

ASOCIAȚIA GEOMORFOLOGILOR DIN ROMÂNIA

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE

12



editura universității din bucurești®

2010

REVISTA DE GEOMORFOLOGIE / REVIEW OF GEOMORPHOLOGIE

Editori/Editors: Prof. univ. dr. Virgil SURDEANU – Președintele A.G.R., Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj Napoca
Prof. univ. dr. Florina GRECU, Universitatea din București

Colegiul de redacție/Editorial boards:

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 IONIȚĂ, Universitatea „Al.I. Cuza”, Iași
Prof. dr. Aurel IRIMUȘ, Universitatea „Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca
Prof. dr. Nicolae JOSAN, Universitatea din Oradea
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 SOROCOVSCI, 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/Tehnicl assistants:

Prof. dr. Bogdan MIHAI (Universitatea din București)
Cercet. șt. drd. Marta JURCHESCU (Institutul de Geografie al Academiei Române)
Asistent dr. Robert DOBRE (Universitatea din București)

© *editura universității din bucurești*®

Șos. Panduri, 90-92, București – 050663; Telefon/Fax: 021.410.23.84

E-mail: editura_unibuc@yahoo.com

Internet: www.editura.unibuc.ro

Tehnoredactare computerizată: Meri Pogonariu

ISSN 1453-5068

CUPRINS/CONTENTS

Article / Papers

Eric FOUACHE – *L'approche Géoarchéologique* / 3

Ramdane MARMI, Abdelkader ABDELLAOUI – *Analyse morpho structurale à partir de l'image satellite : Cas de la feuille « Les Tamarins ». (Atlas saharien d'Algérie orientale)* / 15

Mihai IELENICZ, Mioara CLIUS – *Changes in the Landscapes of the Carpathians and Subcarpathians Curvature in Upper Pleistocene and Quaternary* / 25

Alfred VESPREMEANU-STROE, Mirela VASILE – *Rock Surface Freeze-Thaw and Thermal Stress Assessment in two Extreme Mountain Massifs: Bucegi and Măcin Mts* / 33

F. GRECU, L. COMĂNESCU, G. TOROIMAC, R. DOBRE, R. SĂCRIERU, C. MĂRCULEȚ – *Slope dynamics – precipitation interrelation in the Curvature Subcarpathians (Romania)* / 45

Monica MOLDOVAN, Iulia PANDIA, I. RUS, Ioana SIMEA, V. SURDEANU – *Spatial Relations in the Recent Evolution of the Deep-seated Landslide from Cheia (Cluj County)* / 53

K. HACHEMI, A. ABDELLAOUI, F. GRECU, A. OZER, M. VIȘAN – *L'association d'images diachroniques avec un MNA pour une meilleure interprétation des changements de paysage dans la région de Buzau (Roumanie)* / 59

Luminița PREOTEASA, Alfred VESPREMEANU-STROE – *Grain-Size Analysis of the Beach-Dune Sediments and the Geomorphological Significance* / 73

Sorin CARABLAISA, Nicolae ȘELĂU – *Geomorphological processes in the Danube Defile. Case study: The Liubotina slide and the Mraconia collapse* / 81

Abdelkader ABDELLAOUI, Livia VIȘAN, Ileana PĂTRU-STUPARIU – *Étude de la viabilité du paysage par analyse de grille dans la région Sous Carpatique de la vallée de la Prahova (Roumanie)* / 91

Florina GRECU, Cristina GHIȚĂ, Răzvan SĂCRIERU – *Relation between tectonics and meandering of river channels in the Romanian Plain. Preliminary observation* / 97

Miscellanea

La 14^{ème} édition de l'Assemblée des Géomorphologues Unis (Joint Geomorphological Meeting, JGM) Italie – Roumanie – Belgique – France – Grèce, *Directions contemporaines dans la recherche du relief*, 26-29 mai 2010, Bucharest – Sinaia, Roumanie (Marta-Cristina JURCHESCU) / 105

The Annual Colloquium of the International Association of Climatology, Rennes (France), 1-4 September 2010 (Liliana ZAHARIA) / 107

Recenzii

Lucian BADEA (2009) – *Relieful României și neotectonica. Studiu de geomorfologie (The Relief of Romania and the Neotectonics. A Geomorphic Study)* (Florina GRECU) / 109

L'approche Géoarchéologique

Eric FOUACHE

Résumé. La géoarchéologie est définie intuitivement dans les années 1970 dans le sillage des recherches menées par Claudio Vita Finzi (1969) et l'Université de Cambridge. Son développement a accompagné la prise de conscience que les fluctuations climatiques et l'action de l'homme avaient pu constituer, à l'échelle de l'Holocène, dans des combinaisons où il est souvent difficile d'attribuer à l'un ou à l'autre de ces agents le rôle principal, les facteurs déclenchant de changements environnementaux. Ces derniers se sont souvent traduits par des morphogenèses originales qu'il s'agisse de crises érosives ou de métamorphoses fluviales par exemples, lesquelles ont pu avoir un impact majeur sur les paysages. Plus largement les archéologues ont également pris conscience de la mobilité des paysages et du fait que les sédiments qui fossilisent les sites archéologiques, ou qui sont piégés dans des sites d'archives sédimentaires, constituent en eux-mêmes un objet d'étude, d'où on peut extraire une information naturaliste, laquelle peut permettre de reconstituer l'histoire de l'environnement dans son interaction homme/milieu. Une telle approche implique une collaboration interdisciplinaire entre des spécialistes des sciences humaines, historiens, anthropologues, archéologues, des sciences naturelles et de laboratoire géographes, géomorphologues, géologues, quaternaristes, sédimentologues, micromorphologues, botanistes, palynologues, malacologues, spécialistes de méthodes de datation radiométriques etc.

Mots clefs: Géoarchéologie, Holocène, Interdisciplinarité.

Introduction

L'application à l'archéologie des méthodes et techniques utilisées en Géologie est à l'origine une pratique de préhistoriens, de géologues et de quaternaristes longtemps centrée sur la reconstitution des cadres chronostratigraphique et climatique du Quaternaire (Berger *et al.* 2000). Cette approche est toujours très productive comme en témoignent si nous restons dans un cadre français les travaux de collègues comme Pastre ou Antoine (Pastre *et al.* 2003), Fedoroff et Courty (2005).

Dans les années 70, sous l'impulsion notamment de l'université de Cambridge et de Claudio Vita-Finzi (1969), mais aussi de la *New Geography*, puis de la *New archaeology*, cette pratique s'est ouverte à la « relation homme/milieu », au « territoire anthropisé », à « l'archéologie du paysage » et à l'étude d'une période peu étudiée jusque là l'Holocène. Cette pratique nouvelle nous préférons l'appeler « approche géoarchéologique », plutôt que « géoarchéologie ». En effet, de notre point de vue, il ne s'agit pas d'une nouvelle discipline, mais d'une nouvelle perspective interdisciplinaire à cheval sur les sciences humaines et les géosciences. Cette dernière fédère les méthodes et les outils de plusieurs disciplines au service de thématiques de recherches environnementales dans le champ de

l'archéologie, à différentes échelles, dans une perspective intra-site comme régionale. Trop souvent la géoarchéologie est présentée comme un catalogue d'interventions successives dans le domaine de la géomorphologie, de la sédimentologie, de la pédologie, de la stratigraphie, de la géochronologie, de la micromorphologie, de la palynologie, de la malacologie etc..., présentées comme une liste de techniques de laboratoires (Waters 1992, Rapp et Hill 1998). L'École géoarchéologique française s'inscrit également dans ce courant, mais une partie de son originalité et de sa richesse provient du fait que plus qu'ailleurs les approches géographiques et géomorphologiques gardent une place centrale.

Les géomorphologues français ont eu très tôt conscience, notamment chez les chercheurs travaillant dans le bassin méditerranéen, que les fluctuations climatiques et l'action de l'homme avaient pu constituer les facteurs déclenchants de changements environnementaux et de surcroît dans des combinaisons dont le rôle respectif est souvent difficile à attribuer à l'un ou à l'autre de ces agents (Neboit 1983, Fouache 1999). Leurs recherches, impulsées en partie par Pierre Birot, se sont concentrées sur l'étude de morphogenèses originales, sismicités, crises érosives et alluvionnement importants (Ballais, Bousquet,

Dufaure, Jorda, Neboit, Péchoux, Provansal, Vogt), métamorphoses fluviales (Bravard, Arnaud Fassetta), dynamiques spécifiques aux milieux littoraux (Dalongeville, Paskoff, Pirrazoli, Provansal, Sanlaville, Morhange, Goiran, Vella), ou aux zones arides (Coque, Gentelle, Geyer) lesquelles avaient pu avoir des impacts majeurs sur les paysages.

À leur tour, les archéologues ont également pris conscience de la mobilité des paysages (Burnouf, Clavel Lévêque, Chouquer, Favory, Leveau). L'insertion des géomorphologues/géographes dans les équipes de recherche sur les dynamiques environnementales du passé n'en a été que facilitée (Fouache 2003). D'abord du fait que si les sédiments qui fossilisent les sites archéologiques constituent en eux-mêmes un objet d'étude, d'où l'on peut extraire une information naturaliste pouvant permettre de reconstituer l'histoire de l'environnement, l'enregistrement de ces sédiments ne peut se comprendre sans connaître le cadre spatial de leur mise en place : local, régional, global, lequel est souvent délaissé dans les approches très fines des spécialistes de laboratoire. Le géographe, habitué à « jouer » avec l'espace et avec le *changement d'échelle*, a pu alors apporter un éclairage à la résolution de certaines interrogations. Une telle approche implique évidemment une collaboration interdisciplinaire efficace de tous les chercheurs de l'équipe : spécialistes des sciences humaines (historiens, anthropologues, archéologues ...), et spécialistes des sciences naturelles et de laboratoire (géologues, quaternaristes, sédimentologues, micromorphologues, géochronologues, botanistes, palynologues, archéozoologues, malacologues, ...). L'irruption de ces techniques explique que la géoarchéologie soit souvent définie comme « l'application des méthodes de laboratoire issues de la géologie et de la préhistoire à l'archéologie » (Rapp and Hill 1998). Mais cette définition nous a toujours paru trop étroite, enfermant cette discipline dans un catalogue d'outils. Une définition plus large est possible, comme « l'étude des dynamiques environnementales en relation avec l'histoire et l'archéologie » (Fouache 2003), mais trop vaste elle n'est pas opérationnelle. Dès lors nous proposons la définition suivante « Application des méthodes issues de la géographie et des géosciences à la reconstitution, dans une perspective archéologique, des paléo-environnements et des dynamiques paysagères ».

Toute étude géoarchéologique s'intéresse nécessairement à la nature du site archéologique étudié, à sa localisation, aux caractéristiques

physiques du milieu qui l'entoure et pose la question de l'ampleur des changements enregistrés dans le paysage depuis la période d'occupation considérée (le plus souvent à l'échelle de Holocène, voire du Quaternaire), sous la double action des dynamiques environnementales et de l'action humaine. Ces questions concerneront une région plus ou moins vaste selon la nature du programme archéologique, notamment qu'il s'agisse d'une fouille ou d'une prospection régionale. Dans tous les cas le paysage sera regardé comme un palimpseste dont il faut par une approche régressive reconstituer la genèse en remontant le temps. Les traces de cette évolution peuvent être visibles en surface ou masquées par des formations superficielles, qu'il s'agisse de paléo-chenaux fluviaux, de canaux d'irrigation ou de drainage, de paléo-rivages, d'anciennes routes, de limites de finage, de traces de cadastration ou de vestiges archéologiques. Dans un souci de rationalité, de cohérence dans l'emboîtement des échelles spatiales, et d'optimisation des coûts, il sera souvent préférable d'organiser l'étude du régional au local, mais aussi de bien cerner les dynamiques de surface avant de se lancer dans une étude du dessous, lequel peut représenter plusieurs mètres de formations superficielles. À chacune de ces étapes un savoir faire géographique est indispensable. Ce savoir faire renvoie à une perception de l'espace-temps spécifique du géographe et à son expression cartographique.

De la carte archéologique à la carte géomorphologique

Il n'y a pas de bonne étude géoarchéologique sans que soit posée une question pertinente qui mette en relation les dynamiques environnementales et le contexte archéologique. Souvent cette question trouve son origine dans la lecture de la carte archéologique régionale, lorsqu'elle existe, ou dans les réflexions qui découlent des résultats des prospections de surface. Nous avons schématisé les conséquences d'un certain nombre de dynamiques géomorphologiques (Fig. 1), colluvionnement, alluvionnement, jeu de failles, variations relatives de plans d'eau (mer, lac ou marécages), qui peuvent expliquer que la carte archéologique, toujours en devenir, car complétée au fur et à mesure des découvertes, ne reflète pas toujours l'occupation complète d'un territoire à une période donnée. Identifier ces dynamiques est un préalable indispensable.

C'est la raison pour laquelle, que le programme archéologique concerne une fouille ponctuelle ou une prospection sur une aire plus vaste, il est

préférable de débiter l'étude géoarchéologique par une analyse géomorphologique régionale, toujours mise en perspective par rapport au contexte géodynamique. La réalisation d'une carte géomorphologique répond à quatre objectifs: identifier les secteurs d'accumulation et les secteurs d'érosion, délimiter les secteurs à dynamiques géomorphologiques particulièrement actives, estimer les épaisseurs de formations superficielles et permettre de discuter la répartition spatiale des données de la carte archéologique. Cette carte géomorphologique permettra de guider les prospections, de caractériser le contexte géomorphologique d'un site archéologique et de localiser des milieux favorables au piégeage d'archives sédimentaires.

ENVIRONNEMENT ET PAYSAGE

Approche géoarchéologique

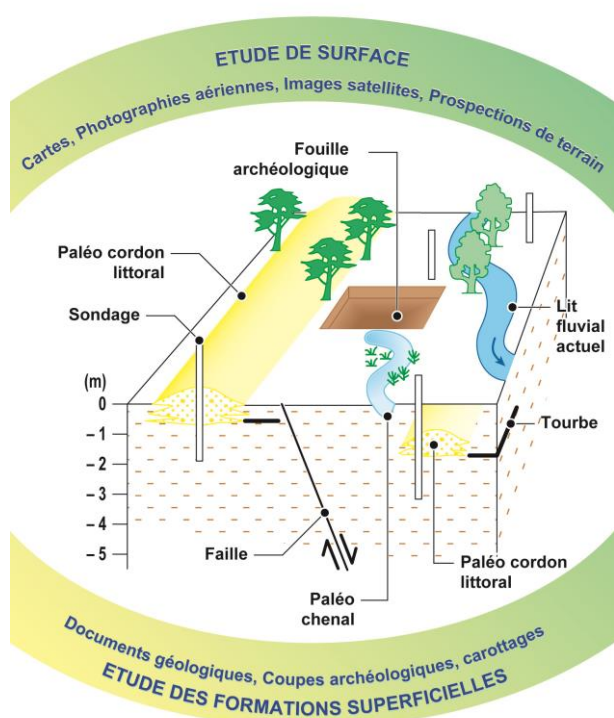


Fig. 1: Schéma de synthèse de l'approche géoarchéologique

Réaliser la carte géomorphologique nécessite une maîtrise de la topographie, de la cartographie et en règle général de la gestion de bases de données spatialisées (Ghilardi). C'est la raison pour laquelle cette carte géomorphologique doit être intégrée à un Système d'Information Géographique (SIG), lequel pourra en outre intégrer un modèle numérique de terrain (MNT), des données SRTM, des mosaïques de photographies aériennes et des compositions colorées d'images satellites. Un SIG bien fait doit être conçu d'emblée à une échelle qui permette

l'intégration des bases de données environnementales et archéologiques, ce qui permettra la création de cartes thématiques spécifiques.

La réalisation de la carte géomorphologique régionale constitue donc la première étape d'une approche géoarchéologique menée rationnellement. Elle peut naturellement être complétée selon les besoins d'une cartographie des formes végétales ou des ressources minérales, qui peuvent très facilement être menées de front.

La carte géomorphologique constitue la colonne vertébrale de ce que nous appelons la phase 1 de l'approche géoarchéologique, laquelle s'organise en 4 phases.

Les quatre phases de l'approche Géoarchéologique

- La **phase 1** est consacrée à une mission exploratoire ayant pour but, à partir d'une cartographie géomorphologique de distinguer les secteurs de fossilisation et d'érosion à l'échelle de l'Holocène et d'inventorier toutes les paléo-formes visibles en surface. Cette étape est essentielle, car elle permet une première évaluation de la validité de la carte archéologique et d'estimer l'ampleur des changements morphologiques, tandis que l'on identifie en même temps les pièges sédimentaires susceptibles de constituer des archives paléo-environnementales. La prospection géomorphologique peut bien sûr être orientée thématiquement en fonction des questions posées, mais elle doit garder un caractère régional et aboutir à délimiter en accord avec les archéologues la dimension du territoire à prendre en compte pour la suite de l'étude. À partir du moment où l'on dispose de cette cartographie il est possible en fonction de la nature des formes fossiles identifiées, de leur organisation, des données collectées sur la végétation, le climat, la tectonique, de croiser cette information avec celle fournie par l'archéologie et de proposer des scénarios de dynamiques environnementales, qu'il faut nourrir de données pour les valider.

- La **phase 2** consiste à construire la démarche scientifique qui permettra, au moindre coût et le plus rapidement possible, d'obtenir les données paléo-environnementales indispensables à la validation des hypothèses. Cela passe souvent par une étude du dessous, souvent d'épaisses formations superficielles alluviales, parfois associées à des fouilles archéologiques, mais pas obligatoirement. Les techniques sont multiples et vont de l'approche indirecte, la télédétection, les

prospections géophysiques, à l'observation directe sous la forme de sondages, de carottages, de prélèvements de surface ou micro-morphologiques, tous nécessairement réalisés à des emplacements soigneusement choisis.

- La **phase 3** est celle du travail de laboratoire et des spécialistes des paléo-environnements qu'il est souvent judicieux d'avoir associés au prélèvement des données. Ces études sont toujours longues et coûteuses et il est toujours préférable de ne reprendre le travail de terrain qu'après avoir intégrées les données qui en résultent. C'est cette alternance entre travail de terrain et travail de laboratoire qui permet de mener de fronts plusieurs programmes géoarchéologiques.
- En **phase 4**, il faut parvenir à une reconstruction spatiale et chronologique des acquis du programme paléogéographique et paléo-environnemental qui a débuté au minimum entre deux et trois ans auparavant et en extraire le maximum d'information utile aux problématiques archéologiques. Intégrer ces données dans un Système d'Information Géographique est le plus sûr moyen d'assurer la pérennité de leur enregistrement et de permettre des modélisations spatiales des différentes reconstitutions paléogéographiques obtenues.

Il ne s'agit naturellement pas d'imposer à tout programme archéologique ce calendrier et ce protocole. Il est tout à fait possible de débuter une étude géoarchéologique directement par des prélèvements destinées à des analyses paléo-environnementales, mais il ne faut le faire que si l'on est sûr que les données antérieures acquises balaient bien l'ensemble du protocole que nous venons de définir, au risque sinon de faire des erreurs majeures d'interprétation ou d'aboutir à des impasses méthodologiques. Il est aussi des milieux géographiques où les dynamiques géomorphologiques ont un faible impact quant à la mobilisation des formations superficielles. Dans ces contextes particuliers, comme les regs sahariens ou les dashts iraniens, il n'est pas nécessairement besoin d'une étude du dessous.

J'ai choisi d'illustrer cette approche méthodologique à partir de deux exemples qui seront inégalement développés. L'étude du contexte géomorphologique d'implantation du site de Konar Sandal Sud dans la vallée de l'Halil Rud (Iran) et la cartographie des épaisseurs des sédiments du lac Maliq (Albanie), en relation avec les variations du niveau du lac depuis le Néolithique.

Le Contexte géomorphologique d'implantation du site de Konar Sandal Sud (Iran)

Le site de Konar Sandal Sud est situé dans la vallée de l'Halil Rud, dans le bassin de Jiroft, au cœur d'une région qui a été un foyer culturel important au III^e millénaire avant J.-C (Benoit 2003, Pittman 2003, Vallat 2003, Lamberg Karlovsky 2003). La partie centrale du site archéologique correspond à un bâtiment imposant en brique cru, qui était constitué à l'origine de deux niveaux, et dont la hauteur aujourd'hui encore dépasse 20 m. Le tell (« tépé ») de Konar Sandal Sud est localisés dans la plaine alluviale, quelques mètres au-dessus de la plaine d'inondation de la rivière Halil. Le Professeur Y. Madjidzadeh, responsable du programme archéologique, souhaitait connaître l'épaisseur potentiel des couches archéologiques et préciser le contexte d'implantation du site. Nous avons donc mis en place la méthodologie suivante.

Méthodologie

Afin de répondre aux questions des archéologues nous avons conduit notre étude avec une approche emboîtée, menée de l'échelle régionale (cartographie géomorphologique) à l'échelle locale (prospections géophysiques). Pour réaliser la cartographie géomorphologique régionale (Fig. 2), nous avons utilisé comme support deux images Landsat TM (12819-29/08/1988 et 2000). La cartographie s'est appuyée sur les cartes géologiques au 1 : 100000 de Sabzevaran (1972) et de Mohammad Abad (1994), les cartes topographiques au 1 : 25000 de la vallée de l'Halil Roud et de nombreuses prospections de terrain consacrées notamment à l'observation des dépôts quaternaires.

Dans un second temps, nous avons utilisé des photographies aériennes au 1 : 10000 (US Air Force, 1964) en vision stéréoscopique pour reconstituer le lit d'inondation de l'Halil Roud et de ses affluents entre Jiroft et la dépression du Jazmurian.

En janvier 2005, nous avons procédé à une exploration géophysique autour du Tépé de Konar Sandal Sud (KSS). Deux méthodes d'investigation géophysique ont été utilisées pour étudier la géométrie des 15 premiers mètres de formation superficielles sur et de part et d'autre du site de Konar Sandal Sud:

- la méthode électrique (dispositif de 48 électrodes);
- la sismique réfraction (dispositif de 60 géophones).

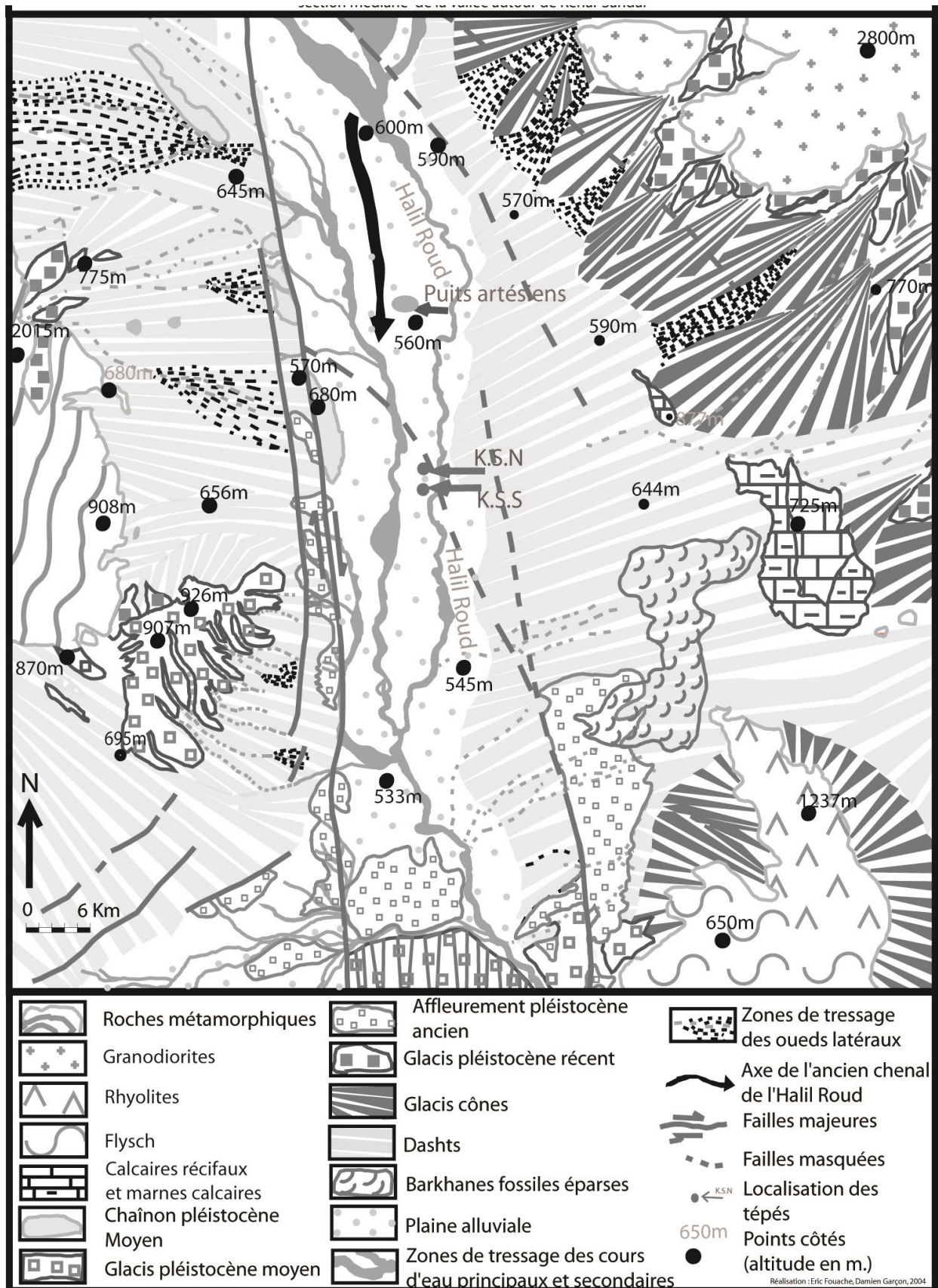


Fig. 2 : Carte géomorphologique de la vallée de l'Halil Roud (Iran)

En janvier 2006, afin de vérifier les hypothèses formulées à l'issue des prospections géophysiques

sur la structure et l'organisation des formations superficielles nous avons réalisé 5 carottages.

Résultats

La vallée de l'Halil Roud entre Jiroft et la dépression du Jazmurian correspond à un fossé tectonique, qui résulte du décrochement le long des deux systèmes de failles actifs depuis le Plio-Miocène.

L'Halil Roud a le régime hydrologique d'un oued, caractérisé par des écoulements intermittents et discontinus localisés durant les mois d'hiver, avec une très forte variabilité interannuelle. L'observation des photographies aériennes en vision stéréoscopique révèle un système de tressage actif et nous a permis de cartographier avec précision les chenaux de crue de la plaine d'inondation de l'Halil Roud (Fig. 3).

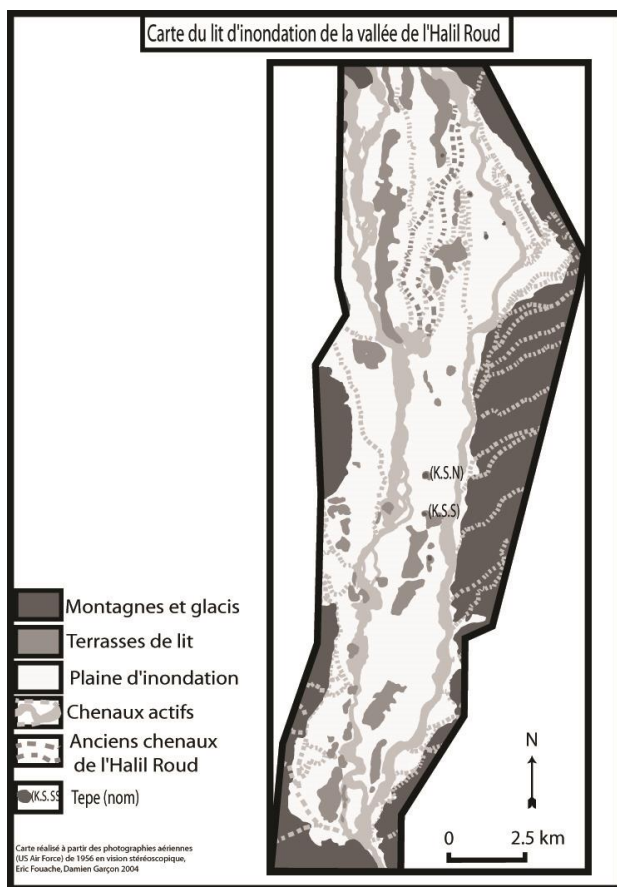


Fig. 3 : Plaine d'inondation de la vallée de l'Halil Roud

Deux niveaux d'écoulement au moins existent, en contrebas de lambeaux de terrasses, qui ne portent pas de traces d'écoulement récent en surface et sur lesquels se trouvent les sites archéologiques, au maximum 1 à 2 m au-dessus de la plaine d'inondation proprement dite, si l'on exclue les points culminants des Tépés. Les photographies révèlent également un paléo-chenal. Il montre que le drain occidental a été emprunté par l'Halil Roud avant que celui-ci ne déflue, à une époque encore indéterminée, dans son chenal actuel. La dernière

grande crue qui a submergé l'ensemble de la plaine d'inondation s'est produite en janvier 1992.

Du fait de la forte dynamique de l'Halil Roud, aussi bien du point de vue des déplacements latéraux du fleuve que de l'alluvionnement, il s'avérerait indispensable d'étudier au moins les 15 premiers mètres des formations superficielles pour espérer faire des hypothèses raisonnées sur la topographie de la plaine d'inondation à l'époque de la fondation des sites. Nous avons procédé à une première étude à faible résolution sur le site de KSS, suivant 3 radiales en électrique et en sismique.

Données en sismique réfraction et en résistivité électrique

Trois profils de sismique réfraction (Fig. 4), de 100 mètres chacun, ont été réalisés afin de mieux comprendre le contexte sédimentaire dans les premières dizaines de mètres de profondeur. D'Ouest en Est nous avons procédé à un premier transect dans le lit actuel de l'Halil Roud, à un second sur le site de KSS et à un troisième dans la plaine d'inondation de l'ancien Halil Roud. Sur l'ensemble des 3 profils, on trouve en surface un premier milieu caractérisé par une très faible vitesse de propagation des ondes ($V=300$ à 400 m/s). Ce milieu, d'une épaisseur de 4 m sur le profil Est, apparaît nettement plus épais (8 à 9 m) sur le profil central (KSS) et montre à nouveau une épaisseur de l'ordre de 4 m sur le profil Ouest. Sous ce premier milieu, on trouve un second milieu caractérisé par une vitesse de propagation nettement plus élevée (1700 à 1800 m/s), indiquant un important changement de lithologie. Entre ces deux milieux, on observe un niveau intermédiaire uniquement sur le profil Ouest. Ce milieu intermédiaire, d'une épaisseur de 4 à 6 m, présente une vitesse de propagation intermédiaire (950 m/s). La figure 4 permet de confronter les altitudes relatives des 3 profils. On voit se dessiner, au niveau de la partie supérieure du niveau à vitesse élevée (1700 à 1800 m/s) une paléo-topographie, située entre 4 et 12 mètres de profondeur, qui semble pouvoir être celle sur laquelle se sont implantés les sites et qui, compte tenu des vitesses de propagation mesurées, doit non seulement être plus compactée que la surface, mais aussi constituée d'alluvions plus grossières. Les données de résistivité électrique permettent de confirmer ce schéma en révélant des anomalies dans le premier milieu ($V=300$ à 400 m/s), qui compte tenu de leurs caractéristiques (géométrie, hétérogénéités de conductivité) semblent pouvoir être interprétées comme des anomalies archéologiques. C'est ce que confirme la carte électrique en trois dimensions.

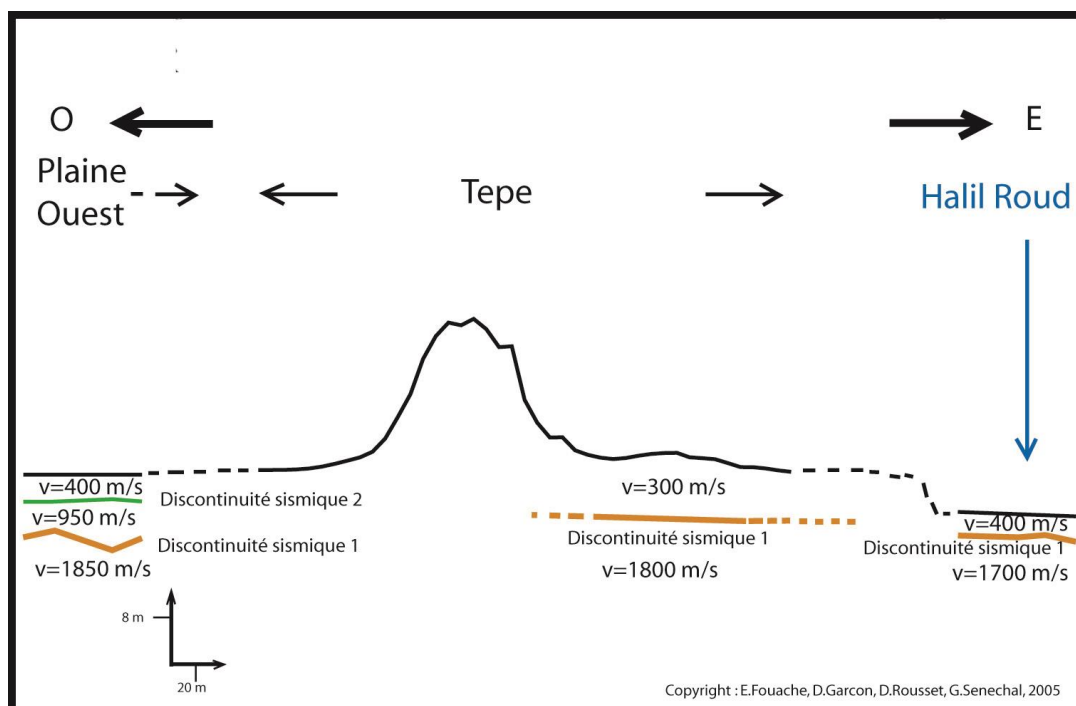


Fig. 4 : Transect de sismique réfraction à Konar Sandal Sud (Iran)

Au-delà de la preuve apportée que la prospection géophysique peut localiser des structures archéologiques sur ce site, dont l'identification relève cependant toujours de la fouille, les relevés réalisés permettent de formuler également des hypothèses sur la topographie du site et de la plaine alluviale de l'Halil Roud à la hauteur de Konar Sandal Sud au moment de la première implantation humaine, mais ces dernières doivent être préalablement situées dans le contexte régional.

Paléo-topographie de la vallée et épaisseur potentielle des couches archéologiques

Nous ne sommes pas sûrs que la carte archéologique actuelle reflète l'occupation réelle dans la vallée à l'Âge du Bronze. Les parties basses des sites archéologiques sont susceptibles d'avoir été détruites par les crues ou fossilisées par les alluvions, en fonction des différents niveaux possibles d'écoulement de l'Halil Roud. L'étude géophysique réalisée à Konar Sandal Sud montre une discontinuité majeure entre 4 et 10 mètres de profondeur, laquelle semble pouvoir correspondre au niveau de la première implantation humaine sur le site. Pour autant on ne connaît pas l'âge de cette interface. Elle est incontestablement antérieure à l'âge du Bronze, mais si le site avait connu une première occupation néolithique il faudrait la vieillir d'autant. Le moyen le plus fiable et le plus économique de dater ce niveau de fondation est d'attendre que la fouille ait traversé les 10 à 12

mètres de couches archéologiques potentielles mesurées au niveau des radiales 1 et 2 de KSS.

La topographie dessinée par la partie supérieure du milieu à vitesse rapide de propagation des ondes (1700 à 1800 m/s) confirme que les premiers occupants de KSS se sont simplement implantés sur un interfluve légèrement en relief par rapport aux talwegs. La hauteur actuelle des terrasses fossiles résulte visiblement d'un exhaussement au moins partiellement lié à des aménagements. Nous savons que tous ces points hauts n'ont pas survécu aux déplacements latéraux de l'Halil Roud. C'est notamment le cas à l'Ouest du tènement de Konar Sandal Sud. Les photographies aériennes de 1964 révélaient des traces d'écoulement superficiel au pied du Tépé. Les prospections géophysiques permettent de proposer à titre d'hypothèse l'existence d'une lentille alluviale grossière, témoin d'un ancien chenal de l'Halil Roud, qui correspondrait au niveau à vitesse de propagation intermédiaire (980 m/s). Si ce niveau intermédiaire ne s'observe pas à l'Est du tènement, c'est que la défluviation de l'Halil Roud est récente. Les alluvions de son lit majeur forment une mince pellicule qui repose 4 mètres seulement au-dessus du niveau de vitesse de propagation rapide (1700 à 1800 m/s). Pour preuve, la nécropole située entre les sites de Konar Sandal Nord et Konar Sandal Sud a littéralement été coupée en deux par les chenaux actuels du fleuve.

D'un point de vue strictement archéologique, au-delà de l'identification de structures construites, la

prospection géophysique permet également de proposer une hypothèse de plan général pour le site de KSS. Une zone centrale élevée est incontestable. Peut-être était-elle entourée d'un fossé, suivi d'une zone plane puis d'un rempart, comme semblent le suggérer les profils à l'Est du site. L'absence d'une telle organisation à l'Ouest pourrait résulter d'une destruction de la partie occidentale du Tépé par des déplacements latéraux de l'Halil Roud, postérieurement à l'abandon du site.

La géométrie des formations superficielles précisée, nous avons réalisé deux carottages de contrôle sur le site et à proximité du site. Le carottage réalisé à l'Ouest du site à l'emplacement du transect de prospection géophysique a confirmé l'existence d'une lentille de sable fluvatile qui correspond à des dépôts de décantation proximaux. Le second carottage confirme l'homogénéité des sédiments accumulés sur le site proprement dit, sans que nous ayons pu atteindre la semelle de forte résistivité électrique identifiée partout. Sa nature exacte reste à confirmer.

En ce qui concerne la carte archéologique nous pouvons affirmer que les grands sites urbains du type de KSS (Fig. 5) ont très certainement tous subsistés dans le paysage, simplement remaniés à leur marge à l'occasion des crues. En revanche les petits sites ruraux situés dans la plaine d'inondation sont tous sous plusieurs mètres d'alluvions, 2 à 3 mètres de recouvrement semble un bon ordre de grandeur, compte tenu des épaisseurs d'alluvions et de colluvions que nous avons pu observer en coupe dans les tombes pillées des nécropoles.

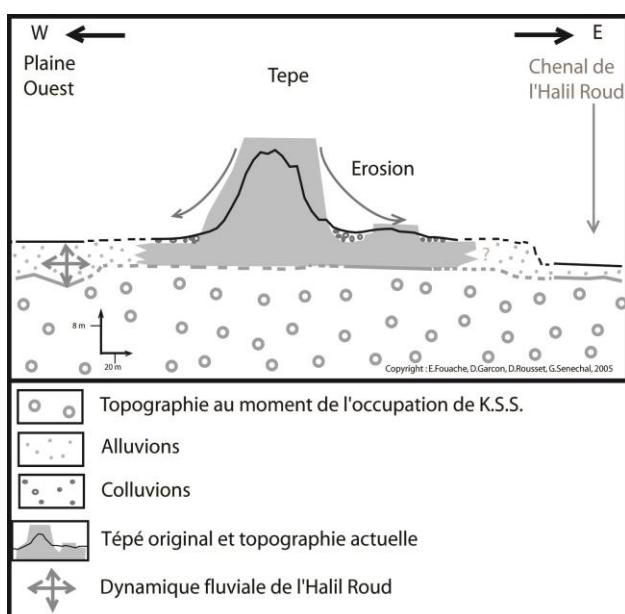


Fig. 5: Schéma synthétique d'évolution des dynamiques géomorphologiques autour du Tepe de Konar Sandal Sud depuis son abandon

Cartographie des épaisseurs de sédiments du lac Maliq (Albanie)

Depuis 1988 des fouilles archéologiques menées dans le bassin de Korçë en Albanie et plus précisément à Sovjan (Lera *et al.* 1996; Touchais *et al.* 2005,) ont confirmé que le pourtour du lac Maliq, aujourd'hui asséché depuis des travaux de drainage réalisés en 1950, avait été le foyer d'une néolithisation précoce autour de 9000 BP). Du Néolithique Ancien à l'Âge du Fer récent (2300 BP) et notamment durant l'Âge du bronze Moyen (4500 BP) les rives du lac Maliq ont été densément occupées. L'étendu de ce lac marécage peu profond variait de 40km² à un maximum de 80km². Afin de pouvoir interpréter le résultat de prospections de surface réalisées durant l'été 2007 nous avons réalisé la modélisation en trois dimension de l'épaisseur des dépôts lacustres au dessus des niveaux d'occupation du Néolithique ancien.

Méthode

Une prospection géomorphologique régionale nous a permis de comprendre que le lac Maliq, situé à 812m d'altitude et drainé par le fleuve Devoll depuis la fin du pliocène, était localisé dans la partie la plus subsidente du fossé d'effondrement de Korçë (entre 0,15 et 0,2 mm par an) et dans un secteur délimité par de grands cônes d'épandages et les levées naturelles du fleuve Devoll. Dans un deuxième temps nous avons réalisé un transect de 10 carottages espacés chacun de 15 m dont l'étude des dépôts organiques (tourbe, anmoor) et sédimentaires menée par Michel Magny a permis de déterminer différents niveaux lacustres, lesquels ont été datés au C14. L'utilisation de données de 101 carottages inédits réalisés en 1974 par les services géologiques de Korçë, recalés chronologiquement par un carottage de contrôle en position centrale dans le lac, sur lequel nous avons procédé à plusieurs datations C14, intégrés à un système d'information géographique nous a permis de constituer une base de données stratigraphique à l'échelle de l'ancien lac. Afin de modéliser en trois dimension ces résultats nous avons utilisé les données SRTM3 (Shuttle radar Topography Mission) de la NASA. La qualité des données SRTM a été vérifiée sur deux transects (E/W et N/S) de mesures au DGPS de part et d'autre de l'ancien lac. Les données SRTM ont été intégrées au SIG par Stéphane Desruelles à l'aide du logiciel « ESRI ArcMap 9.1 ».

Résultats

Toutes ces données intégrées permettent de proposer (Fouache *et al.* 2009) 4 reconstitutions paléogéographiques de l'extension du lac Maliq et de réaliser une carte de l'épaisseur des sédiments

lacustres au dessus des niveaux d'occupation du Néolithique Ancien (Fig. 6). Cette carte outre qu'elle permet de mieux guider et d'interpréter les prospections de surface est également un bon guide pour les aménageurs intéressés par anticiper les questions posés par l'archéologie préventive.

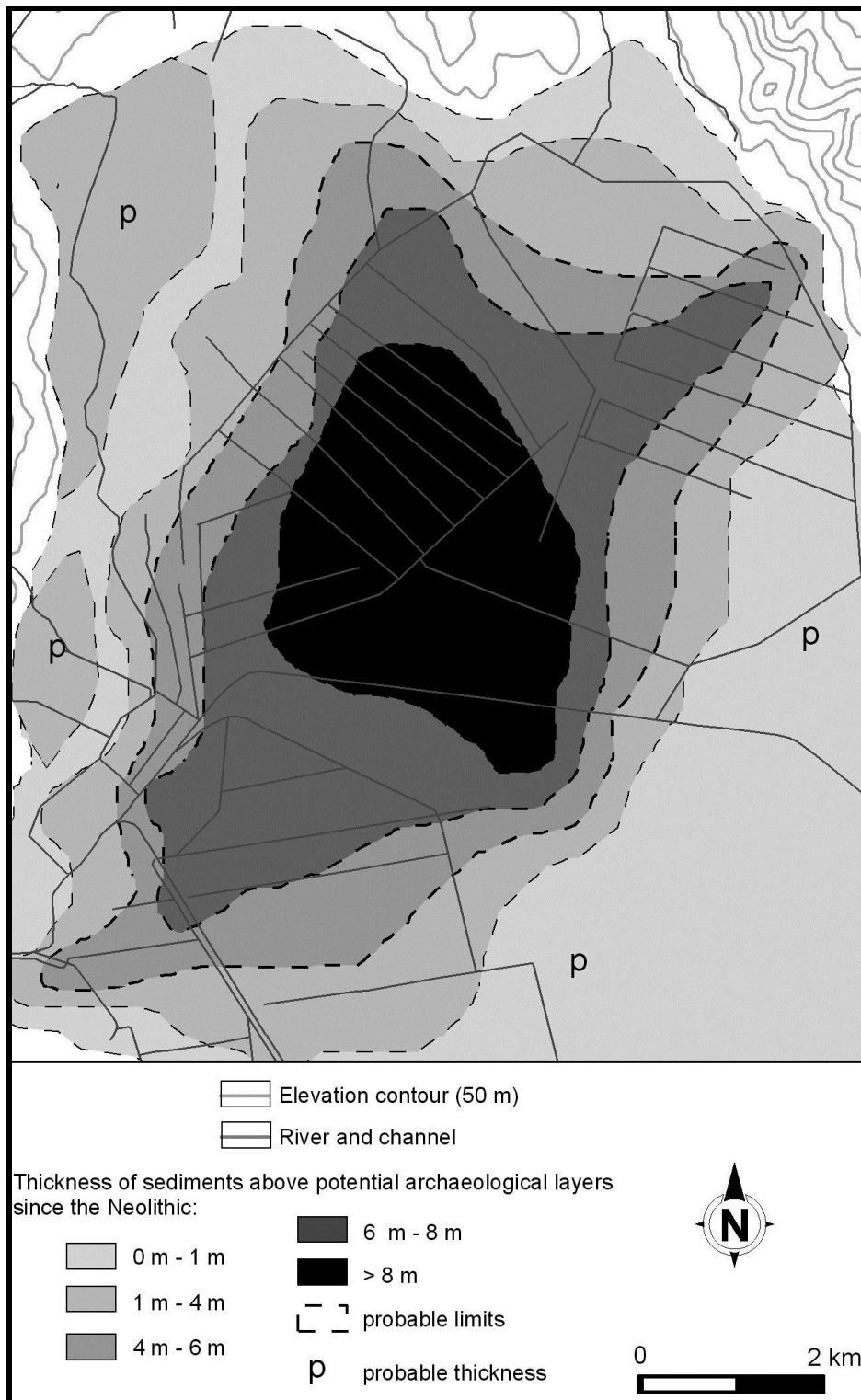


Fig. 6: Epaisseur des sédiments au-dessus des niveaux Néolithiques au Lac Maliq (Albanie)

Conclusion

Comme il est si souvent devenu en d'autres temps géologue ou quaternariste, le « géomorphologue de l'école géographique française » aurait donc pu devenir, au fil des ans et des missions qui se succèdent, un géoarchéologue. Si certains paraissent quand même s'orienter dans cette stricte définition, il n'en est rien pour la plupart des chercheurs qui, soucieux d'apporter un « plus » à la réflexion, misent prioritairement sur la réflexion propre à la *géographie* (Rasse et al. 2006).

Pour un géomorphologue intégrer un programmes de recherche géoarchéologique ne revient pas uniquement à pratiquer une géomorphologie appliquée de service et si la géomorphologie a beaucoup apporté à l'approche géoarchéologique l'inverse est vrai également. En

effet l'interaction homme-milieu se révèle être capable de générer des morphogenèses originales ou de générer des marqueurs qui permettent de quantifier des dynamiques géomorphologiques à des échelles de temps que l'on aurait cru impossible.

La France constitue un terrain propice à ces recherches, tant pas l'ancienneté de ses occupations humaines et la diversité des milieux géographiques qui la caractérisent que par un réseau d'institutions (régionales ou nationales : INRAP, DRA, commission des fouilles, CNRS, Universités etc ...) qui financent des recherches en géoarchéologie en France et à l'Etranger et qui n'a d'équivalent nulle part ailleurs. Mais pour que ces recherches se poursuivent il faut maintenir des structures où l'interdisciplinarité est possible avec des financements spécifiques.

RÉFÉRENCES

- Berger J.-F., Léopold-Brochier J.-L., Bravard J.-P., 2000 – *La géoarchéologie*. Les Nouvelles de l'Archéologie, 81.
- Fedoroff N. et Courty M.-A., 2005 – *Les Paléosols et sols archéologiques : mémoire des climats et des Hommes*. In M.Cl. Girard, C. Walter, J.-C. Remy, J. Berthelin et J.-L. Morel (Eds.), DUNOD, Paris, (ed.), Sols et Environnement, chap.7, pp.151-186.
- Fouache E., 2003 – *The Mediterranean World : Environment and History*. Actes du Colloque *Environmental Dynamics and History in Mediterranean Areas*. Working Group on Geoarchaeology (IAG), Université de Paris IV, UMR 8505, EFA, EFR, Casa de Velasquez, ENS LSH/Lyon, Université de Paris IV, 24-25-26 avril 2002. Elsevier Paris. 485 p.
- Fouache E., Garçon D., Rousset D., Sénéchal G., Madjidzadeh Y., 2006 – *Dynamiques géomorphologique dans la vallée de l'Halil Roud (Iran, région de Jiroft) : perspectives géoarchéologiques*. Paléorient.
- Fouache E., *Palaeogeographical reconstructions of Lake Maliq (Korça Basin, Albania) between 14,000 BP and 2000 BP*.
- Fouache E., Desruelles S., Magny M., Bordonf A., Oberweiler C., Coussot C., Touchais G., Lera P., Lézine AM., Fadin L., Roger R., 2010 – *Journal of Archaeological Science*, Volume 37, 525-535.
- Lera, P., Prendi, F., Touchais, G. et al. (1996) – *Travaux menés en collaboration avec l'École française d'Athènes en 1995. Sovjan (Albanie)*. Bulletin de Correspondance Hellénique, 120, 995-1026.
- Lamberg-Karlowski C., 2003 – *Premières réactions sur la découverte de Jiroft*. In: Y. (ed.), Madjidzadeh Y.(ed), 2003 - *Jiroft Fabuleuse découverte* en Dossiers d'Archéologie, 287, octobre 2003, 76-77.
- Neboit R., 1983 – *L'Homme et l'érosion*. Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand. 183 p.
- Pastre. J.F, Leroyer., Limondin-Lozouet. N, Antoine P., Gauthier A., Le Jeune Y. & Orth P. (2003) – *Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallée*. In : Muxart T., Vivien F.D., Villalba B. & Burnouf J. (eds) Des milieux et des Hommes : fragments d'histoires croisées . Elsevier, Environmental Series. 43-56.
- Pittman H., 2003 – *La culture de l'Halil Roud*, In: MADJIDZADEH Y. (ed.) Dossiers d'Archéologie, 287, octobre 2003, p 78-87.
- Rapp G. & Hill C., 1998 – *Geoarchaeology : The Earth Science Approach to Archaeological Interpretation*. Londres, Yale University Press, 274 p.
- Rasse M. & Boëda E., 2006 – *De la lecture verticale à la lecture spatiale des informations archéologiques : réflexions géographiques tirées de l'exemple d'Umm el Tlel (Syrie centrale)*. Cyber-revue Mappemonde 83 (2006, 3). Publication en ligne sur le site : <http://mappemonde.mgm.fr/num11/articles/art06301.html>
- Touchais, G., Lera, P., Oberweiler C. et collab. (2005) – *L'habitat préhistorique lacustre de Sovjan (Albanie) : dix ans de recherches franco-albanaises (1993-2003)*. In : Della Casa P. & Trachsel M. (eds.), WES '04. Wetlands Economies and Societies. Proceedings of the International Conference, Zurich, 10-13 march 2004. Zurich, 255-258.
- Vallat F., 2003 – *La civilisation proto-élamite*. In: MADJIDZADEH Y. (ed.) Dossiers d'Archéologie, n°287, octobre 2003 : 88-91.
- Vita-Finzi C., 1969 – *The mediterranean valleys : geological changes in historical times*. Cambridge : CUP. 143 p.
- Waters M.R., 1992 – *Principles of Geoarchaeology : a North American Perspective*. Tucson, University of Arizona Press. 387 p.

Analyse morpho structurale à partir de l'image satellite :

Cas de la feuille « Les Tamarins »

(Atlas saharien d'Algérie orientale)

Ramdane MARMI*, Abdelkader ABDELLAOUI **

Abstract. Study area is located with in the convergence part between Aurès Massif and Hodna Mountains. From the landscape point of view, two distinct zones are observed: (i) the first, in the south, concerning a large massif, (ii) the second, in north-west, present globally a zone with low altitudes.

The main objective of this article consists to apply the photo-interpretation, to "Les Tamarins" area, to map the active tectonic structures which will be in relation with seismic activity. We have based our work on the lineament and the hydrographical network mapping from satellite image. The analysis of lineament and hydrographical network map established from satellite image put in evidence a major transverse lineament NW-SE which characterizes an active fault. The cinematic lineament corresponds to dextral strike-slip fault. This lineament trended NW-SE affects also the recent and actual deposits. The tectonic deformation is expressed by a strong fracturation, and contributes to the making of the actual landscape observed in the area. It corresponds to an important active fault, probably in relation with an Early Quaternary compressional event which is recognized through the Saharan Atlas.

This region has registered, in latest years, some telluric pulses however with low magnitudes reflecting its tectonic instability. The territorial response must take in to account this natural risk for next management projects.

Key words: Morphostructural analysis, Hydrographical network, satellite image, Algeria, ETM+

1. Introduction

La région d'étude, la feuille « Les Tamarins », se localise aux confins des Monts Hodna-Aurès. Le relief comporte deux zones distinctes : (i) une zone sud relativement montagneuse où se distinguent l'anticlinal du Djebel Metlili et le synclinal d'El Kantara, orientés suivant une direction atlasique et (ii) une zone nord représentée par des terrains moins accidentés composés essentiellement de dépôts plio-quaternaires occupant le cœur du large synclinal Seggana, de même orientation que les précédents plis.

Les formations géologiques comprennent des dépôts du Secondaire et du Tertiaire avec des faciès carbonatés, marneux et conglomératiques sur lesquels reposent, en couverture discordante, les sédiments du Mio-Plio-Quaternaire.

La déformation se manifeste le plus souvent par une fracturation intense, pluridirectionnelle, caractérisant une tectonique polyphasée à l'origine de différentes structures observées actuellement.

Afin de rechercher des indices de cette tectonique actuelle, nous avons fondé notre étude sur le traitement et la photo-interprétation d'une image satellitale Landsat ETM+. Le canal 8, panchromatique de résolution 15m nous a paru le plus adapté pour l'objectif assigné.

2. Cadre géographique

a. Localisation

Le terrain d'étude se situe dans la partie orientale de l'Atlas Saharien d'Algérie (fig. 1). Elle est limitée par les points de coordonnées {35°28'43.26 N; 5°22'10.97E} et {35°12'2.31N; 5°53'14.11E}. Ceci nous donne un espace plus large que la feuille « Les Tamarins » pour avoir une vision à une échelle plus grande et faciliter l'interprétation du réseau hydrographique et l'ensemble linéamentaire.

b. Analyse du relief

La zone d'étude se caractérise par deux types de relief : (i) une zone montagneuse dominée par Dj. Metlili dont le sommet culmine à plus de 1490m (fig. 2) et (ii) une plaine, occupant la partie nord occidentale de la feuille « Les Tamarins », dont les altitudes ne dépassant guère les 800m.

Dans le coin NE de la feuille, quelques chaînons s'alignent suivant une direction globale E-W, vers l'Est le sommet de Dj. Ras Setah Dakhla s'élève à 1300m. L'amortissement des altitudes se fait sentir progressivement en allant d'Est en Ouest, pour atteindre l'altitude 988m au Kef Aïssa.

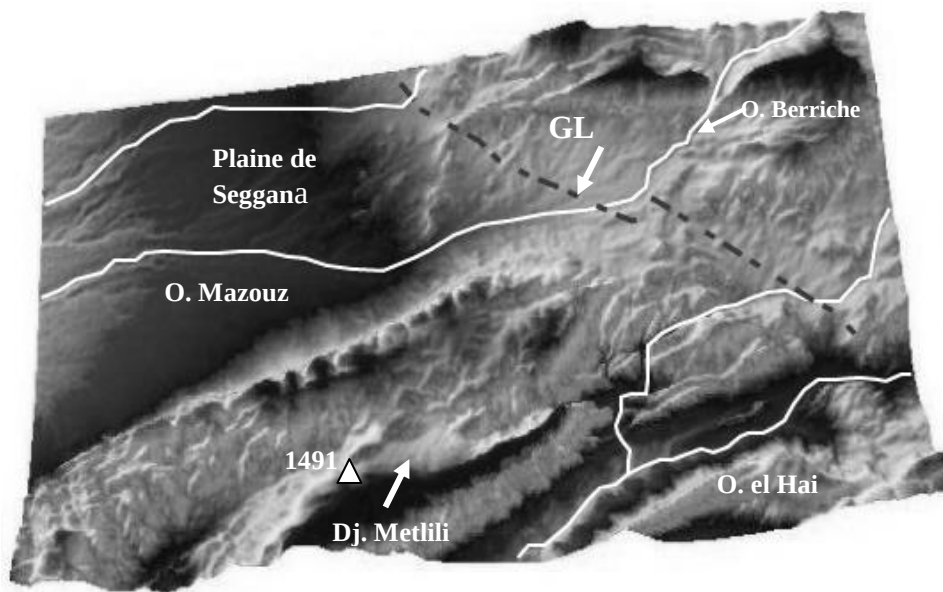


Fig. 3: Représentation en 3D à partir du DEM SRTM (Digital Elevation Model)

Pour la représentation 3D du relief, nous avons téléchargé et traité un modèle numérique d'élévation DEM SRTM (Digital Elevation Model) de la mission spatiale de 2000. Ce modèle fait apparaître nettement un imposant massif qui occupe pratiquement la moitié sud de la feuille (fig. 3).

La bordure NW de ce massif, regroupe quelques chaînons qui sont représentés par : Kef Saïdane, Ras Fortas (1200m), Dj. Bou Ferès (1100m) en allant du SW vers le NE. Leur ennoyage est observé à l'extrémité NE de la zone, au niveau de Dechra Tilatou (930m) (fig. 3). Le passage de la montagne à la plaine de Douar Seggana se fait suivant une

pente forte, où les altitudes moyennes du bassin versant passent de 1490 à 600m au piémont.

L'analyse de la carte topographique au 1/50 000^e nous a permis de relever les irrégularités correspondant aux escarpements ou falaises (lignes barbelées) et aux ruptures de pentes (variations rapides dans les altitudes à partir des courbes de niveau). Ensuite nous avons rajouté les contours géologiques (limites des différentes formations) et l'ensemble des éléments est représenté sur un document cartographique unique (fig. 4). Tous ces éléments cartographiés sont comparés entre eux tout en se référant aux cartes de départ (topographique et géologique).

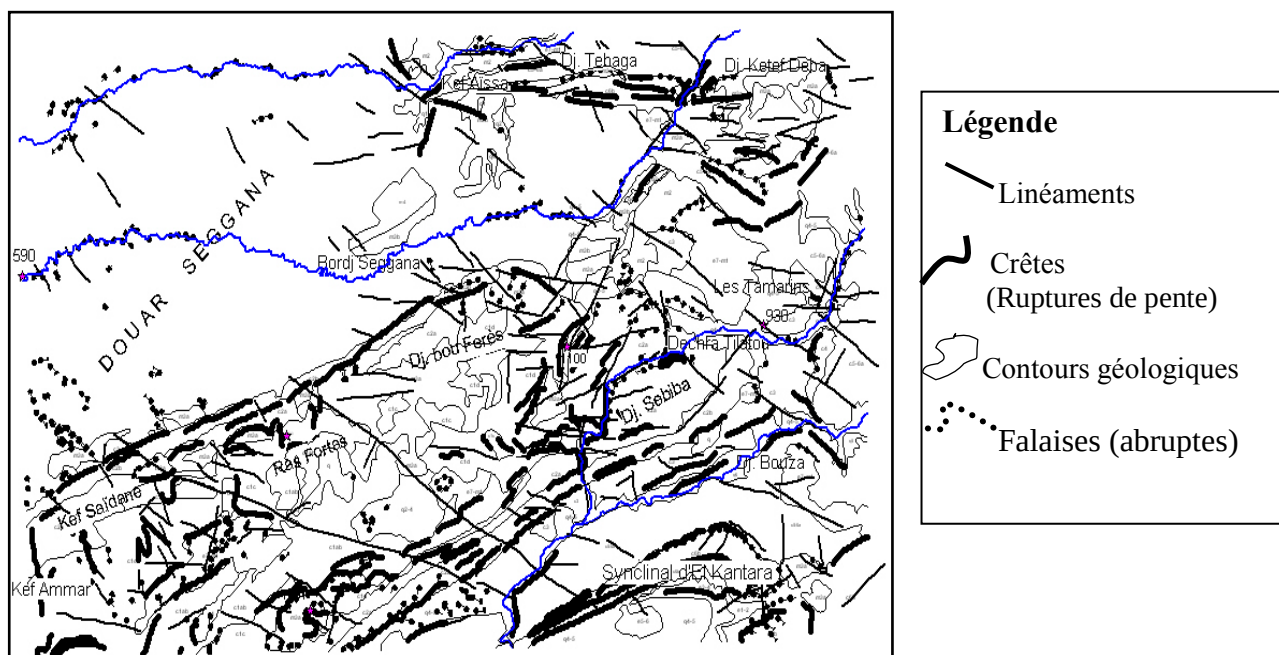


Fig. 4: Schéma des structures morphostructurales

Il apparaît, sur la zone montagneuse sud, une certaine régularité de ruptures de pente qui s'orientent globalement suivant les directions des plis (anticlinaux ou synclinaux) et suivent leurs flancs, ce qui correspond aux directions des couches des roches. Elles expriment des crêtes nettement dégagées en relief et caractérisent le plus souvent les roches résistantes constituées essentiellement de calcaires (et calcaires à silex), de grès et de conglomérats.

Dans la partie nord, les ruptures suivent globalement la limite sud de l'ensemble des chaînons orientés E-W. Des perturbations de crêtes (arrêts ou réorientations) et ces dernières comparées à la carte linéamentaire, elles semblent être dérangées parfois par des accidents tectoniques.

Quant aux escarpements, comparés au fond géologique d'une part et aux lignes de rupture de pentes d'autre part, ils ne manifestent absolument aucune relation. Ils s'observent parfois aux sommets des djebels et expriment aussi les surcreusements des oueds, même au niveau de la plaine dans le coin NW de la feuille. Ce phénomène se développe plus particulièrement en aval des oueds (exemple des oueds traversant la plaine de Seggana).

Les corniches raides sont formées de calcaires à silex à couches fortement redressées du Coniacien et assez résistantes à l'érosion (fig. 4).

- Plaine et terrasses alluviales

La plaine alluviale, la plus importante sur le plan extension, se développe à l'extrémité NW de la feuille et joue un rôle non négligeable dans le développement de l'agriculture.

Les formations du Quaternaire sont beaucoup plus fréquentes dans le synclinal de Seggana et couvrent d'importantes étendues en discordances sur les sédiments antérieurs.

Les lits des deux grands oueds (O. Mazouz-Rhasrou et O. el Haïr) sont occupés par des dépôts composés de galets et de lentilles de sables limoneux, occupant le lit majeur.

La terrasse la plus récente est constituée généralement de dépôts fins, limoneux (q6), couverts par des niveaux de sols sombres. Les deux autres terrasses, plus anciennes, sont représentées respectivement par des galets grossiers à matrice carbonatée du Tensifien (q4) et de sables ou limons du Soltanien (q5). Les dépôts sont hétérogènes, le plus souvent constitués d'éléments polygéniques et hétérométriques, dont les épaisseurs varient de quelques décimètres à quelques mètres.

3. Cadre géologique

Les grands traits structuraux des Aurès sont ébauchés par Laffitte (1939), ceux du Hodna sont réalisés par R. Guiraud (1973). Les formations du domaine atlasique autochtone se caractérisent par un Jurassique inférieur-moyen carbonaté. A partir du Malm la sédimentation devient détritique à dominante gréseuse et se termine par un « hard-ground » à caractère régional. Au-dessus, intervient un changement radical dans la sédimentation qui devient plutôt marno-carbonatée jusqu'au Lutétien. Cette épaisse série marno-carbonatée est entrecoupée par des discontinuités (surfaces durcies, lacunes et discordances) qui témoignent d'une instabilité tectonique de la région à différentes époques géologiques. Le Mio-Plio-Quaternaire marin et/ou continental, le plus souvent détritique, renferme aussi des discontinuités et présente des indices d'une tectonique récente et recouvre en discordance les séries précédentes.

Sur le plan structural, le domaine autochtone atlasique, se distinguant par des structures variées, est affecté par une déformation tectonique dont l'empreinte, des phases du Crétacé supérieur et de l'Eocène, est nettement exprimée (Guiraud et al, 1998). Cependant après les dépôts du Néogène de nouvelles déformations importantes se sont manifestées et qui seraient probablement en relation avec la phase du Quaternaire basal. Dans notre région s'individualisent trois principaux plis orientés suivant la direction atlasique, du NW au SE ou se disposent le synclinal de Seggana, l'anticlinal de Metlili et le synclinal d'El Kantara.

4. Analyse linéamentaire

a. Principe et méthode

Pour le présent travail nous avons pu disposer de plusieurs images satellitales Landsat téléchargées sur le site de l'USGS. Nous avons opté pour l'image ETM+ du 4 avril 2001 de laquelle nous avons extrait une fenêtre correspondant à la feuille « les Tamarins ». Nous avons commencé par des traitements classiques simples sur les canaux visibles et proches IR : composition colorée, analyse en composantes principales, filtres directionnels. Nous avons ensuite traité le canal 8 (panchromatique) de résolution 15m en lui appliquant une amélioration d'image par stretch photographique. Ce traitement a permis de rendre les linéaments plus discernables par photo interprétation. Sur l'analyse en composantes principales, les néo canaux 1 (qui contient 95% de

l'information) et 4 ont permis de mettre en évidence certains linéaments que nous n'avions pas pu distinguer au cours de la photo interprétation du canal 8. Le traitement par filtre directionnel (notamment NW-SE) ne nous a pas permis d'obtenir plus d'informations. Pour interpréter au mieux l'ensemble linéamentaire, nous avons élaboré une base de données géographiques sous MapInfo, constituée de trois tables principales liées à la dynamique naturelle (une table linéaments, une table réseau hydrographique et une table cours principaux d'oueds) et trois tables secondaires (routes, voies ferrées et relief).

Nous disposons par ailleurs des cartes topographique et géologique que nous avons scannées. L'image satellitale et les cartes ont été ensuite calées dans le système de projection UTM/WGS84, zone 31N. Tous les documents sont alors produits sur cette projection cartographique.

La méthodologie consiste en une cartographie des linéaments (tout objet paraissant linéaire ou plus ou moins courbe) à partir de l'image satellitale (canal 8 rehaussé, néo canaux 1 et 4 de l'analyse en composantes principales). Nous avons porté une attention particulière aux secteurs couverts par des formations récentes car elles enregistrent le mieux les indices de la tectonique active et nous permet aussi d'estimer leur chronologie relative.

Chaque linéament relevé est affecté d'un code et de son orientation (direction par rapport au nord). Les éléments identifiés sont ensuite confrontés à la carte topographique afin d'éliminer les éléments qui sont d'origine anthropique (canaux d'irrigation, voies de communication, chemins, limites de champs, etc..) et à la carte géologique pour voir éventuellement leurs relations avec les différentes formations géologiques.

b. Résultats. Discussions

Plus de six cent linéaments sont cartographiés à partir de l'image satellite. Selon leurs directions les linéaments sont regroupés en huit familles qui sont les suivantes : NW-SE, NE-SW, NNE-SSW, NNW-SSE, E-W, N-S, ENE-WSW et WNW-ESE.

La famille la plus importante du point de vue fréquence est celle de direction NW-SE. D'après la carte linéamentaire, la répartition spatiale des éléments, d'une manière générale, est plus ou moins homogène sur l'ensemble de la zone. Cependant nous notons une concentration relativement plus renforcée dans la moitié occidentale de la feuille. En comparant ces linéaments avec la carte géologique il s'avère que dans la majorité des cas ils se rapportent à des accidents tectoniques (fractures, failles). Ils sont bien exprimés dans les roches compétentes

comme les carbonates qui ont tendance à se rompre sous l'effet des contraintes. Par contre dans les terrains détritiques (plus particulièrement les argiles et les marnes), la roche se déforme intensément mais les ruptures sont rarement bien visibles.

Ensuite nous avons repris une cartographie synthétique en mettant en évidence les linéaments les plus significatifs, c'est-à-dire plus étendus. Le schéma synthétique (fig. 5), des linéaments importants du point de vue extension, fait apparaître quatre grands linéaments dont trois sont orientés NW-SE. Le quatrième suit plutôt une direction NE-SW. Le plus important (grand linéament, GL), à caractère régional de direction NW-SE, semble le plus récent relativement par comparaison aux précédents ; il se compose de segments en relais. Il correspondrait à un accident tectonique affectant les formations géologiques, anciennes et récentes, parfois en les décrochant. Il se caractérise par une cinématique de mouvement dextre. Donc du point de vue dynamique, il serait actif et par conséquent il caractériserait une tectonique active dans la région. Un second linéament, assez étendu, orienté NW-SE, recoupe le Dj. Metlili dans sa partie médiane. Cependant sa trace n'est pas décelable dans les formations récentes de la plaine de Douar Seggana. Soit il s'est manifesté avant la mise en place des dépôts récents, soit sa dynamique est de faible intensité et par conséquent il n'a pu laisser d'emprunte nette sur le relief. D'autres linéaments, relativement moins allongés, s'observent de part et d'autre de ces deux accidents, caractérisés par deux directions dominantes : WNW-ESE et E-W.

Il est connu dans l'atlas saharien une déformation à régime compressif, se rapportant au Quaternaire basal, avec un raccourcissement orienté globalement N-S. Celle-ci a engendré diverses structures telles des plis, des chevauchements et des failles conjuguées NW-SE et NE-SW (Guiraud, 1990 ; Aïssaoui, 1984 ; Marmi et Guiraud, 2006) (fig. 6).

Les arguments corroborant la cinématique et sa chronologie du GL sont les suivants :

- La corrélation de la carte linéamentaire et de la carte géologique fait apparaître le recoupement des formations géologiques aussi bien anciennes qu'actuelles, du Quaternaire (Moulouyen) par le linéament majeur. Cet argument de taille étaye la conception d'un accident actif.
- Les formations du Quaternaire (q2 et q4) du compartiment NE se trouvent respectivement à + 900 et +860m, alors que celles du compartiment SW sont à moins de 890 et 830m. Cela correspond à un rejet vertical allant de 10 à 30m donc le bloc NE est soulevé par rapport à celui SW.

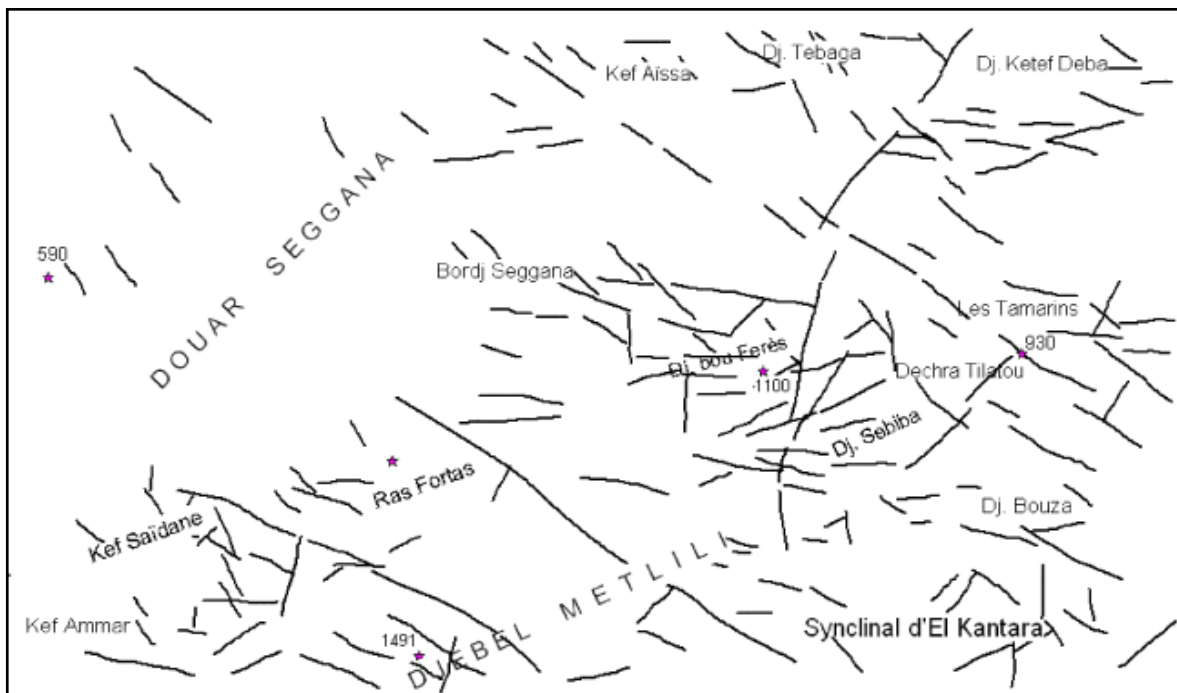


Fig. 5: Carte linéamentaire

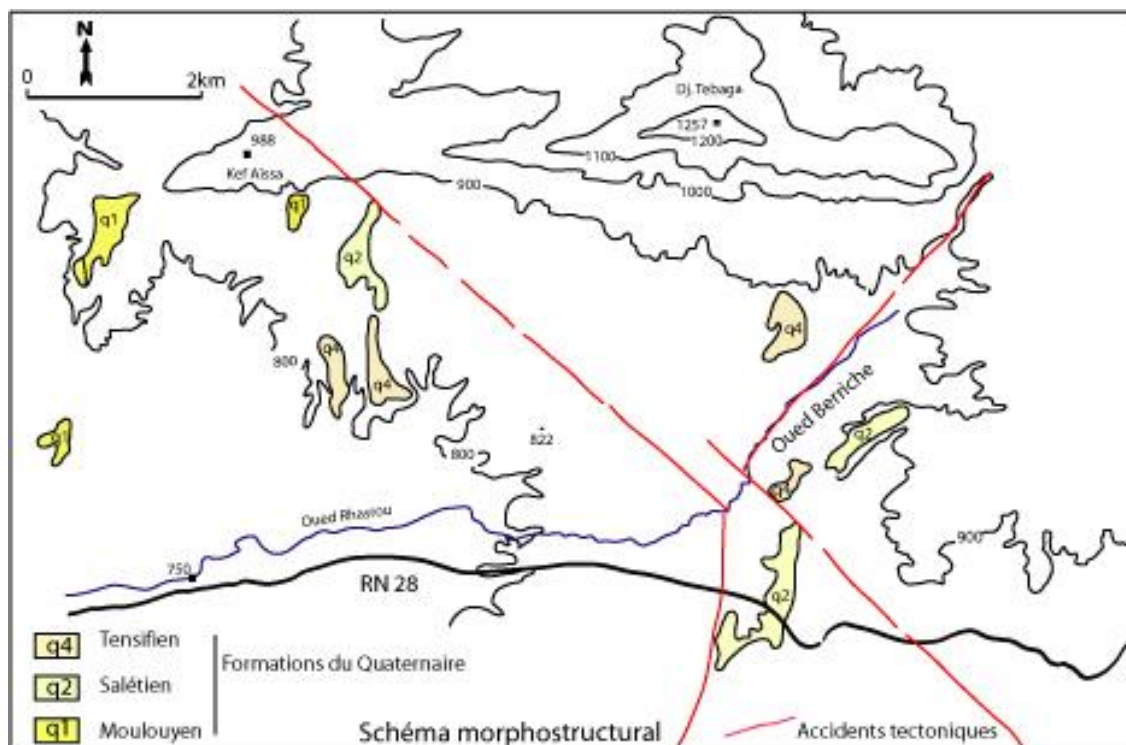


Fig. 6: Schéma morphostructural

- Le linéament de direction NE-SW est décalé par le GL en décrochement dextre ce qui confirme la postériorité de ce dernier (fig. 5 et 6).

Donc le GL est un accident à composantes verticale et horizontale, il est actif car il affecte le Quaternaire et reflète donc le caractère actif de la tectonique dans la région.

5. Analyse du réseau hydrographique

a. Sous bassins versants

La région d'étude se caractérise par un climat semi-aride où les écoulements pérennes sont très rares. Elle chevauche deux bassins hydrologiques sahariens. La majeure partie des Tamarins est drainée par le bassin n°6 (bassin de Biskra), mais la frange ouest de la feuille est drainée par le bassin n°5 (bassin du chott El-Hodna). Elle comprend deux sous-bassins versants : un au NE correspondant aux oueds Berriche-Rhasrou-Mazouz, et l'autre au SE, représenté par celui des oueds el Haï-Sekhoun. La ligne de partage des eaux, entre ces deux sous bassins, suit approximativement la ligne de crête du Dj. Metlili (fig. 3). Dans le premier sous bassin se développent des rivières anastomosées caractéristiques d'un relief plat et comportant des formations détritiques homogènes. Dans le second sous bassin, les cours d'eau représentent un chevelu hydrographique dense à ramifications assez complexes reflétant un relief très accidenté avec des formations géologiques hétérogènes du point de vue faciès.

b. Organisation du réseau hydrographique

La région se caractérise par un réseau assez dense (fig. 7) qui s'organise autour de deux principaux oueds : O. Mazouz et O. el Haï, dont les écoulements s'effectuent globalement du NE vers le SW. En aval et à l'extrême Ouest, O. Mazouz traverse la plaine

de Douar Seggana dont son lit atteint l'altitude 580m. Il est relayé, dans sa section médiane, par O. Rhasrou qui reçoit à son tour en amont deux affluents : O. Berriche au NE, transitant par les gorges entaillées entre les djebels Tebaga à l'Ouest et Ketef Deba à l'Est, et le second affluent, O. ed Dakhla, avec un écoulement suivant une direction globale E-W. La côte de confluence de ces deux derniers oueds s'élève à 855m pour atteindre une altitude de 589m à l'extrémité occidentale de la feuille.

Dans la partie SE de la feuille, le second important oued, O. el Haï, coule suivant une direction NNE-SSW, mais après sa confluence avec O. Sekhoun, il emprunte une direction ENE-WSW. Après Dj. Bouza, il prend une orientation E-W, en passant au sud de la localité « Les Tamarins ». Par contre O. Sekhoun suit une direction subméridienne, dans sa partie sud, ensuite il se réoriente vers le NE en quittant les djebels Bou Ferès et Sebiba. Dans sa partie amont, il se prolonge par O. Tilatou, qui traverse la localité « Les Tamarins ». Ce dernier prendrait sa source dans les Monts de Belezma qui se trouvent plus au NE. Dans la partie nord orientale de la feuille, les écoulements des principaux oueds empruntent globalement l'orientation NE-SW. A l'extrémité NE du massif, les directions des oueds changent brusquement pour devenir presque E-W, ensuite les cours reprennent l'orientation vers l'ENE-WSW (fig. 7).

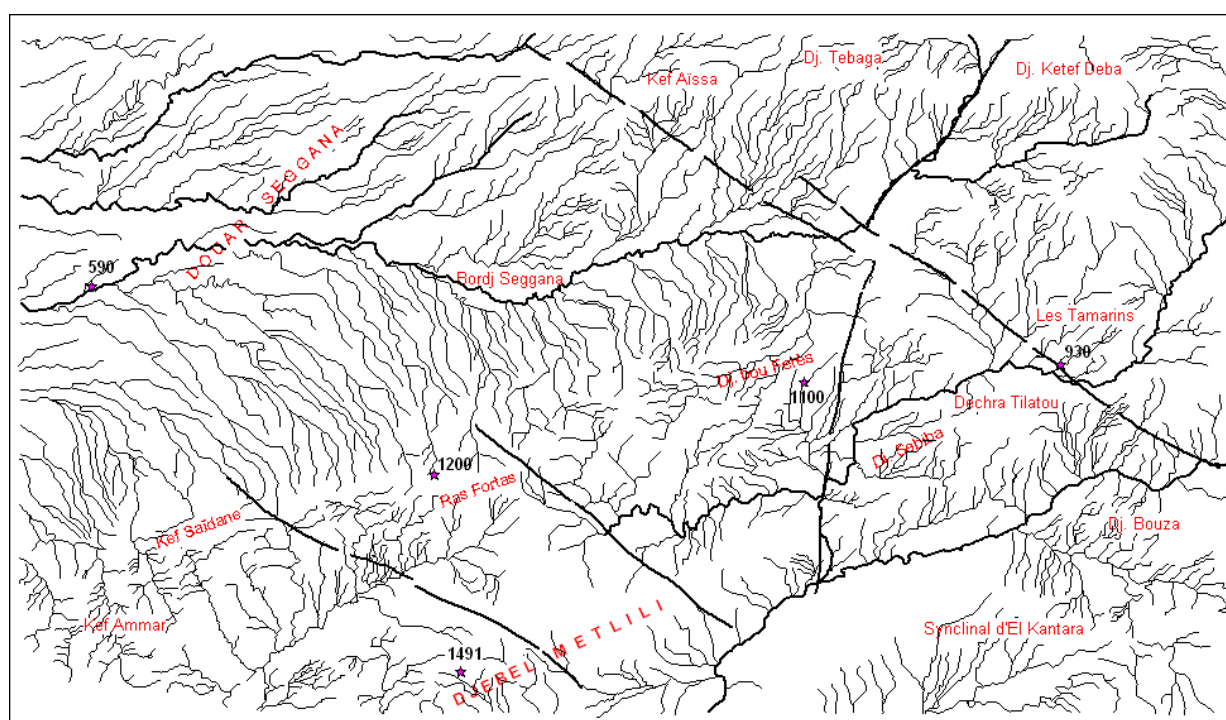


Fig. 7: Carte du réseau hydrographique

c. Analyse du réseau hydrographique

Une première observation, de la carte représentant le réseau hydrographique, met en évidence un certain parallélisme entre les principaux oueds. Les déviations des itinéraires de ces derniers sont spectaculaires, elles forment de grandes courbures méandriformes. Leurs points d'inflexion s'alignent suivant une direction générale NW-SE. Cette remarque concerne les oueds : Saboune (coin NW de la feuille), Mazouz-Rhasrou, Sekhoun-Tilatou, et el Haï (dans sa partie NE). Donc cette anomalie, récurrente se place sur un alignement particulier ; elle est probablement en relation avec un accident tectonique qui se caractérise par un mouvement décrochant. Ce dernier serait à l'origine du changement des directions des cours d'eau à l'endroit de son passage. En se référant à la carte linéamentaire, et par comparaison, nous constatons que ces variations de directions se disposent effectivement sur la trajectoire du GL mis en évidence par la photogéologie.

Les observations de détail, sur les oueds de moindre envergure, révèlent aussi des perturbations assez significatives : écoulements linéaires sur des centaines de mètres dans certains cas, changements brusques dans leurs cours, abandon de lits, perpendicularité des rivières, etc... Ces irrégularités se trouvent le plus souvent associées aux linéaments qui représentent souvent des failles à cinématiques variées (failles décrochantes, normales, inverses, chevauchantes). Parfois les manifestations linéaires des cours d'eau suivent des orientations préférentielles qui se superposent aux directions de certains linéaments.

En comparant la carte linéamentaire et le réseau hydrographique, nous remarquons, parfois, que sur les trajectoires de nombreux linéaments relativement étendus, les cours d'eau dévient ou se réorientent suivant ces derniers. Toujours en corrélant ces deux documents cartographiques nous constatons que les perturbations les plus exprimées sont en relation avec la direction globale E-W des linéaments (WNW-ESE, ENE-WSW et E-W). L'hypothèse la plus plausible, concernant cette observation, s'expliquerait par une direction rattachable aux failles générées par la déformation tectonique récente (Quaternaire ?). Et par conséquent les oueds ont tendance à emprunter les zones de faiblesse créées par ces accidents récents.

6. Interpretation et Discussion

L'analyse linéamentaire et du réseau hydrographique de la feuille « Les Tamarins » a mis

en évidence une nouvelle conception concernant l'existence et la dynamique des accidents tectoniques et cela grâce à l'interprétation photo géologique de l'image satellitaire.

Les différents résultats, tirés de la cartographie réalisée et confrontés aux données géologiques, confirment la manifestation d'une tectonique active dans la région d'étude. Pour étayer l'hypothèse de la présence d'un accident à caractère régional actif, nous nous sommes fondés sur les arguments tels la disposition des principaux linéaments, la perturbation frappante des principaux oueds et l'affectation des dépôts actuels. La cinématique de ce linéament s'exprime par le décrochement des formations géologiques, indiquant un mouvement spatio-temporel. Aussi les changements d'itinéraires de ces cours d'eau, d'une manière conforme et à des endroits bien précis confortent la relation entre d'une part, la cinématique de l'accident et d'autre part les déviations des cours des oueds. Il s'agit donc d'un décrochement dextre accompagné d'un cortège d'accidents satellites, disposés de part et d'autre de ce dernier, cependant ils sont de moindre ampleur. Probablement le pointement triasique qui se trouve dans le coin SE de la feuille serait mis en place à la faveur de cet accident.

Si nous corrélons le réseau hydrographique réalisé par nos soins et celui représenté sur la carte topographique éditée en 1959, nous déduisons que certains oueds ont abandonné carrément leur premier itinéraire et/ou emprunté de nouveaux parcours sur certains segments.

L'étude nous a permis de réaliser deux cartes : la première linéamentaire et la seconde se rapporte au réseau hydrographique toujours à partir de l'image satellite. L'analyse de ces deux documents cartographiques, et en confrontation avec la carte géologique, nous a permis de dégager de nouvelles données inédites.

Conclusion

Les résultats obtenus concernent de nouvelles données et ont abouti à la mise en évidence d'un grand accident tectonique d'extension régionale, actif, reflétant la sismicité de la région. Cette structure recoupe la feuille « Les Tamarins » diagonalement et s'oriente globalement NW-SE. La déformation se manifeste le plus souvent par une fracturation intense exprimant une tectonique polyphasée à l'origine de différentes structures dans la région. Ce linéament affecte aussi les formations géologiques plio-quaternaires ce qui étaye l'hypothèse d'une faille active. Les cours des oueds sont souvent perturbés à l'endroit du passage du GL.

Cette direction privilégiée pourrait être en relation étroite avec la tectonique actuelle générée par la déformation du Quaternaire basal et qui aurait contribué largement au modelé du relief actuel. L'atlas saharien algérien est classé comme zone stable sur le plan sismique, cependant ces dernières

années des secousses telluriques de faibles amplitudes ont été enregistrées dans les Monts des Aurès et du Hodna. Par conséquent le risque sismique est à prendre en considération dans la réalisation de tout projet futur d'aménagement dans la zone en question.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aïssaoui D. (1984) – *Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Djebel Manndra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique*. Doctorat de 3ème cycle, Strasbourg, 105p.
- Frizon de Lamotte D., Ghandriche H., Moretti F. (1990) – *La flexure saharienne: trace d'un chevauchement aveugle de flèche plurikilométrique au nord du Sahara. (Aurès)* C.R.A.S., t. 310, série 2, pp. 1527-1532.
- Ghandriche H. (1991) – *Modalités de la superposition des structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie)*. Doctorat, Université Paris Sud Orsay, France, 189p.
- Guiraud R. (1973) – *Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines*. Thèse ès Sciences, Université de Nice, 270 p, 114 fig., 12 pl. h.t.
- Guiraud R. (1990) – *Evolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines*. Bulletin du Service Géologique d'Algérie, Alger, 271p.
- Guiraud R., Bellion Y., Ballais J.L. (1998) – *Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000*, feuille « Les Tamarins » SGA, 1 carte et 1 notice, 17p.
- Herkat M. et Delfaud J. (2000) – *Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence: une mise au point*. C. R. Acad. Sci. Planetary Science Vol. 330, Issue 11, 785-792.
- Laffitte R. (1939) – *Etude géologique de l'Aurès*. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2ème série, N°15, 451p.
- 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.

* **Laboratoire de Géologie et Environnement, Université de Constantine, 25 000, Algérie.**

** **Département de Géographie, Université Paris Est Créteil (Upec) Val-de-Marne, GEONAT EA 41.**

Changes in the Landscapes of the Carpathians and Subcarpathians in Upper Pleistocene and Quaternary

Mihai IELENICZ, Mioara CLIUS

Abstract: The Quaternary has represented a period of great changes with profound transformations in the orostructure and the landscape system of Romanian territory due to several essential factors such as neotectonic and climate. Neotectonic manifested through general raisings in the alpine domain (over 500 m), and in the hilly domain (with 200-500 m). At the same time the plain regions that have been implied in the movement have been definitively exondated and some subsidence areas have been maintained (at the external curvature of the Carpathians). The reflection of neotectonic movements with different degrees of intensity in the landscape is represented by the actual orographic structure in which the heights of the relief have emphasized regional and local differences. The analysis of the evolution of Quaternary paleoclimates on Romanian territory reveals a pass from the subtropical climate (at the beginning of Pleistocene) to a climate with oscillations between cold sub polar and temperate nuances (in Upper Pleistocene) to temperate and arid nuances (in Holocene). The aridity of the last period determined the installation of steppe and forest steppe and the increase in the intensity of the actual geomorphological processes in the area of the external curvature of the Carpathians.

Key words: neotectonic, morphotectonic, climate, Quaternary, vulnerability, landscapes

1. The geographic position. The analised territory includes – in a relatively concentric succession – mountains (the Curvature Carpathians), hills (the Curvature Subcarpathians), subsident, glaxis fields and piedmont cones which enrol themselves in a structure displayed as a huge natural amphitheatre oriented towards South-East. The region is characterized by a great structural complexity which adds influences coming from the surrounding units that are directly reflected by the landscape. The evolution of natural landscape in Quaternary, especially of the one morphologically generated, reflects elements and characteristics that compose the above mentioned orographic system (Fig. 1).

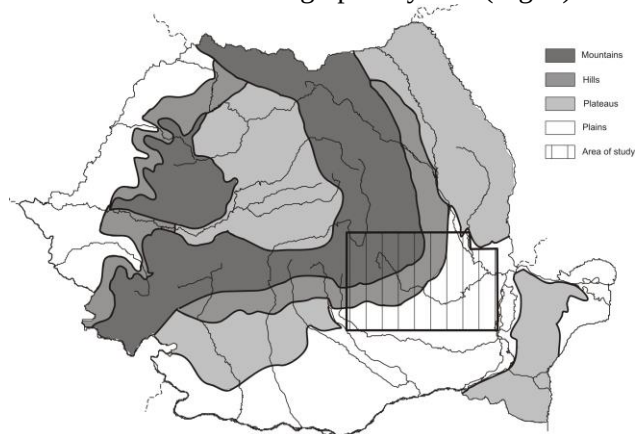


Fig. 1 – The area of study and the major relief units in Romania

2. Research methods. The analysis of these distinct units has been realised through repeated observations, measurements and classifications gathered during over three decades. On their basis, the morphologic and landscape characteristics of the morphologic levels have been pointed out, defining elements (of a paleogeographic, climatic, orographic nature) which have been specified for landscapes that succeeded in time and space. Furthermore, different types of relations and influences, especially of a tectonic nature, have been established with the neighbouring units or with those in the East or South of the country. Other methods have also been used, leading – through analyses and interpretations – to the knowledge of the morphogenetic systems and to specifications regarding the intensity and the denudation rythm of the land and of the sedimentation regions in the limitrophe basins (M. Ielenicz, 1984). The modelling of relief forms in the Upper Pliocen-Quaternary period has been stimulated both by the particular evolution of climate and also by the sense and local importance of risings or subsidences.

The effects of the modelling process have been deduced from the analysis of deformations on the morphologic levels, from the complex interpretation of litho-stratigraphic columns prelevated from the hilly and plain regions and also from the correlation of the succession in the horizons characteristic to

mountains and hills. Another argument which could be added is the alternance of fossil soils and loess in the openings of Quaternary deposits at the top part of the glacia fields (Fig. 2).

Alignments with an accentuated seismicity both in the Subcarpathians and in the plain have been analysed through connections with the type of major

geological structures and also with the areas with an intense slope morphodynamic. The linkage of these elements offer the key in order to establish the general and regional evolution of the modelling for relief and landscape all over the Romanian Carpatho-Danubian system. (Gr. Posea & al., 1974; M. Ielenicz, 1984).

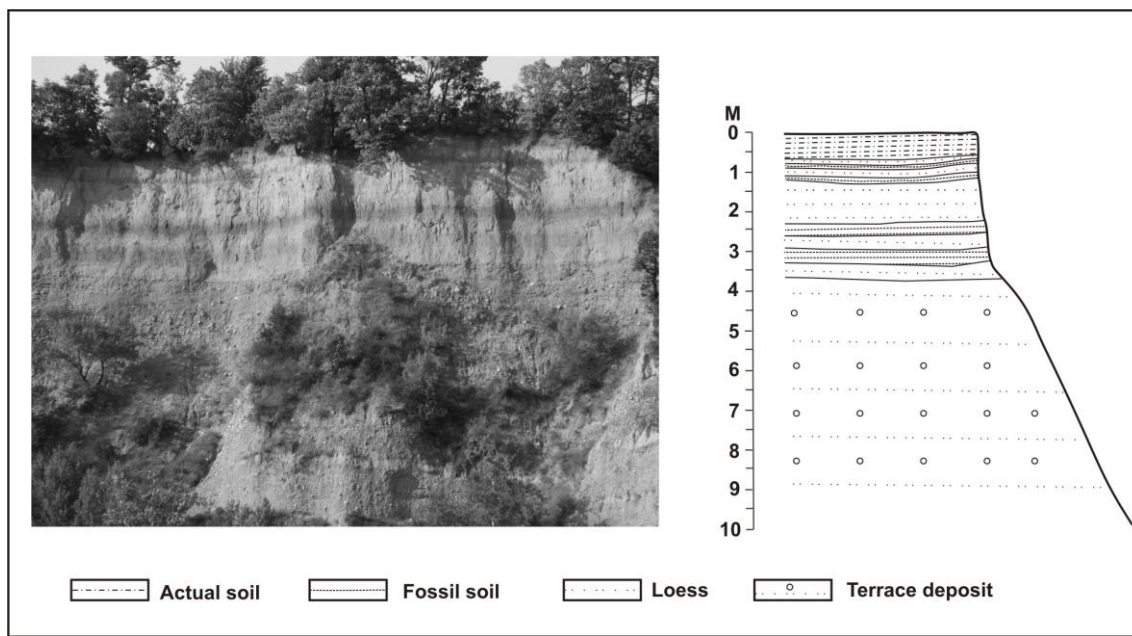


Fig. 2. An opening in Quaternary deposits in the glacia plain

3. The geographic units of the morphologic system of the Curvature Carpathians

- The structure of *Curvature Carpathians* has been developed step by step from the West to the East following the tectonic movements in Paleogene-Miocene and got the actual altitudes in Quaternary (the movements from the Wallachian phase). They consist of flysch units comprising several layers (dominantly cretaceous flysch with conglomerates and sandstones facies with wide folds in the West of Buzău Valley and paleogene flysch with multiple alternances in grit stones, marl, argillous schists layers in faulted folds East from this valley). Curvature Carpathians compose an orographic system with 1000-1954 m high units, separated by valley corridors and depressions in which the tectonic had an important genetic role (in the Northern part there is the Braşov Depression - a graben which evolved in Upper Pliocene-Quaternary)(Fig. 3).
- The *Curvature Subcarpathians* developed in the carpathic avanfossa in Pliocene-Quaternary being composed of molasse formations most of them included in faulted folds with different

extensions. At the exterior, towards the plain, between Trotuş and Slănic valleys the Upper Pliocene - Inferior Quaternary layers are included in a monocline structure with very large inclinations (they have sometimes hogback characteristics). There are two alignments of depressions (one below the mountains level and one between the two ranges of hills) located round the mountain area. The tectonic movements had an important role for their individualisation. The deepening of the rivers that cross them and the different evolution of slopes, taking also into account the litho-structural variety and the climatic succession in Quaternary, have accentuated the physiomy and diversified the morphometric characteristics of this unit. *The Curvature Subcarpathians superpose over the biggest part of the most important seismic area in Romania.*

- In its North-East sector the *Romanian Plain*, is a morphological unit dating from the end of Pleistocene and especially from Holocene, created by the filling of a lake overlapping the area, in which materials migrated from the Subcarpathians on the axe of the maximum subsidence. The important rising of sedimentary

deposits at the end of Pleistocene have also triggered the bottom of the plain located at the contact with the hills. In that place the rivers which were coming from the mountains and from the Subcarpathians have generated gobbled alluvial cones. By overlapping one

another they have created a level of accumulation with a glacial character. At its exterior it remained the actual subsidency field, an area where an immense layer of rocks, sand and clay has been accumulated. A specific relief was developed on it during Holocene.

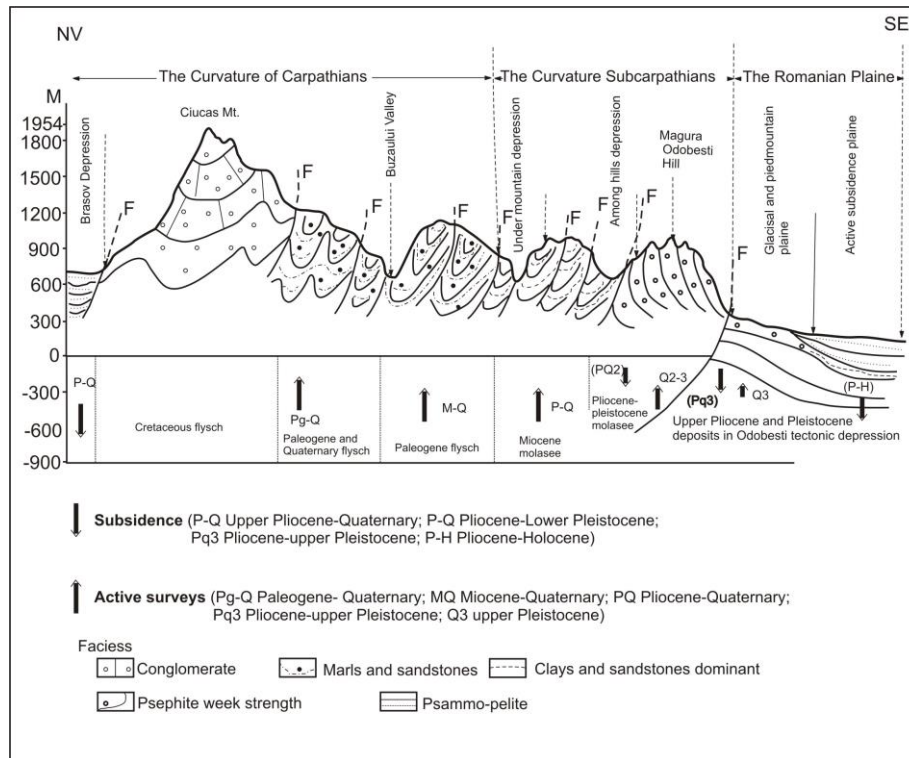


Fig. 3. A general profile in South-Eastern part of Romania

4. The reflection of the neotectonic movements from Pliocene-Quaternary in the type and the configuration of the relief forms.

The general results of the tectonic manifestations from Pliocene-Quaternary in the South-East of Romania are a consequence of the collision of microplates in the region under the general impulse of the global tectonic. They materialized in the following directions: *the rising of the carpathic mass with regional variable intensities; the involvement in the rising also of the neighbouring units of the Carpathians which became hills and fields; foldings accompanied by exondations and risings with different regional amplitudes; active subsidency at the exterior of the Curvature Subcarpathians accompanied by rich accumulations of materials, but also by the formation of a field during Holocene on the place of a lacustrine basin.*

Regional and local morphostructural consequences are especially dependent on two important phases of tectonic movements: one at the end of Inferior Pleistocene and the other in the

Superior Pleistocene. Among these, the most significant are:

- The general display of the relief that falls from N-NV to S-SE;
- The gradual achievement of the actual altitudes with more significant risings on the alignments of the sheet units from the mountains and in the subcarpathic monocline (at its exterior). The amplitude of the movement has been from several hundred meters to over 800 meters. Smaller risings have been occurred on the structural contacts between layers or on the faulted sinclinals along the profound folds, where structural depressions, as those at the contact of the Subcarpathians with the Curvature Carpathians, resulted.
- The movements in Pliocene imposed in the Curvature Carpathians an alignment of maximum altitudes, that are not in concordance with the position of the watershed situated North from it. It disagrees the transversal display of the main valleys which present antecedent sectors on this alignment. Furthermore, the erosion surfaces created in Paleogene-Pliocene (three in the Cretaceous flysch

unit and two in the Paleogene flysch unit) have been altimetrically deformed suffering a double fall (towards the North and the South) compared to this axe of the maximum risings. In the Subcarpathians the movements from Lower Pleistocene-Holocene determined the accentuated rising of the anticline structures and of the monocline and imposed into the landscape certain antecedent narrow sectors (on Putna, Milcov, Râmnic, Buzău valleys); as well as an eight terrace system, altitudinal deformations and even doubling. In Braşov Depression and at the exterior of Subcarpathians, where the subsident regime dominated, the accumulative fields imposed and also three generations of aluvial cones developed at the contact with the units that were rising. Along the valleys in the Carpathians and the Subcarpathians, the gradual and fast deepening of rivers imposed by Pleistocene movements, made a passage from a wide superior transversal profile (reflected in the configuration of the levels from Upper Pliocene) to a narrow one (with erosion shoulders, terraces with variable extensions on the hills, fettered meanders, rapids of several meters in the rivers' beds on reactivated structural contacts of Putna, Zăbala, Buzău, Slănic valleys), at present intensely affected by slidings and torrentiality.

- The longitudinal profile of the river beds is imposed to the second generation of valleys by accentuated slopes and by suspended valleys. At confluences, rapids were formed because the collectors could not deepen in the rythm of the graduate rising from Upper Pleistocene-Holocene.

5. The climate evolution in Upper Pliocene-Quaternary and its reflection in the succession of morphogenetic and landscape systems.

The analysis of flora and fauna elements made by geologists, indicate for the entire area of our country the beginning of a graduated cooling process of the subtropical climate (the temperatures dropped down to 13°-15°C at the end of Neozoic and the beginning of Pleistocene according to T. Gridan and N. Țicleanu, 2006). Therefore, a transition was registered from a typical subtropical modelling (with an accent on pedimentation) in Sarmatian-Romanian to a type specific for temperate climate in Lower Pleistocene (Tab1). This changing is reflected in:

- The types of erosion levels that resulted: Mio-Pliocene erosion levels of pediment type and Superior Quaternary terraces in the valley corridors.
- The modifications in the configuration of valleys' transversal profiles (from a previous wide pre-quaternary opening to a graduate narrowing).
- The type and the volume of material brought by the rivers from the Carpathians and hills in the sedimentation basins replaced by the present fields. The several hundred meters wide psamito-psephitic deposits dominate the area. The presence of abundant Romanian-Villafranchian blocks indicate not only favourable climatic conditions for ample seasonal transports but also certain important tectonic risings in the units nearby the sedimentation basins. All these have created heights and slopes with great level differences, favorable for an intense erosion (Fig. 4).

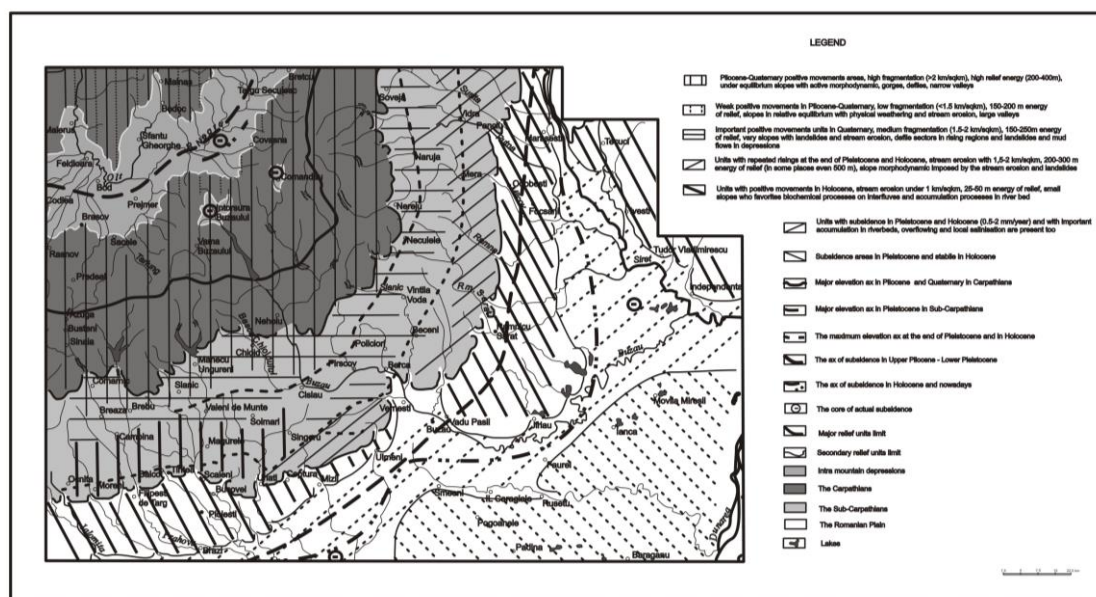


Fig. 4. The morphotectonic map

Paleogeographically, at the beginning of Pleistocene two distinct regions existed: a land formed out of mountains and hills and lacustrine basins (Braşov Depression and the Romanian Plain) where important material accumulations occurred. The uprising land generated transforming subtropical landscapes, different at approximately 1000 m altitude. Morphologically the land was primarily formed of low mountains with a leveling surface of pediment type (that began to be neotectonically deformed) dominated by peaks and tufts with a structural character and also of a system of wide valleys consisting in two types: transversal valleys (in concordance with the initial orographic inclination) and another type relatively adapted to the alignments of structural contacts (between the layers or on the main faults).

To their exterior, the greatest part of Subcarpathians formed a discontinuous hill system (under 400 m altitude) which ended up towards the Getic Lake by narrow field facies. The Carpathic rivers have prolonged their courses in the hilly region where they have created the first wide valleys.

In the *Medium Pleistocene* the climate continued to get colder becoming temperate with various nuances imposed both by the relief increase in altitude and by the temperature oscillations at a continental level (glacial phases alternating with the temperate interglacial ones). The analyses made by paleobotanists for this period (E. Pop, 1960) indicate the presence of beech forests in the hills and coniferous forests in the mountains (Pliocene elements remained on low altitudes but they were obviously retreating). The relief evolution imposed: the gradual deepening of rivers and the terrace development as well as the draw back of the slopes by land slidings, dripping and streams.

In the *Upper Pleistocene* profound climate changes occurred being reflected by characteristics of relief and landscape. The paleontologic, palinologic and geomorphologic data, the succession of soils and loess strata in the profiles ranging at the exterior of the subcarpathic hills and of the glacial fields (Slănic, Râmnic, Odobeşti) indicate the alternance of the cold-glacial climate phases Riss and Wurm with the temperate ones.

During the *glacial phases*, at over 1800 m altitude, some mountains in the Carpathians had glaciers (frequent traces appearing between 1550m and 2400 m in the Meridional Carpathians). The neotectonic uprisals in the Upper Pleistocene have affected the Curvature Carpathians and Subcarpathians; units situated in the Eastern part of the Meridional Carpathians reaching altitudes of 1600-1900 m in the mountains and 500-900 m in the

hills. The two great units were situated in the detritic periglacial level being covered with tundra vegetation.

The appearance and the rising of the peaks' catena at the exterior of the Curvature Subcarpathians generated to the East and the South of this unit during Pleistocene and the transition to Holocene a field band through the partial exondation of the Quaternary lacustrine border. In this case and also in other low regions in the East and the South of the country the milder climate permitted the development of the forest tundra. In these conditions the relief evolved in a periglacial morphodynamic regime on different levels. In the mountains and in the hills detritus masses resulted covering the slopes. They also accumulated in the rivers bed (especially in the depressions and at rivers' contact with the plain). Loess deposits also resulted at the border of hills and fields. At the level of peaks and steeps the crinivation manifested in a different way (according to the size of the slope and the type of rocks) imposing specific residual relief forms (ridges, columns, erosion witnesses, steep walls), than along the valleys, where bridges of terraces with heights from 10 to 80 m resulted.

During the *interglacial phases*, characterised by a temperate climate (more or less humid) the forest vegetation occupied the entire region. However it presented differences as coniferous were found in the mountains and beech forests in the hills and in the plain. In the low plain unit the vegetation had a forest steppe character because of the accentuated dryness imposed by the general East continental circulation. This situation was indicated by the fossil soils with luvisol or cernosiom character (in Milcov, Putna, Băicoi regions). At the contact of the hills with the plain a glacial level resulted. This is formed by the juxtaposition of the alluvial cones created both by the big rivers with origins in the mountains and also by the more recent rivers with origins at the border of Subcarpathians. At the exterior of the glacial a subsidence field outstands in the landscape, with numerous abandoned courses, swamp sectors, halomorph and hydromorph soils. In these conditions the evolution of relief in mountains and in hills was determined by active river bed (linear erosion) and slope (slidings and mud flows) processes of different intensities, depending on the altitude, inclination and the composition of the sedimentary formations. They affected both the deposits on the slopes and the important volumes in the rock beneath. On the valleys, the gradual deepening of rivers continued, being also accompanied by the development of low terraces under 30 m. A rich alluvium occurred in the depression basins.

Geochronologic divisions	Genetic factors		Correlated deposits in Siret Plain (the actual subsidence area)	Morphogenetic systems and main relief forms		
	Tectonic movements	Climate		The Curvature of Carpathians	The Curvature Subcarpathians	The Romanian Plain
Upper Pleistocene (cca 60 000 years)	1.Active tectonic movements (the Wallachian stage) with intense manifestation phases in alternance with sequences of active stability	Climate with periglacial and temperate phases	In the West part (on 100 m thick) gravel and sand in the superior alluvial cones correlated with the inferior terraces from the Subcarpathians; loess. In the East alternance of sand with layers of gravel and clay.	<u>The alternance of the periglacial modelation systems with the temperate ones</u>		
Medium Pleistocene (cca 430 000 years)				Frost deposits, residual relief, periglacial regime; (active deepening of the valleys, terrace formation in temperate climate)	Active lateral evolution of the slopes and wide river beds formation; loess in periglacial regime; active linear erosion (the formation of terraces under 30 m); landslides; fossile soils in temperate regime	Graduate passing from a lacustrine system to a swampy one; in West appear piedmont cones.
Lower Pleistocene (cca 1 million years)	2.Important subsidence on areas that migrated from the East of the Subcarpathians (Lower Pleistocene towards Siret valley (Upper Pleistocene - Holocene)	Temperate climate with different phases (from cold and arid to warm and moist)	Terrace alluvial deposits and loess in the west and approximately 100 m width with slender gravel and bulky sand in the East (the Getic Lake)	<u>Modelation system dominated by the fluvial erosion and gravitational processes</u>		
	3.Risings especially in Upper Pliocene-Lower Pleistocene and in Upper Pleistocene with important amplitudes in the Carpathians, but different on successive alignments from the West to the East in the Subcarpathians			-The detachment of the last erosion level with limited extension and of certain plots of terrace with discontinuous display	-Terrace system at 40-90 m with a wide development in the depression basins. -The accentuation of the narrow valley lanes at the cross of the rising structures.	Lacustrine regime with rich sedimentation
	4.Permanent seismic movements	Graduate passing from subtropical climate (Pliocene) to the temperate climate with different features in accordance with the altitude.	Layers with widths of over 500 m of gravel with insertions of bulky sand and thin layers of clay	<u>Subtropical modelation system with passage to the temperate one</u>		
				-The formation of the first erosion level in the valley lanes and the passage from their wide, superior transversal section to a narrow one.	- individualizarea culoarelor tectono-erozive superioare in vestul Subcarpatilor si a teraselor superioare (>90m)	Lacustrine regime with active sedimentation

Tab. 1. The morphogenetic correlations at the Curvature of Carpathians in Pleistocene

In *Holocene* the temperate climate oscillated between warmer and cooler and more humid or drier nuances, which finally led to a leveling of the

vegetal formations from steppe and forest steppe in the plain and on the exterior border of the hills to beech forests in all the space of the hills and of the

mountains. In the Curvature Carpathians at above 1200 m until 1800 m coniferous forests existed. Above them, on some ridges and peaks, subalpine formations existed.

In the last centuries (after the cooling during the little glacial period) two notable events occurred. First of all an aridisation of the climate was registered, accompanied by an extension of the steppe and the forest steppe in the South-East of Romania. In parallel a general tendency of altimetric increase of the limits of specific vegetation levels can be observed. Second, the effects of human's aggressivity are reflected by the environment. The variety and the intensity of human activities determined on the one hand the intensification of the slope processes in the hills (especially slidings and gully erosion) which determined the highest recorded degree of degradation of lands in Romania. On the other hand, multiple changes appeared in the

mountain forest level due to the antropic decrease of the superior limit of coniferous forests intended to extend pastures, to the replacement of beech forests by coniferous plantations and the sectioning of the slopes for the development of forests roads.

As a consequence of all the antropic activities there has been a shift from a natural normal system, which existed two centuries ago, to certain associations and regional and local interpenetrations of natural and antropic elements reflected by a diversity of modified landscapes. They are all included in a complex morphodynamic system with distinct vulnerability, areas, hazards, geomorphological and hydrological risks (Fig. 5). This last mentioned element has lately shown a seasonal character being dependent on heavy rainfall periods, but also on other stimulative factors such as the big frequency of earthquakes or the extension of forest clearings.

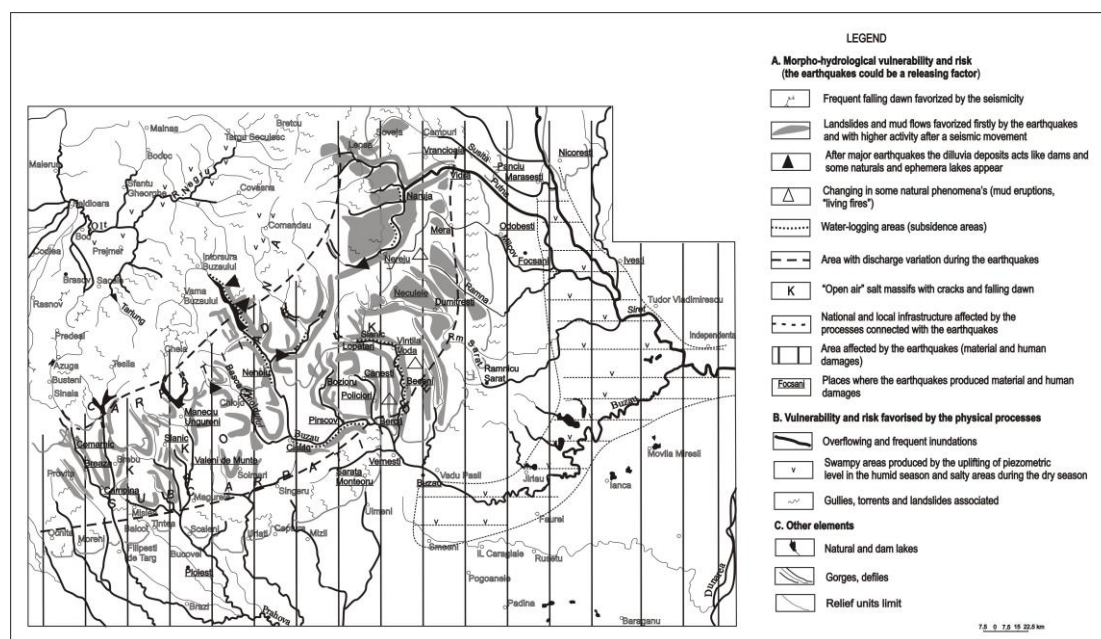


Fig. 5. The actual morphodynamic and morpho-hydrological risk phenomena

REFERENCES

- GRIDAN T., ȚICLEANU N. (2006) – *Încălzire globală sau glaciațiune?*, Ed. Didactică și Pedagogică, București, 445 pp.
- IELENICZ M. (1984) – *Munții Ciucaș-Buzău, studiu geomorfologic*, Ed. Academiei Române, București, 184 pp.
- LITEANU E., GHENEA C. (1966) – *Cuaternarul în România*, STE, no.1, București.
- POP E. (1960) – *Măstiniile de turbă din România*, Ed. Academiei, București, 227 pp.
- PĂTROESCU M. & al. (1999) – *Vegetation of the Oriental Carpathians changes during Holocene*, Strefowosc I Pietrowosc Procesow w Srodowisku Przyrodniczym poznego glacialu I Holoceniu, Sosnowiec, Polonia.
- POSEA G., POPESCU N., IELENICZ M. (1974) – *Relieful României*, Ed. Tehnică, București, 342 pp.

Rock Surface Freeze–Thaw and Thermal Stress Assessment in two Extreme Mountain Massifs: Bucegi and Măcin Mts

Alfred VESPREMEANU–STROE, Mirela VASILE

Abstract. This work addresses the thermal behavior of the rock surface in two mountain sites with different, rather extreme climatic conditions. As thermal weathering is one of the highly potential driving factors in mountain morphodynamics, the evaluation of the processes involved is utterly important.

Freeze-thaw cycles (F-TC) typology and development and the thermal stress experienced during the maximum insolation interval (INSIT) were considered. The study results show a more than double effective action of freezing processes in alpine relief modeling than in low-altitude massifs taking into account the large number of the freeze-thaw cycles (86), the high proportion of effective F-TC and the intensity of the annual cycle (6-7 m frost depth) comparing to low altitude Măcin Mountains, where the freeze-thaw interval is significantly shorter (43 cycles) and frost depth only reaches 0.7-1 m during winter freezing.

In attempting to determine the degree of frost effectiveness, a theoretical threshold of the diurnal freezing index of 12 °Ch was set, indicating that autumn (pre-siberian F-TC) is the least effective season for both locations, while post-siberian F-TC (mid-late spring in alpine area; late winter – early spring in low-altitude massifs) records the highest frequency and intensity of diurnal freeze-thaw cycles (the spring summarizes 60% in the Bucegi and 80% in the Măcin from the over-year effective F-TC). The seasonal differences of freeze-thaw distribution, derived from temperature regime, are strengthened by a close correspondence to the precipitation regime especially in the alpine area, where the mean daily precipitation are double during spring F-TC season than during autumn.

Rock thermal stress induced by summer solar radiation is 22% smaller at 2500 m level than at 330 m level, while the maximum thermal amplitudes are relatively similar, indicating a high sensitivity to thermal stress of the high-altitude outcrops during clear days. If the high-altitude Bucegi Mts. show lower values of the mean daily amplitudes (16.7 °C) than recorded in Măcin (21.2 °C), and half diurnal maxima values, this occurs due to high nebulosity and low mean air temperature values. Sudden cooling triggered by cold winds, rainfalls or temporary cloud cover, typical in high mountain areas, could become favourable elements in rock thermal stress generation. Consequently, insolation induced thermal stress is the secondary process in thermal weathering of alpine relief, but it shows a greater potential than frost processes in low altitude environments.

Keywords: rock thermal weathering, freeze-thaw cycles, frost effectiveness, insolation, thermal stress

1. Introduction

Rock disintegration by physical weathering has a significant modeling action in mountain environments where rock surface is directly exposed to the external factors (Matsuoka, 2008). Although chemical and biological weathering forms also occur, in a widely accepted view the conducive processes are thermally induced, as their action is related to frost and insolation cumulated effects (Matsuoka and Sakai, 1999; Hall and André, 2001; Goudie, 2004; Matsuoka and Murton, 2008). Most of the recent studies are attempting not only to establish connections between the thermal behavior of rocks and their breakdown occurrence (Lewkowicz, 2001; Matsuoka, 2008), but also to

determine the actual effectiveness thresholds of these thermal processes (Sass, 2005; Matsuoka, 2001; Hall, 2007).

Even though a freeze-thaw cycle is defined as the temperature oscillation crossing the 0 °C threshold, it is known that freezing may not actually occur at this point in rock, but at lower temperatures (ranging from about -1°C to -4°C, cf. Goudie, 2004; Hall, 2004, 2007; Matsuoka, 2001) due to rock properties and water migration potential within the rock body. In assessing frost significance, it is important to differentiate between diurnal – low amplitude (*icelandic type*), and annual – high intensity (*siberian type*) freeze-thaw cycles and their operating manner, as the icelandic affects only the uppermost few centimeters of rock and the siberian

determines macrogelivation, reaching the high-depth joints and cracks within bedrock (Matsuoka, 2001).

Thermal stress induced by insolation determines rock thermal fatigue in arid regions, by fast heating/cooling of rock in the upper surface. Repeated volumetric changes lead to granular disintegration and rock spalling or, when propagating deeper by specific thermal gradients within stress fields and combined with favorable factors (e.g. microfractures, propagating planes), may lead to larger rock failure (Hall, 1999; Gómez-Heras *et al*, 2006). Important rock damage occurs, as well, along with thermal shocks (i.e. temperature variations of at least 2 °C/minute); this process, in a man-induced manner (arson), stands at the basis of some early mining techniques (Goudie, 2004; Hall, 1999). The cracks and fractures resulting from thermal shock are frequently independent of the existing jointing planes (Hall, 1999).

The evolution of freeze-thaw cycles and the propagation of the thermal stress exerted by insolation are controlled by three major variables: rock properties (porosity, permeability and tensile strength, albedo), the disposable moisture content and the thermal variations (in terms of frequency and intensity) induced by atmospheric temperature fluctuations (Hall, 1999; Matsuoka, 2001; Gómez-Heras *et al*, 2006). Thus, a thorough understanding of thermal weathering and of its consequences in landscape evolution is difficult to obtain without intimately analyzing the generating processes.

The Romanian mountain geomorphology lacks a well-documented report on thermal weathering. Most topic-related information are included in monographic studies (e.g. Oprea, 2005; Nedelea, 2006; Andra, 2008) and often follow up general statements from reference geomorphology or climatology works of Stoenescu (1951), Posea *et al*. (1970, 1974), while the discussions are limited to thermal weathering connected forms and landscape, missing a specific process analysis. The existing data mostly concern the number of frost days or freeze-thaw potential in high altitude settings, based on air temperature values (Urdea, 1992, 2000). Until now just two works approach the process more precisely, describing freeze-thaw occurrence in relation with the altitudinal and morphoclimatic floors in the Romanian Carpathians (Posea *et al*, 1974; Vespremeanu-Stroe *et al*, 2004). Less attention was paid to the study of solar heating induced thermal stress influence in weathering in Romanian mountain areas, the only paper which

theoretically approaches this issues dating back to half-century ago (Stoenescu, 1951).

In the common geographical conception, the freeze-thaw processes are thought to be important in high mountain environments while insolation weathering is mainly related to massifs within warm arid climates. In fact, in mid-latitude mountains, the two thermal processes are synergic, but with great evolution differences imposed by altitude, seasonality, climate and topographic characteristics. In this context, the present paper shows a comparative analysis of rock surface freeze-thaw processes and insolation induced thermal stress manifestation at two sites in Bucegi – cold climate - and Măcin – arid – Mountains. Our aims are: i) to identify the prevailing time-intervals for each process, ii) to distinguish between the two types of freeze-thaw cycles and determine their characteristics, and iii) to evaluate the thermal stress magnitude in the two areas during the insolation and freeze-thaw intervals. Also, the seasonal signature of the thermally-induced processes is inferred, in order to obtain the inter-site differences.

2. Work Procedure

At the two study sites rock temperature was recorded at every 2h during one year (June 2008 – June 2009), with high accuracy (0.0625°C) DS 1922 thermistors placed at 15 mm depth inside the rock body. The sensitive bottom of the sensors reached the rock, while the lateral and upper parts were isolated with silicon rubber in order to avoid water infiltration and to decouple from air temperature influence (Fig. 1). Both locations had a similar geometry of horizontal surfaces on massive rock blocks without adjacent obstacles; therefore, snow accumulation at sensor-sites was improbable (due to the wind action) and solar radiation was fully received during the warm season, without shadow-influences.

A detailed analysis of the obtained data was performed, to check eventual sensor dysfunctions and to determine the required parameters. Each freeze-thaw cycle was individually considered, while for the maximum insolation interval each day's temperature values were statistically reported. In addition, the meteorological data (daily values of temperature and precipitations) from Vârfu Omu, Galați, Corugea and Tulcea stations registered during study time as well as multiannual values were considered, with the purpose to correlate the air temperatures and the precipitation regime with the rock thermal processes in progress.



Photo 1. The regional setting and sensor placement in Măcin (Pricopan Ridge)

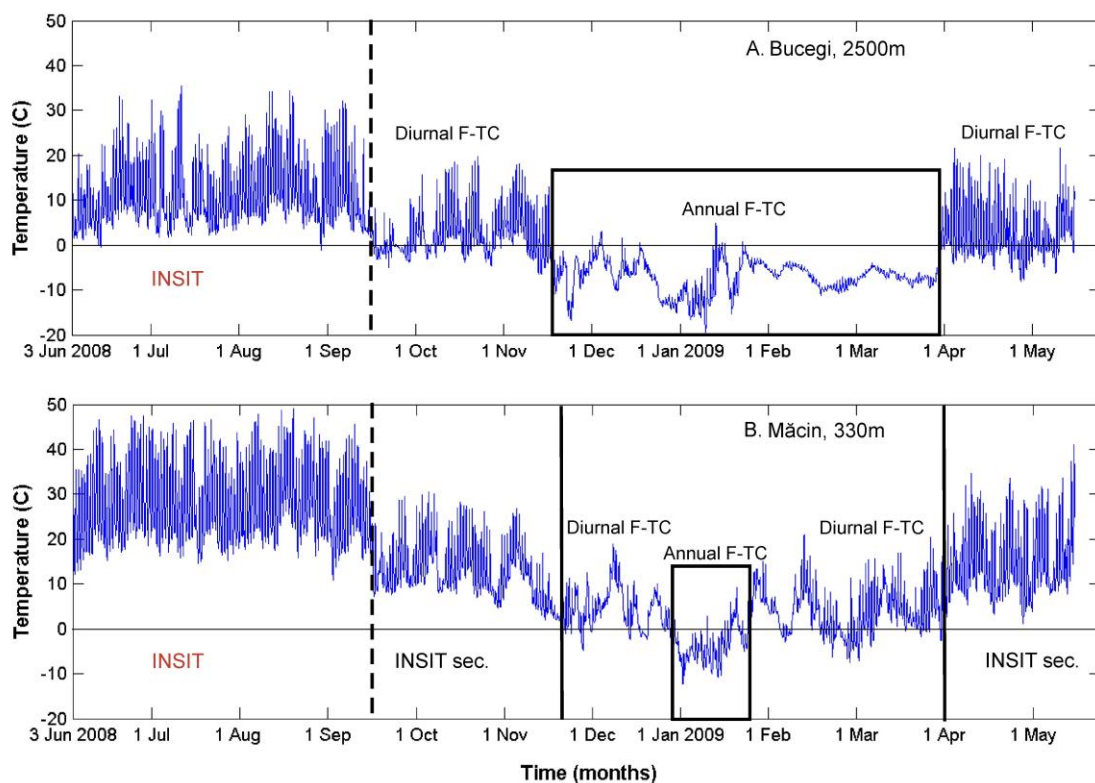


Fig. 1: Rock surface annual thermal regime and specific intervals: INSIT – maximum insolation interval; INSIT sec. – secondary (autumn/spring) INSIT; F-TC – freeze-thaw cycle

3. Study Sites

In Bucegi Mountains, the study site was situated in the alpine sector at 2501 m a.s.l., about 500 m East of Vârful Omu, on a conglomerate outcrop ($45^{\circ}26'47''$ N; $25^{\circ}27'45''$ E). It thus corresponds to the seasonally active periglacial or circo-nival level where cryogenic processes are intense (cf. Stoenescu, 1951; Micalevich-Velcea, 1961). Comparatively, the other rock surface was monitored at 330 m altitude in Măcin Mountains, on the top surface of a granitic tor, placed on the northern crest of the Pricopan Ridge ($45^{\circ}15'20''$ N; $28^{\circ}11'03''$ E).

The differences in lithology have major importance on the thermal behavior of rocks. Conglomerates are medium-porosity rocks (7-10 %) favoring ice-segregation within rock pores, which is, according to Matsuoka (2001), the main condition for effective microgelivation. Granites are heterogeneous poly-mineral rocks with low porosity values (1-3%) in which joints and fractures are frequent, enabling macrogelivation rather than microgelivation. Nevertheless, due to the albedo differences at grain-size level, granites are often subject to granular disintegration due to thermal stress weathering.

Climatic conditions at the two sites indicate their “extreme” characteristics. Mean annual temperatures range around -2.6°C at Vârful Omu and 10.8°C in Măcin Mountains (computed data from Corugea meteorological station, 220 m a.s.l.). The average annual precipitation of 1536 mm assures moisture availability for frost effectiveness in Bucegi, while Măcin Mountains should be deficient, registering only 455 mm annually (averages computed for 1961-1990 interval).

Mean annual total solar radiation rises at 100 kcal/cm^2 in Bucegi and at 120 kcal/cm^2 in Măcin (cf. Stoenescu *et al.*, 1962). Cloud cover functions as a restraining element on insolation action, reducing direct solar radiation and favoring diffuse radiation. In Bucegi it prevails for 211 days/year at Vârful Omu, while in Măcin Mountains total cloud cover affects about 120 days in a year (Stoenescu *et al.*, 1962).

Wind has a strong influence on mid-day air temperature oscillations, causing sudden cooling when presenting high intensity. Mean annual speed values reach 9.2 m/s at Vârful Omu and 3.5 m/s at Corugea. Taking into account the orographic accelerating effect the actual wind speed on Pricopan Ridge is estimated at 5-6 m/s (Vespremeanu-Stroe *et al.*, 2010).

4. Results

4.1 Annual rock thermal regime

The measured rock temperature allowed the evaluation of the daily and seasonal rock thermal behavior during the one-year measurement period. In Fig. 1, the main specific intervals of the two investigated processes are depicted.

At both study sites a well distinguished maximum insolation interval (INSIT) is present, corresponding to the summer months, when insolation action is intense and diurnal temperatures reach the highest values: 17.06 – 14.09 in Bucegi and 7.06 – 13.09 in Macin. In Bucegi INSIT (90 days) is characterized by an average of the maximum diurnal rock temperatures of 22.2°C and mean daily rock temperature amplitudes of 16.7°C . For Măcin, the duration of summer intense insolation was similar (99 days, with 9 days longer), but presented significantly different values: the mean daily highest rock temperatures were averaged at 40.5°C and the rock thermal amplitudes at 21.5°C . The site situated in Bucegi showed a rather inconstant evolution of summer diurnal amplitudes, from 1.6°C – the lowest, to 28.3°C – the highest, reflecting the effect of intense summer solar radiation and high frequency of cloud cover, while

in Măcin daily temperature amplitudes higher than 18°C are typical. However, the daily maximum amplitude reached at 2500 m is superior to the one that occurred in the low-altitude massif (27.7°C). The lowest temperatures of the summer months occurred simultaneously at the two sites (-1.1°C in Bucegi, 10.8°C in Măcin, on 31.08), being induced by the same cold air front. Moreover, INSIT ends almost simultaneously due to the passage of the first autumnal cold air front, whilst the beginning of the interval occurs independently at the two sites, respectively with 10 days earlier in Macin Mts. Once INSIT finishes, the thermal regime of the high-mountain areas immediately starts to experience the diurnal freeze-thaw cycles, whereas in low-altitude massifs (Măcin), after INSIT a transient insolation interval (autumn/secondary INSIT with moderate amplitudes) follows. During autumn INSIT, 24h temperature amplitudes decrease at 11°C in average and the mean maximum temperature is 19.6°C , representing just half of the amplitude and maxima values reached in the high insolation interval. Autumn INSIT lasts 64 days, until 18.11 when first frost occurs in Măcin.

The first freeze-thaw interval begins immediately after INSIT in Bucegi, lasting for 2 months (mid-September to mid-November), and with a two months delay in Măcin, covering 38 days (17.11 – 25.12). The active frost cycles in this interval are only diurnal, defined as a successive potential freeze and thaw occurrence in rock in less than 24h. An intermediate type was considered when frost continued for a few days (see Fig. 3). The distribution and frequency of freeze-thaw cycles (F-TC) in the two locations differ significantly, with the remark that in Măcin warm intervals with high temperatures recorded for several consecutive days (“winter windows”) interrupt the oscillations below 0°C . In Bucegi the diurnal freeze-thaw oscillations are relatively homogenous, only sporadically this type of warm days being present.

Siberian freeze-thaw cycles were taken into account when having a duration of more than 5 days and high frost amplitudes ($7-10^{\circ}$). Annual (or seasonal) freezing is extended from 17.11 to 30.03 in Bucegi (122 days), showing several thawing events that last at most a day. In Măcin it covers only 17 days in December and January, with one thawing event. This time interval comprises the lowest year-round temperatures: -19.4°C in Bucegi and -12.3°C in Măcin.

In spring, rock surface is affected by diurnal F-TC in April and May in Bucegi (1.04 to 15.05) showing a very high frequency. In Măcin this F-TC interval ends at the beginning of April and it is

followed by another transition interval to INSIT with higher thermal amplitudes than in autumn.

4.2 Freeze-thaw cycles characteristics

Both icelandic and siberian F-TC affect the rock surface at the investigated locations, with important differences in frequency and duration. In all, 87 cycles were counted in rock during 1 year period at 2500m level, in the alpine monitored area, and only 44 in the Pricopan Ridge. Siberian F-TC are also called seasonal F-TC (represents the thermal winter) and annual F-TC as this freeze type occurs once a year. In comparison, the air frost cycles approximated over the year (based on air temperature), are slightly surpassed by the frost cycles recorded in rock at the first study site and overestimate them at the second (Table 1). Air F-TC numbers stand for the days with freeze-thaw occurrence potential, retrieved from daily extreme temperature values from the meteorological stations following the relation:

$$Ng = N(T \min) - N(T \max) \quad (1)$$

with Ng = number of days with F-TC occurrence potential, $N(T \min)$ = number of days with $T \min \leq 0^\circ\text{C}$, $N(T \max)$ = number of days with $T \max \geq 0^\circ\text{C}$ (cf. Vespremeanu-Stroe *et al*, 2004).

The monthly distribution of F-TC is presented in Fig. 2. The autumn F-TC regime shows an intense activity of diurnal oscillations in Bucegi (40 events, 70% achievement coefficient¹) comparing to the Măcin site where only 10 events were registered (27% achievement coefficient), while both reached the highest number of icelandic F-TC in spring. The winter months are characterized by siberian frost cycles, which set the limits of the transition seasons (autumn/spring) at the two sites.

	Rock F-TC	Air F-TC
Bucegi	86	83 (Vf. Omu station)
Măcin	43	58 (Tulcea station)

Table 1 Measured rock and air freeze-thaw cycles in the one-year measurement period

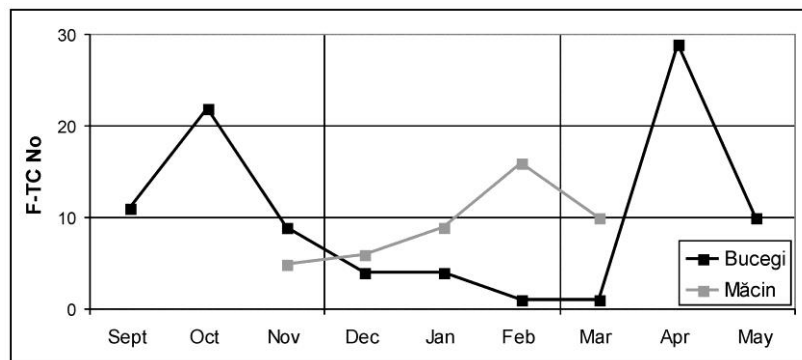


Fig. 2: The monthly distribution of freeze-thaw cycles at the two study sites

Diurnal F-TC

Along with the number and the frequency of diurnal F-TC, their duration and the thermal amplitudes achieved during freezing establish the freeze depth and intensity, which give the effectiveness degree of the gelivation process and makes it valid for rock breakdown. The persistence of frost enables its propagation in rock, whereas low temperatures assure intense ice segregation, which generates pressure on rock internal surface (Matsuoka, 2001). Thus, in assessing frost impact in rock weathering, the distinction between ineffective and effective gelivation must be considered. A range of thresholds that set the conditions of F-TC to be effective was advanced in various laboratory and field studies (listed by Hall, in Hall, 2007), although none of

these are considered to be immovable. More frequently, effective gelivation is associated with thermal values of -3°C (Collins, 1944), -4°C (Fukada, 1971), -5°C (Fukada 1972, Lautridou 1971) or from -1°C to below -4°C (Matsuoka, 2001) (all cited in Hall, 2007).

The duration of each cycle and the amplitude of frost were determined (Fig. 3). At both sites the cycles with the highest amplitudes (i.e. the lowest temperatures) lasted around 16-18h, and the mean amplitudes of the diurnal cycles were similar (2.8°C in Bucegi and 2.5°C in Măcin), suggesting a consequent development pattern. Regarding the effectiveness of diurnal freezing, a theoretical approach would be the use of a time-temperature relative limit to identify the two types (ineffective/effective) on the basis of a diurnal freezing index. Considering that temperature was

¹Achievement coefficient = Number of days with F-TC / Total number of days.

registered at 1.5 cm within rock, we assumed that when temperatures did not reach at least -2°C and lasted under 0°C less than 12h, frost wasn't active deeper within the bedrock and had only a slight effect at the surface. This is sustained by field monitoring results in the alpine area of the Swiss Alps where rock temperature and crack displacements were simultaneously measured showing active expansion at crack opening during cycles with maximum negative amplitudes of 2 to 5°C , while superficial freezing did not resulted in any

significant displacement (Matsuoka 2008, Fig. 10). Calculating the mean temperature maintained under 0°C and multiplying it with the time (the number of frost hours) results the diurnal *superficial freezing index* (F_i , expressed in $^{\circ}\text{Ch}$ units – hours degrees) which combines frost duration and frost magnitude:

$$F_i = \Delta T * t \quad (2)$$

with ΔT = mean frost amplitude ($^{\circ}\text{C}$) and t = total frost duration (hours).

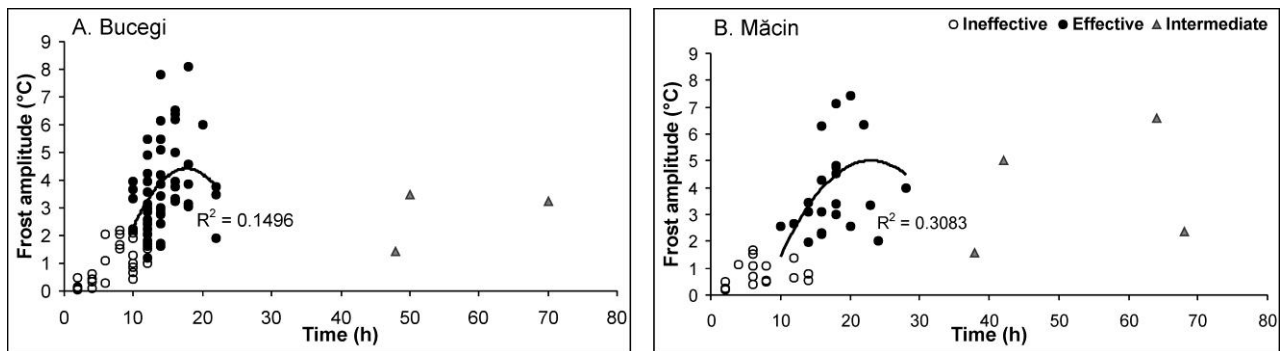


Fig. 3: Frost amplitude and duration during the diurnal freeze-thaw cycles

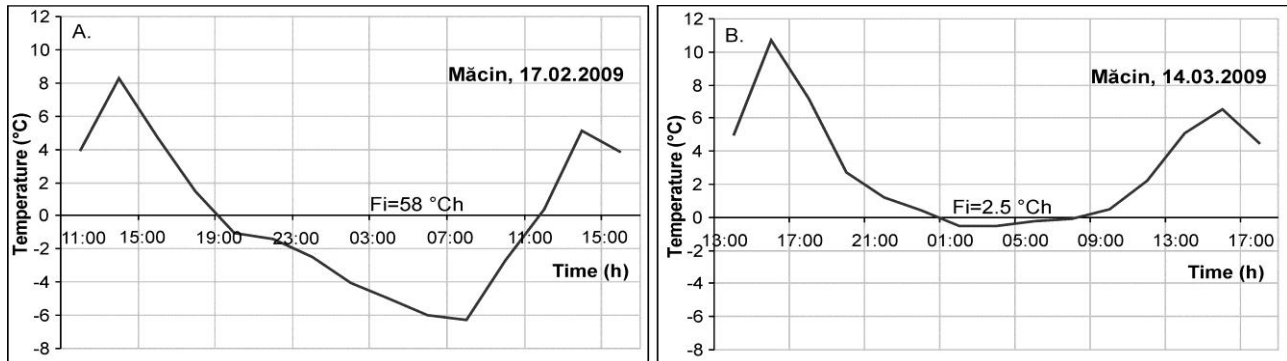


Fig. 4: Effective (A) and ineffective (B) freeze-thaw cycles registered at the Măcin study site;
 F_i – diurnal freezing index (critical $F_i = 12^{\circ}\text{Ch}$)

The F_i values higher than 12°Ch which generally correspond with the previously mentioned limits ($\Delta T > 2^{\circ}\text{C}$, $t > 12\text{h}$) are indicators for effective freeze-thaw cycles, hence $F_i = 12^{\circ}\text{Ch}$ would be considered as the limit between the two F-TC types (Fig. 3, Fig. 4). Nevertheless, a total effectiveness of freeze-thaw cycles implies the presence of water in rock, which is difficult to estimate. Once a frost cycle accomplishes the time-temperature conditions, $F_i > 12^{\circ}\text{Ch}$, it can only be called effective if water is present in rock for to freeze. Consequently, this paper refers only to potentially effective/ineffective frost processes.

Based on these estimations, 33% of the Bucegi diurnal F-TC were probably inefficient and 67% effective, whilst in Măcin the proportion was 40% to 60% (Table 2). The average duration for ineffective cycles was 7h with $F_i = 4.5^{\circ}\text{Ch}$ in both study sites, whereas the most of effective cycles lasted about 16-18h and covered a few more $^{\circ}\text{Ch}$ in Măcin ($F_i = 44^{\circ}\text{Ch}$) than in Bucegi ($F_i = 38^{\circ}\text{Ch}$). The intermediate type F-TC were considered effective, due to their duration extending from 50 to 70h, although maximum frost amplitude didn't always exceeded 2°C .

	Bucegi		Măcin	
	Ineffective	Effective	Ineffective	Effective
Autumn	18	24	5	5
Spring	10	34	12	21
Total F-TC	28	58	17	26

Table 2 The seasonal distribution of effective and ineffective diurnal F-TC

Siberian F-TC

During siberian freezing, minimum rock surface temperatures of -10 to -19°C were typical (Fig. 5) hence, the depth of frost was maximum. However, the subzero temperature was inconstant, particularly in Măcin and in the first half of this interval in Bucegi, when it rose to values of -1 °C, in few cases even passing over 0°C, in the so-called "thawing events". This behaviour indicates the lack of snow at the sensor sites (wind redistribution effect), and raises the question whether this type of short thawing events influenced in any way the rock body remained frozen in depth during the above-mentioned warming episodes. However, it is probable that superficial thawing records in the first few centimetres of the homogeneous sedimentary rocks.

The number of days affected by seasonal frost is almost 7 times bigger in Bucegi than in Măcin (122 to 17 days), because of the difference in climatic conditions. Nevertheless, the effect of the siberian F-TC type is not different in the upper bedrock horizon (0.5 m), because after temperature settles at low values, the action on rock internal surface is minimal, irrespective of the number of days. The different point is the much deeper impact of frost shattering in the high mountain area, as the significantly high values of the annual freezing index - 940°C days - contribute to frost propagation in unfractured rock body until 6 m, in comparison with 0.7-1 m in low Măcin Mountains, with 96°C days. Frost depth values were estimated using the modified Berggren equation, cf. Matsuoka and Sakai, 1999:

$$D_f = \lambda \sqrt{\frac{2 K_f * A_f}{L w \rho_d}} \quad (3)$$

where D_f = depth of frost (meters), K_f = thermal conductivity of rock ($\text{Jm}^{-1}\text{h}^{-1}\text{K}^{-1}$), A_f = annual surface freezing index ($^{\circ}\text{Ch}$), L = latent heat of fusion, estimated at $3.34 * 10^5 \text{ J/kg}$, w = estimated water content, ρ_d = the dry unit weight of rock (kg/m^3) and λ = dimensionless correction factor depending on initial surface temperature values, the subzero temperature, the water content and heat capacity of the frozen rock.

Much more attention should be paid to temperature variations at the beginning and the exit of seasonal freezing, which are the most effective in generating crack expansion within the entire year (see Matsuoka 2008, Fig. 9). On the other hand, long-lasting siberian frost enables microgelivation occurrence at higher depths than diurnal oscillations, and, consequently, increases seasonal freezing significance in the alpine area. In addition, this study area consists in high porosity conglomerates, which would allow water penetration and thus favouring active gelivation.

4.3 Insolation induced thermal stress – INSIT

In assessing the importance of insolation triggered thermal stress on rock surface, diurnal thermal amplitudes are generally a valid coefficient, showing, as a scalar value, the heat change to which

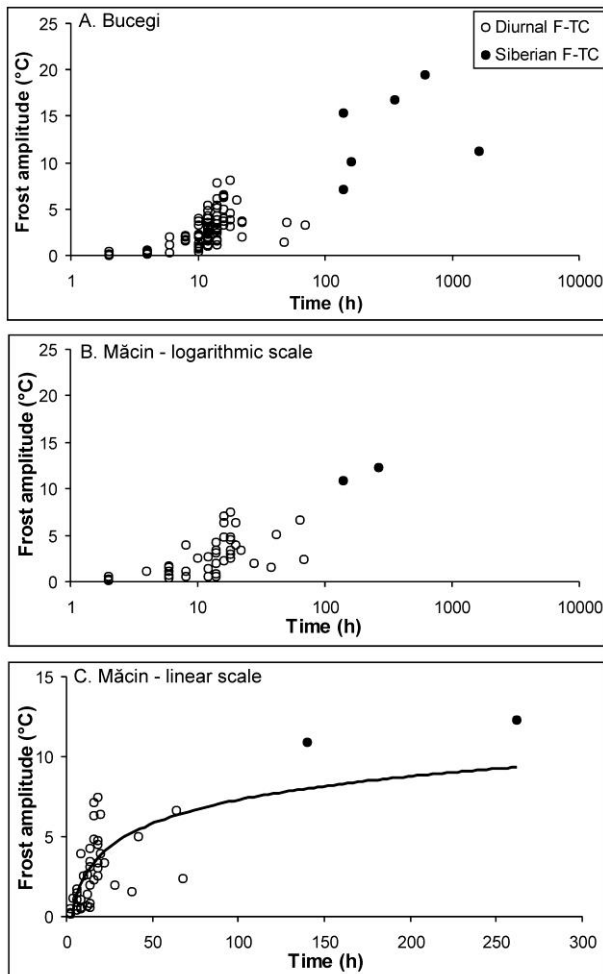


Fig. 5: Icelandic and siberian frost cycles magnitude

the rock has to adapt, depending, simultaneously, on the rate of temperature increase or decrease, respectively. At the two locations, each day's thermal amplitude was determined and averaged hourly (Fig. 6), in order to obtain the thermal gradient in the day-intervals that present the fastest change and that would be able to impact on the internal surface of rock. As shown, the fastest increase was between 8.00 a.m. and noon, with a rate of 3.5°C/h in Măcin and 3°C/h in Bucegi, while the decrease evolved slower, between 16.00 p.m. and 20.00 p.m., with rates of 3°C/h for the first and 2°C/h for the second.

The maximum daily values were generally reached at 14.00 p.m. at both sites, 5°C lower in

Bucegi probably due to the high frequency of clouds and wind intensification, 30% of the INSIT days showing total coverage, comparing to 15% in Măcin (based on sensor data interpretation). Nevertheless, the report between rock and air temperature at 2500 m a.s.l. (Fig. 7) suggests that rock surface is exposed to intensive heating in the alpine area where the solar radiation intensity during clear days is stronger than in low-massifs. Noteworthy is the R-A index, expressed as the ratio between rock and air temperature amplitude, which is obviously bigger in Bucegi (2.5) than in Macin (1.4). This highlights, once more, the limitations of using air temperature as substitute data in analyzing rock thermal behaviour.

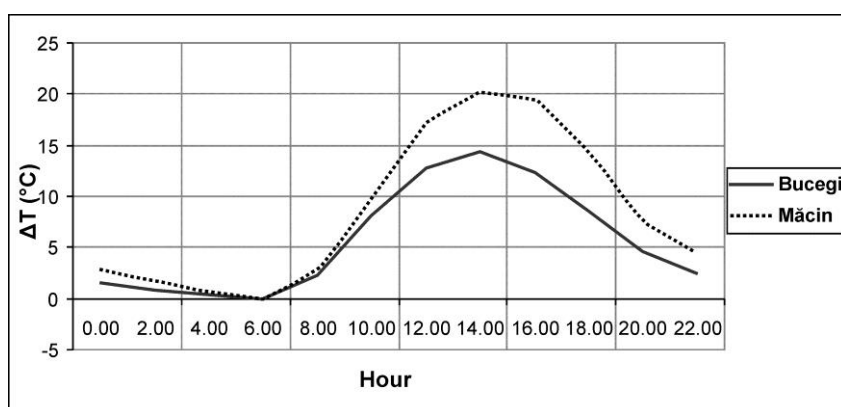


Fig. 6: Mean hourly thermal amplitude variability during INSIT. The amplitude is reported to the mean lowest temperature recorded at 6:00 a.m. (considered as “0” reference temperature)

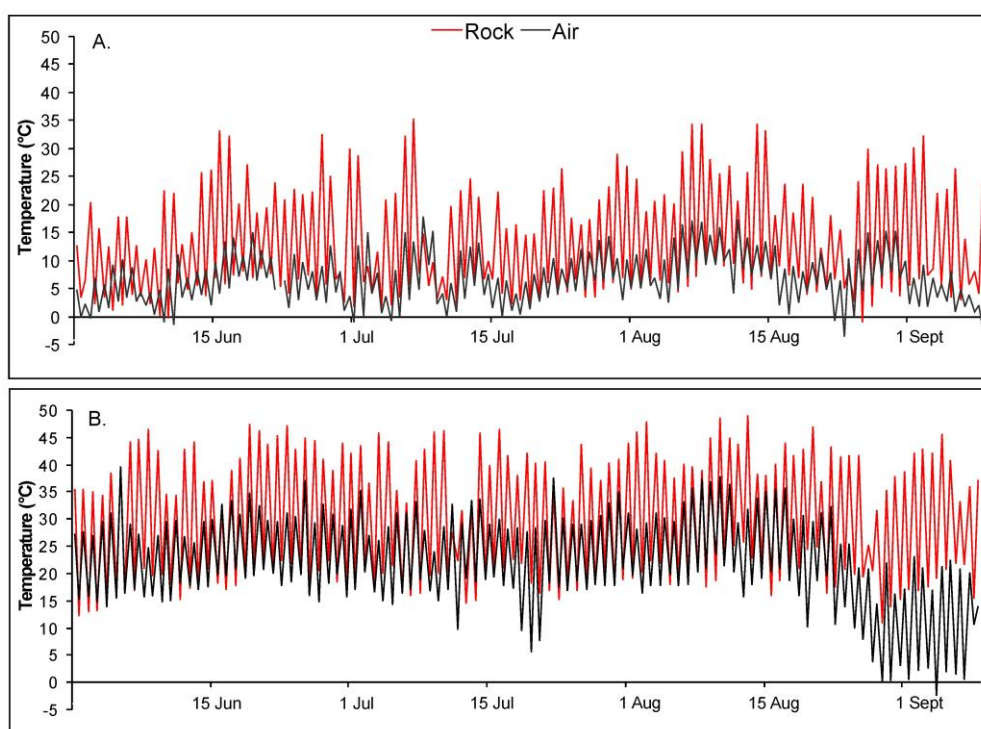


Fig. 7: Maximum and minimum daily rock and air temperatures in Bucegi (A) and Măcin (B) in INSIT

A range of local factors control the intensity of thermal stress exerted during INSIT, among which the most important are precipitation occurrence and intense winds, which sensitively diminish air and rock temperatures, along with the altitudinal thermal gradient. About half of INSIT days experienced rainfalls in Bucegi, a quart of which were intense rainfalls, with cooling effect on rock surface, in comparison with Măcin, where precipitations were present 24 days in the 105 days long interval, while only 5 of these events were intense (10 mm were exceeded).

5. Discussions

5.1 Seasonal variations of F-TC

The two regional settings chosen for the present study impose different season duration and definition, and consequently, specific manifestation intervals of the prevailing thermal processes. In the alpine area of Bucegi, the summer is prolonged until diurnal (icelandic) freezing occurrence, the latter marking the autumn period with the remark that sporadic short-time frost events are possible in summer months as well. Annual frost corresponding to winter season extends until the end of March, afterwards spring installs, with a new range of diurnal frost cycles. Accordingly, the theoretical

calendar transition seasons are actually never frost free at 2500 m a.s.l. and the annual frost (the siberian F-TC) counts more than 120 days. A better correspondence with calendar seasons is present in Măcin, where autumn describes a real transition deployment, with gradual temperature decrease in secondary INSIT and few diurnal F-TC at the end of November. If winter should be restraint to siberian frost, here it would have a very short development, in December and January. Spring also displays a transitional pattern in Măcin, with diurnal frost in March and April and positive increasing temperatures in May (secondary INSIT). This temporal evolution particularly affects the energy balance in the area and the rate of freeze-thaw oscillations (regarding only the icelandic cycles). Moreover, the efficiency of frost is also highly influenced by the climatic seasonal regime.

According to the general distribution of the effective cycles (Table 2), it is noticeable that in Măcin their frequency is very low in autumn, comparing to spring, when 80% of the effective F-TC are registered. In Bucegi, the difference between seasons is lower (41% of the effective F-TC in autumn and 59% in spring), but the trend is similar, as the maximum effectiveness is reached in spring, when the rock thermal weathering processes should be very intense.

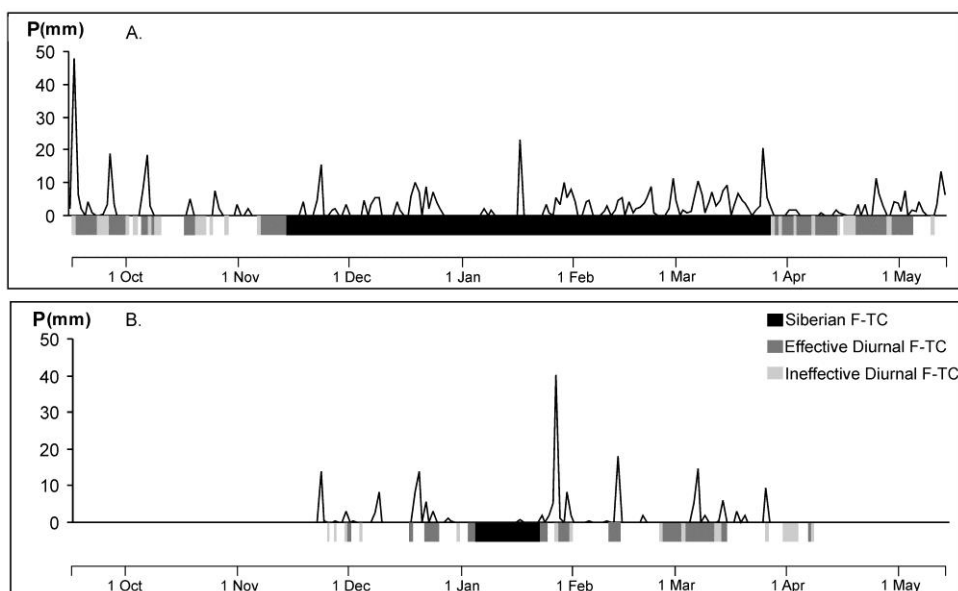


Fig. 8: Precipitation regime and freeze-thaw cycles evolution in Bucegi (A) and Măcin (B)

This implies that autumn is generally less effective at both sites, also by the high proportion of inactive cycles and the low frequency of the overall F-TC. In this context, temperature regime seems to be the main influence factor in Măcin, as it imposes multiple “windows” with positive temperatures that

interrupt the frequency of diurnal F-TC. If the precipitation regime is to be considered, as assuring the necessary moisture for active gelivation, both sites received comparable quantities within the correspondent diurnal F-TC intervals (Fig. 8). Furthermore, it is noticeable that most of the

effective diurnal F-TC are somehow preceded by precipitation, sustaining that water freezing in rock was present. However, if we take into account the multi-annual precipitation regime (1961-2009), it reveals that “spring F-TC interval” is obviously wetter than the “autumn F-TC interval”, receiving a mean water content of 4.1 mm/day and 2 mm/day in Bucegi. Oppositely, in Măcin the difference is slighter – 1.1 mm/day in spring and 0.9 mm/day in autumn F-TC.

5.2 Thermal stress assessment

The concept of rock thermal stress should apply to both freeze-thaw intervals and the intense insolation

ones. The relevance of thermal stress in freezing processes is derived from the general evolution and fast temperature changes during potential freezing oscillations, independently of the mechanical action of frost or its occurrence. In autumn and spring diurnal freeze-thaw intervals the mean daily thermal amplitudes are similar (12°C) and reach maximum values of 20-23°C. Not only the great temperature values variation but also the short change duration induces thermal fatigue within the rock body; as in most diurnal F-TC the exit occurs generally fast, the rate from the absolute minimum to the highest temperature reached in thawing registering about 1.3°C/h.

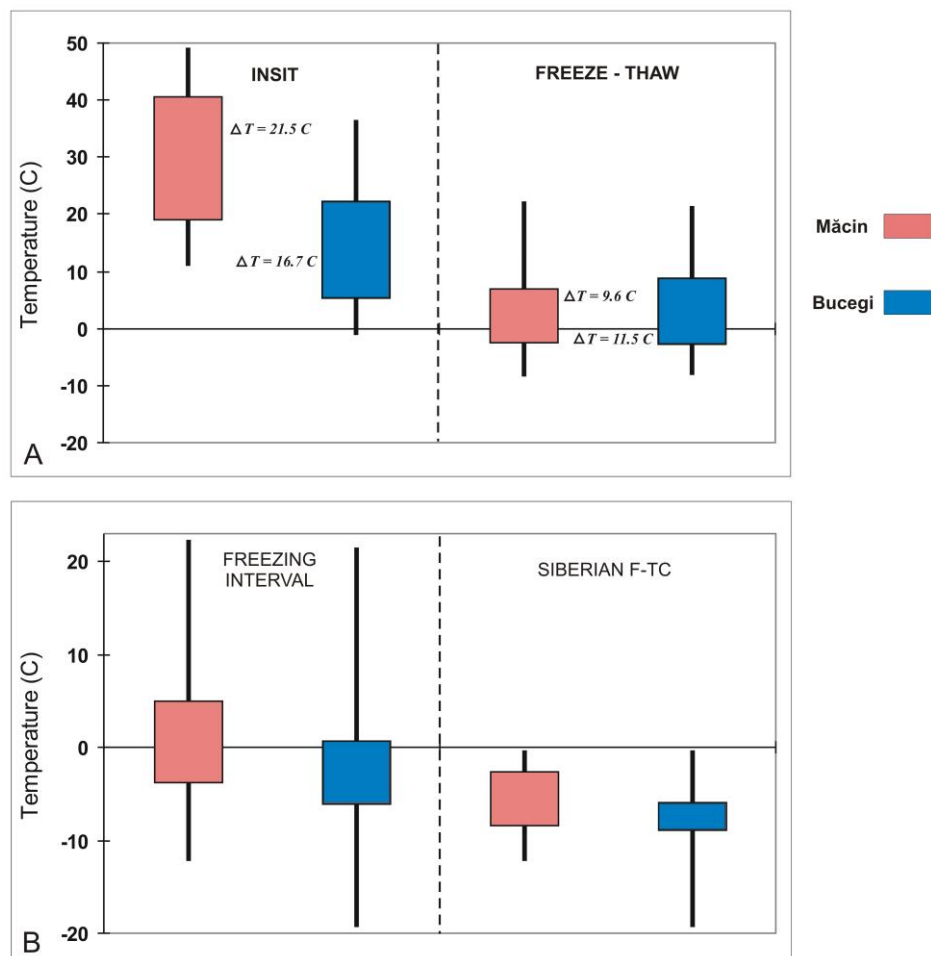


Fig. 9: Thermal regime A) INSIT (maximum insolation) and freeze-thaw intervals, and B) during freezing interval and siberian F-TC. The colour wide columns show the mean daily amplitudes, while the narrow black lines the maximum amplitude

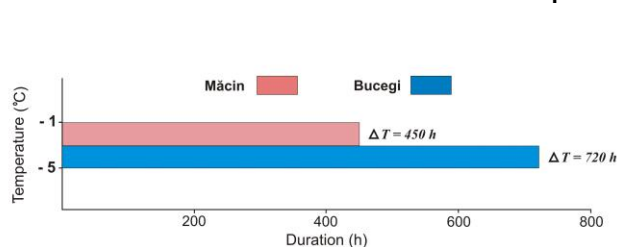


Fig. 10: The potential rock water freezing interval length ($-1^{\circ}\text{C} \leq T \leq -5^{\circ}\text{C}$)

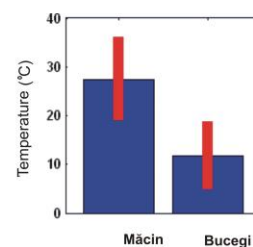


Fig. 11: INSIT mean and standard deviation

The significance of thermal stress triggered by freezing oscillations resides thus in the impact of rapid temperature changes crossing the 0 °C limit, parallel with the ice segregation related effects on rock. Regarding the thermal stress fatigue of rocks induced by summer solar heating during INSIT, the intensity differences between the investigated mountainous areas are noticeable. Figure 9A presents the mean values of diurnal thermal amplitudes and extreme temperatures that, on a large scale, indicate rock thermal state and the stress to which it should adapt. Thus, during INSIT the mean daily amplitude of temperature is 21.5°C and 16.7°C respectively, which indicate amplitudes 22 % smaller in Bucegi than in Măcin. The standard deviation values (Fig. 11) are an indicator of the diminishing ambient factors on solar heating, such as cloud cover, wind and precipitations. The cold convective mid-day summer rains could induce a significant thermal stress by fast cooling of rock surface. However, the rate of temperature change during these events was not quantified in the present study due to the medium sampling frequency of the temperature sensors. It is important to highlight the significance of the atmospheric cold-air front passage during summer which affects all the country regions (for instance the main low temperatures are synchronous, inclusively the absolute minima: 31 August 2008), while the maxima are apparently random distributed over the warm period, different from a location to another.

The high mountain environment is very exposed to insolation-induced thermal stress occurrence favoured by the intense air thermal diffusivity at high elevations. This is proved by the maximum amplitudes in clear days, sometimes superior to the values attained at low altitudes (Figure 10A); for instance, the 24-hours thermal maximum amplitude registered on September 1st in Bucegi (28.5°C) overcomes that recorded in Măcin (27.7°C on the 3rd July). Nevertheless, the alpine local topographic characteristics and the climatic conditions (intense

nebulosity, precipitations and wind action) majorly reduce the thermal amplitudes during summer INSIT.

6. Conclusions

The present study shows that rock surface freezing processes have a major importance in alpine relief modelling (Bucegi) taking into account the large number of the freeze-thaw cycles (86), the high proportion of effective F-TC, representing the effectiveness degree (67%) and the intensity of the annual cycle (6 m frost depth) comparing to low altitude Măcin mountains, where the freeze-thaw interval is significantly shorter (43 cycles) and frost depth only reaches 0.7-1 m during seasonal freezing.

Although the maximum insolation interval length is correspondent at the two sites (90-100 days), the thermal stress magnitude is 22% smaller at 2500 m level than at 330 m level in Măcin. Nevertheless, the maximum thermal amplitudes in INSIT are similar (37-40°C). Consequently, insolation induced thermal stress is the secondary process in thermal weathering of alpine relief, but it shows a greater potential than frost processes (secondary processes in Măcin) in low altitude environments.

The seasonal analysis of diurnal freeze-thaw cycles reveals that at both sites the maximum effectiveness occurs in spring (between 60 and 80% of the effective F-TC), generally characterized by higher precipitation amounts than the autumn.

Acknowledgements

The present work was partially funded from the CNCISIS grant 738/2006 (MEDALP). Special thanks are addresses to Florin Tătui, Luminița Preoteasa and Răzvan Popescu for their help during field campaigns, technical support and useful comments on topic. We are also grateful to Prof. Petru Urdea for support and helpful suggestions.

REFERENCES

- ANDRA A-D. 2008. *Bazinul hidrografic Topolog: studiu geomorfologic*. Unpublished Phd. Thesis, 425 p.
- COLLINS A.R. 1944. *The destruction of concrete by frost*. Journal of the Institute of Civil Engineers **23**: 29-41.
- FUKUDA M. 1971. *Freezing-thawing process of water in pore space of rocks*. Low Temperature Science, Series A **29**: 225-229.
- FUKUDA M. 1972. *Freezing-thawing process of water in pore space of rocks II*. Low Temperature Science, Series A **30**: 183-189.
- GÓMEZ-HERAS M, SMITH BJ, FORT R. 2006. *Surface temperature differences between minerals in crystalline rocks: Implications for granular disaggregation of granites through thermal fatigue*. Geomorphology **78**: 236-249. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.12.013.
- GOUDIE A. (ed.) 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*, volume I. Routledge, London.
- HALL K. 1999. *The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions*. Geomorphology **31**: 47-63.

- HALL K, ANDRÉ M-F. 2001. *New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress*. *Geomorphology* **41**: 23-35.
- HALL K. 2004. *Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada*. *Earth Surface Processes and Landforms* **29**: 43-57. DOI: 10.1002/esp.1012.
- HALL K. 2007. *Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada: II. The temperature at which water freezes in rock*. *Earth Surface Processes and Landforms* **32**: 249-259. DOI: 10.1002/esp.1389.
- LAUTRIDOU J-P. 1971. *Conclusions générales des recherches de gélifraction expérimentale*. Centre National des Recherches Scientifique, Centre de Géomorphologie de Caen, Bulletin **10**: 65-79.
- LEWKOWICZ A. 2001. *Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 °N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada*. *Permafrost and Periglacial Processes* **12**: 351-366. DOI: 10.1002/ppp.396.
- MATSUOKA N, SAKAI H. 1999. *Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods*. *Geomorphology* **28**: 309-328.
- MATSUOKA N. 2001. *Microgelivation versus macrogelivation: Towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering*. *Permafrost and Periglacial Processes* **12**: 299-312. DOI: 10.1002/ppp.393.
- MATSUOKA N. 2008. *Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations*. *Geomorphology* **99**: 353-368. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.11.013.
- MATSUOKA N, MURTON J. 2008. *Frost weathering: Recent advances and future directions*. *Permafrost and Periglacial Processes* **19**: 195-210. DOI: 10.1002/ppp.620.
- MICALEVICH-VELCEA V. 1961. *Masivul Bucegi: studiu geomorfologic*. Editura R.P.R., București, 152p.
- NEDELEA A. 2006. *Valea Argeșului în sectorul montan: studiu geomorfologic*. Editura Universitară, București, 229p.
- OPREA R. 2005. *Bazinul montan al Prahovei: studiul potențialului natural și al impactului antropic asupra peisajului*. Editura Universitară, București, 164p.
- POSEA G, ILIE I, GRIGORE M, POPESCU N, IELENICZ M. 1970. *Geomorfologie generală*. Editura Didactică și Pedagogică, București, 524p.
- POSEA G, POPESCU N, IELENICZ M. 1974. *Relieful României*. Editura Științifică, București, 484p.
- SASS O. 2005. *Rock moisture measurements: techniques, results and implications for weathering*. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**: 359-374. DOI: 10.1002/esp.1214.
- STOENESCU M. 1951. *Clima Munților Bucegi*. Editura Tehnică, București, 220p.
- STOENESCU M, TÎSTEA D. (eds.) 1962-1966. *Clima R.P.R.*. Institutul Meteorologic, București.
- URDEA P. 1992. *Rock glaciers and periglacial phenomena in the Southern Carpathians*. *Permafrost and Periglacial Processes* **3**: 267-273.
- URDEA P. 2000. *Munții Retezat. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, București 272p.
- 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., TATUI, F., 2010. *The wind regime of Romania – characteristics, trends and North-Atlantic Oscillation influences*, *Romanian Journal of Meteorology*, in press.

Bucharest University, Faculty of Geography

Slope dynamics – precipitation interrelation in the Curvature Subcarpathians (Romania)

F. GRECU¹, L. COMĂNESCU¹, G. TOROIMAC¹, R. DOBRE¹,
R. SĂCRIERU¹, C. MĂRCULET²

Abstract. The present paper points out the impact of climate variations on the development of slope-channel processes in the last decades, correlated with anthropic pressure and precipitation in an area of high geological and tectonic potential for modeling processes (Paleocene and Mio-Pliocene flysch: marls, clays, sandstones, conglomerates and gravels).

The Mann-Kendal statistical test reveals a general decreasing trend in precipitation and in flow-rates on the Prahova River registered at Câmpina, Pătărlagele and Tulnici meteorological and hydrological stations during the 1961-2002 period. This trend is generalized, as shown by the data registered in similar stations from the Curvature Subcarpathians. Torrential precipitation, following periods of drought or long periods of heavy precipitation, may trigger landslides, especially in areas where land is improperly used (deforestation, infrastructure constructions). In the case study (The Breaza and the Milcov Basin), the determinant landslide triggering factor is tectonic mobility in the conditions of a substrate consisting mostly of clays and marls.

Key words: precipitation, tectonics, landslide, Romania, Curvature Subcarpathians

1. Introduction

The study area lies in the outer southern part of the Eastern Carpathians (Curvature Carpathians). From a morphographic and morphometric viewpoint (Fig. 1), this is a transitional unit (Subcarpathian) between mountain and plain (Romanian Plain). Its geographical position, geological and geomorphological evolution has engendered complex geomorphological, climatic-hydrological and bio-pedogeographical processes, partly analysed in previous works.

This paper aims to present slope processes (general and particular) in the Curvature Subcarpathians (Romania) influenced by the geological and anthropic particularities of the region, and triggered by climatic factors in the conditions of some changes in the region's precipitation regime mainly in the last decade.

Being a unit in-between mountain and plain, between the south and the centre of the country, crossed by the main hydrographic networks (the Prahova, Teleajen, Buzău, Slănic, Râmnicu Sărat, Putna and Milcov), human pressure was fairly strong materializing, among other things, in deforestation and construction. For example, Breaza town population density increased from 306 inh./sq.km in 1930 to 450 inh./sq.km in 2002; as did the number of buildings from 3,000 to 9,100 over the same period (Grecu & Comănescu, 1998, Grecu & alii, 2001)

2. Geological and geomorphological context

The Curvature Subcarpathians belong to the Miocene-Pliocene Carpathian Orogene, Subcarpathian nappe (the flysch containing: marls, gravels, clay, sand and conglomerates). Their position at the contact of the East-European Microplate, Black Sea Microplate, Moesian Microplate and Pannonian Microplate accounts for active neotectonics.

The highly faulted Curvature Subcarpathians' geological structure is the result of the Moldavian and Wallachian tectogeneses (Miocene and Pleistocene, respectively). The large number of faults is due to a change in the direction of compression from NW-SE to N-S (Hippolyte & Săndulescu, 1996).

Uplift movements in the Pleistocene were of great amplitude, up to 1,000m (see Măgura Odobești between Putna and the Milcov valleys).

In terms of structure, the Curvature Subcarpathians contain two units: an internal folded sector and a monocline external one between the Trotuș and the Dambovită valleys. There is a complex structure with asymmetric faulted folds and diapir folds (Săndulescu, 1984).

The Curvature Subcarpathians are situated in a seismic region, with the presence of diapir folds, mud volcanoes and burning fires, severe relief fragmentation (a stretch of submontane depressions surrounded by hills, separated and closed in at the exterior by two lines of hills).

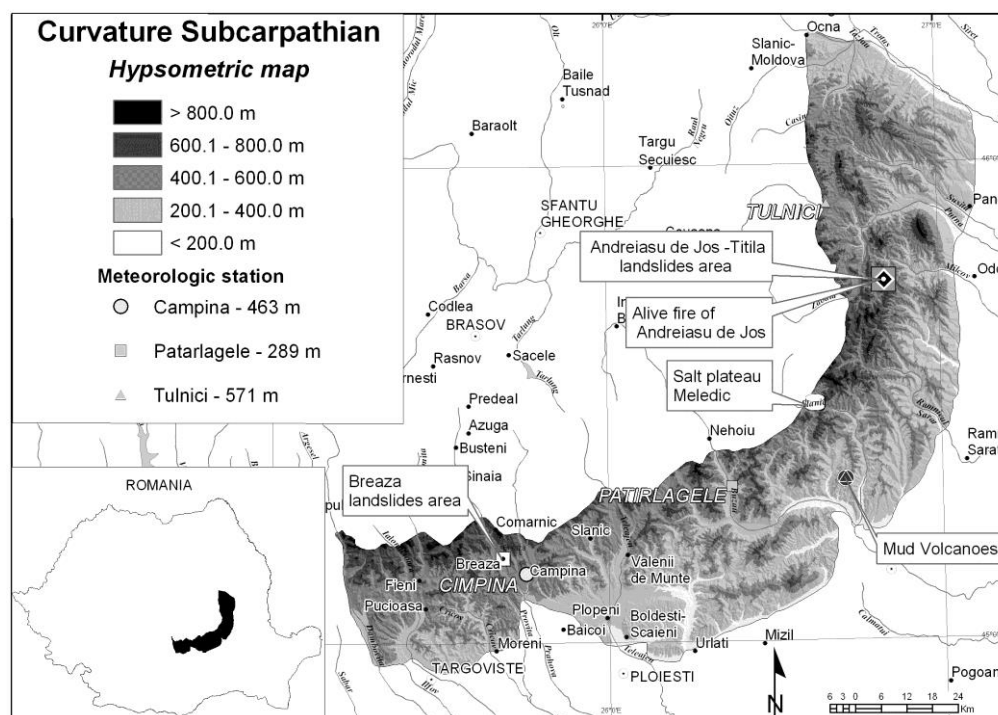


Fig. 1: Curvature Subcarpathian – hypsometric map. Meteorologic stations and areas of study

3. Results and discussion

3.1. Trends in precipitation

Average precipitation in the Curvature Subcarpathians reach 600-800mm/ year, with a maximum of 80-100 mm/24 hrs. Torrential rainfalls are registered mainly in July-August due primarily to the Carpathian Curvature which bars the advection of moist tropical air carried by Mediterranean cyclones. Maximum precipitation were registered at Pătlăgele and Câmpina weather stations (177.8 mm on July 2, 1975 and 135.6 mm on August 25, 1954, respectively) on the outer Carpathian slopes and in the valley corridors. The monthly averages and maxima found at Câmpina, Pătlăgele and Tulnici stations are analysed here in (Table 1, Fig. 2) (Data supplied by the National Administration of Meteorology).

Statistical trends in the quantity of precipitation (monthly averages and maxima/ 24 hrs) in the Curvature Subcarpathians are assessed by the Mann-Kendal test. This non-parametric test enables

detecting the statistical trend in a data row and calculate its significance. The positive or negative Z test value indicate an increasing or decreasing trend in data row values (Salm & alii, 2002). The equation was used for row data larger than 10.

The results of the Mann-Kendal statistical test (Tables 2, 3) emphasize a decrease in the monthly average quantity of precipitation in February and May at Câmpina station and in January at Tulnici; a similar trend in the monthly maximum quantity/ 24 hrs was found in August at Câmpina and in January at Tulnici stations. An increasing trend in the monthly average quantity was registered in March at Tulnici. After 1969 and especially after 1984, the decrease in precipitation all over Romania was connected mainly with the positive stage of the North Atlantic Oscillation (Busuioc & Van Storch 1996; Tomoizeiu & all, 2003; Ghioca, 2006).

The highest monthly averages over the past 45 years (1961-2005) were above 100mm every month of the year, but particularly in the summer time (with a maximum of 296.0 mm in July 1975), but also in May and December (Table 4).

Weather station	Interval	Altitude (m)	Average quantity of precipitation/year (mm)
Câmpina	1961-2002	461	714
Pătlăgele	1961-2000	289	629
Tulnici	1961-2002	571	656

Table 1 Main characteristics of the Curvature Subcarpathians weather stations studied

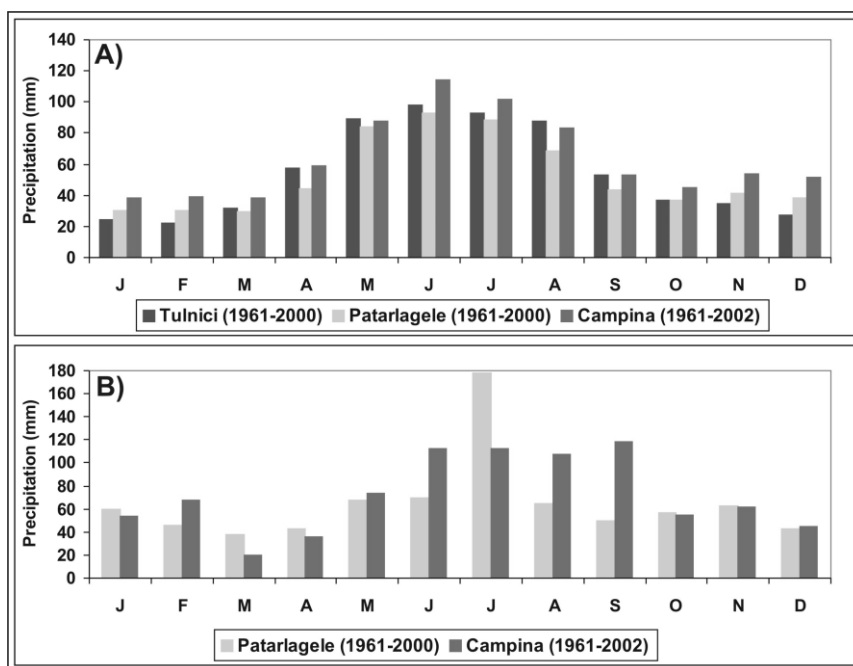


Fig. 2: Monthly variations in: A) average quantities of precipitation;
B) maximum quantities of precipitation/ 24hrs registered at the Curvature Subcarpathian weather stations

Weather station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	year
Campina	-1.53	-2.76	-1.21	-0.57	-2.08	0.63	-0.35	-0.35	1.14	0.21	-1.28	0.08	-1.24
Patarlagele	-1.09	-1.29	0.41	-0.72	-0.52	0	-1.30	1.08	0.31	0.89	-0.44	0.64	-0.93
Tulnici	-1.68	-1.29	1.77	-0.89	-1.12	0.46	-0.68	-0.50	1.08	0.00	-1.05	0.40	-1.06

Table 2 Statistical trends in the evolution of monthly precipitation average at three Curvature Subcarpathian weather stations (Mann-Kendal test)

Weather station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	year
Campina	0.21	-1.67	-1.62	-0.71	-1.92	-0.24	-1.22	-1.99	1.25	-0.5	-1.79	0.99	-2.31
Tulnici	-1.76	-0.63	1.12	-1.43	-0.27	0.68	-0.62	-0.75	1.07	-0.55	-1.08	-0.22	-1.02

Table 3 Statistical trends in the evolution of monthly maximum quantities precipitation/ 24 hrs (Mann-Kendal test) at two Curvature Subcarpathians stations

Year/ Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YEAR
1997	8.0	13.7	42.8	130.9	67.1	103.1	142.3	274.4	27.5	58.6	51.9	78.2	998.5
1998	108.9	4.4	21.8	27.8	92.5	150.8	90.1	65.1	139.4	92.5	44.0	22.9	860.2
1999	14.3	29.5	14.0	151.6	72.0	62.3	51.5	176.6	75.5	53.6	31.7	59.3	791.9
2000	27.8	33.4	22.2	31.0	10.3	64.7	41.5	20.7	92.7	1.1	14.1	11.3	370.8
2001	34	28	43	45	38	174	39	32.4	96	13	17	12	571.4
2002	3	1	1	37	25	121	179	84	55	62	68	93	729.0
2003	59	24	21	24	32	74	85	59	51	104	48	32	613.0
2004	36	11	25	45	49	45	190	54	60	43	112	23	693.0
2005	29	98	42	47	163	118	192	261	195	5	42	46	1238.0
Average (1961-2005)	39.7	40.1	39.3	59.7	91.0	112.4	101.2	84.6	52.3	45.3	54.1	51.4	771.1
Min. (1961-2005)	1.6	3.8	0.0	5.8	10.3	31.7	17.5	10.7	3.5	0.5	2.2	1.2	370.8
Max. (1961-2005)	121.2	125.8	100.8	151.6	220.2	274.0	296.0	274.4	173.7	187.1	190.4	218.7	1050.1

Table 4 Monthly and annual average quantities (mm) at Câmpina station (1997- 2005)

Values being so high comes from the location of Câmpina station in the Prahova Corridor, a valley widely open to the south and therefore favourable to the penetration of a moist Mediterranean air, as well as insolation and thermal convection in the warm season of the year.

Noteworthy, three of the highest monthly quantities of rain were recorded over the past ten years: 274.4 mm in August 1997; 151.6 mm in April 1999 and 195 mm in September 2005 (Table 4).

In 1997, excess humidity set in as early as spring, reaching a peak in July and August, and paving the way to the development of intense and deep large-scale, geomorphological processes.

A climate record year was 2005, when annual quantities of 1,238.0 mm registered at Câmpina station meant a deviation of 466.9 mm from the multiannual mean (771.1 mm). Moreover, the total quantity of the September rains represented the absolute maximum of this month.

The intensity of that year's geomorphological processes was the consequence of impressive quantities tell in excess for five successive months, from May through to September (Dragotă, 2006). The 118.4 mm of rain fallen on September 20, 2005 represented the absolute maximum of precipitation/24 hrs ever registered at Câmpina station over the 1901-2005 period.

The worst effects of precipitation-induced land degradation on slope happened in the warm season, especially in the summer months, when heavy falls had the greatest frequency, intensifying erosion and landsliding.

Rainy days (over 10 mm/day) are very frequent in June and July. In the conditions of a moist soil precipitation of > 10 mm enhances degradation processes through run-off on slope (rain-induced denudation) and concentrated overland flow (rilling and gullyng).

In transitional seasons there is also a high frequency of short, torrential falls and of lengthy intervals of rain when the important quantities recorded lead to the degradation of land. However, degradation is particularly intense in spring, when terrains are ploughed and the rain falls on the moist soil left over by snowmelt (Sandu & Bălteanu, 2005). Whenever heavy rainfall follows long periods of dryness, soil erosion is particularly severe, especially on slopes cultivated with hoeing plants.

3.2. General slope processes in the Curvature Subcarpathians

3.2.1. The Breaza landslides (Prahova Valley)

Breaza town witnessed landslide reactivation after the August 1997 and September 2005 torrential

rains (274 mm at Câmpina station and 194 mm, respectively).

The active landslide dynamic seen on the Breaza terrace scarp (60-65m) (Photo 1). over the past ten years is due to both climatic conditions and anthropic factors. Observations made between 1996-2007 show a steady degradation and reactivation of old landslides (Fig. 3, 4).

The buildings located in the landslide deluvium and intervention in the phreatic sheet reactivated landslides in the conditions of torrential precipitation in 1997 (Grecu, 1999; Grecu & all, 2001), 2005, 2006.

In 2007, the danger for the neighbouring buildings to slide made the authorities take measures against sliding and the management of slopes. The analyzed landslide is developed on Breaza's scarp of terrace (65-75 m) (Fig. 5). The altitude at the top of the landslide (the main detachment gulch) is at 534 m and the contact with the flood-plain is at 478 m. Geologically it is characterized by terrace deposits (gravel alternating with clay), isolated gypsum stones appear that initiate or reactivate the landslides. The regressive development led to the destruction of some farms, the road of local interest and increases the risk for many households including the proximity school. The importance of studying the landslide resides also from the fact that downstream there is an important transcarpathian thoroughfare (national road, main railway and, in perspective, the highway Bucharest - Brasov). Thus the knowledge and the providing of the slope dynamics are particularly important, the landslide being monitored by successive mapping of land and special techniques. The numeric model of the land was worked out on the basis of detailed topographical takings using DGPS and the total station.

3.2.2. Landslides in the Milcov Basin

Milcov Basin is placed between 500 and 750 mm isohyets. The multiannual average values for the analyzed bases are: Focsani (546.8 mm), Odobești (637.4 mm), Tulnici 645.3 mm) and Lăcăuți (828.3 mm). In these weather bases is observed that only during the warm season (May-September) there is a direct relationship between precipitation and relief altitude. It is the season of maximum dynamics of landslides. Due to Atlantic cyclones activity the highest amounts of rainfall throughout the year are registered (about 2/3 of total rainfall). During the winter, the amount of precipitations is lower because of the influence of the foehn wind. Frequently, during the winter, at the weather base Tulnici are less precipitation than at Odobești.

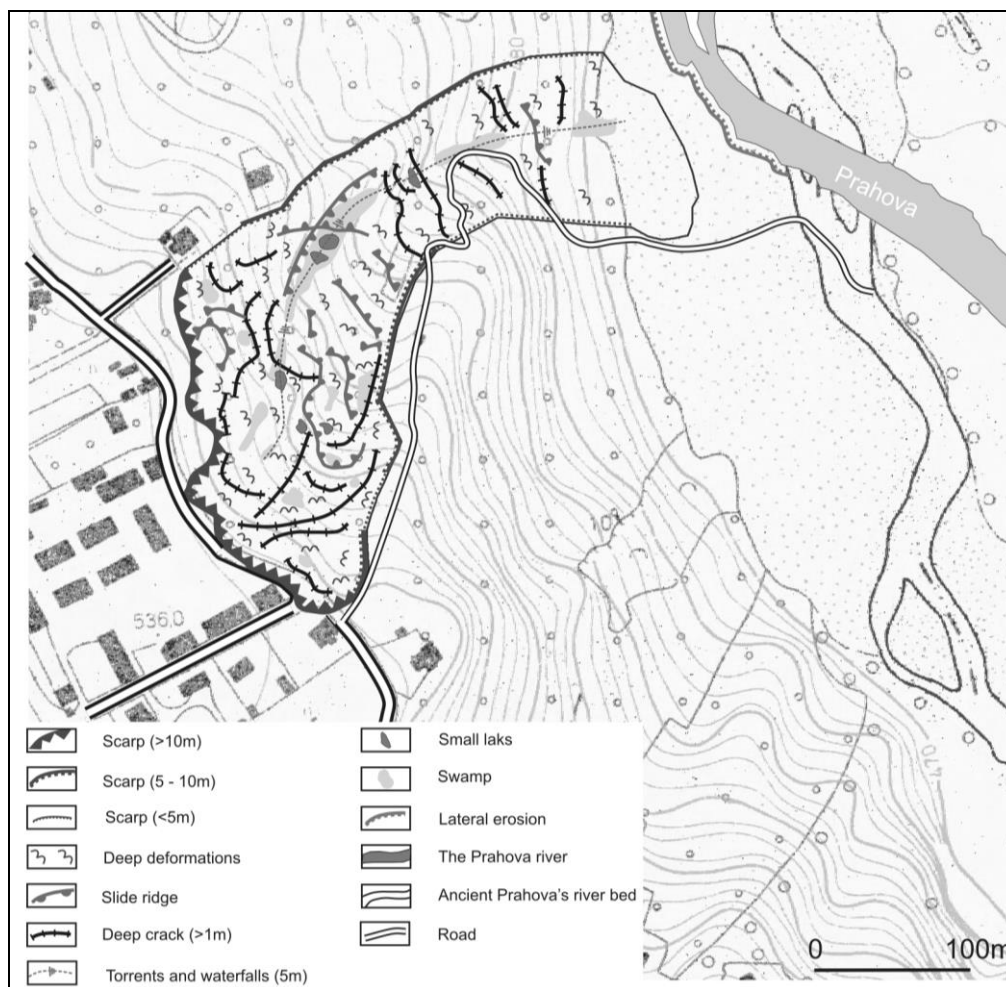


Fig. 3: Breaza landslide map (july 2006)



Fig. 4: Breaza landslide (frontal view)



Fig. 5: The main Breaza landslide and its effects

Rainfall intensity is the determining factor in triggering landslide. The highest values of the maximum amount of rainfall in 24 hours occurred in July and the lowest one in February. It was developed that in Vrancea Subcarpathians the precipitations under 30 mm, with a weight of 50-55% of total precipitation, generates less than 15%

of the erosion, while those above 30 mm, over 85% of the amount of the eroded material (Constandache C., Nistor, S., 2006).

For the Bend Subcarpathians the maximum rainfall intensity, of 0.11-0.25 mm/min, has the highest share (22.4%) of total precipitation. It follows the maximum rainfall intensity of 0.26 -

0.50 mm/min (21.5%) and over 0.50 mm/min (20.8%) (Bogdan O., Mihai E., 1985). The strongest intensity of pouring rain was 6.9 mm/min (14.08.1977, Tulnici). The number of days with precipitation above 10 mm range between 22.6 Lacauti, 19.5 Tulnici, 19.6 Odobești, and 16.4 Focsani.

The wettest years of the last half century were 1961, 1962, 1966, from 1969 to 1972, 1977, 1979, 1997 and 2005. In 1977, after the earthquake of March 4 (7.2 on the Richter scale) it followed a rainy summer. The highest daily amounts were recorded on 25th of August: Tulnici 82.6 mm, Lacauti 93.7 mm, Odobesti 51.5 mm. These have resulted in the production of landslides in Andreiasu, Reghiu and Mera (Fig. 6).

The precipitations of 12-13th of July 2005 led to record historical flow of Milcov 696 m³/s. The lateral and depth erosion processes were very intense, causing large changes in the riverbeds. The country road Focsani – Butucoasa was seriously affected; this road follows Milcov river most of its course (Săcrieru R., 2008). Most of the reactivation of landslides occurred regressively due to undermining the basis of slopes. Broșteni, Mera and Lower Andreiașu localities were affected. Milcov Basin is characterized by large hydro and forestry facilities made after 1960. There are 197 hydro transversal works (dams of concrete and stone masonry). After the precipitation from July 2005 it

was observed a very clear difference in stability between the slopes that have been installed of the basin Arva and the ones that haven't been installed of the basin Valea Rea (Săcrieru R., 2008).

3.3. Particular slope processes in the Curvature Subcarpathians

The pseudo-karst of Meledic developed on salt and the salt breccia (Aquitanian), on the lefthandside slope of the Slănic River, between Valea Sării, Meledic and Jgheabu. Pseudo-karst forms such as karst depressions and lapis lies on the plateau. The internal pseudo-karst is represented by forms that are less resistant in time. In some karst depressions lakes were formed by the accumulation of precipitation water; these are fresh water lakes, because their clay- covered bottom is impervious. There is significant salt slope dynamics at Meledic due to the action of rain and wind (Fig. 7).

The mud volcanoes on the Pâclele Hills were formed in an anticline depression of an anticlinale axis, in Pontian deposits, bordered by cuestas corresponding to Dacian and Romanian formations. Mud eruption is the work of inside natural gas pression which creates mini-volcanoes (Pâclele Mari, Pâclele Mici). The dynamics of mud volcanoes is connected with precipitation, mudflows contributing to the deepening of gullies (Fig. 8).

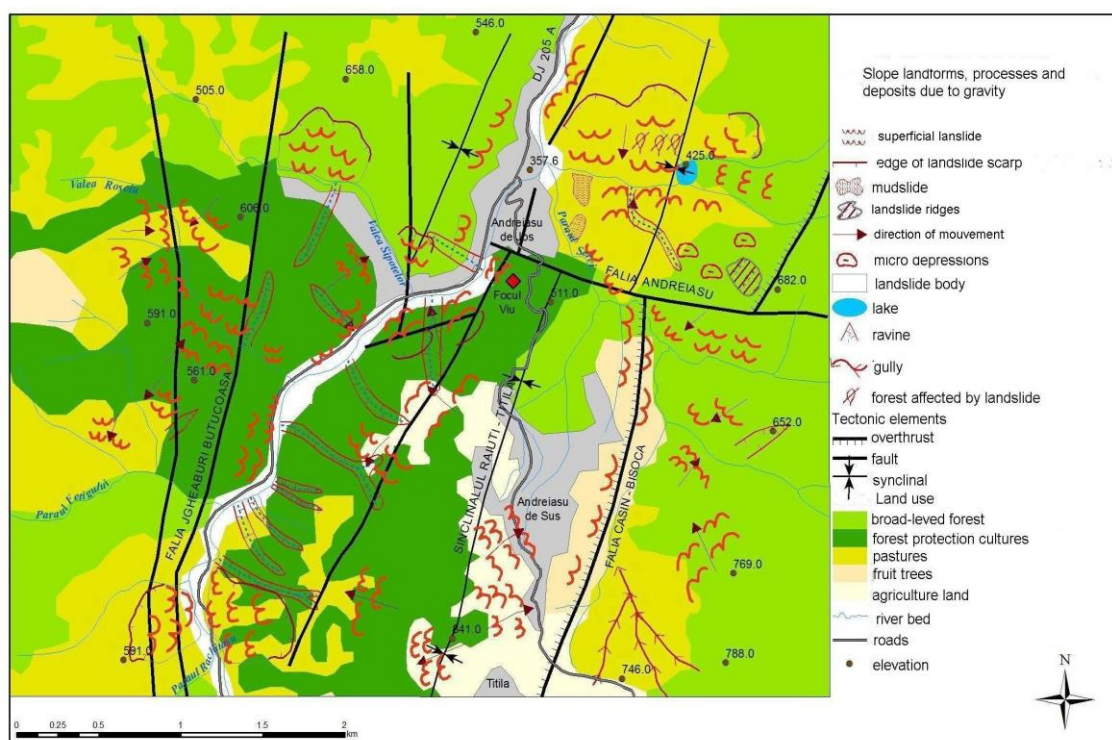


Fig. 6: Milcov basin: slope landforms and processes



Fig. 7: Meledic – salt slope modelling A) by hydric erosion B) by eolian action



Fig. 8: Mud volcanoes – A. Slope modeling by gully erosion B. The mud role in gully apparition

4. Conclusions

The geological, geomorphological and anthropic particularities enhance dynamics on the Curvature Subcarpathian slopes. The quantity of precipitation is a triggering factor of slope processes. By their torrential character, precipitation may turn slope

processes into natural hazards. Although the multiannual evolution of precipitation amounts in the Curvature Subcarpathians shows a statistically decreasing trend, yet in Breaza area landslides have become ever more frequent in the last 10 years in particular.

REFERENCES

- ABDELLAOUI A., OZER A., IELENICZ M., PĂTRU ILEANA (2005): *L' Imagerie satellitale et son usage pour delimitier les zones de glissement. Cas de la Vallée de la Prahova (Roumanie)*, Analele Universității București, Edit. Universității, 59 – 82.
- BOGDAN OCTAVIA, MIHAI ELENA, (1985): *Particularitatile precipitatiilor atmosferice din Subcarpatii Buzaului si influenta lor asupra modelarii reliefului*, in Cercetari geomorfologice pentru lucrarile de imbunatatiri funciare, Institutul de Geografie, ISPIF, Bucuresti.
- BUSUIOC A., Von STORCH H. (1996): *Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large scale circulation*, Tellus, 48A, 538-552.
- CONSTANDACHE C., NISTOR S., (2006): *Eficienta lucrarilor de impadurire a terenurilor degradate din bazinul Putnei – Vrancea în prevenirea si combaterea inundatiilor*, Revista Pădurilor, nr. 3.
- DRAGOTĂ CARMEN (2006): *Precipitațiile excedentare în România* - Edit. Academiei, 176 pp.
- GHIOCA M. (2006): *Spatial and temporal variability of romanian precipitation and river flows on winter period in connection with the North Atlantic Oscillation*, Report of the Conference on Water Observation and Information System for Decision Support BALWOIS, <http://balwois.mpl.ird.fr/balwois/>.
- GRECU FLORINA, (1999): *Potential Land Uses in the Prahova Subcarpathian Area*, in Geography within the context of contemporary development-6-7 June 1997, Cluj Univ.Press, Cluj – Napoca, 102-118.

- GRECU FLORINA, COMĂNESCU LAURA, (1998): *The dynamic state of the slopes affected by landslides in the Subcarpathian Prahova Valley Area*, in The Romanian – Italian Workshop on Landslides, Analele Universității din Oradea, tom. VIII, 103-116.
- GRECU FLORINA, COMĂNESCU LAURA, SĂNDULACHE I., (2001): *The evolution of human impact on landslides in the Prahova Valley*, Analele Universității din București, 37-45.
- GRECU FLORINA, TOROIMAC, G., DOBRE R., (2008): *Précipitations et risques naturels durant la dernière décennie dans le département de Prahova (Roumanie)*, in vol. Climat et risques climatiques en Méditerranée, Actes du colloque de Montpellier, 9- 13 septembre 2008, p. 301 – 306.
- HOEVEN van der A.G.A., MOCANU V., SPAKMAN W., NUTTO M., NUCKELT A., MATENCO L., MUNTEANU L., MARCU C., AMBROSIUS B.A.C. (2005): *Observation of present-day tectonic motions in the Southeastern Carpathians*, Results of the ISES/CRC-461 GPS measurements, Earth and Planetary Letters, 239, 177-184p.
- HYPPOLYTE J.C., SANDULESCU M. (1996): *Paleostress characterization of the 'Wallachian phase' in its type area (Southeastern Carpathians, Romania)*, Tectonophysics, 263, 235-248 p.
- SALM T., MAATTA A., ANTTILA P., RUOHO-AIROLA T. & AMNELL T. (2002): *Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates - The excel template application Makesens*, Finnish Meteorological Institute, Helsinki, 35.
- SANDU M., BĂLTEANU D. (2005): *Hazardele naturale din Carpații și Subcarpații dintre Trotuș și Teleajen. Studiu Geografic*, Editura Ars Docendi, Bucharest., 219 pp.
- SĂCRIERU R., (2008): *Bazinul morfohidrografic Milcov. Studiu geomorfologic*, Teza de doctorat, Universitatea din București.
- SĂNDULESCU M. (1984): *Geotectonica României*, Editura Tehnică, Bucharest, 450 pp.
- TOMOZEIU R, STEFAN S., BUSUIOC A. (2005): *Winter precipitation variability and large-scale circulation patterns in Romania*, Theoretical and Applied Climatology, 81, 193-201.
- TUFESCU V. (1966): *Subcarpații și depresiunile marginale ale Transilvaniei*, Edit. Științifică, București.
- *** (2005): *Ortophotoplans (Prahova Valley)*, 552-407.
- *** (1980): *Topographic maps*, scale 1: 25,000
- *** (1968): *Harta Geologică-Ploiești*, scara 1:200,000, Comitetul de stat al Geologiei, Institutul Geologic.
- *** (1968): *Harta Geologică-Brașov*, scara 1: 200,000, Comitetul de stat al Geologiei, Institutul Geologic.
- *** (1970): *Harta Geologică-Covasna*, scara 1: 200,000, Comitetul de stat al Geologiei, Institutul Geologic.

¹ University of Bucharest, Faculty of Geography, Department of Geomorphology,

² Institute of Geography, Romanian Academy

Spatial Relations in the Recent Evolution of the Deep-seated Landslide from Cheia (Cluj County)

Monica MOLDOVAN¹, Iulia PANDIA², I. RUS², Ioana SIMEA¹, V. SURDEANU²

Abstract. Deep-seated landslides represent the Transylvanian geomorphological landscape features both in magnitude and frequency. The mechanism and the morphology of those deep-seated landslides had such an impact upon researchers that S. Jakab (1981) said that those landslides are “*catastrophic moment in the slope’s evolution*”.

The landslides from Cheia are deep-seated landslides type, with an area of approximately 4 km². The individualization of this deep-seated landslide on the left slope of the Aries River is on the surprising morphology of this landslide. Through our study we plan highlighting the spatial relationships which led to the evolution of the deep-seated landslides morphology. The analysis of multi-temporal cartographic support and the correlation of our data with the field reality allowed us to identify the major changes of the deep-seated landslides forms and also to distinguish two areas that are distinct from the morphological and dynamic point of view.

Keywords: glimee, morphodynamic, Cheia

1. Site Characteristics

The landslide from Cheia is included in the deep-seated landslides category, which is a deep and massive landslide with an area of approximately 4 km², a length of 2 km and a width of almost 1,8 km.

This deep-seated landslide is near Cheia village (Cluj County), on the left side of the Aries River (see fig. 1), and is very well individualized by its morphological characteristics of the surrounding landforms: in north there is the alignment of Carierei – Hodinis – Dealul Alb Hills, on east there is Lupilor Hill and the channel of the Aries river in south. The slipped masses during the landslide came to the river bed, altering its course.



Fig. 1: Localization of the studied deep-seated landslide

The influence of the lithologic, structural, climatic, bio-pedologic and anthropogenic factors is reflected in the general appearance of the deep-seated landslide, which looks as a well developed and mature landscape.

The region lithology is represented by Pleistocene formations (sand, gravel), Sarmatian deposits (marls, sand, and gravel) and Holocene formations (sand, gravel) (Turda Geological map – 1967, scale 1:200000).

The spatial location of lithological formations has put its mark on both morphology and dynamic of the “glimee” deep-seated landslides.

So, the scarp overlaps the Pleistocene formations, the landslide body is mostly superimposed by the Volhynian-Bessarabian formations and Pleistocene formations that appear only in the south-west part, and the landslide toe overlaps the Holocene formations.

Morphologically speaking we can say that the deep-seated landslide positive forms are conical or rounded, most of them being in very advanced erosion stage.

Due to the subsidence processes, landslides and gulling processes, most of the deep-seated landslide hills are very fragmented, and so many of them are segmented into mounds. The negative forms of the deep-seated landslide – longitudinal and transverse depressions – are well individualized and occupied by temporary rivers or by permanent and/or temporary lakes. Deep-seated landslide area that we

have studied has been included to the agricultural system, and so the mounds from the landslide toe are used for crops. Also, in the past, the depressions have been used as orchards.

Just because of the strong dynamics of geomorphological processes that affect the deep-seated landslide, now the land is used for pastures and hayfields in proportion of 90%.

2. Methodology

To analyze the evolution of deep-seated landslide from Cheia we tried to identify those areas which have been most affected by the erosion and accretion processes especially in terms of spatial relation that have worked to shape the morphology of our study area. Methodological, in order to achieve more results we analyzed several cartographic documents represented at different successive temporal referential stages: the Josephine topographic maps for Transylvania (1769-1773), topographic maps, then satellite sceneries and topographical surveys to date. Of course it was assumed that the series of cartographic documents faithfully reflect the reality of the relief from the survey moment.

The morphological changes of the deep-seated landslides has been determinate based on a comparison of states recorded at different times on the cartographic and imaging documents with the present morphology of this deep-seated landslide.

3. Analysis and results

The deep-seated landslide from Cheia is a “glimee” type landslide, atypical for the consequent subtype, because it does not have parallel strings composed by hills, but has hills disposed chaotic. The chaotic disposal of the hills is due to the accelerated blocs’ fragmentation and to the chaotic movement of the blocs on the landslide bed.

Corroboration of the endogen processes, exogenous ones and the anthropic activities led to activation and reactivation of some geomorphological processes, such as: landslides, rock fall, collapse, denudation processes, torrential ones, weathering. Those processes concur to the degradation of the scarp, the hills and the depressions between the hills, having as result the badlands fields (fig. 2).

Starting with the analyse of the Josephine maps – the topographic survey of Transylvania (1769-1773), than with the topographical maps from 1962 and 1984, scale 1:25000, and 1973 scale 1:5000, we were able to observe majors differences regarding the degree of fragmentation.

Those observations caught our attention and we started some researches on the dynamic of the geomorphological processes, which shaped the deep-seated landslide up to today morphology.



Fig. 2: Mounds from Cheia “glimee” deep-seated landslide affected by weathering, erosion and rock fall

After analysing multiple longitudinal and transversal profiles over the deep-seated landslide, made on the cartographic documents, images and topographic surveys up to date, we identified the areas that have been major modified during time. Using the longitudinal profiles we could analyze not only where are located the parts that are highly shaped during time, but also to estimate by what processes and how were “transformed”. As seen in the fig. 3, there are hills that are affected by landslides and others are affected by human actions, being prepared for agriculture use.

The morphology of the “glimee” was deeply modified by erosion processes and mass movement ones, in such a way that today the hills are fragmented in several pieces (called mounds) (see fig. 4). The depressions are filled with the materials that are detached from the slopes, and so the elevation of the depressions is increasing and of the mounds is decreasing. On the other hand there are some depressions that are shaped by gulling processes, so their elevation is decreasing and the elevation of the mounds is increasing.

Sometimes the two forms (depression and mounds) are decreasing at the same time, so that part of the “glimee” is getting closer to get flatten.

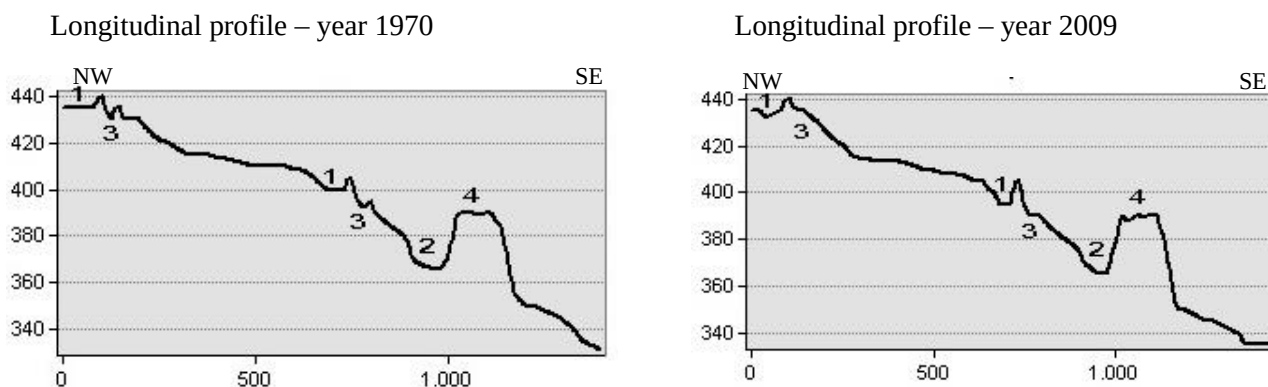


Fig. 3: Longitudinal profile over the Cheia deep-seated landslide.

Evolution of the relief forms due to the geomorphological processes (studied period 1973-2009)

1. Depressions that were clogged by materials that were coming from the slopes because of landslides, collapse;
2. Depression affected by gulling processes; 3. Hills shaped by landslides, collapse and erosion processes;
4. Hill shaped by human activities – agriculture lands.



Fig. 4: Fragmented hill from the deep-seated landslide body (2009)

Comparing the data from the topographical map, scale 1:5000 (1973), with the data from the topographic survey (2009), we identified parts that were affected by geomorphological processes that fragmented the hills (see fig.5.), and filled the negative forms.

Mechanical properties of the rocks that are in composition of the mounds (marls, sands, gravels) and the structure of those, allow the water to pass through their fissures, and so the water gets to the materials such as clays and silt, which are at the bottom, and new landslides and other processes are activated. This led to the today morphology, with many mounds that are reshaped continuously.

The geomorphological processes that shape the deep-seated landslide tend to flatten of the “glimee” landslide. Their action on the scarp of this landslide determinate the uplifting of the scarp to the interfluvies, and at the same time they reduced the slope inclination.

These actions are leading to the elimination of the scarp. Today it can barely be distinguished, because it is affected by new landslides and the

depression that one's was between the scarp and the first hills wade is almost hills by landslides that affected the scarp and the hill's slope.

Cooperation between lithology, climate and human activities has an important influence on the dynamic of the geomorphological processes.

Where are Sarmatian deposits, or at the contact between those and the Pleistocene deposits, the fragmentation is higher that where are Holocene formations. On those two parts of the “glimee” deep-seated landslide even from a morphological point of view they are different.

There for we can set bound for two areas that have different aspects regarding the morphology and morphodynamic (fig. 6).

The part that is over the Sarmatian deposits and over the contact between the Sarmatian and Pleistocene formations, represent the scarp and the most part of the landslide body. From a morphologic point of view this part is dominated by mounds, with rounded or conical shapes. Those mounds are shaped by weathering, landslides, creep, rock fall, subsidence processes and erosion processes.

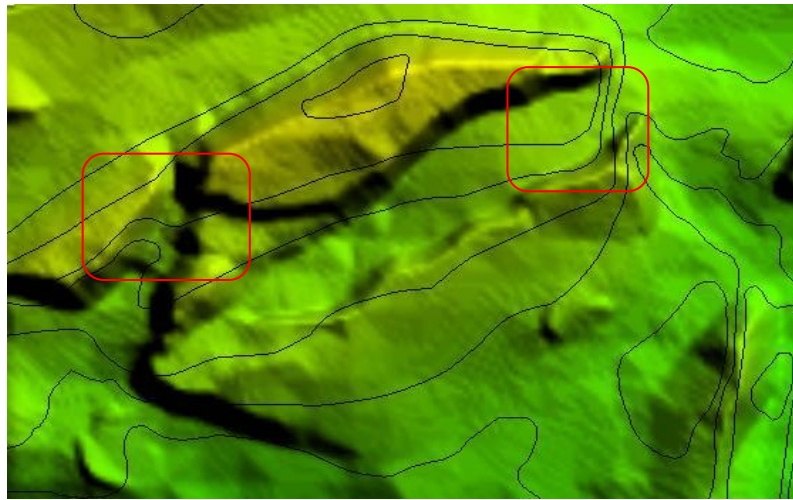


Fig. 5: Extract of the DEM from 2009 on which are overlaid the contours from 1973's map. The rectangles show the parts that were fragmented during almost 30 years

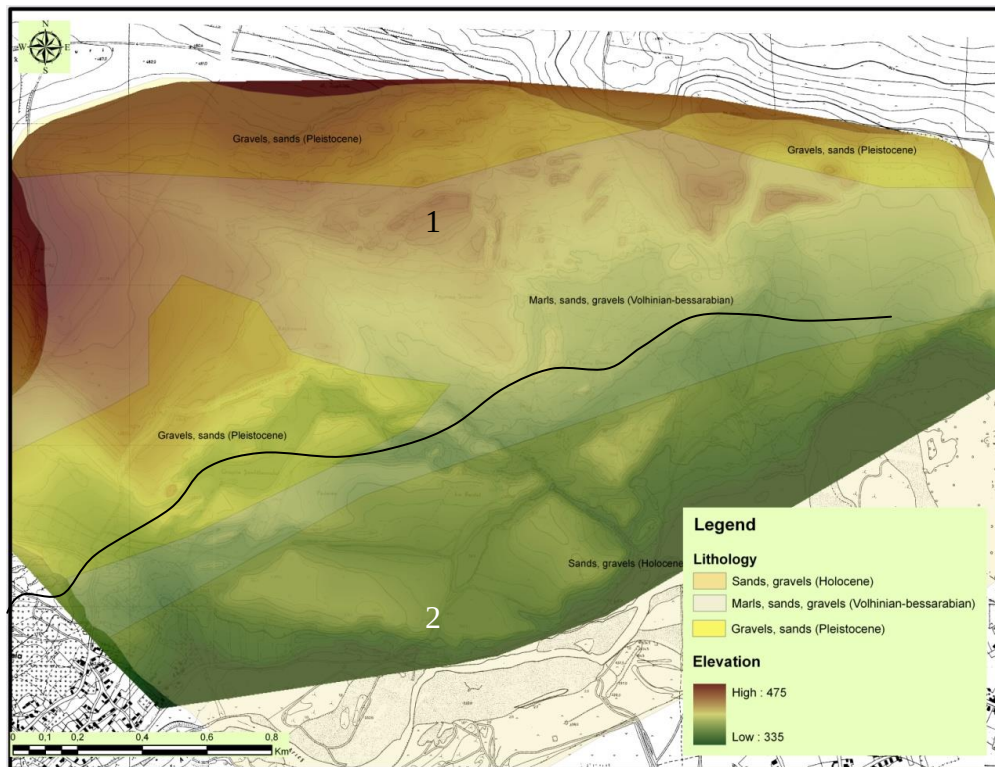


Fig. 6: Lithological sketch of the deep-seated landslide from Cheia. The limit between the two areas that have different characteristics:

1. Area with high fragmentation, on Sarmatian and Pleistocene deposits;
2. Area with low fragmentation, on Holocene deposits.

The slope inclination has values between 30-90°, and where the inclination is very high the strata are brought to daylight (fig. 7).

The depressions from this area are narrow, occupied by temporal and/or permanent lakes, and are clogged with the material coming from the slopes.

The area that is over the Holocene deposits is part of the landslide body and especially the toe,

which has reached the Aries riverbed. This area presents big blocks which are fragmented by gulling processes. Those gullies are now filled by permanent and temporary lakes. Comparing with the first area here the fragmentation is less high, and the hills are used in agricultural system. The geomorphological processes are not so active, and only a few landslides affect the ridges of the hills.

Because this part of the deep-seated landslide is used as agricultural land, the geomorphological processes are less active, and even stopped (fig. 8).



Fig. 7: Mounds fragmented that are situated in the first area, at the central part of the landslide body



Fig. 8: Hills that are less fragmented, on the toe of the landslide

Because of their morphology, this type of landslide (deep-seated landslides) has been included to the agricultural system. Regarding the evolution of land use, we observed the shift from hay land use category to vineyard category or to orchards and pastures. In the 80's, the areas of this deep-seated landslide that were suitable for arable crops have been transformed into arable land, but those which have been very affected by the geomorphological processes have been included to pastures.

So, the fact that this deep-seated landslide from Cheia is used in agricultural system can be

understood like a good thing by slowing the geomorphological processes and also can be understood as a bad thing by excessive grazing which accentuates the erosion processes.

Most recent climate changes represent a favourable factor for modelling the deep-seated landslides, especially in terms of flattening the slope affected by this kind of landslide.

4. Conclusions

By analysing the evolution of the deep-seated landslide from Cheia we identified several parts of it that are modified by different geomorphological processes, having as cause the natural and anthropic factors that pull together in order to have the morphology from nowadays. Through comparing the cartographic materials and the satellite images we can affirm that there are some parts of the deep-seated landslide that are active. The lithology plays an important role for the dynamic of the geomorphological processes, there for we were able to distinguish to different part from a morphological and morphodynamic point of view. The way in which the deep-seated landslide evolves and because of the active processes that shape the forms of "glimee", the villages that are nearby this area might be at risk. The infrastructure that they build (in 2005) on the deep-seated landslide is already affected by active landslides, so this deep-seated landslide can be reactivated.

Acknowledgements

The authors wish to thank for the financial support provided from programs co-financed by The SECTORAL OPERATIONAL PROGRAMME HUMAN RESOURCES DEVELOPMENT, Contract POSDRU 6/1.5/S/3 – „Doctoral studies: through science towards society”.

The study is part of a broader research project financed by CNCSIS.

REFERENCES

- CROZIER, M.J., (1986), *Landslides: causes, consequences and environment*. Surry Hills, Croom Helm Pub, London.
 GRECU, FLORINA, (1985), *Clasificări și tipuri de alunecări de teren din Depresiunea Transilvaniei*, Terra, anul XVII (XXXVII), nr. 2, București.
 GRECU, FLORINA, (1997), *Glimee - Induced relief modeling in Transylvanian Tableland*. Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Geografie, Cluj-Napoca

- JAKAB, S., (1981), *Modelarea versanților din Dealurile Târnavelor prin alunecări de teren*, Lucrările Conferinței Naționale pentru Știința Solului Brașov, Publicațiile Societății Naționale Române pentru Știința Solului, București.
- MAC, I., (1976), *Legea modelării selective și formarea reliefului*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai” Cluj-Napoca, Seria geologie-geografie, nr. 1.
- MAC, I., (1997), *Type of Landslides from the Transylvanian Depression with Differentiated Effects on the Morphology of the Slopes*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Seria Geographia, an XLII, nr. 1-2.
- MAC, I., IRIMUS, I. A., RAPEANU, MIRELA, (1996), *Les Glissements de Terrain de Sălicea et Aiton*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Seria Geographia, an XLI, nr. 1-2.
- MAC, I., IRIMUȘ, I. A., RÂPEANU, MIRELA, (1997), *Structural and Lithological Premises in the Genesis of Landslides in the Transylvanian Basin*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Seria Geographia, an XLII, nr. 1-2.
- MAC, I., TUDORAN, P., (1974), *Asupra conceptului „sistem de modelare a reliefului”*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai” Cluj-Napoca, Seria Geographia, an. XIX, nr. 2.
- MATEI, L., (1983), *Argilele panoniene din Transilvania*, Edit. Academiei, București.
- MORARIU T., (1970), *Glimele din Depresiunea Transilvaniei*, Revista Tribuna, tom XIV, București.
- MORARIU, T., GARBACEA, V., (1968), *Deplacements massifs de terrain de type glimee en Roumanie*, Revue Roumaine de Geologie, Geographie, Geophysique, Serie de Geographie, tome 12, nr. 1-2, Edit. Academiei, București.
- MORARIU, T., GĂRBACEA, V., (1968), *Studii asupra proceselor de versant din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai”, Seria Geologia G- Geographia, fasc. 1, 13.
- PENDEA, FL., (2005), *Paleomediile geomorfologice ale Cuaternarului superior în Depresiunea Transilvaniei (Eemian-Weichselian-Holocen)*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Univ. ”Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca.
- PETREA, D., (1998), *Pragurile de substanță, energie și informație în sistemele geomorfologice*, Ed. Universității din Oradea, Oradea.
- SURDEANU, V., (1990), *Sistemul geomorfologic al alunecărilor de teren*, Studia Univ. “Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca, Seria Geographia, vol. XXXV, nr.2.
- SURDEANU, V., (1998), *Geografia terenurilor degradate. I. Alunecări de teren*, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- SURDEANU, V., MAC, I., NICORICI, CORINA, (1998), *Procese de modelare în Depresiunea Transilvaniei*, Analele Universității Ecologice „Dimitrie Cantemir”, Târgu-Mureș, Seria Științe Socio-Umane, Studii și cercetări științifice, Secțiunea geografie, vol. III.
- TUFESCU, V., (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Edit. Academiei, București.

¹ *Investing in people!* PhD scholarship, Project co-financed by the SECTORAL OPERATIONAL PROGRAMME HUMAN RESOURCES DEVELOPMENT 2007-2013
Priority Axis 1 "Education and training in support for growth and development of a knowledge based society"

Key area of intervention 1.5: Doctoral and post-doctoral programmes in support of research.
Contract **POSDRU 6/1.5/S/3** – „DOCTORAL STUDIES: THROUGH SCIENCE TOWARDS SOCIETY”
Babeș-Bolyai University, Cluj-Napoca, Romania

² **University Babes-Bolyai, Faculty of geography, Cluj-Napoca**

L'association d'images diachroniques avec un MNA pour une meilleure interprétation des changements de paysage dans la région de Buzău (Roumanie)

K. HACHEMI¹, A. ABDELLAOUI², F. GRECU³, A. OZER⁴, M. VISAN³

Résumé. L'imagerie radar est un moyen actif permettant d'observer le territoire par tout temps indépendamment de toutes conditions météorologiques. L'image radar d'amplitude apporte, à partir de la radiométrie, des informations sur les caractéristiques diélectriques (humidité du sol, cibles métalliques, ...) et géométriques (pente locale, rugosité, orientation, ...) de la surface imagée. Les images diachroniques (composition colorée) sont le résultat d'une comparaison entre des images d'amplitude permettant d'avoir des informations du changement de la radiométrie entre différentes dates. Le MNA (Modèle Numérique d'Altitude) représente une donnée complémentaire importante pour l'analyse du territoire. L'association des deux informations (relief à partir du MNA et images amplitudes avec leurs produits dérivés), permet alors d'avoir une meilleure interprétation de l'évolution du paysage dans la région.

L'objectif de notre travail consiste à confronter ces deux informations pour interpréter les changements entre plusieurs dates d'acquisition des images d'amplitude radar (RSO) dans la région de Buzău (Roumanie), région très complexe, très humide et caractérisée par des reliefs et des terrains très accidentés avec différentes pentes ainsi qu'une végétation prépondérante. Ces trois caractéristiques rendent le problème plus complexe car ils compliquent l'interprétation du signal électromagnétique rétrodiffusé.

Nous avons pu obtenir différents résultats : (1) La réalisation des images d'amplitude et diachroniques avec une résolution de 20 m sur la période 1995 – 2005. Nous avons produit 12 couples de composition colorée de différents intervalles des satellites ERS et ENVISAT, 6 couples des images ERS entre 1995 et 1999 et 6 couples des images ENVISAT entre 2004 et 2005. (2) La réalisation d'un modèle numérique d'altitude (MNA-ERS1/2-95) de la zone d'étude avec une résolution de 20 m sur une étendue de 100 km x 100 km et une précision globale de moins de 17m. La réalisation du MNA de Buzău est obtenue à partir du couple tandem (ERS-1/ERS-2) des 28 et 29 mai 1995. L'association des images diachroniques d'amplitude avec le MNA-ERS1/2-95 nous a permis d'observer les changements de paysage. Ces changements de paysage ont des origines différentes à cause des trois types du terrain : **(a) pour la partie plate** (plaines), les changements sont dus à : (i) l'humidité -pluies- (périodes humides et périodes sèches); (ii) culture de champs (rugosité : l'intervalle de temps dépasse les 4 semaines); (iii) la végétation. **(b) pour la partie intermédiaire** (reliefs modérés, pentes orientées vers le radar), les changements sont dus aux : (i) différence de l'humidité et la végétation; (ii) petites différences d'angle d'incidence entre les différentes prises de vue surtout pour les pentes orientées vers la visée du capteur. **(c) pour la partie haute à l'ouest** (forts reliefs, reliefs accidentés), les changements sont dus aux : (i) petites distorsions qui sont dues aux différentes géométries d'acquisitions des images (prises de vues); (ii) l'humidité et la végétation. Cette association entre un MNA et des images de composition colorée (radiométrie) ne demande pas une grande précision altimétrique. Par contre, elle demande une plus grande résolution planimétrique.

Ces résultats permettent de souligner les points suivants : (1) L'image radar d'amplitude, représente mieux la surface plate (plaine de Buzău) que la surface accidentée (collines subcarpatiques et Carpates). (2) Elle donne pour la région haute des distorsions qui sont proportionnelles aux degrés des pentes. Plus la pente est raide plus la distorsion est grande. (3) Par contre, sur la zone des plaines de Buzău, la distorsion est moins importante sauf pour la distorsion qui résulte des dimensions de résolution qui n'est pas exactement identique dans les deux directions.

Mots clefs: Diachronique, Amplitude, MNA, Buzău, Radar, RSO, Composition colorée.

I. Introduction

La zone de Buzău (Roumanie) de par ses caractéristiques géologiques, géomorphologiques, géodynamiques, tectoniques et climatiques, est soumise à plusieurs risques naturels qui modifient

continuellement le paysage. Ces changements sont peu ou pas observables à partir des images satellitaires optiques. Le radar à Synthèse Ouverture (RSO) est alors un moyen efficace, rapide et peu coûteux pour étudier ces phénomènes, grâce à son fonctionnement (tout temps) et sa capacité à

exploiter l'onde radar à partir de plusieurs méthodes. Cette mesure permet d'obtenir deux informations : **(1) Energétique (radiométrie)** : Puissance émise et reçue (*grâce à l'amplitude de signal*). **(2) Temporelle (phase)** : Distance entre le capteur radar et la cible (*grâce au paramètre de la phase de l'onde enregistrée*). L'amplitude caractérise la réflectivité du pixel pour l'onde hyper fréquence. Elle est exploitable directement et comparable à l'image optique. Elle est en relation directe avec l'état de surface ; ainsi les surfaces rugueuses et humides sont représentées par une forte radiométrie ; au contraire les surfaces lisses et arides apparaissent avec des valeurs faibles de radiométrie. Les images radars d'amplitude ont été utilisées dans plusieurs domaines et à différents objectifs. Elles ont montré leurs utilités et efficacités dans : le suivi de la déforestation, la surveillance de la fonte des glaces, la lithologie dans l'environnement polaire (P. BUDKEWITSCH et al., 1996 a, b) ; l'étude et la détection des phénomènes méso-échelle en océanographie (P. LABORDE et M. DEVEAUX, 1996) ; la reconnaissance des formes, l'aménagement du territoire (J. P. RUDANT et al., 1996) ; la classification des cultures (J. BRUNIQUEL et A. LOPÈS, 1994 ; A. LOPÈS et F. SÉRY, 1997) ; la cartographie géologique (V. SINGHROY et R. SAINT-JEAN, 1999), la cartographie structurale (S. WADE, et al., 2001) ; la détection et la caractérisation des nappes d'hydrocarbure dans les mers et les océans (G. MERCIER et al., 2004) ; la cartographie du dommage urbain du aux catastrophes naturelles ou industrielles, les changements des limites côtières (K. BÂ et al., 2007) ; la cartographie de l'extension de l'inondation au moment de l'acquisition (P. A. BRIVIO et al., 2002). Les images de composition colorée ont été utilisées pour l'identification des caractéristiques optimales pour la surveillance de l'inondation dans des zones urbaines (A. MCMILLAN et al., 2006).

Les images de composition colorée d'amplitude radar (diachroniques) constituent un moyen très efficace pour le suivi dans le temps de plusieurs phénomènes naturels. Dans le cas des phénomènes hydrologiques (les crues, les inondations, etc.), elles permettent d'évaluer l'impact des inondations sur le territoire. Cependant une image satellitaire seule ne permet pas de comprendre pourquoi certaines zones sont inondées et d'autres pas ; elle ne permet pas de faire de prédictions quant aux terrains qui seront envahies par les crues et d'identifier des zones qui peuvent servir pour une évacuation rapide. Le MNA (Modèle Numérique d'Altitude) est utilisé dans la compréhension et la prédiction des phénomènes

d'inondation. Il permet de comprendre le fait que certains endroits sont inondés et d'autre pas et permet aussi d'avoir une idée sur les terrains qui seront envahis par les crues à l'aide de la géomorphologie du terrain. Il permet aussi d'identifier les zones d'évacuation. Bien que les images satellitaires aient montré leur efficacité dans le suivi des phénomènes hydrogéologiques et l'évaluation de l'impact des crues et les inondations elles seront plus efficaces en les associant à des MNA. Dans le domaine de la géomorphologie, ces images radars (diachroniques) permettent de détecter des zones humides susceptibles de connaître des glissements ; cependant, on ne peut pas prévoir avec exactitude le sens du glissement ni le volume des blocs déplacés ; le sens du glissement pourra être déduit à partir d'une carte de pentes, elle-même produite dérivée des MNA. L'association de l'image amplitude avec un MNA a montré déjà son efficacité pour déterminer l'humidité de surface du sol en zones arides et semi arides (D. TROUFLEAU et al. 1994). Les images radars peuvent donc détecter les zones humides sensibles aux mouvements du terrain (glissements de terrain, coulées de boue, ...) ; en les combinant avec les MNA, on peut prévoir avec précision la direction des glissements ou les coulées de boue dans la région. Ils donnent aussi plus d'information avec les cartes géologiques.

Le MNA joue un rôle très important dans différents domaines surtout dans le domaine de la gestion des risques naturels. Il représente une donnée très importante pour comprendre la géomorphologie d'une région. Par contre, une image amplitude radar permet d'avoir les informations instantanées de la région imagée et comme le radar c'est un outil à tout temps et toutes conditions météorologiques, la composition colorée permet d'avoir une information de changement de paysage entre deux dates différentes. La combinaison de ces deux informations, la géomorphologie du terrain, plus particulièrement du pixel, confrontée aux images de compositions colorée à des différentes périodes traduites par le changement de la radiométrie du pixel entre deux dates, permet d'avoir une meilleure interprétation de paysage dans la région.

Les objectifs de cette étude sont de montrer l'utilité de : (1) l'imagerie radar RSO (SAR) pour l'analyse des changements du paysage entre différentes dates d'acquisitions dans la région subcarpatique de Buzau ; (2) la technique d'interférométrie InSAR pour la réalisation du MNA de Buzau ; (3) l'association d'images diachroniques avec un MNA pour une meilleure

interprétation des changements de paysage dans la région de Buzau (Roumanie). Le but principal de notre travail consiste à confronter ces informations pour bien interpréter les changements entre plusieurs dates d'acquisition des images radar dans la région de Buzau (Roumanie). Pour atteindre cet objectif, nous allons réaliser un MNA de 20 m de résolution et des images de composition colorée de 20 m de résolution des différentes dates entre 1995 à 1999 pour les images ERS et 2004 à 2005 pour les images ENVISAT.

II. La zone d'étude et données utilisées

II.1. Localisation et caractéristiques de la zone d'étude

La zone d'étude se trouve dans les Carpates Orientales extérieures, précisément dans la Courbure Subcarpatique (Figure 1). Cette situation est le siège de fréquents phénomènes comme les coulées de boue, les inondations, les séismes et les glissements de terrain. La vallée de Buzau (exactement dans l'axe anticlinal où se localise la combe) est aussi connue par la présence des volcans de boue qui sont dus à la remontée des gaz en provenance des couches pétrolifères d'une profondeur allant de 200 à 300 m. Cette zone d'étude se délimite par les coordonnées géographiques suivantes : latitude du sud au nord : $44,813^{\circ}/45,926^{\circ}$; longitude de l'ouest à l'est : $26,089^{\circ}/27,614^{\circ}$. Cette zone d'étude se caractérise aussi par : (1) une zone plate, qui est représentée par

les plaines de Buzau située à l'est ; altitudes moyennes entre 30 à 80 m ; (2) une partie haute représentée par les Subcarpates et les Carpates à l'ouest, et qui se caractérise par : (i) une partie intermédiaire avec des altitudes allant de 300 à 400 m ; (ii) une partie haute avec des altitudes supérieures à 1000 m.

Les trois zones de reliefs du terrain de la zone d'étude peuvent avoir différentes réponses du signal radar rétrodiffusé vers le capteur : (1) un terrain plat correspond aux plaines de Buzau à l'est ; (2) une zone intermédiaire pentes orientées vers la visée du radar ; (3) une zone très accidentée entre les subcarpatiques et les Carpates à l'ouest.

II.2. Le choix de la zone d'étude

Le choix de la zone d'étude est justifié par la fréquence élevée des risques naturels ainsi que par les déformations qui peuvent être produites par ces différents phénomènes. Cette zone est riche de plusieurs types de déformations : déformations liées aux glissements de terrain accélérés par les inondations et les tremblements de terre ; déformations liées aux coulées de boue ; déformations liées aux séismes ; déformations liées aux petites activités bouillonnantes dues aux gaz des volcans de boues ; déformations liées à la subsidence urbaine suite au pompage d'eau et à l'exploitation pétrolière ; déformations liées à la subsidence de la plaine Calmatui-Buzau où la profondeur de la nappe phréatique est de 1 à 2 m.

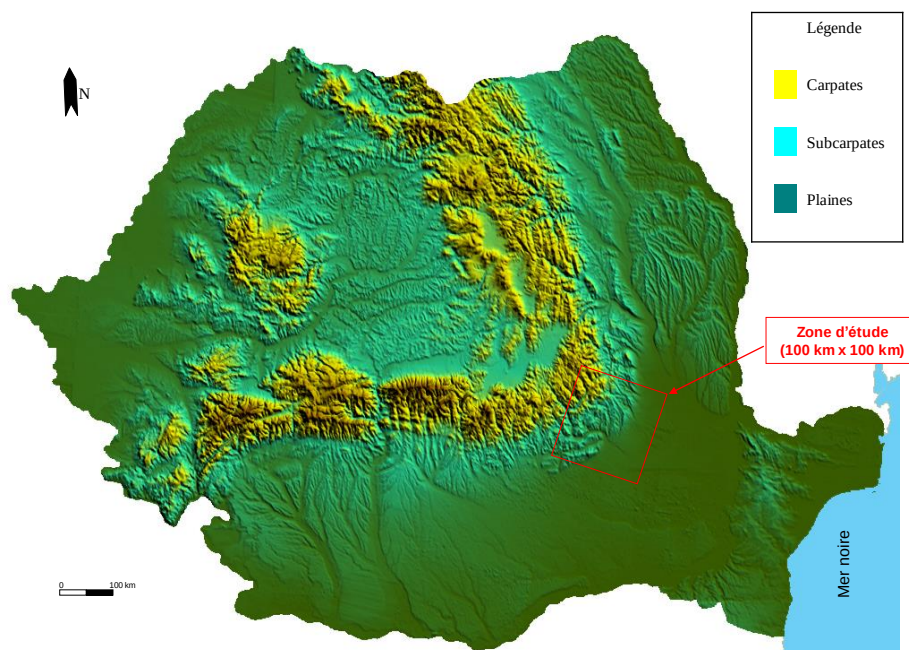


Fig. 1 : La zone d'étude (Localisation et caractéristiques de la zone d'étude)

II.3. Les données utilisées

Les données utilisées sont des données Radar (Image RSO (SAR)) de types SLC (Single Look Complex) données Complexe Mono Vue, des satellites : ERS-1, ERS-2 et ENVISAT. Ces données SLC utilisées, ont été traitées par compression d'impulsion en direction radiale en distance et par la synthèse d'ouverture RSO (SAR) en direction azimutale à partir du même centre de traitement et d'archivage (UK-PAF). L'acquisition des images est descendante (acquisition de jour) avec polarisation V/V et bande «C » de longueur d'onde 5,56 cm.

Pour cette étude, nous avons utilisé 8 images radar RSO (SAR) SLC :

- 4 images mono vues complexes (ERS) : une image du satellite ERS-1 et trois images du satellite ERS-2, où 1 couple tandem (ERS-1 et ERS-2). Les dates d'acquisition de ces images ERS sont respectivement : 28 et 29 mai 1995, 17 Juin 1996 et 29 novembre 1999 ;
- 4 images ENVISAT : deux en 2004 (octobre et décembre) et deux en 2005 (janvier et avril).

Ces images ont respectivement 26460 lignes et 4900 colonnes pour ERS et 26890 lignes et 5178 colonnes pour ENVISAT. Elles couvrent une surface de (100km x 100km) avec une résolution de 4m (en azimut) et 20m (en distance).

Le tableau suivant (n°1) synthétise les caractéristiques de ces images.

Tableau n°1:

Images Amplitude			
Dates	Orbites	DATUM	Centre image (Lat. / Long)
ERS			
28-05-1995	20221	GEM6	(45,377/ 26,802)
29-05-1995	548	GEM6	(45,387/ 26,807)
17-06-1996	6059	GEM6	(45,386/ 26,806)
29-11-1999	24095	GEM6	(45,385/ 26,832)
ENVISAT			
18-10-2004	13774	WGS84	(45,404/26,895)
27-12-2004	14776	WGS84	(45,419/ 26,904)
31-01-2005	15277	WGS84	(45,434/26,911)
28-05-1995	16279	WGS84	(45,460/ 26,916)

III. Méthodologie et résultats

La méthodologie optée dans cette étude est basée sur les trois étapes suivantes : (1) La réalisation des images d'amplitude et diachroniques (compositions colorées) avec une résolution de 20 m à des différentes dates d'acquisition (1995-2005), montrant les changements de paysage ; (2) La réalisation d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de la zone d'étude avec une résolution de 20 m sur une étendue de 100 km x 100 km et une précision globale de moins de 17m ; (3) L'association des images diachroniques avec le MNA-ERS1/2-95 réalisé. Grâce aux traitements réalisés, nous avons pu obtenir différents résultats.

III.1. Composition colorée

Nous avons produit 12 couples de composition colorée de différents intervalles avec la résolution 20 m des satellites (ERS et ENVISAT) (voir figures n°2 et 3).

Nous avons réalisé les compositions colorées par couple en affectant le vert à l'image la plus ancienne et le rouge à l'image la plus récente. Nous obtenons ainsi la couleur de chaque pixel de l'image résultante par la combinaison suivante :

$$c_{(p)} = a_{(p)} [V] + b_{(p)} [R].$$

Où $a_{(p)}$ et $b_{(p)}$ représente respectivement des valeurs dépendant de l'intensité du signal du pixel pour la composante la plus ancienne et la plus récente.

Ainsi pour un pixel apparaissant en noir dans l'image 1 (intensité du signal égale à 0) et en blanc dans l'image 2 (intensité du signal égale à 1), nous avons :

$$a_{(p)} = 0 \text{ et } b_{(p)} = 1 \text{ d'où } c_{(p)} = [R] \rightarrow \text{le pixel apparaît « rouge »}$$

Le tableau suivant (n°2) résume les cas extrêmes pouvant être obtenus :

Tableau n°2 :

Les cas extrêmes des couleurs résultantes de la composition colorée			
a\b	0	$0 < \beta < 1$	1
0	Noir		Rouge
$0 < \alpha < 1$	Couleurs intermédiaires entre le vert et le rouge		
1	Vert		Jaune

La légende suivante montre les clés d'interprétation de ces images de composition colorée.

<i>Clés d'interprétation des images diachroniques</i>	
	<i>Signal faible en 1er date et fort en 2ème date</i>
	<i>Signal fort en 1er date et faible en 2ème date</i>
	<i>Signal fort dans les deux dates (pas de changement)</i>
	<i>Signal faible dans les deux dates (pas de changement)</i>

- **Images diachronique (composition colorées) ERS :**

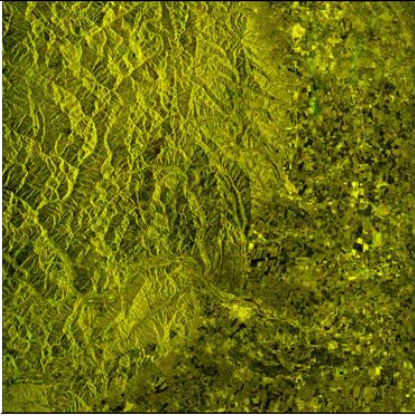
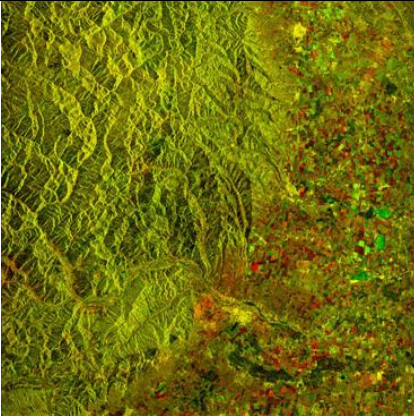
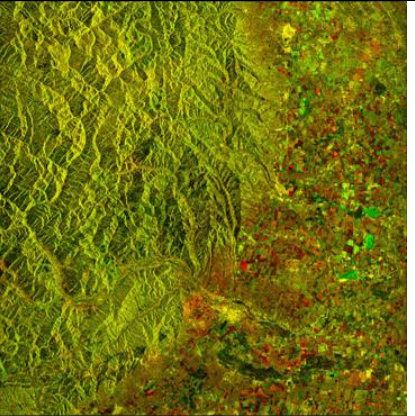
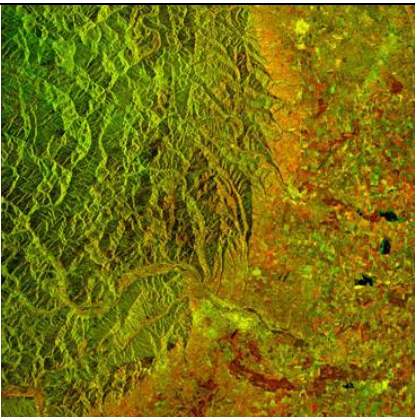
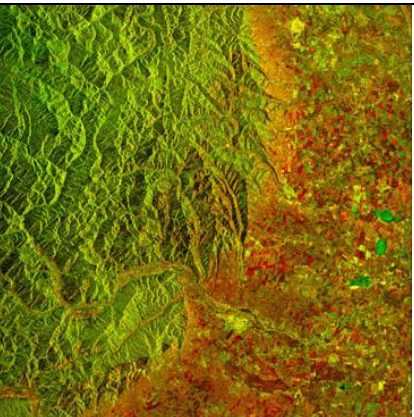
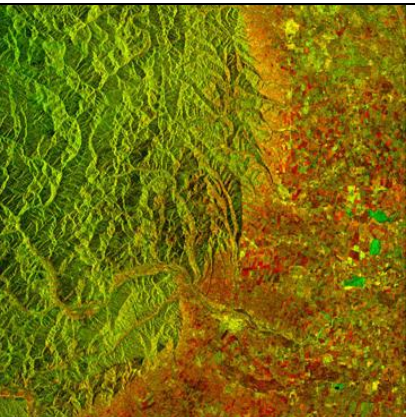
Images de composition colorées de résolution 20 m de tous les couples traitées :		
Couples ERS :		
		
a) Couple tandem 28/05/1995 et 29/05/1995 des orbites (20221 et 548), d'1 jour d'intervalle.	c) Couple 29/05/1995 et 17/06/1996, des orbites (548 et 6059), de 385 jours d'intervalle.	d) Couple 28/05/1995 et 17/06/1996 des orbites (20221 et 6059), de 386 jours d'intervalle.
		
b) Couple 17/06/1996 et 29/11/1999, des orbites (6059 et 24095), de 1260 jours d'intervalle.	e) Couple 29/05/1995 et 29/11/1999, des orbites (548 et 24095), de 1645 jours d'intervalle.	f) Couple 25/05/1995 et 29/11/1999, des orbites (20221 et 24095), de 1646 jours d'intervalle.

Fig. 2

- Images diachronique (composition colorées) ENVISAT :

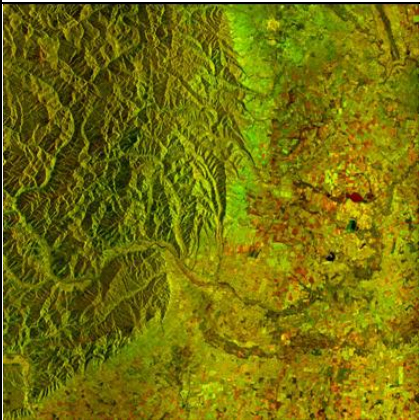
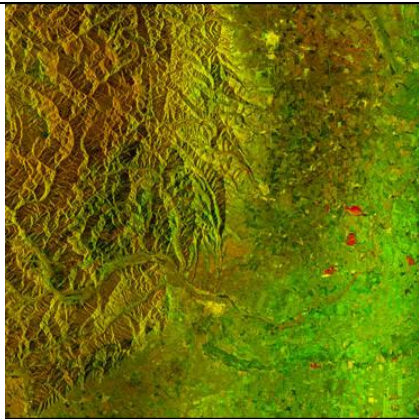
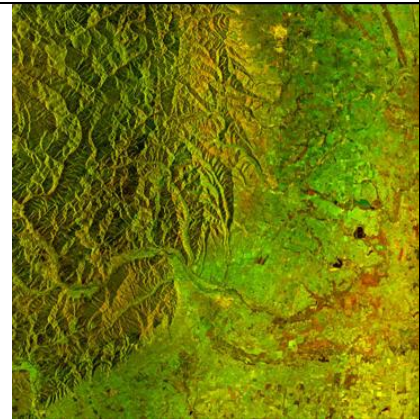
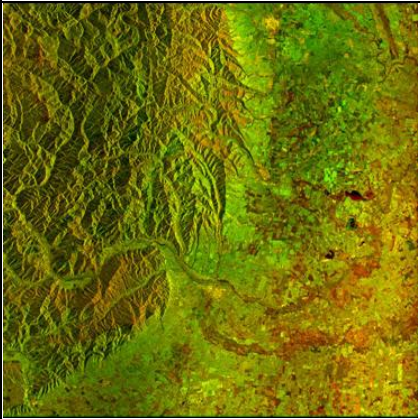
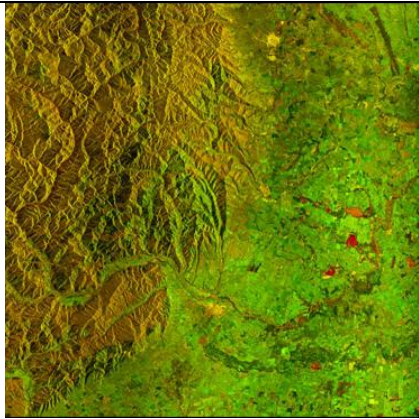
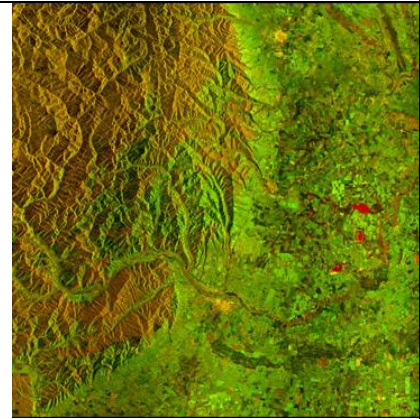
Couples ENVISAT :		
		
a) Couple 18/10/2004 et 27/12/2004, des orbites (13774 et 14776), de 70 jours d'intervalle.	b) Couple 31/01/2005 et 11/04/2005, des orbites (15277 et 16279), de 70 jours d'intervalle.	e) Couple 27/12/2004 et 31/01/2005, des orbites (14776 et 15277), de 35 jours d'intervalle.
		
c) Couple 18/10/2004 et 31/01/2005, des orbites (13774 et 15776), de 105 jours d'intervalle.	d) Couple 27/12/2004 et 11/04/2005, des orbites (14776 et 16279), de 105 jours d'intervalle.	f) Couple 18/10/2004 et 11/04/2005, des orbites (13774 et 16279), de 175 jours d'intervalle.

Fig.3

III.2. Réalisation du MNA de la région de Buzău

III.2.1. La technique utilisée

Les MNA peuvent être produits par plusieurs techniques : levés topographiques directs sur le terrain (grande précision, très couteuse et énormément de temps de réalisation) ; LIDAR (Light Detection and Ranging) plus précise (20 à 60 cm) et très couteuse ; photogrammétrie ; stéréoscopie (deux images optiques) ; radargrammétrie (deux images radars) ; radarclinométrie (une image radar) ; interférométrie radar (InSAR) etc. C'est la technique de l'interférométrie topographique (InSAR) qui a été utilisée pour l'obtention du Modèle Numérique d'Altitude (MNA) de cette

région de Buzău. C'est pour la réalisation d'un MNA (Modèle Numérique d'Altitude) que l'interférométrie radar RSO (InSAR) a été proposée pour la première fois par Graham (1974) ; elle a été relancée en 1986 par ZEBKER et GOLDSETEIN (1986). C'est à partir du lancement du satellite européen ERS-1 (1991) suivi du satellite ERS-2 (1995), et avec la disponibilité des couples tandems d'intervalle 24 heures que cette technique a connu un véritable essor. Elle s'est couronnée en février (2000) par la mission SRTM qui a abouti à l'élaboration d'un DEM global pour presque 80 % de la surface de la Terre (résolution 30 m).

Pour la réalisation d'un MNA (DEM), il faut utiliser deux images radars complexes de la même

scène prises à deux positions différentes ; c'est de l'effet stéréoscopique en images optiques (C.R. Guarino, 1994). Ces deux images radar SAR doivent être acquises lors de deux passages voisins du satellite ou avec une plate forme à deux antennes différentes, équivalent à deux positions différentes. La configuration utilisée qui a servi à la génération du MNA (DEM) de Buzau est en mode multi-passe. Cela ressemble à une configuration stéréo : deux capteurs SAR sur des orbites parallèles (ERS-1 et ERS-2) regardent la surface (scène) avec deux directions légèrement différentes. La séparation de la distance est appelée la Baseline «B», sa composante perpendiculaire joue un rôle très important dans le calcul de l'interférogramme. Elle donne les distances entre le radar et la cible pour chaque pixel de surface imagée. Pour cela, il faut générer des interférogrammes qui traduisent la différence de phase entre deux images radar de la même scène, considérant les autres termes constants entre les deux prises de vue. Il faut alors utiliser deux scènes radar, avec des conditions de prises de vues les plus similaires possible. L'une des deux scènes étant prise pour référence dans les calculs (scène Maître), l'autre est utilisée pour calculer par comparaison la différence de phase (interférogramme) et la cohérence indicatrice du degré de fiabilité des mesures de la phase (Voir figures n°4-a et 4-b). Grâce aux couples tandem des satellites ERS-1 et ERS-2, et leur intervalle de passage sur la même scène qui correspond à un jour (24h), ce mode est plus souvent utilisé car la décorrélation temporelle ne représente pas un handicap sauf dans le cas où il y a un phénomène qui se manifeste dans une période courte de 24 heures. Par contre, ce mode a comme inconvénient les artefacts atmosphériques qui ne peuvent pas être éliminés car ne sont pas les mêmes entre les deux périodes de prise de vue, ce qui induira nécessairement des erreurs.

III.2.2. La précision du MNA (MNA-ERS1/2-95) réalisé

Les MNA produits par Interférométrie InSAR ont généralement une bonne précision. La qualité d'un MNA produit à partir d'images ERS-1 peut atteindre une précision altimétrique de 3 m en moyenne quadratique. Cette précision est cependant conditionnée par les artefacts et la variation de cohérence [S. SYLVANDER et P. GIGORD, 1995]. Dans quelques régions (40 km x 40 km) de

l'Alaska et le Sud-Ouest des Etats-Unis, les précisions ont put atteindre moins de 5 m en utilisant également des données ERS-1 [H. A. ZEBKER et al., 1994]. Les MNA réalisés par l'interférométrie radar InSAR sont plus précis que les MNA obtenus par la méthode de stéréoscopie optique (images SPOT) (E. RENAUDIN, 2000). Les précisions peuvent aller de 3 à 20 m des MNA réalisés à partir du couple tandem (ERS-1 et ERS-2) avec une résolution de 24 m pour la plupart des régions, excepter les régions avec végétation considérable ou variabilité de l'humidité (T. TOUTIN et L. GRAY, 2000).

La réalisation du MNA de Buzau (Voir figures n°4-e et 4-f) est obtenue à partir du couple tandem ERS1/ERS-2 (28/29-05-1995). Ce couple a montré une meilleure cohérence dans l'ensemble de la scène imagée (Voir figure n°4-b). Il faut noter que la précision est différente dans les trois parties de la scène (Plaine, Intermédiaire et Reliefs) : (1) partie plaine (Plate), la précision est en moyenne entre 2 et 5 m ; (2) partie intermédiaire (reliefs modérés orientés vers le radar), la précision est en moyenne entre 5 et 15 m ; (3) partie de reliefs (haute), la précision a dépassé en moyenne les 35 m, elle est difficile à estimer (varie beaucoup d'un pixel à un autre). Si on divise la scène imagée en trois nous obtiendrons 2/3 Plaine, 1/3 intermédiaire et 1/3 Reliefs. La précision globale est donc de l'ordre de 17 m pour toute la scène (100 x 100 km).

Les sources d'erreurs sont dues principalement : (1) aux changements des conditions atmosphériques entre les deux passages des satellites où l'allongement dans ce cas ne dépasse pas les 4,5 m ; (2) aux phénomènes Overlay et Occultation qui sont : (i) sensibles aux zones montagneuses ; (ii) zone d'occultation (pente descendante angle avec l'horizontal $\alpha > 90^\circ$) traduit une perte d'information (trou dans le MNA, pas une fausse information), phénomène moins fréquent que l'overlay ; (iii) l'overlay fournit une information fausse dans le cas des pentes supérieures à 67° ; (3) aux erreurs associées au filtrage utilisé pour faciliter le déroulement de la phase qui dans ce cas sont estimées (filtre Goldstein de degré compris entre 0,2 et 1), à 2 m dans les zones plates et à 4 m environ dans les reliefs.

La figure n°4 présente les principaux produits d'interférométrie InSAR générés par le logiciel DORIS pour la réalisation du MNA de Buzau.

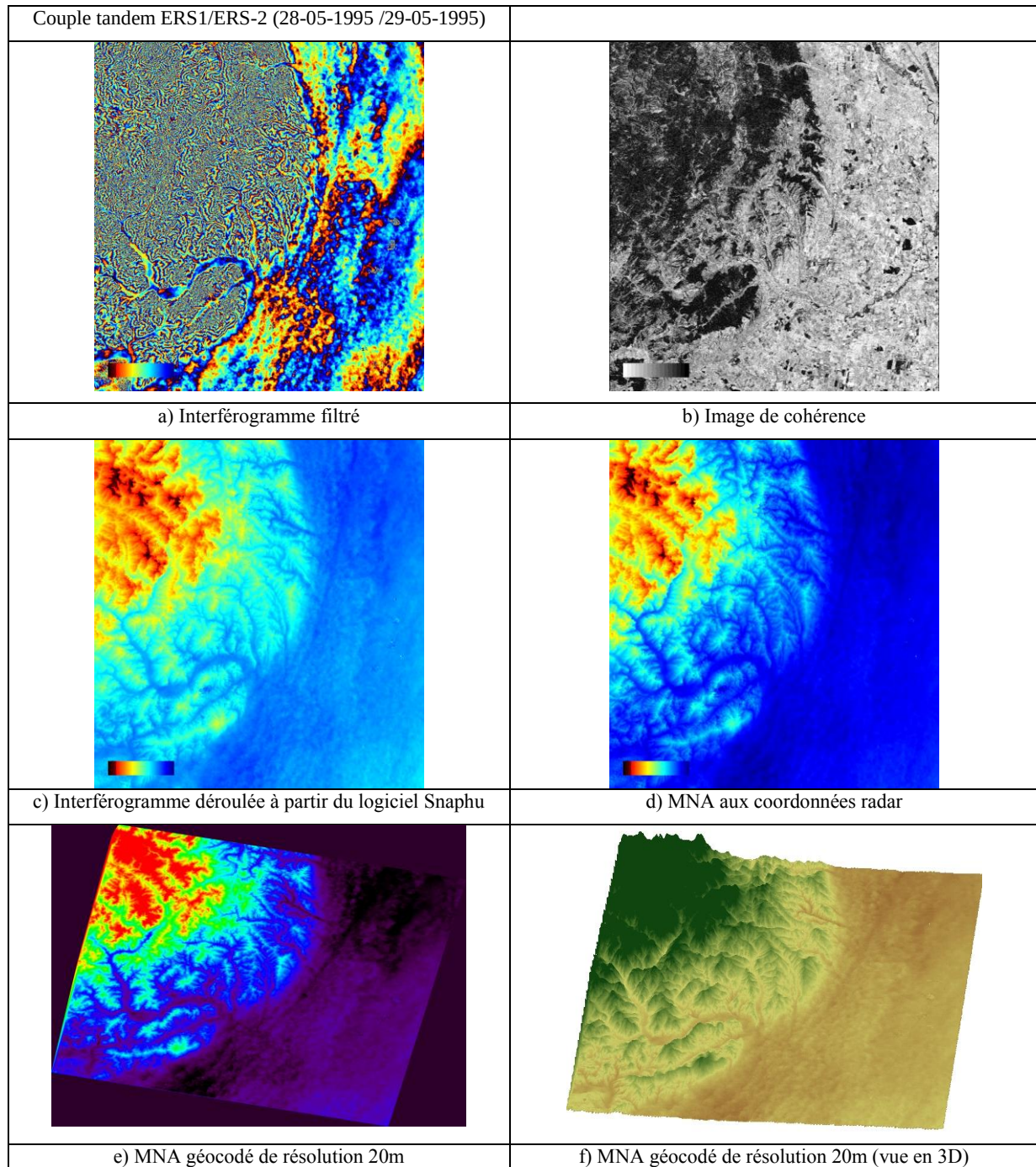


Fig. 4

III.3. Association des compositions colorées avec le MNA-ERS-1/2-95

Nous avons réalisé les compositions colorées par couple en affectant le rouge et le bleu à l'image la plus ancienne et le vert à l'image la plus récente. Nous obtenons ainsi la couleur de chaque pixel de l'image résultante par la combinaison suivante :

$$c_{(p)} = a_{(p)} [R+B] + b_{(p)} [V].$$

Où $a_{(p)}$ et $b_{(p)}$ représente respectivement des valeurs dépendant de l'intensité du signal du pixel

pour la composante la plus ancienne et la plus récente. La combinaison du Rouge et du Bleu donne le Violet.

Ainsi pour un pixel apparaissant en noir dans l'image 1 (intensité du signal égale à 0) et en blanc dans l'image 2 (intensité du signal égale à 1), nous avons :

$$a_{(p)} = 0 \text{ et } b_{(p)} = 1 \text{ d'où } c_{(p)} = [R+B] \rightarrow \text{le pixel apparaît « Violet »}$$

Le tableau suivant (n°3) résume les cas extrêmes pouvant être obtenus :

Tableau n°3

Les cas extrêmes des couleurs résultantes de la composition colorée			
a\b	0	$0 < \beta < 1$	1
0	Noir		Vert
$0 < \alpha < 1$	Couleurs intermédiaires entre le vert est le rouge		
1	Violet		Jaune

Nous avons associé les images de composition colorées (résolution 20 m) avec le MNA-ERS-1/2-95 (résolution 20 m) de tous les couples traitées (voir figure n°5 et 6). La légende suivante

montre les clés d'interprétation de ces images de composition colorée.

Clés d'interprétation des images diachroniques

- Signal faible en 1er date et fort en 2ème date
- Signal fort en 1er date et faible en 2ème date
- Signal fort dans les deux dates (pas de changement)
- Signal faible dans les deux dates (pas de changement)

- Les Couples d'images du satellite ERS

Couples ERS :

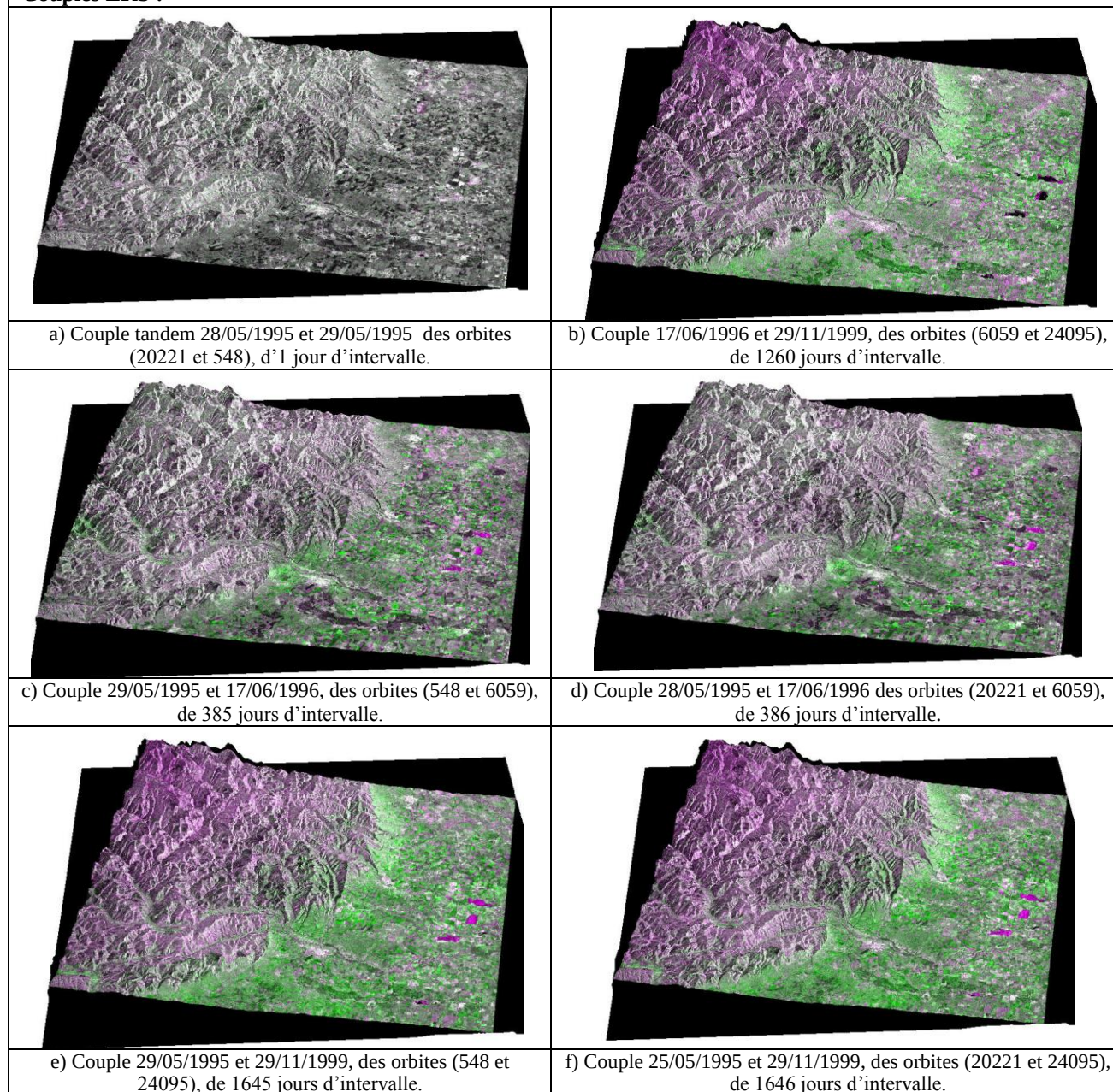


Fig. 5

- Les Couples d'images du satellite ENVISAT

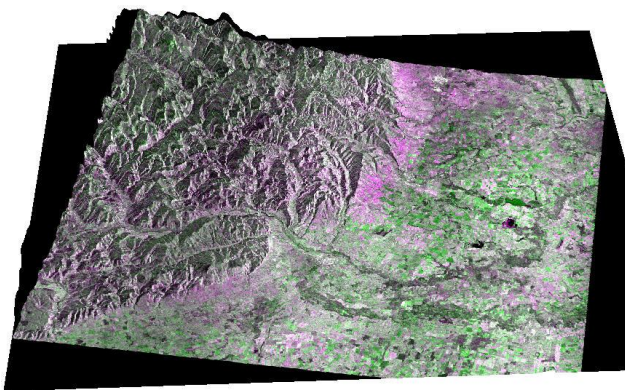
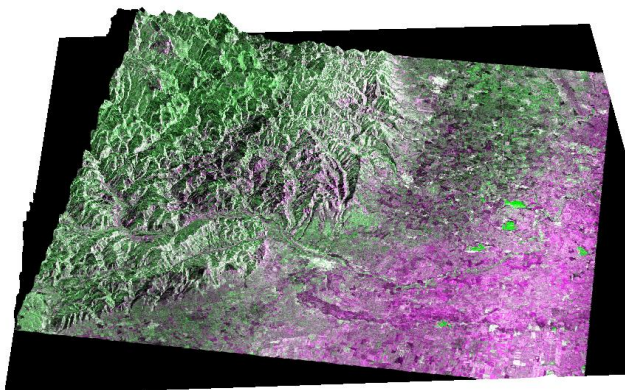
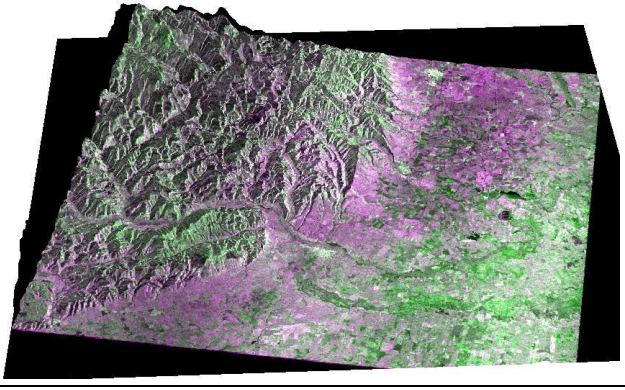
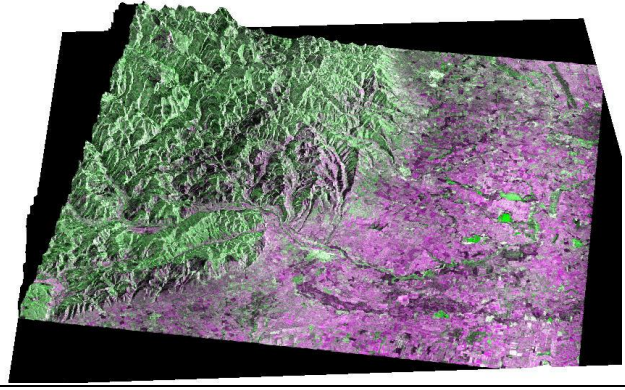
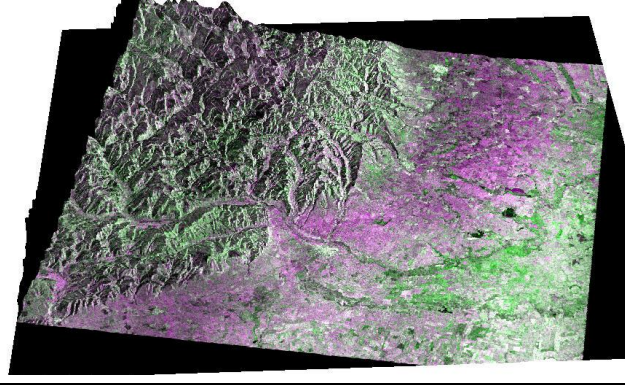
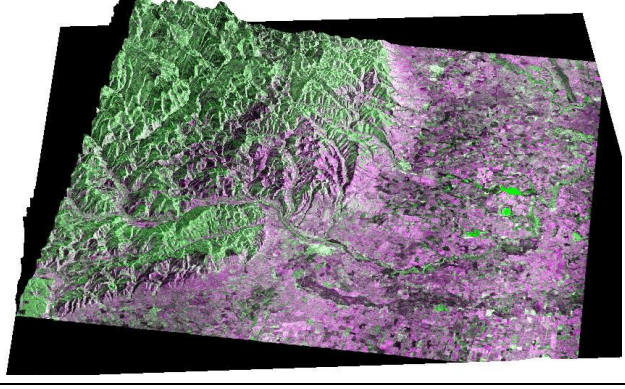
Couples ENVISAT :	
	
a) Couple 18/10/2004 et 27/12/2004, des orbites (13774 et 14776), de 70 jours d'intervalle.	b) Couple 31/01/2005 et 11/04/2005, des orbites (15277 et 16279), de 70 jours d'intervalle.
	
c) Couple 18/10/2004 et 31/01/2005, des orbites (13774 et 15776), de 105 jours d'intervalle.	d) Couple 27/12/2004 et 11/04/2005, des orbites (14776 et 16279), de 105 jours d'intervalle.
	
e) Couple 27/12/2004 et 31/01/2005, des orbites (14776 et 15277), de 35 jours d'intervalle.	f) Couple 18/10/2004 et 11/04/2005, des orbites (13774 et 16279), de 175 jours d'intervalle.

Fig. 6

IV. Interprétation et discussions

L'interprétation de ces images radar SAR nous a permis de distinguer nettement trois parties bien différenciées : une partie plate d'altitude allant de 30 à 80m (agriculture et foyers urbains), une partie intermédiaire d'altitude moyenne allant entre 300 et 400m (zone de glacis avec une bonne réflexion suite

à leur orientation vers la visée du radar et leurs très faibles pentes ($\alpha < 23^\circ$)) et une partie de relief d'altitude allant de 850 à 1500m (partie des Subcarpates et Carpates de Courbure de la région de Buzau). Cette partie comprend la limite entre les Carpates de Courbure et les Subcarpates, les deux volcans de boue (Paclele Mari et Mici) Sud et Nord, une faille, des zones de glissements de terrain,

et la rivière de Buzau au Sud des deux volcans de boues.

Les principaux éléments du paysage sont bien identifiés (Voir figure n°7). En zone de plaine, les lacs sont bien visibles, notamment quand ils sont remplis d'eau en absence de vent « fort » (apparence en noir, caractéristique d'une surface lisse). Les parcelles sont bien distinguées à cause de leur différence de rugosité. Les villes apparaissent en blanc traduisant une forte rétrodiffusion du signal (les coins sont très réflecteurs ainsi que les toits des maisons à cause du matériau de couverture). En zone de relief, il y a également une forte rétrodiffusion du signal ; on notera également la déformation de l'apparence du paysage : en particulier apparence d'un « cordon » en dessous de la région des volcans de boue.

Concernant le résultat d'association des compositions colorées avec le MNA-ERS-1/2-95 : l'image radar d'amplitude représente mieux la surface plate (Plaine de Buzau) que la surface accidentée (collines subcarpatiques et Carpates). Elle donne pour la région haute des distorsions qui sont proportionnelles aux degrés des pentes. Plus la pente est raide plus la distorsion est grande. Par contre, sur la zone des plaines de Buzau, la distorsion est moins importante sauf pour la distorsion qui résulte des dimensions de résolution qui n'est pas exactement identique dans les deux directions.

Les changements de paysage observés dans le terrain ont des origines presque différentes à cause des trois types du terrain imagé : dans la **partie plate** (plaines), les changements sont dus à : (1) humidité – pluies – (périodes humides et périodes sèches) ; (2) culture de champs (rugosité : l'intervalle de temps dépasse les 4 semaines) ; (3) végétation. Dans la **partie intermédiaire** (Reliefs modérés, pentes orientées vers le radar), les changements sont dus aux : (1) différences de l'humidité et la végétation ; (2) petites différences d'angle d'incidence entre les différentes prises de vue surtout pour les pentes orientées vers la visée du capteur. Dans la **partie haute** à l'Ouest (Forts reliefs, reliefs accidentés), les changements sont dus aux : (1) petites distorsions qui sont dues aux différentes géométries d'acquisitions des images (prises de vues) ; (2) l'humidité et la végétation.

Le principal but de la réalisation du MNA de Buzau c'était de l'associer avec des images de composition colorée (diachroniques). Cet objectif ne demande pas une grande précision altimétrique. Par contre, il demande une plus grande résolution planimétrique possible. La réalisation du MNA de Buzau a été obtenue à partir du couple tandem. Le seul couple qu'a montré une meilleure cohérence dans l'ensemble de la scène imagée (100 km x 100 km).

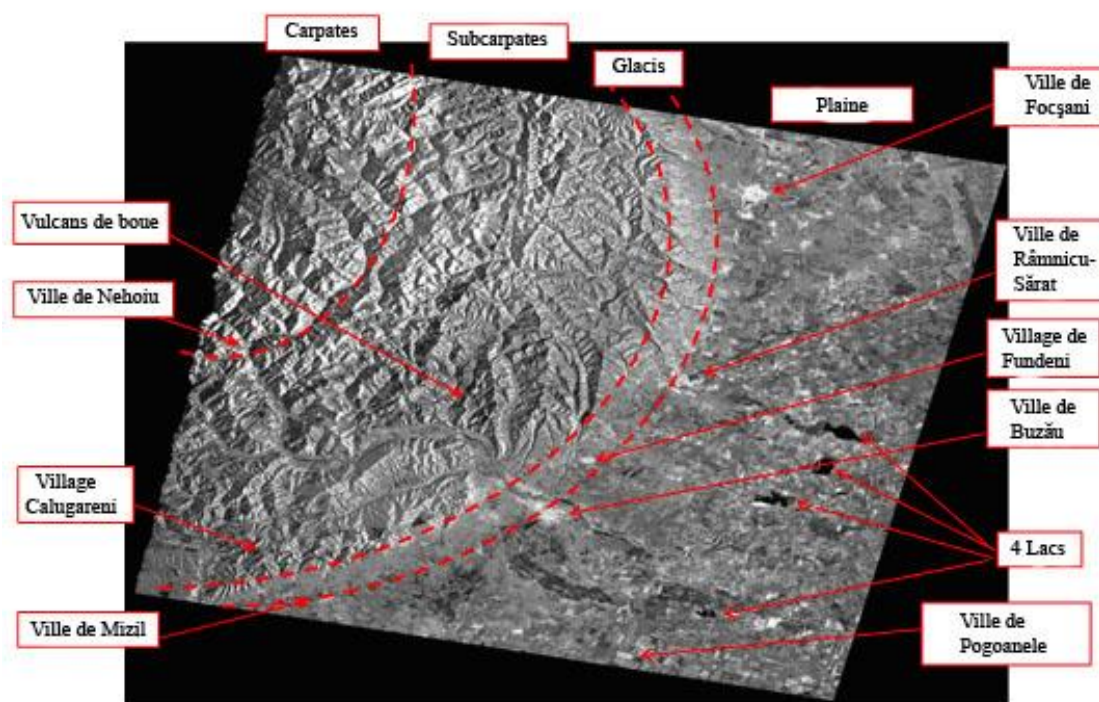


Fig.7: Image radar d'amplitude géoréférencée de la zone d'étude

Les avantages du MNA de Buzau (MNA-ERS-1/2-95) réalisé dans cette étude par la technique d'interférométrie (InSAR) sont : (1) le grand gain de temps de la réalisation du MNA qui offre un gain important en comparaison à d'autres méthodes ; (2) la précision relative comparée aux surfaces balayées (100 km x 100 km avec une précision de l'ordre de quelques mètres). Cette bonne résolution de 20 m et la précision (terrain plat < 5m) représentent un acquis pour les études géomorphologiques ; (3) ce MNA sera amélioré au fur et à mesure sur les zones considérées intéressantes par segmentation ; (4) il sera utilisé comme un MNA de référence pour des petites zones après amélioration en qualité dépendant de la connaissance de la zone à petite échelle par exemple 10 x 10 km car la bonne résolution le permet ; (5) la morphologie que représente ce MNA-ERS1/2, reflète la réalité du terrain ce qui est intéressant pour l'étude des risques géomorphologiques comme les glissements de terrain et le suivi des coulées de boue malgré l'existence des imprécisions altimétriques.

V. Conclusion

L'objectif de ce travail était de montrer l'utilité de l'association des images diachroniques avec le MNA réalisé par la technique d'interférométrie (InSAR) pour l'analyse des changements du paysage dans la région subcarpatique de Buzau (Roumanie). Nous avons associé plusieurs couples d'images séparées par des intervalles de temps différents pendant lesquels nous avons essayé de détecter et d'interpréter les changements. Nous avons pour cela utilisé l'amplitude du signal radar rétrodiffusé entre différentes dates d'acquisitions des images des satellites ERS et ENVISAT. Nous avons produit des images composites associant des scènes séparées par des intervalles d'1 à 1646 jours.

Nous avons testé cette technique dans une région très complexe subcarpatique de Buzau. Cette région est considérée comme une zone très humide et caractérisée par des reliefs, par des terrains très accidentés avec différentes pentes ainsi qu'une végétation prépondérante. Nous avons pu détecter des changements de paysage et en interpréter les causes probables. Nous avons pu élaborer un MNA assez précis. L'analyse de la phase, nous a permis de constater que la phase atmosphérique est dominante

dans les interférogrammes réalisés, pour l'InSAR, les artefacts atmosphériques affectent la précision.

Les produits cartographiques et les images de télédétection nous aident à comprendre plusieurs phénomènes liés à l'espace géographique, cependant certaines décisions et conclusions ne peuvent être prises que si ces produits sont combinés avec un MNA. Bien que le MNA réalisé par InSAR soit moins précis que ceux réalisés à partir de Lidar ou le levé terrain, la méthode InSAR reste concurrentielle à cause notamment du grand gain de temps et la précision relative comparée aux surfaces balayées (plusieurs centaines de kilomètres avec une précision de l'ordre de quelques mètres). La qualité du MNA dépend de sa capacité à atteindre l'objectif tracé pour son utilisation. Il existe plusieurs objectifs pour la réalisation d'un MNA, il y a où elle nécessite un MNA précis d'autres grossier. Dans notre cas le MNA réalisé pour objectif géomorphologique consiste à être associé à des images d'amplitude, composite colorée, cet objectif ne demande pas une grande précision altimétrique mais demande une plus grande résolution planimétrique.

Du point de vue méthodologique, l'association entre l'image radar et le MNA a permis une meilleure visualisation de la réalité terrain et l'interprétation plus fine des résultats. On peut dire que *le radar reste un moyen très efficace pour ce genre d'étude en général. Son efficacité et son succès dépendent : (i) beaucoup de la géométrie de prise de vue (disponibilité des données présentant une bonne corrélation spatiale). (ii) essentiellement des caractéristiques physiques de la surface imagée qui peuvent perturber le signal entre deux périodes d'acquisitions.*

VI. Remerciement

Nous remercions l'AUF pour le financement du projet de recherche partagée sur l'apport de l'imagerie satellitale multi résolution dans le suivi des risques naturels en Roumanie qui a permis d'acquérir les images utilisées dans le présent travail. Ces images ont été obtenues auprès de l'ESA par le Laboratoire du Professeur A. OZER (Université de Liège) dans le cadre d'un programme de recherche partagé entre les universités de Liège (Belgique), Paris-XII (France) et Bucarest (Roumanie).

REFERENCES

- BÂ KADER, WADE SOULEYE, NIANG ISABELLE, TRÉBOSEN HERVE, RUDANT JEAN-PAUL, 2007, «Cartographie Radar En Zone Côtière A L'aide D'images Multidates Rso D'ers-2 : Application Au Suivi Environnemental de la Langue de Barbarie et de L'estuaire du Fleuve Sénégal», Revue Télédétection, vol. 7, n° 1-2-3-4, pp. 129-141, 2007.

- BRIVIO A., COLOMBO R., MAGGI M., TOMASONI R., 2002, «Integration of remote sensing data and GIS for accurate mapping of flooded areas», in: International Journal of Remote Sensing, Volume 23, Issue 3 February 2002, pp. 429-441, 2002.
- BRUNIQUEL J., et LOPÈS A., 1994, «Analysis and Enhancement of multitemporal SAR data», Image and Signal Processing of Remote Sensing, 2315:342-353, 1994.
- BUDKEWITSCH Paul, D'IORIO Marc A., HARISSON J. Chris, 1996 «SAR Expressions of Geology in the Canadian Arctic», In: Proceedings for the 26th International Symposium on Remote Sensing of Environment / 18th Symposium of the Canadian Remote Sensing Society. du 25 au 29 mars 1996, Vancouver, pp. 88-91, 1996a.
- BUDKEWITSCH Paul, D'IORIO Marc A., HARISSON J. Chris, 1996 «Signatures radar en bande C des lithologies en environnement arctique: résultats préliminaires de l'Île de Bathurst (Nunavut)», In: Recherches en cours, Commission géologique du Canada, pp. 67-72, 1996b.
- GRAHAM L.C., 1974, «Synthetic interferometry radar for topographic mapping», Proc. IEEE, 62, pp. 763-768, 1974.
- GUARINO C. R., 1994, «A Novel Method for Two-Dimensional Phase Estimation», USA 0-7803-1497-2/94, IEEE, pp. 2279-2281, 1994.
- LABORDE Patrick, DEVEAUX Martine, 1996, « Etude des apports et limites du Radar à Ouverture Synthétique dans l'observation de l'océan à la Mésoéchelle à partir des images SAR ERS-1 recueillies lors de la campagne Sémaphore », Rapport d'étude, série Hydrographie, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), Février 1996, centre militaire d'Océanographie, Bureau de recherche et d'étude SHOM-Météo, Rapport d'étude n° 001/96, pages 40, 1996.
- LOPÈS A., et SÉRY F., 1997, « Optimal Speckle reduction for the production model in Multilook Polarimetric data and the complex Wishart distribution », IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(5): pp. 632-647, 1997.
- MCMILLAN A., MORLEY J. G., ADAMS B. J., CHESWORTH S., 2006, «Identifying Optimal SAR Imagery Specifications for Urban Flood Monitoring: A Hurricane Katrina Case Study», 4th International Workshop on Remote Sensing for Disaster Response, 2006.
- MERCIER Grégoire, DERRODEY Stéphane, PIECZYNSKI Wojciech, 2004, «Segmentation Multiéchelle de Nappes d'Hydrocarbure», Traitement du Signal, Vol. 21(4), 2004.
- RENAUDIN E., 2000, «Evaluation of DEMs from SAR interferometry and Spot stereoscopy for remote sensing», Thèse pour obtention de diplôme d'ingénieur Topographe, Institut de Géodésie et de photogrammétrie, Institut fédéral de technologie, Zürich, Suisse, 2000.
- RUDANT J.P., BALTZER F., LOINTIER M., MAÎTRE H., MOUGIN E., PENICAND C., PROST M., 1996, «Apport des images radar satellitaires ERS-1 et JERS-1 dans le domaine de la cartographie générale et thématique en contexte tropical humide», SFPT société Française de Photogrammétrie et Télédétection, (142):15-31 et 81-82, 1996.
- SINGHROY V., SAINT-JEAN R., 1999, «Effects of relief on the selection of RADARSAT-1 incidence angle for geological applications», Canadian Journal of Remote Sensing, Vol. 25, n°3, pp. 211-217, 1999.
- SYLVANDER Sylvia et GIGORD Patrick, 1995, «Exploitation tridimensionnelle d'images ERS1», Bulletin I.S.F.P.T., n° 138, pp. 40-53, 1995-2.
- TOUTIN T., et GRAY L., 2000, «State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data», ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Vol. 55, No 1, pp. 13-33, 2000.
- TROUFLEAU D., AUDOIN A., VIDAL A., MORAN M.S., GOODRICH D.C., WASHBURN J., 1994, «Importance des corrections radiométriques dues au relief pour les données SAR du satellite ERS-1 : Applications à l'hydrologie », X^{ème} journées hydrologiques -Orstom, Septembre 1994, pp. 635-650.
- WADE SOULEYE, NDOYE AMINATA, MBAYE MASSAER, 2001, «Fusion d'images optique et radar : application à la cartographie du massif granitique de Bambadji (Falémé, Sénégal oriental)», Télédétection, 2001, Vol.2, n°2, pp. 119-127, 2001.
- ZEBKER H. A. et GOLDSTEIN R. M., 1986, *Topographic mapping from interferometric Synthetic Aperture Radar observations*. J. Geophysical. Research., 91, P. 4993-4999, 1986.
- ZEBKER H.A., WERNER C.L., ROSEN P.A., HENSLEY S., 1994, «Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar» Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions, Vol.32, pp.823-836, Jul 1994.
- Logiciel de traitement Interférométrie DORIS (Delft Object-oriented Radar Interferometric Software) est un logiciel développé par Delft University of Technology. <http://www.enterprise.geo.tudelft.nl/doris/>

- (1) ENST Télécom ParisTech/TSI
- (2) Université Paris Est-Créteil Val de Marne
- (3) Université de Bucarest
- (4) Université de Liège

Grain-Size Analysis of the Beach-Dune Sediments and the Geomorphological Significance

Luminița PREOTEASA, Alfred VESPREMEANU-STROE

Abstract. Textural parameters are regarded as precious informational source for the genesis and evolution of coastal sedimentary environments. The purpose of this paper is to give a detailed insight of the grain size, sorting and skewness of sediments from the beach-dune system as well as to establish the relationships between them, the local characteristics of shaping agents and the coastal morphological units. Based on 139 sand samples prelevated from the beach-dune system of the Sărăturile beach ridge plain and of the Sacalin barrier Island, multivariate statistical analyses were used to emphasize the relations between the textural parameters with the morphology and the distance up to sediment sources. The main findings are (i) a slight increase of the grain size from south to north or better expressed from Danube mouth to the updrift side of Sărăturile beach ridge plain, (ii) a net difference in sorting pattern along transverse profiles from the northern Sacalin showing that beaches and foredunes exposed to the resultant wind drift direction (RDD), respectively to the north and north-east, are better sorted than those disposed discordant to the RDD.

Keywords: mean diameter, sorting, asymmetry, beach-dune system, flow mouth, Sfântu Gheorghe shore

1. Introduction

Grain size, sorting and skewness are the sediment textural parameters that give important information on the origin and evolution of coastal sedimentary environments (Carranza-Edwards, 2001). In fact, grain size distribution reflects both the fluidity (viscosity) and energetic factors of depositional environments (Sahu, 1964), having in mind the notable studies of the last 50 years that advanced different criteria and differentiation methods for the sedimentary depositional environments, based on textural parameters and derived indexes (Folk and Ward, 1957; Friedman, 1961; 1979; Sahu, 1964; Moiola and Weiser, 1968; Sagga, 1992).

Sediment mineralogical composition and texture on the Danube delta coast were assessed by the National Geology and Ecology Institute - GeoEcoMar, one of the main objectives being heavy minerals content determination (Fulga Costina in Stănică et al., 1998). The results of these reports and of other determinations are discussed by Stănică A., (2003) in the chapter dedicated to sediment analysis on the Sulina-Sfântu Gheorghe interdistributary shore. Comparing with the previous determinations where samples were prelevated along the shoreline within the beach face and emerged beach domains, the present study emphasizes the detailed transversal disposition of textural parameters on the emerged shore, and the detection of potential connections

between sediment textures, local characteristics of the shaping agents and relief sub-units.

Our analysis focuses on sediment texture within the beach-dune systems correspondent to Sărăturile beach ridge plain and north-Sacalin Island, using multivariate statistical analyses that highlight the relation between orientation of the energetic factors and the grain size, sorting and kurtosis in sedimentary environments, their disposal within the seashore area, the presence in different landform types, the distance up to the sediment sources.

2. Methodology

139 sediment samples were taken in October 2004, following transversal morpho-sedimentologic profiles over the beach-dune system that covered a 10 km longshore distance, including all shore subunits: beach face (BF), beach face crest (BFC), summer berm (SB), high beach (winter berm – WB), dune stoss slope (SS), crest (DC) and lee slope (LS). Profiles location is shown in Figure 1. For a thorough analysis of the shape-grain size analysis, samples were prelevated on 9 parallel profiles normal/perpendicular to waterline and delimited by 5 meters intervals at R 48 benchmark situated 2.2 km north of Sfântu Gheorghe arm mouth. The total station was used to determine the X, Y and Z coordinates for each sample, reporting the height (Z) to local sea level.

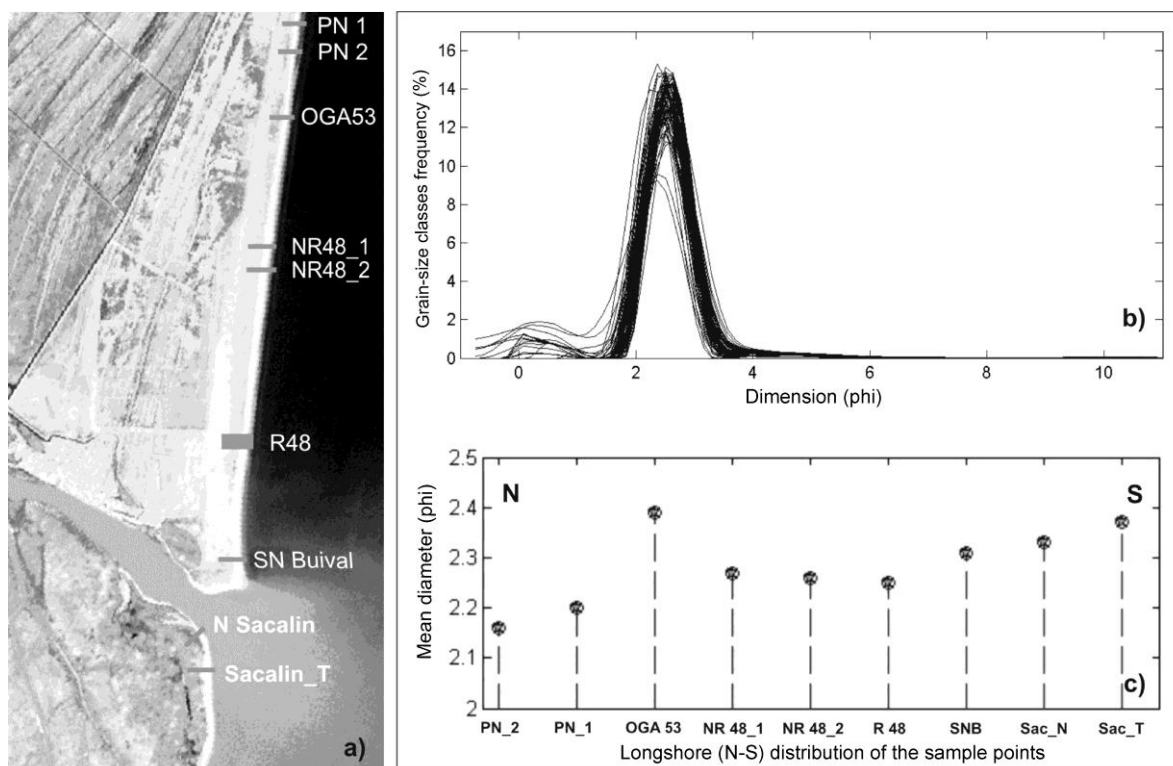


Fig. 1: a) Morpho-sedimentologic profiles location; b) Grain-size frequency curves representation; the unimodal grain size character of sediments forming the fordunes and beach berms and the beach face bimodal character are visible; c) Longshore grain size distribution; the mean values of the samples collected on each profile are represented

Sediment textural parameters were determined using the LS 13320 analyzer by LSDPA technique (*Laser Diffraction Particle Size Analysis*). In contrast with the sieving sediment analysis method (used in the previous studies on the Romanian Black Sea coast), the laser technique gives an increased accuracy in obtaining the textural parameters thanks to the high number of grain-size thresholds (84), ranging between $0.375\ \mu\text{m}$ and $1821.88\ \mu\text{m}$. In the present work we used the Udden-Wentworth grain-size scale (Wentworth, 1922) modified by Krumbein (1934) and the formulas used in calculating the textural parameters by graphical methods (Folk and Ward, 1957; Folk, 1974). Thus, the primary data series expressed in microns was converted into phi (Φ) units and cumulatively represented. A one-dimension interpolation was applied to determine the exact statistic thresholds dimension according to each data range (Φ_5 , Φ_{16} , Φ_{25} , Φ_{50} , Φ_{75} , Φ_{84} , Φ_{95}).

3. Results and Discussions

All the analyzed sediment samples are graphically represented in figure 1b). This grain-size overview for the Sfântu Gheorghe beach sediments shows fine sand ($2-3\ \Phi$ / $0.25-0.125\ \text{mm}$) prevalence; the

module and the grain-size averages groups in the fine sand class, no matter of the sampling point's position, most of the collected samples displaying a unimodal grain-size curve. This does not apply to the samples collected from the median beach face sector which present a bimodal distribution in all cases, with the high peak in the fine sand class and the secondary peak in the coarse sands ($0-1\ \Phi$ / $1-0.5\ \text{mm}$) category. The second grain-size interval is an exception of the beach-dune system sediments grain-size overview, explained by the source-area exclusively modelled by waves uprush and backwash action, which creates an energy system superior to the subaerial ones, where the other samples were collected. Mean sand grain diameter within the beach-dune system is **$2.28\ \Phi$ ($0.205\ \text{mm}$)**; by excluding the samples from the median beach face sector (except for the BFC ones), mean grain-size for the subaerial beach-dune system component is $2.32\ \Phi$ ($0.2005\ \text{mm}$).

Considering the mean values, longshore grain-size study reveals the decrease in sand particle mean diameter towards south, from the north sector of the Sărăturile beach ridge plain to Sfântu Gheorghe arm mouth and further, in the north of Sacalin Island. The gradual decrease in mean grain-size occurs in accordance with the main net sediment transport

direction (north - south), proving the one-way trend of the major sediment transport processes: $1.002.380 \text{ m}^3/\text{yr}$ (net sediment volume transported toward south), with a 2.9 ratio between the solid discharges of the two alternating north-south and south-north currents (Vespremeanu-Stroe, 2007). The calculated mean grain-size values range between 2.35Φ near Sfântu Gheorghe mouth and 2.15Φ at 8 km northward (Fig. 2).

The sedimentary material within the investigated area is generally *well sorted*, except for several samples collected from dunes crest, which correspond to *very well sorted* materials and the samples taken from the beach face, varying from *moderately sorted* and *moderately well sorted*. Notable differences occur between the inferior poorly sorted and median sector of the beach face system, the latter showing moderate sorting and higher grain-size values, and the very well sorted fine sand

of the beach face crest, comparable with *fordunes*¹ material.

The spatial distribution of sorting degree in the beach-dune system indicates a good correlation between the material sorting degree and the prevailing acting agent. The sediments composing beach subunits subjected to wave action and evolving in a strong and variable modeling energy system (BF) present a lower sorting degree ($\sigma\Phi$) than the sedimentary substrate of the wind-shaped subaerial units (Fig. 3). The simultaneous sediment input reduction, process intensity and modeling factors number decrease contribute to the well sediment sorting degree maintenance. Sorting degree distribution over the beach-dune system highlights a very subtle distinction in sand transport capacity marked by different class dimension concentration in the distinct system subunits.

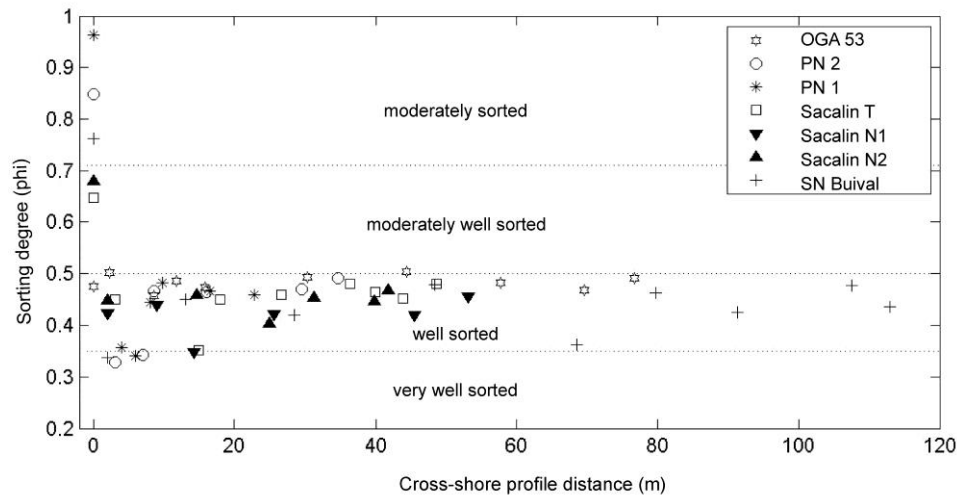


Fig. 2: Sediment sorting: cross-shore and longshore profiles

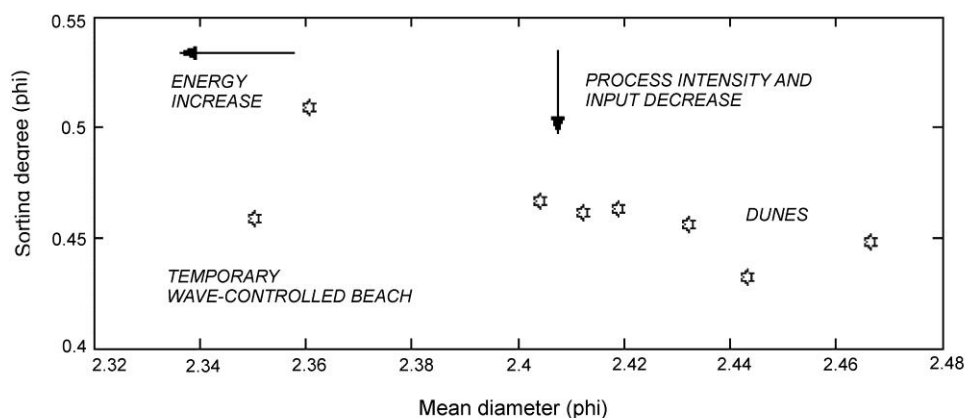


Fig. 3: Mean sand grain diameter and sorting in different subzones of the beach-dune system (modified from Carranza-Edwards, 2001)

¹ Fordunes (avandunes) are the coastal dune belt in the immediate proximity of the beach. This term is used to avoid any confusion about their position. Thus, the term coastal dunes have a more comprehensive meaning and regards altogether fordunes, dune belts, individual dunes or dune fields situated behind the foredunes.

The undertaken analyses indicate a sediment fraction distribution from medium and coarse on the central-inferior sector of the beach face to fine particles stored in dunes, and on the summer berm where very well sorted sediments transported by the offshore and longshore winds and overwash discharged sediments are present (Fig. 5a). This is supported by the asymmetry of the grain-size representation curve, which, in this case, indicates a positive asymmetry in dunes and also on the high

winded (eolisated) beach (winter berm), as the very fine sand classes prevail, comparing to coarse sand (Fig. 5b).

The bimodal grain-size frequency curves represented for the beach face sector imposes a negative sediment asymmetry, due to coarse sand occurrence. Most of the samples present a moderated kurtosis distribution within the fordunes, which accentuates on the beach face (Fig. 5c).

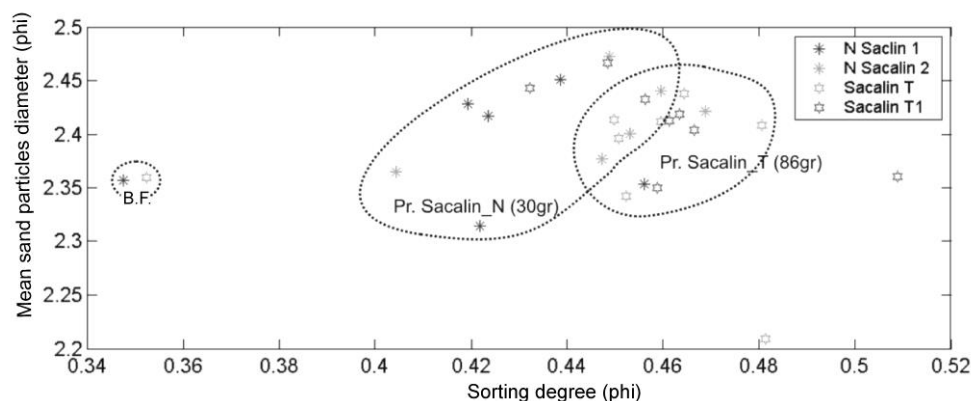


Fig. 4: Grain sorting differentiation induced by profile orientation and the exposure to DRD

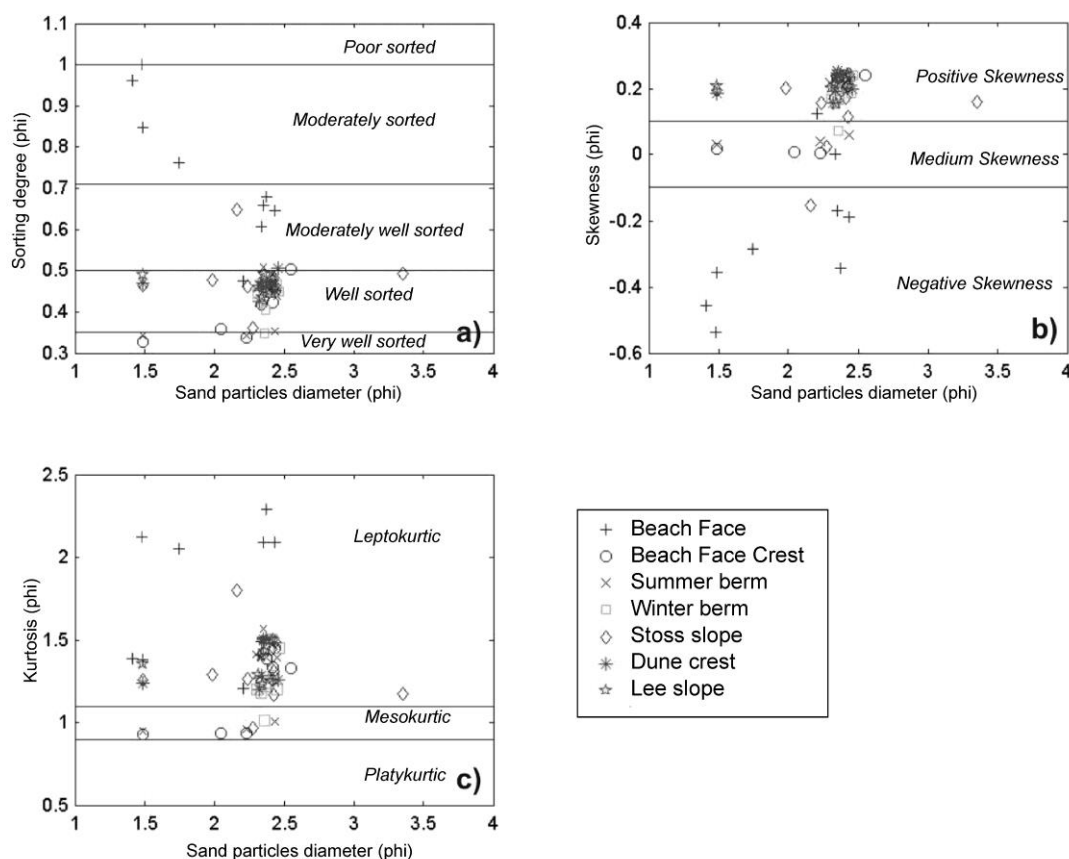


Fig. 5: Morphological beach-dune system subunits representation by bivariate relations between mean grain size and (a) sorting, (b) asymmetry, (c) kurtosis

Figure 4 describes the correlation between grain size and sorting on four profiles in two sectors in the north side of the Sacalin Island. Although the two sectors (Sacalin_N vs. Sacalin_T) are only separated by a 300 m distance, the sorting degree clearly changes, because of the difference in shoreline orientation and implicitly, in waterline perpendicular morpho-sedimentologic profiles. The Sacalin_N profiles have a 30° orientation (the angle between North and profile alignment), while the Sacalin_T profiles are 86° oriented. Considering that the aeolian sediment transport drift resultant direction (DRD) is NNE – 197.1° (Preoteasa and Vespremeanu-Stroe, 2004), the Sacalin_N profiles orientation generally corresponds with DRD (approximately 15° difference), while the Sacalin_T profiles and DRD are clearly discordant (cca. 70° difference). The comparative analysis of the textural parameters at the two locations presents significant differences in sediment sorting: a better sorted sand in Sacalin_N than in Sacalin_T because of the direct beach-dune system exposition to DRD at the first location (*proxy* for aeolisation potential prevailing winds direction: NNW-NE). This finding (the correlation between sediment sorting and DRD exposure) should be verified in other coastal environments. The decrease tendency in mean grain diameter toward south maintains on Sacalin I., in accordance with the longshore net sediment transport.

4. Conclusions

Fine and medium sands (from 1 to 3 Φ / 0.12 to 1 mm) category, followed by coarse sands (from 0 to 1 Φ / 0.5 to 1 mm) in the beach face median-inferior sectors prevail in the analyzed beach-dune system. The modulus and grain size average range in the class of fine sands, irrespective of the sampling point's position, most of the samples showing a

unimodal grain-size scale; exceptions are the samples collected from the median beach face sector which exclusively register a bimodal distribution.

The overtaken analyses indicate a sedimentary fractions distribution from coarse on the beach face, to the finest, stocked in dunes (due to aeolian sorting) and on the summer berm (marine sorting through overwash processes and aeolian sorting during longshore and offshore winds).

A decreasing trend of the mean sediment diameter was detected on north to south longshore profile, as approaching Danube's mouth.

The analysis of the samples prelevated on the Sacalin Island demonstrates the correspondence between sorting degree and sediment exposure to the modeling agent (wind drift). In this case, the better sorting of the Sacalin_N samples, where the cross-shore profiles are conformably oriented to the DRD (approximately 15° difference) is relevant, comparing to the Sacalin_T profiles, discordantly oriented.

The sediments composing the beach subunits under wave incidence, in a high modeling energy system (BF and BFC), show a lower sorting degree than the sedimentary substrate of subaerial wind-modeled units. The sedimentary material within the analyzed area is *well sorted*, except for several samples collected from *fordunes* which ranges in the *very well sorted* material class and the samples prelevated on the beach face, oscillating from *moderately well sorted* and *moderately sorted*.

Acknowledgements

The authors are grateful to Dr. Liviu Giosan who kindly assured our access in the sedimentology laboratory of the Woods Hole Oceanographic Institute (USA), Department of Geology and Geophysics, and to student Vasile Cărlan for assisting us on field, during sample collecting.

BIBLIOGRAPHY

- CARRANZA-EDWARDS, A., 2001. *Grain size and sorting in modern beach sands*, Journal of Coastal Research, **17**, 38-52.
- FOLK, R.L., WARD, W., 1957. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*, Journal of Sedimentary Petrology, **27**, 3-26.
- FOLK, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, 182 p.
- FRIEDMAN, G.M., 1961. *Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics*. Journal of Sedimentary Petrology, **31**, 514-529.
- FRIEDMAN, G.M., 1979. *Difference in size distributions of populations of particles among sands of various origins*, Sedimentology, **26**, 1-30.
- KRUMBEIN, W.C., 1934. *Size frequency distributions of sediments*, Journal of Sedimentary Petrology, **4**, 65-77.
- MOIOLA, R.J., WEISER, D.L., 1968. *Textural parameters: an evaluation*. Journal of Sedimentary Petrology, **38**, 57-69.
- PREOTEASA, L., VESPREMEANU-STROE, A., 2004. *Analiza potențialului morfodinamic eolian în Delta Dunării*, Studii și Cercetări de Oceanografie Costieră, **1**, 47-66.
- SAGGA, A.M.S., 1992. *The use of textural parameters of sand in studying the characteristics and depositional processes of coastal sediments on Saudi Arabian beaches*, Marine Geology, **104**, 179-186.
- SAHU, B., 1964. *Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments*, Journal of Sedimentary Petrology, **34**, 73-83.
- STĂNICĂ, A., UNGUREANU V.G., FULGA C., GAITA C., CHIRLOMEZ-DANIELESCU C., OLARIU C., MUSUNOI C., TEODORU C., 1998. *Cercetarea și supravegherea geoeologică a macrogeosistemului Dunare – Delta Dunării – Marea Neagră în vederea furnizării de date "la zi" necesare pentru elaborarea măsurilor de reabilitare a ecosistemelor caracteristice, cap. 4 Litoralul românesc al Marii Negre. Sector Sulina – Periboina*, arhiva GeoEcoMar, București.
- STĂNICĂ, A., 2003. *Evoluția geodinamică a litoralului românesc al Mării Negre din sectorul Sulina-Sf. Gheorghe și posibilități de predicție*. Teză de doctorat, Universitatea din București, 135 p.
- WENTWORTH, C.K., 1922. *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journal of Geology, **30**, 377-392.

ANNEXES

Profile name Position – UTM coord.	Location	Distance (m)	Mean size (Mz- Φ)	Sorting (σ)	Asymmetry (SK)	Kurtosis (KG)
PN_1 N: 4978357 E: 676530	FP	0	1.411	0.963	-0.456	1.387
	CFP	4	2.047	0.358	0.008	0.935
	BV	6	2.225	0.342	0.04	0.961
	BC	8.1	2.307	0.445	0.17	1.199
	BI	9.7	2.425	0.482	0.208	1.31
	VM	16.5	2.422	0.467	0.201	1.262
	CD	22.8	2.316	0.459	0.203	1.293
PN_2 N: E:	FP	0	1.483	0.848	-0.357	1.381
	CFP	3	2.15	0.328	0.016	0.928
	BV	7	2.208	0.342	0.029	0.949
	BV	8.5	2.453	0.467	0.186	1.2
	BI	16	2.443	0.465	0.194	1.257
	VM	29.6	2.381	0.469	0.186	1.238
	CD	34.6	2.305	0.491	0.207	1.357
OGA 53 N: E:	FP	0	2.206	0.475	0.124	1.204
	CFP	2.2	2.546	0.502	0.24	1.329
	BV	8.5	2.299	0.457	0.219	1.410
	BV	11.7	2.39	0.486	0.198	1.237
	BV	15.8	2.42	0.474	0.209	1.258
	BI	30.4	2.356	0.494	0.161	1.173
	BI	44.4	2.459	0.505	0.198	1.258
	VM	57.8	2.462	0.483	0.231	1.35
	CD	69.5	2.413	0.469	0.223	1.345
NR 48_1 N: E:	VU	76.8	2.36	0.492	0.249	1.43
	FP	0	2.196	0.607	0.002	1.49
	CFP	3.2	2.298	0.419	0.173	1.247
	BV	7	2.333	0.487	0.224	1.391
	BV	13.7	2.426	0.453	0.2	1.285
	BV	20	2.162	0.456	0.114	1.166
	BI	26.8	1.981	0.648	-0.152	1.8
	BI/SS	39.3	2.43	0.476	0.203	1.287
	VM	52.3	2.307	0.465	0.194	1.285
NR 48_2 N: E:	CD	69.1	2.385	0.489	0.220	1.376
	VU	79.1	2.253	0.47	0.212	1.397
	FP	0	1.96	0.648	-0.181	-
	CFP	4	2.255	0.507	0.217	-
	BV	8	2.236	0.459	0.158	-
	BV	14.5	2.323	0.405	0.126	-
	BV	21	2.448	0.477	0.213	-
	BI	29	2.405	0.482	0.216	-
	BI/SS	38	2.308	0.469	0.17	-
R 48 N: E:	VM	50.3	2.365	0.454	0.198	-
	CD	68.5	2.026	0.646	-0.122	-
	VU	81	2.33	0.496	0.184	-
	FP	0	1.413	1.181	-0.404	1.534
	CFP	4	2.395	0.488	0.233	1.461
	BV	9	2.483	0.533	0.244	1.528
	BV	18	2.38	0.484	0.237	1.425
	BV/BI	26	2.312	0.488	0.222	1.37
	BI	34	2.323	0.468	0.215	1.341
	BI	41.5	2.326	0.487	0.201	1.307
	VM	52	2.426	0.506	0.242	1.412
	VM	66.8	2.389	0.486	0.225	1.388
	CD	79	2.331	0.464	0.218	1.365
	VU	85.5	2.349	0.479	0.24	1.445
	VU	89	2.349	0.535	0.21	1.469

Profile name Position – UTM coord.	Location	Distance (m)	Mean size (Mz- Φ)	Sorting (σ)	Asymmetry (SK)	Kurtosis (KG)
SN Buival N: E:	FP	0	1.746	0.762	-0.285	2.049
	CFP	2	2.225	0.337	0.006	0.935
	BV	13	2.411	0.451	0.206	1.36
	BV	28.5	2.332	0.42	0.155	1.183
	BI	48.5	2.44	0.478	0.224	1.405
	BI/VE	68.5	2.273	0.362	0.024	0.966
	VM	79.8	2.238	0.462	0.156	1.264
	D	91.3	2.317	0.426	0.156	1.203
	CD	107.6	2.374	0.477	0.184	1.405
N Sacalin_1 N: E:	VU	113	2.343	0.436	0.153	1.23
	FP	0	1.48	1.0	-0.538	2.124
	CFP	2	2.417	0.424	0.204	1.338
	BV	9	2.451	0.439	0.22	1.392
	BV	14.2	2.357	0.348	0.074	1.01
	BI	25.6	2.314	0.422	0.152	1.191
	VM	45.6	2.429	0.419	0.203	1.331
N Sacalin_2 N: E:	CD	53.1	2.353	0.456	0.241	1.503
	FP	0	1.724	0.679	-0.345	2.291
	CFP	2	2.473	0.449	0.242	1.387
	BV	14.6	2.44	0.46	0.244	1.504
	BV/BI	25	2.365	0.404	0.167	1.221
	BI/VM	31.3	2.4	0.453	0.205	1.299
	CD	39.8	2.377	0.447	0.211	1.362
Sacalin T_1 N: E:	VU	41.8	2.4221	0.469	0.244	1.505
	FP	0	2.027	0.647	-0.189	2.087
	CFP	3	2.396	0.451	0.23	1.451
	BV	14.9	2.359	0.352	0.06	1.009
	BI	18	2.414	0.45	0.244	1.505
	BI	26.6	2.412	0.46	0.231	1.446
	BI/VM	36.4	2.209	0.481	0.173	1.443
	VM	39.9	2.438	0.464	0.243	1.489
Sacalin T_2 N: E:	CD	43.9	2.342	0.452	0.235	1.486
	VU	48.7	2.408	0.481	0.259	1.571
	FP	0	2.01	0.659	-0.17	2.088
	CFP	3	2.443	0.432	0.232	1.42
	BV	14.5	2.361	0.509	0.252	1.569
	BI	28	2.467	0.449	0.24	1.449
	BI	38.1	2.412	0.461	0.241	1.486
	VM	46.5	2.448	0.5	0.271	1.626
	VM	55.1	2.432	0.456	0.241	1.447
	CD	59.6	2.413	0.463	0.242	1.487
	VU	61.6	2.35	0.459	0.221	1.41
	VU	63.1	2.404	0.467	0.24	1.499

Database table – Sediment textural parameters in the beach-dune system; the R 48 benchmark presents only the base-profile values; For location the following abbreviations were used: BF – beach face; BFC – beach face crest; SB – summer berm, WB – high beach (winter berm), SS – stoss slope, DC – dune crest, LS – lee slope.

Étude de la viabilité du paysage par analyse de grille dans la région SousCarpatique de la Vallée de Prahova (Roumanie)

Abdelkader ABDELLAOUI, Livia VISAN, Ileana PĂTRU-STUPARIU

Résumé. L'objectif de cette étude est de montrer par l'analyse de grille la viabilité du paysage; nous appliquons la méthode à la vallée de la Prahova qui possède des particularités propres et une dynamique particulière et s'inscrit en même temps dans un processus de transformation continue produisant des réponses différentes dans le temps.

La région Sous Carpatique de la vallée de la Prahova se distingue par la bande d'interférence Carpates – sous Carpates au sud de laquelle les plis des Sous Carpates sont masqués en profondeur sous une couverture pietmontagneuse, offrant des priorités d'études des situations structurales, morphologiques et dynamiques. La région peut également être le siège d'étude de phénomène de risque, dépression anthropique ou encore de processus de dégradation.

Ces phénomènes sont traditionnellement étudiés en combinant des bases de données géographiques (SIG) avec des résultats de traitements de l'imagerie satellitale exportés en fonds raster vers des outils SIG. Cette combinaison ne permet cependant pas d'exploiter pleinement ni les propriétés de l'image (ensemble de pixels) en tant qu'ensemble d'objets vectoriels associés dans une même couche ni la simplicité et la puissance du calcul matriciel. A partir d'un fond image satellitale Landsat ETM+, nous avons alors généré une grille monotone de maille carrée dont la taille correspond à un compromis entre l'homogénéité terrain et la précision d'analyse. Le traitement de trois images de 1990, 2000 et 2007 a permis d'extraire les thèmes principaux du paysage et de produire les grilles correspondantes.

La combinaison des grilles par des opérations mathématiques et booléennes a permis par la suite d'analyser la viabilité du paysage.

Mots clés: LANDSAT, SIG, grille, viabilité, découpage territorial, paysage, Prahova

Rezumat. Obiectivul prezentului studiu este de a demonstra prin metoda „grilei”, viabilitatea peisajului. S-a aplicat metoda mentionata pe valea Prahovei, deoarece posedă particularități proprii și o dinamică continuă. Acest fapt se înscrie într-un proces continuu de transformare ce produce răspunsuri diferite în timp.

Regiunea subcarpatică a văii Prahova se distinge prin banda de interferență între Carpați – Subcarpați, la sudul căreia cutele Subcarpaților sunt adâncite sub o cuvertură piemontană, ce oferă prioritate studiilor legate de situațiile structurale, morfologice și dinamice. Regiunea poate fi, de asemenea, locul de studiu al fenomenului de risc, deoarece au fost inventariate o serie de procese antropice de degradare cu relectare majora în peisaj..

Aceste fenomene sunt studiate în mod tradițional, prin combinarea unei baze de date geografice (GIS) cu rezultate prin procesarea imaginilor satelitare exportate sub format raster și prelucrate apoi prin instrumente GIS. Cu toate acestea, această combinație, nu permite o exploatarea pe deplin, nici a proprietăților grilei ca un set de date vectoriale (pixeli), asociate chiar și unui singur atribut și nici chiar prin simplitatea și puterea de calcul matriceal. Plecând de la o imagine satelitară Landsat ETM +, am generat o „grilă monoton pătrată” a cărei dimensiune corespunde unui compromis între omogenitatea terenului și preciziei de analiză. Procesarea a trei imagini satelitare din 1990, 2000 și 2007 a permis, de asemenea, extragerea temelor principale ale peisajului și producerea grilelor corespunzătoare.

Combinația grilelor prin operații matematice și logice a permis, ulterior, analiza viabilității peisajului.

Abstract. The aim of this study is to demonstrate the viability of landscape by grid analysis; We apply the method on the Prahova valley, which possesses its own peculiarities and special dynamics and falling while in a continuous process of transformation that produces different answers over time.

Prahova valley Sub-Carpathian region is distinguished by a band of interference between the Carpathians-Subcarpathian, which in Southern Sub-Carpathians are deep creases under a blanket piedmont, which gives priority to the study of the structural situation, morphological and dynamic. Region can also place the study of the phenomenon of risk, depression anthropic or anthropogenic degradation processes.

These phenomena are traditionally studied by combining a database (GIS) with results by processing satellite images exported in raster format and then processed through GIS tools. This combination, however, does not exploit fully the properties of the grid as a set of vector data (pixels), with a single attribute, nor even the simplicity and power calculation matrix. Starting from a Landsat ETM + satellite image, we then generated a monotonous grid square whose size corresponds to a compromise between field homogeneity and accuracy of analysis. Three image processing 1990, 2000 and 2007 allowed also extract the main themes of landscape and produce appropriate grids.

The combination of grids by mathematical and logical operations allowed subsequent viability landscape.

1. Introduction

Parmi le vaste éventail sémantique associé à la notion nébuleuse de paysage, certains champs ou courants de recherche en sciences humaines et sociales privilégient sa dimension subjective : le paysage comme production culturelle, relation symbolique, construction sociale, représentation collective ou encore valeur idéologique. Alors que la géographie entendait, depuis les travaux d'Alexandre von Humboldt et surtout de l'école de Paul Vidal de la Blache, constituer « la » science du paysage, la notion a fait l'objet d'une remise en question autour des années 1970, conduisant parfois à lui préférer des concepts alternatifs plus « objectifs », tel le « géosystème » (Brunon, 2010). Parmi les promoteurs de la science du paysage nous citerons : Passarge, 1923; Bobek, 1949; Troll, 1962; Bertrand, 1968; Deploux, 1972; Richard, 1975; Forman, Gordon, 1986.

Le paysage est un système visible qui reflète les processus, les mécanismes et les fonctions reliant les différentes composantes de la surface terrestre (Pătru, 2001). La notion de *paysage géographique* est soulignée par plusieurs auteurs : Mehedinți, 1931; Tudoran, 1976; Donisă, 1979; Tufescu, 1981; Roșu, 1983; Posea *et al.*, 1986; Zăvoianu, Alexandrescu, 1994; Muică, 1995; Ielenicz, 2000; Drăguț, 2000; Dincă, 2005.

Le concept de viabilité, introduit pour analyser la viabilité d'une population (PVA), est une méthode spécifique d'évaluation des risques fréquemment utilisés en biologie. Elle est traditionnellement définie comme le processus qui détermine la probabilité qu'une population s'éteigne après un certain nombre d'années. Plus récemment, elle a été décrite comme un mariage entre l'écologie et les statistiques qui rassemble les caractéristiques des espèces et la variabilité de l'environnement pour prévoir la santé de la population et le risque d'extinction. Plus récemment, le concept est utilisé dans l'analyse des systèmes électroniques ou informatique. Les objectifs de la théorie de la viabilité consistent alors à concevoir et développer des outils mathématiques et numériques permettant d'étudier les évolutions régies par des systèmes évolutionnaires non déterministes (Aubin, 2005).

Nous adaptons le concept au paysage pour lequel nous définissons la viabilité comme étant le processus qui détermine la probabilité que le paysage (ou le territoire) s'éteigne après une période déterminée. Dès lors, il y aura lieu de situer les processus contribuant à « l'extinction » du paysage et à leur affecter un facteur « intensité » traduisant la contribution du processus dans le phénomène plus

complexe d'évolution du paysage étudié. Ces processus sont, notamment, ceux qui produisent du risque et tendent à diminuer la probabilité de « vie » du paysage. Ils peuvent être induits par des facteurs naturels ou anthropiques (ou une combinaison complexes des deux catégories) qui agissent, en particulier, sur le sol et la végétation, manifestations visibles de la transformation du paysage.

Traditionnellement, ces facteurs et manifestations sont étudiés par élaboration de carte de synthèse à partir de photo-interprétation de documents divers, par extraction d'informations à partir de traitements de l'imagerie satellitale ou par combinaisons d'informations extraites de documents variés dans un SIG ; ces combinaisons, basées sur l'élaboration de couches d'informations extraites à partir de documents divers, ne permettent pas toujours d'aboutir à une analyse fine de tout point de l'espace. Pour pallier à ces inconvénients, est apparue récemment l'analyse inspirée du concept d'automate cellulaire utilisée en électronique digitale essentiellement dans la commande des panneaux d'affichage.

Pour rappel, un automate cellulaire n'est autre qu'un espace plan rempli de leds (cellules photo lumineuses) disposées de manière à représenter l'espace par un maillage uniforme ; chaque cellule est placée au centre d'une maille. L'activité de chaque cellule, représentée par une succession d'états de vie ou de mort (cellule allumée ou éteinte), est déterminée par un programme de fonctionnement du panneau.

La méthode est adaptée à l'analyse des espaces urbains par Dubos-Paillard *et al.*, 2003 qui considèrent que la croissance urbaine, mais aussi de nombreux autres processus géographiques, peuvent s'expliquer par des règles spatiales simples, formulées à partir de nos connaissances empiriques mais néanmoins explicatives de la dynamique spatiale si elles résultent de la pratique sociale. L'automate cellulaire SpaCelle, est construit sur un paradigme très général, qui déborde du cadre de la modélisation urbaine, celui de la concurrence spatiale entre diverses sous populations cellulaires en interaction avec leur environnement.

Dans ces adaptations, l'occupation du sol est schématisée par un nombre fini de classes d'occupation, le remplissage de la grille est encore semi manuel, il n'y a pas de jonction directe avec une carte ou image sur le territoire étudié et enfin à signaler des difficultés inhérentes aux formats d'échanges de données. Il faudrait alors pouvoir i) trouver le moyen de délimiter le paysage à partir d'un document cartographique numérisé ou d'une image satellitale, ii) découper le plan ainsi obtenu par un maillage uniforme, iii) convertir ce découpage en un ensemble de polygones homogènes

juxtaposés dans un format lisible par outil logiciel dédié SIG, iv) associer un ensemble de variables (champs) à cet ensemble d'objets vectoriels, v) trouver enfin le moyen de coller à cette grille de base les thèmes présents dans le paysage affectés de valeurs adéquates traduisant la présence (ou l'intensité) du thème. Ceci représente l'objectif du présent travail de recherches. La validation du modèle est appliquée sur la vallée de la Prahova (Roumanie). Nous présentons ici les résultats préliminaires de l'étude.

2. Région d'étude

a. Localisation :

La région Sous Carpatique de la vallée de la Prahova est située au Centre-Sud de la Roumanie, dans le département de Prahova (fig. 1). Les

coordonnées géographiques extrêmes de la région sont: 45°15'40''N et 25°44'54''E.

Par la genèse et le caractère spécifique physico-géographique, la Vallée de la Prahova est une division géographique bien individualisée (Mihăilescu, 1963).

En général la géomorphologie du terrain joue un rôle très important dans les risques géologiques. Ici elle est constituée par des pentes de différentes inclinaisons avec des gradients compris entre 3° et 20°, pour la majorité des pentes et entre 20° et 90° pour le reste. La région se trouve entre des collines d'altitude allant de 400 m à 800 m. Les villes de Breaza et de Câmpina se situent sur une terrasse, à 75 m d'altitude à Breaza et à 55-65 m à Câmpina (fig. 2).

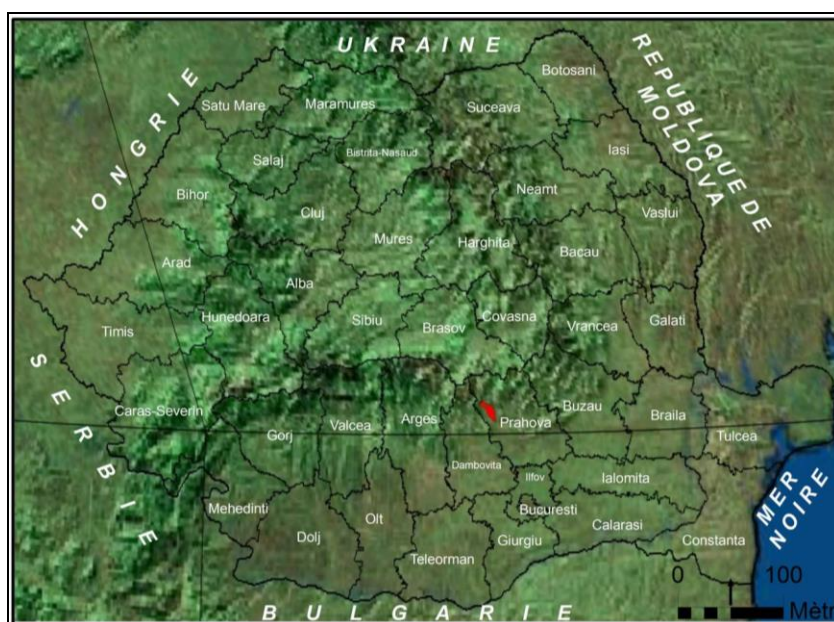


Fig. 1: Localisation de la région d'étude (zone rouge) (sous ArcGlobe)

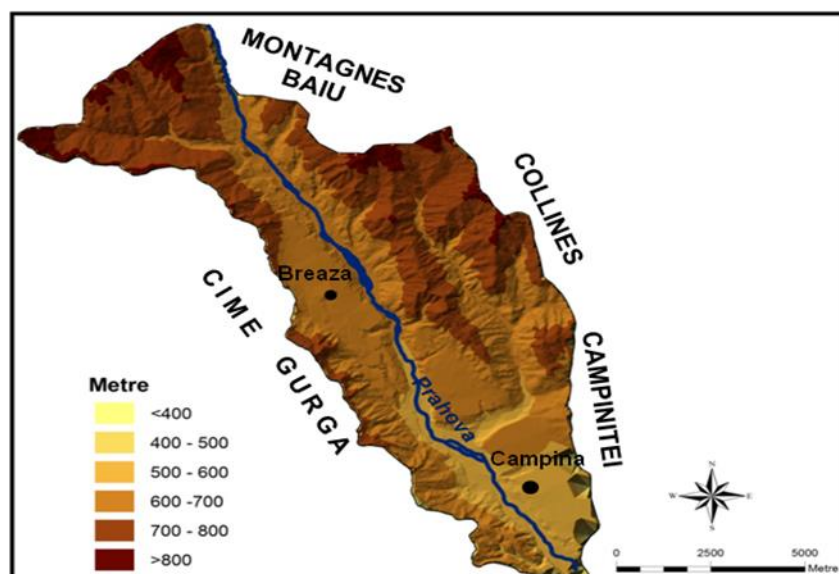


Fig. 2: Pente et hypsométrie du relief dans la région Sous Carpatique de la vallée de Prahova

b. Paramètres du paysage:

• La géologie

Les Sous-Carpates de la Prahova, entre le Bâsca et Prahova, se caractérisent par le développement de la large zone de flysch paléogène, la réduction de la surface intérieure du Miocène et d'extension de la surface externe du Pliocène, situation qui est maintenue jusqu'à la Vallée de Dâmbovița (Roșu, 1973). L'aspect géologique du terrain étudié représente l'un des facteurs principaux par la tectonique représentée par de grands accidents orientés N-S. La zone de travail est composée de couches alternantes de grès, argile gypses et marne.

Au point de vu tectonique dans la zone de Câmpina on distingue les klipps d'oligocène de la ligne de dislocation Câmpina-Buștenari, les couches de Pucioasa dans la région de Cornu-Provița de Sus et la zone des plis diapirs (Protesco, 1931). Les blocs cristallins du Sénonien de Breaza témoignent de l'existence d'un soubassement cristalin caché, constitué par un massif de roches éruptives et de schistes cristallins (Codarcea, 1937).

• Le sol

En interagissant, les facteurs de pédogénèse ont formé et développé une large gamme de sols appartenant au système roumain de Soil Taxonomy, par classes: *protisols*, *cambisols*, *luvisols*, et *hydriols*. L'évaluation des terres prend en compte à la fois les paramètres du sol et de l'environnement (favorable ou restrictif). Un certain nombre de facteurs du sol (la texture, le volume édaphique, la gleyzation, le contenu de l'humus et des éléments nutritifs) et du terrain (pente, exposition, eaux souterraines profondes, inondations) limite l'utilisation des terres. Quant à l'activité anthropique, elle a contribué à la dégradation de l'environnement (déforestation, pâturage intensif, torrents) et en accentuant une instabilité du terrain par la construction d'un grand nombre de maisons de vacances par unité de surface (Parichi, 2007).

• La végétation

Sur la Vallée de la Prahova le domaine de la forêt des Carpatés occupe plus de 20% avec des différences dans les différents secteurs de la vallée, en réponse à la fois, à l'action de facteurs naturels (morphologie morphométrie, l'exposition et le courant morphodynamique), et surtout anthropique (déforestation).

• Bâti

Le bâti collectif ou individuel, a un effet de surcharge sur les terrains surtout au voisinage des

versants. Les constructions dans cette zone ont augmenté d'une façon considérable. Elle fait augmenter par ailleurs les voies de communications qui, à leur tour, induisent des pressions sur les terrains.

La densité de la population représente aussi un facteur perturbateur de la stabilité des terrains. L'augmentation de la population nécessite l'occupation du sol, ce qui induit forcément des dégradations de l'environnement et peut engendrer des mouvements de terrains. L'augmentation de population dans un endroit signifie plus de constructions avec du béton ; ce qui induit le défrichement et l'exploitation des nappes phréatiques.

2. Démarche méthodologique

Ce travail de recherche élabore et propose une méthodologie géographique pour générer une grille uniforme de maille carrée dont la taille correspond à un compromis entre l'homogénéité du terrain et la précision d'analyse. La caractérisation des mailles (affectation des paramètres descriptifs de chaque maille) est obtenue après traitement et interprétation des images satellitaires et digitalisation des documents cartographiques (cartes thématiques).

• Analyse des documents cartographiques

Les cartes topographique (1/25000, datant de 1980, en système de projection Gauss-Kruger, origine – Direction Topographique Militaire), géologique (1/50000, datant de 1976, origine – l'Institut Géologique et Géophysique) et du sol (1/200000, datant de 1970) couvrent toute la zone d'étude et apportent une bonne information pour l'analyse du paysage. Leur digitalisation est réalisée sous ArcMap.

• Analyse d'images Landsat ETM+

Le traitement de trois images de 1990, 2000 et 2007 a permis d'extraire les thèmes principaux (notamment le bâti et la végétation) et de produire les grilles correspondantes calées et géoréférencées en UTM, Zone 35N. Nous avons pour cela utilisé IDRISI32 et MapInfo Professional 7.8.

Dans l'exploitation des images, nous avons constaté un décalage non uniforme de l'image de 2007 par rapport à l'image 2000 ainsi qu'un changement de résolution (30m pour l'image 2000 et 28,5m pour l'image de 2007) (fig. 3; tab. 1). Nous avons donc procédé à un recalage des images.

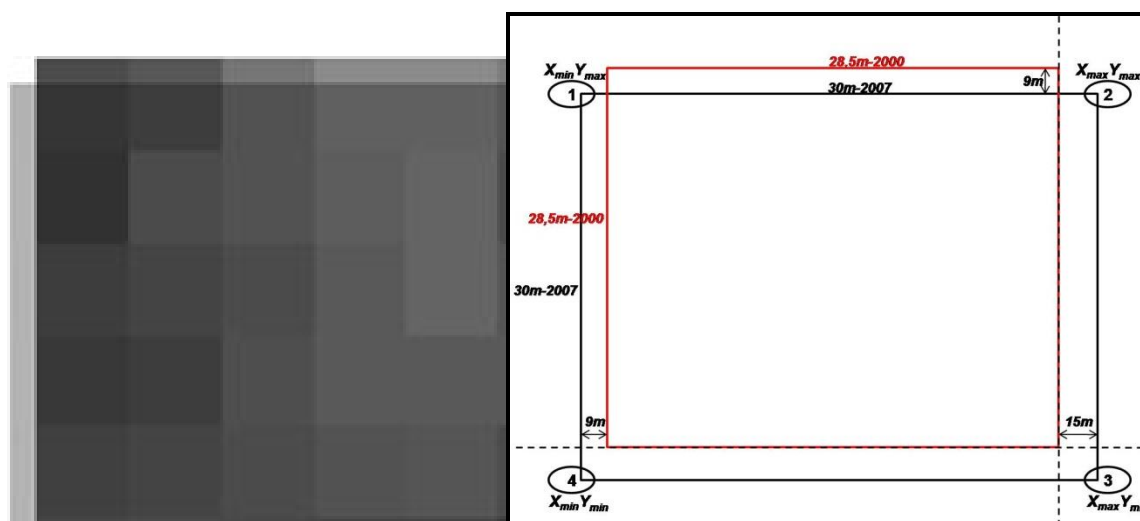


Fig. 3: L'écarte entre les images de 2000 et 2007

Tableau 1. L'écarte entre les images de 2000 et 2007

Image	X_{min}	X_{max}	Y_{min}	Y_{max}	Lignes	Colonnes	Résolution
TM_2000	376371	402135	5007507	5042961	1244	904	28,5
TM_2007	376380	4022120	5007510	5042970	1182	858	30

3. Resultats et discution

Pour déterminer la viabilité du paysage nous avons pris en compte les paramètres suivants : géologie, pente, occupation du sol, indice de végétation et bâti. Ces paramètres nous ont semblé parmi les plus importants facteurs pour l'étude de la transformation du paysage.

Toutes les images satellitales utilisées sont en système de projection UTM/WGS 84 ; Zone 35 N ; $min_x=388968$, $max_x=403674$, $min_y=4894881$, $max_y=5011411$. La grille de travail générée a 18705 mailles et chaque maille représente 1.29 ha.

a. La végétation

A partir du NDVI nous avons généré une autre image avec de la végétation plus dense et éliminé les zones bâties. Par l'analyse diachronique entre les images de 1990 et 2000 nous avons observé les zones où la végétation a disparu à cause de la déforestation (fig. 4). La grande partie de la végétation qui se réduit en 2007 est aussi la réponse de l'augmentation de la superficie avec des zones bâties, spécialement dans les localités de Breaza et Cornu (au nord de Câmpina) (fig. 5).

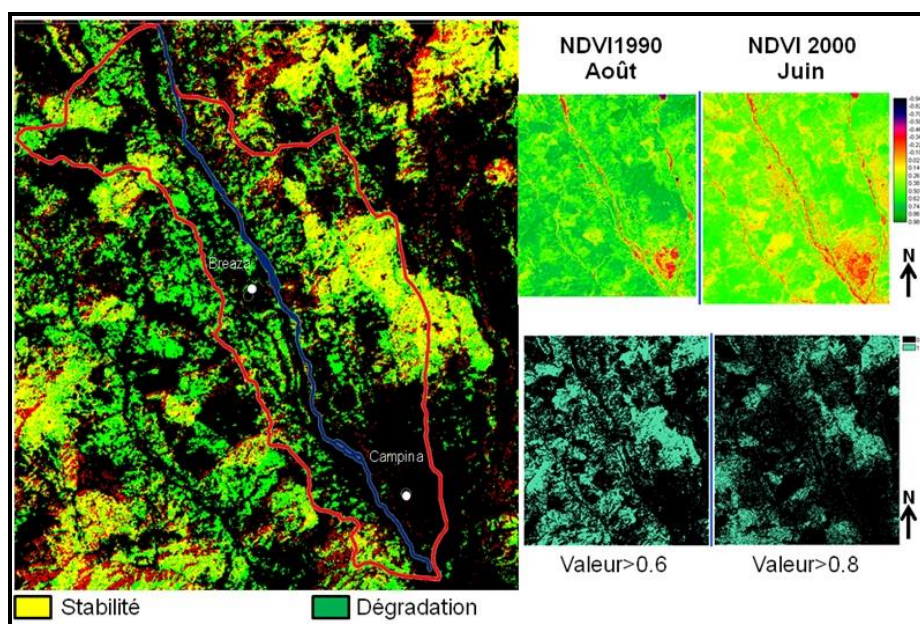


Fig. 4: Analyse dyachronique de la végétation

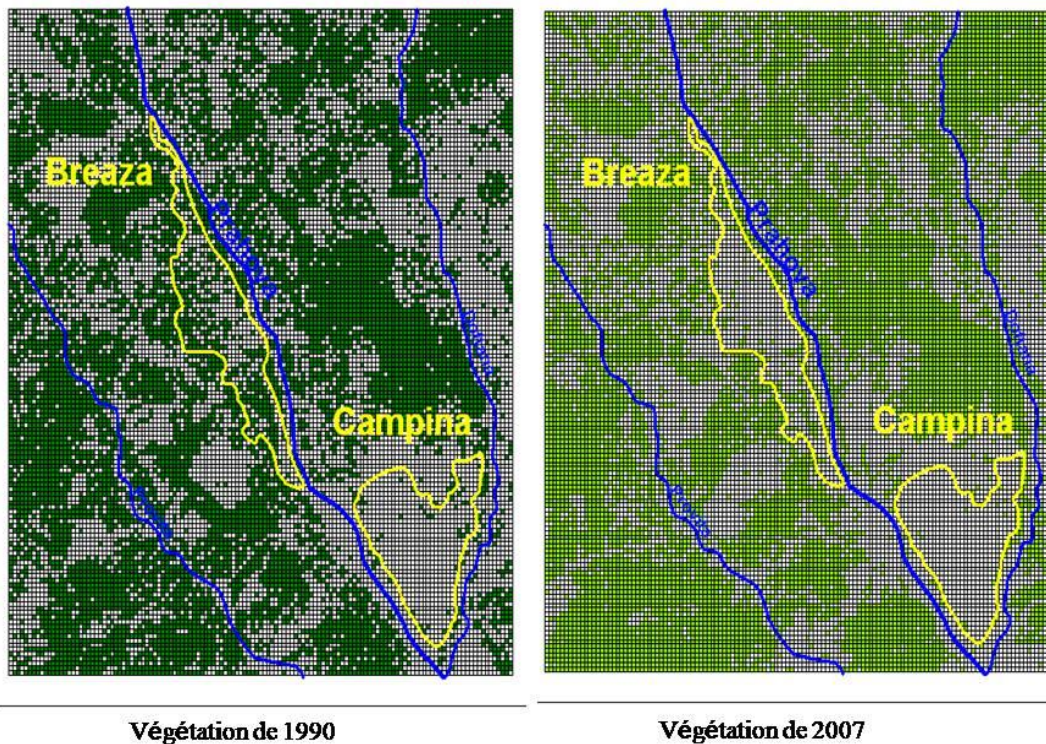


Fig. 5: Végétation entre 1990 et 2007 par l'analyse de grille

b. *Le bâti*

Nous avons utilisé l'indice du bâti développé par Abdellaoui et al., (1995), et un ensemble de combinaisons colorées non conventionnelles (Abdellaoui, 1994, 2006) pour améliorer la lisibilité. Sur la même principe, par l'analyse dyachronique entre les images de 1990 et 2000 nous constatons

que la superficie des zones bâties se développe tout au long de la Prahova. Quand on a superposé les grilles entre 1990 et 2007, le nombre des mailles (pixels) qui représentent le bâti a augmenté 1012 ce qui correspond à une superficie d'environ 1305 ha. (fig. 6).

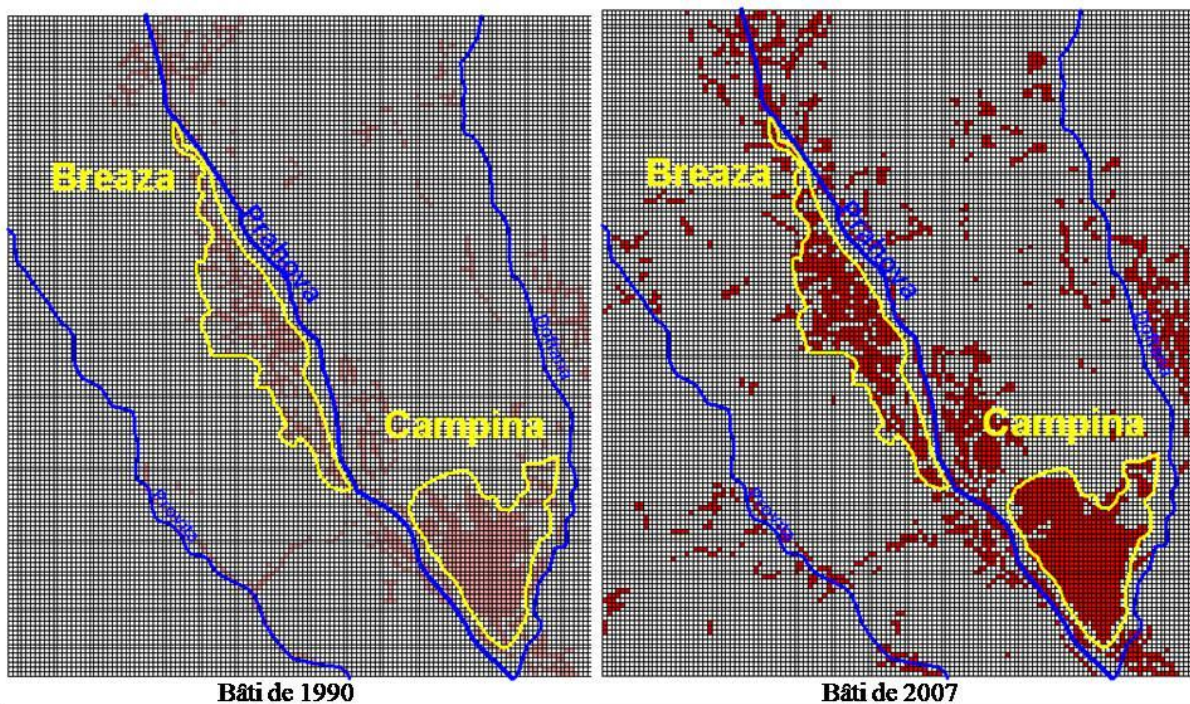


Fig. 6: Bâti entre 1990 et 2007 par l'analyse de grille

c. **La viabilité du paysage par l'analyse de grille**

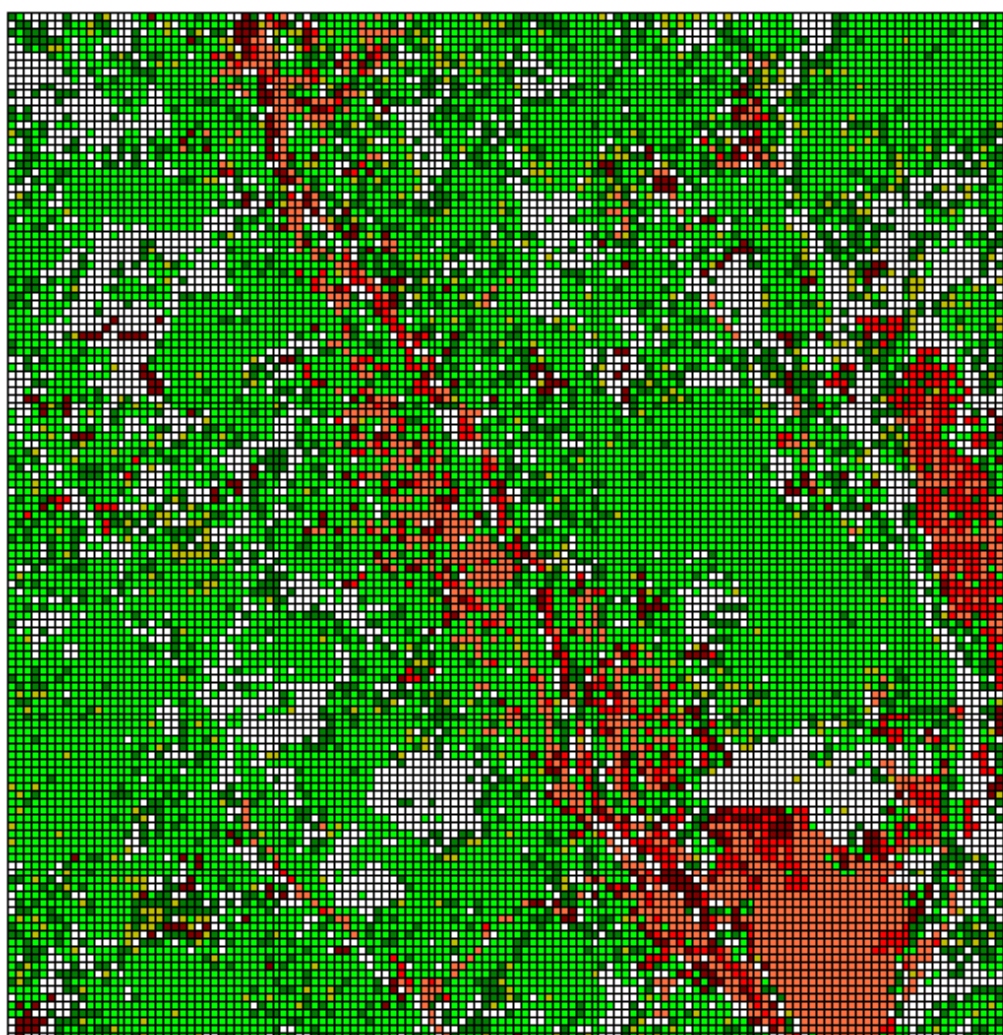
Elle est déduite de la combinaison des paramètres: géologie, pente, occupation du sol, indice de végétation et de bâti à partir de la base de données à références spatiales mise en place dans le cadre de cette étude.

Pour le paramètre géologie : nous avons retenu trois classes significatives (faible ; forte et très forte) à partir de la digitalisation de la carte géologique ; les numéros de classes sont affectés aux mailles correspondantes comme « donnée attributaire géologie ».

Pour le paramètre pente, nous avons généré une carte des pentes à partir des courbes de niveaux digitalisées sur la carte topographique ; nous avons également défini des classes de pentes affectées aux mailles comme donnée attributaire « pente ».

Nous avons opéré de manière identique pour le paramètre sol : identification de classes de sols à partir de la carte pédologique.

Pour le paramètre végétation et bâti on fait la différence entre les trois années par différents couleur (fig. 7);



Recnum	Geol	Pente	Sol	Veg1990	Veg2000	Veg2007	Bati1990	Bati2000	Bati2007
5 190	22	6	3	1	0	0	0	0	0
5 191	22	6	3	1	0	0	0	0	1
5 192	22	6	3	1	0	1	0	0	0
5 193	11	6	3	0	0	0	0	0	1
5 194	11	8	3	1	0	0	0	0	1
5 195	11	8	7	0	0	0	0	0	1
5 196	11	8	7	0	1	0	0	0	1
5 197	11	8	2	0	0	1	0	0	0
5 198	11	9	2	0	1	0	0	0	0
5 199	11	9	2	0	0	0	0	0	1

Fig.7: Végétation et Bâti entre 1990, 2000 et 2007 par l'analyse de grille et la base de données

À partir de la carte du pente nous avons généré la carte de risque. Nous avons constaté que là où il y a les pentes plus raides, il y a les glissements de terrain (ce qui était attendu et donc confirme notre validation). Les principaux facteurs qui ont produit

ce phénomène sont la précipitation, le déboisement et la surcharge du terrain avec beaucoup de bâti qui se construit haotique. Sur la grille du bâti de 2007 on a identifier chaque maille (en noir) qui représente le bâti construit en zone de risque (fig. 8).

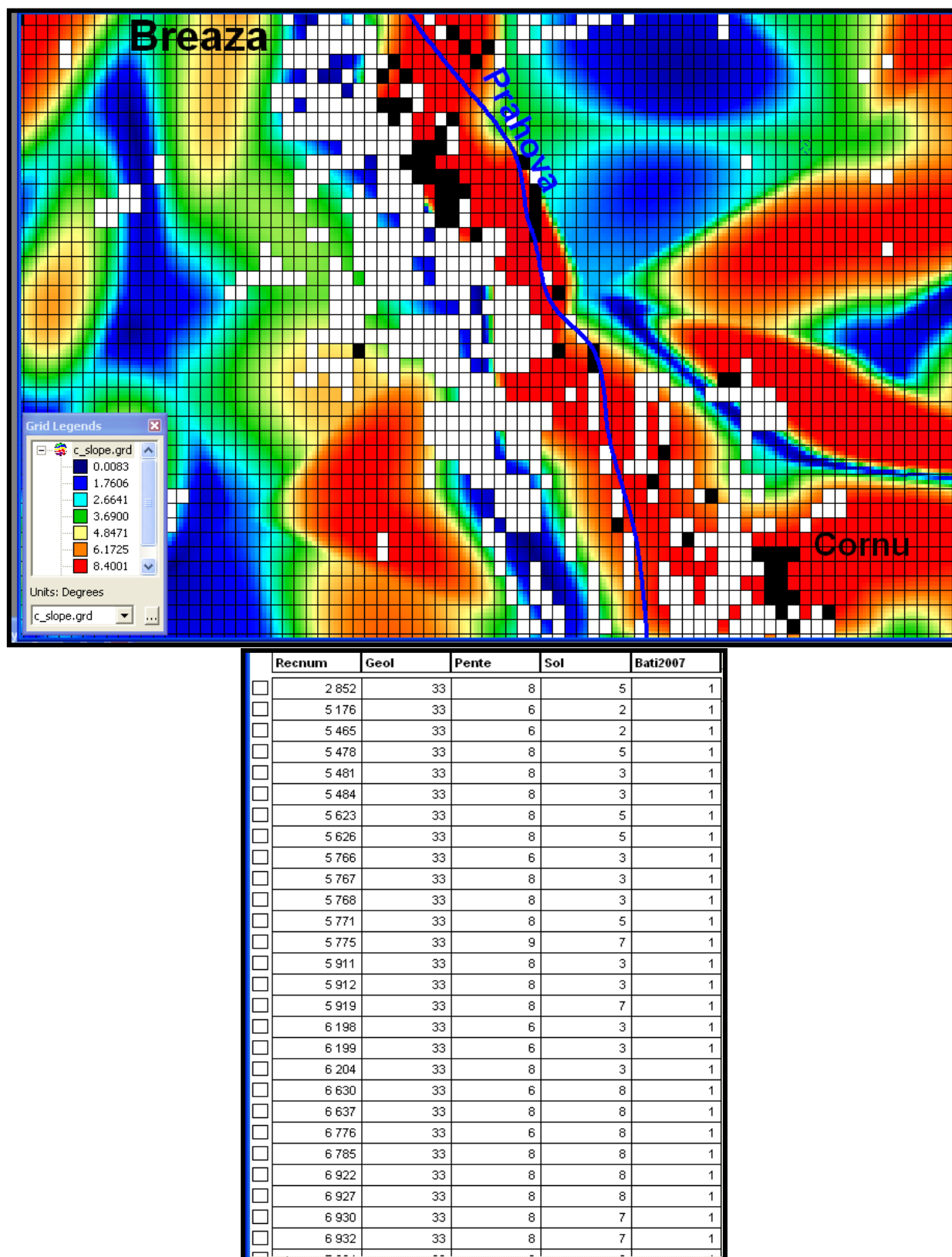


Fig. 8: La carte de risque à partir de la grille de bâti de 2007

4. Conclusions

Pour la présente étude, nous avons utilisé essentiellement des cartes thématiques conventionnelles (topographique, géologique, pédologique) et des images satellitales ETM+ à partir desquelles sont extraits des indicateurs significatifs pour l'analyse de la viabilité du paysage, notamment la couverture végétale et le bâti. A partir de ces divers traitements, nous avons extrait des données attributaires que nous avons affectées aux mailles d'une grille spécialement construite pour la zone d'étude.

Les premiers résultats ont montré que l'analyse du paysage par la méthode „grille” permet d'intégrer de façon efficace les différents indicateurs et de décrire puis d'analyser l'espace de façon complète et suffisamment homogène et précise.

Il reste encore à affiner le processus de génération de grille; ce travail est en cours de réalisation.

Remerciements

Cette recherche a été partiellement prise en charge par CNC SIS – UEFISCSU, projet nr. PNII – IDEI 1949/2008.

BIBLIOGRAPHIE

- ABDELLAOUI, A.; BENBLIDIA, N.; PĂTRU, I.G.; IELENICZ, M. ET OZER A. (2006), *Technique de clonage de pixels pour l'analyse d'objets de faible surface à l'aide d'une image satellitaire à moyenne résolution spatiale: Application aux glissements de terrain de la Vallée de la Prahova (Roumanie)*, Télédétection, vol.6, n° 3, pp 233-246.
- ABDELLAOUI, A. ET ROUGAB, A. (1995) *Caractérisation du bâti en zone de transition montagne – plaine; cas de l'agglomération blidéenne (Algérie)*; Actualités Scientifiques : Télédétection des milieux urbains et périurbains; Actes des Journées scientifiques de Liège (Belgique) 1995; pp 75-83.
- ABDELLAOUI, A. ET ROUGAB, A. (1994) *Intégration de données multisources pour l'étude d'un paysage urbain : cas de l'agglomération blidéenne (Algérie)*; Actes de la Sixième Conférence Canadienne sur les SIG; Volume n° 2; pp 1479-1487.
- ARMAŞ, I. (2008), *Percepția riscurilor naturale : cutremure, inundații, alunecări*, Editura Universității din București.
- AUBIN J.-P., BAYEN A., BONNEUIL N. & SAINT-PIERRE P. (2005), *Viability, Control and Games: Regulation of Complex Evolutionary Systems Under Uncertainty and Viability Constraints*, Springer-Verlag
- BERTRAND, G. (1968), *Paysage et géographie physique. Esquisse méthodologique*, Revue géographique des Pyrénées et S.O., 39, 3, Toulouse.
- BOBEK H. (1957), *Gedanken zum logischen System der Geographie*, in Mitt. Geogr. Ges., Wien.
- BRUNON, H. (2010), *La notion de paysage dans les sciences humaines et sociales : repères sur les approches « culturalistes »*, « Bibliographie Thématique », www.topia.fr.
- CODARCEA, Al. (1937), *Etude micrographique des roches cristallines du sénien de Breaza*, Extrait des comptes rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie, Tome XXI, București.
- DEPLOUX, M. (1972), *Ecosystème et paysage*, Revue Géographique de Pyrénées et du sud-ouest, 43, Toulouse.
- DINCĂ I. (2005), *Peisajele geografice ale Terrei. Teoria peisajului*, Editura Universității din Oradea.
- DUBOS-PAILLARD E., GUERMOND Y. et LANGLOIS P. (2003) : *Analyse de l'évolution urbaine par automate cellulaire. Le modèle SpaCelle* ; l'Espace Géographique ; 2003-4 ; pp 357-378.
- DONISĂ I. (1979), *Peisajul geografic în lumina concepției sistemice*, An. St. Univ. Iași, Geologie-Geografie, XXV, Iași.
- DRĂGUȚ L. (2000), *Geografia peisajului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj.
- FORMAN R.T., GORDON M. (1986), *Landscape ecology*, John Wiley and Sons, New York, U.S.A.
- GRECU, F. (2009), *Geomorphological Map of the Prahova Subcarpathians (Romania)*, Journal of Maps, 2009, 108-116.
- GRECU, F., TOROIMAC, G. and DOBRE, R. (2008), *Précipitations et risques naturels durant la dernière décennie dans le département de Prahova (Roumanie)*, In Climat et risques climatiques en Méditerranée, Actes du colloque de Montpellier, 9-13 Septembre 2008, pp. 301–306.
- IELENICZ, M. (2000), *Geografie generală. Geografie fizică*, Editura Fundației România de Măine, București.
- MEHEDINȚI S. (1931), Terra 1-2, București.
- MIHĂILESCU, V. (1963), *Carpații Sud-estici*, Editura Științifică, București.
- MUICĂ C. (1995), *Munții Vâlcanului. Structura și evoluția peisajului*, Editura Academiei Române, București.
- PASSARGE S. (1923), *Die Landschaftsgürtel der Erde*, Breslau.

- PARICHI M., ARMAȘ IULIANA, STĂNILA ANCA-LUIZA, POPA RALUCA (2006-2007), *Studiul pedogeografic al teritoriului Cornu*, Societatea de Geografie din România, Terra, Anul XXXVI-XXXVII (LVI-LVII), Editura CD Press.
- PĂTRU I. (2001), *Culoarul transcarpatic Bran-Rucăr-Dragoslavele – studiu de geografie fizică cu privire specială asupra evaluării potențialului natural, starea și calitatea peisajului*, Editura Universității din București.
- POSEA GR., BARBU N., CIULACHE S. (1986), *Geografia de la A la Z*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- PROTESCO, O. (1931), *Excursion géologique dans la région pétrolifère de Câmpina*, Guide de la sixième excursion phyto-géographique internationale. Roumanie. IV. Partie, București.
- RICHARD J.F. (1975), *Paysages, écosistèmes, environnement, une approche géographique*, L'espace géographique, 2, Paris.
- ROȘU AL. (1983), *Peisaj-geosistem-mediul. Abordarea sistemică a cercetării și didacticii geografiei*, Sinteze Geografice-Materiale pentru perfecționarea profesorilor (p. 40-57), Editura Didactică și Pedagogică București.
- ROȘU, A. (1973), *Geografia fizică a României*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- ȘANDRIC, I. (2009) : *Sistem informațional geografic temporal pentru evaluarea hazardelor naturale. O abordare Bayesiană cu propagare a erorilor*, Teza de doctorat, Universitatea București.
- TROLL C. (1962), *Die dreidimensionale Landschaftsgliederung der Erde*, in H. v. Wissmann-Festschrift, Tübingen.
- TUDORAN P. (1976), *Peisajul geografic – sinteză a mediului înconjurător*, Buletinul Societății de Științe Geografice din R.S.România, IV, București.
- TUFESCU V., TUFESCU M. (1981), *Ecologia și activitatea umană*, Editura Albatros, București.
- ZĂVOIANU I., ALEXANDRESCU M. (1994), *Preocupări legate de studiul peisajului*, Revista Geografica, I, București.

¹Université Paris Est Créteil, Département de Géographie

²Université de Bucarest, Département de Géographie

Geomorphological processes in the Danube Defile

Case study: The Liubotina slide and the Mraconia collapse

Sorin CARABLAISA, Nicolae ȘELĂU

Rezumat. Sectorul analizat se află situat în Defileul Dunării pe malul stâng al fluviului pe rama de sud-est a munților Almajului. Localizarea arealului supus analizei din punct de vedere al proceselor morfodinamice actuale, se poziționează în sectorul Cazanelor, unde după ridicarea S.H.E.N. Porțile de Fier I, s-a produs o serie de modificări morfodinamice. *Prăbușirea din Cazanele Mici* în ordine cronologică este primul proces geomorfologic analizat. Ea s-a produs la începutul lunii martie și este situată la cca. 300 m, aval de confluența văii Mraconia cu Dunărea, afectând o porțiune din DN57 Eșelnița-Dubova prin prăbușirea zidului de sprijin, până în axul central al părții carosabile, pe o lungime de cca. 30m. Procesul a avut loc în calcare masive ce sunt afectate de fisuri cu orientare verticală, la care se adaugă o serie de procese ce au contribuit și aici la declanșarea prăbușirii, respectiv, o pantă de 90%, oscilațiile de nivel ale lacului și aceeași metoda neadecvată de construcție a căii rutiere. Cel de-al doilea proces morfodinamic actual luat în discuție, este reprezentat de o *alunecare-prăbușire de tip detrusiv*, ce a avut loc la finalul lunii martie, pe data de 26 martie 2010. Ea s-a produs în amonte de intrarea în Cazanele Mari, mai precis în imediata apropiere a Văii Liubotinei și este vorba de o alunecare de teren masivă și complexă, produsă în versantul situat pe marginea drumului rutier DN57 Dubova-Șvinița la o altitudine abs. de 155-160 m. Pentru stoparea acestor fenomene și combaterea efectelor, se impun măsuri urgente și permanente de supraveghere și întreținere a drumului rutier strămutat de la baza versantului, unde dinamica proceselor de modelare actuală este variată și deosebit de activă în anumite perioade de timp precum și la trecerea de la un anotimp la altul. Executarea unor lucrări de stabilizare a versanților, a unor baraje de-a lungul văilor torențiale, amenajări silvice, etc., precum și interzicerea autorizațiilor de construire și cumpărare a terenului din imediata apropiere a luciului de apă și a versantului pe care îl străbate drumul național.

Cuvinte cheie: dinamica reliefului, procese geomorfologice actuale, activitate antropică.

The sector analyzed is located inside the Danube Gorge, on the left-hand bank of the river, along the South-Eastern face of the Almaj mountains (fig. 1). In terms of the current morphodynamic processes, the area under analysis is located inside the Kazan

gorge sector, where the construction of the Porțile de Fier I Hydropower and Navigation Complex (S.H.E.N. Porțile de Fier I) caused later morpho-hydro-dynamic transformations.

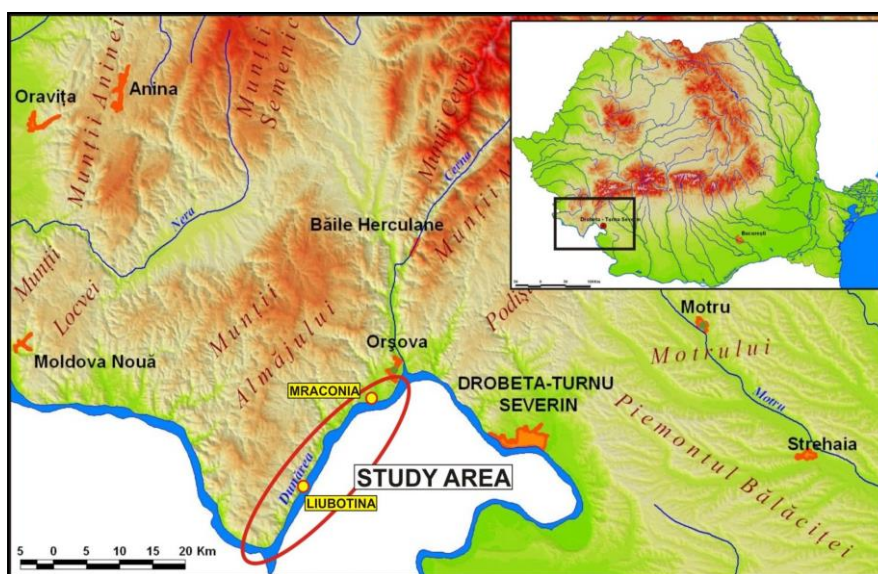


Fig. 1: The geographical placement of studied area of geomorphological processes in the Danube Defile

The scale of the current geomorphological processes along the Danube valley has increased in the recent period, especially where the conditions for their emergence and development were highly favorable (high fragmentation, steep slopes, forests on limited surfaces, developed weathering crust, etc.). Representative instances for these situations include erosion processes, tied to the local conditions, where hillsides generally suffer because of washing and rain-washing, alongside ravination processes, which mainly occur in the context of steep slopes, with a high rate of rock alteration, or the absence of vegetation, due to a superficial soil layer. Gravitational processes – consisting in landslides, slumps and mobile slope deposits – are equally important. Landslides and slumps occurred because of brittle deposits with argil interstices, and where tougher rockmass is dominant (lime, sandstone, the crystalline schist of the Getic plateau), rock decay resulted in mobile slope deposits (detritus, rockslides and adobe deposits). The structural and mineral complexity of the Danube gorge brings about a large variety of processes and types of landscape (The “Porțile de Fier” comprehensive atlas, 1967).

The *Cazanele Mici* slump is (fig.2), chronologically speaking, the first geo-morphologic process discussed. It occurred in early March, on March 9, 2010, and is located circa 300 meters

downriver from the Mraconia valley confluence with the Danube; it damaged one section of the DN57 Eșelnița-Dubova national road, as the parapet collapsed, all the way to the median line of the road, on a distance of around 30 meters. The slump is 20-meter high from waterline to the road level; the rebuilt parapet is 8-meter high.

The process occurred inside a lime rockmass which featured vertical faults, alongside several processes which were partially the cause for the onset of the slump, that is a 90-degree declivity, lake water level fluctuations and the improper means used in road construction. A relevant argument in favor of acknowledging and protecting the environment is that on the right-hand bank of the river, in Serbia, the responsible approach to works on the road linking Kladova and Golubac meant no processes similar to those on the left-hand bank of the Danube occurred, although the geological and mineral conditions are similar.

The second recent morphodynamic process considered consists in a *detrusive-type landslide* (fig. 3), slump that occurred late in March, on March 26, 2010. It occurred upstream of the Cazanele Mari, more exactly in the near vicinity of the Liubotina valley; it consisted in a massive and complex landslide on the versant located alongside the DN57 Dubova-Șvinița national road, at an absolute altitude of 155-160 meters.



Fig. 2: The collapse of Mraconia

The distance from the slump rim to the toe of the slope amounts to around 200 meters, which means the landslide involved a huge mass of dislocated material, which impacted on the entire mountainside, blocking and wrecking the national road surface on a 130-meter section. The volume of the rockmass displaced is estimated at 100,000 cubic meters; part of the flow coming down the slope collapsed into the Danube river.



Fig. 3: The landslide of Liubotina

The morphodynamic process that crested the premises for the emergence and onset of the massive landslide caused a series of micro-forms of relief: the slump ravine, the body of the flow and the toe of the slope.

The *ravine* is semicircular-shaped, with steep, even vertical walls, reaching up to 15 meters in height in the central section; it marks out, in a clear and continuous line, the jagged mass of the flow. The slump funnel is also clearly marked out on its

lateral sides, by means of 5-to-10-meter-high steep slopes, angling downwards.

The *body of the flow* features several microreliefs– jumbled piles, gradations and curves caused by the flow mass molding onto the ragged contour of the bedrock slope. The slope's visible sections have an abraded look, especially on rockfaces and along the alternating bands of clay, as the result of friction between the moving mass of rock and the rock in situ. The mirror-like look is even more obvious when bedrock was dragged along in the landslide. The flow mass consists in a mixture of uprooted trees, detritus and an important amount of weathering crust. A part of the flow mass descended over the national road and into the Danube river, creating a sizeable mass of alluvia.

The *toe of the slope* ended up in the lake water, around 100 meters from the roadside. As a result of the resilience of the body of water as well as the pressure exerted by the flow mass on the move, the toe of the slope shaped up like a breakwater. The contributing factors also included the momentum of

the flow, and the milder slope grade close to the riverbank; the milder slope combined with the thickness of the landslide to preserve the vertical position of the trees dragged along, visible from mid-altitude at the lake's 65-meter absolute altitude.

Potential causes and triggering factor:

As in any geomorphologic process, the fundamental causes are: rock, gradient and water. In the situation analyzed, one must point to the thick layer of slope deposits, especially in its lower third, deposits consisted in matter with a high rate of plasticity, as the result of alternating bands of clay. These deposits lie on top of serpentine soil, magnesian slate, with a high content of chlorite, talc and chrysotile, in various stages of weathering. The alternating bands of clay combined with the steep gradient – an average 45-degree angle – and the existing faults and crevices easing infiltration and excessive water accumulation to create the premises for the process trigger.



Fig. 4: The collapse of Mraconia and the landslide of Liubotina

The very important role played by human activities, both direct and indirect, has to be acknowledged: the direct cause was interference with the natural balance of the gradient, when building the road linking Orșova and Moldova Nouă. The manner the road was built was just as harmful, as it involved blasting the mountainside and shoveling the excavated material into the lake water. The blasts caused new crevices in the mountainside mass and enlarged the existing ones. Indirectly, the 5-meter-plus fluctuation of the lake waterline, undermined the cohesion of the underlying mountainside by means of alternating moistening

and air exposure; road traffic is also one of the preliminary causes, in terms of the vibration it causes.

Triggering causes:

The extremely arid weather of the summer of 2009 was followed (tab. 1, fig. 5), late that autumn, by abundant rainfalls, which continued throughout winter. The above-mentioned existence of crevices, perpendicular on the direction of traffic, allowed rainfall water to infiltrate and accumulate throughout the deposits, which led to over-moistening them. It was only a matter of time because the landslide began, which occurred in March 2010.

Table 1. Monthly and annual mean atmospheric precipitation (mm)

Table 1. Monthly and annual mean atmospheric precipitation (mm)															
Stația meteorologică	Perioade	LUNA													
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Dr.Tr.Severin	2009-2010	77.6	60,9	33.9	15.4	26.4	103.6	25.6	20.2	19.0	109.2	101.6	135.2	66.1	94.6

Stația meteorologică	ANUL								
	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Dr.Tr.Severin	501.0	677.2	672.6	700.5	846.4	714.1	740.0	640.4	728.6
Berzesca	550	642.4	513.9	689.7	857.4	687.0	708.1	536.4	745.2

Berzesca	2009-2010	73.9	82.3	63.5	3.2	41.6	79.8	51.8	44.2	20.4	110.6	94	79.9	59.4	87.3
----------	-----------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	-------	----	------	------	------

Source: processed ANM data

Work is now being done to consolidate the mountainside at the road level, but the existence of crevices in the higher reaches makes it likely to ease further landslides, in the long run, as the respective

location remains an active one. Work to consolidate the mountain slope in the area of a previous landslide in the vicinity also contributed to destabilizing the mountainside.

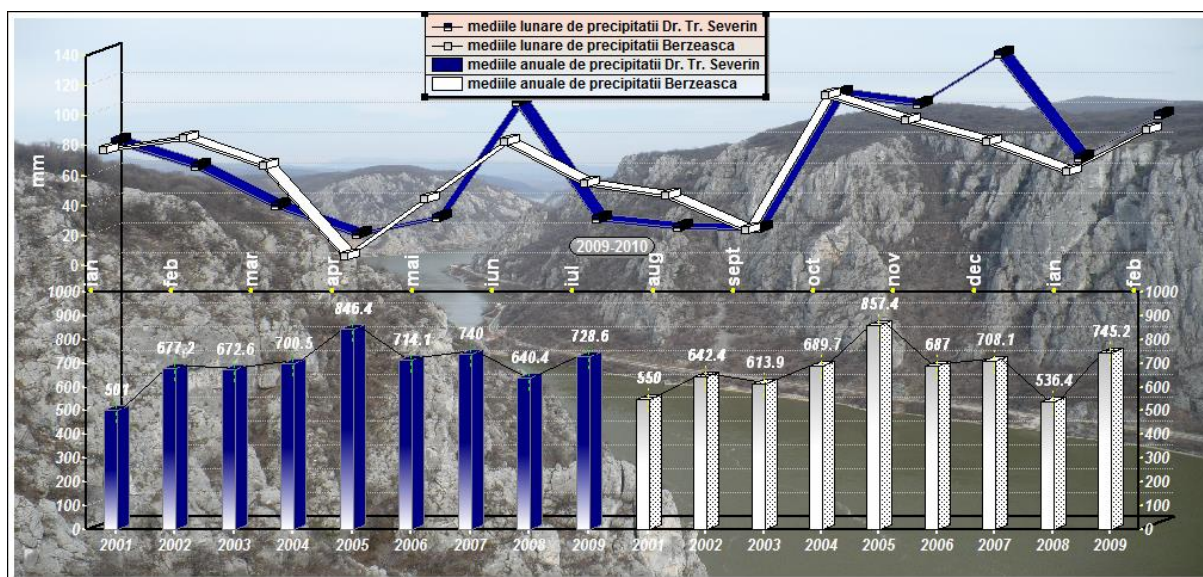


Fig. 5: Monthly and annual mean atmospheric precipitation (mm)

The current evolution of this sector of the Danube gorge is influenced by several transformations and present morphodynamic

processes such as riverbank abrasion, landslides and slumps, deposition, silting, etc., which raise several practical and theoretical matters pertaining to

Danube gorge landscape dynamics in the wake of the construction of the Porțile de Fier I reservoir.

Several factors such as gradient, lithology or infiltration water which causes over-moistening of the rock can create the premises for landslides and slumps. Morphodynamic factors to be mentioned may include climate and human-action factors, which play an important part in this case study.

Climate factors

Most Earth crust-shaping processes are due to climatic agents or agents originating in certain meteorological phenomena. As far as the climate is concerned, the alternation of arid periods and rainy periods leads to the loss of rock cohesion. The increasingly abundant nature precipitation in the rainy seasons, combined with the higher percentage of precipitation amounts in the past few years, have brought about the recrudescence of landslides and slumps and the acceleration of erosion processes.

Water coming from precipitation and snowmelt becomes an important geomorphologic agent, especially in those areas with limited forest vegetation or areas subject to deforestation. In its action to shape and trigger various geomorphologic processes, water benefits from the assistance of preliminary factors such as slope declivity, the composition of the sublayer, etc. In areas where woods have been deforested and the slope declivity was modified by human action, the incidence of current shaping processes (erosions, slumps, landslides, etc.) registered a strong increase.

Human-action factors

Human involvement in current morphogenesis is analyzed in terms of both the influence man exerts by his actions, and the fact he can serve as a morphogenetic agent.

The construction of the reservoir involve in the construction of the Porțile de Fier I hydro power plant meant the reconstruction of the communication

routes and mountainside consolidation construction work, which led to slope-cutting, especially in the lower thirds of the mountainsides, which diminished the stability of the versants and triggered various geo-morphological processes.

Current geo-morphological processes now occur on a large scale in the Danube gorge, thanks to the favorable conditions for their emergence and development (steep slopes, high landscape fragmentation, thick weathering crust, deforested areas or areas of little vegetation, leasing the water surface and the land beneath the DN 57 embankment, operations which brought about the landslides, etc.).

In *conclusion*, the region analyze features an intense dynamic, with current geo-morphological processes occurring on a large scale, favored by natural factors (geologic, geomorphologic, hydrologic, climatic factors, etc.) and enhanced by human action (the approach to road construction, the heavy traffic, more or less authorized private construction work), which contributed to destabilizing the land.

Urgent and permanent measures have to be taken to monitor and maintain the national road, re-routed from the foot of the mountainside, where the current dynamic of shaping processes is varied and exceedingly active at certain times as well as during the changes of seasons. Work should be done to consolidate the mountainsides, to erect dams along gullies, to improve forestry management, etc., as well as ban construction or buying land in the proximity of the waterline and close to the mountainside traversed by the national road.

The lesson learned is that in a battle against the environment, man always stands to end up on the losing side, which makes it an imperative task to act with the utmost care, respect and responsibility to all elements in the supporting and nurturing environment.

REFERENCES

- GRECU F., PALMENTOLA G., (2003), *Geomorfologie Dinamică*, Editura Tehnică, București.
- GRIGORE M., SCHMIDT N., IELENICZ M., (1969), *Unele aspecte privind stabilitatea versanților în Defileul Dunării în sectorul Ogradena-Orșova*, Revista pădurilor nr. 84, București.
- MIHĂILESCU VINTILĂ. (1963), *Carpații sud-estici de pe teritoriul R.P.R. Studiu de geografie fizică cu privire specială la relieful*, Editura Științifică, București.
- SURDEANU VIRGIL, (1998), *Geografia terenurilor degradate*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.
- *** (1969), *Geografia văii Dunării românești*, Edit. Academiei, București.

Relation between tectonics and meandering of river channels in the Romanian Plain. Preliminary observation

Florina GRECU, Cristina GHIȚĂ, Răzvan SĂCRIERU

Relatia dintre tectonica și meandrarea râurilor în Câmpia Română. Observații preliminare. Pornind de la concepția potrivit căreia, meandrele sunt forme de echilibru în dinamica și evoluția albiilor de râu, ne propunem să analizăm morfometria și morfografia unor râuri din Câmpia Română. Au fost supuse analizei cursuri de diferite mărimi încercând să surprindem relația dintre tectonică și meandrare. Procesul de meandrare reprezintă unul din reperele evoluției Câmpiei Române pe parcursul Holocenului (Grecu et. all., 2009, Grecu, 2010). Același mod de evoluție a fost observat și în bazinul panonic (Popov et. all., 2008, Timar et all., 2005).

Pentru înțelegerea caracteristicilor actuale ale albiilor meandrate, au fost realizate măsuratori pe 6 cursuri de apă, de ordine diferite: Siret, Ialomița, Argeș, Milcov, Câlniștea, Mostiștea. Au fost delimitate sectoare meandrate cu lungimi variabile cuprinse între 15-25 km. Coeficientul de corelație între lungimea de undă și amplitudinea meandrelor este mic, valori sub 0,3 cu excepția Siretului (0,55), care atestă cele mai bune condiții de meandrare: dezvoltarea pe o falie importantă (Peceneaga-Camena), debit mare, șes aluvial deosebit de extins, mișcări neotectonice de coborâre.

Cuvinte cheie: râuri, dinamică, tectonică, meandrare, Câmpia Română

Key words: rivers, dynamic, tectonic, meandering, Romanian Plain

1. Introduction

The tectonics and its relation to the relief and the river network were treated in scientific works, especially geomorphic ones, since the end of the XIXth century (Mrazec, 1889) and the beginning of the XXth century (De Martonne, 1902; Valsan, 1916; Mihailescu, 1925) and continued afterwards by the detailed researches of the second half of the last century up to the present (Popp, 1947; Radulescu, 1956, 1957; Cotet, 1976; Posea, 1983, 1987, 2002, 2005; Grecu, 2010; Grecu si colab., 2006, 2007, 2008, 2009; Badea, 2009; detailed references can be consulted in *Geografia Romaniei*, vol. 5, 2005).

Classification of rivers is done according to various criteria. Most studies use complex morphometric, morphographic and morphogenetic criteria of the riverbeds, taking into account: sinuosity, meandering index, multiplication degree of channels, gradient of river's longitudinal profile, sediment characteristics, flow types in riverbeds (Leopold & Wolman, 1957; Brice, 1964; Schumm; 1977; Richards, 1985, Ichim si colab., 1989; Bravard si Petit., 2000; Rinaldi 2003; Grecu & Palmentola, 2003; Radoane, 2005, 2008 etc.).

2. Methods and data

Morphometric and morphographic method. For the understanding of the present features of meandered

riverbeds, measurements were conducted on 6 river courses of different orders: Siret, Ialomita, Arges, Milcov, Calniste, Mostistea (Fig.1). Meandered sectors were delimited with variable lengths between 15-25 km, on which the main morphometric parameters have been computed: curvature radius, meander wavelength and amplitude. All the measurements were done on meander bends. Brice (1964) classification was taken into account: linear channels, $I_s > 1,05$; sinuous channels, $1,05 < I_s < 1,50$ and meandered channels, $I_s > 1,50$.

By overlapping seismic-structural maps with the hydrographic ones, there could be established some relationships between the system faults and the hydrographic network (Milcov Mostistea, Calniste). The dynamics of riverbeds was coursed in the last 100 years through mixing the cartographic materials in different editions (Szatmary map from 1856 and on the topographic one from 1972). The cartographic materials and satellite images were georeferenced using the extension of ArcGis-ArcMap/Gis or Global Mapper in Stereographic 1970 projection, S_42 ROMANIA datum. The older maps (Szatmary) and the recent ones were georeferenced by choosing some common fixed points (church towers, main road intersections etc.), and the statistical data resulted from the digitisation of geographical information using ArcGis-ArcMap/Gis programme were ranked and interpreted, with different margins of error.

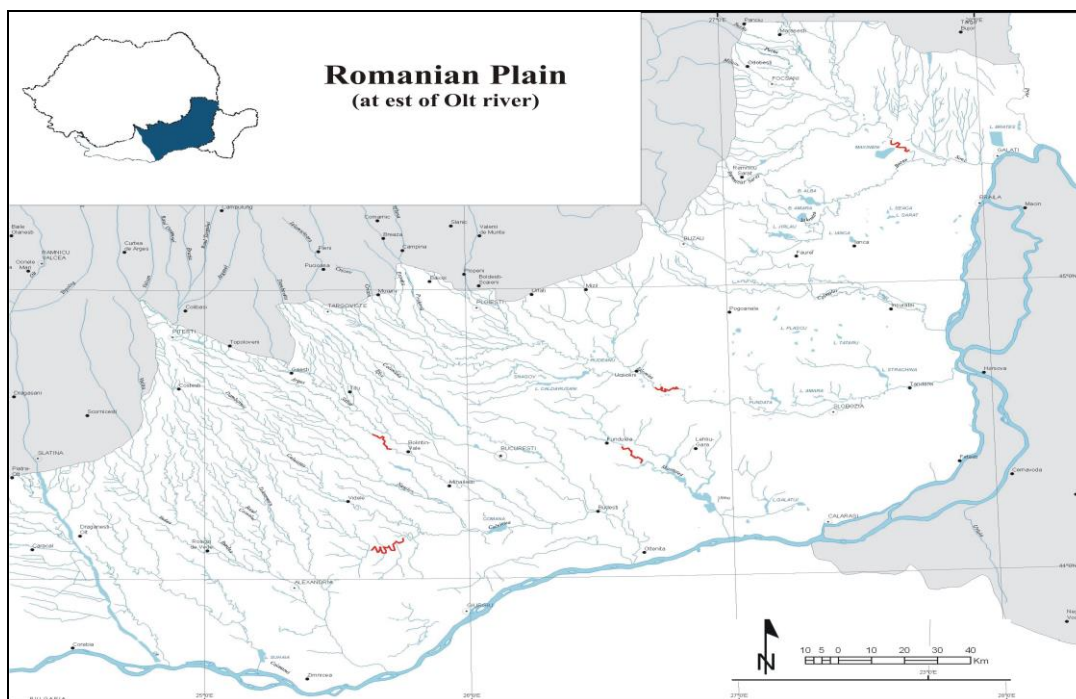


Fig. 1: Romanian Plain to the east of Olt river and sectors analyzed

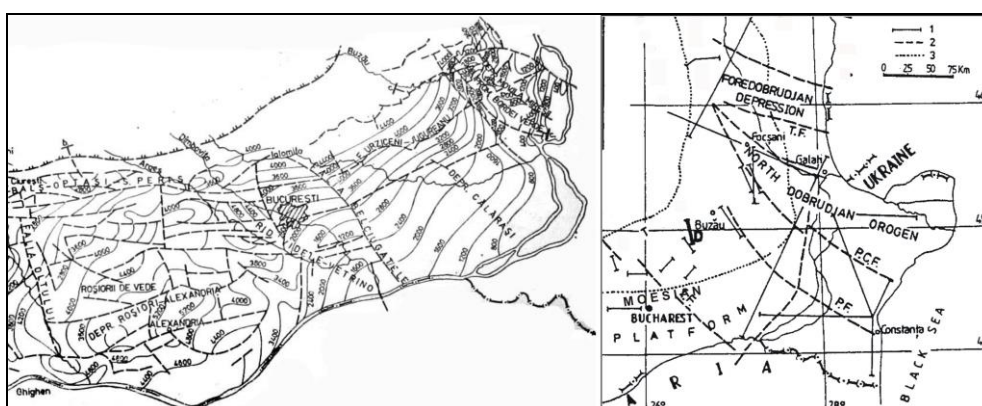


Fig. 2: The main faults and deep seismic reflection lines in the eastern sector of Moesian Platform

1 – seismic lines; 2 – faults; 3 – limit between tectonic units; I.F. – Intramoesian fault; P.F – Palazu (Capidava-Ovidiu) fault; P.F.C. – Peceneaga-Camena fault; T.F. – Trotuș fault; V.F. – Vaslui fault (after Diaconescu C. et. al., 1996).



Fig. 3: Satellite images with the analyzed river sectors (A – Ialomita, B – Siret, C – Arges)

The study was completed with field observations during the period 2004-2010.

For the cartographic analysis the following were used :

- historical cartographic documents: Austrian Map Szatmary (1856)

- topographic maps, scale 1: 25 000, 1: 50 000 (1970-1971);

- aerial photographs (orthophotoplanes) (2004), scale 1:5000 (National Agency for Land Registry and Real Estate Publicity) and Google Earth images.

Table 1 - General data related to the analysed river courses

Nr. crt.	River	Main steam	Sb (km ²)	Total length L (km)	Qm (m ³ /s)	Sector length (m)	Sector Sinuosity index
1	Siret	Danube	42 274	544	254,0	23195	2.28
2	Ialomița	Danube	10430	416.5	10,1	17047	2.19
3	Argeș	Danube	12590	338.3	13.3	12201	1.67
4	Mostistea	Danube	1802	115	0,667	19150	1.85
5	Calnisteia	Neajlov	1748	112	2,95	26964	2.89
6	Milcov	Putna	458	84	1.39	18720	2.11

3. The Role of Tectonics in Rivers' Dynamics

Tectonics and paleogeographical evolution of the rivers from the Romanian Plain in general and, especially, Quaternary evolution regards two issues:

1. Hydrographic network evolution with the formation of river basins (catchments, changes in courses, digressions etc.);

2. Dynamics of riverbeds that give to riverbeds certain morphometric and morphographical features.

A main feature of Romanian Plain's foundation is the north and north-east continuous and gradual descent reaching even - 9000 m in the area of subsidence from the Curvature (Fig. 2).

The Romanian Plain is crossed in a north-south and west-east direction by a series of Danube's tributaries. The tectonic conditioning has been analysed on all valleys independently of their size (Badea, 2009). For the big rivers with origins in the Carpathians, the transition from anastomosing/undone river channels to sinous and meandered ones, has been observed. Each such sector extends on lengths of tens of kilometers.

A main feature of Romanian Plain's foundation is the north and north-east continuous and gradual descent reaching even - 9000 m in the area of subsidence from the Curvature (Fig. 2).

The relationship between river's slope, energy of transport and sedimentation changes in the area of subsidence. Thus, the rivers accumulation lead to increased height in the bed of rivers, the river being

forced to change its course, thus eroding laterally in its own sediments, resulting new meanders. This is appropriate to Siret and Milcov in the inferior sector. It is also observed a phenomenon of imposing of the meandered riverbeds in areas that rise. For example Calnisteia is developed on the northern border of Burnaz Plain, that is affected by positive current movements, and apparently directed by a fault that is also common for Arges and Neajlov Valleys (Mrazec, 1898). This line explains the morphological contrast between the plains from the north and south of it (Popp, 1947).

The big river courses in the Romanian Plain, Siret, Ialomita si Arges, being the oldest ones, followed the main areas of negative neotectonic movements. These corresponded most probably also to secondary faults associated to the major ones: Peceneaga –Camena in the east and the Intra-Moesic one in the centre. At present, the meandered courses of the main Danube's tributaries are overlayed on areas of subsidence plains. Characteristic for these rivers is the existence of the paleomeanders which attest an active dynamics during the entire Holocene period. Recent changes through self-capture and strengthening of river banks are noticed, reducing the river floodplain.

For the smaller, autochthonous rivers, Mostistea, Calnisteia, the meandering process also appears on the lower sector in regions of positive neotectonic movements, but also along some faults.

Table 2 - The main Morphometric parameters measured in the meander loops (average)

Nr. crt.	River	Radius of Curvature (m)	Wavelength (m)	Amplitude (m)	Correlation coefficient r	Sinuosity index
1	Siret	312,8	870,3	719,1	0,74	2,28
2	Ialomița	112,1	296,4	245,2	0,33	2,19
3	Argeș	156,7	402,5	187,4	0,41	1,67
4	Mostistea	287,7	805,3	563,8	0,54	1,85
5	Calnisteia	178,9	568,5	482,5	0, 15	2,89

4. Analysis and results

4.1. Autochthonous rivers (Mostistea, Calnisteia)

Mostistea River generally overlaps Inter-Moesic fault, along which are recorded earthquakes at depths of shallow below 40 km, at the base of the crust (Radulian, Popescu, 2003).

By overlaying the seismic-structural map (Visarion et. al., 1988) to the fluvial system map of Mostiștea, it is noted how the parallel disposal of tributaries on the left side of Mostistea coincides in many sectors with the major fault lines that have seismic activity or with secondary faults.

One of the possible scenes of Mostiștea's system genesis and of the parallel direction of its tributaries on the left side, can be the existence of an alluvial river-flow that was abandoned by a larger river (ante-loessian - possibly Ialomita, Dambovită or Argeș), after which the courses were built only on the borders. But to affirm this, it would require some actual samplings in the area between the two directions (between the current river-flow of Mostistea and the parallel line formed by the

tributaries) to highlight the psephite alluvial formations, characteristic to a powerful stream of the Carpathians.

The sediments age between the two parallel courses should indicate an oscillation of the ante-loessian river.

The parallel configuration of the tributaries can easily be attributed to the structure, the Inter-Moesic fault contributing to a more pronounced dynamic of Mostiștea, channeled to the axis of a structural depression, and the microfaults, arranged in accordance with the descendent slope of the left flank, helped to direct, towards NE-SW, the inferior courses of Colceag, Vânăta, Argova, and their higher order segments. Dissymetric depression mentioned at the beginning of the XXth century by Murgoci Gh, Protopopescu P., 1907, Vîlsan G., 1915, with a larger and mild left flank is visible on 1:1000000 and 1:50,000 topographic maps and even more visible on digital model of the terrain. The line with the lowest points follows Burduf Valley towards Ialomita (near Sitaru between Fierbinți and Grădișteia) (Ghita, 2009).

Table 3 - The morphometry of the meanders of Mostiștea's river bed (1970)

Parameter	M1	M2	M3	M4	Average	Total Mostiștea (km)
Amplitude A (km)	1,4	1,55	2,22	2,4	1,83	
Length of onde λ (km)	2,15	3	4,2	4,1	3,36	13,45
Length of talweg L (km)	5	7	9,5	14	8,87	35,50
Index of meanders I_m	2,32	2,33	2,26	2,41	2,58	2,63

The results obtained from measurements lead us to the following conclusions:

- the average width of the flood-plain has a high value in this area (320 m), due to the numerous ponds along the valley that follow the line;

- the index of sinuosity of the river in this sector is high (2) and shows an advanced stage of evolution of the river in soft loessic deposits and with an extremely low draining slope;

- the length of the meanders is increasing from upstream to downstream from 2.15 to 4.1 km, with an average of 3.36 kilometers;

- the meanders' amplitude presents values that become greater and greater towards downstream, the highest value is 2.4 kilometers for Gurbănești meander; this whole meander has the largest coefficient of sinuosity (3.41) because it is very tight and complex, indicating a high degree of evolution of the river (fig. 4).

Câlniștea is an atypical course for the Romanian Plain, because of its direction of flow, the middle and the inferior sectors being imposed a

possible fault (Vâlsan 1916, Cotet, 1976). It was taken for analyze the sector between the localities Drăgănești Vlașca-Cămineasca, an area with its river bed known as having a highly rate of meandering, a series of close meanders, shackled, a distinct example of meanders for the whole spread of the Romanian Plain (Fig. 3, 4).

Analyzing the data from the measurements we can establish the following conclusions:

- a tendency towards equilibrium, highlighted through the sinuosity index reduction (from 2.89 to 2.45), indicating also a slight buckling out of the course;

- the amplitude of meanders is increasing in the case of some loops (1, 3, 4, 7), showing a slight inclination of them to widen. But overall, in 1972, there was a decrease in meanders' amplitude compared to the year 1867.

- in 1867 the length of meanders had an upward inclination, but in 1972 there was a certain tendency to balance out the length of the meanders; also the meanders' length is also increasing, being inversely

proportional to the amplitude meanders. But the sinuous length has a clearly tendency of decreasing, which leads to the decrease of the index of sinuosity (Table 4);

- there is an inverse proportion between the sinuous length and the amplitude of the meander on

the one hand, which have a direct relationship, and the length of the meander on the other hand; thus the meanders with the higher amplitude are wider and obviously have a more sinuous length; sometimes they can even be complex or compound meanders.

Table 4 - The meanders' morphometry of Câlîniştea river bed (1972)

Parameter	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	Media	Total Calniştea (km)
Amplitude A (km)	2,17	2,3	3,1	2,75	2,4	2,95	1,23	2,41	
Length of onde λ (km)	2,75	1,7	2,5	3,5	3,25	1,8	2,7	2,6	18,2
Length of talweg L (km)	4,61	6,77	7,64	6,28	7,3	6,67	5,5	6,39	44,7
Index of meanders I_m	1,67	5,94	3,05	1,79	2,24	3,7	2,03	1,88	2,45

M – meander

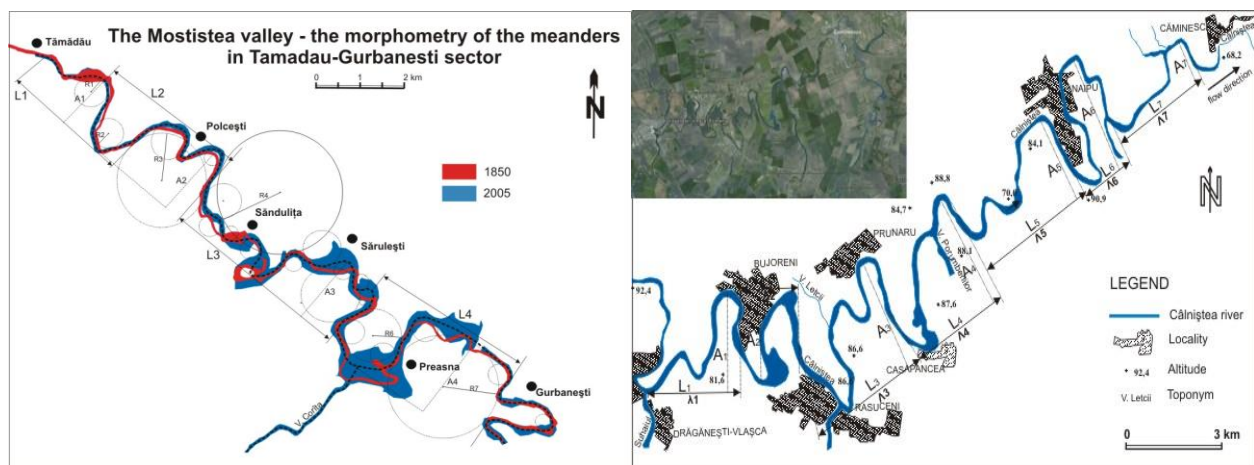


Fig. 4: Morphometry of the meanders – Mostistea and Calniştea rivers

4.2. Allochthonous rivers (Milcov)

The Curvature Carpathians region is the one with the most intense tectonic activity within Romania's territory. In this area the Carpathian orogen comes in contact, on the outside, with three Precambrian stabil flatrocks: Moesian Platform in the south, the East European Platform and the Scythian Platform in the north (Sandulescu, 1984). The tectonic mobility continually manifested since Badenian period causing the formation of Focsani Depression, in which there have been accumulated sedimentary rocks with a thickness of 13 km in its central part (Tarapoanca et. all., 2003).

At the Curvature Carpathians, the Milcov river records the same changes of the riverbed type on a length of only 41.7 km (Sacrieru, 2007, 2008). In this case the tectonic conditioning was the highest: up-lift movements on the upper sector corresponding to the Carpathian Orogen and subsidence movements on the lower sector superposed on the Focsani tectonic depression.

Siret river, the main collector of the region, developed its course along Peceneaga-Camena fault's extension, that is related to Dobrogea

domain. Regarding its tributaries from the Curvature region (Trotus, Putna, Milcov, Ramnicu Sarat, Buzau), they most likely focused on secondary faults oriented to the NW-SE direction. This is demonstrated by Trotus river that clearly follows the fault with the same name.

Our analysis in this region stopped over Milcov River, characterized as being the smallest basin with its complete expansion from the Carpathian area until the subsidence plain (Sacrieru, 2008). It records the same changes of the river channel type (weaving, sinuous, meandering) on a length of only 41.7 km (Sacrieru, 2007). In the evolution of this river the tectonic conditioning was maximum: accretion movements on the lower course, corresponding to the Carpathian orogen and subsidence movements on the lower course, superposed over Focsani Depression.

In the Medium and Superior Pleistocene the rising of the current basin, with about 250 m average, favored the formation of a system of 11 terraces, since Riss, with a deepening rate between 0.3-1.5 mm/yr (Necea, 2010).

Milcov's lower course, pertain to The Romanian Plane, was formed exclusively in the Superior

Holocene through multiple divagations. The braided river channel is typical for the alluvial cone that provides an important volume of alluvium transported from upper and medium sectors. The sinuous river channel is only a transition sector between the meandering and braided ones. In our case it overlaps a region of current vertical movements of descent of 2-3 mm / yr (Van der Hoeven et al., 2005).

The sinuous river channel (sinuous channel) is characterized by a coefficient of sinuosity with values ranging between 1.2 and 1.5. It's a sector developed on the direction NNW – SSE, on a length of 11.6 km, between Pietroasa and Golești (fig. 4). The average slope is 3.2 m / km. The

presence of lateral river islands with heights up to 1 m above the talweg, may determine us to include this sector to the sinuous with alternate bars subtype. In this sector there is a clear relationship between slope and volume, respectively the granulometry of the riverbed deposits.

In this area, the riverbed is sunk in fine plain deposits: gravels, sands and loess deposits of Superior Pleistocene - Holocene age. The banks have the greatest heights of the entire plain sector, between 6 and 12 m (Pietroasa, Golești) (fig. 5). The riverbed width sometimes exceeds 500 m and there can be identified two levels at 0.5 and 2-4 m (Ielenicz, 1988).

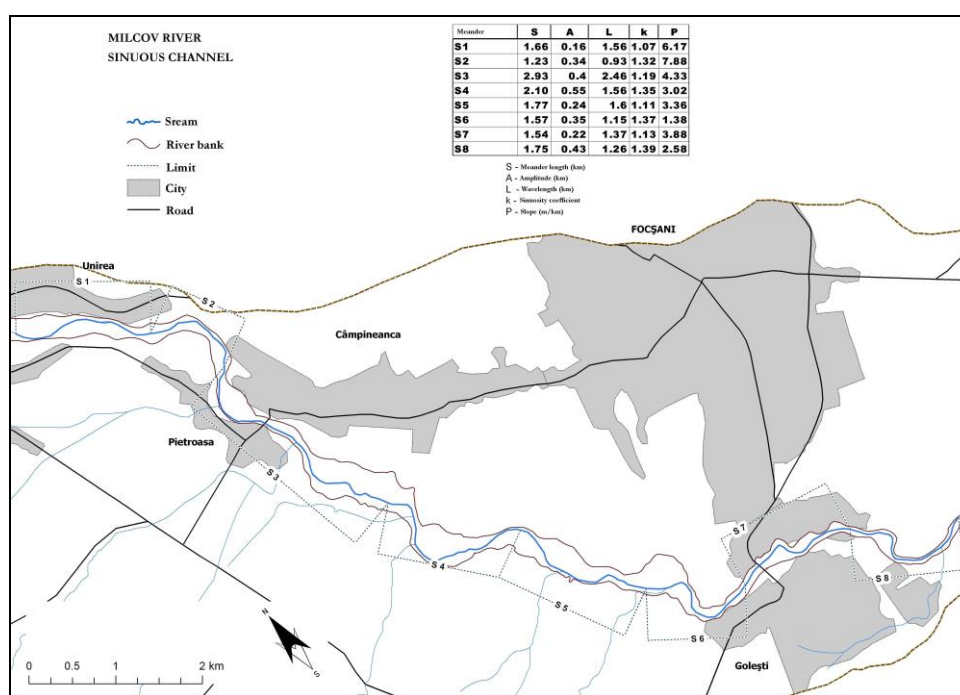


Fig. 5: Milcovul riverbed between Pietroasa-Golești. Sinuous channel

The meandering channel has values of the sinuosity coefficient of over 1.5. The maximum value, of 3.13, was determined for complex meanders. This meandering sector starts to the East of Golești locality and ends at the discharge in Putna (Răstoaca) (Fig. 6). The meandering channel matches the subsidence sector. Compared with the general level of the plain, the riverbed deepened with 6-8 m during the Holocene. The general direction of the meandering course is West – East, on a sinuous length of 18.7 km.

Given the 8.8 km length in straight line, it comes out a 2.1 average coefficient of sinuosity. The average slope has the lowest value, 0.65 m / km. Although meanders delineation is made from the general direction of the river, there is a high degree of subjectivity in determining the meanders

ends. When the river comes back on the general direction of flow (in our case West - East), it can be defined the limit of the meander. In the case of complex meanders, the morphometric calculations can be made both on the entire meander, and on loops of meanders.

5. Conclusions

In order to understand the present-day characteristics of the meandered riverbeds, measurements have been taken on 6 watercourses of different orders: Siret, Ialomita, Arges, Mostitea, Calniste, Milcov. Meandered sectors have been delineated, having variable lengths between 15-25 km, on which the main morphometric parameters have been computed: bend radius, meander wave

length and meander amplitude. All measurements have been done on meander bends.

The obtained values for the correlation between the length and amplitude of the meanders show that, selected on tectonic criteria, there is no big difference between the characteristics of meanders in large allochthonous rivers and small autochthonous rivers. The best correlation is achieved at Siret River in the subsidence area; it is a river with a large basin ($S = 42\,274\text{ km}^2$) and high

annual average flows (in comparison with those of local rivers) (fig. 7).

Analyzing the coefficient of sinuosity and meandering in various regions of the Romanian Plain with active neotectonic particularities, it can be observed that there are no big differences. It follows that the meandering process is extremely complex depending on the local characteristics of the causal variables, neotectonics being one of these variables.

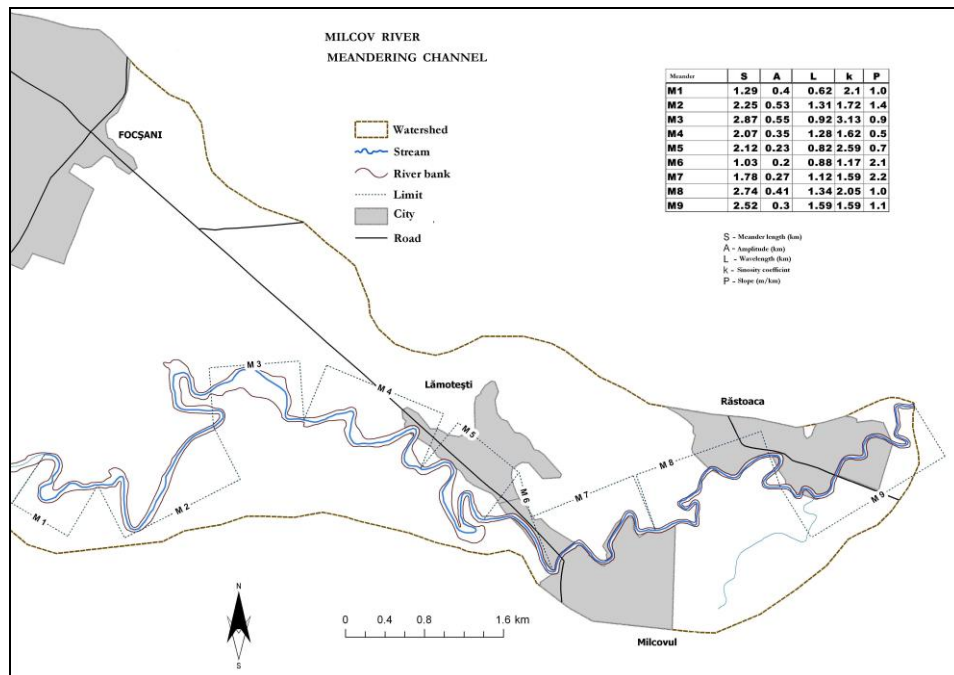


Fig. 6: Milcov riverbed between Golesti-Rastoaca. Meandering channel sector

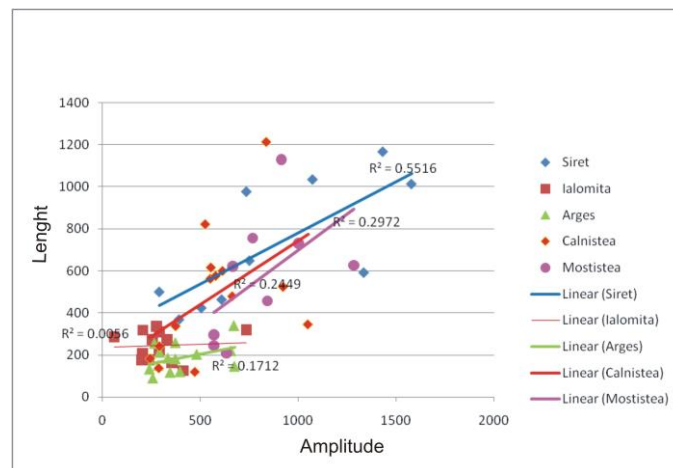


Fig. 7 : Corellation between the lenght and amplitude of the meanders

Siret – $R^2=0.551$, $r = 0,74$; Mostistea – $R^2=0.297$, $r = 0,54$; Arges – $R^2=0.171$, $r = 0,41$;
 Ialomita - $R^2=0.111$, $r=0,33$; Calniste – $R^2=0.244$, $r = 0,156$

REFERENCES

- BADEA L. (2009), *Relieful Romaniei si neotectonica. Studiu de geomorfologie*, Edit. Universitaria, Craiova, 160 p.
 BĂLĂ A., RADULIAN M., POPESCU E., (2003), *Earthquakes distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania*, Journal of Geodynamics 36, pp. 129-145.
 BRAVARD J. P., PETIT F. (2000), *Les cours d'eau. Dynamique du systeme fluvial*, Armand Colin, Paris, 222 p.

- COTET P. (1976), *Câmpia Română – studiu de geomorfologie integrată*, Edit. Ceres, București, 256 p.
- DIACONESCU, C., et. all., (1996), *Seismic data of the Carpathian foredeep basement (Romania)*, Basement Tectonics, 11, pp 125-140.
- GHITA CRISTINA (2009), *Geneza, evoluția și dinamica actuală a bazinelor morfohidrografice autohtone Câmpiei Române de Est. Aplicații la bazinul Mostiștea.*, Teza de doctorat, Universitatea din București, 295 p.
- GRECU FLORINA (2010), *Geografia câmpiilor României*, Edit. Universității, București, 260 p. format A4.
- GRECU FLORINA, PALMENTOLA G. (2003), *Geomorfologie dinamică*, Edit. Tehnică, București, 392 p.
- GRECU FLORINA, SĂCRIERU RAZVAN, GHITA CRISTINA, VACARU LAVINIA (2007), *Geomorphological Landmarks of the Eastern Romanian Plain Holocene Evolution*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände, Volume 53 Supplementary Issue 1, pp 99-110.
- GRECU FLORINA, GHERGHINA ALINA, GHITA CRISTINA, COMANESCU LAURA, *Environmental synergy in the Romanian Plain (to the east of olt river)* in Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, Special volume, Edit. Charis Ltd, Thessaloniki, Grecia 100, pp. 71-80, ISBN 978-960-9502-02-3.
- IELENICZ M. (1988), *Câmpia Vrancei*, Anal. Univ. București, Geografie, pp. 37-42.
- INSTITUTUL DE GEOGRAFIE AL ACADEMIEI ROMÂNE (2005), *Geografia României, vol. V (Câmpia Română, Dunărea, Podișul Dobrogei, Litoralul românesc al Mării Negre și Platforma Continentală)*, Academia Română, București, 967 p.
- ICHIM, I., BATUCA, D., RADOANE MARIA, DUMA, D., (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râu*, Edit. Tehnică, București, 407 p.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., (1957), *River channel patterns; braided, meandering, and straight*. U.S. Geological Survey Professional Paper 282-B.
- MIHAILESCU, V., (1924), *Vlășia și Mostiștea (Evoluția geografică a două regiuni din Câmpia Română)* - BSRRG XLIII, 192 p.
- MRAZEC, L., (1899 a) *Quelques remarques sur les cours des rivières en Valachie*. Ann. Mus. Geol. Pal. (1896) III.
- MURGOCI, GH., PROTOPODESCU-PACHE EM., ENCULESCU P. (1908), *Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906-1907*, An. Inst. Geol. I, București.
- NECEA, D., (2010), *High-resolution morpho-tectonic profiling across an orogen: tectonic-controlled geomorphology and multiple dating approach in the SE Carpathians*, PhD thesis, Amsterdam, 147 p.
- POPOV, D., MARKOVIC, S., ŠTRABAC, D., (2008), *Generations of meanders in Serbian Part of Tisa Valley*, Geographical Institute "Jovan Cvijic" Sasa, Collection of papers, 58
- POPP, N., (1947), *Formarea Campiei Romane. O ipoteza de lucru*, București.
- POSEA, GR., (1997), *Relieful și evoluția paleogeografică a Câmpiei Române*, Publicațiile Societății Naționale pentru Știința Solului, nr. 29, Ghidul excursiilor celei de-a XV-a Conferința pentru Știința Solului, București, 26-30 august 1997, pp. 19-31.
- RĂDOANE M., (2005), *Cercetări de geomorfologie aplicată pentru cunoașterea modificărilor la nivelul albiilor de râu*, Analele Univ. "Stefan cel Mare", Suceava, XIII, pp. 5-16.
- RADOANE, M., et. all (2008), *Evaluarea modificărilor contemporane ale albiei râului Prut pe granița românească*, Revista de Geomorfologie, vol 10, Edit. Universității din București, pp.57-71.
- RADULESCU, I., (1956), *Observatii geomorfologice in Campia piemontana Pitesti*, Rev UPPB - St. Nat., 10
- RADULESCU, I., (1957 a), *Observatii geomorfologice in Campia Burdea*, Probl. Geogr., IV.
- RADULESCU, I., VISAN, GH. (1971), *Consideratii asupra hidrografiei Campiei inalte a Targovistei*, BSSGR, I (LXXI).
- RICHARDS, K., (1985), *Rivers. Form and process in Alluvial Channels*, Methnen, London and New York.
- RINALDI, M., (2003), *Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany*, Central Italy, Earth Surface Proc. Landforms, 28
- SĂCRIERU, R., (2007), *Tipuri de albie pe cursul inferior al raului Milcov*, Comunicări de Geografie, XI, Universitatea din București, pp. 99-104.
- SĂCRIERU, R., (2008), *Bazinul morfohidrografic Milcov. Studiu geomorfologic*. Teza de doctorat, Universitatea din București, 238 p.
- SANDULESCU, M., (1984), *Geotectonica României*, Edit. Tehnica, București, 336 p.
- SCHUMM, S. A., (1977), *The Fluvial System*, Jon Wiley & Sons Ltd., London
- TARAPOANCA M., BERTOTTI B., MATENCO L., DINU C., CLOETINGH S. (2003), *Architecture of the Focsani Depression: A 13 km deep basin in the Carpathians bend zone (Romania)*, Tectonics, vol. 22
- TIMAR G, SUMERGI P, HORVATH F., (2005): *Late Quaternary dynamics of the Tisza river: Evidence of climatic and tectonic controls*, Hungary. Tectonophysics 410, pp. 97 – 110.
- VÂLSAN, G., (1916), *Câmpia Română*, BSRRG, XXXIV, (1915), p. 313-568, Rp. Opere alese, pp. 149 – 318, Edit. Științifică, București.
- VISARION, M., SĂNDULESCU, M., STĂNICĂ, D., VELICU, Ș., (1988), *Contribuțiuni a la connaissance de la structure profonde de la plateforme Moesienne en Roumanie*. St. Tehn. Econ., Geofiz., București.
- VAN DER HOEVEN A., MOCANU V., SPAKMAN W., SCHMITT G., NUTTO M., NUCKELT A., MATENCO L., MUNTEANU L., MARCU C., AMBROSIU B.A.C., (2005), *Observation on present-day tectonic motions in the Southeastern Carpathians: Results of the ISES/CRC-461 GPS measurements*, Earth and Planetary Science Letters, 239, pp. 177-184.
- *** (1857), *Harta austriacă Szatmary*.
- *** (1970), *Hărți topografice*, 1: 50 000, 1: 25 000.
- *** (1972), *Atlasul cadastrului apelor din România*, I.M.H., București.
- *** *Observation of present-day tectonic motions in the Southeastern Carpathians: Results of the ISES/CRC-461 GPS measurements*.

The research was made within the limits of the PNII, CNCSIS proiect "The hydrogeomorphological system in the concepts of geomorphometry and of modern morphological theories. Applications to hazard and risk diagnosis in areas of the Romanian Plain" (Director Prof. Florina GRECU)

MISCELLANEA

La 14ème édition de l'Assemblée des Géomorphologues Unis (Joint Geomorphological Meeting, JGM)

Italie – Roumanie – Belgique – France – Grèce

Directions contemporaines dans la recherche du relief

26 – 29 mai 2010, Bucharest–Sinaia, Roumanie

La Faculté de Géographie de l'Université de Bucharest, représentée par son doyen – Prof. Florina Grecu, en collaboration avec l'Institut de Géographie de l'Académie Roumaine – Prof. Dan Bălteanu, sous les auspices de l'Association Internationale des Géomorphologues (AIG), et d'autres organisations comprenant l'Association des Géomorphologues de Roumanie (AGR), l'Association Italienne de Géographie Physique et Géomorphologie (AIGEO), l'Association Belge des Géomorphologues (BAG), le Groupe Français de Géomorphologie (GFG), et le Comité Hellénique pour la Géomorphologie et l'Environnement (HCGE), ont organisé entre le 26 et le 29 mai 2010, au Centre de Conférence de Sinaia – appartenant à l'Université de Bucharest – la 14ème édition de **l'Assemblée des Géomorphologues Unis (Joint Geomorphological Meeting, JGM)**, venant des pays de l'Italie, Roumanie, Belgique, France et Grèce. *L'Assemblée des Géomorphologues Unis (JGM)* est un groupe qui organise annuellement des réunions, à travers chacun des pays-membres. Le groupe s'est élargi continuellement, depuis 1995, lors de la première rencontre italo-roumaine.

Personnalités du monde géomorphologique ont fait partie du comité d'organisation de la conférence: Prof. Dan Bălteanu, Prof. Nathalie Carcaud, Prof. Doriano Castaldini, Prof. Morgan De Dapper, Prof. Alain Demoulin, Prof. Francesco Dramis, Prof. Niki Evelpidou, Prof. Roberto Federici, Prof. Eric Fouache, Prof. Monique Fort, Prof. Paola Fredi, Prof. Christian Giusti, Prof. Florina Grecu, Prof. Ion Ioniță, Prof. Jan Moeyersons, Prof. Alexandru Nedelea, Prof. Lupia Palmieri, Prof. Jean Poesen, Prof. Kosmas

Pavlopoulos, Prof. Danuț Petrea, Prof. Maria Rădoane, Prof. Leonidas Stamatopoulos, Prof. Claudio Smiraglia, Prof. Virgil Surdeanu et Prof. Petre Urdea.

Le thème choisi a été ***Directions contemporaines dans la recherche du relief*** (*Contemporary Directions in the Study of the Relief*). Le programme a inclus présentations, orales et en format de posters, groupées en plusieurs sections (*Problèmes contemporains de la géomorphologie, Évolution actuelle et paleogéomorphologie, Cartographie géomorphologique – techniques et méthodes, Aléas naturels, Géomorphologie appliquée et Géomorphologie fluviale*), discussions de la table ronde, une cérémonie de clôture et deux excursions scientifiques. Les résumés des communications, ainsi que le guide des excursions ont été publiés dans deux volumes mis à la disposition de chaque participant.

Les spécialistes présents à la conférence ont été très nombreux, dépassant 70 et provenant du groupe des cinq pays (l'Italie, la Roumanie, la Belgique, la France et la Grèce) mais aussi d'autres pays comme l'Allemagne, la République tchèque, la Pologne, l'Algérie etc. Les sujets abordés ont compris: la dynamique actuelle du relief, l'évolution quaternaire, l'étude des geomorphosites, l'impact des activités humaines sur le relief, l'utilisation des images satellitaires dans l'étude du relief, etc. Une partie des ouvrages est publiée dans le présent volume.

La première excursion, pendant un après-midi, a visé les processus périglaciaux dans les hautes montagnes et s'est déroulée sur la route: Sinaia – Busteni – Chalet de Babele (2200m – Montagne de Bucegi); la seconde excursion a duré un jour entier

et a suivi l'étagement des processus géomorphologiques et des activités humaines tout au long de l'itinéraire suivant: Sinaia – Predeal – le Château de Bran – Moeciu de Sus – Rucăr – Dragoslavele – Monument de Mateiaș – l'espace industriel Câmpulung – la Gorge de Cetățeni – Târgoviște – Pietroșița – Sinaia.

Ce type de rencontre appelée **l'Assemblée des Géomorphologues Unis** est chaque fois une très bonne occasion pour les spécialistes dans les divers branches de la géomorphologie de confronter leurs derniers résultats.



Photographie: Laurențiu Niculescu

Marta-Cristina JURCHESCU

The Annual Colloquium of the International Association of Climatology Rennes (France), 1 – 4 September 2010

Fonded in June 1988, the International Association of Climatology (A.I.C.) has as main purpose to promote and develop the collaborative relationships among climatologists, by encouraging the specialized information exchange, the meetings and scientific publications. French is the official language of A.I.C and its headquarters is located in Aix-en-Provence (other information regarding A.I.C. can be provided by the web address of the association: <http://www.climato.be/aic/>).

Due to the complex and interdisciplinary character of climatology, A.I.C. is open not only to climatologists but also to specialists belonging to other domains of research such as: hidrology, biogeography, geomorphology, management of natural resources, social sciences, etc.. They gather yearly during the A.I.C. Colloquium, which, according to the association status, is alternatively hosted by France and other countries. After 2009, when Romania had the honour to host the Annual Colloquium of A.I.C. in Cluj Napoca, the XXIIIth edition of this event was hosted in September 2010 at Rennes (France), being organised by COSTEL LETG (UMR 6554 CNRS) laboratory of University Rennes 2. The general theme of the colloquium was „*Risks and Climate Changes*” and included 7 topics: *Risks and extreme climate events, Climate changes and their impact, Urban climatology, Agroclimatology, Historical climatology, Climate and geomatics, Modelling in climatology*.

The programme of the colloquium included 114 scientific papers (54 oral presentations and 60 posters) which presented the results of researches entreprised by specialists coming from 21 countries (Algeria, Belgium, Benin, Brazil, Congo, Cameroon,

the Central African Republic, Switzerland, France, Greece, Italy, Lebanon, Marocco, Niger, Poland, Portugal, Romania, Senegal, Spain, Togo, Tunisia).

Romania became a traditional presence at this meeting, this time having a dellegation of 10 participants representing universities and research centres from Bucharest, Iași, Oradea, Târgoviște and Timișoara. On behalf of the Faculty of Geography, University of Bucharest there were registered in the Colloquium Programme Prof. PhD Florina GRECU, Prof. PhD Liliana ZAHARIA, PhD Gabriela IOANA-TOROIMAC, PhD Cristina GHIȚĂ, PhD std Emil Cârciumar. They had two papers namely: *Episodes pluvio-hydrologiques extrêmes et dynamique hydro-géomorphologique dans la Plaine Roumaine: le cas de la rivière Vedea* (authors: GRECU F., ZAHARIA L., GHIȚĂ C., IOANA-TOROIMAC G., CÂRCIUMARU E.) and *Causes météorologiques des plus importantes crues de la Prahova (Roumanie) depuis 1970* (authors: IOANA-TOROIMAC G., BELTRANDO G., ZAHARIA L.). The participation at A.I.C. Colloquium at Rennes was a new opportunity to consolidate and extend the collaborative relationships that the Faculty of Geography, University of Bucharest has with other high education and research centres from different countries. At the same time the meeting permitted to the audience to discover the novelties in climatology and of the relation of climatology with other environmental domains. Nevertheless the event created the opportunity to exchange experience with foreign specialists regarding analysis and management of climate phenomena and their social impact.

The 2011 edition of A.I.C. Colloquium will be organised by the University of Ferrara and will take

place between 6 – 10 september at Rovereto (Trentino Region, Italy). It will have as core theme *Mountain climate and associated risks*. Those who

are interested in participating at the next edition of A.I.C. Colloquium can find out information and register on the site of association (above mentioned).



Representants of the Colloquium, Rennes, 1 – 4 September 2010

Liliana ZAHARIA

RECENZII

Lucian BADEA (2009) – *Relieful României și neotectonica. Studiu de geomorfologie (The Relief of Romania and the Neotectonics. A Geomorphic Study)*, Editura Universitaria, Craiova, 160 p.

The work elaborated by Dr. Lucian Badea, senior researcher at the Institute of Geography of the Romanian Academy and a major personality of the Romanian Geomorphology, is the result of a serious analysis on the influence of the recent movements of the Earth crust upon the relief of Romania. The study reflects, at the same time, a way of thinking correlating the landforms with neotectonics, a way of thinking which is almost absent among the younger generations of geographers.

The diversity of opinions related to the concept of neotectonics, especially concerning the age of these movements, determined the author to include a chapter (The concept of neotectonics – *Conceptul de neotectonică*, p. 11-20), where he enumerates the various points of view, placing in the end his personal opinion: „... neotectonics is defined as the sum of all internal movements which continue a prior tectonic process having regional developments

variable in sense and intensity (depending on the previously created tectonic accidents), with obvious effects on the general features and on the particularities of the landforms considered on different tectonic steps” (p. 14).

The influence of tectonic movements upon the relief occurs „temporally”, „spatially” and „functionally”, principles according to which the analysis of the regional effects of the movements upon the Carpathian, Subcarpathian, hilly and plain relief of Romania is performed. For instance, for the Romanian Plain the researches are brought into discussion dealing with the role of the uplift and subsidence movements in the formation of the plain as well as of the river flow direction.

The work becomes a valuable work instrument, formative but also informative, not only for geomorphologists but also for the ones who use relief in practical purposes.

Florina GRECU

