56	-33.23
	78-79	95.63	41.53	-54.1
	79-80	19.59	33.35	13.76
	80-81	22.48	133.24	110.76
	81-82	68.2	8.52	-59.68
	82-83	23.81	54.27	30.46
	83-84	65.6	5.17	-60.43
	84-85	30.66	46.02	15.36
	85-86	5.15	37.99	32.84
	86-87	32.86	1.35	-31.51
	87-88	25.09	5.16	-19.93
	89-90	64.85	9.25	-55.6
	90-91	14.54	53.55	39.01
	91-92	40.29	8.7	-31.59
	92-93	1.02	40.39	39.37
	93-94	4.9	4.56	-0.34
				21.65
Fălciu	75-76	-40.61	8.91	-31.7
	76-77	-15.85	14.26	-1.59
	77-78	-49.5	1.71	-47.79
	78-79	-7.73	29.04	21.31
	79-80	0	129.73	129.73
	80-83	-35.36	10.96	-24.4
	83-84	-29.23	9.17	-20.06
	84-85	-119.61	2.24	-117.37
	85-87	-3.94	109.81	105.87
	87-88	-4.26	21.04	16.78
	88-89	-166.04		-166.04
	89-90		94.99	94.99
	90-91	-69.84		-69.84
	92-93	-5.08		-5.08
	93-94	-98.81	87.86	-10.95
	94-2003		14.8	14.8
				-111.34
Oancea	2005-2006	-22.60	4.60	-18.00
	25.05.06-26.10.06	-6.25	2.50	-3.75
				-21.75

Spre avale, în secțiunea Ungheni, bilanțul proceselor de albie înclină spre agradare ușoară, dar cele mai mari transformări s-au înregistrat la Prisecani și Fălciu în sens negativ (degradare) și la Drânceni în sens pozitiv (agradare). Așa cum se prezintă tendința în lungul râului (fig. 11), este o

succesiune agradare-degradare cu dominarea pe ansamblu a **procesului de degradare**. Tendința se explică în principal prin reducerea cantității de aluviuni transportate și creșterea puterii erozive a apelor descărcate de sarcină.

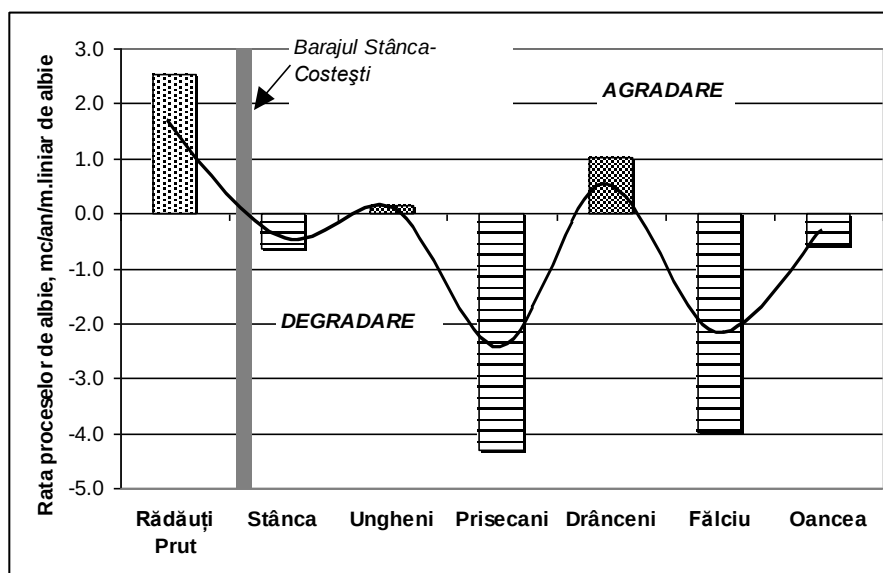


Fig. 11. Succesiunea agradare-degradare a albiei Prutului în profil longitudinal în perioada 1978 – 2006

În încheiere, apreciem că modificările albiilor de râu datorită instabilității verticale și laterale de-a lungul albiilor aluviale, adesea induse de variate tipuri de intervenții antropice, pot deveni neacceptabile pentru activitatea umană însăși, când albia majoră adiacentă este dens populată și bine dezvoltată, așa cum este și situația văii Prutului. Mai mult chiar, fiind și limită a graniței de stat a României, problemele devin și mai importante din punct de vedere geopolitic.

Modificările în cazul albiei Prutului nu sunt cazuri singulare. Râurile mai importante din Europa au fost supuse unor îndelungi și diverse modificări antropice, iar modificările istorice ale albiilor au fost bine studiate (Petts et al., 1989). Adâncirea și îngustarea albiilor a fost observată în multe zone din Franța pentru ultimile două secole, atât în cazul râurilor cu pat de pietriș, precum și a râurilor mici din zona montană (Liebault și Piegay, 2002). Numeroase albi s-au adâncit, începând cu mijlocul secolului al XIX-lea, înregistrând apoi o accelerare în perioada 1950 – 1970. Dominarea adâncirii și îngustării albiilor a fost observată și pentru râurile din regiunea Toscana unde Rinaldi (2003) a identificat trei clase calitative de modificări verticale ale albiilor (adâncire limitată, adâncire moderată și adâncire intensă). În

ansamblu, tipul dominant al modificării verticale a albiilor a fost adâncirea generalizată în lungul tuturor sistemelor fluviale investigate. În partea centrală a Spaniei, râurile Tagus și Jarama au înregistrat aceeași tendință între 1945 și 2000. Cauza principală invocată de autori rezultă din reducerea cantității de aluviuni transportate din aria sursă și dezvoltarea vegetației ripariene.

Cunoștințele geomorfologice asupra tendințelor de evoluție a albiilor, așa cum am încercat să le conturăm pentru râul Prut, pot conduce la măsuri adecvate de prevenire și atenuare a efectelor negative. În detaliu, adâncirea albiei și modificarea geometriei secțiunii transversale au numeroase efecte ambientale și societale din care enumerăm: punerea în pericol a podurilor, a digurilor și alte structuri ingineresti; pierderi de terenuri agricole, evacuări de mari volume de aluviuni; pagube produse ecosistemelor acvatice și riverane; pierderi ale diversității habitatului, sărăcirea în ihtiofaună determinată de neputința peștilor pentru depunerea icrelor; efecte asupra relației între râu și apele freatice, pagube aduse vegetației riverane. Toate acestea sunt motive puternice pentru ca albiile de râu să fie în mod permanent în atenția geomorfologilor și a altor domenii științifice.

BIBLIOGRAFIE

- AMĂRIUCĂI M. (2000), *Șesul Moldovei extracarpatică dintre Păltinoasa și Roman. Studiu geomorfologic și hidrologic*, Edit. Carson, Iași.
- BĂLOIU, V. (1980), *Amenajarea bazinelor hidrografice și a cursurilor de apă*, Editura Ceres, București
- BĂLOIU, V., IONESCU, V. (1986), *Apărarea terenurilor agricole împotriva eroziunii, alunecărilor și inundațiilor*, Editura Ceres, București.
- BĂCĂUANU V. (1968), *Câmpia Moldovei. Studiu geomorfologic*, Ed. Academiei, București.
- BĂCĂUANU, V., BARBU, N., PANTAZICĂ, MARIA, UNGUREANU, A., CHIRIAC, D. (1980), *Podișul Moldovei. Natură, om, economie*. Editura științifică și enciclopedică, București.
- BONDAR C., STATE I., DEDIU R., SUPURAN I., VAȘLABAN G., NICOLAU G. (1980), *Date asupra patului albiei Dunării în regim amenajat pe sectorul cuprins între Baziaș și Ceatal Izmail*, Studii și cercetări de hidrologie, XLVIII.
- CONDORACHI D. (2006), *Studiu fizico-geografic al zonei deluroase dintre văile Lohan și Horincea*, Editura Ștef, Iași.
- DIACONU C. (1971), *Râurile României*, IMH București.
- DUMA D. (1988), *Influențe antropice asupra transportului de aluviuni și dinamicii albiilor râurilor*, Lucr. celui de al II-lea Simpozion "Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.
- KNIGHTON A.D. (1988), *The impact of the Parangana Dam on the River Mersey, Tasmania*, Geomorphology, 1.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN (1957), *River Channel Patterns - Braided, Meandering and Straight*, United States Geological Survey, Professional Paper 282B.
- LIEBAULT F., PIEGAY H. (2003), *Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of Southeastern France*, Geomorphology, 27.
- OLARIU, P., GHEORGHE, DELIA (1999), *The effects of human activity on land erosion and suspended sediment transport in the Siret hydrographic basin*, in *Vegetation, land use and erosion processes* (editat I. Zăvoianu, D. E. Walling, P. Șerban), Institut de Geografie, 40-50, București.
- PANIN N. (1976), *Some aspects of fluvial and marin processes in Danube Delta*, An. Inst. De Geologie, L, București.
- PETTS G. E., MÖLLER H., ROUX, A. L. (editori) (1989), *Historical Changes of Large Alluvial Rivers in Western Europe*, Wiley, Chichester, London.
- POPA-BURDULEA ALINA (2007), *Geomorfologia albiei râului Siret*, Teză de doctorat, Universitatea „Al.I.Cuza” Iași.
- RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., ICHIM I., SURDEANU V. (1999), *Ravenele*, Presa Universitară, Cluj Napoca.
- RĂDOANE N. (1996), *Evaluarea producției de aluviuni în bazinul versant al lacului Stânca Costești, sectorul românesc*, SCG t XLIII, București.
- RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N., DUMITRIU D. (2003). *Impactul construcțiilor hidrotehnice asupra dinamicii reliefului, în Riscuri și catastrofe*, editor V. Sorocovschi, Universitatea „Babeș-Bolyai” Cluj-Napoca, 174-185.
- RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N. (2005), *Dams, sediment sources and reservoir silting in Romania*. Geomorphology, 71: 112-125.
- RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE N., DUMITRIU, D., CRISTEA, I. (2007), *Granulometria depozitelor de albie ale râului Prut între Oroftea și Galați*, Revista de Geomorfologie, 7, București.
- RINALDI M. (2003), *Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy*, Earth Surface Proc. Landforms, 28.
- SFICLEA V. (1980), *Podișul Covurlui*, În vol. „Cercetări în Geografia României”, Edit. Șt. și Enciclopedică, București
- UJVARI I. (1972), *Geografia apelor României*, Ed. Șt. Encicl. București.
- * * * *Dams in Romania* (2000), Romanian National Committee on Large Dams, Bucharest.

Departamentul de Geografie
Universitatea „Ștefan cel Mare” Suceava

Date noi privind morfologia lacurilor glaciare din Carpații Meridionali

Alfred VESPREMEANU-STROE¹, Petru URDEA², Florin TĂTUI¹,
Ștefan CONSTANTINESCU¹, Luminița PREOTEASA¹,
Mirela VASILE¹, Răzvan POPESCU¹

Cuvinte-cheie: lacuri glaciare, batimetrie, micromorfologie glaciară, subsăpare glaciară, Carpații Meridionali

New insights regarding the glacial lakes morphology from Southern Carpathians. The present study aims to provide new and precise data regarding the glacial lakes morphology from Southern Carpathians. Based on detailed bathymetric surveys, this paper analyses morphometric and morphological characteristics of glacial lakes and compares them with previous results.

The comparative analysis of the morphometric parameters analysis featuring the lake basin reveals significant differences between the present study results (shoreline configuration, surface, lake basin volume, average and maximum depth) and those elsewhere reported in the literature. Average and maximum depths and water volume measured values are significantly greater than previously reported; for maximum depths we measured the following values: Bâlea -16.9 m versus -11.3 m; Capra -13.1 m versus -8 m; Podragu -18.7 m versus -15.5 m; Bucura -17.5 m versus -15.7 m; Slăveiu -9.5 m versus -6.1 m; Tăul Porții -4.7 m versus -2.3m.

The small-scale landforms placed on the lake basin (troughs, platforms, bowl like excavations) represent the results of the glacial processes (glacial overdeepening, subglacial torrents erosion).

Glacial lakes were classified according to: (i) the bathygraphic curves shape within three morphotypes: convex shape (Lia, Slăveiu), linear or linear-convex (Buda, Galeșu, Capra) and convex-concave or mixed shape (Bâlea, Podragu, Ana) and (ii) the slope distribution on depth levels: (1) low and medium gradient slope (Ana); (2) steep slopes and quasi-horizontal bottom (Galeșu) and (3) quasi-horizontal bottoms and bowl like excavations (Bâlea and Podragu).

Further works should be carried on the glacial lake morphology on the Romanian Carpathians, by bathymetric database enlargement in order to conceive a new glacial lakes basin typology based on morphometric and morphogenetic criteria.

1. Introducere

Lacurile de origine glaciară reprezintă un domeniu de interes atât din perspectiva studiilor hidrologice și ecologice, cât mai ales a analizei cuvetelor lacustre ca elemente integrate în cadrul reliefului glaciărilor montane. Cercetarea morfologiei acestora poate facilita explicarea anumitor procese glaciare (dinamica maselor de gheață, acțiunea sculpturală a ghețarilor), de aceea o cunoaștere amănunțită a topografiei submerse se dovedește necesară.

În Carpații Românești cuvetele lacustre glaciare au constituit în secolul XX subiectul a numeroase preocupări. Acestea au avut ca puncte de interes regimul hidrologic, caracteristicile morfologice sau originea cuvetelor, cel mai adesea tratate împreună. Detalii importante oferă, pe lângă observații și măsurători, hărțile batimetrice obținute prin diverse metode, cel mai adesea fiind

utilizat firul cu plumb pentru determinarea adâncimilor și raportorul, planșeta topografică și busola pentru poziționarea în plan a cotelor și cartarea conturului.

Cel căruia îi suntem și astăzi datori prin activitățile sale de pionierat în descifrarea morfologiei Alpilor Transilvaniei, de Martonne, realizează în 1900 primul sondaj batimetric în lacul Gâlcescu din Munții Parâng, ocazie cu care face, tot în premieră, și analiza sedimentelor lacustre (în colaborare cu Munteanu-Murgoci). Loczy realizează în 1904 primele hărți batimetrice pentru lacurile Bucura și Zănoaga din Munții Retezat (hărțile batimetrice au fost utilizate de către Emm. de Martonne în teza sa). În lucrarea dedicată „Alpilor Transilvaniei”, de Martonne (1906-1907) analizează corelativ cuvetele lacurilor glaciare cu fenomenul de subsăpare glaciară, aceste depresiuni fiind dovada acțiunii inconfundabile a ghețarilor

asupra scoarței, deci un argument, în acea perioadă de pionierat, pentru existența ghețarilor pleistoceni. Phlepps (1914), ia în studiu versantul nordic al Munților Făgăraș, oferind, pentru cele mai reprezentative lacuri din acest sector, atât date de ordin general, cât și primele informații referitoare la batimetrie. Pentru perioada interbelică nu putem consemna decât observațiile limnologice efectuate în Munții Făgăraș de către Ștefan Mihălcescu (1936). Într-un prim studiu publicat în 1960, Gâtescu aduce în discuție geneza și regimul hidrologic al lacurilor din zona montană. Pe baza hărților batimetrice proprii și preluate, autorul realizează curbe batigrafice pe care le utilizează în interpretarea tipurilor genetice de lacuri (1961 a, 1961 b), toate acestea fiind incluse în valoroasele și cuprinzătoarele sinteze realizate la scară națională (1963, 1971). În aceeași perioadă Năstase (1960), Trușăș (1961, 1963) și Iancu (1961) contribuie la mărirea bazei de date asupra lacurilor glaciare din Carpații Meridionali prin alcătuirea de noi hărți batimetrice; totodată, pentru cele mai importante lacuri din masivele Făgăraș, Parâng, Cindrel și Șureanu este abordată importanța acțiunii de subsăpare a ghețarilor în sculptarea cuvei lacurilor glaciare.

Cele mai multe informații în limnologia glaciară le aduce Pișota începând cu anul 1956 și până în 1971, prin publicarea tezei de doctorat „*Lacurile glaciare din Carpații Meridionali. Studiu hidrologic*”. În urma a numeroase campanii de teren ce au acoperit majoritatea lacurilor glaciare din Carpații Meridionali acesta oferă o bază cartografică aproape completă. Studiile rezultate în urma acestor campanii (1956, 1957, 1958, 1961, 1964, 1967) tratează și subiecte din categoria geomorfologiei glaciare (geneza, morfologia și morfometria cuvetelor lacustre), însă cea mai mare parte este dedicată proceselor și caracteristicilor hidrologice (regimul hidrologic, proprietățile fizice și chimice, dinamica apei lacurilor glaciare). Autorul propune o tipologie a lacurilor glaciare pe baza formei curbelor batigrafice.

În prezentul studiu s-a urmărit obținerea de hărți batimetrice de detaliu în scopul surprinderii morfologiei și micromorfologiei glaciare submerse. Prin analiza acestora și prin calculul principalilor parametri morfometrici, a curbelor batigrafice, a distribuției pantelor în raport cu adâncimea și corelarea valorilor acestora cu principalele morfotipuri lacustre, precum și prin analiza sedimentelor de fund ne propunem crearea unei baze de date care să constituie nu doar

suportul unei noi tipologii a lacurilor glaciare ci și bază de plecare în efectuarea unor studii complexe asupra lacurilor și cuvetelor glaciare, inclusiv studii sedimentologice, geochimice și paleoambientale prin metode de datare.

2. Zona de studiu

Zona înaltă a Carpaților Meridionali a fost supusă acțiunii ghețarilor în timpul glaciațiunilor pleistocene (Riss și Würm), aceștia coborând până la altitudini de 1050-1200 m (Urdea, 2004), cu extensiuni maxime ce ating 18 km lungime, ca de exemplu ghețarul Lăpușnicu Mare (Urdea, 2000). Astfel, în acest sector sunt bine reprezentate mezoforme glaciare, de tipul văilor și circurilor, precum și formele sculpturale și de acumulare (berbeci glaciari, depresiuni de subsăpare, praguri, morene glaciare etc.). În aceste condiții, a fost posibilă formarea cuvetelor, transformate în lacuri în urma retragerii ghețarilor, cele mai mici fiind complet colmatate. Acestea sunt răspândite în toată zona înaltă a Alpilor Transilvaniei, pe o distanță de aproximativ 200 de km E-V, cele mai numeroase și extinse ca suprafață localizându-se în partea centrală a Carpaților Meridionali (Făgăraș, Parâng, Retezat). În zonele periferice (Cindrel, Șureanu, Godeanu, Țarcu-Petreanu) lacurile sunt mai reduse ca suprafață, mai puțin numeroase și la altitudini, în general, mai mici. Lacurile glaciare din Carpații Meridionali se găsesc la altitudini cuprinse între 1575m (Iezerășul Latoriței, M. Parâng) și 1710 m (Tăul dintre Brazi, M. Retezat) și 2282 m (L. Mioarele, M. Făgăraș), cunoscând cea mai mare densitate la 1900-2000 m și cu un maxim secundar în palierul altitudinal 2100-2200 m (Fig. 1).

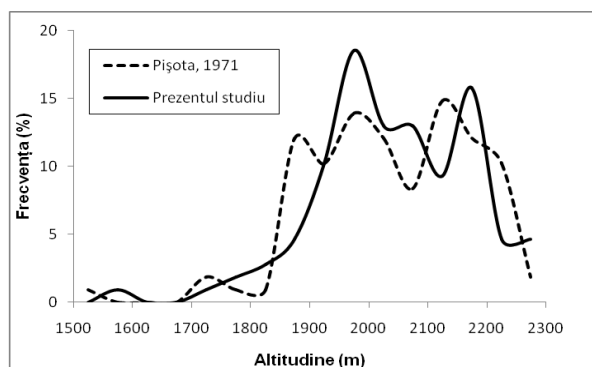


Fig. 1 Frecvența lacurilor glaciare din Carpații Meridionali pe etaje de altitudine

Fig. 1 Glacial lakes frequency on height levels in the Southern Carpathians

Regimul climatic al Carpaților Meridionali se caracterizează prin temperaturi medii anuale cuprinse între 2 °C la 1750 m și -2,5 °C la 2500 m (0,2 °C – stația Bâlea Lac, 2038 m; -0,5 °C – Țarcu, 2180 m; -2,6 °C – Vf. Omu, 2505 m). Valorile precipitațiilor se încadrează între 850 mm (stația Cozia, 1650 m) și 1280 mm (stația Vf. Omu, 2505 m), iar viteza medie a vântului variază între 7 m/s (1700 m) și 9,3 m/s (2500 m) pe interfluvii (Vespremeanu-Stroe *et al.*, 2008). Aceste valori permit încadrarea zonei, conform diagramei Peltier la limita dintre sistemul morfoclimatic boreal și cel periglaciatic (Urdea, Sarbovan, 1995; Urdea, 2000; Urdea *et al.*, 2003). Durata medie a stratului de zăpadă calculat pentru intervalul 1961–2000 este de 210–260 zile (202 zile la Postăvaru și 245 zile la Țarcu). Media multianuală a celor mai mari grosimi ale stratului de zăpadă din cursul anului (1961–2000) este de 102 cm la Lăcăuți și 97,5 cm la Țarcu (Dragne *et al.*, 2004). Procesele de dezagregare prin îngheț-dezghet din zonele alpină și subalpină sunt stimulate de frecvența ridicată a ciclurilor gelivale (85–110 cg/an) cu o tendință clară de creștere odată cu altitudinea pentru interfluviile situate dincolo de limita pădurii (1800 m ~ 84 cg/an; 2500 m ~ 105 cg/an) (Vespremeanu-Stroe *et al.*, 2004).

Sectorul alpin al Carpaților Meridionali reprezintă zona de studiu a lucrării de față, lacurile analizate aflându-se la înălțimea medie de 2028 m (între 1750 m – Șureanu și 2260 m – Tăul Agățat). Acestea sunt lacurile Bâlea, Capra, Călțun, Buda, Podragu, Podrăgel din Făgăraș, Galeșu, Bucura, Slăveiu, Lia, Ana, Viorica, Florica, Tăul Porții, Tăul Agățat din Retezat și Iezerul Șureanu din masivul omonim. Majoritatea circurilor în care se află lacurile luate în discuție au expunere sudică (11), iar restul de 6 sunt orientate către nord. Lacurile amplasate în circurile simple și simple-suspendate sunt izolate, situație frecventă în Masivul Făgăraș (Podragu, Călțun, Buda), de remarcat fiind unele situații de dispunere simetrică față de crestele secundare, unde ghețarii au format șei de transfluență (Bâlea – Doamnei, Stânișoara – Pietrele, Valea Rea – Galeșu etc.). În Retezat sunt des întâlnite circurile glaciare complexe, în cadrul cărora s-au format salbe de lacuri, de aceea o atenție deosebită a fost acordată celui mai mare complex glaciatic din Carpații Românești, complexul Bucura, unde au fost investigate toate cuvetele lacustre glaciare. Înălțimea axială a circurilor are valori de 200–300 m, crestele adiacente atingând și altitudini de peste 2500 m. Relieful preglaciatic, gradul de înclinare a

versanților – cu o determinare a dimensiunii maselor de gheață – au influențat în manieră majoră pentru fiecare circ mărimea depresiunii de subsăpare, adică a cuvetei, și existența acesteia, fiind factorul cel mai important pentru stabilirea cinematicii gheții – inclusiv a configurației liniilor de curgere, și deci a intensității forței erozive prin acumularea masei de gheață și a materialelor de pe interfața talpa ghețarului – patul de rocă.

3. Metodologie

Ridicările batimetrice s-au executat pe parcursul a trei campanii: iulie 2006 și iulie 2007 – Făgăraș, august 2007 – Retezat și Șureanu. Pentru măsurătorile de adâncime s-a folosit ecosonda GPSMap Garmin 166 (precizie ± 5 cm), al cărei senzor a fost montat pe o barcă pneumatică. Pentru fiecare lac s-au înregistrat adâncimile pe profile transversale paralele, acoperind aproximativ întreaga suprafață (Fig. 2). Distanța medie între profile a fost stabilită la aproximativ 5 m, cu unele abateri, în funcție de forma și mărimea lacului (10 m la Bucura, 1 m la Tău Agățat).

Contururile au fost determinate via GPS și verificate cu liniile de țarm vectorizate de pe ortofotoplanuri seria 2005 (rezoluție 0.5 m); pentru adâncimi cuprinse între -0.5...-1 m s-a realizat o linie de contur submers cu ecosonda. În cazul lacurilor Bâlea și Bucura măsurătorile au fost mai detaliate, folosindu-se pentru contur și stația topografică totală Sokkia 610, iar ridicarea s-a realizat pe profile sub formă de rețea rectangulară.

S-au utilizat, de asemenea, modele digitale ale terenului (DTM) derivate din hărțile topografice 1:25 000 (1979) completate cu date batimetrice recente pentru realizarea profilelor topografice detaliate, în vederea surprinderii dispunerii cuvetelor lacustre în cadrul complexelor glaciare. Datele au fost prelucrate în programul Surfer 8; hărțile cu izobate au fost obținute prin interpolarea cotelor batimetrice și a conturului liniilor de țarm prin metoda Kriging; dimensiunea celulei de gridare (1–2 m) a fost aleasă în funcție de rezultatele analizei comparative a erorilor reziduale.

4. Rezultate și discuții

4.1. Morfologia cuvetelor și parametrii morfometrici principali

Cartografierea detaliată a cuvetelor lacustre glaciare din Carpații Meridionali a permis

surprinderea micromorfologiei fundului și versanților cuvetelor, precum și analiza principalilor parametri morfometrici ai acestora (suprafață, volum, adâncime).

Majoritatea lacurilor cu suprafețe și adâncimi mari prezintă în zona centrală suprafețe relativ netede, a căror origine trebuie corelată atât cu specificul substratului, cât și cu modul particular de sculptare a depresiunilor de subsăpare prin mișcarea rotațională a maselor de gheață. Astfel, lacurile mari de pe versantul nordic făgărășean (Bâlea, Podragu) moștenesc o topografie plană, rod al modelării glaciare particulare a fundului cuvetei, în timp ce majoritatea lacurilor cu fund plat care posedă bazine hidrografice extinse (Doamnei, Ana, Lia) fac obiectul unor procese active de sedimentare.

Realizarea profilelor longitudinale și transversale pe hărțile batimetrice de detaliu ale cuvetelor lacustre glaciare a condus la identificarea unor microforme cu aspect de șanțuri pentru câteva din lacurile analizate. Aceste microforme apar atât pe versanții lacurilor, cât și pe fundul acestora și se prezintă ca o alternanță de șanțuri și brazde (*spindle flutes*), cel mai adesea paralele, prezența lor fiind legată fie de acțiunea erozională a torenților subglaciari, fie de existența unor curenți de gheață ce, acționând diferențiat asupra substratului, au creat caneluri și/sau jgheaburi, situație compatibilă cu depresiunile de subsăpare glaciară. Trebuie remarcate anumite particularități ale acestora pentru fiecare lac în parte, particularități date de mărime, număr, dispunere. Spre exemplu, Lacul Podragu prezintă trei șanțuri care acoperă partea centrală a podelei lacului (Fig. 3.2), dintre care unul se continuă pe versantul submers, distanța dintre două brazde fiind în jur de 15-20 m. De asemenea, versantul nord-vestic al cuvetei L. Galeșu este fragmentat de două șanțuri adânci - de eroziune subglaciară - extinse până la adâncimea de -18 m (Fig. 4).

Geneza acestor șanțuri trebuie să fie corelată cu masele de gheață ce coborau prin transfluență din zona Zănoștele Galeșului. Versantul estic al Lacului Bucura (Fig. 5) este fragmentat de numeroase șanțuri, dezvoltate până la adâncimea de -12 m. Fundul cuvetei L. Bucura este divizat în două excavații cu suprafețe mari, cu adâncimi

maxime de -17 m cea nordică și -17,5 m cea sudică, separate de un prag în zona mediană. Toată această morfologie a fundului cuvetei se prezintă ca o continuitate a alternanței formelor mutonate situate în partea inferioară a Circului Berbecilor.

Sondajele batimetrice au evidențiat și prezența unor elemente pozitive, cu contur cvasicircular, ale topografiei cuvetelor lacustre, ca de exemplu în partea nord-estică a Lacului Podragu, în cea sud-estică a Lacului Bâlea sau în cea vestică a Lacului Bucura. Contextul geomorfologic în care se află sugerează că este vorba despre forme de tipul berbecilor glaciari sau, mai puțin probabil, de resturi dintr-o morenă mamelonată. Se constată că formele de detaliu ale topografiei acestor cuvette au o orientare aproximativ paralelă cu axa circurilor, liniile de curgere ale maselor foștilor ghețari – configurația lor fiind sugerată de morfologia generală și de detaliu a circului – având o orientare asemănătoare. Alte microforme care apar în cadrul cuvetelor lacustre glaciare sunt legate de stadiile diferite ale evoluției ghețarilor cantonați în circurile analizate (stagnare, evoluție lentă/rapidă, individualizarea unor limbi de gheață), ca și de interferența cu structura și litologia. Acestea au aspect de platformă și ocupă poziții intermediare în cadrul cuvetelor lacustre cu suprafețe mari (Bâlea, Podragu, Bucura – Fig. 3, Fig. 5); sunt forme submerse de mică adâncime (0...-5 m), cu extindere mare (10300 m² – L. Bâlea; 8500 m² – L. Bucura) care permite individualizarea lor în cadrul cuvetei.

În orizontul de adâncimi 0...-2 m, lacurile cu suprafețe mari prezintă platforme înguste de de țârm inițiate de eroziunea valurilor în proximitatea liniei țârmului. Platformele de eroziune (*wave-cut platform*) se dezvoltă în orizontul 0...-1m și se prelungesc către larg până la adâncimi de maxim -2 m prin formarea teraselor construite de valuri (*wave-built terrace*) prin acumularea sedimentelor transportate de curenții de țârm. Pe unele platforme litorale, precum cele din sudul și estul Lacului Ana, sau cea sudică a Lacului Bucura, sunt prezente pavaje periglaciare tipice, afectate și azi de fenomene de sortare periglaciară, cu evidențierea unor structuri cvasipoligonale (Foto 1).

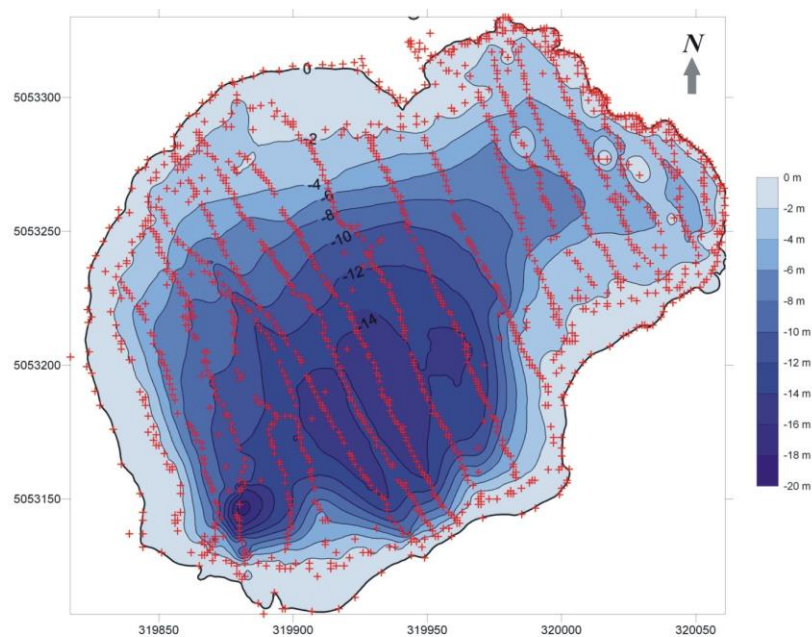


Fig. 2 - Profile transversale pe lacul Podragu executate pentru obținerea hărții batimetrice
Fig. 2 - Transects on Podragu lake performed in order to get the bathymetric map

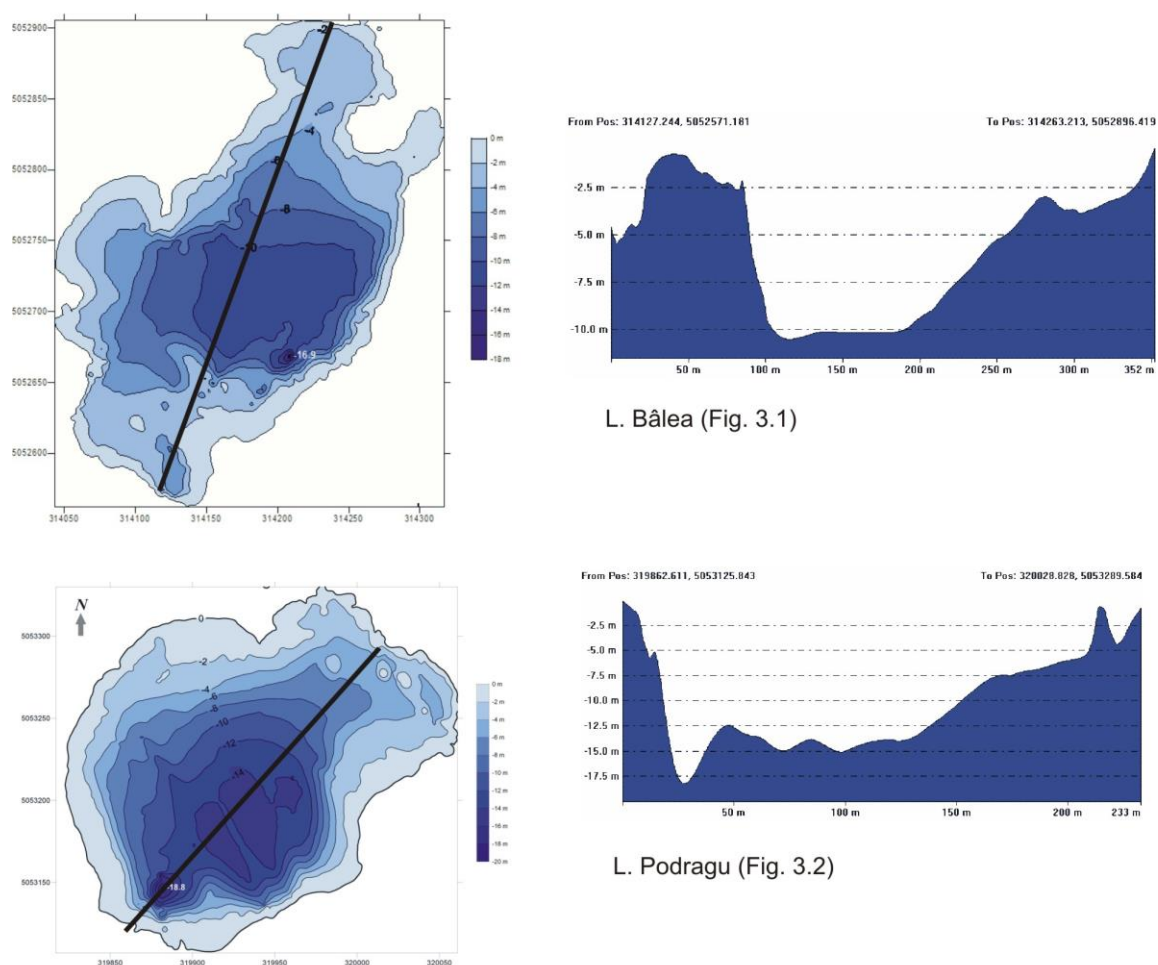


Fig. 3 - Hărțile batimetrice și profile morfobatimetrice ale lacurilor Bălea(3.1) și Podragu (3.2)
Fig. 3 - Bălea (3.1) and Podragu (3.2) lakes bathymetric maps and morphobathymetric profiles

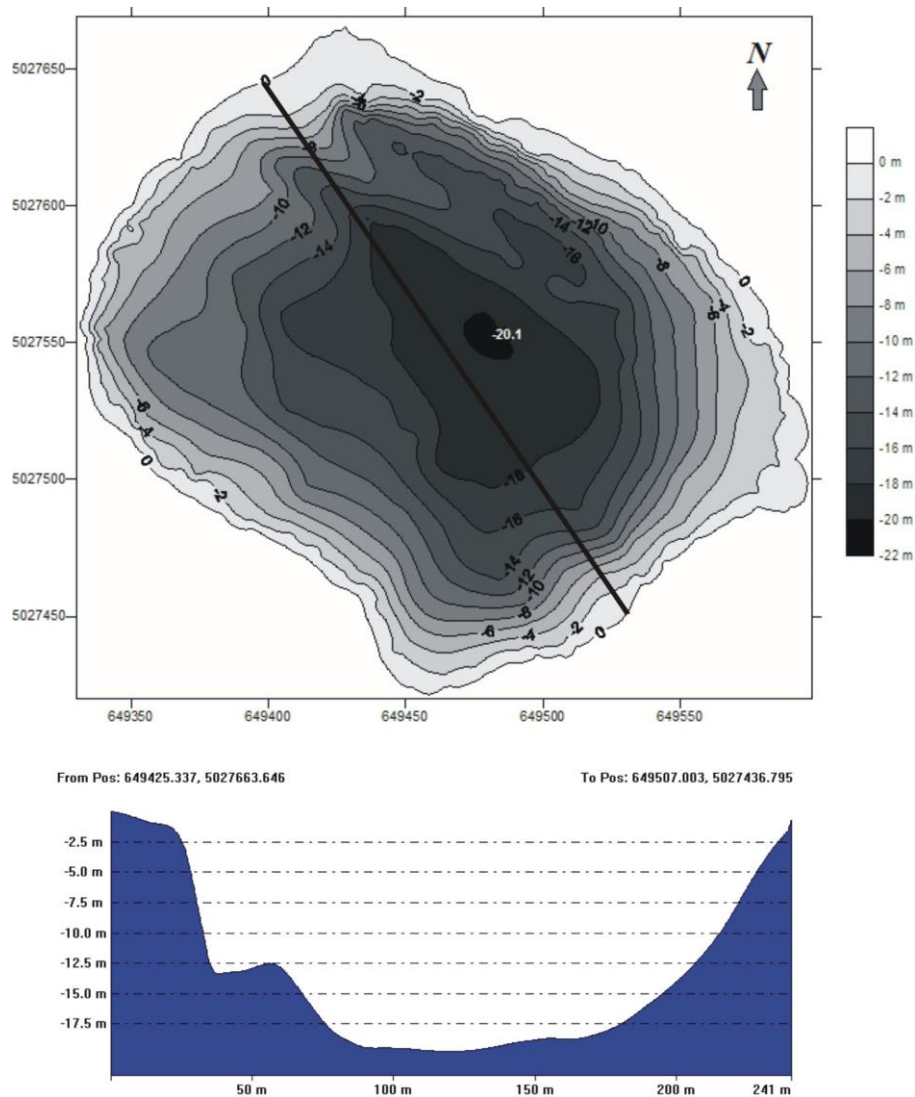


Fig. 4 Harta batimetrică și profil morfobatimetric a lacului Galeșu
Fig. 4 Galeșu Lake bathymetric map and profile

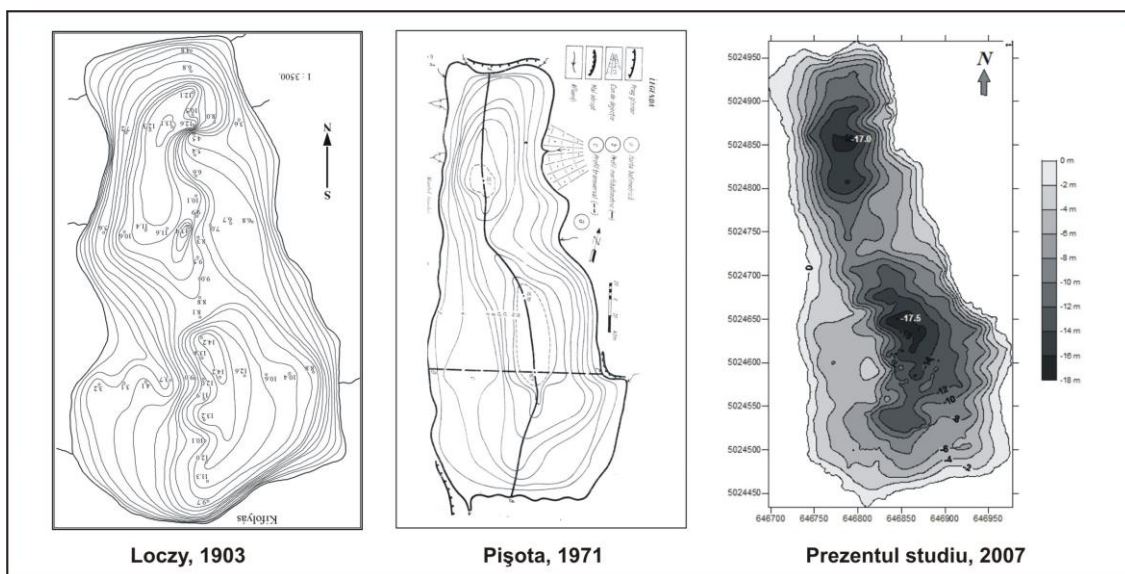


Fig. 5 Hărți batimetrice ale Lacului Bucura
Fig. 5 Bathymetric maps of Bucura Lake



Foto 1 Fenomene de sortare periglaciara pe platforma litorală a Lacului Ana
Photo 1 Periglacial sorting phenomena on the Ana Lake shore platform

Tabel 1 Suprafața și adâncimea Lacului Bucura
Table 1 Bucura Lake surface and depth

	Loczy, 1903	Pișota, 1971	Giștescu, 1971	Prezentul studiu, 2007
Suprafața (ha)	10,3	8,86	10,5	8,92
Adâncime maximă (m)	-14,2	-15,7	-17,1	-17,5

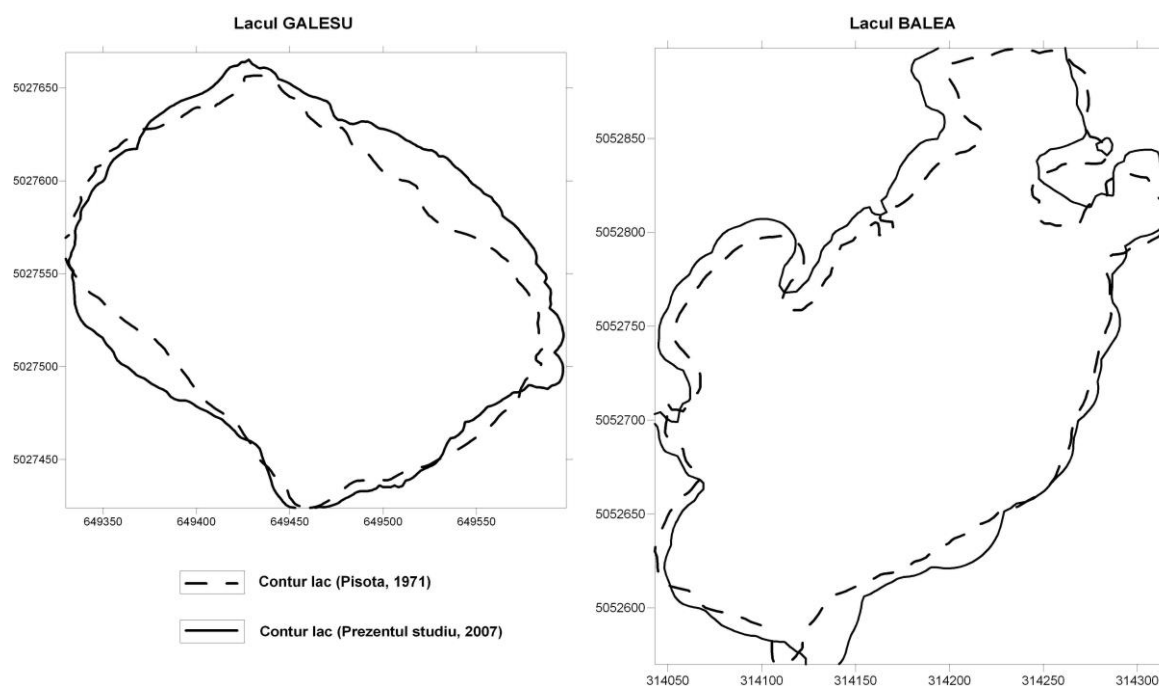


Fig. 6 Contoururile comparate ale lacurilor Galeșu și Bălea
Fig. 6 Compared contours of Galeșu and Bălea lakes

În ceea ce privește conturul lacurilor, analiza comparativă a conturilor determinate în cadrul studiului de față cu cele existente în literatură, evidențiază anumite deosebiri, datorate în principal diferenței de metodologie, tehnicile de lucru actuale permițând o evaluare mult mai exactă a

parametrilor morfometrici. Neconcordanța între contururi reiese prin suprapunerea lor (Fig. 6). Pentru majoritatea lacurilor se remarcă diferențe semnificative între liniile de contur, exprimate în diferențe de suprafață de până la 15 %. Reprezentarea cât mai exactă a acestora este cu atât

mai importantă, cu cât pe baza lor se calculează suprafața și volumul lacurilor.

Am selectat pentru comparare lacurile glaciare cu suprafețe mari și cuvetele lacustre extinse, cu forme bine individualizate. Pentru lacurile Galeșu și Bâlea, măsurătorile recente indică suprafețe mai mari cu 11,4 %, respectiv 8,8 %. Diferențe de rezultate există și în cazul Lacului Bucura, cunoscut ca cel mai extins lac din Carpații Românești, motiv pentru care a beneficiat de atenția mai multor cercetători. Pentru L. Bucura măsurătorile noastre (2007) indică o suprafață considerabil mai mică decât cele obținute de Loczy (1904) sau Gâstescu (1971), însă foarte apropiată de cea estimată de Pișota (1971) (Tabel 1, Fig. 5).

Forma alungită spre NE a cuvetei Lacului Bâlea este urmarea conturării pe fundul circuitului Bâlea a unui trog glaciuar secundar, urmat de către emisarul lacului. Acest trog s-a individualizat în faza de extincție a ghețarului a cărui limbă cobora mai jos de lac cu cca. 100 de metri unde se distinge o morenă stadială.

În ceea ce privește adâncimile maxime, determinarea corectă a acestora nu se poate realiza decât printr-o bună acoperire a cuvetei (densitate mare a cotelor batimetrice), ceea ce era foarte dificil de realizat în absența măsurătorilor acustice. Astfel, pentru lacurile cu suprafețe mari, surprinderea adâncimilor maxime era în trecut „o problemă de hazard”; în cazul lacului Bucura măsurătorile lui Gâstescu (1971), deși supraestimează suprafața lacului, reușesc să determine mai precis adâncimea maximă în comparație cu celelalte măsurători.

Adâncimile reprezintă un parametru relevant pentru intensitatea acțiunii de subsăpare a ghețarilor existând raporturi de proporționalitate directă între cele două. Cu cât ghețarul a dispus de un potențial morfogenetic mai mare (volum mare de gheață și viteză mare de deplasare, încărcătură mare de sedimente pe talpă etc.), cu atât masa materialelor erodate a fost mai mare, ceea ce a dus la apariția unor cuvete largi cu adâncimi mari, adesea pe fondul unei favorabilități lito-structurale. Adâncimile maxime variază de la -2...-5 m la lacurile foarte mici (Tăul Porții, Viorica) sau puternic colmatate (Buda, Lia), la -15...-20 m (Bâlea, Podragu, Bucura, Galeșu). În situația din urmă suprafețele sunt extinse, sugerând existența unor condiții favorabile evoluției unor ghețari de mari dimensiuni, cu acțiune complexă, condiții asociate atât topografiei (suprafață de alimentare, pantă, expoziție), cât și conjugării influențelor structurii și petrografiei.

Analiza comparată a adâncimilor medii și maxime obținute de ridicările precedente (Loczy, 1904, Năstase, 1960; Gâstescu, 1963; Pișota, 1958, 1971) și în prezentul studiu evidențiază determinarea recentă a unor valori considerabil mai mari pentru cca. 80 % din totalul lacurilor analizate, ceea ce se traduce concomitent și prin volume mai mari ale acestora. Nu se poate face, însă, pentru toate cazurile o corelație directă între adâncimi și suprafață. Lacurile au atins nivele de evoluție diferite, relevate prin gradul la care a ajuns colmatarea. Lacurile Buda și Lia, spre exemplu, deși au suprafețe relativ mari, au adâncimi medii de -1,1 m, respectiv -0,9 m (Tabelul 2). Lacul Lia (altitudine 1910 m, S = 13,8 ha, $H_{\max} = -4,2$ m), ultimul din salba de lacuri din complexul glaciuar Bucura dispune, la ora actuală, de cea mai groasă stivă de sedimente dintre toate lacurile din Munții Retezat, datorită poziției și a suprafeței mari a bazinului-versant de recepție. Carotările noastre efectuate cu split-spoon indică prezența unei coloane de sedimente de 7,5 – 8 m grosime în părțile centrală și estică a cuvetei, ceea ce demonstrează că inițial, în Postglaciuar, curba batigrafică a Lacului Lia avea un profil liniar sau liniar-convex, asemănător lacurilor Podragu și Galeșu.

4.2. Curbele batigrafice

Prin corelarea adâncimilor cu suprafața se obține o imagine generală a configurației cuvetelor lacustre stabilindu-se extinderea relativă ce revine fiecărui etaj de adâncime. Curbele batigrafice specifice lacurilor glaciare din Carpații Meridionali pot fi grupate după formă în trei tipuri dominante (Fig. 7): (1) curbe batigrafice cu formă convexă (Lia, Slăveiu), (2) curbe batigrafice cu profil liniar sau liniar-concav (Buda, Galeșu), (3) curbe batigrafice cu formă convex-concavă sau mixte (Bâlea, Podragu, Capra).

Dacă în cazul lacurilor ce prezintă curbe batigrafice de formă convexă rezultatele au fost asemănătoare cu cele existente în literatură (Pișota, 1971), lacurile Bâlea, Capra și Podragu oferă o situație diferită și implicit o nouă perspectivă asupra morfologiei de detaliu a cuvetelor glaciare. În cazul acestora se remarcă existența unor suprafețe reduse cu adâncimi mai mari în raport cu cele din proximitate, ceea ce exprimă existența unor excavațiuni asemănătoare formelor erozionale din categoria formelor modelate plastic (forme P sau *plastically moulded forms*), aici fiind incluse forme de tipul marmitelor, cupelor, canelurilor, suprafețelor ondulate, jgheburilor fusiforme, toate cu o geneză complexă (Urdea, 2005).

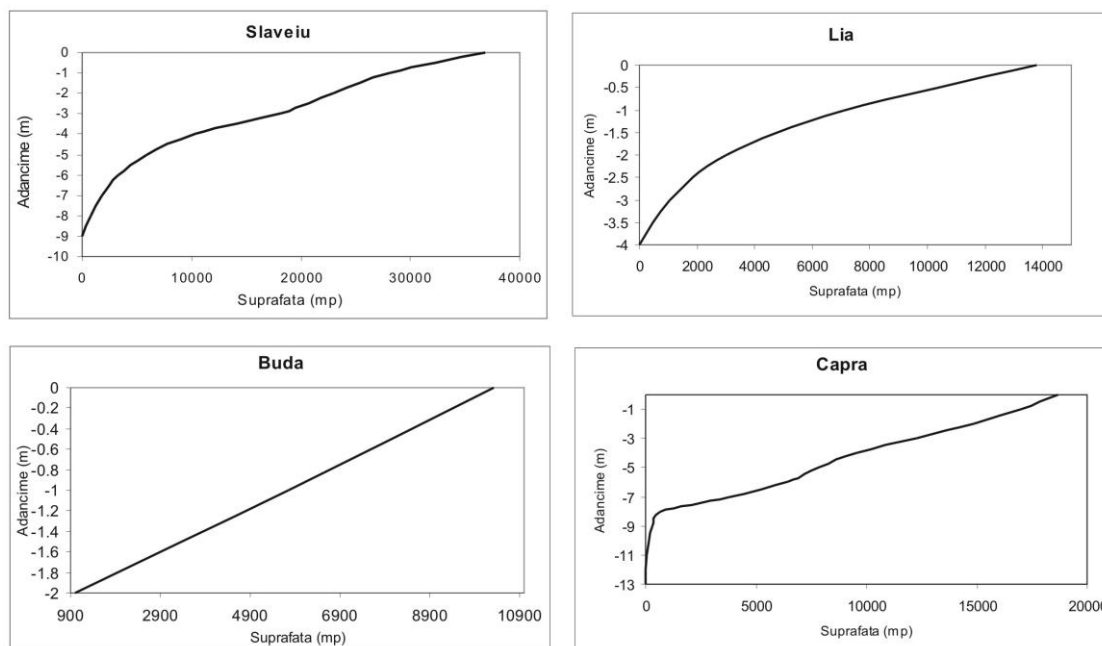


Fig. 7 Curbe batigrafice de formă convexă și liniară

Fig. 7 Convex and linear bathymetric curves

Această morfologie duce la modificarea profilului curbelor batigrafice care, corespunzător sectoarelor cu topografie de detaliu negativă, tind să devină paralele cu axa verticală, de care se apropie foarte mult către origine. Microformele identificate apar sub forma unor excavații conice (Bâlea) sau semisferice (Podragu) cu suprafață de 100–150 m², diametre de 10–15 m și adâncimi cuprinse între 3–6 m: 3 m la L. Podragu, 4.5 m la L. Capra și 6 m la L. Bâlea. În ceea ce privește amplasarea în cadrul cuvetei, în toate cazurile, formele negative ale topografiei fundului s-au format la baza versantului abrupt al lacului (pe latura sudică – Bâlea și Podragu, latura vestică – L. Capra), adică în sectorul aflat probabil sub cea mai mare presiune exercitată de ghețar. Pentru Lacul Podragu profilul morfobatimetric longitudinal surprinde această structură amplă de tip jgheaburi fusiforme (*spindle flutes*; Fig. 3).

4.3. Distribuția pantelor pe etaje de adâncime

În prezentul studiu a fost determinată distribuția pantelor pe etaje de adâncime doar pentru lacurile mari ($S \geq 30\,000$ m²), ceea ce a permis încadrarea preliminară a acestora în trei tipuri majore.

1. *Lacuri cu pante mici și moderate*, în acest tip încadrându-se Lacul Ana, cu pantele aflate în creștere rapidă între suprafață și adâncimea de -3 m unde se atinge valoarea maximă, 13°. În palierul -3...-5 m pantele scad la 10°, valoare ce rămâne constantă pentru orizontul -5...-8 m. Pe fundul

lacului pantele descresc uniform până la valoare de 3°; fundul cuvetei este neted și cvasiorizontal, iar versanții au aproape pe toate direcțiile o înclinare moderată.

2. *Lacuri cu versanți abrupti și fund plat*. Caracteristic acestui tip este Lacul Galeșu (Fig. 4), cu pante mari, în creștere în orizontul 0...-5 m (maxim 25°), care apoi scad constant până la adâncimea maximă unde se apropie de 0°. Astfel, fundul lacului are aspectul unei platforme orizontale și netede în care stiva de sedimente de fund (grosimi măsurate de 2–4 m) a acoperit microformele de eroziune (Fig. 4).

3. *Lacuri cu suprafețe plate de fund și excavațiuni de tip forme plastice*. Aceste caracteristici se înalnesc la lacurile Bâlea și Podragu. Ambele prezintă un profil convex al repartiției pantelor datorită creșterii acestora de la suprafață până la adâncimi de -5...-7 m unde ating valorile maxime, urmate de o scădere continuă până pe fund, unde predomină suprafețele plane sau moderat-înclinate (3° – Bâlea, 9° – Podragu). Prezența excavațiilor de tip forme P – numite de către noi „gropane” –, în cadrul suprafețelor de fund, determină creșterea bruscă a pantelor în orizontul adâncimilor maxime, și anume 36°–52° pentru L. Bâlea: -11...-16,9 m; 28°–37° pentru L. Podragu: -15...-18,8 m. Distribuția pantelor în cadrul formelor P cu aspect de „gropan” este ușor diferită. Astfel, pentru L. Podragu valorile pantei cresc brusc și apoi scad până la adâncimea maximă, în schimb pentru L. Bâlea panta crește continuu. Această deosebire exprimă o configurație

ușor diferită a formelor P cu aspect de „gropan” prezente la cele două lacuri cu profil semisferic (Podragu) sau conic (Bâlea). Suprafața plată de fund este bine individualizată la lacul Bâlea, iar cantitatea mică de sedimente de fund demonstrează că aceasta constituie o formă de relief primar, rezultat direct al acțiunii complexe a ghețarului, cu o slabă modificare postglaciară.

Toate lacurile au în comun existența unor suprafețe slab sau moderat-încălnate în orizontul 0...-2 m ca rezultat al desfășurării proceselor litorale lacustre. De asemenea, majoritatea cuvetelor înregistrează pantele cele mai mari în părțile centrală sau central-superioară ale versanților.

Tabel 2 Parametrii morfometrici pentru principalele lacuri
Table 2 Morphometric parameters for the main lakes

Lacul	Adâncimea medie (m)	Suprafața (m ²)	Volumul (m ³)	Adâncimea maximă (prezentul studiu)	Adâncimea maximă (Pișota, 1971)
Bâlea	-4,9	50455	249455	-16,9	-11,3
Buda	-1,1	10325	12182	-2,7	-2,2
Capra	-4,4	18673	82055	-13,1	-8
Podragul	-6,2	34910	218793	-18,7	-15,5
Ana	-4,8	36172	174314	-11	-11,6
Bucura	-7,1	89233	636118	-17,5	-15,7
Galeș	-10,2	40375	413119	-20,1	-20,5
Lia	-0,8	13810	18318	-4,2	-4,3
Slăveiu	-2,9	36819	109031	-9,5	-6,1
Tău Porții	-2,1	4412	9248	-4,7	-2,3
Viorica	-2,7	8618	23274	-6,2	-5,7
Florica	-0,85	5238	4444	-1,82	-2,2
Tău Agățat	-0,7	960	672	-2	-2,3

4.4. Complexul glaciar Bucura

Complexul glaciar Bucura, după cum se știe, este cel mai mare din Carpații Românești. Studiul morfologiei lacustre prezintă o importanță deosebită datorită numărului mare de cuvette (7), mărimii lor (Bucura – cel mai extins lac glaciar din Carpații Meridionali: 8,92 ha) și morfologiei complexe a acestora. În cadrul acestuia se diferențiază pe de-o parte succesiunea de lacuri Tăul Porții (2210 m), Tăul Agățat (2155 m), Florica (2085 m), Viorica (2063 m), Ana (1976 m) și Lia (1910 m) cu dispunere în trepte, iar pe de altă Bucura (2040 m). Este necesar să precizăm că lacurile Florica, Viorica și Lia sunt dispuse de-a lungul unui trog glaciar cu fundul ușor asimetric – asimetria se reflectă și în asimetria cuvetelor lacustre după cum se poate observa (Fig. 8) – individualizat pe partea vestică a circuitului complex

Bucura, limba de gheață fiind cea care a pus în loc și morena latero-frontală situată la E și SE de Lacul Ana (Urdea, 2000) (Foto 2). Bine individualizate sunt pragurile glaciare ce limitează către aval cuvettele, cele mai importante fiind cel de la lacul Bucura și cel dintre lacul Viorica și Lacul Ana (Fig. 10).

Lacurile cele mai adânci, Bucura și Ana, sunt situate în cadrul complexului glaciar la altitudini medii, de 1970–2050 m. Cuvetele situate la altitudini superioare au fost sculptate fie în cadrul treptelor suspendate, individualizate ca urmare a influenței structurii și litologiei, fie în troguri glaciare de mică amploare, sculptate în cadrul circuitului principal de către limbi glaciare individualizate în faza de extincție a ghețarilor, în Tardiglaciari. În cazul Lacului Lia, situat la cea mai mică altitudine dintre toate, cuveta a suferit un intens proces de colmatare. Tăul Porții, cel mai

înalt din cadrul complexului Bucura, 2210 m, este izolat pe o treaptă, fiind plasat pe o direcție diferită de cea a cuvetelor următoare care se succed coliniar. Ținând cont de altitudine, dar și de formă – indicele de circularitate K_c are o valoare mare, de 0,88 – și adâncime ($H_{med} = -2,1$ m; $H_{max} = -4,7$ m) apar desigur întrebări legate de vârsta acestei cuvette lacustre. Dacă se pune deci problema fixării în timp a formării depresiunilor de subsăpare în care se găsesc lacurile din complexul glaciare Bucura, morenele latero-frontale situate la diverse altitudini ușurează această misiune, ținând cont desigur de raporturile spațiale dintre aceste forme acumulative (Urdea, 2000), dar și de datele de vârstă absolută existente pentru bazinul superior al Nucșoarei (Reuther *et al.*, 2007).

Astfel, morena din amonte de Lacul Lia, situată la circa 1930 m, ar avea vârsta Dryas Vechi, iar morenele situate în aval de Lacul Viorica, la circa 2075 m, cea de la Lacul Florica situată la 2090 m ca și morena ce închide Lacul Bucura, ar avea vârsta Dryas Mediu. Cuvetele lacurilor Tăul Porții și Tăul Agățat sunt rezultatul acțiunii ultimilor ghețari lentiliformi de mici dimensiuni ce au mai existat pe acest versant în Dryasul Nou, dovada fiind însăși modestia dimensională a depresiunilor de subsăpare în care sunt adăpostite amintitele lacuri. Dacă raportăm vârstele amintite în schema derulării fazelor glaciare din Carpații Meridionali (Urdea, 2004), este vorba de fazele Roșiile, Ștevia-Arpășel și Călțun.

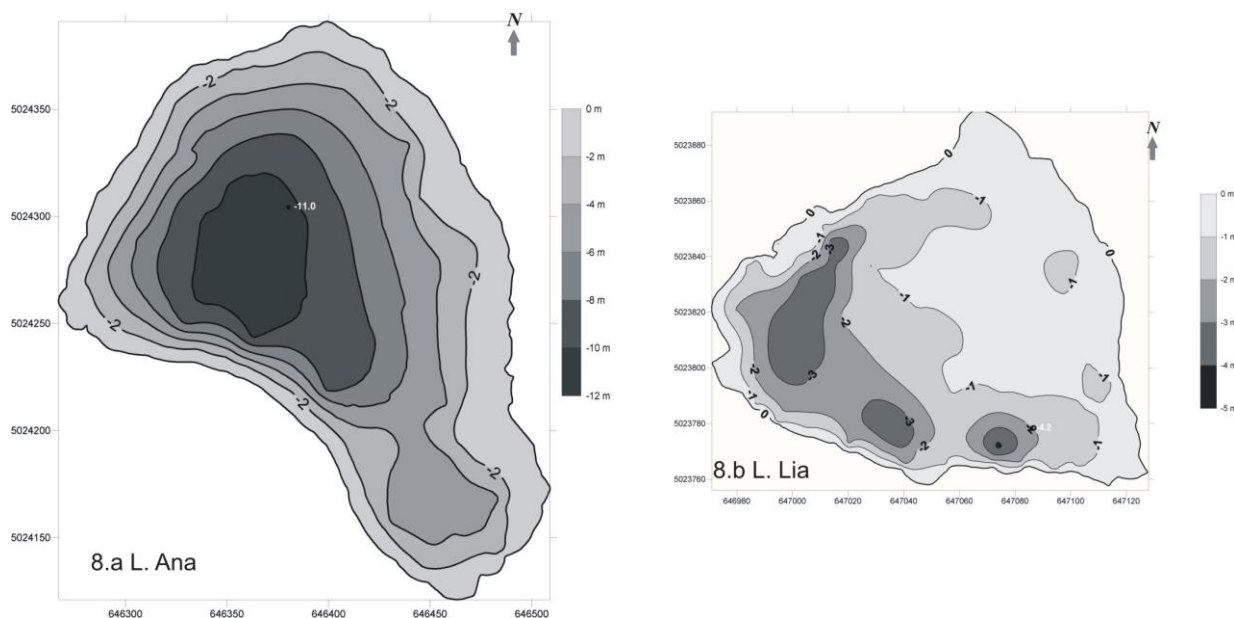


Fig. 8 Hărțile batimetrice ale lacurilor Ana (a) și Lia (b)

Fig. 8 Ana (a) and Lia (b) lakes bathymetric maps

Referitor la prezența treptelor în care s-au grefat cuvettele, se poate lua în calcul, pe lângă acțiunea glaciară și factorul structural (tectonica). Astfel, în profilele din Fig. 8 se observă diferențele de pantă dintre cuvettele Tăul Porții – Florica și Ana – Lia pe de-o parte și Viorica – Ana pe de altă parte. Abruptul dintre ultimele două este mult mai accentuat, desfășurându-se pe o diferență de nivel de aproximativ 100 m.

Morfologia de detaliu a complexului glaciare Bucura trebuie să fie interpretată ținând cont de particularitățile litologice și structurale ale acestei zone, chiar dacă la o privire generală prezența corpului granitoidului de Retezat nu ar ridica probleme majore de interpretare a corelației substrat geologic–morfologie glaciară. În primul rând, partea superioară a complexului glaciare

Bucura se află la contactul dintre granodioritele cu biotit și muscovit, situate la NNV și granodioritele gnasice și cele laminate, situate la SSE. În aria dintre lacul Viorica și Florica apare o bandă de granite ce impun însăși masivitatea pragului glaciare și a zăvorului glaciare dintre cele două depresiuni de subsăpare glaciară. Pe de altă parte, avem de-a face cu un corp de granitoide strabătut de o rețea de fisuri longitudinale și transversale, detectabile pe aerofotograme (Foto 2), dar și în teren după modul liniar și/sau rectangular de desfășurare a unor mezoforme de relief ca de exemplu, pragurile glaciare, berbecii glaciari, unele depresiuni de subsăpare glaciară – sesizabile la cuvettele lacurilor Bucura, Viorica, Florica, Tăul Porții – culoarele de avalanșă și chiar crestele și pereții circurilor glaciare.

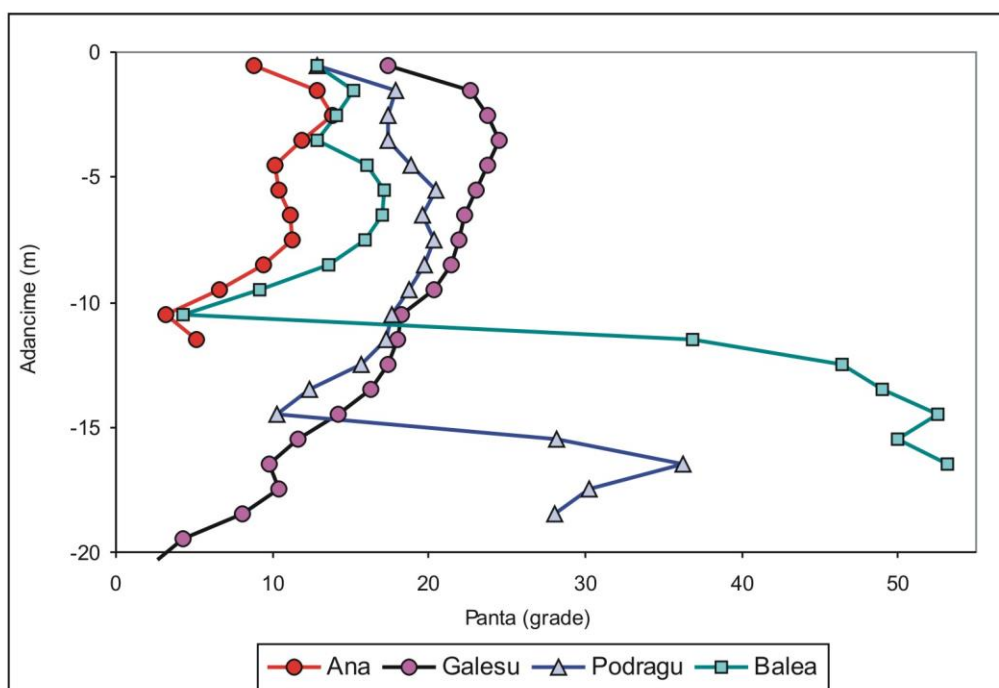


Fig. 9 - Graficul distribuției pantelor pe adâncime pentru lacurile Ana, Galeșu, Podragu și Bălea
Fig. 9 - Ana, Galeșu, Podragu and Bălea lakes slope distribution on different depth levels

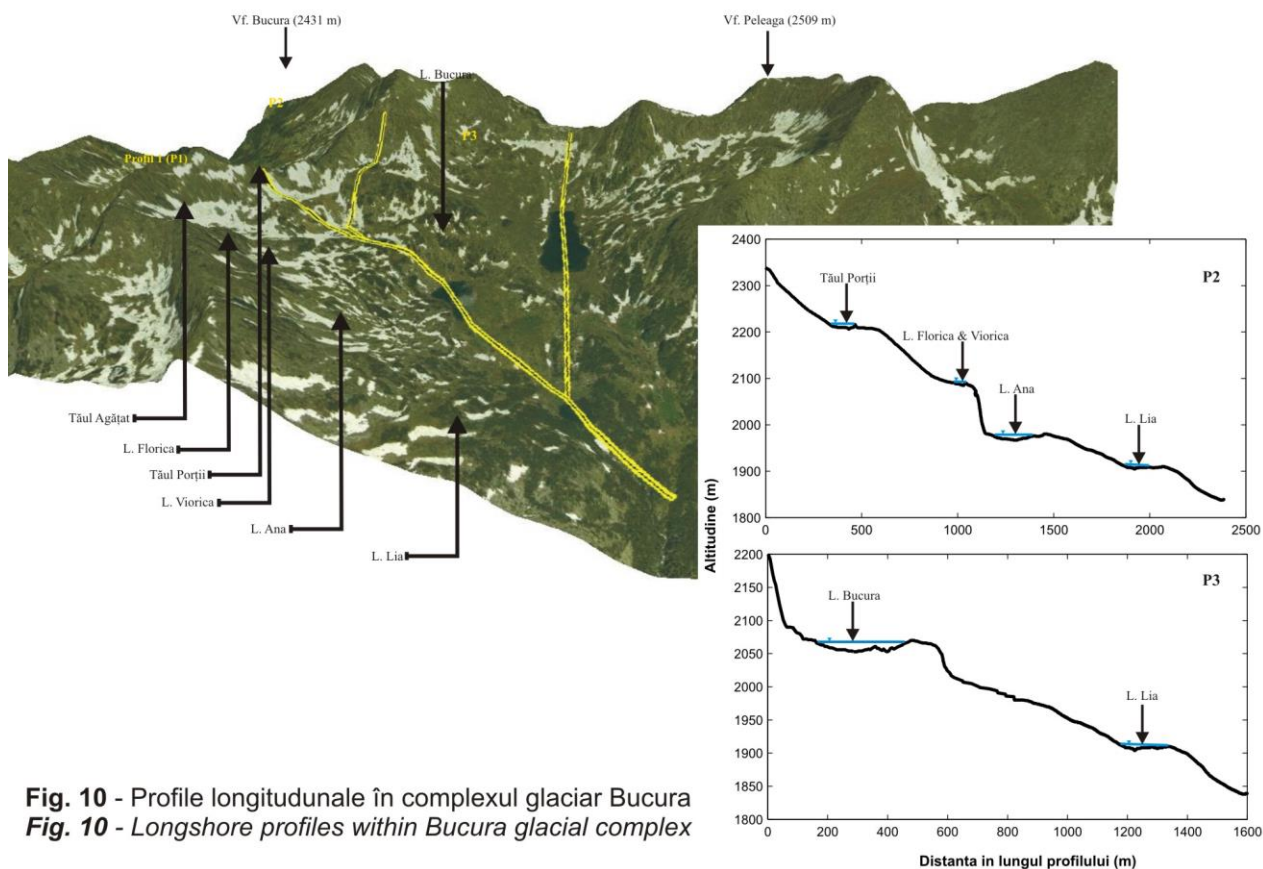


Fig. 10 - Profile longitudinale în complexul glaciara Bucura
Fig. 10 - Longshore profiles within Bucura glacial complex

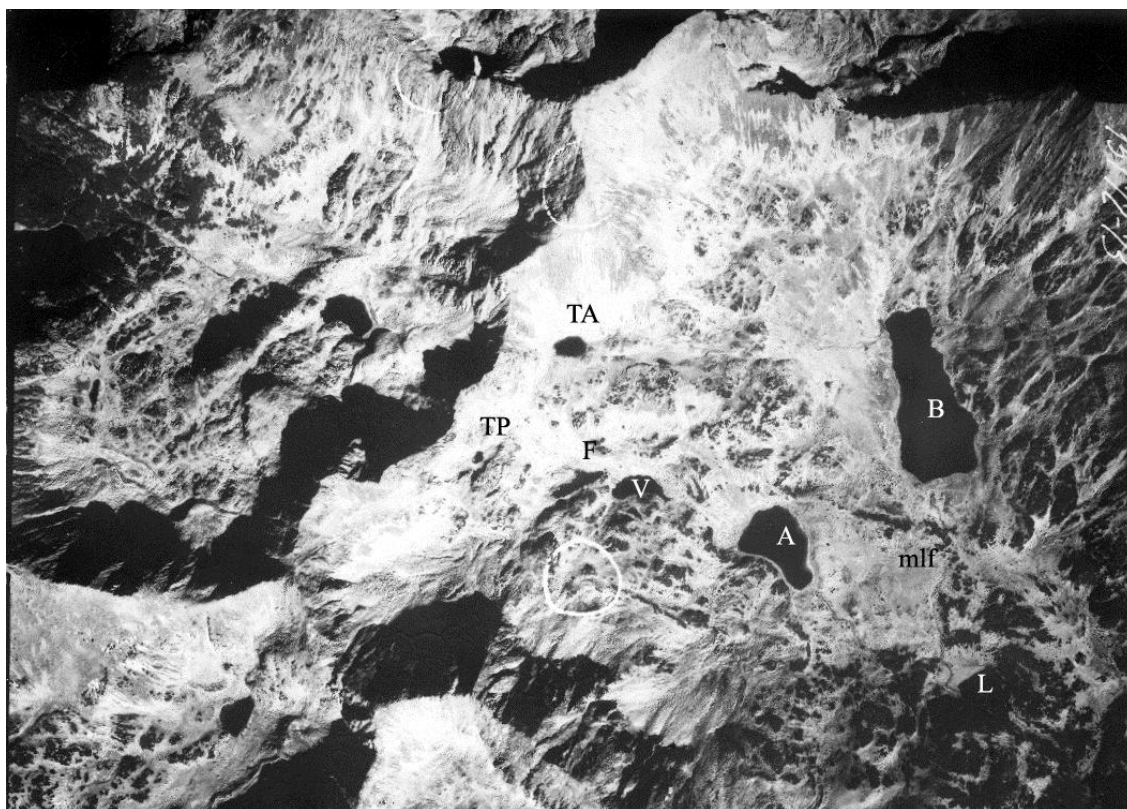


Foto 2 Fotografie aeriană a complexului glaciare Bucura (1973): B – L. Bucura; L – L. Lia; A – L. Ana; V- L. Viorica; F- L. Florica; TP – Tăul Porții; TA – Tăul Agățat; mlf – morenă latero-frontală

Photo 2 Aerial photography of Bucura glacial system (1973): B – Bucura Lake; L- Lia Lake; A - Ana Lake; V- Viorica Lake; F- Florica Lake ; TP – Tăul Porții Lake; TA – Tăul Agățat Lake; mlf –latero-frontal moraine

5. Concluzii

Pentru majoritatea cuvetelor lacustre glaciare analizate, se remarcă diferențe semnificative între parametrii morfometrici determinați în prezentul studiu (configurația liniilor de țărm, suprafața, volumul cuvelei, adâncimea medie și maximă) și cei raportați în literatură (Pișota, 1971; Gâstescu, 1963; Năstase, 1960). Astfel, în prezentul studiu valorile măsurate ale adâncimii medii și maxime și ale volumului de apă sunt considerabil mai mari. Extinderea măsurătorilor și la lacurile din alte masive (Parâng, Rodnei) va permite ajustarea prin mărire a estimărilor privind resursele de apă din lacurile glaciare. Aceste diferențe derivă, în principal, din folosirea tehnicilor de lucru moderne care au permis realizarea unor măsurători și calcule mult mai precise capabile să ofere o imagine îmbunătățită pe baza noilor informații.

Microformele identificate la nivelul cuvetelor lacustre, asimilate de către noi formelor plastice (jgheaburi, caneluri, marmite, cupe, suprafețe ondulate) au luat naștere ca urmare a proceselor

glaciare complexe (subsăpare glaciară, exarație, detracție, eroziunea torenților subglaciari). Excavațiunile semisferice de tip gropan (*pothole*) necesită, însă, studii mai detaliate pentru stabilirea clară a condițiilor care au determinat apariția lor. Între acestea avem în vedere influența rețelelor de fisuri, în cazul corpurilor de granitoide, sau planuri de șistozitate, în cazul substratului șistos, corelat cu convergența maselor de gheață supuse mișcărilor rotaționale.

Curbele batigrafice specifice lacurilor glaciare din Carpații Meridionali pot fi grupate după formă în trei tipuri dominante: curbe batigrafice cu formă convexă (Lia, Slăveiu), curbe batigrafice cu profil linear sau linear-convex (Buda, Galeșu, Capra) și curbe batigrafice cu forma convex-concava sau mixte (Bâlea, Podragu, Ana).

Distribuția pantelor pe etaje de adâncime permite încadrarea preliminară a cuvetelor lacustre în trei tipuri majore: (1) lacuri cu pante mici și moderate (Ana); (2) lacuri cu versanți abrupti și fund plat (Galeșu) și (3) lacuri cu suprafețe plate

de fund și excavațiuni de tip „gropan” (Bălea și Podragu).

În ciuda faptului că analiza formelor glaciare constituie principala preocupare în înțelegerea evoluției mediului glaciar, studiul morfologic al lacurilor glaciare poate fi revelator pentru înțelegerea concretă a comportamentului dinamic al ghețarilor ce au sculptat fiecare circ și vale glaciară, fiecare cu elemente morfologice de detaliu caracteristice. În viitor, se impune continuarea studiilor privind relieful lacustru glaciar din Carpații Românești prin mărirea bazei de date batimetrice în vederea creării unei noi tipologii a cuvetelor lacustre glaciare după criterii

morfometrice și morfografice, impuse de particularități morfogenetice.

Mulțumiri

Rezultatele publicate în acest articol au fost posibile prin finanțarea obținută în cadrul proiectului CEEEX Medalp nr. 738/2006. Mulțumim colaboratorilor noștri Mihai Micu, Mircea Voiculescu, Răzvan Săcrieru, Dana Micu, Mircea Ardelean, Florina Ardelean, Daniel Ciupitu și Alexandru Dumitrescu pentru asistența în teren. Mulțumiri speciale pentru participarea directă la colectarea datelor sunt adresate colegilor Andrei Ghib, Nicolae Cruceru și Alexandru Onaca.

BIBLIOGRAFIE

- DRAGNE, D., CHEVAL, S., MICU, M. 2004. The snow cover in the Romanian Carpathians and the influencing factors, *Analele Universității de Vest din Timișoara, GEOGRAFIE*, **XIV**, 145-158.
- GÂȘTESCU, P., 1960. Caracteristicile hidrochimice ale lacurilor din R.P.R., *Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor*, **V**, 1, 22-25.
- GÂȘTESCU, P., 1961 a). Curba batigrafică în interpretarea tipurilor genetice de lacuri, *Comunicări de geologie-geografie*, Soc. Șt. Nat. Geogr., **II**.
- GÂȘTESCU, P., 1961 b). Tipuri genetice de lacuri din R.P.R. după originea cuvelei lacustre, *Probleme de Geografie*, **VIII**.
- GÂȘTESCU, P., 1963. *Lacurile din R.P.R. geneză și regim hidrologic*, Editura Academiei, București, p. 330-343.
- GÂȘTESCU, P., 1971. *Lacurile din România. Limnologie regională*, Editura Academiei, București, 372 p.
- IANCU, S., 1961. Contribuții la cunoașterea lacurilor alpine din Masivul Parâng, *Analele Universității „C.I.Parhon” București, Seria Șt. Naturii, Geologie-Geografie*, **X**, 27, 163-177.
- LOCZY, 1904. A Retyezat tavairól, *Földrajzi Közlemnyek*, **XXXII**, 224-233.
- MARTONNE, Emm. de, 1900. Le levé topographique des cirques de Găuri et Gâlcescu (massif du Parâng), *Bul. Soc. Inginerilor și Industriei de Mine*, **IV**, **I-II**, 3-42.
- MARTONNE, Emm. de, 1906-1907. Recherches sur l'évolution morphologiques des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales), *Revue de géographie annuelle*, **I** Paris, 286 p.
- MARTONNE, Emm. DE, MUNTEANU-MURGOCI, G., 1900. Sondage et analyse des boues du Lac Gâlcescu, *C.R. des Séances de l'Acad. des Sc. Paris*, **CXXX**, 932-935.
- MIHĂLCESCU, Șt. 1936. Observații limnologice în Făgărași, *Buletinul Societății Regale Române de Geografie*, **LV**, 260-262.
- NĂSTASE, A., 1960. Lacurile Capra și Căprița din Masivul Făgăraș, *Probleme de Geografie*, **VII**, 267-274.
- NĂSTASE, A., 1960. Lacul Buda – Observații limnologice, *Natura*, **3**.
- NĂSTASE, A., 1960. Lacul Doamnei. Observații limnologice, *Comunicări de geologie-geografie*, Soc. Șt. Nat. Geogr., **I**, 135-138.
- PHLEPPS, O., 1914. Studien an den Hochgebirgsseen auf den Nordgehänge des Fogarascher Gebirges, *Festschrift zur wanderversammlung. Ärzte und Naturforscher*, Sibiu, 140-156.
- PIȘOTA, I., 1956. Câteva observații hidrologice asupra lacului Bălea și bazinului Bălea-Cârțișoara, *Natura*, **VIII**, **1**, 40-47.
- PIȘOTA, I., 1957. Lacul Urlea cu bazinul său hidrografic, *Analele Universității „C.I.Parhon” București, Seria Șt. Naturii, Geologie-Geografie*, **27**, 253-264.
- PIȘOTA, I., 1957. Lacul Călțun (Observații limnologice), *Probleme de Geografie*, **V**.
- PIȘOTA, I., 1958. *Observații hidrologice asupra lacurilor glaciare de pe flancul nordic al Masivului Făgăraș*, Realizări în Geografia R.P.R. în perioada 1947-1957, Inst. de Cerc. Geografice, București, 70-87.
- PIȘOTA, I., 1964. Lacurile glaciare din Munții Retezat, *Natura*, **XXVI**, **6**, 21-30.
- PIȘOTA, I., 1967. Morfologia și morfometria lacurilor glaciare din Carpații Meridionali, *Analele Universității București, Seria Șt. Naturii, Geologie-Geografie*, **XVI**, **1**, 103-113.
- PIȘOTA, I., 1971. *Lacurile glaciare din Carpații Meridionali. Studiu hidrologic*, Editura Academiei R.S.R., București, 162 p + anexe.
- PIȘOTA I., TRUFAȘ, V., 1961. Sursele de alimentare cu apă a lacurilor din relieful glaciar al Carpaților Meridionali, *Analele Universității București, seria Geografie*, **27**,
- REUTHER, A.U., URDEA, P., GEIGER, C., IVY-OCHS, S., NILLER, H.P., KUBIK, P., HEINE, K. (2006), Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians, Constrained by ¹⁰Be exposure ages and pedological investigations, *Quaternary International*, **164-165**, 151-169.
- TRUFAȘ, V., 1961. Lacurile din relieful glaciar al Munților Șureanu, *Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor*, **VI**, **1**, 22-25.
- TRUFAȘ, V., 1963. Iezerele din Munții Cindrel, *Comunicări de Geografie*, Societatea de științe naturale, secția Geografie, **II**, 69-80.
- URDEA, P., 2000. *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București, 272 p.

-
- URDEA, P., 2004. The Pleistocene Glaciation of the Romanian Carpathians. In: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (eds): *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part I: Europe. Developments in Quaternary Science*, Volume 2, Elsevier, pp. 299-306.
- URDEA, P., 2005. *Ghețarii și relieful*, Editura Universității de Vest, Timișoara, 380 p.
- URDEA, P., SARBOVAN, C., 1995. Some considerations concerning morphoclimatic of the Romanian Carpathians, *Acta Climatologica Szegediensis*, **28-29**, 23-40.
- URDEA, P., VUIA, F., ARDELEAN, M., VOICULESCU, M., TÖROK-OANCE, M. (2004) - Investigations of some present-day geomorphological processes in the alpine area of the Southern Carpathians (Transylvanian Alps), *Geomorphologia Slovaca*, **4, 1**, 5-11.
- VESPREMEANU-STROE, A., MIHAI, B., CRUCERU, N., PREOTEASA, L., 2004. The freeze-thaw cycles frequency in the Romanian Carpathians, *Revue Roumaine de Géographie*, 48, 147-155.
- VESPREMEANU-STROE, A., CHEVAL, S., TĂTUI, F., 2008. The wind regime of Romania – characteristics, trends and North Atlantic Oscillation influences, *Romanian Journal of Meteorology*, (in press).

¹ **Universitatea din București, Facultatea de Geografie**

² **Universitatea de Vest din Timișoara, Facultatea de Chimie, Biologie, Geografie**

Probleme de evoluție a rețelei de văi din Munții Plopișului

Lucian BLAGA, Dorina Camelia ILIEȘ

Key-words: Bistra, Barcău, Rhodanic orogenesis, capture network, antecedence, epigenesis

Evolution problems of the valley in Plopiș Mountains. The oldest drainage network which can be identified within this area belongs to Bistra catchment, whose springs are situated in the Eastern part, to which are in upper streams of Toplița, Boului and Tusa rivers. The Rhodanic phase imposes the upstream erosion development of the rivers flowing from the Plopiș flanks, so that the valleys from Iaz, Lușor and Valea Mare behead successively the Bistra valley. The last manifestation of this orogenic phase finds Barcău slid over the piemontane cone from the Northern part of Nușfalău and over the crystalline spur from Marca. Therefore its overimposing and its antecedence are realised.

Prezentul articol încearcă să aducă o serie de precizări referitoare la evoluția rețelei hidrografice din spațiul montan și limitrof al Plopișului.

În acest scop, am pornit de la ipotezele construite de Ficheux R. (1921,1971), Paucă M. (1964), Savu Al. (1965), Posea A. (1977), Orghidan N. (1969) și Bențe F. (1975), care au în vedere schimbările și ajustările de la nivelul râurilor din arealul Vlădeasa – golful Borodului – Plopiș – Oșteana – golful Șimleului. Primii patru sunt adepți ai captărilor succesive, iar ultimii ai epigenezei și antecedentei. Toate teoriile pornesc de la o evidență de paleodinamică demonstrată în numeroase lucrări de geologie și geomorfologie: existența unei hidrografii vechi din Vlădeasa care se drena spre golful Șimleului. Deoarece cercetările lui Savu și Bențe sunt mai aproape de spațiul nostru de studiu, vom prezenta succint numai ipotezele lor.

Savu A., în demersul său pentru explicarea evoluției rețelei hidrografice din depresiunea Șimleului, afirmă din start că „în rama cristalină a Plopișului, unele din arterele hidrografice sunt vechi, schițându-se încă din faza de exondare sarmatic superioară – pontiană, pe suprafața vechii platforme piemontano – litorale badenian – sarmatice, pentru a se supraimpune cristalinului din bază”. Oferă ca și exemple pe Bistra și sectoarele superioare ale Topliței, Iazului, Văii Mari și Frunții (la acestea ulterior, Bențe adaugă Drighiul, Aleușul, Cerișa și Valea Mică, iar noi specificăm că în mod sigur Drighiul). Rețeaua hidrografică, inițial consecventă evoluează destul

de repede spre faza de subsecvență pe liniile de contact dintre cristalin și sedimentarul badenian – sarmatic, părți din ele încastrându-se epigenetic în metamorfic. Schimbările radicale în configurația acestor sisteme de drenaj apar la sfârșitul romanianului. Ele au în vedere captările Crișului care blochează aportul de ape dinspre Vlădeasa și impun conturarea unei rețele unitare cu o singură arteră principală: Crasna amplasată atunci pe V. Calitca de astăzi. Toate râurile de pe rama nord-estică a Plopișului se drenau înspre ea. Barcăul nu exista încă în dacian (autorul s-a referit la traseul actual al râului). Exista un Barcău mijlociu cu izvoarele sub Dealul Mărin (actuala V. Borumla), ca afluent al Bistrei. Ulterior (sfârșitul romanianului după Paucă), acesta influențat de o arie de subsidență din Câmpia Tisei pătrunde regresiv peste sedimentarul ce acoperea pindenul cristalin de la Marca, fapt ce-i și conferă un surplus de vigurozitate față de Crasna care era deja înclăștată epigenetic. Ca urmare, el a decapitat succesiv afluenții Crasnei ce coborau din Plopiș, pe un traseu apropiat de rama cristalină, care ar urma o linie aproximativ dreaptă ce unește sectorul epigenetic de la Preoteasa – Subcetate cu cel de la Marca (fig. 1). Bucla mare a Barcăului din prezent, dintre cele două sectoare amintite, s-ar datora împingerii spre dreapta de către afluenții săi din Plopiș. Argumentele în sprijinul acestei ipoteze aduse de către Savu și Paucă sunt: existența unor înșeuări pe dreapta Barcăului, în sectoarele de obârșie ale afluenților de stânga ai Crasnei (Ratin, Pupoș, Corhani, Huseni), câteva petece de

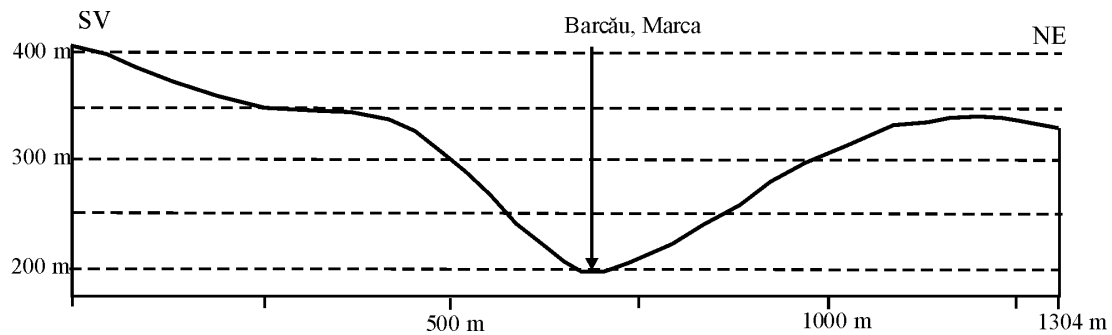


Fig. 3 Profil transversal prin defileul de la Marca

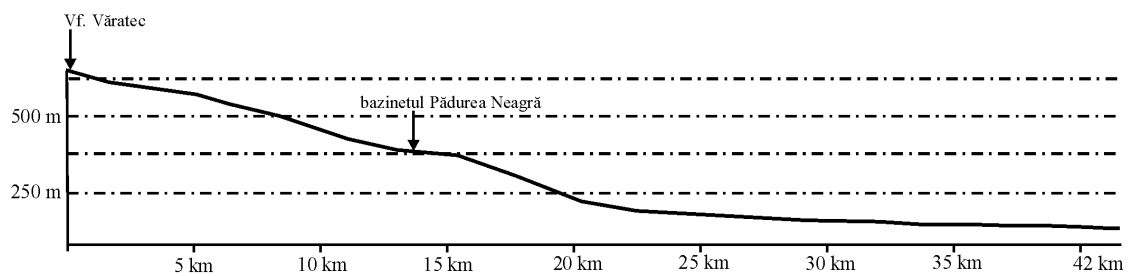


Fig. 4 Profilul longitudinal al văii Bistra în sectorul montan

Traseul Bistrei în sectorul montan (cu orientare generală SE – NV, conform cu a culmii principale), care nu se leagă de condițiile morfogenetice sarmațiene și nici de accidente de tipul faliilor, combinat cu poziția bazinului pe cîlna nord-estică (cumpăna sudică nu depășește linia celor mai mari înălțimi), forma în plan cu meandre încetușate și profilul longitudinal evoluat (fig. 4), relativ uniform (singurele flexurări fiind impuse de bazinetul Pădurea Neagră și structura magmatică subhercinică din proximitatea lui), justifică afirmația noastră.

Dacă traseul ei n-ar fi fost conturat înainte de sarmațian (de fapt din badenian) ar fi avut în prezent aceeași orientare pe care o au Cerișa, Drighiul, Valea Mare și Iazul pe cursurile lor mijlocii și inferioare. Pentru perceperea mai clară a situației generale, mai trebuie să adăugăm faptul că linia celor mai mari înălțimi nu a fost încă străpunsă regresiv de râurile de pe flancul sud-vestic (Peștiș, Omul, Răchiteasca), excepție făcând sectorul de la est de Șerani – Valea Ferchii. Chiar de la izvoarele actuale (de sub Vf. Văratec, din apropiere de Șinteu), valea are în profil transversal un aspect de maturitate, iar singurul segment cu trăsături de vale tipic montană se găsește după ieșirea râului din Pădurea Neagră. Aceste izvoare au fost de fapt ale unui afluent, iar izvoarele inițiale trebuie căutate mult mai la est, în sectoarele superioare suprainpuse și cu orientare SE – NV ale văii Iazului, Lucșoarei (afluent al Văii Mari) și

Valea Mare (fig. 7). Pentru a merge mai departe, trebuie să precizăm că diastrofismul eostiric (începutul badenianului) reactivează vechile linii de falii și practic, asistăm în continuare la o evoluție relativ diferită a Plopișului pe două sectoare situate la vest și la est de aliniamentul Tusa – Cetea.

Pentru vechimea segmentelor din arealul Tusa – Ciucea pledează depozitele badenian superioare cu stratificație încrucișată (Nicorici, 1972), grosimi mari și cu elemente rare de eruptiv (este posibil deci ca la geneza lor să participe și râuri din Vlădeasa, ceea ce ar însemna că începutul legăturii morfodinamice cu muntele amintit se plasează în badenian).

Mișcările stirice noi (care transmit de fapt impulsul energetic pentru geneza pietrișurilor și nisipurilor) și cele de la finalul badenianului antrenează pozitiv Plopișul, însă spațiile din jur rămân tot cu funcție de bazin. Râurile din Vlădeasa împreună cu cele din extremitatea estică a Plopișului construiesc piemontul Oșteana pe toată durata sarmațianului. Tot în această perioadă se conturează rețeaua hidrografică de flanc (nord-estic și sud-vestic), în condițiile unui relativ calm tectonic. Mișcările de ridicare – basculare de la sfârșitul sarmațianului, cu redresare mai puternică a clinei sud-vestice induc încă o dată potențial energetic pentru râurile din Plopiș, cu excepția Bistrei ce era încastrată în cristalin. Începe insinuarea lor regresivă și o adâncire în propriile

structuri de la baza muntelui. În Oșteana se păstrează legătura cu Vlădeasa, dar râurile încep să se împotmolească în propriile aluviuni. Transgresiunea ponțiană blochează temporar dinamica erozională a morfohidrosistemelor din Plopiș.

Mișcările pozitive rhodanice aduc cele mai spectaculoase modificări în structura rețelei de văi din acest areal. Legătura Oștenei cu râurile din Vlădeasa se încheie. Râurile din flancurile Plopișului se adâncesc în depozitele generate anterior și se dezvoltă în lungime în două sensuri:

spre depresiuni, prin eroziune directă, și înspre culmea interfluvială majoră, prin eroziune regresivă. În Șimleu, datorită configurației sale de golf larg deschis, direcția de retragere a nivelului de bază a fost inițial nord – nord-vestică. Este posibil ca pentru o perioadă de timp, până la interceptarea deranjamentelor rupturale din sectorul Tusa, râurile din acest areal (Toplița, V. Boului) să se fi drenat spre Crasna. Interceptarea, judecând după profilul de la Preoteasa (fig. 5) a avut loc la altitudinea de 550 – 600 m.

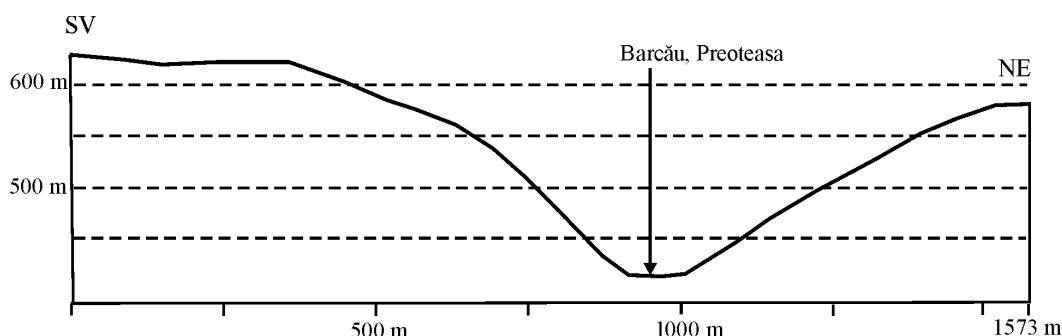


Fig. 5 Profil transversal prin defileul Tusa - Preoteasa

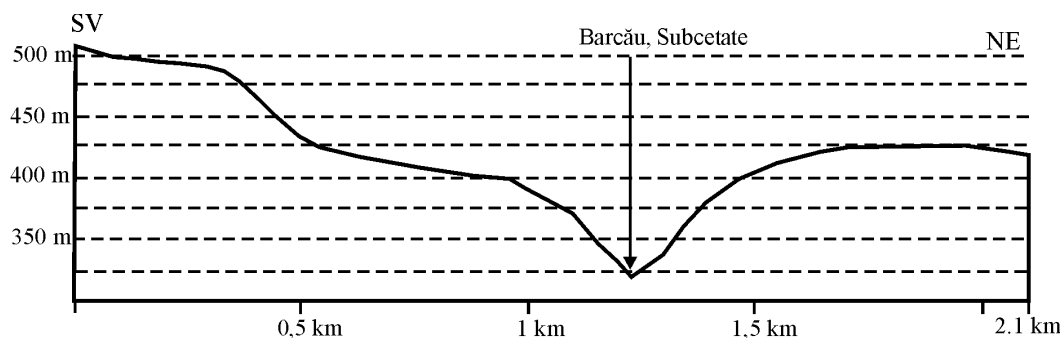


Fig. 6 Profil transversal prin defileul de la Subcetate

Mai la vest, V. Iazului, Lucșoara (Lușor) și Valea Mare au decapitat succesiv cursul superior al Bistrei. Mărturie stă un întreg aliniament de segmente cu orientare SE – NV (fig. 7). Procesul nu este încă terminat, Drighiul și un afluent al Văii Mari atacă în prezent cumpăna dinspre Bistra, în dreptul localității Șinteu, diferența altimetrică dintre ele nedepășind în multe locuri 20 m.

În aceste condiții, V. Iazului, Valea Mare împreună cu Drighiul, Cerișa și Valea Mică aștern depozitele piemontane ale căror urme se regăsesc la contactul cu rama montană, la altitudini de 300 – 400 m. Același lucru îl realizează rețeaua de râuri din sectorul de izvoare a Barcăului, altitudinile de repauzare fiind însă diferite: 500 – 600 m la Tusa, sub platoul calcaros Ponor, 400 – 420 m, în arealul Preoteasa, pe dreapta Barcăului. Vârsta lor nu este

încă foarte clară: romaniană sau cuaternară (pleistocen inferior). La nivelul lor, Barcăul interceptează accidentele rupturale din sectorul Tusa (fapt indicat și de profilele transversale de la Preoteasa și Subcetate, fig. 5 și 6), fiind coordonat de nivelul de bază cu retragere înspre vest – nord-vest, schimbare care apare datorită subsidenței active din bazinul panonic, combinată cu efectul de insulă a Plopișului.

Ultimul paroxism rhodanic sau prima fază valahă găsesc Barcăul alunecat pe conurile piemontane de la nord de Nușfalău, la nivelul aliniamentului teraselor superioare, și deasupra pintenului cristalin de la Marca, în ridicare. Ca urmare are loc supraimpunerea lui și implicit antecedenta. Bucla ulterioară pe care o realizează râul între Valcău și Ip este un efect al combinării

mai multor cauze: subsidența din depresiunea Nușfalău, interceptarea ulterioară a unor aliniamente de falii, parțial puse în evidență și de izvoare termale, la care se adaugă fenomenul de împingere realizat de afluenții ce coboară din Plopiș. De fapt, această neotectonică depresionară și de bordură este deja bine cunoscută în literatura de specialitate.

Pe rama sud-vestică, evoluția rețelei de văi autohtone post-rhodaniene este una simplă, tipică regiunilor de contact morfostructural de tip masiv vechi – bazin sedimentar prin bazine periferice locale, cu formare de conuri de dejecție a căror vârstă descrește înspre vest, după direcția de retragere a apelor panonice. Aliniamentele de falii, contactul sedimentar – cristalin și abaterile pe propriile conuri explică satisfăcător sectoarele de reorientare ale văilor.

Vârsta râurilor din sectorul montan și colinar de tranziție de aici este conformă cu cele din partea nord-estică, astfel încât nu mai intrăm în detalii. V. Borodului propriu zisă, cu traseul aproape paralel

cu cel al Crișului Repede pe cca. 12 km, este mult mai recentă (cuaternară), fiind un rezultat al constrângerilor impuse de morfologia preexistentă, după fixarea Crișului pe aliniamentul actual (Podișul Beznea, continuat prin conul de dejecție al Crișului, obligă râul la acest traseu).

În concluzie, putem afirma că în spațiul orosistemului Plopiș pot fi conturate trei mari etape de evoluție paleomorfohidrografică:

- etapa badeniană, în care Bistra era principala arteră hidrografică;
- etapa sarmațiană, când se conturează rețeaua văilor de flanc (nord-estic și sud-vestic) din Plopiș, iar râurile din Vlădeasa, în principal, construiesc Piemontul Oșteana;
- etapa post – rhodaniană, remarcabilă prin captările succesive pe care le suportă Bistra și prin fenomenele de antecedentă și epigeneză ale Barcăului.

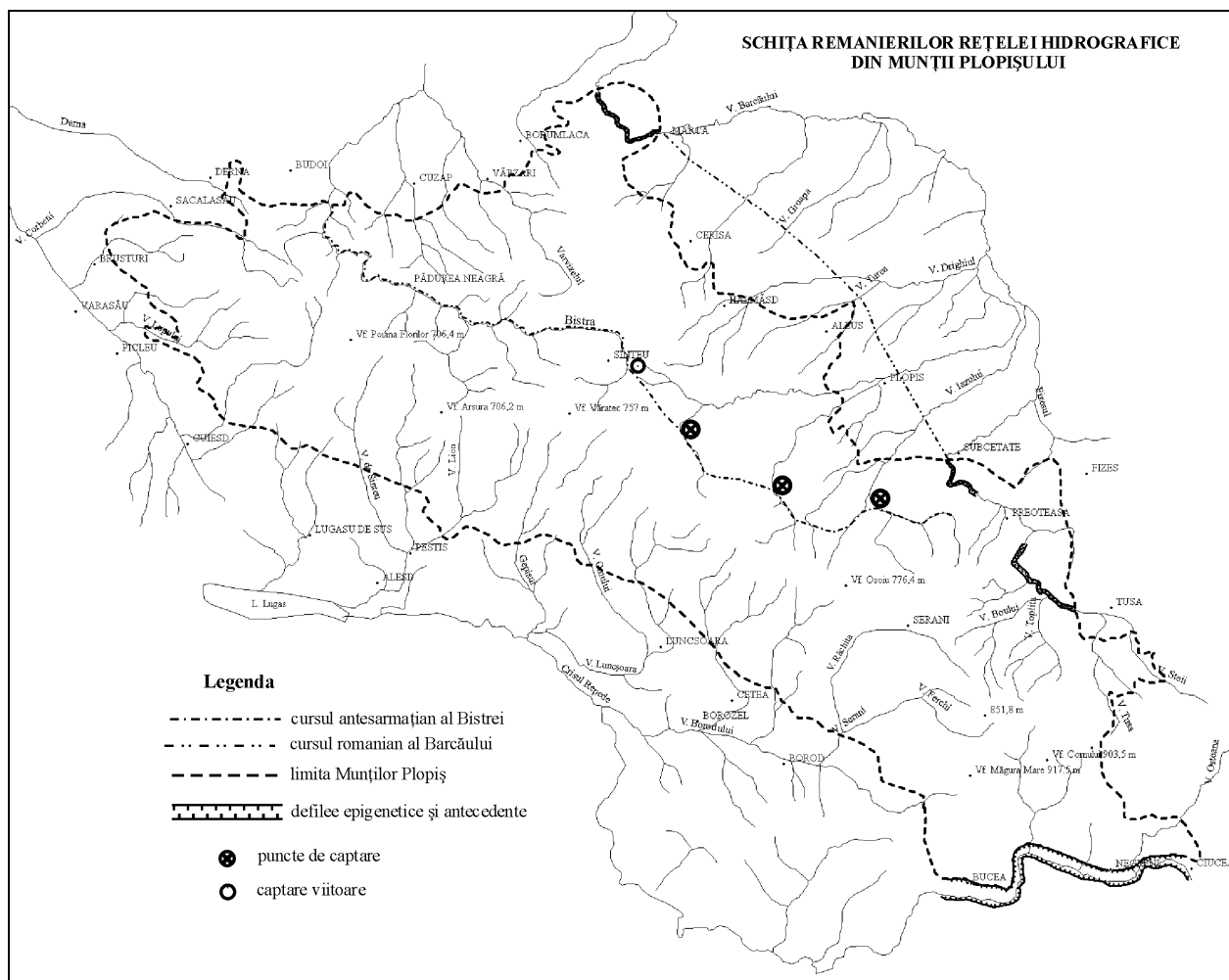


Fig. 7

BIBLIOGRAFIE

- BENȚE F. (1975), *Tipuri de relief în Depresiunea Șimleului*, Lucrări Științifice, seria A;
- BLEAHU M. et al. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Editura Academiei, București;
- BERINDEI I. (1973), *Evoluția paleogeografică a depresiunilor golf din vestul României*, Realizări în Geografia României, Editura Științifică, București;
- FICHEUX R. (1929), *Remarques sur le réseaux hydrographique du Bihor Septentrional*;
- HANTZ LAM I. (1968) – *Depresiunea Vadului, Studiu fizico-geografic*, Rezumatul tezei de doctorat;
- MĂHĂRA Gh. (1973), *Evoluția Câmpiei de Vest*, Realizări în geogr. României, Editura științifică, București;
- NICORICI E. (1972), *Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Șimleu*, Editura Academiei, București;
- ORGHIDAN N. (1969), *Văile transversale din România*, Ed. Academiei, București;
- PAUCĂ M. (1964), *Bazinul neogen al Silvaniei*, An. Com. Geol., XXXIV;
- PAUCĂ M., ISTOCESCU D., ISTOCESCU F. (1968), *Bazinul neogen al Vadului*, D. S. Inst. Geol., LIV;
- POSEA A. (1977), *Bazinul Crișului Repede*, în „Cercet. în Geogr. României”, Editura Științifică și Enciclopedică, București;
- POSEA G. (1997), *Câmpia de Vest a României*, Ed. Fundației „România de mâine”;
- SAVU AL. (1965), *Aspecte de relief în Depresiunea Șimleului*, Comunicări de Geografie, vol. III, Cluj;

Universitatea din Oradea

Departamentul de Geografie, Turism și Planificare Teritorială

The impact of avalanches upon the anthropic activities, on the Western Slope of the Piatra Craiului Massif

Anca MUNTEANU

Key words: avalanches, Piatra Craiului Massif, Western Slope, hazard, anthropic activities

Cuvinte cheie: avalanșe, Masivul Piatra Craiului, Versantul Vestic, hazard, activități antropice

Rezumat: Lucrarea prezentată își propune analiza avalanșelor ca hazard, identificarea arealelor cu potențial de producere a avalanșelor de pe versantul vestic al Masivului Piatra Craiului, al principalelor caracteristici și să prezinte impactul pe care îl au asupra activităților antropice. Dispunerea straturilor din flancul vestic al sinclinalului „Piatra Craiului” imprimă caracteristicile morfometrice și morfografice ale acestora, favorabile formării unei rețele de văi torențiale dense, speculată de zăpada care îndeplinește condițiile de curgere. Activitățile antropice din zonele vulnerabile la avalanșe sunt reprezentate de turism, exploatarea forestieră și mai puțin prin cele pastorale. În întregul areal se întâlnesc cinci refugii turistice și un număr de 20 poteci turistice marcate, iar potecile nemarcate sunt pe majoritatea văilor și a brânelor. De-a lungul timpului s-au înregistrat aici, 6 victime umane și distrugerea unor suprafețe însemnate cu vegetație, situate în lungul sau la baza culoarelor de avalanșă.

1. Introduction

The avalanches are spectacular phenomena which fast and with high frequency, having an immediate impact onto the natural elements and upon the human being himself (Voiculescu, 2002). They represent upon gravitational processes snow and ice which slide or roll downhill, increasing their volume, weight and speed (Grecu, 2006), developing a smashing destruction involving force. They result from the interaction of some climat parameters (abundant solid rainfalls, daily temperature variations, snow stratification, wind direction and intensity etc.), which superposes on a specific morphology (nival microdepressions, valley corridors, lithological or structural discontinuities etc.). The avalanches are natural hazards which can be characterized as risk phenomena when the human being and his goods become vulnerable to them. Due to the specific conditions of inaccessible land and to unfavorable weather, it is difficult to establish their distribution (Maggioni, Gruber, Stoffel). This is why it is important to know the morphological characteristics of the area susceptible to this phenomenon.

In Piatra Craiului Massif the occurrence of the avalanches is evidenced by the witness tracks of the avalanche corridors (Constantinescu, 1994, 1996, 2006; Moțoiu, Munteanu, 2006; Munteanu,

2004, 2006; Munteanu, Constantinescu, 2006). Although Piatra Craiului seems to be a massif without an increased risk for the human community, as there is no permanent human locality, some anthropic activities with mountain characteristics (tourism, forestry and grazing exploitations), represent a potential vulnerability through the frequency and the width of the avalanche areas.

The objectives of the study set as target the avalanches in their complexity, as geomorphological hazard, by the identification of the surfaces with an avalanche potential. The main characteristics that have and knowing the impact upon the anthropic activities, in a mountain area with a large number of tourists, are also analysed.

2. Methodology

The basic problem in the prognosis of the avalanche width is knowing the unfolding area and the space distribution of the snow instability. This is difficult to determine, due to the inaccessible lands (McClung, Schweizer, 1993). The Western Slope of Piatra Craiului Massif also presents some morphological peculiarities, which makes it difficult to be crossed, especially on wintertime. This is why we have set up this study using mainly the data from objectives different field campaigns.

Among the most important there were: the morphologic of the mountainside sectors where avalanches, morphometric or functional elements can occur, and especially the localization of the avalanche deposits. We have paid a special attention to the areas where anthropic activities analyses occurs and to the way in which they can be vulnerable to avalanches.

These field data where occurs for drawing the maps, together with the IKONOS-2004 satellite image and ortophoto (provided by the Administration of the Piatra Craiului National

Park), airphotogras and topographical maps at a scale of 1: 25 000, tourist maps, photos. The thematic maps (Fig.2) have been ctraun with the help of ArcView program, and in the end we have set up the map of the anthropic activities within the area where avalanches occur (Fig. 3).

We have also used other data provided by the Mountain Rescue teams of Câmpulung and Zărnești, by the Administration of the Piatra Craiului National Park, and by the forrestry districts, by the chalet keepers and by the members of some NGO's with activity within this area.

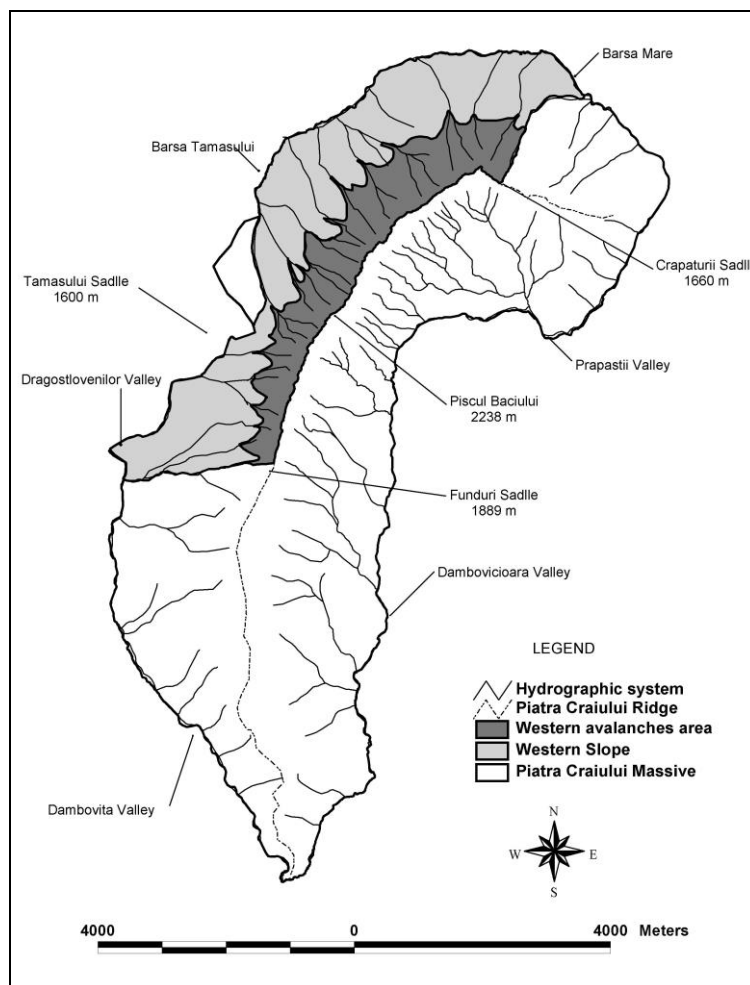


Fig. 1 The studied area within the Piatra Craiului Massif

3. The studied area

Piatra Craiului Massif is situated in the Eastern area of the Southern Carpathians, being formed by a unitary limestone ridge oriented towards NE-SW, with a very steep and asymetrical slope, due to the synclinal structure (Constantinescu, 1996). The ridge of Piatra Craiului represents the highest part of the Western flank of the upsturm drag syncline called "Piatra Mare hogback" (Constantinescu,

Pițigoi, 2003) and it is situated between Turnu Peak (1923m) to the North and the Funduri Saddle (1889 m) to the South. It reaches its maximum altitude at Piscul Baciului Peak (2238 m) and it is represented by a series of peaks and mountain saddles, with small basins at the source of the torrential valleys, favorable for the accumulation of snow or for cornices (Fig. 1).

The Western mountainside seems, from any angle, very steep, with structural steps, with a

difference in level of over 1,000 m. The limestone rocks (Kimmeridgian – Tithonic) have the strata edges subject to permanent pressure of erosional processes. These rocks are in the upper part, without vegetation, while at the base of the mountainside one can find Quaternary deposits (Constantinescu, 1994). The whole mountainside is an alternation of narrow valleys with debris flow, sharp edges, steep slopes, narrow structural mountain paths, where the current cryogenic, gravitational, erosional, transport and accumulation processes are very active and dynamic.

On its breadth, there can be evidenced two morphological zones: the North-Western steep slope, between Crapaturii Valley and Umerii Pietrei Craiului, with 15 catchments, each having several tributary valleys, having a role of avalanche paths. The valleys are deep, and visible from the ridge until the base of the mountainside. Along most of them, or to the contact with the avalanche deposits there are waterfalls, steep parts or "walls" with a high slope, sometimes vertical.

Towards the Western and the North-Western, of the limestone mountainside, there are, on the main interfluvies, a series of erosion remnants, developed at altitudes of 1400-1600 m, where there avalanches also occur. Between Umerii Valley and Urzicii Valley there the Western Steep Slope develops, where 6 hydrographic basins and 13 main avalanche corridors occur. Here, the valleys slightly define their shape towards the lower part of the mountainside, at the base of the large walls that are immediately under the ridge (Cristea, 1984), being well sketched in the deposit of debris flow and downhill from that.

4. Results and Discussions

The morphological and morphometric features of the whole mountainside provide with favorable conditions for the avalanches. The slopes have average values of more than 35° , often reaching more than 70° or even 90° or there are overhanging areas (Fig.2).

Due to the slope high declivity, there is no possibility for the snow to accumulate. Only in small basins at the springs of the valleys and in confluence areas, located in narrower sectors there are good conditions. This is why the slope is the one of the factor which allow the avalanche development, even during the snow falling, especially if they are accompanied by winds, when the snow not having enough place to deposit. When the snow quantity is too large to keep its

equilibrium, the ridge cornices and edges break, also during the melting period. The exposition is predominantly Northern and North-Western in the Northern half, and Western in the Southern half. Due to this feature, there are differences. Where the Northern and North-Western exposition exist, the snow gathers at each snowfall, as there is not enough time to melt, only at surface. Large avalanches occur especially on springtime, because the temperature does not sufficiently allow the change of snow quality, especially because of the warming of the base stratum, which generates the bottom avalanches. Meanwhile, in other areas with predominantly Western aspect, avalanches can occur all along wintertime. Due to morphological conditions, the smaller avalanches form on other secondary valleys or around all Western isolated remnants. They can start from any wall, even where forest vegetation exists. The anthropic activities can develop in or next to areas with an avalanche risk, thus becoming vulnerable to avalanches (Hervas, 2003; Armaş, 2006).

An important peculiarity of the avalanches is that, they develop from the ridge towards the foot of the mountainside, because the declivity and the morphology favours the fast movement of the snow, along the valleys. The intermediary small basins that are generally small and have a $35-45^{\circ}$ slope stops the energy of the smaller avalanches. During spring avalanches, once started, the snow reaches higher and higher speed and it only stops when the slope profile changes, meaning only when it reaches onto the colluvium deposits from the slope foot (Constantinescu, 2006). Due to the narrowness of the valleys (about 2-3 m breadth), the avalanches develop all along the mountainside (an average of 600-700 m difference) and have a big amplitude in height. The transported snow reach over 100 m height, especially where the valleys are narrow towards the thalweg. Such tracks have been encountered on Vâlcetul Spălat, tributary to Ciorânga Mari Valley, from Padina lui Râie Catchment, where an avalanche that occurred in 2005-2006 also left visible marks on the slope. Because the valley has in the transport sector a very narrow thalweg, of 2-3 m, the snow coming from the accumulation area had a height of approximately 100 m, flying over the level of the neighboring interfluvies.

The transported materials can move within the forest zone and be deposited up to altitudes of 1,100 m to the North and 1,300 m to the South. This emphasizes the morphological differences between the two subunits. The reduced vegetation development or even its lack from the corridors, indicate the frequency of the avalanche occurrence.

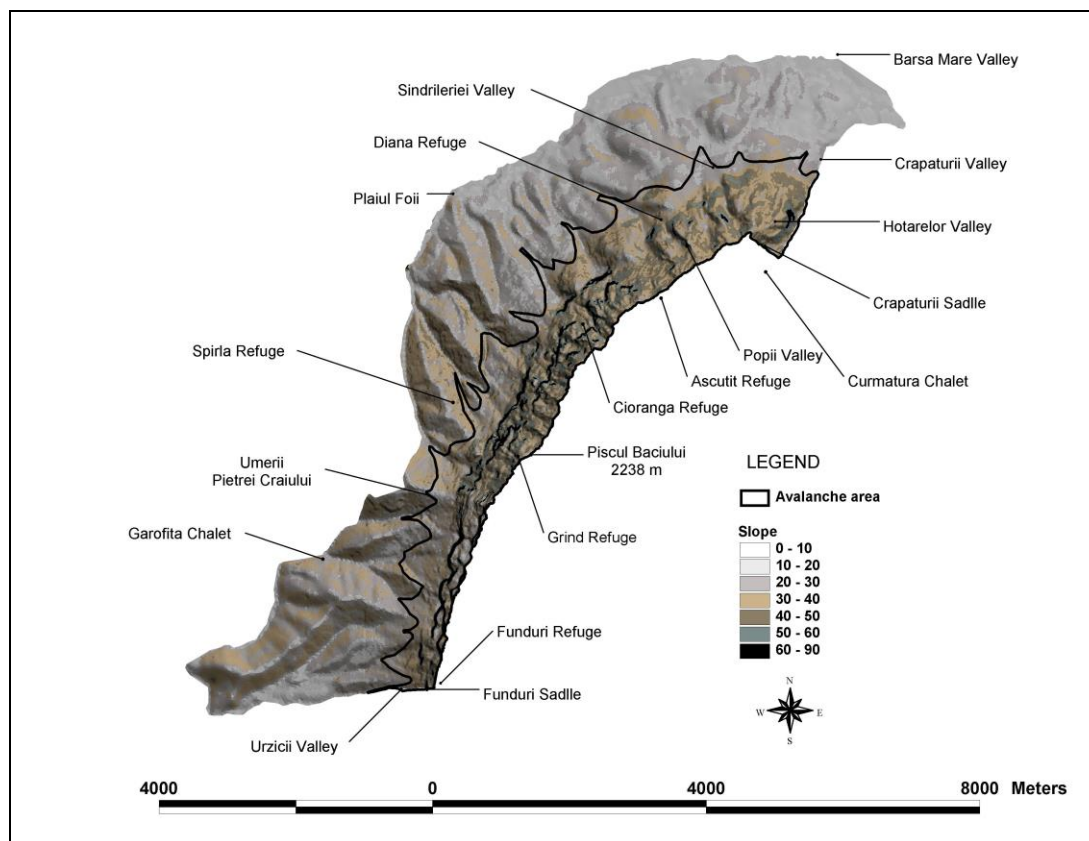


Fig. 2 The Western mountainslope of Piatra Craiului Massif – Slope Map

The main modelling of the valleys is a predominantly nival one. The flow of the surface waters is has a torrential regime. The largest part of the water from rainfall infiltrat in the limestone strata or in the debris deposits. All the valleys have the role of avalanche corridors. On each of them, there can be differentiated three typical sectors for avalanches (Ancey, Charlier, 1996; Moțoiu, 2005):

- **the sectors with snow accumulation and avalanche release (starting zone)** are located, in the majority of cases, within the superior part of the corridors, immediately near the ridge line and are represented by the upper basins at the source of the valleys. The majority are large, with several affluent threads, which confluent right above the place where the valley gets narrower. Fen exceptions are on the Western Steep Slope, Southern from Padina Lăncii Valley – the area of the Marele Grohotiș (Big Debris) and many other surfaces with over 60° slopes, where snow accumulates within the upper part of the steep areas and flows due to gravity, independently from the valley track.

- **the transport sectors** of the avalanche materials are located along the valleys and follow their tracks. Within the North-Western part, they

reach over 1,000 – 1,400 m length, being narrow (can reach only 2-3 m breadth) and steep (over 40° slopes). To the South-West they are shorter, of about 400-500 m, with over 60° slopes, on the mountainsides located in the accumulation sector next to the ridge and the base of the colluvial deposit.

- **the deposit sectors** are located on the base of the corridors and are overlapped upon the Cuaternary deposits and the active scree rivers from the lower part of the mountainside. They generally occur when the mountainside slope changes, and decreases under 20° and can take different lengths, according to local morphology and amplitude. These are easy to be noticed through the transported material and the tracks they leave. The snow destroys the trees it finds on its way, in places where the deposits located at the base of corridors have been fixed by vegetation. Such trees torn off by avalanches appears on the majority of the valleys, which make the avalanches to become an indirect risk factor, in for accidents during summertime due to trees also growing onto the tourist tracks. In summer 2007, such a lethal accident died occur, at the base of Padina Încișă Valley.

From a typological point of view (Voiculescu 2002, 2004; Mititeanu, Mititean, 2004; Moțoiu, 2005), the avalanches met in this sector of study belong to several types:

- *powder avalanches*, when the snow is fresh, starting when the wind or the abrupt warming of the weather “shakes” the unstable snow (especially that from rocks or vegetation), occurring right after the snowfall, generally having reduced proportions;

- *plate avalanches*, which occur on broken, flowing on well defined plans, if the snow has been laid on several layers, especially by the wind and if there exists a producing cause for the plate failure (tourists, chamois or its own weight);

- *snowball avalanches* gradually increase volume during sliding down and fall on wintertime, but especially at the immediate melting of the fresh snow, from the rocks or vegetation, reaching small dimensions;

- *moist avalanches* occurring especially on springtime, once the warming and melting of snow starts, appearing on the whole source surface and reaching variable dimensions;

- *corridor avalanches* occurring on the corridors formed by torrent valleys;

- *bottom avalanches*, triggering the whole snow layer existing in the starting sector, unveiling the vegetation and the rocks, occurring mainly when the temperatures grow on spring, sometimes until late April or May;

- *cornice or terrace avalanches* are formed through braking the ridge cornices, on the edges, or to the margins of structural steep areas. The cornices dislocate and fall down, triggering the snow laid on the mountainside, which can flow in large quantities.

The anthropic activities developed within areas featuring an avalanche risk are represented by tourist, grazing and forestry (Fig.3).

The tourism in Piatra Craiului has reached a distinct amplitude, by setting in 1932 of the Plaiul Foi Chalet (849 m) in the North-Western part of the massif, as well as the setting of some tourist tracks and refuge cabins. Southern from the Tâmașului Ridge there is Garofița Pietrei Craiului Chalet (1,100 m), built at the beginning of the 70's by rearranging a forestry district cabin (Cristea, 1984). To the South, there is another forestry cabin, on the Ivan Valley. There are 6 refuge cabins, from which 2 at the base: Șpirila (1,400 m) and Diana (1,510 m), 3 along the ridge: to the North – Ascuțit Peak, (2,150 m), at half ridge, in

Grind Saddle (2,210 m) and to the South one within Funduri Saddle (1,850 m). On the mountainside, there is the refuge cabin of Ciorânga Mare (1,685 m), close to the place where the former cabin of Ascunsă was built, this being the only one built in an area with only unmarked tracks (Ionescu-Dunăreanu, 1986) (Fig. 3).

There are 20 **marked tourist tracks** on the Western mountainside (Fig.3), of which 7 cross the mountainside from the slope base to ridge, 12 being link tracks to the mountainside base and one of them being a ridge track (Ionescu-Dunăreanu, 1958). Due to the morphology of the mountainside, all tracks leading up ridge have parts that cross avalanche corridors or avalanche deposits. In table 1, there are their morphometric feature. All of these tracks are closed on wintertime by the Mountain Rescue team, due to the risk faced by those tourists that cross them. This is why only the base tracks are appropriate for mass tourism, for which the access is unrestricted, guided by signs and tourist tracks, on which the avalanche risk is being specified. There are also tourists who heeds these warnings. Unfortunately, during the last 30 years since Mountain Rescue service exists, there have been registered 6 casualties (3 on Călineț Valley and 3 at La Lanțuri). The marked tracks can be grouped in three areas, depending on their position:

In **the Northern area** there are 8 marked tourist tracks: along *Crăpăturii Valley* there is a 1,500 m track which is considered relatively safer and easier than others (630 m difference). Due to the fact that it represents a short link track between Zărnești town and Curmătura Chalet, it is used in wintertime, as well. It has a morphology with favourable conditions for avalanches both on slope and on the 12 tributaries, the deposits of which stop on the thalweg of the valley (Munteanu, 2006). The *Padina Hotarului Valley* is narrow (20-50 m) and along all its length and unitary slope (over 40°), has a well defined main corridor. *Padina Șindrileriei Valley* has a large source and a narrow corridor (below 10 m). On both valley, the tracks are along the thalwegs. *Brâna Caprelor* and *Padina Popii Valley* are entirely exposed to avalanches (which occurs differently, according to exposition) because they have their tourist tracks along some structural narrow paths which crosses a series of corridors from the affluent valleys. The base tracks between *Crăpăturii Valley – Colțul Chiliilor – Diana Refuge – Urșilor Valley*, crosses the avalanche deposits of the corridors. There can also form avalanches from the erosion witnesses

from the exterior of the mountainside, on a total length of 2,100 m. In the summer of 2007, between Diana Refuge and Colțul Chiliilor a lethal accident occurred, for a tourist who tried during the night to make a detour from the avalanche deposits.

The central area comprises 5 tracks: *Plaiul Foi* – *Șpirla Refuge*, where 400 m of the tracks lay along the deposit of Șpirla valley; *Șpirla Refuge* – *Grind Saddle* is one of the first equipped tracks in the massif and the most exposed to avalanches, which leads to the ridge, called *La Lanțuri* or *Drumul lui Deubel* (after the name of the one who equipped it, a teacher from a Brasov highschool, in the 19th century)(Cristea, 1984) and which crosses over 1.000 m length, a series of corridors from the source of Șpirla Valley. In the winter of 1987, an avalanche occurred there, having 3 casualties; *Șpirla Refuge* – *Umerii Pietrei Craiului* has the aspect of a narrow path which crosses by the base of the limestone mountainside, at an average altitude of 1,550 m and crosses along the 1,000 m length, 4 avalanche corridors come from the ridge and other 3 from the South-Western part of an erosion witness from the exterior of the mountainside; *Plaiul Foi* – *Tămașului Ridge* tracks and from there to *Garofița Pietrei Craiului* Chalet,

where avalanches can occur only in deforested areas, on the forest exploitation channels, but with no connection to those from the limestone slope.

In the Southern area there are 6 tourist tracks leading to *Umerii Pietrei Craiului*: only one climbs up the ridge (*Șaua Funduri*), along *Urzicii Valley*, being totally exposed to avalanches; a track links *Umerii Pietrei Craiului* to *Urzicii Valley*, through the base of the limestone mountainside, at an average altitude of 1,650 m, crossing all avalanche corridors from Tamasului valleys, Padina Lăncii, Marele Grohotiș, Stanciului, Ivan; between *Garofița Chalet* and *Marele Grohotiș* there is a track crossing, on over an 1,000 m length, the base and Southern limit of the active deposit of scree slope, which coincides with the avalanche deposit. Another track, appeared as a solution to avoid walking on the active scree river, crosses on over 700 m through the potential avalanche deposit area in Cerdacul Stanciului. From *Grănicerului Cross* to *Tămașului Saddle* there is another track, parallel to the base of the limestone slope, at an average altitude of 1,400 m, crossing the deposit sector from 3 avalanche corridors.

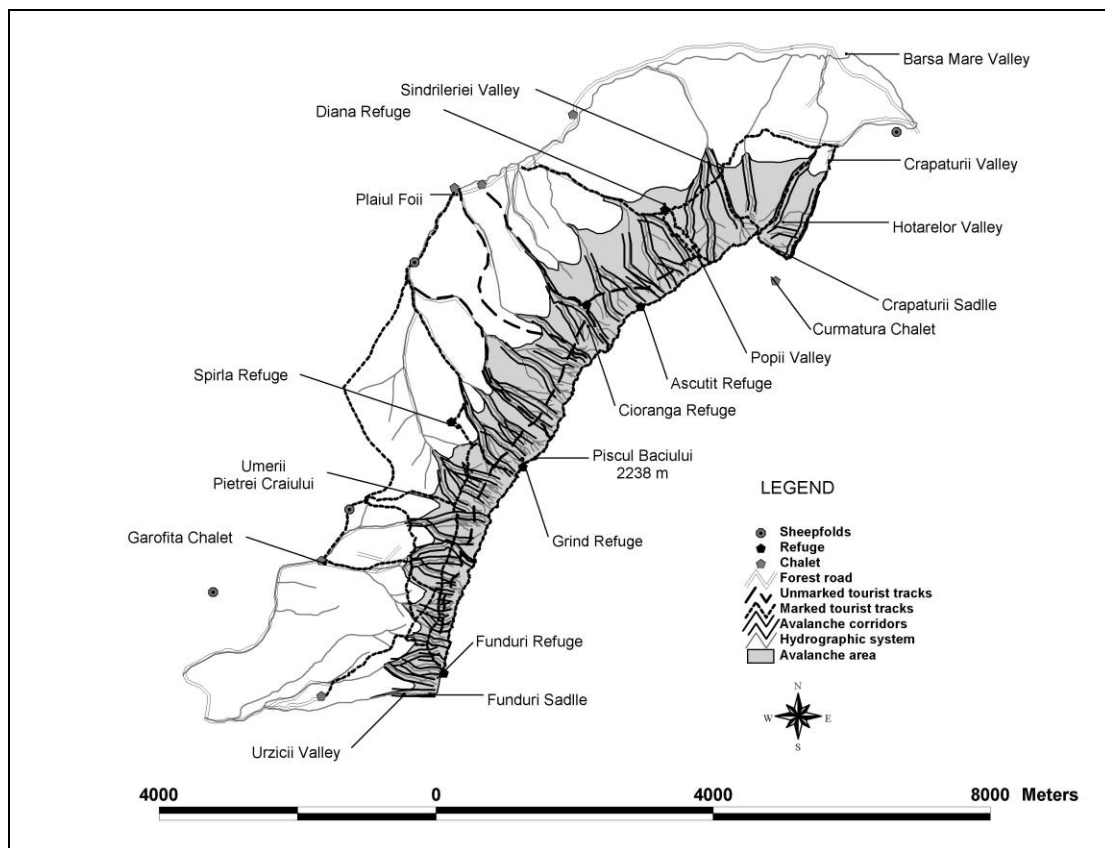


Fig. 3 The map of the anthropic activities from the avalanche occurrence area

The ridge is crossed all along its 8,500 m by a track between Turnu Peak (1,923 m) - Piscul Baciului (2,238 m), sector called the *Northern Ridge* and respectively from there to Funduri mountain saddle (1,889 m), meaning the *Southern Ridge*. The track generally follows the ridge line, represented by an alternance of peaks, mountain saddles, horns, and sharp edges. Most of the time, where the Western part has over 60° of slopes and is more exposed. The track is on the Eastern mountainside, crossing the source areas of the avalanches from the opposed mountainside. It can also be crossed on wintertime, on a track strictly following its highest altitudes, often different from the summer one, as there form cornices, which by breaking, can lead to the launching of avalanches.

The unmarked tourist tracks are almost on all of the main and secondary valleys, as well as on the structural mountain paths. These are used especially by those who wish to reach the wilder areas of the massif or the hiking tracks. The access is not controlled, although the new recommended of the National Park Administration dictate to limit the tourist number on these unmarked tracks. Because these tracks are within strictly protected scientific areas and because these are not tourist tracks or arrangements, the risk of producing accidents is much higher. A large part of these tracks cross avalanche corridors. Among some of the most popular tourist paths we mention Padina lui Călineț Valley (where, in 1970, an avalanche killed 3 hikers), Podurilor Valley, Ciorânguța, Padina Lăncii Valley, Brăul de Mijloc, Brăul de Jos, Brăul Roșu.

The grazing and forestry activities have a much lower development compared to those similar from the Eastern mountainside (Moțoiu, Munteanu, 2006), because of the unfavourable natural conditions. The sheepfolds can be met only on the secondary Western edges – Tămășel, Plaiul Mare, Plaiul Foi or in Bârsa Mare flood plain, the grasslands being far from the surface affected by avalanches. The forestry activities can reach the base of the avalanche corridors, like for exemple in

the area of Lăncii Valley – Tămășelului Valley, where in the last 4 years there have been complete deforestations, thus reaching the base of the deposition sectors of material transported by avalanche. This can further lead into the future to enlarging the deposit surfaces of the avalanches.

5. Conclusions

The Western mountainside of the Piatra Craiului Mts. is strongly used by people, although it doesn't seem, due to its morphology. Nevertheless, it is exactly this unique morphology that attracts many tourists which follows both marked and unmarked tracks and paths. It presents an area where the avalanches can occur depending on the geomorphological and climate conditions. The tracks and the effects left behind along years, emphasize the presence of more than 30 corridors. Their impact can reach the anthropic activities: tourists, forestry and grazing exploitations. There are important tourist tracks, chalets, refuge cabins, sheepfolds, a centenary forestry fund, all differently vulnerable to avalanches.

Because they represent a reality that needs to be known, it is necessary to study the avalanches as complex processes and to catalogue the corridors. The raising of awareness among those undertaking anthropic activities in the area, to avoid risk exposure and negative impact is another objective.

Acknowledgements to: the lamented Drd. Maria Moțoiu and Dr. Traian Constantinescu, together with whom I started to unravel the mysteries of Piatra Craiului, the Administration of Piatra Craiului National Park, to Oliviu Pop and Bogdan Costescu, the mountain rescuers from Zărnești and Câmpulung, the chalet keepers from Curmătura and Garofița Pietrei Craiului, to Jasmina Ioța, the tourism club "Liliecii" – Brașov, Mihai Zegrea, Dan Mazilu, Emil Cambos, Adi Mazilu and Cosmin Munteanu.

REFERENCES

- ANCEY C., CHARLIER C. (1996), *Quelques reflexions autour d'une classification des avalanches*, Revue de Geographie Alpine, no.1, p. 9-21.
- ARMAȘ IULIANA (2006), Risc și vulnerabilitate, Ed. Universității din București, 200 p.
- CONSTANTINESCU T. (1994), *Masivul Piatra Craiului. Studiu geomorfologic*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Universitatea București, 210 p.
- CONSTANTINESCU T. (1996), *Masivul Piatra Craiului. Particularitățile reliefului*, Ocrotirea Naturii și a Mediului Înconjurător, Ed. Academiei Române, București, p. 35-46.

- CONSTANTINESCU T., PIȚIGOI R. (2003) *The main types of relief of Piatra Craiului Ridge*, Research in Piatra Craiului National Park I, Ed. Phoenix, Braşov, p. 13-34.
- CONSTANTINESCU T. (2006), *Torrentiality and avalanches, the main present day geomorphological processes in Piatra Craiului Ridge*, în Reserch in Piatra Craiului National Park, Ed. Universităţii Transilvania, Braşov, Vol II, p. 38-46;
- CRISTEA E. (1984), *Piatra Craiului. Turism-alpinism*, Ed. Sport-Turism, Bucureşti, 334 p.
- GRECU FLORINA (2006), *Hazarde si riscuri naturale, ediția a III-a*, Ed. Universitară Bucureşti, 222 p.
- HERVAS J., ed. (2003), Recommendations to deal with Snow Avalanches in Europe, European Communities, 81 p.
- IONESCU-DUNĂREANU I. (1936), *Bucegi și Piatra Craiului*, Blib. Turistică, Bucureşti, 176 p.
- IONESCU-DUNĂREANU I. (1943), *Piatra Craiului*, Ed. Casa Școalelor, Bucureşti, 172 p.
- IONESCU-DUNĂREANU I. (1958), *Piatra Craiului*, Ed. Tineretului, Cultură fizică și sport, Bucureşti, 278 p.
- IONESCU-DUNĂREANU I. (1986), *Munții Piatra Craiului*, Ghid turistic, Ed. Sport-Turism, Bucureşti, 110 p.
- MAGGIONI MARGHERITA, GRUBER U., STOFFEL A., *Definition and characterisation of potential avalanche release areas*, http://www.slf.ch/schnee-lawinen/Lawinendynamik/Anrissgebiete/release_areas.htm
- McCLUNG D.M., SCHAERER P. (1993), *The Avalanche Handbook*, Seattle, WA, The Mountaineers.
- MITITEANU D., MITITEANU R. (2004), *Îndrumar avalanșe*, www.alpinet.org.
- MOȚOIU MARIA DANA (2005), *Avalanșe – caracteristici, determinare și consemnare*, Administrația Națională de Meteorologie, Bucureşti, 84 p.
- MOȚOIU MARIA DANA, MUNTEANU ANCA (2006), *Large Avalanches On The Eastern Slope Of The Piatra Craiului Massif In March 2005* în Reserch in Piatra Craiului National Park, Ed. Universităţii Transilvania, Braşov, Vol III, p. 44-66;
- MUNTEANU ANCA (2004), *The morphological aspects of the avalanche couloirs on the east part of Piatra Craiului ridge between Turnu and Ascutit peaks*, in Analele Universitatii de Vest din Timisoara, GEOGRAFIE, vol.XIV, p.93-100;
- MUNTEANU ANCA (2006), *Geomorphological Observations On The Crăpăturii Valley, Focused On Some Geographical Risk Phenomena*, în Reserch in Piatra Craiului National Park, Ed. Universităţii Transilvania, Braşov, Vol III, p. 31-43;
- MUNTEANU ANCA, CONSTANTINESCU T. (2006), *Geomorphological aspects in Prăpăstiilor Valley Hydrological Bassin (Piatra Craiului National Park)*, Research in Piatra Craiului National Park II, Ed. Universităţii Transilvania, Braşov, Vol III, p. 44-66;
- URDEA P. (2000), *The Geomorphological risk in Transfăgărășean highway area*, Studia Geomorphologica Carpatho – Balcanica, vol. XXXIV, Krakov, 113-122 p.
- VOICULESCU M. (2002), *Fenomene geografice de risc în Masivul Făgăraș*, Ed. Brumar, Timișoara, 231 p.
- VOICULESCU M. (2004), *Întocmirea hărții riscului la avalanșe. Studiu de caz: circul și vlea glaciară Bălea (Masivul Făgăraș)*, Riscuri și catastrofe, nr.1, Ed. Casa Cărții de Știință, Cluj Napoca, p. 243-250.
- VOICULESCU M., VUIA F. (2004), *Asupra unor procese morfogenetice cu potențial de risc în domeniul alpin din Munții Bucegi. Studiu de caz: zona vf. Cu Dor-Vf. Jepii Mici*, Geografica, XI, Facultatea de Geografie, Universitatea de Vest din Timișoara, p. 20-29.
- <http://www.slf.ch/welcome-en.html>

Universitatea din București
Facultatea de Geografie
 Catedra de Geomorfologie-Pedologie

The microrelief as result of morphohydroclimatic conditions in Mostistea river basin

Cristina GHIȚĂ

Key words: Mostistea, phreatic level, irrigations, padings, soils

Cuvinte cheie: Mostiștea, nivel freatic, irigații, crovuri, soluri

Abstract. The studied area was overlapping the eastern part of Romanian Plain, the Mostiștea drainage basin. The detailed analyse was applied to the south of Ciornuleasa Plain region, on the common terraces of the Danube river, between Arges and Mostiștea rivers. The great thickness of loess deposits (>20 m), the depth water table and the great density of saucers and suffosion gullies had favoured the repartition of specific soil classes.

The relation between soil and morphological factors may constitute an important variable for the identification of evolution degree, the age and actual dynamics of the plain relief. The comparison of soils maps with geomorphological and hydrogeological maps may distinguish interconditioning relations and can reverbelate a certain evolution degree. Human activities can insert or amplify substantial changes in morphohydroclimatic system. In this way, it was taken Mostistea-Ulmeni region, to analyse and measure anthropic interventions (irrigations), between years 1976-1988. The water table surfaces less than 5 m grow up in accordance with topographical characteristics, micro-depressions (saucers or loess hollows) and the valleys had fragmented the scarp of the terraces. In this way, it is necessary a special attention to those regions, in connection with oropedophreatic conditions, in order to maintain the proper characteristics for a proper practise of agriculture.

Introduction

The characteristic of Romanian Plain microrelief, in general, and of Baragan, in particular, is a clear reflection of the distribution of groundwater in water depth and its dynamics. In the Romanian Eastern Plain in general, but especially in the pre-Danubian loess plains group, as Mostistea Plain (Coteș, 1976), the padings and glens microrelief is closely linked with the hydrophreatic system dynamics and, implicitly, with lithologic and climatic factors. Morphohydroclimatic and phytopedoclimatic conditions led to the application of agroimproved work, in order to capitalize the irrigable potential. Thus, changes occurred in the overall morphology and dynamics of the relief, both interfluvial (padings) and the fluvial one (river plains, by creating reservoirs). The implemented hydrosystems, over time, led to causal-genetic and functional changes of overall morphohydrography and soil mantle.

Mostistea river basin is one of the most anthropogenic hydrological systems in the Eastern Romanian Plain. The mainly course define Bărăgan in east and Vlăsia in north-east that links directly to a small portion and with its tributaries drains the field on an area of 1734 km². To the

West is bordered by Pasarea basin, a Dambovită river tributary, to the south, with an interbasinal area towards Arges basin, and in the northwest the watershed follows the scarp of Ialomita terrace.

Being a transient unit, from the bioclimatic point of view, between the steppe area, more arid, in east and the forest steppe in the west, and also the presence of the black earth soil, fertile, this space required changes, by planning the hydroimproved Mostistea system, at the end of 20th century, in order to recover the potential irrigable land. The source of water for irrigation in Mostistea perimeter was the Danube. The other watercourses bordering (Ialomita, Arges, Dambovită, Mostistea) did not have sufficient flows as naturally during the growing season.

Objectives and methodology of work

The correlation between the soil element and the morphological one may be a significant variable in the identification stage of development, age and dynamics of the current forms of relief. Comparing the soil maps with the geomorphological and hydrogeological ones, they can highlight conditioning relationships that reflects a certain

stage of development. Thus, the overall objective of this study is to identify relationships occurred meanwhile between deposits – phreatic water - soil - relief under the direct action of the hydroimproved system during 1976-1988 in the Mostistea basin, when the irrigation system worked in maximum capacity. The density of large down-sagging depressions especially in the south-west of the basin (Ciornuleasa Field) requires a detailed analysis as to play an evolving model of relief, and for better management of land in the future.

The methodology of work used to analyze the relations between deposits – phreatic water-relief-soil consisted of:

- systematic data on irrigated areas, spatial built hydrotechnical facilities, water flows applied during the period 1976-1988 (obtained from ISPIF archives and from the research carried out by the engineer Grumezea et. al, 1999, concerning the progress of chemism and the level of water table from the irrigation facilities interfacing with the environment) and micromorphometry data obtained on the basis of topographic maps (scale 1:25 000, 1:50 000, 1971), of ortophotoplanes (2003) and observations made on site (in the period 2004 - 2007);

- drawing up charts for the period 1976-1988 on the climate elements, on the applied water flows and the percentage of areas with different depths of the aquifers in the reference years;

- preparation, on the basis of recent literature, of the maps regarding the distribution of the lines that link the points with the same thickness of loess deposits, of the hydroisobaths, of the division of different types of phreatic-humid soil, using SRTM model in ArcView program, and the creation of maps, on the basis of results, which to reflect the evolution of areas with different depths of phreatic level in the reference years (1976, 1983, 1985, 1988);

- correlation between the evolution of phreatic level and precipitations on the time taken into account, among microrelief forms and distribution of soils (opedological relations).

In order to apply the assumption of the aforementioned it was elected for a detailed analysis an area within the interfluve Arges-Mostistea, intensely affected by down-sagging processes (padings in large numbers and different sizes) and by the anthropogenic factor, by arranging a system of irrigation to end of twentieth century (1976-1988). It is about Mostistea-Ulmeni system which overlaps on the common terraces of Arges and Danube and their contact with

Ciornuleasa field (the system Mostistea I or Mostistea-Ulmeni) (Fig. 4).

Relations between deposits- phreatic water-relief-soil

More than in other units of relief, in plain, the distribution of phreatic waters is subject to the climate and the rock that determines the distribution and evolution over time. There is a close correlation between the genetic type of relief, the thickness of surface deposits and the regional allocation of phreatic waters. So, the high density of padings on the medium and upper terraces of the Danube is due to the thickness of large loessic deposits (10 - 30 m) (Fig. 1), to the grainsize (silt texture, silt-sand and silt-clay texture, containing more than 1% gross sand), to the high porosity (30-50%), to the high soluble salts (containing CaCO₃ between 15-22%) and to the age. The nature of wind and grain composition shows that loess and some loessic deposits in their vicinity are generally younger than the rest of deposits in the northern plain, but older than those on lower terraces (Grigore, 1971).

The influence of the phreatic waters dynamics in pading microrelief with a direct connection with the thickness of loessic deposits is also a variable subject in the occurrence and development of them. Water makes loess to transform itself into an easily compressible material. Hydrogeological maps prepared by Liteanu, Slăvoacă, (1956, 1957), Coteț (1954), Bandrabur, (1961), illustrate the depths to large groundwater aquifers in the upper and medium terrace of the Danube and at its contact with Ciornuleasa Field, where the thickness of loess deposits exceed 20 m (Fig. 2). Within the Mostistea basin can be observed an increase in the depth of groundwater aquifers to the north and northeast to southwest, from Vlăsiei Plain and Ialomița interfluve, where phreatic water is from 2-10 m depth towards the medium terrace of the Danube and Ciornuleasa Field, where izophreates can be found at more than 20 m deep. In the north-east part of the basin, just a band that corresponds to Ialomita terrace and where sandy deposits prevail, the aquifers are over 20 m deep. In terms of draining groundwater, the Ciornuleasa Field submit a slowed drainage (Ujvari, 1972, Coteț, 1954, 1976), even Murgoci and Rusescu (1907), and then Cotet (1954) considered the area as a semiendoreic space, with numerous "windows" or "patches".

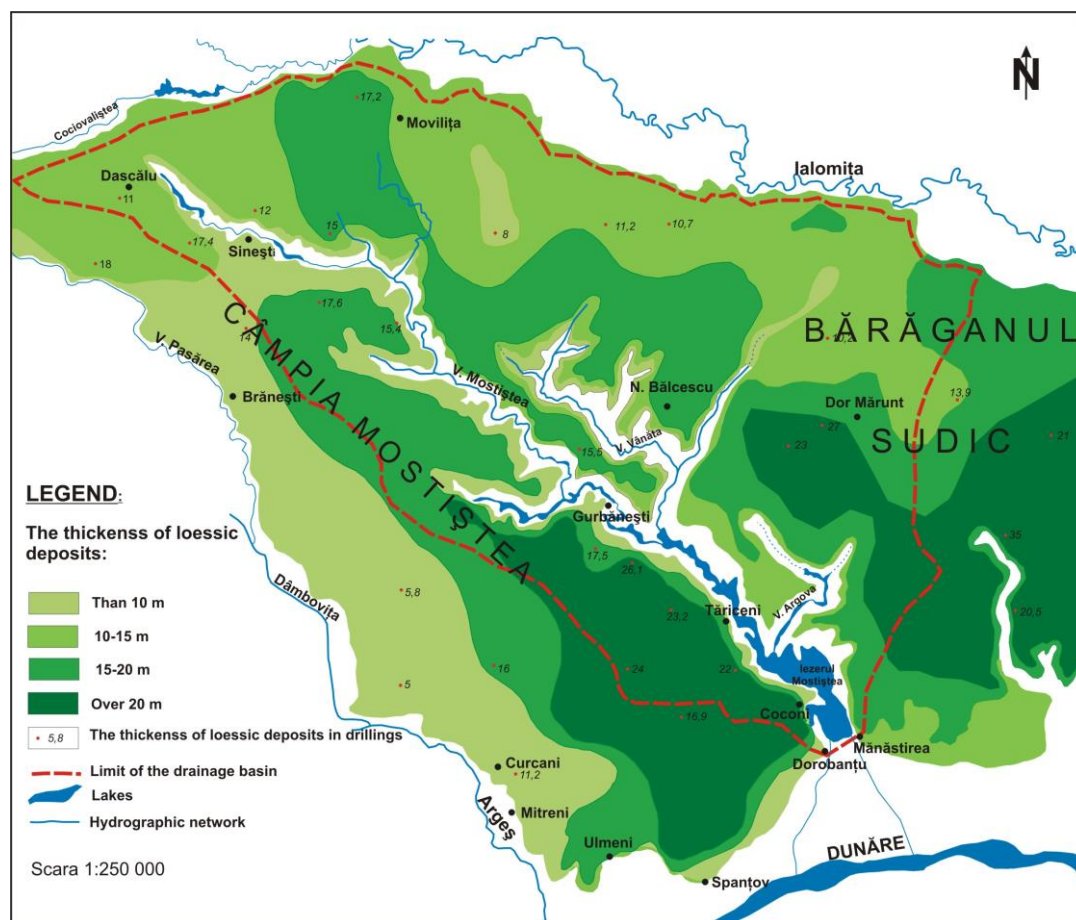


Fig. 1 The thickness of loessic deposits in Mostistea basin and adjacent regions (Dambovita-Ialomita interfluve) (after Codarcea and Bandrabur, 1964)

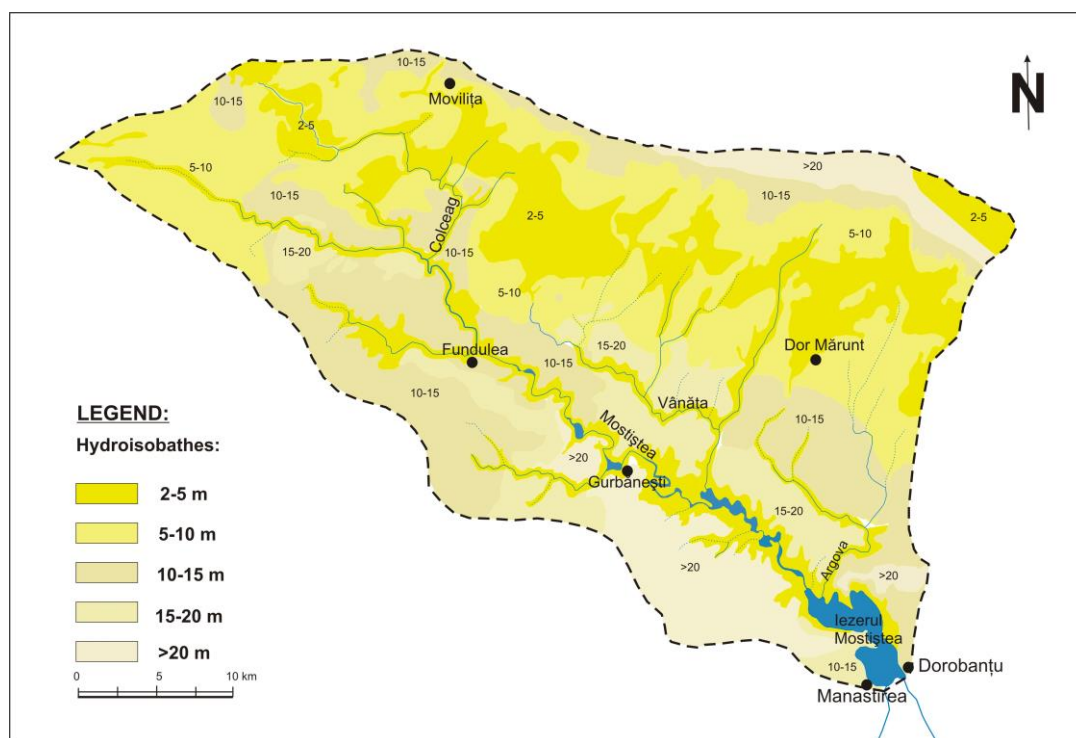


Fig. 2 Mostistea Basin - hydrogeological map (after Bandrabur, scale 1:250 000 and Liteanu et al., scale 1:100 000 – Bucuresti, Lehliu, Oltenita maps)

In the west of Baragan-Mostistea, the depressions microrelief creates conditions for diversifying the edaphic mantle where the typical genetic zonal soil is black earth. Greater quantity of water that accumulates in depressions, as a result of internal and external drainage, causing a humectation here more pronounced than on the tabular relief of the field and the occurrence of eluvium soil. Thus, the upward movement of water in deeper layers to the superficial one rarely occurs in short periods of the year, or even at all, therefore, the soluble salts are not transported to the surface by lifting the capillary water. In this way, carbonates (hard soluble salts) can be found at a major depth as more deepest the depression is and provide here conditions for accumulation of water in greater quantities and hence a worsening of aerohydric regime, with negative consequences for fertility soils (Chitu, 1975). Parallel with the eluvium and podzolic soil processes from the padings, is a down-sagging of the mineral material.

Within the interfluve Dambovită-Ialomița, the phreatic-humid soils ¹⁾ occupy an area of about 450 km² (45.000 hectares), and their distribution reflects a good correlation with the arrangement of 2-5 m and 5-10 m izophreatics. Usually these areas do not overlap the down-sagging depressions, but are subject to the hydrogeological factor (phreatic water near the surface). There were grouped three areas with phreatic-humid soils (Fig. 3) in the upper basin Mostistea, the interfluve Colentina-Cociovașiștea, the interfluve Mostistea-Ialomita and the contact surface between the lower terrace of the Danube with the flood-plain (Manastirea-Cetatea Veche).

In the first group under quercine forests prevails brown-reddish argillic soil, which, because of worsening the water and air regime within the microdepressions, led to the emergence of a variety of zonal soil degradation forms with the phreatic-wet soil appearance. In the second group in the eastern and north-eastern basin, in the valley head of the Mostistea tributaries (Argova, Vanata, Colceag) there are cambic chernozems and phreatic-wet argillic soils. For the Danube, where phreatic water is near the surface, loess has a good permeability, and excess water entered through the application of agricultural irrigation have led to the emergence of carbonated soils and phreatic-humid semicarbonated soils.

To highlight the close relationship that exists between the microrelief forms and edaphic mantle were made correlations between padings soil distribution (cambic chernozems and argillic soils

in padings and padinies, respectively cambic chernozems and phreatic-humid argillic ones in padings and padinies) (fig. 4) and the distribution of down-sagging microdepressions. It notes the high density areas filled with padding soils on the interfluve Mostistea-Argeș respective Ciornuleasa Field and its contact with the terrace T4 of the Danube, where the thickness of the loess deposit is considerable (20-25 m), and the phreatic water is at a great deep.

Where hydrostatic level is close to the surface (2-5m) down-sagging microdepressions frequency decreases and prevail cambic chernozems and phreatic-humid argillic soils. Area taken for analysis to highlight the influence intake of water through irrigation system Mostistea-Ulmeni is characterized by dominance of chernozems and argillic in padings with different sizes, from 0,005 km² up to 1.8 km². As the depth of the depression increases, the difference in the degree of eluvium process also increases, you can actually arrive at a greater diversification of soil mantle by the appearance of soil in three degrees of eluvium process: weak, moderate and strong, and also those that are in various stages of podzolization (weak, moderate or strong).

Evolution of phreatic water level in the Mostistea-Ulmeni system

Mostistea-Ulmeni system, with an area of 21,000 ha, has become operational at full capacity in the year 1976. The edaphic mantle was represented by chernozems formed on loess. On the profiles of soil humus decrease in depth reaching 1.45-2% at the depth of 100 cm. From the structural point of view the deposit falls into the silt category, containing 21-32% clay and 15-32 % dust. The content of fine particles is about 60%, and the sand grosser of 0.1%. Uniformity of grain size distribution values on the soil profile indicates a deposit of loess without layers. Volumetric weight is between 1.37 and 1.42 kg/m³ (Grumezea, 1999).

Uniformity of grain size distribution values on the soil profile indicates a deposit of loess without layers. Volumetric weight is between 1.37 and 1.42 kg/m³.

1) carbonated phreatic-humid chernozems - 139 km², semicarbonated phreatic-humid chernozems - 102.5 km², cambic phreatic-humid chernozems - 101 km², alkaline phreatic-humid chernozems - 0.75 km², typical argillic phreatic-humid chernozems - 95 km² and typical brown-reddish phreatic-humid chernozems - 10.8 km²

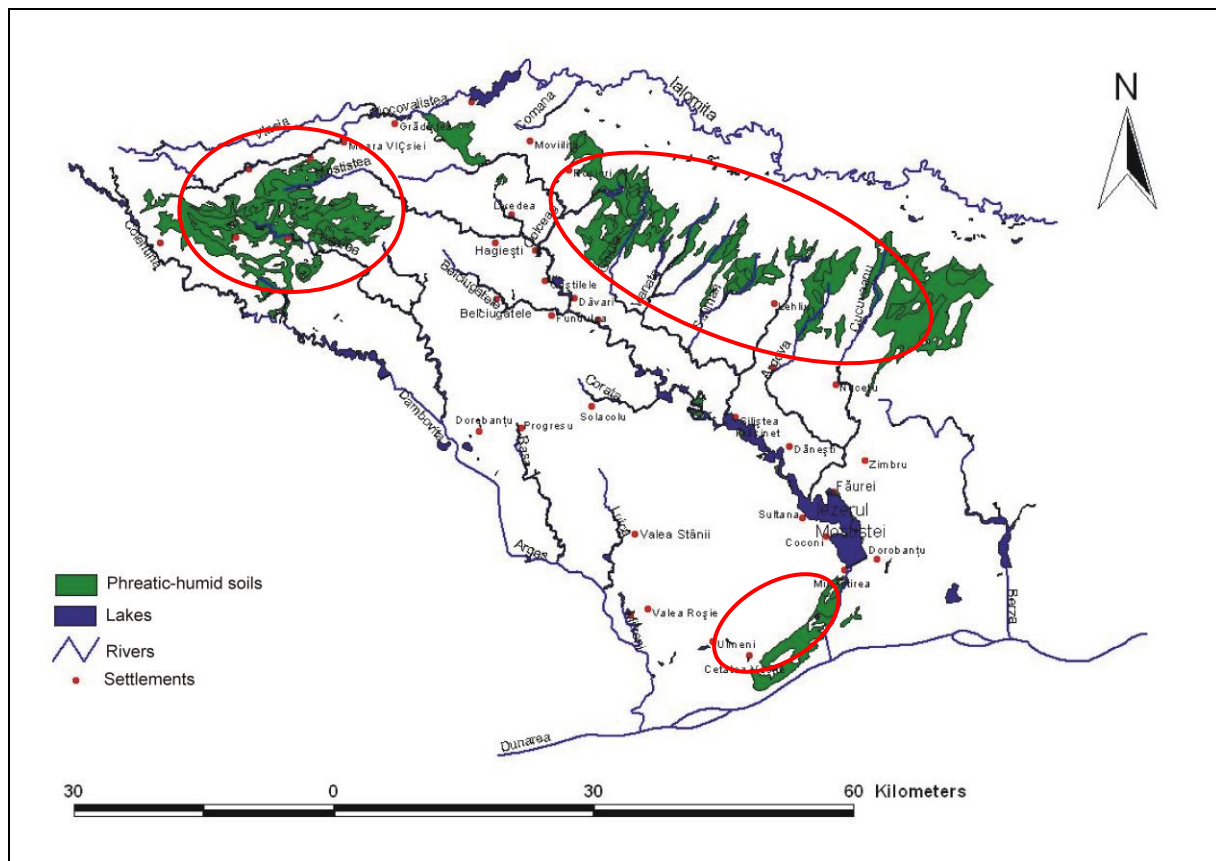


Fig. 3 The distribution of the phreatic-humid soils in Dambovită-Ialomița interfluvium (the phreatic level near the surface)

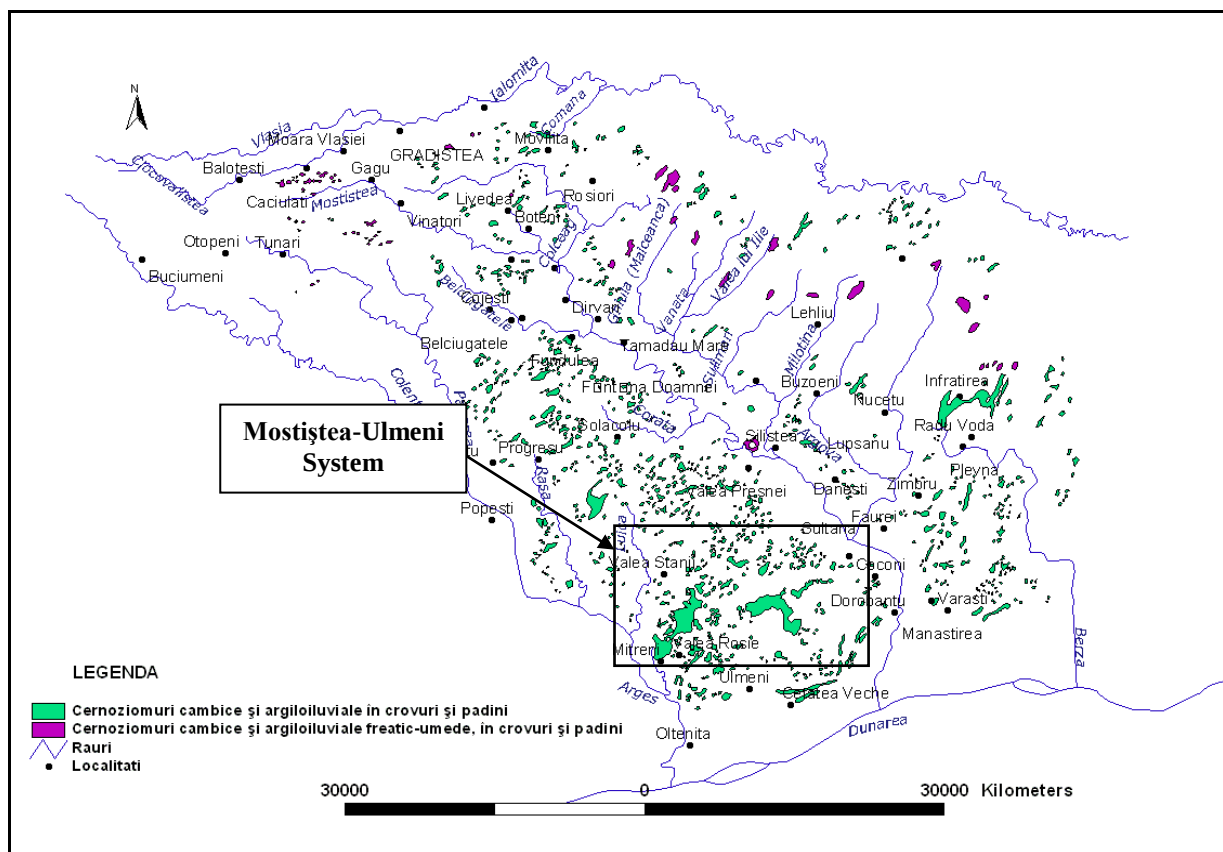


Fig. 4 The distribution of pading soils (cambic and argillic chernozems of padings and padinies) in Dambovită-Ialomița interfluvium

To play the evolutions of groundwater have been considered 12 years of reference (1976-1988), during which the hydrotechnical system worked at full capacity. The level oscillations were followed by hydro-engineers in 87 points (stationary, hydrogeological and wells). They also have been made correlation with the average annual amount of precipitation fallen during that period. Thus, following sketches of the map of Fig. 5 can conclude the following:

- the area with the phreatic level over 10 m (in most cases 10-15 m, rarely more than 20 m) in 1976 represented approximately 55% of the total arranged area, so that in 1988 to drop to 35%, with greater limitations in 1981, 1984, 1987, when it represented 28%, 21%, and respectively 20%;
- surface with the level ranging from 5-10 meters in 1976 represented about 45%, and in 1988, about 33%, remaining the same in the period

1976-1987, including 1987, at the limit of 42-60% in most years of this range;

- phreatic water levels of between 3-5 meters were present at the rate of 0.8% of the total area in 1976, up to about 27% in 1986, with further increases between 1983 and 1986 and then with reductions by 1988, when they met for about 17% of the entire surface;

- areas with phreatic levels between 2 and 3 m were below 2% during this period, with the exception of 1988, when they reached 10%;

- levels ranging between 2-3 meters were met only in the years 1978, 1981, 1983, 1987 and 1988 under 1% of the entire area, except the year 1988, when they were on about 3% of the total area of the perimeter analyzed;

- levels located above 1 m have been identified only in 1988, on an area representing 1.5% of the total.

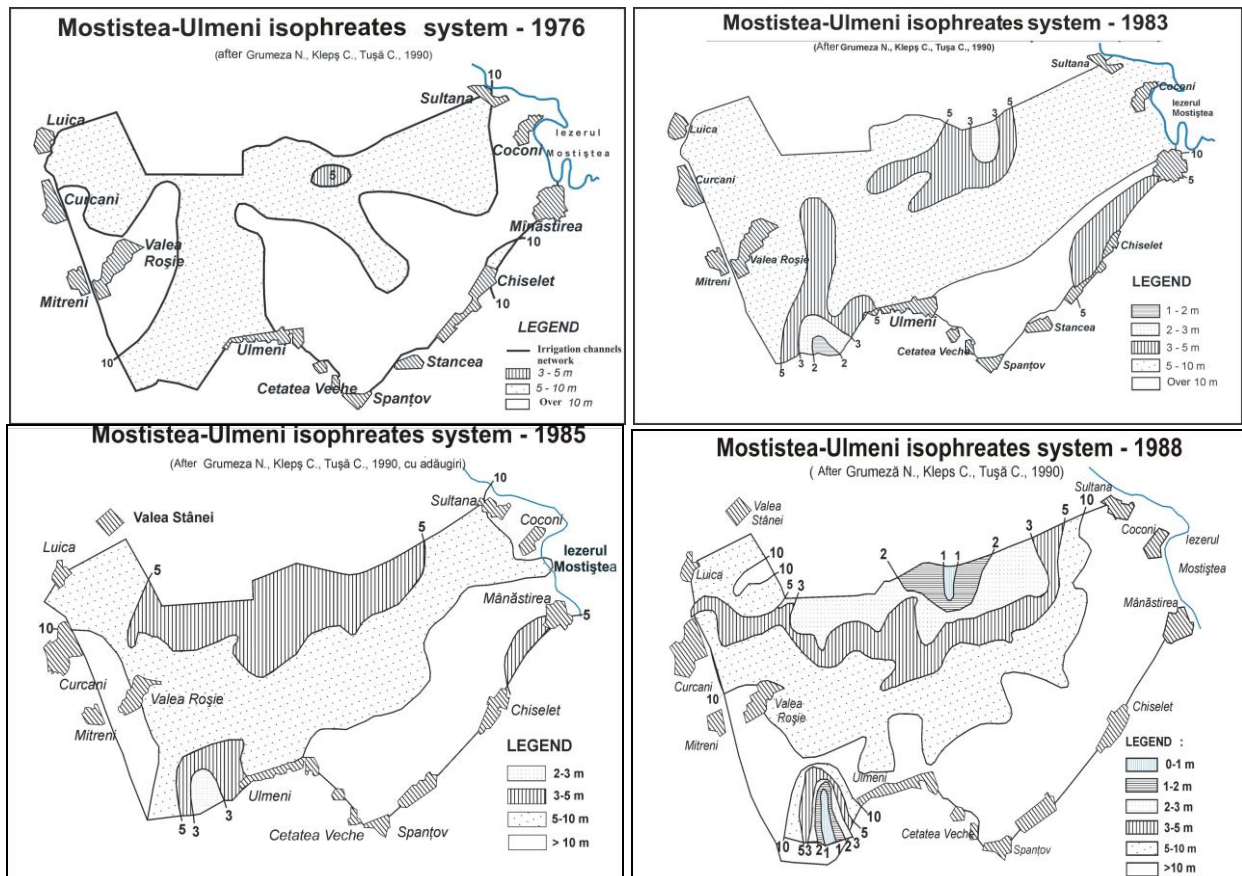
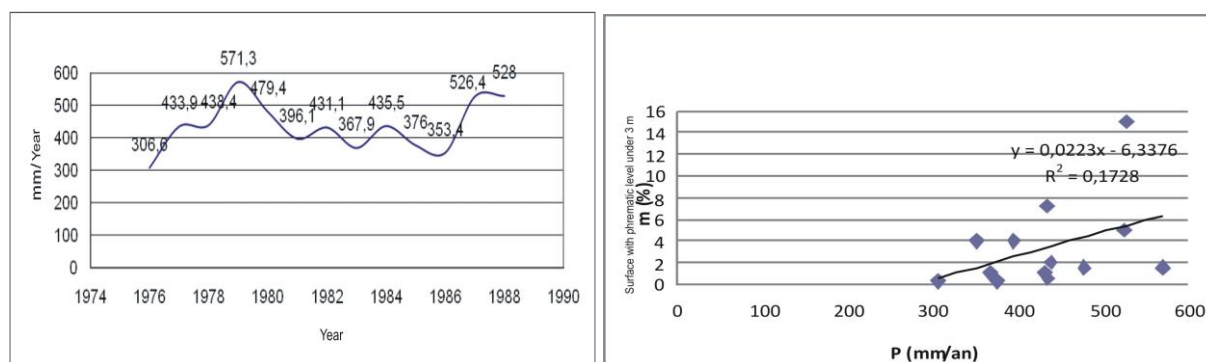


Fig. 5 Drafts of map on the evolution of areas with different water depths of phreatic water in Mostitea-Ulmeni sector (after Grumeza N., 1999)

If you take into account the average annual precipitation fallen (Fig. 6) you can observe that extremes were recorded in the years 1979 (571.3 mm) and 1988 (528 mm), however, by referencing these data with the evolution of phreatic level (Fig. 6-B) is found that the influence of climatic factor has been weak, the correlation coefficient not

exceeding the significance threshold ($R^2 = 0.1728$). Thus, the supplement of water applied through irrigation has led to increasing phreatic level, especially isophreates of less than 3 m, 3-5 m respectively, detrimental to those with values greater than 10 m.



A **B**
Fig. 6 Average annual precipitation chart (1976-1988) at the station Fundulea (A) and the correlation precipitation-phreatic level (B)

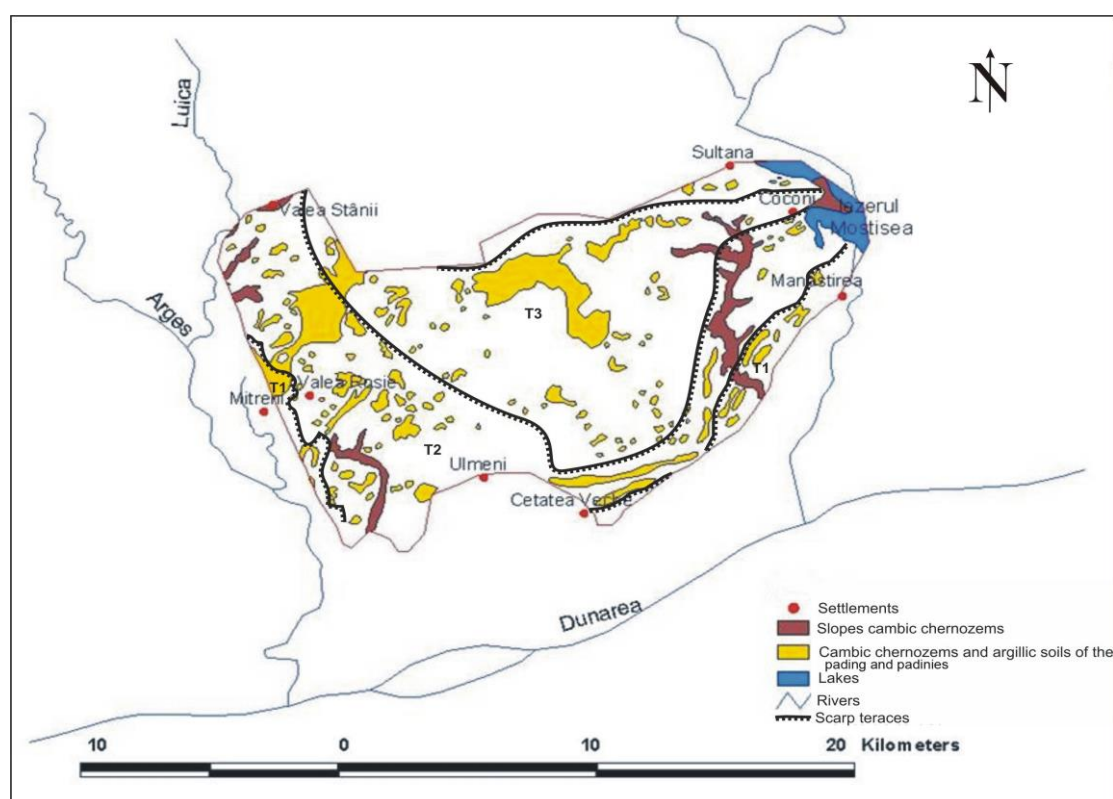


Fig. 7 Relations soil-microrelief in southern Ciornuleasa Field and terraces of the Danube (Mostistea-Ulmeni system)

If you take into account the average annual precipitation fallen (Fig. 6) you can observe that extremes were recorded in the years 1979 (571.3 mm) and 1988 (528 mm), however, by referencing these data with the evolution of phreatic level (Fig. 6-B) is found that the influence of climatic factor has been weak, the correlation coefficient not exceeding the significance threshold ($R_2 = 0.1728$). Thus, the supplement of water applied through irrigation has led to increasing phreatic level, especially isophreates of less than 3 m, 3-5 m respectively, detrimental to those with values greater than 10 m.

Conclusions

Evolution of phreatic levels in the period 1976-1988 distinguishes by increases in isophreates of less than 3 m, 3-5 m respectively, and reducing areas with isophreates of 10-15 meters and over 15 m. The correlation between the areas occupied by the isophreate under 3 m and precipitation (Fig. 6 - B) is a weak direct correlation showing its dependence by another factor, respectively the intake of water from Mostistea (irrigation system).

Phreatic water has moved upward according to the topographic surface sinks, respectively down-sagging microdepressions and Arges tributary glens or those that fragmentize the medium and lower scarp of terraces of the Danube. In fig. 7 can be observed the slopes' cambic chernozems allocation within the glens and of cambic chernozems and argillic soils of the padings and padinies. The amount of water applied through irrigation has led to changes in the topographic surface, by increasing the size of padings and padinies microrelief, and implicitly to the development of an intrazonal edaphic mantle.

Oropedological relations (or geomorphopedological relations) can be explained by the action of building channels for water adduction, so by human intervention. Thus, the losses of water along their products have also conditioning factors of growth areas with phreatic table at 3-5 m, less than 3 m respectively and expanding areas of cambic black earth soil of padings and padinies in the northern sector taken for analysis (where are the largest down-sagging depressions), as in the south-eastern and south-western area, by

submitting glens that fragmentize the medium terrace of the Danube (Fig. 7). In this way, the human factor, beside lithology, climate and microrelief characteristics, constituted an essential factor in the changes occurred in the oropedophreatic system.

Taking into account the potential of irrigable plain is required in the future to turn to good account the down-sagging and pipping microrelief as positive elements in the water target. Thus, the aliniments of padings and glens from the field can be in charting directions for the irrigation adduction water channels to the margins, lower as altitude by smoothing some padings, method otherwise proposed since 1972 by Caceu and Moisa (Method of levelling the padings, *Hidrotehnica*, No. 6), but for regions with low density of padings and small areas. Thus, it is necessary that particular attention to be paid to microregions with a high density of padings, taking into account the oropedophreatic particularities shown above in order to maintain favorable conditions to the practice agriculture.

REFERENCES

- ALINA GHERGHINA, FLORINA GRECU, VALENTINA COTET (2006), *The loess from Romania in the Romanian specialists vision*, Factori si procese pedogenetice din zona temperata, 5, Serie noua, p. 103 – 116.
- BANDRABUR, T. (1968), *Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomița-Mostiștea – Dunăre*, STE, Seria E, Hidrogeologie, București, p.141-164.
- BOTZAN M., HARET C., PETRESCU N., MERCULIEV O. (1959), *Probleme de irigații și desecări ale Câmpiei Bărăganului*, Edit. Academiei, București.
- CACEU, M., MOISĂ, M. (1972), *Metodă de nivelare a croturilor*, Hidrotehnica., nr. 6, București.
- CHIȚU, C. (1975), *Relieful și solurile României. Raporturi genetice și de productivitate*, Edit. Scrisul Românesc, Craiova.
- COTEȚ, P. (1964), *Unele aspecte ale reliefului dezvoltat pe loess și depozite loessoide*, Com. Geogr. – SSNG, III.
- COTEȚ, P., PRISNEA ELISABETA, (1957), *Contribuții la studiul depozitelor cuaternare din Câmpia Română*, Anal. Univ. București.
- COTEȚ, P., (1976), *Câmpia Română – studiu de geomorfologie integrată*, Edit. Ceres, București.
- FLOREA, N., PREDEL. F., MUNTEANU, I. (1959), *Cercetări pedologice între Mostiștea și Argeș*, D. de S. Comit. Geol., vol. XLII, București.
- FLOREA, N., (1970), *Câmpia de croturi, un stadiu de evoluție al câmpiilor loessice*, STE, Seria C, Studii Pedologice, București, p. 339-354.
- FLOREA, N. (1970), *Harta pedohidrogeologică*, scara 1:500 000.
- FLOREA, N., VESPREMEANU RODICA (1999), *Argumente pedologice pentru precizarea limitelor și evoluției unităților de relief din Câmpia Română la Est de Argeș*, Știința solului, vol. XIII, nr. 2, p. 57-70.
- GHERGHINA ALINA, GRECU FLORINA, COTET VALENTINA, (2006), *The loess from Romania in the romanian specialists vision*, Lucr. Simp. "Factori si procese in zona temperata", Ed. Universității "Al. I. Cuza", vol. 5, Iași, p. 103-116.
- GHIȚĂ CRISTINA, CIRCIUMARU, E., (2007), *Puncte de vedere privind geneza și evoluția râurilor Vedea și Mostiștea*, Comunicări de Geografie, vol XI, București, p. 89-97.
- GHIȚĂ CRISTINA (2008), *Iezerul Mostiștei. Dinamica peisajului cu privire specială asupra morfodinamicii*, Medias, Comunicări științifice VII, Edit. Samuel, 2008, p. 341-347.
- GHITA CRISTINA (2008), *Antropizarea pe valea Mostiștea*, Lucrări și rapoarte de cercetare, vol. II, Edit. Universității, București, pp. 85-95.
- GILLIJNS, KATLEEN, POESEN, J., DECKERS J., (2004), *On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe—a case study from central Belgium*, Catena, Volume 60, Issue 1, p. 43-58.
- GOGOĂȘĂ, T. (1962), *Cercetări pedologice în câmpia dintre Ialomița-Mostiștea-Lunca Dunării- Valea Jegălia*, D. de S. Comit. Geol., vol. XLII, București.

- GRECU FLORINA, DEMETER TR., (1997), *Geografia formațiunilor superficiale*, Ed. Universității, București.
- GRECU FLORINA, CÂRCIUMARU E., GHERGHINA ALINA, GHIȚĂ CRISTINA (2006), *Semnificația reliefoasă a depozitelor cuaternare din Câmpia Română la est de Olt*, Comunicări de Geografie, vol X, București, p. 21-36.
- GRECU FLORINA, COMANESCU LAURA, GHERGHINA ALINA, GHITA CRISTINA, SACRIERU, R., (2007), *The geomorphological processes and forms developed by quaternary deposits in Romanian Plain*, in Carpatho-Balkan-Dinaric Conference of Geomorphology, book of abstracts, p. 24.
- GRECU FLORINA, SĂCRIERU R, GHIȚĂ CRISTINA, VĂCARU LAVINIA (2008), „*Geomorphologic landmarks on the Romanian Plain Holocene evolution*”, Abstract book, 13th Belgium, France, Italy, Romania Geomorphological Meeting Landscape evolution and GeoArchaeology, Porto Heli, Greece, p. 19-21.
- GRIGORE, A. (1971), *Câteva considerații asupra formării și evoluției ciorurilor din sudul Câmpiei Române*, Studii pedologice VIII, Seria C, nr. 19, STE, Institut. Geol., București.
- GRUMEZA, N., KLEPS, C., TUȘA, C. (1999), *Evoluția nivelului și chimismului apei freatice din amenajările de irigații în interrelație cu mediul înconjurător*, Centrul de material didactic și propagandă agricolă, Redacția de propagandă tehnică agricolă, București.
- LITEANU, E. (1956), *Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița*, STE, Seria E, Hidrogeologie, București, p. 3-31.
- LITEANU, E., SLĂVOACĂ, D. (1957), *Harta hidrogeologică a zonei București*, BS-AR-GG, II, București.
- LITEANU, E., MAROȘ, P., ROTMAN, S., PRICĂJAN, A., BANDRABUR, T., GHEMAN, G., (1959), *Raionarea hidrogeologică a teritoriului R.P. Române*. Probleme de Geografie, VI, București.
- MIHĂILESCU, V. (1925), *Vlășia și Mostiștea*, Extras din Bul. Soc. Regale de Geogr., anul XL III, București.
- MORARIU T., TUFESCU V. (1964), *Procese de modelare în formațiunile loessoide din sudul Câmpiei Române și Dobrogea*, SUBB-GG, Cluj.
- OANCEA, C. (1962), *Cercetări pedologice în nordul interfluviului Dâmbovița-Mostiștea*, D. de S. Comit. Geol., vol. XLII, București.
- POSEA, GR. (2002), *Geomorfologia României*, Edit. Fundația României de Măine, Univ. Spiru Haret, București.
- PROTOPODESCU-PACHE, E., (1923), *Cercetări agrogeologice în Câmpia Română dintre valea Mostiștei și râul Olt*, Dd SIG I, București, p. 58-118.
- UJVARI, I., (1972), *Geografia apelor României*, Edit. Științifică, București.
- VÂLSAN, G., (1916), *Câmpia Română*, BSRRG, XXXIV, (1915), p. 313-568, Rp. Opere alese, Edit. Științifică, București, p. 149 – 318.
- *** (2005), *Geografia României*, vol. V (Câmpia Română, Dunărea, Podișul Dobrogei, Litoralul românesc al Mării Negre și Platforma Continentală), Ed. Academiei, București.
- *** (1970), *Hărți topografice*, 1: 50 000.
- *** (1968), *Harta hidrogeologică a interfluviului Ialomița-Mostiștea-Dunărea*, Comitetul geologic, STE, seria E, nr. 5.
- *** (1967), *Harta geologică*, 1: 200 000, Foaia București, Comitetul de Stat al Geologiei.

University of Bucharest,
Faculty of Geography,
 Departement of Geomorphology-Pedology

MISCELLANEA

Giovanni PALMENTOLA – Professor *Honoris Causa* dell'Università di Bucarest. In memoriam* (8 marzo 1939 – 4 ottobre 2007)

Giovanni Palmentola è nato a Firenze nell'anno 1939.

Dopo aver compiuto gli studi liceali, è stato laureato in Scienze Geologiche a l'Università di Bari. Subito dopo aver finito la facoltà, ha collaborato con il Ministero Italiano dell'Industria come cartografo per la Carta Geologica d'Italia. Fino all'anno 1986 ha studiato numerose regioni degli Appennini di Lucania e di Puglia.

All'Università di Bari ha lavorato all'inizio come assistente universitario e poi ha percorso tutte le tappe professionali fino all'anno 1986.

Durante la sua attività ha insegnato la geografia, geologia, cartografia geologica e fotogeologia, e dal 1986 è diventato professore di geomorfologia

Il Professore Giovanni Palmentola è una personalità del mondo geografico e geologico italiano, conosciuta e stimata dagli specialisti geomorfologi al livello internazionale. La sua carriera didattica è raddoppiata da una carriera scientifica di alto livello. I risultati notevoli ottenuti nel campo scientifico e didattico hanno portato numerose responsabilità e funzioni compiuti da lui con molta diligenza e rigurosità. Tra 1980-1990 è stato direttore del Dipartimento di Geologia e Geofisica all'Università di Bari, essendo deputato dal Rettore per alcuni problemi amministrativi, ad esempio coordinatore accademico nel programma dell'Unione Europea Socrates-Erasmus.

Attività didattica

Come professore universitario, il Signore Giovanni Palmentola ha sviluppato varie attività didattiche, tra le quali:

- titolare del corso e dei seminari in particolare nel campo della geomorfologia, geografia fisica generale e del Quaternario
- tutore per gli studenti per quanto riguarda le tesi di laurea, e di quelli per gli studi approfonditi e delle tesi di dottorato di ricerca;
- organizzatore di alcuni pratiche sul terreno con gli studenti;
- organizzatore di alcuni convegni nazionali e internazionali di geomorfologia.

Attività di ricerca

Ha sviluppato una ricca attività di ricerca dedicata in prima fase ai problemi di stratigrafia e di tectonica, poi all'evoluzione dei versanti di Appennini Meridionali (Italia), alla morfologia costiera, glaciale e periglaciale, dell'Italia, Grecia e Albania.

Ha effettuato numerose ricerche scientifiche in Sahara di Algeria e di Libia dove ha studiato la morfologia eoliana, la possibilità di fissazione delle dune, le relazioni tra le condizioni ambientali e l'impatto antropico in Sahara; coordinatore per i dottorati in geomorfologia dinamica ed ambientale.

I risultati dell'attività scientifica sviluppata dal Professore Giovanni Palmentola si sono concretizzati in relazioni scientifiche dei diversi progetti di ricerca attuati, nonché in libri (come autore unico o co-autore) e all'incirca 100 di articoli pubblicati in riviste scientifiche in Italia e all'estero. A tutti questi si aggiungono anche più di 100 di partecipazioni con comunicazioni personali o collettive presentate ai convegni e riunioni scientifiche a carattere internazionale (Spagna, Germania, Romania, Stati Uniti, Francia, Belgia, Canada, Italia, Marocco, Svizzera).



I campi di ricerca del Professore Giovanni Palmentola sono:

- geomorfologia strutturale e tectonica
- studio del rilievo di deserto
- geomorfologia dinamica
- cartografia geomorfologica

* Presentata a Convegno AIGEO di Bari, 29 Settembre-2 Ottobre 2008.

- geografia fisica generale
- depositi Quaternari

Come specialista in geomorfologia il Professore Giovanni Palmentola ha partecipato in qualità di membro in numerose committati per il sostenimento delle tesi di dottorato (salvo quelli coordinati da lui stesso), essendo anche, in alcuni casi, presidente.

Come risultato della sua reputazione scientifica, il Professore Giovanni Palmentola è stato invitato a sostenere corsi e conferenze a diverse università del mondo.

Collaborazione con la Facoltà di Geografia dell'Università di Bucarest

La sua collaborazione con la Facoltà di Geografia dell'Università di Bucarest ha cominciato nel maggio del 1995, contemporaneamente con l'organizzazione a Cluj-Napoca del primo convegno romeno-italiano di geomorfologia in cui ha partecipato una delegazione italiana di cui faceva parte anche il Professore Giovanni Palmentola. Come conseguenza dell'interesse accordato per la collaborazione e per il cambio scientifico con i geografi rumeni, il Professore Giovanni Palmentola ha partecipato anche nelle riunioni bilaterali organizzati successivamente. A l'occasione della riunione di Bari (si è coinvolto in modo attivo ed è stato l'organizzatore di una applicazione pratica molto interessante, in cui ha partecipato una delegazione romena di 12 persone).

Nell'anno 1998, grazie all'interesse del Professore Giovanni Palmentola per la continuazione e la diversità della collaborazione con la Facoltà di Geografia di Bucarest è stato realizzato anche l'accordo bilaterale nell'ambito del programma ERASMUS che permetteva lo cambio di studenti e insegnanti tra l'istituzione romena e l'Università di Bari. Il numero grande di studenti rumeni (20) è edificante. La preoccupazione permanente, diretta del Professore Palmentola per la preparazione e il soggiorno degli studenti rumeni a Bari ha imposto il rispetto e la gratitudine degli stessi. Per loro è stato il NOSTRO PROFESSORE d'Italia.

Nell'ambito delle collaborazioni si iscrive l'elaborazione insieme alla sottoscritta dell'opera *Geomorfologia dinamica* (casa Editrice Tehnica, Bucarest, 2003, 300).

Nell'ambito della collaborazione tra le due università si sono realizzati in cotutela le tesi di laurea degli studenti di Bari in Romania, avendo come obiettivi di studio temi di Romania (Monti Bucegi, Pianura del Siret

In segno di apprezzamento per l'attività scientifica sviluppata nel campo della geomorfologia e dell'interess prestato alla collaborazione con gli specialisti rumeni, nell'anno 2005, è stato conferito al Professore Giovanni Palmentola il diploma offerta dall'Associazione dei Geomorfologista di Romania, Associazione Belgiana di Geomorfologia, Associazione Italiana di Geografia fisica e di Geomorfologia e dal Gruppo Francese di Geomorfologia in occasione del decimo workshop romeno-italo-franco-belgiano di geomorfologia.

Avendo in vista l'intera attività scientifica e didattica, la passione, lo spirito novatore e l'entusiasmo per la ricerca dell'ambiente, in generale, e di geomorfologia, in particolare, l'interesse e la disponibilità verso la collaborazione con i geografi rumeni, i sentimenti di amicizia e di stima manifestati verso la Facoltà di Geografia dell'Università di Bucarest, alla proposta della stessa, al Signor Professore Giovanni Palmentola è conferito il titolo di "Doctor Honoris Causa" dell'Università di Bucarest nella riunione pubblica del primo giugno del 2007.

La riunione è stata seguita da un'applicazione pratica nella Valle di Danubio, Dobrudgea, Valle della Prahova, Brasov, Castello Bran, Carpati. Per una settimana, il Professore è stato il nostro ospite, e siamo stati lieti insieme con la famiglia e il Professore Salvatore Puglisi in occasione della festa di questo riconoscimento scientifico, che ha coronato così le relazioni di collaborazione con altre università di Romania.

Sapevamo anche che si avvicinava la fine della sua vita, ma noi no lo accettavamo.

E' stato l'omaggio della Facoltà di Geografia dell'Università di Bucarest conferito ad una personalità, il Professore Giovanni Palmentola, ma anche il nostro omaggio dovuto alla scuola di geomorfologia italiana.



Prof. Florina GRECU

The 12th Italy-Romania -Belgium-France Geomorphological Meeting,
Climatic change and related landscapes
Savona (Italy), 26-29 September 2007

The 12th Meeting was held in Savona, Italy, under the auspices of International Association Of Geomorphologists (Iag), Asociatia Geomorfologilor Din România, Associazione Italiana Di Geografia Fisica E Geomorfologia (Aigeo), Belgian Association Of Geomorphologists, Groupe Français De Geomorphologie. It was organised by Paolo Roberto Federici, University of Pisa and his collaborators.

The meeting aimed the possibility to discuss the existing relationships between climatic change and geomorphological environments. Particular focus had given to morphological transformations induced by climatic change, of which they represent crucial indicators. Three sessions, along with the plenary lectures, were focused on this theme in coastal, gravitational and glacial landforms and processes.

The Meeting held between the 26th and the 29th September 2007. On the first and second days, there were invited speeches together with selected oral communications and poster presentations at the imposing Fortezza del Priamar in Savona. The participants were 81 from nine Countries, Plenary Lectures were 3, the oral communications 26 and the posters presented 33.

On the third and fourth days there was a field trip in Liguria and Piemonte. This was to experimentally display and verifies the topics dealt with during the Congress. The itinerary chosen were enable participants to openly discuss the

issues and field examples proposed. These were mwrely a few case studies, selected for logistic reasons and taken from the wide range of knowledge built up by the group of Physical Geography and Geomorphology of the University of Pisa in many years of research in Liguria and in the French-Italian Maritime Alps.

The itinerary was also a chance to see some of the most attractive often unknown, italian localities from the Ligurian Sea to the Po Valley and Maritime Alps.

In the first day of field trip the participants moved along the Ligurian coast and they visited the famous archaeological site of Balzi Rossi, where relevant quaternary coastal landforms are preserved. A stop was also devoted to the Albenga Plain, formed by a huge delta developing since the Holocene. In the afternoon the participants crossed the Ligurian Alps stopping at specific locations where large landslides are currently affecting human settlement areas.

In the second day the group travelled north to the mountains of the Valle Stura di Demonte in the Maritime Alps. On top of general morphotectonic and climatic outlines, stops were taken at moraine complexes, erosive glacial landforms, paraglacial and alluvial fans.

An attractive "Guide Book for the Excursions in Western Liguria and On the Maritime Alps" was prepared for the participants.



Prof. Paolo Roberto FEDERICI
University of Pisa

Al XXIV-lea Simpozion Național de Geomorfologie Gheorgheni, 29-30 iunie 2007

Cel de-al XXIV-lea Simpozion Național de Geomorfologie a fost organizat de către Asociația geomorfologilor din România împreună cu Facultatea de Geografie și Extensia Universitară Gheorghieni a Universității “Babeș-Bolyai” din Cluj-Napoca. Simpozionul a fost dublat și de aniversarea a 10 ani de la înființarea extensiei universitare.

Cele 34 de comunicări au fost circumscrise următoarelor secțiuni:

- influențele activităților antropice asupra reliefului;
- fenomene hidro-geomorfologice;
- dinamica versanților, fenomene și procese geomorfologice (două secțiuni).

Aplicația de teren s-a desfășurat pe traseul: Gheorgheni – Praid – Sovata – Corund – Odorheiu

Secuiesc – Miercurea Ciuc – Gheorgheni cu expuneri despre Depresiunea Giurgeu, Munții Gurghiu, masivele de sare din depresiunea Praid-Sovata, cu vizitarea salinei de la Praid, geomorfologia vulcanică a Munților Harghita și a Depresiunii Ciuc.

Ședința Comitetului Asociației Geomorfologilor din România, din 30 iunie 2007, sub conducerea Prof. Nicolae Josan, Președintele AGR, a stabilit acordarea Premiului Asociației unui geomorfolog cu rezultate deosebite (în vârstă de până la 40 de ani), precum și acordarea titlului de membru de onoare al AGR unui geomorfolog din asociațiile omonime din străinătate.

Prezența tinerilor și calitatea lucrărilor s-au constituit în dovezi de continuitate în cercetarea geomorfologică de înaltă ținută științifică.



Prof. Florina GRECU

11th INTERPRAEVENT CONGRESS 2008
Protection of populated territories from
floods, debris flows, mass movements and avalanches
26-30 Mai 2008 Dornbrin – Vorarlberg, Austria

Reunite sub numele generic de **Protection of populated territories from floods, debris flows, mass movements and avalanches**, manifestările științifice ale celei de al XXI-lea **INTERPRAEVENT CONGRESS**, au fost organizate de către Forest Engineering Service on Torrent and Avalanche Control, din departamentul Vorarlberg, la Dornbrin, Austria, în perioada 26-30 Mai 2008. Este un congres care se organizează la fiecare patru ani, anul acesta fiind un prilej de a celebra aniversarea de 40 ani a International Research Society INTERPRAEVENT. Din comitetul științific au făcut parte, printre alții Hans Kienholz, Matjaz Mikos, Rosa Frei, Hideaki Marui, Michael Moser, Paolo Simoni.

Participanții au provenit din 21 de țări, lucrările în număr de 241, fiind publicate în două volume. Tematica a abordat o gamă largă de probleme: inundații, torenți, managementul bazinelor hidrografice, debris flow, deplasări în masă, avalanșe, protecția forestieră, managementul riscului și al dezastrelor. De remarcat legăturile strânse între specialiștii din diverse categorii de activitate, care tratează problemele manifestării

fenomenelor extreme din necesități practice, care provin de la universități, institute specializate, protecția populației, a căilor de transport (Căile Ferate Austriece), salvamont.

Programul bogat în activități, a cuprins trei secțiuni: comunicări, împărțite în opt sesiuni, excursii tematice simultane pe 12 trasee, trei excursii post-congres. Excursia dedicată protecției integrate în cazul avalanșelor, a avut loc în Elveția, la Institutul pentru Studierea Avalanșelor și Zăpezii de la Davos, precum și în stațiunea Kolsters unde s-au efectuat ample amenajări de protecție împotriva avalanșelor și de asemenea, s-au produs inundații de mare amploare în vara anului 2005.

Manifestarea, prin bogatul spectru de abordare a problematicii, a avut o înaltă ținută științifică și a fost un bun prilej de cunoaștere a problematicii proceselor extreme pe plan mondial, reprezentând un schimb de experiență între cei prezenți. Mulțumiri speciale, pentru tot sprijinul acordat, adresăm domnilor prof. univ. dr. Dan Balteanu, Hans Kienholz, Gernot Koboltschnig.

Drd. Anca MUNTEANU

RECENZII

PETRU URDEA, (2005), *Ghețarii și relieful*, Editura Universității de Vest, Timișoara, 380 pag., 241 fig., 18 tab.

Lucrarea *Ghețarii și relieful* este structurată în unsprezece capitole, în care sunt caracterizate amănunțit angrenajele sistemului glaciuar și al elementelor componente, precum și relieful asociat. Acestea sunt prezentate într-o abordare modernă, cu o ilustrație sugestivă, fiind un real suport atât pentru studenți, cât și pentru cei interesați să cunoască în amănunt problematica glaciuară.

Experimentatul prof.univ.dr. Petru Urdea, autorul lucrării, prezintă problemele de geomorfologie glaciuară prin prisma experiențelor personale, trăite cu mult profesionism în zonele glaciare și glaciare din diverse colțuri montane ale Terrei; un mare pasionat de mediul montan, a reușit să îl surprindă și să transmită mai departe, semnele unei lumi aparte, plină de provocări științifice.

În primul capitol este realizată o introducere în glaciologia și geomorfologia glaciuară, ca domenii de graniță, precum și importante și inedite date din reperele istorice ale dezvoltării acestora.

Sistemul glaciuar și gheața de ghețar sunt prezentate în capitolul al doilea (geneză, caracteristici, proprietăți, maniera de deformare: creep-ul, caracteristicile termice, controlul temperaturii asupra eroziunii și sedimentării glaciare, culoarea, structura), precum și legăturile care există între acestea.

În capitolul al treilea sunt definiți și clasificați ghețarii, în funcție de topografie, cei neconstrânși (calote glaciare, de șelf, de ieșire) și cei constrânși (de platou și câmpuri de gheață, de piemont, de circ, de vale, alte categorii).

Capitolul al patrulea prezintă trăsăturile mediilor glaciare, supraglaciare, englaciare, marginale, subglaciare, iar cel de al cincilea, bilanțul glaciuar și aspectele de hidrologie glaciuară.

Următoarele trei capitole sunt dedicate mișcării ghețarilor (prin creep, alunecarea bazală, viteza de mișcare, fenomenelor trecătoare de curgere), sculptării glaciare (eroziunea glaciuară prin falimentul patului glaciuar, abraziune, deraziune glaciuară, acțiunea apelor de topire, bugetul eroziunii glaciare), precum și formelor glaciare erozionale (microforme, forme intermediare, macroforme, peisajele eroziunii glaciare).

În ultimele trei capitole sunt prezentate procesele de transport al sedimentelor, structurile glaciectonice, sedimentarea glaciuară și relieful glaciuar de acumulare (morene marginale, forme subglaciare, supraglaciare, proglaciare, glaciolacustre și glaciomarine).

Rezultată în urma unei îndelungate activități de documentare și cercetare pe teren, lucrarea este o reală contribuție la cunoașterea, înțelegerea și studierea problemelor ghețarilor și al reliefului creat de aceștia. Autorul a reușit să redea într-o manieră personală de analiză elementele fundamentale ale glaciologiei. Nota de originalitate imprimă și un caracter formativ, într-un domeniu în care literatura geografică românească este relativ săracă.

Lucrarea o recomandăm cu mare căldură tuturor celor interesați de tematica glaciuară, dornici să călătorească atât cu gândul, cât și cu pașii, pe tărâmul fascinant al gheții.

Drd. Anca MUNTEANU

