



**HAL**  
open science

## Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources.

Fabien Hoblea, Emmanuel Reynard, Jean-Jacques Delannoy

► **To cite this version:**

Fabien Hoblea, Emmanuel Reynard, Jean-Jacques Delannoy. Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources.. Coordinateurs : Fabien Hobléa ; Emmanuel Reynard ; Jean Jacques Delannoy. Collection EDYTEM, pp.180, 2008, Collection Edytem, Cahiers de Géographie n° 7, 978-2-9520432-9-8. halsde-00786283

**HAL Id: halsde-00786283**

**<https://hal.science/halsde-00786283v1>**

Submitted on 8 Feb 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## ***Cahiers de Géographie***



# **KARSTS DE MONTAGNE GÉOMORPHOLOGIE, PATRIMOINE ET RESSOURCES**

Actes du colloque organisé à Sion (Suisse) le 15 septembre 2006  
dans le cadre des journées de l'Association Française de Karstologie

Coordination de l'ouvrage : Fabien Hobléa, Emmanuel Reynard et Jean-Jacques Delannoy



## ***Cahiers de Géographie***

# **KARSTS DE MONTAGNE GÉOMORPHOLOGIE, PATRIMOINE ET RESSOURCES**

Actes du colloque organisé à Sion (Suisse) le 15 septembre 2006  
dans le cadre des journées de l'Association Française de Karstologie

Coordination de l'ouvrage : Fabien Hobléa, Emmanuel Reynard et Jean-Jacques Delannoy



### Photographies de couverture



1 - *Le lapiaz et le glacier de Tsanfleuron, Suisse* (Photo E. Reynard). - Article E. REYNARD - *Le lapiaz de Tsanfleuron : un paysage glacio-karstique à protéger et à valoriser.*

2 - *Le site des grottes de Škocjan* (gravure de Valvasor, 1689). - Article M. DUVAL - *Protection, valorisation touristique de la ressource karstique et implications territoriales : les grottes de Škocjan, Slovénie.*

3 - *Les cannelures des versants calcaires des îles de l'archipel de Madre de Dios* (Photo Stéphane Jaillet, Centre Terre). - Article S. JAILLET et al. - *Héritage glaciaire et karstification de l'archipel calcaire de Madre de Dios, Patagonie, Chili, « Expédition Franco-chilienne Ultima Patagonia 2006 ».*

4 - *Injection du traceur (uranine) dans la perte du col du Sanetsch* (Photo G. Favre). - Article L. SAVOY et al. - *Hydrogéologie du karst de Tsanfleuron et essais multitraçages (années 2005 et 2006).*

**Comité éditorial de la Collection EDYTEM** : Fabien ARNAUD, Laurent ASTRADE (dir.), Jean-Jacques DELANNOY, Philip DELINE, Marc DZIKOWSKI, Dominique GASQUET, Christophe GAUCHON, André PAILLET, Georges-Marie SAULNIER, Jean VARLET

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie

**Comité de rédaction du présent numéro** : Fabien HOBLÉA\*, Emmanuel REYNARD\*\*, Jean-Jacques DELANNOY\*

\* Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie

\*\* Université de Lausanne

**Comité de lecture du présent numéro** : Jean-Jacques DELANNOY\*, Christophe GAUCHON\*, Fabien HOBLÉA\*, Stéphane JAILLET\*, Yves PERRETTE\*, Emmanuel REYNARD\*\*

\* Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie

\*\* Université de Lausanne

*NB : Les points de vue et conclusions développés dans les articles n'engagent que leurs auteurs.*

Cet ouvrage a bénéficié du soutien financier des institutions suivantes :

Commune de Savièse

Fondation Ignace Mariétan, Société valaisanne des sciences naturelles (Murithienne)

Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement

Université de Lausanne, Institut de géographie

Association Française de Karstologie

Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS

Mise en page : André PAILLET

Imprimé par : Imprimerie nouvelle GONNET, Virigin, BP 117, F 01303 Belley cedex

Exemplaires disponibles au Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie, Campus scientifique, Bâtiment Pôle Montagne, F 73 376 Le Bourget-du-Lac Cedex, ou auprès de : sec-edytem@univ-savoie.fr

Site web du laboratoire : <http://edytem.univ-savoie.fr/>

**On trouvera à la fin de cet ouvrage la présentation de l'ensemble des publications du Laboratoire EDYTEM**

Dépôt légal : décembre 2008

ISSN : 1762-4304 - ISBN : 978-2-9520432-9-8 - EAN : 9782952043298

# Editorial

Emmanuel REYNARD, Fabien HOBLÉA, Jean-Jacques DELANNOY

Depuis la publication en 1990 de la synthèse de Richard Maire sur la haute montagne calcaire (Maire, 1990), les karsts de montagne ont continué de susciter l'intérêt des chercheurs compte tenu de la diversité des informations qui y sont contenues. Que ce soit en géomorphologie karstique, en hydrogéologie karstique ou encore dans le domaine de la paléoclimatologie et des paléoenvironnements, les milieux de montagne ont contribué à l'avancée des sciences du karst au cours des deux dernières décennies. Cet important corpus de connaissances a été mobilisé sur les problématiques de gestion et de valorisation des ressources et des patrimoines de montagne, que ce soit dans le domaine de l'eau (Plassmann, 1998 ; Hobléa, 1999 ; Vanara, 2000) ou des géotopes et paysages géomorphologiques (Reynard, 1997, 2006 ; Hobléa, 1999). Le paradigme du développement durable invite à considérer aussi bien les ressources que les patrimoines karstiques sous un même angle : celui de la gestion intégrée et raisonnée. En effet, le karst, du fait de ses spécificités morphologiques et hydrogéologiques, interroge sur les modes pertinents de gestion durable des ressources patrimoniales. A la spécificité des systèmes karstiques, il faut adjoindre la forte géodiversité des milieux de montagne et les nombreuses interactions qu'elle induit tant dans la dynamique environnementale que dans la vulnérabilité des ressources notamment hydrologiques. C'est pourquoi les karsts de montagne constituent des milieux précurseurs dans la définition des modes de gestion intégrée et durable des ressources et des patrimoines.

C'est au sein des grandioses paysages karstiques des montagnes du Valais (Suisse) que la réunion annuelle de l'Association Française de Karstologie, organisée du 14 au 17 septembre 2006, a abordé cette problématique, parfaitement résumée dans l'intitulé de ces journées : « Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources ». Celles-ci s'inscrivaient dans le prolongement d'une réunion organisée deux ans plus tôt à La Chaux-de-Fonds par la Société suisse de géomorphologie (SSGm) et centrée sur la notion de « Gestion durable de l'environnement karstique » (Lugon, 2006). Il s'agissait de s'interroger sur les enjeux touchant à la durabilité de la gestion des karsts de montagne, notamment dans les domaines de la pollution des eaux, de la fragilité des ressources karstiques, de la protection du monde souterrain ou encore des impacts du tourisme sur la morphologie karstique de surface. L'excursion organisée dans le cadre de la rencontre annuelle de l'AFK a porté sur le karst de Tsanfleuron, dans la chaîne des Alpes Bernoises, qui présente plusieurs problématiques de gestion.

Le choix de se focaliser sur ces trois axes que sont la géomorphologie, la gestion des ressources et la gestion du patrimoine karstique, s'inscrivait également dans le cadre des travaux entrepris dès 2001 par le Groupe de travail sur les Géomorphosites de l'Association Internationale des Géomorphologues (AIG), dont l'un de nous est le président (voir Reynard et Panizza, 2005 ; Reynard et Coratza, 2007). Les formes karstiques de surface ou souterraines constituent en effet autant un patrimoine naturel qu'il s'agit de préserver au mieux, qu'une ressource naturelle ou le contenant d'une ressource – notamment en eau –, dont l'exploitation peut préteriter la valeur patrimoniale du karst. Le karst se trouve ainsi au cœur des problématiques relatives à la gestion du patrimoine géomorphologique (Hobléa, 2009).

Le colloque qui ouvrait ces journées de l'AFK, a réuni 38 personnes provenant de 4 pays (France, Suisse, Slovénie et Hongrie). 18 communications ont été présentées et réparties en trois sessions (karstologie physique et spéléologie ; explorations géographiques ; karst et patrimoine).

Cet ouvrage qui réunit 15 contributions issues des communications, débute par un article de Jean Nicod, qui rappelle que les relations entre l'AFK et les karstologues suisses ne sont pas nouvelles et qu'une réunion similaire avait été organisée en Suisse en 1978, sous l'experte direction des spécialistes du karst alpin (Alfred Bögli) et jurassien (Daniel Aubert). Les autres contributions ont été réparties en trois parties qui reprennent les sessions du colloque :

- 1 – Connaissance des phénomènes karstiques...
- 2 – Pour une gestion raisonnées des ressources et patrimoines du karst
- 3 – Application au massif de Tsanfleuron

La première partie comprend 6 articles. Jean-Yves Bigot décrit tout d'abord dans le détail trois karsts pyrénéens – les karsts du Col d'Aran, Arrioutort et Artigaléou –, alors que Grégory Dandurand présente les premiers résultats de sa recherche de thèse sur les remplissages quaternaires des réseaux charentais. Anne Gairoard et ses collègues s'attachent quant à eux à expliquer les relations entre karsts et mines. Stéphane Jaillet et ses co-auteurs nous ramènent de nouveaux résultats – notamment dans le domaine de la karstologie du Quaternaire – de leurs explorations patagoniennes. Les deux derniers articles de cette section sont plus théoriques et portent sur des tentatives de modélisation des réseaux karstiques par réseaux de neurones (Anne Johannet *et al.*) et par l'approche fractale (Philippe Martin).

La deuxième partie présente des exemples de gestion raisonnée des ressources et patrimoines du karst.

Mélanie Duval traite des grottes de Skocjan (Slovénie) et montre comment la mise en valeur de ces grottes s'est développée au cours du temps. Michèle Gaiffe nous propose une étude originale sur les relations entre le karst et les terroirs agricoles, à l'exemple de l'appellation Comté. Fabien Hobléa et ses collègues présentent une synthèse des travaux menés par le Laboratoire EDYTEM sur le site de Choranche/Les Coulmes, dans le cadre de la procédure de classement du site. Finalement, Nathalie Vanara et ses co-auteurs offrent une première synthèse des explorations et études menées sur le karst de Migaria (Géorgie), en centrant leur propos sur la caractérisation du potentiel de ressources en eau offert par ce karst.

La dernière partie concerne le karst de Tsanfleuron. Elle regroupe quatre contributions qui, mises à la suite, illustrent le processus de gestion intégrée d'une ressource patrimoniale karstique articulant les recherches scientifiques multidisciplinaires et l'analyse de l'état des patrimoines et des usages du site (incluant leur impact), en vue de son évaluation. Vivian Gremaud, qui vient de réaliser un travail de master en géologie dans la région, présente une synthèse géologique basée notamment sur l'étude des parties du karst récemment déglacées. Une synthèse des traçages effectués il y a peu dans le karst de Tsanfleuron est proposée par Ludovic Savoy et ses collègues. Elle montre la complexité des écoulements dans ce lapiaz et la nécessité d'une bonne connaissance des circulations souterraines pour la protection des ressources hydriques en région karstique. Gabor Toth, qui a réalisé une partie de son travail de thèse sur le karst de Tsanfleuron, propose une nouvelle classification des lapiés alpins sur la base des observations réalisées à Tsanfleuron. Finalement, Emmanuel Reynard analyse la valeur de ce karst à la lumière du concept de géomorphosite et propose une synthèse de quinze ans de développement touristique sur ce lapiaz.

Nous remercions tous ces auteurs pour leur contribution et profitons de ces lignes pour remercier également les personnes et institutions qui ont contribué à la réalisation de ce colloque et à cette publication, à savoir :

- l'Institut universitaire Kurt Bösch qui a mis à disposition ses locaux pour le colloque, et notamment Ralph Lugon, qui nous a aidés dans cette organisation ;
- Yaëlle Berrebi, Vivian Gremaud, Gérald Favre, Ludovic Savoy, Pascal Tacchini et Gabor Toth, pour leur aide dans l'organisation de l'excursion ;
- les municipalités de Savièse et de Conthey, pour leur soutien financier et organisationnel et pour les visites de certaines parties de leur territoire ;
- Mme et M. Rose et Martin Reynard et Yvan Jollien pour le service de la raclette qui reste dans les mémoires des participants ;
- Edmée Léger, pour son accueil à la cabane de Prarochet ;
- Nathalie Vanara, présidente de l'AFK, pour la confiance témoignée ;
- la Faculté des Géosciences et de l'Environnement et l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, le Laboratoire EDYTEM (notamment Laurent Astrade et André Paillet), l'AFK, la Commune de Savièse et la Fondation Ignace Mariétan (Murithienne, Société valaisanne des sciences naturelles), pour les aides financières et matérielles apportées à la publication de cet ouvrage.

Lausanne/Chambéry, le 30 novembre 2008.

## BIBLIOGRAPHIE

- HOBLEA F., 1999. Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards : études savoyardes. Thèse doctorat Université Lumière-Lyon 2. 2 tomes, 990 p.
- HOBLEA F., 2009. Karstic geomorphosites: managing subterranean natural-cultural heritage sites. Geomorphosites, Research, protection and promotion. E. Reynard, P. Coratza, G. Regolini-Bissig ed., Munich, Pfeil Verlag, sous presse.
- LUGON R., 2006 (Ed.). Gestion durable de l'environnement karstique. Sion, Institut Universitaire Kurt Bösch, 104 p.
- MAIRE R., 1990. La haute montagne calcaire. *Karstologia Mémoires*, 3.
- PLASSMANN G., 1998. Développement et gestion durables en milieu alpin. Le cas d'une ressource naturelle particulièrement sensible : l'eau karstique. Etude comparée de six pays alpins. Thèse doctorat Université J. Fourier Grenoble 1. IGA. 371 p.
- REYNARD E., 1997. Problèmes liés à la mise en valeur touristique d'un site karstique. Le cas du karst de Tsanfleuron (VS, Suisse). Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland, Symposium 5 : Applied Speleology, 17-19.
- REYNARD E., 2006. Valorisation géotouristique du karst de Tsanfleuron. Gestion durable de l'environnement karstique. R. LUGON éd., Institut Universitaire Kurt Bösch, Sion, 69-79.
- REYNARD E., PANIZZA M., 2005. Geomorphosites : definition, assessment and mapping. An introduction. *Géomorphologie, Relief, processus, environnement*, 3, 177-180.
- Reynard E., Coratza P., 2007. Geomorphosites and geodiversity: a new domain of research. *Geogr. Helv.*, 62, 3, 138-139.
- VANARA N., 2000. Le karst des Arbailles. *Karstologia Mémoires*, 8. 320 p.

# Sommaire

Editorial, EMMANUEL REYNARD, FABIEN HOBLÉA, JEAN-JACQUES DELANNOY .....	3
Liste des participants au colloque et des auteurs .....	7
Hauts-lieux karstiques du Jura et des Alpes présentés à la Table-ronde Franco-Suisse de Karstologie, 9-15 septembre 1978, JEAN NICOD .....	8
<b>1 - LA CONNAISSANCE DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES.....</b>	<b>11</b>
Trois petits karsts des Pyrénées occidentales, Col d'Aran, Arrioutort et Artigaléou, Pyrénées-Atlantiques et Hautes-Pyrénées, JEAN-YVES BIGOT .....	13
Contribution à l'étude de la genèse des réseaux endokarstiques charentais : l'exemple de la grotte du Bois du Clos, Charente, France, GRÉGORY DANDURAND .....	23
Note sur les réactions chimiques et la dissolution en milieu minier, STÉPHANIE GAIROARD, BERNARD VAYSSADE, CHRISTINE VORNEHM .....	35
Héritage glaciaire et karstification de l'archipel calcaire de Madre de Dios, Patagonie, Chili, « Expédition Franco-chilienne Ultima Patagonia 2006 », STÉPHANE JAILLET, Benjamin LANS, Richard MAIRE, Bernard TOURTE et l'équipe ULTIMA PATAGONIA 2006 .....	39
Modélisation d'un système karstique par réseaux de neurones : simulation des débits du karst du Baget, France, ANNE JOHANNET, ALAIN MANGIN, BERNARD VAYSSADE.....	51
Approche fractale du karst des Grands Causses, Massif Central, France, PHILIPPE MARTIN .....	63
<b>2 - ...POUR UNE GESTION RAISONNÉE DES RESSOURCES ET PATRIMOINES DU KARST .....</b>	<b>79</b>
Protection, valorisation touristique de la ressource karstique et implications territoriales : les grottes de Škocjan, Slovénie, Mélanie DUVAL.....	81
Valorisation agricole d'un karst de moyenne montagne par une démarche « terroir », l'AOC-Comté, Jura français, MICHÈLE GAIFFE.....	93
Entre karstologie fondamentale et appliquée : l'étude de classement du site de Choranche/les Coulmes, Vercors, France, FABIEN HOBLEA, JEAN-JACQUES DELANNOY, CHRISTOPHE GAUCHON, SÉBASTIEN HACQUARD, STÉPHANE JAILLET, ESTELLE PLOYON.....	103
Le fonctionnement hydrogéologique du massif de Migaria, Caucase, Géorgie, NATHALIE VANARA, JEAN-MICHEL GORGEON et l'équipe spéléologique de MIGARIA.....	113
<b>3 - APPLICATION AU MASSIF DE TSANFLEURON.....</b>	<b>125</b>
Géologie du karst de Tsanfleuron, VIVIAN GREMAUD .....	127
Hydrogéologie du karst de Tsanfleuron et essais multitraçages, années 2005 et 2006, LUDOVIC SAVOY, GÉRALD FAVRE, DANIEL MASOTTI .....	135
Une nouvelle approche du système des lapiés alpins nus, GÁBOR TÓTH .....	147
Le lapiaz de Tsanfleuron, un paysage glacio-karstique à protéger et à valoriser, EMMANUEL REYNARD .....	157





*Les participants aux journées 2006 de l'Association Française de Karstologie,  
lors de l'excursion du 16 septembre sur le karst de Tsanfleuron (Suisse)  
(Photo Fabien Hobléa).*

## Liste des participants aux journées de l'AFK 2006 et des auteurs (en gras)

AUDRA PHILIPPE, Université de Nice-Sophia Antipolis, <i>audra@unice.fr</i>	
BERREBI YAELLE, Université de Lausanne, <i>yaelle.berrebi@unil.ch</i>	
<b>BIGOT JEAN-YVES</b> , AFK, Barcelonnette, <i>catherine.arnoux@club-internet.fr</i> .....	13
CHOPPY BRIGITTE †, AFK, Paris	
<b>DANDURAND GRÉGORY</b> , AFK, Saint-Maixent-l'École, <i>Grgo_2000@yahoo.fr</i> .....	23
D'ANTONI-NOBECOURT Jean-Claude, AFK, Vence, <i>jcnobecourt@free.fr</i>	
<b>DELANNOY JEAN-JACQUES</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>jean-jacques.delannoy@univ-savoie.fr</i> .....	103
DELINÉ PHILIPPE, Université de Savoie, EDYTEM, <i>pdeli@univ-savoie.fr</i>	
<b>DUVAL MÉLANIE</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>melanie.duval@univ-savoie.fr</i> .....	81
<b>FAVRE GÉRALD</b> , GEOLOGOS SA, CH - 1227 Borex, <i>geologos@bluewin.ch</i> .....	135
FILIPPONI MARCO, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, <i>marco.filipponi@epfl.ch</i>	
<b>GAIFFE MICHÈLE</b> , Académie d'Agriculture de France, <i>michelegaiFFE@yahoo.fr</i> .....	93
<b>GAIROARD STÉPHANIE</b> , Ecole des Mines d'Alès, <i>Stephanie.Gairoard@ema.fr</i> .....	35
<b>GREMAUD VIVIAN</b> , Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, <i>vivian.gremaud@unine.ch</i> .....	127
HÄUSELMANN PHILIPP, Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie, <i>praezis@speleo.ch</i>	
<b>HOBLÉA FABIEN</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>fabien.hoblea@univ-savoie.fr</i> .....	103
<b>JAILLET STÉPHANE</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>Stephane.Jaillet@univ-savoie.fr</i> .....	39 et 103
<b>JOHANNET ANNE</b> , Centre des Matériaux de Grande Diffusion, Ecole des Mines d'Alès, <i>Anne.Johannet@ema.fr</i> .....	51
LOSSON BENOÎT, Université de Metz, <i>losson@univ-metz.fr</i>	
LUGON RALPH, Institut Universitaire Kurt Bösch, Sion, <i>ralph.lugon@iukb.ch</i>	
<b>MARTIN PHILIPPE</b> , Université d'Avignon, <i>phmartin@club-internet.fr</i> .....	63
<b>MASOTTI DANIEL</b> , Meteo-assistance, CH - 1955 Grugny, <i>meteo-assist@bluewin.ch</i> .....	135
<b>NICOD JEAN</b> , Président d'honneur de l'AFK. Marseille.....	7
PALOC HENRI, AFK, Saint-Sébastien-Aigrefeuille, <i>Palochenri@aol.com</i>	
PERRÉ ALAIN, AFK, Bizanos, <i>alain.perre@laposte.net</i>	
PERRET AMANDINE, Université de Lausanne, <i>Amandine.Perret@unil.ch</i>	
<b>REYNARD EMMANUEL</b> , Université de Lausanne, <i>Emmanuel.Reynard@unil.ch</i> .....	157
SALOMON JEAN-NOËL, Université de Bordeaux 3, <i>jnsalomon@yahoo.com</i>	
SALOMON FRANÇOISE, Talence, <i>jnsalomon@yahoo.com</i>	
<b>SAVOY LUDOVIC</b> , Hydro-geol sarl, CH - 2001 Neuchâtel, <i>geologos@bluewin.ch</i> .....	135
SLABE TADEJ, Karst Research Institute, Slovenian Academy of Sciences and Arts, <i>slabe@zrc-sazu.si</i>	
SUSA BARBARA, Karst Research Institute, Slovenian Academy of Sciences and Arts, <i>slabe@zrc-sazu.si</i>	
TACCHINI PASCAL, Groupe Spéléologique Rhodanien, <i>Pascal.Tacchini@tvs2net.ch</i>	
<b>TOTH GABOR</b> , Université de Hongrie de l'Ouest, <i>tothg@ttmk.nyme.hu</i> .....	147
VANARA JEAN, <i>nathalie.vanara@free.fr</i>	
<b>VANARA NATHALIE</b> , Université Paris 1 - Panthéon-Sorbonne et ADES/DyMSET - Bordeaux, <i>nathalie.vanara@free.fr</i> .....	113
ZUPAN HAJNA NADJA, Karst Research Institute, Slovenian Academy of Sciences and Arts, <i>slabe@zrc-sazu.si</i>	

## Liste des co-auteurs

<b>GAUCHON CHRISTOPHE</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>christophe.gauchon@univ-savoie.fr</i> .....	103
<b>GORGEON JEAN-MICHEL</b> , <i>jmgorgeon@wanadoo.fr</i> .....	113
<b>HACQUARD Sébastien</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>sebastien_hacquard@hotmail.fr</i> .....	103
<b>LANS BENJAMIN</b> , Université Bordeaux 3, ADES-Dymset, <i>b.lans@ades.cnrs.fr</i> .....	39
<b>MAIRE RICHARD</b> , Université de Bordeaux 3, ADES-Dymset, <i>rmaire@ades.cnrs.fr</i> .....	39
<b>MANGIN ALAIN</b> , Station d'Ecologie Expérimentale de Moulis, CNRS, Saint-Girons, <i>alain.mangin@lsm.cnrs.fr</i> .....	51
<b>PLOYON ESTELLE</b> , Université de Savoie, EDYTEM, <i>estelle.ployon@univ-savoie.fr</i> .....	103
<b>TOURTE BERNARD</b> , Association CENTRE-TERRE, Escoussans, <i>btourte@wanadoo.fr</i> .....	39
<b>VAYSSADE BERNARD</b> , Centre des Matériaux de Grande Diffusion, Ecole des Mines d'Alès, <i>Bernard.vayssade@ema.fr</i> .....	35 et 51
<b>VORNEHM CHRISTINE</b> , Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg, <i>Christine.Vornehm@lfu.bayern.de</i> .....	35

# **HAUTS-LIEUX KARSTIQUES DU JURA ET DES ALPES PRÉSENTÉS À LA TABLE-RONDE FRANCO-SUISSE DE KARSTOLOGIE**

**9-15 SEPTEMBRE 1978**

CO-ORGANISÉE POUR L'ASSOCIATION FRANÇAISE DE KARSTOLOGIE (AFK)  
PAR MM. M. AUDETAT<sup>1</sup>, D. AUBERT, A. BÖGLI ET J. NICOD

JEAN NICOD

*Président d'honneur de l'AFK*

Cette réunion comporta une séance en salle à l'Université de Besançon, dans le laboratoire d'Hydrogéologie, et une première partie de visite de terrain, sur les plateaux jurassiens du Département du Doubs, dans les secteurs particulièrement étudiés par le Pr. P. Chauve et ses Collègues (poljé de Saône, bassin de Champlive, Plateau d'Ornans, Source de la Loue). D. Aubert, qui participait à cette première partie, put déjà présenter ses travaux sur l'ancienneté de la karstification de ces plateaux et sur l'étendue et le rôle de la calotte glaciaire jurassienne lors des phases froides du Quaternaire (thème repris par M. Campy mais idées alors encore peu connues des géomorphologues français). Mais c'est de la seconde partie de l'excursion, en territoire helvétique, dont nous désirons rappeler les grands moments sur les hauts-lieux karstiques.

## **I - LA SOURCE DE L'ORBE ET LE LAC DE JOUX, VU DE LA DENT DE VAULION, AVEC DANIEL AUBERT**

Il y eut d'abord un parcours au col du Marchairuz et sur le Mont Tendre, pour étudier les dolines et dépressions karstiques : notre guide y exposa les recherches effectuées sur leurs conditions d'évolution, dans un contexte forestier-nival, et avec le rôle des tourbières (vitesse de dissolution dans le Haut-Jura, Aubert 1967, 1975). La suite de l'excursion fut centrée sur les problèmes du lac de Joux et de la source de l'Orbe, avec une visite à la célèbre grotte-émergence, située sur un prolongement du décrochement majeur de Pontarlier. C'est un secteur géologique complexe (Aubert, 1943, 1977), marqué par différents phénomènes hydrogéologiques, dont la disparition de l'intermittence de Fontaine-Ronde à la suite du percement du tunnel ferroviaire du Mont d'Or. La source de l'Orbe est la

résurgence des pertes du lac de Joux, un phénomène karstique « classique », qui a suscité de nombreuses recherches et diverses expériences depuis H.B. de Saussure (1776). Puis nous montâmes à la Dent de Vaulion (1483 m), belvédère magnifique sur le Risoux, le Mont Tendre et la vallée et le lac de Joux. D. Aubert y évoqua ses recherches sur la genèse et le fonctionnement du karst jurassien, et précisa les particularités de l'englacement local du Val de Joux (Aubert, 1965). Il ne manqua pas, bien sûr, de rappeler les conditions hydrologiques du lac, le fonctionnement des pertes et les recherches qu'elles ont suscitées, en rapport avec l'aménagement de l'usine hydro-électrique de Vallorbe (Aubert, 1969).

## **II - LE KARST HAUT-ALPIN DE TSANFLEURON, AVEC RICHARD MAIRE**

Après la visite de la grotte de Saint-Léonard, dans les gypses, près de Sion, l'excursion monta au col de Sanetsch (2243 m) dans le massif des Diablerets,

où G. Testaz (1974) avait fait des recherches sur les dépressions fermées. Mais c'est à un Français qu'échut la présentation de ce site, puisque le haut-karst des

---

<sup>1</sup> Alors Président de la Société Suisse de Spéléologie.



*L'excursion dans la combe annulaire du Marchairuz (11-09-1978, cliché J. Nicod).*

Diablerets avait fait l'objet d'une partie de sa thèse de 3<sup>e</sup> cycle, sous la direction de Maurice Julian, soutenue à Nice en 1976. Un détail anecdotique : une petite chute de neige nous accueillit au col, mais après une demi-heure de marche à pied incertaine, un splendide

soleil éclaira le glacier et les lapiés, et notre guide put présenter la disposition des formes (particulièrement des avens et puits à neige) en fonction des retraits du front de ce glacier de calotte.

### III - MUOTATAL , LE HÖLLOCH ET LA GLATTALP, AVEC ALFRED BÖGLI

Bien évidemment il n'était pas question d'une longue visite du Hölloch, qui fut longtemps le plus important réseau karstique de montagne du monde (alors plus de 135 km explorés sur plus de 800 m de dénivelée !), mais on put entrer dans les galeries aménagées de la partie touristique, d'imposants tunnels accessibles. A. Bögli précisa les rapports du système du Hölloch avec la structure des nappes helvétiques et ses étapes d'évolution depuis la fin du Tertiaire (Bögli, 1970).

Mais il nous entraîna aussi vers un haut-lieu karstique externe, la Glattalp, qui fait partie du bassin d'alimentation du grand réseau souterrain et de ses sources, les Schleichender Brunnen, à 638 m, dans la vallée de la Muota. Montés par le téléphérique, les participants admirèrent le Glattalpsee, niché dans une cuvette synclinale, petit lac dont les eaux sont absorbées sur sa bordure par une série d'entonnoirs (*Trichter dolinen*). Mais le « clou » fut l'ascension au « Petit jardin de

Monsieur Bögli », un beau champ de lapiés, vers 2200 m, caractéristique du *Schichttreppenkarst*, en banquettes calcaires raclées par le glacier et ciselées par la dissolution. Notre guide nous présente les diverses formes de *Karren*, avec la terminologie qu'il avait établie et qui est devenue internationale. La position des

erratiques sur piédestal (*Karrentische*) lui avait permis, suivant une méthode utilisée aussi par Jean Corbel, d'évaluer la dissolution superficielle post-glaciaire à une tranche de calcaire d'une douzaine de centimètres (Bögli, 1960, 1961, 1964).

#### IV - LA CLUSE DU PICHOUX, AVEC MICHEL MONBARON (*virtuellement présent...*)

Comme le retour vers Besançon s'effectuait par le Jura septentrional et Porrentruy - Montbéliard, un arrêt avait été prévu dans la cluse du Pichoux, objet de la thèse récente de M. Monbaron (1975). En l'absence de son auteur, alors en mission au Maroc, son Collègue de l'Université de Neuchâtel, A. Pancza, présenta les axes principaux de cette recherche sur la genèse de cette cluse typique : rôle des accidents structuraux et

affouillement du cœur de l'anticlinal grâce à l'apport des eaux des grosses sources karstiques, les Blanches Fontaines. Ce site, majeur pour la compréhension du développement des cluses, a été à nouveau présenté aux karstologues français par M. Monbaron lui-même, lors du Colloque scientifique de la Société Suisse de Géomorphologie, à Sornétan les 7-8 septembre 1995.

#### EN CONCLUSION

La Table-ronde Franco-Suisse de 1978 nous a fait connaître des « **géomorphosites** » remarquables des Alpes et du Jura et les recherches en cours. Elle a permis une confrontation amicale des points de vue entre karstologues suisses, français mais aussi italiens puisque U. Sauro et ses collègues participaient aussi à cette réunion de caractère international. On avait pu faire le point sur les problèmes d'évaluation de vitesse de la dissolution, tant sur les surfaces nues des karsts

haut-alpins que dans les dépressions karstiques du Jura, montrer le rôle des circulations hydrologiques, tant dans la genèse des réseaux hypogées que des cluses, envisager déjà l'ancienneté pré-quaternaire de certaines formes, tout en marquant le rôle des phases glaciaires. En définitive, cette réunion a constitué un jalon important dans le développement des recherches sur les karsts de montagne.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT D., 1943. Monographie géologique de la Vallée de Joux. *Mat. Carte Géol. Suisse* (n.s.) 78, 134 p.
- AUBERT D., 1965. Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 58 (1), 555-578.
- AUBERT D., 1967. Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. *Bull. Soc. Vaudoise des Sc. Nat.*, 67 (8), 365-376.
- AUBERT D., 1969. La Vallée de Joux et la source de l'Orbe. 5 Internationaler Kongress für Speläologie, Stuttgart 1969, Exkursionen A2 (2).
- AUBERT D., 1975. L'évolution du karst jurassien. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 68 (1), 1-64.
- AUBERT D., 1977. Géomorphologie de la source de l'Orbe. *Stalactite*, 27 (1), 27-42.
- BÖGLI A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. *Z. Geomorphologie N.F.*, suppl. Bd. 2, 4-21.
- BÖGLI A., 1961. Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. *Z. Geomorphologie N.F.*, 185-193.
- BÖGLI A. 1964. Le « Schichttreppenkarst », un exemple glacio-karstique. *Rev. Belge de Géographie*, « Karst et climats froids », 88 (1-2), 63-72.
- BÖGLI A., 1970. Le Hölloch et son karst / Das Hölloch und sein Karst. *Stalactite*, suppl. 14, 110 p.
- MAIRE R., 1976. Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins des massifs de Platé, du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. Thèse Doctorat 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Nice, 458 p.
- MONBARON M., 1975. Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. Thèse Univ. Neuchâtel, Faculté Sciences, Geodruck Bienne, 208 p.
- TESTAZ G., 1974. Note sur la dynamique des Hautes Alpes calcaires de Suisse occidentale. *Phénomènes karstiques II, Mémoires et Documents*, CNRS, Paris, (n.s.), 15, 139-149.

- 1 -  
**LA CONNAISSANCE  
DES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES...**





### La connaissance des phénomènes karstiques...

La connaissance scientifique est à la base du processus de gestion intégrée et raisonnée des ressources patrimoniales. Pour le karst, cette connaissance passe par l'exploration spéléologique de l'endokarst, par l'étude pluridisciplinaire de la structure, du fonctionnement et de l'évolution des systèmes karstiques, mais aussi, à l'interface entre les sciences naturelles et humaines, par l'analyse des inter-relations société-milieu qui orientent l'évolution des usages et des valeurs attribuées aux ressources et patrimoines karstiques.

Le karst sub-polaire de Madre de Dios en Patagonie chilienne, est un magnifique exemple d'entité karstique encore inconnue et vierge d'étude jusqu'à la fin du XX<sup>e</sup> siècle, et dont les explorations et l'étude pluridisciplinaire menées depuis le début des années 2000 en révèlent peu à peu la grande valeur patrimoniale (cf. article de S. Jaillot *et al.*). Sur la base de ces recherches scientifiques et de leur divulgation, le gouvernement chilien songe à protéger présenter le site pour une inscription au Patrimoine Mondial de l'UNESCO.



*Page précédente : Le «béliet», une forme de dissolution hydro-éolienne rarissime découverte lors de l'expédition spéléologique «Ultima Patagonia 2000» (photo Yves Prunier/Centre Terre).*

*Ci-dessus : Relevés de terrain pour l'étude des processus de dissolution sur les lapiaz de l'île de Madre de Dios (expédition spéléologique «Ultima Patagonia 2000», photo Fabien Hobléa/Centre Terre).*

*Ci-contre : Exploration d'une rivière souterraine dans la Cueva Mañana (expédition spéléologique «Ultima Patagonia 2000», photo Serge Caillault/Centre Terre).*

# TROIS PETITS KARSTS DES PYRÉNÉES OCCIDENTALES

## COL D'ARAN, ARRIOUTORT ET ARTIGALÉOU

### PYRÉNÉES-ATLANTIQUES ET HAUTES-PYRÉNÉES

*THREE SMALL KARSTS IN THE PYRÉNÉES OCCIDENTALES :  
THE PASS OF ARAN, ARRIOUTORT AND ARTIGALÉOU  
PYRÉNÉES-ATLANTIQUES AND HAUTES-PYRÉNÉES, FRANCE*

JEAN-YVES BIGOT

*Association Française de Karstologie, Les Sept Portes, F 04400 Barcelonnette  
Contact : catherine.arnoux@club-internet.fr*

#### **RÉSUMÉ**

*A partir de l'étude de trois petits karsts des Pyrénées occidentales (Col d'Aran, Arrioutort et Artigaléou), il a été possible de reconstituer l'évolution géomorphologique externe de ce secteur. La reconnaissance et l'interprétation des phénomènes souterrains ont également permis de confirmer ou d'infirmer les conclusions tirées de l'observation des paysages.*

*Le gouffre du col d'Aran (Bielle) s'ouvre à l'extrême amont de la vallée d'Aran, laquelle est drainée par la vallée d'Aspe située à l'ouest. Le bassin d'alimentation du gouffre a été amputé par un ruisseau conquérant, affluent du gave d'Ossau situé à l'est. Ce gouffre, qui présente tous les attributs d'une ancienne perte, se trouve ainsi privé de bassin versant. La vallée d'Aran, orientée E-O et suspendue par rapport aux vallées environnantes, correspond à un stade hérité de phases plus anciennes.*

*La formation des gouffres d'Arrioutort (Laruns) est étroitement liée au décapage d'une couverture de schistes, dont le retrait a entraîné l'abandon de certains gouffres, situés plus aval, au profit de ceux situés plus amont. Concomitamment, l'évolution des versants abrupts de la montagne tend à faire disparaître les phénomènes karstiques fossiles situés plus en aval. Ainsi, les pertes actives évoluent-elles avec le recul de la couverture, tandis que les gouffres plus anciens disparaissent avec l'érosion des versants.*

*Les galeries étagées du gouffre d'Artigaléou (Esparros) évoquent une situation ancienne du niveau de base en total décalage avec le paysage actuel dont le niveau de base est celui de l'Arros (510 m), situé 400 m en contrebas du gouffre étudié. L'enfoncement rapide du réseau hydrographique a entraîné l'assèchement progressif du Riou Serbi dans la coume de l'Homme Mort, orientée N-S, et le développement des galeries du gouffre d'Artigaléou, orientées E-O. Ces galeries, qui s'étagent de 890 à 870 m d'altitude, drainaient les eaux vers l'Arros situé à 850 m environ. Enfin, une nouvelle vague d'érosion régressive a entraîné l'approfondissement de la vallée de l'Arros. La concurrence entre les rivières coulant du sud au nord aboutit à une hiérarchisation des drains et à des captures, comme celle du riu Serbi qui a permis à l'Arros d'étendre son bassin.*

*Cette vague d'érosion n'a toutefois pas affecté les cavités et le relief hérité d'Artigaléou qui restent déconnectés du réseau hydrographique actuel.*

**MOTS CLÉS :** *VALLÉE SUSPENDUE, RECU DE COUVERTURE, ÉROSION RÉGRESSIVE, CAPTURE, COL D'ARAN, BIELLE, ASPE, OSSAU, ARRIOUTORT, LARUNS, MONTAGNON D'ISEYE, ARTIGALÉOU, ESPARROS, ARROS, SERBI, PYRÉNÉES-ATLANTIQUES, HAUTES-PYRÉNÉES, FRANCE.*



## ABSTRACT

Thanks to the study of three small karsts in the South-West (Pyrénées occidentales) (the pass of Aran, Arrioutort and Artigaléou), the reconstitution of the external geomorphological evolution was possible. The recognition and the interpretation of subterranean phenomena also enabled us to confirm or invalidate conclusions drawn by the observation of landscapes.

The cave of the pass of Aran (Bielle) opens up far above the Valley of Aran, which is drained by the Valley of Aspe situated in the West. The drainage basin of the cave was drastically reduced by a masterful river, a tributary of the mountain stream of Ossau situated in the East. This cave, which has all the features of a former sinkhole, an opening through which a river becomes subterranean, thus is to be found deprived of draining basin. The Valley of Aran, orientated East-West and which is hanging in comparison with the surrounding valleys, corresponds to an inherited stage of former eras.

The formation of the caves of Arrioutort (Laruns) is tightly connected with the stripping of a layer of shale whose withdrawal caused by the desertion of some caves situated lower, to the detriment of those ones situated more above. Concomitantly, the evolution of the steep sides of the mountain tends to put an end to the fossil karstic phenomena situated lower. Thus, the sinkholes evolve simultaneously with the withdrawal of the layer, while the former caves are disappearing because of the erosion of the sides.

The overlapping galleries of the cave of Artigaléou (Esparros) refer to a former situation of the ground level totally shifted compared with today's landscape whose ground level is Arros one (510 m), situated 400 meters lower of the studied cave. The fast deepening of hydrographic network caused by the progressive drainage of the Riou Serbi in the Coume de l'Homme Mort, orientated North-South, and the development of the galleries of Artigaléou, orientated East-West. These galleries, which are overlap from an altitude of 890 m to 870 m drained the waters towards the Arros situated at about 850 m. Finally, a new period of retrogressive entrenchment caused the deepening of the Valley of Arros. The competition between the rivers flowing from the south to the north amounts to a hierarchisation of drains and harnessings, like the one of Riou Serbi which enabled the Arros to stretch its basin.

Yet, the period of erosion did not damage the cavities and the relief inherited by Artigaléou which are disconnected with the current hydrographic network.

**KEYWORDS :** HANGING VALLEY, WITHDRAWAL OF THE LAYER, RETROGRESSIVE ENTRENCHMENT, CAPTURE, COL D'ARAN, BIELLE, ASPE, OSSAU, ARRIOUTORT, LARUNS, MONTAGNON D'ISEYE, ARTIGALÉOU, ESPARROS, ARROS, SERBI, PYRÉNÉES-ATLANTIQUES, HAUTES-PYRÉNÉES, FRANCE.

## INTRODUCTION

A côté des grands karsts des Pyrénées occidentales (Pierre Saint Martin, Arbailles, etc.), il existe des petits karsts moins connus, d'apparence mineurs mais néanmoins dignes d'intérêt, dont l'étude permettrait de mieux comprendre l'évolution géomorphologique externe. Même avec l'œil avisé du spécialiste, il est en général difficile d'interpréter un paysage sans recourir à des cartes ou des vues aériennes pour prendre un peu de hauteur. Pour les paysages karstiques, une introspection supplémentaire est nécessaire. En effet, la reconnaissance des phénomènes souterrains et leur interprétation apportent un éclairage différent, confirmant ou infirmant les conclusions intuitives de l'observateur de surface.

En juin 2006, une excursion dans les Pyrénées a permis quelques observations sur trois petits karsts (Figure 1) peu fréquentés par les spéléologues, mais présentant un intérêt particulier pour la compréhension des paysages : le gouffre du

col d'Aran (Bielle), amputé d'une partie de son bassin d'alimentation. ; les gouffres d'Arrioutort (Laruns) formés au fur et à mesure du décapage d'une couverture ; enfin, le gouffre d'Artigaléou (Esparros) avec ses galeries étagées en rapport avec l'évolution du relief qui montre une situation héritée des phases d'enfoncement du réseau hydrographique.

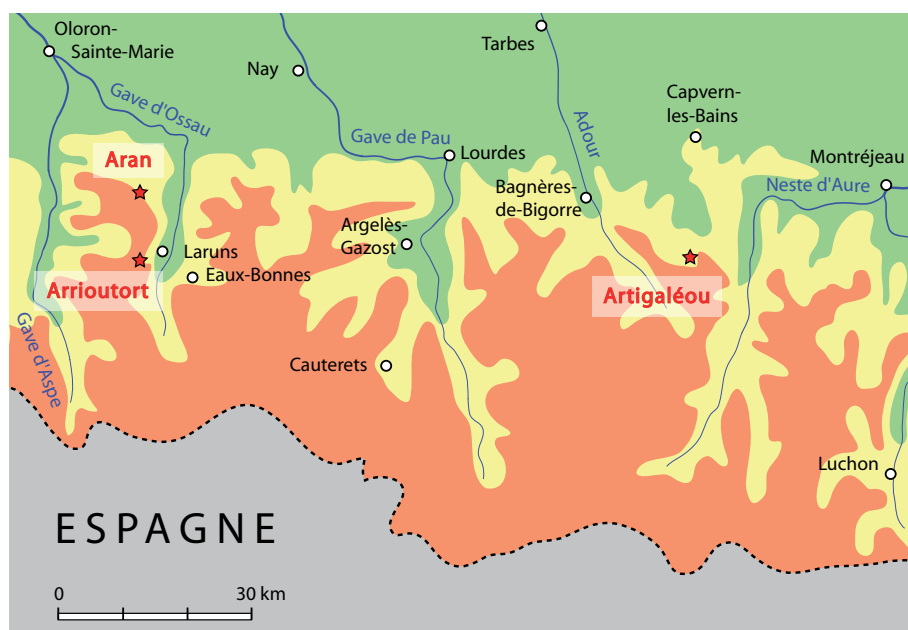


Figure 1 - Carte de situation des karsts étudiés.

## I - LE GOUFFRE N° 3 DU COL D'ARAN (BIELLE, PYRÉNÉES-ATLANTIQUES)

### 1 - Situation

Au nord-ouest de Laruns, sur la commune de Bielle, des massifs calcaires s'étirent sur le front nord pyrénéen. Le massif est référencé « Col d'Aran » par le Comité départemental de spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, bien que d'importantes dolines s'ouvrent également sur le plateau de Lescaumère situé au sud. Le col d'Aran (1654 m) se situe entre deux vallées orientées est-ouest. À l'ouest du col, la vallée d'Aran descend jusqu'à Sarrance en vallée d'Aspe, tandis qu'à l'est la coume de la Herrère rejoint la vallée de l'arriou Mage qui se jette dans le gave d'Ossau à Bielle.

Le pédaing dous Plous correspond au flanc méridional de la chaîne des pics calcaires en partie recouverte par des formations imperméables (calcschistes, marno-calcaires) favorables à la pratique du pastoralisme (Figure 2). En effet, l'eau ruisselle sur les marno-calcaires dans les vallons herbeux avant de s'enfoncer dans des pertes. Les cavités du col d'Aran sont connues ; le gouffre n° 1 du col d'Aran a été exploré jusqu'à 439 m de profondeur. La cavité que nous avons visitée est le gouffre n° 3 du col d'Aran, profond seulement d'une cinquantaine de mètres.

### 2 - Le gouffre n° 3 du col d'Aran

Le gouffre n° 3 du col d'Aran ( $x = 30\ 703\ 242\ E$  ;  $y = 47\ 68\ 582\ N$  ;  $z = 1660\ m$ ) s'ouvre à une dizaine de mètres à l'ouest du col d'Aran. Il débute par une ouverture de  $1,50 \times 3\ m$  et présente un tronçon plein vide de 20 à 30 m jusqu'à un chaos de blocs. La cavité se poursuit par des petits puits et se termine par une étroiture

aspirante impénétrable. Le gouffre ne présentant pas vraiment d'intérêt spéléologique, les nombreux chocardards qui y nichent ne sont pas souvent dérangés.

La situation paradoxale du gouffre, à quelques mètres d'un col, est surprenante, la section du puits, ovale et large l'est également, car elle indique que le puits a été creusé par une perte concentrée. Le puits est légèrement incliné et présente des traces d'écoulement vadose qui suggèrent que le débit a dû être parfois important. En effet, la forme générale du puits (Figure 3) n'est pas celle d'un puits en éteignoir - dans les cas très classiques des puits-méandres - mais d'une bouche d'engouffrement d'une perte concentrée relativement large (Bigot, 2004 a et b).

### 3 - Interprétation

Le gouffre a perdu son bassin versant situé à l'est. En effet, celui-ci a été emporté par les eaux de la coume de la Herrère qui bénéficient d'un gradient topographique plus important fourni par la vallée du gave d'Ossau toute proche. On peut mettre au crédit de l'immunité du karst la pente régulière de la longue vallée d'Aran, orientée E-O, qui devait drainer un bassin, autrefois plus étendu, de l'est vers l'ouest, c'est-à-dire vers la vallée d'Aspe, selon une orientation conforme à la structure géologique. Un ruisseau conquérant de la vallée d'Ossau, située à l'est, a érodé la partie amont du bassin versant (Figure 4) qui alimentait les gouffres du col d'Aran. La vallée d'Aran semble suspendue par rapport aux vallées situées au sud. Les cours parallèles de ces vallées, orientés E-O et très surcreusés, montrent que la morphologie de la vallée d'Aran correspond à un stade hérité de phases d'érosion plus anciennes.



Figure 2 - La vallée d'Aran et le pédaing dous Plous, vus vers la vallée d'Aspe (ouest).

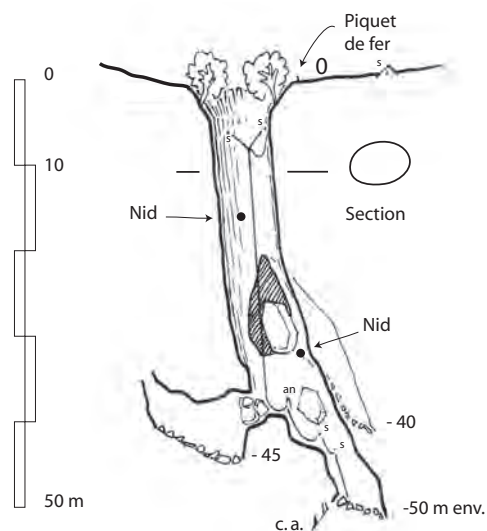


Figure 3 - Croquis du gouffre n° 3 du col d'Aran, Bielle, Pyrénées-Atlantiques, vue en coupe, croquis du 21/06/2006.

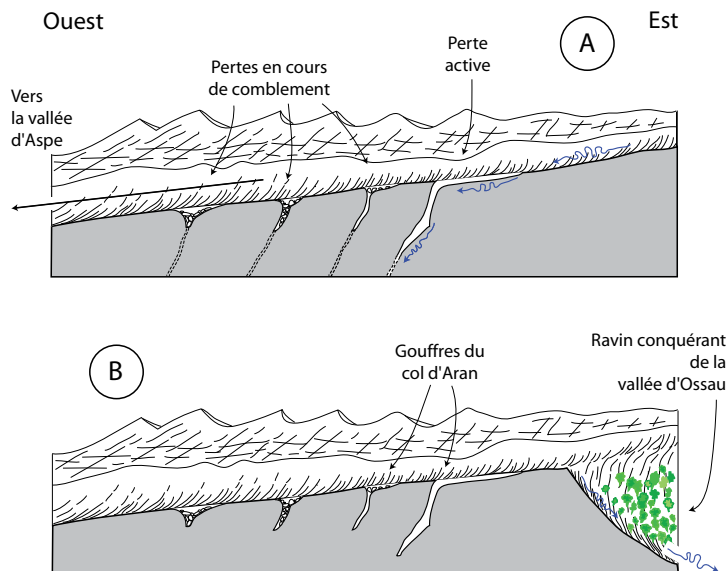


Figure 4 - Coupes longitudinales du col d'Aran (Bielle) :  
 a : les gouffres collectent les eaux de la vallée d'Aran vers la vallée d'Aspe ;  
 b : le développement du bassin hydrographique du gave d'Ossau prive les gouffres de leur bassin d'alimentation.

## II - LES GOUFFRES D'ARRIOUTORT (LARUNS, PYRÉNÉES-ATLANTIQUES)

### 1 - Situation

À l'ouest de Laruns, dans le massif d'Iseye au sens large, on trouve vers l'altitude de 1550 m environ la cabane d'Arrioutort. Sur la carte, de nombreux gouffres y sont pointés ; ils correspondent pour la plupart à des pertes actives (gouffre n° 3 :  $x = 42^{\circ}58'$ ,  $496\text{ N}$  ;  $y = 00^{\circ}28'$ ,  $104\text{ W}$  ;  $z = 1540\text{ m}$ ). Les eaux suintent et ruissellent sur les calcschistes (zones boisées), puis se perdent au contact du calcaire (Figure 5).

D'après la carte, le ruisseau d'Arrioutort (ou de Lasnières) prend sa source vers 1660 m sur les flancs du pic de Lasnières (résurgence pointée). Il semble que

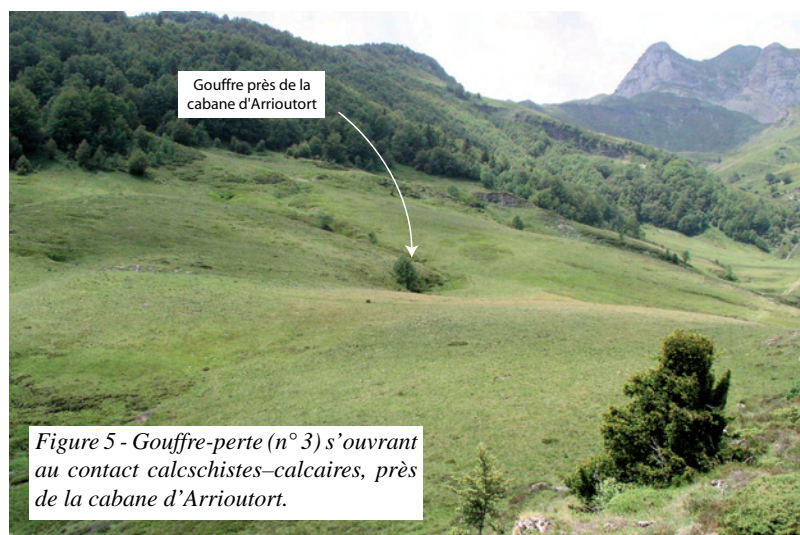


Figure 5 - Gouffre-perte (n° 3) s'ouvrant au contact calcschistes-calcaires, près de la cabane d'Arrioutort.

l'eau vienne des lacs du Montagnon d'Iseye situés vers 2000 m (Figure 6). Une résurgence est également pointée, vers les granges d'Espouey, 500 m en contrebas d'Arrioutort à l'altitude de 1030 m environ. Elle sourd dans le même vallon souvent à sec de Lasnières ; on peut donc penser qu'il s'agit de la résurgence des eaux engouffrées à Arrioutort.

### 2 - Les gouffres d'Arrioutort

La plupart des pertes sont impénétrables, celles qui ne le sont pas sont bouchées par des névés ou n'offrent que des conduits étroits et humides en cours de creusement. Lorsqu'on s'éloigne de la zone de contact, on trouve des lapiaz (crête de Barthèque) sur lesquels s'accrochent quelques arbres que l'éco-buage a épargnés.

Plus on s'éloigne des zones de pertes actives, plus les entrées de gouffres sont comblées. On devine que la corrosion a été active, mais qu'aucune circulation n'est venue réactiver les formes karstiques empâtées sous les lambeaux d'une formation de couverture.

Dans les pertes actives, on trouve des petites plaquettes de calcschistes assez fines et du matériel morainique plus grossier. Les conduits sont étroits et les formes assez déchiquetées.

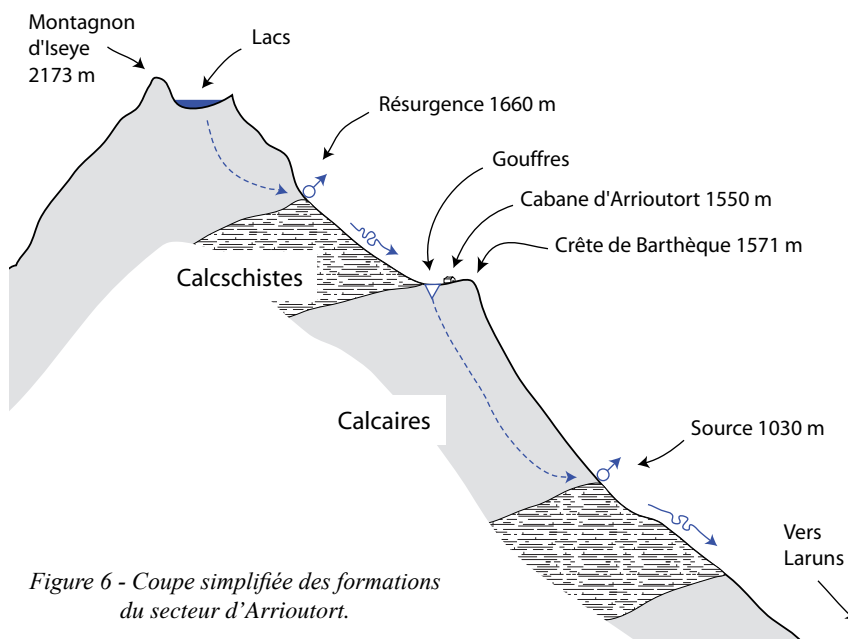


Figure 6 - Coupe simplifiée des formations du secteur d'Arrioutort.



Figure 7 - Au premier plan, le gouffre (n° 3) d'Arrioutort, perte active située à proximité du versant. Au fond, la crête de Barthèque dégagée de sa couverture.

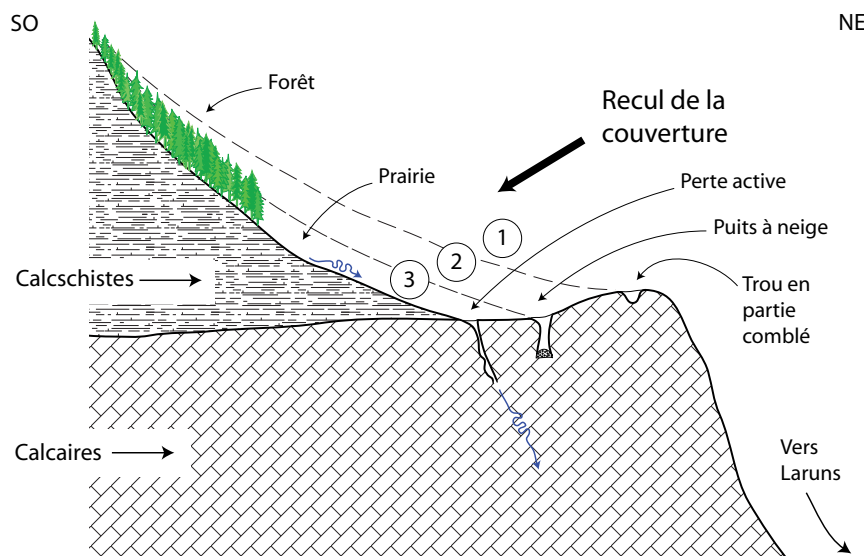


Figure 8 - Coupe schématique de la formation des gouffres d'Arrioutort

### 3 - Interprétation

Les gouffres absorbants sont jeunes alors que les plus anciens ont probablement disparu par érosion du versant (Figure 7). En effet, les gouffres d'Arrioutort s'ouvrent sur le bord d'un versant assez abrupt, raviné par l'arrec de Béteret. Le retrait de la couverture de schistes a entraîné l'abandon de certains gouffres situés plus aval, alors que les gouffres actifs sont situés à l'amont de la crête de Barthèque (Figures 5, 6 et 8).

Dans de nombreux massifs calcaires d'altitude des Alpes ou des Pyrénées, la part du ruissellement de surface est importante, car ces massifs offrent des pentes trop abruptes sur lesquelles les eaux n'ont pas la possibilité de s'infiltrer. Certes, il faut du calcaire et un gradient pour former un karst souterrain, mais il faut surtout des pertes concentrées capables de progresser vers le cœur d'un massif grâce au retrait d'une couverture imperméable qui protège les calcaires de la karstification (Puyoo, 1976 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Jaillet, 2005).

On peut ainsi conclure que le karst d'Arrioutort est jeune, car on assiste à un premier recul de la couverture. Cependant, il faut que le recul de la montagne ne soit pas équivalent à celui de la couverture, sans quoi le karst disparaîtra au fur et à mesure de sa formation...

### III - LE GOUFFRE D'ARTIGALÉOU (ESPARROS, HAUTES-PYRÉNÉES)

#### 1 - Situation

Le gouffre d'Artigaléou ( $x = 432,500$  ;  $y = 3081,100$  ;  $z = 910$  m système Lambert III) se situe à l'est de Bagnères-de-Bigorre dans les Baronnies, une région peu connue des spéléologues (Figure 9). Une route forestière permet de monter en voiture depuis Arrodets au courtaou (jasse, cabane) d'Artigaléou (860 m). Vers 700 m, on monte sur le flanc d'une grande vallée boisée qui se poursuit par la coume de l'Homme Mort ; on atteint les parties hautes de la vallée au col d'Artigaléou vers 860 m. Après avoir franchi ce col, on observe de nombreuses dolines. Elles perforent le fond d'une ancienne vallée qui se raccorde à celle du riu Serbi dans les prairies d'Artigaléou où l'on trouve enfin la cabane (Figure 10).

Le riu Serbi coule depuis le col de Couradabat (1028 m), puis se perd en terre vers la cabane d'Artigaléou (Figure 11). Son cours aérien se poursuit plus à l'ouest par un vallon d'abord à faible pente jusqu'à 820 m d'altitude, puis rejoint le cours de l'Arros par un ravin abrupt après une dénivellée de 300 m.

Le gouffre d'Artigaléou s'ouvre sur le versant sud du vallon du riu Serbi à l'altitude de 910 m, dans les calcaires à faciès urgonien du Crétacé. Il rejoint le cours actif d'un ruisseau une quarantaine de mètres plus bas.

#### 2 - Le gouffre d'Artigaléou

Il est évident que la cavité est une ancienne perte du riu Serbi ; l'entrée du gouffre est aujourd'hui perchée à plus de 60 mètres au-dessus du fond du vallon. Le gouffre a une orientation E-O conforme à celle de la vallée du riu Serbi (Figure 12). Ce gouffre présente des étages fossiles superposés quelques mètres au-dessus de son cours souterrain actuel (Figure 13). L'étage supérieur comporte de belles galeries recoupées à l'emporte-pièce par des puits vadoses. En de nombreux endroits, on observe des remplissages de galets et des encoches de

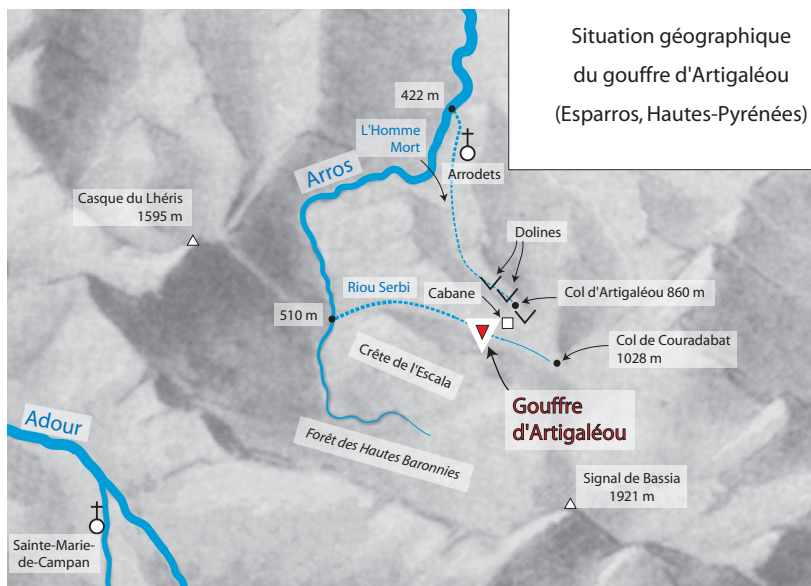


Figure 9 - Situation du gouffre d'Artigaléou et de la vallée de l'Arros.

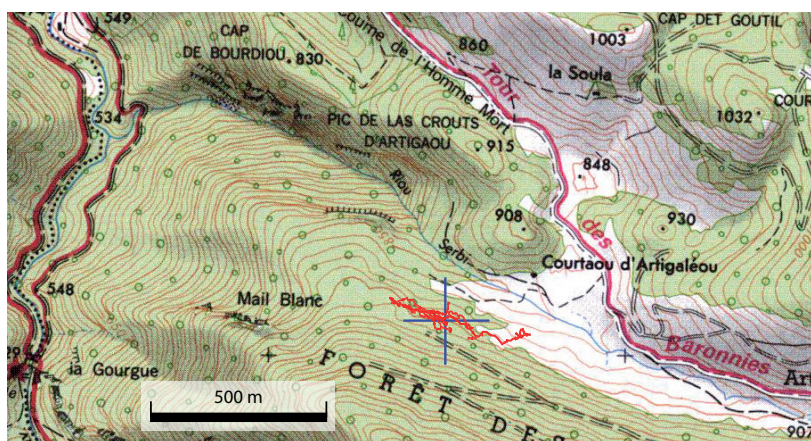


Figure 10 - Situation du gouffre d'Artigaléou.



Figure 11 - Le col de Couradabat et l'amont de la vallée du riu Serbi.

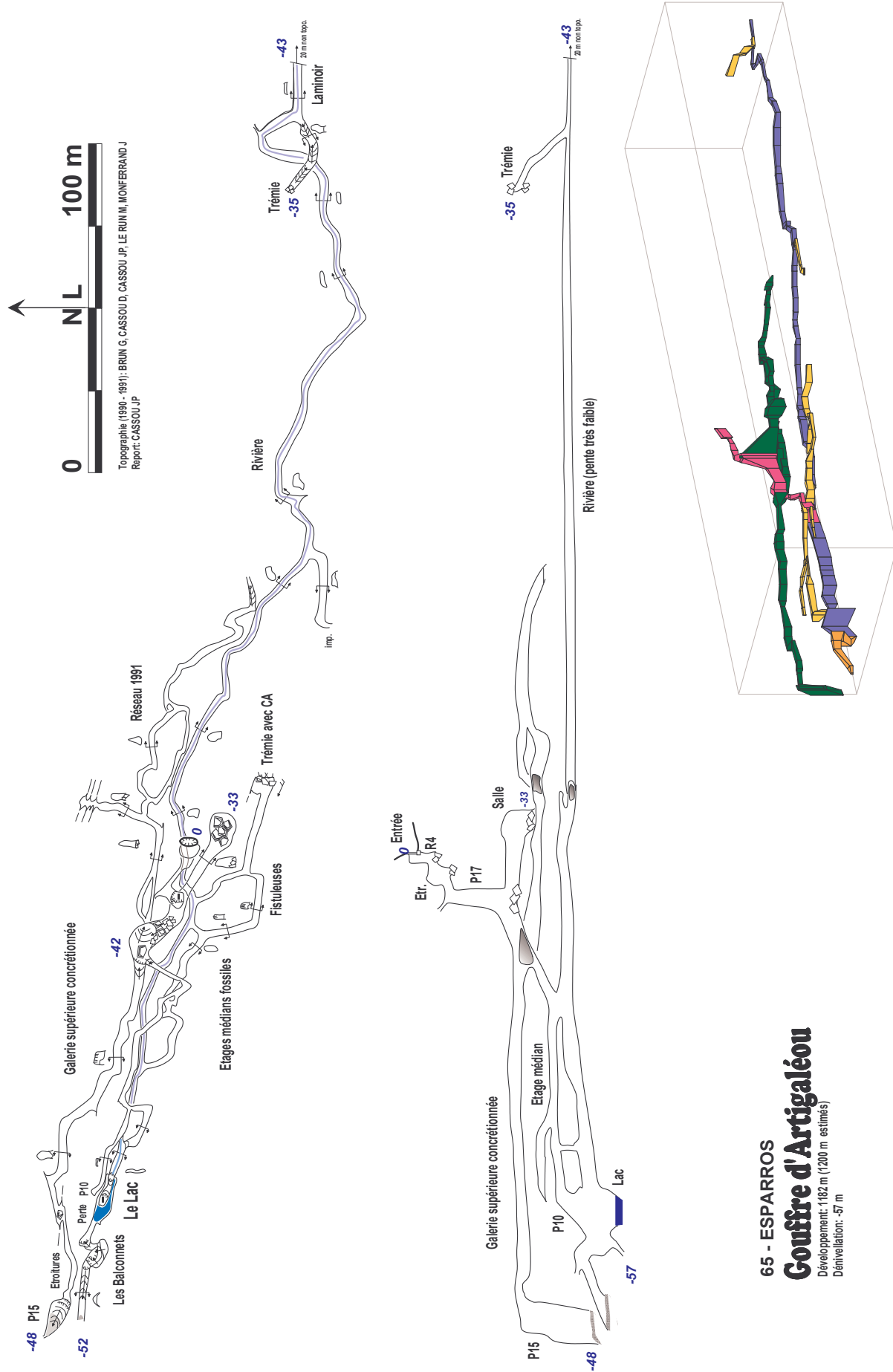


Figure 12 - Topographie du gouffre d'Artigaléou (d'après Jean-Pierre Cassou).

niveau d'eau (Figure 14) liées à l'écoulement du ruisseau sur un lit de remplissage d'insolubles.

La galerie supérieure présente des voûtes bien corrodées, sa section est globalement circulaire ; elle se poursuit à l'aval par une galerie concrétionnée. Un ressaut permet de prendre pied dans l'étage intermédiaire dont les galeries présentent des sections plus réduites. Un nouveau cran de descente livre accès au réseau actif (étage inférieur) où coule un ruisseau souterrain. L'étagement des galeries du gouffre d'Artigaléou est remarquable (Figure 13), car il présente, sur une assez faible dénivellation, des galeries à la pente régulière.

### 3 - Interprétation

#### a - La coume de l'Homme Mort

Le ruisseau temporaire de la coume de l'Homme Mort (860 m) s'écoule dans une vallée sèche orientée N-S jusqu'au village d'Arrodets où il rejoint l'Arros à l'altitude de 422 m après un parcours de 3 km environ (Figure 9). Le fond de la coume de l'Homme Mort est défoncé par des dolines, mais l'altitude du col d'Artigaléou (860 m) montre que le riu Serbi

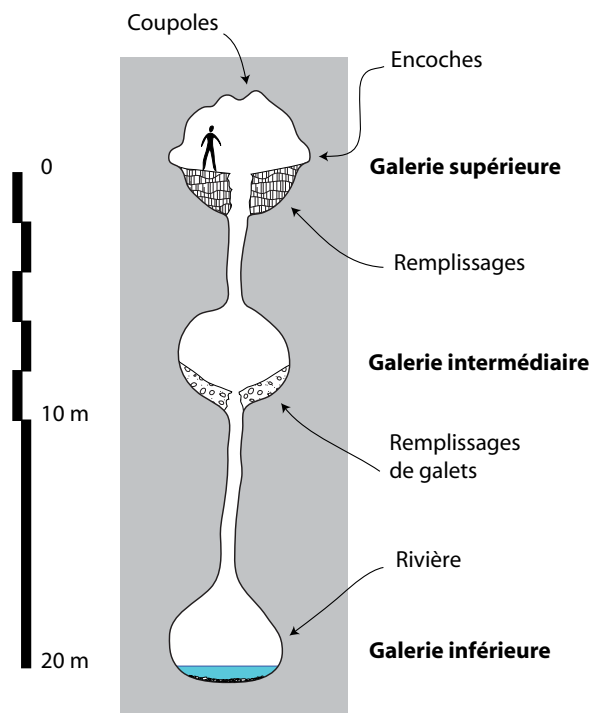


Figure 13 - Étagement des galeries du gouffre d'Artigaléou entre 890 et 870 m d'altitude.



Figure 14 - Encoche de niveau d'eau dans la galerie supérieure du gouffre d'Artigaléou.

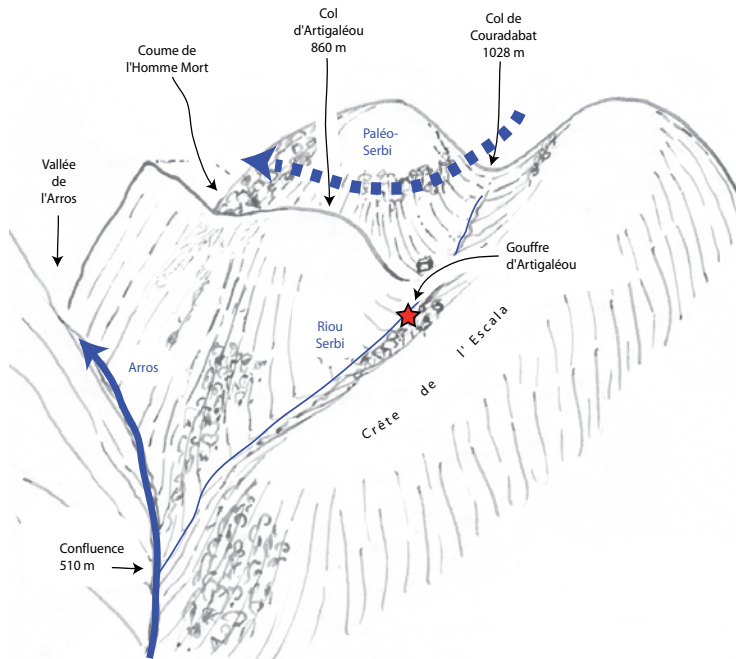


Figure 15 - Bloc-diagramme du massif d'Artigaléou.

s'écoulait autrefois vers le nord dans la coume de l'Homme Mort. Aujourd'hui, le riu Serbi - quand il ne se perd pas en terre avant - rejoint à l'ouest le cours de l'Arros à l'altitude de 510 m par un ravin très pentu, après un parcours beaucoup plus court de 2 km environ (Figure 15).

La coume de l'Homme Mort est une vallée morte dont le tracé N-S est plus ou moins parallèle à celui de l'Arros.

### b - Le riu Serbi

Il est évident que le riu Serbi, qui coulait dans la coume de l'Homme Mort, a été capturé par l'Arros qui a considérablement approfondi son lit et agrandi son bassin versant au sud. En effet, le riu Serbi passait initialement par la coume de l'Homme Mort lorsqu'il a été asséché par une capture de l'Arros. Lors de cette capture (peut-être d'abord souterraine...), les reliefs étaient moins prononcés, comme le suggère la partie supérieure du cours du riu Serbi (Figure 16). Le profil de la partie inférieure du cours du riu Serbi est beaucoup plus pentu et montre qu'une phase d'érosion régressive récente tend à régulariser son ancien profil.

### c - Le gouffre d'Artigaléou

Si on compare la pente du gouffre d'Artigaléou à celle de la partie inférieure du riu Serbi, on note une incohérence flagrante qui ne permet pas d'attribuer le creusement du gouffre au niveau de base actuel (Arros) situé beaucoup trop bas (510 m). Le profil en long du gouffre d'Artigaléou atteste d'un niveau de base situé plus haut (peut-être vers 850 m ?). On note également que la partie supérieure du cours du riu Serbi (Figure 16) n'a pas encore été atteinte par la vague d'érosion régressive qui monte depuis la vallée de l'Arros.

Les formes observées dans le gouffre d'Artigaléou montrent qu'il n'a pas subi de rehaussement du niveau de base dû à un comblement de vallée, si fréquent dans les cavités de basse altitude (Bigot, 2007). Au contraire, le gouffre semble avoir suivi une baisse graduelle du niveau de base de l'Arros.

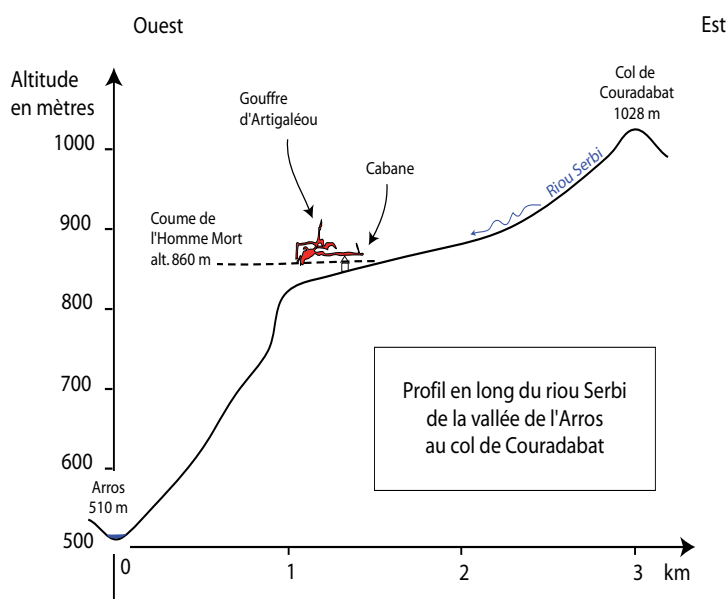


Figure 16 - Profil en long du riu Serbi.



#### d - Synthèse des observations

On peut résumer les phases successives de la manière suivante :

- 1 -Le riu Serbi creuse la vallée de l'Homme Mort. L'Arros et le riu Serbi-Homme Mort sont deux rivières qui descendent du piémont pyrénéen en empruntant un tracé, qui va du sud au nord, pour rejoindre au plus court la plaine nord pyrénéenne.
- 2 -L'enfoncement de l'Arros détourne souterrainement le cours du riu Serbi vers l'ouest. La coume de l'Homme Mort tend à s'assécher, le riu Serbi est capturé par l'Arros. Le gouffre d'Artigaléou se met en place et les circulations souterraines se calent sur un niveau de base relativement élevé de l'Arros (850 m environ) qui tend à s'abaisser. Les galeries du gouffre s'éta-

gent dans le massif au fur et à mesure de l'enfoncement de l'Arros.

- 3 -Le débit du riu Serbi ne lui permet plus de passer la coume de l'Homme Mort, une série de dolines se forme qui représentent autant de pertes successives du ruisseau. La concurrence entre les rivières qui coulent du sud au nord aboutit à une hiérarchisation des drains, le cours de l'Arros (alt. 800 à 850 m environ) s'impose et capture le cours aérien du riu Serbi.
- 4 -Le versant nord du piémont pyrénéen subit une vague d'érosion régressive qui affecte le cours de l'Arros ; un bassin marneux (Jurassique) est rapidement débarrassé par l'Arros au sud de la crête de l'Escala.

Cette vague d'érosion n'a toutefois pas encore atteint ou affecté les cavités et le relief hérité d'Artigaléou.

#### CONCLUSION

Ces exemples illustrent l'intérêt géomorphologique des paysages pour reconstituer les conditions dans lesquelles se sont formées des cavités. Les trois phénomènes décrits sont des pertes dans des massifs montagneux qui ont été ensuite portés en altitude par le soulèvement de la chaîne pyrénéenne. Les captures, le recul de la couverture, puis la destruction des bassins versants sont des évolutions relativement récentes encore perceptibles dans le paysage.

Enfin, il faut souligner que la lecture de paysages en cours de démantèlement, ainsi que l'interprétation de pertes successives, sont des phénomènes éphémères bien plus faciles à interpréter que les émergences des vallées qui se sont développées et adaptées sur des périodes beaucoup plus longues.

#### BIBLIOGRAPHIE

- AUDRA PH., 1994. Karst alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. Exemples le Tennengebirge (Autriche), l'île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). Thèse Université J. Fourier, Grenoble I, Institut de géographie alpine, Grenoble, *Karstologia Mémoires*, 5, 280 p.
- BIGOT J.-Y., 2004a. Les puits et conduits subverticaux, l'exemple de l'aven de la Pépette, Simiane-la-Rotonde, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Atti della Tavola Rotonda Internazionale "Grotte e carsismo nel gruppo delle Grigne e nelle valli del Lario"*, Valsassina, 2-5 septembre 2004. Frassati, *Le Grotte d'Italia, Rivista dell'Istituto Italiano di Speleologia e della Società Speleologica Italiana*, V, 5, 57-62.
- BIGOT J.-Y., 2004b. Les puits et conduits subverticaux. *Spéléo*, 49, 24-26.
- BIGOT J.-Y., 2007. Les conduits de raccordement des émergences aux niveaux de base des vallées. *Actes de la seizième rencontre d'octobre*, Méaudre, 14 - 15 octobre 2006, S. C. Paris édit., 16, 41-48.
- JAILLET S., 2005. Le Barrois et son karst couvert. Structure, fonctionnement, évolution. Thèse géogr. Université Bordeaux 3, 2000. *Karstologia Mémoires*, 12, 336 p.
- MAIRE R., 1990. La haute montagne calcaire. *Karstologia Mémoires*, 3, 730 p.
- PUYOO S., 1976. Étude hydrogéologique du massif karstique d'Arbas (Haute-Garonne). Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Paris (thèse publiée dans les numéros de *Ouarnède* 1976, 7, 75-90 ; 1977, 8, 67-102 ; 1977, 9, 79-104 ; 1980, 10, 78-104 et éditée en 1985 par le G. S. Pyrénées).

# CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA GENÈSE DES RÉSEAUX ENDOKARSTIQUES CHARENTAIS

## L'EXEMPLE DE LA GROTTÉ DU BOIS DU CLOS

### CHARENTE, FRANCE

CONTRIBUTION TO THE ORIGIN OF THE SUBTERRANEAN NETWORKS IN CHARENTE  
THROUGH KARSTIC INFILLINGS: THE EXAMPLE OF THE BOIS DU CLOS CAVE (CHARENTE, FRANCE)

GRÉGORY DANDURAND

6, rue de la Tour Carrée, F 79400 Saint-Maixent-l'École

Contact : gregory.dandurand@gmail.com

#### RÉSUMÉ

*Cet article a pour but de présenter les questionnements et les premiers résultats d'une thèse en cours. En nous basant sur les premières observations d'une cavité peu étudiée jusqu'à présent et sur la description de ses dépôts endokarstiques, nous proposons un nouveau regard sur la spéléogénèse des réseaux charentais.*

*L'étude a pour cadre l'Angoumois, pays qui marque le contact entre la bordure nord orientale du Bassin aquitain et les contreforts du Massif Central. Le karst charentais se développe pour l'essentiel dans l'espace compris entre Angoulême à l'ouest et La Rochefoucauld à l'est, dans les calcaires oolithiques très diaclasés du Jurassique moyen et supérieur. La Grotte du Bois du Clos s'ouvre au sud du plateau de la forêt de la Braconne. Sa morphologie particulière et les nombreux indices micromorphologiques nous autorisent à envisager une origine ancienne de la cavité par « fantômisation ». La coupe remarquable du soutirage de la salle de la Boue, quant à elle, témoignerait d'un fonctionnement paléoenvironnemental différent de l'actuel.*

*La morphologie souterraine à différentes échelles, les remplissages détritiques et les spéléothèmes sont donc des indicateurs essentiels pour la reconstitution des environnements passé et actuel.*

**MOTS-CLÉS :** CHARENTE, KARST DE LA ROCHEFOUCAULD, REMPLISSAGES DÉTRITIQUES, SPÉLÉOTHÈMES, SPÉLÉOGENÈSE, MORPHOGENÈSE, FANTÔMISATION, SÉDIMENTOGENÈSE.

#### ABSTRACT

*This paper results from the first part of the research for a PhD thesis. The subject is more general and aims at studying the environmental signal recording from subterranean sediments until the last climatic cycle. Karstic infillings are great past and present environmental indicators. In fact, they are well protected from meteoric alteration and thus have conserved environmental, climatic and/or anthropic information.*

*The aim of this lecture is to present the first elements about speleogenesis within the morphogenesis context and a sedimentogenetical relative chronology of the Bois du Clos cave. This cave presents a great variety of karstic infillings (La Boue room). It is opening in the southern part of the Braconne forest plateau. This zone is situated in the karst of La Rochefoucauld, developed on the upper Jurassic oolithic fractured limestone. This zone is very interesting because of the contact between the lower plateau of the Angoumois and the Massif Central. It begins on its eastern limit as the crystalline bedrock plunges westwards under the carbonate rocks. It is limited on the western side as the carbonate rocks are buried under marlier carbonates and impervious Cretaceous formations.*

*According to a multi-scale morphological observation and to the description of the karstic infillings description we propose a new approach to the Charente's network speleogenesis. 1/ "Ghost rock" alteration signs are numerous. The labyrinthic plan, the morphology of the galleries and the labyrinthine network show a slow karstification, probably during the Jurassic period, and then an evacuation of the alteration products during the lower Cretaceous and the Tertiary emersions. 2/ Diversity of speleothems and detritic infillings allow us to collect data about climatic and environmental changes and palaeo-hydrological mechanisms. 3/ The speleogenesis can be divided into five phases : a- an old alteration phase by ghost rock karstification; b- a sinking phase of the subterrean networks because of a low marin level; c- more recently, the galleries are partially flooded due to the elevation of the aquifer; d- a strong emptying phase: some of the clay is evacuated in the Boue room; e- the first drainage phase can be dated thanks to the first generation of speleothems.*

**KEYWORDS :** CHARENTE, KARST OF LA ROCHEFOUCAULD, DETRITIC INFILLINGS, SPELEOTHEMS, SPELEOGENESIS, MORPHOGENESIS, GHOST ROCK KARSTIFICATION, SEDIMENTOGENESIS.

## INTRODUCTION

Dans le cadre d'un travail de thèse, encadré par Richard Maire<sup>1</sup> et Nathalie Vanara<sup>1</sup>, qui porte sur l'enregistrement des signaux environnementaux depuis le dernier cycle climatique dans les remplissages des cavités charentaises, la recherche de cavités « idéales » apparaît comme une première étape essentielle. Ces cavités doivent répondre à deux critères bien spécifiques : présenter à la fois une diversité des formations endokarstiques (spéléothèmes et sédiments détritiques) et des informations bien conservées (enregistrement continu, absence de remaniement ou d'altération...). C'est au cours de cette étape essentielle que nous est apparue la nécessité de replacer les formations endokarstiques dans leur contexte géomorphologique. La connaissance de ce contexte nous a mis sur la voie d'une évolution originale des réseaux charentais.

Une première exploration, dans le secteur de La Rochefoucauld, a permis d'identifier différentes cavités susceptibles de répondre aux deux critères. Nous avons porté notre attention sur la grotte du Bois du Clos. En nous appuyant sur l'observation des réseaux spé-

léologiques et des morphologies souterraines et sur la description des remplissages et des dépôts endokarstiques, nous proposons un nouveau regard sur la spéléogénèse et la sédimentogénèse des réseaux charentais, secteur karstique encore peu étudié de ce point de vue. L'hypothèse d'une karstification par « fantômisiation » semble ici particulièrement pertinente pour comprendre la mise en place de ces réseaux uniques en France. La séquence sédimentaire remarquable du soutirage de la salle de la Boue, quant à elle, témoignerait d'un fonctionnement paléoenvironnemental différent de l'actuel.

Après une présentation du karst dans son contexte géologique, nous replacerons les principales phases de karstification au cours des principales étapes de l'évolution géomorphologique régionale. Finalement, nous montrerons que l'hypothèse d'une karstification ancienne par « fantômisiation » semble pertinente pour expliquer l'origine et la particularité de ces réseaux. En l'absence de calage chronologique précis, quelques éléments de chronologie relative, encore très provisoires, sont également avancés.

## I - LE KARST DE LA ROCHEFOUCAULD UNE MARGE NORD-ORIENTALE DU BASSIN AQUITAIN

Le secteur d'étude se situe dans la partie occidentale de la France, au nord du Bassin aquitain (Figure 1). Les Charentes s'étendent du marais poitevin et de la vallée de la Sèvre Niortaise, au Nord, jusqu'à la vallée de l'Isle au Sud.

L'étude a pour cadre l'Angoumois, pays qui marque le contact entre la bordure nord orientale du Bassin aquitain et les contreforts du Massif Central. Le karst charentais se développe pour l'essentiel dans l'espace compris entre Angoulême à l'ouest et La Rochefoucauld à l'est. Le secteur de recherche s'inscrit dans un périmètre assez restreint, qui comprend les forêts de la Braconne et du Bois Blanc, les cours aval des vallées du Bandiat et de la Tardoire et le cours moyen de la vallée de la Bonnieure.

### 1 - L'Angoumois : un ancien édifice récifal

La structure géologique régionale (Figure 2) est marquée par un contact entre le socle cristallin, qui forme les premiers contreforts du Massif Central, et la couverture sédimentaire de la marge nord-est du Bassin aquitain. La couverture sédimentaire débute au Jurassique

inférieur et se termine au Crétacé supérieur. La base du Jurassique est composée de calcaires fins argileux. Les calcaires compacts oolithiques arment l'Oxfordien supérieur et le début du Kimméridgien. L'ensemble du Crétacé inférieur manque : c'est une lacune majeure. Elle concerne environ 40 Ma. La couverture sédimentaire reprend au Cénomaniens inférieur. Elle est constituée à la base d'argiles sableuses et de grès, et au sommet, de calcaires glauconieux et graveleux avec des intercalations marneuses.

La sédimentation jurassique affleure pour l'essentiel dans la région de l'Angoumois (Quélenec *et al.*, 1971). Elle s'est effectuée dans deux secteurs, séparés par un édifice récifal, orienté nord-sud. La région dite « pélagique » se situe à l'ouest du haut-fond (région d'Angoulême – Touvre). Elle se caractérise par le dépôt de marnes et de calcaires argileux du Lias inférieur au Kimméridgien (Figure 3). La région située à l'est de l'édifice récifal s'étend de Chasseneuil-sur-Bonnieure à Nontron (Dordogne). Elle est le siège d'une sédimentation presque exclusivement carbonatée, à caractère néritique. Au reste, les formations récifales apparaissent à la base de l'Oxfordien. Elles se développent en un puissant édifice, en raison d'une brusque remontée du

<sup>1</sup> ADES-DyMSET, UMR 5185 du CNRS, Maison des Suds, Esplanade des Antilles, Domaine Universitaire de Bordeaux, 33607 Pessac cedex (France).

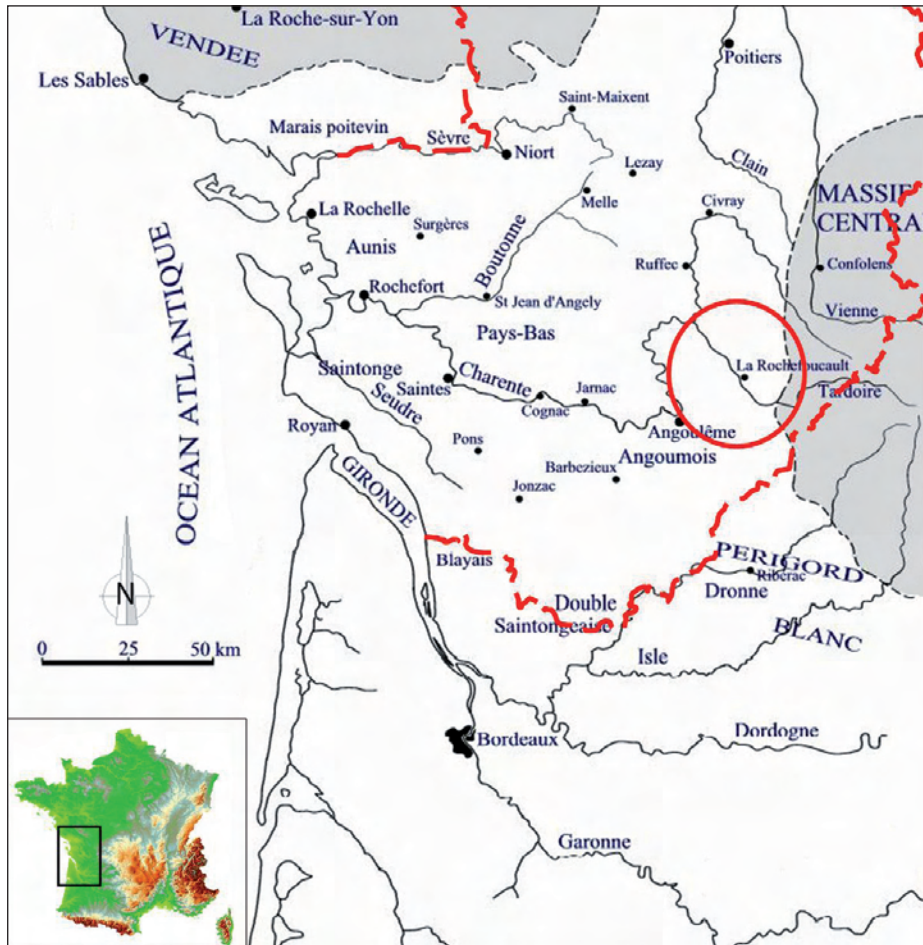


Figure 1 - Carte de localisation. Les massifs cristallins apparaissent en gris sur la carte. Le karst de La Rochefoucauld est entouré. Les traits tirets épais indiquent les limites régionales Poitou-Charentes.

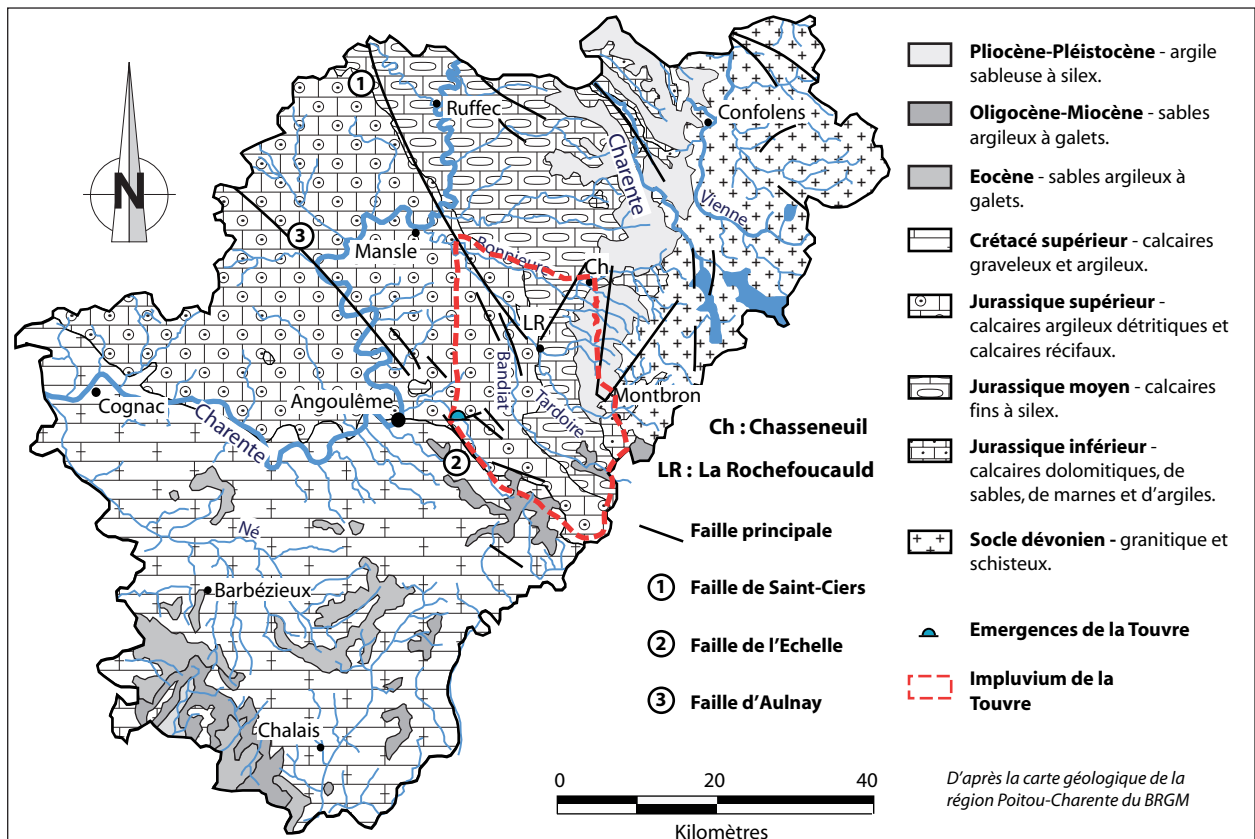
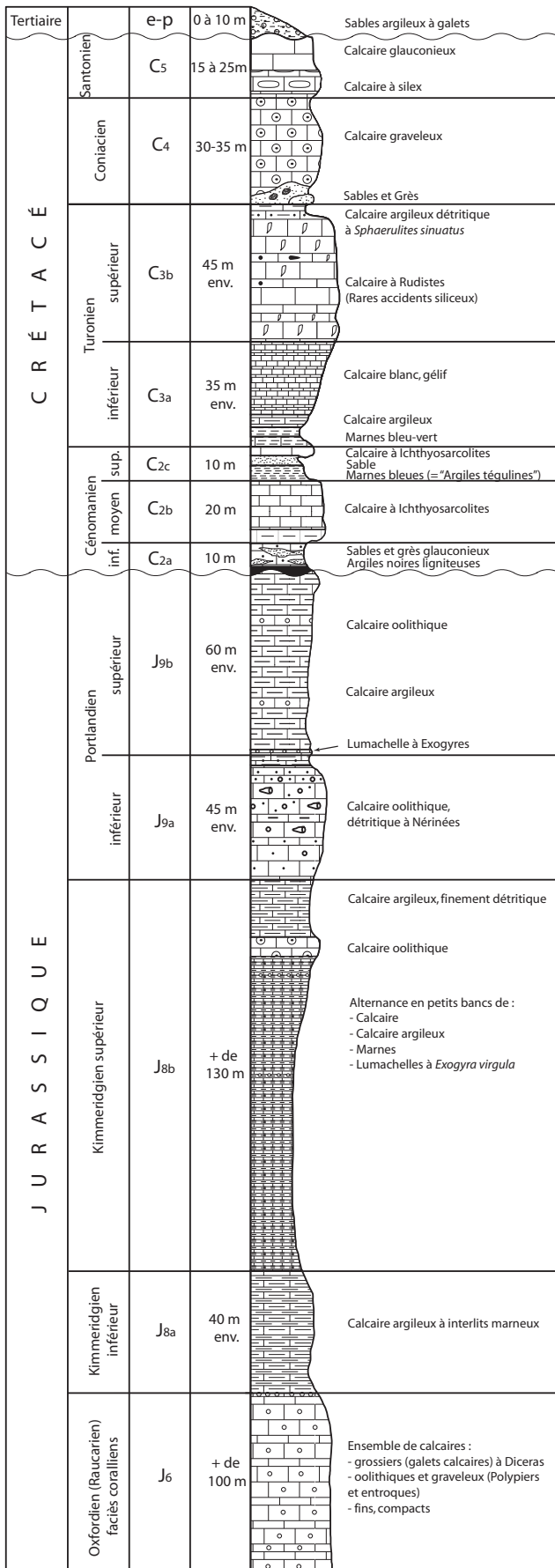


Figure 2 - Carte géologique générale de la Charente et localisation du système karstique de la Touvre.



(D'après BOURGUEIL et al. 1970)

Echelle : 1/2 000 0 20 40  
(épaisseurs moyennes approximatives) mètres

sole dans la région d'Angoulême. L'édifice s'étend d'est en ouest, de La Rochefoucauld au sommet du massif de la Braconne au nord jusqu'à Chazelles et à la ligne de crête du massif de Bois Blanc au sud.

## 2 - La Rochefoucauld : un karst bien individualisé...

La zone qui présente le karst le plus visible se situe au niveau des forêts de la Braconne et du Bois Blanc (Figure 4). Elles sont limitées à l'est par les vallées de la Tardoire et du Bandiat et à l'ouest par les vallées de l'Echelle et de la Touvre qui constituent les exutoires principaux. Les plateaux subhorizontaux peu élevés (120-140 m) sont taraudés par des morphologies karstiques classiques : avens, méga-dolines d'effondrement, vallées sèches, cours d'eau occasionnels, gouffres-pertes et buttes isolées.

Les méga-dolines sont les formes les plus notables. Elles sont appelées « fosses » dans la région (Fosse Redon, Trois fosses, fosse de l'Ermitage). Elles sont aujourd'hui entièrement occupées par des bois. Elles mesurent plusieurs centaines de mètres de diamètres et atteignent jusqu'à 45 m de profondeur. Leurs parois sont abruptes. Le fond est souvent tapissé de blocs massifs et d'éboulis. La zone de soutirage est encore repérable grâce à l'encoche à la base de la paroi. Encoche qui parfois ouvre sur des galeries qui se développent sur quelques dizaines de mètres (Fosse Limousine).

Les plateaux sont également incisés par des vallées sèches. Celles situées dans la forêt de Bois Blanc, courtes mais profondes, forment des ravins perpendiculaires aux vallées de l'Echelle et de la Touvre. D'autres, la Grande Combe et la Combe de la Femme Morte dans la forêt de la Braconne, s'allongent parallèles au Bandiat sur plusieurs kilomètres avant de rejoindre le niveau de base de la vallée principale.

Celle-ci avec la Tardoire présentent une morphologie typique de poljé. Les fonds de vallée larges et plats, les parois dissymétriques, les nombreux ponors (Pertes de Chez Roby, de Tarrois et de Gros Terme) en rive gauche du Bandiat et les hums d'Agris, de Rancogne ou encore de Vilhonneur en sont les preuves. Par ailleurs, ces deux cours d'eau se tarissent pendant une partie de l'année. Le Bandiat ne rejoint la Tardoire que lors de crues importantes.

Enfin, les avens et les grottes constituent des phénomènes karstiques remarquables. Le karst souterrain se développe essentiellement de façon horizontale et à faible profondeur (14,5 m en moyenne).

Figure 3 - Colonne litho-stratigraphique.

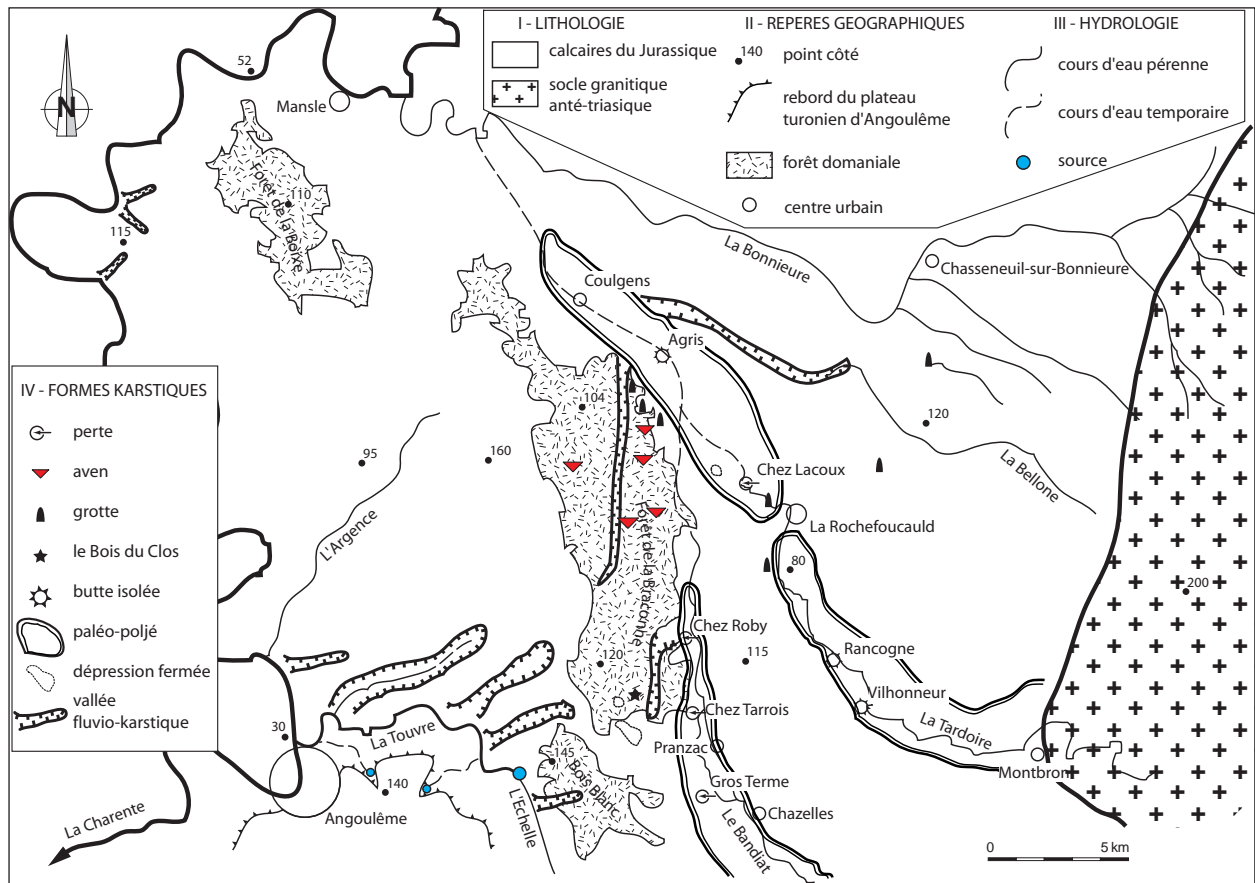


Figure 4 - Carte des morphologies karstiques du secteur de La Rochefoucauld et localisation de la grotte du Bois du Clos.

Les réseaux labyrinthiques en 2 et en 3 dimensions sont typiques de la région. Les galeries tortueuses se développent sur plusieurs niveaux. Elles forment des boyaux étroits (Cave Chaude, aven Barrault, les Rameaux...) et se terminent souvent en cul-de-sac. La morphologie des cavités est variable en fonction du faciès de la roche. Lorsque les strates sont suffisamment épaisses, des conduits francs et des salles plus spacieuses apparaissent (Gratte-Chèvre, Fosse Mobile, Fosse Limousine et le réseau Trou Qui Fume-les Duffaits qui est actuellement le plus grand réseau de la Charente).

### 3 - ... qui appartient aux systèmes karstiques de la Touvre et de la Lèche

Le karst de La Rochefoucauld est un secteur relativement connu car il alimente les émergences de la Touvre, deuxième émergence de France après la fontaine de Vaucluse. La résurgence principale se situe au niveau de Ruelle-sur-Touvre, alimentant la Lèche et la Touvre, affluents de la Charente. Son module annuel moyen est de  $13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . L'aquifère karstique couvre une superficie de  $600 \text{ km}^2$ . Plusieurs traçages ont permis de mettre en évidence un lien rapide entre les pertes-grottes des vallées de la Bonnière, de la Tardoire et du

Bandiat et les sources de la Touvre (Font de Lussac, le Bouillant et le Dormant) et de la Lèche (Rouiller, 1987). Celles-ci donnent accès à de vastes puits noyés, explorés en plongée jusqu'à 142 m de profondeur.

### 4 - Les grandes étapes de l'évolution morphologiques et de karstification

Au vu des conditions géologiques du Bassin nord-aquitain et des premiers contreforts du Massif Central, on peut dissocier trois grands cycles dans la karstogenèse régionale. Nous proposons un modèle d'explication différent de celui de Quélenec *et al.* (1971).

#### a - Le premier cycle transgression-régression et son impact sur la karstification

Lors de l'orogénèse hercynienne, les roches métamorphiques et granitiques ont été portées à l'affleurement par érosion des parties hautes de la chaîne, pénéplanée dès la fin du Paléozoïque. Le socle a été par la suite l'objet d'une tectonique cassante. Des effondrements se sont produits sur sa bordure par le jeu de failles normales au cours de distensions triasiques.

La série mésozoïque, discordante et transgressive,

repose donc sur ce socle induré qui se comportera par la suite comme une série de blocs rigides jouant le long d'anciennes failles. Les dépôts du Lias inférieur traduisent la première transgression marine qui se stabilise du Toarcien jusqu'au Jurassique supérieur. Les premiers dépôts du Jurassique inférieur sont les jalons du maximum d'extension vers l'est de la transgression marine. Ensuite, lentement, la mer s'est retirée vers l'ouest, comme en témoignent les auréoles carbonatées de plus en plus récentes lorsque l'on se dirige vers l'ouest.

Dans la région de La Rochefoucauld, la bordure occidentale du Massif Central voit se dessiner, dès le Bajocien, une plate-forme carbonatée à forte énergie de dépôt. Son influence persiste jusqu'au Kimméridgien inférieur. Cet axe récifal est régi par des directions structurales nord-sud et délimite deux domaines. Un domaine occidental à sédimentation océanique de type pélagique (marno-calcaires riches en Ammonites). Le domaine oriental, plate-forme interne, a été le siège de dépôts néritiques carbonatés avec une faune benthique très pauvre en Ammonites.

Les accumulations carbonatées cessent après l'Oxfordien, la mer se retirant pendant 40 Ma. Les calcaires marins ainsi exondés sont soumis à des processus météoriques. Ils sont partiellement recouverts par des matériaux détritiques provenant du Massif Central. C'est une véritable pénéplation qui affecte les massifs calcaires jurassiques. Peu à peu, la plate-forme angoumoise, proche du niveau de base, évolue sous une couverture argilo-sableuse. L'évolution du massif carbonaté a pu se faire par dissolution isovolumique le long de joints de strates ou de diaclases.

### ***b - Le second cycle transgression-régression et son impact sur la karstification***

Progressivement, la mer revient au Crétacé supérieur, ennoyant d'abord les points bas et découpant la couverture argilo-sableuse. Après de courtes alter-

nances de transgressions et de régressions, le milieu devient franchement marin au Turonien inférieur. La régression finale campanienne et le soulèvement de la plate-forme nord-aquitaine au Maastrichtien font que le haut-fond de l'Angoumois émerge dans sa totalité. Mais il évolue une seconde fois sous une épaisse couverture détritique. En effet, l'évacuation du puissant revêtement latéritique recouvrant le Massif Central recouvre les plateaux de l'Angoumois. Malgré la création d'un potentiel hydraulique, les dépôts inhibent toute activation du karst qui continue d'évoluer par altération chimique isovolumique avec la formation sur place d'altérites résiduelles.

### ***c - L'orogénèse pyrénéenne et la formation des cavités***

L'orogénèse pyrénéenne est à l'origine du rajeunissement des reliefs. Après la phase tectonique majeure lutétienne, la karstification des assises jurassiques reprend, surtout dans la région de La Rochefoucauld. L'évacuation du puissant revêtement latéritique provenant du Massif Central active la karstification, car la création d'un potentiel hydrodynamique important entraîne un tassement, puis une évacuation totale ou partielle des altérites résiduelles. Des cavités vides de matières se forment.

Enfin, pendant la période plio-quaternaire, la reprise du soulèvement du Massif Central fournit suffisamment d'énergie au réseau hydrographique pour inciser de plus en plus les plateaux. Une hiérarchisation du réseau hydrographique s'établit entre les cours d'eau qui n'ont pas suffisamment de vitesse d'écoulement pour échapper à l'infiltration en profondeur dans le karst et ceux qui conservent une circulation à l'air libre et qui arrivent à s'affranchir du soutirage karstique. Les deux vallées de la Tardoire et du Bandiat fonctionnaient alors en poljés (Enjalbert, 1947).

## **II - UNE SPÉLÉOGENÈSE PAR FANTÔMISATION ?**

Située au Sud de la forêt de la Braconne, la grotte du Bois du Clos (X : 442,28 ; Y : 77,74 ; Z : 110 m) s'ouvre dans le secteur de l'Ermitage. C'est un secteur très karstifié : la surface est marquée par des dépressions importantes comme les Trois Fosses, la Fosse Redon et les Fosses de l'Ermitage. La grotte s'ouvre et se développe dans les roches de l'Oxfordien terminal ou du Kimméridgien inférieur. La visite de la cavité s'est limitée à la galerie de l'Ancien, puis à la galerie de Pâques et à la salle de la Boue qui présente une coupe remarquable dans les sédiments argileux (Figure 6). Plusieurs indicateurs morphologiques à différentes échelles nous permettent de mettre en avant le rôle des

processus de « fantômisatation » pour expliquer l'origine de ce réseau. Enfin, les indicateurs sédimentaires détritiques et les indicateurs de dépôts minéralogiques nous permettent de comprendre l'évolution plus récente de la cavité.

### **1 - Les principaux traits morphologiques du Bois du Clos**

Les grands traits macromorphologiques de la cavité sont un maillage dense de galeries rectilignes qui se terminent souvent en cul-de-sac (Figure 5). La cavité

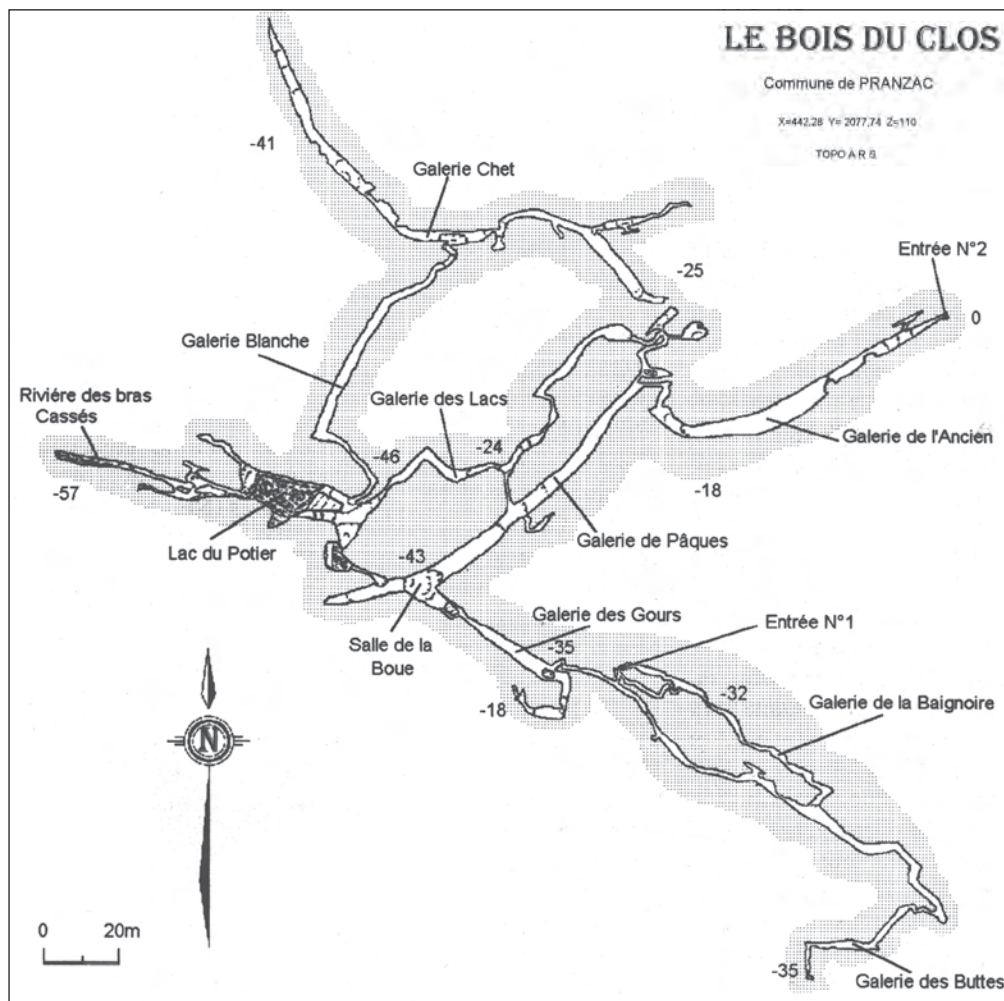


Figure 5 - Plan du Bois du Clos.

s'ouvre et se développe sur 1 236 m. Peu profond, le réseau présente un maillage serré de galeries rectilignes perpendiculaires, soit d'orientation NO-SE, soit NE-SO. Le plan maillé et labyrinthe, les culs-de-sac, les galeries qui « pincent » dans leur partie terminale ne trouvent pas véritablement d'explication si l'on s'appuie sur le modèle classique de corrosion du karst « épigène », causée par une percolation des eaux venues de la surface.

Les observations mésomorphologiques ont révélé des figures de corrosion qui sont traditionnellement associées à des formes paragéométriques d'un karst épigène. Les galeries de Pâques et de l'Ancien présentent une morphologie en « trou de serrure ». Mais les banquettes latérales ne présentent pas de formes d'érosion liées à un écoulement ni d'indices fluviokarstiques. Là encore l'explication par une dissolution épigénétique trouve ses limites.

L'étude micromorphologique révèle enfin de nombreux pendants de voûte (Figure 6). Ces formes se développent principalement dans la salle de la Boue. Leur longueur atteint jusqu'à 2 m et ils sont séparés par des petits chenaux de voûte et des coupoles. Leur interprétation est difficile. Ces figures de corrosion sont traditionnellement associées à des formes paragéométriques d'un karst épigène. Mais les nombreuses coupoles

de plafond qui assurent la connexion entre les chenaux de voûte empêchent de lire un sens d'écoulement unidirectionnel. Ainsi, l'interprétation génétique de la cavité par karstification épigène ne trouve pas de preuves intangibles. Il nous faut donc trouver d'autres facteurs d'explication.

## 2 - Les signes d'une « digestion » sur de très longues périodes

Les signes d'une « digestion » de la roche sur de très longues périodes sont nombreux. Les microformes, les traces d'altération en profondeur sur des blocs calcaires ou encore la morphologie des galeries et des salles en sont les témoignages.

### a - Les encoches de dépôts argileux

Dans la galerie de Pâques, les encoches de la paroi ont été des pièges à sédiment. Certaines de ces encoches sont perchées à 2 ou 3 m du plancher. Elles ont donc été relativement bien protégées des remaniements plus récents (Photo 1). Deux prélèvements ont été effectués, à environ 2 m du sol. Le remplissage semble intact. Il pourrait avoir enregistré le(s) mode(s) ancien(s) de





Photo 1 - Infiltration d'argile dans la galerie de l'Ancien. L'argile dans l'encoche se distingue des autres dépôts de parois par un aspect plus brun et une texture plus rugueuse. Noter aussi l'encroûtement calcitique plus récent sur la droite de la photo.

transport et de dépôt. La composition minéralogique des sables nous renseignera sur l'origine lointaine ou proche du matériel altéré. S'il a une origine proche ou interne, il constitue peut-être le résidu d'une altération *in situ* très ancienne. Si, à l'inverse, il a une origine externe, il faudra déterminer sa provenance. Il se peut que ces résidus argileux, piégés dans des encoches perchées proviennent de l'érosion du Massif Central ou, plus près, du massif de la Braconne. Dès lors, les encoches de dépôts argileux posent de nombreuses questions sur les conditions de karstification et d'altération à des périodes très anciennes.

### ***b - L'évacuation des roches altérées***

Les traces de cette ancienne karstification sont rares car la roche altérée a certainement été remaniée, puis évacuée et déposée hors des cavités. Pour que cette évacuation ait pu se produire il a fallu un abaissement général et important du niveau marin ou un soulèvement régional. D'après les études géologiques (Tournepiche, 1998), on connaît deux épisodes de régression importante dans la région. Au Crétacé inférieur, la région a été émergée pendant 40 Ma. C'est peut-être lors de cette longue période que la roche a été altérée dans sa masse, car le niveau de base était proche et la roche « baignait » dans la nappe phréatique. Une période similaire, moins longue, s'est produite à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire.

Au Lutétien, après une augmentation du potentiel

hydraulique suite à une surrection régionale (répercussion de l'orogénèse pyrénéenne), une vidange des zones altérées a pu se produire. Par la suite, pendant l'Eocène moyen et supérieur, la karstification, par dissolution classique, a pu faire son œuvre en élargissant les conduits, sans pour autant creuser de vrais drains de type collecteur.

Une karstification par fantômisation est donc envisageable dans le cas de la grotte du Bois du Clos. Elle pourrait expliquer la particularité des réseaux charentais. Cette hypothèse est importante, car elle explique souvent l'origine de nombreuses cavités dans les karsts de bas plateaux comme en Belgique (Quinif, 2005). Il est nécessaire toutefois de confirmer cette hypothèse par d'autres arguments (carrière avec zone altérée visible, échantillon de roche altérée, lame mince pour voir le degré d'altération de la roche, etc.).

## **3 - La coupe de la Salle de la Boue**

Un premier état des lieux a permis de mettre en valeur la remarquable variété des remplissages endokarstiques. Ceux-ci constituent des indicateurs très performants des environnements actuel et passé. De fait, relativement bien protégés de l'érosion météorique extérieure, la séquence sédimentaire a pu conserver des informations environnementales, climatiques et/ou anthropiques anciennes (Perroux, 2005). La coupe du soutirage de la salle de la Boue est une oppor-

tinité formidable pour comprendre la sédimentogenèse de la cavité. Cette seconde phase serait très postérieure à la première phase de genèse.

Un mur d'argile de 25 m de long et de 5-7 m de haut arme les faces nord et orientale de la salle (Figure 6). Trois échantillons ont été prélevés sur la coupe : deux dans un épais niveau argileux rythmé rouge et un dans une poche sableuse. Cette coupe est d'autant plus intéressante que son sommet est recouvert par endroits de concrétions actives. Par conséquent, il est possible de les dater par méthode U/Th (Pomel et Maire, 1997). Les concrétions pourraient alors donner un jalon chronologique pour dater la coupe.

Ce remplissage, plus ou moins rythmé, est constitué de niveaux laminés, de niveaux argileux massifs et de chenaux sableux. Ces niveaux s'assimilent à des varves de crue. Le dépôt a été raviné (soutirage), puis scellé par des stalagmites, actuellement fonctionnelles, et attribuées à l'Holocène-Actuel. L'intérêt d'un tel enregistrement est qu'il se situe dans un réseau qui fonctionne actuellement par battement de la nappe karstique de la Touvre. Or, le dépôt a enregistré un fonctionnement lacustre alimenté à la fois par des écoulements fluviaux en provenance de l'extérieur (apports de sables) et par la fluctuation de la nappe.

Il pourrait s'agir, là, de traces d'une décantation importante. Un lac s'est probablement formé, soit en raison d'un blocage dû à un effondrement ou à un rétrécissement de la galerie, soit en raison d'une élévation du niveau de la nappe aquifère. La hauteur de la coupe donne une indication approximative de sa profondeur. La vidange s'est effectuée en un temps relativement court. L'abaissement du niveau de la nappe ou une rupture de barrage ont permis de libérer les eaux du lac, résurgent au niveau de paléo-émergences qui n'ont pas été repérées en surface.

Les niveaux sableux de la coupe apportent des informations complémentaires sur la formation du paléolac. Ils ont été échantillonnés. La présence de sables dans une poche bien délimitée au sein de la formation argileuse suppose une (re)mobilisation des altérites par les circulations souterraines. Le niveau du lac variant, les phases de décantation ont alterné avec des phases de creusement. Des chenaux se sont formés pendant les phases d'incision. Puis, lors des périodes de crue et avec l'élévation du niveau du lac, les écoulements ont déposé des sédiments plus grossiers dans les chenaux. Ces sédiments sableux ont finalement été scellés par des argiles de décantation. L'origine de ces sables n'est pas connue. Nous pouvons supposer une remobilisation

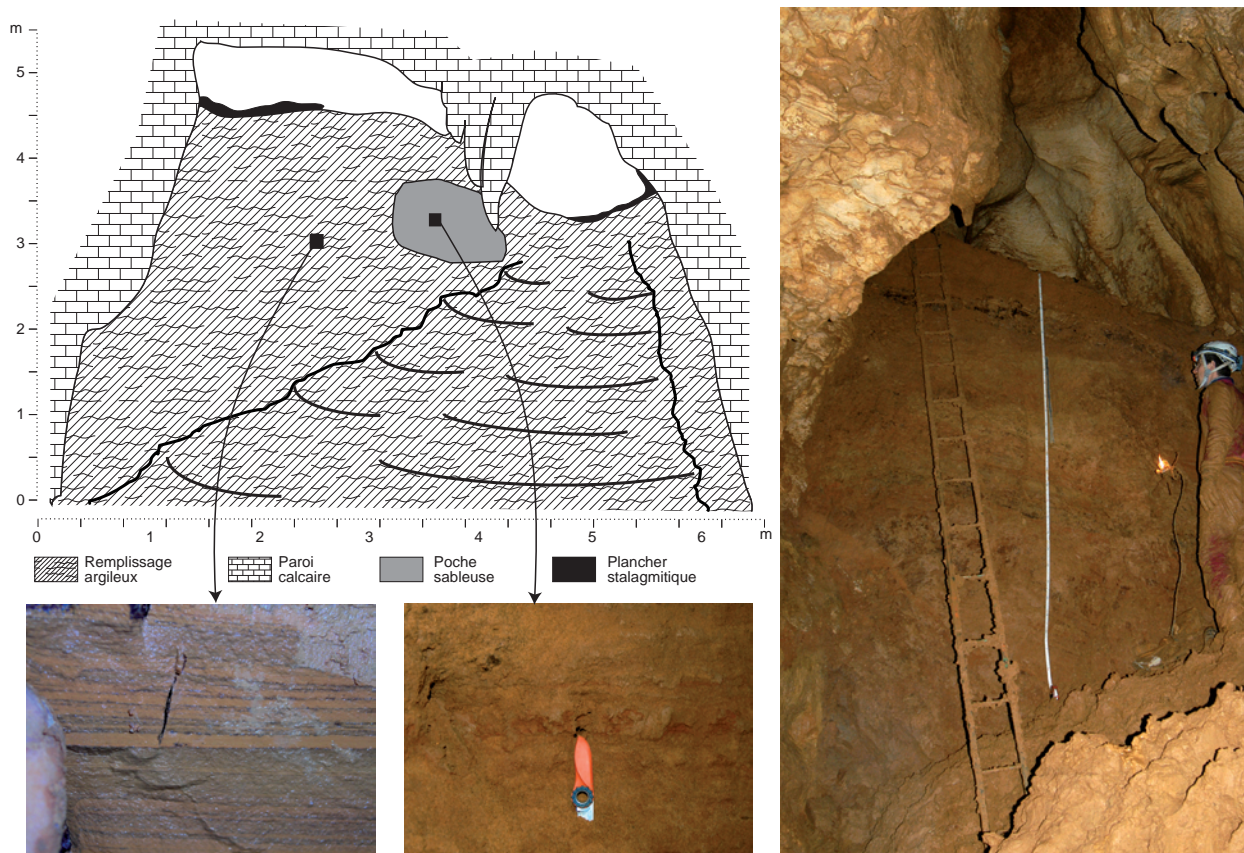


Figure 6 - Coupe de la salle de la Boue.

Les deux photos du bas représentent des détails des niveaux rythmés argileux et les niveaux sableux (Photo R. Maire).

de la roche altérée *in situ*. A l'inverse, si l'on découvre des sables de quartz avec d'autres minéraux silicatés, il faut s'attendre à un soutirage d'apports extérieurs, comme les épandages d'alluvions du Massif Central, lors de l'émersion finale à l'Eocène. C'est l'analyse minéralogique et la comparaison avec les altérites du Tertiaire qui devrait nous permettre de confirmer l'une des deux hypothèses.

#### 4 - Les concrétions

La variété des concrétionnements (Photo 2) s'exprime dans les galeries par une abondance de fistuleuses, de coulées de calcite sur les parois, de draperies, de planchers stalagmitiques, de stalagmites, de stalactites et par quelques colonnes. Dans la Galerie de l'Ancien, plusieurs générations de concrétions se recourent. Une cartographie géomorphologique précise devrait permettre d'établir une chronologie relative du concrétionnement.

Les stalagmites observées au sommet de la coupe de la salle de la Boue et dans la galerie de Pâques sont généralement actives et postérieures au dépôt argileux de la salle de la Boue (Photo 3). Trois stalagmites ont pu être prélevées dans la galerie de Pâques. Une étude des lamines à haute résolution temporelle et des datations par méthodes radiométriques, notamment par U/Th, devraient permettre de mieux caler l'âge des dépôts argileux sous-jacents. En complément, l'étude des fabriques cristallines, de la texture et des rapports des isotopes stables du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) (Couchoud, 2006) permettra d'évaluer les conditions de précipitation. Celles-ci sont soumises à divers paramètres (régime d'égouttement, hydrochimie de l'eau, évaporation ou assèchement dans la cavité, type de sols en surface, effets de site, etc.).

Ainsi, nous considérons l'étude des spéléothèmes comme une approche nécessaire et complémentaire de l'étude des remplissages endokarstiques. Elle participe à la fois à une meilleure connaissance de la sédimentogenèse mais également des conditions environnementales et géomorphologiques régionales.



Photo 2 - Galerie de l'Ancien : spéléothèmes actifs.



Photos 3 - Stalagmite active prélevée dans la galerie de Pâques. Elle est postérieure au remplissage de la salle de la Boue et correspond à une période d'assèchement de la cavité.

## CONCLUSION - CHRONOLOGIE RELATIVE DE LA MISE EN PLACE DU RÉSEAU DU BOIS DU CLOS

Les informations actuelles permettent de proposer une chronologie relative des étapes spéléogéniques. Cinq phases distinctes ont pu être repérées :

- probablement deux phases anciennes d'altération du calcaire jurassique dans sa masse. La morphologie labyrinthique et le maillage serré de la cavité en témoignent ;
- une phase de creusement des réseaux par abaissement du niveau de base. Les produits d'altération sont évacués par un phénomène de vidange et de soutirage des argiles. Les carbonates dissous sont alors évacués au niveau de paléo-émergences, mais des résidus d'altérites sont restés en place dans les encoches des parois ;
- à une période beaucoup plus récente, un ennoisement partiel de la cavité a été provoqué par une élévation du niveau de l'aquifère ou par un blocage d'un autre type. La coupe dans la Salle de la Boue constitue un enregistrement presque complet de cette phase d'enneisement. Cette séquence sédimentaire présente plusieurs

indices d'un fonctionnement hydrodynamique par battement de la nappe et par des apports fluviatiles extérieurs. La cavité présentait donc une ouverture sur l'extérieur ;

- ensuite, une vidange brusque a permis d'évacuer une partie du remplissage de la salle de la Boue. Ceci est attesté par l'entonnoir de soutirage ;
- la première phase d'assèchement de la cavité pourrait être matérialisée par les premiers concrétionnements. Cette phase d'assèchement pourrait être contemporaine de la phase de vidange. Il faut chercher la première génération de concrétions. Les prélèvements dans les galeries de l'Ancien et de Pâques nous permettront de proposer un calage plus précis et de déterminer les conditions de précipitation des spéléothèmes.

Le Bois du Clos est donc une cavité très intéressante tant par sa morphogenèse originale, que par les informations paléoenvironnementales régionales qu'elle peut fournir.

## BIBLIOGRAPHIE

- BOURGUEIL B., MOREAU P., VOUVE J., 1970. Carte géologique de la France au 1/50 000, Angoulême + sa notice. Feuille XVII-32, B.R.G.M., Orléans, 20 p.
- COUCHOUD I., 2006. Etude pétrographique et isotopique de spéléothèmes du sud-ouest de la France formés en contexte archéologique : contribution à la connaissance des paléoclimats régionaux du stade isotopique de l'oxygène 5. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 323 p.
- ENJALBERT H., 1947. Le karst de La Rochefoucauld (Charente). *Annales de Géographie*, 302, 104-124.
- PERRON A.-S., 2005. Les remplissages détritiques endokarstiques. Contribution méthodologique à la lecture des mémoires paléogéographiques et environnementales. Application aux systèmes karstiques de Choranche (Vercors) et d'Orgnac (Bas-Vivarais). Thèse de doctorat, Université de Savoie, 419 p.
- POMEL S., MAIRE R., 1997. Exemple d'enregistrement des changements climatiques et de l'anthropisation dans les remplissages endokarstiques de Chine centrale (Hubei). *Quaternaire*, 8, 119-128.
- QUÉLENNEC R.-E., SAURET J.-C., SEGUIN M., VOUVE J., 1971. Les résurgences de la Touvre : étude préliminaire. Colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*, 3<sup>e</sup> série, Géologie, Fascicule 15, 350, 197-255.
- QUINF Y., 2005. Les effondrements karstiques hennuyers : causes et résultats. Karst et aménagement du territoire. Moulins de Beez, Namur, 17-34.
- ROUILLER D., 1987. Etude des systèmes karstiques de la Touvre et de la Lèche (Angoulême, Charente) : géologie, hydrodynamique, hydrochimie. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université d'Avignon, 220 p.
- TOURNEPICHE J.-F., 1998. Géologie de la Charente : histoire des terrains sédimentaires du Nord du Bassin Aquitain. Editions du Germa, Angoulême, 141 p.

# NOTE SUR LES RÉACTIONS CHIMIQUES ET LA DISSOLUTION EN MILIEU MINIER

*NOTE ON THE CHEMICAL REACTIONS AND DISSOLUTION IN MINING ENVIRONMENT*

STÉPHANIE GAIROARD <sup>1</sup>, BERNARD VAYSSADE <sup>1</sup>, CHRISTINE VORNEHM <sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Ecole des Mines d'Alès, 6 Avenue de Clavières, F 30 319 Alès Cedex*

<sup>3</sup> *Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bürgerm.-Ulrich-Str. 160, D-86179 Augsburg*

*Contact : stephanie.gairoard@ema.fr*

## **RÉSUMÉ**

*Les formes de concrétionnement dans les mines et dans les karsts peuvent parfois être comparées et nous nous attacherons à faire apparaître une typologie de ces dépôts minéralisés dans ces deux milieux : karst et mine.*

**MOTS CLÉS :** *KARST, MINES, CONCRÉTIONNEMENT, SPÉLÉOTHÈME*

## **ABSTRACT**

*Sometimes, the concretions forms in mines and in karst can be compared and will present a typology of these minerals deposits in both of these environments: karst and mine.*

**KEYWORDS:** *KARST, MINES, CONCRETIONS FORMS, SPELEOTHEM*

## INTRODUCTION

Les mines comme les karsts sont composées de galeries et de puits où l'air et l'eau circulent très vite par rapport au milieu environnant. Des réactions chimiques qui peuvent avoir lieu dans les karsts et dans les mines ont été déjà étudiées et présentées (Nicod, 1996). Cette présente note a pour but de s'intéresser aux formes, et

de montrer que d'anciennes mines sont aussi le siège de concrétionnements et qu'il est possible d'établir une typologie des formes de concrétions en milieu minier en s'appuyant sur les travaux déjà réalisés pour les karsts.

## I - LES CONCRÉTIONS OBSERVÉES DANS D'ANCIENNES MINES

Le travail a consisté à relever dans d'anciens travaux miniers des concrétions, à les classer suivant leur forme déjà définies en karstologie et fournir leur composition minéralogique. Les limitations de la méthode sont vite

apparues car de nombreux anciens travaux miniers susceptibles de fournir des exemples ne sont plus accessibles.

## II - RÉSULTATS

### 1- Fistuleuses

Il est fréquent que des travaux miniers se fassent avec l'utilisation de ciment. Or, le ciment contient de la portlandite  $[Ca(OH)_2]$ . Des circulations d'eau se produisent à travers ce ciment et, en présence de dioxyde de carbone, la réaction suivante se produit :

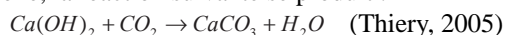


Figure 1 - Fistuleuses résultant de la carbonatation de ciment contenant de la Portlandite dans l'ancienne mine du Haut du Lièvre (Lorraine, France) - photo S. Gairoard.

Il y a alors formation de stalactites, et plus précisément de fistuleuses. La figure 1 montre ainsi les fistuleuses qui se sont développées au toit de l'ancienne mine de fer du Haut du Lièvre, dans le bassin ferrifère Lorrain.

On peut constater que ces fistuleuses ressemblent fort à celles que l'on peut trouver dans des grottes en milieu carbonaté. Par comparaison, la figure 2 présente des fistuleuses et des stalactites en milieu carbonaté. (Audra *et al.*, 2002)



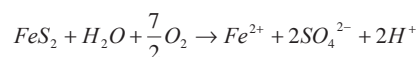
Figure 2 - Fistuleuses et stalactites dans les Baumes des Caranques (Provence, France) - photo : A. Gairoard.

### 2 - Coulées

Parmi les éléments qui sont susceptibles de fournir un concrétionnement, nous trouvons le fer et en particulier ses oxydes.

Avant le creusement de galeries d'exploitation, le minerai se trouve confiné ou les échanges par circulation de fluides sont très limités. Par contre, le creusement de puits et de galerie va favoriser l'interaction entre le minerai (pyrite), l'eau et l'oxygène.

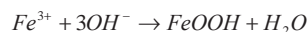
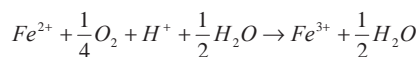
La réaction qui se produit pour la pyrite est de la forme :



Les sulfures de fer sont ainsi oxydés en sulfates qui sont très solubles. Simultanément, une production d'ions  $H^+$  a lieu ; l'eau s'acidifie. Ce processus est aussi fortement catalysé par des bactéries ferrophiles.

Selon le pH du milieu, les ions ferreux vont se réoxyder en présence de dioxygène, qui est ubiquiste dans la mine et les eaux.

Nous avons alors les réactions suivantes :



Cette réaction se produit surtout quand l'eau de pluie ou l'eau souterraine s'infiltre dans le sol puis dans la roche avant de pénétrer dans la mine. Cette eau, ayant un pH proche de 6 et étant saturée en oxygène va se mélanger avec de l'eau de mine (pH 2-3), qui est riche en métaux. Le changement des conditions de pH et de potentiel redox, provoqué par le pH plus élevé de l'eau d'infiltration, a pour conséquence une précipitation de fer sous forme d'hydroxyde ferrique ( $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ) (structure amorphe), qui cristallise avec le temps en goethite ( $\text{FeOOH}$ ). (Vornehm, 2005).



Figure 3 - Coulées dans une ancienne mine de pyrrhotite et de pyrite de Silberberg (Bavière, Allemagne) - photo : Ch. Vornehm.

### 3 - Stalactites

Les concrétions en forme de stalactites peuvent se rencontrer dans d'anciennes mines. Ainsi, dans l'ancienne mine de graphite de Kropfmühl (Forêt Bavaroise, Allemagne), l'eau qui s'infiltre jusqu'à une galerie, sous 80 mètres de recouvrement, a un pH assez élevé de 7, causé par des parties de marbre incluses dans la série des gneiss de Kropfmühl. Comme les



Figure 4 - Stalactites d'oxydes ferriques dans l'ancienne mine de Kropfmühl (Bavière, Allemagne) - Photo : Ch. Vornehm.

gneiss contiennent aussi des particules de minerai ferrique (20% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) (Felber, 1991), des stalactites ferriques précipitent (Figure 4).

### 4 - Stalagmites

Un exemple de concrétionnement en stalagmite est fourni par l'ancienne mine d'alun de Saalfeld, aujourd'hui appelée « Grotte des fées ». L'ancienne mine se développe dans un massif composé essentiellement de schistes ordoviciens ainsi que de schistes à alun siluriens, contenant 5 % de pyrite, et de schistes bréchiques, recouverts de couches de calcaire à miche (Silurien / Dévonien).

Dans cette ancienne mine, des concrétions en stalagmites ainsi qu'en stalactites apparaissent, faites de diadochite :  $\text{Fe}_2(\text{OH})(\text{SO}_4)(\text{PO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ . La diadochite est une substance tendre et jaune comme le beurre et n'a pas de structure particulière ; elle est dite amorphe. Les sulfates qui la constituent proviennent de l'oxydation des sulfures et les phosphates sont contenus dans les schistes.

Cette mine a été abandonnée au XVIII<sup>e</sup> siècle et aujourd'hui, les concrétions font plus d'un mètre de hauteur car la solubilité des minéraux qui constituent les dépôts est très grande.

La figure 5 montre des fistuleuses au premier plan et des stalagmites au second plan.



Figure 5 - Stalagmites et fistuleuses de l'ancienne mine d'alun appelée maintenant Saalfelder Feengrotten (Thuringe, Allemagne) - Photo : Saalfelder Feengrotten.

### 5 - Perles

Nous n'avons personnellement pas répertorié de perles, mais des « perles provenant de mines » ont été étudiées par B. Geze (cité par P. Cabrol, 1987).



## DISCUSSION ET CONCLUSION

Le travail d'étude des formes de concrétionnement s'est beaucoup développé en karstologie. Nous montrons que des spéléothèmes classiques dans les karsts

peuvent aussi être trouvés dans des anciennes mines, et que la classification définie pour les karsts peut a priori s'appliquer également à ces travaux miniers.

## Remerciements

Les informations sur la mine de Kropfmühl ont été obtenues dans le cadre du projet EFRE (Europäischer Fonds für Regionale Entwicklung, Strukturförderung Bayern 2000-2006, Einzelmaßnahme «Schaffung geologischer und hydrogeologischer Informationsgrundlagen im Ziel 2-Gebiet»). Nous remercions la CE et le « Bayerisches Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz » (ministère de l'environnement de Bavière) pour ce financement.

Nous remercions Saalfelder Feengrotten pour nous permettre d'utiliser les photos de Feengrotten et son site web, le « Besucherbergwerk Silberberg ».

## BIBLIOGRAPHIE

AUDRA PH., FOLLEAS CH., GIMENEZ B., HOF B., HOTZ B., SOUNIER J.-P., 2002. Spéléologie dans les Préalpes de Grasse. Ed. Edisud.

FELBER J., 1991. Petrographie und geochemische Untersuchungen an graphitführenden Metamorphiten der Kropfmühlserie, Passauer Wald, Bayerisches Geologisches Landesamt (ed.), München. *Geologica Bavarica*, 96, 51-68.

NICOD J., 1996. Karst et mines en France et en Europe; gîtes, grottes-mines et géotechnique. *Karstologia*, 27, 1996, 1-20.

THIERY M., 2005. Modélisation de la carbonatation atmosphérique des matériaux cimentaires. Prises en compte des effets cinétiques et des modifications microstructurales et hydriques. Thèse, ENPC, Paris.

VORNEHM Ch., 2005. Hydro-geochemische Untersuchungen zum System Niederschlag-Boden-Grundwasser im Grundgebirge des Bayerischen Waldes, Thèse, Université Ludwig-Maximilian, München. (<http://edoc.ub.uni-muenchen.de/archive/00004041/>; avec un résumé en français)

CABROL P., 1987. Contribution à l'étude du concrétionnement carbonaté des grottes du Sud de la France, morphologie, genèse, diagenèse, CERGA Montpellier.

## WEBOGRAPHIE

<http://www.feengrotten.de/www/feengrotten/de/erleben/wissenswertes/mineralien/>  
(dernière connexion : 24/01/2007)

<http://webmineral.brgm.fr:8003/mineraux/Main.html>  
(dernière connexion : 24/01/2007)

**HÉRITAGE GLACIAIRE ET KARSTIFICATION  
DE L'ARCHIPEL CALCAIRE DE MADRE DE DIOS  
PATAGONIE, CHILI  
« EXPÉDITION FRANCO-CHILIENNE ULTIMA PATAGONIA 2006 »**

*GLACIAL HERITAGE AND KARSTIFICATION OF THE LIMESTONE  
ARCHIPELAGO OF MADRE DE DIOS - PATAGONIA, CHILE*

STÉPHANE JAILLET <sup>1,2</sup>, BENJAMIN LANS <sup>1,3</sup>, RICHARD MAIRE <sup>1,3</sup>, BERNARD TOURTE <sup>1</sup>  
et l'équipe ULTIMA PATAGONIA 2006

<sup>1</sup> Association CENTRE-TERRE, Château Pasquet, F 33 760 Escoussans

<sup>2</sup> Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, Pôle montagne, F 73 376 Le Bourget du Lac

<sup>3</sup> Laboratoire ADES-Dymset, Université Bordeaux 3, CNRS, Maison des Suds, F 33 607 Pessac

Contact : [stephane.jaillet@univ-savoie.fr](mailto:stephane.jaillet@univ-savoie.fr)

**RÉSUMÉ**

*Par 50° de latitude sud, en façade océanique maritime hyper-humide se développe le karst de l'île de Madre de Dios. Les conditions de l'englacement lors des périodes froides du Quaternaire et la karstification des calcaires en période interglaciaire permettent de décrypter la part des héritages (glacier) et de la dissolution actuelle (karst) dans le façonnement d'un paysage exceptionnel, parmi les plus spectaculaires des karsts mondiaux.*

**MOTS-CLÉS** : KARST SUBPOLAIRE, ÉROSION KARSTIQUE, GÉOMORPHOLOGIE GLACIAIRE, PATAGONIE CHILIENNE, EXPLORATION SPÉLÉOLOGIQUE.

**ABSTRACT**

*The karst of the Island of Madre de Dios (latitude 50° south) is located in a maritime humid oceanic area. The geomorphological study of the landscape allows us to differentiate old glacial landforms and present karstic landforms created by the intense dissolution. The whole area is one of the most spectacular worldwide karst landscapes.*

**KEYWORDS** : SUBPOLAR KARST, KARSTIC EROSION, GLACIAL GEOMORPHOLOGY, CHILEAN PATAGONIA, SPELEOLOGICAL EXPLORATION.

## INTRODUCTION

En 2006, faisant suite à une série d'expéditions débütées en 1995, l'association Centre-Terre menait une expédition de géographie et de spéléologie dans les îles calcaires de l'archipel de Patagonie chilienne (Centre-Terre, 2000, 2006, 2007). Composée de scientifiques français et chiliens et de spéléologues, l'expédition avait pour but l'exploration des cavités souterraines de cet archipel de l'extrême et de mener un projet scientifique orienté vers l'étude de la reconquête paysagère post-glaciaire. En effet, le secteur a été soumis à un

englacement total lors du dernier maximum glaciaire. Depuis, l'érosion karstique a repris ses droits, le monde vivant a commencé à recoloniser l'espace et plus tard, les Hommes, les « *nomades de la Mer* » ont investi les lieux.

L'objectif de cet article est de présenter à travers quelques exemples clefs, la reprise de l'érosion karstique dans un contexte marqué par un héritage glaciaire important et un contexte climatique subpolaire hyper-humide.

### I - UN KARST DE L'EXTRÊME SOUS INFLUENCE GLACIAIRE ET MARITIME

Vers 50° de latitude sud, l'archipel de Madre de Dios (Figure 1) constitue un des karsts les plus austraux de la planète. En pleine façade pacifique, la pluviosité y est exceptionnelle (8000 mm par an). Les vents constants sont si puissants qu'ils guident en partie l'érosion des calcaires. Les formes de lapiaz sont à la fois pures et exacerbées et les taux de dissolution superficielle sont les plus élevés de la planète (Maire *et al.*, 1999 ; Hobléa *et al.*, 2001).

Pour autant, le contexte océanique subpolaire limite les contrastes climatiques. Aujourd'hui, le gel est limité et la pluie bien répartie sur l'ensemble du cycle hydrologique. De fait, les formes karstiques observées sont d'une grande pureté, la gélifraction est faible et limitée aux espaces les plus hauts perchés. Dans un tel contexte, où la dissolution de surface prédomine, il devient possible de reconnaître finement la part qui revient aux héritages glaciaires.

Se développant depuis les Andes, la calotte glaciaire s'étendait au cours du dernier maximum glaciaire au-delà des limites de l'archipel, dans l'océan Pacifique (Sugden *et al.*, 2005). Dès le début de son retrait, les processus de dissolution karstique vont s'opérer, d'autant plus facilement que :

- l'île de Madre de Dios, en position occidentale est déglacée précocement ;
- les influences climatiques océaniques apportent un flux pluviométrique (non évalué lors de l'amorce de ce retrait) nécessaire à cette dissolution des calcaires.

Le retrait glaciaire s'accompagne, comme partout dans le monde, d'une transgression marine (remontée de l'ordre de 120 m). L'île de Madre de Dios, en position occidentale, donc précocement déglacée, connaît cette remontée bien après le départ des glaces. Plus tard, après la remontée du niveau marin, le continent, allégé du poids de la glace remonte : c'est le rebond isostatique. On comprend donc immédiatement que l'île de Madre de Dios, par sa position géographique, se trouve à la croisée temporelle, (i) du retrait glaciaire, (ii) de la remontée du niveau marin, (iii) du rebond isostatique, le tout marqué par une dissolution continue des calcaires dès la phase (i). Notre propos est donc ici de chercher les indicateurs morphologiques qui ont pu enregistrer ces différentes phases de l'évolution du relief. Le karst (les cavités, mais aussi les surfaces lapiazées), constitue évidemment ici un enregistreur pertinent de cette évolution, qui est déclinée autour de trois objets :

- la gorge de raccordement glacio-karstique des Condors ;
- la karstification post-glaciaire des versants du Seno Soplador ;
- la karstification littorale post-glaciaire associée au rebond isostatique.

Il convient auparavant de préciser le cadre géologique et de rappeler la nature de cet héritage glaciaire, canevas sur lequel la dissolution karstique va s'opérer.

### II - UN CADRE GÉOLOGIQUE COMPLEXE

La partie occidentale de l'île de Madre de Dios est composée d'un ensemble de roche volcano-sédimentaires et de calcaires en contact avec des granites formant eux la partie orientale de l'île. L'ensemble se rattache aux Andes patagones dont le soubassement constitue une série formant la marge paléo-Pacifique du Gondwana (ancien continent austral de -600 à -160 mil-

lions d'années). Il y a 300 millions d'années, le secteur de Madre de Dios se situait à une latitude sud plus haute et les roches se déposaient dans une mer plus chaude. Les roches ont ensuite été individualisées lors de la remontée du Batholite Patagon au cours du Secondaire et du Tertiaire. Le secteur de l'archipel de Madre de Dios constitue la partie du prisme d'accrétion formée

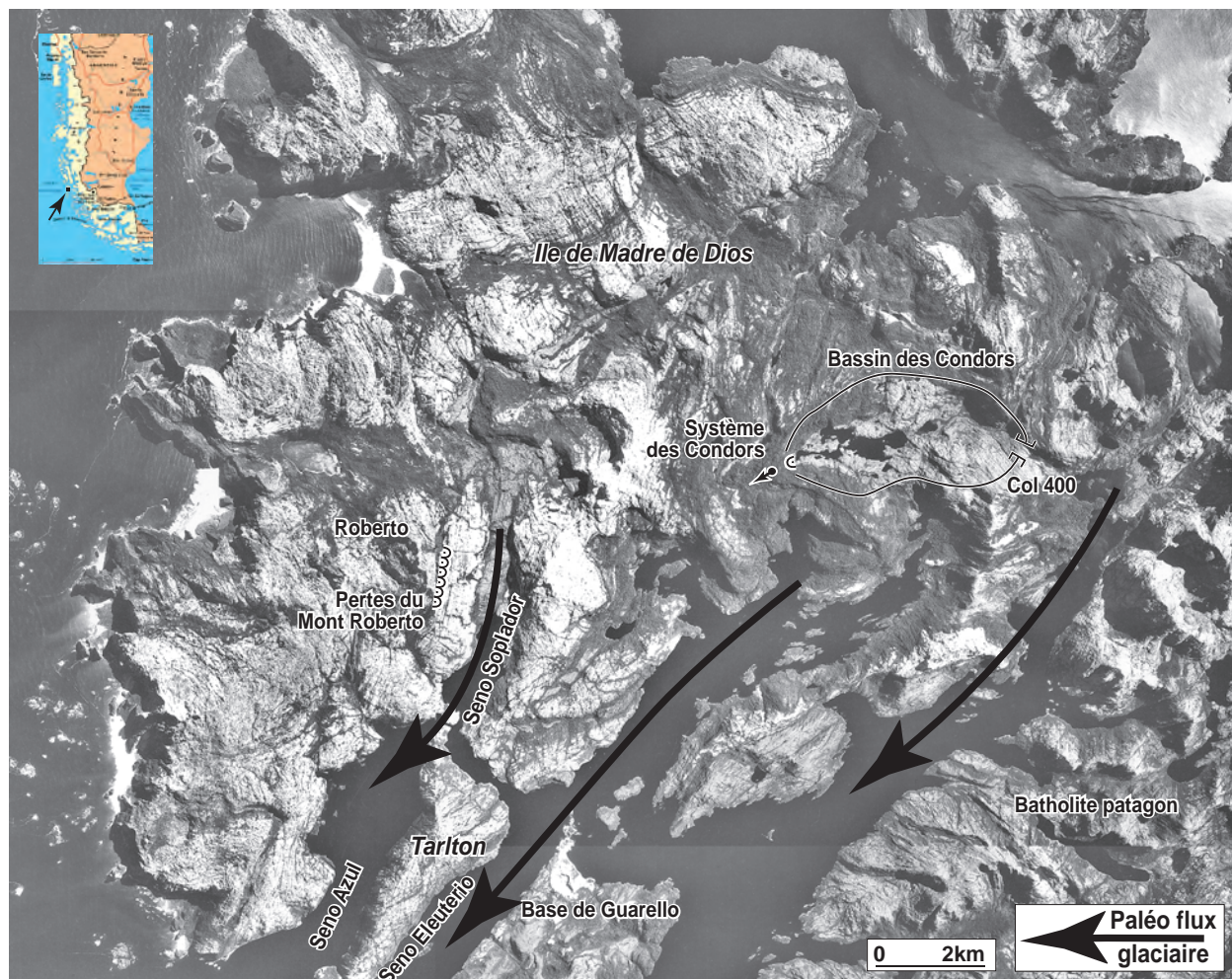


Figure 1 - Localisation sur Photo aérienne du site des Condors, des pertes du Mont Roberto et du Seno Soplador.

sur cette marge. Il comprend le complexe Denaro (fragments de plancher océanique), les Calcaires de Tarlton (qui seront karstifiés) et le complexe volcano-sédimentaire Duque de York. Ces unités sont affectées ensuite par un métamorphisme de basse température, associé à des intrusions issues du Batholite Patagon (Forsythe et Mpodozis, 1983). Les analyses chimiques de ces intrusions confirment une origine granitoïde d'arc volcanique. Les âges K-Ar des biotites se situent dans l'intervalle 133 – 140 Ma et sont considérés comme âge minimum de refroidissement pour l'évènement mag-

matique plutonique de Madre de Dios.

Les conséquences pour la dynamique de karstification sont majeures. En effet, l'agencement des roches entre elles implique une géométrie très complexe des calcaires multipliant les contacts terrain perméable / terrain imperméable et conditionnant l'organisation des écoulements souterrains karstiques. Un travail reste à mener pour décrypter au mieux cette organisation en 3D et mieux saisir son implication dans l'organisation karstique.

### III - L'HÉRITAGE GLACIAIRE : SES FORMES ET SES FORMATIONS

La partie ouest (calcaire) de l'Ile de Madre de Dios présente un paysage marqué par l'empreinte des glaciers quaternaires en périodes froides. La morphologie glaciaire est révélée par les cirques glacio-karstiques, étagés entre 400 et 700 m d'altitude et par les vallées glaciaires en auge (parois abruptes, fond plat) (Figure 1, Photo 4). Ces vallées sont préférentiellement incisées

dans les roches gréseuses du complexe Duke de York, tandis que les versants et les sommets sont systématiquement calcaires. Il s'agit là de la marque d'une érosion différentielle en période froide du Quaternaire, laissant toujours les calcaires plus résistants en éminence topographique<sup>1</sup>. Ainsi, quelques nunataks calcaires subsistent çà et là (Photo 1). Outre le fait qu'ils montrent que

<sup>1</sup> Notons qu'à l'échelle de l'affleurement, c'est l'inverse ; les calcaires dissous se retrouvent en position déprimée et les autres roches (grès ou dykes) se retrouvent en éminence topographique. Il s'agit là de la marque de l'érosion par dissolution en période interglaciaire.



Photo 1 - Nunataks calcaires de l'île de Madre de Dios (800 m d'altitude) montrant l'altitude sommitale (400 à 600 m) supposée du dernier maximum glaciaire. Photo Luc-Henri Fage, Centre Terre.

l'englacement n'a pas été total, ils permettent d'évaluer pour partie l'altitude des glaces au dernier maximum glaciaire aux alentours de 400 à 600 m et les cirques glacio-karstiques identifiés sur l'île jusqu'à 700 m qui s'y raccordent logiquement.

Des roches moutonnées sont reconnues en plusieurs endroits, affectant tout autant les calcaires de Tarlton que les grès du complexe de Duke de York, mais aussi les dykes associés à l'intrusion du batholite patagon au

Crétacé. Il n'est cependant jamais possible d'identifier véritablement des stries glaciaires, tant les processus de dissolution post-glaciaires sont importants, et l'indigence des dépôts de pente ne permet pas de supposer l'existence de secteurs où ces formes auraient pu être conservées.

Aucune véritable formation glaciaire n'a pu être reconnue en surface. En effet, les digitations glaciaires provenant de la calotte andine se jetaient dans la mer à



Photo 2a et 2b - La grotte de la Moraine est une ancienne perte juxta-glaciaire s'ouvrant sur les bords d'un fjord et dans laquelle on retrouve une pile sédimentaire détritique de plusieurs mètres d'épaisseur correspondant à l'enregistrement d'un ou deux épisodes glaciaires. Photos Richard Maire, Centre Terre.

des altitudes plus basse de 120 m par rapport à l'Actuel. Lors du retrait glaciaire, si des moraines ont pu être érigées, elles sont aujourd'hui ennoyées par la remontée post-glaciaire du niveau marin. Par contre, des blocs erratiques décimétriques à plurimétriques subsistent en plusieurs endroits. Ils sont la plupart du temps perchés sur un socle permettant d'évaluer quantitativement la dissolution post-glaciaire (Maire *et al.*, 1999).

Sous terre par contre, des dépôts ont pu être identifiés, par exemple dans la grotte de la Moraine (Photo 2a et b). Cette cavité de 200 m de développement s'ouvre par un porche important sur la façade orientale de l'île de Guarello (Seno Eleuterio). On y rencontre une série détritique importante de plus de 20 m de hauteur constituée par un ensemble de graviers et cailloutis hétérométriques, plus ou moins cimentés par une farine glaciaire abondante. Ces éléments sont essentiellement issus de roches carbonatées, mais aussi d'une part non

négligeable de roches d'origine magmatique (batholite granitoïde patagon) ou métamorphique (complexe sédimentaire « Duke de York », arénites, lutites et conglomérats). Un tel complexe morainique piégé dans une grotte offre peut être un enregistrement unique des divers épisodes de la dernière glaciation séparées par des phases d'érosion (surfaces de ravinement) qui pourraient peut-être correspondre à des phases rapides de réchauffement du type événements de Dansgaard-Oeschger. L'étude de ce remplissage est actuellement en cours.

C'est dans ce contexte d'une empreinte glaciaire majeure que le karst se met en place. Celui-ci s'exprime par des gouffres, des rivières souterraines, mais aussi par des formes de surface sous la commande de processus hydro-éoliens (Photo 4). Parmi les cavités, le système karstique des Condors constitue un exemple éloquent d'organisation karstique syn- et post-glaciaire.

#### IV - LE CANYON GLACIO-KARSTIQUE DES CONDORS

##### UN EXEMPLE DE STRUCTURATION DU KARST DURANT LE RETRAIT DES GLACES

Le système des Condors (Figures 1 et 2) est un canyon souterrain trépané caractéristique. Repéré en 2000 sur photo aérienne et par une brève reconnaissance, le site est exploré et topographié en 2006. La perte draine un bassin-versant de plusieurs kilomètres carrés comprenant deux lacs étagés. Le plus à l'aval, le plus important, se perd dans un canyon-perte impressionnant (Photo 3). Ce conduit souterrain n'a été parcouru que sporadiquement à la faveur de trépanations depuis la surface. Une vingtaine de mètres en contre-haut, la grotte des Condors (Figure 2) est un tube karstique témoignant d'une phase noyée de la cavité avant son incision et sa trépanation. Quelques grottes (comme celle du Colibri) sont repérées en rive gauche et sont aussi en partie trépanées par le recul des versants. A l'aval du système, les écoulements résurgent et se jettent en une cascade spectaculaire de 50 à 100 m de hauteur, pour rejoindre un nouveau lac qui n'a pu être atteint. Vers l'aval, les écoulements rejoignent la mer, peut-être en empruntant à nouveau des conduits souterrains.

Le système des Condors constitue en fait un canyon de raccordement glacio-karstique dégradé par l'érosion post-glaciaire. A l'amont, un vaste cirque glaciaire alimenté, via une diffluence de la calotte patagonne, devait rassembler les écoulements vers ce verrou glacio-karstique (Figure 3). Lors du retrait glaciaire (ou sous le glacier ?), les écoulements creusent la grotte des Condors qui sera surcreusée et trépanée par la dissolution des calcaires et l'abaissement de la surface topographique. L'étagement des conduits, la présence de tubes phréatiques perchés et l'existence d'un canyon déconnecté laissent supposer qu'une forme si complexe n'a pas dû

être acquise en un seul cycle glaciaire. A l'amont de la perte, un vaste lac aux contours digités (Figure 1) collecte les eaux du bassin d'alimentation. On note un peu en amont de la perte, en rive droite du lac, une surface plane qui pourrait correspondre à un paléo-niveau du lac perché quelques mètres au dessus de l'actuel (Figure 3). Une brève incursion n'a pas permis d'identifier précisément la nature des dépôts plus ou moins tourbeux occupant cette surface. La dynamique d'incision et de recul de la perte aura donc ici fait baisser le niveau du lac, ce que l'observation de l'étagement des conduits des Condors confirme.

Le site présente donc un intérêt géomorphologique majeur, car il associe le rôle de la glace et de la dissolution dans la mise en place d'une forme certes d'extension limitée, mais où canyon aérien et canyon souterrain coexistent toujours plus ou moins. A une échelle similaire, il renvoie à la perte de l'Avenir, en bien des points comparable, explorée en 1997 sur Diego de Almagro (Maire *et al.*, 1999 ; Maire, 2003), où la percée hydrogéologique active est associée à l'existence d'un canyon supérieur, plus ou moins dégradé par les processus de surface. Pour autant, dans ce type de site, il n'est pas possible d'affirmer que le canyon préexiste à la percée hydrogéologique et à l'inverse, la dégradation de la percée souterraine conduit à la mise en place d'un canyon. Les deux formes, canyon et conduit souterrain, coexistent donc et évoluent de conserve dans une dynamique d'incision et de raccordement au niveau de base.

L'étude de ce type de système ouvre donc clairement une voie vers une meilleure compréhension des processus de karstification syn- et post-glaciaire.

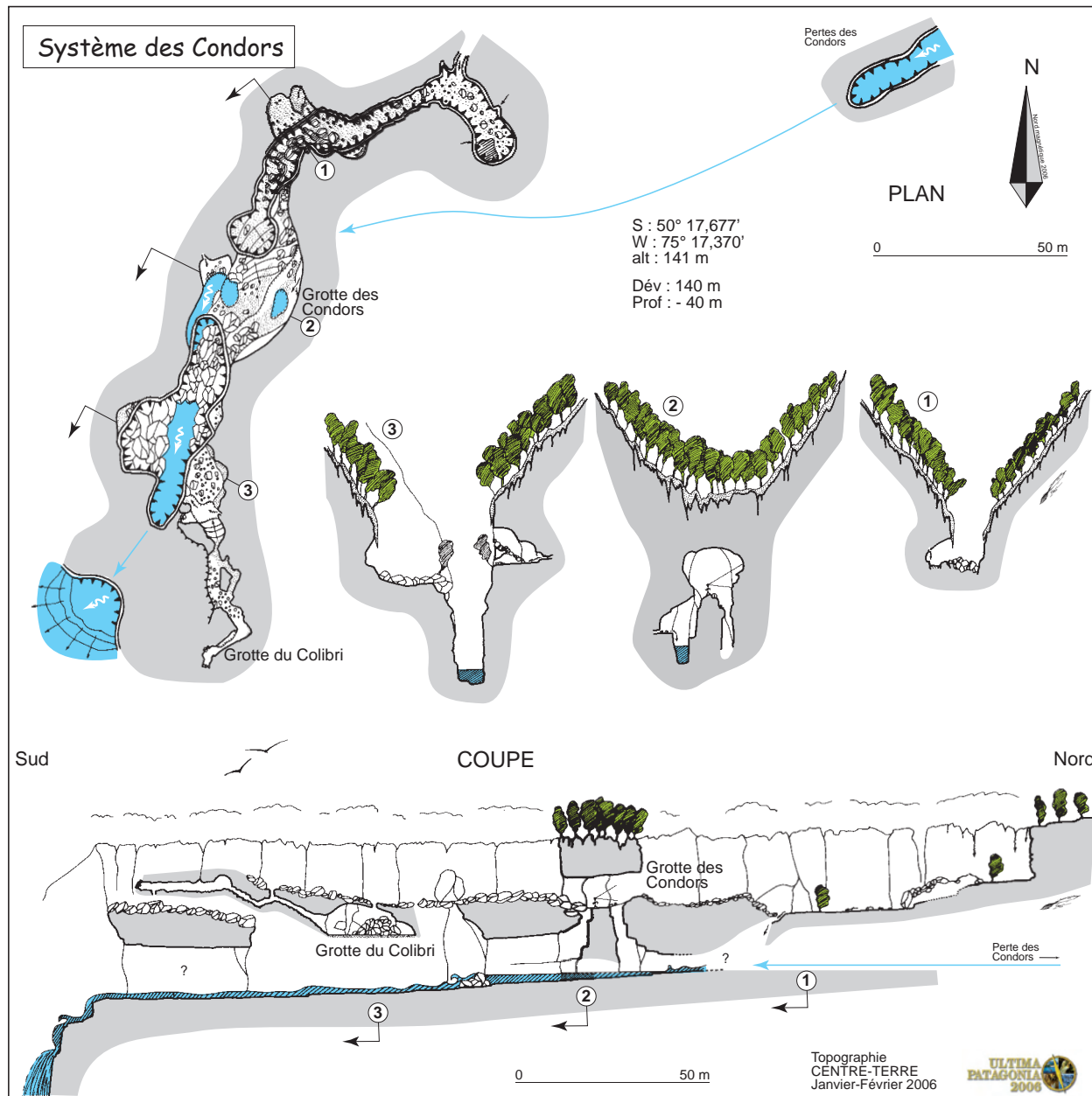


Figure 2 - Plan, coupe et sections du système des Condors. Noter sur la section 2 la coexistence du canyon karstique et du tube souterrain lui-même surcreusé.

Photo 3 - La perte des Condors draine un bassin de plusieurs km<sup>2</sup> où s'étagent deux lacs glaciaires. Les calcaires affleurent au droit de la forêt. Photo Stéphane Jaillet, Centre Terre.

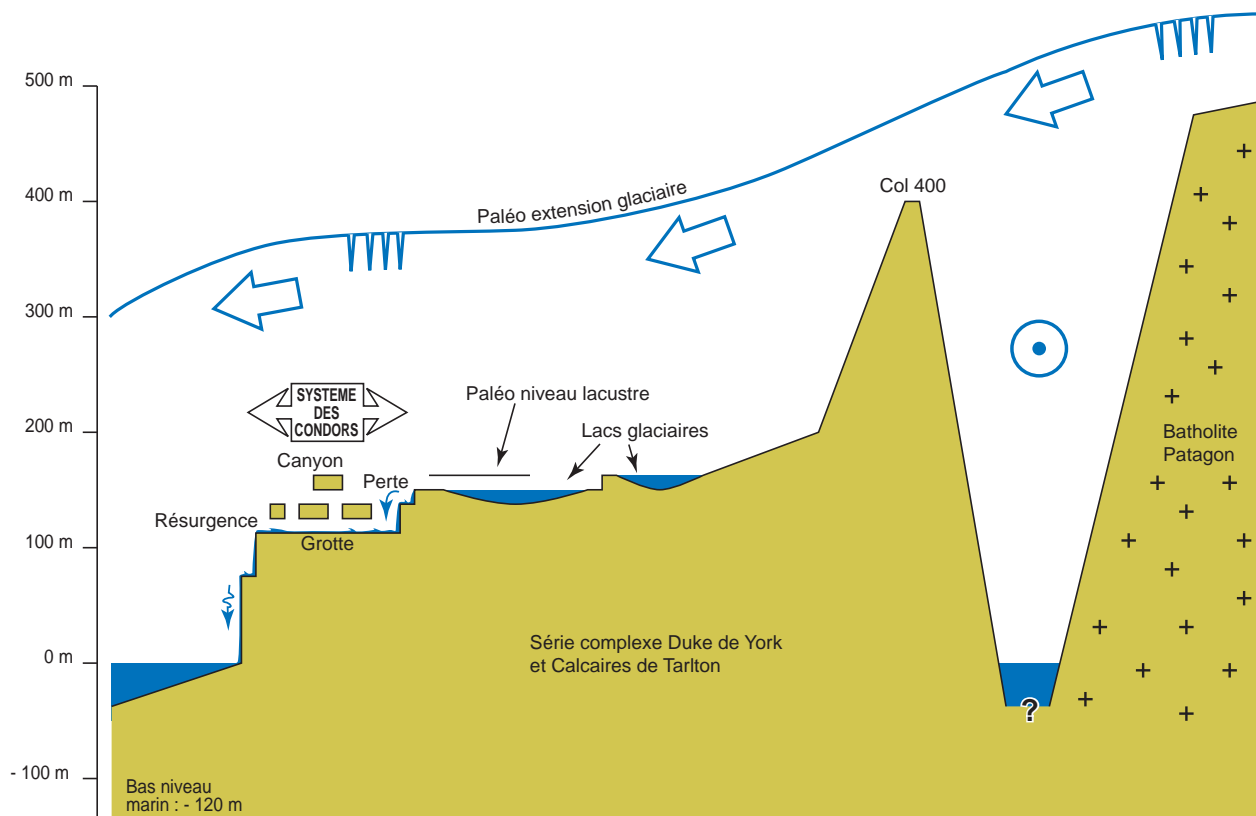


Figure 3 - Contexte géomorphologique de la gorge de raccordement glacio-karstique des Condors. Noter la différence glaciaire au droit du col 400 m (écoulement sur le col et écoulement dans la vallée glaciaire) et l'alimentation depuis le batholite patagon. Noter de même, au droit du site des Condors, la coexistence de la percée hydrogéologique et du canyon de surface. Seule l'échelle des hauteurs est respectée.

## V - KARSTIFICATION DES VERSANTS D'UNE ANCIENNE VALLÉE GLACIAIRE : LE SENO SOPLADOR

Le Seno Soplador, et son prolongement le Seno Azul, est une ancienne vallée glaciaire ennoyée par la remontée du niveau marin. Creusée aux dépens des grès du complexe Duke de York (Photo 4), elle est orientée NNE / SSW selon un canevas tectonique général associé à l'intrusion du batholite patagon. Elle est encadrée par des sommets (Mont Roberto, Aiguille de Tarlton) dépassant toujours 800 m, constituant des nunataks qui devaient émerger lors du dernier maximum glaciaire. Une série de replats, considérés comme des épaulements, est identifiable vers 400 m. L'analyse spatiale de ces différents indicateurs reste à faire et devrait permettre de reconstituer correctement l'altitude maximale de l'englacement. Dans ce contexte, la dissolution karstique post-glaciaire a affecté les versants de la vallée dès le retrait glaciaire. On y rencontre les plus grands gouffres de Patagonie.

### 1 - Les pertes du Mont Roberto

Sur le versant oriental du Mont Roberto, une série de pertes s'aligne le long d'un contact géologique entre les grès du complexe Duke de York et les calcaires de Tarlton (Photo 5 et Figure 4). Repéré lors de l'expédi-

tion 2000, ce contact a permis d'explorer la perte des Oublis (-175 m) et surtout la plus profonde cavité du Chili : la perte du Futur (-376 m). En 2006, deux autres gouffres, la perte des Sabliers (-271 m) et le gouffre de la Détente (-305 m, arrêt sur rien) confirment l'intérêt majeur de ce secteur. Bien qu'extrêmement jeunes, il est peu probable que ces gouffres soient strictement postérieurs au dernier maximum glaciaire. Mais l'indigence des dépôts et l'absence d'étagement des conduits ne permettent pas à ce jour d'identifier clairement une phase de karstification pré-glaciaire.

Malgré des reconnaissances serrées, il n'a pas été possible non plus de reconnaître les exutoires des eaux qui disparaissent dans ces pertes. Il est probable que les eaux résurgent sous le niveau de la mer, apportant ainsi un argument supplémentaire à l'hypothèse d'une karstification précoce, dès le retrait glaciaire et avant la remontée du niveau marin.

### 2 - Le rôle de la détente post-glaciaire

Les versants sont le siège d'une dissolution intense se traduisant par la mise en place de méga-cannelures, étroites, parallèles et organisées selon la plus grande



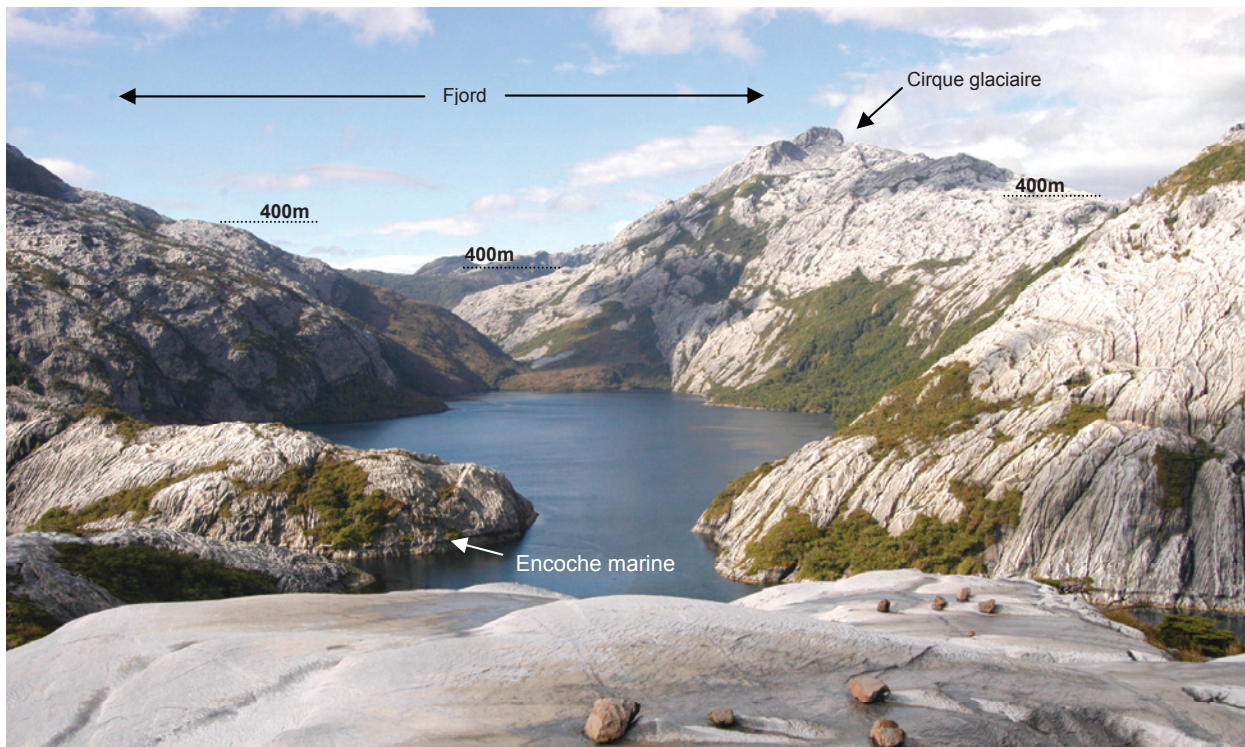


Photo 4 - Le Seno Soplador (Ile de Madre de Dios) vu vers le Nord, depuis l'Ile de Tarlton. Cette ancienne vallée glaciaire est creusée aux dépens de grès du complexe Duke de York et les versants sont taillés dans les calcaires. Noter le sommet à droite (820 m) et le cirque glaciaire. Noter les épaulements vers 400 m. Quelques mètres au dessus de la mer, on aperçoit une encoche marine marquant le niveau marin précédant le rebond isostatique. Enfin, au premier plan, des « comètes de roche » témoignent d'une dissolution post-glaciaire dominée par des processus hydro-éoliens. Photo Luc-Henri Fage, Centre Terre.



Photo 5 - Le contact entre les grès du complexe Duke de York (ici en dépression topographique et donc végétalisés) et les calcaires de Tarlton est le siège d'une concentration des écoulements sous terre se traduisant par un alignement de pertes caractéristiques. Noter à l'amont de chaque perte (numérotée ici 1, 2 et 3) le bassin versant déprimé où se nichent les plus grands arbres (*Nothofagus Antarctica*). Photo Nathalie Rizzo, Centre Terre.

pente (Photo 6). Leur profil longitudinal en escalier est caractéristique d'une évolution par érosion régressive (Hobléa *et al.*, 2001). Sur les hauteurs des versants du Seno Soplador, vers 400 à 600 m d'altitude, on note une série de fractures verticales, ouvertes et associées à une détente lithostatique post-glaciaire (Photo 7). Elles sont toutes parallèles à l'axe général de la vallée (NNE/SSW) et conformes au canevas structural précédemment évoqué. Il est intéressant de noter que ces fractures « recoupent » des cannelures, c'est-à-dire qu'en plusieurs endroits, on identifie le prolongement d'une cannelure de part et d'autre de la fracture (Figure 5). La cannelure située à l'aval est plus modeste que la cannelure amont. Cela tient au fait qu'elle a perdu une partie de son bassin d'alimentation par l'ouverture de la fracture qui a capturé les eaux de la partie supérieure. La poursuite de la dissolution de surface et l'érosion régressive achèvent la séparation des deux cannelures dont la filiation n'est finalement reconnue que par l'alignement des deux formes.

Ce processus apporte un argument supplémentaire à la précocité des processus de dissolution karstique de surface qui s'opèrent dès le retrait des glaces et bien avant la détente lithostatique post-glaciaire des versants calcaires.

L'analyse des processus associés au rebond isostatique et à l'abrasion marine confirme cette précocité de la dissolution karstique superficielle.



Photo 6 - Les cannelures des versants calcaires des îles de l'archipel de Madre de Dios sont des entailles spectaculaires, parallèles toujours dans le sens de la plus grande pente. Il a été possible de reconnaître le prolongement de certaines sous le niveau de la mer. Photo Stéphane Jaillet, Centre Terre.

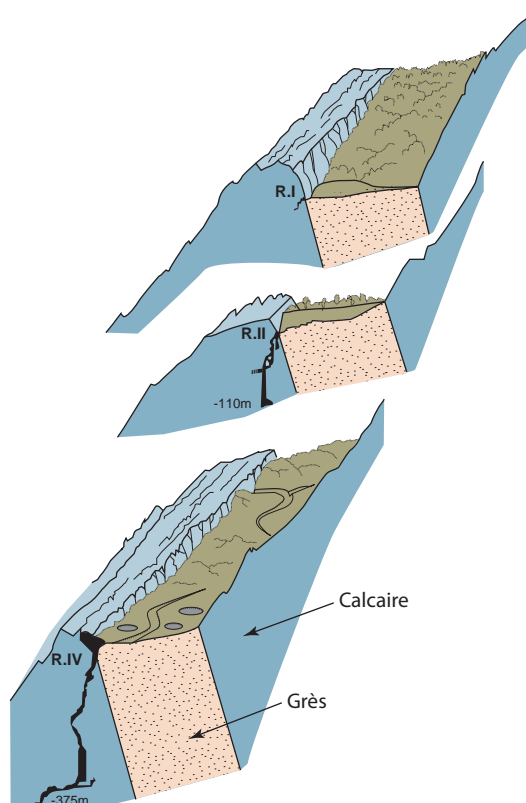


Figure 4 - L'alignement des pertes du Mont Roberto se fait au contact des grès du complexe Duke de York et des calcaires de Tarlton.

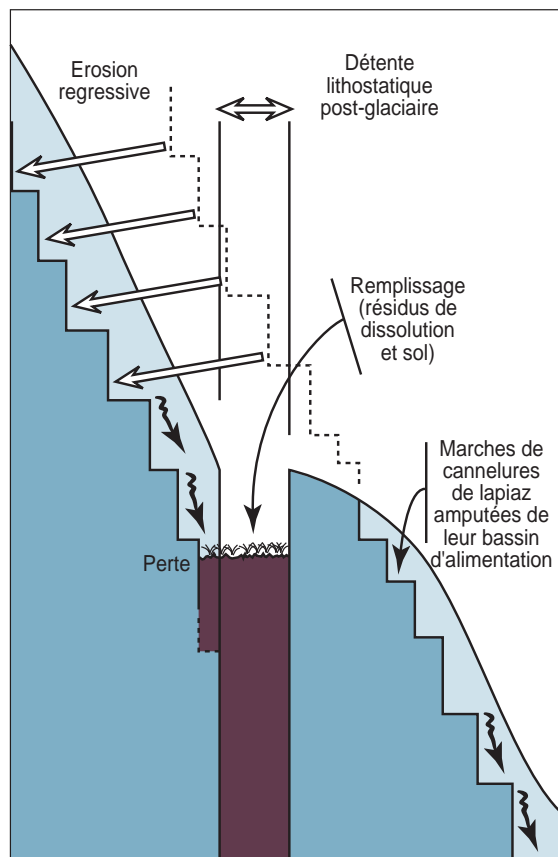


Figure 5 - Le rôle de la détente lithostatique post-glaciaire dans la déconnexion des méga-cannelure de lapiaz.



Photo 7 - Les versants du Seno Soplador sont marqués par une détente post-glaciaire nette ré-exploitant les discontinuités tectoniques associées au contact géologique de la série métamorphisée. Au fond, le prolongement du Seno Soplador – le Seno Azul – et à sa gauche, les aiguilles de Tarlton. Photo Stéphane Jaillet, Centre Terre.

## VI - LA REMONTÉE DU NIVEAU MARIN ET LE REBOND ISOSTATIQUE POST-GLACIAIRE

Le retrait des glaces engendre deux phénomènes : la remontée du niveau marin et le rebond isostatique lié à l'allègement du continent. Ces deux phénomènes diachrones et limités dans le temps interfèrent avec la dissolution karstique superficielle qui, elle, est continue depuis le retrait glaciaire.

### 1 - Des cannelures ennoyées par la remontée du niveau marin

Des cannelures ont été identifiées sous le niveau de la mer. En effet, la recherche de cavités sous-marines a motivé une série de reconnaissances en plongée le long du trait de côte et c'est à cette occasion que ces formes ont pu être reconnues (F. Brehier, com. pers.). Tout comme les cannelures des versants des fjords, il s'agit d'entailles généralement métriques, au profil longitudinal en escalier. Elles constituent le prolongement logique des cannelures de surface et sont donc antérieures à la remontée du niveau marin (Figure 6). Là encore, l'identification de cannelures continues, tronquées par la remontée du niveau marin, montre bien la précocité de la dissolution superficielle des surfaces calcaires par rapport aux autres phénomènes post-glaciaires.

### 2 - Le rebond post-glaciaire et les encoche marines

Avec la remontée du niveau marin, les formes karstiques en dessous de la cote 0 m sont donc oblitérées et leur évolution stoppée. Des recherches restent à mener pour identifier d'autres formes qui montreraient l'importance de l'activité karstique avant cette remontée. A l'altitude du niveau marin, le travail de la mer génère une encoche marine caractéristique. Mais le retrait des glaces allège le continent qui s'élève de quelques mètres : c'est le rebond isostatique. On retrouve aujourd'hui cette encoche marine perchée environ 3 à 5 m au-dessus du niveau marin actuel (Photo 8 et Figure 6). À Diego de Almagro (seno Abraham), l'encoche supérieure se situe à + 10 m (Maire *et al.*, 1999). Un suivi géodésique par GPS, en Antarctique et sur la pointe australe de l'Amérique du Sud montre d'ailleurs que ce rebond est toujours actif (Bouin, 1999).

Reste à définir la date du haut niveau marin (relatif) qui a pu générer une telle encoche. Il semble raisonnable de rattacher cet épisode à l'Altithermal, un optimum climatique de l'Holocène (5 000 à 6 000 BP) qui correspond à la fin de la remontée du niveau marin. La découverte d'une grotte marine perchée à + 3 m, la grotte du Pacifique, avec des restes d'occupations humaines vraisemblablement postérieurs à cette date, semble en accord avec une telle datation (Jaillet *et al.*, 2007).

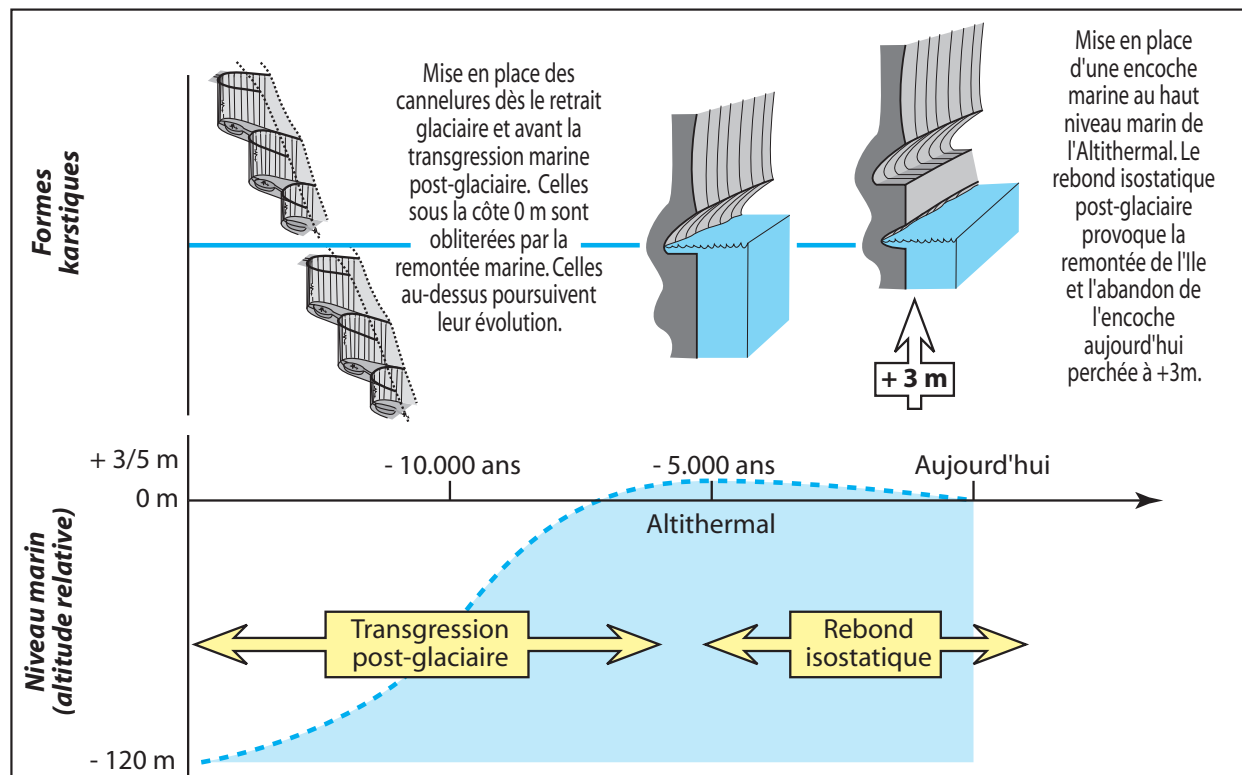


Figure 6 - Les variations relatives du niveau marin dans l'archipel de Madre de Dios. Noter les cannelures de versants se prolongeant sous le niveau de la mer. Noter de même la genèse des encoches marines au haut niveau marin relatif probablement vers - 5000 à 6000 ans et aujourd'hui.

## VII - CONCLUSION

L'archipel de Madre de Dios, ces quelques îles calcaires parmi les plus australes du monde, offre un potentiel remarquable de recherches géomorphologiques. Il est possible d'y étudier finement la dissolution karstique avec un cortège de formes d'une grande pureté, dans des conditions marquées par :

- une érosion karstique exceptionnelle, avec des records de dissolution de surfaces lapiazées, liés à des précipitations importantes (façade maritime), et identifiée tant par des dykes exhumés (Photo 9), que par des traces de peinture historiques (Photo 10) (Maire *et al.*, 1999 ; Hobléa *et al.*, 2001) ;
- l'absence de processus de gélifraction venant perturber la dissolution karstique superficielle, commandée uniquement par des processus hydro-éoliens ;
- une déglaciation précoce liée à la position occidentale de l'île de Madre de Dios dans l'archipel de Patagonie chilienne ;
- une influence maritime s'exprimant lors de la remontée du niveau marin par une érosion karstique littorale ;
- un rebond isostatique « tardif » et toujours actif, perchent les formes littorales héritées de la transgression maritime post-glaciaire.

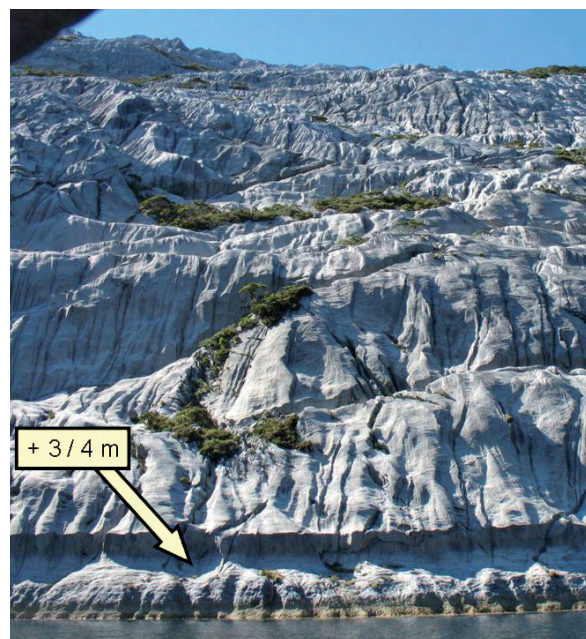


Photo 8 - Paléo-encoche marine perchée 3 à 4 m au-dessus du niveau marin actuel. Elle montre l'importance du rebond isostatique post-glaciaire et marque donc un ancien niveau marin relatif datant probablement de 5 000 à 6 000 ans BP. Photo Alan Warild, Centre Terre.

Loin de se télescoper, brouillant la lecture des formes, ces phénomènes, diachrones, ponctuels ou continus s'enchaînent ou se superposent, et leur identification offre un cadre chronologique où la karstification, souterraine ou de surface, est activée dès le retrait des glaces, mais où l'influence glaciaire s'exprime encore plusieurs milliers d'années après ce retrait. L'archipel de Madre de Dios constitue à ce titre un cadre de recherche exceptionnel pour l'étude de la temporalité karstique sur un espace et une durée limités.

Photo 9 - Les dykes, associés au batholite patagon créacé, émergent dans le paysage suite à la dissolution post-glaciaire. Les roches moutonnées identifiées sur le dyke marquent l'ancienne surface de rabotage glaciaire et montrent l'importance de la dissolution des calcaires depuis 10 000 ans. Photo Stéphane Jaillet, Centre Terre.

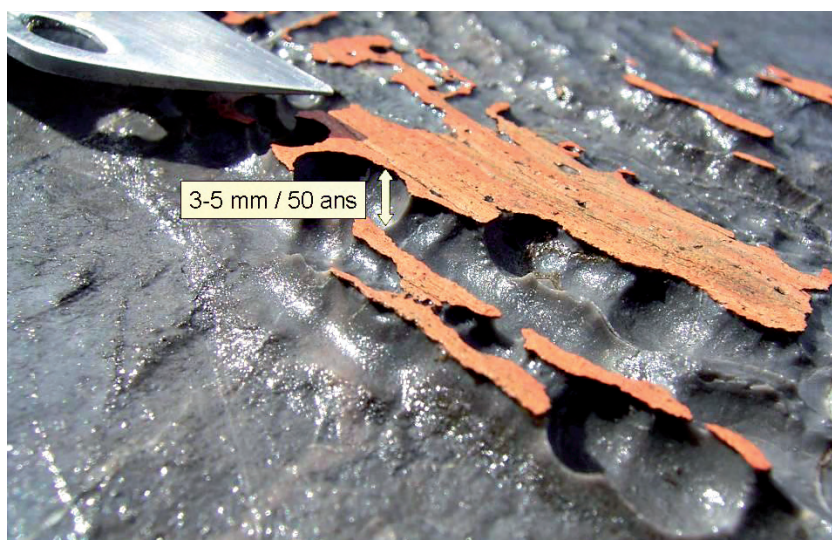


Photo 10 - Des traces de peinture ont été reconnues sur le site de la mine de Guarello qui exploite les calcaires. Datées d'une cinquantaine d'année, elles subsistent en relief et témoignent de la tranche de calcaire dissous depuis cette durée, tranche compatible avec les observations réalisées sur les dykes exhumés ou les socles d'erratiques. Photo Stéphane Jaillet, Centre Terre.

## BIBLIOGRAPHIE

- BOUIN M.-N., 1999. Traitement de données GPS en Antarctique : mouvements crustaux, systèmes de référence, rebond post-glaciaire. Thèse Observatoire de Paris, 331 p.
- CENTRE TERRE, 2000. Rapport d'expédition Ultima Patagonia 2000 (en anglais, espagnol et français), 36 p.
- CENTRE TERRE (sous la direction de R. MAIRE), 2006. Rapport scientifique préliminaire Ultima Patagonia 2006, 96 p.
- CENTRE TERRE, 2007. Rapport d'expédition Ultima Patagonia 2006 et projet Ultima Patagonia 2008 (en anglais, espagnol et français), 40 p.
- FORSYTHE R., MPODOZIS C., 1983. Geologia des basamento pre-jurascico superior en el archipelago madre de dios, Magallanes, Chile. Servicio Nacional de geologia y Minería, Chile, Bol. 39, 63 p.
- HOBLEÁ F., JAILLET S., MAIRE R., ÉQUIPE ULTIMA PATAGONIA 2000, 2001. Erosion et ruissellement sur karst nu en contexte subpolaire océanique : les îles calcaires de Patagonie (Magallanes, Chili). *Karstologia*, 38, 13-18.
- JAILLET S., FAGE L.-H., MAIRE R., TOURTE B., ÉQUIPE ULTIMA PATAGONIA 2006, 2007. Découverte d'une grotte ornée dans l'archipel de Patagonie chilienne : la grotte du Pacifique. Actes du colloque « Spéléologie et Archéologie », Périgueux, mai 2006, *Spélunca-Mémoires*, sous presse.
- MAIRE R., ÉQUIPE ULTIMA ESPERANZA 1997, 1999. Les « glaciers de marbre » de Patagonie, Chili. Un karst subpolaire océanique de la zone australe. *Karstologia*, 33, 25-40.
- MAIRE R., 2003. Patagonia marble karst, Chile. In *Encyclopedia of Cave and Karst Science*, J. Gunn ed., Fitzroy Dearborn, 572-573.
- SUGDEN D.-E., BENTLEY M.-J., FOGWILL C.-J., HULTON N.-R.-J., McCULLOCH R.-D., PURVES R.-S., 2005. Late-glacial events in southernmost south America : a blend of "Northern" and "Southern" hemispheric climatic signals ? *Geografiska Annaler*, 87, 2, 273-288.

# MODÉLISATION D'UN SYSTÈME KARSTIQUE PAR RÉSEAUX DE NEURONES

## SIMULATION DES DÉBITS DU KARST DU BAGET FRANCE

### *MODELLING KARSTIC SYSTEMS BY ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS SIMULATION OF THE BAGET KARSTIC SYSTEM FLOWS, FRANCE*

ANNE JOHANNET <sup>1</sup>, ALAIN MANGIN <sup>2</sup>, BERNARD VAYSSADE <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centre des Matériaux de Grande Diffusion. Ecole des Mines d'Alès, 6 avenue de Clavières, F 30319 Alès Cedex

<sup>2</sup> Station d'Ecologie Expérimentale de Moulis du CNRS, F 09200 Saint-Girons

Contact : anne.johannet@ema.fr

#### **RÉSUMÉ**

*Après une présentation de la difficulté de la modélisation des systèmes karstiques et de l'identification des systèmes avec des réseaux de neurones formels, cet article se propose d'appliquer les réseaux de neurones pour identifier la relation pluie-débit du système karstique du Baget (Ariège - France). La simulation effectuée sur une année entière permet d'illustrer l'intérêt du retour d'état que peut apporter le réseau de neurones. Dans un deuxième temps, il est proposé de spécialiser le réseau en mode « crue » en ne lui faisant apprendre, et simuler, que les événements de crue. Il est alors satisfaisant de noter que les performances se rapprochent de celles obtenues avec un retour d'état. La simulation des crues permet également de vérifier que le réseau récurrent dirigé, possédant des entrées plus riches en information, se satisfait alors d'une architecture simplifiée. Dans tous les cas, les simulations effectuées sont de qualité satisfaisante, conduisant, en l'absence de données climatiques supplémentaires aux précipitations, à des critères de Nash variant entre 0.6 et 0.9.*

**MOTS CLÉS :** KARSTS, BAGET, RELATION PLUIE-DÉBIT, CRUES, RÉSEAUX DE NEURONES, MODÈLE NON-LINÉAIRE, MODÈLE RÉCURRENT.

#### **ABSTRACT**

*After a presentation of the karstic systems modelling with neural networks, the paper is devoted to the identification of the rainfall-runoff relation of the Baget karstic system (Ariège-France) with neural networks. First, the flow simulation upon a complete year allows to illustrate the interest of the state feedback operated by neural network. In a second time, the specialisation of the neural network in the "flood" state is implemented in presenting only "flood" periods to the network. It is then satisfying to note that the performance brings results closer to those observed with a state-feedback. Flood simulation allows also to check that, the recurrent directed network having inputs containing more precise information than the static network, the complexity of the architecture may be simplified. In both cases the Nash criteria reach acceptable values between 0.6 and 0.9, which indicate that the quality of the simulation is satisfying, even if climatological data are lacking, except of course rainfall.*

**KEYWORDS:** KARSTS, BAGET, RAINFALL-RUNOFF RELATION, FLOOD, NEURAL NETWORKS, NON LINEAR MODELLING, RECURRENT MODELLING.

## INTRODUCTION

Les karsts sont connus pour être des aquifères difficiles à analyser du fait de leur forte hétérogénéité. Si les moyens de mesures modernes permettent, par l'intermédiaire de mesures RADAR des précipitations, de multiplier les informations de terrain et de les traiter par des systèmes d'informations géographiques pour décrire au mieux les fonctionnements d'aquifères complexes et/ou fracturés, d'autres pistes de modélisation sont aussi possibles, en particulier celles fondées sur la théorie de l'information et la science des systèmes. Les réseaux de neurones appartiennent à cette dernière catégorie et sont de plus en plus étudiés pour traiter des problèmes liés aux sciences de l'eau (Coulibaly *et al.*, 1999). Après une présentation de la problématique propre des karsts en tant que systèmes non linéaires, puis une introduction nécessaire à l'utilisation des

réseaux de neurones formels, cet article présente les résultats de la modélisation de la relation pluie-débit pour un système karstique de moyenne altitude : le système karstique du Baget (Pyrénées, France). Ce travail est la première étape d'un projet de plus grande ampleur visant à modéliser le fonctionnement hydraulique des karsts afin de mettre en évidence des variables et propriétés cachées, car souterraines. Deux objectifs sont ici visés : tout d'abord la simulation de la chronique pluie-débit avec les seules informations de pluie et de débit, sans l'information de l'évapotranspiration, puis la simulation des crues. Différentes architectures de réseaux sont proposées afin de prendre en compte la notion d'état du système non linéaire ; leurs propriétés et efficacités respectives sont comparées.

## I - POSITION DU PROBLÈME

On appelle karst tout milieu pour lequel, à la suite de phénomènes de dissolution, apparaît une morphologie constituée essentiellement par des vides comportant une organisation (Mangin, 1994). L'apparition de ces vides est gouvernée par des processus complexes et divers qui peuvent être appréhendés, la liste n'étant pas exhaustive, du point de vue physico-chimique, thermodynamique, morphologique,.... Le karst rempli d'eau est un aquifère particulier, car fortement hétérogène : de grands vides avoisinent des fissures très étroites et la perméabilité en résultant ne peut être définie de manière constante à petite ou moyenne échelle. La modélisation hydrodynamique du karst est donc très particulière : le fait que la perméabilité ne soit pas constante rend les équations différentielles du modèle non stationnaires et impossibles à résoudre analytiquement. D'un point de vue numérique, il est difficile de simuler des équations différentielles dont le paramètre de perméabilité peut varier d'un facteur  $10^5$ . C'est pourquoi la modélisation des écoulements de l'eau dans les karsts n'est pas encore résolue.

Néanmoins, sous la réserve de définir une «perméabilité moyenne», il est possible de tracer une relation entre cette «perméabilité moyenne» et la taille de l'échantillon considéré. Il a ainsi été montré qu'une géométrie fractale pouvait être mise en évidence dans les karsts (Mangin, 1994). Outre son intérêt propre, cette propriété suggère qu'un phénomène global intervient dans l'organisation de la karstification et amène à rechercher des méthodes et des modèles dans l'arsenal des mathématiques et de la théorie des systèmes.

Cette dernière a commencé son essor dans la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle avec les apports de N. Wiener et a donné lieu à des développements mathématiques très poussés, essentiellement pour la modélisation des systèmes linéaires. Il est important de bien

définir ce qu'est un système linéaire car cela aide à comprendre en quoi les karsts sont non-linéaires et donc plus difficiles à modéliser. Tout d'abord, un système est un ensemble d'objets physiques ou de relations qui reçoivent des entrées et délivrent des sorties.

On représente un système par une boîte sur laquelle arrivent des flèches représentant les entrées et dont partent les flèches qui représentent les sorties (Figure 1).

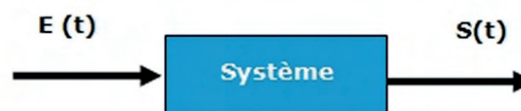


Figure 1 - Le système, par exemple une voiture, reçoit une ou des entrées (vent, trous dans la chaussée) et délivre une ou des sorties (par exemple sa trajectoire et sa vitesse).

Un système est dit linéaire si, lorsque son entrée est multipliée par un coefficient  $\beta$  constant, sa sortie est multipliée par le même coefficient. Ainsi, connaissant la réponse d'un système pour des signaux de base bien connus, par exemple, un sinus, ou un échelon, il devient possible, en décomposant un signal d'entrée observé en fonction de ces signaux connus, de calculer la sortie pour ce signal observé, en recomposant en sorties les réponses à chacun des signaux de base. Il est également possible, en inversant la relation entrée-sortie du système linéaire, de choisir les entrées qui conduiront à la sortie désirée.

Par opposition à la définition précédente, pour un système non linéaire, lorsque l'entrée est multipliée par un facteur  $\beta$  constant, la sortie peut ne pas changer, ou être modifiée de façon tout à fait différente (Figure 2). On peut observer des sorties qui évoluent exponentiellement, conduisent à des saturations ou suivent des lois

polynomiales. Ainsi, pour un système non linéaire, la réponse, ou la sortie, dépend non seulement de l'entrée qui est appliquée, mais également de son « état interne ».

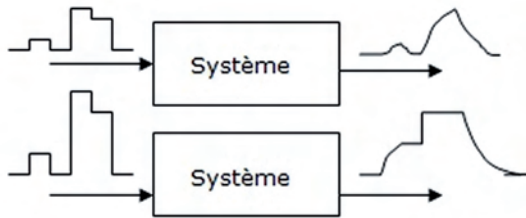


Figure 2 - Le même système non linéaire reçoit deux entrées proportionnelles de même forme. La sortie du système non linéaire n'est pas du même type pour l'entrée de faible amplitude que pour celle de forte amplitude. On peut en particulier noter une saturation sur la sortie du système du bas qui reçoit une amplitude plus importante.

Cette notion d'état interne est évidente pour tous les hydrologues : la réponse d'une rivière à une pluie en été et en hiver n'est pas la même, ne serait ce qu'à cause de l'évapotranspiration. Elle l'est aussi en karstologie : la réponse du système karstique n'est pas la même si le karst est en hautes eaux ou en basses eaux.

Face aux problèmes non linéaires, les mathématiques analytiques sont assez démunies et il est nécessaire de disposer de moyens de calculs importants pour simuler le fonctionnement de ces systèmes complexes qui constituent pourtant le cas le plus général des systèmes naturels.

Ainsi se sont développés de nouveaux outils de modélisation fondés sur une approche des systèmes qui suppose que les signaux d'entrée et de sortie, s'ils sont bien choisis, peuvent être suffisamment porteurs d'informations pour permettre de représenter le fonctionnement d'un système complexe. Cette approche est

appelée non paramétrique : il est possible de représenter le fonctionnement du système non linéaire, mais on ne pourra pas forcément donner du sens à ses coefficients internes, en particulier on ne retrouvera pas les paramètres physiques gouvernant les modèles connus. Ainsi on comprend pourquoi cette approche s'appelle également « boîte noire ».

Développées depuis plus d'une vingtaine d'années, les méthodes d'identification de systèmes non linéaires fondées sur les réseaux de neurones ont fait leurs preuves et ouvrent un champ intéressant à explorer pour la modélisation des karsts (Johannet *et al.*, 1994 ; Kurtulus et Rasack, 2006).

Du fait de l'apprentissage réalisé par les réseaux de neurones à partir d'un ensemble d'exemples, ces derniers sont également vus comme des modèles statistiques réalisant une régression non linéaire. Leur spécificité est que la fonction estimée est non linéaire, non seulement par rapport aux entrées (comme pour une régression polynomiale), mais également par rapport aux coefficients du modèle. De ce fait, les réseaux de neurones sont en général « parcimonieux » : ils ont besoin de moins de coefficients à identifier que leurs homologues statistiques, et donc de moins d'exemples dans leur base de données (Dreyfus *et al.*, 2004).

Si les modèles réalisés avec des réseaux de neurones appartiennent clairement à la catégorie des « boîtes noires », il est néanmoins possible, sous certaines conditions, de concevoir un réseau de neurones spécifique afin d'accéder à des grandeurs particulières que l'on voudrait connaître. La boîte noire devient alors partiellement transparente et permet une interprétation du modèle (Johannet *et al.*, 1994, 2007).

Pour ces raisons, les réseaux de neurones paraissent être un outil prometteur pour la modélisation du fonctionnement hydrodynamique des karsts, les premières étapes de ce projet sont présentées dans ce qui suit.

## II - LES RÉSEAUX DE NEURONES FORMELS

Les réseaux de neurones sont des systèmes capables d'apprentissage. Nous avons vu que l'approche systématique est fondée sur les signaux d'entrée et de sortie, les exemples d'apprentissage sont donc les signaux échantillonnés d'entrée (les pluies) et de sortie (les débits).

Un réseau de neurones est composé de neurones, définis selon certains modèles, et d'une architecture, appartenant elle aussi à certains modèles.

Tout d'abord le neurone artificiel, ou formel, est un opérateur mathématique qui effectue généralement deux actions : premièrement la somme pondérée de ses entrées, appelée son « potentiel », puis le calcul de sa sortie en appliquant une fonction d'évaluation au potentiel. Plusieurs modèles de neurones peuvent être proposés selon la fonction d'évaluation, ou d'activa-

tion, choisie. On a :

$$s_l = f \left( \sum_{\text{entrées}_m} c_{lm} \cdot i_m \right)$$

où  $s_l$  est la sortie du  $l^{\text{ème}}$  neurone,  $i_m$  est la composante  $m$  du vecteur des entrées  $i$ ,  $c_{lm}$  est le coefficient liant l'entrée  $m$  au neurone  $l$  et  $f(\cdot)$  la fonction d'évaluation. Pour rendre le neurone non linéaire, on choisit la fonction  $f(\cdot)$  non linéaire. Lorsque l'on veut que la fonction du neurone soit linéaire, la fonction  $f(\cdot)$  est alors l'identité. La fonction d'évaluation généralement choisie est de type « sigmoïdal », c'est-à-dire continue, dérivable, à seuils haut et bas. On peut prendre par exemple :

$$s = f(v) = \frac{1}{1 + e^{-v}}$$

où  $v$  est le potentiel du neurone, tel que défini précédemment, et  $s$  la sortie du neurone considéré.



Un réseau de neurones est un ensemble de neurones tels que décrits précédemment, connectés entre eux par une architecture. On distingue principalement les réseaux à une couche des réseaux à plusieurs couches. Il a été démontré que toute fonction continue et suffisamment dérivable pouvait être identifiée par un réseau multicouche particulier, comprenant une couche cachée de neurones sigmoïdaux, et un neurone de sortie linéaire, la précision de l'identification étant ajustée par le nombre de neurones de la couche cachée (Hornik *et al.*, 1989). Ce résultat est très important, mais ne constitue qu'une preuve de l'existence de la solution ; la difficulté réside ensuite dans la méthode d'apprentissage qui permet de calculer les coefficients des neurones. C'est ce réseau, appelé « perceptron à deux couches », que nous utiliserons dans ce travail parce qu'il permet d'utiliser la propriété « d'approximation universelle » des réseaux de neurones (Figure 3).

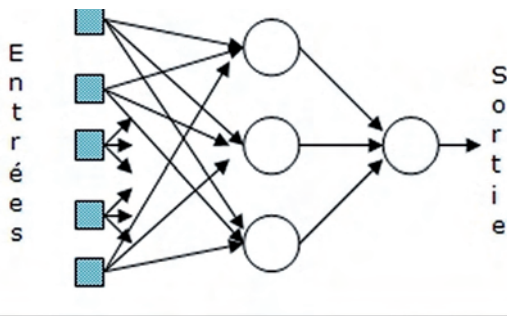


Figure 3 - Réseau à deux couches comprenant une couche cachée de neurones non linéaires, schématisés par des cercles, et un neurone de sortie linéaire, également représenté par un cercle. Ce réseau est utilisé comme brique de base de la modélisation non linéaire, car il possède la propriété « d'approximation universelle ».

La phase d'apprentissage du réseau de neurones est la phase de « calage » des paramètres du modèle. Elle consiste à calculer les coefficients des neurones en présentant un grand nombre de fois les entrées et les sorties mesurées au réseau, de manière à minimiser une fonction quadratique de coût, notée  $J$ .  $J$  dépend de la matrice des coefficients  $C$  et est calculée après la présentation de tous les exemples d'apprentissage au réseau :

$$J(C) = \frac{1}{2} \sum_{\text{exemples}_k} (s^k(C) - d^k)^2$$

On note  $s^k$  la sortie du neurone linéaire de sortie à la présentation de l'exemple  $k$ , et  $d^k$ , la valeur « désirée », c'est-à-dire mesurée, de la sortie pour ce même exemple  $k$ . Pour notre application relative à la relation pluie-débit, la sortie  $s$  est le débit estimé et  $d$  est le débit mesuré.

A partir de cette fonction de coût, plusieurs règles d'apprentissage peuvent être déclinées selon la méthode choisie pour la minimiser ; les réseaux de neurones utilisent alors des résultats développés dans le cadre de l'analyse numérique.

La méthode la plus célèbre a été la règle de la « rétropropagation » (Rumelhart *et al.*, 1988) qui utilise la méthode de gradient de plus grande pente. Toutefois, d'autres règles plus efficaces ont été proposées, inspirées des règles de minimisation de deuxième ordre (Bender, 1996 ; Shepherd, 1997). Parmi celles-ci, on peut principalement citer la règle de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963 ; Hagan et Menhaj, 1994) qui est actuellement la règle la plus efficace.

La règle de la rétropropagation calcule les coefficients à partir du gradient de l'erreur quadratique. Elle a été la première règle permettant de réaliser l'apprentissage sur les réseaux multicouche, et si elle n'est plus que très peu utilisée de nos jours du fait des meilleures performances de la règle de Levenberg-Marquardt, elle est utile à présenter car elle reste un préliminaire nécessaire aux calculs plus performants.

Considérons le réseau présenté en Figure 3. Un couple d'entrées-sortie est présenté au réseau, qui doit associer le vecteur d'entrée  $e^k (e_1^k, e_2^k, \dots)$  à la sortie désirée  $d^k$  (grandeur scalaire dans le cas d'un réseau à une seule sortie). Il peut être noté que les neurones intermédiaires, ou cachés, n'ont pas de valeur désirée. Après le calcul de la sortie du réseau  $s^k$ , la modification à appliquer aux coefficients, au temps  $t$ , utilisant la règle de gradient de 1<sup>er</sup> ordre avec un pas constant  $\mu$  est :

$$c_m^k(t+1) = c_m^k(t) - \mu \cdot \frac{\partial J(C, t)}{\partial C_m^k}$$

Ainsi, utilisant la règle de la rétropropagation, à partir d'une initialisation aléatoire des coefficients, ces derniers peuvent être calculés de manière itérative. Les principaux défauts de la règle de la rétropropagation sont sa grande sensibilité aux conditions initiales (l'initialisation des coefficients et le choix des paramètres de convergence), ainsi que sa lenteur de convergence vers un minimum de la fonction de coût.

Grâce à son efficacité, la règle de Levenberg-Marquardt doit être utilisée à chaque fois que ceci est possible. En quelques mots (voir Hagan et Menhaj, 1994 ; Press *et al.*, 1992, pour une présentation plus complète), la règle de Levenberg-Marquardt se fonde, comme la rétropropagation, sur la minimisation de l'erreur quadratique. Le principe de la règle est d'appliquer aux coefficients un incrément prenant en compte les termes de premier et de second ordre de la décomposition de la fonction de coût en série de Taylor, au voisinage du minimum que l'on cherche à atteindre. Le terme du second ordre nécessite le calcul du Hessien (la matrice des dérivées secondes de la fonction de coût par rapport aux coefficients), mais la règle de Levenberg-Marquardt n'en calcule qu'une approximation (matrice notée  $H$ ) selon la formule suivante :

$$[H]_{ij,lm} = \sum_{\text{exemples}_k} \frac{\partial J}{\partial C_{ij}} \cdot \frac{\partial J}{\partial C_{lm}}$$

ce qui correspond à :  $H = \Delta^T \Delta$ , où  $\Delta$  est le vecteur composé des  $n_c$  dérivées premières de la fonction de coût par rapport aux coefficients synaptiques. On a vu que ces dérivées premières sont calculées par la règle de la rétropropagation. A chaque itération  $t$ , l'incrément synaptique est calculé dans la direction du gradient  $\Delta$ , avec une grandeur  $\mu(C, t)$  telle que ( $\lambda$  paramètre choisi de manière ad hoc) :

$$\mu(C, t) = (\Delta^T \Delta + \lambda(t) \cdot \text{Id})^{-1}$$

L'interprétation en est la suivante : au début, le paramètre  $\lambda$  est choisi grand pour rendre la matrice diagonale dominante ; la règle ressemble donc à une descente de gradient. Le facteur  $\lambda$  est ensuite diminué de manière progressive, au fur et à mesure que l'on se rapproche du minimum, jusqu'à rendre le second terme de l'équation négligeable devant le premier. A la fin de l'apprentissage, le calcul utilise essentiellement les informations de gradient de second ordre, et en quelques itérations conduit à proximité du minimum de la fonction de coût.

Néanmoins, comme cette règle doit inverser une matrice qui est une approximation du Hessien (de dimension  $n_c \times n_c$  si  $n_c$  est le nombre de coefficients), elle souffre de deux limitations : la matrice peut être trop grande pour être inversée si le réseau comporte beaucoup de coefficients, et elle peut être non inversible (Press *et al.*, 1992).

L'apprentissage ayant été réalisé afin de minimiser la fonction de coût  $J$  calculée comme l'erreur quadratique sur les exemples d'apprentissage, il est alors nécessaire d'effectuer une validation du modèle

obtenu sur des exemples que le réseau n'a jamais rencontrés. L'erreur quadratique en sortie peut alors être calculée et mesurée. Cette phase de validation du modèle permet d'évaluer les capacités de « généralisation » du modèle à des exemples jamais rencontrés en phase d'apprentissage.

Pour des règles d'apprentissage aussi efficaces que la règle de Levenberg-Marquardt, il est important de veiller que le réseau ne se spécialise par trop par rapport à l'ensemble d'apprentissage. On dit dans ce cas qu'il apprend « par cœur ». Si par exemple on réalise l'identification de la relation pluie-débit sur une durée donnée, l'apprentissage poussé au maximum pourrait conduire à apprendre par cœur une crue qui s'est produite à une date particulière dans cette série chronologique. Une crue devant se produire à une autre date à l'extérieur de la série d'apprentissage ne pourrait pas être prévue. Afin d'éviter ce dysfonctionnement, on doit recourir à ce que l'on appelle un « arrêt précoce de l'apprentissage ». Dans ce cas, on arrête l'apprentissage avant que le critère  $J$  d'apprentissage ne soit minimal, en prenant comme condition d'arrêt le fait que l'erreur sur les exemples de validation est minimale. Le choix des périodes d'apprentissage et de validation est donc crucial ; il est évident qu'il n'aurait aucun sens d'apprendre sur des conditions d'étiage et de valider sur des conditions de hautes eaux. Il faut donc veiller à ce que tous les types d'états puissent être représentés autant dans la chronologie de l'apprentissage que dans celle de la validation. C'est à cette condition que le réseau de neurones pourra réaliser une bonne généralisation non linéaire.

### III - APPLICATION AU KARST DU BAGET

Le karst du Baget est un karst pyrénéen intéressant pour cette étude car bien connu (Mangin, 1970) et pour lequel nous disposons d'une base de mesures importante. Le bassin versant du karst du Baget a une superficie de 13,25 km<sup>2</sup> et comporte environ 1/3 de superficie non calcaire. C'est un karst d'altitude moyenne, 950 m, et de pluviométrie importante : plus d'1,5 m d'eau en moyenne annuelle sur la période d'étude (1973 à 2000), et une évapotranspiration annuelle estimée à 0,54 m. La source du Baget, comme la plupart de ses homologues pyrénéennes a un étiage prononcé en automne et des crues importantes en décembre et au printemps. Compte tenu de l'altitude moyenne, le stockage d'eau sous forme de neige est assez faible et la fonte des neiges ne donne pas lieu à des crues importantes.

L'eau tombant sur le bassin versant du Baget peut, d'amont en aval : ruisseler sur des terrains non calcaires, se perdre par infiltration ou dans des pertes du ruisseau de Lachein (Figure 4 : perte de la Peyrère, perte de la Hille), alimentant ainsi le « Baget souterrain ». En aval du vallon souvent asséché de Lachein,

l'exutoire principal du système karstique du Baget est la source de Las Hountas. Lorsque le ruisseau est en crue, la perte de La Peyrère fonctionne en résurgence.

La base de données utilisée possède les mesures journalières de débit en aval de la source de Las Hountas du 31 août 1973 au 30 décembre 1999, ainsi que les données pluviométriques journalières mesurées à la station de Balagué pour la même période.

Grâce à cette base de données, deux modélisations ont pu être réalisées : d'une part la simulation de la relation pluie-débit sur une année complète, et d'autre part la simulation des événements.

Afin d'évaluer la qualité de la simulation réalisée, le critère de Nash a été utilisé car il est borné et d'usage répandu. Le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) mesure l'erreur quadratique entre le signal estimé et le signal mesuré. Cette erreur est « rapportée » à la variance du signal mesuré, afin de rendre ce critère comparable d'un jeu de mesures à un autre. Notons  $Q_i$  le débit mesuré au pas de temps  $i$ ,  $S_i$  le débit simulé par le modèle, et  $\sigma^2$  la variance du même signal mesuré.

L'expression du critère est la suivante :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_i (S_i - Q_i)^2}{\sigma^2}$$

On considère habituellement qu'une modélisation est acceptable si le critère de Nash est supérieur à 0,6. Si la modélisation ne calcule que la valeur moyenne des débits mesurés, le critère de Nash est nul. Ce dernier peut être négatif en cas de très mauvaise estimation.

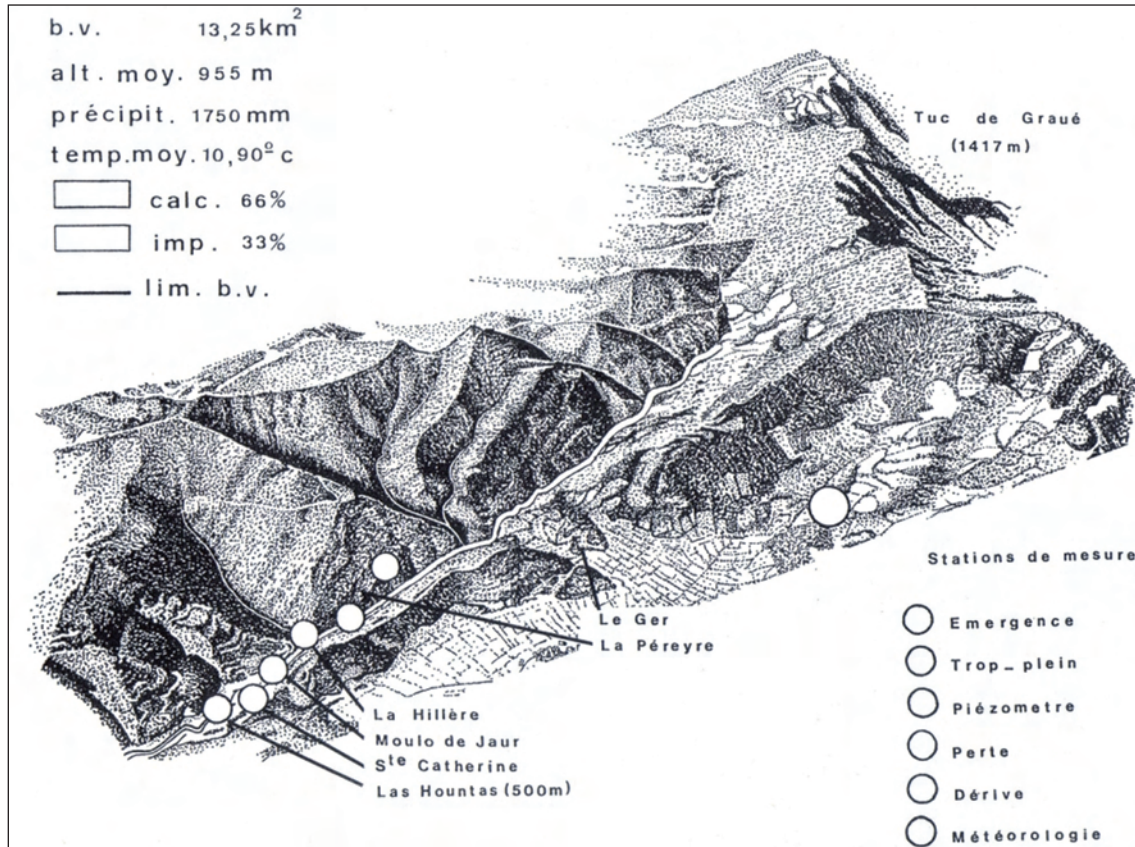


Figure 4 - Bassin versant du Baget.

#### IV - SIMULATION DE LA CHRONIQUE ANNUELLE

Disposant des mesures des précipitations et des débits journaliers du 31 août 1973 au 30 décembre 1999, il a été possible de réaliser l'apprentissage, ou le « calage » du réseau, sur près de 26 années, puis de valider le modèle sur l'année 1999 dans son intégralité.

Lorsque l'on regarde l'hydrogramme du Baget sur l'année 1999, présenté en Figure 8 a, on constate qu'il est bien représentatif du fonctionnement habituel de la rivière : une période de sécheresse est observable en été et deux périodes pluvieuses apparaissent nettement : au printemps et en hiver.

Afin de prendre en compte le temps d'écoulement de l'eau à travers le karst, l'information de pluie n'a pas été appliquée de manière instantanée, mais au travers d'une fenêtre temporelle de durée paramétrable. La durée de cette fenêtre peut donner une estimation du temps de corrélation à court terme entre la pluie et le débit. Les corrélations à long terme, par exemple sur une période de six mois seront difficiles à mettre en évidence par cette méthode du fait du très grand nombre d'entrées que cela imposerait. Il est en effet connu que plus le

nombre d'entrées du réseau de neurones augmente, plus ce dernier peut avoir des difficultés à converger lors de son apprentissage.

Le premier type de simulation réalisée consiste donc à reproduire le débit tombé le jour  $j$  en fonction des pluies tombées ce même jour et les jours précédents. Comme la sortie calculée par le réseau ne dépend que des entrées présentées au jour  $j$ , ce réseau est dit « statique ». En d'autres termes, son comportement ne dépend pas du temps : si les entrées extérieures sont constantes, la sortie l'est également. Le type de réseau correspondant est représenté en Figure 5.

La taille de la fenêtre temporelle d'entrée et le nombre de neurones des deux couches cachées ont été ajustés de manière itérative, par essais-erreurs. Par ailleurs, des entrées constantes de valeur 0,01 ont été ajoutées ; elles sont nécessaires lorsque des signaux d'entrée identiquement nuls peuvent conduire à des sorties non nulles. Cette configuration est possible avec le réseau statique lorsque la durée sans précipitations dépasse la largeur de la fenêtre temporelle d'entrée.

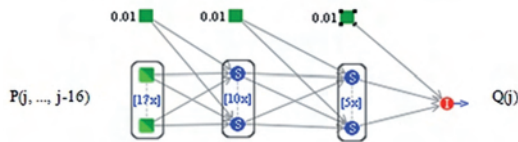


Figure 5 - Réseau multicouche statique. Le réseau comporte deux couches de neurones cachés à fonction sigmoïde et un neurone de sortie à fonction d'évaluation identité. Les pluies sont présentées au réseau par une fenêtre de 17 valeurs temporelles. Les deux couches de neurones cachés comportent respectivement 10 et 5 neurones cachés. Les entrées constantes de valeur 0.01 sont appliquées.

Dans cette éventualité, on peut donc constater que l'entrée constante contribue à représenter le débit de base de la rivière. La grandeur de l'entrée constante est choisie pour être du même ordre de grandeur que les entrées appliquées afin qu'aucune ne l'emporte sur les autres et retarde ainsi l'apprentissage par des ajustements successifs trop nombreux.

Les résultats de la simulation réalisée avec ce réseau sont présentés en figure 8 b. On peut tout d'abord remarquer que la simulation n'est pas très satisfaisante en dépit d'un critère de Nash supérieur à 0,6 (0,63) : autant les étiages que les crues sont mal modélisés. Plusieurs explications peuvent être avancées : en particulier, le réseau ne dispose pas d'informations sur la température et ne peut donc estimer l'évapotranspiration. On comprend donc que le réseau ne reçoit pas en entrée suffisamment d'informations.

Pour pallier ce défaut d'informations, il est intéressant de réaliser une rétroaction du réseau depuis sa sortie vers son entrée ; ainsi le réseau a accès à l'information de son « état » par l'intermédiaire du débit. Par exemple, si le débit est important, cela signifie que le réseau est en mode « crue » et que l'évapotranspiration est sans importance ; en revanche, un débit faible signifie grossièrement que l'eau va commencer à remplir les réserves ou s'évaporer. Les deux configurations correspondent à deux comportements différents que le réseau de neurones devrait pouvoir identifier.

Afin de réaliser cette rétroaction, ou ce « bouclage », deux modes sont possibles : soit le retour est effectué avec le débit estimé par le réseau de neurones lui-même (ce mode est appelé « non dirigé ») ; soit le retour est effectué avec le débit mesuré lorsque l'on dispose de ce dernier. Ce dernier mode est appelé « dirigé ». Dans ces deux derniers modes, le réseau est dit dynamique, à l'opposé de statique, car même si les précipitations sont nulles en entrée pendant plusieurs pas de temps, la sortie n'est pas constante en raison du bouclage du débit. Ce type de modèle est plus difficile à réaliser que les modèles statiques car il dépend intrinsèquement du temps. En particulier ces modèles peuvent ne pas être stables, même si cette éventualité n'a jamais été rencontrée lors des simulations.

La simulation des débits du Baget a été réalisée avec les deux modèles précédents. Le réseau Non Dirigé optimum est représenté en Figure 6, et le réseau Dirigé

optimum en Figure 7.

Le critère de Nash calculé sur l'année 1999 en mode Non Dirigé vaut 0,65, ce qui est très légèrement plus que pour le réseau statique ; néanmoins, des améliorations peuvent être notées sur l'hydrogramme représenté en Figure 8 c. On note moins de « fausses crues » durant la période estivale et les pics du printemps et de l'hiver sont un peu mieux approchés. Il apparaît donc que l'entrée d'état, même entachée d'erreur, car issue de l'estimation du réseau, apporte une légère amélioration.

Le modèle Dirigé optimum est représenté en Figure 7. Le bouclage d'état de la sortie vers l'entrée est réalisé avec le débit mesuré. On peut remarquer sur la Figure 8.d que les résultats sont nettement améliorés puisque le critère de Nash vaut maintenant 0,89. Les fausses crues de la période estivale ont disparu et les pics de crue sont mieux approchés. Le pic de l'hiver est bien simulé, avec une erreur de moins de 10%, respectivement 20% pour le pic du printemps. Au vu de ces résultats, il apparaît que la modélisation en utilisant un réseau récurrent dirigé est bien plus efficace. On peut comprendre aisément que la connaissance des débits des jours précédents est une information importante pour l'estimation du débit actuel.

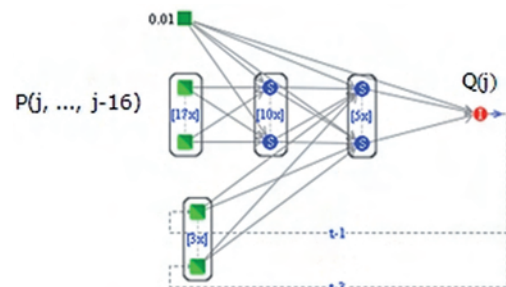


Figure 6 - Réseau multicouche Non Dirigé. Le réseau comporte toujours 17 valeurs journalières de précipitations. Deux couches cachées ont été nécessaires, comportant respectivement 10 et 5 neurones à fonction d'évaluation sigmoïde et un neurone de sortie linéaire. On peut noter la présence de trois retours d'état du débit estimé par le réseau : les débits à j-1, j-2 et j-3. Une entrée constante est encore nécessaire.

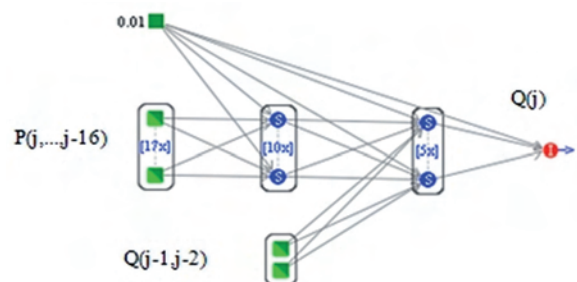


Figure 7 - Réseau multicouche Dirigé. Les entrées sont constituées des précipitations avec une fenêtre temporelle de 17 valeurs et les valeurs des débits mesurés les deux jours précédents. Deux couches cachées de 10 et 5 neurones à fonction sigmoïde apportent le meilleur résultat. Un neurone de sortie linéaire calcule le débit estimé.

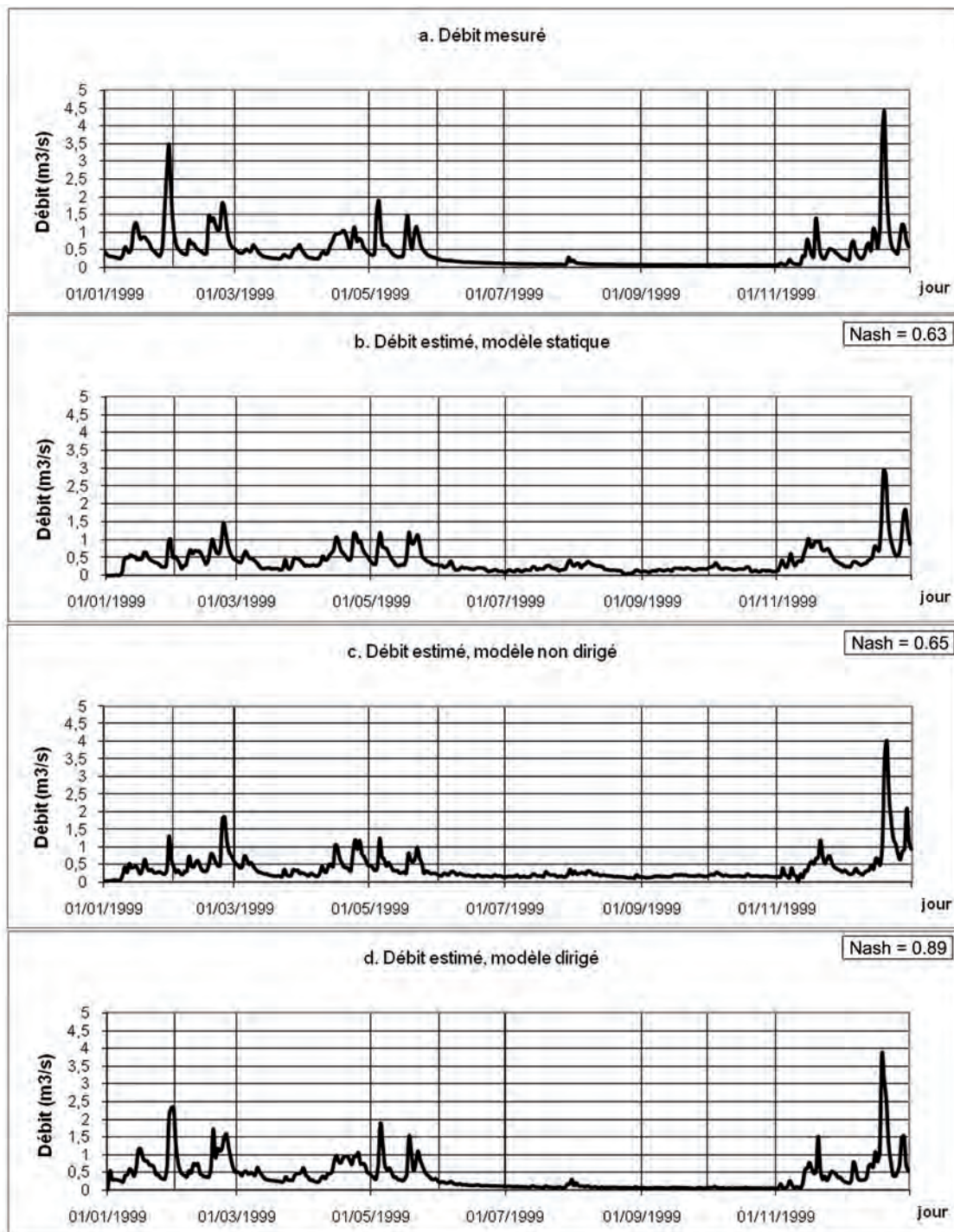


Figure 8 - Chroniques des débits pour l'année 1999.

8 a. : débits journaliers mesurés. On peut noter les crues importantes du printemps, ainsi que celles de la fin d'année en novembre et décembre. L'étiage de la période d'été est très visible.

8 b. : débits estimés par le réseau statique. On peut noter que les pics de crue sont assez mal modélisés tant au printemps qu'en hiver. A l'opposé, lors de la période d'été, le réseau «invente» des crues lorsqu'elles n'ont pas lieu.

8 c. : débits estimés par le réseau bouclé non dirigé. Le retour d'état appliqué au réseau sous forme du bouclage en entrée du débit estimé apporte quelques améliorations : on peut noter que l'étiage est mieux représenté, tout comme les pics de crue des mois de mars et de décembre. Le critère de Nash est également en augmentation.

8 d. : débits estimés par le réseau bouclé dirigé. Le retour d'état se fait ici avec le débit désiré et n'est donc entaché que des erreurs de mesure (sans les erreurs d'estimation). La simulation est donc nettement améliorée, tant pour la période d'étiage que pour les crues de printemps ou d'hiver.

## V - SIMULATION DES CRUES

Les résultats précédents sont intéressants si l'on veut simuler le fonctionnement du karst du Baget sur une période étendue, mais ne sont pas vraiment excellents pour simuler les pics de crue. Pour cela, il pourrait être intéressant de ne pas demander au réseau de savoir capturer les comportements d'étiage et de crue sur un seul réseau, mais de le spécialiser dans l'estimation des crues.

Pour ce faire, nous avons sélectionné dans la base de données les événements de crue majeurs, dont le débit journalier moyen dépasse 6 m<sup>3</sup>/s. Nous avons ainsi extrait un ensemble de 14 événements, reportés dans le Tableau 1.

A partir de ce tableau, deux ensembles ont été constitués en concaténant les événements de crue les uns après les autres : le premier, destiné à l'apprentissage, comporte 11 événements. Le second (en gras), destiné à la validation du réseau, comporte les événements 8, 10 et 13, choisis pour représenter des crues à différentes saisons de l'année et selon des grandeurs de débit maximum variées. L'hydrogramme ainsi constitué pour l'ensemble de validation est représenté en Figure 9 a.

A partir de ces deux ensembles, les trois types d'architectures de réseau précédemment présentées ont été déclinés, chacun optimisé avec ses propres paramètres. Il est intéressant d'examiner leurs performances respectives.

Le réseau statique réalisé est représenté en Figure 10. Il conduit à un critère de Nash de 0,83. Il est intéressant de noter que la dimension de la fenêtre temporelle des précipitations est inférieure à celle du cas précédent : lorsque le réseau se spécialise dans les crues, il n'a pas besoin d'un historique important des précipitations, seuls les 10 jours précédents suffisent. Il est également intéressant de noter que la valeur du critère de Nash

rejoint l'ordre de grandeur du critère obtenu précédemment avec le modèle Dirigé ; ceci peut s'interpréter comme le fait que le réseau de neurones se comporte comme s'il avait accès à son « état » (ce qu'aurait réalisé le mode Dirigé), en fait ce retour d'état est moins nécessaire car les exemples sélectionnés correspondent tous à un fonctionnement en « crue ».

En mode Non Dirigé, l'apprentissage conduit à un critère de Nash légèrement supérieur au précédent : 0,85. Le réseau est représenté en Figure 11. On peut remarquer, ici encore, que la largeur de la fenêtre temporelle des précipitations est encore plus réduite : seulement six jours suffisent. Ceci s'explique d'une part par la spécialisation dans les crues, comme dans le cas précédent, mais également parce que l'information des pluies précédentes ayant été intégrée dans le débit précédent, la présence de ce dernier dans les entrées permet de diminuer la durée des précipitations appliquées.

Le réseau Dirigé a à son tour été essayé et les enseignements tirés précédemment se vérifient encore : d'une part la simulation est bien meilleure puisque le critère de Nash atteint presque 0,9. D'autre part le fait d'appliquer le débit mesuré le jour précédent, c'est-à-dire sans le bruit de l'estimation, permet de diminuer encore la largeur de la fenêtre temporelle des précipitations. On peut noter sur l'hydrogramme présenté en Figure 9 d que les pics sont mieux approchés, à l'exception du pic central correspondant à l'évènement 10. Ce pic se situe à l'automne et est différent de l'ensemble des autres événements car il possède un débit semblable à celui des autres événements, alors que la lame d'eau écoulée est quasiment deux fois inférieure à celle écoulée pour les autres événements. Ce fonctionnement est atypique et reste encore à expliquer. En tout état de causes, le réseau restitue en phase de validation ce qu'il a appris

Dénomination	Date de début	Date de fin	Lame d'eau (mm)	Débit de pointe
Evènement 1	10 nov. 75	au 7 dec.75	312,2	6,5m <sup>3</sup> /s
Evènement 2	08 mai 77	09 juin 77	314,5	6,7m <sup>3</sup> /s
Evènement 3	13 janv. 78	28 fev.78	447,8	7,1 m <sup>3</sup> /s
Evènement 4	10 dec. 80	31 déc. 80	278,4	6,1 m <sup>3</sup> /s
Evènement 5	9 janv. 81	2 fév. 81	224,8	6,4 m <sup>3</sup> /s
Evènement 6	16 mars 82	07 avr. 82	239,5	7,51 m <sup>3</sup> /s
Evènement 7	22 mars 92	22 avr. 92	302,1	6,2 m <sup>3</sup> /s
<b>Evènement 8</b>	<b>29 mai 92</b>	<b>29 juin 92</b>	<b>341,4</b>	<b>7,2 m<sup>3</sup>/s</b>
Evènement 9	24 sept. 92	15 oct. 92	417,6	10 m <sup>3</sup> /s
<b>Evènement 10</b>	<b>16 sept. 93</b>	<b>30 sept. 93</b>	<b>148,1</b>	<b>7,3 m<sup>3</sup>/s</b>
Evènement 11	18 dec. 93	11 janv. 94	197,2	6,9 m <sup>3</sup> /s
Evènement 12	26 nov. 95	10 déc. 95	96,5	7,5 m <sup>3</sup> /s
<b>Evènement 13</b>	<b>23 nov. 98</b>	<b>17 déc. 98</b>	<b>224,1</b>	<b>6,1 m<sup>3</sup>/s</b>
Evènement 14	30 mai 00	17 juin 00	145,4	6,7 m <sup>3</sup> /s

Tableau 1 - Liste et caractéristiques des événements de crue majeurs entre 1973 et 2000.

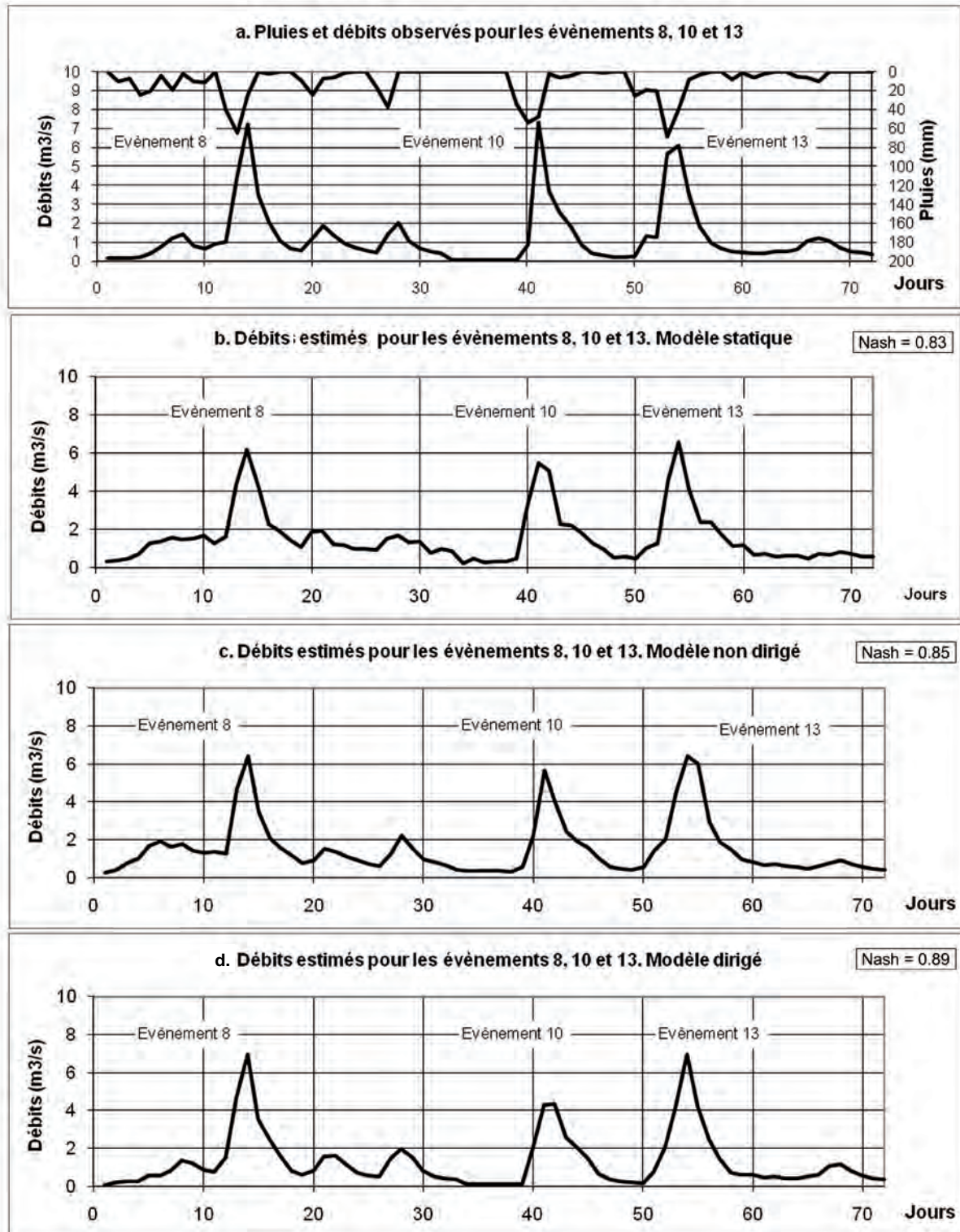


Figure 9 - Prédiction des crues du Baget.

9 a. : les trois événements choisis pour valider le modèle sont représentés au pas de temps journalier. Les trois événements sont concaténés bout à bout. Le passage de l'un à l'autre par le réseau n'a pas de sens physique et peut être gênant pour la modélisation.

9 b. : débits estimés par le réseau statique. On peut noter que les pics de crue sont assez bien approchés, avec une erreur inférieure à 10% pour les événements 8 et 13 et une erreur de 15% pour l'événement 10.

9 c. : débits estimés par le réseau non dirigé. On note une légère amélioration des pics de crues qui sont tous estimés à moins de 10% d'erreur. Le faible accroissement du critère de Nash correspond surtout à l'amélioration des débits faibles, avant et après la crue.

9 d. : débits estimés par le réseau dirigé. Le critère de Nash est nettement meilleur avec une valeur de presque 0.9. Si l'événement 8 est bien estimé, l'événement 10 est nettement sous évalué avec une erreur de presque 30%.

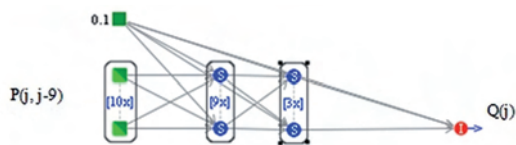


Figure 10. Réseau Statique pour la simulation de crues

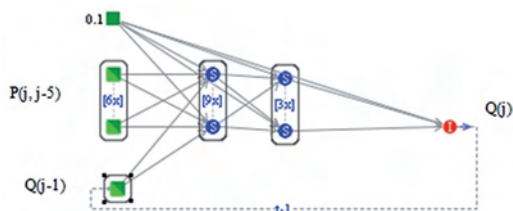


Figure 11 - Réseau Non Dirigé pour la simulation de crues

en apprentissage, et un évènement atypique non rencontré en apprentissage est mal estimé en phase d'utilisation. On peut noter que la fonction que doit réaliser ce réseau est simplifiée, car il reçoit des entrées riches en information (précipitations et débit précédent). Son

architecture est donc simplifiée (Figure 12) et le nombre de ses entrées réduit (2 retards pour la pluie et un seul pour les débits). La valeur du critère de Nash obtenue pour ce réseau est la même que pour le réseau Dirigé opérant sur la chronique annuelle. On vérifie ainsi que l'ajout d'une entrée d'état est bien déterminante pour le fonctionnement du réseau. Une fois celle-ci réalisée, la spécialisation dans le mode « crue » n'apporte que peu aux performances de simulations.

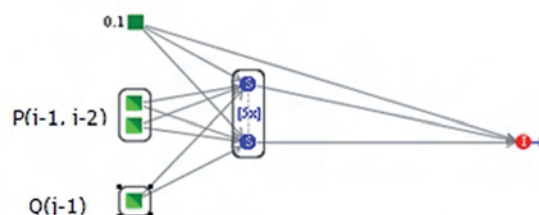


Figure 12 - Réseau Dirigé pour la simulation de crues. Le Réseau Dirigé est alimenté par les précipitations des deux journées précédentes et du débit de la veille. Une couche cachée de 5 neurones sigmoïdes suffit à optimiser le résultat.

## CONCLUSION

Les réseaux de neurones formels sont un outil de modélisation des systèmes non linéaires. Leur application à la relation pluie-débit pour modéliser un système karstique a été réalisée et appliquée au système du Baget (Ariège, France). Bien que la seule entrée de précipitation ne permette pas de prendre en compte l'évapotranspiration, il a été montré que la chronique simulée sur une année entière pouvait être représentative des débits mesurés sur la même période. Partant de ce résultat positif et s'inspirant des méthodes de modélisation des systèmes non linéaires issues de la théorie des systèmes, il a été appliqué en entrée du réseau une information d'état sous la forme du débit aux jours précédents. Plusieurs architectures de réseau ont ainsi été déclinées et comparées, tant pour la modélisation de la chronique sur une année entière que pour la simulation

spécifique des crues. Pour la simulation de la chronique annuelle, il est apparu que l'information d'état permettait d'accroître significativement la qualité de l'estimation, permettant d'atteindre ainsi un critère de Nash de 0,9. De plus, l'information d'état a permis de diminuer la largeur de la fenêtre temporelle des précipitations appliquées au réseau. Pour la simulation des crues, le bénéfice de l'entrée d'état s'est avéré moindre, ce qui est explicable car le système se trouve toujours dans un état de hautes eaux. Tous ces résultats étant cohérents, il est satisfaisant de noter que le réseau de neurones a un comportement logique et interprétable. Ce travail permet donc d'envisager une poursuite pour généraliser ces conclusions à d'autres systèmes karstiques et pour parvenir à faire estimer l'évapotranspiration par le réseau de neurones lui-même.

## Remerciements

Les auteurs souhaitent remercier Mlle Charline Tartier, M. Jean-Paul Sysavath et M. Rémy Montorio, élèves de l'Ecole des Mines d'Alès, pour l'étude sur le karst du Baget réalisée lors de leur projet long de troisième année.



## BIBLIOGRAPHIE

- BENDER E.A., 1996. *Mathematical Method for Artificial Intelligence*. IEEE Computer Society Press, Los Alamitos, 859 p.
- COULIBALY P., ANCTIL F., BOBÉE B., 1999. Préviation hydrologique par réseaux de neurones artificiels : état de l'art. *Revue canadienne de génie civil / Can. J. Civ. Eng.*, 26, 3, 293-304.
- DREYFUS G., SAMUELIDES M., MARTINEZ J.-M., GORDON M.B., BADRAN F., THIRIA S., HÉRAULT L., 2004. Réseaux de neurones : méthodologies et applications. Eyrolles, 408 p.
- HAGAN M.T., MENHAJ M.B., 1994. Training feedforward networks with the Marquardt Algorithm. *IEEE Transaction on Neural Networks*, 5, 6, 989-993.
- HORNIK K., STINCHCOMBE M., WHITE H., 1989. Multilayer Feedforward Networks Are Universal Approximators. *Neural Networks*, 2, 359-366.
- JOHANNET A., MANGIN A., D'HULST D., 1994. Subterranean Water Infiltration Modelling by Neural Networks: Use of Water Source Flow. *In Proc. of ICANN*, MARINARO M. and MORASSO P.G. Ed, Springer, 1033-1036.
- JOHANNET A., AYRAL P. A., Vayssade B., 2007. Modelling non Measurable Processes by Neural Networks: Forecasting Underground Flow. Case Study of the Cèze Basin (Gard-France). *In Proc. of Advances and Innovations in Systems, Computing Sciences and Software Engineering*, Springer, Berlin, 53-58.
- KURTULUS B., RASACK M., 2006. Evaluation of the ability of an artificial neural network model to simulate the input-output responses of a large karstic aquifer: the Laroche Foucault aquifer (Charente, France). *Hydrogeology Journal*, 15, 2, 241-254.
- MANGIN A., 1970. Le système karstique du Baget (Ariège). *Annales de Spéléologie*, 25, 3.
- MANGIN A., 1994. Karst hydrogeology. *In Gilbert J., Danielopol D.L. and Stanford J.A. Ed., Academic Press, San Diego. Groundwater Ecology*, 43-67, .
- MARQUARDT D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11, 431-441.
- NASH J.E., SUTCLIFFE J. V., 1970. River Flow Forecasting through Conceptual Models. Part I – A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- PRESS W.H., TEUKOLSKY S.A., VETTERLING W.T., FLANNERY B.P., 1992. *Numerical Recipes. In The Art of Scientific Computing*, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.
- RUMELHART D., HINTON G., WILLIAMS R., 1988. Learning Internal Representation by Error Propagation. *In Parallel Distributed Processing*, MIT Press, 1190 p.
- SHEPHERD A. J., 1997. Second-Order Methods for Neural Networks. Springer, Berlin. *Perspectives in Neural Computing series*, 208 p.

# APPROCHE FRACTALE DU KARST DES GRANDS CAUSSES

MASSIF CENTRAL, FRANCE

PHILIPPE MARTIN

Université d'Avignon, UFR Lettres et Sciences Humaines, UMR ESPACE 6012 du CNRS,  
case 17, 74 rue L. Pasteur, F 84029 Avignon cedex

Contact : philippe.martin@univ-avignon.fr

## RÉSUMÉ

Six entités (3 causses : le Sauveterre, le Méjean, le Noir ; et 3 vallées : du Lot, du Tarn et de la Jonte) du bassin sédimentaire des Grands Causses sont analysées.

Cet essai s'inscrit dans une recherche qui vise à revoir la place de l'approche chronologique par rapport à l'approche spatiale en géomorphologie afin de développer une étude des formes du relief structurelle et formelle. Il s'agit de dépasser l'approche naturaliste pour aller progressivement vers une théorie déduite de principes universels.

La dimension fractale ( $\Delta p$ ) de chacune de leur courbe de niveau est calculée au moyen de la relation  $S$  vs  $P$  élevée à une puissance  $\Delta$ . Les vallées ont des courbes de niveau plus irrégulières que celles des plateaux.

Une relation quasiment linéaire apparaît entre l'altitude de ces courbes et la valeur de  $\Delta p$ . Pour le Lot, le Sauveterre et le Tarn lorsque l'altitude augmente la  $\Delta p$  diminue. Pour le Méjean, la Jonte et le Noir lorsque l'altitude augmente  $\Delta p$  augmente. Cela correspond à 2 régimes de morphogenèse, mais le rapport à l'altitude semble bien être une relation robuste et fréquente.

La relation bilogarithmique  $S$  vs  $P$  montre une courbure dans le cas de la Jonte prise comme exemple. Cette courbure peut être modélisée par un polynôme du second degré de la forme  $y = ax^2 + bx + c$ .

Elle peut ensuite être intégrée dans un indice -g- de façon à pondérer la valeur de  $\Delta p$  :  $g = 1 / (\Delta p / (Cc \times b))$  avec  $Cc$  le coefficient de courbure (paramètre -a- du polynôme) et  $b$  le paramètre -b- du polynôme.

La relation entre -g- et l'altitude pour la Jonte devient très bonne ( $r^2 = 0,87$ ) ce qui montre que la prise en compte de la seule  $\Delta p$  n'est pas suffisante car ces courbes de niveau sont covariantes.

**MOTS CLÉS :** GÉOMORPHOLOGIE, FORME, DIMENSION FRACTALE, COVARIANCE.

## ABSTRACT

Six regions (3 big limestone plateaus: Sauveterre, Méjean, Noir and 3 valleys: Lot, Tarn, Jonte) of the sedimentary basin of Grands Causses are analyzed.

This article is a part of a research. This research tries to revalue the respective importance of chronological paradigm and the spatial paradigm in the geomorphology. Naturalist's method must be gradually replaced by the construction of a theory deduced from universal principles.

The fractal dimension ( $\Delta p$ ) of all the contour lines is calculated by using the relation:  $S$  vs  $P^\Delta$ . Valleys have contour lines more irregular than those of the big limestone plateaus.

A rectilinear relation appears between the height of these curves and the value of  $\Delta p$ . For the Lot, the Sauveterre and the Tarn when the height increases  $\Delta p$  decrease. For the Lot, the Sauveterre and the Tarn when the height increases  $\Delta p$  increase. These two relations correspond to 2 types of morphogenesis. The relation between the height and the fractal dimension thus appears as sturdy and frequents.

The  $S$  vs  $P$  relation is curved in the case of Jonte. This curvature can be modeled by a polynomial relation of the second degree like:  $y = ax^2 + bx + c$ .

The curvature can then enter in a calculation ( $g$ ) to balance the value of  $\Delta p$ :  $g = 1 / (\Delta p / (Cc \times b))$ ;  $Cc$  is the coefficient of curvature and  $Cc = a$  in  $ax^2$  and  $b = b$  in  $bx$ .

The relation enters -g- and the height for the Jonte valley becomes very good ( $r^2 = 0.87$ ). This shows that  $\Delta P$  is not sufficient information because contour lines are covariant, not self-similar.

**KEYWORDS:** GEOMORPHOLOGY, FORM, FRACTAL DIMENSION, COVARIANCE.

## INTRODUCTION

Peut-être parce qu'elle a été développée à l'origine par des géologues (Collectif, 1998), l'approche géomorphologique s'avère très largement chronologique quelles que soient les échelles envisagées (Klein, 1993 ; Ballais, 2000). « Pour expliquer les formes du relief, la géomorphologie se tourne nécessairement vers le passé, vers un passé plus ou moins lointain, parfois fort lointain. Elle est donc historique par nature » (Tricart *in* Twidale, 1977), car son but est de reconstituer les étapes qui ont conduit à la situation actuelle. « La géomorphologie doit donc ainsi non seulement reconstruire le passé à partir d'indices fragmentaires, mais aussi retrouver les causes des phénomènes du passé. [...] Le temps est ainsi un caractère intégral et caractéristique de la recherche géomorphologique » (*ibid.*).

Cela étant nous en sommes venus à nous demander, sur fond de problèmes que soulève le fait de débiter des investigations morphogénétiques par la quantification des flux (Martin, 2000 a et b, 2003, 2004, 2006 a et b), en lieu et place d'une étude des structures spatiales, si, pour différentes raisons que nous aborderons ci-dessous, il ne convient pas de revoir la place respective des approches chronologique et spatiale en géomorphologie, et peut-être plus largement en géographie ? Une prise en compte plus importante, dans les investigations géomorphologiques de la dimension spatiale permettrait, nous semble-t-il, en outre, de trouver ou de retrouver des points de contact entre géographes physiciens et tenants de la géographie humaine sur des problèmes qui dépassent largement les clivages académiques.

Pour ce faire, nous nous proposons de développer une étude fractale d'une large partie du bassin sédimentaire des Grands Causses qui s'étend au nord, de la vallée du Lot et du Causse de Sauveterre, jusqu'au sud, aux gorges de la Dourbie et au Causse du Larzac et de montrer quelle en est son organisation fractale et covariante d'échelle.

### 1 - Il est temps de dépasser le temps

Le lecteur voudra bien noter que ce temps a été conçu au cours du XX<sup>e</sup> siècle comme étant de plus en plus sagittal (orienté) et de moins en moins cyclique (Zajdenweber, 1976 ; Beran, 1994). Cela se vérifie en géomorphologie par l'abandon presque total de la théorie cyclique de Davis, mais aussi, par exemple, par le passage d'une conception quasi cyclique (glaciation – déglaciation) pour le Quaternaire (Magny, 1995) à une description par une succession de stades révélés par des concentrations isotopiques, en particulier, sur des coquilles marines (Conchon, 1992 ; Labeyrie, 1993). Ainsi d'un ordre où l'invariant est intemporel (chaque cycle est semblable à tout autre, son rang est

donc peu important), nous glissons à une suite d'évènements distincts et irréversibles où l'invariant est à rechercher (Kantz et Schreiber, 1997) dans la série qui peut être perçue presque comme aléatoire. Ce n'est souvent qu'en reconstruisant son attracteur (en projetant les données dans un espace à 2, 3 ou n dimensions) que nous pouvons en visualiser la structure (Dubois, 1995 ; Martin, 1997 b). Cela correspond à une mise en œuvre, pour les fonctionnements, des techniques ou des approches théoriques regroupées sous le terme de complexité (dynamique non linéaire, chaos déterministe, etc.) et donc à une approche structurelle. Mais, comme le fait très justement remarquer Dauphiné (2001), les modèles basés sur le chaos déterministe « attestent [aussi] du rôle essentiel de l'espace [et de] son action directe sur les processus ».

Soulignons enfin que ce temps est pour certains auteurs une « abstraction sans contenu physique directement appréhendé [mais que l'irréversibilité, elle] dépend de la métrique de l'espace » (Le Méhauté *et al.*, 1998). Autrement dit, « la géométrie est source d'irréversibilité (pour peu) qu'elle soit non rectifiable, c'est-à-dire qu'elle mette en échec la pertinence de la notion de dérivabilité » (Le Méhauté *et al.*, 1998). C'est bien le cas des espaces fractals (Nottale, 1993, 1998 ; Nottale *et al.*, 2000) dont nous avons souligné par ailleurs (Martin, 2000 a et b) qu'ils pouvaient servir de cadre à la description de reliefs puisque ceux-ci sont des fractales.

En d'autres termes, le passage d'une approche de type newtonienne à une approche de type « complexe » correspond à un renversement dans l'importance relative du temps et de l'espace. D'une science naturelle articulée sur le temps nous en arrivons à une science naturelle fondée sur l'espace ou pour être plus précis à une conception basée sur les trois dimensions de l'espace classique (longueur, largeur, hauteur) auxquelles s'ajoute le temps et que complète une dimension d'échelle (espace – temps – fractal) comme dans la Théorie de la Relativité d'Échelle (TRE) de Nottale (1993, 1998). À partir de là, il n'y a pas de raison pour que la géomorphologie ne suive pas ce schéma (comme elle a d'ailleurs suivi le précédent), ce qui est une autre façon de faire un pas vers la réduction de ce que nous avons appelé l'aporie de la géographie (Martin, 2004).

### 2 - Cadre de l'étude envisagée

Cette étude s'inscrit à la suite d'essais qui avaient pour but de proposer une géomorphologie spatiale et au-delà de développer une géomorphologie structurelle et formelle.

- En 2000 nous avons vérifié la possibilité d'une description fractale des reliefs à partir de l'exem-

ple de la Sainte Baume (Bouches-du-Rhône, Var, France) en utilisant une large partie des méthodes disponibles (Martin, 2000 a et b).

- En 2004, nous avons mis en évidence, de façon plus formelle, une relation robuste, à partir des courbes de niveau, entre l'altitude et la mesure de l'irrégularité du relief fondée sur la méthode dite *box counting* (courbes de niveau *scale dependent*) en utilisant l'exemple du massif de l'Aigoual (définition de l'indice G ; Martin, 2004) ;
- En 2006 nous avons décrit des éléments topographiques développés à moyenne échelle dans une petite région, sans les isoler à priori, en utilisant les méthodes développées pour l'Aigoual et en « stationnariser » le relief (extraction d'une surface polynomiale d'ordre élevé correspondant à la pente d'ensemble du relief) ; pour ce faire, nous avons choisi de travailler sur le Lodévois (Martin, 2006 b, 2007).

Ces réflexions ont conduit à développer une théorie spatiale en géomorphologie en montrant que la fractalisation du relief était une condition indispensable à l'érosion, dans un temps limité de toute entité orographique. Le travail proposé ici s'appuie sur les idées issues de la recherche d'une théorie morphologique valide aussi bien pour le karst que pour des reliefs non karstiques (Martin, 1991, 1995, 1996, 1997 a, 1999, 2000 a et b, 2003, 2004).

- Tout relief porte une surface rugueuse dont la dimension fractale ( $D_f$ ), pour les échelles qui concernent la géomorphologie, est comprise entre 2 et 3 ( $2 \leq D_f < 3$ ) et donc 1 et 2 pour les courbes correspondant aux intersections entre ce volume et un plan (courbe de niveau si le plan est horizontal, courbe de coupe topographique si le plan est vertical ; dans ce cas, la courbe est dite affine et nécessite des méthodes particulières (spectre puissance, etc.).
- Il existe nécessairement un temps limité de réalisation, de réajustement des morphologies en jeu. Celles-ci atteignent ensuite un état stationnaire dans lequel la tectonique peut prendre une part (néotectonique). À petite échelle temporelle et spatiale, la transformation fondamentale surface d'aplanissement → massif → surface d'aplanissement s'étend sur environ 200 à 250 Ma hors perturbations (quasi-arrêt des mouvements tectoniques). La surface d'aplanissement achevée correspond à un état stable au sens thermodynamique du terme, à savoir que toute nouvelle évolution ne pourra se faire que si préalablement de l'énergie (soulèvement) est réinjectée dans le système morphogénétique.
- Il existe nécessairement un contrôle géométrique de la morphologie en tous points de chaque bassin versant sans quoi le relief aurait une morphologie aléatoire, brownienne, dans laquelle il n'y aurait

par exemple pas de relation entre l'irrégularité des courbes de niveau et l'altitude. Ce contrôle est lié à l'altitude, à la distance à la mer et à la rugosité de la surface (signature morphologique des roches et découpage par le réseau hydrographique). Cela étant cette rugosité semble aussi être sous la dépendance de facteurs structurels (rapports scalaires) dont la théorie de la relativité d'échelle de Nottale (1993, 1998, 2001 a et b) est une formalisation. La combinaison de ces facteurs tend à minimiser le temps nécessaire à la transformation d'un relief en surface d'aplanissement en accroissant l'étendue exposée à l'altération, base de l'érosion *ls*.

Cela étant, les karsts ne se différencient de ce schéma que par le fait que la surface fractalisée (irrégulière) soumise à altération est, non seulement, externe, comme sur toutes les autres lithologies, mais aussi interne (cavernement). En fonction du potentiel d'érosion disponible (produit de la hauteur de chute par le débit d'eaux plus ou moins agressives ( $pCO_2$ ) pour l'essentiel) et d'autres considérations fonctionnelles, cet endokarst permet donc (dans une certaine mesure) la conservation de surfaces aplanies (immunité karstique) et/ou des marques de cet aplanissement (sub-égalité altitudinale des sommets par exemple). Les Grands Causses sont un exemple emblématique de cette idée.

En d'autres termes, nous avons une organisation structurée en deux pôles définis par la lithologie. À une extrémité, on trouve les morphologies uniquement externes en faciès non karstifiables. À l'autre, on trouve les morphologies externes et internes développées en roches karstifiables. Cela étant, d'autres facteurs interviennent comme l'importance des précipitations, la hauteur de chute, le degré de couverture par la végétation, *etc.* qui vont pouvoir placer le curseur dans une position intermédiaire en particulier pour les zones à faciès plus ou moins karstifiables et/ou peu arrosées avec une faible hauteur de chute. Toutefois, il faut envisager ce système comme étant dynamique et il est probable qu'existe de façon permanente une compétition entre les deux possibilités de drainage (aérienne, souterraine), le perchement d'un talweg ne correspondant qu'à la traduction de la marginalisation fonctionnelle du drainage de surface.

Cette surface externe, là où le drainage aérien peut se maintenir – ce qui n'est pas le cas partout – évolue sous l'effet du fonctionnement du réseau hydrographique. Ailleurs, elle est soumise au fonctionnement quasi exclusif de l'endokarst.

En zone de karst, en fonction de la résistance mécanique des roches carbonatées en général et du calcaire en particulier, se développent alors des vallées encaissées, des gorges, des canyons, etc. Celles du Tarn, de la Jonte, de la Dourbie en sont de bons exemples.

Ainsi, le relief se structure autour de sillons qui constituent des contre-bas et de causses qui constituent

des contre-hauts. Sur les Grands Causses, nous avons, alimentée par le versant ouest du Massif des Cévennes qui s'appuie au nord sur le mont Lozère et au sud sur celui de l'Aigoual, une succession, du nord au sud, de vallées et de causses.

Cette alternance de bosses et de creux offre une possibilité d'étude qui consiste à décrire, avec les moyens de la géométrie fractale, des courbes de niveau de 50 m d'équidistance (pas du Modèle Numérique de Terrain de l'Institut Géographique National disponible). Il apparaît ainsi qu'une courbe de niveau longeant le versant d'une gorge est aussi, en ces lieux, celle définissant le causse. Les versants des gorges sont donc communs aux deux entités, car ils correspondent à la zone limite du causse.

Cette disposition topologique permet de traiter, dans une certaine mesure, dans la continuité, le relief. C'est ce à quoi nous nous sommes attachés dans cette étude, refusant, par choix, de définir *ex cathedra* des limites qui seraient une frontière intangible (comme celles entre des États) pour chaque entité. Ce faisant, il est possible de comparer et donc de réfléchir sur les raisons des états spécifiques d'entités contigües.

Il est clair que notre posture est principalement spatiale et que l'objectif lointain, si ce n'est final, est d'aboutir à une théorie formelle, au moins pour le relief en géomorphologie, mais plus largement pour toutes les morphologies dont la géographie a à traiter. Les constructions théoriques comme la théorie de la relativité d'échelle de Nottale (1993, 1988, 2001 a et b) dont nous disposons aujourd'hui rendent cette perspective moins improbable (Forriez et Martin, 2006). Cette démarche s'inscrit donc comme une tentative de dépassement de la stricte approche naturaliste largement usitée en géomorphologie et dont le potentiel conceptuel est entravé par les limites de son paradigme central.

### 3 - Les limites de l'approche classique en géomorphologie

Rappelons que la situation observée est considérée comme expliquée en géomorphologie lorsque la reconstitution effectuée, tant dans le temps que dans l'espace, est achevée.

Toutefois, il faut noter les difficultés de cette entreprise comme le fait remarquer Renault (1967). « La nature de l'enchaînement des phénomènes considérés en rétrodiction (remontée des effets aux causes ; dans le cas de la géomorphologie, la rétrodiction revient à supposer tous les antécédents dont la plupart des effets ont disparu sans laisser de traces), ne relève plus d'une simple variation de t, mais s'insère dans une durée connue de façon fragmentaire sous forme de structures spatiales parfois datables relativement les unes par rapport aux autres. Le naturaliste intervient alors. Par comparaison et rapprochement, il met en rapport des

structures actuelles des successions marquant parfois une simple antériorité et parfois un enchaînement » (*ibid*). En l'absence de toute vérification possible sur un modèle expérimental, il existe donc, du fait de la taille et des durées en cause, un risque majeur pour le naturaliste qui « aura tendance à invoquer une causalité non contrôlée, alors qu'il s'agit simplement de la probabilité d'origine d'une structure spatiale. Il ne faut pas oublier que la signification d'une forme n'est pas un fait, mais un jugement propre au morphologiste ou à son école. [...] [Ainsi] avant de supposer l'appartenance à un système climatique ou orogénique, il serait utile de connaître le détail du mécanisme aboutissant par exemple à la genèse d'un éboulis, au façonnement d'une vague d'érosion ou d'une marmite de géant » (*ibid*). En conséquence « [...], il faut soigneusement séparer la description des structures spatiales, dont la connaissance est le fondement de la géomorphologie, et son interprétation » (*ibid*).

Ce problème de la logique abductive (remontée des conséquences aux causes) est une question largement débattue en philosophie (Andler *et al.*, 2002) mais n'a semble-t-il pas été souvent perçue en géographie (Hubert, 1993) et très rarement évoquée en géomorphologie (Martin, 2004). Or elle conditionne très largement le cadre épistémologique des travaux réalisables. Il est clair que pour sortir de cette aporie, la seule solution consiste à développer, à côté d'une approche de type naturaliste et/ou fonctionnaliste, une recherche de type abstrait qui vise, à partir de principes universels bien connus en physique (symétrie, relativité, etc.), à bâtir une théorie dont la structure, les conséquences, les prévisions, etc. pourront être testées par des mesures dont les résultats valideront ou invalideront la construction théorique. Il est donc de notre point de vue regrettable que cette difficulté, inhérente au type de disciplines dans lequel les géomorphologues travaillent, n'ait pas été plus prise en considération. Cela est d'autant plus vrai en karstologie dans la mesure où, comme chacun le sait, l'accès aux circulations souterraines est assez délicat et souvent très indirect, alors que, contrairement à ce qui peut se passer dans des milieux bien plus isotropes comme une nappe alluviale, les morphologies déployées sont essentielles dans la compréhension des modalités d'écoulement (Martin, 1997.a, 1999, 2003).

Mais pour pouvoir mesurer, il faut en avoir les moyens conceptuels tout autant que techniques. C'est cela que la description initiale en usant de la géométrie fractale permet, tout en autorisant, par une pratique de l'approche empirique et par une recherche de lois non moins empiriques, des relations récurrentes qui sont à la base de toutes les constructions théoriques.

La reconstitution des évolutions trouve son exemple le plus abouti et le plus large, en termes d'échelle de temps, dans la géomorphologie dite structurale, mais sans toutefois être absente des recherches sur la période couvrant l'émergence et le développement des hominidés.

Pour les périodes les plus récentes, l'approche dite dynamique (système d'érosion), considère, à des échelles spatiales souvent très grandes, les variations et les combinaisons de facteurs (fissuration, débits, charges, concentrations, etc.) qui sont pensées comme explicatives des évolutions constatées (érosion par ex.) et à partir desquelles on espère pouvoir reconstituer l'évolution de l'interface terrestre d'abord sur des temps courts puis dans le temps long (Gould, 1990), l'invocation de la longue durée servant souvent à masquer un flou important dans la connaissance des mécanismes et des processus, dans l'articulation (non linéaire) des variables indépendantes des systèmes en cause.

Il n'est de ce fait pas étonnant que la recherche de « bons marqueurs », chronologiques s'entend, ait été une nécessité pour les géomorphologues de la fin du XX<sup>e</sup> siècle. Ces marqueurs sont soit des éléments spécifiques (produits du volcanisme ; fossiles comme les dents de rongeurs, les coquilles d'escargots, les pollens ; outils lithiques, poteries, etc.), ce qui nécessite d'utiliser les résultats d'autres sciences, soit des formations qui ont généralement en commun une mise en place assez rapide, une structuration qui peut être interprétée comme une chronologie relative (niveaux dans une terrasse alluviale, cernes d'une concrétion, etc.) et une capacité à conserver les éléments évoqués ci-dessus, mais aussi des éléments relatifs à la dynamique de la mise en place (Macaire, 1990). On trouvera donc dans ce vaste ensemble les dépôts détritiques fluviaux, marins, karstiques, ou autres et certaines formations bio-physico-chimiques dont les concrétions (Perrette, 1999) et les travertins (Nicod, 1979, 1986 ; Vaudour, 1988) constituent de bons exemples.

Il nous semble que malgré de nombreux moyens investis dans cet axe de recherche (Goudie *et al.*, 1981 ; Stoddart, 1997) et d'indéniables succès, il n'en reste pas moins que la traduction spatiale de la morphogénèse reste problématique sur les temps courts et à fortiori sur le temps long, mais cette constatation n'est pas nouvelle (Baulig, 1950).

Toutefois, il n'y a pas à la surface de la Terre que des dépôts dont la forme est datée par l'âge de la formation. Il y a aussi des formes issues de processus d'érosion au sens strict (départ de matière). En raison de la presque impossibilité qu'il y avait à les dater de façon précise avant l'introduction des cosmonucléides (Siame *et al.*, 2001) ou des datations particulières (Bigot-Cormier *et al.*, 2000 ; Jakni *et al.*, 2000), ces formes n'ont été généralement considérées que sur un mode naturaliste. C'est en particulier vrai en ce qui concerne le karst. Il suffit pour s'en convaincre de se reporter aux principaux manuels de géomorphologie. Quatre ou cinq adjectifs : fossile, héritée, figée, dérivée, primitive permettent de situer les formes dans le temps. Par contre, une forme assez banale comme une dépression fermée en fonction de l'échelle sera qualifiée de *kamenitza*, de *doline ss*, d'*ouvala* ou de *poljé*. L'aspect par exemple de la *doline* pourra être précisé. Elle sera petite, grande,

à fond plat, en entonnoir, en baquet, en cuvette, en chaudron, en écuelle, en soucoupe, en puits, allongée, double, jumelle, composée, multiple, dissymétrique, etc. (Fénelon, 1968 ; C.I.L.F., 1979). À cela il faudrait ajouter les adjectifs rendant compte de l'origine présumée. Au total beaucoup de types basés sur une reconnaissance souvent discutée.

Il semble donc à la lumière de ces quelques éléments que, même sous l'aspect chronologique, la dimension spatiale de l'objet étudié (interface terrestre entre lithosphère et atmosphère) n'ait été que peu prise en compte. Cela est encore plus évident si nous considérons la dimension morphologique au sens strict, c'est-à-dire la forme comme objet géométrique et topologique. Cela est parfaitement logique si le but que l'on se donne est bien celui évoqué en introduction. Mais cela ne l'est pas moins si nous considérons les possibilités offertes, jusqu'à il y a peu, de prendre en compte, autrement que chronologiquement, les formes victimes d'une double obstruction (Martin, 2006 a).

Cette démarche naturaliste très inductive peut se résumer en trois temps : une identification (phase exploratoire), une description (plutôt littérale), et une interprétation qui s'appuie beaucoup sur la constitution de classes (de types), donc sur des rapprochements fondés sur une perception. Des paléformes karstiques de cryptolapiez seront par exemple interprétées (Guendon *et al.*, 1987) d'une part, en fonction de caractères morphologiques perçus comme proches de formes actuelles semblables, actives ailleurs (en un autre lieu, voire comparativement sous un autre climat), et d'autre part en fonction d'une connaissance de la variabilité des climats, tant dans le temps que dans l'espace.

Sans ce cadre théorique, l'hypothèse de l'existence de processus dissemblables aboutissant à une forme semblable ne pourrait être globalement écartée. Ce qui ruinerait toute interprétation fondée sur une phénoménologie. Par ailleurs comme la traduction spatiale des processus morphogénétiques n'est pas décryptée, l'idée même d'une convergence de forme ne reste ni confirmée ni invalidée, ce qui renforce par défaut l'interprétation paléogéographique.

Ceci ne signifie nullement que l'approche ne soit jamais morphométrique (Baulig, 1928 ; Birot, 1955 ; Chorley, 1972 ; Doorkamp et Cuchlaine, 1971). Il existe de nombreux travaux pour prouver le contraire. Toutefois, ces travaux se sont heurtés à deux difficultés importantes.

- La première concerne les caractérisations (régularité – irrégularité) de la forme elle-même. Elle concerne l'inadéquation de la géométrie euclidienne, les problèmes strictement techniques ayant été levés par l'introduction des capacités massives de calcul avec l'informatique. Cela étant il reste des problèmes de méthode, de protocole, etc.
- La seconde a trait à l'utilité même d'une telle approche dans un contexte épistémologique où

le paradigme dominant est celui du réductionnisme et où les qualités secondes sont délaissées ou considérées comme négligeables au regard de l'idée de force, de masse, d'accélération. Cela conduit à des études sur le fonctionnement.

Toutefois, dans une telle perspective, la place de l'échelle, de l'invariance d'échelle ou de la covariance d'échelle est problématique. Cet obstacle épistémologique et académique nous paraît infiniment plus redoutable que les difficultés mathématiques (bien réelles au demeurant) induites par l'adoption de la géométrie fractale en géomorphologie et plus largement en géographie. Celle-ci étant incontournable, car globalement toutes les formes du relief, sauf exceptions dûment identifiées, sont irrégulières. Elles présentent des détails quelle que soit l'échelle à laquelle nous les considérons. Elles sont donc généralement fractales comme nous le verrons ci-dessous.

En conséquence sans l'outil conceptuel apporté par cette géométrie qui n'a guère plus de trente ans (Mandelbrot, 1967, 1975) et sans les moyens de calculs (modèles numériques de terrain – MNT, logiciels, etc.) qui sont encore plus récents (Evans, 1972 ; Pike et Dikau, 1995 ; Evans *et al.*, 2003), il ne semblait guère possible d'aller au-delà de dénombrements de style horntonien (Strahler, 1964) sur les réseaux de drainage et de calculs d'indices (Biro 1955 ; Baulig, 1959), basés souvent sur une statistique gaussienne peu appropriée car de nombreux phénomènes relèvent de lois paréliennes (loi L – stables) (Korcak, 1940 ; Fréchet, 1941 ;

Laherrere, 1996 ; Adler *et al.*, 1998). Le scepticisme a donc été, et reste peut-être, grand, face à l'utilité d'une géomorphologie basée sur une approche morphométrique (Calvet, 2000).

Les développements récents sur l'étude quantitative (géométrique, topologique) des formes ou des structures spatiales nous conduisent à proposer une investigation qui inverse, par rapport à l'approche habituelle, la priorité donnée aux facteurs explicatifs. Pour cela nous montrerons en complément de plusieurs exemples donnés ailleurs (Martin, 2000 a et b, 2004) que le relief, quels que soient la lithologie sous-jacente et l'âge des surfaces considérées, est une fractale dont la dimension, généralement non entière, peut être calculée. Ceci permet de mesurer l'écart de « rugosité » entre surfaces. Cela permet donc d'opposer des positions topologiques et ainsi *in fine* de balayer le champ des possibles morphologiques à petite échelle.

Étant donné que nous pouvons obtenir une dimension fractale par courbe niveau pour chaque entité morphologique, qu'elle soit en creux (gorges par ex.) ou en « bosse » (massif par ex.), nous pouvons mettre en relation cette dimension fractale avec l'altitude. Nous verrons que cette relation n'est pas quelconque pour chaque structure spatiale et qu'elle peut être différente d'une structure contiguë à l'autre. En conséquence, nous serons contraints à avancer quelques hypothèses en guise d'explication qu'il faudra tester ultérieurement.

## I - DOMAINE ET MÉTHODE D'ANALYSE

Pour l'étude proposée ici nous avons recherché un karst emblématique, archétypique tout en étant plus simple géologiquement (lithologie, tectonique, etc.) et du point de vue de son histoire que, par exemple, celui de la Sainte Baume dans les Bouches-du-Rhône et le Var (Martin, 1991, 2000 a et b).

Par ailleurs, il est apparu nécessaire d'user de méthodes différentes de celles utilisées pour l'Aigoual et le Lodévois (*Box counting*) afin d'établir, ou non, la robustesse de certains résultats et de certaines relations.

En particulier, la relation entre la dimension fractale et l'altitude se retrouve-t-elle en tous lieux ? Est-ce donc une structure invariante ? Présente-t-elle toujours le même sens ? etc. Une courbure, traduisant une covariance, apparaît, elle, sur les graphiques bilogarithmiques de la dimension fractale  $\Delta p$  (surface vs périmètre). À quoi correspond-elle sur un plan théorique ?

Pour tester tout cela, nous avons choisi la méthode dite S vs P (vs signifiant : varie comme qui se traduit aussi par le signe :  $\propto$ ) qui permet d'obtenir la dimension fractale du périmètre d'un objet en comparant la modification de la taille de la surface d'un objet et le

changement de longueur du périmètre de ce même objet lorsque l'on augmente ou diminue la taille des unités de base (association variable de pixels) qui permettent de déterminer une valeur approchée, tant de la taille de la surface que de la longueur du périmètre. Cette méthode révèle ainsi qu'une surface de taille finie, car inscrite par exemple sur l'interface terrestre, peut posséder une limite de longueur infinie si celle-ci a une dimension fractale supérieure à 1.

### 1 - Le secteur étudié

Les Grands Causses (Figure 1) qui constituent un vaste plateau dominé, essentiellement au nord et à l'est, par les croupes de massifs fort anciens soulevés récemment, s'organisent autour du triptyque caussenard que nous pouvons définir comme l'assemblage de trois unités géographiques :

- Le causse : vastes espaces aplanis et arides, d'altitude moyenne (800-1000 m), globalement inclinés, associés à des dépressions fermées et à des avens.

- Les gorges : du Lot, du Tarn, de la Jonte, de la Dourbie, etc. inséparables des rivières allogènes qui les ont creusées où sourdent des émergences karstiques.
- Les vallons au sens de Marres (1935). « Le vallon est fermé d'un côté par la muraille altièrre qui bastonne le causse. De l'autre, c'est la montée plus lente à travers les châtaigneraies ou les pinèdes vers les landes de genêts ou de bruyères qui voilent les croupes des massifs cristallins ». Le terme de vallon n'étant plus utilisé actuellement pour désigner ces espaces de transition entre la couverture et le socle, nous lui avons préféré celui de dépressions périphériques (Martin et Colas, 1999).

Les causses sont classiquement divisés en trois catégories : les Avants – Causses, les Causses Mineurs et les Causses Majeurs. Contrairement aux Causses Majeurs (Sauveterre, Méjean, Noir, Larzac) et aux Causses Mineurs (causses de Changefège et de Mende, causse Rouge) pour lesquels la différence est essentiellement une question de taille, les Avants -Causses s'individualisent par leur position en périphérie, par leur épaisseur, par la nature de leur faciès et enfin par des rapports très particuliers qu'ils entretiennent avec le socle qui les porte. Le causse des Bondons à l'est, par exemple, relève de cette catégorie. Dans cette étude, nous nous limiterons aux Causses Majeurs, à l'exception du Larzac Nord pour lequel nous n'avons pas encore les

données numériques de terrain.

Le bassin sédimentaire des Grands Causses a fait l'objet de très nombreuses études géologiques (voir Martin et Colas, 1999, pour une bibliographie étendue) dont il n'est évidemment pas question d'évoquer ici tous les résultats en détail.

Une large part est toutefois contenue dans les notices et dans les documents graphiques eux-mêmes des cartes géologiques au 1/50 000° de Mende, de Florac, de Meyrueis, de Nant, et du Caylar à l'est et de Séverac-le-Château, de St Beauzely, de Millau, et de Camarès à l'ouest (<http://www.brgm.fr/cartegeol.jsp>).

Cela étant, pour un bassin sédimentaire toute transgression marine est un évènement essentiel qui peut servir de point de départ dans la mesure où presque toutes les morphologies préexistantes ont pu être aplanies (transgression sur une surface d'aplanissement) où seront nivelées par les dépôts successifs des strates. Dans un cas comme dans l'autre, cela fournit un jalon chronologique majeur. Pour les Grands Causses, la mer s'avance sur une surface d'érosion plus ou moins plane (vieux socle issu d'un paléo Massif Central) conservant quelques rides et chenaux qu'elle rend encore plus plane par comblement des creux et qu'elle fossilise, la protégeant ainsi.

Au début du Secondaire, le bassin des Grands Causses en formation subit donc une transgression marine qui se déploie depuis le sud-est sur une surface recoupant les assises hercyniennes du Massif Central.

Cette surface, au moins localement, joue encore actuellement un rôle dans la topographie, mais la localiser nécessite de faire la part des évolutions aréolaires postérieures. Elle peut donc, très localement, concerner les courbes de niveau étudiées ici.

La mer atteint l'ouest du mont Lozère et la retombée de la Margeride, soit le nord du bassin, au Lias inférieur. Du point de vue lithologique, le bassin est constitué par une épaisse série sédimentaire, largement carbonatée, limitée à l'est par le faisceau de Meyrueis pour l'essentiel.

L'évolution tectonique posthercynienne est dominée par une subsidence du bassin des Grands Causses et par une tendance inverse de l'ensemble cévenol. De l'Hettangien supérieur au Bathonien inclus, une vaste dorsale NNE-SSW, axée sur les Cévennes, s'individualise (Macquar, 1973). Sur ce schéma d'ensemble se surimpose un certain nombre de phases tectoniques assez bien connues (Dubois, 1985 ; Deroin, 1990) qui ont été susceptibles de générer des reliefs structuraux et dont les manifestations (rejet, élévation structurale, etc.) se trouvent aujourd'hui presque exclues de la définition des paysages (phase compressive globalement nord - sud pyrénéo-provençale).



Figure 1 - Les Grands Causses (Marres, 1935).



Les accidents N-S, NW-SE et SW-NE sont fréquemment des failles sub-verticales normales qui assurent la dénivellation du bassin des Grands Causses par rapport au mont Lozère, en particulier, et aux Cévennes, en général. Certains de ces accidents ont pu fonctionner en décrochement. Ils ont pu rejouer lors des phases alpines oligocènes et néogènes sans exclure des mouvements plioquaternaires, comme la faille bordière NNE-SSW du mont Lozère.

Cette évolution est donc globalement structurée par deux phases. Dans les deux cas, les mouvements ont été dissymétriques : subsidence à l'ouest de la flexure qui borde les Cévennes septentrionales, le socle étant plus ou moins stable ; puis soulèvement plus fort du socle situé à l'est et de la partie est du bassin sédimentaire comme en atteste le pendage global des couches.

La première étape a abouti à la réalisation d'une surface sédimentaire dont l'évolution fait problème, la seconde à un encaissement des rivières dont nous noterons qu'elles s'écoulent conformément au relèvement dissymétrique des couches (cours globalement cataclinal).

En se retirant, la mer mésozoïque a donc découvert une surface structurale qui est le point de départ de l'ensemble de l'évolution ultérieure dont les morphologies que nous allons étudier portent la trace. En tout état de cause, la surface libérée lors de la dernière régression ne pouvait être que peu déformée. Elle l'a été par la suite. L'existence encore aujourd'hui d'une surface d'aplanissement sur les Grands Causses, qui nivelle différents accidents, le montre. La dynamique aréolaire a donc pu se maintenir, peut-être un certain temps dans un contexte acyclique pendant lequel les systèmes de pentes se sont réaménagés sans rupture autre que locale ou momentanée (Klein, 1990).

Hydrologiquement, les amonts sont à l'est au niveau du versant ouest des Cévennes qui s'appuient au nord sur le mont Lozère et au sud sur l'Aigoual, c'est-à-dire globalement sur le versant abrité des Cévennes. Le versant est, fortement arrosé, est drainé vers la Méditerranée.

Le drainage des Grands Causses est réalisé par deux rivières principales, toutes deux affluentes de la Garonne, le Lot au nord, le Tarn au centre, et par deux affluents du Tarn, dont le fonctionnement est relativement bien établi : la Jonte à l'écoulement très temporaire dans une large partie amont des gorges (pertes karstiques, résurgences) et la Dourbie, au fonctionnement temporaire à l'entrée des gorges (système de pertes karstiques et de résurgences, Ambert *et al.*, 1994).

L'encaissement de ces rivières est complexe (Ambert 1990 ; Colas et Martin, 1999 ; Camus, 2001). Il semble bien qu'il ait débuté au Tertiaire et que la dernière phase importante se situe au Quaternaire. Le dispositif structural (pendage, failles, *etc.*) contrôle les types de contact qui, à l'est surtout, prennent la forme de dépressions périphériques.

Le contact avec le socle se faisant au nord-est (Valdonnez : Martin et Colas, 1999 ; Colas et Martin, 1999) par une dépression dans des marnes, alors qu'au nord, on observe une transition plus régulière, au-delà des causses de Mende, de Changefège, par un versant de socle qui remonte vers les surfaces aplanies de l'Aubrac. A l'ouest, le passage est progressif entre le socle (Lévézou, *etc.*) et les séries sédimentaires au-delà du causse Rouge.

## 2 - La méthode employée

Le caractère fractal de la dimension de la surface terrestre peut-il être considéré comme un invariant (Korvin, 1992 ; Ivanov, 1994) ? Pour répondre à cette question, il faut d'abord faire des investigations empiriques, tester des méthodes dont celle S vs P qui aboutit à déterminer la dimension du périmètre (notée  $\Delta_p$ ) d'une entité ayant une certaine forme. Chemin faisant, nous essayerons de répondre à la question que pose cette nature profonde de l'interface terrestre.

B. Mandelbrot a pu montrer (Le Méhauté, 1990 ; Le Méhauté *et al.*, 1998) que la relation entre la surface et le périmètre du flocon de Von Koch est la suivante :

$$\lambda_{\eta} \approx \eta^{1-\Delta} (S / \eta)^{\Delta/2}$$

$$\eta \rightarrow 0$$

Avec :

- $\lambda_{\eta}$  la longueur du périmètre
- S la surface de l'objet
- $\Delta$  la dimension fractale d'auto-similarité de l'objet
- $\eta$  le pas de mesure du périmètre.

En utilisant une valeur fixée d'échelle de mesure, le 1/25.000<sup>ème</sup> par exemple, il est possible de simplifier la relation (Frankhauser, 1994) :

$$S_{(e)} = c * P_{(e)}^{\Delta(A) / \Delta(P)}$$

Avec :

- S la surface
- P le périmètre
- $\Delta_{(S)}$  la dimension d'homothétie de la surface
- $\Delta_{(P)}$  la dimension d'homothétie du périmètre
- $\epsilon$  l'échelle de mesure.

Pour le flocon de Von Koch, nous obtenons (Frankhauser, 1994) :

$$\Delta_{(S)} = 2$$

Et :

$$\Delta_{(P)} = \text{Log } 4 / \text{Log } 3 = 1,262$$

Donc :

$$A_{(e)} = c * P_{(e)}^{2 / 1,262}$$

Et donc :

$$A_{(e)} = c * P_{(e)}^{1,58}$$

En conséquence dans un diagramme bilogarithmique où nous ajusterions un modèle puissance, l'exposant devrait être proche de 1,58.

On peut maintenant étalonner la méthode et sa mise en œuvre par le logiciel Benoit 1.2 (TruSoft International). La figure 2 montre que nous obt-

nous un exposant voisin de 1,5 soit une dimension  $\Delta p = 1,34 \pm 0,07$  pour une valeur théorique de 1,26. Il y a donc un petit écart entre la mesure et la théorie.

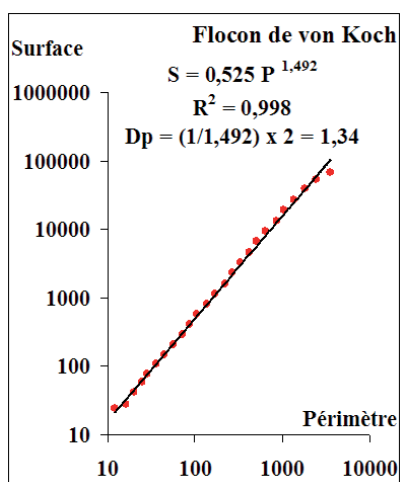


Figure 2 - Utilisation du flocon de Von Koch pour étalonner la méthode  $S$  vs  $P$  et les calculs réalisés par le logiciel Benoit 1.2.

Cela étant, dans notre cas, le petit écart se retrouvera dans toutes les déterminations, ce qui rend les résultats proposés ici totalement comparables. Par contre, il faut les comparer avec prudence à d'autres valeurs obtenues par d'autres méthodes et disponibles dans la littérature. Globalement, nous avons montré (Martin, 2000 a et b) que les valeurs obtenues avec cette méthode  $S$  vs  $P$  sont légèrement supérieures à celles calculées avec d'autres méthodes comme celle dite *Box counting* ou celle aboutissant à la dimension d'information.

Par ailleurs, l'usage du logiciel Benoit 1.2 nécessite de choisir le niveau de 3 paramètres. Il s'agit : de la taille de la boîte la plus grande, du coefficient de décroissance de cette taille (plus il est faible, plus le nombre de points calculés est important), de la vitesse de rotation de la grille de décompte qui correspond à l'assemblage des boîtes de taille définie précédemment. En effet, pour stabiliser le résultat, le programme propose de réaliser au maximum une détermination par degré (puis d'en faire la moyenne) pour une taille de boîte.

La taille de la boîte la plus grande correspond, par défaut, au quart de la hauteur de l'image utilisée ou de la largeur, si celle-ci est plus grande. Pour éviter des artefacts de calculs, il faut donc que le dessin sur lequel on fait le calcul ait des bords proches de ceux de l'image utilisée. Si cette condition est respectée, il est globalement inutile de modifier la taille de la boîte la plus grande. En conséquence, dans nos calculs, nous l'avons laissée telle qu'elle. Modifier ce paramètre conduit aussi à augmenter ou diminuer le nombre de points correspondant aux petites échelles. À ces échelles, des artefacts de calcul peuvent apparaître, tout

comme aux plus grandes. La plus grande correspondant grossièrement à la taille du pixel de l'image, les résultats obtenus s'écartent généralement légèrement de l'alignement rectiligne comme dans la Figure 2.

Par ailleurs, l'expérience montre qu'il n'est pas souhaitable, là aussi pour éviter des artefacts de calcul, de placer le coefficient de décroissance de la taille des boîtes à sa valeur minimale (1,1 et nombre de points maximal), mais dans une position intermédiaire. Techniquement, nous avons choisi de le placer à 1,2. Par contre, afin de stabiliser au mieux le calcul, nous avons choisi une vitesse de rotation la plus faible possible (de degré en degré).

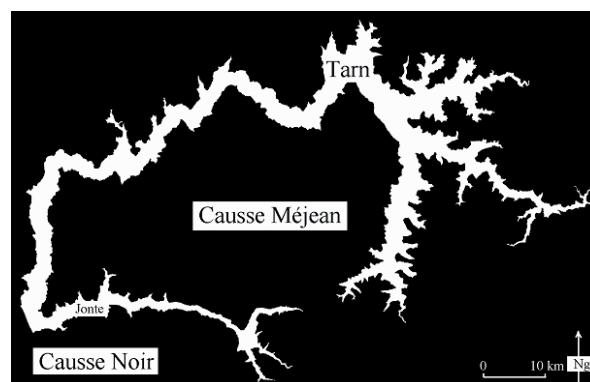


Figure 3 - Type d'image noir et blanc utilisée pour le calcul de la  $\Delta p$  des vallées du Tarn et de la Jonte. La limite entre le blanc et le noir correspond à la courbe de niveau 800 m. On notera le trait ajouté pour fermer manuellement la vallée du Tarn à l'aval de la confluence avec la Jonte.

À l'issue de ces calculs, nous disposons pour chaque entité de deux valeurs – l'une pour la surface, l'autre pour le périmètre – pour chaque taille de boîte, donc pour chaque grille, c'est-à-dire en fait plus conceptuellement pour chaque échelle dans la mesure où la taille des boîtes utilisées comme jauge dans le calcul représente une échelle à laquelle on mesure l'objet étudié. C'est ensuite le rapport d'échelle du logarithme de ces deux valeurs visualisables dans un graphique bilogarithmique qui permettra de déterminer la dimension fractale. Celle-ci est déduite de l'exposant du modèle puissance ajusté aux distributions. Elle est égale au double de l'inverse de la valeur de l'exposant.

Cela étant, cette méthode présente une difficulté pour certaines déterminations. Par définition, il faut, comme dans le flocon de Von Koch, que le périmètre clôture entièrement l'objet étudié. Cela correspond dans notre cas aux courbes de niveau situées dans les parties hautes des causses, mais pas dans les parties basses et à fortiori pas pour les gorges. En conséquence, il est nécessaire de « fermer » certaines courbes de niveau. Cela a été fait à la main par un simple trait tiré grâce à un programme de dessin. Ce trait rectiligne qui correspond nécessairement à une toute petite partie du périmètre est par construction lisse, sans aspérité ; sa

dimension est égale à 1. En conséquence, sa présence tendra à faire baisser, à la marge, la valeur de la  $\Delta p$ . Il est clair que cette démarche est systématique pour les

vallées, à l'aval, à la sortie des gorges (Figure 3), lieu limite de nos investigations.

## II - DIMENSION FRACTALE DES PÉRIMÈTRES ( $\Delta p$ )

Six entités, trois causses et trois vallées (Tableau 1) ont été traitées, le Larzac Nord et la Dourbie n'ayant pas pu être intégrés à l'étude par absence de données numériques (MNT).

### 1 - Comparaison des dimensions fractales des vallées et des plateaux

Si nous considérons les valeurs moyennes, il apparaît une différence nette entre les plateaux et les gorges : environ 0,3 point, ce qui est significatif d'une irrégularité différente entre ces deux types d'entités. La vallée reste le lieu de l'érosion linéaire qui produit des rentrants et des saillants que matérialise le festonnement des courbes de niveau. Par contre, les hauts des plateaux sont en principe marqués par les morphologies issues des divers aplanissements, connus pour les Grands Causses à différentes époques et à toutes les échelles depuis l'aplanissement dit fondamental jusqu'à la regradation locale d'un replat karstique de poljé ou de doline.

	$\Delta p$ moy.	$\Delta p$ min.	$\Delta p$ max.	Étendue
<b>Sauveterre</b>	1,24	1,10	1,40	0,30
<b>Méjean</b>	1,23	1,10	1,38	0,27
<b>Noir</b>	1,24	1,13	1,34	0,22
<b>Lot (amont)</b>	1,51	1,45	1,58	0,13
<b>Tarn (amont)</b>	1,48	1,38	1,61	0,23
<b>Jonte (amont)</b>	1,41	1,30	1,51	0,21

Tableau 1 - Dimension fractale ( $\Delta p$ ) de six entités des Grands Causses.

Les valeurs minimales et maximales confortent cette idée de différence en montrant que ce sont surtout les valeurs minimales des causses qui sont très basses ( $\approx 1,1$ ) et logiquement que c'est dans les vallées que l'on trouve les valeurs les plus hautes. Le chiffre le plus important étant obtenu pour le Tarn. L'étendue (différence entre la valeur maximale et la valeur minimale) montre deux situations extrêmes : l'une pour le causse de Sauveterre, l'autre pour le Lot. Dans un cas, les irrégularités des courbes de niveau sont très variables – on peut donc penser à un relief assez différencié –, dans l'autre, ces irrégularités sont très peu différentes – on peut donc penser à des versants dont la morphologie est très semblable (inclinaison plus faible, dépôts de pente plus importants, mal déblayés, etc.).

Cela étant il convient maintenant de voir comment s'organise la variation de la dimension fractale en fonction de l'altitude pour chacune de ces entités.

### 2 - Relations entre l'altitude et la dimension fractale

Cette relation est récurrente dans la mesure où elle apparaît bien exprimée pour plusieurs reliefs : massif de la St Baume et de l'Aigoual, Lodévois, Gardon, etc.

Souvent, cette relation est quasiment linéaire (Aigoual). Parfois il faut un polynôme pour en rendre compte (St Baume, Gardon). Pratiquement, plusieurs sens et types de relation ont, à ce jour, pu être identifiés :

- Lorsque l'altitude augmente, la dimension fractale ( $\Delta p$ ) baisse. Cette possibilité sera dite variation glyptique.
- Lorsque l'altitude augmente, la dimension fractale ( $\Delta p$ ) augmente aussi. Cette possibilité sera dite variation karstique si elle concerne les parties hautes des reliefs, car elle se retrouve nécessairement dans les parties basses (aval des bassins versants).
- Lorsque l'altitude augmente, la dimension augmente, puis baisse. La relation est alors parabolique comme pour les bassins versants amont des Gardons en amont des gorges ou comme dans le cas de la Sainte Baume (Martin 2000 a et b).
- Dans certains cas, on observe une périodicité altitudinale plus ou moins constante. Cette possibilité sera dite fluctuation pseudopériodique. C'est le cas par exemple du massif de la Sainte Victoire près d'Aix-en-Provence dont nous ne traiterons pas ici.

Le premier type se retrouve dans les résultats obtenus pour la vallée du Lot, le causse de Sauveterre et la vallée du Tarn, comme le montre la Figure 3.

Cette Figure appelle plusieurs remarques. D'abord, les alignements de points ont des pentes semblables. Celle du Lot est peut-être un petit peu moins forte. Cette structure spatiale concerne donc une aire plus large que chacune des entités.

Ensuite, les valeurs obtenues pour le Tarn apparaissent comme étant totalement dans la continuité de celles obtenues pour le causse de Sauveterre qui affiche pour les altitudes les plus fortes, les valeurs les plus faibles. Si l'on doit chercher quelque part une surface bien établie sur les causses, c'est sur ce causse qu'il faut se pencher ! Par ailleurs, l'alignement des valeurs obtenues pour le Tarn et pour le Sauveterre montre que ces deux entités n'en font qu'une du point de vue de leur organisation fractale. Peut-on penser que nous sommes là face à une morphologie stationnaire, c'est-à-dire à des formes qui statistiquement se transformeraient en elles-

mêmes sous l'effet de pertes ordonnées de matière ?

En d'autres termes, nous aurions une organisation spatiale qui autoriserait la persistance des structures spatiales (qui seraient une sorte d'attracteur), mais pas de la matière. Cela correspondrait donc à une évolution sans changement de forme, à des bilans de matières positifs (perte de substance), mais sans changement de forme. On peut, pour illustrer cette idée, imaginer un ballon de baudruche qui se dégonfle lentement. La forme (sorte de poire) reste la même alors même que l'air s'échappe. Dans ce cas, la taille du ballon diminue.

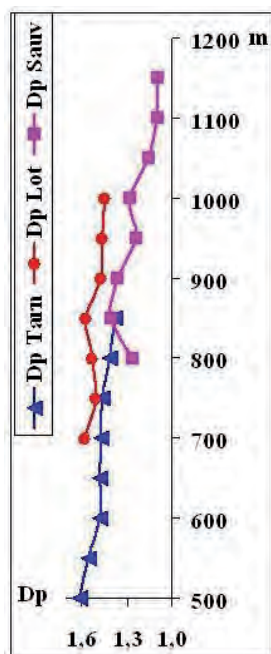


Figure 3 - Relation entre l'altitude des courbes de niveau et la valeur de leur dimension fractale (méthode  $\Delta p$ ) pour les vallées du Lot et du Tarn et le causse de Sauveterre.

Dans l'exemple morphologique, on peut penser que c'est la saillance qui est affectée. Il est toutefois envisageable que le « déchargement » que subit le relief à la suite d'une érosion ss, soit compensé, du moins pendant un certain temps, en totalité ou en partie, par des mouvements tectoniques après l'arrêt de la phase orogénique la plus active qui a établi le relief en

question. Il semble qu'une telle hypothèse soit recevable pour l'Himalaya (Delcaillau, 2004 ; Hodges, 2007). Il apparaît ici clairement l'impossibilité théorique du lien génétique automatique fait entre un bilan de masse positif (exportation de matière) et une morphogénèse. Toute érosion ss ne conduit pas nécessairement à une transformation de forme. Il y a donc des morphogénèses qui assurent le passage d'une forme à une autre et des morphogénèses qui conservent telle ou telle forme (morphologie stationnaire). Dans ce cas, la forme se comporte comme un attracteur qui exhibe souvent des archétypes (Martin, 2004) comme la surface aplanie, la boucle de méandre (courbe de flambage), etc.

Enfin, entre la valeur la plus forte (1,6), obtenue pour le Tarn, et celle la plus basse (1,1), obtenue pour le causse, il y a un écart tel qu'il est difficilement envisageable qu'il puisse être plus grand à une telle échelle. Autrement dit, presque tout le spectre des irrégularités est utilisé dans la structure altitudinale. Il est donc évident que nous ne sommes pas là face à quelque chose d'aléatoire, à une morphologie qui serait faite de brique et de broc conservant ici un lambeau de la surface fondamentale et là un ravin du surcreusement quarternaire.

Cette vision, à cette échelle, d'une zone, d'une morphologie en patchwork ne peut être que remise en question. Ces reliefs ne relèvent pas et ne doivent plus relever d'un impressionnisme historique.

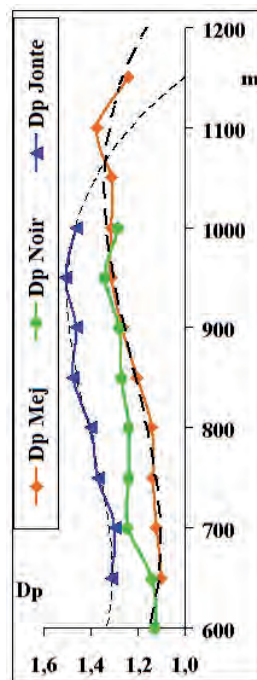


Figure 4 - Relation entre l'altitude des courbes de niveau et la valeur de leur dimension fractale (méthode  $\Delta p$ ) pour la vallée de la Jonte et les causses Méjean et Noir.

De deux choses l'une : soit toute évolution morphogénétique produit la même structure spatiale – et nous verrons qu'il n'en est peut-être rien avec l'exemple qui suit – soit la mise en « conformité » intervient rapidement après la mise en érosion par glyptogénèse d'un secteur, d'une zone, ou sa reprise.

Notre précédente étude sur l'Aigoual nous conduit à privilégier cette possibilité. En conséquence, toute zone haute (sommet et/ou amont de bassin versant) qui ne présenterait pas une telle structure devrait être considérée comme spécifique de ce point de vue, c'est-à-dire concernant un secteur marginal au sens où il est en marge de la dynamique actuelle et cela peut-être depuis longtemps.

La Figure 4 concerne les causses Méjean et Noir et la vallée de la Jonte. La relation entre la  $\Delta p$  et l'altitude est globalement inverse à celle décrite plus haut. L'irrégularité forte se trouve en haut et une certaine régularité en bas pour chacune de ces entités.

Dans le détail, la relation apparaît bien moins linéaire. Pour essayer de préciser cela, nous avons ajusté (pointillés noirs) des polynômes aux données. Nous aurons à revenir sur cette considération lorsque nous aborderons la question de la légère courbure qui apparaît sur le graphique bilogarithmique de détermination de la dimension. De même, il faut noter une légère différence entre les deux causses, en particulier entre 700 et 800 m.

Par contre, ce qui est identique à la situation décrite plus au nord, c'est l'irrégularité supérieure, pour une même altitude, des courbes de niveau de la vallée de la Jonte comparativement à celles des causses. Cela étant, la relation apparaît donc globalement plus complexe.

L'introduction de ces polynômes nous conduit à nous interroger sur la régularité de la relation entre l'altitude et la dimension fractale. Il est probable que cette relation est une des clefs de la compréhension et

de la théorisation des formes naturelles du relief, mais il est aussi probable, qu'envisagée dans une gamme large d'échelles, elle n'est pas linéaire. Ainsi est-il possible d'imaginer, seulement pour l'instant, car les calculs à faire sur les parties basses des bassins versants sont longs et fastidieux en raison de la taille des unités, que la relation s'inverse pour des altitudes faibles et par exemple pour le bassin versant du Lot, dessinant ainsi au total une relation parabolique, mais avec deux branches qui, prises isolément, apparaissent comme rectilignes.

Cela étant, nous pouvons déjà conclure que cette relation est robuste puisque nous la retrouvons quelle que soit la méthode : *Box counting*,  $\Delta p$ , etc. et sur bien des espaces. Reste la question de l'articulation spatiale de ces deux zones, l'une dite nord et l'autre dite du centre du bassin des Grands Causses.

### 3 - Structure spatiale à l'échelle des Grands Causses

Pour essayer de mieux visualiser cette organisation à l'échelle du bassin, nous avons réalisé un schéma conceptuel (Figure 5).

Ce dessin montre, outre le dispositif topographique, que les vallées des rivières principales et les zones directement drainées par elles présentent une relation dite glyptique et qu'au contraire, les vallées des rivières affluentes du Tarn et les zones qui en dépendent largement (Méjean et Noir) révèlent une relation dite karstique.

Pour aider au raisonnement, nous avons adjoint les résultats obtenus à l'Aigoual (glyptique) qui est en érosion rapide en raison d'une distance faible à la mer, d'une hauteur de chute importante et de précipitations conséquentes. En d'autres termes, la relation qui correspond à une irrégularité décroissante avec l'altitude, traduit une morphogénèse intense. Par analogie, c'est donc le cas au nord du bassin des Grands Causses.

Qu'en est-il pour la Jonte, dont on connaît le caractère temporaire des écoulements, pour le Méjean et pour le Noir ? La Jonte présente ses valeurs les plus fortes aux altitudes les plus élevées, c'est-à-dire en amont des gorges, en amont de la petite ville de Meyrueis, qui est au pied du versant ouest de l'Aigoual. Il y aurait donc là une glyptogénèse encore assez active, mais qui disparaîtrait progressivement avec l'abaissement du talweg, les versants de la vallée devenant alors plus rectilignes, plus empâtés peut-être par des grèzes ou des dépôts non déblayés depuis les périodes glaciaires ?

Toutefois, il ne faut pas ignorer qu'une partie de l'écoulement dans les gorges se fait par des conduits karstiques dont certaines parties initiales (pertes) ou finales (source, résurgences) ont pu être explorées spéléologiquement. En d'autres termes, le potentiel d'érosion linéaire s'en trouve affaibli.

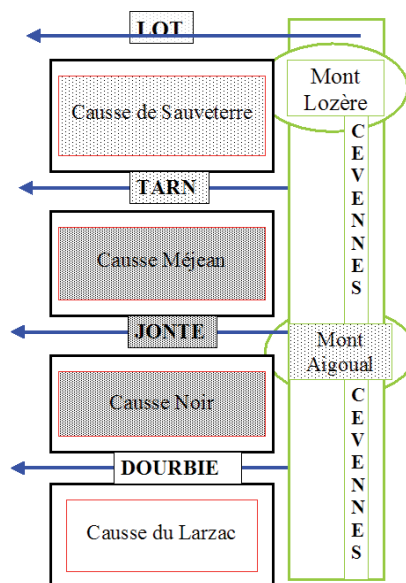


Figure 5 - Distribution spatiale des relations entre l'altitude et  $\Delta p$ . En gris clair la relation dite : glyptique ; en gris foncé : celle dite : karstique ; en blanc les zones sans mesure.

Or, que se passe-t-il sur les causses Noir et Méjean ? En fonction de nos modalités de calcul, cette irrégularité faible des versants de la Jonte se répercute sur celle des causses. Toutefois, dans ces cas, le fait que ce soit les parties hautes qui sont irrégulières sans que les courbes au niveau des gorges le soient signifie que ces surfaces fonctionnent comme des passoires, trouées qu'elles sont par de nombreux avens ou cavités qui, localement, permettront une différenciation de la surface.

Cette situation est plutôt la conséquence que la cause de la faible glyptogénèse dans les gorges de la Jonte, dans la mesure où cette rivière possède un petit bassin versant amont développé sur le socle. L'hydrosystème, ne pouvant abaisser continuellement l'ensemble du réseau des talwegs, développerait en réaction d'importants « shunts karstiques » (des courts-circuits souterrains) qui, en retour, limiteraient la circulation de l'eau au fond des vallées, du moins localement. Ainsi s'installerait une relation circulaire aboutissant à une morphologie particulière.

Il est clair que pour aller plus loin, il faut établir une étude comparée du niveau de karstification dans les différentes entités des Grands Causses. Par expérience spéléologique et si on se réfère aux inventaires déjà publiés par des spéléologues, il semble bien, d'après les inventaires spéléologiques existants, que le cavernement soit beaucoup plus important sur les causses Méjean et Noir que sur le Sauveterre. Cette faiblesse ne serait donc pas liée à la situation de Far West de ce cause par rapport aux grandes concentrations de spéléologues que certains décrivent, mais à des facteurs objectifs.

En d'autres termes, ces relations traduiraient deux types de morphogénèse. L'une est plus axée sur la glyptogénèse, sans que le développement de l'endokarst ne

soit impossible – et il est vrai que peu de grandes cavités sont connues sur le Sauveterre –. L'autre est plus axée sur le développement de l'endokarst, sans toutefois exclure totalement l'érosion linéaire, en particulier certainement lors des épisodes extrêmes marqués par des phénomènes d'engorgement de la surface, du moins localement, ce qui traduit un engorgement de l'endokarst qui se trouve totalement saturé.

#### 4 - Prendre en compte la courbure

Sur tous les graphiques bilogarithmiques relatifs à la vallée de la Jonte pris ici comme exemple, une courbure apparaît de façon assez claire. Les points correspondant aux calculs ne s'alignent pas de façon rectiligne, mais de façon courbe. Cela est très net sur le graphique relatif à la courbe de niveau 800 m (Figure 6).

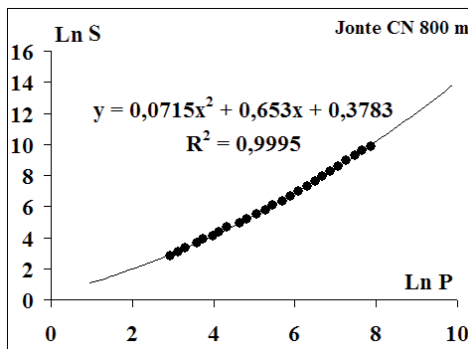


Figure 6 - Ajustement d'un polynôme du second degré sur les logarithmes népériens des valeurs successives de surface et de périmètre calculées à partir de la courbe 800 m.

Nous avons montré ailleurs (Martin, 2004) qu'il était utile de prendre en compte cette courbure qui traduit le fait que nous ne sommes pas dans des cas d'invariance d'échelle (rapports constants entre échelles et donc correspondant à une seule dimension fractale) mais de covariance d'échelle (rapports variables entre échelles ce qui conduit à une variation continue de la dimension fractale dans l'ordre des échelles) que la Théorie de la Relativité d'Échelle (TRE) de Nottale (1993, 1998, 2000 a et b) utilise, intègre et formalise. Cette structuration dans l'ordre des échelles correspond à une cinquième dimension (en plus de l'espace : L, l, h et du temps).

Pour établir une quantification de cette courbure, il convient d'ajuster un polynôme du second degré sur le logarithme, de préférence népérien, des valeurs successives, en fonction des échelles (tailles des unités de dénombrement), de la surface et du périmètre de l'entité considérée. On aboutit ainsi à un polynôme de la forme :  $y = ax^2 + bx + c$  où a est classiquement dénommé : coefficient de courbure (Cc).

Ainsi, en plus de la  $\Delta p$ , nous avons deux paramètres (Cc et b) qui rendent compte de l'écart à un alignement

rectiligne, ce qui explique des déviations standard (sd) parfois non négligeables pour certaines valeurs de  $\Delta p$  pour certaines altitudes très fortes ou très faibles.

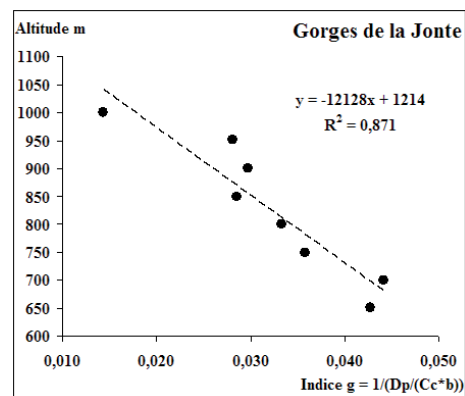


Figure 7 - Relation entre l'indice g et l'altitude dans les gorges de la Jonte.

Ce type d'approche n'a été, pour les Grands Causses pour l'instant, conduit qu'à titre expérimental sur les gorges de la Jonte. Nous avons vu que ce relief présentait une relation positive (augmentation conjointe de l'altitude et de la  $\Delta p$ ) à laquelle s'ajustent deux droites de régression linéaire qui permettent de calculer un coefficient de détermination voisin de 0,83. Le modèle linéaire explique donc 83% de la variance exprimée par la distribution.

Si nous considérons que les paramètres Cc et b jouent de telle sorte qu'ils induisent la courbure, alors en les intégrant à la  $\Delta p$ , nous devrions améliorer la valeur du coefficient de détermination donné ci-dessus et préciser leur rôle.

Pour ce faire, nous avons conçu et calculé un indice dit g qui est égal à :

$$g = 1 / (\Delta p / (Cc \times b))$$

$\Delta p$ , Cc et b étant positifs, cela revient à « pondérer » la valeur de  $\Delta p$  par le produit des deux autres paramètres qui sont statistiquement liés. Si nous établissons la relation entre l'altitude et g nous obtenons alors (Figure 7) un coefficient de détermination supérieur ( $r^2 = 0,87$ ), ce qui montre bien le rôle de ces paramètres. Le rapport entre  $\Delta p$  et le produit :  $Cc \times b$  varie donc selon l'altitude. C'est donc bien la force de la covariance d'échelle qui varie selon l'altitude et pas seulement la dimension fractale correspondant à une invariance d'échelle stricte.

En conséquence, la structure d'une courbe de niveau n'est pas seulement traduite par une dimension fractale – dans ce cas, cela signifierait qu'elle serait invariante d'échelle (rapport constant entre les échelles) – mais par trois paramètres, ce qui indique qu'elle est covariante d'échelle, c'est-à-dire que le rapport entre les échelles suit une loi qui ne correspond pas à un simple rapport constant, mais qui est, quand même, totalement déterminée et en rapport avec l'altitude. Cette loi est ce que Nottale (2000 a et b) appelle un djinn. Il apparaît ici peut-être pour la première fois à partir de la mise en œuvre de la méthode S vs P.

## CONCLUSIONS

Dans cet exemple qui s'inscrit à la suite de bien d'autres, nous trouvons beaucoup de structures fractales qui s'avèrent récurrentes. C'est le cas de la relation entre l'altitude et la dimension fractale dite  $\Delta p$ , mais c'est aussi le cas de la courbure de la relation  $S$  vs  $P$ , qui induit la prise en compte de deux autres paramètres : à savoir le coefficient de courbure  $Cc$  et le paramètre  $b$  du polynôme.

Ceci montre qu'il est possible d'envisager de rendre compte (de modéliser ?) le relief (tout relief ?) à partir de ces indicateurs. Il est dès lors clair que tout cela ne peut être le résultat du hasard et qu'il faut trouver derrière les lois, la théorie qui permettra de rendre compte de l'état morphologique de la surface terrestre.

## BIBLIOGRAPHIE

- ADLER R. J., FELDMAN R. E., TAQQU M. S. (editors), 1998. A practical guide to heavy tails. Statistical techniques and applications. Birkhäuser, Boston, 533 p.
- AMBERT P., MARTIN PH., GUENDON J.-L., 1994. Le canyon de la Dourbie et le karst de la source de l'Esperelle (Aveyron, France). *Étude de géographie physique* n°XXIII de l'URA 903 du CNRS, Aix en Provence, 63-80.
- AMBERT P., 1990. L'évolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. *Z. für Geomorphol. N.F., Suppl.* Bd 77, 1-24.
- ANDLER D., FAGOT-LARGEAULT A., SAINT-SERNIN B., 2002. Philosophie de la nature. Tome 1, 660 p, tome 2, 586 p., coll. Folio essais, Gallimard, Paris.
- BALLAIS J.-L., 2000. Les rythmes de la morphogenèse : leurs conceptions à travers l'histoire de la géomorphologie. *L'espace géographique*, 2, 97-104.
- BAULIG H., 1928. Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Armand Colin, Paris, 591 p.
- BAULIG H., 1950. Essais de géomorphologie. Publication de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, fasc.114, Les Belles Lettres, Paris, 160 p.
- BAULIG H., 1959. Morphométrie. *Annales de géographie*, LXVIII, 369, 385-408.
- BERAN J., 1994. Statistics for long-memory processes. Chapman and Hall Editors, New York, 315 p.
- BIGOT-CORMIER F., POUPEAU G., SOSSON M., 2000. Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *C. R. Acad. Sc. Paris, Science de la Terre et des planètes*, 330, 363-370.
- BIROT P., 1955. Les méthodes de la morphologie. Presses universitaires de France, Paris, 177 p.
- CALVET M., 2000. Du bon usage de la morphométrie. *Géomorphologie*, 4, 267-271.
- CAMUS H., 2001. Évolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes – Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172, 5, 549-562.
- CHORLEY R.J. (editor), 1972. Spatial analysis in geomorphology. Harper and Row Publishers, New York, 393 p.
- COLAS A., MARTIN PH., 1999. Carte géomorphologique du contact cause de Sauveterre – mont Lozère. Carte coul. HT : in MARTIN Ph., COLAS A., 1999, La dépression du Valdonnéz : un contact par boutonnière entre le mont Lozère et les causses de Sauveterre et de Mende. *Cahiers savoisiens de géographie*, 1, Université de Savoie, 9-37.
- COLLECTIF, 1998. Dossier : La géomorphologie. *Géochronique*, 65, 5-18.
- CONCHON O., 1992. Que sont Günz et Mindel devenus. Approches récentes de la stratigraphie du Quaternaire. *Géochronique*, 44, 16-18.
- C.I.L.F., (Conseil International de la langue française), 1979. Vocabulaire de géomorphologie. Hachette, Paris, 218 p.
- DAUPHINE A., 2001. Le hasard en géographie physique. In : Eaux sauvages, eaux domestiquées, hommage à L. DAVY. Publications de l'Université de Provence, Aix-en-Provence, 17-22.
- DELCAILLAU B., 2004. Reliefs et tectonique récente. Nouveau précis de géomorphologie. Vuibert, Paris, 259 p.
- DEROIN J.-P., 1990. Méthodologie d'utilisation de l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale en zone tempérée. Apports à la connaissance géomorphologique, géologique et minérale des Cévennes et du Bas - Languedoc (Sud de la France). Thèse Université Paris VI, Mémoire sciences de la terre de l'Université Curie, 19, 293 p.
- DOORNKAMP J.C., CUCHLAINE A.M., 1971. Numerical analysis in geomorphology. An introduction. St Martin's press, New York, 372 p.
- DUBOIS J., 1995. La dynamique non linéaire en physique du globe. Masson, Paris, 265 p.
- DUBOIS P., 1985. Notes karstologiques sur les Grands Causses. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, 108<sup>e</sup> année, 3-4, 197-226.
- EVANS I. S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In : Spatial analysis in geomorphology, edited by R. CHORLEY. Harper and Row, Publishers, New York, 17-90.
- EVANS I. S., DIKAU R., TOKUNAGA E., OHMORI H., HIRANO M. (edited by), 2003. Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives. TERRAPUB, Tokyo, 253 p.
- FENELON P., 1968. Vocabulaire français des phénomènes karstiques. *Mémoires et documents*, 1967, nouvelle série, éditions du CNRS, 4., 13-68.

- FORRIEZ M., MARTIN PH., 2006. De l'utilité de la théorie de la relativité d'échelles de L. NOTTALE en géographie. Recherche d'un modèle scalaire spatio-temporel. Géopoint 2006 : demain la géographie, Avignon, Groupe Dupont et UMR ESPACE 6012 du CNRS éditeurs, Brouillon Dupont, 63-64.
- FRANKHAUSER P., 1994. La fractalité des structures urbaines. *Anthropos Économica*, Paris, 291 p.
- FRECHET M., 1941. Sur la loi de répartition de certaines grandeurs géographiques. *Journal Société Statistique Paris*, 82, 114-122.
- GOUDIE A., LEWIN J., RICHARDS K., ANDERSON M., BURT T., WHALLEY B., WORSLEY P., 1981. *Geomorphological techniques*. Allen and Unwin, London, 395 p.
- GOULD S. J., 1990. *Aux racines du temps*. Grasset, Paris, 346 p.
- GUENDON J.-L., SALOMON J.-N., NICOD J., 1987. Karstification sous couverture, comparaison entre karst tropical actuel et paléokarst. *Annales de Géographie*, 537, 557-563.
- HODGES K., 2007. La mousson sculpte les montagnes. *Pour la science*, 352, 70-75.
- HUBERT J.-P., 1993. La discontinuité critique. Essai sur les principes a priori de la géographie humaine. Publications de la Sorbonne, Paris, 221 p.
- IVANOV S.S., 1994. Global relief : Evidence of fractal geometry. *In* *Fractals and dynamics systems in geoscience*. Kruhl editor, Springer, Berlin, 221-230.
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI PH., FERRANDINI J., GUENNOG P., 2000. Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. *C. R. Acad. Sc. Paris, Science de la Terre et des planètes*, 331, 775-782.
- KANTZ H., SCHREIBER TH., 1997. *Nonlinear time series analysis*. Cambridge nonlinear science series 7, Cambridge University press, 304 p.
- KLEIN C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Mémoires et documents de géographie, nouvelle collection, CNRS éditeur, Paris, 177 p.
- KLEIN C., 1993. Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie. Éditions Ophrys, 188 p.
- KORCAK J., 1940. Deux types fondamentaux de distributions statistiques. *Bulletin de l'Institut International de Statistique*, 30, 295-299.
- KORVIN G., 1992. *Fractal models in the earth sciences*. Elsevier science publisher B.V., Amsterdam, 396 p.
- LABEYRIE J., 1993. *L'homme et le climat*. Éditions Denoël, Paris, coll. Sciences, 342 p.
- Laherrere J., 1996. Distributions de type «fractal parabolique» dans la nature. *C. R. Acad. des Sciences*, 322, IIa, 535-541.
- LE MEHAUTE A., 1990. *Les géométries fractales*. Hermès, Paris, 198 p.
- LE MEHAUTE A., NIGMATULLIN R.R., NIVANEN L., 1998. *Flèches du temps et géométrie fractale*. 2<sup>e</sup> édition. Hermès, Paris, 348 p.
- MACAIRE J.-J., 1990. L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 1, 41-49.
- MACQUAR J.-C., 1973. Évolution tectonique post-hercynienne du domaine péri cévenol. *Bulletin du Bureau de recherches géologiques et minières*, 1, 45-68.
- MAGNY M., 1995. *Une histoire du climat. Des derniers mammoths au siècle de l'automobile*. Éditions Errance, Paris, 176 p.
- MANDELBROT B., 1967. How long is the coast of Britain ? Statistical self – similarity and fractional dimension. *In* : *Classics on fractals*, edited by G. E. EDGAR. Addison - Wesley publishing company, Reading, Massachusetts, USA, 351-358.
- MANDELBROT B., 1975. *Les objets fractals*. 1<sup>re</sup> édition, Flammarion éditeur, et 1984, 2<sup>e</sup> éd., Flammarion 203 p. et 1995, 4<sup>e</sup> éd., Flammarion, Paris, Coll. Champ 301, 208 p.
- MARRES P., 1935. *Les grands causses. Étude de géographie physique et humaine*. Tome 1: Le milieu physique, 206 p.; Tome 2, Le labour humain, 445 p. Arrault et Cie, Tours.
- MARTIN PH., 1991. Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (B. du Rh., Var ; France). Étude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. Thèse Université d'Aix Marseille II, 412 p.
- MARTIN PH., 1995. Les formes fluviatiles du massif karstique de la Sainte Baume (B. du Rh., Var ; France). Actes du 13<sup>e</sup> Symposium international de karstologie théorique et appliquée, Roumanie. *Theoretical and Applied Karstology*, 8, 103-115.
- MARTIN PH., 1996. De l'organisation des formes superficielles et souterraines du massif karstique de la St Baume (B. du Rh., Var ; France). *Ukpik*, 8, 45-64.
- MARTIN PH., 1997 a. Structures hiérarchiques dans le karst de la Sainte Baume (B. du Rh., Var ; France). Union internationale de spéléologie et Société suisse de spéléologie, 12<sup>e</sup> Congrès de spéléologie, Symposium 7, 1, 129-132.
- MARTIN PH. 1997 b. Dynamique non linéaire et fonctionnement hydrodynamique de l'endokarst du massif de la Sainte Baume (B. du Rh., Var ; France). Actes du 14<sup>e</sup> Symposium international de karstologie théorique et appliquée, Roumanie. *Theoretical and Applied Karstology*, 10, 29-43.
- MARTIN PH., 1999. Modélisation des structures spatiales du karst. Acte du colloque Karst 1999, Grands Causses – Vercors. *Études de géographie physique, Travaux 1999*, Supplément au n°XXVIII, CAGEP – URA 903 du CNRS, Université de Provence, 135-140.
- MARTIN PH., 2000.a. Quelle est la dimension du massif karstique de la Sainte Baume ? Éléments pour une théorie spatiale et fractale du karst. *Karstologia*, 35, 13-26.
- MARTIN PH., 2000.b. Forme et rugosité des surfaces karstiques. Conséquences pour une théorie spatiale et fractale de l'interface terrestre. *Karstologia*, 36, 1-16.
- MARTIN PH., 2003. Objectivation des formes en géographie et calculs d'indicateurs fractals. Exemples karstiques. *In* : *Objets et indicateurs géographiques sous la direction de J. MABY*, Université d'Avignon et UMR ESPACE 6012 du CNRS éditeurs, *Collection Actes Avignon*, 5, 153-268.
- MARTIN PH., 2004. Modélisation fractale et structurelle des formes en géographie. Réflexion développée à partir d'exemples karstiques. Habilitation à diriger les recherches. Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 3 vol., 663 p.



- MARTIN PH., 2006 a. La forme peut-elle libérer la prisonnière du carrefour ? Vers une théorie de la forme en géographie. Géopoint 2004 : La forme en géographie, Avignon, Groupe Dupont et UMR ESPACE 6012 du CNRS éditeurs, 19-38.
- MARTIN PH., 2006b. Caractérisation fractale du relief « stationnarisé » du Lodevois. Colloque SAGEO septembre 2006, actes sur CD rom.
- MARTIN PH., 2007. Caractérisation fractale du relief du Lodévois après extraction de tendances topographiques générales. Informations géographiques. Structuration, extraction et utilisation, sous la direction de WEBER et GAŃCARSKI, Lavoisier-Hermès éditeur Paris. *Revue internationale de géomatique*, 17, 3-4, , 391-414.
- MARTIN PH., COLAS A., 1999. La dépression du Valdoncez : un contact par boutonnière entre le mont Lozère et les causses de Sauveterre et de Mende. Université de Savoie, *Cahiers savoisiens de géographie*, 1, 9-37.
- NICOD J., 1979. Tufs de source actuels en Basse Provence. *Méditerranée*, 17, 2, 101-103.
- NICOD J., 1986. Les cascades des barrages de travertin de l'Argens supérieur (Var), étude préliminaire. Travertins *l.s.* et évolution des paysages holocènes dans le domaine méditerranéen. *Méditerranée*, 57, 1-2, 71-80.
- NOTTALE L., 1993. Fractal space-time and micro-physics. Towards a theory of scale relativity. World Scientific Publishing, London, 333 p.
- NOTTALE L., 1998. La relativité dans tous ses états. Hachette, Paris, 319 p.
- NOTTALE L., 2001 a. Relativité d'échelle. Structure de la théorie. In : Objets d'échelles, *Revue de synthèse*, 1, 122, 11-25.
- NOTTALE L., 2001 b. Relativité d'échelle et morphogenèse. In Objets d'échelles, *Revue de synthèse*, 1, 122, 93-116.
- NOTTALE L., CHALINE J., Grou P., 2000. Les arbres de l'évolution. Hachette, Paris, 379 p.
- PERRETTE Y., 1999. Les stalagmites : archives environnementales et climatiques à haute résolution. Présentation des protocoles d'étude et premiers résultats sur des spéléothèmes du Vercors. *Karstologia*, 34, 23-44.
- PIKE R. J., DIKAU R., 1995. Advances in geomorphometry. Proceedings of Walter F. Wood Memorial symposium. *Z. für Geomorphologie, Suppl.* 101, 238 p.
- RENAULT PH., 1967. Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse, le problème de la spéléogenèse. Thèse d'Etat Science. *Annales de Spéléologie*, 1967, 22, 1, 5-21, fasc. 2, 209-267, 1968, 23, 1, 259-307, fasc. 3, 529-596.
- SIAME L.L., BRAUCHER R., BOURLES D.L., BELLIER O., Sebrier M., 2001. Datation de surfaces géomorphologiques repères par le <sup>10</sup>Be produit in-situ: implications tectoniques et climatiques. *Bulletin de la Société de géologie de France*, 172, 2, 223-236.
- STODDART D.R., (edited by), 1997. Process and form in geomorphology. Routledge, London and New York, 415 p.
- STRAHLER A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. in CHOW, V.T. Editor, Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, section 4-II.
- TWIDALE C.R., 1977. Des bases fragiles : quelques problèmes de méthode de la recherche géomorphologique. Traduction et analyse de J. TRICART. *Revue de géomorphologie dynamique*, XXVI, 81-85.
- VAUDOUR J., (sous la direction de), 1988. Travaux 1988, XVII : les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A.903 du CNRS et A.T.P. PIREN, Aix en Provence, 280 p.
- ZAJDENWEBER D., 1976. Hasard et prévision. Économica, Paris, 125 p.

## WEBOGRAPHIE

<http://www.trusoft-international.com/>

- 2 -

**...POUR UNE GESTION RAISONNÉE  
DES RESSOURCES ET PATRIMOINES DU KARST**





**...pour une gestion raisonnée des ressources et patrimoines du karst**

La gestion intégrée des sites et ressources patrimoniales karstiques passe par une finalisation précise des connaissances fondamentales préacquises ou des compléments d'étude requis pour une application initiée par le gestionnaire : protection, exploitation, valorisation...

L'excursion AFK de 2006 a montré comment spéléologues et scientifiques contribuent à la protection et à la fréquentation respectueuse d'une des plus importantes grottes dans le gypse du Valais, la Grotte de la Crête de Vaas.

En France, le projet de classement du site des grottes de Choranche et du plateau des Coulmes a également mis à contribution les scientifiques du karst, amenés à finaliser et reformuler les connaissances préalables héritées de plusieurs décennies de recherches sur ce massif karstique du Vercors occidental (cf. article *Hobléa et al.*).



*Ci-dessus : Entrée de la grotte de la Crête de Vaas avec en encart le panneau signalant la protection du site (Photo Fabien Hobléa).*

*Ci-contre : Paroi de gypse coloré contribuant à la valeur patrimoniale de la grotte de la Crête de Vaas (Photo Fabien Hobléa).*

*Page précédente : Salle de la Cathédrale dans les grottes de Choranche, site majeur du tourisme souterrain français, en cours de classement par l'Etat (Photo Grottes de Choranche Sarl).*

# PROTECTION, VALORISATION TOURISTIQUE DE LA RESSOURCE KARSTIQUE ET IMPLICATIONS TERRITORIALES

## LES GROTTES DE ŠKOCJAN SLOVÉNIE

*PROTECTION, TOURISTIC VALORIZATION OF KARST RESOURCE  
AND TERRITORIAL INVOLVEMENTS, ŠKOCJAN CAVES, SLOVENIA*

MÉLANIE DUVAL

*Laboratoire Edytem, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, Pôle montagne, F 73376 Le Bourget du Lac cedex  
Contact : melanie.duval@univ-savoie.fr*

### RÉSUMÉ

*L'objectif de cet article est d'interroger le fonctionnement du couple patrimoine/ tourisme autour des grottes de Škocjan. Labellisées « Patrimoine Mondial de l'Unesco » en 1986, avec une fréquentation touristique avoisinant les 100 000 visiteurs par an, elles posent la question de l'articulation entre deux logiques en apparence contradictoires : celle liée à la préservation et celle relative à des logiques de valorisation touristique.*

*Selon une approche diachronique, cet article souligne ainsi les dynamiques interactives et rétroactives liant ces deux entrées, tout en interrogeant leurs effets territorialisants à l'échelle du plateau du Kras.*

*En conclusion, cette démonstration aborde la question de la transposabilité de ce modèle de fonctionnement où l'implication de l'Etat dans le fonctionnement de ce site touristique-patrimonial minimise les exigences de rentabilité économique.*

**MOTS-CLÉS :** *TOURISME, PATRIMOINE, DYNAMIQUES TERRITORIALES, GROTTES DE ŠKOCJAN, LE KARST SLOVÈNE.*

### ABSTRACT

*The aim of this article is to question heritage/ tourism dynamics around Skocjan's caves. Certified «UNESCO World Heritage» in 1986, with 100 000 visitors a year, they question the articulation between two seemingly contradictory logics: conservation and tourist valorization processes.*

*According to a diachronic approach, this article underlines the interactive and retroactive dynamics linking these two entrances, while questioning their "territory effects" on the scale of Kras area.*

*In conclusion, the study takes into account in which measure this model of functioning where the involvement of the State minimizes economic aspects can be transpose.*

**KEYWORDS :** *TOURISM, HERITAGE, TERRITORIAL DYNAMICS, CAVES OF ŠKOCJAN, SLOVENIAN KARST.*

## INTRODUCTION

Dans le registre de la protection des espaces naturels et de leur développement touristique, le tourisme est très largement qualifié de « prédateur », mettant en danger l'équilibre des milieux dans lequel il se développe (Deprest, 1997). Dès lors, les logiques de patrimonialisation des espaces naturels et leur mise en tourisme, s'inscrivent, à première vue, dans des logiques contradictoires : tandis que les processus de préservation renvoient à l'étymologie même de patrimoine – dans un souci de transmettre ce qui vient du père –, les logiques de valorisation touristique se saisissent d'un objet (géographique ou autre) dans un but essentiellement marchand et de développement économique. Néanmoins, au-delà de ces distorsions, l'hypothèse selon laquelle ces deux orientations que sont la préservation et la valorisation seraient deux phénomènes inter-dépendants semble judicieuse.

Toutes deux renvoient, en effet, à une même volonté de transmettre, si ce n'est qu'elles se situent à des pas de temps distincts : la logique de préservation s'emploie à remplir son devoir de filiation, à transmettre aux générations futures ce que les générations précédentes leur ont légué, se situant ainsi dans le temps long ; la mise en valeur touristique s'inscrit dans le temps présent et cherche à transmettre dans l'immédiat (Duval, 2007). Ces différences en terme d'échelle temporelle expliquent que ces deux logiques, bien qu'elles soient toutes deux construites autour de la notion de transmission, soient également bien souvent génératrices de conflits. Au final, ce double constat à la fois en termes de complémentarité mais aussi d'antagonisme, nous conduit à réfléchir en terme de dialogique, « cette unité complexe entre deux logiques, entités ou instances complémentaires, concurrentes et antagonistes qui se nourrissent l'une de l'autre, se complètent, mais aussi s'opposent et se combattent » (Morin, 2001).

En ce sens, les grottes de Škocjan constituent un terrain approprié pour observer ces jeux interactifs et dialogiques : inscrites au Patrimoine Mondial de l'UNESCO en 1986, celles-ci affichent une fréquentation touristique actuelle de l'ordre de 95 000 visiteurs par an. A la croisée de logiques de préservation et de valorisation touristique, le site des grottes de Škocjan nous invite à observer dans quelle mesure deux logiques couramment opposées s'articulent et fonctionnent de concert, l'une appelant l'autre et réciproquement, cette réflexion nous conduisant à questionner les différentes formes que peut prendre le couple préservation/valorisation ainsi que les logiques de réajustement entre ces deux polarités.

Selon une approche diachronique, cet article se propose de souligner le fonctionnement de cette articulation à l'échelle des grottes de Škocjan. Dans un premier temps, la présentation des différentes phases du développement touristique des grottes de Škocjan permet d'éclairer le processus ayant conduit à l'inscription de ce site en 1986 au Patrimoine Mondial de l'Unesco. En retour, cette inscription appelle la mise en œuvre d'une politique de protection, laquelle aboutit à l'adoption d'une loi spécifique concernant les grottes de Škocjan et à la création d'un parc régional en 1996. Depuis, ces dispositions juridiques orientent et permettent un développement touristique jugé « approprié » par les instances gestionnaires. *In fine*, ces formes de tourisme, associées à de nouvelles démarches comme un programme Man and Biosphere, font des grottes de Škocjan un lieu singulier en terme de protection et de valorisation touristique de la ressource karstique, site touristique progressivement investi d'un projet de territoire pour l'ensemble du plateau du Kras.

## I - LA MISE EN TOURISME DES GROTTES DE ŠKOCJAN

D'un point de vue historique, les phénomènes de perte puis de résurgence de la Reka sont connus depuis fort longtemps, au moins depuis l'antiquité classique, comme l'attestent les écrits de Posidonius d'Apamea (135-50 avant J.-C.) : « *La rivière Timavo prend sa source dans la montagne, se perd dans les profondeurs de la terre [au niveau des grottes de Škocjan], réapparaît après une distance de 130 stades, et se jette dans la mer* » (Kranjc, 2002). Par la suite, d'autres documents viennent confirmer la connaissance des particularités de ce site karstique, tels que sa représentation sur la carte de Lazius (1573), puis, en 1689, la description et les gravures de Valvasor (Figure 1).

Pour autant, comparativement aux autres grottes touristiques du plateau du Kras ayant connu des périodes

de développement au cours des XVII<sup>e</sup> puis XVIII<sup>e</sup> et XIX<sup>e</sup> siècles (grottes de Vilenica, de Postojna), peu de traces écrites renvoient au développement touristique des grottes de Škocjan. Ainsi, s'il est difficile de dater de manière précise les débuts du tourisme autour des grottes de Škocjan, le tableau de L. F. Cassas (1782) représentant des personnes se promenant au fond des dolines d'effondrement, à hauteur de la perte de la Reka, fait figure de marqueur temporel (Kečkemet, 1978) et atteste du statut de curiosités naturelles de ce site dès la fin du XVIII<sup>e</sup> (Figure 1).

Cette dynamique touristique apparaît véritablement au début du XIX<sup>e</sup> siècle. A l'instar des équipements réalisés dans des grottes situées à proximité, un système de visites s'organise avec la mise en place d'un livre

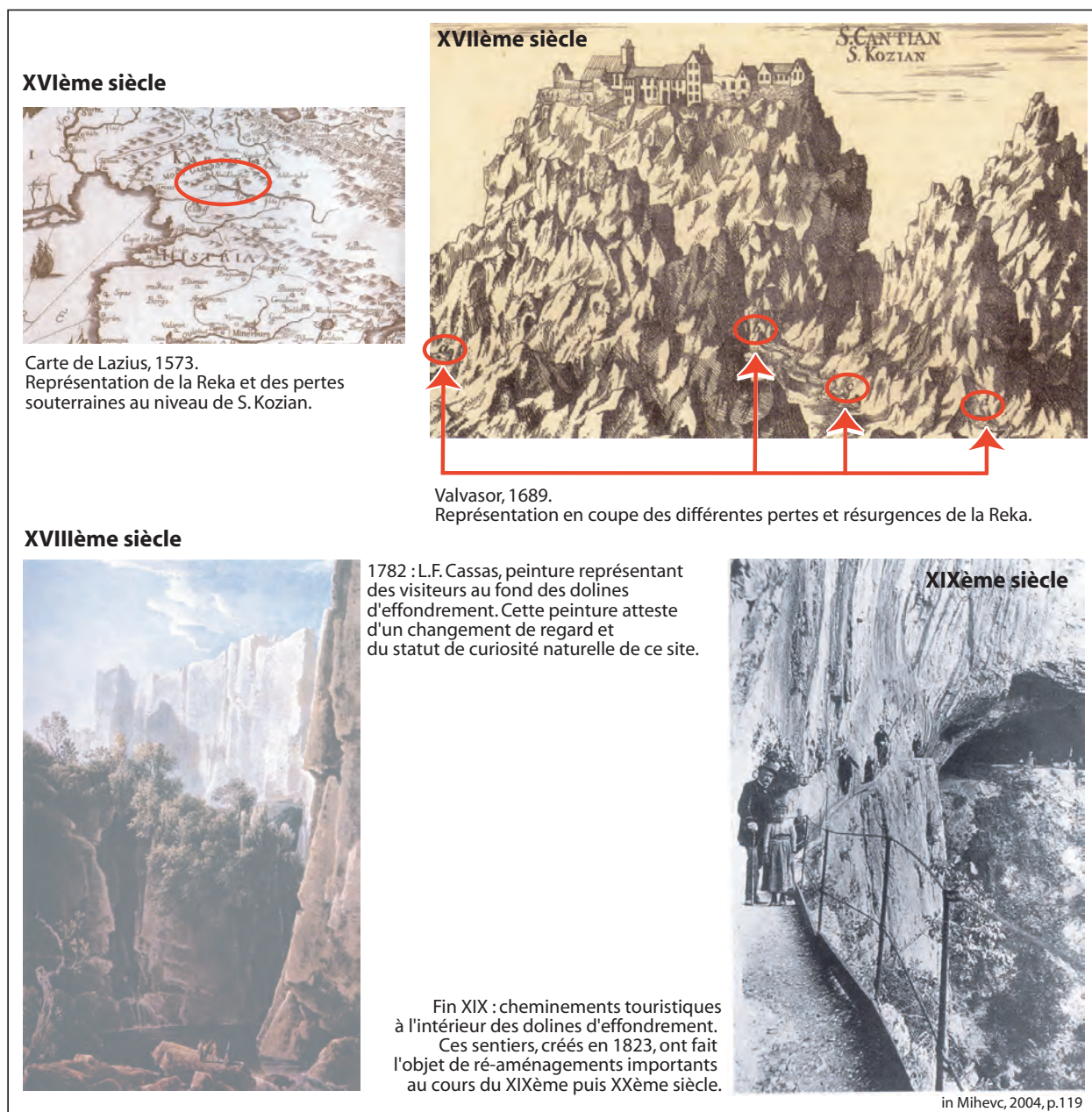


Figure 1 - Les grottes de Škocjan : d'une curiosité karstique aux premiers aménagements touristiques.

des visiteurs au premier janvier 1819 (Kranjc, 2002), suivi de l'aménagement de sentiers pédestres dans les dolines d'effondrement en 1823 (Kranjc, 1995). Dans les décennies suivantes, un mouvement de va et vient s'observe entre les découvertes effectuées par les explorateurs dans les réseaux endokarstiques et l'intérêt touristique que suscite cette grotte, les avancées scientifiques alimentant le désir de découverte par un plus grand nombre. Petit à petit, les grottes de Škocjan s'affirment comme un site touristique majeur dans différents guides fédérant des curiosités de cette région, pour la majorité des sites karstiques (Agapito, 1823).

Progressivement, une structuration de cette mise en

tourisme s'observe, laquelle est notamment à mettre en relation avec l'ouverture d'une nouvelle ligne de chemin de fer reliant Trieste à Vienne (1857), qui situe les grottes de Škocjan à proximité de la gare de Divača (Figure 2). Peu à peu, les grottes de Škocjan supplantent la fréquentation des grottes touristiques situées dans son voisinage, comme celle de Vilenica. Cet intérêt manifeste pour les grottes de Škocjan se traduit par le développement plus ou moins informel de nouveaux cheminements touristiques souterrains et en surface et ce, jusqu'en 1884, date à partir de laquelle la section spéléologique de la Société des Alpes allemandes et autrichiennes de Trieste (Die Deutschen

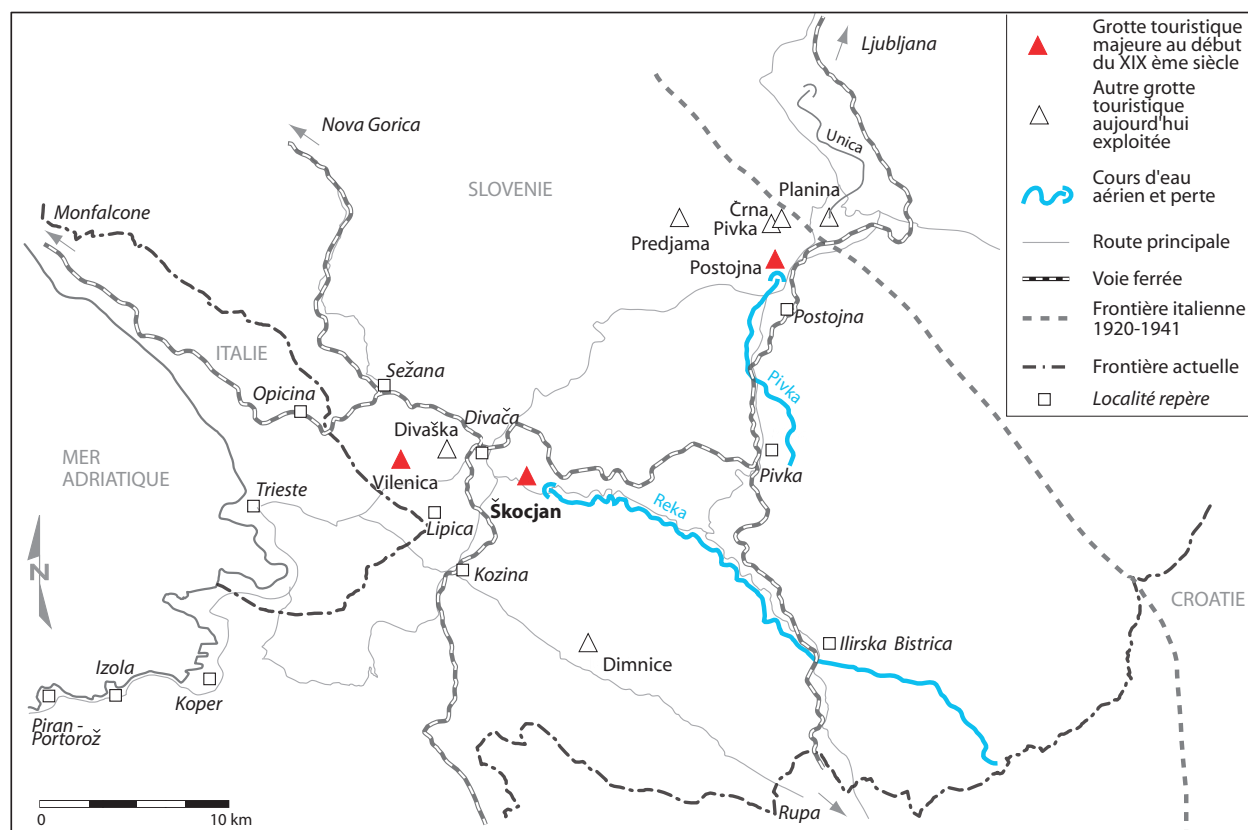


Figure 2 - Localisation des grottes de Škocjan par rapport à leur environnement karstique, touristique et politique.

und Österreichischen Alpenverein Sektion Küstenland vom Trieste) obtient les droits de gestion et d'aménagement du site. Bien qu'il soit alors davantage question de trouver un moyen d'alimenter en eau la ville de Trieste *via* les eaux de la Reka, cette section va procéder, entre 1884 et 1906, à la construction de la majeure partie des sentiers à l'extérieur et à l'intérieur de la grotte, empruntés notamment par les membres du club touristique de Trieste (Urban, 1898). Diffusées par le biais de compte-rendus d'expédition, ces excursions participent alors au processus de reconnaissance des grottes de Škocjan comme grotte touristique majeure du plateau du Kras, avec une fréquentation de 3639 touristes en 1903 (Mihevc, 2004). Ces développements en termes d'aménagements touristiques se poursuivent lors de la période italienne entre les deux guerres mondiales, avec notamment le creusement d'un tunnel artificiel et la construction d'un nouveau pont au-dessus de la Reka. Du point de vue de l'organisation touristique du site, ces aménagements importants permettent une réorganisation du cheminement touristique à l'intérieur des grottes, lequel prend la forme d'un circuit en sens unique (*ibid.*).

Ce relatif dynamisme s'essouffle quelque peu au lendemain de la seconde guerre mondiale, où la ges-

tion de la grotte retombe dans le giron des autorités yougoslaves. Cette nouvelle période des aménagements touristiques des grottes de Škocjan est marquée par une forme d'instabilité au niveau des structures chargées de la gestion de la grotte (trois organes différents en 40 ans) : celle-ci se traduit par une certaine latence au niveau de l'évolution des équipements touristiques, la seule innovation majeure étant l'électrification de la grotte en 1959 (*Ibid.*). Plus difficile d'accès que les grottes touristiques environnantes, présentées comme un site secondaire par les autorités yougoslaves, les grottes de Škocjan ne connaissent pas l'explosion touristique des années 1970-1990. Ainsi, bien que reconnues comme site touristique karstique majeur, les grottes de Škocjan restent, de manière quelque peu paradoxale, un site relativement protégé et bien conservé, ce qui, au final, lui permet de devancer la grotte de Postojna dans la course à l'inscription au Patrimoine Mondial de l'Unesco engagée par la Yougoslavie au début des années 1980. Par un jeu rétroactif, on voit dès lors comment la trajectoire touristique particulière des grottes de Škocjan, connues des scientifiques et du grand public mais tenues à l'écart de grands projets d'aménagements, permet en retour d'obtenir le label Unesco.

## II - PREMIÈRES MESURES DE PROTECTION

### UNE VISION COMPLÉMENTAIRE DES INTERACTIONS PRÉSERVATION / VALORISATION

Cette démarche d'inscription au Patrimoine Mondial de l'Unesco résulte de la combinaison entre deux facteurs majeurs : des visées politiques et une sensibilité pour la protection des grottes de Škocjan, site karstique emblématique pour la communauté scientifique slovène.

En vue d'asseoir sa reconnaissance internationale, la Yougoslavie demande dans les années 1970 à ses Républiques fédérales d'identifier des sites pouvant faire l'objet d'une inscription Unesco, liste où figurent pour la Slovénie les grottes de Škocjan et de Postojna. La grotte de Postojna étant jugée trop aménagée, trop « bétonnée », le choix se portera sur les grottes de Škocjan, d'autant plus que ces dernières font l'objet d'une série de mesures de protection, lesquelles sont une condition *sine qua non* pour une reconnaissance par l'Unesco : « *Chacun des Etats parties à la présente Convention reconnaît que l'obligation d'assurer l'identification, la protection, la conservation, la mise en valeur et la transmission aux générations futures du patrimoine culturel et naturel visé aux articles 1 et 2 et situé sur son territoire, lui incombe en premier chef* » (article 4 de la Convention concernant la protection du patrimoine mondial, culturel et naturel, adoptée le 21/11/1972). Ainsi, depuis 1981, la municipalité de Sežana s'est-elle dotée de mesures de protection via l'adoption d'un décret municipal de protection des grottes de Škocjan, celui-ci ayant pour objectif de préserver le milieu karstique et de se prémunir de tout développement touristique inapproprié autour et à l'intérieur des grottes (Zorman, 2004).

Rapidement, le système de protection entourant les grottes de Škocjan va prendre de l'ampleur, avec la tenue, en 1983, d'un symposium international intitulé Protection du Karst à l'occasion du 160<sup>ème</sup> anniversaire de Škocjanske jame. Sous couvert d'une réflexion générale sur les grottes touristiques, il est alors essentiellement question des grottes de Škocjan, de leurs caractéristiques géomorphologiques, des problèmes de pollution de la Reka, de leur valorisation et surtout de leur devenir touristique. En ce sens, la motion adoptée par l'ensemble des participants à l'issue de ce congrès préfigure le classement par l'Unesco en 1986 (Habe, 1984).

Les grottes de Škocjan sont à la fois présentées comme le berceau de la spéléologie et de la karstologie, comme un monument remarquable de valeur internationale qu'il convient de protéger contre toute forme de pollution (notamment au niveau des eaux de la Reka) et comme une curiosité touristique ayant capacité à devenir un site touristique structurant pour son environnement.

Au regard de notre angle d'approche, cette motion précise alors l'articulation entre logiques de préserva-

#### Extraits de la motion adoptée en 1983, relative à la protection des grottes de Škocjan :

Art. 3 : Le Karst classique, y compris les grottes de Škocjan, est considéré depuis le siècle passé comme une curiosité d'importance mondiale et comme la région où sont nées la spéléologie et la karstologie. La protection de cette région, et surtout des caractéristiques naturelles du karst superficiel et souterrain, est d'une importance exceptionnelle.

Art. 4 : Les participants sont d'accord pour constater que les grottes de Škocjan sont un monument naturel et culturel d'une telle importance que leur protection relève non seulement des communes intéressées, mais aussi de la République de Slovénie.

Art. 5 : Le symposium propose de prendre dès que possible toute mesure pour parvenir à l'inscription du réseau de Škocjan à la liste mondiale des sites classés Unesco.

Art. 6 : Les recherches archéologiques, ethnographiques, historiques, géologiques, géographiques et écologiques ont confirmé que les environs des grottes de Škocjan possèdent des curiosités extraordinaires dont la valeur dépasse le niveau local ou national.

Art. 8 : Au vu des analyses et des mesures présentées pendant le symposium et, en raison des résultats insuffisants des tentatives faites à Ilirska Bistrica pour réduire la pollution des eaux du fleuve Notranjska Reka, les participants du symposium doutent que la vie dans le fleuve et sur ses rives, mais surtout dans le réseau souterrain de Škocjan jusqu'aux sources du Timavo, reste possible.

Art. 9 : Les participants du symposium demandent que l'on s'occupe immédiatement de la situation critique constatée au niveau de la pollution du fleuve, afin d'éviter des conséquences catastrophiques.

Art. 12 : Dès que possible un projet doit être élaboré pour revitaliser les grottes de Škocjan et leurs environs. Ce projet doit servir de base pour toutes les options futures en ce qui concerne le développement économique de cette région encore peu développée.

Art. 13 : Les communications du symposium ont montré que les grottes de Škocjan possèdent les qualités et les conditions pour devenir un centre important du tourisme du karst et de la Slovénie.

Art. 15 : Le développement futur des grottes de Škocjan et des environs prendra en compte les intérêts pédagogiques, scientifiques, touristiques, récréatifs des visiteurs.



tion et développement touristique. Celles-ci sont pensées de manière concomitantes : adoptées en raison de l'importance scientifique des grottes de Škocjan (Encadré ci-dessus, art. 3), ces mesures de préservation souhaitées permettent en retour d'assurer la conservation de ce site, intégrité sur laquelle repose son image touristique. Ainsi, dans le même temps, les grottes de Škocjan sont à la fois perçues comme un monument karstique devant faire l'objet d'une protection et

comme le moteur potentiel d'un développement touristique à l'échelle du plateau du Kras (*idem*, art. 12, 13 et 15). Sur ce dernier point, l'adoption des différentes mesures de protection qui vont suivre et plus encore des zonages qui y sont associés mettent progressivement en avant le rôle que les grottes de Škocjan vont être amenées à jouer en terme de site structurant, tant d'un point de vue touristique que culturel.

### III - LE CLASSEMENT UNESCO

#### MISE EN GARDE CONTRE UN DÉVELOPPEMENT TOURISTIQUE JUGÉ « INADÉQUAT »

Quelques années plus tard, le classement par l'Unesco vient préciser l'agencement de ce couple patrimoine/tourisme ainsi que la relation de ce dernier avec le plateau du Kras dans son ensemble.

En 1986, les grottes de Škocjan sont inscrites au Patrimoine Mondial de l'Unesco dans la catégorie des sites naturels et sur la base des deux critères suivants :

- des exemples éminemment représentatifs de processus écologiques et biologiques en cours dans l'évolution et le développement des écosystèmes et communautés de plantes et d'animaux terrestres, aquatiques, côtiers et marins ;
- des phénomènes naturels ou des aires d'une beauté naturelle et d'une importance esthétique exceptionnelles.

D'un point de vue spatial, cette inscription correspond alors à une superficie de 200 ha entourant les deux grandes dolines d'effondrement (Velika et Mala Dolina), ainsi qu'une partie des terrains en surface des réseaux karstiques alors connus et l'amont immédiat de la rivière Reka. Ce périmètre enregistré au titre du Patrimoine Mondial de l'Unesco fait lui-même l'objet de subdivisions en identifiant des zones de protection autour de monuments naturels et/ou culturels remarquables (Figure 3).

S'il n'existe pas de règlement précisant les modalités de gestion des grottes de Škocjan, l'évaluation technique réalisée par l'IUCN donne cependant des renseignements sur les écueils à éviter dans l'optique de conserver ce label international.

Ainsi, deux recommandations sont formulées afin de s'assurer de la conservation du site. La première renvoie aux problèmes de pollution de la Reka, cours d'eau traversant les grottes avant de se perdre dans les profondeurs. Cette remarque s'inscrit en écho des recommandations formulées lors du symposium de 1983 (Encadré précédent, art. 8 et 9). Par contre, et c'est là une nouveauté par rapport à ce qui précède, l'attention est portée sur le « risque de développement d'une infrastructure inappropriée dans la région qui

entoure les grottes. Les trois petits villages qui s'y trouvent sont en train d'être restaurés et l'on se propose d'aménager des parkings pour les touristes ». Face à ce projet qualifié de « risque », dont nous avons du mal à saisir l'ampleur réelle, l'IUCN recommande de « renforcer la planification afin que le paysage culturel de 200 hectares, compris dans le site, reste authentique et naturel » (IUCN, 1986). On note au passage le caractère relatif des notions d'authenticité et de naturalité, puisqu'il est question de renforcer ces dernières par le biais d'outils de planification... Une phrase qui souligne en retour les ressorts des logiques de patrimonialisation, lesquelles sont nécessairement et fondamentalement des processus culturels à travers lesquels des sociétés attribuent une valeur sociale à un objet donné.

Dès lors, entre les dispositions prises en 1983 et la demande de classement de 1986, il semble que la perception du développement touristique des grottes de Škocjan ait évolué, passant du registre de développement territorial à celui d'un contrôle des modalités de développement touristique. En matière de tourisme, deux orientations sont ainsi formulées au début des années 1980 : devenir un site touristique structurant pour l'ensemble du Kras tout en évitant l'écueil d'un développement touristique jugé « inadéquat ».

Dès lors, loin d'éluder la question du développement touristique, ces dispositions majeures en terme de protection des grottes de Škocjan l'intègrent dans leur mise en œuvre, soulignant des phénomènes d'imbrication entre les processus de patrimonialisation et de développement touristique. L'équilibre patrimoine/tourisme apparaît dès lors au centre des réflexions sur le devenir des grottes de Škocjan. Dans cette perspective, la volonté de gérer au plus juste l'équilibre de ce couple patrimoine/tourisme conduira à la rédaction de la loi de 1996, laquelle donne les moyens à la structure gestionnaire de conduire une politique d'aménagement global.

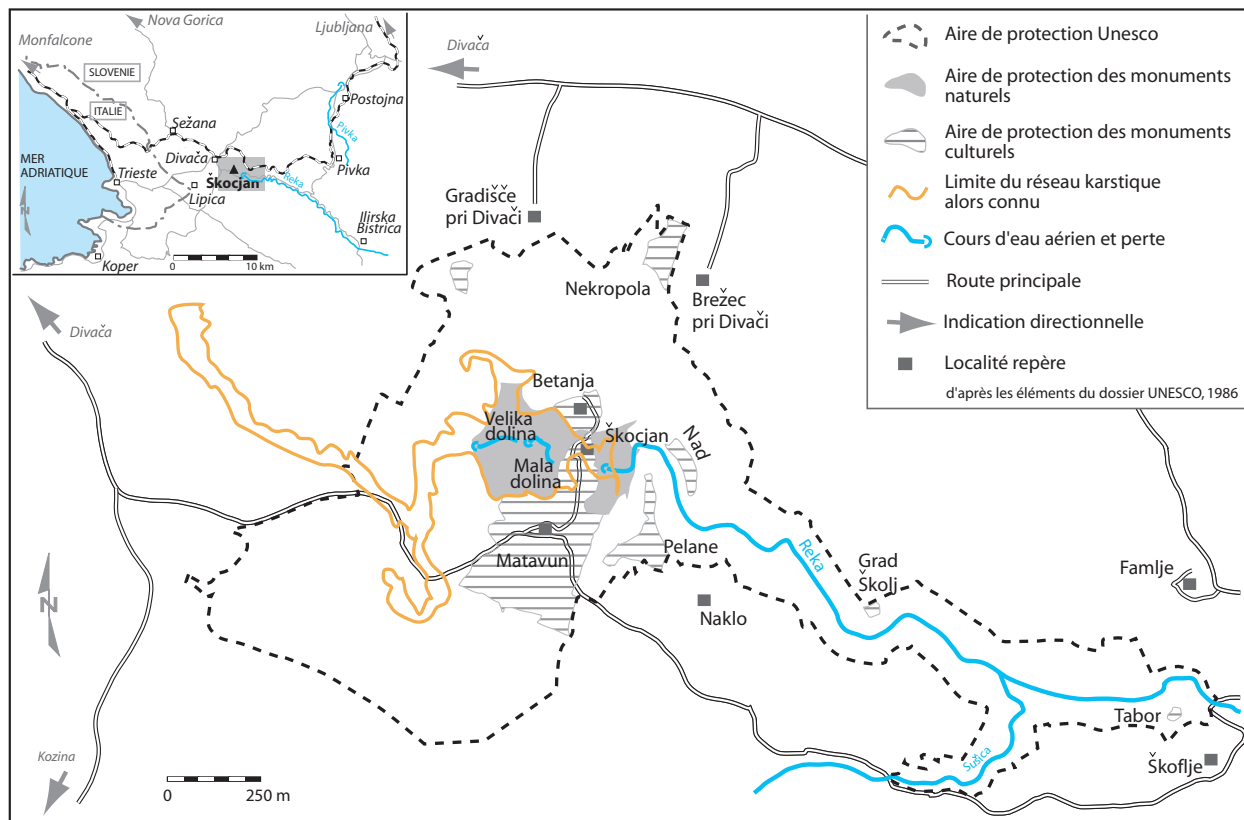


Figure 3 - Inscription des grottes de Škocjan au Patrimoine Mondial de l'Unesco, 1986 : périmètres de protection.

#### IV - LA LOI DU PARC RÉGIONAL DES GROTTES DE ŠKOCJAN UN TOURISME CONTRÔLÉ

D'un point de vue institutionnel, les grottes de Škocjan font l'objet d'une loi spécifique adoptée le 1<sup>er</sup> octobre 1996 et portant sur le « Parc Régional des grottes de Škocjan ». Celle-ci s'inscrit dans la continuité des recommandations formulées dans le dossier Unesco en 1986 qui stipulait que la « possibilité d'agrandir le parc régional serait une initiative heureuse » (p. 96). En ce sens, un périmètre élargi par rapport à celui inscrit de l'Unesco est défini : englobant le périmètre initial de 200 ha, la loi définit une zone centrale de 413 ha autour des grottes, soit une extension du périmètre Unesco de 1986 de manière à couvrir l'ensemble des parcelles situées en surface des réseaux karstiques identifiés (Figure 4).

Par ailleurs, cette loi instaure une zone tampon en amont de la zone centrale (Figure 5), soit une superficie de 45 000 ha couvrant l'essentiel du bassin versant de la Reka ; cette zone régleme essentiellement les activités visant à modifier les caractéristiques hydrologiques de ce cours

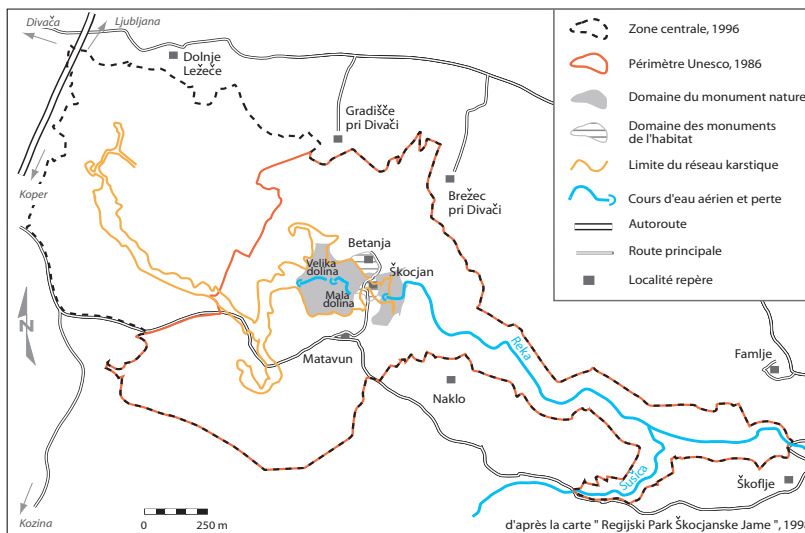


Figure 4 - Zone centrale du Parc Régional des grottes de Škocjan, 1996.

Commentaire : par rapport au périmètre enregistré à l'Unesco en 1986, on note une extension vers l'ouest de la zone de protection qui intègre les parcelles situées en surface des réseaux karstiques identifiés.

d'eau (article 8, Škocjan Caves Regional Park Act, 1<sup>st</sup> octobre 1996).

Cette nouvelle disposition réglementaire renforce ainsi le volet protection des grottes de Škocjan, les-

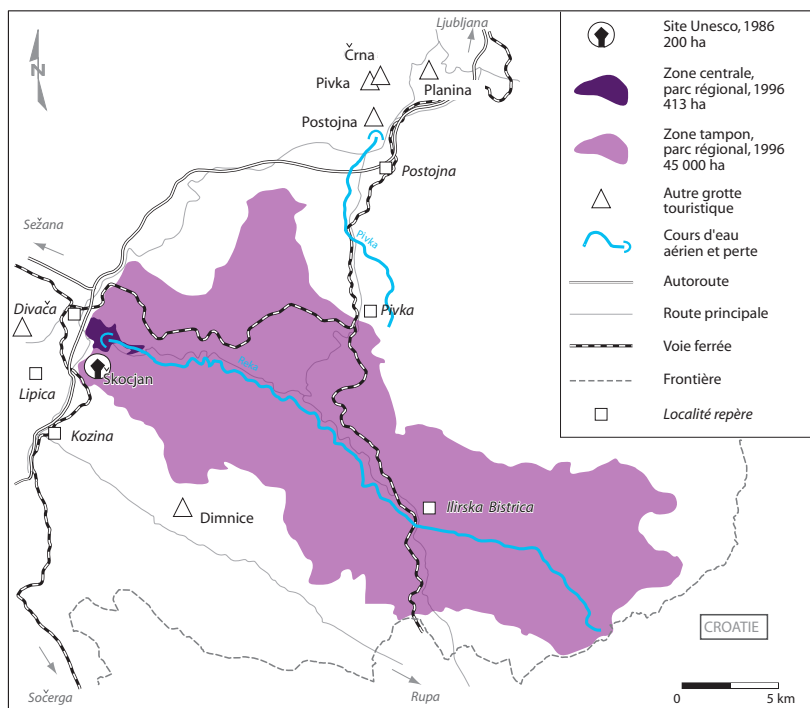


Figure 5 - Zone centrale et zone tampon définies par le loi de 1996 portant création du Parc Régional des Grottes de Škocjan : protection du bassin versant de la Reka.

quelles sont considérées comme un bien national autant du point de vue de leurs attraits naturels que de leurs richesses archéologiques et anthropologiques, proposant en cela un élargissement des raisons invoquées pour le classement Unesco. Dépassant la distinction bien souvent obsolète et arbitraire entre Nature et Culture, la gestion de ce parc est ainsi placée sous le signe d'une approche globale et pluridisciplinaire, tel que le stipule l'article I : « *In order to preserve and research its outstanding geomorphological, geological, and hydrological formations, rare and threatened plant and animal species, palaeontological and archeological sites, ethnological and architectural characteristics and the cultural landscape, and to ensure conditions for adequate development, the region of the Škocjan Caves is hereby declared a regional park called Škocjanske jame* ».

Le contenu de cette loi nous livre peu d'information sur les orientations que l'Etat slovène entend donner au développement touristique des grottes de Škocjan. Tout au plus peut-on préciser qu'une importante série d'interdictions donne les moyens à la structure gestionnaire de prévenir toute forme d'évolution des paysages et des monuments situés à l'intérieur du parc régional, et qu'à l'échelle des grottes et autres monuments dits « naturels », ces dispositions sont renforcées. Seul le point 10 de l'article 10 réglementant les activités dans le cadre de ces monuments naturels offre un cadre dans lequel le développement de nouvelles pratiques touristiques pourraient être envisagées. Celui-ci interdit d'avoir des activités pouvant mettre en danger l'entrée des grottes et leurs alentours, à charge pour la structure

gestionnaire de référer de ces activités au ministère de l'Environnement qui autorisera ou non leur pratique.

En terme de développement touristique, des informations complémentaires apparaissent à la lecture des fonctions relevant du domaine de compétence de la structure gestionnaire. Parmi les nombreuses tâches qui lui sont affectées, celle-ci doit entretenir les équipements touristiques permettant la visite des grottes ainsi que les services de guides dans le parc, tout comme elle se doit de construire et de maintenir des sentiers et les panneaux d'information (article 16, Škocjan Caves Regional Park Act, 1<sup>st</sup> October 1996).

En un sens, la faiblesse des dispositions relatives au tourisme dans ce texte réglementaire fait figure de paradoxe : alors même que les grottes de Škocjan sont un site touristique, cette dimension semble être relativement occultée, la majorité des orientations concernant la mise en place de programmes de recherche, l'organisation de programmes éducatifs, la surveillance et la maintenance de l'état général du parc, etc.

Ce décalage apparent résulte d'une volonté délibérée des rédacteurs de cette loi de donner une orientation scientifique et « naturaliste » au programme de gestion des grottes de Škocjan, en opposition vraisemblablement aux logiques de développement touristique auparavant conduites par la compagnie touristique et d'hôtellerie de Sežana, précédemment en charge de la gestion du site. Faisant de la préservation du site l'objectif principal de toute démarche engagée à l'échelle du parc régional, cette loi traduit un réajustement, voire une relecture du couple patrimoine/tourisme. Alors que la renommée des grottes de Škocjan s'appuie sur leur fréquentation touristique, la loi de 1996 met résolument l'accent sur les mesures de préservation, faisant fi de cette dimension touristique initiale.

Pour autant, par un effet rétroactif, ce parti pris axé sur la protection se révèle payant en terme de fréquentation touristique, le nombre de visiteurs des grottes ayant doublé en 6 ans, passant de 44 704 en 1999 à près de 95 000 en 2005 (chiffres communiqués par la structure gestionnaire). En terme d'interaction patrimoine/tourisme, on voit dès lors comment des actions entreprises pour renforcer la protection peuvent, en retour, accroître la renommée du site et augmenter sa fréquentation, alors même que cette augmentation de fréquentation n'est pas réellement souhaitée par les gestionnaires.

Aussi, cette progression jugée importante amène aujourd'hui les gestionnaires du parc à envisager l'instauration d'un seuil maximum. En ce sens, des observa-

tions sont en cours. D'après les premières évaluations, une limite de 100 000 visiteurs par an a été avancée, seuil actuellement discuté par les experts. La mise en place de ce quota permettrait ainsi d'endiguer la prolifération des algues, de prévenir toute altération du micro-climat endokarstique, de contrôler des groupes de visiteurs trop importants et de maîtriser les altéra-

tions enregistrées au niveau des sentiers de cheminements (entretien Z. Klemen-Krek, 03/02/2005). En terme de fonctionnement du couple patrimoine/tourisme, fort est à parier que ce parti pris ne sera pas sans effet en terme d'image touristique, l'instauration d'un seuil ayant comme conséquence directe de créer de la rareté.

## V - ESSAI(S) DE DIFFUSION DES FLUX TOURISTIQUES

### ET MOBILISATION DES EFFETS TERRITORIALISANTS DU COUPLE PATRIMOINE / TOURISME

Ces orientations en vue de maîtriser la fréquentation touristique à l'intérieur des grottes se doublent d'un essai de diffusion des flux touristiques à l'échelle (i) de l'ensemble du parc, (ii) de l'ensemble du plateau du Kras, l'enjeu étant de fournir des revenus complémentaires aux populations locales, d'aider au maintien des activités traditionnelles et d'éviter les écueils d'une muséification du parc.

Ainsi, en parallèle de la visite payante des grottes qui reste la motivation première des touristes se rendant sur ce site, se développe un tourisme qualifié de « léger », essentiellement basé sur l'éducation, avec la mise en place d'un sentier éducatif. Réalisé lors d'un programme Phare en 2003, ce sentier chemine autour et à l'intérieur des dolines d'effondrement encadrant la perte de la Reka (Figure 6). Vingt-quatre panneaux d'information donnent ainsi à voir les différents aspects du monde karstique : la formation des paysages karstiques, les explorations dans les grottes de Škocjan,

la faune, la flore, le cycle de l'eau, les activités agropastorales, etc. Ces visites étant libres, il est difficile d'évaluer leur nombre. D'après les questionnaires du parc, elles seraient de l'ordre de 800 touristes par an, auxquels il convient de rajouter près de 1500 élèves des écoles primaires environnantes.

A côté de ces réalisations menées par l'agence publique gestionnaire du parc, des actions sont conduites par l'association touristique de Škocjan (turistično društvo Škocjan) regroupant les habitants des trois villages compris dans le périmètre du parc. Recoupant peu ou prou le circuit éducatif, un circuit d'excursion de 10 kilomètres à l'intérieur du parc régional des grottes de Škocjan a été installé. Néanmoins, ne faisant l'objet d'aucune forme de promotion, ce circuit reste peu fréquenté et seules 570 personnes ont effectué ce circuit en 2004, pour la majorité des Slovènes, des Italiens et des Croates. Depuis peu, cette association organise des manifestations culturelles. A ce titre, durant l'été

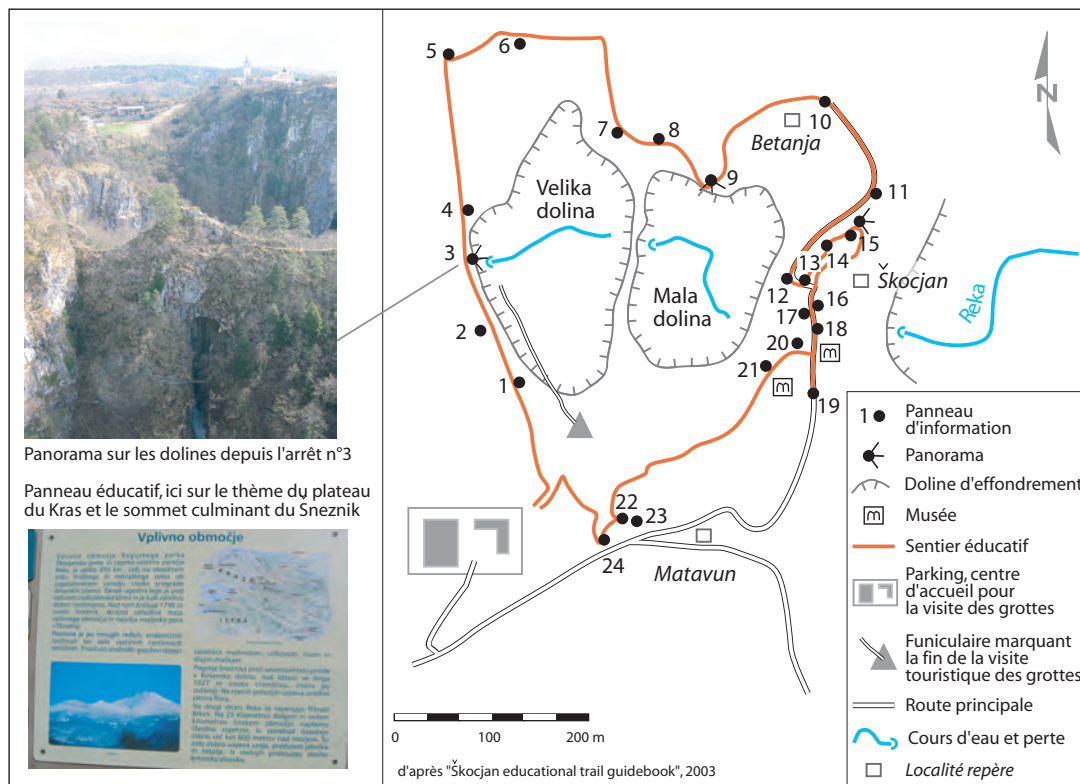


Figure 6 - Sentier éducatif autour des dolines d'effondrement des grottes de Škocjan.

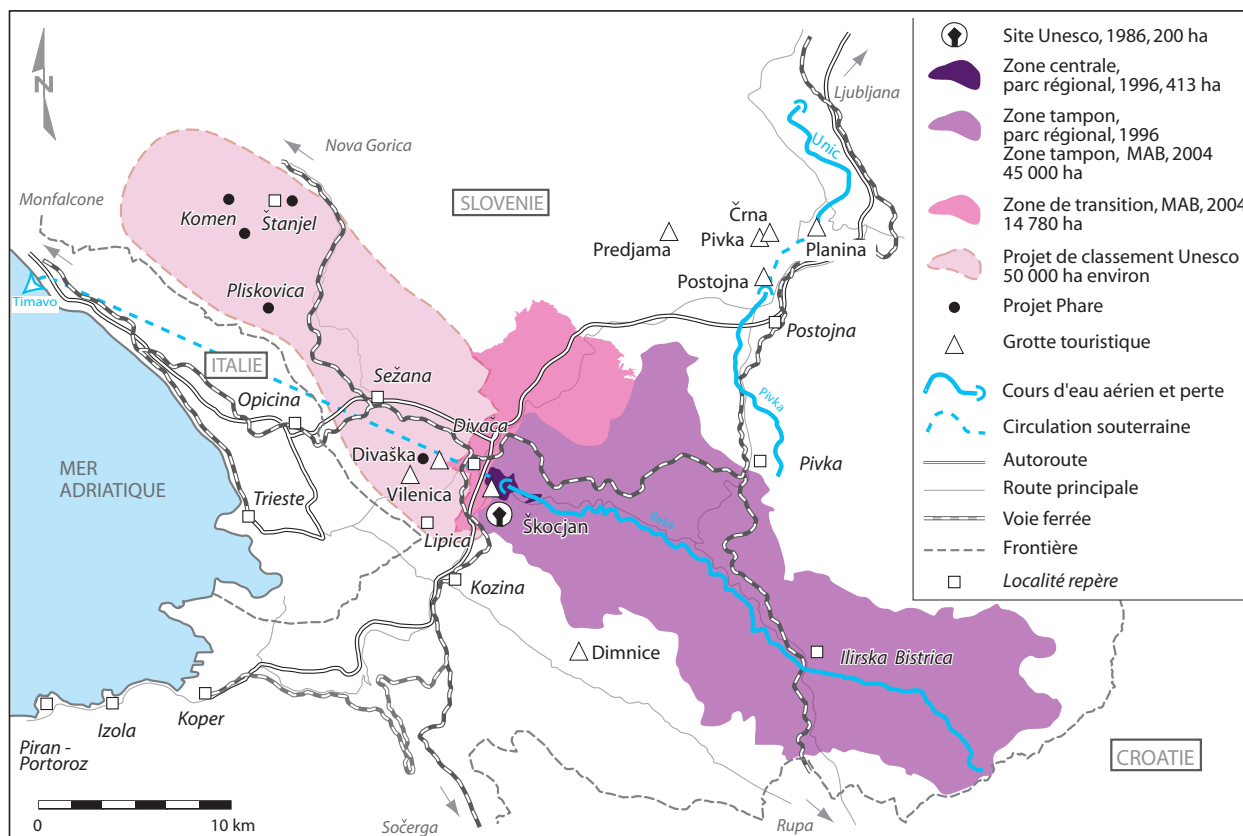


Figure 7 - Logiques de protection et de valorisation touristique autour des grottes de Škocjan et à l'échelle de l'ensemble du plateau du Kras.

2004, 9 représentations de théâtre en plein air se sont tenues, regroupant essentiellement la population locale et les touristes résidant à proximité. Faute de moyens, les actions de cette association demeurent localement limitées et peinent à se développer. La fréquentation du parc de Škocjan reste essentiellement axée sur la visite payante des grottes, les touristes restant peu de temps sur le site. Au-delà de ces quelques initiatives, on se situe principalement dans le registre d'un tourisme de passage.

Pour autant, il semble que le lancement d'un programme MAB, Man and Biosphere, en octobre 2004 ait quelque peu modifié la donne en matière de développement touristique. En gestation depuis le début des années 1980, ce programme, initialement prévu sur les territoires slovène et italien, couvre une superficie totale de 60 193 ha, englobant une large partie du sud-est de la région du Karst slovène (Figure 7). Cette réserve de biosphère du Karst s'organise autour des grottes de Škocjan, lesquelles apparaissent comme étant sa zone centrale. Ce programme entend ainsi intégrer et coordonner, dans une logique de développement durable, des logiques agricoles traditionnelles, ainsi que la préservation des milieux endokarstiques. Dans cette perspective, la diffusion des flux touristiques à l'échelle de l'ensemble du parc apparaît comme un moyen de compléter les revenus liés à l'activité agricole et de lutter

contre la désaffectation démographique qui touche les villages compris dans le périmètre du parc. D'après les informations recueillies sur place, la population du village de Škocjan était de l'ordre de 60 personnes avant la seconde guerre mondiale... pour se composer aujourd'hui de 2 habitants permanents ! L'enjeu est de taille pour les gestionnaires qui craignent une muséification du parc et mettent en place des stratégies pour aider au maintien des populations (entretien B. Peric, 21/02/2005). En ce sens, des aides financières sont proposées aux habitants pour la rénovation d'anciens bâtiments et leur transformation en chambres d'hôtes. Ce programme étant en phase démarrage, les résultats de cette politique ne pourront être évalués que sur le long terme. A titre d'information, on compte actuellement 3 chambres d'hôtes, soit 22 lits touristiques à l'intérieur du parc régional, ce chiffre passant à 10 chambres et à 27 lits lorsque l'on considère la municipalité de Divača<sup>1</sup> (Statistical Office of the Republic of Slovenia, 2005) ce qui reste peu compte tenu du volume général de fréquentation des grottes !

Actuellement, cette réflexion autour « d'un tourisme durable » s'affirme dans la conduite de deux nouveaux projets territoriaux. Le premier concerne l'extension du périmètre actuel du parc régional, de manière à intégrer les communes limitrophes de Naklo, Brežec, Gradišče (Figure 3). Cette extension répondrait à la volonté des

1 - Suite au re-découpage administratif de 1994, les grottes de Škocjan se situent sur le territoire de compétence de la municipalité de Divača.

populations locales de ces communes qui souhaitent entrer dans le parc, en vue notamment de bénéficier du système de subventions permettant la modernisation de leurs activités agricoles et la rénovation de leurs bâtiments pour l'ouverture de chambres d'hôtes.

Quant au second projet, il s'agit d'une extension du périmètre Unesco, extension majeure de 50 000 ha (Figure 7). Actuellement en cours de discussion, ce projet de classement aurait pour finalité de protéger l'ensemble du plateau du Kras, identifié par les autorités slovènes comme étant extrêmement vulnérable du fait de ses spécificités karstiques. Ce nouveau périmètre pourrait être classé au titre des paysages culturels, associant dès lors cavernes et autres paysages karstiques,

## CONCLUSION ET PERSPECTIVES

### LES CONDITIONS POUR UNE TRANSCRIPTION

Au regard des interactions liant processus de patrimonialisation et logiques de développement touristique, le site des grottes de Škocjan nous renseigne sur le caractère systémique et évolutif du couple patrimoine/tourisme et montre comment l'évolution des politiques de patrimonialisation influe sur les orientations en matière de développement touristique et vice versa, amenant ainsi des jeux de réajustement entre ces deux polarités.

Dans le cadre des grottes de Škocjan, ces jeux interactifs ont conduit à une inscription au Patrimoine Mondial de l'Unesco puis à l'adoption d'une loi spécifique conduisant à la création d'un parc régional. Outre ces éléments factuels, cette articulation des logiques de patrimonialisation et de développement touristique s'est accompagnée d'un glissement de fonction, la dimension « touristique » des grottes étant peu à peu supplantée par des aspects patrimoniaux. A la lecture des différents programmes aujourd'hui engagés, le volet touristique se confond, en effet, avec des orientations plus générales couvrant les différents aspects du parc régional, et plus largement du plateau du Kras : protection des monuments naturels aux formations karstiques remarquables, préservation des valeurs archéologiques, historiques et ethnologiques et gestion durable de la ressource en eau, que ce soit au niveau des eaux souterraines de la Reka que des eaux d'infiltration sur les plateaux avec le maintien d'une agriculture traditionnelle. En terme de développement touristique, il est essentiellement question d'un tourisme « léger » et diffus, l'idée sous-jacente étant d'affirmer une lisibilité du plateau du Kras slovène, cette lisibilité devant servir en retour d'argument dans un projet d'extension du site Unesco (Figure 8).

Pour partie, ces jeux interactifs et cette orientation singulière du couple patrimoine/tourisme, où le tourisme apparaît comme un élément secondaire, sont à mettre en relation avec une sensibilité pour la protection des paysages karstiques, laquelle est perceptible à

architecture typique, le haras de Lipica et les chevaux Lipizzan, les formes traditionnelles d'agriculture telles que la viticulture. En vue de préparer cette inscription, plusieurs projets Phare ont été conduits ou sont actuellement en cours sur l'ensemble du plateau du Kras. Les actions engagées sont essentiellement tournées vers la valorisation du petit patrimoine, avec la création de sentiers de découverte autour de dolines d'effondrement (Divača), de l'activité pastorale (Pliskovica), de monuments remarquables (Komen, Štanjel). Ces éléments de mise en valeur structurent progressivement le territoire, faisant apparaître un réseau de diffusion des flux touristiques essentiellement concentrés autour des grottes de Škocjan (Duval, 2006).

l'échelle nationale slovène. Ainsi, au regard des dispositions générales en matière de protection de la nature, les paysages karstiques font l'objet de dispositions spécifiques. Que ce soit dans le contenu de la Loi de protection de l'Environnement de 1993 ou dans celle dite de « Conservation de la nature » de 1999, la prise en compte spécifique des paysages karstiques est une réalité en matière de droit slovène. A titre d'exemple, l'article 4 de la Loi de Conservation de la nature de 1999 définit les phénomènes karstiques comme appartenant au patrimoine national slovène et devant faire l'objet d'une protection particulière. Pour autant, ce cadre général offre une certaine marge de manœuvre aux structures gestionnaires de grottes touristiques et toutes ne donnent pas la priorité aux actions de préservations, laissant les aspects touristiques et économiques en retrait !

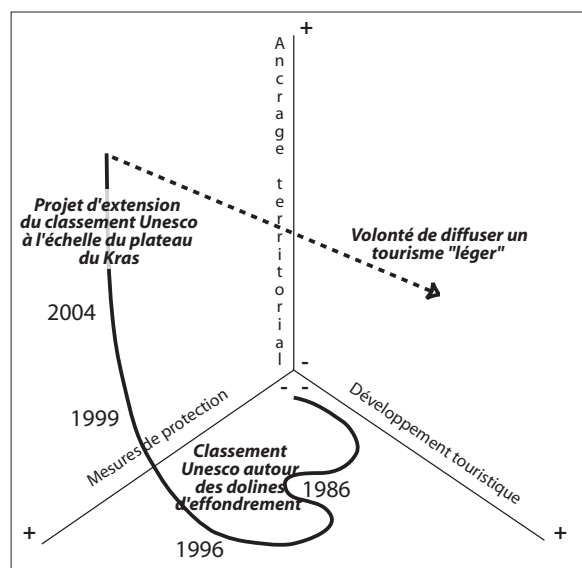


Figure 8 - Jeux de réajustement et ancrage territorial du couple patrimoine/ tourisme autour des grottes de Škocjan.

Aussi, cette approche particulière des interactions protection/valorisation touristique, où la question de la rentabilité financière du site touristique semble secondaire, est notamment rendue possible du fait des liens spécifiques existant entre les grottes de Škocjan et l'Etat slovène. A ce titre, le plan de gestion des grottes de Škocjan, rédigé tous les 5 ans, est présenté au gouvernement slovène, puis voté par l'assemblée nationale. L'Etat slovène se trouve ainsi directement impliqué dans la gestion du parc régional des grottes de Škocjan, le bon fonctionnement de ce dernier témoignant en retour des capacités du gouvernement à appliquer les ambitions du développement durable sur un site spécifique. En ce sens, les grottes de Škocjan font figure de site vitrine, investi d'enjeux politiques et ce d'autant plus que ces grottes sont le seul site slovène classé par l'Unesco. On voit dès lors comment, autour de la visite payante des grottes, se forge une dynamique de haut-lieu, où on assiste à « l'élection d'un lieu singulier » et à sa promotion « au rang de modèle d'une action de changement social en train de se faire » (Micoud, 1991).

Cet engagement de l'Etat slovène se retrouve sur un plan financier. Partant du principe qu'une logique de rentabilité économique s'inscrit en porte à faux avec le label Unesco, la loi de 1996 stipule que la structure ges-

tionnaire du parc prend la forme d'une agence de service public. En ce sens, les employés du parc sont des fonctionnaires d'Etat dont l'activité ne dépend pas de la rentabilité économique de la grotte. A titre d'exemple, le plan d'investissement prévu pour 2005 projette la répartition suivante des recettes : 48 % au titre des entrées touristiques, 30 % pour les subventions directes de l'Etat, le reste provenant de programmes européens et de donations privées (Park Škocjanske jame, décembre 2004).

Dans ce cas de figure précis, la gestion du couple patrimoine/tourisme se dégage d'impératifs strictement économiques. Ce positionnement particulier de la grotte de Škocjan explique ainsi les réflexions actuelles en terme de seuil limite de 100 000 visiteurs par an, parti pris singulier témoignant en retour d'une certaine marge de manœuvre alimentée par des subventions gouvernementales conséquentes. Autant de libertés que ne peuvent s'accorder d'autres grottes touristiques appartenant au secteur privé ou gérées selon un système de concession. Pour ces dernières, les programmes de surveillance et opérations de réhabilitation dépendent principalement du chiffre d'affaires généré par la fréquentation touristique de la grotte, ces retombées économiques permettant en retour de conduire des actions de préservation.

## BIBLIOGRAPHIE

- AGAPITO G., 1823. Le grotte di Adlersberg, di S.Canziano, di Corniale. Vienna, 240 p.
- DEPREST F., 1997. Enquête sur le tourisme de masse, l'écologie face au territoire. Belin, Paris, 205 p.
- DUVAL M., 2006. Les grottes de Škocjan, logiques de développement territorial. *Espaces, tourisme et loisirs*, 236, 41-44.
- DUVAL M., 2007. Dynamiques spatiales et enjeux territoriaux des processus de patrimonialisation et de développement touristique. Etude comparée des gorges de l'Ardèche et du Karst slovène. Thèse de doctorat de Géographie, sous la direction de C. Gauchon, Université de Savoie, 514 p.
- HABE F., 1984. International Symposium "Protection of the Karst on the 160<sup>th</sup> anniversary of Škocjanske jame", Lipica 7<sup>th</sup>-9<sup>th</sup> October 1982, 112 p.
- IUCN, 1986. Documentation sur les biens (naturels) du patrimoine mondial, les grottes de Škocjan. - non paginé dans sa globalité.
- KEČKEMET D., 1978. Louis François Cassas et ses illustrations de l'Istrie et de la Dalmatie (1782). *RAD Jugoslavenske Akademije znanosti i umjetnosti*. Jugoslavenske Akademije znanosti i umjetnosti éd., Zagreb, 198-200.
- KRANJC A., 1995. The beginnings of cave tourism in former hereditary lands Carniola and (lower) Styria. Caves and Man, International Symposium, 4-8 October, Liptovský Mikuláš, Slovak Republic. P. Bella éd., Liptovský Mikuláš, 62-66.
- KRANJC A., 2002. Historical overview and description of the caves. The Škocjan Caves Regional Park. A. Debevec éd., Park Škocjanske jame, Ljubljana, 42-54.
- MICOUD A., 1991. La production symbolique des lieux exemplaires. Des Hauts-Lieux, la construction sociale de l'exemplarité. A. Micoud éd., CNRS, Paris, 7-15.
- MIHEVC A., 2004. Development of the tourist pathways in Škocjanske jame. International Show Caves Association, International Congress "Use of modern technologies in the development of caves for tourism". N. Zupan éd., Postojanska jama turizem, Ljubljana, 117-120.
- MORIN E., 2001. La méthode. 5. L'humanité de l'humanité, l'identité humaine. Seuil, Paris, 288 p.
- STATISTICAL OFFICE OF THE REPUBLIC OF SLOVENIA, 2005. Statistical yearbook of the Republic of Slovenia 2004, review by municipalities, 573-621.
- URBAN G. V., 1898. Le caverne di S. Canziano. Organo del Club Turisti Triestini, *Il Turista*, 9, 66-67.
- ZORMAN T., 2004. Škocjanske jame in the past and today. International Show Caves Association, International Congress "Use of modern technologies in the development of caves for tourism". N. Zupan éd., Postojanska jama turizem, Ljubljana, 111-116.

### TEXTES DE LOIS

- ŠKOCJAN CAVES REGIONAL PARK ACT, 1<sup>st</sup> October 1996.
- ENVIRONMENTAL PROTECTION ACT, 1993. The Republic of Slovenia.
- NATURE CONSERVATION ACT, 1999. The Republic of Slovenia.

# VALORISATION AGRICOLE D'UN KARST DE MOYENNE MONTAGNE PAR UNE DÉMARCHE « TERROIR »

## L'A.O.C. COMTÉ

### JURA FRANÇAIS

*AGRICULTURAL VALORIZATION OF A MOUNTAIN KARST THROUGH A SOIL APPROACH:  
THE « A.O.C. COMTÉ » LABEL (FRENCH JURA)*

MICHÈLE GAIFFE

*Université de Franche Comté, 6, les Monts de Villers, F-25510 Villers-la-Combe*

*Contact : michelegaiFFE@yahoo.fr*

#### RÉSUMÉ

*Le fromage de Comté, produit sur une zone d'AOC qui englobe pratiquement tous les plateaux karstiques du Jura occidental, est un produit dont la naturalité a pour corollaire une large palette de goûts. Cette variabilité est-elle due aux changements saisonniers dans l'alimentation des vaches laitières (alternance herbe-fourrage), aux différents parcours technologiques (fabrication, affinage) ou à des composantes pérennes du milieu naturel ? Existe-t-il des « terroirs » de fromage ? Une cartographie des sols, effectuée sur 20 bassins laitiers, a permis une comparaison statistique faisant apparaître des « secteurs édaphiques » différenciés. Une analyse sensorielle de 106 fromages issus de ces 20 fromageries (fromages d'été ou d'hiver, affinés 3 ou 6 mois) a mis en évidence des « crus de comté », qui correspondent - à plus de 80 % - aux secteurs édaphiques. Ces derniers correspondent donc à la notion de terroirs, entités naturelles exprimées de façon synthétique par le sol et révélées par la végétation qui donne ses saveurs au lait puis au fromage.*

**MOTS-CLÉS :** PLATEAUX KARSTIQUES, JURA, FROMAGE DE COMTÉ, TERROIR, AOC, ANALYSE SENSORIELLE, CARTOGRAPHIE DES SOLS.

#### ABSTRACT

*Cheese of AOC-Comté is a «natural» product of the Jurassic karstic plateaux. The wideness of the producing area and the naturalness have, as a consequence, a variability of the taste, according to the seasons, the fabrication processes, the length of maturing as well as the site where the cheese has been produced.*

*Can we identify, among these factors of variability, permanent features related to the environment?*

*Soils mapping of 20 milk-basins and a sensory study of 106 cheeses of these basins have been compared. As a result, we highlight that it is possible to identify local flavours linked with pedological features. This correlation allows us to speak of «cheese terroirs», in the same way as the well-known wine-terroirs.*

*The existence of these terroirs is a way to increase in value the agricultural production of a mountainous karstic region which proves to be difficult to cultivate.*

**KEYWORDS:** KARSTIC AREAS, JURA, COMTÉ CHEESE, TERROIR, AOC, SENSITIVE ANALYSIS, SOILS MAPPING.



## INTRODUCTION

Sur les vastes plateaux karstiques du versant occidental du Jura les agriculteurs ont, depuis des siècles, adapté leur production aux contraintes d'un climat rude et contrasté et de sols le plus généralement superficiels et caillouteux. C'est ainsi qu'ils ont réservé une place importante à la « culture » répondant le mieux à la vocation de leurs terres : celle de l'herbe, favorisant l'élevage et la production fromagère.

Dès le XIII<sup>e</sup> siècle, est attestée la coutume de réunir le lait de plusieurs producteurs et de le transformer en une meule conséquente de « vachelin », un fromage à pâte pressée cuite et de longue garde, constituant une réserve pour l'hiver. La mise en commun du fruit du travail a donné leur nom aux « fruitières », coopératives de fabrication du comté, qui constituaient le centre vital de chaque village.

Le comté est l'aboutissement d'un long enchaînement de processus naturels et technologiques qu'on peut résumer de la façon suivante : un espace géographique, caractérisé par un climat, un substrat et une couverture pédologique, supporte une végétation prairiale semi-naturelle, soumise aux pratiques agronomiques. Cette végétation nourrit un cheptel (race montbéliarde) fortement sélectionné en vue de la production laitière. Le lait fait ensuite l'objet de multiples manipulations, avant de donner un fromage de garde, soumis à un long affinage qui en exaltera le goût (Figure 1).

Il va de soi qu'au terme d'une chaîne aussi complexe, le goût du fromage ne peut pas être uniforme. Et sa diversité, si elle était bien connue, était attribuée à des facteurs divers et mal hiérarchisés. A côté du facteur saisonnier, qui différencie fromages d'été (troupeau au

pâturage) et d'hiver (alimentation au foin), de la durée d'affinage qui fournit des fromages jeunes (trois mois) ou vieux (plus de neuf mois), le savoir-faire du fromager était généralement crédité d'une influence majeure sur le goût du produit.

Avec le développement des ventes très au-delà de la zone de production, s'est posée la question commerciale de cette diversité du goût. Constituait-elle un atout ou un handicap ? Elle pouvait avoir un effet négatif, soit en induisant la perplexité du consommateur devant le choix, soit au contraire en orientant les achats suivant des critères plus ou moins rationnels, aboutissant à des exclusions injustifiées. Pour que cette diversité soit considérée comme un atout, il fallait être capable de l'expliquer, de l'associer à une origine bien caractérisée et à une image positive, démarche que la viticulture utilise depuis longtemps. Mais si le lien entre un terroir et un vin est depuis longtemps admis, est-il possible d'associer un fromage à une « zone de cru ». L'existence de telles zones peut-elle être démontrée ? Ces zones peuvent-elles être rattachées à des facteurs stables et spatialisables du milieu naturel ? Autrement dit, existe-t-il des terroirs de comté ?

Très attachés à la qualité de leur produit, les professionnels de la filière avaient précocement codifié des règles strictes concernant le cheptel et son alimentation, les procédés de fabrication ou le périmètre de collecte. Cette conscience de la qualité et de la typicité du comté les avait conduits à le protéger par la délimitation, dès 1958, d'une A.O.C. (appellation d'origine contrôlée) étendue au massif du Jura et à quelques unes de ses marges.

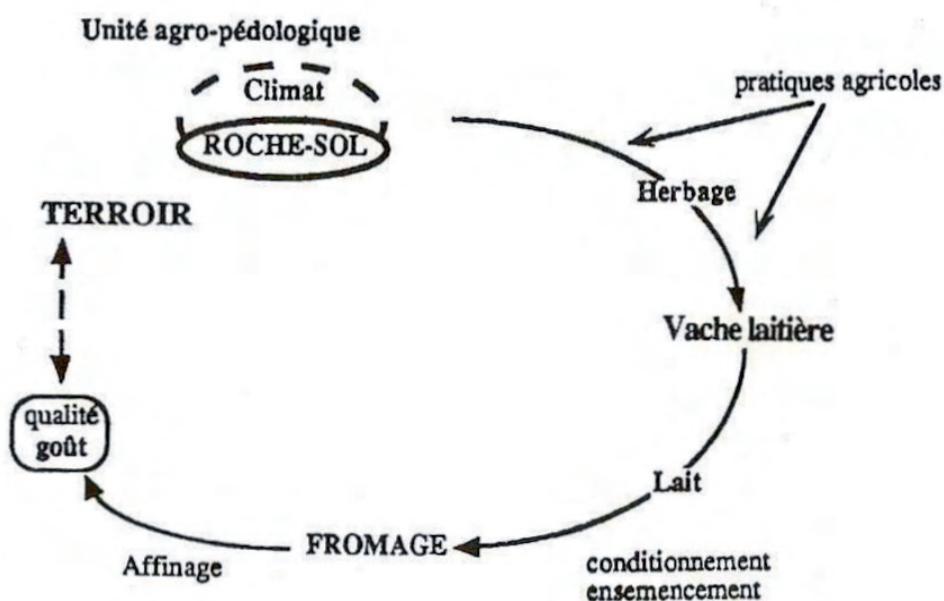


Figure 1 - Du terrain au goût du Comté.

Pour aller plus loin dans la mise en évidence de zones de crus, deux démarches s'imposaient : connaître et savoir exprimer les qualités organoleptiques des fromages, connaître et cartographier les variables du milieu naturel. Resterait alors à voir s'il existe un lien entre terroir et produit.

Cette réflexion a débouché sur des actions concrètes, dès le début des années 1990. L'analyse sensorielle

des fromages a été conduite par Florence Bérodié, du Comité Interprofessionnel du Comté à Poligny (Jura). L'étude du milieu naturel, confiée au laboratoire de pédologie du professeur Bruckert (Faculté des Sciences de Besançon), a fait l'objet de la thèse de Jean-Claude Monnet (1996). Nous donnerons ici un bref aperçu de la démarche qui a conduit à la définition des terroirs du comté.

## I - LE CHOIX DE FRUITIÈRES DE RÉFÉRENCE

En accord avec les professionnels (agriculteurs, fromagers, commerciaux, chefs de cave), vingt fruitières du Jura Central ont été sélectionnées pour la qualité et la régularité de leur production. Elles sont représentatives des situations altitudinales, géologiques et géomorphologiques les plus courantes de l'AOC-comté (Figure 2). Elles appartiennent aux principales unités structurales du massif du Jura (Premiers Plateaux, Seconds Plateaux, Haute-Chaîne) et à des situations géomorphologiques variées (plateaux, pentes, vallées) (Tableau 1). Leurs altitudes s'échelonnent entre 534 et 1043 m et leurs substrats géologiques dominants s'étagent du Jurassique inférieur aux placages morainiques würmiens recouvrant le Jurassique supérieur et le Crétacé. Le gradient climatique, induit par l'altitude, modulé pour certaines fruitières par des positions topographiques privilégiées, fait passer les températures

moyennes annuelles de 9°C à 5°C et les précipitations de 1300 à 1800 mm (Monnet, 1996). Les fruitières choisies correspondent à des groupes de producteurs ayant des pratiques agricoles homogènes et à des bassins laitiers si possible regroupés autour de l'atelier de fabrication.

Pour chaque fruitière, une enquête auprès des agriculteurs a permis de délimiter sur le cadastre, au sein de la surface agricole utile, les surfaces dévolues à la production herbagère (pastorale ou prairiale).

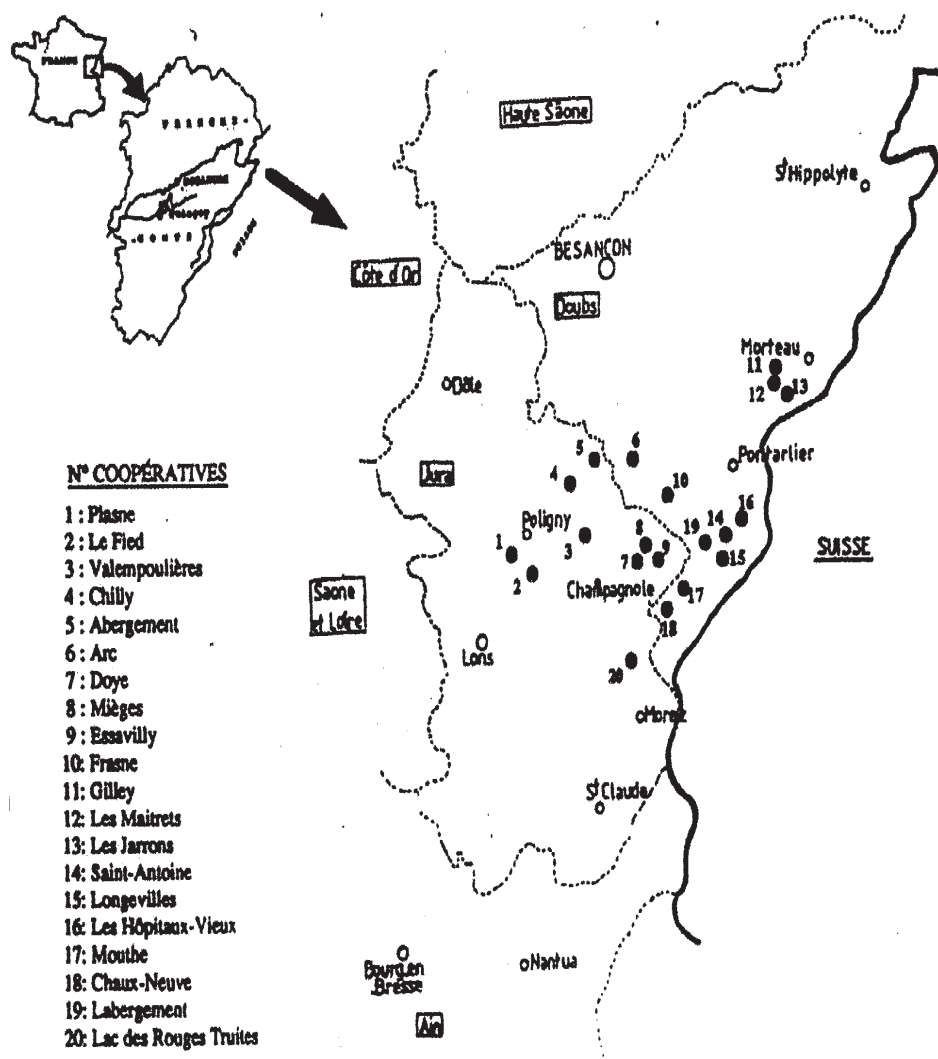


Figure 2 - Situation géographique des fruitières de l'étude.

## II - L'ANALYSE SENSORIELLE DES FROMAGES

Elle se proposait trois objectifs. Le premier était d'apprendre à « dire le goût » du fromage. En effet, loin derrière l'exubérance lexicale de l'œnologie, les qualificatifs appliqués au comté étaient à l'image de la discrétion franc-comtoise : quelques mots tout au plus, plus prompts à exprimer les défauts (fade, salé, piquant...) que les qualités, résumées par l'expression « pas mauvais » (ce qui signifie excellent). Le deuxième objectif était d'établir par fromagerie un profil sensoriel du produit et enfin le troisième, de comparer ces profils entre eux.

### 1 - Le goût du fromage

Afin d'apprendre à « dire le goût » (Bérodier et Puisais, 1990 ; Bérodier, 1992), un jury terroir a été constitué, réunissant des producteurs de lait, des techniciens du comté, des œnologues, des professionnels de la restauration. Ces dégustateurs, formés par l'Institut Français du Goût, ont reçu un entraînement sensoriel poussé, lors de dégustations régulières en conditions normalisées (salle climatisée, fromages stabilisés 20 heures à 15°C, présentés à 18°C en tranches écroûtées de 50 grammes...). Ce travail, pionnier dans le domaine fromager, a permis la mise au point d'un outil, de mise

en œuvre relativement aisée, la « roue des arômes du comté » (Figure 3), qui recense six grandes familles d'arômes, dont les quatre principales caractérisent les aspects suivants : lactique (expression de la matière première), fruité (goût de noisette et de fruits), végétal (foin, herbe, légume) et torréfié (caramel, café). Ces familles ont été subdivisées en plus de 100 descripteurs, dont les plus courants sont réunis à la figure 3 (Bérodier *et al.*, 1997). Trois à douze sont utilisés pour décrire un fromage donné et vingt huit sont couramment cités.

### 2 - Le profil sensoriel d'un fromage

Après cette étape de mise au point de l'outil d'évaluation, 240 fromages ont été dégustés au cours de trois années. Ces fromages, tous de bonne qualité, provenaient de 3 saisons différentes et avaient été affinés de 3 à 6 mois. Parmi eux, 106 provenaient des 20 fromageries sélectionnées pour l'étude. Le produit de chaque fromagerie était présenté lors de 4 à 5 séances différentes. Pour chaque fromage était établie une fiche de dégustation portant sur l'aspect, la texture, l'odeur de la pâte, les saveurs et la persistance gustative (données issues de la norme AFNOR ISO 5492, 1992).

La collecte des fiches de dégustation a montré que,

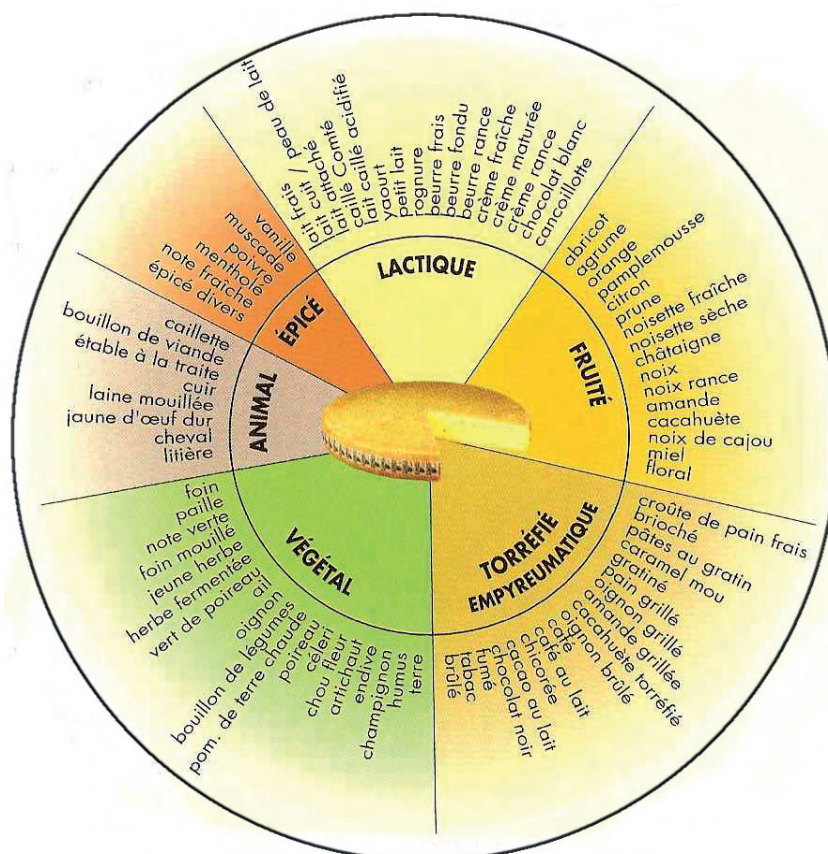


Figure 3 - La « roue des arômes » du comté.

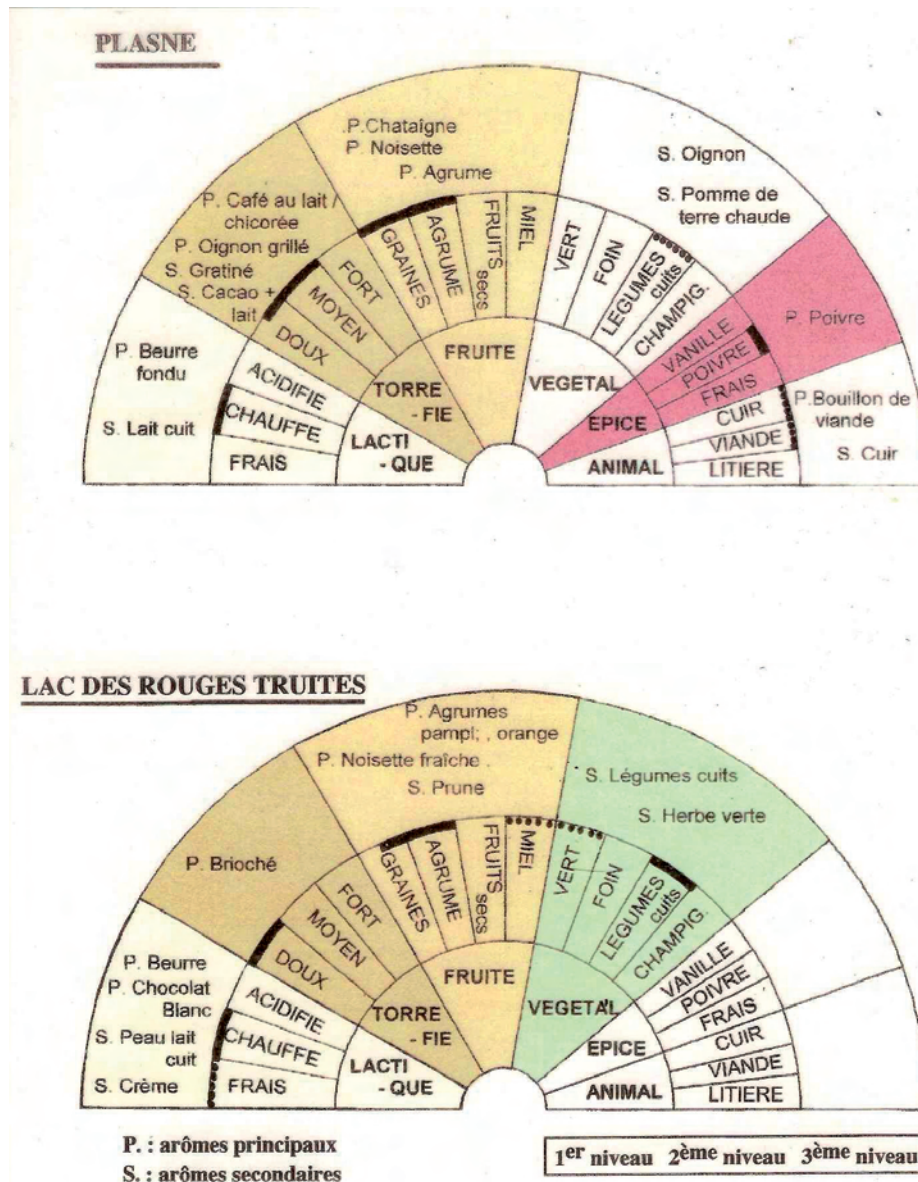


Figure 4 - Palettes aromatiques de deux fromageries.

pour chaque fromagerie, les fromages des différentes saisons, des différentes caves d'affinage et de différentes maturités, présentent des caractères constants, dans les arômes principaux comme dans les arômes secondaires. On peut ainsi établir une sorte de carte d'identité de la fromagerie qui semble indépendante du parcours technologique. On trouvera à la figure 4 les palettes aromatiques de deux fromageries, Plasne et Lac des Rouges Truites. Trois familles d'arômes sont communes aux deux fromageries, mais avec des intensités d'arômes principaux très différentes, tandis que les trois autres familles sont spécifiques : « épice » et « animal » pour Plasne, « végétal » pour le Lac des Rouges Truites.

### 3 - La comparaison des profils sensoriels

Elle s'effectue à partir d'un tableau statistique dont les lignes sont les fromages et les colonnes sont les variables du goût. Par analyse factorielle des correspondances, les fromages s'ordonnent dans l'espace multidimensionnel en groupes « apparentés ». La signification attribuée aux premiers axes permet de répondre à la question de l'existence de zones de cru.

On trouvera au tableau 1 les regroupements effectués sur des bases organoleptiques. Les 20 fromageries s'organisent en 8 groupes. Au sein des entités géographiques de départ, on voit se regrouper les fromageries des plateaux de Plasne et de Salins, mais s'individualiser celle d'Arc-sous-Montenot. Le plateau de Nozeroy

affirme aussi son identité, mais Frasné s'en détache. Le val du Saugeais constitue un groupe, (mais les fromages des Jarrons, qui présentaient des défauts de fabrication n'ont pas été classés). La fromagerie des Hôpitaux, appartenant aux Seconds Plateaux, donne un fromage

qui rejoint le groupe des fromageries de la Haute Chaîne, tandis que les fromages du Lac des Rouges Truites, comme ceux d'Arc-sous-Montenot et de Frasné, n'ont pas d'équivalent au sein de l'échantillon limité étudié ici.

### III - L'ÉTUDE DU MILIEU NATUREL

Parmi les descripteurs du milieu naturel, le sol, résultat de l'altération des roches sous l'action du climat, milieu poreux traversé par l'eau qui transite de l'atmosphère aux aquifères, milieu de vie où s'enracinent les espèces prairiales, ce sol constitue l'interface où s'expriment, de façon synthétique, le plus grand nombre des informations environnementales et il constitue, de ce fait, un descripteur privilégié. Encore faut-il choisir, parmi ses multiples caractéristiques celles qui sont significatives par rapport au problème posé.

#### 1 - L'échelle de travail

La première réflexion a consisté à choisir une échelle de travail adaptée à la surface de vingt bassins laitiers d'environ deux mille hectares chacun. Pour des raisons de réalisme, il n'était pas envisageable de caractériser les sols à l'échelle parcellaire, d'autant que le lait utilisé provenant de plusieurs troupeaux et de nombreuses parcelles, une telle précision était superflue. Il fallait aussi prévoir une éventuelle extension de l'étude à l'ensemble de l'AOC, la plus étendue de France.

L'échelle de travail étant finalement choisie, cartographie au 1/25000 et restitution au 1/50000, restait à définir les objets pédologiques répondant à la question suivante : dans les sols d'un bassin laitier, quels éléments peuvent donner à l'herbe un goût typique ?

#### 2 - Le choix de l'unité cartographique

Le choix s'est porté vers le concept d'unité agro-pédologique ou UAP, défini par Bruckert (1990). Dans cette approche, le milieu est subdivisé en «systèmes de subsurface» (Bruckert et Gaiffe, 1990), ensembles caractérisés par le fonctionnement hydrologique du système sol-roche. On sait en effet le rôle important joué par le système poral de la roche sur l'organisation du sol (Bruckert et Gaiffe, 1993; Gaiffe et Gobat, 2001), sur son ressuyage et, par là, sur le développement et la ramification des racines. Le système de subsurface est donc le premier critère à prendre en compte dans toute tentative de partition du milieu naturel. Les principaux systèmes retenus (Tableau 2) sont les systèmes drainants **o** ou hyperdrainants **ō** liés aux calcaires fissurés ou très fissurés karstiques, et les systèmes «étanches» **u**. Dans ces derniers, un niveau peu perméable retarde ou

empêche l'évacuation verticale de l'eau et engendre l'apparition de nappes de différents types, nappes perchées **up**, nappes captives **uc**, ou nappes phréatiques fluctuant librement **ui**.

Le deuxième critère retenu a été le faciès de la roche. Impliqué dans la densité du réseau de fractures (Gaiffe et Bruckert, 1991) et dans l'organisation du système poral (Gaiffe, 1997), il s'avère également déterminant dans le fonctionnement géochimique du sol (Blondé *et al.*, 1986 ; Bruckert *et al.*, 1986). Dans le contexte jurassien, où les pluies abondantes et froides accélèrent la décalcification, les calcaires friables, qui assurent la recharge du sol en calcium, ont, par exemple, un effet particulièrement bénéfique sur la diversité floristique (Groëll, 1992).

Dans la série stratigraphique locale, les lithofacies suivants ont été distingués : les calcaires durs du Jurassique moyen **Jd** et supérieur **JD** (plus purs), les calcaires marneux du Jurassique moyen **Jm** et supérieur (Sequanien) **JM**, les marnes du Jurassique inférieur (Lias) **M**, les calcaires friables du Crétacé **C**, les moraines würmiennes **W** et les dépôts fluviatiles, anciens **S** ou récents **A**.

Dans les contextes hydrogéochimiques ainsi définis, le troisième critère pris en compte est le volume de terre aérée, poreuse et meuble, offert à la prospection racinaire. Il introduit en effet des différences édaphiques majeures, en particulier par l'intermédiaire de la réserve en eau. C'est pourquoi on distingue ensuite, dans le domaine drainant, les sols d'épaisseur inférieure (**e**) ou supérieure (**E**) à 35 cm et, dans le domaine hydromorphe, les sols soumis, selon la durée et l'intensité des épisodes d'anoxie, à une contrainte agronomique faible (**x**) ou forte (**X**).

A ces trois groupes de critères s'ajoute la contrainte liée à la pente, faible (**f**) ou forte (**F**), qui interdit la mécanisation sur certaines parcelles et leur impose une utilisation pastorale.

La combinaison des éléments retenus dans ces quatre groupes de critères définit l'Unité Agro-Pédologique prairiale (Tableau 2) qui a constitué l'objet cartographique utilisé par Monnet (1996).

#### 3 - La cartographie des bassins laitiers

Le nombre théorique d'UAP, obtenu par la combinaison des systèmes de subsurface, des variables agro-

Secteur géographique	N°	Fruitières	Altitude de la fruitière	Crus de comté	Secteurs édaphiques
Plateau de Plasne	1	Plasne	553	Plasne	Plasne
	2	Le Fied	534	Le Fied	Le Fied
	3	Valempoulières	646	Valempoulières	Valempoulières
Plateau de Salins	4	Chilly	617	Chilly	Chilly
	5	Abergement	680	Abergement	Abergement
	6	Arc-sous-M.	670	Arc-sous-M.	Arc-sous-M.
Plateau de Nozeroy	7	Doye	763	Doye	Doye
	8	Mièges	766	Mièges	Mièges
	9	Essavilly	844	Essavilly	Essavilly
	10	Frasne	847	Frasne	Frasne
Val du Saugeais	11	Gilley	900	Gilley	Gilley
	12	Les Maitrets	970	Les Maitrets	Les Maitrets
	13	Les Jarrons	908		Les Jarrons
Seconds plateaux du Jura	14	Saint-Antoine	1017	Saint-Antoine	Saint-Antoine
	15	Les Longevilles	952	Les Longevilles	Les Longevilles
	16	Mouthe	970	Mouthe	Mouthe
	17	Les Hôpitaux	1043	Les Hôpitaux	Les Hôpitaux
Haut Jura	18	Chaux-Neuve	1028	Chaux-Neuve	Chaux-Neuve
	19	Labergement	933	Labergement	Labergement
	20	L. des R. Truites	915	L. des R. Truites	L. des R. Truites

Tableau 1 - Les fruitières étudiées et leurs regroupements en fonction des données sensorielles des fromages et des données édaphiques des bassins laitiers.

nomiques, des 3 classes de pentes et des 9 lithofaciès, est largement restreint par les incompatibilités entre variables (par exemple entre sols hydromorphes et système drainants des zones karstiques ou encore entre pentes fortes et dépôts alluviaux). De ce fait, le nombre des UAP délimitées sur la zone d'étude se réduit à 64, dont certaines très faiblement représentées. Le bassin laitier le plus diversifié (Labergement) en compte 23, tandis que le plus homogène (Chilly), situé dans une zone non tectonisée du Premier Plateau, n'en comprend qu'une seule.

La carte au 1/25000 de chaque fruitière permet, après numérisation, de déterminer la superficie de chaque UAP. Cette superficie étant rapportée à la surface herbagère totale de la fruitière, les fruitières sont ensuite comparées entre elles par analyse statistique (analyse en composantes principales, Dagnelie, 1979), réalisée à l'aide du logiciel STAT-ITCF II (1991).

Cette analyse met en évidence une distribution des 20 fruitières en huit secteurs édaphiques homogènes (Tableau 1).

On retrouve les entités géomorphologiques connues, comme l'ensemble des Premiers Plateaux, le synclinal de Nozeroy ou le val du Saugeais. Les Seconds Plateaux et le Haut-Jura ne font plus qu'un ensemble. Mais dans chaque zone ainsi définie (sauf le Saugeais),

se détachent des fruitières isolées (Arc-sous-Montenot, Frasne, Labergement, Lac des Rouges Truites), qui n'ont pas d'équivalent dans le cadre restreint de l'échantillonnage. C'est à partir de ces dernières qu'a débuté l'extension de l'étude à l'ensemble de l'AOC-Comté (Compagnon et Gaiffe, 1996). On a pu alors leur adjoindre des fruitières proches et définir de nouveaux ensembles édaphiques.

Si on reprend l'exemple des deux fruitières de Plasne et Lac des Rouges Truites, dont les fromages sont décrits ci-dessus, il apparaît que le bassin laitier de la première, bien que riche de 15 UAP, doit son homogénéité édaphique à des sols de type **EoJd**, c'est à dire des sols de plus de 35 cm d'épaisseur, développés sur les calcaires modérément fissurés du Jurassique moyen. Ces sols recouvrent 83% de la surface, les autres unités étant liées à quelques dépôts morainiques et à des pentes faibles sur les marges du bassin laitier.

Au Lac des Rouges Truites au contraire, le substrat est fortement fissuré. L'homogénéité édaphique est liée à la présence de sols superficiels, développés soit sur des recouvrements peu épais de moraines würmiennes (sols **eōW**), soit sur des calcaires crétacés (sols **eōC**). Les sols aérés profonds n'y représentent que 3% de la surface.

Systèmes de subsurface		Profondeur rhizofonctionnelle	Intensité d'anoxie	UAP	Variables lithologiques
Hyper drainants	$\bar{o}$	e < 35 cm + pierrosité	-	e $\bar{o}$	A alluvions modernes
	$\bar{o}$	e < 35 cm	-	e $\bar{o}$	S alluvions anciennes
Drainants	o	e < 35 cm	-	eo	W matériaux würm
	o	E > 35 cm	-	Eo	C calcaires crétacés
Etanches	ui	E > 35 cm	-	Eui	JD Jurassique supérieur dur
	up	-	x	xup	JM Jurassique supérieur marneux
	up	-	X	Xup	Jd Jurassique moyen dur
	uc	-	x	xuc	Jm Jurassique moyen marneux
	uc	-	X	Xuc	M Jurassique inférieur marneux

Tableau II - Les variables entrant dans la définition de l'unité agro-pédologique de l'AOC comté.

## CONCLUSION

### 1 - L'existence des terroirs

Les études sensorielles et édaphiques ayant été conduites de façon totalement indépendante, la confrontation des résultats a dépassé toutes les attentes. Sur le tableau 1, légèrement simplifié, apparaît une concordance remarquable entre les deux modes de partition. Les deux démarches, l'une de cartographie du milieu édaphique des prairies, l'autre de caractérisation sensorielle des fromages, ont permis d'organiser un groupe de 20 fruitières à comté en 8 sous-ensembles fortement concordants. Les variations du goût correspondent bien à des variations de la terre. Les entités délimitées prennent donc valeur de *terroirs*, dont l'existence est inscrite dans le milieu naturel. Leur définition sur des bases édaphiques permet de leur assigner des limites stables dans l'espace et dans le temps, indépendantes des éventuelles évolutions des pratiques agricoles.

Pour définir le terroir, le Petit Larousse parle d'une «*terre considérée par rapport à l'agriculture*» et illustre ce propos par l'exemple suivant : «*goût de terroir : goût particulier de certains vins, attribué à la nature même du sol où la vigne est cultivée*». Ces deux phrases résument bien la complexité de cette notion de terroir, question de terre et question de goût, ce qui implique pour sa définition une démarche interactive entre pédologues et spécialistes du goût.

Dans le cas le plus simple, les qualités organoleptiques d'un végétal varient avec le sol qui le porte. Ce

constat s'applique également au produit de transformation : tel est le cas du vin, «fruit de la vigne et du travail des hommes», dont les zones de production sont découpées en terroirs par leurs conditions éco-géo-pédologiques (Riou *et al.*, 1995, Mesnier, 1996). Mais qu'en est-il d'un fromage, dont la longue chaîne de fabrication implique tant d'étapes susceptibles de dénaturer l'impact de la terre ?

L'unité de caractérisation du milieu édaphique revêt alors une importance capitale, puisqu'elle doit rendre compte à la fois de la diversité des bassins laitiers et des caractères particuliers de chacun d'eux.

L'unité agro-pédologique utilisée dans cette étude intègre des critères d'emplacement (climat, roche, pente) et des critères d'organisation et de fonctionnement du système sol-roche (dynamique de l'eau et des éléments mobiles). Elle constitue un «réacton» (Lozet et Mathieu, 1990) qui s'exprime à travers la végétation semi-naturelle des prairies, fournissant au lait, puis au fromage, ses saveurs spécifiques. Cette unité se rapproche de « l'unité-terroir de base » définie en contexte viticole (Morlat, 1989). Mais la transposition ne peut s'effectuer sans précautions. La conception même de production du comté implique, dès son origine, la participation collective de tout un village à la fabrication d'une meule (40 kg). Le goût de terroir résulte donc du mélange des laits produits sur les différentes UAP d'un même bassin laitier. C'est la *combinaison originale des UAP* constitutives de chacun de ces bassins

de production qui est à l'origine d'un terroir fromager, identifiable par la typicité de son produit, mais dont la définition demeure, pour le moment, nécessairement synthétique.

## 2 - Les prolongements et retombées de l'étude

Le choix de vingt fruitières, réparties dans les différents contextes géographiques et géologiques du Jura, a permis de valider la notion de terroir fromager et d'identifier quelques zones de crus. Mais plusieurs fruitières de l'étude sont apparues comme des « singletons ». L'extension de l'étude à un certain nombre de fruitières voisines s'imposait. Elle a montré que la zone de cru pouvait le plus souvent s'étendre à plusieurs fruitières relevant du même système agro-pédologique. C'est ainsi que Frasné, par exemple, apparaît comme un élément d'une zone plus vaste, le terroir de la vallée du Dugeon, incluant les fruitières de Bouverans, Doubs, La Rivière-Dugeon et Pontarlier. Quant à celle du Lac des Rouges Truites, elle s'intègre dans le terroir du Grandvaux, auquel se rattachent Grande Rivière, St-Pierre, St-Laurent en Grandvaux, Foncine-le-Haut, Chaux Neuve et Chaux des Crotenay.

Un zonage édaphique complet de la zone d'AOC (Compagnon et Gaiffe, 1996) effectué par une méthode allégée (étude des documents disponibles et sondages

de contrôle) sert actuellement de document de travail, d'une part pour choisir les terroirs où poursuivre l'étude en priorité, d'autre part pour raisonner les éventuels regroupements de fruitières, imposés par un certain nombre de contraintes réglementaires et industrielles.

Sur le plan commercial, la mise en évidence des terroirs n'est pas sans incidence sur le succès actuel du comté. Le consommateur, conscient d'acquiescer un produit naturel et de qualité, est à la fois valorisé par le choix qu'il doit faire, rassuré par la stabilité organoleptique du fromage qu'il a choisi et probablement incité à découvrir les saveurs d'autres terroirs.

L'agriculture sur les plateaux calcaires francs-comtois a toujours été confrontée à de multiples contraintes : sols superficiels et caillouteux, parcelles trop petites limitées par des murs d'épierrage, climat rude et contrasté dont les épisodes de sécheresse se répercutent immédiatement sur les cultures.

Libérée du souci des cultures vivrières, elle a su se tourner vers une valorisation optimale de son potentiel, la production fromagère. Forte d'une longue tradition de mise en commun des ressources, elle s'est dotée d'organisations professionnelles efficaces et novatrices, auxquelles on doit ces études, pionnières en AOC fromagère. Il s'agit là d'un cas exemplaire de valorisation de zones karstiques longtemps considérées comme parents pauvres de l'agriculture.

## BIBLIOGRAPHIE

- AFNOR NF ISO 5492, 1992. Analyse sensorielle. Vocabulaire.
- BERODIER F., 1992. Notion de cru en terroir de Comté. Coll. *Les mots pour le dire*, Dole, 16 Novembre 1992, 4 p.
- BERODIER F., PUISAIS J., 1990. L'image sensorielle du Comté. Coll. *Authenticité du goût et terroirs*, Poligny, 17-23.
- BERODIER F., STÉVENOT C., SCHLICH P., 1997. Descripteurs de l'arôme du fromage de Comté. *Lebensm. Wiss. u. Technol.*, 30, 298-304.
- BLONDÉ J.L., GAIFFE M., CONTINI D., BRUCKERT S., 1986. Relations entre le caractère humifère des sols des plateaux jurassiens et le régime hydrique induit par la perméabilité des bancs calcaires. *Pédologie*, 36 (2), 155-177.
- BRUCKERT S., 1990. Cours de pédologie, Besançon, doc. non publié.
- BRUCKERT S., GAIFFE M., 1990. Les systèmes de subsurface sols-roches, modèles de pédogenèses. Exemples des domaines karstique et non karstique de Franche-Comté. *Science du sol*, 28 (4), 319-332.
- BRUCKERT S., GAIFFE M., 1993. Rôle de la porosité des roches dans le transfert de l'eau et le régime hydrique des sols. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1455-1461.
- BRUCKERT S., GAIFFE M., DUQUET B., TAVANT Y., TAVANT H., 1986. Rôle du flux de calcium sur la stabilisation de la matière organique des sols. *Ann. sci. Univ. Fr.-Comté, Besançon, Biol. vég.*, 6 (4), 25-29.
- COMPAGNON F., GAIFFE M., 1996. Définition géographique et caractérisation des terroirs du Comté à partir de critères agro-pédologiques et climatiques. Rapp. CIGC.
- DAGNÉLIE P., 1979. Théories et méthodes statistiques. II, Applications agronomiques. Presses Agronomiques de Gembloux, Belgique, 423 p.
- GAIFFE M., 1997. Effets de l'organisation porale des roches sur l'évolution des sols. Exemples jurassiens. *Ecologie*, 29 (1-2), 77-82.
- GAIFFE M., BRUCKERT S., 1991. Déterminisme paléoécologique des écosystèmes actuels du Haut-Jura en relation avec la fracturation des roches. *Ann. Sci. For.*, 48, 575-591.
- GAIFFE M., GOBAT J.M., 2001. Paysages, roches et sols. In : Jura. Delachaux et Niestlé, Paris, 350 p., 60-75.
- GROËLL F., 1992. Influence de la géochimie du calcium sur le pool humique des sols et sur les caractéristiques de la production fourragère. Application à l'évaluation du besoin calcique dans les systèmes prairiaux jurassiens. Thèse Université de Franche-Comté, Besançon, 255 p.



- LAVILLE P., 1990. Le terroir, un concept indispensable à la protection des appellations d'origine comme à la gestion des vignobles : le cas de la France. *Bull. de l'OIV*, 63, 217-241.
- LOZET J., MATHIEU C., 1990. Dictionnaire de Science du Sol. 2<sup>e</sup> édition, Technique et Documentation, Lavoisier, Paris, 384 p.
- MESNIER J., 1996. La sémantique liée à la notion de terroir : une objectivité pluridisciplinaire. Coll. *Les terroirs viticoles*, Angers, INRA, 576-582.
- MONNET J.-C., 1996. Caractérisation fonctionnelle d'unités cartographiques prairiales dans le massif du Jura. Application à la définition des terroirs du comté. Thèse Université de Franche-Comté, Besançon, 260 p.
- MONNET J.C., GAIFFE M., BÉRODIER F., 1996. Cartographie fonctionnelle du terroir sur des bases édaphiques. Exemple de la zone d'AOC-Comté. Coll. *Les terroir viticoles*, Angers, INRA, 86-91.
- MORLAT R., 1989. Le terroir viticole : contribution à l'étude de sa caractérisation et de son influence sur les vins. Applications aux vignobles rouges de la moyenne vallée de la Loire. Thèse doc. Etat, Bordeaux, 289 p. + annexes.
- MORLAT R., 1996. Eléments importants d'une méthodologie de caractérisation des facteurs naturels du terroir, en relation avec la réponse de la vigne à travers le vin. Coll. *Les terroirs viticoles*, Angers, INRA, 17-31.
- RIOU C., MORLAT R., ASSELIN C., 1995. Une approche intégrée des terroirs viticoles. Discussions sur les critères de caractérisation accessibles. *Bulletin de l'O.I.V.*, 767-768.
- STAT-ITCF, 1991. Manuel d'utilisation, version II, Paris, 429 p.

# ENTRE KARSTOLOGIE FONDAMENTALE ET APPLIQUÉE : L'ÉTUDE DE CLASSEMENT DU SITE DE CHORANCHE/LES COULMES VERCORS, FRANCE

*THE PROTECTION DOSSIER OF CHORANCHE/LES COULMES SITE (VERCORS, FRANCE):  
A STUDY BETWEEN FUNDAMENTAL AND APPLIED KARSTOLOGY*

FABIEN HOBLEA, JEAN-JACQUES DELANNOY, CHRISTOPHE GAUCHON, SÉBASTIEN HACQUARD,  
STÉPHANE JAILLET, ESTELLE PLOYON

*Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie/CNRS, Campus scientifique, Pôle montagne, F 73376 Le Bourget du Lac cedex  
Contact : fabien.hoblea@univ-savoie.fr*

## RÉSUMÉ

*En 2005, le ministère français de l'Environnement dépose un dossier d'inscription au Patrimoine Mondial de l'UNESCO d'un ensemble de 18 cavités réputées pour leurs concrétionnements exceptionnels. Parmi ces minéralisations figurent les fistuleuses des grottes de Choranche dans le Vercors, aménagées pour la visite touristique. Les biens susceptibles d'être inscrits au Patrimoine Mondial devant faire l'objet d'un niveau de protection national, l'Etat français a engagé une procédure de classement des grottes de Choranche, tréfonds et surface, au titre de la loi sur les sites de 1930. L'élaboration du dossier de classement a été confié au laboratoire EDYTEM qui a démarré l'étude en janvier 2006. Celle-ci comprend un inventaire et une évaluation des patrimoines du plateau des Coulmes et du système karstique dans lesquels s'insèrent les grottes de Choranche. Elle débouche sur une proposition de périmètre de classement défini selon des critères scientifiques, débattu avec les différents acteurs locaux concernés dans le cadre d'une procédure de concertation aboutissant à la réalisation d'un cahier de gestion du site classé. Ce type d'étude de karstologie appliquée à la protection et à la gestion des sites repose sur un lien étroit avec la recherche karstologique fondamentale, qui la précède et la fonde. Elle s'en démarque cependant par le fait que son issue dépend fortement des contingences relatives au contexte humain, induisant une dialectique entre recherche fondamentale et appliquée qui constitue pour le karstologue un nouveau champ de réflexion conceptuelle et méthodologique.*

**MOTS-CLÉS :** PATRIMOINE KARSTIQUE, SITE CLASSÉ, ÉTUDE DE CLASSEMENT, INVENTAIRE PATRIMONIAL, ÉVALUATION PATRIMONIALE, CONCERTATION PUBLIQUE, CAHIER DE GESTION, KARSTOLOGIE, GROTTES DE CHORANCHE, VERCORS, FRANCE.

## ABSTRACT

*In 2005, the French Ministry of Environment started a procedure to inscribe into the World Heritage list of UNESCO 18 French caves wellknown for their speleothems. Among them, the touristic cave of Choranche is famous for its soda-straws. Each heritage inscribed into the UNESCO list must be protected by its State. That is why the French government decided to protect Choranche caves through the law relating to "natural sites and monuments" dating back to 1930. EDYTEM Laboratory has been chosen to achieve the study needed, to survey and assess the heritage, to delimit the protected area and to propose a management guideline for the site, with concerting of local people and land managers. This kind of study is founded on fundamental karstological knowledge but must take into account also the human point of view and needs. This fact opens a new field of research in applied karstology.*

**KEYWORDS:** KARST HERITAGE, CLASSIFIED SITE, STUDY FOR CLASSIFIED SITES, HERITAGE SURVEY AND ASSESSMENT, PUBLIC CONCERTING, MANAGEMENT GUIDELINE, KARSTOLOGY, CHORANCHE CAVES, VERCORS, FRANCE.

## INTRODUCTION

En août 2005, dans le cadre du montage par le ministère français de l'environnement d'un dossier d'inscription au Patrimoine Mondial d'un bien naturel regroupant les concrétionnements exceptionnels de 18 cavités françaises, la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN) Rhône-Alpes lance un appel d'offre pour la production d'une étude de classement au titre de la loi sur les sites de 1930 concernant les « Grottes de Choranche, tréfonds et surface » (Vercors, Figure 1). Au terme de cette consultation, le laboratoire EDYTEM a été retenu pour la réalisation de ce travail qui démarre en janvier 2006 sous les auspices d'un comité de pilo-

tage composé de représentants des antennes locales des administrations d'Etat et d'élus et acteurs locaux concernés.

Nous nous proposons ici de présenter les attendus, les aspects méthodologiques et les contenus de cette étude qui a dû rapidement composer entre les données purement scientifiques relevant de la karstologie fondamentale et les contingences d'ordre socio-politique qui ont nécessité des réflexions et ajustements nous introduisant dans une nouvelle forme de karstologie appliquée.

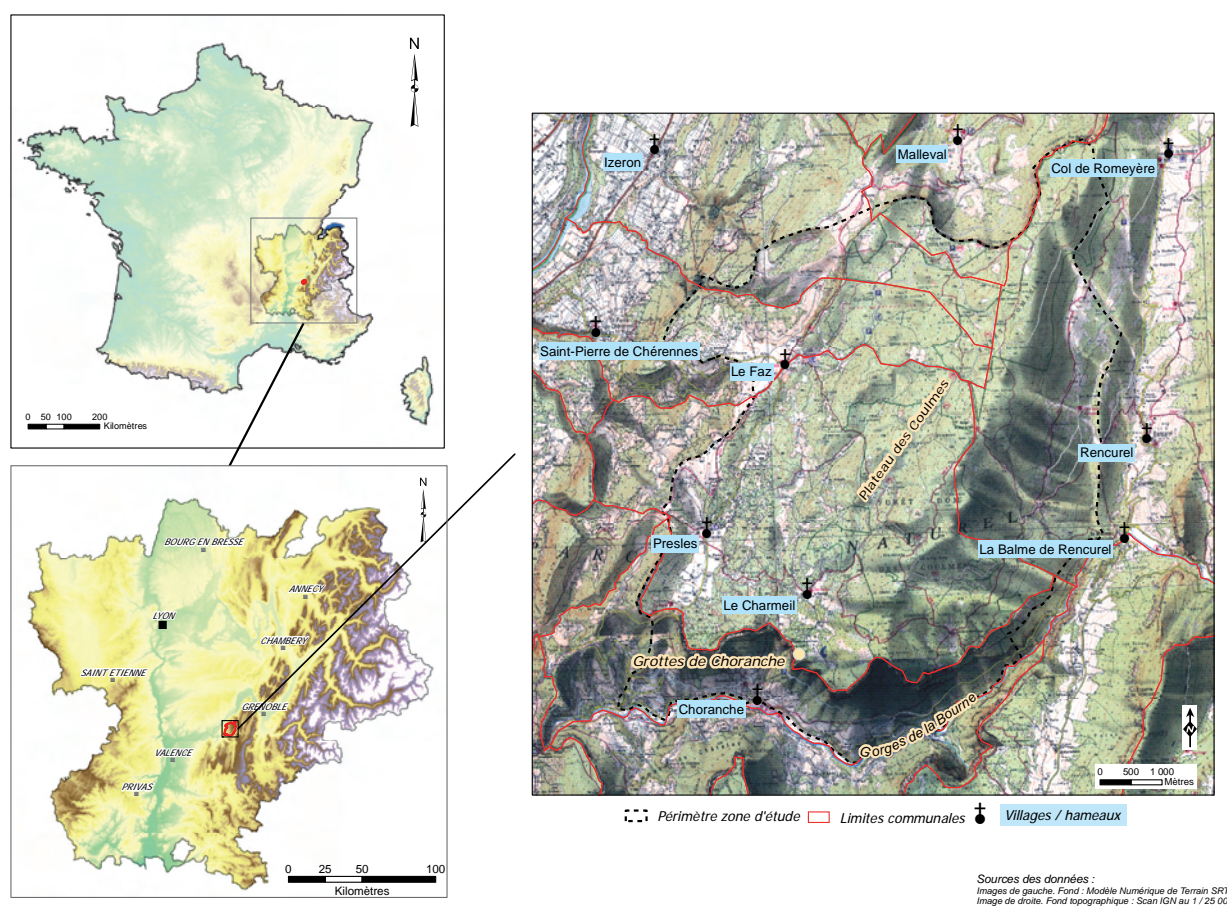


Figure 1 - Localisation du site de Choranche et du périmètre d'étude englobant le plateau des Coulmes.

## I - CLASSER LE SITE : UN DOUBLE INTÉRÊT

Les motivations du lancement de la procédure de classement par le ministère français de l'Environnement sont au départ essentiellement guidées par la nécessité de respecter le cahier des charges du dossier d'inscription au Patrimoine Mondial de l'UNESCO qui stipule que le bien candidat doit faire l'objet d'une protection réglementaire de niveau national.

Une circulaire ministérielle fixe qui plus est de manière circonstancielle pour objectif national le clas-

sement d'une certaine surface du territoire français (2%), encourageant ainsi ses DIREN à œuvrer en ce sens.

Dans ce contexte, la DIREN Rhône-Alpes rédige un appel d'offre pour l'étude de classement du site de Choranche en précisant dans son intitulé : « tréfonds et surface », appelant à une vision large de la notion de site, qui dépasse d'entrée la seule localisation des fistuleuses dans la grotte de Coufin.

Dans sa réponse à l'appel d'offre, le laboratoire EDYTEM, dont plusieurs chercheurs étudient le site en continu depuis de nombreuses années (Delannoy, 1981, 1997 ; Gauchon, 1994, 1997 ; Perrette, 2000 ; Perroux, 2005), se positionne dans la même perspective en préconisant une approche à l'échelle de l'ensemble du plateau des Coulmes et de ses bordures, qui forme une unité physique cohérente abritant plusieurs systèmes karstiques importants dont ceux drainés en direction du cirque de Choranche : le système de Gournier et le système de Coufin-Chevaline (Figure 2). Cette approche élargie se justifie d'une part car la protection des fistuleuses passe par celle de leur aire d'alimentation en surface, laquelle ne peut être définie avec une extrême précision, ce qui nécessite une marge de précaution, et d'autre part car les concrétions sont loin de constituer

la seule richesse patrimoniale d'un secteur qui, au vu des connaissances préalablement acquises, mérite un inventaire et une évaluation étendus tant thématiquement que géographiquement. Le classement au titre des sites apparaît ainsi tant à la DIREN qu'au chargé d'étude comme l'opportunité de protéger et reconnaître la valeur d'un patrimoine largement plus riche et varié que les seules fistuleuses de Coufin qui ont motivé le lancement de la procédure.

C'est pourquoi, dès le début du travail confié à EDYTEM, un périmètre d'étude d'une cinquantaine de km<sup>2</sup> est proposé au comité de pilotage (Figure 1), correspondant non seulement au cirque et au village de Choranche, mais contenant également l'ensemble du plateau des Coulmes, dont le village de Presles et ses 80 habitants, dont la moitié est dispersée sur le plateau.

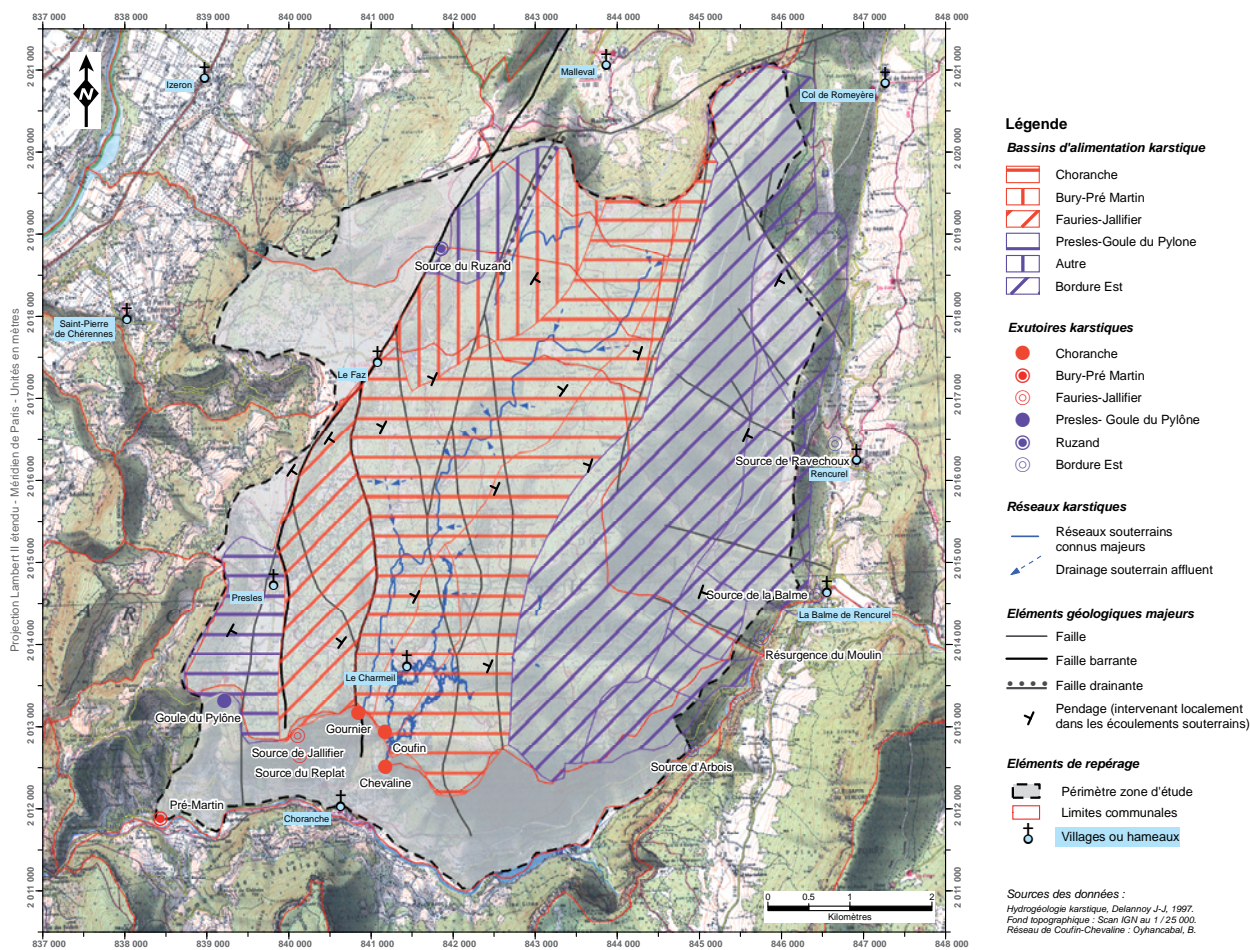


Figure 2 - Carte des systèmes karstiques dans le périmètre d'étude de classement du site de Choranche/les Coulmes.

## II - LOGIQUE PROTECTRICE CONTRE LOGIQUE PROTECTIONNISTE : UN PÉRIMÈTRE DE CLASSEMENT CONFLICTUEL

Dès la première réunion du comité de pilotage, cette logique d'un large périmètre d'étude, bien que présenté comme distinct du périmètre définitif, se heurte à de fortes réticences émanant d'une partie influente et déterminante des élus locaux, qui trouvent rapide-

ment un soutien et un écho parmi les propriétaires fonciers qui se sentent menacés, non sans raisons, par les contraintes afférentes à la loi sur les sites de 1930. Celle-ci stipule en effet que l'état initial des lieux ne peut être modifié sans autorisation préalable des auto-

rités compétentes (préfet ou ministre selon l'importance et le type de travaux projetés). Les avantages que le statut de site classé et à terme le label Patrimoine Mondial pourraient apporter en termes de développement local durable pèsent peu aux yeux des décideurs locaux, en regard des atteintes au droit de propriété et de libre usage des terres possédées, notamment pour ce qui concerne l'activité agricole et forestière. Les élus du village de Presles s'opposent ainsi catégoriquement au classement de toute zone habitée et rallient les autres communes à ce principe. La difficulté et le paradoxe résident dans le fait qu'il est scientifiquement sans conséquence d'extraire du périmètre final le bâti des autres communes, y compris celle de Choranche, mais que l'habitat dispersé de Presles sur le plateau empiète sur la zone d'alimentation des fistuleuses de Coufin.

En parallèle d'une concertation mal engagée et rapidement conflictuelle, l'étude scientifique progresse, avec la constitution d'un atlas des richesses patrimoniales réalisé à l'aide d'un S.I.G. et d'un document destiné à cerner les enjeux de protection sous forme de fiches synthétiques d'évaluation par grands thèmes patrimoniaux, incluant une étude paysagère.

Conformément aux termes de la loi de 1930, l'étude permet d'établir l'intérêt scientifique, pittoresque (*sic*,

que l'on peut traduire par « paysager » en langage contemporain), historique, artistique ou légendaire du site. Du niveau de ces intérêts dépendent la justification et la décision de classement. Pour le site de Choranche et du plateau des Coulmes, sept grands pôles d'intérêts sont ainsi retenus, tous plus ou moins marqués par la nature karstique du site : l'hydrogéologie (Figure 2), le patrimoine géomorphologique (Figure 3), le patrimoine concrétionnement (Figure 4), la faune et la flore du karst, les patrimoines géologiques, les patrimoines ethno-historiques, les paysages.

Il est ainsi révélé, qu'outre les célèbres fistuleuses de Coufin (Figures 4 et 5), le périmètre étudié présente de nombreux autres phénomènes et objets naturels ou culturels à haute valeur patrimoniale croisant les différents types d'intérêts énoncés par la loi, à commencer par l'ensemble du karst des Coulmes : avec ses trois grandes rivières souterraines, ses lapiaz semi-couverts, il est représentatif d'un karst montagnard forestier de moyenne montagne. Mais il se singularise aussi par des héritages géomorphologiques remontant jusqu'à l'ère tertiaire (modélé en karst à buttes de type tropical, paléo-poljé, cavités trépanées à remplissages utilisables comme archives paléoenvironnementales...). Les phénomènes endokarstiques ne sont pas en reste, avec des

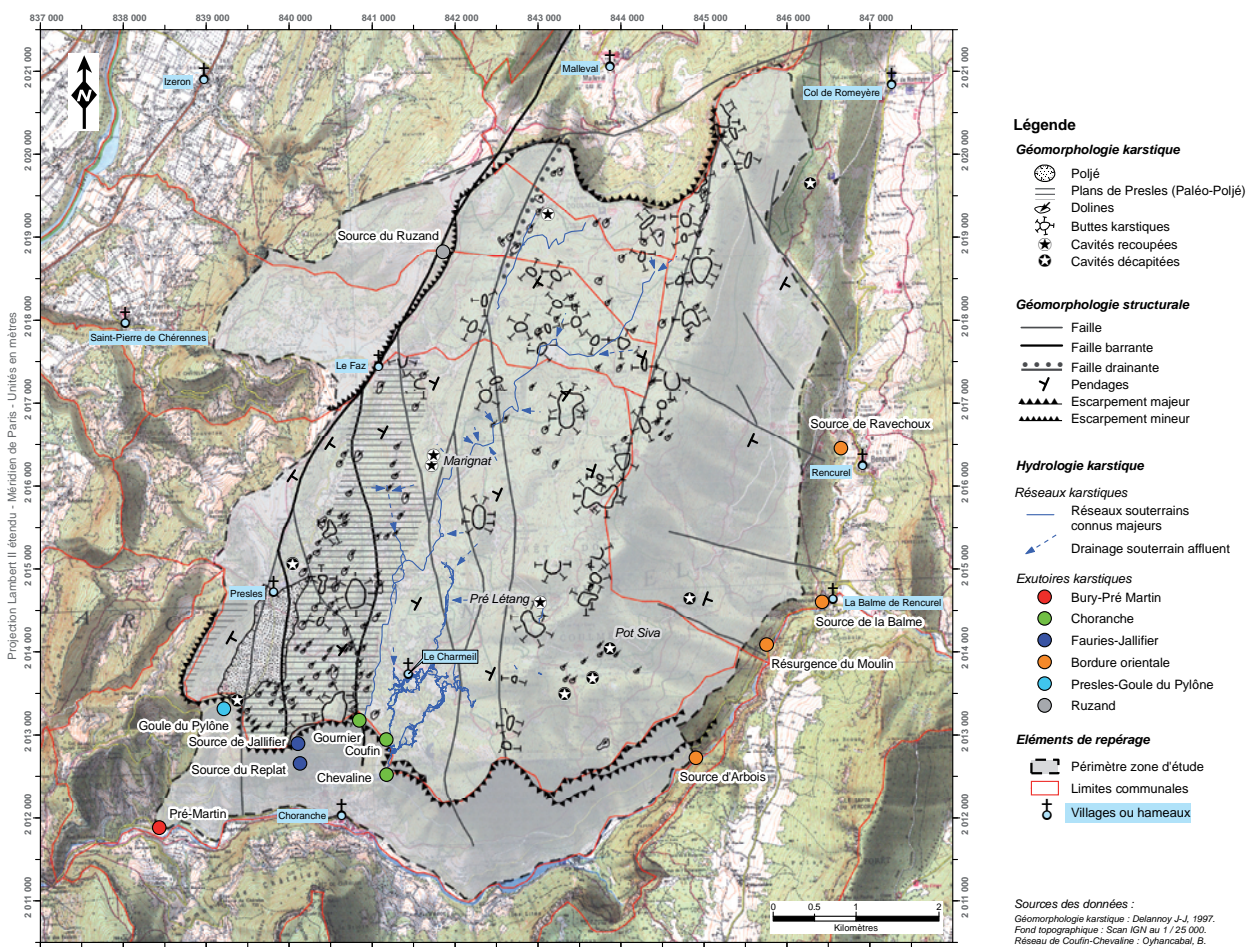


Figure 3 - Eléments remarquables de la morphologie karstique du site Choranche/Coulmes.

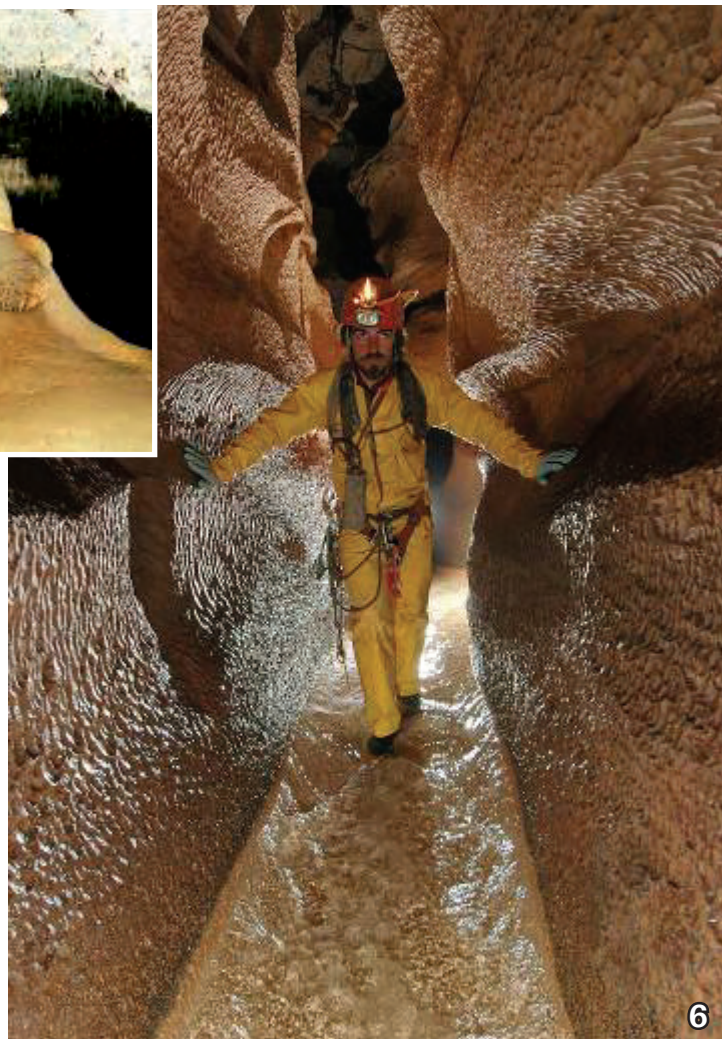


Figure 4 - Les stalactites fistuleuses de Coufin.

Figure 5 - La rivière souterraine et les fistuleuses de Coufin (partie aménagée).

Figure 6 - Canyon souterrain actif de Chevaline amont (cl. R. Wenger).



*Figure 7 - Paysage souterrain grandiose dans la galerie fossile de Chevaline (cl. R. Wenger).*

réseaux spéléologiques explorés sur plus de 40 km de développement, présentant toute la panoplie des formes souterraines (Lismonde et Delannoy, 1981) et présentant un étagement altitudinal des drains marqueur d'une genèse polyphasée inféodée au creusement de la vallée de la Bourne (Figures 4, 5, 6 et 7).

Le cirque et les grottes-exurgences de Choranche à l'origine de cascades de tufs spectaculaires relèvent du « grand paysage », avec ses hautes falaises de calcaires ocres (Figure 8). D'une manière générale, l'étude paysagère souligne le caractère très contrasté des panoramas, entre le vertical et l'horizontal, le minéral et le végétal, l'humide et le sec, la surface et le souterrain, le clair et l'obscur... Sur le plan méthodologique, l'étude paysagère doit innover en intégrant l'analyse du paysage souterrain, pour laquelle est proposée une grille de lecture inédite (Tableau 1).

S'ajoute à cela un riche patrimoine paléontologique, archéologique et historique, relativement dispersé dans le périmètre d'étude : gisements d'*Ursus spelaeus*, (Coufin, Pré l'Etang), vestiges préhistoriques (porche de Coufin... ; Vital et Bintz, 1991), et historiques (relatifs à l'ancienne activité charbonnière notamment

(Hanus, 2000), mais aussi aux formes anciennes de fréquentation touristique, comme dans Balme étrange (années 1830), etc.).

Si l'intérêt patrimonial du site est ainsi démontré et présenté tant au comité de pilotage de l'étude qu'aux acteurs et populations locales dans le cadre d'une concertation programmée en vue de l'élaboration d'un cahier de gestion du site classé, la procédure bute toujours lorsqu'il s'agit de convaincre du bien-fondé de la mise en protection d'un vaste périmètre. Certes les professionnels du tourisme et certaines associations d'activités de loisir soutiennent le projet, le plus souvent à mots couverts compte tenu des tensions ambiantes, mais les élus municipaux, les agriculteurs, les chasseurs et une partie des propriétaires campent sur leurs positions initiales et s'organisent en groupe de pression manifestant avec éclat leur opposition au projet, tout en œuvrant au sein du comité de pilotage pour faire réduire au maximum le périmètre de classement.

Ce dernier doit en effet résulter de la superposition des critères scientifiques (limites définies en fonction de la localisation de patrimoines à protéger, identifiés dans l'étude) et des résultats de la concertation locale.



Figure 8 - Le cirque de Choranche et les falaises de Presles.

Caractère	Descripteur
<b>Volume</b>	Enorme, vaste, grand, haut, large, à taille humaine, étroit, bas, confiné...
<b>Texture</b>	Minérale, aquatique, anguleuse, arrondie, polie, douce, rugueuse, hérissée, dentelée, ruiniforme ...
<b>Géométrie, perspective</b>	Verticale (profondeur), horizontale (profondeur de champ), inclinée (déclivité), sinueuse (coeff. sinuosité), tubulaire (diamètre), ogivale, elliptique, cruciforme, surcreusée, encaissée, à banquettes, étagée, ganglionnaire...
<b>Ambiance, atmosphère</b>	Catégories référentes : naturel/artificiel (aménagé, équipé, orné...) ; fossile/actif ; grandiose/confiné-intime... Catégories sensorielles : luminosité (éclairage), fond sonore, odeurs, kinesthésie-toucher
<b>Perception</b>	Enquête ciblée perception de l'intérieur (usagers et visiteurs) + perception depuis l'extérieur (représentations et imaginaire).

Tableau 1 - Grille et vocabulaire spécifiques d'analyse du paysage souterrain.

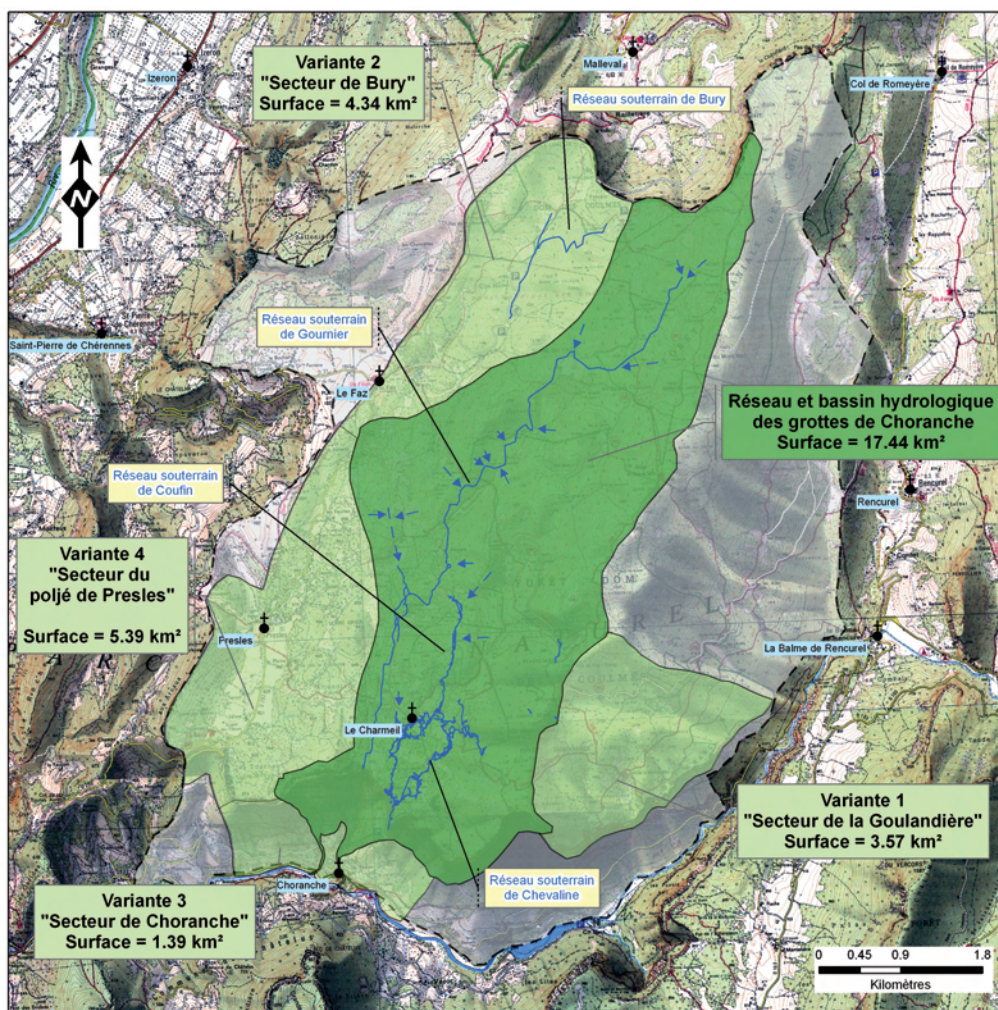


Or ces deux types de critères s'avèrent antagonistes, les premiers, dans une logique protectrice, conduisant à la proposition d'un périmètre relativement étendu de 32 km<sup>2</sup>, les seconds, gagnés par une logique protectionniste, tendant à un amincissement drastique du périmètre, voire à une annulation pure et simple de la procédure de classement, selon l'argumentaire que « l'Homme prime sur le caillou » (sic) et que les populations locales ont toujours su préserver leur patrimoine sans aide ni contrainte.



Au terme de l'année 2006, le laboratoire EDYTEM soumet un périmètre à géométrie variable (Figure 9) reposant sur un minimum incompressible de 18 km<sup>2</sup> cor-


respondant au système karstique de Coufin-Chevaline, agrémenté de plusieurs « annexes » intéressantes patrimoniale mais ne concernant pas directement la protection des fistuleuses. Compte tenu du contexte humain, ces portions du plateau des Coulmes sont ainsi simplement proposées au classement à titre optionnel en s'en remettant au bon vouloir des décideurs locaux.

Quel que soit le choix du périmètre final, l'étude de classement prévoit la réalisation d'un cahier de gestion applicable à l'intérieur de l'aire classée. Là encore, il s'agit de concilier les impératifs scientifiques (pour la plupart induits par la nature karstique du milieu) et les aspirations des propriétaires et acteurs locaux.





**Périmètres de classement proposés**

-  Réseau et bassin hydro-géologique des grottes de Choranche
-  Plateau des Coulmes, poljé de Presles et grottes de Choranche

 Variante  
Extension possible du périmètre "Réseau et bassin hydro-géologique des grottes de Choranche"

**Hydrologie souterraine**

-  Réseaux souterrains reconnus
-  Drainages souterrains

**Eléments de repérage**




-  Périmètre zone d'étude
-  Limites communales
-  Villages ou hameaux

Figure 9 - Proposition de périmètres de classement en fonction des enjeux et du degré « d'acceptation » du projet (automne 2006).

### III - UN CAHIER DE GESTION ISSU D'UNE LARGE CONCERTATION

Le cahier de gestion n'est réglementairement pas obligatoire, mais il est souhaité par l'administration pour finaliser la concertation et faire du classement un exemple de procédure participative. Il est également présenté comme destiné à alléger le poids des contraintes engendrées par le classement en servant de guide des bonnes pratiques faisant référence tant pour les dépositaires de demandes d'autorisation de travaux que pour les services en charge de l'instruction de ces demandes. Les délais d'obtention et le taux de satisfaction devraient ainsi être optimisés.

Paradoxalement, la participation des multiples acteurs à l'élaboration du cahier de gestion du site des grottes de Choranche et du plateau des Coulmes a été beaucoup plus constructive que la concertation autour de la définition du périmètre de classement.

La méthode retenue a mis en œuvre des groupes de travail thématiques répartis en deux grandes catégories : habitat, bâti et réseaux ; activités pratiquées sur le site, subdivisées en agriculture, forêt, tourisme et loisirs (dont la chasse), et une partie spécifique consacrée à l'exploitation touristique des grottes de Choranche par une société privée gestionnaire de l'activité depuis 1967.

Dans tous ces domaines, les discussions permettent de mettre en regard les mesures de gestion et de précautions dictées par la connaissance et la volonté de respect du fonctionnement du karst, à l'origine des patrimoines identifiés, et les préoccupations des divers usagers et pratiquants du site, dans le cadre d'activités professionnelles ou de loisir plus ou moins enracinées dans le territoire. Une complication provient des conflits d'usage antérieurs à la procédure de classement, qui viennent interférer avec celle-ci, au premier rang desquels celui entre les grimpeurs et les propriétaires des rochers de Presles et de leurs accès, aux manifestations spectaculaires et parfois violentes. Lors de l'étude, un autre conflit latent refait surface, hérité de plusieurs années en arrière lors d'un projet de captage d'eau pour Presles dans la rivière souterraine de Gournier. Ce projet avait divisé la communauté spéléologique à l'époque et surtout opposé cette dernière aux élus locaux. L'arbitrage des scientifiques du karst appelés en expertise et qui avaient remis en cause la faisabilité du projet en arguant de la trop faible abondance de la ressource avait fortement déplu à la municipalité qui en a gardé rancœur, d'où la défiance manifestée dès le début de la procédure de classement à l'égard des karstologues en charge de l'étude.

Deux activités, la spéléologie et l'exploitation touristique des grottes de Choranche, sont plus particulièrement et directement concernées par la nature karstique du site. Il s'agit de faire émaner des gestionnaires de ces activités un « code de bonnes pratiques » adaptées au site et à sa protection, ce qui se révèle aisé car ces activités sont déjà engagées dans une démarche de respect et de préservation du milieu dans lequel elles évoluent et dont elles tirent profit. Les gestionnaires de la société faisant visiter les grottes de Choranche, également propriétaires des terrains concernés, ont dès l'origine intégré ces notions comme fondement de la pérennité de leur activité et ont mis spontanément en œuvre les mesures nécessaires à la protection du patrimoine souterrain, au premier rang duquel figurent les fameuses et fragiles fistuleuses de Coufin. Bien qu'ils ne soient pas à l'origine de la demande d'inscription au Patrimoine Mondial ni a fortiori de celle du classement, ils seraient les principaux bénéficiaires des retombées d'une éventuelle inscription sur la liste de l'UNESCO. Accueillant du public dans un site soumis à de nombreux aléas naturels, notamment les chutes de pierres ou de glaçons et les écroulements, les exploitants sont tenus d'effectuer régulièrement d'importants travaux de sécurisation. Cette contrainte incontournable est donc à intégrer dans le cahier de gestion, en essayant de préconiser des principes et modalités limitant les impacts négatifs sur l'état du site, notamment paysagers. De même, l'attractivité du site repose sur la qualité et l'évolution des aménagements et aménités proposés par l'exploitant à des visiteurs aux attentes évolutives. Une réflexion est donc engagée pour permettre à l'exploitant de continuer à faire évoluer son offre par des aménagements appropriés, avec le double objectif de renforcer l'attractivité sans « dénaturer » le site. Un comité stratégique a ainsi été constitué par l'exploitant pour mener à bien cette réflexion en parallèle de la procédure de classement, qui se concrétise par l'engagement d'un bureau d'étude pour une mission de diagnostic et d'analyse prospective débouchant sur des propositions concrètes de scénarii de développement sur 20 ans. Les scientifiques du karst ont été intégrés dans ce comité stratégique et sont entre autres chargés de veiller à ce que le site ne soit pas fondamentalement perturbé par les aménagements ou activités projetés et qu'ils restent compatibles avec les préconisations du cahier de gestion de l'activité, conçues avec et adoptées par l'exploitant.

## CONCLUSIONS

Une telle étude de classement concernant un site karstique permet la valorisation des connaissances karstologiques mises au service de projets de développement durable. Encore faut-il que de tels projets soient portés par les collectivités locales et non pas imposés « d'en haut », au risque de braquer les décideurs locaux mis devant le fait accompli. Dans le cas présent, l'insuffisance de préparation et d'information du terrain en amont a entraîné un malentendu initial sur la délimitation du site à protéger, qui est devenu le point focal d'un conflit ouvert cristallisant d'autres rancoeurs et points d'achoppement antérieurs entre les collectivités locales et l'Etat. Le fait d'avoir confié la concertation au même organisme que l'étude scientifique a envenimé la situation, les opposants au projet de classement manifestant une défiance compréhensible vis-à-vis de scientifiques mis en position de juges et parties, accusés qui plus est d'abuser de cette position pour faire du zèle et (sur) protéger à bon compte et au mépris des enjeux humains l'objet de leur passion.

Dans un tel contexte, l'avenir du projet de classement du site de Choranche-les Coulmes reste sus-

pendu au succès de la candidature d'inscription des 18 grottes sur la liste du Patrimoine Mondial, loin d'être acquis auprès de l'UNESCO et de l'UICN (Union Internationale de Conservation de la Nature)<sup>1</sup>, car cette instance évaluatrice des dossiers peine à reconnaître la valeur universelle des concrétions...

Malgré les difficultés rencontrées sur le terrain, nous restons convaincus du bien-fondé d'une approche à l'échelle du système pour l'inventaire, l'évaluation et la protection des valeurs patrimoniales d'un bien karstique. Cette approche semble d'ailleurs plus en adéquation avec les attentes de l'UNESCO. Des progrès en matière de pédagogie restent à effectuer de la part des scientifiques pour mieux transmettre ce message aux non-spécialistes. Il s'agit là pour le karstologue d'un champ de recherche appliquée qu'il semble souhaitable d'investir et d'approfondir compte tenu de la tendance à la multiplication de telles études. D'autant plus que la médiation scientifique autour du karst répond à une attente de plus en plus large, qui s'exprime bien au-delà des mesures de protection du patrimoine karstique.

## BIBLIOGRAPHIE

- DELANNOY J.-J., 1981. Le Vercors septentrional : le karst de surface et le karst souterrain. Thèse Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle. IGA, Université J. Fourier, Grenoble, 537 p.
- DELANNOY J.-J., 1997. Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie). Thèse Doctorat d'Etat, IGA, Université J. Fourier, Grenoble, 678 p.
- GAUCHON C., 1994. Thermalisme et tourisme en moyenne montagne. Deux stations des Préalpes : Choranche et la Bauche. Villes d'eaux, histoire du thermalisme, Actes du 117<sup>ème</sup> Congrès National des Sociétés Savantes, éd. C.T.H.S., 381-393.
- GAUCHON C., 1997. Des cavernes et des hommes. Géographie souterraine des montagnes françaises. *Karstologia Mémoires*, 7, 248 p.
- HANUS PH., 2000. «Je suis né charbonnier» dans le Vercors. Petite histoire des hommes dans la forêt. PNR Vercors, 208 p.
- LISMONDE B., DELANNOY J.-J., 1981. Paysages du Vercors souterrain. CDS Isère et PNR Vercors, 72 p.
- PERRETTE Y., 2000. Etude de la structure interne des stalagmites : contribution à la connaissance géographique des évolutions environnementales du Vercors. Développement et application d'une approche multiparamètre des archives stalagmitiques. Thèse géographie, Université de Savoie, 319 p.
- PERRON A.-S., 2005. Les remplissages détritiques endokarstiques. Contribution méthodique à la lecture des mémoires paléogéographiques et environnementales. Application aux systèmes karstiques de Choranche (Vercors) et d'Orgnac (Bas-Vivarais). Thèse géographie, Université de Savoie, 418 p.
- VITAL J., BINTZ P., 1991. Les occupations protohistoriques et historiques des sites du cirque de Choranche (Isère). *Gallia Préhistoire*, 33, 207-267.

---

<sup>1</sup> En 2007, les experts de l'UICN ont rendu un avis défavorable à la candidature française pour l'inscription de ces dix huit grottes. Le ministère de l'Environnement poursuit néanmoins la procédure de classement des grottes de Choranche.

# LE FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DU MASSIF DE MIGARIA CAUCASE, GÉORGIE

## *HYDROGEOLOGIC STUDIES OF MIGARIA MOUNTAINS CAUCASUS, GEORGIA*

NATHALIE VANARA <sup>1</sup>, JEAN-MICHEL GORGEON <sup>2</sup> et l'équipe spéléologique de MIGARIA

<sup>1</sup> Université Paris I - Panthéon-Sorbonne et C.N.R.S. - U.M.R. 5185 ADES/DyMSET - Bordeaux

<sup>2</sup> 8 rue Joseph-Roumanille, 87170 Isle

Contact : nathalie.vanara@free.fr

### RÉSUMÉ

*Plusieurs missions françaises se sont succédées dans le massif de Migaria (Géorgie) pour tenter de préciser les connaissances laissées par les organismes de l'époque soviétique. Le massif est situé sur la retombée sud de la partie occidentale du Grand Caucase. Le fonctionnement hydrologique est caractérisé par une forte variabilité des paramètres physiques de l'eau et un fonctionnement «en dilution» des paramètres chimiques. Ces caractéristiques s'expliquent par la structure (structures monoclinales occidentale et orientale encadrant un synclinal Central et un anticlinal Méridional), par le climat (pluies abondantes favorisées par la proximité de la mer Noire) et par la géomorphologie (karst évolué de moyenne montagne). La coloration au gouffre du Velours prouve que la plus grosse émergence du massif (Ndeidzakhi) est alimentée par le synclinal Central.*

**MOTS-CLÉS :** KARST, MOYENNE MONTAGNE, HYDROGÉOLOGIE, PARAMÈTRES DES EAUX, COLORATION, MIGARIA, CAUCASE, GÉORGIE.

### ABSTRACT

*The last few years, several French scientific expeditions went to Migaria mountains (Georgia, Caucasus) to help define more accurately the geographical knowledge eventually inherited from the Soviet organization. The Migaria mountains are located on the western south face of Caucasus where hydrogeology is mostly under climate influence. Pouring rains coming from the Black sea meet the strongly marked relief: a central syncline bordered by western and eastern monoclines and by an anticline at south. The geomorphology is characterized by advanced karst in mid-range mountain. We noted the large variability of the physical and chemical water parameters with their dilution operating conditions. Coloration in the Velours swallowhole shows that the biggest emergence of the mountain (Ndeidzakhi) is under command of the Central syncline.*

**KEY-WORDS:** KARST, MID-RANGE MOUNTAIN, HYDROGEOLOGY, WATER PARAMETERS, COLORATION, MIGARIA, CAUCASUS, GEORGIA.

## INTRODUCTION - UN MASSIF SITUÉ SUR LE VERSANT OCCIDENTAL SUD DU GRAND CAUCASE

Le massif de Migaria fait partie de la Mingrélie (Géorgie). Il est situé sur la retombée sud de la partie occidentale du Grand Caucase (Figure 1), barrière montagneuse difficilement franchissable avec ses sommets oscillant entre 3 500 et 5 642 m (Elbrouz). Sa superficie, de 71 km<sup>2</sup> environ, est cernée par de profondes coupures qui l'isolent des autres régions (Figure 2) : au nord, la vallée de la Khobi encaissée de 1 000 m ; à l'ouest, la percée cataclinale de cette même rivière ; à l'est, la cluse de la Tekhuri ; au sud, une large dépression empruntée par l'Otkhkhouri, affluent de la Khobi (dépressions transcaucasiennes). Plus long que large, le Migaria possède deux flancs dissymétriques (Figure 3). Le flanc nord-est présente des escarpements puissants de plusieurs dizaines de mètres atteignant les altitudes 1 850 m (Photo 1) et 2 025 m (point culminant) de part et d'autre du col Principal. Le flanc sud, qui culmine à 1 324 m, présente à mi-pente un replat bien marqué (sommets 683 m, 786 m, 1 082 m et 1 192 m).

L'expédition karsto-spéléologique franco-géorgienne 2004 s'était donné pour but l'étude du fonctionnement hydrogéologique du massif (Gorgeon *et al.*, 2006). Le présent article se veut donc la synthèse des résultats obtenus sachant que les interprétations proposées tiennent également compte des acquis des expéditions 1998 et 2001 (inventaire et topographie des réseaux) (Spéleo-clubs de la Haute-Vienne et de Saint-Herblain, 1998 ; Ligue spéléologique du Limousin, 2001).

### 1 - Une montagne calcaire sous l'influence climatique de la mer Noire

Le climat de la partie sud-ouest du Grand Caucase, est défini comme une «*frange étroite de climat chinois et de forêt humide*» par Birot et Dresch (1956). Le massif est protégé par la barrière élevée du Grand Caucase des masses d'air froid qui stagnent au nord sur les plaines et les plateaux précaucasiens. D'autre part, il bénéficie des perturbations d'ouest régénérées par leur passage au-dessus de la mer Noire (active cyclogénèse) et canalisées par le versant méridional du Grand Caucase. Le massif ne manque jamais d'eau, même pendant l'été, car l'activité orageuse déclenche alors des averses brèves, mais d'une grande intensité. Les étés sont chauds, mais sans excès ; les hivers modérément froids sont caractérisés par des chutes abondantes de neige souvent lourde.

Le versant méridional du Grand Caucase constitue un système de chaînes de flanc composé de massifs séparés par d'étroites vallées. D'épaisses couches sédimentaires jurassiques, crétacées et paléogènes (calcaire, flysch et roches volcaniques) s'y ordonnent en nappes de charriage, plis serrés et chevauchements alternant avec des dépressions de type graben, conséquence de la subduction de la microplaque transcaucasienne (Figure 4). Les expéditions, menées par des scientifiques de l'ex U.R.S.S., avaient révélé le potentiel spéléologique de ces régions (Tintilozov, 1976),

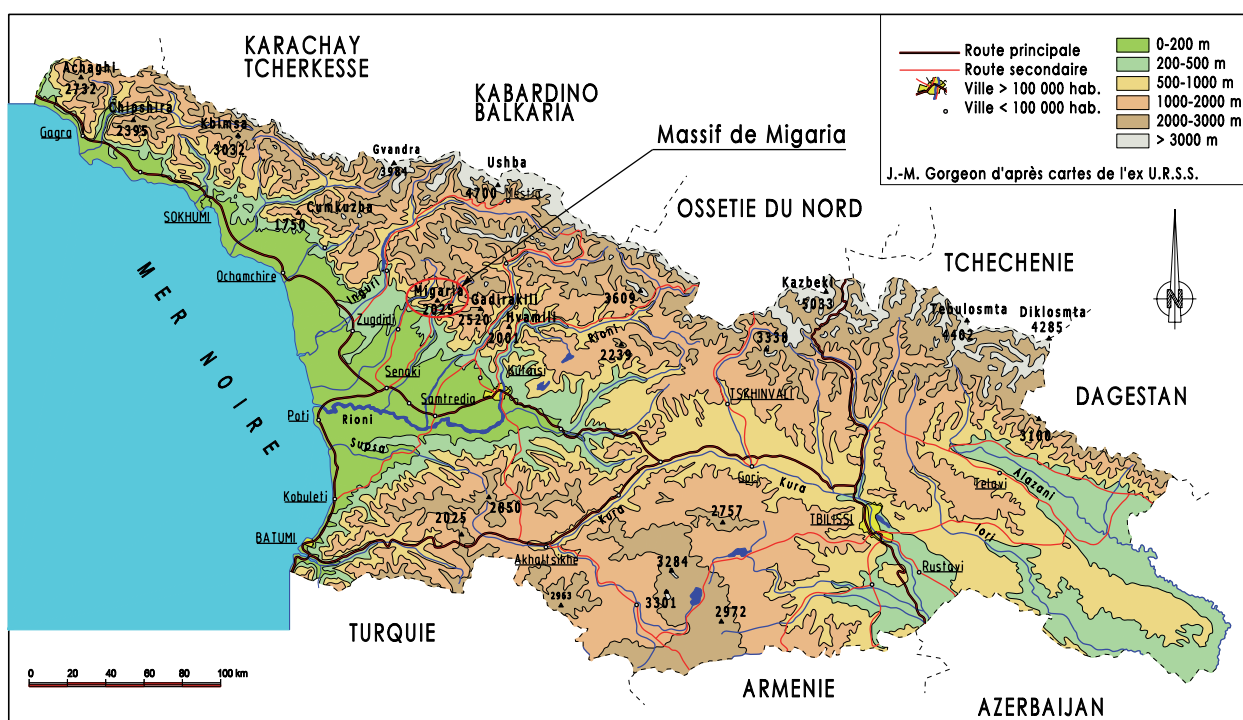


Figure 1- Carte isométrique de la Géorgie. Le massif de Migaria se situe sur la retombée sud de la partie occidentale du Grand Caucase (J.-M. Gorgeon, d'après des cartes de l'ex U.R.S.S.).

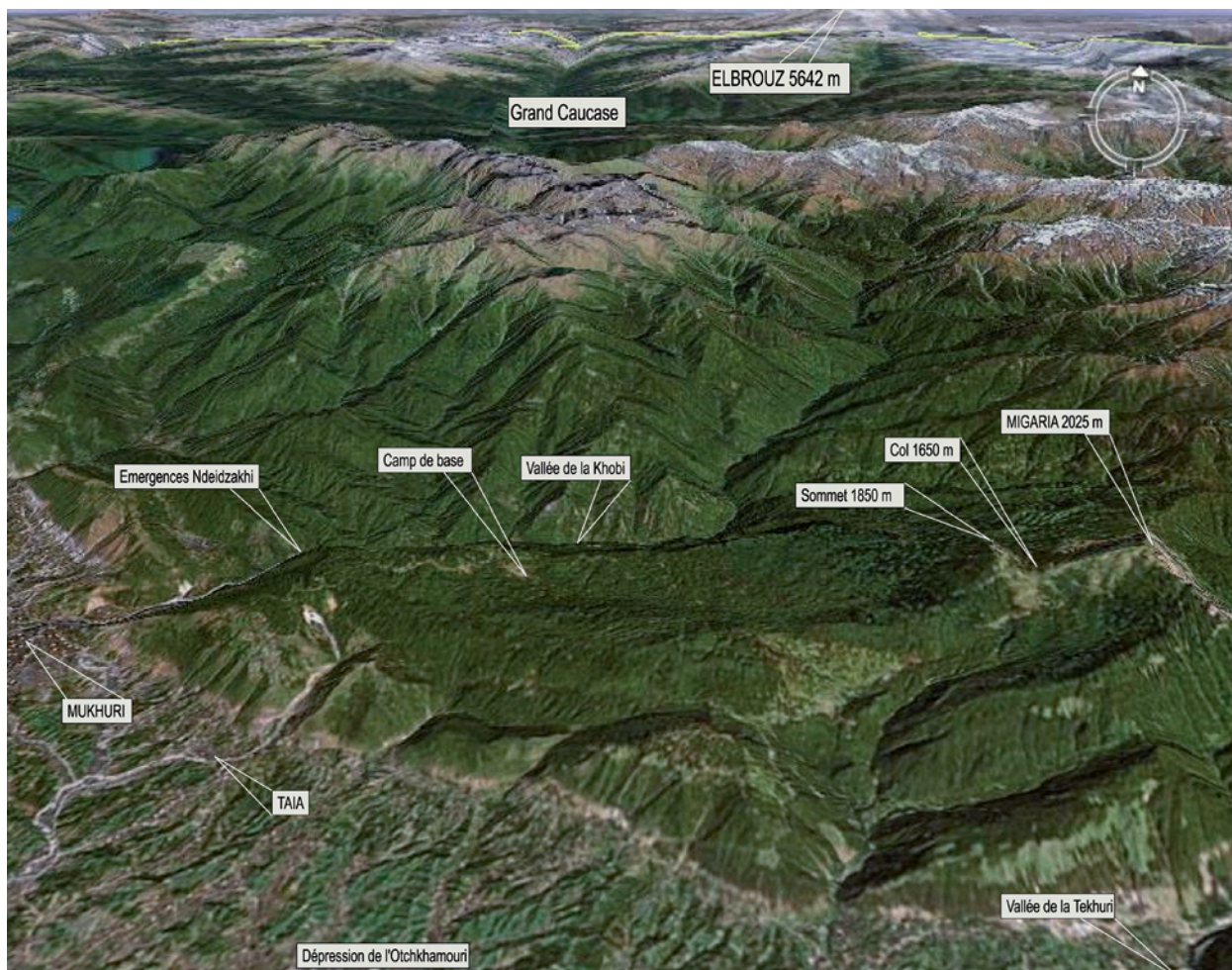


Figure 2 - Image satellitaire de Migaria. Le massif culmine à 2 025 m (Google Earth téléchargeable sur <http://earth.google.fr/>; repère au centre de l'image : 42°37'31.15"N / 42°16'48.63"E ; consulté le 26/02/2008).

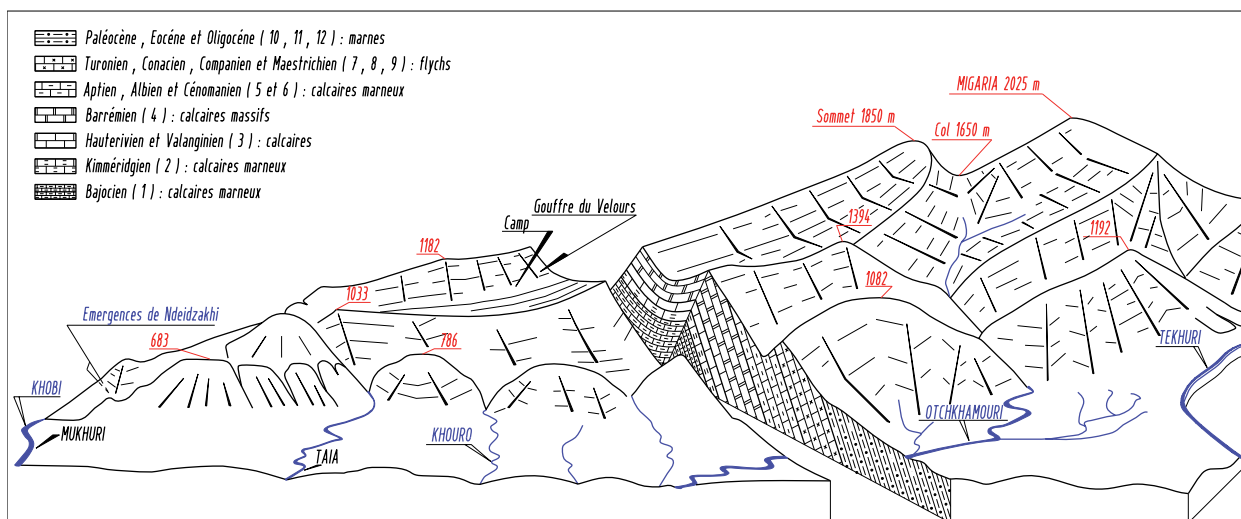


Figure 3 - Bloc diagramme du massif de Migaria (J.-M. Gorgeon et N. Vanara d'après Z.-K. Tintilozov ; figure modifiée, cf. figure 6 pour les numéros correspondant aux âges géologiques). Le synclinal Central à cœur de calcaires marneux aptiens, albiens et cénomaniens conditionne l'existence des grands réseaux souterrains.

notamment dans les étages du Crétacé inférieur, dont les couches riches en calcaire se prêtent bien à la karstification. Les étages jurassique (marnes et marno-calcaires), crétacé supérieur (flyschs), paléogène et néogène

(marnes) présentent, spéléologiquement parlant, peu d'intérêt, même si quelques cavités ont pu y être recensées (Figure 5 et Tableau 1).

Le karst du Migaria n'a pas pu être étudié dans son



Photo 1 - Le sommet 1850 m armé par les calcaires massifs barrémiens (cliché J. Auvert).

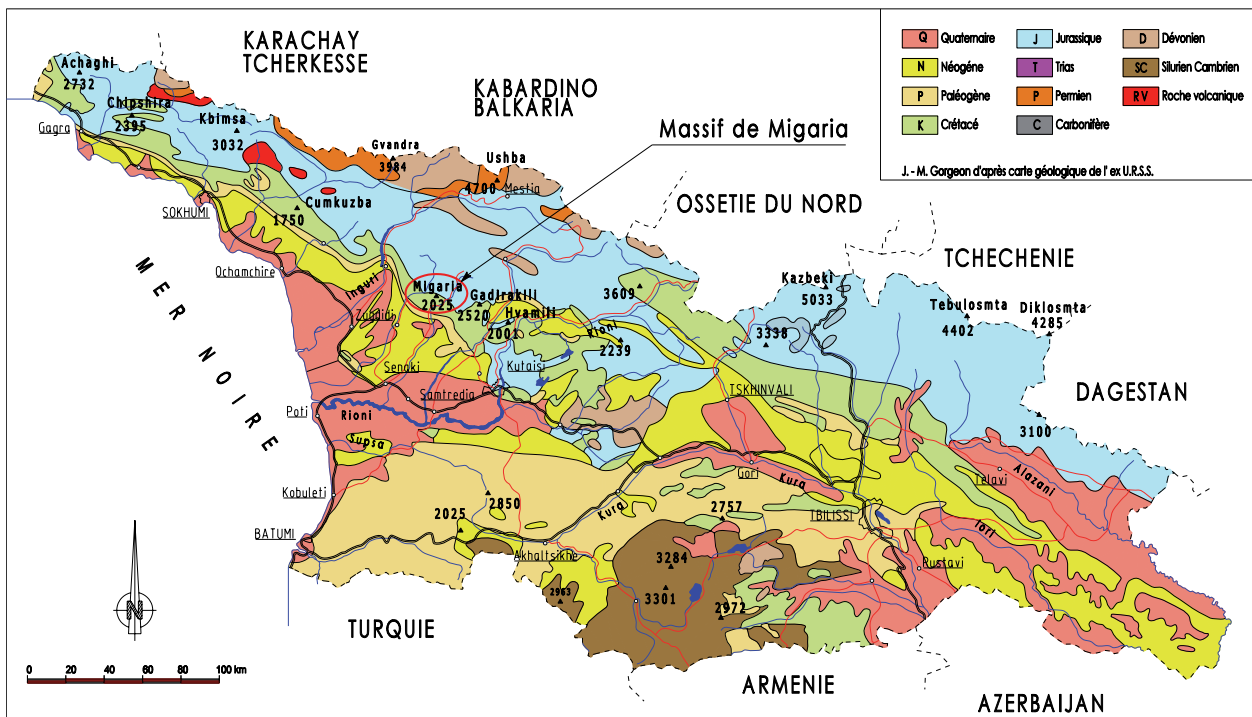


Figure 4 - Carte géologique de la Géorgie (J.-M. Gorgeon d'après la carte géologique de l'ex U.R.S.S.).

ensemble. Seules les zones les plus accessibles ont été privilégiées lors des prospections. Ces dernières ont mis en évidence l'existence de zones caractéristiques :

- les «entrées» de systèmes situés aux altitudes hautes et moyennes sous la forme de pertes dif-

fuses dans les parties ouest et est et de pertes concentrées au cœur du massif ;

- les «sorties» du système situées aux altitudes basses sous la forme de sources au contact des couches imperméables sous-jacentes et d'émergences localisées au niveau de base local.

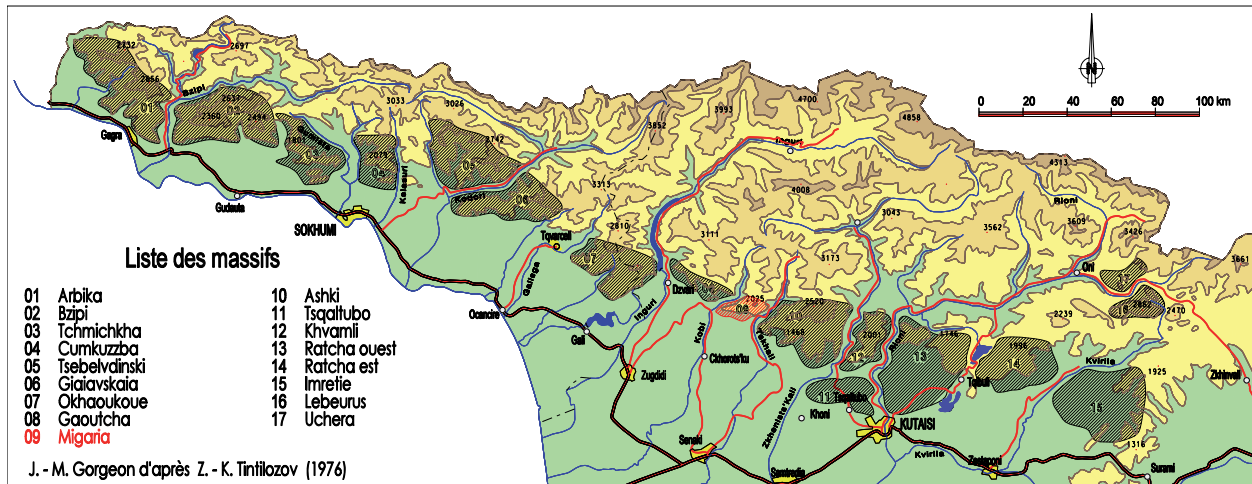


Figure 5 - Géorgie - Abkhazie, carte des principaux massifs karstiques (J.-M. Gorgeon d'après Z.-K. Tintillozov, 1976). Migaria possède une superficie de 71 km<sup>2</sup>.

Nom du massif	Région	Altitude max. (m)	Superficie (km <sup>2</sup> )	Gouffres en 1976	Grottes en 1976
01 Arbika	Abkhazie	2732	542	28	15
02 Bzipi	Abkhazie	2395	556	13	20
03 Tchmichkha	Abkhazie	1801	210	7	22
04 Cumkuzbza	Abkhazie	2079	79	3	13
05 Tsebelvdinski	Abkhazie	2336	197	42	7
06 Giaiavskaia	Abkhazie	1200	189	4	4
07 Okhaoukoue	Abkhazie	2083	139	5	5
08 Gaoutcha	Géorgie	2037	74	4	4
09 Migaria	Géorgie	2025	71		
10 Ashi	Géorgie	2500	459	36	39
11 Tsqaltubo	Géorgie	600	249	5	23
12 Khvamli	Géorgie	2001	61	2	10
13 Ratcha ouest	Géorgie	1746	594	5	18
14 Ratcha est	Géorgie	1996			
15 Haute Imrétie	Géorgie	1065	235		72
16 Lebeuris	Géorgie	2862			
17 Uchera	Géorgie	2000	8	5	14

Tableau 1 - Les massifs géorgiens et abkhazes : altitudes, superficies et inventaire des cavités (traduit de Tintillozov, 1976).

## II - FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE

### 1 - Les « entrées » du système karstique

#### a - Les pertes diffuses des parties ouest et est

Les extrémités ouest et est de Migaria correspondent à une structure dominée par une organisation monoclinale des couches (Figure 6) :

##### • La structure monoclinale occidentale

La structure – relativement simple dans la partie occidentale du massif – est observable dans la vallée de la Khobi. La rivière, orientée ici NE/SO, recoupe les strates monoclinales de calcaires et de calcaires marneux allant du Dogger (Bajocien) au Néogène, inclinées vers le sud de 35° à 70°.

##### • La structure orientale

On retrouve dans la partie est du massif, la succession des strates monoclinales précédemment décrites. Les strates inclinées vers le sud, présentent un pendage moyen dans les calcaires barrémiens (25 à 30°) ; ce pendage s'accuse dans les calcaires albiens et cénomaniens (50 à 60°). Les calcaires barrémiens culminent à 2 025 m et dominant par d'importants escarpements un affluent de la Tekhuri. A l'extrême est, un pli anticlinal à cœur jurassique – visible dans le fond de la vallée – vient compliquer la structure.

Les extrémités ouest et est du massif sont difficilement accessibles pour trois raisons principales.

- Sur les hautes surfaces, le sous-bois de laurier



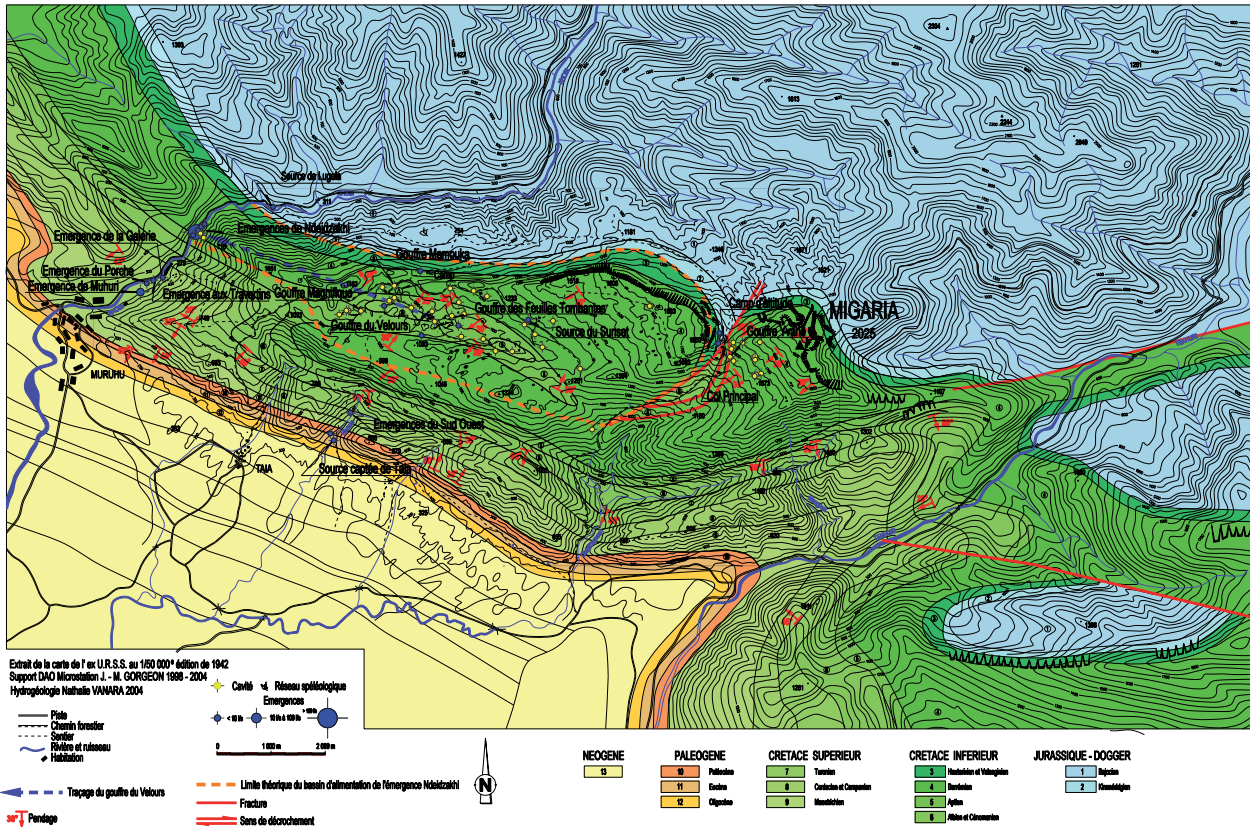


Figure 6 - Carte hydrogéologique du massif de Migaria. Il présente un contraste entre les hautes surfaces quasiment sans eau et les vallées où jaillissent des émergences puissantes (J.-M. Gorgeon et N. Vanara, fond géologique d'après la carte de l'ex U.R.S.S. au 1/50 000<sup>e</sup>, édition de 1942).

impénétrable limite la prospection aux zones proches des sentiers ou des pistes.

- Sur les versants forestiers, le lacis de racines maintient efficacement un humus qui masque bien souvent les roches sous-jacentes.
- L'Albien et le Cénomaniens, riches en marnes, sont recouverts d'une épaisse couche d'altérites qui masque le substrat. La zone des estives, située à l'est du col Principal, s'est révélée la plus favorable aux prospections. Elle présente des lapiés émoussés et des dolines en baquet alignées sur des fractures majeures. Certaines passées plus riches en dolomie expliquent la mise en place de reliefs ruiniformes dominant des dépressions aux rebords escarpés. Les gouffres (H001 à 012), signalés par les bergers, présentent tous un puits unique et étroit colmaté par des blocs. Le plus important, gouffre Yvané, atteint la profondeur de 50 m.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'absence de grands réseaux. Les calcaires profondément fracturés par l'intense activité tectonique passée et actuelle permettent une infiltration efficace des eaux sous forme diffuse (photo 2), mais sans permettre la constitution d'importantes rivières souterraines à proximité de la surface qui seules pourraient déblayer efficacement les blocs qui obstruent les puits.

On doit aussi retenir l'existence d'alternances de gel-dégel durant l'hiver, d'autant plus efficaces que les roches souvent broyées ne demandent qu'à se déliter sous forme de blocaille que l'on retrouve à la base des puits d'entrée.

### b - Les pertes concentrées du cœur du massif

Le cœur du massif présente une structure compliquée par l'existence de plissements et d'un grand accident décrochant (Figure 6).

- **Le synclinal Central** : cette structure symétrique, d'orientation ONO/ESE, présente un flanc nord faiblement incliné vers le sud (25 à 30°) et un flanc sud incliné vers le nord (30°). Sur la bordure nord, les terrains faiblement redressés sont armés par les calcaires résistants de la série barrémienne. Dans la charnière synclinale affleurent les calcaires marneux aptiens (entrées des réseaux souterrains des Feuilles Tombantes, du Magnifique, de Mamouka et du Velours). Le synclinal atteint sa largeur maximale entre les longitudes 278° et 280°. Le synclinal Central est semi-perché : au nord, il domine par de puissants escarpements la vallée de la Khobi ; au sud, il est dominé par l'anticlinal Méridional.

- **L'anticlinal Méridional** : l'anticlinal Méridional est un pli d'orientation ONO/ESE dont la voûte est



Photo 2 - Champ de dolines (infiltration diffuse) dans l'étage subalpin (cliché J. Auvert).

abaissé).

Au cœur du massif, seule la zone du synclinal Central s'est révélée prometteuse pour les explorations spéléologiques en raison d'un contexte géologique particulièrement favorable. Les gouffres s'ouvrent au sein d'un lapiaz forestier aux formes émoussées et souvent masquées par les sols bruns forestiers. Les eaux guidées par le pendage des couches semi-imperméables des calcaires marneux aptiens se concentrent dans l'axe du synclinal où des fractures majeures leur permettent d'atteindre les couches des calcaires barrémiens. Cette

armée par les calcaires barrémiens. Son flanc nord, dont le pendage est de 30°, domine le synclinal Central. Son flanc sud est échancré par des ruz. Ces torrents s'encaissent facilement dans les calcaires marneux albiens et cénomaniens (pendage de 50° à 70°), tandis que les calcaires turoniens (pendage 30° à 70°), plus résistants, forment une première ligne de reliefs (sommets 786 m et 1 082 m).

- **L'accident décrochant du col Principal** : à la hauteur du col Principal, un accident majeur nord-ouest/sud-est vient perturber la structure. Cette faille à décrochement senestre possède un regard orienté au sud-est. La terminaison méridionale de cette faille est nivelée. La terminaison septentrionale, située à la latitude du sommet 1 850 m, détermine la mise en place d'un escarpement de ligne de faille rajeunie directe : l'érosion différentielle exploite ainsi la résistance moindre des calcaires albiens et cénomaniens (compartiment

concentration des écoulements explique l'alignement des dolines-pertes livrant accès à des réseaux dans l'axe du synclinal : gouffres du Velours (-250 m/1 500 m), Magnifique (-300 m/2 000 m ; Photos 3 et 4) et des Feuilles-Tombantes (-300 m/2 500 m). Ces gouffres actifs sont de véritables canyons souterrains parcourus par d'importantes rivières lors des épisodes pluvieux. Les galeries étroites présentent des successions de puits et de ressauts aux parois polies par les eaux (exemple du Velours, Figure 7). Cette morphologie « alpine » des réseaux s'explique par un fort et rapide encaissement des vallées bordières (abaissement des niveaux de base). La dernière phase de soulèvement du Caucase est récente, puisque l'ensemble de la déformation quaternaire atteindrait verticalement 3 km. Cette tectonique contemporaine a pour conséquence la mise en place de failles actives jalonnées de sources thermales et minérales (source de Lugela, vallée de la Khobi).

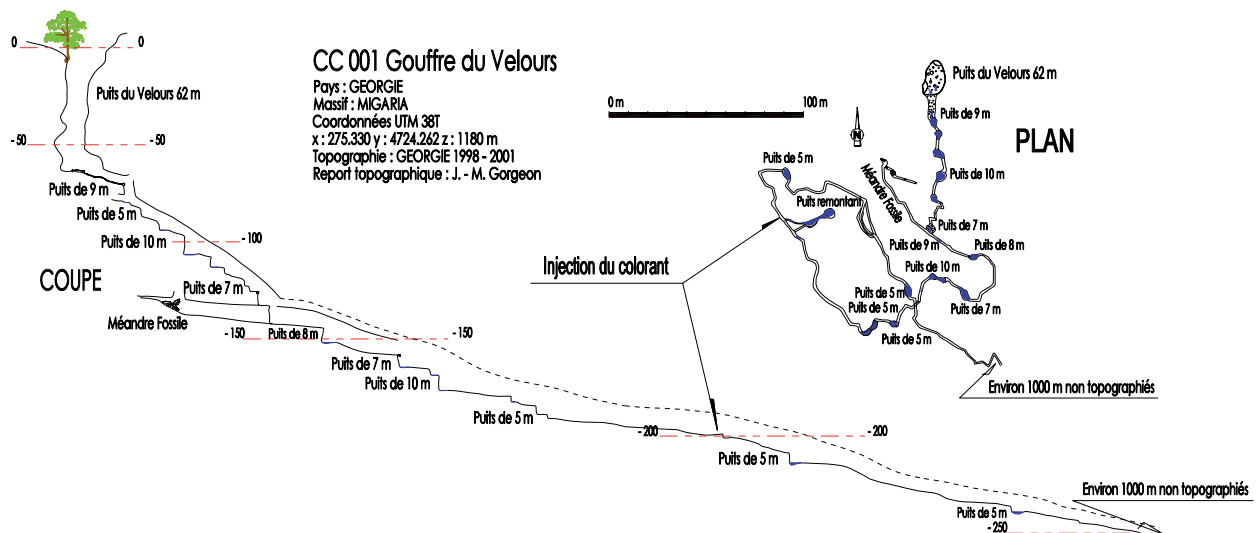


Figure 7 - Topographie du gouffre du Velours. Le colorant a été injecté dans la rivière souterraine à -190 m (1 090 m).

## 2 - Les « sorties » du système karstique

### a - Des ressources en eau inégalement réparties

En raison de l'infiltration immédiate des eaux dans le substrat carbonaté, le massif du Migaria présente un contraste saisissant entre les hautes surfaces quasiment sans eau, même si l'humidité du sol est appréciable et les vallées où jaillissent des émergences puissantes.

- Les **sources d'altitude** sont donc peu nombreuses (sept ont été inventoriées pour une superficie explorée d'environ 35 km<sup>2</sup>, Figure 6). Elles se situent soit au contact des altérites et des calcaires (les débits sont faibles et les eaux se perdent rapidement, comme à la source du Sunset par exemple), soit à la faveur d'une strate argileuse permettant même la constitution de ruisseaux pérennes (sources inférieure et supérieure du Col).

- Les **émergences** jaillissent en rive gauche de la Khobi (Ndeidzakhi n° 1) ou à une altitude légèrement supérieure (un ru permet alors aux écoulements de rejoindre le niveau de base local, comme cela est le cas pour les émergences du Sud-Ouest).

Une carte hydrogéologique de synthèse a été réalisée ; elle indique le fond géologique, les grandes émergences de vallée et les petites sources d'altitude inventoriées, le traçage et les rivières souterraines explorées (Figure 6). Les conditions de la mission (moins de trois semaines) et le choix d'un matériel de terrain simple et peu coûteux ont néanmoins permis d'effectuer des mesures ponctuelles des principaux paramètres physiques et chimiques des eaux de source ; ces données sont interprétables, mais une véritable compréhension du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique du massif exigerait des campagnes de mesures en continu sur des périodes suffisantes.

### b - Analyse des paramètres physiques et chimiques des sources

Les observations réalisées en surface et sous terre prouvent la rapidité des temps de réponse après précipitations, ce qui paraît logique dans un karst évolué de montagne. Ainsi, les rivières souterraines et les sources du Migaria présentent une forte variabilité des débits. Les réponses aux précipitations sont rapides (quelques heures pour les émergences principales) ; les réserves dynamiques paraissent faibles en général. Le régime des eaux souterraines dépend surtout des pluies durant la saison chaude et de la neige en saison froide : orages estivaux et fonte de printemps viennent grossir les rivières.

La période d'observation correspondant à l'été, les températures des sources sont vraisemblablement les plus élevées observables sur l'année. Les sources d'altitude sont fraîches (source du Camp d'altitude : 8,5 °C à 1589 m), sauf celles possédant un temps de transfert souterrain peu important (source du Sunset :

12,2 °C à 1210 m). En effet, le passage sous terre joue un rôle important de « régulateur » ; durant son trajet souterrain, la température de l'eau tend à se rapprocher de celle de la roche (température des rivières souterraines : environ 8 °C). Par conséquent, durant l'été les eaux sont restituées à une température inférieure à celle qu'elles possédaient au moment de leur infiltration. Les émergences basses débitent aussi des eaux fraîches car une partie de leur alimentation provient de l'infiltration d'eau froide d'altitude (Ndeidzakhi n° 1 : 10 °C). Les orages estivaux peuvent contribuer à faire augmenter les températures en raison de l'arrivée brutale d'eau tiède d'infiltration (0,7 °C pour la source du Camp suite aux épisodes pluvieux des 2 et 3 août 2005).

La turbidité des émergences du Migaria est modérée. Les émergences présentent fréquemment après les pluies des eaux laiteuses (argiles colloïdales en suspension), mais rarement marron, car le massif reste un milieu relativement protégé grâce à l'existence d'une importante couverture végétale (forêt ou prairie). Les pistes représentent pour l'instant la cause la plus importante de ravinement des altérites superficielles : à chaque orage, elles se transforment en véritables lits de torrents dont les eaux boueuses (>10 mg/l de matières en suspension) vont se perdre dans les dolines proches.

Les paramètres chimiques des sources qui ont été mesurés sont le pH, la conductivité (µS/cm), la dureté totale (TH), les teneurs en cations calcium (Ca<sup>2+</sup>) et magnésium (Mg<sup>2+</sup>).

Les mesures montrent un pH moyen allant de 7,44 (Ndeidzakhi n° 1) à 7,92 (source supérieure du Col).

La conductivité exprimée en micro-siemens par cm (µS/cm) rapportée à 25 °C peut être considérée comme représentative de la minéralisation totale de l'eau. Elle est conditionnée par la solubilité des roches de l'aquifère, l'agressivité de l'eau et le temps de contact roche/eau. La conductivité varie de 210 à 444 µS/cm. Les observations réalisées à la source du Camp montrent qu'il existe une relation entre les événements hydroclimatiques et les variations de conductivité : de 366 à 210 µS/cm à la source du Camp suite aux épisodes pluvieux des 2 et 3 août 2005. Les valeurs plus importantes en période d'étiage qu'en période de recharge prouvent qu'il s'agit d'une évolution caractéristique en « dilution », comme celle que l'on observe dans la plupart des karsts de montagne (Vanara, 2000). Les hautes eaux correspondent à l'arrivée d'eau peu minéralisée en raison de son transit rapide au sein de l'aquifère.

La dureté totale ou titre hydrotimétrique (TH) d'une eau correspond à la somme des concentrations en cations métalliques, à l'exception de ceux des métaux alcalins et de l'ion hydrogène. Dans la plupart des cas, le TH est surtout dû aux ions calcium et magnésium, auxquels s'ajoutent quelquefois les ions fer, aluminium, manganèse, strontium. Il s'exprime en milliéquivalents de concentration en CaCO<sub>3</sub> ou mg/l de CaCO<sub>3</sub> équivalent. La dureté totale observée présente des valeurs faibles allant de 82 à 170 mg/l. Le TH fonctionne « en



Photo 3 - Puits de 8 m (-20 m) dans le réseau Magnifique (cliché J.-M. Gorgeon).

dilution» ; c'est pourquoi son évolution dépend principalement du débit. En période de basses eaux, le TH augmente ; en période de hautes eaux, la dureté baisse (de 170 à 93 mg/l à la source du Camp suite aux épisodes pluvieux du 2 et 3 août 2005).

Les ions calcium montrent des valeurs comprises entre 30 et 68 mg/l. Le calcium est le métal alcalino-terreux qui constitue les roches calcaires dans ses formes carbonatées. Cet élément à durée d'acquisition rapide donne des indications proches de celles de la minéralisation. Ainsi, la concentration en ions calcium dépend elle aussi principalement du débit. En période de basses eaux, la concentration des ions calcium est plus forte (source du Camp : 68 mg/l, le 1<sup>er</sup> août 2004), en période de hautes eaux, les valeurs de Ca<sup>2+</sup> diminuent (source du Camp : 36 mg/l, le 4 août 2004).

La teneur en ions magnésium a été obtenue en calculant la différence entre la dureté totale et la teneur en ions calcium. Les calcaires du Migaria sont irrégulièrement magnésiens, ce qui explique les disparités observées dans les valeurs obtenues : entre 52 et 160 mg/l. Le magnésium nécessite une longue durée

d'acquisition et il marque généralement des eaux dont le temps de contact avec l'aquifère est important : les teneurs les plus fortes ont souvent été observées à la fin d'une longue période d'étiage (source du Camp étiage 26/07/05 : 99 mg/l, étiage prononcé 01/08/05 : 101,6 mg/l, hautes eaux 04/08/05 : 56,8 mg/l).

### *c - Les enseignements apportés par la coloration*

La coloration au gouffre du Velours visait à permettre une meilleure compréhension du massif de Migaria. La nécessité d'un écoulement pérenne a guidé le choix du lieu d'injection. Ce choix était limité car la plupart des gouffres visités ne présentaient des circulations d'eau que durant les pluies importantes. Un traçage qualitatif à la fluorescéine s'est imposé du fait de la durée de l'expédition limitée à trois semaines et des connaissances limitées du massif (aucune coloration, aucune valeur de débit n'ayant pu être trouvées dans la bibliographie). L'emplacement des sources n'est pas indiqué sur les cartes de l'ex U.R.S.S. Le choix des sources surveillées s'est fait après discussion avec les spécialistes géorgiens pour la localisation des principales émergences et après étude minutieuse de la carte géologique. La structure du massif de Migaria se présente comme un synclinal semi-perché d'axe NNE/SSE encadré par deux voûtes anticlinales. Le gouffre du Velours s'ouvre au centre de cette gouttière dans les calcaires de la série aptienne (Figure 6). La fluorescéine a été directement injectée le 26 juillet 2005, dans le cours d'eau souterrain à -190 m. A l'étiage, le débit était de 2 l/s.

Les fluocapteurs ont été disposés le 25 juillet 2005 de façon préférentielle aux sources Ndeidzakhi (Figure 6). Le site de ces émergences, le plus important connu sur le massif de Migaria, est imposé par la structure et le relief. Elles jaillissent à 305 m d'altitude à l'endroit où la profonde vallée de la Khobi recoupe les strates redressées des séries barrémienne et aptienne. Plusieurs sorties d'eau se répartissent au niveau de la rivière ou quelques mètres au-dessus, sur 200 m de distance ; leur débit total doit dépasser les 1000 l/s. La carte géologique indique que ces sources sont situées dans les calcaires barrémiens au contact des calcaires marneux aptiens (qui jouent le rôle de couche imperméable). Des fluocapteurs ont aussi été placés à l'émergence du Porche et à celle de la Galerie, toutes deux situées dans les calcaires conaciens et campaniens. Enfin, deux fluocapteurs ont été disposés directement dans la rivière Khobi en amont et en aval de la confluence des différentes sources évoquées ci-dessus avec cette rivière principale. Un autre groupe important d'émergences a aussi été surveillé. Les différentes sources sortent dans le fond d'un ravin (calcaires conaciens et campaniens)

passant dans le village de Taia (Figure 6). Quatre arrivées d'eau principales ont été repérées à l'altitude de 380 m environ pour un débit total à l'étiage de 500 l/s. Les fluocapteurs ont été disposés à la sortie de la source principale située dans l'exact axe du ravin (émergence du Sud-Ouest n° 1) et dans le ravin lui-même en aval et en amont des différentes arrivées d'eau issues des versants dominant ce talweg. Il est à noter que la source captée du village de Taia n'a pas été surveillée, car les indications des Géorgiens ne nous ont pas permis de la localiser lors de la pose des fluocapteurs (Figure 6).

Les fluocapteurs ont été relevés le 4 août 2005 et analysés de retour en France par M. Douat (A.R.S.I.P., Association de Recherche Spéléologique Internationale à la Pierre Saint-Martin). L'extraction de la fluorescéine a été réalisée par une solution de potasse alcoolique à 10 % en poids (dont l'efficacité a été préalablement contrôlée sur un échantillon test). La visualisation du colorant a été réalisée par exposition à un faisceau de lumière blanche. Cette méthode n'est valable que pour les concentrations de fluorescéine supérieures à  $10^{-6}$  g/l dans la solution d'extraction.

Tous les fluocapteurs de Ndeidzakhi se sont révélés positifs, ce qui peut paraître logique en regard de leur

localisation. Cependant, les réponses ont été faibles, ce qui peut s'expliquer par les conditions hydrologiques. Le colorant a été poussé par l'onde de crue générée par les pluies diluviennes survenues brutalement le 2 août 2005 et dans les jours suivants. Tous les écoulements ont été décuplés, d'où un passage du colorant vraisemblablement rapide et fortement dilué, d'autant plus que la quantité de colorant injectée était faible (900 g).

Les fluocapteurs situés dans la rivière n'ont pas donné de réponse assez lisible pour permettre de se prononcer ; les réponses étant encore plus faibles que pour les échantillons précédents. Les résultats sont considérés comme douteux, sans que l'on puisse affirmer qu'il y ait eu coloration. Les eaux de la Khobi, gonflées par les pluies, devaient atteindre un débit de 5000 l/s environ, d'où une dilution trop forte et des concentrations dans les fluocapteurs en-dessous du seuil de détection.

Aucune coloration n'a pu être détectée à l'émergence de la Galerie, mais un doute subsiste pour l'émergence du Porche qui présenterait peut-être une faible coloration, bien que l'on soit près du seuil de détection, ici également. Ce résultat est d'autant plus douteux qu'il supposerait un partage des eaux à la fois vers les émer-

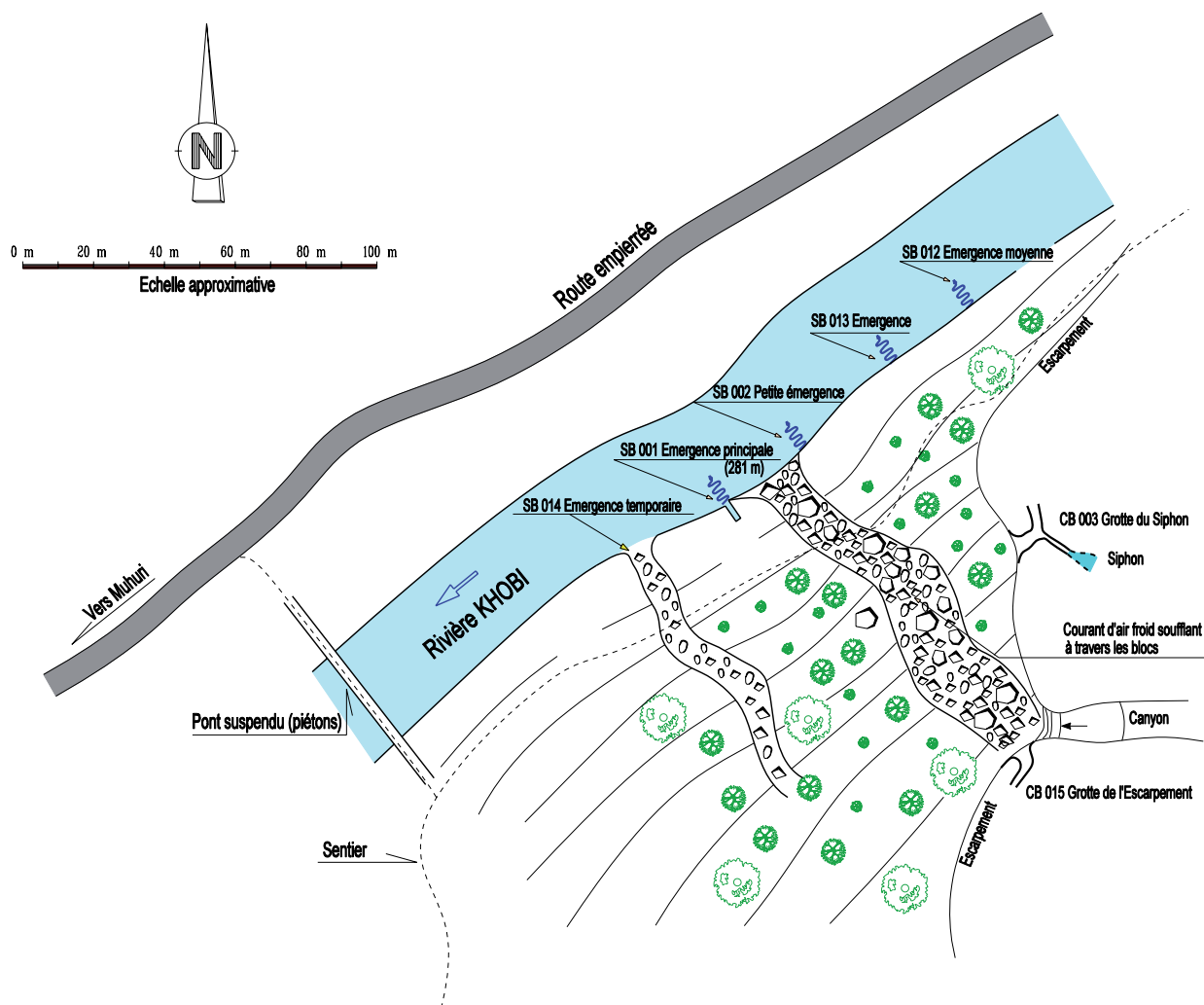


Figure 8 - Croquis du système d'émergences Ndeidzakhi, les plus importantes du massif de Migaria (vallée de la Khobi).



Photo 4 - Méandre de plafond et ressaut de 5 m dans le réseau Magnifique à -56 m (cliché J.-M. Gorgeon).

gences Ndeidzakhi et vers l'ouest, peu vraisemblable au regard de la géologie, mais non impossible. Il doit être pris avec beaucoup de réserve.

Enfin, toutes les solutions des émergences du Sud-Ouest sont apparues limpides et sont considérées comme négatives dans la limite de la sensibilité de la méthode.

#### **d - Les grands bassins d'alimentation**

Les limites exactes des bassins versants sont difficiles à déterminer en l'absence de tout écoulement de surface. Seules les déductions faites à partir des observations de terrain et confirmées par l'expérience de traçage permettent de mieux comprendre l'organisation des drainages. Il existe, dans l'état actuel des connaissances, trois systèmes karstiques importants. Rappelons que l'expression « système karstique » est employée ici dans son sens hydrogéologique, à savoir l'ensemble des fissures et drains karstiques alimentant une source. Les réseaux souterrains constituent des regards sur ces systèmes (Figure 6).

- **Le système du synclinal Central** : les émergences de Ndeidzakhi (305 m d'altitude) constituent la plus importante sortie d'eau du Migaria (1000 l/s). Plusieurs griffons sont visibles en rive gauche de la Khobi, dont quatre pérennes (Figure 8). Des émergences temporaires – situées à l'amont de deux ravins encombrés de blocs débouchant dans la rivière – constituent les sorties hautes du système lors des crues. La grotte du Siphon (CB 001) constitue un regard sur le système : la galerie supérieure (325 m), de 100 m de long, est sèche et richement concrétionnée. Le niveau inférieur, sur diaclase, donne sur un siphon (315 m, -10 m) dont les eaux viennent envahir toute la partie basse de la cavité lors des périodes de crues. La grotte de l'Escarpement (A 002) – simple conduit descendant entre roche et remplissage – est une ancienne sortie d'eau actuellement inactive. Le site de cette importante sortie d'eau est imposé par la structure et le relief. Elle jaillit à 305 m d'altitude à l'endroit où la profonde vallée de la Khobi recoupe le toit de la strate barrémienne. Son bassin d'alimentation draine, vers l'est, les calcaires albiens-cénomaniens, aptiens et barrémiens (comme le prouve la coloration au gouffre du Velours).

- **Les systèmes orientaux** : la partie ouest du massif présente en aval des sources de Ndeidzakhi plusieurs émergences pérennes. La source aux Travertins (269 m) possède un débit de 20 l/s (25 juillet 2004, étiage), ses eaux sursaturées (tufs peu importants et riches en débris) rejoignent la rivière par une cascade de 4 mètres. L'émergence du Porche (6 m au-dessus du niveau de la rivière, cascade) présente au-dessus de la sortie des eaux un porche fossile de dimensions modestes (2 m

de large, 1 m de haut et 3 m de long) obstrué par des blocs (pas de courant d'air, 25 juillet 2004). Les eaux de l'émergence de la Galerie (+15 m) apparaissent au seuil d'une petite cavité qui n'a pas été explorée, faute de temps (galerie remontante facilement pénétrable au moins sur une dizaine de mètres). Mukhuri (326 m) est un réseau actif important long d'un kilomètre environ (SB 006, exploré par les spéléologues russes en 1987) ; une grille en protège l'entrée car il est en partie capté pour les besoins du village du même nom (30 l/s sans compter l'eau prélevée, turbidité moyenne le 4 août 2004 en situation de hautes eaux).

- **Les systèmes du Sud-Ouest** : une importante zone d'émergences est située le long du torrent de Khourou qui draine une partie de la zone méridionale du massif. En période de basses eaux, on peut repérer plusieurs sorties d'eau : n° 1 (386 m, 40 l/s), n° 2 (50 l/s), n° 3 (5 l/s), n° 4 (10 l/s) dans les calcaires coniaciens et campaniens. Plus en aval, en rive gauche, une source à 330 m (captage) et en rive droite, une source à 313 m ont été repérées.

## CONCLUSION - DES RESSOURCES EN EAUX MAL RÉPARTIES ET ENCORE PEU EXPLOITÉES

Recevant près de 3 000 mm/an de précipitations, le massif de Migaria constitue un véritable château d'eau dont les ressources sont abondantes, mais difficilement exploitables en raison de la nature karstique du sous-sol. En altitude, les sources sont particulièrement rares dans les faciès des calcaires purs et sont toutes menacées de tarissement l'été (source du Sunset). Celles qui jaillissent à la faveur de bancs ou d'étages marneux, aux capacités de rétention plus importantes, ont plus de chance d'être pérennes (source inférieure du Col). Les cabanes des bergers sont situées à proximité des sources pérennes au débit suffisant pour permettre d'assurer les besoins quotidiens des hommes et d'abreuver le bétail (cabanes du Camp et du Camp d'altitude) : une brebis a besoin de 5 litres d'eau par jour, une vache ou une jument de 50 litres. Les aménagements restent rudimentaires : un petit tuyau de quelques mètres amène généralement l'eau jusqu'à de petits abreuvoirs où les animaux peuvent se désaltérer plus commodément ; parfois il n'existe même pas d'abreuvoir aménagé (source du Camp). Les ressources en eau sont potentiellement importantes à la périphérie de Migaria. Les émergences captées – réparties à la base du massif – satisfont largement les besoins des villages (exemple du village de Mukhuri), tandis que quelques aménagements individuels – tels que le château d'eau en ferraille de la maison du maire de Taia – permettent l'eau courante au robinet. Les besoins en eau des villages sont relativement constants : l'augmentation de la demande durant l'été est compensée par le fait que la majorité du bétail est en estive. L'eau de Migaria, faiblement minéralisée (entre 210 et 444  $\mu\text{S}/\text{cm}$  environ), n'est ni dure, ni agressive. Le principal inconvénient vient du fait que les eaux deviennent facilement turbides en période pluvieuse. La turbidité de l'eau – correspondant à une concentration élevée en matières en suspension – donne à l'eau une couleur qui peut aller d'une teinte blanchâtre (présence de colloïdes) durant

les périodes de hautes eaux à une teinte franchement brune (particules argileuses) lors des crues.

Comme tout massif calcaire, Migaria est sensible aux aménagements routiers, forestiers et pastoraux qui restent aujourd'hui limités car les modes d'exploitation sont, plus que jamais, traditionnels, conséquence de l'effondrement économique du pays. Les paysages sont somptueux car la pression sur les milieux naturels reste limitée, le symbole fort étant le maintien d'une faune sauvage : oiseaux de proie, chamois, loups et ours. Afin que cet équilibre demeure lors du développement économique prochain (inévitabile et souhaitable) de cette région, il faut trouver un compromis durable entre l'exploitation économique de la montagne et le respect des équilibres naturels. Cet équilibre passe nécessairement par une bonne connaissance du massif avec la prise en compte de sa spécificité liée à son substrat calcaire. Les recherches actuelles sont un premier éclairage, mais doivent être poursuivies. Le recoupement des informations spéléologiques et hydrologiques a permis de proposer un découpage de Migaria en plusieurs grands bassins karstiques. Cependant, de nombreuses incertitudes demeurent et les limites proposées mériteraient d'être précisées. Les recherches spéléologiques restent un bon moyen d'investigation avec l'exploration et la topographie des rivières souterraines. Ces investigations seront nécessairement complétées par la réalisation de traçages chimiques. Des injections devront être tentées dans des pertes de surface, telles celles du Camp, ou dans des rivières souterraines (Magnifique, Vano Gudelani). Pour le système Velours - Ndeidzakhi, maintenant mieux connu, un traçage avec un suivi quantitatif serait intéressant à mener. Enfin, le suivi hydrodynamique et hydrochimique est indispensable. L'idéal serait de pouvoir équiper certaines émergences (Ndeidzakhi, Mukhuri, Sud-Ouest) de stations de mesures en continu.

### Remerciements

A Michel Douat, pour l'analyse des fluocapteurs et pour les tests de contrôle effectués sur les charbons actifs et la fluorescéine.

### BIBLIOGRAPHIE

- BIROT P., DRESCH J., 1956. La Méditerranée orientale et le Moyen-Orient. Coll. Orbis, Presses Universitaires de France, Paris, 2, 526 p.
- GORGEON J.-M., PICARD P., VANARA N. coord., 2006. Expédition Géorgie 2004. Fédération Française de Spéléologie, Lyon, 56 p.
- LIGUE DE SPÉLÉOLOGIE DU LIMOUSIN, 2001. Géorgie 2001, rapport d'expédition. Fédération Française de Spéléologie, Lyon, 25 p.
- SPÉLÉO-CLUBS DE LA HAUTE-VIENNE ET DE SAINT-HERBLAIN, 1998. Géorgie 1998, rapport d'expédition. Fédération Française de Spéléologie, Lyon, 19 p.
- TINTILOZOV Z.-K., 1976. The karst caves of Georgia, morphological analysis (en Russe). House Metsniereba, Tbilisi, Géorgie, 274 p.
- VANARA N., 2000. Le karst des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Contrôle tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogénèse. Association Française de Karstologie et Fédération Française de Spéléologie, *Karstologia Mémoires*, 8, 320 p.

- 3 -

## APPLICATION AU MASSIF DE TSANFLEURON







### Application au massif de Tsanfleuron

Le glacio-karst de Tsanfleuron a été le support de l'excursion des journées AFK 2006. Les participants ont pu illustrer de visu et approfondir, grâce aux explications des auteurs, le contenu des diverses communications présentées lors du colloque introductif (cf. articles de V. Gremaud, L. Savoye et al., G. Toth et E. Reynard).

Le cas du Tsanfleuron permet de saisir l'articulation entre les divers acteurs et étapes du processus de gestion intégrée d'une ressource patrimoniale, en illustrant la complexité et la difficulté d'aboutir à une gestion cohérente et raisonnée.

*Photos prises lors de l'excursion AFK le 16 septembre 2006 (Photos Fabien Hobléa).*



# GÉOLOGIE DU KARST DE TSANFLEURON

## GEOLOGY OF THE TSANFLEURON KARST

VIVIAN GREMAUD

Centre d'hydrogéologie - Université de Neuchâtel, rue Emile Argand 11, CH – 2009 Neuchâtel

Contact : vivian.gremaud@unine.ch

### RÉSUMÉ

*Le Lapiaz de Tsanfleuron fait partie du domaine Helvétique des Alpes. Il est formé d'un empilement de nappes datant du Mésozoïque et du Paléogène (Nummulitique) et formées de roches calcaires et de marnes. Deux nappes sont présentes ici, celle des Diablerets qui forme la majeure partie du lapiaz et qui est surmontée par la nappe du Mt-Gond. Ces deux nappes sont une subdivision de la nappe du Wildhorn. Un synclinal isoclinal sépare ces deux nappes au sud de la zone étudiée et elles subissent aussi un large plissement antiforme d'axe est-ouest. Le plongement axial de l'ensemble de la structure est d'environ 10° à 15° vers le nord-est. Les fractures influencent probablement le développement du réseau karstique, mais de plus amples observations sont nécessaires pour prouver ce lien. Les coupes tectoniques construites présentent le passage des eaux souterraines et les connexions entre les points d'infiltration et les sources.*

**MOTS-CLÉS:** KARST, GÉOLOGIE STRUCTURALE, HYDROGÉOLOGIE, EAUX SOUTERRAINES, STRATIGRAPHIE.

### ABSTRACT

*The Tsanfleuron karren field belongs to the Helvetic domain of the Alps. It is formed by several nappes made of Mesozoic and Paleogene (Nummulitic) rocks, among which limestones take an important place. This area mainly belongs to the Diablerets nappe and for a small part to the overlying Mont Gond nappe, which are the two lower subdivisions of the Wildhorn group of nappes. An isoclinal syncline connects these two nappes, which are gently folded by a large antiform. The axial plunge of the whole structure is between 10 and 15° to the north-east. The fractures certainly influenced the karstic erosion but more observations are currently necessary to prove this link. Cross-sections also show the groundwater pathways and the connections between infiltration points and springs.*

**KEYWORDS:** KARST, STRUCTURAL GEOLOGY, HYDROGEOLOGY, GROUNDWATER, STRATIGRAPHY.

## INTRODUCTION

La région de Tsanfleuron (Valais, Suisse) présente une surface calcaire karstifiée d'environ 9 km<sup>2</sup> orientée en direction du sud-est. Elle est partiellement occupée par le glacier de Tsanfleuron (Figure 1). Ce site a déjà fait l'objet d'études diverses: glaciologiques (Hubbard *et al.*, 2000, 2003 ; Grust, 2004), géomorphologiques et touristiques (Reynard, 2006, 2008, géologiques (Kunz, 1982 ; Bussy, 1983 ; Gremaud et Nessi, 2006) et hydrogéologiques (Gremaud et Nessi, 2006 ; Savoy *et al.*, 2008) entre autres, qui ont permis de souligner les conflits d'intérêts entre le développement touristique et la haute valeur scientifique du lapiaz et du glacier de Tsanfleuron.

D'un point de vue géologique, la fonte rapide du glacier depuis le petit âge glaciaire, qui rend de nouvelles surfaces accessibles, a permis de compléter la géologie de la région. Selon Spicher (1980), ce site fait partie des unités helvétiques et ultrahelvétiques des Alpes. L'ensemble de la région du Sanetsch-Tsanfleuron appartient à la nappe du Wildhorn, aujourd'hui séparée en trois unités tectoniques distinctes : la nappe des

Diablerets, qui en constitue la base, surmontée de la nappe du Mt-Gond, elle-même chevauchée par la nappe sommitale du Sublage. Ces trois nappes présentent des particularités stratigraphiques identiques (Epard, 1982 ; Kunz, 1982 ; Bussy, 1983), affinées par l'article sur les formations éocènes de Menkveld-Gfeller (1994). Quelques auteurs ont focalisé leurs recherches sur les structures et la tectonique de la région : la position du chevauchement entre les nappes des Diablerets et du Mt-Gond a été étudiée par Bussy (1983) et l'évolution des contraintes tectoniques au col du Sanetsch par Franck *et al.* (1984). Dernièrement, une étude géologique et hydrogéologique a fait l'objet d'un travail de diplôme à l'Université de Lausanne (Gremaud et Nessi, 2006).

Cet article est construit en majeure partie sur cette dernière étude et en présente les résultats. Il propose une cartographie des zones déglacées, une série de coupes géologiques, ainsi que l'analyse de certains liens existant entre la géologie structurale et les écoulements souterrains. Il se focalise sur les liens entre les

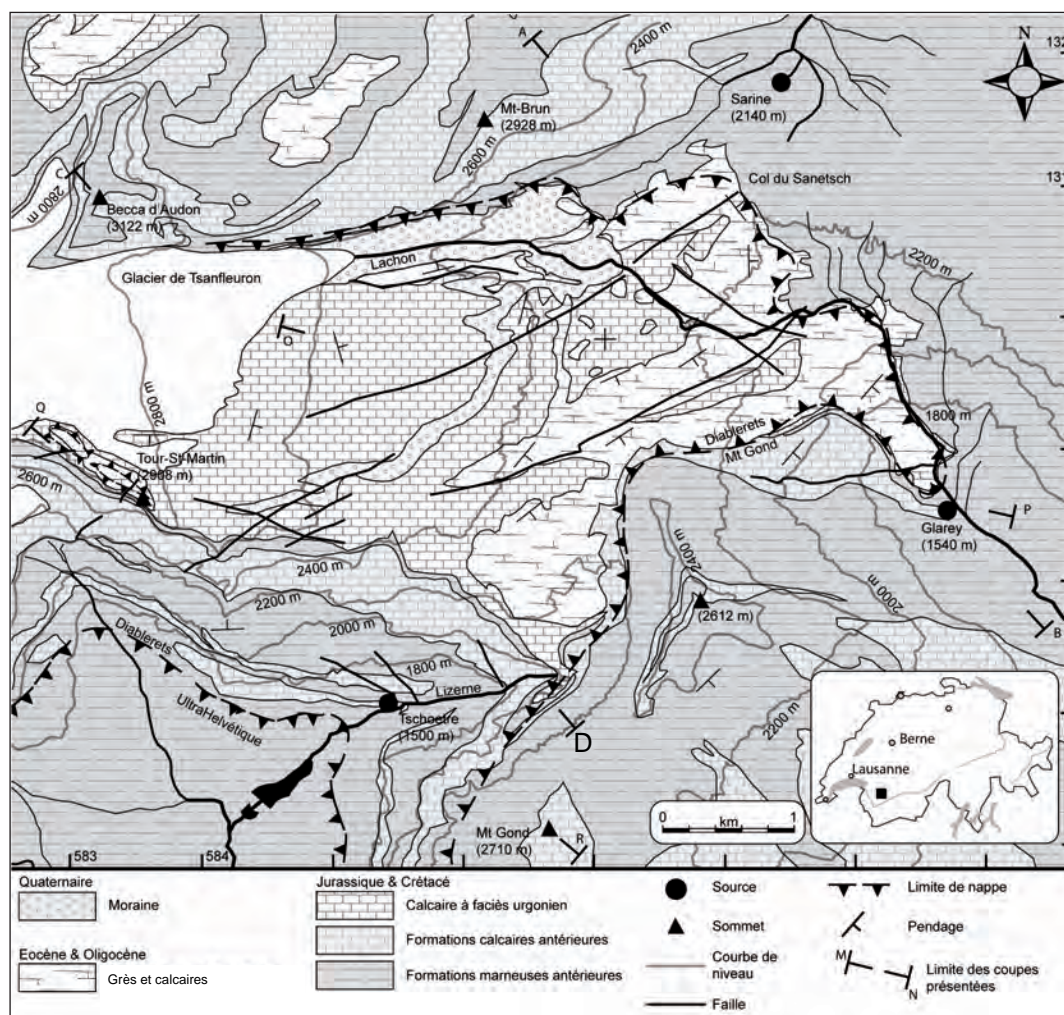


Figure 1 - Carte géologique simplifiée de la région de Tsanfleuron. Seules les différences de lithologie sont indiquées, et non les diverses formations citées dans la stratigraphie. Les tracés des coupes des Figures 3, 4 et 9, 10 sont représentés (Gremaud, en cours).



## II - TECTONIQUE

Deux limites tectoniques importantes sont visibles au sein de la nappe du Wildhorn (Figure 3). La nappe du Sublage et celle du Mt-Gond sont séparées par un chevauchement réel, alors que la nappe du Mt-Gond peut être considérée comme une nappe-pli vis-à-vis de la nappe des Diablerets. En effet, ces deux dernières ne se chevauchent pas, mais sont liées par un synclinal de raccord situé dans la partie septentrionale de la nappe

du Wildhorn (Figures 3 et 4). Par la suite et par souci de simplification, nous en parlerons malgré tout comme d'un chevauchement.

Les structures observées sur les coupes se poursuivent au nord-ouest, au front des nappes, sous la forme de multiples plissements (Figure 4). Le Lapiaz de Tsanfleuron est situé à cheval sur les calcaires urgoniens et éocènes du flanc normal de la nappe des Diablerets.

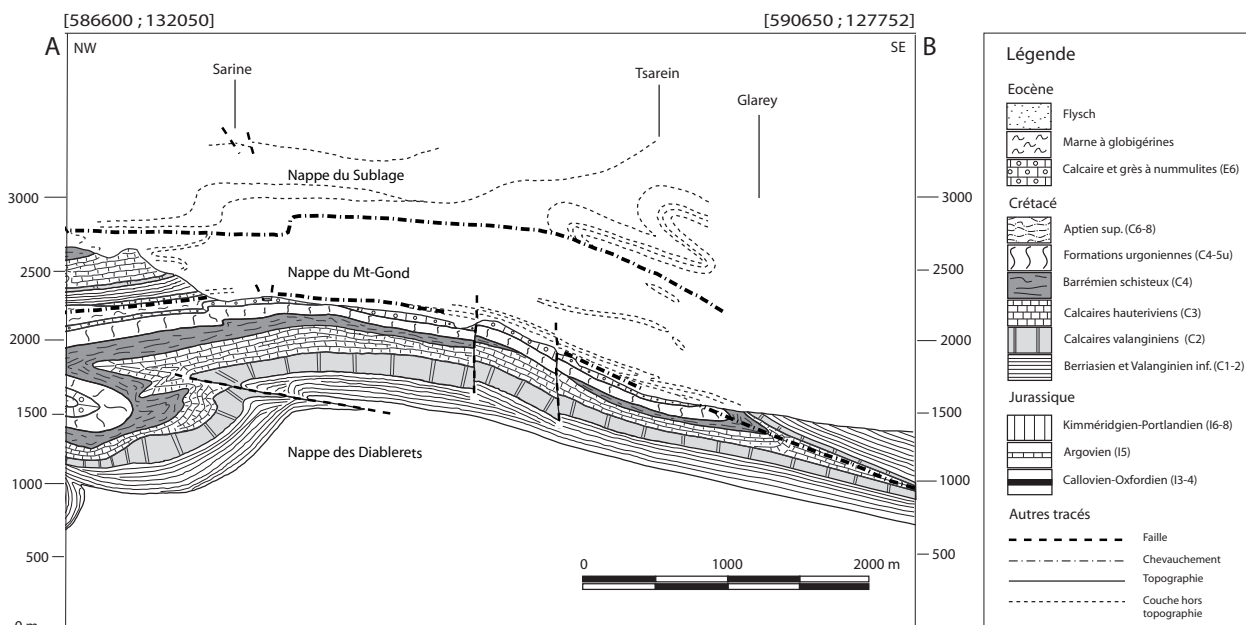


Figure 3 - Coupe géologique illustrant les trois nappes des Diablerets, Mt-Gond et Sublage, ainsi que leurs relations tectoniques (modifiée de Gremaud et Nessi, 2006). Le synclinal de raccord entre la nappe des Diablerets et celle du Mt-Gond se situe exactement à la source de Glarey. Le tracé de la coupe est représenté en Figure 1.

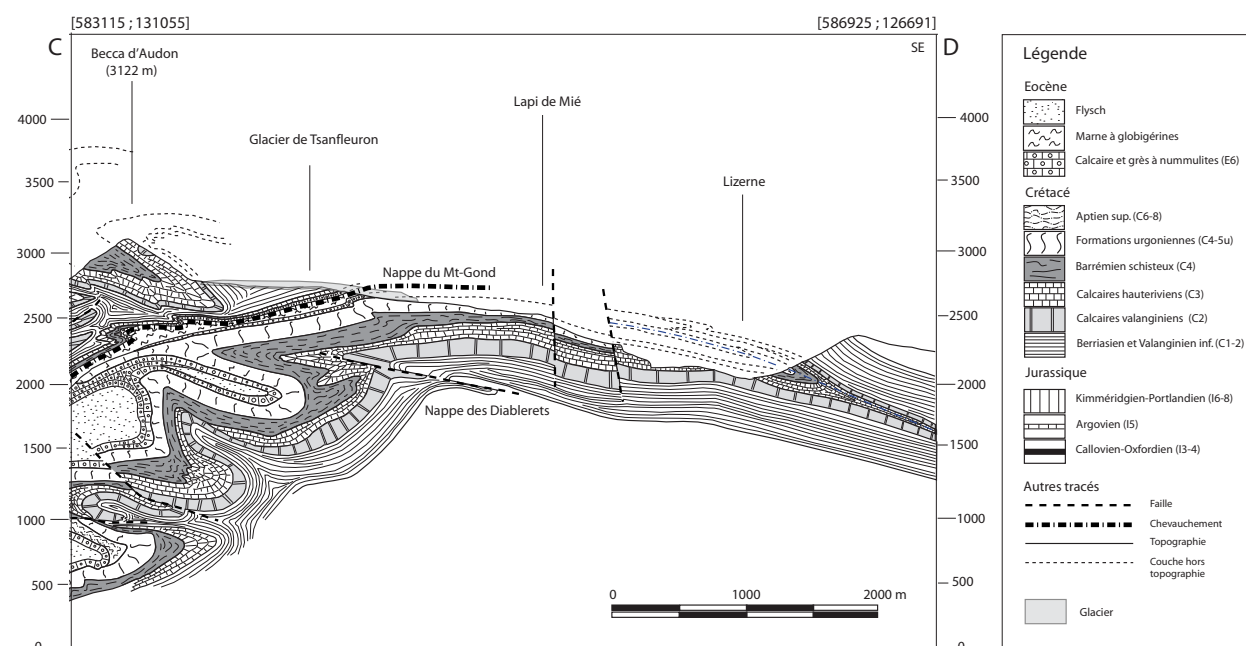


Figure 4 - Coupe géologique à travers le Lapiaz de Tsanfleuron, de la Becca d'Audon à la vallée de la Lizerne (tracé représenté sur la Figure 1) (modifiée de Gremaud et Nessi, 2006).

Seule la Tour-St-Martin (ou Quille du Diable) montre le flanc inverse de la nappe du Mt-Gond et une stratigraphie inversée (Figures 2 et 5). Il est probable que ce chevauchement entre la nappe des Diablerets et la nappe du Mt-Gond soit visible sous le glacier et que son retrait puisse un jour donner de plus amples informations à ce sujet.

La figure 5 présente en détail la succession de strates différentes ayant permis la construction du passage d'un plan de chevauchement au pied de la Tour-St-Martin. La partie supérieure de la Tour-St-Martin est en polarité inversée, alors que la partie inférieure présente une polarité stratigraphique normale. Les deux structures sont séparées par une strate plus ductile, les marnes à globigérines, permettant de faire passer préférentiellement les contraintes (ici le chevauchement). Ces marnes présentent donc une partie inversée directement en contact avec une partie en position normale. L'ensemble de la structure crée ici une klippe de la nappe du Mt-Gond sur la nappe des Diablerets.

Enfin, en considérant le plongement axial d'une quinzaine de degré en direction de l'est de toutes les nappes et structures de la région, l'eau se trouve donc fortement canalisée vers le synclinal de raccord (Figures 3 et 4), puis vers la source de Glarey (Figure 6).

L'analyse des structures de la région permet donc de mieux saisir le déplacement des eaux dans la formation karstique, mais aussi de comprendre les raisons de la position de l'exutoire du système karstique. Le plongement axial et le synclinal de raccord des nappes contrôlent en grande

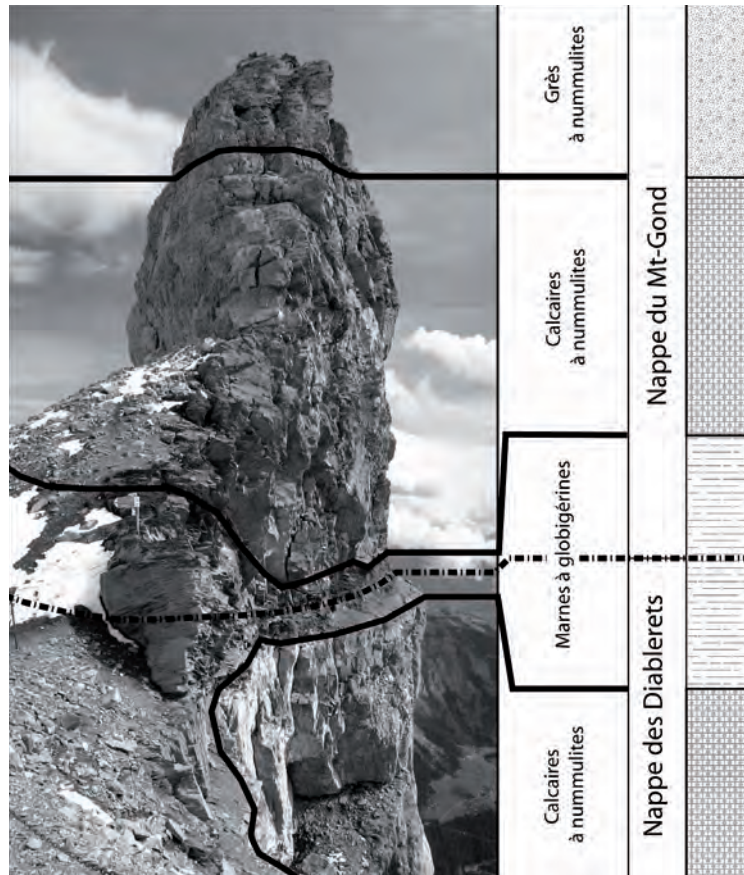


Figure 5 - Photo commentée présentant la nappe du Mt-Gond chevauchant celle des Diablerets au niveau de la Tour-St-Martin. La partie supérieure de la Tour-St-Martin forme donc une klippe de la nappe du Mt-Gond, présentant une stratigraphie inversée (modifié de Gremaud et Nessi, 2006).

partie la direction d'écoulement, et donc probablement le creusement du karst existant.

Cela montre aussi que le large anticlinal sous-jacent au glacier risque d'emmener une partie des eaux en direction du nord. Il est cependant difficile d'imaginer quel est le développement karstique dans les multiples plis au nord du Lapiaz de Tsanfleuron.

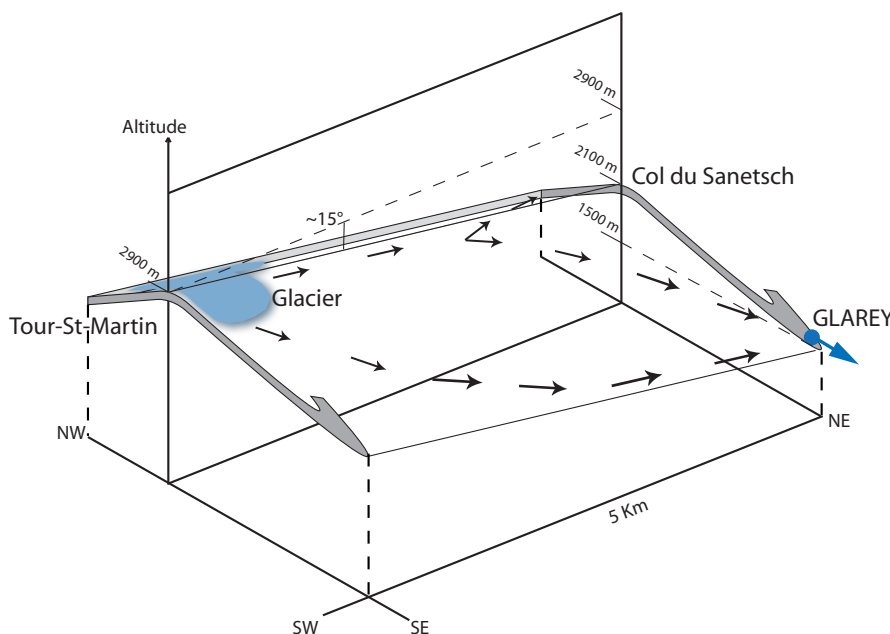


Figure 6 - Parcours supposé des eaux selon la structure géologique de la région. Les flèches noires représentent les directions d'écoulement possibles pouvant être envisagées. La couche grisée correspond à la formation des calcaires urgoniens karstifiés qui semble être l'aquifère principal. Le Glacier de Tsanfleuron est représenté en gris ombré.

### III - FRACTURATION

Une étude de la fracturation a déjà été effectuée par Franck *et al.* (1984). La présente description de la fracturation a permis de mettre en exergue une famille supplémentaire de fractures. Ce chapitre est intéressant du point de vue strictement structural, pour le développement du karst, mais aussi du point de vue hydrogéologique, car la circulation des eaux souterraines dans le karst peut être grandement influencée par les failles et les fractures.

Les observations sur le lapiaz ont été consignées au sein d'un diagramme en rose permettant d'observer l'occurrence des différentes directions de fractures d'extension et de failles (Figure 7).

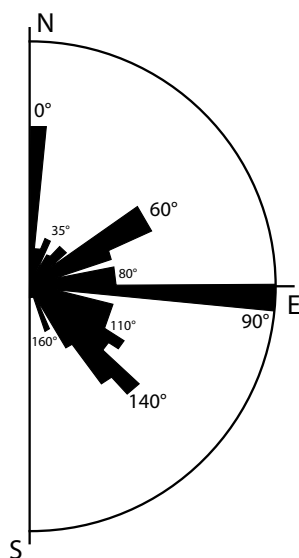


Figure 7 - Diagramme en rose de la fracturation régionale. 176 mesures ont été prises en compte. Elles ont été classées en classes de 6° afin de simplifier la lecture. La longueur des « pétales » correspond au nombre de mesures par classe. La persistance des fractures n'a pas été prise en compte (Gremaud et Nessi, 2006).

Ce diagramme permet de définir quatre directions préférentielles :

**0°** : orientation peu marquée à grande échelle, mais très présente au niveau de la fracturation locale. L'ouverture des fractures d'extension est assez importante.

**60°** : famille marquée autant au niveau des failles importantes que de la fracturation locale. Cette famille est souvent remplie de dépôts sidérolithiques.

**90°** : cette famille non répertoriée par l'étude de Franck *et al.* (1984) ne se retrouve que localement, car son extension est faible. Sa fréquence d'apparition est tout de même très importante à échelle locale.

**130°, 145°** : grande famille de fractures qui se retrouvent quasiment dans tout le lapiaz. Elles ne forment des failles importantes qu'à l'ouest du lapiaz, sous le glacier.

Cette classification en multiples familles s'accompagne d'une étude de la chronologie de mise en place. Les fractures ou failles plus jeunes recoupent les plus anciennes et cela permet de construire le schéma de mise en place chronologique de chacune des familles (Figure 8).

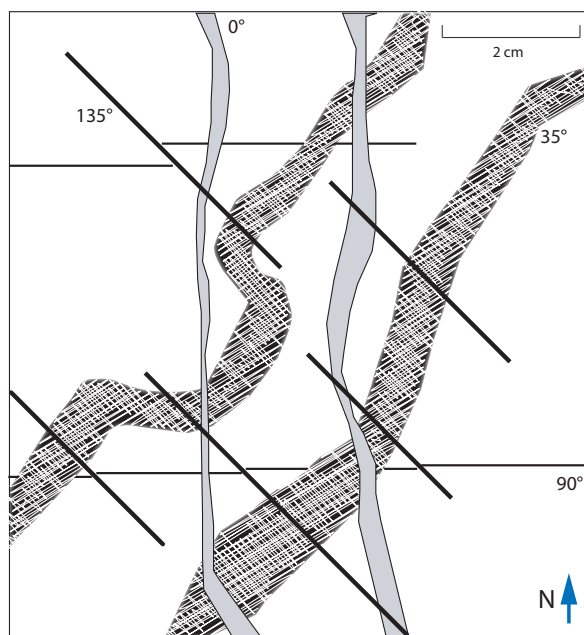


Figure 8 - Schéma synthétique de la chronologie des fractures d'extension, des plus anciennes aux plus récentes : la famille 90° sur la direction est-ouest, celle de 60° qui est remplie régulièrement de dépôts sidérolithiques, puis la famille 0° sur la direction nord-sud et enfin celle orientée à 135°-145° qui se surimpose à toutes les autres fractures (Gremaud et Nessi, 2006).

Il serait imaginable que le karst tende à se développer selon la direction préférentielle des familles de fractures importantes (ici surtout la famille orientée à 60°). En effet, ces failles tendent à traverser l'ensemble du lapiaz (Figure 1), mais leur orientation amènerait les eaux en direction du nord-est, donc du côté opposé à la source de Glarey ou de Tschœtze, au nord du large anticlinal aplati décrit auparavant.

L'ensemble de ces fractures et failles étudiées constituent des fractures d'extension. Le lapiaz a aussi subi des contraintes décrochantes qui ont construit des fractures en échelons dans diverses directions. La même méthode peut être utilisée pour leur catégorisation en familles et la chronologie de celles-ci. Les orientations sont les mêmes, mais la chronologie est très différente. Les fractures en échelons d'une certaine orientation sont en effet coupées par des fractures d'extension, sensées être plus anciennes, et inversement.

L'ensemble du système de fractures et de failles est donc passablement complexe sur le lapiaz de Tsanfleuron et les liens possibles avec la karstification ne sont pas encore suffisamment clairs pour confirmer avec certitude l'orientation des conduits karstiques dans la formation calcaire urgonienne.

## IV - HYDROGÉOLOGIE

Sur la base des structures géologiques discutées précédemment, des directions d'écoulements théoriques de la Figure 6 et des différents essais de traçage, il est possible d'envisager des écoulements des eaux souterraines en direction des sources de Glarey et Tschoetre de la manière suivante (Figures 9 et 10).

L'écoulement théorique des eaux en direction de Glarey sur la Figure 9 permet d'envisager la présence d'une zone karstique saturée au niveau du synclinal de raccord situé entre les nappes des Diablerets et du Mt-Gond. La source de Glarey est située au niveau de ce synclinal.

Quant à la Figure 10, elle montre un passage probable de l'eau le long des failles verticales de la paroi rocheuse surplombant Derborence. Ces discontinuités permettent la traversée de formations peu perméables jusqu'à la source de Tschoetre, située dans la vallée de la Lizerne.

Cette courte partie hydrogéologique permet ainsi de mettre en lumière les liens entre la structure géologique et les écoulements souterrains. Les considérations hydrogéologiques plus détaillées sont développées dans l'article sur l'hydrogéologie de la région de Tsanfleuron (Savoy *et al.*, 2008).

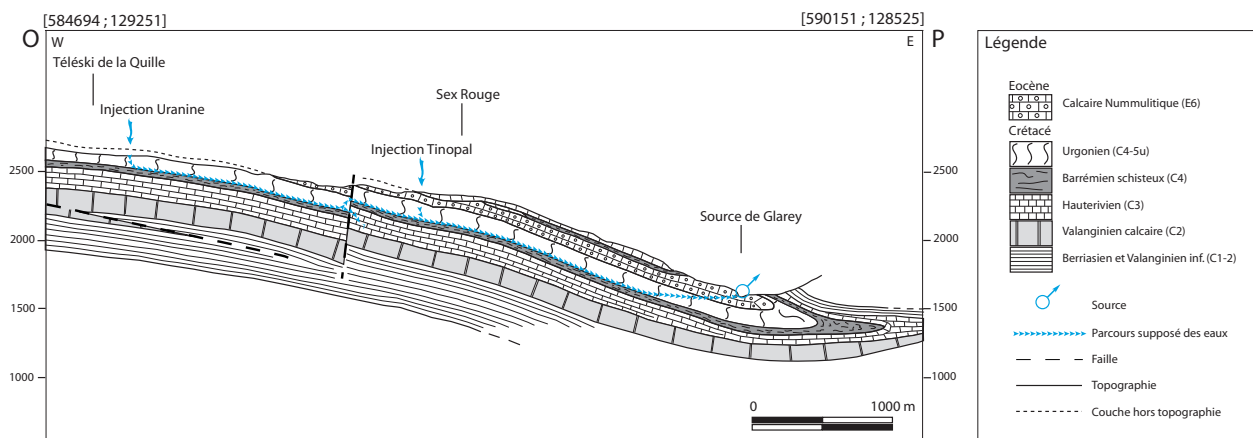


Figure 9 - Coupe entre la base du télési et la source de Glarey. Le passage théorique des eaux dans le karst en direction de la source de Glarey suit la formation urgonienne, mais il y a de probables pertes dans les formations stratigraphiquement inférieures. Les deux points d'injection des traceurs (Uranine et Tinopal) sont indiqués par des flèches. Il y a création d'une zone saturée au sein du synclinal de raccord (modifié de Gremaud et Nessi, 2006).

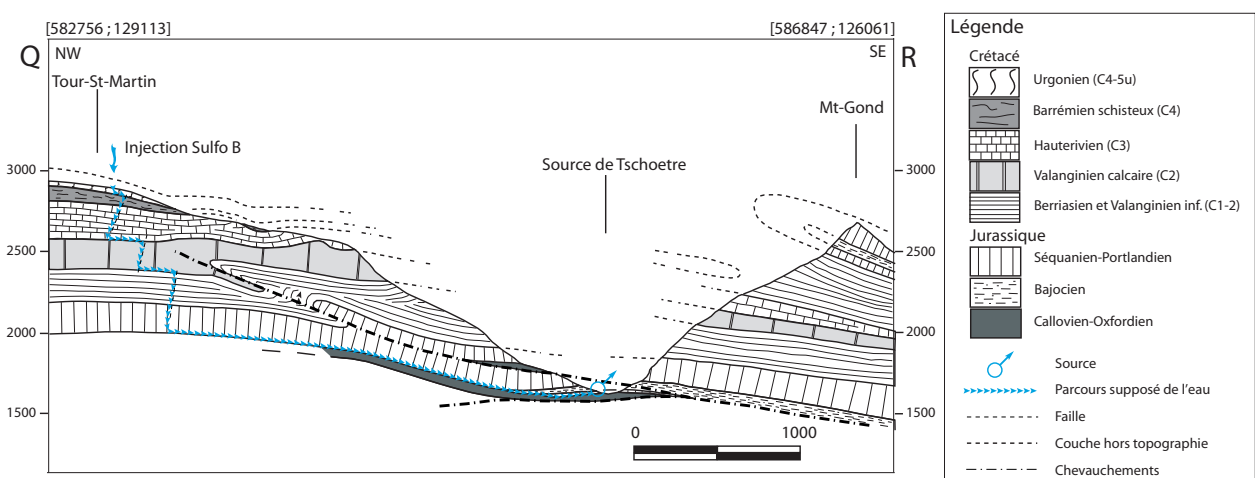


Figure 10 - Coupe entre la Tour-St-Martin et le Mt-Gond. Le passage théorique des eaux traverse l'ensemble de la stratigraphie crétacée et jurassique au travers de failles subverticales en direction de la source de Tschoetre. Le point d'injection du traceur Sulforhodamine B est indiqué par une flèche (modifié de Gremaud et Nessi, 2006).



## CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'étude géologique du site du Lapiaz de Tsanfleuron a permis de contraindre dans un cadre structural l'étude hydrogéologique. Tant la construction des coupes tectoniques, que l'étude de la fracturation permettent de créer certaines hypothèses sur les déplacements possibles des eaux souterraines dans les calcaires urgoniens. Il sera certainement intéressant dans les années futures et vu le rapide recul du glacier de Tsanfleuron, de rechercher le contact tectonique entre la nappe du Mt-Gond et la nappe des Diablerets qui doit se situer en amont du front du glacier actuel (2005).

Une nouvelle étude (Gremaud, en cours) vient d'être initiée sur le même site, au sein du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, en vue d'étudier les interactions entre les écoulements provenant du glacier et le système karstique sous-jacent. Cette étude s'appuie sur l'exutoire de Glarey et compte mettre en lumière le rôle important du glacier de Tsanfleuron, sur les ressources en eau fournies par l'aquifère karstique et sur la dynamique de leurs écoulements au sein de celui-ci.

## BIBLIOGRAPHIE

- BUSSY F., 1983. Etude géologique de la région Audon-Tsanfleuron I, II et III. Diplôme de géologie, Université de Lausanne.
- EPARD J.-L., 1982. Etude géologique de la région du Spitzhorn. Diplôme de géologie, Université de Lausanne.
- FRANCK P., WAGNER J.-J., ESCHER A., PAVONI N., 1984. Evolution des contraintes tectoniques et sismicité dans la région du col du Sanetsch, Alpes Valaisannes Helvétiques. *Eclogae geol. Helv.* 77/2, 383-393.
- GREMAUD V., NESSI J., 2006. Etude structurale et hydrogéologique de la région du Col du Sanetsch et du Lapiaz de Tsanfleuron. Mémoire de Master, Université de Lausanne, 102 p.
- GREMAUD V., en cours. *Glaciers and alpine karst aquifers (GLACIKARST)*. Thèse, Université de Neuchâtel.
- GRUST K., 2004. The hydrology and dynamics of a glacier overlying a linked-cavity drainage system. PhD Thesis, University of Cambridge, UK.
- HUBBARD B., TISON J.L., JANSSENS L., SPIRO B., 2000. Ice-core evidence of the thickness and character of clear-facies basal ice: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Journ. Glaciol.*, 46/152, 140-150.
- HUBBARD B., HUBBARD A., TISON J.-L., MADER H.M., NIENOW P., GRUST K., 2003. Spatial variability in the water content and rheology of temperate glaciers: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Ann. Glaciol.*, 37, 1-6.
- KUNZ F., 1982. Etude géologique de la région du Col du Sanetsch. Diplôme de géologie, Université de Lausanne.
- MENKVELD-GFELLER U., 1994. Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: drei neue Lithostratigraphischen Einheiten des Eocaens der helvetischen Decke. *Eclogae geol. Helv.* 87/3, 789-809.
- REYNARD E., 2006. Valorisation géotouristique du karst de Tsanfleuron. In Gestion durable de l'environnement karstique. R. Lugon éd., Institut Universitaire Kurt Bösch, Sion, 69-79.
- REYNARD E., 2008. Le lapiaz de Tsanfleuron : un paysage glacio-karstique à protéger et à valoriser. In Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources. *Collection EDYTEM*, 7, Cahiers de Géographie, 157-168.
- SAVOY L., FAVRE G., MASOTTI D., 2008. Hydrogéologie du karst de Tsanfleuron. In Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources. *Collection EDYTEM*, 7, Cahiers de Géographie, 135-146.
- SPICHER A., 1980. Carte tectonique de la Suisse. Office fédéral de l'environnement, Berne.

# HYDROGÉOLOGIE DU KARST DE TSANFLEURON ET ESSAIS MULTITRAÇAGES

ANNÉES 2005 ET 2006

*TSANFLEURON KARST HYDROGEOLOGY AND TRACING EXPERIMENTS*

LUDOVIC SAVOY <sup>1</sup>, GÉRALD FAVRE <sup>2</sup>, DANIEL MASOTTI <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Hydro-geol sarl, cp 2430, CH 2001 Neuchâtel

<sup>2</sup> GEOLOGOS SA, Route de Crassier, 16, CH 1227 Borex

<sup>3</sup> Meteo-assistance - Rue chez Moren 11A, CH 1955 Grugny

Contact : ludovic.savoy@hydro-geol.ch

## RÉSUMÉ

*Dans le cadre de l'établissement des zones de protection du captage de Glarey, l'une de principale source pour l'alimentation en eau potable de la commune de Conthey (Valais, Suisse), une série de 12 essais de traçage a été réalisée sur le bassin d'alimentation de la source entre 2005 et 2006. Le but de ces essais était de délimiter le bassin d'alimentation de la source sur le karst de Tsanfleuron. D'une structure géologique relativement simple - le pendage des calcaires urgoniens de 5° à 20° en direction de l'est et sud-est, implique un drainage des eaux en direction de la source de Glarey - le karst de Tsanfleuron et pourtant entouré de plusieurs sources présentant des débits importants (Sarine, Tschoetre, Marnes) dont les bassins d'alimentation étaient jusqu'à maintenant inconnus. Les essais de traçage ont permis de mettre en évidence la contribution du karst de Tsanfleuron dans l'alimentation de ces différentes sources et ainsi de délimiter la surface du bassin d'alimentation de la source de Glarey.*

**MOTS-CLÉS :** KARST, HYDROGÉOLOGIE, EAUX SOUTERRAINE, TRAÇAGE, BASSIN D'ALIMENTATION.

## ABSTRACT

*Between 2006 and 2007, within the framework of the harnessing of Glarey protection areas, which constitutes one of the main springs for the drinkable water supply of the municipality of Conthey (Valais, Switzerland), a series of 12 dye-tracing tries was realized on the catchment area source.*

*The purpose of these tests was to bound the catchment area source on the Tsanfleuron karst.*

*Of a relatively simple geologic structure – the urgonian limestone dip from 5° to 20° in the direction of east and south-east implies a waters drainage in the direction of the Glarey source – the Tsanfleuron karst is nevertheless surrounded with several sources presenting important flows (Sarine, Tschoetre, Marnes) whose catchment areas were so far unknown. The dye-tracing tests allowed to bring to light the contribution of the karst of Tsanfleuron in the supply of these various springs and so to limit the surface of the Glarey source catchment area.*

**KEYWORDS:** KARST, HYDROGEOLOGY, GROUNDWATER, DYE-TRACING, CATCHMENT AREA.

## INTRODUCTION

Depuis 1990, les eaux d'origine karstique de la source de Glarey sont captées partiellement pour l'alimentation en eau potable de la commune de Conthey (Canton du Valais, Suisse). Entre juin 2005 et octobre 2006, plusieurs essais de traçage ont été réalisés sur le karst de Tsanfleuron, qui présente la particularité d'être partiellement recouvert par un glacier, le glacier de Tsanfleuron, et qui constitue le bassin d'alimentation principal de la source de Glarey (Favre et Masotti, 2000 ; Favre et Savoy, 2005 et 2006). Ces essais ont été réalisés en complément d'une étude pour l'établissement des zones de protection de la source selon la méthode EPIK (OFEG 2002). Les essais de 2005 ont également été réalisés en collaboration avec le Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel (CHYN) dans le cadre du travail de diplôme de Gremaud et Nessi (2006). Plusieurs buts étaient visés par ces essais de traçage :

- 1 - Préciser les limites du bassin d'alimentation de la source, qui pour certains secteurs ne sont connues que de façon approximative. Ce point était particulièrement important du fait de l'implantation d'une station de ski dans la partie

haute du karst (Reynard, 1997a). Les limites du bassin d'alimentation sont difficiles à évaluer sans l'apport d'essais de traçage, le karst présentant une surface relativement plane, légèrement inclinée et plusieurs sources de bassins d'alimentation inconnus étant localisées sur le pourtour du massif.

- 2 - Déterminer les origines des principales causes de pollution de la source et quantifier les vitesses de transfert dans le karst.
- 3 - Améliorer la compréhension du « comportement hydrogéologique » de l'aquifère karstique.
- 4 - Fournir des informations nouvelles et précises afin d'établir un rapport complet actualisé dans le but de la mise à l'enquête du dossier des zones de protection de la source de Glarey.

Cet article a pour but de synthétiser les différents essais de traçage réalisés sur le karst de Tsanfleuron et ainsi mettre à jour les connaissances hydrogéologiques du massif d'un point de vue purement orienté dans l'élaboration de futures zones de protection de la source de Glarey.

## I - CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le karst de Tsanfleuron, en partie recouvert par le glacier de Tsanfleuron entre 2600 m et 2900 m d'altitude, se situe dans la partie occidentale des Alpes suisses. Il est situé aux frontières de trois cantons suisses, Berne, Valais et Vaud, qui se rejoignent au sommet de la Becca d'Audon - Oldenhorn (3122 m). Il est limité au sud par la vallée de la Lizerne et le massif du Mont Gond (La Fava), au nord par le Becca d'Audon et le Mont Brun (2923 m), à l'ouest par le cirque de Derborence et le glacier de Tsanfleuron. Enfin à l'est, la limite est imposée par la vallée de la Morge, le col du Sanetsch et la Sarine, qui s'écoule en direction de Gsteig (Figure 1).

Le massif des Diablerets appartient à la supernappe du Wildhorn, subdivisée dans la région en trois nappes : la nappe sommitale du Sublage, la nappe du Mt-Gond et la nappe des Diablerets, à la base. Des informations détaillées sur la géologie du karst de Tsanfleuron figurent dans l'article de V. Gremaud (ce volume). Le karst de Tsanfleuron se développe sur le flanc normal de la Nappe des Diablerets. Les lapiaz se sont développés dans deux formations calcaires (Reynard, 1997b) :

- Les calcaires à faciès urgonien (Barrémien supérieur - Aptien inférieur) : bancs calcaires blancs et massifs, à caractère récifal (calcaire oolithique, sections de rudistes,...). Ces calcaires affleurent dans toute la partie amont et centrale du lapiaz

avec une épaisseur relativement constante d'une centaine de mètres (max. 150 m).

- Les calcaires à Nummulites (Eocène supérieur) : calcaire gris clair, massif, contenant la plupart du temps de nombreuses Nummulites et Lithothamnies. Ce calcaire se trouve à l'est et au sud-est du massif et recouvre en partie les calcaires urgoniens avec une épaisseur maximale de 50 à 100 m.

Les calcaires urgoniens et les calcaires à Nummulites sont parfois séparés par des séries peu épaisses, couche à cérithes et grès nummulitique de l'Eocène, qui forment une limite hydrogéologique imperméable sur laquelle des circulations actives peuvent se développer. Le niveau hydrogéologique de base des calcaires urgoniens est formé par les calcaires siliceux (Hauterivien) : roches en bancs allant jusqu'à une dizaine de centimètres, riches en silice, dures et d'une épaisseur de 70 à 100 m. Les pendages des couches sont généralement faibles, de 5° à 20° en direction de l'est et sud-est, impliquant un drainage des eaux en direction de la source de Glarey (Kunz, 1982). Sur la portion sud du karst, le pendage augmente pour atteindre 25° à 50°. Différentes sources (Tschoetre, lit de la Lizerne, voir ci-dessous) de bassins d'alimentation inconnus avant les essais de traçage de 2005 et 2006 sont potentiellement alimentées par cette partie du karst.

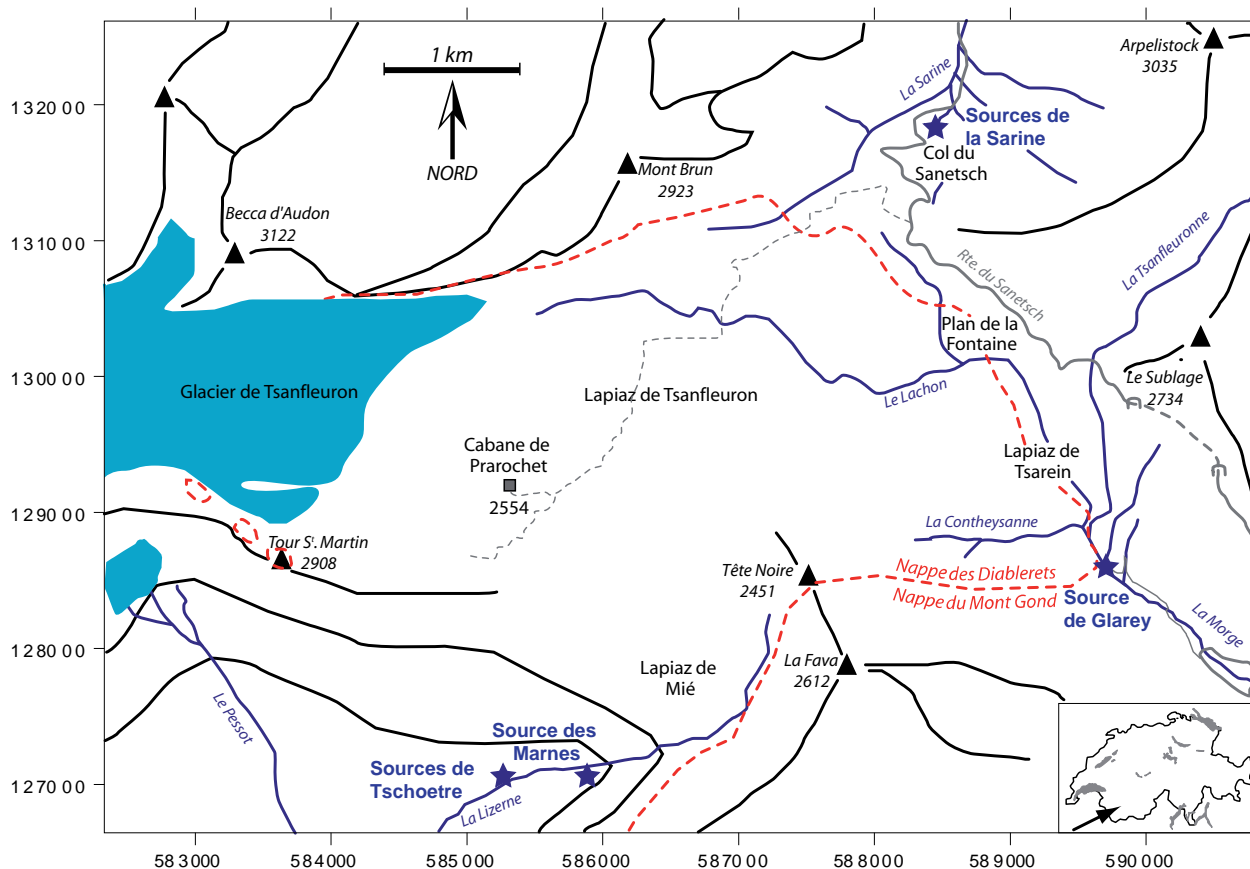


Figure 1 - Localisation du massif de Tsanfleuron, des principales sources du massif (Sarine, Glarey, Marnes, Tschoetre et une source nouvellement découverte). Limite entre les nappes des Diablerets et du Mont Gond.

## II - CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE

Le karst de Tsanfleuron est localisé à la limite de séparation des bassins hydrologiques du Rhône et du Rhin. Au sud-est, le Lachon, puis la Morge, où se situe la Source de Glarey, ainsi qu'au sud, la Lizerne, se jettent toutes deux dans le Rhône et rejoignent la Méditerranée. Au nord-est, la Sarine, qui prend sa source au col du Sanetsch, rejoint l'Aar, puis le Rhin, avant de se jeter dans la mer du Nord.

En surface, le karst de Tsanfleuron se caractérise par l'absence d'écoulement de surface, à l'exception du Lachon provenant de la fonte du glacier de Tsanfleuron (Corbel, 1957) et s'écoulant partiellement sur la moraine. Ce karst représente donc une grande surface d'infiltration des eaux. Les principales zones d'infiltrations actives et concentrées se situent :

- au front du glacier (alimentation sous- et proglaciaire), au-dessus de 2750 m d'altitude
- le long du Lachon
- dans la plaine du Plan de la Fontaine.

Au niveau spéléologique, les réseaux du karst de Tsanfleuron sont nettement développés. Des explorations récentes (Groupe spéléo Lausanne - GSL, Groupe

spéléo rhodanien - GSR, Spéléo-club de la Vallée de Joux - SCVJ) ont permis de découvrir une partie de collecteur actif à la base des calcaires urgoniens (Gouffre G16) à une profondeur de 120 mètres (exploration en cours). Un certain nombre de grottes ont également été explorées au contact entre les calcaires à Nummulites et les couches à cérithes et grès nummulitiques, là où la nappe s'incline pour plonger vers le Sud-Est.

Les émergences les plus importantes localisées autour de l'aquifère karstique de Tsanfleuron sont (Figure 1) :

- **La source de Glarey** : elle est située à la confluence de la Morge et de la Contheysanne, en dessous du hameau de Tsarein (150 l/s, vallée de la Morge, 1550 m). L'exutoire est situé à la base des calcaires nummulitiques éocènes, qui surmontent directement les calcaires urgoniens. Ces derniers forment un pli synclinal aux flancs isoclinaux séparant les deux nappes des Diablerets et du Mt-Gond. Les eaux sont calciques bicarbonatées de type calcite. Ces eaux sont captées pour l'alimentation en eau de la commune de Conthey (Figure 2).

Figure 2 - Captage de la source de Glarey exploitée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Conthey (Photo G. Favre).



- **Les sources de Tschœtze** : elles sont situées dans la vallée de la Lizerne en amont de Derborence (500 l/s, vallée de la Lizerne, 1500 m). Elles consistent en plusieurs griffons localisés au contact entre les marnes calloviennes-oxfordiennes et les calcaires du Malm (Figure 3). Les eaux sont de type calcique sulfatée. La forte concentration en sulfates et en calcium peut s'expliquer par l'apport d'eau du Trias affleurant dans le cirque de Derborence.

- **La Source de la Sarine** : elle est située en aval du col du Sanetsch, au niveau de la nappe du Mont Gond, proche du contact avec la nappe des Diablerets (130 l/s, col du Sanetsch, 2140 m). Les eaux sont calciques bicarbonatées de type calcite avec des teneurs élevées en  $\text{SO}_4$  pouvant provenir d'un mélange avec des eaux sulfatées provenant des schistes valanginiens.

Relativement peu de traçages ont été réalisés sur la massif jusqu'aux campagnes de traçage de 2005 et 2006. Une injection au sel réalisée par Masotti (1989) dans le Lachon a été détectée à la source de Glarey, prouvant ainsi une connexion directe entre la rivière et l'aquifère karstique (Masotti, 1997). Le sel a été détecté à la source de Glarey 5 heures après l'injection (vitesse de 645 m/h pour une dénivellation de 700 m). Un essai similaire a également été effectué à la perte du Sex Rouge pour un résultat comparable.



Figure 3 - Un des griffons des sources de Tschœtze, situées dans la vallée de la Lizerne, en amont de Derborence, au contact entre les marnes callovo-oxfordiennes et les calcaires du Malm.



Figure 4 - Source de la Sarine, source karstique (origine partielle des calcaires urgoniens recouverte de moraine quaternaire) (Photo G. Favre).

### III - MÉTHODOLOGIE

Les essais de traçage sur le karst de Tsanfleuron ont été réalisés en quatre campagnes de terrain réparties durant l'automne 2005 et l'automne 2006. Les traceurs utilisés (uranine, sulforhodamine B et tinopal) ont été choisis en fonction de leurs propriétés particulières (bonne restitution, conservation...) et de leur facilité de détection.

La réapparition des traceurs aux trois sources principales du massif (Glarey, Sarine et Tschœtze) était surveillée au moyen de fluorimètres de terrain permettant la mesure en continu de la fluorescence des différents traceurs utilisés. En plus des fluorimètres de terrain, des échantillonneurs automatiques permettaient la prise régulière d'échantillons (400 ml) pour les mesures chimiques ultérieures en laboratoire. Certains des échantillons prélevés ont été analysés au laboratoire par spectrofluorimétrie afin de calibrer précisément les courbes de restitution des fluorimètres de terrain.

Des petites sources supplémentaires de faible importance ont été surveillées au moyen de fluocapteurs. Au total, 12 points d'injection ont été sélectionnés sur le massif dans le but de couvrir la zone la plus grande possible (Tableau 1 et Figure 7).

#### 1 - Secteur Col du Sanetsch - Tsarein

- **Le Plan de La Fontaine** (02/08/06) : le Plan de la Fontaine est situé en contrebas du lapiaz de Tsanfleuron et est utilisé comme pâturage pour le bétail durant la saison estivale et du purin y est régulièrement répandu.

Du point de vue de la pollution de la source de Glarey, ce site présente un risque important. Le but de ce traçage était de vérifier, en période d'étiage, la connexion entre l'alpage du Plan de la Fontaine avec la source de Glarey. Le traceur (2 kg de tinopal) a été injecté dans une perte située aux confins sud-ouest de la surface pâturée, au moyen d'une citerne tractée de 6000 litres (Figure 5).

- **Col du Sanetsch et Perte piste 4x4** (02/08/06) : les limites nord du bassin d'alimentation de la source de Glarey étant mal définies, deux traçages ont été réalisés dans la partie nord du karst de Tsanfleuron qui se développe entre le col du Sanetsch (Figure 6) et la plaine alluviale du Lachon située au sud du Mont Brun (ou Sanetschhorn). Plusieurs éléments géologiques et géographiques laissaient penser que ce secteur se trouvait dans une zone d'alimentation située aux confins du bassin d'alimentation de la source de Glarey ou carrément dans un secteur en relation avec une autre source :

- Ce secteur est situé à proximité du plan de chevauchement des nappes des Diablerets et du Mont Gond qui passe vers la source de la Sarine.
- Les calcaires urgoniens présentent un faible pendage en direction de la source de la Sarine.
- La ligne de partage des eaux entre le bassin du Rhin et le bassin du Rhône passe par le col du Sanetsch.
- L'émergence pérenne de la Sarine, dont le bassin d'alimentation est inconnu, est située à moins d'un kilomètre au NNE, en contrebas.

Trois cent grammes d'uranine ont été injectés dans



Figure 5 - Injection du traceur (tinopal) dans la perte du Plan de la Fontaine (Photo G. Favre).

une perte tarie située au niveau du col du Sanetsch et 500 g de sulforhodamine B dans le fond d'une petite dépression fermée, dans une perte. Les 2 traceurs ont été injectés au moyen d'une citerne tractée de 6000 litres.

- **Perte de Tsarein** (13/08/06) : le hameau de Tsarein a été édifié, avant que la source de Glarey ne soit captée, sur un petit plateau calcaire, à seulement 500 m au nord du captage. Les chalets sont occupés partiellement durant l'été et les eaux usées de ces habitations pénètrent directement dans le karst, presque à la verticale de la source. Un traçage (1 kg de tinopal) a été effectué afin d'établir s'il existait une connexion avec la source.

## 2 - Secteur karst de Tsanfleuron

- **Cabane de Prarochet** (03/09/05) : une injection d'uranine (0,2 kg) a été effectuée directement dans l'évier de la cuisine de la cabane de Prarochet. Le but de ce traçage était de prouver la connexion entre la zone de la cabane de Prarochet et la source de Glarey. Ce point d'injection représente également une injection de type concentré dans la zone non saturée du massif calcaire.

- **Gouffre G16** (03/09/05) : en 2004, des membres du Groupe Spéléologique Lausannois (GSL), du Groupe Spéléologique Rhodanien (GSR) et du Spéléo-club de la Vallée de Joux (SCVJ) ont poursuivi l'exploration d'une cavité découverte au début des années 1970. A 150 m de profondeur, ils ont découvert la première rivière souterraine du massif, à la base des calcaires de l'Urgonien. Afin de pouvoir comparer l'injection de type diffuse en zone non saturée réalisée à la cabane de Prarochet avec une injection concentrée dans la zone saturée du massif, 2 kg de tinopal ont été injectés dans le collecteur du gouffre G16.



Figure 6 - Injection du traceur (uranine) dans la perte du col du Sanetsch (Photo G. Favre).

## 3 - Secteur glacier de Tsanfleuron

Tous les points d'injection de ce secteur présentent la particularité d'être situés à l'extrême amont du bassin d'alimentation de la source de Glarey, à la limite avec le bassin d'alimentation de la source de Tschoetre. Ces traçages ont été réalisés dans le but de connaître le plus précisément possible le destin des eaux de surface, vu les biens-fonds en place (station de ski, refuge) pouvant représenter un danger potentiel pour la source de Glarey.

- **Gouffre D 2** (03/09/05) : cette cavité, située 700 m au NW de la Tour Saint-Martin (ou Quille du Diable), a été explorée jusqu'à 47 m de profondeur en 2003 par la Société Spéléologique Genevoise (réf. Yuri Schwartz). Ce gouffre reçoit les eaux d'un actif qui débite quelques litres à la seconde, en provenance d'un petit lac superficiel du glacier de Tsanfleuron ; 0,45 kg de sulforhodamine B y a été injecté.

- **Zone des gouffres D3 et D4** (18/09/05) : le but de ce traçage (uranine, 0,5 kg) était de corroborer les résultats obtenus à la perte du gouffre D2.

- **Gouffre D12** (18/09/05) : il était aussi très important de connaître le devenir des torrents qui s'écoulent dans les bédrières du glacier de Tsanfleuron, car très rapidement, au contact du karst nu, ils disparaissent dans les profondeurs du massif. Le gouffre D12, exploré en 2004 par la SSG jusqu'à 18 mètres de profondeur, agit comme perte d'une bédrière se développant sur le glacier à seulement 200 m au Nord de la Tour Saint-Martin (Quille du Diable) ; 0,5 kg de sulforhodamine B y a été injecté.

- **Tour Saint-Martin (Quille du Diable) 150 m à l'Est** (18/09/05) : le traceur (4 kg de tinopal) a été injecté dans un petit actif résultant de la fonte d'un névé qui se perdait dans les fissures des calcaires de l'Urgonien.

#### 4 - Secteur de Mié

- **Perte de Mié 1 et Perte de Mié 2** (13 et 15/08/06) : les limites sud du bassin d'alimentation de la source de Glarey étant mal définies, deux traçages ont été réalisés sur le karst de Mié. Ce karst est constitué en grande partie par des calcaires tertiaires bien lapiazés et très perméables, à l'exception de quelques surfaces mar-

neuses engazonnées (Chaux de Mié). Dans sa partie supérieure, en direction du nord-ouest et de la Tour St Martin (Quille du Diable), ce sont les calcaires massifs de l'Urgonien qui prennent le relais.

Dans sa partie nord, le karst de Mié est délimité par le bourrelet anticlinal qui fait suite au pli-faille/synclinal du vallon des Cloujons, dont la présence joue un rôle important pour les écoulements souterrains du massif de Tsanfleuron. À partir de cette crête structurale, les couches s'inclinent en direction du sud-est avec un pendage assez marqué de 20° à 30° et même davantage au niveau de la Chaux de Mié (60° et plus). À cet emplacement, en profondeur, les niveaux perméables (urgonien et tertiaire) forment un pli couché avec un axe incliné au nord-est en direction de Glarey.

Ces conditions structurales et cette géométrie des aquifères laissent penser que le karst de Mié peut être un sous-bassin de la source de Glarey et que ses eaux peuvent rejoindre celle du bassin principal de Tsanfleuron au niveau de l'émergence (jonction perpendiculaire).

Bien que dans ce secteur les deux aquifères (Urgonien et Calcaire à Nummulites) soient quasiment jointifs et n'en forment qu'un seul (peu de couche imperméable entre eux) deux traçages, aussi bien pour des raisons stratigraphiques que géographiques, ont été réalisés. Le premier traceur (uranine, 1 kg) a été injecté dans une petite perte à la base d'une dalle inclinée de calcaire tertiaire, 250 m au nord-ouest de la cabane de Chaux de Mié. Le second traceur (sulforhodamine B, 1 kg) a été injecté dans un petit gouffre situé dans les têtes de couches des calcaires urgoniens, à proximité de la crête anticlinale qui délimite le karst de Tsanfleuron.

Le tableau 1 synthétise les différents traçages réalisés (date, traceur utilisé, point d'injection, quantité) par ordre chronologique sur le karst de Tsanfleuron.

## IV - RÉSULTATS ET DISCUSSION

Les résultats des différents traçages effectués sont synthétisés dans le tableau 1, ainsi que sur la figure 7.

### 1 - Secteur Col du Sanetsch - Tsarein

- **Le Plan de La Fontaine** : le traceur est ressorti à la source de Glarey, distante de 2000 m pour une dénivellation de 580 m, 33 heures après l'injection (vitesse : 60 m/h). Comme supposé, une connexion rapide et directe existe entre le Plan de la Fontaine et la source de Glarey. Il est important de noter qu'un taux de restitution de 6 % pour le tinopal est tout à fait normal. Le plan de La Fontaine représente la cause la plus régulière de pollution pour la source de Glarey, car une importante activité agro-pastorale se superpose à un contexte hydrogéologique très défavorable en ce qui

concerne l'auto-épuration des eaux de ruissellement et d'infiltration directe. Ce traçage démontre définitivement que toutes les substances polluantes (bactéries, hydrocarbures, etc.) se retrouvent rapidement dans le captage sans atténuation.

- **Perte piste 4x4** : la sulforhodamine B est ressortie à la source de la Sarine 11 h 45 après l'injection pour une vitesse de transit de 107 m/h et un taux de restitution très élevé de 71,4 %. Le transit rapide du traceur, ainsi que le taux de restitution élevé nous indiquent la présence d'un drain karstique bien développé, qui conduit les eaux d'infiltration en direction de la source de la Sarine. L'eau qui s'infiltre dans cette portion du karst de Tsanfleuron doit certainement rejoindre rapidement, à faible profondeur, le plan de chevauchement des nappes du Mont Gond et des Diablerets et suivre cette limite en direction du Nord-Est.



Cette connexion directe et bien développée montre que cette partie du karst de Tsanfleuron représente la composante karstique de la source de la Sarine et que les augmentations de débit de cette dernière sont en partie dues à ces apports. La source de la Sarine présente d'autre part un écoulement régulier assez important (20 à 30 l/s) tout au long de l'année. Cette particularité ne peut être expliquée qu'en tenant compte d'un réservoir présentant une perméabilité moins élevée que le karst. Ce stockage pourrait être constitué en partie par les dépôts morainiques qui s'étalent entre le col du Sanetsch et le front du glacier de Tsanfleuron et en partie par des terrains micro-fissurés qui se développent en profondeur, au niveau du plan de contact des deux nappes dans leurs formations calcaire et marneuse. L'eau qui percole dans les terrains morainiques doit certainement rejoindre en profondeur cet accident tectonique en traversant le karst sous-jacent. Le bassin versant de cette « énigmatique » source de la Sarine s'étendrait donc le long de ce contact de nappes entre le col du Sanetsch et le front du glacier de Tsanfleuron, voire même au-delà en direction de l'ouest, sous le glacier, et pourrait collecter aussi bien l'eau d'origine karstique que celle des milieux interstitiels (éboulis de pente, moraines, alluvions).

- **Col du Sanetsch** : l'uranine injectée au col du Sanetsch est ressortie à la fois à la source de la Sarine et à celle de Glarey. Dans les deux cas, de très faibles taux de restitution sont observés avec respectivement 1 % à la Sarine et 3 % à la source de Glarey. Dans le cas de la réapparition du traceur à la source de la Sarine, le temps de transit est trois fois plus élevé que la sulforhodamine B injectée dans la perte de la piste 4x4 (voir ci-dessus), située à une distance deux fois plus importante. Le drainage vers la Sarine à partir du col du Sanetsch ne doit donc pas se faire grâce à un drain bien fracturé et perméable du karst, mais en partie dans une série de roches broyées et plus marneuses, situées au niveau du plan de chevauchement des nappes.

Cette injection met en évidence une diffluence des eaux d'infiltration entre le bassin du Rhône et le bassin du Rhin dans la région du col du Sanetsch. Le lieu d'injection se situe au contact des nappes des Diablerets et du Mont Gond. Cette diffluence particulière peut poser un problème relativement important du fait de son emplacement. En effet la route du Sanetsch passe à proximité de la zone, de même que le parking du col du Sanetsch. En cas de pollution, une contamination de la ressource en eau pourrait être observée autant pour la source de Glarey que pour celle de la Sarine.

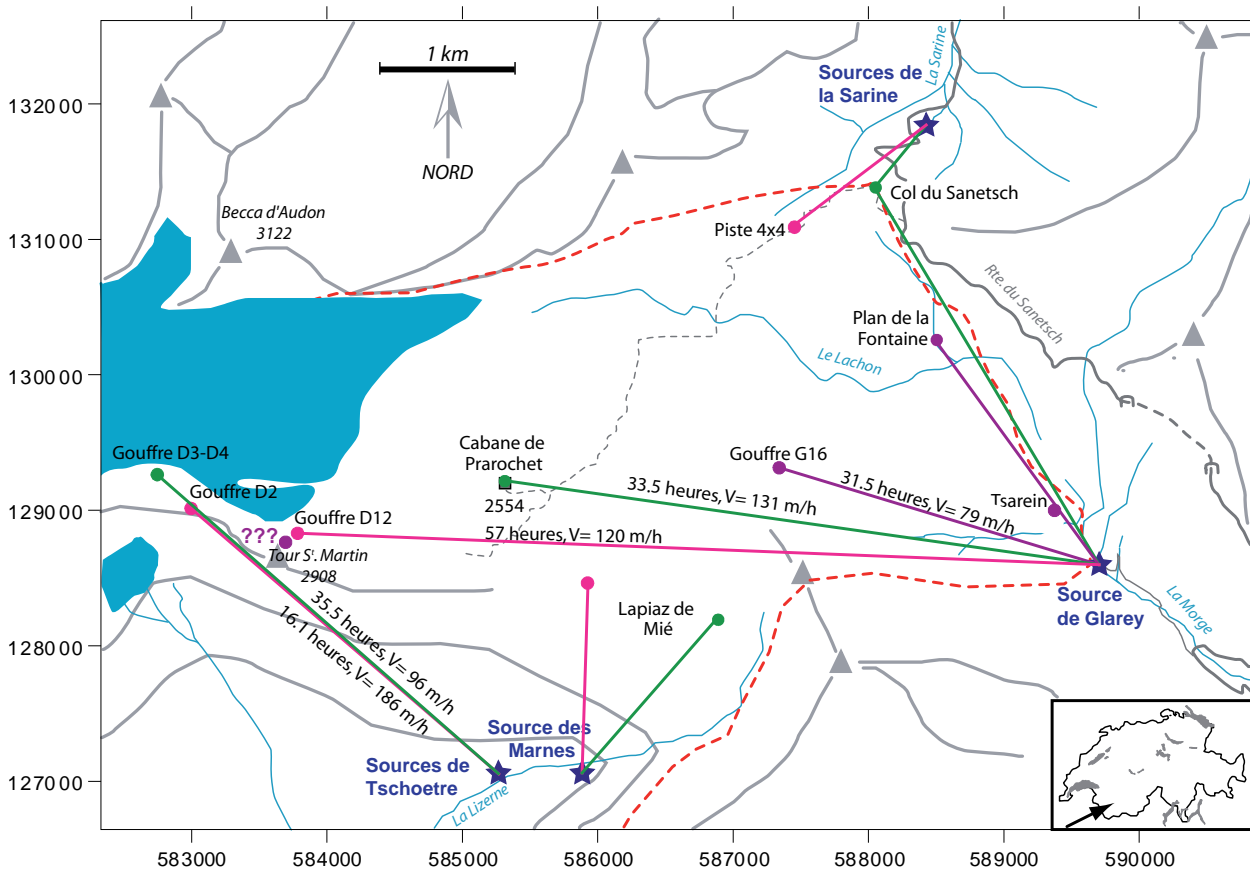


Figure 7 - Synthèse des essais de traçage 2005 – 2006 sur le karst de Tsanfleuron.

- **Perte de Tsarein** : des conditions météorologiques favorables (pluie) nous ont permis d'injecter le colorant dans une fente de lapiaz sans avoir recours à la citerne et au tracteur utilisés lors des trois traçages précédents. Le débit de la fontaine, au centre du hameau, dépassait 1 dl/s ce jour là.

Le traceur injecté (tinopal, 1 kg) n'a pas été détecté à la source de Glarey toute proche, malgré une longue période d'observation (plus de deux semaines) et des conditions d'infiltration très favorables (perte alimentée par une fontaine). Ce résultat peut sembler à première vue surprenant, car la formation calcaire qui constitue le substratum de Tsarein est, a priori, le même que celui dans lequel la source de Glarey a été captée (tunnels). Il se pourrait qu'une fracturation locale ou des plans de stratification bien définis conduisent l'eau de ce petit secteur directement en aval en direction du sud-est, sans passer par la source. Cette eau pourrait ainsi réapparaître de façon diffuse dans le lit de la Morge en aval du hameau de Glarey, après avoir percolé dans du matériel alluvial ou morainique quaternaire.

## 2 - Secteur du karst de Tsanfleuron

- **Cabane de Prarochet** : le traceur utilisé (uranine, 0.2 kg) est ressorti 131 heures après l'injection à la source de Glarey située à 4.4 km à l'Est du point d'injection. La restitution du traceur est de 13 % (Figure 8). Le débit d'injection dans l'évier de la cabane était faible (2 à 3 l/min) et discontinu, vu l'utilisation irrégulière de l'installation durant la journée. Il a fallu plus de 15 jours au colorant pour disparaître complètement (limite de détection).

Le traceur a, dans ce cas, été injecté au sommet de

la zone non-saturée du système karstique d'une épaisseur relativement importante d'environ 120 m. L'allure de la courbe de restitution à pics multiples sur plus de 10 jours (Figure 8) permet de postuler qu'un drain relativement important se développe selon le pendage général du massif dans le secteur de la cabane de Prarochet et que ce drain est alimenté par les eaux de percolation en provenance de la cabane par un réseau de fractures ou conduits moyennement développés.

À la source de Glarey, tous les pics de concentration, espacés d'une durée de 24 heures, se situent au environ de 21 heures. Ces pics correspondent à l'intensité de fonte journalière maximale du glacier de Tsanfleuron, augmentée du temps de transit de l'eau depuis la zone de percolation du colorant dans le drain actif jusqu'à la source. Les débits sont corrélés avec la turbidité (Figure 8).

Ce traçage démontre que les effluents liquides issus de l'évier de la cuisine et des lavabos de la cabane rejoignent directement la source de Glarey. Une persistance du traceur est observée à la source pendant plusieurs jours.

- **Gouffre G16** : le traceur utilisé (tinopal, 2 kg) est ressorti à la source de Glarey (située 2,5 km à l'est du point d'injection) 30 heures après l'injection. La restitution finale du traceur (18 %, hors figure 8) est normale pour cette substance et comparable au traçage réalisé au Plan de la Fontaine. Dans ce cas, le traceur été injecté directement dans la zone saturée du système karstique et permet une comparaison avec l'injection réalisée à la cabane de Prarochet pour la zone non saturée.

L'observation de la courbe de restitution du tinopal à la source de Glarey (Figure 8) montre un premier pic à 180 ppb, suivi d'un second pic, beaucoup plus petit, environ 24 heures plus tard. Les pics correspondent au

Point d'injection	Traceur	Injection Date	Masse (g)	Détection	Dénivelé (m)	Distance (m)	Pic arrivée (heures)	Vitesse (m/h)	Restitution (%)	Remarques
Prarochet	uranine	03/09/2005	200	Glarey	1009	4400	33,5	131,3	13	
Gouffre D2	sulforhodamine B	03/09/2005	450	Tschoetre	1370	3000	16	187,5	47	
Gouffre G16	tinopal	03/09/2005	1500	Glarey	890	2500	31,5	79,3	18	
Gouffres D3-D4	uranine	18/09/2005	500	Tschoetre	1410	3400	35,5	96	38	
Perte Quille Diable	tinopal	18/09/2005	4000	-	-	-	-	-	-	Non détecté
Gouffre D12	sulforhodamine B	18/09/2005	500	Glarey	1153	5900	57	103,5	54,5	
Mié urgonien	sulforhodamine B	15/08/2006	1000	Marnes	810	-	-	-	-	Fluocapteurs
Mié tertiaire	uranine	13/08/2006	1000	Marnes	547	-	-	-	-	Fluocapteurs
Tsarein	tinopal	13/08/2006	1000	-	100	-	-	-	-	Non détecté
Plan de la Fontaine	tinopal	02/08/2006	2000	Glarey	581	2000	33,08	60	6,6	Injection bossette
Col du Sanetsch	uranine	02/08/2006	300	Glarey	702	3150	29,6	106	3,24	Injection bossette
				Sarine	103	590	37,08	16	0,81	
Piste 4x4	sulforhodamine B	02/08/2006	500	Sarine	138	1220	11,42	107	71,4	Injection bossette

Tableau 1- Synthèse des essais de traçage 2005 – 2006 sur le karst de Tsanfleuron.

maximum de débit à la source, qui est lui-même corrélié avec les valeurs de turbidité (Figure 8). Le débit maximal à la source correspond à la fonte journalière du glacier. Dans ce cas, l'injection en milieu saturé ne permet pas d'observer une persistance du traceur à la source comme cela est le cas pour le tinopal injecté à la cabane de Prarochet. La quasi-totalité du traceur est ressortie à la source en moins de 48 heures, alors que pour le cas du colorant injecté à la cabane de Prarochet, on observe une restitution beaucoup moins rapide sur plus de 5 jours. Ces observations permettent de mettre en évidence le rôle capital de la zone non saturée comme tampon dans la restitution des colorants, au contraire de la zone saturée, directement alimentée par des pertes actives au front du glacier, où le traceur est très rapidement restitué. Ce phénomène est particulièrement important dans les cas de contamination du karst. Ainsi, une contamination concentrée dans une perte active en connexion directe avec la zone saturée sera très rapidement évacuée du système, avec de fortes concentrations à la source, alors qu'une contamination diffuse en surface sera beaucoup plus persistante avec des concentrations basses à la source.

### 3 - Secteur du glacier de Tsanfleuron

Les traceurs injectés dans ce secteur ont tous été détectés soit à la source de Glarey, soit à la source de Tschoetre, hormis le traceur injecté au niveau de la Tour Saint-Martin, non détecté. Les vitesses de transit sont rapides (entre 96 et 230 m/h) et les taux de restitution relativement élevés ( $\approx 40$  à  $60$  %), du fait des conditions d'infiltration difficiles (gel des pertes).

Ces traçages mettent en évidence une nouvelle zone de diffluence, cette fois entre la source de Glarey et la source de Tschoetre. La réapparition des traceurs à la source de Tschoetre s'explique par une circulation des eaux au travers de toute la série sédimentaire qui se développe du Tertiaire au Dogger (voir même au Trias), en passant au travers des formations carbonatées et marno-argileuses du Crétacé moyen et du Jurassique supérieur. Cette circulation semble suivre également une discontinuité à l'intérieur même de la nappe des Diablerets. Il s'agit d'un plan de chevauchement secondaire qui est bien visible depuis le site de Derborence (Gremaud, 2008).

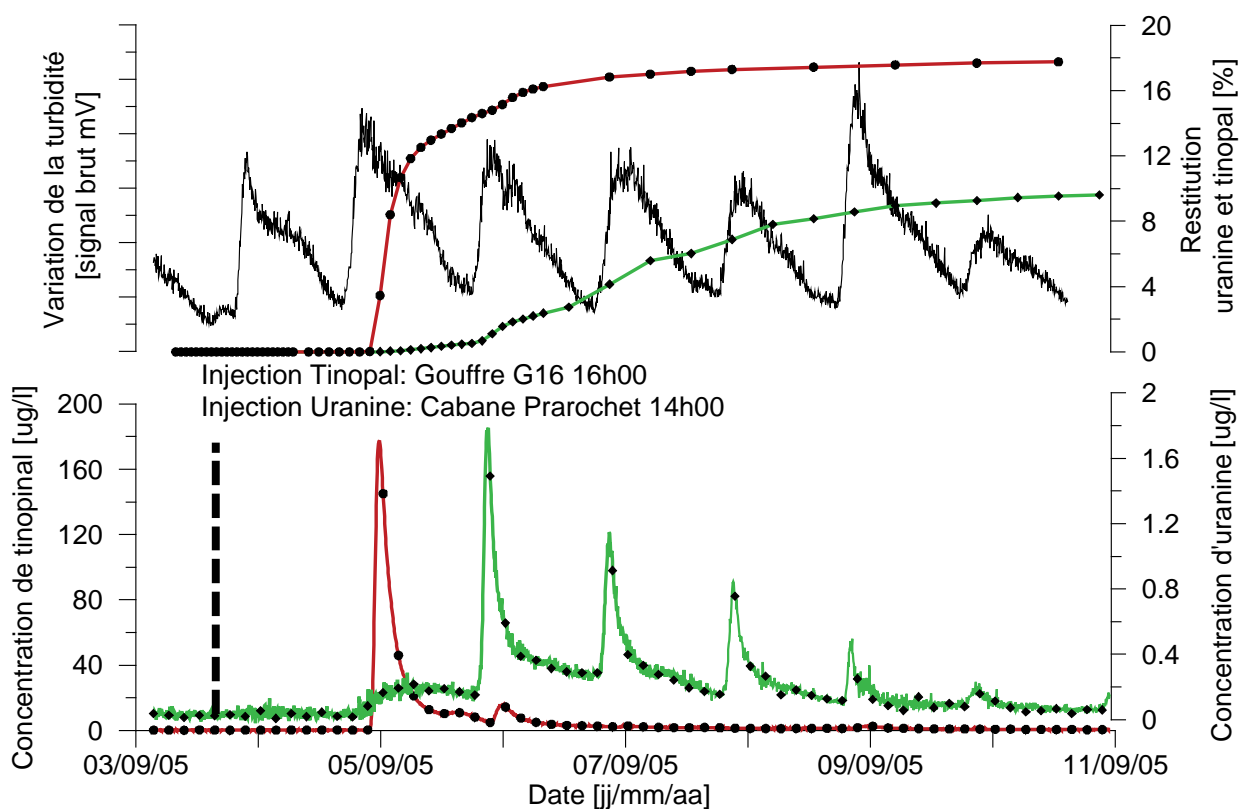


Figure 8 - En bas : Restitution à la source de Glarey du tinopal (courbe noire, ronds) et de l'uranine (courbe grise, losanges), injectés respectivement au gouffre G16 et à la cabane de Prarochet. En haut : Signal de turbidité brut, trait continu, restitution du tinopal (ronds) et de l'uranine (losanges) en %.

Le résultat le plus important de cette série de traçages au sommet du karst de Tsanfleuron est d'apporter la preuve qu'une partie de ce secteur, située au nord-ouest de la Tour Saint-Martin (Quille du Diable) en direction du Dôme, est indépendante de l'aquifère de la source de Glarey et fait partie du bassin d'alimentation de la source de Tschoetre. Cependant, la limite de séparation des eaux ne peut à ce jour pas être déterminée avec précision.

#### 4 - Secteur de Mié

- **Perte de Mié 1 et Perte de Mié 2** : les deux traceurs injectés sur le lapiaz de Mié n'ont pas été détectés aux sources de Glarey, de Tschoetre ou de la Sarine. Ils ont par contre été détectés par fluocapteurs à une source localisée en amont de Tschoetre, dans le lit de la Lizerne, au niveau des marnes valanginiennes.

Aussi surprenant que celui puisse paraître, aucune trace d'uranine n'a été détectée à Glarey. En effet, comme décrit plus haut, les eaux du karst de Mié, dont les couches s'inclinent en direction du Sud-Est avec un pendage assez marqué de 20° à 30° et forment un pli

couché avec un axe incliné au Nord-Est, devraient être drainées en direction de la source de Glarey. Malgré ces conditions géologiques et tectoniques favorables (plongement axial vers Glarey), les écoulements souterrains doivent être interceptés en profondeur, au cœur du pli par des fractures importantes orientées Est-Ouest, qui agissent en tant que drains en direction de la Lizerne.

Compte tenu de la faible différence d'altitude entre les deux émergences de Glarey (1553 m) et de la source située dans le lit de la Lizerne (1650 m) par rapport à la distance à parcourir, l'eau suit donc finalement ces accidents tectoniques en direction du cirque de Derborence et de la Lizerne. Ces fracturations permettent également à l'eau de traverser plusieurs formations géologiques situées sous l'Urgonien (Hauterivien et Valanginien).

La découverte d'une nouvelle source dans le lit de la Lizerne (source des Marnes) permet de mettre en évidence la présence d'une zone à triple diffluence où les eaux infiltrées sur cette partie du karst de Tsanfleuron convergeront soit en direction de Glarey, soit en direction de Tschoetre, soit en direction de la source des Marnes.

### CONCLUSION

Ces traçages ont permis d'apporter de nouvelles connaissances détaillées sur les limites du bassin d'alimentation de la source de Glarey. Ces nouvelles limites ont permis de réduire considérablement la surface du bassin d'alimentation de la source de Glarey qui, jusqu'à maintenant, concernait la totalité du karst de Tsanfleuron. Ces résultats sont particulièrement importants du fait qu'une connaissance la plus détaillée possible des limites du bassin d'alimentation de la source est absolument indispensable pour la détermination des futures zones de protection de cette ressource en eau. Ces essais ont également permis d'estimer la vulnérabilité réelle de plusieurs zones particulières du karst de Tsanfleuron (col du Sanetsch, glacier, lapiaz ...), qui permettra de mieux appréhender les impacts de potentiels aménagements futurs sur la qualité des eaux.

Les limites nord du bassin d'alimentation de la source de Glarey sont maintenant beaucoup mieux définies et une partie du karst de Tsanfleuron alimente la source de la Sarine pourtant située au niveau de la nappe du Mont Gond. Une partie du karst de Tsanfleuron (zone nord) peut donc être retirée du bassin d'alimentation de la source de Glarey, car elle alimente la source de la Sarine.

Les limites occidentales du bassin d'alimentation de Glarey sont également mieux définies, avec une partie des eaux d'infiltration qui alimentent d'une

part la source de Tschoetre, située dans la vallée de la Lizerne, en amont de Derborence, et d'autre part, la source des Marnes, en amont de Tschoetre. Les écoulements dans cette zone semblent se développer essentiellement verticalement, au profit d'importantes fracturations, permettant à l'eau de traverser toute la série stratigraphique, du Tertiaire jusqu'aux marnes calloviennes-oxfordiennes. Tout comme pour le cas de la Sarine, une partie du karst de Tsanfleuron (zone glacier, ouest) peut être retirée du bassin d'alimentation de la source de Glarey, car elle alimente la source de Tschoetre.

La région du col du Sanetsch et du Plan de la Fontaine représente une forte vulnérabilité et les dangers liés à leur situation sont également élevés (routes, pâturage, ...). De plus, une diffluence des eaux souterraines entre le bassin du Rhône (Glarey) et du Rhin (Sarine) a également été observée au niveau du Col du Sanetsch.

Finalement les informations tirées des vitesses d'écoulements entre les points d'injection et les différentes sources, des taux de restitution des traceurs, ainsi que de la durée de leur détection aux sources permettent d'apporter de précieuses informations pour la détermination de cartes de zones de protection des sources en adéquation avec la réalité hydrogéologique du système karstique.

### Remerciements

Nos vifs remerciements vont à Vivian Gremaud et Jonass Nessi pour leur aide dans le cadre de leur travail de diplôme réalisé au Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel et à l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne. Un grand merci également aux spéléologues G. Heiss (GSL), P. Tacchini (GSR) et D. Christen (SCVJ) pour l'injection du colorant au fond du gouffre G16.

### BIBLIOGRAPHIE

- CORBEL J., 1957. Karsts hauts alpins. *Rev. Géogr. Lyon*, 32, 135-158.
- FAVRE G., MASOTTI D., 2000. Détermination des zones de protection de la source de Glarey selon la méthode EPIK. Geologos SA, Commune de Conthey.
- FAVRE G., SAVOY. L., 2005. Multitraçages sur le bassin d'alimentation de la source de Glarey. Geologos SA, Commune de Conthey.
- FAVRE G., SAVOY. L., 2006. Multitraçages sur le bassin d'alimentation de la source de Glarey. Geologos SA, Commune de Conthey.
- GREMAUD V., NESSI J., 2006. Etude structurale et hydrogéologique de la région du Col du Sanetsch et du Lapiaz de Tsanfleuron Suisse. Diplôme Géol., Université Lausanne.
- KUNZ F., 1982. Étude géologique de la région du col du Sanetsch. Diplôme Géol. Université Lausanne, Suisse.
- GREMAUD V., 2008. Géologie du karst de Tsanfleuron. *In* Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources. *Collection EDYTEM*, 7, Cahiers de Géographie, 127-134.
- MASOTTI D., 1989. Sources de Glarey, zones de protection Mandat pour la commune de Conthey, rapport 02/1989, Conthey, Suisse.
- MASOTTI D., 1997. Potabilité de l'eau du Karst de Tsanfleuron. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland, Symposium 5 : Applied Speleology*, 9-12.
- OFEG, 2002. Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie, guide pratique. Groupe de travail Traçage de la Société Suisse d'Hydrogéologie, Berne.
- REYNARD E., 1997 a. Problèmes liés à la mise en valeur touristique d'un site karstique. Le cas du karst de Tsanfleuron (VS, Suisse), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland, Symposium 5 : Applied Speleology*, 17-19.
- REYNARD E., 1997 b. Carte géomorphologique des Lapiés de Tsanfleuron (Hautes Alpes Calcaires, Valais). *Bull. Soc. Neuch. Géogr.*, 41, 23-38.

# UNE NOUVELLE APPROCHE DU SYSTÈME DES LAPIÉS ALPINS NUS

*NEW APPROACH OF THE SYSTEM OF THE BARE ALPINE KARREN*

GÁBOR TÓTH

*Université de Hongrie de l'Ouest, Centre Universitaire Savaria, Département de Géographie Physique,  
Szombathely, Károlyi G. tér 4., 9700 Hongrie*

*Contact : tothg@ttmk.nyme.hu*

## RÉSUMÉ

*Afin d'étudier le développement des surfaces lapiazées, un nouveau système des lapiés nus des hautes montagnes a été créé pour lequel il nous a fallu utiliser d'anciennes classifications. Pour la construction du système certaines notions ont été redéfinies: cellule lapiazée, unité lapiazée et complexe lapiazé. Cette classification est constituée par quatre niveaux qui sont: les formes individuelles, les formes complexes, la cellule lapiazée et le champ de lapiés.*

*Les cellules lapiazées ont été regroupées et classées selon des mesures effectuées dans différentes zones calcaires des Alpes. Les aspects de la typologie sont le mode de séparation de leur environnement, leur morphologie, l'état avancé de leur développement et leur structure.*

*En examinant la morphogenèse des cellules hétérogènes, nous pouvons considérer que l'ensemble des formes se développent selon deux phases. Dans la première, nous trouvons un facteur déterminant (par exemple l'angle d'inclinaison ou la structure de la roche) qui influence la formation des premiers lapiés. Par la suite, les formes primaires modifient l'écoulement sur la surface ce qui permet un développement des formes secondaires.*

**MOTS-CLÉS :** LAPIÉS, ALPES, KARST EN BANQUETTE STRUCTURAL, TSANFLEURON.

## ABSTRACT

*In order to study the development of karren surfaces, it was created a new system of karren features of high mountains for which we have also used old classifications. For the construction of the system it was necessary to redefine certain concepts: the karren cell, the karren complex and the karren unit. This classification consists of four levels which are: individual forms, complex forms, the karren cell and the karrenfield.*

*The karren cells were gathered and classified according to measurements taken in various limestone zones of the Alps. The aspects of typology are the mode of separation of their environment, morphology, state of development and structure.*

*By examining the morphogenesis of heterogeneous cells, we can consider that the morphology develop in two different phases. In the first, we find a determining factor (for example the angle of inclination or the structure of the rock) which influences the formation of the primary forms. Thereafter, the primary forms modify the flow on surface that allows development of the secondary forms.*

**KEYWORDS:** KARREN, ALPS, STEPPED PAVEMENT KARST, TSANFLEURON.

## INTRODUCTION

Dans l'histoire de la recherche sur les lapiés, on trouve plusieurs systématisations pour lesquelles les chercheurs ont sans aucun doute été inspirés par les variations de formes illimitées. Souvent la finalité des articles traitant de ce sujet est une classification d'un aspect quelconque essayant de clarifier le monde varié des lapiés. Par expérience, il apparaît que les systématisations ont rarement donné un résultat durable. Il nous semble qu'il existe trois raisons à cela : tout d'abord les auteurs n'ont pas les mêmes notions des formes lapiées, des lapiés complexes, des cellules lapiées, des unités lapiées et des champs lapiés. Sans définition précise, il est difficile de comparer des regroupements de différents aspects. Une autre erreur fréquente est liée au fait que les chercheurs veulent placer dans la systématisation tous les types de lapiés décrits jusqu'à aujourd'hui, même si certains ne sont que des variantes

terminologiques, de tailles ou encore d'autres lapiés. Cet état de fait nous conduit alors plutôt à une énumération qu'à une systématisation. Le troisième point à prendre en compte est la variabilité de l'environnement géographique. Une classification dans laquelle tous les types de lapiés seraient répertoriés selon tous les environnements géographiques (tropical, littoral, cavernicole, moyen-montagneux, haut-montagneux) ne semble pas envisageable. Nous pouvons noter par exemple que dans l'environnement tropical ou alpin, les facteurs de formation sont différents et même les facteurs communs ne revêtent pas la même importance.

En raison de la grande différence entre les facteurs de formation, le but de cet article est de définir les niveaux de structuration dans lesquels les lapiés peuvent être classifiés.

## I - LA SYSTÉMISATION DES LAPIÉS

La détermination des niveaux des systèmes lapiés a été conduite par des expériences et des mesures sur le terrain, ainsi que par les travaux systématisés des auteurs précédents. C'est pour cette raison qu'une présentation rapide des travaux antérieurs est nécessaire. En ce qui concerne la présentation du développement du système lapié, il nous faut faire un retour en arrière chronologique.

### 1 - Historique de la systématisation des lapiés

Le premier article donnant une vue générale des lapiés et proposant une classification a été écrit par Cvijič (1924). Toutefois, il est difficile de l'accepter comme systématisation car la terminologie actuelle n'existait pas encore. Cette classification est telle que la reconnaissance de certaines formes est parfois difficile voire impossible. L'auteur différencie plusieurs types de chenaux, soit ses exemples, les cannelures, les rigoles et les lapiés de paroi. Dans ce groupe, il sépare les lapiés de diaclases, dont il explique la formation par la présence de fissures, mais dans un même temps, il explique également la formation des rigoles par les fissures. L'auteur rend compte également des formes circulaires, mais il ne différencie ni les kamenitsas, ni les lapiés cavernaux. Le résultat le plus intéressant est la description qu'il fait des segments de développement de la surface lapiée dans laquelle nous pouvons découvrir une volonté d'application de la théorie du cycle d'érosion de Davis (1899). Cvijič sépare l'état jeune, mûr et mature en fonction de l'avancement de l'érosion par les rigoles. Il considère que l'érosion dans les rigoles de lapiés peut être plus rapide que la vitesse de l'érosion karstique générale.

La classification de référence est celle de Bögli (1951, 1964, 1976), bien que son travail soit plus terminologique qu'orienté vers une classification génétique des formes. Il est toutefois indubitable qu'il s'agit de la première description détaillée des lapiés alpins. Presque toutes les langues utilisent sa terminologie. Son groupement est fait selon plusieurs critères. Un de ceux-ci est la couverture de terrain (nu, demi nu, couvert). Sa classification a été créée selon l'aspect de la morphologie des formes et de cela découle l'appellation de celles-ci.

Salomon (2000), s'inspirant de White (1988), propose quant à lui une classification génétique des lapiés (Figure 1).

Dans celle-ci, les aspects privilégiés sont l'angle de la pente, la couverture du sol et la caractéristique de la roche (Figure 1). Il s'agit de vrais facteurs déterminants dans l'évolution des lapiés. Toutefois, ce groupement classe uniquement les formes individuelles et permet difficilement une évolution vers un classement des lapiés complexes.

L'innovation principale de Ford et Williams (1989) est qu'ils répertorient les formes en quatre groupes selon leurs caractéristiques morphométriques et génétiques. Nous trouvons les formes centrales, les formes linéaires dépendant de l'écoulement, les formes linéaires dépendant de la fracturation et les formes polygénétiqes. Comme les auteurs n'ont pas trouvé de classement pour certains lapiés, ils les ont répertoriés dans le groupe polygénétiqes où l'on retrouve toutes les formes non classables (lapiés littoraux, corridors karstiques et même les champs de lapiés).

La dernière classification existante est celle proposée par Veress (2004), qui a classé les lapiés selon cinq groupes génétiques. Dans ces cinq groupes (lapiés

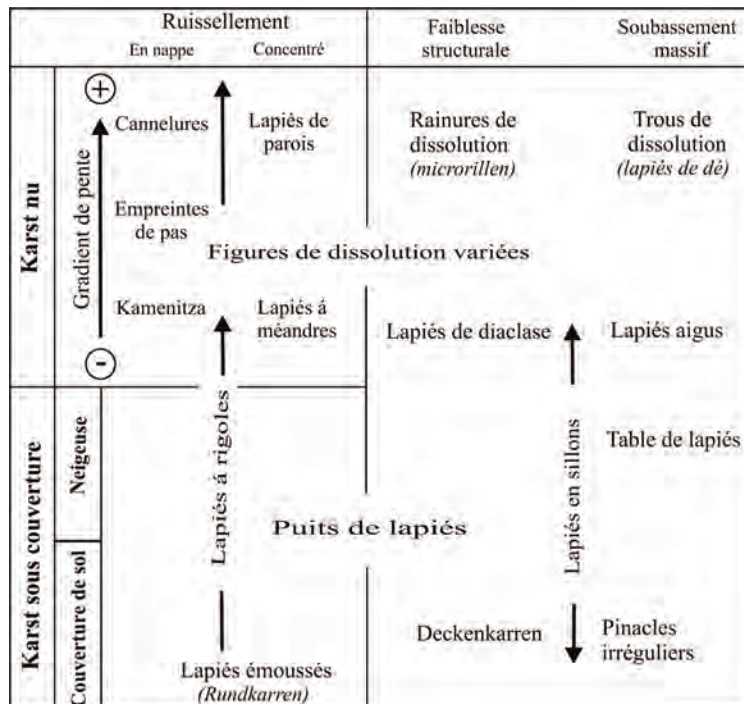


Figure 1 - Les types de lapiés en fonction de leur genèse par Salomon (2000) et White (1988).

nus, couverts, tropicaux, littoraux, cavernicoles) sont énumérées toutes les formes lapiées présentes dans la littérature. C'est pour cette raison que l'on retrouve souvent les mêmes formes, mais sous des appellations différentes.

## 2 - Le système des lapiés alpins nus

Ces dernières années nous avons mené des études sur les lapiés alpins dans les Alpes bernoises et dans plusieurs massifs des Alpes orientales (Alpes Juliennes, Totes Gebirge, Dachstein ; Tóth, 2003, 2006). Afin d'examiner le développement karstique d'une surface nue, nous avons étudié des terrains hydrographiquement liés. Les cellules étudiées ne pouvant pas être regroupées dans les anciennes classifications, il nous a fallu créer un nouveau système. Ce dernier est établi avec une perspective hydrographique, autrement dit différents niveaux de complexité des formes sont déterminés par les liens hydrographiques qu'entretiennent les formes entre elles (Figure 2). Etant basé sur des recherches micro-morphologiques sur des karts alpins (Tóth et Reynard, en cours), notre regroupement concerne uniquement les lapiés alpins nus. Afin d'établir cette classification, il a d'abord fallu définir la notion d'unité lapiée.

Sous le terme d'unité lapiée, il faut considérer le niveau de complexité des lapiés. Ainsi, nous pouvons la concevoir comme l'unité de mesure du regroupement. En conséquence, le système est construit selon quatre niveaux ou unités lapiées, du plus simple (forme unique) au plus complexe (le champ de lapiés), en passant par les niveaux intermédiaires de la forme

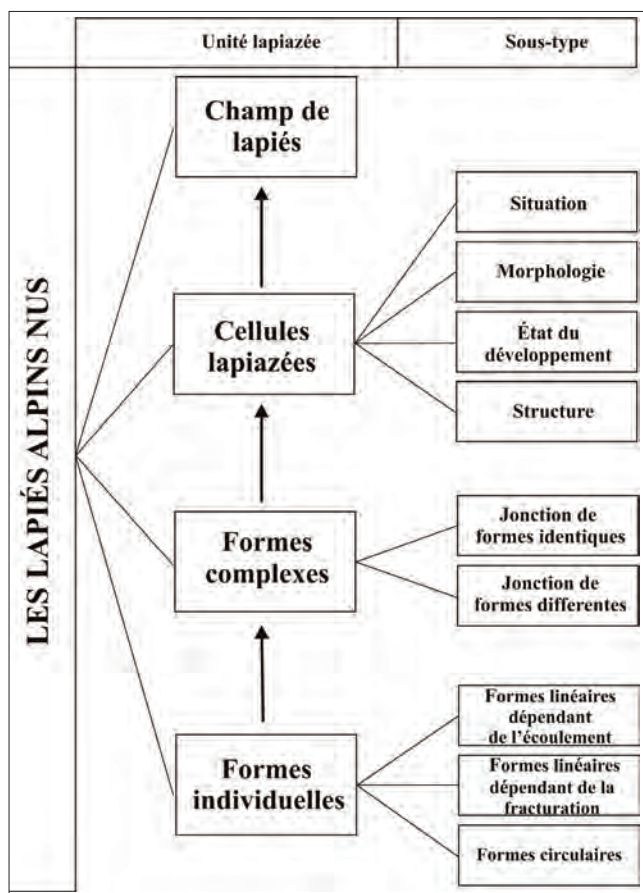


Figure 2 - Le système des lapiés alpins nus.

complexe et de la cellule lapiée (Figure 2). Bien évidemment, ce système comprend des éléments qui apparaissent déjà chez les auteurs précédemment cités et que nous avons réintégré dans notre regroupement.



### a - Le niveau des formes individuelles

Les formes de lapié individuelles représentent le niveau élémentaire des unités lapiazées. Nous pouvons parler de forme individuelle, si ces formes se trouvent isolées. Dans ce cas, leur emprise spatiale est indépendante des autres. Ces formes individuelles sont conçues comme unité de dissolution de la surface. Leurs limites hydrographiques s'étendent de l'entrée du dissolvant jusqu'à l'endroit de l'écoulement. Dans cette catégorie, nous pouvons énumérer les formes de base (Tableau 1) et leurs sous-types. Dans la littérature, il existe plusieurs douzaines de types de lapiés qui sont pour la plupart synonymes ou présentent uniquement une différence de taille. Les onze formes énumérées dans le tableau 1 peuvent être considérées comme des formes de base en raison de leur séparation génétique et elles permettent d'envisager n'importe quel type de lapiés alpins. Ces formes peuvent être classées selon leur morphologie dans les groupes linéaires (longitudinal) et circulaire, selon la typologie de Ford et Williams (1989).

forme	type morphologique	type génétique
cannelure	longitudinal	écoulement
rigole	longitudinal	écoulement
lapiés de parois	longitudinal	écoulement
lapiés de diaclase	longitudinal	infiltration
lapiés à méandre	longitudinal	écoulement
lapiés de joints de stratification	longitudinal	infiltration
empreinte de pas	circulaire	écoulement
lapiés en entonnoir	circulaire	infiltration
kamenitsa	circulaire	infiltration
lapiés caverneux	circulaire	infiltration
encoche de corrosion	circulaire	infiltration

Tableau 1 - Les formes élémentaires des lapiés alpins.

Une telle division renvoie également à leur genèse. Nous proposons trois processus principaux : l'écoulement de surface, l'infiltration et la stagnation de l'eau.

L'étude des formes individuelles peut répondre à de nombreuses questions. Nous pouvons par exemple en déduire l'influence de l'écoulement du dissolvant, le rôle des caractéristiques lithologiques dans la formation ou encore l'analyse de la morphologie spéciale des formes. Avec l'étude des formes individuelles, il est possible de séparer des sous-types morphologiques et génétiques. Les systèmes lapiazés font l'objet de constantes recherches depuis de nombreuses années, ce qui rend la terminologie toujours plus complexe.

### b - Les formes complexes

Le deuxième niveau des formes lapiazées est celui des formes complexes. Sous forme complexe, il faut comprendre un emboîtement de formes individuelles. Les formes individuelles composent une unité de développement par connexion spatiale. Ainsi, le critère principal de cette catégorie est l'emboîtement territorial des formes qui signifie que le dissolvant circule directement d'une forme dans l'autre. En raison de la grande possibilité de variation, les lapiés sont à ce niveau difficilement systématisables. Sur la base des études sur les formes complexes de Márton Veress (2004), nous pouvons considérer deux grands groupes de variation dans lesquels il distingue d'innombrables sous-types. Le premier groupe concerne les formes complexes par jonction de formes identiques. Dans ce cas, les éléments de ce groupe peuvent être vus comme un sous-type composé de formes individuelles. C'est un cas fréquent pour les lapiés à empreinte de pas. Dans le second groupe, il considère les formes complexes nées de la jonction de formes différentes (Photo 1).



Photo 1 - Exemple d'une forme-complexe formée par un lapié à empreinte de pas et une rigole.

### *c - Les cellules lapiazées*

Le troisième niveau est formé par les cellules lapiazées qui peuvent être considérées autant comme des « îles » d'un champ lapiazé qui se développent indépendamment les unes des autres (Tóth et Reynard, en prép.), que comme une unité composée de formes individuelles et complexes. Les cellules sont donc par définition des micro-impluvium indépendants (Hoblea *et al.*, 2001), bien délimitables dans leur environnement (Photo 2) et leur développement lapiazé est entretenu par les précipitations -dissolvant- tombant sur cette surface. Les précipitations ne dépassent pas la limite des cellules, car les puits lapiazés et les diaclases les conduisent en profondeur. Lors de l'examen d'une cellule lapiazée, nous déterminons toutes les formes sans en extraire aucune d'entre elles. L'ensemble de ces formes est observé de manière globale, ce qui signifie que les lapiés individuels créent ou forment des cellules d'ensemble. Les formes les plus répandues sont les cannelures, les rigoles, les puits, les méandres et les empreintes de pas. Lors du traitement des données, le rôle des différents facteurs de formation (pente, exposition, précipitations, données lithologiques) peut être analysé. Nous observons que la distinction des cellules n'est pas liée à la taille ou à la morphologie mais au processus de formation du lapié lui-même. Ainsi, la formation des lapiés sur une telle unité s'effectue dans les mêmes conditions externes. Une caractéristique reste primordiale : la pente ne varie pas. Ce critère a toute son importance car la déclivité est l'élément qui influe le plus sur la morphologie des surfaces lapiazées (Tóth *et al.*, 2005).

Le contexte morphologique le plus favorable à la formation de cellules est constitué par les karsts en banquettes structurales. Les revers de banquettes structurales d'origine glacio-karstique permettent de développer une surface lapiazée très variable tandis que sur les fronts des couches se forment la plupart du temps des lapiés de paroi. Nous retrouvons ce type de morphologie sur le côté sud de Triglav dans les Alpes Juliennes (Tóth *et al.*, 2005), à plusieurs endroits du Dachstein dans les Alpes autrichiennes (Tóth, 2003) et sur le plateau de Märenberg dans les Alpes Suisses (Bögli, 1964). Par expérience, nous pouvons affirmer que la taille des cellules varie entre quelques mètres carrés et plusieurs milliers de mètres carrés.

### *d - Les champs de lapiés*

La plus grande unité de surface lapiazée est le champ de lapiés dont la superficie peut atteindre plusieurs km<sup>2</sup>. Cette unité est morphologiquement complexe, découpée et couverte par des formes lapiazées. Son examen peut être établi par la cartographie géomorphologique qui permet de distinguer différents types de lapiés, ainsi que l'influence d'autres types de processus (glaciaires, périglaciaires, fluviaux, etc.) dans la formation et l'évolution morphologique du champ de lapiés. Des exemples de cartes géomorphologiques de lapiés ont été proposés par Tóth et Reynard (en cours). Le champ de lapiés peut être composé par les trois niveaux des lapiés alpins. Cette unité morphologique est fréquente dans les massifs des Alpes calcaires.



Photo 2 - Une cellule lapiazée, semi-perchée, dans les Alpes Juliennes.

## II - LA CELLULE LAPIAZÉE : UNITÉ-CLEF POUR LA COMPRÉHENSION ET L'ÉTUDE DES LAPIÉS

Les caractéristiques choisies pour la typologie des cellules lapiazées sont les suivantes (Figure 3) :

- situation : distinction et délimitation des cellules selon le critère hydrographique ;
- morphologie : prise en compte de la diversité et de l'organisation spatiale des formes sur la cellule lapiazée. En raison d'un nombre élevé de formes, des sous-types ont été envisagés ;
- état de développement : stade d'évolution dans le temps ;
- structure : classification selon l'organisation hydrographique interne des cellules.

### 1 - Le caractère « situation »

Il repose sur la distinction des cellules selon le critère hydrographique, permettant ainsi de mieux cerner les facteurs qui influencent le développement karstique de la cellule étudiée. Ce mode de séparation donne également la possibilité d'une analyse complète des cellules comme par exemple l'examen de la dissolution sur lapié dénudé sans végétation et sans sol.

L'observation révèle deux situations distinctives principales pour les karsts haut-alpins : le cas le plus fréquent est quand la cellule est perchée par rapport à son environnement, et/ou bordée de micro-reliefs

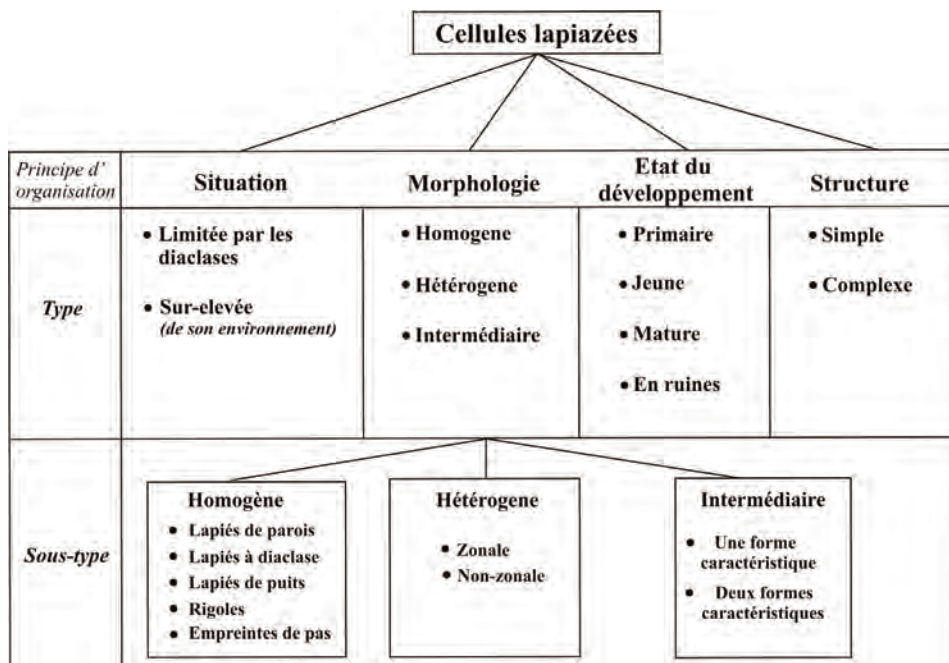


Figure 3 - Eléments de classification des cellules lapiazées.



Photo 3 - Karst en banquettes structurales sur le plateau de Totes-Gebirge.

(Photo 2). Cette séparation se situe surtout sur les karsts en banquettes structurales où toutes les surfaces de l'escarpement peuvent être considérées comme une cellule (Photo 3). Dans l'autre cas, les limites des cellules sont composées par les diaclases.

## 2 - Les types morphologiques des cellules lapiazées

L'analyse morphologique des cellules lapiazées a été faite par photogrammétrie. Après rectification et orientation au moyen du logiciel Arcview, les orthophotos sont utilisables comme des cartes sur lesquelles il est possible de différencier les formes selon leur type, de mesurer leur taille et leur superficie (Tóth et Schläffer, 2004). Par l'analyse statistique de ces données, nous avons pu procéder à une classification morphologique (Figure 3).

Le premier groupe de cette classification morphologique est représenté par les cellules homogènes sur lesquelles nous trouvons un seul type de lapié. Dans la plupart des cas, elles sont dans la première étape de leur développement ou ont une superficie réduite. Dans le cas des cellules homogènes, l'influence d'un des facteurs de la dissolution est tellement importante qu'elle permet le développement d'un seul type de lapié. La cellule homogène la plus fréquente est celle des lapiés de paroi dont la pente influence le processus de dissolution. Les milieux les plus favorables à la formation des lapiés de paroi sont les flancs des formes macrokarstiques ou paléokarstiques ainsi que les faces abruptes des banquettes structurales (Photo 3).

Dans le cas des cellules limitées par des diaclases, le facteur déterminant est la fracturation de la roche. Après mesure de la fréquence de direction de la fracturation, il s'est avéré que la situation la plus favorable

au développement des fentes karstiques sur diaclases relevait d'un système de fracturation perpendiculaire à la pente. Cette dernière permet en effet de récolter un taux maximum de dissolvant sur la cellule.

Le deuxième grand groupe morphologique est constitué par les cellules hétérogènes sur lesquelles il est possible de trouver au minimum deux types de lapiés. Il est acquis que les cellules hétérogènes offrent la possibilité de formation d'une grande variété de lapiés. Ceci est envisageable par le fait qu'aucun facteur influençant la dissolution n'est dominant. Par la disposition des formes sur la surface des cellules, nous pouvons diviser ce groupe en sous types « zonal » et « non zonal » (ces termes ne renvoient pas ici à une distinction morpho-climatique, mais à l'existence ou pas d'une zonation spatiale dans la distribution des formes).

La majorité des cellules hétérogènes étudiées à Tsanfleuron appartient au sous-type « zonal » (Photo 5). La zone supérieure des cellules est composée d'empreintes de pas au-dessus de laquelle se trouve souvent une surface non dissoute (sans forme). Sur ces deux zones, le dissolvant couvre la surface sur laquelle il peut également former un écoulement laminaire et turbulent. Au-dessous de la zone des empreintes de pas, l'écoulement se ramifie et commence alors le développement des rigoles. Ces dernières se développent par régression vers la zone des empreintes de pas. Leurs extrémités inférieures affluent dans la zone d'infiltration des cellules qui est formée par des lapiés caverneux qui se sont formés par agrandissement d'une diaclase. A la place de l'infiltration, c'est-à-dire à l'endroit où les rigoles rejoignent les lapiés caverneux, la dissolution est plus intense en raison de la vitesse d'écoulement. C'est pour cette raison que vues sous l'angle latéral, les lapiés de diaclases de la zone d'infiltration sont asymétriques (Photo 4).



Photo 4 - Bord supérieur de diaclase de zone d'infiltration, dissous par les rigoles.

La limite entre les zones mentionnées ci-dessus n'est souvent pas très nette et l'apparition d'un groupe de nouvelles formes ne signifie pas forcément la disparition des formes de la zone supérieure. La disposition des empreintes de pas est un exemple typique, qui forme une zone indépendante sur la partie supérieure de la cellule, mais qui ne disparaît pas non plus dans la zone des rigoles (Photos 5 et 7).

Le deuxième grand groupe de cellules hétérogènes comprend les surfaces sur lesquelles la disposition des formes n'est pas « zonale ». La morphologie de cette catégorie est la plus irrégulière. Dans la catégorie intermédiaire, il est possible de regrouper les surfaces où l'on trouve plusieurs formes mais avec une prédominance d'une ou deux formes selon la taille et la quantité. Cette prédominance est souvent celle des empreintes de pas et des rigoles.

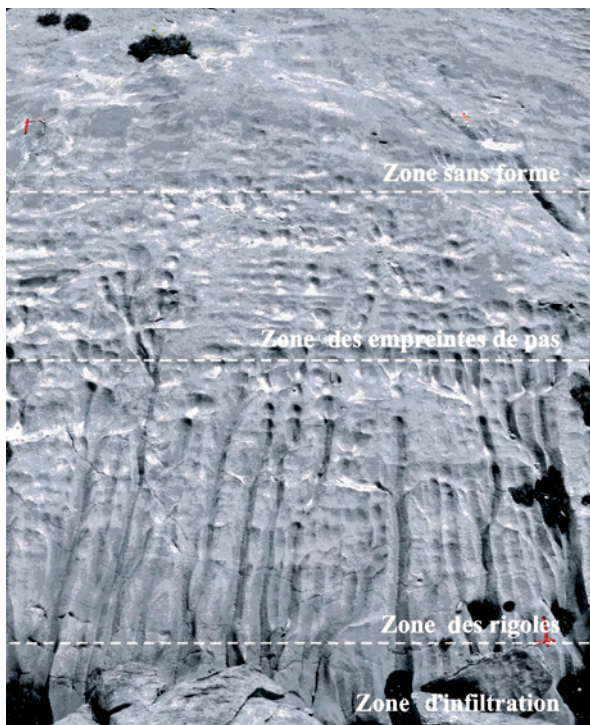


Photo 5 - Une jeune cellule lapiazée zonale (Lapiés de Tsanfleuron).

### 3 - Etat de développement des cellules lapiazées

La classification des cellules lapiazées selon leur état de développement ne signifie pas uniquement un état momentané, mais une série de formations morphologiques. Il est à noter que les étapes de développement ne correspondent pas à un âge de formation, car l'intensité du développement peut varier dans un processus aussi sensible que la dissolution. Ceci est encore plus juste dans un environnement jeune comme celui postglaciaire où la couverture, de neige, de glace, de débris et du sol, change temporellement ou périodiquement. Nous avons classé les cellules lapiazées en quatre

groupes selon leur état de développement : les cellules primaires, jeunes, matures et en ruines. Cette typologie a été obtenue par l'analyse statistique des orthophotos (Tóth, 2006).

- Les cellules primaires sont au stade initial de leur développement. Leur dissolution spécifique spatiale se situe en dessous de 5% ce qui signifie qu'au maximum 5% de la surface de la cellule est couverte par les lapiés (Photo 6). Leur morphologie est composée par les lapiés primaires (Tóth, 2006), le plus souvent des rigoles et des empreintes de pas. Une des explications pourrait être que ces types de lapiés sont les moins sensibles à l'inclinaison qui détermine la caractéristique physique de l'écoulement. Les données nous montrent que ces cellules primaires peuvent se développer après 30-40 ans de dissolution à l'air libre. Comme le développement s'effectue dans la zone postglaciaire, on trouve souvent sur leur surface des dépôts détritiques sous-glaciaires, des stries et des encroûtements sous-glaciaires.
- La dissolution spécifique des cellules jeunes est de 5-15%. Sur ces cellules, on trouve des lapiés primaires et secondaires. Toutefois ces derniers sont tellement peu développés que même leur identification peut parfois être difficile, leurs contours n'étant pas nettement dessinés. Dans ce cas, la cellule se développe dans la direction des cellules hétérogènes, car les formes primaires jouent un rôle dans la modification de l'écoulement. Ainsi apparaissent de nouveaux types de formes. Si la caractéristique physique de l'écoulement ne change pas après la formation des lapiés primaires, la morphologie de la cellule reste celle d'une cellule homogène.
- La morphologie des cellules matures est la plus variable et leur dissolution spécifique se situe entre 15-30%. Leur propriété morphologique majeure est que le contour des formes est net. Ceci nous montre que leur démantèlement n'a pas encore débuté. Les formes primaires et secondaires

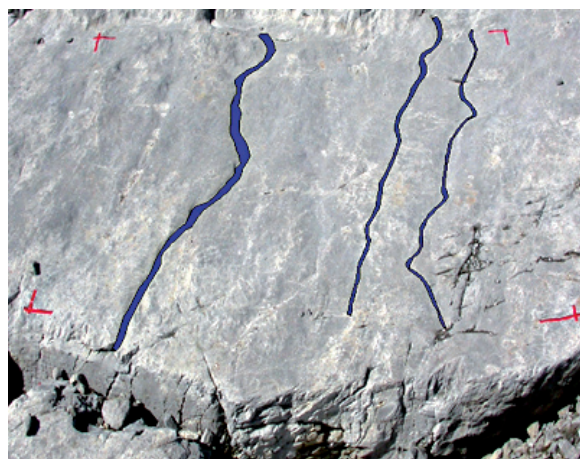


Photo 6 - Orthophoto d'une cellule primaire dont la dissolution spécifique spatiale est de 2% (Lapiés de Tsanfleuron).

res sont également développées et leur typologie est simple (Photo 7). A ce stade, on trouve le plus de cellules « zonales ». Les formes des cellules matures, même en partie, ne sont pas soumises aux effets destructeurs du démantèlement par l'érosion mécanique. C'est pour cette raison qu'aucun débris ne peut être repéré sur leur surface. Mais cela ne signifie pas que par un autre processus l'apparition ou l'apport de débris est impossible.



Photo 7 - Cellule mature hétérogène au Dachstein.

- Dans le stade des cellules en ruines, la dissolution spécifique dépasse 30% de la surface globale. La morphologie est déterminée par les formes complexes dans lesquelles les formes sont emboîtées. Le démantèlement des lapiés peut souvent débiter à l'endroit de l'emboîtement des formes (Photo 8). Comme dans le cas des cellules primaires, l'identification des formes peut poser des problèmes en raison du surdéveloppement des formes. Les



Photo 9 - Une cellule complexe sur le champ de Lapiés de Tsanfleuron.



Photo 8 - Stade en ruine d'une cellule du lapiaz de Tsanfleuron. La flèche indique l'attaque du démantèlement à l'endroit de l'emboîtement des formes.

rebords des formes sont souvent arrondis. Dans leur fond, on détecte souvent la présence d'une accumulation de débris. Dans les formes circulaires, on remarque de temps en temps l'apparition du sol qui contribue à l'approfondissement des formes. La répartition « zonale » des formes a tendance à disparaître car l'écoulement devient chaotique, ce qui permet alors le développement de diverses formes à n'importe quel endroit de la cellule. Une partie de ces formes va acquérir une fonction d'infiltration.

#### 4 - La structure des cellules lapiazées

La structure nous permet de différencier les cellules simples et complexes. Les surfaces de structure simple sont formées d'une cellule unique dont les limites ont été indiquées précédemment. La cellule complexe est un terrain lapiazé divisé en plusieurs cellules par des diaclases et des escarpements ou des banquettes structurales. Entre les cellules d'une surface complexe, une modification minimale de déclinaison est envisageable. Les cellules complexes sont souvent repérables dans la zone proglaciaire devant les glaciers (Photo 9).

## CONCLUSION

Le fond scientifique des recherches sur les formes lapiazées n'avait produit jusqu'à aujourd'hui qu'une terminologie et une systématisation complexe et confuse. Aucune recherche ne contenait l'ensemble des formes lapiazées.

Selon nos mesures, un regroupement hydrographique basé sur la relation entre les formes et le solvant, s'est avéré nécessaire. Un tel regroupement a été envisagé sans changement terminologique des formes individuelles et complexes, y compris les synonymes et les termes différenciant la taille des formes. Au sein des quatre niveaux déterminés, nous avons pu classer l'ensemble des lapiés alpins.

L'examen morphogénétique des lapiés a causé de nombreuses difficultés en raison de la grande sensibilité de ces formes au changement des facteurs jouant un rôle dans leur développement. En raison du grand nombre de ces facteurs, l'examen efficace des lapiés n'a été envisageable qu'en s'abstenant de prendre en compte certains facteurs. Ceci a été fait en fonction des caractéristiques du terrain examiné. Le plus important fut d'éliminer le rôle modificateur de la pente, celui-ci jouant directement sur les caractéristiques de l'écoulement du dissolvant.

Avec la cellule lapiazée, une unité hydrographique a été créée par laquelle il est possible d'étudier la dissolution et les formes développées par cette dernière.

## BIBLIOGRAPHIE

- BÖGLI A., 1951. Probleme der Karrenbildung. *Geographica Helvetica*, 6, 191-204.
- BÖGLI A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. *Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl.*, 2, 4-21.
- BÖGLI A., 1964. Le Schichttreppenkarst - un exemple de complexe glaciokarstique. *Revue Belge de Géographie*, 88, 63-81.
- BÖGLI A., 1976. Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen. ISU Commission on Karst Denudation, Ljubljana. *Karst Processes and Relevant Landforms*, 141-149.
- CVJIČ J., 1924. The evolution of lapiés. A study in karst physiography. *Geogr. Rev.*, XIV, 26-49.
- DAVIS W. M., 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14. 481-504.
- FORD D. C., WILLIAMS P. W., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p.
- HOBLEA F., JAILLET S., MAIRE R., 2001. Erosion et ruissellement sur karst nu en contexte subpolaire océanique : les îles calcaires de l'archipel de Patagonie chilienne. *Karstologia*, 38, 13-18.
- SALOMON J.N., 2000. Précis de Karstologie. Presse Universitaire de Bordeaux, Bordeaux, 250 p.
- TÓTH G., 2003. Karrenmorphologische Forschungen im Dachstein und im Toten-Gebirge. *Gmundner Geo-Studien* 2, Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, 191-198.
- TÓTH G., 2006. A mérsékeltövi mészkő magashegységek fedetlen karros celláinak osztályozása és fejlődése. Thèse de doctorat, Université de Pécs.
- TÓTH G., SCHLÄFFER R., 2004. Karros felszín elemzése digitális módszerrel. *Szombathely, Karsztfelődés*, XI, 133-141.
- TÓTH G., SCHLÄFFER R., GUÉX D., 2005. A karrosodási egységek típusai a Tsanfleuron-gleccser előterében. *Szombathely, Karsztfelődés*, X, 197-206.
- VERESS M., 2004. A karszt. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 215 p.
- WHITE W.B., 1988. Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. Oxford University Press, New York, 464 p.

# LE LAPIAZ DE TSANFLEURON UN PAYSAGE GLACIO-KARSTIQUE À PROTÉGER ET À VALORISER

*THE TSANFLEURON KARST*

*A GLACIAL/KARSTIC LANDSCAPE TO PROTECT AND PROMOTE*

EMMANUEL REYNARD

*Institut de Géographie, Université de Lausanne, Bâtiment Anthropole, CH – 1015 Lausanne*

*Contact : emmanuel.reynard@unil.ch*

## **RÉSUMÉ**

*Le lapiaz de Tsanfleuron constitue l'une des plus grandes surfaces karstiques de Suisse. Il est caractérisé par la présence de nombreuses formes glacio-karstiques dues à la présence d'un glacier : le Glacier de Tsanfleuron. De nombreuses recherches ont été menées sur ce karst dans différents domaines des géosciences (karstologie, géomorphologie, glaciologie, hydrogéologie). Le lapiaz de Tsanfleuron peut donc être considéré comme un géomorphosite de grande importance. La fragilité du site et les multiples atteintes nécessitent toutefois une meilleure protection. Une valorisation touristique devrait également être développée.*

**MOTS-CLÉS :** KARST, LAPIAZ, GÉOMORPHOSITES, PATRIMOINE.

## **ABSTRACT**

*The Tsanfleuron karst is one of the largest karstic areas in Switzerland. Numerous glacial-karstic landforms are visible, due to the presence of a glacier: the Tsanfleuron Glacier. Numerous researches have been carried out in various fields of geosciences (karstology, geomorphology, glaciology, hydrogeology). The Tsanfleuron karst can therefore be considered as a geomorphosite of great importance. The site is fragile and it suffers numerous threats. A better protection is therefore needed, as well as a tourist valorisation.*

**KEYWORDS :** KARST, KARREN, GEOMORPHOSITES, HERITAGE.



## INTRODUCTION

Le lapiaz de Tsanfleuron (Massif des Diablerets, Valais, Suisse) constitue l'une des plus grandes surfaces karstiques de Suisse. Au cours des quinze dernières années, nous avons eu l'occasion de mener sur ce karst plusieurs recherches portant sur la géomorphologie (Reynard, 1992, 1997 a) et sur le développement du tourisme et ses impacts sur la géomorphologie (Reynard, 1997 b, 2006 ; Reynard *et al.*, 2003). Ces recherches nous ont permis d'aboutir au constat que le karst de Tsanfleuron constitue d'une part un site géomorphologique de très grande importance et d'autre part qu'il subit depuis deux décennies des impacts extrêmement marqués provenant de différentes activités humaines s'étant développées dans la région.

L'objectif de cet article est d'une part d'étudier le

karst de Tsanfleuron à la lumière des concepts de géomorphosite, de patrimoine géomorphologique et de paysage géomorphologique, et d'autre part, d'établir un nouvel état de la situation sur le front de la protection et de la valorisation de ce karst, état qui vient compléter celui que nous avons établi en 2003 (Reynard *et al.*, 2003). Dans un premier temps, nous discutons des concepts de géomorphosite et de patrimoine géomorphologique, puis nous appliquons au cas de Tsanfleuron une méthode d'évaluation du patrimoine géomorphologique, récemment développée à l'Université de Lausanne (Reynard *et al.*, 2007), avant de proposer un état des lieux des atteintes et des potentiels de valorisation de ce karst, à la lumière des derniers développements intervenus au niveau local.

## I - GÉOMORPHOSITES ET PATRIMOINE GÉOMORPHOLOGIQUE

Un patrimoine est étymologiquement ce qui est transmis du père à ses enfants, ou plus généralement d'une génération à l'autre. En ce sens, la nature en général, et la partie abiotique – géologie et géomorphologie – de la nature en particulier, peut être considérée comme un patrimoine à faire fructifier et à transmettre aux générations futures. Comme dans tout patrimoine, dans la nature également, certains objets, certains sites ont une importance particulière et nécessitent une attention plus marquée et éventuellement la prise de mesures visant à protéger ce patrimoine d'atteintes trop importantes, voire de destruction. C'est sur cette base que s'est construite la protection de la nature dans la plupart des pays européens, qui ont de ce fait réalisé d'une part des inventaires d'objets naturels à protéger et d'autre part mis sous protection de vastes espaces naturels.

Ce mouvement de protection s'est surtout développé à partir de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle et en Suisse, ce sont les blocs erratiques – qui subissaient des atteintes irréversibles de la part d'entreprises d'extraction au moment même où leur importance scientifique était établie par des chercheurs dans toute l'Europe dans le contexte de naissance de la glaciologie – qui ont constitué les premiers objets protégés (Reynard 2004 a). Par la suite, la protection institutionnelle de la nature, tout comme l'activité associative se sont focalisées principalement sur la protection des valeurs biologiques de la nature. Ce n'est qu'à partir des années 1990 qu'un mouvement visant à mieux protéger la partie abiotique de la nature s'est organisé et a développé des actions allant dans ce sens (Strasser *et al.* 1995 ; ASSN, 1999 ; Heitzmann *et al.*, 2006).

L'un des enjeux liés à la protection du patrimoine géologique et géomorphologique est celui de l'évaluation de la qualité des sites à protéger, de leur valeur, voire de leur unicité, ainsi que la mise en évidence de la fragilité de certains sites géologiques et géomorphologiques. C'est dans ce sens que les concepts de géosites (ou géotopes) et de géomorphosites ont été développés. Il n'est pas dans les objectifs de cet article de discuter longuement de la définition de ces termes (Reynard, 2004 b) et nous nous bornons à rappeler que la notion de géosite est abordée sous deux angles différents et complémentaires. Pour certains (Strasser *et al.*, 1995 ; Grandgirard, 1997, 1999), un géosite est un objet géologique<sup>1</sup> dont les caractéristiques sont importantes afin de reconstituer l'histoire de la Terre, de la vie et du climat. La valeur d'un géosite est donc basée essentiellement sur sa contribution à la connaissance de l'histoire de notre planète. Pour d'autres (Panizza et Piacente, 1993 ; Panizza, 2001), la valeur d'un géosite ne dépend pas uniquement de son intérêt strictement géologique et géomorphologique, mais peut découler également d'autres caractéristiques, esthétiques, écologiques, culturelles ou économiques. Ces deux conceptions sont loin de s'opposer et elles sont plutôt complémentaires : si l'on veut protéger un site, la mise sous protection devra se baser principalement sur les caractéristiques géologiques de ce dernier ; par contre, dans un contexte touristique par exemple, la valorisation du site pourra découler de la mise en évidence des relations entre les composantes strictement géologiques du site et les autres caractéristiques naturelles et culturelles. C'est pourquoi, nous avons proposé de distinguer deux groupes de valeurs d'un géosite (Reynard, 2005) : la valeur

---

<sup>1</sup> Le terme « géosite » (ou géotope) s'applique à n'importe quel objet géologique. En fonction des différentes disciplines des sciences de la Terre, on distingue des géosites stratigraphiques, structuraux, paléontologiques, minéralogiques, géomorphologiques, etc. (Grandgirard, 1999). Pour les géosites géomorphologiques, M. Panizza (2001) a proposé le terme « géomorphosite », qui s'est peu à peu imposé dans la communauté scientifique.

centrale (scientifique) et des valeurs additionnelles (écologique, culturelle, esthétique et économique).

Sur cette base, l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne a développé une méthode d'évaluation des géomorphosites (Reynard *et al.*, 2007). Cette méthode propose une fiche d'évaluation en six parties : données générales, description du site, évaluation scientifique, valeurs additionnelles, synthèse et références. L'évaluation des caractéristiques scientifiques et additionnelles se fait à la fois sous forme littéraire et numérique, l'évaluation numérique permettant ensuite une meilleure comparaison avec d'autres sites et l'élaboration de classements des géosites dans une région donnée (Reynard *et al.*, 2007).

Les géosites géomorphologiques posent un problème d'échelle d'analyse (Grandgirard, 1997). En effet, les formes du relief sont de toute taille, allant de la micro-forme aux grands « paysages ». Il est de ce fait parfois difficile de déterminer le périmètre du géosite et ceci est particulièrement le cas dans les régions karstiques. Il a en effet été démontré depuis longtemps que les karsts

doivent être considérés comme des systèmes, eux-mêmes formés de sous-systèmes reliés entre eux (Ford et Williams, 1989 ; Jeannin, 2006). Afin de pallier le problème de l'échelle de l'analyse des géomorphosites, Grandgirard (1997) a proposé une typologie des formes en trois niveaux : (1) la forme isolée et l'ensemble de formes ; (2) le complexe de formes ; (3) le système géomorphologique. L'ensemble de formes est constitué de formes identiques (ex. un alignement de dolines), le complexe de formes regroupe des formes diverses issues de l'activité d'un processus unique (ex. un lapiaz constitué de lapiés de différents types et de dolines), alors que le système géomorphologique regroupe des formes diverses issues de l'activité de plusieurs types de processus (ex. une marge proglaciaire où se mêlent des formes glaciaires et fluviales). En fonction de la taille du site, nous proposons de parler de paysage géomorphologique au lieu de site géomorphologique (Reynard, 2005), le paysage géomorphologique correspondant soit à un complexe de formes, soit à un système géomorphologique, au sens de Grandgirard (1997).

## II - LE LAPIAZ DE TSANFLEURON : UN PAYSAGE GÉOMORPHOLOGIQUE GLACIO-KARSTIQUE

Le lapiaz de Tsanfleuron est constitué d'une vaste surface calcaire de 9 km<sup>2</sup> inclinée vers l'est (Figures 1 et 2), constituée essentiellement par l'affleurement de roches du flanc normal de la nappe des Diablerets (Gremaud, 2008). Le lapiaz est délimité au nord par le contact avec la nappe sus-jacente du Mont-Gond, formant notamment les flancs de l'Oldernhorn et du Sanetschhorn, à l'est par le col du Sanetsch et au delà, à nouveau les séries schisteuses de la nappe du Mont-Gond, formant l'Arête de l'Arpille et l'Arpelistock, au sud-est, la rupture de pente séparant le lapiaz de Tsanfleuron de celui du Genièvre, au sud le grand escarpement dominant la vallée de la Lizerne, et à l'ouest l'escarpement dominant la vallée de la Grande

Figure 1 - Vue du lapiaz glacio-karstique de Tsanfleuron (Valais).

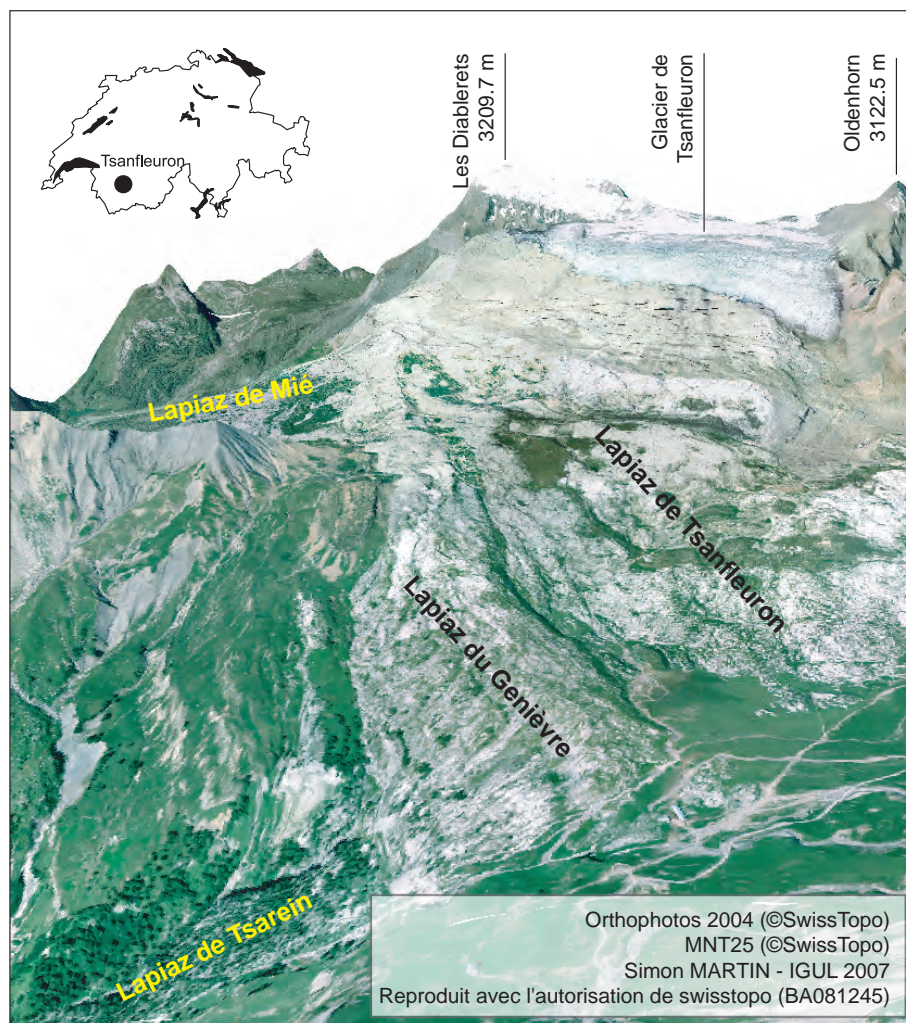




Figure 2 - Vue générale du lapiaz de Tsanfleuron (prise de vue depuis l'arête de l'Arpille, E. Reynard, août 2007).

Eau (Les Diablerets). Sur sa bordure méridionale, le lapiaz de Tsanfleuron se relie à une série d'autres lapiaz, de moins grande importance : le lapiaz du Genièvre, prolongé à l'aval par le lapiaz de type montagnard de Tsarein, ainsi que le lapiaz de Mié, dans la haute vallée de la Lizerne.

La série stratigraphique va du Jurassique à l'Oligocène, les roches les plus jeunes affleurant dans la partie orientale du karst, là où l'érosion glaciaire a été la plus faible, alors que les roches les plus anciennes (calcaires à faciès urgonien du Barrémien) affleurent à l'amont, à proximité du glacier. Deux séries de calcaires sont particulièrement karstifiables : les calcaires nummulitiques d'âge éocène et les calcaires récifaux à faciès urgonien du Barrémien. Les premiers affleurent sur tout le pourtour aval du karst, ainsi que sur les lapiés de Mié, du Genièvre et de Tsarein, alors que les calcaires urgoniens couvrent toute la surface comprise à l'amont des moraines du Petit Age Glaciaire, ainsi qu'une bonne partie de la zone centrale du karst. Les autres niveaux calcaires, notamment les calcaires siliceux fins du Valanginien et de l'Hauterivien et les grès nummulitiques de l'Eocène, sont moins sensibles à la dissolution, tout comme les niveaux plus marneux tels que les couches à Cérithes. On mentionnera encore la lacune stratigraphique entre le Crétacé inférieur et l'Eocène (Gremaud, 2008), correspondant à une émergence de la plate-forme continentale au Crétacé supérieur-Paléocène, marquée dans la région par la sédimentation continentale de produits d'altération formant l'ensemble gréseux et parfois bréchique, riche en oxydes de fer, du Sidérolithique.

Cette diversité des affleurements géologiques (voir la carte géologique simplifiée, V. Gremaud, 2008), favori-

sée par l'abrasion glaciaire qui a contribué à renforcer les différenciations lithologiques, contribue à créer une grande diversité des formes karstiques, notamment des différents types de lapiés. Il est ainsi possible d'observer toute la gamme des formes superficielles de lapiés : les lapiés de diaclases, dont l'orientation des crevasses suit les différentes familles de fracturation (Gremaud, 2008), les différents types de lapiés de ruissellement (Figure 3), allant des lapiés à méandres aux lapiés de parois, sur les têtes des gros bancs calcaires, les lapiés à cannelures, d'origine sous-glaciaire (Maire, 1978), les lapiés en empreintes de pas, les kamenitsas, ainsi que les lapiés en roches moutonnées (Figure 4) et les karsts en banquettes structurales (Figure 6), dans la zone amont du karst. Récemment, G. Toth (2008) a proposé une nouvelle classification des lapiés alpins sur la base de sa recherche de thèse réalisée notamment à Tsanfleuron.

Par rapport à un lapiaz « classique », la diversité géomorphologique du lapiaz de Tsanfleuron est renforcée par la présence d'un glacier occupant encore maintenant une partie de la surface. Le glacier de Tsanfleuron est un glacier de plateau, peu épais. De ce fait, il réagit rapidement à toute modification climatique et il a ainsi subi un retrait massif depuis la fin du Petit Age Glaciaire (Wipf, 1999). Le lapiaz peut donc être séparé en deux grandes parties, respectivement à l'aval et à l'amont des moraines historiques (Maire, 1976). A l'aval, le karst est dégagé des glaces depuis le début de l'Holocène au moins ; les traces du modelé glaciaire (notamment les micro-formes telles que les stries) sont partiellement effacées et il ne subsiste plus que cette morphologie de fjell, décrite par Corbel en 1957 déjà. C'est le caractère



Figure 3 - Lapiés de ruissellement dans la partie déglacée depuis le début de l'Holocène (Photo : E. Reynard, août 2002).



Figure 4 - Lapiés en roches moutonnées et chenal d'érosion sous-glaciaire (Photo : E. Reynard, septembre 2003).



Figure 5 - Stries glaciaires et encroûtements carbonatés dans un secteur déglacé depuis quelques années (Photo : E. Reynard, septembre 2003).



Figure 6 - Lapiés en banquettes structurales et infrastructures de remontées mécaniques à proximité du glacier de Tsanfleuron (Photo : E. Reynard, septembre 2003).

karstique du modelé qui domine. A l'amont, par contre, les formes karstiques sont moins visibles, et le modelé glaciaire domine. Le modelé karstique n'est toutefois pas inexistant et certaines formes particulières, tels que les encoffements carbonatés (Figure 5), décrits par Maire (1990), dues à la proximité du glacier, ajoutent à la diversité des formes karstiques. Cette zone est également marquée par l'importance des formes de grande taille, telles que les méga-dépressions et les secteurs en karst en banquettes structurales, dont l'origine est glacio-karstique, l'abrasion glaciaire ayant fortement contribué au creusement du relief. L'amplitude altitudinale du karst, comprise entre 1400 m et 2800 m, si l'on prend en compte les lapiaz de Tsarein et du Genièvre, a par ailleurs permis à Maire (1976) de proposer sa classification bio-climatique des karsts de montagne.

Le caractère karstique du relief est par ailleurs complété par des formes dues à d'autres processus. C'est notamment le cas de la grande ceinture de moraines du Petit Age Glaciaire, qui sépare le karst de part en part. Dans le prolongement de la petite langue du glacier, dans le vallon du Lachon, dont l'origine est liée à la fois à la présence d'une dépression d'origine tectonique (Gremaud et Nessi, 2006) et au surcreusement glaciaire, les eaux de fonte du glacier ont donné naissance à une série de petites zones alluviales caractérisées par la multiplicité de chenaux à tresses. Le replat situé le plus à l'amont est par ailleurs encombré de délaissés morainiques de faible ampleur, qui marquent les étapes du retrait glaciaire au cours du XX<sup>e</sup> siècle. En raison du retrait rapide du glacier, des affleurements de glace

morte sont visibles à proximité du front glaciaire. A l'aval des moraines historiques, une série de crêtes morainiques végétalisées traduisent la position du glacier durant l'Holocène, voire, pour les plus basses, au Tardiglaciaire. En raison du caractère karstique de la région, les formes fluviales de surface sont peu nombreuses. On remarquera toutefois la présence d'un cours d'eau, Le Lachon, qui traverse de part en part le karst, malgré la grande pureté et la fissuration des calcaires. Corbel (1957) a expliqué cette situation par le régime glaciaire du cours d'eau. L'abondance des débits estivaux permet un écoulement de surface, qui reste toutefois intermittent et dépend très fortement des valeurs du débit ; durant les journées fraîches et la plupart des mois de l'année, les écoulements vont se perdre dans le karst.

Nous avons présenté ailleurs (Reynard, 1997 b, 2006 ; Reynard *et al.*, 2003) l'attrait scientifique qu'a joué ce karst. Nous n'y revenons pas dans le détail, mais nous bornons à rappeler sous forme graphique les grands développements des recherches dans la région (Figure 7). Cinq domaines principaux de recherche ont été développés sur le karst. La recherche karstique a débuté par les premiers travaux de Corbel en 1957 et a été marquée par la thèse de Maire en 1976, dont Tsanfleuron constituait l'une des zones d'étude (Maire, 1976, 1977, 1978). Récemment Toth (2006, 2008) a repris l'étude des lapiés et proposé une nouvelle classification des lapiés alpins. A partir des années 1970, différentes campagnes d'exploration spéléologique ont également été réalisées par plusieurs groupes (Groupe

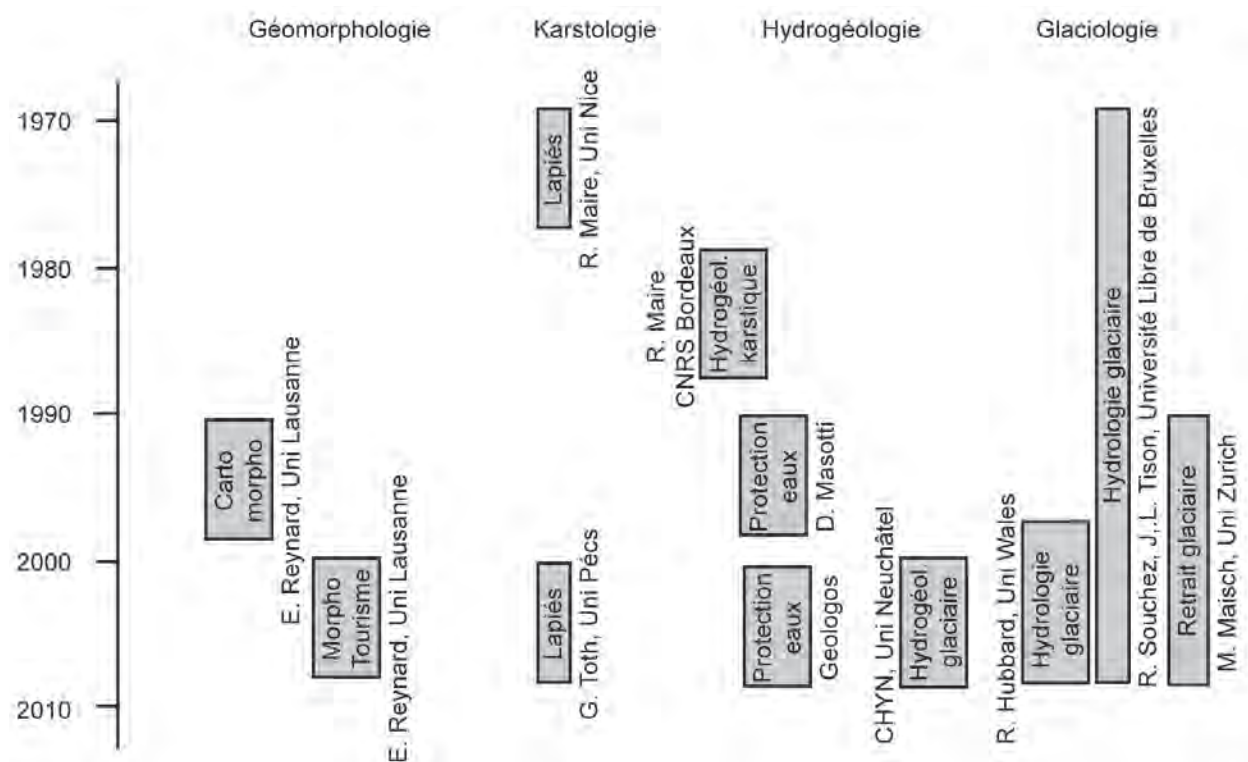


Figure 7 - Développement de la recherche sur le lapiaz de Tsanfleuron depuis les années 1970.

spéléologique rhodanien, Groupe spéléologique de Lausanne, Spéléo-Club de la Vallée de Joux). Une première synthèse des recherches a été publiée par Berclaz (1977). Ces travaux d'exploration de l'endokarst ont contribué au développement, dès les années 1990, d'une deuxième série de recherches, à caractère plutôt appliqué, et réalisées dans le cadre de la protection des sources karstiques situées sur le pourtour du lapiaz (Masotti, 1997 ; Savoy *et al.*, 2008). Ces travaux se poursuivent actuellement dans le cadre du projet *Glaciers and alpine karst aquifers* (GLACIKARST), réalisé par le Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (2006-2010). L'objectif de ce projet est de caractériser les impacts du retrait glaciaire sur la qualité et la turbidité des eaux s'écoulant sur le karst de Tsanfleuron. Une troisième série de travaux ont concerné la géomorphologie de l'exokarst. En plus des travaux strictement karstologiques, les recherches menées par l'Université de Lausanne ont permis de mieux caractériser la géologie de détail du lapiaz (Kunz, 1982 ; Gremaud et Nessi, 2006), ainsi que la géomorphologie (Reynard, 1992, 1997 a). Ces recherches ont été complétées par les travaux réalisés par Gerber *et al.* (1999) dans le cadre de l'inventaire des marges proglaciaires d'importance nationale, par les recherches sur le retrait glaciaire réalisées par l'Université de Zurich, sous la direction du Prof. Max Maisch (Abegg *et al.*, 1994 ; Wipf, 1999) et par différents travaux de diplôme réalisés dans les années 1980 et 1990 par des étudiants de l'Université Libre de Bruxelles. Le quatrième axe de recherche concerne l'hydrologie glaciaire et la glaciologie. Dès la fin des années 1970, des glaciologues de l'Université Libre de Bruxelles ont mené diverses campagnes de terrain visant à comprendre les caractéristiques de la glace basale, ainsi que les processus physico-chimiques agissant à l'interface glace-calcaire (Hallet *et al.*, 1978 ; Lemmens *et al.*, 1982 ; Sharp *et al.*, 1989). Ces recherches se poursuivent en collaboration avec le Prof. Bryn Hubbard (University of Wales) et portent sur les processus liés à la dynamique basale du

glacier (Hubbard, 2002 ; Hubbard *et al.*, 2000 ; 2003). Le dernier axe de recherche concerne le tourisme et ses implications sur la gestion du karst. Dans le cadre du Programme national de recherches 31 sur les changements climatiques, une recherche a porté sur la fonte du glacier de Tsanfleuron et ses effets sur le tourisme régional (Abegg *et al.*, 1994). Nous avons pour notre part étudié les impacts du tourisme sur la géomorphologie du karst (Reynard, 1997 b ; Reynard *et al.*, 2003), ainsi que les potentiels de valorisation touristique du patrimoine géomorphologique (Reynard *et al.*, 1997 b, 2006).

La description des principales caractéristiques géomorphologiques du lapiaz, ainsi que le rappel de son importance scientifique dans différents domaines des géosciences (Figure 7), nous amènent à conclure à la très grande valeur scientifique de ce karst. Le site présente également un certain nombre de valeurs additionnelles au sens de Reynard (2005). Comme bon nombre de grandes surfaces karstiques, le lapiaz présente un contraste de couleur important avec les formations environnantes beaucoup plus sombres, ce qui lui donne une valeur esthétique remarquable, particulièrement appréciable depuis la route du col du Sanetsch. De manière générale, la valeur écologique du site n'est pas exceptionnelle, mise à part la zone alluviale du Lachon. La valeur culturelle est moyenne. La région ayant été assez peu touristique jusqu'à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, il existe peu de représentations picturales du karst, à part quelques aquarelles du géologue bernois Bernhard Studer (Reynard, 1992). Quelques légendes se rapportent aux jeux des démons autour de la Quille du Diable – le second nom de la Tour St-Martin – et le toponyme Tsanfleuron fait référence selon la légende au *champ fleuri* qui occupait la région et qui fut transformé en désert de roche et de glace suite à une mauvaise action d'un pâtre avare au cœur dur<sup>2</sup>. Finalement, le site présente une certaine valeur économique, liée au tourisme estival et hivernal sur le glacier.

### III - UN SITE FRAGILE À PROTÉGER

En raison du développement touristique, notamment à partir du début des années 1990 (Reynard, 1997 b ; Reynard *et al.*, 2003), le karst a subi un certain nombre d'atteintes importantes<sup>3</sup>. Les plus significatives sont :

- la construction d'une route d'accès à la cabane de Prarochet, située au cœur du lapiaz ;
- la prolongation de cette route en direction du glacier pour faciliter les travaux d'entretien du domaine skiable ;

- la prolifération de véhicules tout-terrain sur le lapiaz (Figure 8) ;
- le parcage sauvage de véhicules au col du Sanetsch ;
- la construction de différentes infrastructures liées à la pratique du ski sur le glacier de Tsanfleuron (notamment la pose de filets de protection sur certaines dolines) ;
- l'installation en 2006 d'une conduite d'adduction

<sup>2</sup> Voir le site internet de la station des Diablerets, [www.diablerets.ch](http://www.diablerets.ch), consulté le 3 novembre 2007.

<sup>3</sup> Nous rappelons ici très brièvement quelles ont été les atteintes et les tentatives de protection. Cette thématique a fait l'objet d'un article plus fouillé (Reynard *et al.*, 2003) auquel nous renvoyons le lecteur. En conclusion de ce chapitre, nous présentons de manière plus détaillée les actions menées depuis 2003 et qui devraient aboutir à une mise sous protection du site.



Figure 8 - Traces de pneus laissées par des véhicules tout terrain dans la zone d'épandage fluvio-glaciaire du Lachon (Photo : E. Reynard, octobre 2006). Cette zone d'épandage avait été proposée comme zone alluviale d'altitude d'importance nationale par l'étude scientifique préparatoire à l'inventaire des zones alluviales d'importance nationale (Gerber *et al.*, 1999).

d'eau reliant le lac de Sénin, situé dans la vallée de la Sarine, et la combe d'Audon, située au nord du Sanetschhorn, en vue de développer l'enneigement artificiel dans la combe d'Audon. Cette conduite a passablement perturbé la marge proglaciaire (Figure 9).

En raison de sa haute valeur scientifique et de la multiplication des impacts, le karst de Tsanfleuron a fait l'objet de différentes tentatives de protection au cours des deux dernières décennies (Reynard *et al.*, 2003). Aucune n'a pour le moment abouti formellement, bien que contrairement à la conclusion que nous tirions en 2003, la situation ait évolué favorablement ces deux dernières années. Nous rappelons brièvement ici les différentes actions menées sur le site jusqu'à présent :

- A la fin des années 1990, le karst de Tsanfleuron a été proposé comme géotope d'importance nationale avec la justification suivante (ASSN, 1999) : « Vaste plateau glacio-karstique d'environ 9 km<sup>2</sup>. Se distingue d'autres zones karstiques alpines par le fait que près de la moitié de sa surface a été déglacée depuis moins de 150 ans : il offre ainsi une combinaison unique de formes glaciaires et karstiques ». Cette liste de géotopes d'importance

nationale, basée sur des propositions faites par des experts de toute la Suisse, n'a toutefois aucun statut juridique et sa portée en termes de protection est faible (Jordan *et al.*, 2004 ; Heitzmann *et al.*, 2006). Les 401 sites inscrits sur cette liste font actuellement l'objet d'une révision et de la rédaction de fiches descriptives complètes.

- La zone alluviale du Lachon avait été considérée comme zone d'importance nationale par les scientifiques ayant réalisé l'inventaire national (Gerber *et al.*, 1999). Suite à la procédure de consultation auprès des cantons et des communes, le site n'a finalement pas été retenu dans la liste finale des sites à protéger en raison des conflits potentiels avec le développement touristique.
- Au début des années 2000, un projet de création d'un parc naturel régional (ou d'un parc national) couvrant toute la région des Hautes Alpes Calcaires a vu le jour (Parc des Muverans). Le lapiaz de Tsanfleuron devait y être intégré. Au moment d'adopter les conclusions de l'étude de faisabilité en 2005, plusieurs communes partenaires ont toutefois retiré leur appui, de peur des restrictions potentielles que ce parc aurait eu sur



Figure 9 - Route tracée dans la marge proglaciaire de Tsanfleuron pour l'installation d'une adduction pour l'enneigement artificiel du domaine skiable de Gstaad 3000 (Photo : E. Reynard, octobre 2006). Cette route a maintenant été détruite et le terrain plus ou moins remis en état.

- leur développement territorial. Le projet a donc été enterré.
- Le plan d'affectation des zones de la commune de Savièse a été homologué en 1998. Comme le projet prévoyait d'affecter le secteur de Tsanfleuron en zone sportive, le plan avait fait l'objet d'une opposition de l'organisation écologiste WWF. Actuellement, le glacier est affecté partiellement en zone sportive, alors que le lapiaz est classé en zone de protection du paysage d'importance communale et en zone agricole (partie aval).
  - Dans le cadre de la réalisation en 2006 de la conduite d'adduction d'eau pour l'enneigement artificiel du domaine skiable de Gstaad 3000, le classement du lapiaz (sans le glacier) en zone de protection du paysage d'importance cantonale a été négocié comme compensation écologique des impacts du chantier. Une première mesure a été prise en été 2007, à savoir la destruction de la route d'accès à la cabane de Prarochet. La procédure de classement comme zone protégée d'importance cantonale n'est pas terminée pour le moment.

#### IV - UN PATRIMOINE EXCEPTIONNEL À VALORISER

Différentes initiatives ont été prises afin de valoriser les richesses naturelles du site (Reynard 1997 b, 2006). Suite à un mémoire de licence portant sur le potentiel de valorisation touristique sur le site (Lambotte, 1995), un itinéraire géomorphologique a été inauguré en 1995 (Collectif, 1995). La brochure didactique associée à cet

itinéraire a été remodelée et a fait l'objet d'une seconde édition en 2004 (Reynard, 2004 c). Une évaluation récente de ce sentier a été réalisée dans le cadre d'un mémoire de licence à l'Université de Lausanne (Berrebi, 2006 ; Reynard et Berrebi, 2008). L'évaluation a conclu à une bonne qualité scientifique et pédagogique de la



brochure, mais à une très mauvaise diffusion de cette dernière. L'entreprise de valorisation didactique a ainsi manqué d'une bonne planification de la promotion et de la diffusion auprès d'un large public, une situation qui devrait être améliorée à l'avenir.

Le karst de Tsanfleuron a fait l'objet de deux autres propositions d'itinéraires didactiques. Il est intégré dans l'ouvrage publié par Decrouez *et al.* (2003) sur les géotopes en Suisse. La description proposée dans cet ouvrage insiste plus sur les caractéristiques géologiques du site que sur les phénomènes géomorphologiques et karstiques. Une proposition de randonnée didactique sur le karst de Tsanfleuron est également présentée dans l'ouvrage de Gnaegi (2008) sur les paysages karstiques de Suisse. Quant à la marge proglaciaire du site de Tsanfleuron, elle constitue l'une des marges glaciaires retenues par le WWF Suisse dans le cadre de ses activités sur les effets des changements climatiques sur les glaciers. Le site de Tsanfleuron est ainsi proposé dans un choix de 15 randonnées sur les

zones alluviales de Suisse romande (Cuennet, 2006).

Afin de coordonner la valorisation géotouristique du karst de Tsanfleuron et de mieux diffuser les connaissances sur ce patrimoine, l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne a lancé en 2006 un programme de valorisation basé sur cinq axes majeurs (Reynard, 2006) : la brochure didactique existante (en français) ; la réalisation d'une carte géotouristique multilingue ; la réalisation d'un dépliant et d'un concept didactique audio disponible sur la ligne postale amenant au col du Sanetsch, la réalisation d'un centre de documentation à l'Hôtel du Sanetsch et la réalisation de posters sur le karst et le glacier de Tsanfleuron, à la cabane de Prarochet. Une partie de ce programme, ainsi que la mise sur pied d'un système d'information géographique sur le karst de Tsanfleuron, sont en cours de réalisation dans le cadre d'un mandat confié par la commune de Savièse et la société Gstaad 3000. Les résultats de cette étude seront publiés en 2009.

## CONCLUSIONS

Les géosites et le patrimoine géologique ont fait l'objet d'une nouvelle attention de la part des spécialistes des sciences de la Terre, mais également de certaines institutions telles que l'UNESCO, qui a lancé au début des années 2000, une initiative pour la création de géoparcs, et le Conseil de l'Europe, qui a adopté le 5 mai 2004 une *Recommandation concernant la conservation du patrimoine géologique et des zones d'intérêt spécial pour la géologie*. Il en résulte dans de nombreux pays, une tendance forte au développement d'activités et de produits géotouristiques, une tendance qui constitue une nouvelle opportunité de diffuser les connaissances sur l'histoire de la Terre. Le karst de Tsanfleuron, par ses particularités géomorphologiques, marquées par la combinaison des processus karstiques, glaciaires et fluviaux, et par la haute valeur scientifique du site, constitue un atout touristique de premier ordre pour la région, notamment pour le développement de la saison estivale. Tant le karst que la marge proglaciaire constituent toutefois des environnements très sensibles et fragi-

les. Le développement touristique de ces quinze dernières années a multiplié les impacts négatifs, mais récemment, les autorités politiques locales semblent avoir pris conscience de la valeur de ce patrimoine et de la nécessité d'édicter des mesures de protection aptes à garantir un développement durable du site, sans forcément empêcher une exploitation touristique du secteur. Le processus actuel visant à édicter un plan d'aménagement et un plan de gestion du site va dans ce sens et ouvre de nouvelles perspectives dans la valorisation didactique du site. Il permet d'exaucer un vœu que nous avons formulé en proposant le concept de « protection dynamique » (Reynard *et al.*, 2005). La protection d'un site géologique fragile ne va pas de soi et tant le public que les autorités politiques peinent parfois à comprendre la nécessité de protéger le patrimoine abiotique. Une meilleure conscience publique de cette fragilité et des devoirs de protection passe ainsi par la promotion, didactique et touristique, de la valeur de ce patrimoine. Les actions récentes entreprises à Tsanfleuron vont dans ce sens.

## Remerciements

*La figure 1 a été préparée par Simon Martin, que je remercie. Mes remerciements vont également à la commune de Savièse qui a soutenu plusieurs de mes recherches sur le site, particulièrement au responsable de la commission de l'aménagement du territoire, M. Grégoire Luyet, pour la confiance témoignée.*

## BIBLIOGRAPHIE

- ABEGG B., KÖNIG U., MAISCH M., 1994. Klimaänderung und Gletscherskitourismus. *Geogr. Helv.*, 49/3, 103-114.
- ASSN, 1999. Inventaire des géotopes d'importance nationale. *Geol. Insubr.*, 4/1, 29-48.
- BERCLAZ M.A., 1977. Six ans de collaboration interclubs: le karst haut-alpin du Sanetsch. *Stalactite*, 27, 3-13.
- BERRÉBI Y., 2006. Les sentiers didactiques. Analyse de la perception du public face à quatre réalisations géodidactiques. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 178 p.
- COLLECTIF, 1995. Tsanfleuron. Commune de Savièse, Commission culturelle, 64 p.
- CORBEL J., 1957. Karsts hauts-alpins. *Rev. Géogr. Lyon*, 32, 135-158.
- CUENNET S., 2006. Du glacier à la saulaie. Zones alluviales de Suisse romande. Junod, Genève, 127 p.
- DECROUEZ D., JORDAN P., AUF DER MAUR F., 2003. Géotopes, un voyage dans le temps. 20 promenades en Suisse dans le secret des roches. Editions MPA, Chavannes-près-Renens, 208 p.
- FORD D.C., WILLIAMS P., 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p.
- GERBER B., GSTEIGER P., LEIBUNDGUT M., RIGHETTI A., 1999. Gletschervorfelder und alpine Schwemmebenen als Auengebiete. Technischer Bericht. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern, Schriftenreihe Umwelt Nr. 305, 95 p.
- GNAEGI C., 2008. Karstlandschaften und Schauhöhlen der Schweiz. Ott Verlag, Thun, 199 p.
- GRANDGIRARD V., 1997. Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage. Thèse, Université de Fribourg, 210 p.
- GRANDGIRARD V., 1999. L'évaluation des géotopes. *Geol. Insubr.*, 4/1, 59-66.
- GREMAUD V., NESSI J., 2006. Etude structurale et hydrogéologique de la région du Col du Sanetsch et du Lapiaz de Tsanfleuron. Mémoire de Master, Université de Lausanne, 102 p.
- GREMAUD V., 2008. Géologie du Karst de Tsanfleuron. Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources, *Cahiers de géographie*, 7.
- HALLET B., LORRAIN R., SOUCHEZ R., 1978. The composition of basal ice from a glacier sliding over limestones. *Geol. Soc. of America Bull.*, 89, 314-320.
- HEITZMANN P., REYNARD E., STÜRM B., 2006. Geotopschutz in der Schweiz – quo vadis ? *Schrift. Deutschen Ges. Geowiss.*, 44, 48-54.
- HUBBARD B., 2002. Direct measurement of basal motion at a hard-bedded, temperate glacier: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Journ. Glaciol.*, 48(160), 1-8.
- HUBBARD B., HUBBARD A., TISON J.-L., MADER H.M., NIENOW P., GRUST K., 2003. Spatial variability in the water content and rheology of temperate glaciers: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Ann. Glaciol.*, 37, 1-6.
- HUBBARD B., TISON J.L., JANSSENS L., SPIRO B., 2000. Ice-core evidence of the thickness and character of clear-facies basal ice: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland, *Journ. Glaciol.*, 46/152, 140-150.
- JEANNIN P.-Y., 2006. Le développement durable du milieu karstique, problèmes et atouts. Gestion durable de l'environnement karstique. R. Lugon éd., Institut Universitaire Kurt Bösch, Sion, 9-21.
- JORDAN P., HIPPEL R., REYNARD E., 2004. La protection des géotopes et la création de géoparcs en Suisse. Paysages géomorphologiques. E. Reynard et J.-P. Pralong éd., Institut de Géographie, Lausanne, *Travaux et Recherches* 27, 151-160.
- KUNZ F., 1982. Etude géologique de la région du Col du Sanetsch. Diplôme de géologie, Université de Lausanne.
- LAMBOTTE A., 1995. Elaboration scientifique d'un sentier glaciologique sur le site de Tsanfleuron. Mémoire de licence, Université Libre de Bruxelles.
- LEMMENS M., LORRAIN R., HAREN J., 1982. Isotopic composition of ice and subglacially precipitated calcite in an alpine area. *Zeitschr. Gletscherkunde Glazialgeologie*, 18, 151-159.
- MAIRE R., 1976. Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins des massifs de Platé, du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. Thèse, Université de Nice.
- MAIRE R., 1977. Les Karsts haut-alpins du Platé, du Haut-Giffre et de la Suisse occidentale. *Rev. Géogr. Alpine*, 65, 403-425.
- MAIRE R., 1978. Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. *Rev. Géogr. Alpine*, 66, 139-148.
- MAIRE R., 1990. La haute montagne calcaire. *Karstologia Mémoires*, 3.
- MASOTTI D., 1997. Potabilité de l'eau du Karst de Tsanfleuron. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland, Symposium 5 : Applied Speleology, 9-12.
- PANIZZA M., PIACENTE S., 1993. Geomorphological assets evaluation. *Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl. Bd 87*, 13-18.
- PANIZZA M., 2001. Geomorphosites: concepts, methods and example of geomorphological survey. *Chinese Sc. Bull.*, 46, Suppl. Bd, 4-6.
- REYNARD E., 1992. Géomorphologie de la vallée de la Morge (Valais). Mémoire de licence, Université de Lausanne, 116 p.
- REYNARD E., 1997a. Carte géomorphologique des Lapiés de Tsanfleuron (Hautes Alpes Calcaires, Valais). *Bull. Soc. Neuch. Géogr.*, 41, 23-38.
- REYNARD E., 1997b. Problèmes liés à la mise en valeur touristique d'un site karstique. Le cas du karst de Tsanfleuron (VS, Suisse). Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland, Symposium 5 : Applied Speleology, 17-19.
- REYNARD E., 2004a. Protecting Stones: conservation of erratic blocks in Switzerland. Dimension Stone 2004. New perspectives for a traditional building material. R. Prikryl éd., Balkema, Leiden, 3-7.
- REYNARD E., 2004b. Géotopes, géo(morpho)sites et paysages géomorphologiques. Paysages géomorphologiques. E. Reynard & J.-P. Pralong éd., Institut de Géographie, Lausanne, *Travaux et Recherches*, 27, 123-136.

- REYNARD E., 2004c. Tsanfleuron, entre roche et glace. Une invitation à la découverte géomorphologique du karst de Tsanfleuron. Commune de Savièse, Commission des relations publiques et tourisme, 64 p.
- REYNARD E., 2005. Géomorphosites et paysage. *Géomorphologie. Relief, processus, environnement*, 3, 181-188.
- REYNARD E., 2006. Valorisation géotouristique du karst de Tsanfleuron. Gestion durable de l'environnement karstique. R. Lugon éd., Institut Universitaire Kurt Bösch, Sion, 69-79.
- REYNARD E., BERREBI Y., 2008. Percorsi geodidattici e aspettative del pubblico. *Geologia e turismo : beni geologici e geodiversità*, Atti del Terzo congresso nazionale Geologia e Turismo, Bologna 1-3 marzo 2007, 15-21.
- REYNARD E., FONTANA G., KOZLIK L., SCAPOZZA C., 2007. A method for assessing the scientific and additional values of geomorphosites. *Geogr. Helv.*, 62/3, 148-158.
- REYNARD E., MORAND S., AMMANN T., 2003. Protection et mise en valeur d'un site géomorphologique : la région du Sanetsch (Valais, Suisse). *Géomorphologie et tourisme*. E. Reynard et al. éd., Institut de Géographie, Lausanne, *Travaux et Recherches*, 24, 35-52.
- REYNARD E., PRALONG J.P., GENTIZON C., 2005. La géoconservation : pour un renouvellement de la protection de la nature en Suisse. Vivre dans les milieux fragiles: Alpes et Sahel. L. Dambo & E. Reynard éd., Institut de Géographie, Lausanne, *Travaux et Recherches*, 31, 57-70.
- SAVOY L., FAVRE G., MASOTTI D., 2008. Hydrogéologie du karst de Tsanfleuron et essais multitraçages (années 2005 et 2006). In *Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources. Collection EDYTEM*, 7, Cahiers de Géographie, 135-146.
- SHARP M., CAMPBELL GEMMEL J., TISON J.L., 1989. Structure and stability of the former subglacial drainage system of the Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 14, 119-134.
- STRASSER A., HEITZMANN P., JORDAN P., STAPPER A., STÜRM B., VOGEL A., WEIDMANN M., 1995. Géotopes et la protection des objets géologiques en Suisse : un rapport stratégique. Groupe suisse pour la protection des géotopes, Fribourg, 27 p.
- TOTH G., 2006. Classification and development of bare karren cells in calcareous high mountains. – PhD Thesis, University of Pécs (Hungary), Summary.
- TOTH G., 2008. Une nouvelle approche du système des lapiés alpins nus. In *Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources. Collection EDYTEM*, 7, Cahiers de Géographie, 147-155.
- WIPF A., 1999. Die Gletscher der Berner, Waadtländer und nördlichen Walliser Alpen. Eine regionale Studie über die Vergletscherung im Zeitraum « Vergangenheit » (Hochstand von 1850), « Gegenwart » (Ausdehnung im Jahr 1973) und « Zukunft » (Gletscherschwund-Szenarien, 21. Jhdt.). Geographisches Institut, Universität Zürich, *Physische Geographie* Vol. 40.

COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

**Cahiers de Géographie**

**Numéro 1 (2003) : Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins. Mélanges offerts au Professeur René Lhénaff.**



Jean-Jacques DELANNOY, Les planéités «karstiques», genèse et intérêts morphogéniques : application au bassin de Ronda (Andalousie)

Marc CALVET et Bertrand LEMARTINEL, Vieilles formes et vieux versants : le paradoxe des paysages méditerranéens

Jean-Jacques DUFAYRE, Regard sur les bassins intramontagnards sud-balkaniques : morphogénèse, milieux, sociétés

Jean NICOD, Le Velebit (Croatie occidentale), une chaîne typique du karst dinarique – mise au point d'après des articles récents

Khadija REMAOUN, Le bassin versant de l'Oued Tafna (Algérie occidentale) : mise en place du réseau hydrographique et processus morphogéniques à l'origine de l'organisation du bassin

Jean SOMME, Cap Blanc-Nez, falaise de Sangatte et Calais : un tournant géomorphologique à l'Holocène récent

Alain MARNEZY, Essai de détermination d'un bilan global d'érosion, application au cas du bassin versant de l'Arc (Savoie)

Georges ROVERA, Christophe CORONA et Lise WLERICK, Processus d'érosion et mesure de l'ablation sur les versants gypseux du Petit Mont Blanc de Pralognan, vers 2500 m. (Vanoise, Alpes du Nord, France)

Grégoire THEVENET, Laurent ASTRADE et Jean-Paul BRAVARD, La métamorphose des lits torrentiel à la fin du XIXe siècle : un effet du changement climatique ou du reboisement (bassin du Haut-Bez-Drôme)

Stéphane BALLANDRAS, Réalité et logique des géosystèmes montagnards alpins : principes de fonctionnement morphodynamique

Jean VAUDOUR, Approche systémique et analyse séquentielle des carbonates continentaux dans les milieux méditerranéens

Philippe AUDRA, Les valeurs record d'ablation karstique dans les montagnes Nakanai (Nouvelle-Bretagne, Papouasie-Nouvelle-Guinée)

Robert d'ERCOLE et Florent DEMORAES, Risques et réponses institutionnelles en Equateur : cartes et méthodes

Philip DELINE, Les grands écroulements rocheux de 1920 et de 1997 sur le glacier de la Brenva (massif du Mont-Blanc) : un vecteur géomorphologique pour la reconstitution de l'histoire holocène d'un bassin glaciaire de la haute montagne alpine

Michel CHARDON, Les récents écroulements de parois en Oisans : observations et réflexions

Philippe LAHOUSSE, Gilles GARITTE et Lucas THENARD, Aléa et risque torrentiel dans le Briançonnais (Alpes françaises du Sud)

Anne LACAMBRE, Stanislas WICHEREK et Jean-Pierre PEULVAST, Connaissance et perception des risques naturels face à une réalité érosive. L'apport d'une enquête auprès de la population dans les communes d'Orcières et de Champoléon (Hautes-Alpes, France)

Stéphanie BARAILLE, Préviation des crues graves en haute Durance : typologie des situations météorologiques à risque

Céline LUTOFF, L'évaluation des enjeux : base de l'analyse de la vulnérabilité des systèmes urbains. Conditions de reproduction de l'expérience niçoise

Richard LAGANIER, Claude KERGMARD et Monique DACHARRY, Les inondations en région Nord-Pas de Calais : essai de synthèse régionale

Alain MOREL et Ibrahim BOUZOU-MOUSSA, Erosion et lutte anti-érosive dans les milieux sahélo-soudaniens

256 pages, ISBN 2-9520432-0-5 ; ISSN 1762-4304

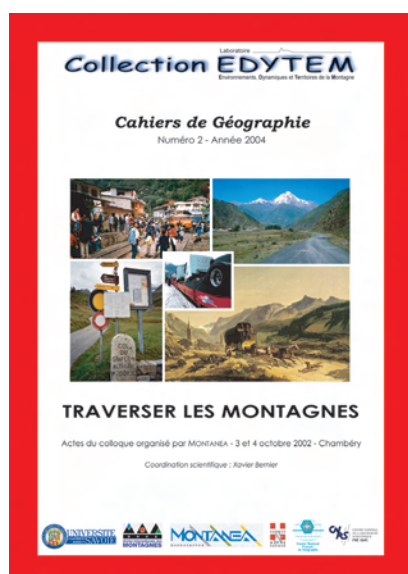
COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

**Cahiers de Géographie**

Numéro 2 (2004) : Traverser les montagnes.

Actes du colloque organisé par Montanéa, 3 & 4 octobre 2002 à Chambéry.



**1 – Les conditions du passage et les marqueurs du franchissement**

Emmanuel LE ROY LADURIE, La nécessaire prise en compte de l'histoire du climat

Jean-Daniel CANDAU, Voyages et représentations - La littérature de voyage, les cols par plaisir

Jean-Jacques REY-BELLETT, Une politique du passage : le Valais

Louis FRESCHI, L'axe du Brenner

Christophe GAUCHON, Les monuments du passage

**2 – Les enjeux liés à la maîtrise du passage et aux dynamiques d'ouverture et de fermeture**

Yves CROZET, Traversées alpines - Comment conjuguer fluidité et respect de l'environnement ?

Jean VARLET, Traverser le Massif Central – Dynamiques d'ouverture et de fermeture

Xavier BERNIER, Les cols routiers dans la traversée des montagnes françaises – Contribution à une définition plurivalente et dynamique

André PALLUEL-GUILLARD, L'épopée des chemins de fer à travers les Rocheuses de la ruée vers l'or à nos jours

Stéphane MOURLANE, Le tunnel du Mont-Blanc – Un projet à travers un siècle de relations franco-italiennes (1860-1965)

**3 – Réorganisations des flux et recompositions territoriales dans la traversée des montagnes**

Anne-Laure AMILHAT-SZARY, Les nouvelles traversées andines – De la montagne-obstacle à la montagne-interface ?

Bartolomé BENASSAR, La traversée des Andes à l'époque moderne

Pierre THOREZ, Flux et déplacements dans le Caucase

Julien THOREZ, Montagnes et espaces nationaux post-soviétiques en Asie Centrale (Kirghizstan, Tadjikistan, Ouzbékistan)

Patrick PIGEON, Gestion des risques et peuplements helvétiques – L'exemple du Gothard

164 pages, ISBN 2-9520432-1-3 ; ISSN 1762-4304

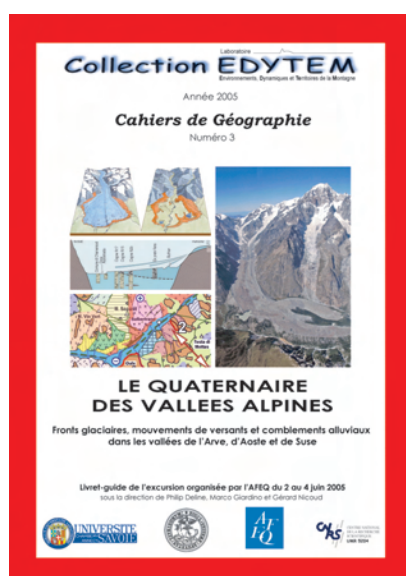
COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

**Cahiers de Géographie**

**Numéro 3 (2005) : Le quaternaire des vallées alpines. Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse.**

**Livret-guide de l'excursion organisée par l'AFEQ du 2 au 4 juin 2005.**



**Première demi-journée - La déglaciation de la vallée de l'Arve par G. NICOUD, S. COUTTERAND, F. AMELOT, C. BURNIER et L. MOREAU**

Le bassin de Bonneville - L'ombilic de Sallanches / Le Fayet et le complexe morainique des stades de Magland - Les graniteurs - Le complexe morainique des stades du Fayet - Les écroulements du Dérochoir et les mouvements de terrain du versant méridional du Désert de Platé - L'ombilic de Chamonix / Les Houches.

**Deuxième demi-journée - Le Val Veny (Vallée d'Aoste) :**

Héritages post-LGM, formes et processus actuels de la haute montagne alpine englacée (par P. DELINE et S. COUTTERAND) Un glacier noir remarquable, le Miage - Amphithéâtre morainique du lac du Miage : reconstituer la dynamique du Miage pendant l'Holocène - Les écroulements holocènes sur la Brenva - Reconstitution de la région du massif du Mont Blanc pendant le LGM.

**Troisième demi-journée - Comblement alluvial et dynamique des versants de la vallée d'Aoste par M. GIARDINO, G. MARTINOTTI,**

**F. MEZZENA, G. NICOUD et E. DALBARD**

L'ombilic d'Aoste, une dynamique lacustre complexe - Formes et dépôts de la glaciation pléistocène dans la moyenne Vallée d'Aoste - Dynamique géomorphologique et évolution d'un site archéologique : la nécropole de Vollein - Sédimentation et néotectonique post-glaciaires dans la moyenne Vallée d'Aoste - Les mouvements de terrain entre Bard et Donnas (basse Vallée d'Aoste).

**Quatrième demi-journée - Formes et dépôts glaciaires dans l'Amphithéâtre morainique d'Ivrea (AMI) par F. GIANOTTI, M. GIARDINO, G. FORNO et F. GROSSO**

Serra d'Ivrea et Petite Serra - Stratigraphie de la Serra d'Ivrea - Les Collines d'Ivrea : affleurements rocheux à modelé glaciaire - L'amphithéâtre morainique d'Ivrée vu par les anciens auteurs.

**Cinquième demi-journée - L'Amphithéâtre Morainique de Rivoli - Avigliana par M. GIARDINO, F. CARRARO, G. F. FIORASO et S. LUCCHESI**

Dépôts glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli / Avigliana - Sols fossiles et surfaces de base des unités glaciaires de l'amphithéâtre - Moraine et till du Mont Musinè - Vue panoramique sur l'amphithéâtre et la basse Vallée de Suse et la Sacra di San Michele : histoire, architecture et légende.

**Sixième demi-journée - Mouvements de masse post-glaciaires dans la vallée de Suse par F. CARRARO, M. GIARDINO et G. F. FIORASO**

Observations en route : la basse Vallée de Suse ; la région de Suse - La glaciation locale du Val Clarea (moyenne Vallée de Suse) - Le lit épigénique de la Doire Ripaire et la dynamique des versants dans la moyenne Vallée de Suse - La déformation gravitaire profonde de versant de Serre La Voute - Néotectonique et contrôle lithostructural sur les formes de la moyenne et haute Vallée de Suse.

195 pages, ISBN 2-9520432-2-1 ; ISSN 1762-4304

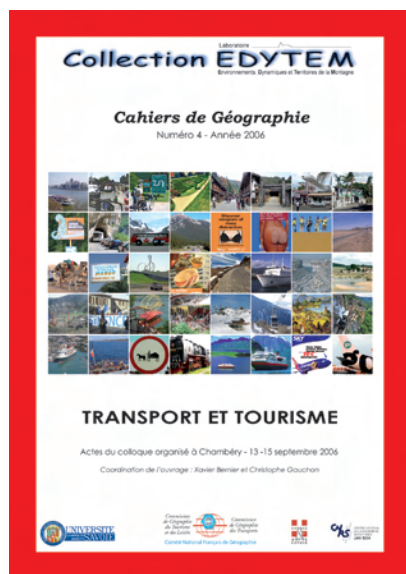
## COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

### **Cahiers de Géographie**

**Numéro 4 (2006) : Transport et Tourisme.**

**Actes du colloque organisé à Chambéry du 13 au 15 septembre 2006.**



#### **PREMIÈRE PARTIE - LES INTERACTIONS ENTRE TRANSPORT ET TOURISME - RÉFLEXIONS**

Transport et mise en tourisme du Monde par JEAN-CHRISTOPHE GAY.

De la relation entre transport et lieux touristiques par PHILIPPE DUHAMEL.

Tourisme et enclavement : l'exemple du Massif Central français par CHRISTIAN JAMOT.

#### **DEUXIÈME PARTIE - L'ACCÈS AUX DESTINATIONS TOURISTIQUES**

Le transport, entre nécessité et plaisir : les perspectives d'ouverture des espaces touristiques de la Roumanie par MIHAELA AXENTE-BUDILEANU.

Les compagnies aériennes à bas prix et le tourisme en Europe : état des lieux et perspectives par PIERRE THOREZ et PIERRE ZEMBRI.

Éléments pour une géographie de l'offre charter européenne face à la concurrence des compagnies low-cost par FRÉDÉRIC DOBRUSZKES, VINCENT SCHEPENS et JEAN-MICHEL DECROLY.

Le Point Afrique, acteur majeur du transport aérien et du développement touristique en Afrique saharo-sahélienne par BRUNO LECOQUIERRE.

Accessibilité et mobilité aux îles du Cap-Vert par NADÈGE KOKEL.

#### **TROISIÈME PARTIE - LES DÉPLACEMENTS DANS LES ESPACES TOURISTIQUES**

Transports par câbles et sports d'hiver : approche géographique de la dynamique territoriale du tourisme et des loisirs en espace montagnard par CHRISTIAN HELION.

Les domaines skiables reliés dans les Alpes françaises par ALAIN MARNEZY et CHRISTOPHE GAUCHON.

Nature mobile et touriste transporté... Enjeux et problèmes liés aux déplacements touristiques dans les parcs nationaux des montagnes de l'Ouest canadien par STÉPHANE HÉRITIER.

Pour une différenciation des déplacements dans l'espace touristique : l'analyse des excursions à l'île Maurice par FRANK PARIS.

#### **QUATRIÈME PARTIE - LES RÉSEAUX DE TRANSPORT COMME ÉLÉMENTS DE LA RESSOURCE TOURISTIQUE**

Une voie de transport devenue ressource touristique : le cas très particulier de l'Express côtier norvégien par JACQUES GUILLAUME.

Structuration et dynamiques du tourisme de croisière dans le Bassin caraïbe par THIERRY HARTOG et COLETTE RANÉLY VERGÉ-DÉPRÉ.

L'émergence du tourisme fluvial en Europe par RAYMOND WOESSNER.

Véloroutes et voies vertes : supports, ou objets touristiques ? par ANNE HECKER.

Le rôle du chemin de fer dans la mise en valeur touristique : Le cas d'une moyenne montagne française, le Massif Central par MARIE-EVE FEREROL.

Le voyage sur la Nakasendô (Japon) par SYLVIE GUICHARD-ANGUIS.

Manger sur l'autoroute en France : Les pratiques alimentaires des touristes par GILLES FUMEY.

#### **CINQUIÈME PARTIE - TRANSPORT, DÉVELOPPEMENT TOURISTIQUE ET TERRITOIRES - SYNERGIES ET CONFLITS**

Autoroutes et dynamique du tourisme par Anne GRIFFOND-BOITIER.

Ressource touristique et enjeux territoriaux évolution et re-définition de la route touristique des gorges de l'Ardèche par Mélanie DUVAL.

Pas feutrés et pneus crantés... Les Alpes françaises entre pratiques de « nature » et loisirs motorisés, une approche des conflits d'usages autour de la mobilité touristique par Lionel LASLAZ.

Les transports, facteurs de développement touristique au sud du Maroc par Mohamed OUDADA.

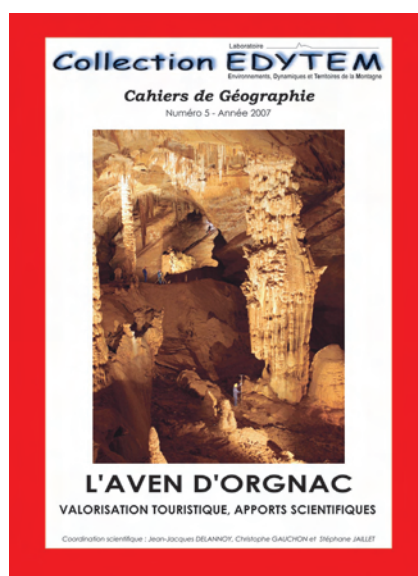
300 pages, ISBN 2-9520432-3-X ; ISSN 1762-4304

COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

**Cahiers de Géographie**

Numéro 5 (2007) : Recherches interdisciplinaires sur l'Aven d'Orgnac.



**CHAPITRE 1**

L'aven d'Orgnac : identification d'un haut lieu du tourisme souterrain, VINCENT BIOT, MÉLANIE DUVAL et CHRISTOPHE GAUCHON

La gestion des réseaux d'Orgnac-Issirac : un exemple original de valorisation de réseaux souterrains fragiles et à haute valeur patrimoniale, par STÉPHANE TOCINO

**CHAPITRE 2**

L'aven d'Orgnac : une caverne privilégiée pour l'élaboration des connaissances karstologiques, par CHRISTOPHE GAUCHON et FRANÇOISE PRUD'HOMME

Bibliographie scientifique sur l'aven d'Orgnac, par FRANÇOISE PRUD'HOMME

**CHAPITRE 3**

L'aven d'Orgnac : un grand réseau paragénétique, étude spéléogénétique des grands volumes karstifiés, par STÉPHANE JAILLET, JEAN JACQUES DELANNOY, JEAN-LOÏC BERSIHAND, MATTHIEU NOURY, BENJAMIN SADIÉ et STÉPHANE TOCINO

**CHAPITRE 4**

L'aven d'Orgnac : étude des remplissages, mémoires des dynamiques spéléogéniques post-paragénétiques, par BENJAMIN SADIÉ, ANNE-SOPHIE PERRROUX, YVES

PERRETTE, JEAN-JACQUES DELANNOY, YVES QUINIF et OLIVIER KAUFMANN

**CHAPITRE 5**

L'aven d'Orgnac : suivi environnemental et modèle de fonctionnement actuel du milieu souterrain karstique au service du développement durable, par FRANÇOIS BOURGES, ALAIN MANGIN, PIERRE GENTHON, DOMINIQUE D'HULST et FRANÇOISE GAUQUELIN

**CHAPITRE 6**

L'aven d'Orgnac : un jalon karstique pour la reconstitution paléogéographique de l'interfluve Ardèche/Cèze, par JEAN-JACQUES DELANNOY, STÉPHANE JAILLET, SERGE FUDRAL, DOMINIQUE GASQUET, OLIVIER KAUFMANN, MAXIME SABAUT et ESTELLE PLOYON

**CONCLUSION**

Perspectives pluridisciplinaires par JEAN-JACQUES DELANNOY



COMPLETEZ VOTRE COLLECTION

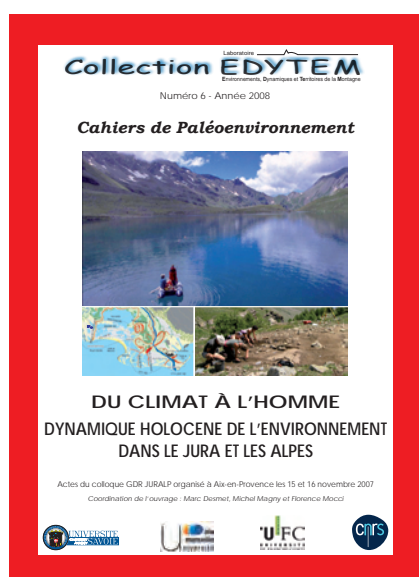
Laboratoire   
**Collection EDYTEM**  
Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne

Numéro 6 (2008)

**Cahiers de Paléoenvironnement**

**Du climat à l'homme : Dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes**

*Actes du colloque organisé à Aix-en-Provence les 15 et 16 novembre 2007*



**GLACIERS ET KARSTS**

Fluctuations des glaciers des Alpes occidentales depuis 5000 ans : un état des connaissances, Philip DELINE et Melaine LE ROY

Apport des stalagmites à la connaissance de l'évolution de l'environnement dans les Alpes, Yves PERRETTE

**ARCHIVES LACUSTRES**

Impact des fluctuations glaciaires et des anciennes activités minières d'altitude sur la sédimentation lacustre proglaciaire au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le massif des Grandes Rousses, Alpes Occidentales, France, Emmanuel CHAPRON, Marie-Christine BAILLY-MAITRE Flavio ANSELMETTI, Hervé GUYARD, Guillaume SAINT ONGE, Marc DESMET, Catherine CHAUVEL, Thierry WINIARSKI, Olivier MAGAND, Fabien ARNAUD, Laurent CHARLET, Philip DELINE, Michel MAGNY, Marie-Antoinette MÉLIÈRES

Variations du climat au cours des deux derniers millénaires : deux cas d'étude dans le Jura et les Alpes du Nord, Michel MAGNY, Laurent MILLET, Fabien ARNAUD, Marc DESMET, Emilie GAUTHIER, Oliver HEIRI, Boris VANNIÈRE, Valérie VERNEAU Les assemblages de Chironomidae et les cortèges polliniques, outils de reconstitutions quantitatives des changements du climat holocène : une approche croisée au Col du Petit St Bernard, lac « Dessus-Verney », 2280 m, Laurent MILLET, Elena ORTU, Yannick MIRAS, Oliver HEIRI, Michel MAGNY, Jacques-Louis de BEAULIEU Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins : un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques ?, Fabien ARNAUD, Martin WESSELS, Emmanuel CHAPRON, Marie REVEL-ROLLAND, Marc DESMET

La séquence Tardiglaciaire-Holocène du Lac Saint-Point (Jura, France) : dynamique de la végétation et évolution du détritisme, Aurélie LEROUX, Vincent BICHET, Anne-Véronique WALTER-SIMONNET, Michel MAGNY, Thierry ADATTE, Emilie GAUTHIER, Hervé RICHARD

**VECTEURS FLUVIATILES**

Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône, de la frontière suisse à la mer, Jean-Paul BRAVARD, Mireille PROVANSAL, Gilles ARNAUD-FASSETTA, Simon CHABBERT, Pauline GAYDOU, Simon DUFOUR, France RICHARD, Sophie VALLETEAU, Gabriel MELUN, Paul PASSY

La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien, Jean-François BERGER, Pierre-Gil SALVADOR, Odile FRANC, Agnès VEROT-BOURRELY, Jean-Paul BRAVARD

Grandes séquences et principales ruptures morphogéniques en Haute Provence : les complexes sédimentaires des petits organismes torrentiels de Moyenne Durance, Cécile MIRAMONT, Clément BOUTTERIN, Olivier SIVAN, Hélène BRUNETON, Muriel MANTRAN

**VÉGÉTATION ET SOLS**

Esquisse au charbon de bois des paysages d'altitude des Alpes du sud (France), Brigitte TALON

Cernes d'arbres et chronologies holocènes dans les Alpes françaises, Jean-Louis EDOUARD, André THOMAS

Les séquences pédo-sédimentaires du col du Petit-Saint-Bernard dans leur contexte archéologique, première approche, Bernard MOULIN, Pierre-Jérôme REY

**ARCHÉOLOGIE, PEUPEMENT ET PAYSAGES**

Archéologie des versants du Petit-Saint-Bernard : première approche de la dynamique de l'occupation humaine autour d'un grand passage alpin, de la Préhistoire au début du Moyen Âge, Pierre-Jérôme REY, Jean-Michel TREFFORT, Bernard MOULIN, Christine OBERLIN, Isabelle ANDRÉ

Éléments pour une histoire du peuplement nord-alpin français entre 10000 et 2700 ans BP, Pierre BINTZ, André MARGUET, Pierre-Yves NICOD, Régis PICAVET, Pierre-Jérôme REY, Eric THIRAULT

Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises, Hauts massifs de l'Argentiérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence, Néolithique final – début de l'Antiquité, Florence MOCCI, Kevin WALSH, Suzi RICHER, Mona COURT-PICON, Brigitte TALON, Stéfan TZORTZIS, Josep Maria PALET-MARTINEZ, Céline BRESSY, avec la collaboration de Jacques-Louis de BEAULIEU, Vincent DUMAS, Jean-Louis EDOUARD, Vanessa PY

L'anthropisation du Massif jurassien : bilan des données palynologiques, Emilie GAUTHIER, Hervé RICHARD

288 pages couleur - ISSN : 1762-4304 - ISBN : 978-2-9520432-8-1 - EAN : 9782952043281

## PUBLICATIONS EN VENTE

	Prix du N°	Frais de port
<b>CAHIERS SAVOISIENS DE GÉOGRAPHIE</b>		
N° 1 (1997) : Transports et développement en Pays de Savoie	10 €	3 €
N° 2 (1999) : Livret guide des excursions Grands Causses - Vercors	épuisé	
N° 3 (2000) : La géographie des risques dits «naturels» entre géographie fondamentale et géographie appliquée	10 €	3 €
N° 4 (2001) : Identités et territoires	10 €	3 €
<b>COLLECTION EDYTEM</b>		
N° 1 (2003) : <b>CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b> Dynamique et vulnérabilités des milieux montagnards méditerranéens et alpins	15 €	3 €
N° 2 (2004) : <b>CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b> Traverser les Montagnes	15 €	3 €
N° 3 (2005) : <b>CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b> Le Quaternaire des vallées alpines *	épuisé *	
N° 4 (2006) : <b>CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b> Transport et Tourisme	15 €	3 €
N° 5 (2007) : <b>CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b> Recherches interdisciplinaires sur l'Aven d'Orgnac	15 €	3 €
N° 6 (2008) : <b>CAHIERS DE PALÉOENVIRONNEMENT</b> Du climat à l'homme : Dynamique holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes	15 €	3 €
N° 7 (2008) : <b>CAHIERS DE GÉOGRAPHIE</b> Karsts de montagne : Géomorphologie, patrimoine et ressources	15 €	3 €

\* Numéro épuisé, disponible sur le site web du laboratoire : <http://edytem.univ-savoie.fr/>

Pour recevoir ces publications :

Adressez votre commande à :

Laboratoire EDYTEM, secrétariat, Université de Savoie, CISM, Campus scientifique,  
F 73376 Le Bourget du Lac Cedex

accompagnée d'un chèque (à l'ordre de M. l'Agent Comptable de l'Université de Savoie), ou d'un mandat administratif.

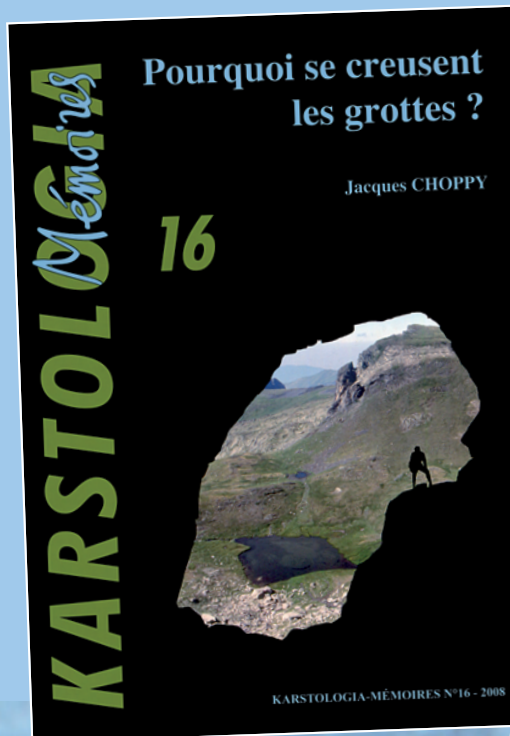
vous recommande ce livre :

## Le testament spéléologique de Jacques Choppy

« Cet essai résulte d'une prise de conscience progressive, le plus souvent solitaire, à contre-courant des modes de pensée les plus habituels. Sous la pression d'observations de terrain et des connaissances accumulées au cours des dernières décennies, dans le karst et son environnement, une autre vision du creusement karstique me fut en quelque sorte imposée.

Et je sais ne pas être arrivé au bout du chemin : de même que la structuration des circulations karstiques n'est jamais achevée, la vision nouvelle proposée doit être considérée comme évolutive. Puissent les spéléos d'aujourd'hui trouver ici ce que j'aurais tant souhaité trouver en débutant ! »

Jacques Choppy



**Prix de vente 20 €**  
+ frais de port (5 € pour la France)

Commande auprès de : Bernard Choppy,  
1, rue du Fort Oiseau - 91540 Mennecy  
ou par internet : <http://choppy.org/karstologia/>



### Sommaire

<b>Introduction :</b>	
Rôle des facteurs et de leur évolution dans le creusement karstique .....	9
<b>1<sup>ère</sup> partie : Karstification initiale</b>	
A la recherche du passé .....	11
Réseau de fentes .....	12
Zone Epidermique .....	13
Cavités épidermiques et réseau de conduits .....	19
Réseau maillé .....	20
Resumé de la première partie .....	21
<b>2<sup>ème</sup> partie : Les facteurs</b>	
Rôle des facteurs .....	23
La lithologie .....	25
Les facteurs structuraux .....	31
Le relief .....	42
Le climat .....	47
Le facteur karst .....	55
Resumé de la deuxième partie .....	65
<b>3<sup>ème</sup> partie : Conjonctions de facteurs</b>	
Les facteurs sont toujours conjoints .....	67
Contraintes de cheminement .....	68
Conjonctions de facteurs géologiques .....	76
Conjonctions de facteurs géologiques et du relief .....	78
Conjonctions du relief et du climat .....	80
Conjonctions du facteur karst avec d'autres facteurs .....	81
Resumé de la troisième partie .....	88
<b>4<sup>ème</sup> partie : Evolution</b>	
Notion d'évolution .....	89
Tectonique active .....	90
Modifications du relief .....	92
Variations climatiques .....	95
Variations du niveau de base .....	100
Modification du facteur karst / effets mécaniques .....	111
Modifications du facteur karst / effets hydrauliques .....	124
Modification du facteur karst / sédimentation et creusement .....	134
Evolutions globales .....	136
La durée .....	136
Resumé de la quatrième partie .....	141

<b>Une autre vision</b> .....	143
Bibliographie .....	147
Table des termes karstiques .....	159
Table des noms géographiques .....	165
Définition des termes karstiques .....	173
Tables des figures .....	179
<b>Bibliographie de Jacques Choppy</b> .....	187

**200 pages**  
**166 figures et photographies**



# KARSTS DE MONTAGNE

## GEOMORPHOLOGIE, PATRIMOINE ET RESSOURCES

### *Sommaire*

Editorial, Emmanuel REYNARD, Fabien HOBLÉA, Jean-Jacques DELANNOY.....	3
Liste des participants au colloque et des auteurs .....	7
Hauts-lieux karstiques du Jura et des Alpes présentés à la Table-ronde Franco-Suisse de Karstologie, 9-15 septembre 1978, Jean NICOD .....	8
<b>La connaissance des phénomènes karstiques... ..</b>	<b>11</b>
Trois petits karsts des Pyrénées occidentales, Col d'Aran, Arrioutort et Artigaléou, Pyrénées-Atlantiques et Hautes-Pyrénées, Jean-Yves BIGOT .....	13
Contribution à l'étude de la genèse des réseaux endokarstiques charentais : l'exemple de la grotte du Bois du Clos, Charente, France, Grégory DANDURAND .....	23
Note sur les réactions chimiques et la dissolution en milieu minier, Stéphanie GAIROARD, Bernard VAYSSADE, Christine VORNEHM .....	35
Héritage glaciaire et karstification de l'archipel calcaire de Madre de Dios, Patagonie, Chili, « Expédition Franco-chilienne Ultima Patagonia 2006 », Stéphane JAILLET, Benjamin LANS, Richard MAIRE, Bernard TOURTE et l'équipe ULTIMA PATAGONIA 2006.....	39
Modélisation d'un système karstique par réseaux de neurones : simulation des débits du karst du Baget, France, Anne JOHANNET, Alain MANGIN, Bernard VAYSSADE.....	51
Approche fractale du karst des Grands Causses, Massif Central, France, Philippe MARTIN.....	63
<b>... pour une gestion raisonnée des ressources et patrimoines du karst.....</b>	<b>79</b>
Protection, valorisation touristique de la ressource karstique et implications territoriales : les grottes de Škocjan, Slovénie, Mélanie DUVAL .....	81
Valorisation agricole d'un karst de moyenne montagne par une démarche « terroir » : l'AOC-Comté, Jura français, Michèle GAIFFE .....	93
Entre karstologie fondamentale et appliquée : l'étude de classement du site de Choranche/les Coulmes, Vercors, France, Fabien HOBLEA, Jean-Jacques DELANNOY, Christophe GAUCHON, Sébastien HACQUARD, Stéphane JAILLET, Estelle PLOYON .....	103
Le fonctionnement hydrogéologique du massif de Migaria, Caucase, Géorgie, Nathalie VANARA, Jean-Michel GORGEON et l'équipe spéléologique de MIGARIA.....	113
<b>Application au massif de Tsanfleuron .....</b>	<b>125</b>
Géologie du karst de Tsanfleuron, Vivian GREMAUD .....	127
Hydrogéologie du karst de Tsanfleuron et essais multitraçages, années 2005 et 2006, Ludovic SAVOY, Gérald FAVRE et Daniel MASOTTI.....	135
Une nouvelle approche du système des lapiés alpins nus, Gábor TÓTH.....	147
Le lapiaz de Tsanfleuron, un paysage glacio-karstique à protéger et à valoriser, Emmanuel REYNARD .....	157

Prix 15 euros

ISBN 978-2-9520432-9-8

