



HAL
open science

Géomorphologie planétaire : Étude des processus périglaciaires terrestres et martiens

François Costard

► **To cite this version:**

François Costard. Géomorphologie planétaire : Étude des processus périglaciaires terrestres et martiens. Géomorphologie. Université Paris-Sud, 2004. tel-04523503

HAL Id: tel-04523503

<https://hal.science/tel-04523503>

Submitted on 27 Mar 2024

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.

**UNIVERSITÉ PARIS-SUD
CENTRE SCIENTIFIQUE D'ORSAY**

**DIPLÔME D'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES
EN SCIENCES**

SPECIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

**GÉOMORPHOLOGIE PLANÉTAIRE :
ÉTUDE DES PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES
TERRESTRES ET MARTIENS**

FRANÇOIS COSTARD

2004

Soutenance le mercredi 31 mars 2004, à 14h30, bat. 504, 2ème étage
Université Paris-Sud
91405 Orsay

devant le jury composé de :
J.L. Lagarde, Professeur à l'Université de Caen
Ph. Masson, Professeur à l'Université Paris-Sud
Ph. Paillou, Maître de Conférences (HDR) à l'Observatoire de Bordeaux
J.P. Peulvast, Professeur à l'Université Paris IV
P. Pinet, Directeur de Recherche à l'Observatoire Midi-Pyrénées

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

FRE2566 ORSAYTERRE

BÂTIMENT 509, F-91405 ORSAY CEDEX

REMERCIEMENTS

Plus de 10 années après mon entrée au CNRS, je ne peux que me remémorer les amis et collègues qui m'ont suivi ou guidé au cours des différentes étapes de ma carrière.

Philippe Masson qui, il y a près de 20 ans, avait accepté de m'accueillir dans son équipe pour la préparation de mon mémoire de maîtrise en géomorphologie planétaire.

Tous ceux et celles qui m'ont soutenu pour mon entrée au CNRS en section 14 en 1992, notamment P. Bauer, J. Blamont, M. Blanc, G. Debouzy, D. Lequeau et J.C. Vial.

J.P. Peulvast qui a encadré mes travaux de thèse, pour sa confiance et ses encouragements.

Mes collègues de Caen, J.P. Coutard, G. Guillemet, J.L. Lagarde, J.P. Lautridou, F. Lelong, D. Marie, J.C. Ozouf et A. Pupin qui, durant ces 5 années au Centre de Géomorphologie, m'ont apporté leurs compétences dans le domaine du périglaciaire et de l'expérimental.

J. Aguirre-Puente pour m'avoir fait connaître la thermodynamique planétaire !

L. Dupeyrat qui a su, par ses compétences, assurer la continuité des recherches sur l'érosion thermique.

Ph. Paillou pour m'avoir fait découvrir les insondables discontinuités du sous-sol martien.

P. Pinet pour son soutien amical et son enthousiasme communicatif.

Mes collègues et amis à Orsay : V. Ansan, E. Gailhardis, N. Mangold, Ch. Marlin, H. Massol, D. Pinti, R. Randriamazaoro et Ph. Sarda.

Un grand merci à C. Lesage pour son aide et à L. Delabesse et à G. Roche pour les illustrations lors de la préparation de cette HDR.

Mon épouse Emmanuèle pour son soutien de tous les jours et sa relecture minutieuse du manuscrit

Et enfin mes enfants Antoine (2 ans) et Vincent (6 ans) qui ont toujours su me remettre sur le droit chemin !

SOMMAIRE

Remerciements	2
1^{ère} partie : PARCOURS SCIENTIFIQUE	6
1. CURRICULUM VITAE	7
1.1. Fonction actuelle	
1.2. Formation	
1.3. Expériences professionnelles.....	8
1.4. Publications.....	9
1.5. Liste des mémoires et diplômes dirigés.....	11
1.6. Responsabilités scientifiques.....	12
1.7. Responsabilités administratives.....	13
1.8. Activités d'enseignement.....	14
1.9. Vulgarisation scientifique.....	15
1.10. Prix et distinctions.....	17
1.11. Contrats et financements	
2. APPROCHE SCIENTIFIQUE	19
2.1. Introduction : l'eau sur la planète Mars	
2.2. La géomorphologie planétaire : méthodologie	
2.3. Parcours scientifique.....	21
2.4. Originalité de la recherche.....	23
2.5. Principaux axes de recherche.....	24
2^{ème} partie : SYNTHÈSE DES TRAVAUX DE RECHERCHE	26
3. CARACTÉRISATION DU PERGÉLISOL MARTIEN	27
3.1. Définition	
3.2. Les cratères d'impact à ejecta lobés	
3.3. Profondeur du pergélisol martien.....	28
3.4. Epaisseur du pergélisol martien	29
3.5. Etude de la richesse en matériaux volatils du pergélisol martien : intérêts et limites	
3.6. Approche globale.....	31
3.7. Etude régionale.....	32
3.8. Validations par la sonde Mars Global Surveyor.....	35

3.9. Conclusions	
3.10. Valorisation et diffusion de la recherche	36
4. ÉTUDE DES PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES TERRESTRES ET MARTIENS.....	38
4.1. Les vallées de débâcle sur Mars et en Sibérie	
4.2. Le programme MANET.....	47
4.3. Les coulées de débris.....	57
5. CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE SITES D'ATTERRISSAGE DES FUTURES MISSIONS MARTIENNES.....	64
5.1. Introduction	
5.2. Projet MASS	
5.3. Etude des objectifs scientifiques des prochaines missions	
5.4 Modèles du sous-sol de Mars pour les futurs radars.....	65
5.5. Valorisation et diffusion de la recherche.....	67
3^{ème} partie : PERSPECTIVES DE RECHERCHE.....	69
6. INTRODUCTION.....	70
7. PROJETS A COURT TERME	71
7.1. Dynamique des écoulements supra-glaciaires	
7.2. Variabilité temporelle du taux d'érosion thermique le long de la Lena.....	76
8. PROJETS A MOYEN TERME.....	81
8.1. Modélisation des niches d'érosion thermique	
8.2. Etude du talik : modélisation et étude géomorphologique	
9. PROJET A LONG TERME.....	84
9.1. Problématique scientifique	
9.2. Le projet MARSLAB	
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	87
RÉFÉRENCES.....	90
ABRÉVIATIONS.....	96

GLOSSAIRE	97
------------------------	----

4^{ème} partie : PUBLICATIONS	98
--	----

Revue internationale à comité de lecture.....	99
Ouvrages scientifiques.....	100
Actes de colloques avec comité de lecture.....	101
Thèses et mémoires.....	102
Publications sans comité de lecture	
Ouvrages collectifs.....	103
Conférences invitées	
Communications dans les congrès internationaux avec résumé.....	104
Rapports scientifiques du CNES.....	111
Séminaires	

1^{ère} partie : PARCOURS SCIENTIFIQUE

1. CURRICULUM VITAE

FRANÇOIS COSTARD

FRE2566 CNRS-UPS ORSAYTERRE
Université Paris-Sud, Département Sciences de la Terre
Bâtiment 509
F-91405 Orsay Cedex
Tél : 01 69 15 49 10
Fax : 01 60 19 14 46
Email : fcostard@geol.u-psud.fr

Né le 11 Octobre 1960 à Boulogne-sur-Seine (92).

Marié, deux enfants

62 Cours de Vincennes 75012 Paris

Tél: 01 43 42 52 31

1.1. FONCTION ACTUELLE

Chargé de Recherche CR1 (section 14, CNRS) au Laboratoire ORSAYTERRE

1.2. FORMATION

1980 : Bac Série S2, Ecole Alsacienne

1983 : DEUG de Géographie, Université Paris I

1984 : LICENCE de Géographie, Université Paris I

1985 : MAITRISE de Géographie, Université Paris I, mention: Très bien

1987 : DEA fédéral de Géomorphologie et Dynamique des Milieux Physiques, Université Paris I

1986-1989 : Allocataire de Recherche M.R.T. au Laboratoire de Géographie Physique (URA D0141), Meudon

12/01/1990 : Thèse de Doctorat « Distribution et caractéristiques du pergélisol sur Mars : son influence sur certains traits de la géomorphologie ». Directeur : J.P. Peulvast, mention très honorable

1990–1991 : Bourse Post-Doctorale du C.N.E.S. (URA D0141), Meudon, Etude des sites d'atterrissage de la mission Mars96

1991-1992 : Boursier de la Société des AMIS DES SCIENCES, Etude des objectifs scientifiques de l'avant projet CNES « Véhicule Automatique Planétaire »

Octobre 1992 : Recrutement CR2 par la section 14 "Astronomie", affectation au Centre de Géomorphologie (Caen)

1996 : Passage CR1

1998 : Mutation au Laboratoire OrsayTerre (UMR 8616), équipe de planétologie, Université Paris -Sud

1.3. EXPÉRIENCES PROFESSIONNELLES

1.3.1. GÉOMORPHOLOGIE PLANÉTAIRE COMPARÉE : ÉTUDE DE LA SURFACE DE MARS

1/ Principaux domaines de recherche:

Recherche et caractérisation du pergélisol sur Mars

Modélisation analogique et numérique du processus d'érosion thermique

Etude des modelés périglaciaires : approche comparative Terre/Mars.

2/ Stages et missions à l'étranger

1987 : Mission (4 semaines) sur la côte Est du Groënland

1989 et 1991 : 2 Séjours (4 semaines) à l'U.S. Geological Survey de Flagstaff (Arizona, USA). Analyses géomorphologiques et photogrammétriques d'images de Mars

Février 1992 : Séjour (3 semaines) à l'Arizona State University (Tempe, Az, USA) : Participation au programme "Mars Analog Site Study" de la NASA

Novembre 1992 - Février 1993 : Chercheur invité à l'Arizona State University. Étude de la Vallée de la Mort et du désert de Mojave

1998 : mission (1 mois) en Sibérie (Yakoutie Centrale)

2003 : Séjour (15 jours) à Brown University (Providence, USA) dans l'équipe de J. Head. Étude de Chasma Borealis (Mars).

1.3.2. COLLABORATION AUX PROJETS SPATIAUX

Activités préparatoires des missions spatiales

1990 : Participation à la préparation des futures missions martiennes: étude des objectifs scientifiques

1991 : Sélection et analyse de la rugosité des sites d'atterrissage

1992 : Sélection de sites d'expérimentation terrestres

1991-1996 : Participation au Groupe Américano-Russe de sélection des sites d'atterrissage (Houston, Texas, USA)

1990-1992 : Secrétaire du Groupe Mission "Véhicule Automatique Planétaire" du C.N.E.S.

Depuis 1993 : Membre du Groupe Mars du C.N.E.S.

Co-investigateur d'expériences spatiales

1996 : **ARIS** (spectromètre gamma à bord de la mission MARS 96)

1996 : **SPICAM** (caméra à bord de la mission MARS 94)

1996 : **BALTE** (caméra à bord de la mission MARS 96)

1996 : **PRISM** (radar pour la mission MARS 96)

1994 : **Camera UV et visible (Orbiter lunaire CLEMENTINE)**

2000 : **GPR (Géoradar)**, mission **Netlander (CNES)**

2000 : **Camera MIC**, mission martienne **Nozomi (ISAS, Japon)**

1.4. PUBLICATIONS (1987-2003)

Sélection de 8 publications (voir liste complète en 4^{ème} partie) :

Revues internationales à comité de lecture

- AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F. and POSADO-CANO, R. (1994). Contribution to the study of thermal erosion on Mars. **J. Geophys. Res.-Planets**, 99 N0. E3 pp. 5657-5667.
- COSTARD, F. and J. KARGEL (1995). Outwash plains and thermokarst on Mars. **Icarus**, 114, 93-112.
- COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., GREELEY, R. and MAKHLOUFI N. (1999). Martian fluvial-thermal erosion: Laboratory simulation. **J Geophys. Res. Planets**, vol. 104-E6, pp. 14091-14098.
- COSTARD, F. and BAKER, V. (2001). Thermokarst landforms and processes in the Martian outflow Ares Vallis. **Geomorphology**, 37, 289-301
- COSTARD F., F. FORGET, N. MANGOLD and J.P. PEULVAST, (2002), Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity, **Science**, vol. 295, pp. 110.
- F. COSTARD, L. DUPEYRAT, E. GAUTIER and E. CAREY-GAILHARDIS (2003) Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank : application to the Lena river (central Yakutia) . **Earth Surface Processes and Landforms**, 28, 1349-1359.

Ouvrages de vulgarisation scientifique

- COSTARD F. (2000) La Planète Mars. **Que Sais-je ?** n°3568. PUF, 128 p.
- FORGET F., F. COSTARD et PH. LOGNONNE (2003) La planète Mars, ed. **Belin-Pour la Science**, 144 p.

RESUME DE MON ACTIVITE (ENTRE 1987 ET 2003)

EN TERMES DE PUBLICATIONS/COMMUNICATIONS :

Nombre de publications dans des revues internationales à comité de lecture : 21

dont ces 10 dernières années : 18

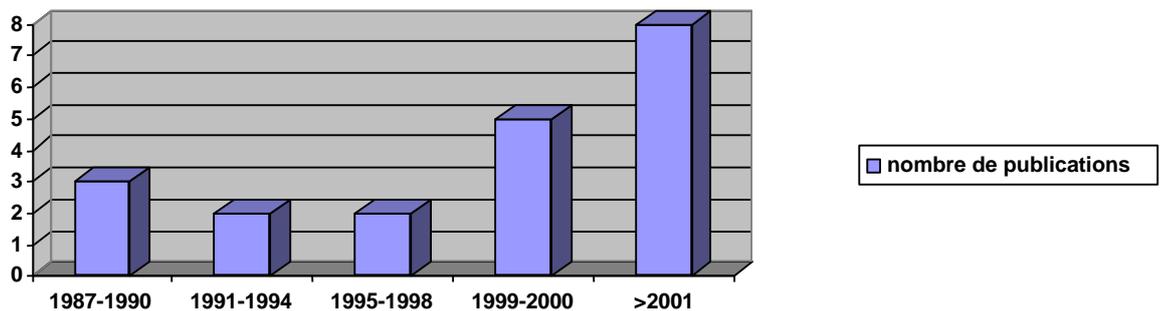
dont ces 4 dernières années : 14

Nombre de communications invitées : 6

Nombre de publications dans des actes de colloques avec comité de lecture : 10

Nombre de participations à des ouvrages (chapitres de livres ou livres) : 3

Nombre de communications orales lors de colloques : 32



1.5. LISTE DES MÉMOIRES ET DIPLÔMES DIRIGÉS

Encadrements de Thèses

Thèse (Paris VI)

- MAKHLOUFI N. Erosion thermique et sublimation du pergélisol en zones périglaciaires : modélisations et expérimentations, 193 p. Co-direction avec J. Aguirre-Puente, Université Paris VI. Allocataire MEN. Soutenance en juin 1998, mention Très honorable avec félicitations du jury. **(75%)**. Devenir du thésard : ingénieur informaticien

Thèse (Paris Sud)

- RANDRIAMAZAORO R., Thèse commencée en 2002. Modélisation analogique et numérique de l'érosion thermique en milieux périglaciaires. Allocataire MEN. Co-direction avec L. Dupeyrat **(50%)**

Encadrements DEA (UPS)

- GERVAIS C. (2001). Étude de l'érosion thermique : détermination théorique et expérimentale du coefficient de transfert thermique par convection. Co-direction avec L. Dupeyrat **(50%)**

Encadrements TER (UPS)

- PAJOT M. (1999). Direction d'un mémoire de TER de géologie Mathilde Pajot. Sujet: caractérisation morphométrique du site d'atterrissage Pathfinder. Mai, Juin, juillet 1999. Université Paris-Sud. **(100%)**
- COLOT E. (2000). d'un mémoire de TER de Géologie : Elodie Colot : Érosion thermique des chenaux sous-glaciaires : modélisation et expérimentation. Université Paris-Sud. Co-direction avec L. Dupeyrat **(50%)**
- LOUIS N. (2001). Étude thermique de l'érosion de la glace. Maîtrise Physique et applications. Co-direction avec L. Dupeyrat **(50%)**
- RENONCE D. (2002). Dynamique des écoulements supra-glaciaires : identifications des paramètres importants. Maîtrise Science de la Terre, mention géochimie. Co-direction avec Ch. Marlin **(50%)**
- HOSTALERY C. (2002). Caractérisation et érosion thermique du pergélisol : rôle de la teneur en glace. Maîtrise Science de la Terre, mention géochimie. Co-direction avec L. Dupeyrat et L. Mercury (50%)

- MERESSE S. (2003). Étude des cratères d'impact à ejecta lobés sur Mars : distribution et caractéristiques de la mobilité des ejecta. Co-direction avec N. Mangold et D. Baratoux, (75%)

Stages de Laboratoire

- Concours Lanfrancs CNRS Normandie en mai 1998. Sujet : érosion thermique à la surface de Mars, par le Lycée Chartier de Bayeux.
- DESPORTES C. (2003). Étude numérique des performances radar pour le sous-sol martien. Juillet 2003, stage de fin d'année d'IST Géophysique et géotechnique (100%)

Participation à un jury de thèse

- 1998 : MAKHLOUFI N. Érosion thermique et sublimation du pergélisol en zones périglaciaires : modélisations et expérimentations. Université Paris VI.
- 2002 : HEGGY E. Étude et modélisation des performances des radars sondeurs basse fréquence pour la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars. Observatoire de Bordeaux.

1.6. RESPONSABILITÉS SCIENTIFIQUES

1 - Internationales

« **Reviewer** » pour les revues :

- Science
- Planetary and Space Sciences
- Journal Geophysical Research
- Icarus

Membre de **Comités Scientifiques de colloques internationaux** :

- Colloque Int. Permafrost and Actions of Natural or Artificial Cooling, Université Paris-Sud, Université Paris-Sud, Orsay 1998.
- Coastal and offshore permafrost, Working Group de l'Int. Permafrost Association.

- Conf. on the Geophysical Detection of subsurface water on Mars, Houston 2001.
- Colloque international Netlander, Nantes 2-6 avril 2001

2 - Nationales

- 1990-1992: Secrétaire du Groupe Mission "Véhicule Automatique Planétaire" du C.N.E.S.
- Depuis 1993 : Membre du Groupe Mars du C.N.E.S.
- Organisateur du Colloque International à la Société Géologique de France en Sciences de la Terre sur A. Cailleux. (1997)
- Membre du Comité Scientifique du Programme National de Planétologie (PNP) depuis 1999.
- Organisateur de l'atelier de travail PNP « le cycle de l'eau sur Mars » le 16 novembre 2000.

3 – Locale

- 2001-2003 : Co-animateur du thème de recherche « Géomorphologie Planétaire » du laboratoire OrsayTerre regroupant 23 chercheurs et enseignants-chercheurs
- 2003 : membre du comité de pilotage de la FRE 2566 OrsayTerre (avec J. Ludden, J.F. Stephan, Ch. Marlin et D. Pinti)

1.7. RESPONSABILITES ADMINISTRATIVES

Centre de Géomorphologie (CNRS, Caen 1992-1997)

- Membre du Conseil du Laboratoire
- Responsable du réseau informatique et de son installation

Université Paris-Sud, Orsay

- 1998-2001 : Membre du conseil de l'UMR 8616 (Orsayterre), UPS-CNRS
- 2002-2003 : Membre nommé du Bureau de la FRE2566.
- 2000-2003 : Membre élu du Conseil du Département des Sciences de la Terre (UPS, Orsay)

- 2000-2003 : Membre élu de la Commission de Spécialistes (35-36, UPS-Orsay)

1.8. ACTIVITÉS D'ENSEIGNEMENT

- 1996 : Cours/TD Géomorphologie Planétaire, Licence Géologie Université de Caen.
Formation du système solaire, les planètes telluriques, processus planétaires, planétologie comparée, cartographie planétaire
- 1999 : TP sur l'expérimentation de l'érosion thermique. Biologie-Géologie (UPS, Orsay)
Approche comparative Terre-Mars, les vallées de débâcle, étude d'un processus élémentaire, modélisation analogique
- 1999: Cours de Géomorphologie Planétaire, DEA de Géomorphologie Paris IV
Mars : planète du périglaciaire, le pergélisol terrestre et martien, quantification du processus d'érosion thermique et simulation expérimentale
- 1999 : Cours de DEA Géophysique, GRGS, Toulouse
Approche comparative Terre-Mars, le pergélisol terrestre et martien, les vallées de débâcle, processus périglaciaire
- 1999-2003 : Le pergélisol martien. Cours de DEA « Géodynamique et physique de la Terre »
Le périglaciaire : approche comparative Terre/Mars, le pergélisol, le thermokarst, distribution latitudinale et influence climatique
- 2002-2003 : L'eau sur la planète Mars. Cours à l'Ecole Polytechnique.
Conditions de stabilité de l'eau sur Mars, formation des vallées ramifiées, le pergélisol : caractérisation, les vallées de débâcle, traces de ruissellement récentes : implications climatiques
- 2003 : Water on Mars (cours en anglais de 3 heures) à l'école européenne « Planet Mars » organisé par le CNES, Les Houches.

Valorisation

- Action pédagogique en milieu scolaire : A la découverte de Mars et de l'espace, Granville, octobre 2003 et avril 2004, avec Ph. Lognonné, (IPGP, Jussieu).

1.9. VULGARISATION SCIENTIFIQUE (AVEC PUBLICATIONS)

1 – Ouvrages de vulgarisation scientifique

- Astronomie: le guide de l'observateur, 1987, ouvrage collectif, 1096 p., ed. S.A.P.
- The observer's guide to astronomy, vol1 et 2, 1994. Ed. P. Martinez 1148 p. Chapitre : Le Soleil, par M.J. MARTRES, R. BOYER, F. COSTARD, J.M. MALHERBE et G. OLIVIERI.
- COSTARD F. (2000) La Planète Mars. **Que Sais-je ?** n°3568. PUF, 128 p.
- FORGET F., F. COSTARD et PH LOGNONNE (2003). La planète Mars, ed. **Belin-Pour la Science**, 144 p.

2 - Articles

14 publications d'intérêt général dont :

- F. Costard et al. (2003). Les coulées de débris sur Mars. L'astronomie, Juillet-Aout 2003, n°117.
- S. Brunier et F. Costard. La planète Mars. **La recherche** – Bac to Basics (février 2003)
- **Science et Vie Hors Série**. "L'eau sur Mars". Septembre 1996.
- Numéro spécial "Planète Mars" **L'Astronomie**, Mars 1988, 140p.
- Numéro spécial "Activité Solaire" **L'Astronomie**, Déc. 1990, ouvrage collectif
- Article de vulgarisation: Costard, F. et Michaut, D. (1995). L'éruption chromosphérique du 31 mars 1991: essai d'interprétation. **L'Astronomie**, vol.: 109, pp. 239-243.

3 - Emissions radio

- 1989 : J. Heidman et F. Costard. Emission sur France Culture en 1989 : L'eau dans le sous-sol de Mars
- 2003 : F. Costard, émission en direct sur France Inter. La planète Mars.
- 2003 : F. Costard et F. Forget. Emission scientifique avec Alain Cirou sur Europe 1

4 - La science en Fête

- 1993, 1994 et 1995: Organisation et animation d'une exposition grand public sur le thème : la géomorphologie planétaire, La science en fête, Université de Caen.
- Participation en 2001 et en 2002 aux journées portes ouvertes de la science en fête. Université Paris-Sud, Orsay.

5 - Conférences

- 1994 : « Géologie et Géomorphologie de Mars ». Association Normande d'Astronomie, Caen.
- 1996 : La planète Mars. Groupe Astronomique de Querqueville, Cherbourg.
- 2000 : La planète Mars redécouverte par la sonde Mars Global Surveyor. Société Astronomique de France.
- 2000 : Paysages martiens : énigmes et découvertes, Cherbourg.
- 2002 : L'eau planétaire, Université d'été du CNES sur l'observation spatiale et l'environnement - L'eau sur la planète Terre - La Londe les Maures.
- 2002 : Conférence : Mars : planète froide. Conférence à la Société des explorateurs français.
- 2003 : L'eau sur Mars. Centre d'Astronomie de Saint-Michel l'Observatoire.
- 2003 : Flash sur Mars – une planète sœur. Bibliothèque de Malakoff avec Ph. Henarejos (AFA).
- 2003 : Rencontre avec le public, FNAC Noisy-le-Grand avec P. Lagrange et Ph. Lognonne
- 2003 : Mars : histoire d'un autre monde. Festival Explor'espace à Mandelieu-La-Napoule, Nice.

6 – Responsabilités / Associations

- Membre
 - Société Astronomique de France (SAF)
 - Groupe Français de Géomorphologie
 - Association Française de Périglaciaire
 - Association Française du Pergélisol
- 1988-1995 : Secrétaire de la Commission du Soleil de la S.A.F
- 1988 : Secrétaire Adjoint de la S.A.F.

- 1989-1992 : Président de l'Association André CAILLEUX (diffusion de travaux en Sciences de la Terre)
- Membre du comité scientifique de LUDIVER-Observatoire-Planétarium du Cap de la Hague.

1.10. PRIX ET DISTINCTIONS

- Lauréat de la Société Astronomique de France en 1982, 1986 et 1991.

1.11. CONTRATS ET FINANCEMENTS

- Programme National de Planétologie de L'INSU (fonctionnement et petit équipement)
 - 1993 : 25 Kf : pergélisol et érosion thermique sur Mars : géomorphologie et modélisation
 - 1994 : 25 Kf : étude théorique et expérimentale de la sublimation et de l'érosion thermique en milieu martien
 - 1995: 55 Kf : érosion thermique et sublimation sur Mars
 - 1996: 40 Kf : érosion thermique et sublimation sur Mars
 - 1997 : étude du pergélisol martien : approches géomorphologique et expérimentale
 - 1998 : 15 Kf : simulation de l'érosion thermique et étude du pergélisol martien
 - 1999 : 25 Kf : expérimentation en chambre froide de l'érosion thermique et du pergélisol martien
 - 2000 : 30 Kf : étude des processus thermo-mécaniques du pergélisol de Mars
 - 2001 : 40 Kf : étude des débris flows sur Mars
 - 2002 : 35 Kf : analyse et chronologie des processus morphologiques récents sur Mars
 - 2003 : 40 Kf : vallées anciennes et terrains stratifiés sur Mars
- Programme National de Planétologie de l'INSU (moyens en équipement mi-lourd INSU-SDU)
 - 1994 : 150 Kf

- 1995: 100 Kf
- 1999 : 90 Kf groupe froid –40°C

- Université Paris-Sud, Division de la Recherche
 - 1998 : 12 Kf (HT), pour le démontage et la réinstallation de l'expérience (Legs Perrissin Pirasset)
 - 1998 : 90 Kf (HT), Crédits de maintenance (chambre froide)

- Programme Dynamique et Bilan de la Terre (D.B.T. II), I.N.S.U.
 - 1995: 70 Kf : mission en Sibérie pour 1996
 - 1996: 42 Kf : mesure de l'érosion thermique en Sibérie

- Programme National Sol et Erosion (INSU)
 - 1999 : 50 Kf : programme MANET
 - 2001 : 60 Kf : programme MANET

- Centre National d'Etudes Spatiales (CNES)
 - 1992 : 30 Kf
 - 1993 : 50 Kf

- Région, Préfecture et délocalisation CIAT
 - 1993-1994 : 330 Kf : installation expérimentale et réseau informatique

- Contrat de Plan Etat-Région (C.P.E.R.)
 - 1995: 64 Kf : Erosion thermique sur Mars et en Sibérie

2. APPROCHE SCIENTIFIQUE

2.1. INTRODUCTION : L'EAU SUR LA PLANETE MARS

Parmi toutes les planètes internes du système solaire, Mars est incontestablement la seule (avec la Terre) sur laquelle de l'eau semble exister et a existé dans le passé. Cette eau, aujourd'hui disparue de la surface martienne, a joué un rôle déterminant dans l'histoire de cette planète jusqu'à un passé récent (environ 6 à 10 millions d'années), comme en témoignent les formes d'érosion (réseaux fluviaux fossiles, ravinement des pentes à l'intérieur de certains cratères et des canyons). Avec une température moyenne annuelle de -53°C et l'existence d'un pergélisol (sol gelé en permanence), la planète Mars se caractérise par son climat dit "périglacière". La présence de ce pergélisol semble avoir exercé une influence déterminante sur la morphogénèse de surface.

Aujourd'hui, la recherche de l'eau ou d'indices pouvant prouver son existence actuelle ou passée constitue le "fil directeur" de l'exploration future de cette planète. Ainsi, dans un contexte international, la recherche de l'eau sur Mars apparaît depuis quelques années comme l'un des principaux objectifs scientifiques des prochaines missions martiennes du CNES, de l'ESA et de la NASA. Récemment, les sondes Mars Global Surveyor et Mars Odyssey, en orbite autour de Mars ont détecté tout à tour la présence d'eau liquide dans un passé géologiquement récent, et la présence de glace en forte proportion en surface aux latitudes supérieures à 60° . Ces deux découvertes confortent l'idée que Mars est une planète riche en matériaux volatils (Masson et al., 2001). La recherche de l'eau sur Mars est une étape non seulement nécessaire pour la compréhension de l'évolution géologique, géomorphologique et climatique de la planète, mais aussi pour la recherche d'une vie éventuelle.

2.2. LA GEOMORPHOLOGIE PLANETAIRE : METHODOLOGIE

Etant géographe de formation, j'ai développé mes recherches dans le domaine de la **Géomorphologie Planétaire** qui correspond à une voie de recherche nouvelle en France.

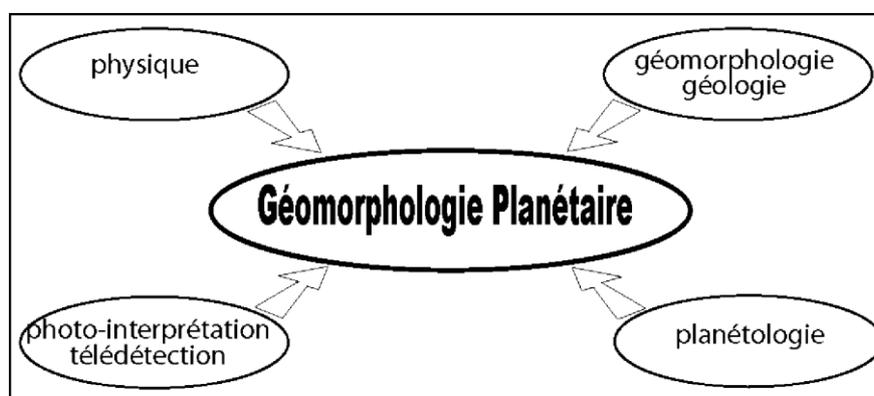
2.2.1. ANALYSES COMPARATIVES TERRE/MARS

La géomorphologie planétaire est essentiellement fondée sur une étude comparative de la Terre et des planètes. Mon programme de recherche s'appuie en premier lieu sur l'analyse et le traitement de l'imagerie satellitaire obtenue par les sondes planétaires (Viking et Mars Global Surveyor). La méthode utilisée, Géomorphologie Planétaire

comparée, pour l'analyse des images de Mars est semblable à celle de la photo-interprétation appliquée à la géomorphologie terrestre. En effet, l'étude des images s'appuie sur une analyse fine, à différentes échelles spatiales des formes du relief. Les systèmes d'information Géographique (SIG) sont des outils particulièrement utiles pour le traitement de l'information. Aussi, ai-je utilisé cette technique pour le traitement des cratères d'impact à ejecta lobés et plus récemment pour l'analyse des images satellitaires de la Lena.

Pour comprendre les processus en jeu sur Mars, je me suis efforcé le plus souvent possible de proposer des analyses comparatives Terre/Mars. L'avantage de cette démarche est de confronter les connaissances que l'on acquiert du terrain, de les confronter et de les extrapoler sur Mars par le biais de modèles analogiques et numériques. J'ai toujours attaché la plus grande importance aux études de terrain (vérité terrain) pour bien appréhender les processus et modelés étudiés. J'ai concentré mes activités sur un domaine morphoclimatique terrestre présentant d'étroites analogies avec Mars : celui du milieu périglaciaire aride (Yakoutie Centrale et Côte Est du Groënland).

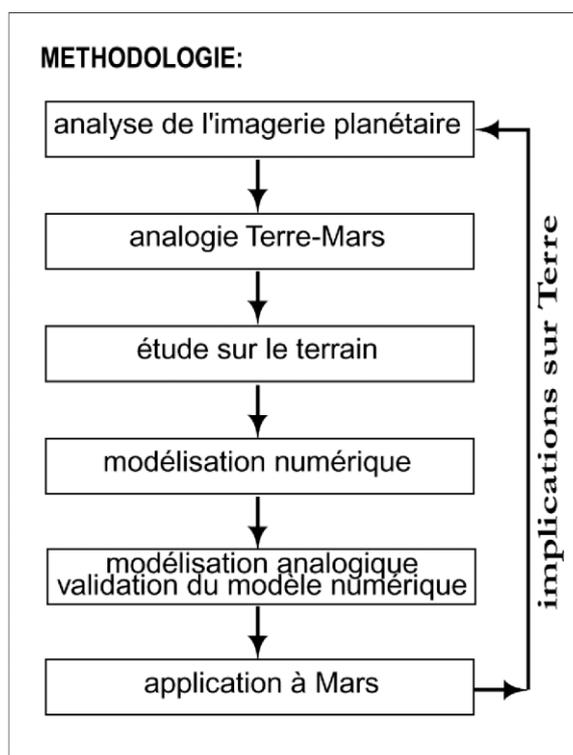
2.2.2. UNE APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE :



2.2.3. QUANTIFICATION DES PROCESSUS

Géomorphologue de formation, j'ai recentré mes recherches dès 1992 (date de mon recrutement au CNRS) sur la quantification et la modélisation des processus liés à l'eau et à la glace, tant sur Terre que sur Mars. Les processus périglaciaires sur Terre sont relativement bien connus, car observables et mesurables. Par contre sur Mars, avec l'impossibilité de faire du terrain, il est nécessaire de se fonder sur une modélisation. Celle-ci sera d'abord numérique pour quantifier le phénomène étudié, puis analogique pour valider le modèle numérique. Dès 1992, juste après ma thèse, j'ai utilisé cette méthodologie pour essayer d'aller plus loin dans la compréhension des phénomènes périglaciaires sur Mars. Nécessairement pluridisciplinaire, cette

modélisation n'a pu se développer que par une étroite collaboration avec des collègues physiciens (J. Aguirre-Puente et L. Dupeyrat).



Soulignons aussi que la quantification des processus d'érosion correspond aux axes prioritaires de recherches fléchés par l'INSU. Cette recherche bénéficie des soutiens financiers de l'INSU (Programme National de Planétologie, Programme National Sol et Relief).

Depuis ma thèse, j'ai souhaité développer mes recherches dans un cadre international. C'est ainsi que quatre publications de rang A ont vu le jour avec comme co-auteurs des planétologues américains comme J. Kargel (USGS, Flagstaff, Costard and Kargel, 1995), R. Greeley (Arizona State University, Phoenix, Costard et al., 1999), V. Baker (University of Arizona, Tucson, Costard and Baker, 2001) et N. Barlow (Northern Arizona University, Flagstaff, Barlow et al., 2000).

2.3. PARCOURS SCIENTIFIQUE

2.3.1. CENTRE DE GEOMORPHOLOGIE – CNRS, CAEN (1992-1997)

En octobre 1992, j'ai été recruté par la section 14 "Astronomie" du CNRS, en tant que CR2 pour occuper un poste nouvellement créé au Centre de Géomorphologie à Caen. Entre 1992 et 1994, le Centre de Géomorphologie était une Unité de Recherche en Restructuration (URA 1694), puis entre 1996 et 1998, une Unité en réaffectation (ER 109). Actuellement, cette unité est l'UMR 6143-M2C, Morphodynamique Continentale et Côtière (Directeur J.L. Lagarde).

Dès les premiers mois je me suis attaché à proposer un nouveau programme de recherche s'insérant dans les axes de cette unité. La présence dans la même Unité Mixte d'un physicien (J. Aguirre-Puente: DR ancien Directeur du Centre de Géomorphologie), spécialiste en thermodynamique des milieux poreux congelés, était une opportunité pour poursuivre un thème de recherche typiquement pluridisciplinaire. Ce dernier est essentiellement axé sur la modélisation et l'expérimentation de processus d'érosion en milieu froid. En effet, depuis 1970, le Centre de Géomorphologie s'est spécialisé dans la simulation et la quantification des processus d'érosion en milieu froid périglaciaire terrestre (pergélisol, gel-dégel ...). Mon projet d'expérimentation en milieu martien formait donc une ouverture et une continuité dans cette approche expérimentale. La présence au Centre de Géomorphologie d'ingénieurs, d'un électronicien et de techniciens ayant un savoir faire en recherche expérimentale formait un environnement idéal pour cela.

Mon affectation au Centre de Géomorphologie à Caen, a exigé de ma part beaucoup de tâches administratives (réunions, contrats, installation du réseau informatique, etc). D'autre part, mon programme d'expérimentation en chambre froide (programme MANET) a demandé beaucoup de temps pour la mise au point de l'expérience.

2.3.2. LABORATOIRE ORSAYTERRE, UNIVERSITE PARIS-SUD (1998-2003)

Mon intégration, début 1998, au sein de l'équipe de Planétologie de l'UMR 8616 à l'UPS, Orsay (Directeur : Ph. Masson), remplaçait mes recherches en Géomorphologie Planétaire dans l'un des axes prioritaires de ce laboratoire. La présence dans cette unité de Ph. Masson, N. Mangold (Chargé de Recherche récemment recruté dans notre laboratoire), de J-P Peulvast (géomorphologue), de L. Dupeyrat (physicienne), ainsi que l'intégration de J. Aguirre-Puente (physicien des milieux poreux congelés) entre 1997 et 1999, m'ont permis de poursuivre mon programme de recherche dans un cadre pluridisciplinaire. Avec le départ à la retraite de J. Aguirre-Puente, L. Dupeyrat, Maître de Conférences a désormais pris en charge la partie modélisation numérique.

Depuis janvier 2002, le laboratoire est une Formation de Recherche en Evolution (FRE 2566, Directeur : Ph. Masson). Je participe activement à la vie du laboratoire, puisque je suis membre nommé du Bureau de la FRE, membre élu du Conseil du Département des Sciences de la Terre d'Orsay et de la Commission de Spécialistes (35-36). Depuis 2001, j'ai activement participé avec D. Pinti et Ph. Sarda à la mise en place d'une nouvelle thématique de recherche : la Géomorphologie Planétaire. Je suis actuellement co-animateur de ce thème qui associe 23 chercheurs et enseignants-chercheurs, tous membres du laboratoire, et relevant de différentes disciplines (planétologie, tectonique, géophysique, volcanologie et hydrogéologie). Dans le cadre de la mise en place de cette nouvelle thématique de recherche que je développe en France depuis 1992, j'ai activement soutenu le recrutement de N. Mangold à Orsayterre (CR, recruté par la section 12).

2.4. ORIGINALITE DE LA RECHERCHE

Une des découvertes les plus fascinantes de l'exploration de Mars est l'identification du rôle de l'eau et de la glace dans l'histoire de la planète. Actuellement, la planète Mars au climat périglaciaire sec présente une température moyenne annuelle de -53°C et une pression atmosphérique au sol de 6 hPa interdisant la présence d'eau liquide à sa surface (figure 1). Pourtant la forte valeur du rapport Deutérium/Hydrogène et la présence, à la surface de Mars, de vallées, aujourd'hui asséchées démontre l'existence passée d'une pression atmosphérique relativement plus forte et de phases climatiques plus clémentes, propices au maintien d'un cycle de l'eau. A la suite du refroidissement du climat de la planète Mars et compte tenu de la faible pression atmosphérique, cette eau n'est plus visible en surface.

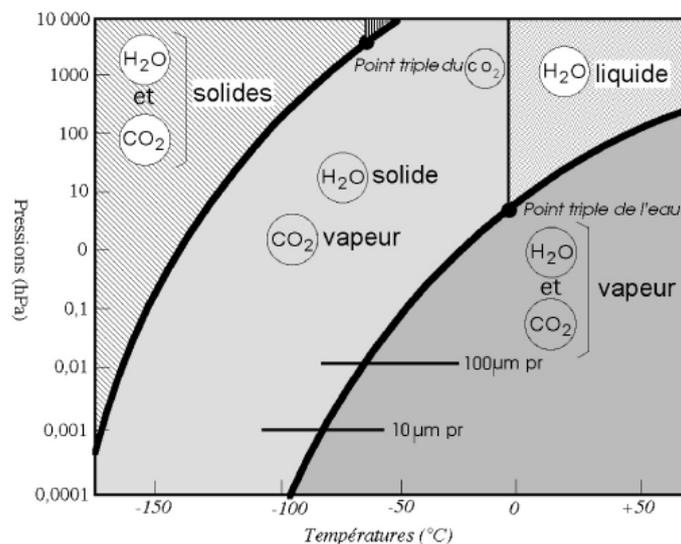


Figure 1: Diagramme d'état expliquant les conditions de stabilité du CO₂ et de H₂O à la surface de Mars.

Cette eau serait encore présente au niveau du sol (minéraux argileux - eau de constitution), et serait surtout enfouie dans le sous-sol sous forme d'un pergélisol riche en glace. J'ai proposé une caractérisation de ce pergélisol, tant à l'échelle globale, qu'à l'échelle régionale, grâce à l'étude des cratères d'impact à ejecta lobés. La détection de ce pergélisol fait partie des objectifs prioritaires des prochaines missions planétaires. Mes études se sont naturellement focalisées sur le développement de modèles du sous-sol gelé de Mars pour la mise au point de méthodes de détection radar.

Cette cryosphère à l'échelle globale de la planète Mars semble avoir exercé une influence non négligeable sur la morphologie de surface. La présence de ce pergélisol et les témoins d'anciens épisodes d'écoulement catastrophiques, vieux de plus de 3 milliards d'années (figure 2), supposent des échanges thermiques entre l'eau et le sol gelé lors des écoulements. Par analogie avec les régions périglaciaires de la Yakoutie Centrale, je me suis donc intéressé à l'étude des vallées de débâcle sur Mars. Afin de

connaître l'efficacité de ces processus thermiques, j'ai proposé une modélisation numérique et analogique. Il a été possible de quantifier ce processus et d'établir une hiérarchisation des paramètres influençant les taux d'érosion, tant sur Mars qu'en Sibérie.

Mes recherches se sont aussi focalisées sur d'autres processus périglaciaires à une toute autre échelle spatiale et temporelle. Ainsi, la découverte de traces de d'écoulement récent sur certains versants martiens laissent supposer, par analogie avec le Groenland, un processus périglaciaire étroitement associé aux variations chaotiques de l'obliquité de Mars.

2.5. PRINCIPAUX AXES DE RECHERCHE

Voici donc les principaux axes de recherche que j'ai pu développer après ma thèse et qui sont exposés dans les prochaines pages :

1^{ère} étape : La caractérisation du pergélisol martien

J'ai essentiellement poursuivi mes recherches sur les cratères d'impact à ejecta lobés.

2^{ème} étape : Etude des formes d'écoulement et interactions pergélisol/écoulement de surface à différentes échelles spatiales

Sur ce sujet de recherche, je me suis focalisé sur l'étude :

- des grandes vallées de débâcle sur Mars et en Sibérie : approche géomorphologique et modélisations analogique et numérique de l'érosion thermique
- des coulées de débris sur les versants des régions périglaciaires terrestres et martiens

3^{ème} étape : La sélection et la caractérisation des futurs sites d'atterrissage des prochaines missions martiennes.

Fig 2

2EME PARTIE: SYNTHESE DES TRAVAUX DE RECHERCHE

3. CARACTERISATIONS DU PERGELISOL MARTIEN

3.1. DEFINITION

Sur Terre, les régions froides, dites périglaciaires, des hautes latitudes et altitudes se caractérisent par l'existence d'un pergélisol, terme qui désigne l'ensemble du substratum (sol, roche en place) gelé en permanence. Ce pergélisol doit présenter une température constamment inférieure à 0°C, plus de deux années consécutives.

Or, nous savons que la planète Mars présente un climat hyper aride avec des températures particulièrement basses qui autorisent le maintien d'un sol gelé permanent (pergélisol) pour la plupart des latitudes. Aux latitudes supérieures à 40°, les basses températures tout au long de l'année autorisent la présence de glace en équilibre thermique près de la surface et le maintien d'un pergélisol riche en glace.

En zone équatoriale par contre, les températures peuvent dépasser +20°C pendant quelques heures en été mais la pénétration de la chaleur ne dépasse pas quelques mètres au-delà desquels le sous-sol devient insensible aux variations diurnes de la température de surface. Par conséquent, même en zone équatoriale, le sous-sol de Mars serait un pergélisol au sens thermique du terme. De plus, à ces basses latitudes, en cas de température "élevée", la glace subit une sublimation. Toutefois, il a été démontré que la vapeur d'eau est freinée dans sa diffusion vers la surface par la géométrie et la taille des pores du mégaréogolite martien. En effet, bien que la porosité du sous-sol martien soit encore inconnue, il semblerait qu'un sol compact soit théoriquement assez efficace pour réduire le taux de sublimation des matériaux volatils (Clifford, 1993).

3.2. LES CRATERES D'IMPACT A EJECTA LOBES

En excavant le sous-sol de Mars sur la première dizaine de kilomètres, les cratères d'impact nous fournissent des informations sur l'état et les caractéristiques de la partie supérieure de la croûte martienne. La planète Mars présente à sa surface plusieurs milliers de cratères d'impact entourés par des ejecta lobés. Ces cratères d'impact à ejecta lobés constituent actuellement le seul moyen d'investigation disponible pour la recherche de matériaux volatils situés dans ce large réservoir du sous-sol, depuis le tout début de l'histoire géologique de Mars.

Le mécanisme expliquant la formation des ejecta lobés implique, au moment de l'impact, la présence dans le sous-sol martien, de matériaux volatils comme l'eau liquide ou la glace (Carr et al., 1977; Mougini-Mark, 1979; Horner and Greeley, 1987; Barlow and Bradley, 1990). Ainsi, lors de l'impact d'une météorite, l'augmentation brutale de la température provoque la fusion ou/et la sublimation de l'eau ou de la glace contenue dans le sous-sol (figure 3). Ces ejecta, composés de débris pulvérisés mélangés à la vapeur d'eau, forment en l'air une sorte de nuage au comportement proche de celui d'une nuée ardente. Après un parcours aérien, le matériel gorgé d'eau se dépose à la surface, puis la masse des ejecta se comporte comme une coulée

Fig 3 -4

boueuse. L'atmosphère martienne peut contribuer (mais dans une moindre proportion) à augmenter la proportion de matériaux volatils dans ces ejecta (Schultz and Gault, 1979).

Etudiés dans ma thèse, près de 2 600 cratères à ejecta lobés ont été répertoriés et catalogués dans une base de données. La morphologie des ejecta lobés est variable suivant la latitude, l'altitude, la géologie et le diamètre du cratère. La typologie proposée dans ma thèse est relativement simple puisqu'elle s'appuie sur trois principaux types d'ejecta. Le type 1 comporte des ejecta minces comportant un bourrelet frontal, il s'apparente au « single layer rampart crater » défini par le Mars Crater Morphology Consortium (Barlow et al., 2001). Le type 2 possède de multiples nappes d'ejecta, c'est le « double layer rampart » défini par le Mars Crater Morphology Consortium. Le type 3 correspond au « single layer pancake » et présente une épaisse couronne d'ejecta. Cette morphologie variable peut être le résultat des caractéristiques rhéologiques du sous-sol (discontinuités, température, teneur en matériaux volatils ...), et de la plus ou moins forte profondeur du toit du pergélisol (Baratoux 2001; Baratoux et al. 2002 ; Barlow and Perez, 2003).

3.3. PROFONDEUR DU PERGELISOL MARTIEN

Les cratères d'impact à ejecta lobés fournissent de précieuses informations sur la profondeur de ce pergélisol riche en glace. Certains auteurs ont remarqué que, pour une région donnée, les cratères d'impact en dessous d'un certain diamètre n'ont pas engendré d'ejecta lobés. Cela signifie que l'impact n'a pas affecté la couche supérieure du pergélisol riche en glace. La profondeur d'excavation du cratère d'impact étant directement proportionnelle à son diamètre, il est possible d'évaluer très approximativement la limite du toit du pergélisol riche en glace en divers points du globe, en répertoriant les plus petits cratères d'impact ayant engendré des ejecta lobés.

Ainsi, d'après ces études, le pergélisol riche en glace serait à une profondeur comprise entre 30 et 300 m. Aux latitudes inférieures à 35°-40°, les températures relativement plus clémentes permettent une sublimation plus intense de la glace, d'où un pergélisol riche en glace un peu plus profond, entre 300 m et 1 km de profondeur (figure 4).

3.4. EPAISSEUR DU PERGELISOL MARTIEN

D'une manière générale, l'épaisseur du pergélisol est d'autant plus grande que la température moyenne annuelle à la surface est basse et que le gradient géothermique du lieu considéré est faible. En Sibérie centrale par exemple, le pergélisol continu présente une épaisseur maximale de 1 500 m. Sur Mars, nous connaissons assez bien les températures moyennes annuelles à la surface, et cela pour la plupart des latitudes. Par contre l'estimation du gradient géothermique est plus délicate. Celui-ci dépend non seulement de la conductivité thermique des matériaux qui composent le sous-sol, mais aussi du flux thermique venant de l'intérieur de la planète. En

supposant un flux interne de chaleur d'environ 44 K km^{-1} , pour un pergélisol riche en argile (limonite) contenant approximativement 60% de glace, et une conductivité thermique de $0,8 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$, l'épaisseur du pergélisol martien devrait atteindre 1 km à l'équateur et 3 km aux pôles. Si le pergélisol se compose essentiellement de basalte avec un faible pourcentage de glace, il aurait une conductivité thermique un peu plus forte de $2,5 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Si l'on se base sur ces estimations, le gradient géothermique serait de 15 K km^{-1} . Il en résulte un pergélisol de 3 km d'épaisseur à l'équateur et de 7 km vers les hautes latitudes (Clifford, 1993).

Au-dessous de la base de ce pergélisol riche en glace, la stabilité thermique de l'eau ne dépend plus de la température de surface mais du gradient géothermique. L'isotherme de 0°C , se situerait donc à une profondeur de 1 à 3 km à l'équateur et de 3 à 7 km aux pôles (figure 4). Au-dessous de ces profondeurs, et en supposant une certaine porosité, le mégaréolite contiendrait, pour l'essentiel, des matériaux volatils à l'état liquide, dans la mesure où la pression exercée par les couches géologiques l'autorise.

La présence de saumures (riches en sels minéraux) peut abaisser le point de fusion de la glace et diminuer la profondeur de l'isotherme 0°C . Par ailleurs, à de telles profondeurs, les basses températures et les pressions élevées devraient autoriser la formation d'hydrates de gaz congelés (clathrate: $\text{CO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) en présence de molécules d'eau.

Le mégaréolite martien forme donc un modèle tri-couches composé verticalement, de haut en bas, d'une couche superficielle asséchée, d'un pergélisol riche en matériaux volatils, et enfin d'une couche composée d'eau liquide et pouvant être occasionnellement une nappe aquifère. Mais bien des incertitudes existent encore aujourd'hui sur la réelle composition de cette eau à l'état gelé enfouie dans le sous-sol de Mars.

3.5. ETUDE DE LA RICHESSE EN MATERIAUX VOLATILS DU PERGELISOL MARTIEN : INTERETS ET LIMITES.

Le pergélisol martien présente une certaine teneur en matériaux volatils qui doit influencer la fluidité des ejecta lobés lors de leur mise en place. Théoriquement, l'extension des ejecta lobés doit être en relation directe avec la teneur en éléments volatils. Selon Mouginiis-Mark (1979), le degré de fluidité des ejecta lobés peut être exprimé par le rapport du rayon maximal de l'ejecta depuis le centre du cratère, au rayon maximal du diamètre du cratère (Costard, 1989). Le rapport EM (Ejecta Mobility) obtenu indique la richesse en matériaux volatils du matériel excavé depuis le pergélisol. Ce rapport EM a été utilisé par Mouginiis-Mark (1979), puis par Kuzmin et al. (1988) pour étudier la distribution spatiale du pergélisol martien. La viscosité de ces ejecta varie en fonction de la teneur en eau mais aussi en fonction de la nature du matériel solide (Cave, 1993). Tout comme les coulées boueuses, la morphologie des ejecta lobés s'apparente à un matériel ayant dépassé la limite de liquidité. L'étalement (ou la mobilité) de l'ejecta dépend de sa viscosité, c'est-à-dire de sa teneur en eau.

Des ejecta lobés, relativement fluides, seront projetés plus rapidement et s'étendront plus loin qu'une nappe visqueuse. La température de la glace contenue dans le pergélisol influence, dans une moindre mesure, sur la fluidité des ejecta lobés. Des études expérimentales ont d'ailleurs confirmé le rôle de la teneur en eau dans la fluidité et l'extension des ejecta (Gault and Greeley, 1978; Wholetz and Sheridan, 1987).

En 1988, en même temps que les travaux de Kuzmin, nous avons utilisé cette méthode pour des cratères d'impact à ejecta lobés ayant un diamètre de cratère compris entre 1,2 km et 100 km. La mobilité des ejecta lobés est définie par le rapport E.M. du diamètre maximal de l'ejecta au diamètre maximal du cratère d'impact associé. Un rapport E.M. de 2 ou de 3 indique une faible extension de l'ejecta et donc une faible fluidité. Un rapport E.M. de 5 ou de 7 indique une forte extension et une forte mobilité de l'ejecta.

Cette étude du rapport EM présente certaines limites. D'une part, les modèles physiques de la mise en place des ejecta ne permettent pas, dans l'état actuel de nos connaissances, de proposer une estimation de la teneur en glace du sous-sol. D'autre part, l'extension maximale de l'ejecta peut augmenter localement en fonction de situation particulière au moment de l'impact. Ainsi, la mobilité de l'ejecta peut varier en fonction de la vitesse d'impact initiale du projectile (Baratoux, 2001). La rhéologie du sous-sol intervient probablement avec la nature géologique de la cible, la composition du pergélisol (H₂O, CO₂, clathrates) et la profondeur du toit du pergélisol. La mesure du volume semble la plus adéquate, mais nécessite un modèle 3D pour l'ensemble des 2600 cratères d'impact. Le fait de mettre sur une même carte l'ensemble des cratères d'impact à ejecta lobé et la mobilité des ejecta associés peut être discutable. Les cratères d'impact ne se sont pas formés au même moment et le pergélisol a probablement subi des variations spatiales (variation du toit du pergélisol) et temporelles (variations régionales et en latitude). Il y a aussi probablement une variation verticale de la teneur en glace dans le pergélisol (Costard and Kargel, 1995). Le fait de prendre en compte l'ensemble des cratères ne permet pas de résoudre ce problème. On le voit, l'étude de ces cratères d'impact à ejecta lobés doit être menée avec beaucoup de prudence.

3.6. APPROCHE GLOBALE

A la fin de ma Thèse, l'étude des cratères d'impact à ejecta lobés a montré une concentration des cratères d'impact dans l'hémisphère Nord de la planète Mars (Costard, 1990). Après ma thèse en 1992, j'ai proposé une étude globale et régionale des plaines de l'hémisphère Nord afin d'élucider l'origine de cette concentration en eau dans la subsurface. L'objectif de cette recherche était donc de reprendre ma base de données sur les cratères d'impact pour dresser la distribution des matériaux volatils dans le sous-sol martien.

Sur un plan international, d'autres collègues, comme R. Kuzmin (1988) ou N. Barlow (1991) ont aussi étudié en détail la distribution de ces cratères. L'originalité de mes

recherches est de proposer une approche purement géomorphologique permettant de mettre en valeur les liens possibles entre les caractéristiques du pergélisol martien et les principales formations géologiques et géomorphologiques (Costard, 1989). J'ai cherché à conserver la plus grande prudence sur les conclusions issues de ces études.

En 1992, l'objectif de ma démarche était de réunir sur une même carte les données topographiques, les principales unités morphostructurales et mes données sur les 2600 cratères d'impact à ejecta lobés. Ainsi, avec J.P. Gosset, ingénieur au Centre de Ressources Informatiques de l'Université de Caen (CRIUC), nous avons réalisé un SIG (Système d'Information Géographique). Notre base de données prend en compte plus de 2600 cratères d'impact à ejecta lobés distribués sur l'ensemble de la planète. Notons que ce travail a été réalisé avant les données de la sonde MGS (1999). Cette base de données comprend les coordonnées, la typologie des cratères (type 1 : « single layer rampart crater », type 2 : « double layer rampart » et type 3 : « single layer pancake ») et le rapport EM (mobilité des ejecta lobés). Cette carte offre une représentation des régions les plus favorables à la présence de matériaux volatils pour les prochaines missions martiennes (figure 5). Ce travail a fait l'objet de plusieurs publications dans *Earth, Moon & Planets* (1989), *JGR* (2000), *Geomorphology* (2002).

Sur le SIG, le diamètre des cercles est directement proportionnel à la valeur du rapport EM. Le SIG (figure 5) révèle que les ejecta de type 1 sont nettement concentrés dans la zone équatoriale entre $\pm 35^\circ$ de latitude et ont une mobilité comprise entre 2 et 3,5. Par contre, les ejecta lobés de type 2 sont essentiellement concentrés dans les moyennes et hautes latitudes ($> 35^\circ$). On remarque que le type 2 se situe dans les moyennes et hautes latitudes, c'est-à-dire là où le pergélisol est subaffleurant.

Enfin, notons que les régions d'Acidalia et d'Utopia Planitiae et la région Est d'Hellas Planitia présentent une concentration de cratères d'impact à ejecta lobés ayant un rapport EM anormalement élevé. Pour comprendre cette particularité, une étude régionale a été menée.

3.7. ETUDE REGIONALE

Les vallées de débâcle martiennes (outflows) convergent toutes vers les basses plaines d'Acidalia et d'Utopia Planitiae. Au débouché de ces vallées, l'étude détaillée des cratères d'impact à ejecta lobés démontre l'existence de vastes plaines d'épandage riches en matériaux volatils (figures 6 et 7). Dans ces régions, une sélection d'images Viking à haute résolution semble indiquer la présence de dépressions plus ou moins circulaires qui pourraient s'apparenter à des modelés thermokarstiques (modelés liés à la fonte ou à la sublimation de la glace du pergélisol) qui évoquent, à la même échelle, ceux de la Sibérie (Costard and Kargel, 1995). En effet, les régions d'Acidalia et d'Utopia Planitiae et la région Est d'Hellas Planitia ont en commun une latitude supérieure à 45° , une altitude inférieure à -2 km et se localisent aux embouchures des principales vallées de débâcle. Ces trois facteurs, lorsqu'ils sont réunis, offrent des conditions particulièrement favorables à la présence et au maintien

Fig 5

fig 6-7

de matériaux volatils dans la subsurface, et peuvent expliquer cette concentration en cratères d'impact à ejecta lobés très développés. Différents auteurs avaient déjà noté la présence de plaines alluviales, probablement riches en matériaux volatils, situées à l'embouchure des vallées de débâcle (Lucchitta and Fergusson, 1983 ; Carr, 1986). Plus tard, des planétologues ont aussi proposé l'existence d'un océan ou de paleolacs dans ces mêmes régions (Jons, 1986 ; Baker et al., 1991; Chapman, 1994).

3.8. VALIDATIONS PAR LA SONDE MARS GLOBAL SURVEYOR (MGS)

Nos interprétations ont été ultérieurement confirmées par la caméra à haute résolution et l'altimètre laser MOLA de la sonde américaine MGS. Ainsi, J. Head a publié des articles mettant en évidence l'existence ancienne probable d'un océan (Oceanus Borealis) dans ces régions (Kreslavsky and Head, 2002). Les limites de cet ancien océan (Parker et al., 1993) correspondent à celles de nos plaines d'épandage à l'embouchure des vallées de débâcle. Mustard et al. (2001) suggère l'existence d'un pergélisol proche de la surface aux latitudes supérieures à 45°N avec l'existence d'un thermokarst qui attesterait de variations climatiques récentes. Plus récemment, le spectromètre gamma de la sonde Mars Odyssée enregistra une concentration d'hydrogène vers les latitudes supérieures à 40° (Boynton, 2002). Il s'agit très probablement de glace hydrique proche de la surface avec une teneur en glace d'au moins 35% (en masse). N. Barlow (Barlow and Perez, 2003) nota la corrélation entre ce pergélisol et la concentration en hydrogène indiquée par le spectromètre. Cette corrélation vient appuyer nos résultats précédents publiés en 1995 dans la revue *Icarus*. Mais, il s'agit de rester prudent. En effet, rien ne confirme que cette concentration en glace proche de la surface soit de même nature, ou soit liée à l'existence d'un pergélisol relativement plus profond et plus ancien.

3.9. CONCLUSIONS

Les récentes découvertes des sondes martiennes viennent appuyer nos conclusions. La cartographie offre une vue globale de la distribution spatiale et temporelle des réservoirs en matériaux volatils contenus dans le pergélisol martien et sur les grands traits de l'organisation du relief. Ce SIG est un outil d'aide à la décision car il facilite l'identification de sites d'atterrissage potentiels pour des missions futures dédiées à l'exobiologie (recherche de l'eau et de la glace dans des régions, où elle peut être encore subaffleurante).

Les travaux de D. Baratoux (2001, 2002) sur la modélisation des cratères d'impact à ejecta lobés montrent l'extrême prudence que l'on doit avoir quand il s'agit d'étudier la mobilité de ces ejecta. La forte extension des ejecta dans les plaines de l'hémisphère Nord correspond-elle vraiment à une augmentation de la teneur en eau ou est-elle le résultat de nappes d'ejecta plus minces, donc pouvant s'étendre plus loin ? L'approche la plus judicieuse serait d'étudier la variation de la mobilité de ces ejecta lobés par classes dimensionnelles de cratères d'impact.

Une première étude réalisée dans le cadre d'un TER (Meresse, 2003), montre que les cratères d'impact dans la classe dimensionnelle 1-10 km, présentent un fort EM et se localisent préférentiellement dans les plaines de l'hémisphère Nord. Ces résultats sont encourageants nous permettent d'envisager une étude plus approfondie des cratères d'impact de 1 et 10 km de diamètre comportant des ejecta lobés très développés. Les missions spatiales comme Mars Global Surveyor, Marsexpress et Mars Odyssey fournissent et fourniront des données très utiles sur la topographie, l'inertie thermique et le volume de ces ejecta lobés (image 3D de la camera HRSC de Marsexpress). L'analyse du volume des ejecta à partir des données altimétriques du laser MOLA pourrait apporter une contribution significative sur la compréhension du mode de mise en place de ces ejecta. Une collaboration est envisagée combinant les approches géomorphologiques et chronologiques menées à Orsay par N. Mangold, Ph. Masson et C. Vincendon et celles sur la physique des éjecta menées à Toulouse par D. Baratoux.

3.10. VALORISATION ET DIFFUSION DE LA RECHERCHE

Cette étude menée en collaboration avec J. Kargel (US Geological Survey, Flagstaff) a fait l'objet d'une publication (Icarus, 1995). Depuis 1999, je fais partie du Mars Crater Morphology Consortium. Ce groupe de travail se réunit chaque année pour la mise au point d'une base de données SIG concernant les cratères d'impact sur Mars. Dans le cadre de ses réunions de travail, nous avons publié un article de synthèse sur la typologie des « rampart craters ». Enfin, l'étude des cratères d'impact à ejecta lobés a fait l'objet d'un sujet proposé à un TER (S. Meresse) en 2003 en collaboration avec N. Mangold et D. Baratoux (OMP, Toulouse). Les premiers résultats indiquent en effet une concentration d'ejecta lobés à forte mobilité à l'embouchure des vallées de débâcle dans l'hémisphère Nord.

RECAPITULATIFS

Principaux résultats :

SIG : carte globale de la distribution des cratères à ejecta lobés sur Mars

Concentration des cratères types 2 aux embouchures des vallées de débâcle

Confirmation de l'existence de ces plaines d'épandage par la mission MGS

Perspectives:

Nature des matériaux volatils (H₂O, CO₂, clathrates ...)

Dynamique de mise en place des ejecta

Variations spatio-temporelles du pergélisol martien

Collaborations :

J. Kargel: USGS Flagstaff, Az, USA

Crater Morphology Consortium Working Group (N. Barlow, J. Boyce, R. Kuzmin)

J.P. Gosset : Centre de Ressource Informatique de l'Université de Caen

Principales publications :

Costard and Kargel, 1995 ; Barlow et al, 2000

Financement :

PNP (INSU-CNRS)

SELECTION DE PUBLICATIONS DE RANG A :

COSTARD, F. and J. KARGEL (1995). Outwash plains and thermokarst on Mars. **Icarus**. 114, 93-112.

BARLOW, N. G., J.M. BOYCE, F. M. COSTARD, R.A. CRADDOCK, J.B. GARVIN, S. E.H. SAKIMOTO, R. O. KUZMIN, D. J. RODDY and L.A. SODERBLOM, (2000). Standardizing the nomenclature of martian impact crater ejecta morphologies. **J Geophys. Res. Planets**, vol. 105, NO. E11, pp. 26733-26738.

4. ETUDE DES PROCESSUS PERIGLACIAIRES TERRESTRES ET MARTIENS

4.1 LES VALLEES DE DEBACLE SUR MARS ET EN SIBERIE

4.1.1. Introduction

Dans ma thèse, j'avais proposé le terme de « vallées de débâcle » (terme largement repris par la communauté scientifique) pour désigner des vallées martiennes (outflows) peu sinueuses, à chenaux multiples, à fond plat, large de 10 km à 100 km et parfois longues de 2 000 km. Ces vallées de débâcle correspondent à des écoulements brutaux, très brefs dans le temps, mettant en œuvre des volumes d'eau extraordinaires. Les estimations du débit de pointe de Ares Vallis atteindraient $7 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Baker, 1982) et sont bien supérieures à celles de la Léna en Yakoutie ($6,5 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

L'origine des vallées martiennes a fait l'objet de nombreuses études. Différents types de processus ont été proposés pour expliquer la nature de ces vallées, qui ont été successivement comparées aux chenaux des Scablands (Baker, 1982), aux chenaux sous-marins (Komar, 1979), à des vallées glaciaires (Lucchitta, 1982) et enfin à la vidange d'un aquifère sous pression dans le pergélisol (Carr, 1979). Hormis celle de l'érosion glaciaire, toutes les hypothèses font intervenir des épisodes d'écoulement de type catastrophique. Mais, bien que l'existence d'un pergélisol soit admise par la plupart des auteurs, aucune de ces hypothèses, à notre connaissance, ne prend en compte les inévitables échanges thermiques qui ont lieu entre un écoulement d'eau et un pergélisol contenant une forte quantité de glace.

Notre hypothèse de travail est donc la suivante : Les analogies constatées entre Mars et la Sibérie, à partir de l'imagerie satellitaire, permettent de penser que les vallées martiennes se sont vraisemblablement formées sur le pergélisol par l'action de forts courants d'eau à l'état liquide. La dynamique de ces écoulements en surface a dû provoquer la propagation d'un front de dégel dans le pergélisol, sa fonte, un entraînement intense des sédiments et un recul rapide des berges. Ce processus d'érosion thermo-mécanique est particulièrement développé en Yakoutie Centrale le long de la Lena. Cette analogie Mars-Sibérie repose aussi bien sur l'environnement climatique (région périglaciaire à pergélisol continu dans les deux cas), que sur la dynamique fluviale de ces systèmes fluviaux (chenaux multiples, échelle identique). Les types de matériaux formant le lit et les berges de la Lena et de Ares Vallis (Mars) sont relativement comparables. D'après des données des atterrisseurs martiens (Vikings 1 et 2, Pathfinder), les propriétés du sol martien (forte porosité, matériaux loessiques et sableux) sont proches de celles rencontrées sur le lit et les berges de la Lena.

L'aspect morphostructural est bien sûr à prendre en compte (existence de multiples discontinuités bien visibles avec les images MOC de la sonde MGS, types de matériaux formant le lit et les berges).

4.1.2. La dynamique fluviale de la Lena (Sibérie)

Le régime de débâcle

La Léna constitue l'un des principaux hydrosystèmes fluviaux de la zone périglaciaire à pergélisol épais et continu. Grâce à son bassin versant immense (2,49 millions de km²), la Léna apporte annuellement à la Mer des Laptev 525 km³ d'eau répartis très inégalement au cours de l'année (Antonov, 1960). Les basses eaux hivernales sont très creusées : sous une carapace de glace épaisse de 2 m en moyenne, le débit du fleuve est alors extrêmement indigent (moins de 1500 m³.s⁻¹ à la station de Tabaga, près de Yakoutsk) et atteint un étiage de 870 m³.s⁻¹ à la fin de la saison froide. Au printemps, la température des eaux croît rapidement pour atteindre plus de 12°C en juillet et en août (Gautier et Costard, 2000). La débâcle se manifeste en Yakoutie au cours de la seconde quinzaine du mois de mai et en quelques jours, le volume d'eau écoulé croît de 20 à 45 fois (figure 8). La pointe de crue atteint en moyenne 24000 m³.s⁻¹, mais peut s'élever à 50000 m³.s⁻¹ (Antonov, 1960 ; Katasonov and Soloviev, 1969). La ligne d'eau s'élève alors à Yakoutsk de 8 à 10 m par rapport au niveau des basses eaux hivernales. Vers l'aval, le débit est quasiment doublé grâce aux apports de l'Aldan : lors des grandes crues, la Léna envahit la plaine sur une largeur de 25 km. La débâcle, commandée par le tracé méridien du fleuve, montre un décalage de 30 à 50 jours entre l'amont et l'aval du bassin (Costard, 1994).

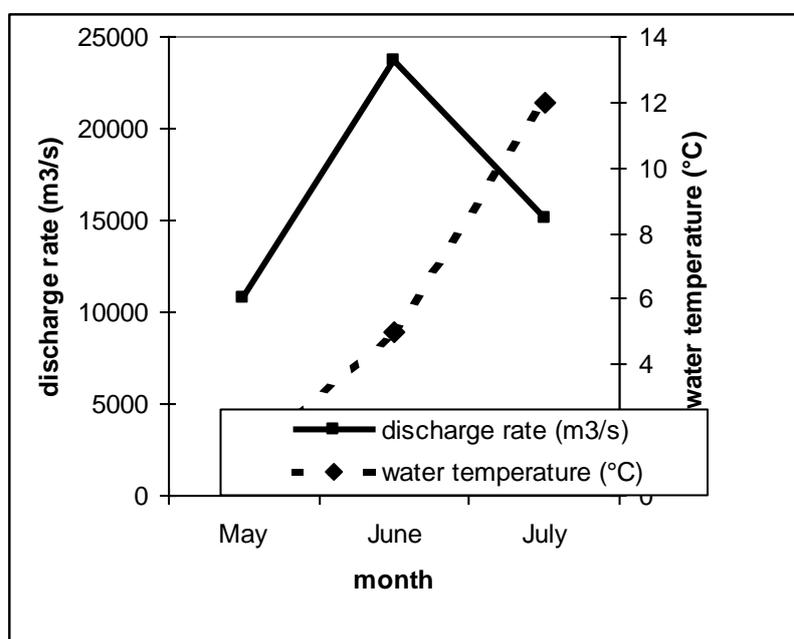


Figure 8: Variations du débit et de la température de l'eau sur la Lena à Tabaga (près de Yakoutsk). On notera l'augmentation rapide du débit lors de la période débâcle. A la confluence entre la Lena et l'Aldan, le débit peut atteindre 50 000 m³/s à 100 000 m³/s.

La Léna et ses principaux affluents (Aldan, Vilioui) présentent des formes fluviales spécifiques : le lit principal est constitué de chenaux multiples, larges et très peu sinueux, qui sont séparés par de grands bancs sableux et de vastes îles boisées. La

Fig 9-10

plaine d'inondation très étendue est parcourue de chenaux d'une morphologie différente des chenaux principaux : ils sont plus étroits et souvent plus sinueux que les précédents, on les observe également dans les îles (figures 9 et 10). C'est par ces chenaux anastomosés que les crues pénètrent dans les îles et la plaine. La largeur de cette plaine d'inondation riche en zones humides (marécages, lacs, tourbières occupant d'anciens bras abandonnés) est d'une quinzaine de kilomètres. Le gradient du profil longitudinal n'est que de 0.001. Par l'ensemble de ces caractéristiques, la Lena appartient à la famille des rivières en anabranchement (Nanson and Knighton, 1996 ; Smith, 1986 ; Gautier et Costard, 2001).

Processus sédimentaires

Avec E. Gautier (Laboratoire de Géographie Physique du CNRS, Meudon), nous avons préparé (financement DBT-INSU) en Yakoutie Centrale et participé à une mission d'un mois avec les collègues du Laboratoire d'hydrologie de l'Université de Moscou. Nous avons descendu la Lena depuis la ville de Yakoutsk, puis remonté la Villouï (soit près de 1 000 km).

Cette mission en Sibérie centrale a permis plusieurs avancées. Les études sur les séquences sédimentaires précisent l'importance de l'accrétion verticale (Friend, 1983) dans le cas de chenaux anastomosés. Ainsi, dans les chenaux actifs, une épaisseur annuelle de 10 à 30 cm de sédiments est remobilisée lors des crues. Le mécanisme d'avulsion est mis en évidence par la présence de dépôts à stratifications obliques, mais son action reste limitée dans le temps et ne semble pas provoquer de changements rapides dans le tracé des chenaux. Nous avons pu mettre en évidence, entre la ville de Yakoutsk et la confluence Lena/Aldan, que la forte mobilisation des sédiments s'explique par la présence, le plus souvent, d'un matériel sédimentaire homométrique non cohérent déposés à la surface des bancs et remobilisé par l'action thermo-mécanique le long des berges.

Erosion thermo-mécanique et mobilité des formes

La chaleur de l'eau agissant sur le pergélisol provoque un échange thermique conduisant à une érosion accélérée des berges (Are, 1983). L'eau, ayant une température supérieure au point de fusion de la glace, engendre sous le lit du fleuve la formation d'un talik (partie dégelée) par diffusion thermique. Le dégel sous les vallées, qui fait perdre toute cohésion du sol, facilite la mobilisation des sédiments qui sont pris en charge par le cours d'eau.

Le recul des berges par l'érosion thermique atteint en moyenne 5 à 10 m/an. Les berges présentent, le plus souvent, des compartiments affaissés de sédiments, comportant des niches d'érosion thermiques. Lorsque le courant devient suffisamment fort, l'enlèvement mécanique des sédiments peut avoir lieu. C'est dans ce cas typique que les plus forts taux de recul des berges ont été mesurés en Yakoutie Centrale (figure 11). Dans des secteurs très localisés, il n'est pas rare de

constater des taux de recul de 25 à 40 m/an (Are, 1983 ; Gautier et al., 2003). Cette érosion thermique et mécanique s'opère essentiellement dans la concavité d'un méandre ou sur la partie amont d'une île. Dans ce cas, cette érosion thermo-mécanique implique que l'eau soit en contact permanent avec le pergélisol. La même efficacité a été observée sur d'autres cours d'eau de milieu pergelé (Walker et Arnborg, 1963 ; Jahn, 1975 ; Walker, 1983).



Figure 11: Cette berge de 25 m de haut se compose d'un pergélisol qui a subi une érosion thermo-mécanique. Le recul de la berge atteint en moyenne 25 m/an. On remarquera la présence de couches massives de glace. Les stratifications entrecroisées soulignent l'origine éolienne des dépôts sableux du Pleistocène.

Ce processus d'érosion thermo-mécanique injecte dans le système fluvial une quantité de sédiments qui excède la capacité de transport du fait d'une puissance spécifique trop faible, de la brièveté du travail géomorphologique et de l'irrégularité des débits dans l'espace (Gautier et Costard, 2000). Ces sédiments sont donc localement et brièvement remis en charge et très longuement stockés dans les îles ainsi que dans les bras secondaires. Comme l'avait déjà noté A. Pissart (1966, 1977), au cours de l'étiage d'été, les dépôts des chenaux asséchés sont repris partiellement en charge par une déflation éolienne particulièrement active et contribuent ainsi à l'édification de nouvelles dunes sur les berge.

4.1.3. Evolution thermokarstique de la vallée martienne Ares Vallis

Avec une longueur de 1500 km et une largeur moyenne de 20 km, la vallée de débâcle Ares Vallis est l'une des plus imposantes vallées martienne. Les terrains chaotiques sont à l'origine de cet forme d'écoulement. Son tracé faiblement sinueux, son profil longitudinal de 0,001, son faible degré de hiérarchisation semblent indiquer un ou des épisodes d'écoulement relativement brefs dans le temps. La présence de chenaux en tresse dans le secteur amont indique peut être un débit variable dans le temps. Les bancs médians dans le secteur aval attestent un fort débit solide et une incapacité à évacuer la charge solide (figures 12 et 13). Les îles ont un rapport longueur/largeur de

Fig 12-13

2.8. Toutes ces caractéristiques rappellent étonnamment celles des vallées en anabranches de la Sibérie. Une analyse géomorphologique détaillée de Ares Vallis en collaboration avec V. Baker (Université d'Arizona), a permis d'établir que certaines vallées sur Mars ont pu connaître une évolution plus complexe dans le temps (Costard and Baker, 2001) avec une phase glaciaire suivie d'une phase fluviatile légèrement influencée par une tectonique régionale et modifiée par des processus thermokarstiques (fonte du pergélisol).

L'embouchure de Ares Vallis s'élargit pour atteindre 100 km et présente une succession de terrasses irrégulières fortement érodées, de dépressions ovales et d'arêtes linéaires ou sinueuses (figure 12). La forte concentration de dépressions plus ou moins circulaires à l'embouchure de Ares Vallis ne peut pas être uniquement expliquée par la présence de cratères d'impact. L'élargissement du lit fluvial a vraisemblablement favorisé un dépôt d'alluvions. Compte tenu du climat froid de la planète Mars, un pergélisol s'est formé, riche en glace. La morphologie actuelle de ces terrasses rappelle celle des modelés thermokarstiques liés aux effondrements de terrain par fonte préférentielle de la glace (ou des couches massives de glace) dans le pergélisol (Soloviev, 1973 ; Czudek and Demek, 1970). Le thermokarst de Ares Vallis peut être, soit d'origine fluviale, soit d'origine glaciaire. D'après B. Lucchitta (1982), Ares Vallis aurait été anciennement façonnée par un glacier (figure 14). Sa fonte et son recul aurait favorisé la formation de kettles et d'eskers. En l'absence de données de terrain, de tels modelés sont comparables en taille et en morphologie à ceux des modelés thermokarstiques des dépôts d'alluvions (alas, vallées d'alas). Une convergence de formes ne permet pas de privilégier une des deux hypothèses.

Cette phase (ou ces phases) thermokarstique(s) postérieure(s) aux épisodes d'écoulement atteste(nt) d'un climat relativement clément après le Noachien, car les vallées de débâcle datent de l'Hespérien (Tanaka et al., 1992). Ce réchauffement à l'origine de cette phase thermokarstique vient contredire l'idée généralement admise d'un climat chaud et humide au Noachien, puis d'un refroidissement climatique progressif (Carr, 1979) avec un climat froid et aride. Une alternative serait de supposer que les vallées ont pu se développer sous climat périglaciaire permettant à la fois le maintien d'un pergélisol et de l'eau à l'état liquide en surface.

4.1.4. Valorisation et diffusion de la recherche

Ares Vallis a été retenue comme site d'atterrissage pour la mission Pathfinder. Nos travaux étaient donc particulièrement d'actualité. Cette étude comparative a été présentée dans le JGR (1993) et dans la revue *Icarus* (1995). L'évolution thermokarstique de Ares Vallis a fait l'objet d'une publication dans *Geomorphology* (2001). En ce qui concerne la dynamique fluviale de la Lena, les résultats ont été présentés dans *Géographie Physique et Quaternaire* (2001), dans *Earth Surface Processes and Landforms* (2003) et à l'International Conference on Permafrost à Zurich (2003).

FIG 14

RECAPITULATIFS

Principaux résultats :

Approche comparative Terre-Mars

Lena : taux de recul des berges de 5 à 40 m/an

Ares Vallis (Mars) : Processus thermo-mécanique envisagé

Evolution thermokarstique post écoulement

Perspectives :

Origine (s) de Ares Vallis ?

Profondeur anormalement élevée de Ares Vallis

Collaborations :

E. Gautier : Lab. Géographie Physique, Meudon

J. Kargel : USGS Flagstaff

V. Baker : University of Arizona

Principales publications :

Costard, 1990 ; Costard et al., 1999 ; Gautier et Costard, 2000 ; Costard and Baker, 2001; Costard et al., 2003

Financements :

INSU : PNP, DBT, PNSE

SELECTION DE PUBLICATIONS DE RANG A :

GAUTIER E. et COSTARD F. (2000) Contribution à l'étude de systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire, la Lena et ses principaux affluents (Sibérie Centrale). **Géographie Physique et Quaternaire**, 54, 327-342.

COSTARD, F. and BAKER, V. (2001). Thermokarst landforms and processes in the Martian outflow Ares Vallis. **Geomorphology**, 37, 289-301

4.2. LE PROGRAMME MANET (MODELISATION ANALOGIQUE ET NUMERIQUE DE L'ÉROSION THERMIQUE)

4.2.1. Présentation

Dès mon entrée au CNRS en 1992, j'ai mis sur pied un programme de recherche visant à modéliser analogiquement et numériquement le processus d'érosion thermique pour évaluer, aussi bien sur la planète Mars qu'en milieu arctique, la propagation de l'onde de dégel et le taux de l'érosion thermique en relation avec la dynamique fluviale. Cette modélisation permet d'estimer l'efficacité de ce processus lorsque les vallées de débâcle sur Mars étaient actives, il y a près de 3.5 milliards d'années. Sur le terrain, nous avons mesuré les taux de recul des berges, nous avons enregistré les températures de l'eau, du pergélisol, mais en aucun cas nous n'avons pu préciser quels sont le ou les paramètres déterminants expliquant un tel recul. Seule la modélisation le permet.

Ce programme MANET est le point fort de mon programme de recherche, puisque j'y consacre près de 75% de mon temps. Mais, c'est avant tout un travail d'équipe avec des chercheurs et des techniciens. A Caen, il concernait J. Aguirre-Puente (DR), N. Makhloufi (Thésarde), G. Guillemet (IE), F. Lelong (IE). A l'Université Paris-Sud-Orsay, ce programme se déroule désormais avec L. Dupeyrat (MC), E. Gailhardis (IR) et Ch. Marlin (MC), R. Randriamazaoro (thésard) et F. Elie (IE), et une collaboration vient de démarrer avec D. Gobin (FAST).

4.2.2. Contexte international

Les connaissances en dynamique fluviale des milieux périglaciaires et plus particulièrement sur les interactions entre les processus fluviaux et d'ablation thermomécanique, demeurent très restreintes pour ce qui concerne les milieux à pergélisol (Walker and Arnborg, 1963; Jahn, 1975; Are, 1983; Walker, 1983). La modélisation analogique et numérique de l'érosion thermique en milieu arctique ne semble pas avoir été effectuée à ce jour, la bibliographie reste limitée et la physique de ce processus d'érosion demeure peu approfondie. En tout cas, aucune simulation expérimentale n'a été proposée à ce jour. Lors de la Conférence Internationale du Pergélisol à Yellowknife (1999), un groupe de travail a été créé concernant l'étude de l'érosion thermique en milieu arctique. Participant à ce groupe, je suis en relation avec des Russes et des Canadiens travaillant sur l'érosion mécanique et thermique dans le delta de la Lena en mer des Laptev et en mer de Beaufort (delta du Mackenzie). En matière de Global Change, le réchauffement actuel est particulièrement sensible en milieux arctiques car il se traduit par un accroissement du taux d'érosion des rivages.

4.2.3. Modélisation numérique

Pour préciser le rôle et l'efficacité de ce processus d'érosion sur Mars, nous avons proposé, avec J. Aguirre-Puente, N. Makhloufi et R. Posado-Cano (Aguirre-Puente et al., 1994), un modèle unidimensionnel d'ablation par l'érosion thermique (fonte du pergélisol et entraînement mécanique total et immédiat des sédiments). Ce phénomène d'érosion thermo-mécanique correspond à un processus élémentaire relativement simple. Il s'apparente à un modèle d'ablation à taux constant, supposant le retrait immédiat de tous les sédiments dégelés et, par conséquent, un contact permanent entre l'écoulement de l'eau et le pergélisol. Le flux de chaleur est donc constant ainsi que le taux d'érosion.

On considère un problème de changement de phase résultant d'un écoulement d'une rivière, l'eau étant à température Celsius positive, sur un sol gelé à température Celsius négative. Dans ce modèle d'ablation à taux constant, on a considéré un bloc de pergélisol isotherme mis en contact avec un écoulement d'eau turbulent. Après une phase transitoire très courte qui permet à l'eau de réchauffer l'interface eau/pergélisol jusqu'à la température de fonte de la glace (0°C), la phase d'ablation thermique démarre (figure 15). Un flux thermique est transféré entre ces deux milieux créant ainsi une couche dégelée définie par l'interface eau/sol et un front de dégel qui se propage dans le sol initialement gelé. Le modèle théorique à taux constant établi permet de déterminer la vitesse d'érosion à partir des caractéristiques du sol et des conditions thermiques imposées au système.

La vitesse d'érosion thermique est obtenue en établissant le flux à l'interface entre l'eau et le pergélisol :

$$V_a = \frac{q_c}{\rho L \left\{ + \left[c_p (T_f - T_i) / L \right] \right\}}$$

avec respectivement T_f , L_f , c_p , r et T_i la température de fusion, la chaleur latente de fusion, la chaleur spécifique, la densité et la température initiale du pergélisol et q_c le flux de chaleur constant à l'interface eau/pergélisol (figure 16).

Le flux de chaleur à l'interface s'exprime en fonction du coefficient de chaleur h [$W/m^2/K$] et la température de l'eau :

$$q_c = h * (T_{eau} - T_f) = h * T_{eau}$$

Selon ce modèle, les ordres de grandeur du taux d'érosion thermique atteignent plus de 25m/an et sont en accord avec les taux de recul maximum de certaines berges le long de la Lena.

Fig 15-16

4.2.4. Modélisation analogique

En 1999 (CNRS-INSU: PNP, DBT, PNSE-1999 et Université Paris-Sud), l'ensemble de l'expérience a été transféré et remonté à Orsay dans une chambre froide polyvalente (4m x 3m) comportant deux groupes froid, assurant des plages de températures allant de +10°C à -40°C (financements : CNRS-INSU : PNP, PNSE-1999 et Université Paris-Sud).

L'installation se compose d'un chenal hydraulique travaillant en système fermé, de petite dimension (occupation au sol: 2 m x 2.5 m; section de la veine d'écoulement: 20 cm de largeur x 8 cm de hauteur), devant simuler le phénomène d'ablation et permettant de tester le modèle. Dans notre approche expérimentale la veine d'essai utilisée pour tester les différents échantillons est assimilée à une conduite fermée de section rectangulaire. Pour bien simuler l'ablation dans ce chenal, un sol gelé (20cmx10cmx30cm) de caractéristiques bien définies (composition, porosité et dimension), préalablement préparé, est fixé sur un support amovible placé sur la partie supérieure, laissant une section rectangulaire exposée à l'écoulement qui doit entraîner immédiatement les sédiments tombant par gravité (figures 17 et 18). La surface horizontale limitant le haut de l'échantillon est isolée thermiquement et sa température Celsius négative est contrôlée grâce à un serpentin relié à un cryostat. Une pompe hydraulique assure un écoulement turbulent d'eau, $2000 < Re < 20000$, qui agit sur la surface exposée de la base de l'échantillon. Pour suivre la variation du champ thermique, des rangées de thermocouples sont placées tout au long du sol gelé.

Le taux d'érosion est mesuré par le déplacement du bloc qui doit toujours affleurer à la paroi supérieure du conduit. Le mouvement se fait automatiquement à l'aide d'un rayon laser. Celui-ci déclenche le moteur d'asservissement de l'échantillon jusqu'à ce que le faisceau soit de nouveau coupé. Une centrale de mesure assure l'acquisition des informations et le contrôle de l'expérience.

Rappelons que le facteur d'échelle n'intervient pas dans cette modélisation, puisqu'il s'agit d'un modèle d'ablation où les sédiments dégelés sont automatiquement enlevés avec la présence d'un flux constant. La pression atmosphérique n'a que très peu d'influence dans ce montage puisqu'une variation de 1000 hPa ne provoque qu'une variation de 10^{-3} °C sur la température de changement de phase glace/eau liquide.

4.2.5. Résultats : évaluation de l'efficacité relative de l'érosion thermique

Le modèle expérimental (Costard et al 1999) a permis de valider le modèle numérique, mais aussi d'affiner le rôle des différents paramètres sur l'efficacité de l'érosion thermique. Les effets de chaque paramètre ont ainsi pu être quantifiés et comparés. Pour chaque expérience, les résultats ont été validés en confrontant les résultats expérimentaux aux résultats numériques. Les figures 19 à 21 montrent la bonne corrélation entre le modèle et l'expérience. Les mesures expérimentales alignées selon une droite bien rectiligne confirme un taux d'érosion constant au cours du temps. Notre

Fig 17-18

modèle à flux constant semble donc adéquat pour modéliser cet échange thermo-mécanique entre un écoulement turbulent et un milieu poreux congelé.

L'un des principaux résultats est la mise en évidence d'une hiérarchisation des paramètres influençant l'efficacité du taux d'érosion thermique (figures 19 à 21). On remarque en effet que le paramètre le plus influent sur la vitesse d'érosion thermique est la température de l'eau (figure 21). Ce dernier paramètre intervient directement et de façon importante dans la détermination du flux de chaleur échangé entre l'eau et le pergélisol. Le nombre de Reynolds influe de façon moins importante (figure 19), il intervient dans la détermination du coefficient de transfert de chaleur. Enfin, la température du pergélisol semble être le paramètre le moins influent (figure 20). Les premiers résultats permettent de disposer d'ordres de grandeur du taux d'érosion thermique responsable en partie du façonnement des vallées de débâcle en Sibérie ainsi que sur la planète Mars.

Applications à la Lena (Sibérie)

Une validation de ces mesures expérimentales a été menée à partir d'échantillons provenant du terrain en Yakoutie (Sibérie Centrale). Ces résultats expérimentaux, appuyés par une modélisation numérique, permettent de comprendre l'efficacité de l'érosion thermo-mécanique en Sibérie. Notre modélisation met en évidence le rôle prépondérant de la température de l'eau sur la vitesse de propagation de l'onde de dégel dans un pergélisol. Selon nos modèles, une élévation de 2°C de la température de l'eau provoque un doublement de la vitesse d'érosion (figure 21). Or, l'une des caractéristiques de la Lena est l'augmentation très rapide de la température de l'eau lors de la débâcle. Ceci s'explique par le cours Sud-Nord de la Lena et par l'écoulement turbulent facilitant l'échange thermique entre l'air et le cours d'eau. Avec le fort débit de la Lena, l'importante érosion mécanique des berges, associée à cette érosion thermique, expliquent certains taux de recul très élevés (40 m/an) observés en tête d'île (Gautier et al., 2003; Costard et al., 2003).

Applications à la planète Mars

Les résultats des expériences concernant les échantillons de sable meuble, proche des propriétés du régolite martien (d'après les données des atterrisseurs Viking 1-2, et Pathfinder), ont été publiés dans les JGR 92 et 99 (Aguirre-Puente et al., 1994 ; Costard et al., 1999). La porosité de nos échantillons est de 32% comparable à celles du sol martien (10% à 40%) d'après les données des atterrisseurs (Clark et al., 1976; Gooding, 1978) et du modèle du sous-sol de Clifford, (1993). Les propriétés thermophysiques du sable dans ces conditions ont été calculées en utilisant le modèle développé par J. Aguirre Puente et al. (1965).

Les taux de recul des berges des vallées martiennes ont été déterminés pour différentes ambiances morphoclimatiques. On prend en considération, une vallée de débâcle de 10 km de large et de 10 m de profondeur. Un premier modèle climatique

Fig 19-22

suppose une ambiance relativement clémente avec une température de l'eau de +5°C et un pergélisol ayant une porosité de 40% et 80% et une température de -7°C (figure 22). Un deuxième modèle suppose une ambiance morphoclimatique relativement plus froide et aride avec un pergélisol d'une température de -40°C et une porosité de 10%. Selon ces deux modèles, les taux d'érosion oscillent entre 26 m à 50 m pour une période d'un mois martien. Selon ces modèles, le processus d'érosion thermo-mécanique peut être efficace même pour des ambiances morpho-climatiques relativement extrêmes. Selon nous, ces échanges thermiques doivent être pris en compte pour comprendre le fonctionnement des vallées de débâcle martiennes.

4.2.6. Conclusions

L'originalité de cette approche est le couplage entre la modélisation numérique et analogique. Les principaux résultats mettent en évidence une hiérarchisation des paramètres contrôlant l'érosion thermo-mécanique. Mais, cette modélisation ne reste valable que pour certaines conditions d'écoulement où l'érosion thermo-mécanique est particulièrement active le long de la Lena, pour certaines concavités de berges et pour la partie amont des îles. Pour ces cas, le coefficient d'échange thermique reste constant au cours du temps. Or, bien souvent, l'efficacité de l'érosion thermique reste limitée par un entraînement mécanique insuffisant. Un modèle d'érosion thermique à taux non constant serait nécessaire. Notre approche jusqu'à ce jour ne s'est portée que sur un processus élémentaire (celui de l'érosion thermique), mais pour comprendre le fonctionnement des vallées de débâcle dans sa globalité, il est nécessaire de prendre en considération la divagation des cours d'eau et les dépôts longitudinaux. Pour cela, il serait nécessaire d'avoir une approche bidimensionnelle du processus d'érosion thermo-mécanique prenant en compte le volume des sédiments entraînés par la Lena.

L'hypothèse d'une érosion thermique probable pour les vallées de débâcle martiennes est nouvelle. Curieusement, cette hypothèse de travail n'a jamais été avancée par les planétologues auparavant. Pourtant, compte tenu de l'existence d'un pergélisol et d'épisodes d'écoulement brefs ou prolongés, ce processus thermique est envisageable. Bien sûr, ce modèle ne permet pas d'expliquer à ce jour, ni la morphologie actuelle d'Ares Vallis, ni sa profondeur anormalement élevée. Les images à haute résolution de la caméra MOC n'apportent hélas aucun indice en faveur de ce processus périglaciaire. Cela se comprend aisément, car ces écoulements datent de plus de 3 milliards d'années et la morphologie des berges a pu largement évoluer au cours du temps. Une complète compréhension de la dynamique fluviale de ces vallées de débâcle sur Mars nécessiterait une approche plus globale prenant en compte des facteurs morphostructuraux et climatiques.

4.2.7. VALORISATION ET DIFFUSION DE LA RECHERCHE

Dans le cadre de ce programme, plusieurs publications ont vu le jour (Aguirre-Puente et al., 1994 ; Costard et al., 1999 ; Gautier et Costard, 2001). Une publication dans *Earth Surface Processes and Landforms* en 2003 concerne l'apport du programme MANET sur l'efficacité de l'érosion thermique le long des berges de la Lena (Costard et al., 2003).

Ce programme de recherche a donné lieu à une thèse en 1998 (N. Makhloufi, Université Paris VI) dont j'ai été le co-directeur. Ce programme se poursuit désormais avec L. Dupeyrat (MC) qui consacre l'essentiel de ses recherches à la modélisation numérique du processus d'érosion thermique. Il fait actuellement l'objet d'une thèse de Doctorat dont je suis co-directeur (avec L. Dupeyrat). Un stage de DEA s'est déroulé à OrsayTerre dans le cadre de ce programme MANET.

RECAPITULATIFS :

Principaux résultats :

Programme MANET : approche pluridisciplinaire

modèle à taux constant

mise au point d'un chenal hydraulique en chambre froide

Mars : Quantification du taux d'érosion thermique

Efficacité du processus d'érosion thermique

Perspectives :

Modèle bidimensionnel

Prise en compte du volume érodé et du débit solide dans la Lena

Durée de(s) épisodes d'écoulement sur Mars

Prise en compte des facteurs morphostructuraux (Mars)

Collaborations :

OrsayTerre : L. Dupeyrat, E. Gailhardis, F. Elie

FAST : D. Gobin

Meudon (Lab. Géo. Phys.) : E. Gautier

Principales publications :

Aguirre-Puente et al., 1999, Costard et al, 1995, 1999, 2003

2 thésards, 1 stage de DEA

Financements :

INSU : PNSE, PNP, Université Paris Sud, Région Normandie

SELECTION DE PUBLICATIONS DE RANG A

AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F. and POSADO-CANO, R. (1994). Contribution to the study of thermal erosion on Mars. **J. Geophys. Res.** 99 N0. E3 pp. 5657-5667.

COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., GREELEY, R. and MAKHLOUFI N. 1999. Martian fluvial-thermal erosion: Laboratory simulation. **J Geophys. Res. Planets**, vol 104-E6, pp. 14091-14098.

F. COSTARD, L. DUPEYRAT, E. GAUTIER and E. CAREY-GAILHARDIS (2003) Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank : application to the Lena river (central Yakutia) . **Earth Surface Processes and Landforms** 28, 1349-1359.

4.3. LES COULEES DE DEBRIS (DEBRIS FLOWS)

4.3.1 Introduction

En 1999, la camera à haute résolution MOC (quelques mètres par pixel) de la sonde Mars Global Surveyor découvre, à la grande surprise des planétologues, la présence de traces de ruissellement très récentes (quelques millions d'années seulement) formant sur certains versants des coulées de débris (figures 23 et 24A). Cette découverte est d'autant plus étonnante que ces écoulements remettent en question certains fondements à propos de l'eau liquide sur Mars, jusque là supposée instable, actuellement et dans un passé récent. Ces traces de ruissellement se composent d'un chenal étroit bordé par des levées et, en contrebas par un dépôt résultant de l'accumulation des débris sous forme de cônes. On les rencontre préférentiellement sur les versants sud de l'hémisphère austral.

Différentes hypothèses ont été proposées. La première, avancée par Malin et Edgett (Science, 2000) a supposé la présence de nappes phréatiques proches de la surface. A la faveur d'un réchauffement local d'origine géothermique, cette eau souterraine pourrait jaillir de manière intermittente et former les coulées de débris observées. Ces sources à l'origine de ces écoulements gèleraient et formeraient épisodiquement des bouchons de glace permettant la recharge de la nappe phréatique au cours du temps. Cette hypothèse a été reprise par Mellon et Phillips (2001) en proposant une approche thermodynamique permettant d'expliquer l'existence de nappe phréatique à faible profondeur. Pour expliquer la stabilité de l'eau liquide en surface, certains auteurs font appel à la présence d'eau très chargée en sels, provenant de nappe phréatique (Knauth et al. , 2000 ; Doran and Forman, 2000). D'autres hypothèses supposent la présence de dioxyde de carbone (CO₂), qui en arrivant à la surface se volatilise comme une nuée ardente, en provoquant de telles formes d'érosion (Musselwhite et al., 2001). Plus récemment Hartmann (2001, 2003) propose aussi comme origine possible, l'existence de nappes d'eau souterraines à l'origine de ces coulées de débris. Ses travaux se basent sur des analogies entre Mars et les coulées de débris observés en Islande. Là encore, les explications proposées ne sont guère convaincantes, car les coulées de débris en Islande ne sont pas produites par des sources.

Toutes ces hypothèses expliquent les écoulements par des processus souterrains. Cependant, N. Mangold remarqua que, sur certaines images, les coulées prennent parfois leur source au sommet de pics isolés, voire depuis les crêtes de certaines dunes, lieux où la présence de nappes phréatiques est impossible (Mangold et al.; 2003). L'observation des images martiennes nous conduit donc à envisager qu'un autre processus, peut-être uniquement externe, pourrait expliquer ces écoulements récents.

L'un des arguments qui nous permet d'étayer cette hypothèse, provient des étonnantes analogies avec certaines traces de ravinement des régions froides terrestres, dites périglaciaires.

Fig 23-24

4.3.2. Le Groenland : un analogue martien

A la recherche d'analogues martiens, j'ai effectué en 1987, avec J.P. Peulvast, une mission au Groenland qui m'a permis d'étudier en détail ces formations de pente bien avant l'arrivée des images à haute résolution de la sonde Mars Global Surveyor. L'expédition se déroula en Terre de Jameson, par 71° et 20°W sur la côte Est du Groenland, juste au nord du fjord Scoresby Sund (figure 23). Cette région est considérée comme un analogue martien par ses caractéristiques climatiques et son paysage. En effet, le climat de cette région est relativement aride. Les précipitations ne dépassent pas 250 mm/an et se concentrent essentiellement l'hiver sous forme de neige. Les températures en surface, comparables à celles de Mars, atteignent +20°C l'été et -43°C en hiver. En raison de la température moyenne annuelle de -10°C, le sous-sol est gelé en permanence jusqu'à 200 m de profondeur, à l'exception des niveaux superficiels qui dégèlent sur une épaisseur de l'ordre d'un mètre chaque été.

Cette région du Groenland présente de vastes plateaux de 600 m à 1000 m d'altitude, qui se composent essentiellement de grès datant du Permien au Crétacé inférieur. La présence de corniches sommitales composées de grès fortement altérés et fracturés favorise un fort débit de la roche, mécanisme propice au déclenchement des coulées de débris. Sur certains des versants, les coulées de débris constituent un processus fréquent acheminant les matériaux vers le pied des grandes parois rocheuses, plus ou moins tapissées d'éboulis. Ils sont à l'origine de cônes d'accumulation édifiés au débouché de chenaux à levées latérales. Ces derniers sont creusés dans des tabliers d'éboulis en contrebas de grands entonnoirs ou de niches irrégulières qui échancrent le haut des parois (figure 24B).

Les coulées de débris dans cette région de la Terre se forment au printemps lors de la fonte des neiges. Elles se localisent dans les éboulis au pied des corniches qui alimentent les versants en matériel rocheux. L'eau de fonte qui provient de la neige et de la glace contenue dans la porosité des débris rocheux imprègne les débris qui se transforment en un liquide visqueux en raison de la présence d'eau dans le mélange. La teneur en eau n'est pourtant pas importante, 10 à 40 % du volume du mélange (Corominas, 1996). Ces coulées sont un phénomène intermittent qui ne se produit que lorsque les versants ont des pentes suffisantes, en général plus de 20°. La vitesse de ces coulées est typiquement de l'ordre de quelques m/s, soit une dizaine de km/h. Lorsque les débris sont très sableux et argileux, la coulée s'apparente à une coulée de boue (Corominas, 1996 ; Johnson and Rodine, 1984). Les travaux d'Innes (1983) et d'Harris et Gustafson (1993) ont montré que les coulées de débris peuvent se déclencher lors du dégel de la couche active, mais aussi lors de la fonte du pergélisol.

Ainsi, comme sur Terre, les traces d'écoulements martiens sont restreintes aux versants de reliefs riches en débris. Ils ne se forment que sur des pentes de l'ordre de 20 à 30° et présentent le plus souvent des dépôts terminaux qui témoignent de l'arrêt subit de l'écoulement.

4.3.3. Le rôle des variations de l'obliquité sur l'origine de l'eau sur Mars.

Les observations lors de cette mission m'ont permis avec J.P. Peulvast de proposer une analogie entre les coulées de débris du Groenland et certaines formations de pente sur Mars. Cette analogie a été le point de départ d'un programme de recherche pluridisciplinaire associant un climatologue (F. Forget, LMD, Jussieu).

L'un des principaux problèmes soulevés par l'interprétation de ces formes sur Mars concerne l'origine de l'eau nécessaire à leur déclenchement et les conditions de stabilité de l'eau dans les moyennes et hautes latitudes. En effet, avec une pression atmosphérique de 6 hPa au sol et une température moyenne annuelle de -55°C , l'eau liquide ne peut pas rester à l'état stable à la surface de Mars actuellement (figure 1). Toutefois, les conditions de température et de pression à la surface de Mars ont pu varier au cours du temps, grâce notamment aux variations chaotiques de l'obliquité de la planète, c'est-à-dire de l'inclinaison de l'axe de rotation de la planète.

Récemment, les travaux de J. Laskar (1996; Laskar and Robutel, 1993) ont indiqué que Mars a connu dans un passé géologiquement récent des variations de l'obliquité pouvant atteindre plus de 40° , il y a moins de 6 millions d'années. Lors des fortes obliquités, la pression en vapeur d'eau pouvait atteindre 1000 μm précipitables (comparée au 20 μm actuel), lors des solstices d'été de l'hémisphère Sud (Richardson and Wilson, 2002; Haberle et al., 2001). Dans ces conditions de température et de pression, l'eau peut être à l'état liquide en surface. Dans cette hypothèse, les écoulements auraient eu lieu à haute obliquité, il y a quelques centaines de milliers ou quelques millions d'années. En été, lorsque l'axe de rotation était tourné vers le Soleil, les pentes orientées vers les pôles étaient continûment chauffées, le sous-sol gelé pouvait fondre en profondeur et parfois créer une coulée.

Pour créer des coulées de débris, il faut pouvoir faire fondre le sol gelé sur une profondeur suffisante. Pour estimer la profondeur de pénétration de l'onde de dégel, une simulation numérique prenant en compte l'obliquité, les températures de surface, les orientations et pentes des versants a été menée par F. Forget (figure 25). Cette simulation utilise des codes d'un modèle de circulation générale mis au point au Laboratoire de Météorologie Dynamique à Jussieu (Forget et al., 1999 ; Hourdin et al., 1993). Les simulations indiquent que la température moyenne journalière au sol a pu dépasser 0°C au solstice d'été pour une obliquité de 40° et pour des versants sud de l'hémisphère austral. D'après ces calculs et suivant les valeurs de conductivité thermique du sol, l'onde de dégel a pu atteindre saisonnièrement une profondeur de 10 cm à 50 cm pour des versants inclinés à 35° . Le dégel d'un pergélisol riche en glace pourrait expliquer le déclenchement de tels écoulements sur Mars.

Fig 25 26

Toujours dans le cadre de ce programme de recherche commun, N. Mangold a recensé, d'une manière exhaustive, la latitude et l'orientation des versants présentant des coulées de débris. D'après cette étude, les coulées de débris se concentrent pour l'essentiel sur les versants sud de l'hémisphère Sud (figure 26).

Les versants de pente de 35° orientée vers le sud offrent des conditions idéales pour la formation des coulées de débris. D'après les simulations de F. Forget (Forget et al., 2003), à haute obliquité (40°), toutes les latitudes de la planète peuvent condenser du givre dans les pores du sous-sol, à cause des très basses températures hivernales, et jusqu'à des profondeurs de quelques mètres (7 mètres de profondeur avec une forte inertie thermique, ce qui devient le cas quand les pores du sol sont remplis de glace). Rappelons que les dépôts de givre de CO₂ en hiver permettent la condensation de la vapeur d'eau à leur contact. Lors de l'été dans l'hémisphère sud, les températures augmentent très rapidement pour des versants inclinés à 35°. Ce réchauffement brutal permet la fonte de la glace superficielle.

4.3.4. Conclusion

La découverte de traces récentes de ruissellement sur les versants de la planète Mars fut une surprise, car elle confirme la possibilité de maintenir de l'eau liquide en surface il n'y a pas si longtemps. L'image que l'on se faisait d'une planète figée, inactive est à revoir. Les résultats récents du spectromètre gamma de la sonde Mars Odyssée en 2002 ont confirmé la présence d'un sol riche en H₂O avec un pourcentage en masse d'au moins 30% de glace hydrique et cela sur une épaisseur de 50 cm. Cette découverte conforte plus que jamais nos hypothèses car elle démontre la possibilité d'avoir, même de nos jours, un volume non négligeable de glace en surface. En 2003, dans la revue Nature, Christensen reprend cette idée en proposant la formation des coulées de débris par la fonte d'épais dépôts neigeux.

4.3.5. VALORISATION ET DIFFUSION DE LA RECHERCHE

Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue Science (Costard et al., 2002), puis d'un article dans JGR (Mangold et al., 2003). Nos articles remettent en cause les conclusions de Malin et Edgett publiées dans cette même revue deux ans auparavant.

RECAPITULATIFS :

Principaux résultats :

Approches comparative Terre-Mars et pluridisciplinaire

Mars : origine externe des coulées de débris

Corrélation entre modèle climatique et distribution latitudinale des debris flows

Perspectives :

Durée de l'écoulement sur Mars

Récurrence du processus

Collaborations :

OrsayTerre : N. Mangold, J.P. Peulvast

LMD (Jussieu) : F. Forget

Principales publications :

Costard et al, 2002, Mangold et al, 2003

Financement :

PNP (INSU)

SELECTION DE PUBLICATION DE RANG A :

COSTARD F., F. FORGET, N. MANGOLD and J.P. PEULVAST, (2002), Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity, **Science**, vol. 295, pp. 110.

5. CONTRIBUTION A L'ETUDE DES SITES D'ATTERRISSAGE DES FUTURES MISSIONS MARTIENNES

5.1. INTRODUCTION

La recherche de l'eau sur Mars constitue l'un des objectifs principaux des missions martiennes. Depuis 1992, j'ai poursuivi différentes études en relation étroite avec la préparation des futures missions planétaires vers Mars. Ces 15 dernières années, j'ai été impliqué en tant que Co-Investigateur dans différentes missions dont voici la liste :

- 1991 : BALTE et de DESCAM (mission MARS 96)
- 1990 : PRISM. Programme d'exploration du sous-sol de la planète Mars par méthode radar à partir d'un aérostat (mission MARS 96)
- 1988 : ARIS (CNES) pour la mission MARS 94, Analyse du rayonnement gamma induit à la surface de Mars
- 1993 : Planet B (Nozomi) : caméra MIC
- 1997 : Netlander : radar GPR

J'ai participé activement à la sélection des sites d'atterrissage, des cibles d'observation et à la définition des objectifs scientifiques des futures missions martiennes, notamment concernant les missions Mars 96, la mission CNES Netlander, ainsi que la mission européenne Marsexpress (caméra HRSC). Ce travail, qui s'est fait en collaboration avec Ph. Masson (Pr), N. Mangold (CR) et J.P. Peulvast (Pr), a consisté en une sélection des sites qui présentent un intérêt scientifique et qui sont compatibles avec les contraintes techniques des atterrisseurs.

5.2. PROJET MASS: MARS ANALOG SITE STUDY - NASA

De novembre 1992 à février 1993, j'ai été Chercheur Invité à l'Arizona State University (Groupe de Planétologie, Resp.: R. Greeley) dans le cadre d'un programme international, financé par la NASA, sur l'analyse de l'imagerie satellitaire du désert de Mojave et de la Vallée de la Mort en Californie. Sur le terrain, j'ai effectué des mesures de la rugosité à différentes échelles, en collaboration avec des géologues de l'Arizona State University. Il s'agissait de définir quantitativement la rugosité de surface en relation avec l'imagerie satellitaire de régions "comparables" aux sites d'atterrissage sur Mars.

5.3. ETUDE DES OBJECTIFS SCIENTIFIQUES DES PROCHAINES MISSIONS

La mission japonaise Planet-B, rebaptisée Nozomi, a été lancée en 1998. Ce programme s'inscrit dans le cadre de la coopération scientifique entre le CNES et l'ISAS (Japon). La mise en orbite autour de Mars, initialement prévue en 1999, est

reportée en 2003. Ce report a été mis à profit pour affiner les collaborations avec les scientifiques japonais (Kei Kurita, Université de Tokyo) et redéfinir les objectifs scientifiques communs. Les objectifs scientifiques seront l'étude des cratères d'impact à ejecta lobés, leur dynamique de mise en place et leur distribution dans le temps et dans l'espace. Ce projet se fera en collaboration avec N. Mangold (Orsayterre) et D. Baratoux (OMP, Toulouse). J'ai aussi participé à la définition des cibles d'observation de la caméra HRSC de la mission Marsexpress.

5.4. MODELES DU SOUS-SOL DE MARS POUR LES FUTURS RADARS

Les impacts (d'objets résiduels de toutes tailles) provoquent une volatilisation du corps impacté et une projection d'une grande quantité de débris anguleux (appelés ejecta) qui retombent ensuite à la surface. Ces retombées d'impacts sont, en grande partie, des blocs plus ou moins grossiers et forment après dépôt une couche poreuse et perméable nommée "régolite". Des modèles théoriques sur les processus de cratérisation ont montré que les impacts modifient la structure des surfaces planétaires par la production d'une forte quantité de dépôts d'ejecta et par une intense fracturation du soubassement rocheux. On a estimé qu'au cours de l'histoire géologique de Mars, le volume des ejecta produit par les impacts aurait engendré un dépôt de débris équivalent à 2 km d'épaisseur appelé mégarégolite. Celui-ci peut aussi contenir des coulées de lave ou des dépôts sédimentaires (éoliens ou fluviatiles). La partie supérieure du régolite comporte des blocs basaltiques, ainsi qu'une mince couverture éolienne de couleur rouge composée de grains de 20 µm en moyenne (figure 27).

Par analogie avec la porosité des roches lunaires, la porosité du mégarégolite martien diminue proportionnellement avec la profondeur. En supposant une porosité en surface de 20%, celle-ci serait de moins de 1% à une profondeur de 8,5 km. Si on retient une porosité en surface de 50% (comme l'attesteraient les analyses au sol des deux modules d'atterrissage Viking), la profondeur à laquelle la porosité serait inférieure à 1%, se situerait vers 11 km.

Ce modèle du mégarégolite martien reste très probablement bien simpliste. Les données de la sonde MGS semblent montrer une plus grande complexité des discontinuités rencontrées dans le sous-sol. La présence de discontinuités multiples en profondeur apparaît sur de nombreuses images de versants prises par la caméra haute résolution de la sonde MGS. Un grand nombre de replats structuraux trahissent la présence de couches résistantes, probablement volcaniques, confirmant une évolution géologique bien plus complexe.

En collaboration avec le CNES et le Service d'Aéronomie du CNRS, j'ai développé plusieurs modèles du sous-sol de Mars en vue de l'expérience PRISM de la mission franco-russe MARS 96. Plus récemment, pour la mission Netlander, j'étais Co-Investigateur pour le projet d'un radar GPR (Ground Penetrating Radar) à bord des stations fixes qui devaient sonder le sous-sol martien avec une fréquence de 2 MHz.

Fig 27-28

Les profondeurs de pénétration de ces radars dépendent des propriétés des matériaux géologiques comme la rugosité des interfaces, la porosité, le profil thermique et les propriétés électromagnétiques des matériaux (permittivités électriques, perméabilités magnétiques ...). La détection d'une couche d'eau sous un pergélisol ou dans un pergélisol peut être compromise, soit par un trop grand nombre de diverses interfaces favorisant la diffusion, soit par la présence de couches absorbantes liées à la présence d'oxydes de fer comme la maghémite ou l'hématite, soit par la présence d'interfaces peu contrastées ou trop progressives. Dans tous ces cas de figures, la profondeur de pénétration est fortement réduite.

Afin d'estimer les capacités de pénétration et l'aptitude du GPR à détecter la présence de couches d'eau liquide, une coopération a été établie avec le CETP (J.J. Berthelier et R. Ney) et l'Observatoire de Bordeaux (Ph. Paillou et E. Heggy). Il s'agissait d'établir différents modèles du sous-sol de Mars nécessaires à une modélisation de la propagation des ondes radar face à différentes interfaces lithologiques (Berthelier et al., 2000). Avec N. Mangold, nous avons proposé un certain nombre de modèles du sous-sol correspondant à des contextes géomorphologiques et géologiques bien ciblés (figure 28). Il s'agissait d'un modèle de plaines d'épandage au débouché d'une vallée de débâcle, d'un modèle de dépôts d'ejecta, et d'un modèle de dépôts stratifiés. Pour chacun de ces modèles, nous avons défini un grand nombre d'interfaces dans le sous-sol délimitant des couches géologiques variées (dépôts éoliens, coulées basaltiques, sédiments, nappe phréatique etc). Pour chacune de ces interfaces, nous avons précisé respectivement leur épaisseur, leur profondeur, leur constante diélectrique et leur permittivité. A partir de ces modèles, les géophysiciens ont, en fonction des contrastes diélectriques et des atténuations liées à la présence de matériaux comme la maghémite, simulé l'écho rétro-diffusé à 2 MHz. A partir de ces modèles du sous-sol, les simulations numériques réalisées par E. Heggy et Ph. Paillou ont montré la possibilité de détecter des réservoirs d'eau à une profondeur maximale de 400 m.

Il est donc possible d'identifier des interfaces à partir de modèles du sous-sol pré-établis. Le problème du radar martien vient du fait que nous ne connaissons pas le sous-sol martien. Une fois sur Mars, le GPR nous enverra des profils du sous-sol basés sur des contrastes diélectriques. Les échos radars indiqueront la profondeur de certaines interfaces mais il sera très difficile d'estimer la nature de ces interfaces. Autant dire qu'il sera difficile de dire s'il s'agit d'eau liquide ou non. En fait, pour la détection de couche d'eau liquide, d'autres moyens géophysiques seront nécessaires comme les sismomètres ou les magnétomètres.

5.5. VALORISATION ET DIFFUSION DE LA RECHERCHE

Cet axe de recherche a été développé en collaboration avec Ph. Paillou (Pr) et Essam Heggy (thésard) de l'Université de Bordeaux et a donné lieu à deux articles (Berthelier et al, 2000 ; Heggy et al., 2003).

RECAPITULATIFS :

Principaux résultats :

Modèles du sous-sol prenant en compte un grand nombre d'interfaces

Perspectives :

Evaluation du degré d'hétérogénéité du sous-sol martien

Validation de ces modèles de propagation des ondes radars en Laboratoire

Collaborations :

OrsayTerre : N. Mangold

Observatoire de Bordeaux : Ph. Paillou, E. Heggy

CETP St Maur : J.J. Berthelier

Principales publications :

Berthelier et al, 2000, 2003; Heggy et al, 2002, 2003

Financement :

PNP (INSU)

SELECTION DE PUBLICATIONS DE RANG A :

BERTHELIER J.J., R. NEY, F. COSTARD, M. HAMELIN, A. MEYER, B. MARTINAT, A. REINEX, Th. HANSEN, M. BANO, W. KOFMAN, F. LEFEUVRE, Ph. PAILLOU. (2000). The GPR experiment on Netlander. **Planetary and Space Science**. vol. 48, pp. 1161-1180, 2000.

HEGGY E., Ph. PAILLOU, F. COSTARD, N. MANGOLD, G. RUFFIE, F. DEMANTOUX, G. GRANDJEAN and J.-M. MALEZIEUX (2003) "Models of the Martian subsurface for radar detection of shallow ground water", **Journal of Geophysical Research**, Vol. 108 No. E4, 10.1029/2002JE001871

3^{ème} partie : PERSPECTIVES DE RECHERCHE

6. INTRODUCTION

Mon programme de recherche s'inscrit dans la poursuite de mes travaux précédents. Compte tenu de l'apport et des questions soulevées par mes recherches, il s'agit d'une part de développer la modélisation analogique et numérique des processus périglaciaires et glaciaires sur Mars et sur Terre, grâce à une approche pluridisciplinaire et, d'autre part, de poursuivre les études sur la caractérisation du pergélisol terrestre et martien avec l'apport des sondages géophysiques.

Ces projets de recherche seront menés en plusieurs étapes. Les projets à court terme font déjà l'objet d'études approfondies et doivent déboucher à des soumissions d'articles dès 2004. On peut aussi constater que la chronologie de ces projets de recherche s'étale en fonction de la complexité du sujet, de l'approche et de la méthodologie choisis.

Projets à court terme :

Dynamique des écoulements supra-glaciaires

- Programme MANET appliqué aux chenaux supra-glaciaires

Variabilité temporelle du taux d'érosion thermique le long de la Lena (Yakoutie Centrale) sur les trente dernières années

Projets à moyen terme :

- Modélisation des niches d'érosion thermique
- Etude du talik : modélisation et étude géomorphologique

Projet à long terme :

Simulation des processus à l'interface pergélisol-atmosphère sur Mars

7. PROJETS A COURT TERME

7.1. DYNAMIQUE DES ECOULEMENTS SUPRA-GLACIAIRES

7.1.1. Introduction

Le programme Manet (Modélisation Analogique et Numérique de l'Erosion Thermique) amorcé il y a quelques années avait initialement pour but l'étude de l'érosion thermique le long des vallées de débâcle sur Mars (outflows) et en Sibérie. Avec L. Dupeyrat, nous venons de débiter un programme de recherche centré sur la modélisation des chenaux supra glaciaires. Ce programme est la suite logique de nos études précédentes, mais cette fois appliqué à un environnement glaciaire et non pas périglaciaire. Ce programme de recherche est typiquement pluridisciplinaire puisqu'il comprend une hydro-géologue et géochimiste (Ch. Marlin) et une physicienne (L. Dupeyrat). Il a pour finalité la compréhension de la dynamique de ces écoulements. Un modèle numérique et une simulation analogique (chenal hydraulique en chambre froide) seront proposés, puis devront être validés par des mesures sur le terrain (Alpes et Spitsberg).

7.1.2. Contexte de l'étude

Sur Terre, les chenaux sous-glaciaires attaquent thermiquement la base des glaciers. De plus, la fonte des glaciers engendre très souvent la formation de chenaux supra-glaciaires qui peuvent entailler profondément la surface et éroder le front du glacier (Knighton, 1972 ; Pawlowski, 1997). Le taux d'érosion mesuré le long de ces chenaux supra-glaciaires peut être extrêmement élevé (plusieurs dizaines de mètres par mois en période estivale) et très peu de mesures ont été faites sur le terrain et la bibliographie sur les chenaux supra-glaciaires est très limitée (figure 29). En tout cas, aucune simulation expérimentale n'a été proposée à ce jour. Il semble évident que ces chenaux sont particulièrement sensibles aux variations de l'environnement (températures au sol, précipitations). Brykala (1998) a récemment montré la corrélation qui existait entre le débit journalier d'un chenal supra glaciaire au Spitsberg et la température de l'air (figure 30).

Sur Mars, selon Wallace et Sagan (1979), l'évaporation rapide de l'eau au contact de l'atmosphère lors des épisodes d'écoulement a pu provoquer une diminution de la température de la surface libre, propice à l'apparition d'une mince couche de glace à la surface du fleuve. Notre installation expérimentale en chambre froide peut simuler et quantifier ce processus d'érosion, et expérimenter la stabilité de ce processus au cours du temps en étudiant le bilan entre la formation de la couche de glace et sa

FIG 29-30

destruction par érosion thermique. Plus récemment, J. Kargel et Strom (1991) et J. Head (2000) ont indépendamment proposé l'existence probable dans le passé de chenaux de fonte de glacier dans l'hémisphère Sud de la planète et près de la calotte polaire Nord dans Chasma Borealis (figure 31). Nous souhaitons déterminer le taux d'érosion des berges gelées lors de ces épisodes d'écoulement, provenant de la fusion de la calotte résiduelle. Notons que la température du point de fusion de la glace reste pratiquement inchangée ($\neq 10^{-3}$), malgré la différence de pression au sol entre la Terre (1015 hPa) et Mars (6 hPa).

Ce programme de recherche aura aussi une forte implication dans le programme Global Change, puisque la température de l'air et de l'eau intervient directement sur la fonte de la glace et donc sur l'efficacité de l'érosion thermique sur les glaciers. Cette étude doit contribuer à une meilleure prévision de la fonte des glaciers et du taux d'érosion des berges des chenaux supra-glaciaires dans le cadre du réchauffement climatique de la Terre.

7.1.3. Programme MANET appliqué aux chenaux supra-glaciaires

Objectifs

L'objectif de ce programme de recherche est de simuler l'érosion thermique qui s'exerce le long des chenaux supra-glaciaires en faisant varier le nombre de Reynolds (en jouant sur le débit de l'écoulement) et la température de l'eau et de la glace. On prévoit de confronter les valeurs expérimentales obtenues avec celles établies par le modèle mathématique et de quantifier les taux de recul des berges en fonctions de certains paramètres (températures de l'eau et de la glace, débit...). Le but final est de proposer une hiérarchisation des paramètres influençant l'efficacité de ces chenaux supra-glaciaires. Pour cette étude, il sera nécessaire d'établir, aussi précisément que possible, le coefficient d'échange thermique (h) eau/glace.

Détermination du coefficient d'échange thermique

Pour la détermination du coefficient d'échange thermique, on doit établir une loi empirique caractérisant l'érosion de la glace par de l'eau (figure 32). L'intérêt d'une telle loi empirique entre des nombres sans dimension (Nusselt, Prandtl et Reynolds) est le caractère universel de cette loi qui est valable dans le cadre du laboratoire pour tout type d'échantillon (Lunardini et al., 1986). La loi empirique sera obtenue à partir de séries d'expériences à nombre de Reynolds variant de 7213 à 14 426, pour des températures initiales du bloc de glace entre -10°C et -5°C et pour une température de l'eau égale à 5°C . Pour chaque expérience, on calcule la vitesse d'érosion à partir des mesures de l'épaisseur érodée en fonction du temps. Chaque série à un nombre de Reynolds donné comprendra au moins 4 expériences, ce qui permettra d'obtenir une vitesse d'ablation moyenne avec une très bonne précision.

L'étude numérique détaillée de la phase transitoire de l'érosion thermique réalisée par E. Gailhardis en 2003 (Costard et al., 2003), nous permettra de quantifier de façon

Fig 31 32

précise la durée de cette phase transitoire, et d'être sûrs de bien traiter les données de la phase permanente. Pour cela, les thermocouples seront fabriqués puis placés sur un nouveau support permettant une mesure ponctuelle et précise de l'onde de dégel.

Une fois cette loi établie, il suffira de connaître les caractéristiques de l'écoulement d'eau et de la glace (vitesse, températures) pour calculer les nombres de Reynolds et de Prandtl. La loi empirique appliquée à ces nombres nous donnera la valeur du nombre de Nusselt, qui nous permettra de calculer le coefficient d'échange thermique h , puis la vitesse d'érosion. Une telle loi, une fois validée nous permettra de calculer les taux d'érosion pour des conditions extrêmes, difficilement réalisables en laboratoire, que ce soit sur Terre, ou sur Mars.

Développements instrumentaux

Pour mener à bien un tel projet, la fabrication d'un nouveau chenal hydraulique pour la chambre froide vient d'être réalisée. Celui-ci présente un périmètre mouillé plus important que le précédent chenal. Il permettra aussi de placer le laser (contrôle du déplacement vertical de l'échantillon) à différents endroits au niveau de l'interface eau/glace et de contrôler la turbulence à l'aide d'une caméra analogique. La turbulence dans le chenal sera maîtrisée grâce à la nouvelle géométrie du chenal et à la présence de nouveaux déflecteurs et de structures en nids d'abeilles. En ce qui concerne les échantillons de glace, nous utilisons une méthode mise au point par le Laboratoire de Glaciologie de Grenoble. Elle permettra de simuler les caractéristiques de la glace des glaciers à l'aide d'un broyeur à glace. La glace est fabriquée à partir de neige obtenue par broyage de glace d'eau distillée. Les grains de glace font 2 mm de diamètre. On remplit le moule puis on le place dans la presse hydraulique pour compactage. On verse de l'eau (température proche de 0°C) jusqu'à saturation des grains de glace. L'ensemble est ensuite congelé.

Développement d'un modèle numérique à taux variable

Il s'agit d'améliorer le modèle existant en développant un modèle numérique prenant en compte un profil thermique non linéaire. Ces dernières années, nous avons développé un modèle d'érosion à taux constant. Pour certaines conditions expérimentales (blocs de glace pure), le taux d'érosion thermique d'un bloc gelé semble augmenter au cours du temps du fait du réchauffement progressif du bloc. Même si cette augmentation du taux d'érosion semble faible, il nous apparaît important de le quantifier précisément en développant un modèle mathématique d'érosion thermique à taux variable. Ce modèle sera réalisé par L. Dupeyrat (MC) et R. Randriamazaoro (étudiant en thèse).

Une première méthode approchée (méthode intégrale) a été développée (thèse de Rado Randriamazaoro). Les résultats ont été comparés à l'expérience et au modèle à taux constant et ont montré les rôles des différents paramètres sur les écarts observés. Plusieurs méthodes numériques seront testées, permettant la prise en compte de différents types de conditions aux limites sur une interface mobile.

Un code numérique permettant la résolution de problèmes à frontière mobile (problème de Stefan) est actuellement en cours d'adaptation aux conditions d'érosion sous écoulement par R. Randriamazaoro et en collaboration avec Dominique Gobin et Sophie Mergui du FAST (Ruperti et al., 1998 ; Mergui et al., 2003). Les résultats de ces différents modèles à taux variable seront comparés entre eux, puis confrontés à nos expériences et comparés avec le modèle à taux constant. Cette modélisation permettra par la suite de mener une étude de sensibilité aux principaux paramètres et d'étendre le domaine d'application à différentes échelles.

7.1.4. Etude sur le terrain des chenaux supra-glaciaires

Nous prévoyons une mission sur le glacier de l'Argentière en vue de quantifier les échanges thermiques qui ont lieu entre les chenaux supra-glaciaires et les berges du glacier. Le but est de quantifier les variations du taux d'érosion des berges en fonction du temps dans un chenal supra-glaciaire. Nous souhaitons placer des instruments de mesures sur une barre perpendiculaire à un chenal de 2 m de largeur environ. Sur ce support, seront mesurées les variations des températures de l'eau et de la glace (capteurs thermiques et centrales de mesures) et du débit (utilisation d'un micro-moulinet). Les mesures de terrains seront ensuite confrontées avec nos modélisations analogiques et numériques (programme MANET) pour validation.

Il est également prévu une mission sur la côte ouest du Spitsberg (presqu'île de Brögger) pour l'étude de la formation des chenaux supra-glaciaires et sous-glaciaires. Pour ces deux études, une approche hydrologique (mesure de débits ...) couplée à une approche géochimique (caractérisation chimique et isotopique des écoulements) seront menées en collaboration avec Ch. Marlin conjointement avec une approche géomorphologique (quantification de l'érosion thermique) et géophysique (sondage GPR).

7.2. VARIABILITE TEMPORELLE DU TAUX D'EROSION THERMIQUE LE LONG DE LA LENA (YAKOUTIE CENTRALE) SUR LES TRENTE DERNIERES ANNEES

7.2.1. Introduction

Le pergélisol est un mélange de roche et de glace agissant comme une barrière imperméable aux écoulements. Il présente cependant des discontinuités qui permettent l'émergence de sources, souvent mal connues car peu étudiées. En milieu périglaciaire à pergélisol continu ou discontinu, une activité hydrologique estivale forte peut être à l'origine de très forts débits d'écoulement qui conduisent à une érosion thermo-mécanique importante (Gautier et Costard, 2000 ; Gautier et al., 2003).

L'objectif général des recherches à venir est d'évaluer, à une échelle plus petite, l'effet des processus d'érosion thermique des berges et de remaniement des sédiments sur la mobilité des formes fluviales. Il est prévu i) de quantifier précisément sur la Léna moyenne l'efficacité du mécanisme d'érosion thermique sur un pas de temps pluri-décennal et ii) de localiser les secteurs de recul maximal. Ce programme vient juste de

démarrer en collaboration avec E. Gautier et D. Brunstein (Laboratoire de Géographie Physique du CNRS, Meudon).

7.2.2. Méthodologie

Pour évaluer l'efficacité des processus d'érosion thermique sur le recul des berges, une analyse diachronique de l'évolution des formes fluviales (en particulier berges des chenaux et des îles) est actuellement mise en œuvre. Ainsi, on pourra calculer les taux de recul des berges des chenaux principaux, secondaires, mais aussi des îles depuis plus de trente ans sur environ 250 km de la Léna moyenne.

Les données sont :

- une série de photographies satellites « déclassifiées » de l'USGS de 1967,
- des images satellites Landsat TM et ETM (de 1992 à 2002).

Les photographies et images satellites ont été dans un premier temps géoréférencées. Dans un second temps, un SIG sous ArcView a été élaboré. On a pour chaque date précisément numérisé le tracé des berges, et enfin, calculé la distance des berges des îles et des chenaux entre deux dates. Pour mieux mettre en évidence, les calculs ont été effectués à deux échelles spatiales :

- calcul des taux moyen et maximaux de retrait des berges moyennés sur des sections de 5 km ;
- calcul des taux de retrait pour les différentes unités fluviales : bras principal et secondaires, îles.

7.2.3. Les résultats

Plusieurs résultats sont en cours d'exploitation et méritent d'être soulignés :

- Pour ce qui concerne les taux moyens de recul des berges depuis 1967, une forte variation spatiale apparaît puisque les valeurs varient entre 1 et 8 m par an. Cependant, les classes les plus élevées de ce taux moyen (recul supérieur à 5 m par an), ne concernent que 18 % du linéaire.
- Les berges des chenaux montrent des vitesses de recul relativement faibles. Le recul moyen est de 3-4 m par an (figure 33), tandis que les valeurs maximales atteignent annuellement 18 m. Par ailleurs, lorsque l'on rapporte ces chiffres à la largeur des chenaux, il apparaît que le recul annuel ne représente en moyenne que 0.1 % de la largeur des chenaux et au maximum 0.45 %. Ceci met en évidence la faiblesse de l'érosion des berges eu égard à la taille des bras. De plus, la superposition précise des tracés des chenaux depuis 1967 confirme ces faibles valeurs : sur la période d'observation, on observe une grande

Fig 33

stabilité. En d'autres termes, l'érosion des berges est trop limitée ou trop localisée pour permettre un véritable déplacement des chenaux (mécanisme d'avulsion).

- Le SIG démontre clairement que ce sont les îles qui subissent les plus fortes érosions, en particulier sur leur secteur amont. Le taux moyen de retrait annuel est de 12 m ; les maxima atteignent plus de 40 m par an, soit un déplacement de 1,5 km de certaines îles depuis 1967 (figure 33).

- Les plus forts reculs de berges sont localisés à 3 endroits :

dans les secteurs de rétrécissement du chenal, particulièrement là où la haute terrasse comprime le chenal actuel ;

- à la hauteur de la ville de Yakoutsk (doit-on y voir une influence de la chaleur urbaine et industrielle ?) ;

en amont immédiat de la confluence de la Léna et de l'Aldan ; la sédimentation active entraînant une forte mobilité des formes fluviales.

Cette étude montre l'inégale efficacité de l'érosion thermique en localisant précisément les sites de recul majeur (têtes d'îles). Elle confirme également l'hypothèse d'une certaine stabilité des tracés des chenaux, hypothèse avancée par Gautier et Costard (2000) fondée sur l'analyse des séquences sédimentaires. La quasi-absence de migration des chenaux actifs sur les 35 ans d'étude serait liée à la brièveté des débits morphogènes (la crue) et surtout à la faiblesse de pente de la Léna et de ses deux affluents (Aldan, Vilioui), qui leur confère une puissance spécifique modeste (inférieure à 10 W.m^{-2}).

Grâce à l'analyse des images satellitaires, nous avons identifié les lieux où les taux d'érosion sont les plus intenses le long de la Léna. Une mission en Yakoutie Centrale est prévue avec nos collègues de l'Université de Moscou pour étudier l'érosion thermique des berges. Cette étude sur le terrain (la période de juin étant la plus favorable car située juste après la débâcle), nous permettra d'étudier les conditions favorables aux taux de recul maximaux (plus de 25 m/an). Une approche géomorphologique (mesure de la hauteur des berges, nature et variations de faciès des sédiments, teneur en glace des sédiments) sera menée conjointement à cette analyse préalable de l'imagerie satellitaire. Ces données de terrain (avec collecte d'échantillons) seront ensuite utilisées pour des simulations d'érosion thermique en chambre froide, puis confrontées avec les modèles numériques.

Il sera possible de caler nos mesures de terrain avec les taux de recul enregistrés sur les images satellitaires. Cette approche nous permettra d'estimer le pourcentage du volume de sédiments injectés dans la Léna rien que par le processus d'érosion thermique.

RECAPITULATIFS :

Objectifs :

Etude des chenaux supra-glaciaires sur Terre et sur Mars

Efficacité du processus et dynamique, Modèle numérique à taux variable

Variations du taux d'érosion thermique sur la Lena sur les 30 dernières années

Collaborations :

Interne : OrsayTerre : L. Dupeyrat, E. Gailhardis, F. Elie, Ch. Marlin

externe : D. Gobin (FAST)

Financements possibles : RELIEF-INSU, ACI Télédétection/Observation de la Terre, GDR Arctic, IF RTP (Institut Polaire)

8. PROJETS A MOYEN TERME

8.1. MODELISATION DES NICHES D'ÉROSION THERMIQUE

Il existe des discontinuités dans le pergélisol par la présence de couches de glace pure, qui sont probablement à l'origine des niches d'érosion thermique observées dans les vallées de débâcle en Sibérie (figure 34). Ces niches d'érosion situées à la base des berges peuvent être profondes de 15 mètres et influencent largement le recul des berges lors des débâcles.

Ce processus reste encore peu étudié et sa quantification est souhaitable. Une expérimentation est proposée pour identifier les paramètres influençant la formation de ces niches d'érosion (température du pergélisol, volume de l'eau libre, épaisseur des sédiments, cycle gel-dégel par exemple). L'expérience située dans une chambre froide doit se composer d'un échantillon de sable et de limon subissant des cycles très progressifs de gel-dégel propices au développement de lentilles de glace de ségrégation, le tout étant relié par sa base à une nappe aquifère.



Figure 34 : Niche d'érosion thermique profonde de 10 mètres. Rivière Viilloui (affluent de la Lena).

8.2. ÉTUDE DU TALIK : MODELISATION ET ÉTUDE GEOMORPHOLOGIQUE

Sous la vallée de débâcle, la propagation d'un front de dégel dans le pergélisol génère la formation d'un talik (zone dégelée sous le lit de la rivière). Celui-ci reste très peu étudié et pourtant doit influencer la dynamique fluviale des vallées de débâcle (figure 35). Ce qui nous intéresse ici est la possible interaction entre l'onde de dégel latérale due à l'érosion thermique des berges et l'onde de dégel se propageant verticalement dans le talik. Nos précédentes études ont montré la relative efficacité de l'érosion

thermique sur les berges avec des taux de recul atteignant 5 à 40 m par an. Avec J. Aguirre-Puente, nous avons proposé en 1999 une modélisation de la profondeur d'un talik sous une rivière. Les valeurs du taux de propagation de l'onde de dégel restent faible (quelques dizaines de cm par an). Contrairement au taux de recul parfois spectaculaire des berges, la formation d'un talik exige bien plus de temps. En se déplaçant latéralement, le profil thermique sous le lit du fleuve se modifie avec un certain retard (figure 35).

L'objet de ce projet est de conduire une simulation numérique de la propagation de ces différentes ondes de dégel et de simuler leurs impacts sur la migration du cours d'eau. Cette simulation bénéficiera de l'expérience que nous avons déjà acquise avec L. Dupeyrat. Une prospection géomorphologique et un sondage géophysique d'un talik (partie dégelée) sous le lit d'une rivière (Léna ou Aldan), soit par sondage électromagnétique, soit par méthode acoustique serait nécessaire. Le but principal de la mission sera de mesurer le taux d'érosion thermique et de mieux comprendre le développement d'un talik (zone dégelée sous le fleuve) en relation avec la dynamique fluviale. L'objectif final étant de contrôler nos simulations.

Ce programme de recherche pourrait se faire en collaboration avec L. Dupeyrat, E. Gailhardis et E. Gautier (CNRS, Meudon) et deux Centres de Recherche à Moscou (Laboratory of soil erosion and channel processes, Université de Moscou et Institute of Earth's Cryosphere). Les financements proviendraient de l'INSU-E et des coopérations entre la France et la Russie (INTAS).

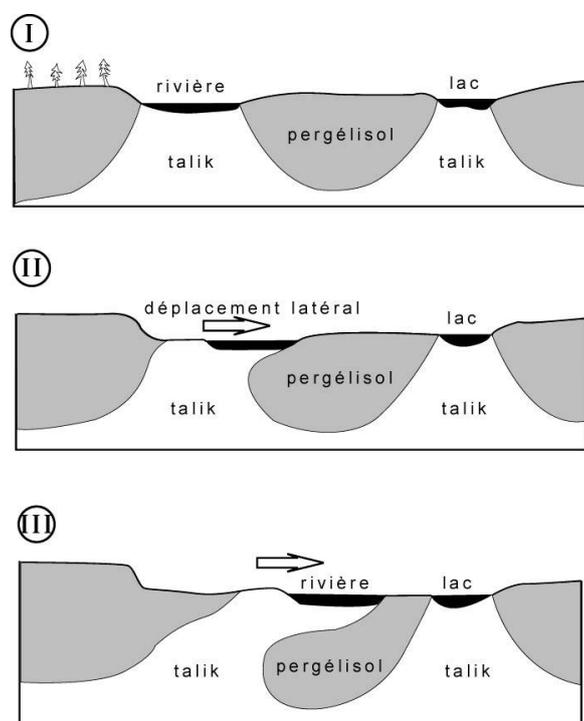


Figure 35 : Evolution spatiale et temporelle d'un talik (zone dégelée sous une rivière) par la divagation d'un cours d'eau en milieu périglaciaire

RECAPITULATIFS :

Objectifs :

Evolution spatio-temporelle d'un talik en milieu périglaciaire

Modélisation analogique et numérique et validation sur le terrain

Collaborations :

Interne : L. Dupeyrat (MC), E. Gailhardis (IE), R. Randriamazaoro (thésard) :modélisation

Externe: Meudon: E. Gautier (MC) et D. Brunstein (IE) : SIG

FAST : D. Gobin (Dr) : modélisation numérique

Financements possibles : RELIEF-INSU, GDR Arctic

9. PROJET A LONG TERME

9.1. PROBLEMATIQUE SCIENTIFIQUE : SIMULATION DE PROCESSUS A L'INTERFACE PERGELISOL/ATMOSPHERE SUR MARS

Du point de vue physique, deux aspects caractérisent l'environnement sur la planète Mars: les basses températures (température moyenne annuelle -60°C) et les basses pressions (6 hPa). Par ailleurs, l'atmosphère est constituée principalement par du CO_2 et la quantité de vapeur d'eau est très faible. En raison de l'état actuel des connaissances et de la complexité des phénomènes, il est obligatoire de passer par des modèles de laboratoire représentant schématiquement le système, tout en essayant de bien maîtriser les conditions imposées et de bien choisir les paramètres à mesurer et à mettre en jeu. En 1993, nous avons lancé une étude de faisabilité d'une chambre de simulation. Nous avons à cette occasion visité la chambre de simulation du DLR en Allemagne qui avait servi à la simulation de la sublimation d'un noyau de comète par J. Klinger. Nous préconisons des expériences préliminaires dans des enceintes de taille moyenne où la chimie et la pression sont contrôlées et où des échantillons «de type martien» subissent des régimes thermiques bien programmés. L'enjeu peut être important. La simulation d'une ambiance martienne devrait apporter des éléments de réponse en ce qui concerne la propagation de l'onde de dégel, ou le comportement dans certaines formations superficielles et roches soumises à des conditions extrêmes.

9.2. LE PROJET MARSLAB

MARSLAB (anciennement nommé EXOCAM) est un projet de recherche dirigé par Eric Chassefière (LMD, Université Paris VI), et regroupant 12 Laboratoires en France. Il s'agit d'une chambre de simulation reproduisant les conditions martiennes à la surface de cette planète. C'est une chambre basse pression/ basse température de grand volume (1 m³) et différents dispositifs d'analyse et de caractérisation des matériaux, solides et volatils y sont prévus. Marslab met en jeu des expériences scientifiques destinées à préparer l'exploration spatiale de Mars. Dans ce projet, je prévois de simuler les processus de gel-dégel et de sublimation sur Mars. Le volume utile de la "zone d'essai instrumentation" (0,5 m³) le permet (figure 36).

Concernant l'étude du cycle de gel-dégel, il s'agira ici de définir la vitesse d'évolution du milieu physique en fonction du rôle possible de certains processus d'érosion typiques d'un milieu froid périglaciaire. Actuellement, les conditions de pression et de température autorisent des cycles journaliers de gel-dégel, sans passage à l'état liquide. Sur Terre, ce passage à l'état liquide permet l'imprégnation de la roche en eau liquide, puis la formation de glace de ségrégation dans les pores et enfin l'éclatement de la roche (processus de gélifraction). Ce processus, bien connu en région périglaciaire terrestre, conduit à un délitage de la roche et contribue au développement de couvertures de gélifractions et de vastes tabliers d'éboulis sur les versants. Sur Mars, les images MOC de la sonde MGS démontrent la présence de vastes éboulis sur les

Fig 36

versants. Compte tenu du climat périglaciaire et des variations climatiques rencontrées par cette planète (variations chaotiques de l'obliquité), on peut s'interroger sur l'efficacité du processus de gélifraction sur Mars. La phase liquide de l'eau est-elle vraiment nécessaire ? La thermique, le comportement des interfaces dans les pores et le transfert de masse interagissent et conduisent à des systèmes difficiles à quantifier. Seule une simulation expérimentale permettra de quantifier ce type de processus sur Mars.

Un deuxième aspect des caractéristiques du pergélisol sur Mars doit être abordé par une étude rigoureuse de la sublimation des milieux poreux congelés. Cette étude conduira à une bonne estimation de l'épaisseur de la couche desséchée en surface existant notamment dans les régions équatoriales, cette fois-ci par la voie d'une étude thermodiffusive. Après la modélisation numérique (Lambrinos et al., 1987, Fanale, et de Klinger), il est nécessaire de prévoir une modélisation analogique pour vérifications ou calages expérimentaux à l'aide d'installations adéquates. J. Moore (1990) a conduit une série de simulations expérimentales de la sublimation sous atmosphère raréfiée. La chambre de simulation était trop petite pour un véritable contrôle de l'ensemble du processus de sublimation. Avec le projet MARSLAB, le volume d'1 m³ devrait autoriser un meilleur contrôle expérimental et des effets de bords relativement limités. Différents types de sols seront proposés, ainsi que différents flux thermiques.

RECAPITULATIFS :

Objectifs :

Chambre de simulation sous atmosphère et pression contrôlées

Etude du cycle gel-dégel sur Mars

Simulation de la sublimation dans le pergélisol

Collaborations :

LMD (Jussieu) : E. Chassefière

Centre de Géomorphologie, Caen

Financements ? :

ESA, CNES, INSU, programme européen

Conclusion générale

CONCLUSION GENERALE

Depuis que je suis entré au CNRS, j'ai fortement contribué au développement d'une nouvelle discipline : la Géomorphologie Planétaire. La Géomorphologie Planétaire appliquée à la planète Mars représente une voie de recherches nouvelles qui se situe à la frontière de domaines comme ceux de la planétologie, de la photo-interprétation, de la télédétection, de la physique et de la géomorphologie comparée. Elle est nécessaire de par les récents développements de la planétologie (axe fléché par le PNP, imagerie et altimétrie haute résolution des récentes missions martiennes) et de par les méthodes de recherche développées en Sciences de la Terre (notamment SIG).

Après ma thèse, j'ai souhaité poursuivre mes recherches sur les cratères d'impact à ejecta lobés. L'approche est fondée sur des échelles spatiales emboîtées (du régionale au globale) et s'appuie sur un SIG. Cette étude m'a permis de mettre en évidence des régions (Utopia et Acidalia Planitiae) dans l'hémisphère nord particulièrement riches en matériaux volatils. Ces résultats ont été par la suite confirmés par la sonde MGS. Ce SIG est un outil d'aide décisionnel pour le repérage des sites potentiellement riches en matériaux volatils pour les prochaines missions spatiales.

Mon activité de recherche s'est ensuite focalisée sur l'étude des processus périglaciaires aussi bien terrestres que martiens. Ainsi, la présence de vallées de débâcle sur Mars (outflow channels) m'a orienté vers l'hypothèse d'une possible interaction entre l'eau et le pergélisol lors des épisodes d'écoulement. Pour estimer l'efficacité de ce processus d'échange thermique, j'ai mis sur pied un programme de recherche centré sur la modélisation analogique et numérique de l'érosion thermique (programme MANET). Par une double approche pluridisciplinaire (collaboration avec des physiciens) et comparative (analogie Terre-Mars), j'ai identifié les paramètres déterminant quand à l'efficacité de ce processus tant sur Mars que sur la Lena (Yakoutie Centrale). Il faut souligner que c'est par cette approche comparative Terre-Mars que j'ai pu préciser le fonctionnement des vallées en anabranches en Sibérie.

Avec les images à haute résolution de la sonde MGS, les processus périglaciaires sur Mars peuvent être identifiés. Là encore, c'est une double approche comparative (analogie entre le Groenland et Mars) et pluridisciplinaire (collaboration avec F. Forget, climatologue) qui a abouti à la découverte de coulées de débris sur Mars particulièrement récents. Des variations d'obliquité de la planète Mars sont probablement à l'origine de ces formes de ruissellement concentrés.

Enfin, l'étude du pergélisol martien est un des objectifs majeurs des prochaines missions martiennes et mes recherches se sont naturellement portées sur le développement de divers modèles du sous-sol martien. La détection du pergélisol martien est un enjeu capital pour la compréhension de l'histoire géologique de Mars.

Cette détection doit nécessairement passer par des moyens géophysiques. Ces modèles du sous-sol de Mars ont été utilisés pour la mise au point de radars GPR.

Les projets de recherche que je souhaite développer se concentrent autour de la modélisation analogique et numérique des interactions entre la glace, le pergélisol et l'eau. Cette modélisation s'appliquera à des objets géomorphologiques comme les chenaux supra glaciaires, les vallées de débâcle. Mes projets de recherche se concentreront sur des études de terrain (Sibérie, Spitsberg, Glacier de l'Argentière) et sur des simulations expérimentales (enceinte climatique, modélisation du pergélisol).

La mise en oeuvre de ces projets bénéficiera de l'expérience importante que j'ai acquise ces dernières années, notamment en ce qui concerne la connaissance des processus d'érosion en milieu froid sur le terrain, la modélisation des sols gelés et l'interprétation géomorphologique de l'imagerie.

Mes projets de recherche s'inscrivent directement dans le cadre des futures missions planétaires dont on peut attendre des retombées scientifiques, sans nul doute possible, fondamentales pour la connaissance de la planète Mars. C'est pourquoi l'établissement de mes projets présente un domaine de recherches vaste et ouvert sur des techniques et méthodes les plus diverses, ainsi que sur l'élaboration de nouveaux concepts.

La Géomorphologie Planétaire nécessite la pluridisciplinarité et le laboratoire d'OrsayTerre offre un environnement idéal pour cette approche. J'ai développé des collaborations avec le proche voisinage d'Orsay, notamment le FAST (D. Gobin) et le Laboratoire de Meudon-Bellevue (E. Gautier et D. Brunstein). C'est un travail que je souhaite aussi poursuivre avec mes collègues américains (V. Baker, R. Greeley, J. Kargel, J. Head) et russes (A. Alabayan, Gregoriev, F. Are).

Enfin, je ne peux concevoir ces recherches sans une étroite interaction avec les étudiants aussi bien en Thèse qu'en stage de Master.

REFERENCES

- Aguirre-Puente, J., F. Costard, and R. Posado-Cano (1994). Contribution to the study of thermal erosion on Mars, *J. Geophys. Res.*, 99, 5657-5667.
- Aguirre-Puente, J., J. Le Fur, and I. Szanto (1965). Installation d'étude thermique des sols et essais, sans congélation et avec congélation, effectués sur un échantillon de sable saturé d'eau, *Rapp. 65-5*, Lab. d'Aérotherm. du CNRS, Meudon, France.
- Antonov S. (1960). Delta reki Leny. Trudy Okeanographicheskoy Komissiyi. *Ak. Nauk. SSSR*, Vol.6, 25-34.
- Are F.E. (1983). Thermal abrasion on coasts. *In Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost, Alaska*, National Academy Press, 24 - 28.
- Barlow, N. G., J.M. Boyce, F. M. Costard, R.A. Craddock, J.B. Garvin, S. E.H. Sakimoto, R. O. Kuzmin, D. J. Roddy and L.A. Soderblom, (2000). Standardizing the nomenclature of martian impact crater ejecta morphologies. *J Geophys. Res. Planets*, vol. 105, NO. E11, pp. 26733-26738.
- Baker, V.R., R.G. Strom, V.C. Gulick, J.S. Kargel, G. Komatsu, and V.S. Kale (1991). Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars, *Nature*, 352, 589-594.
- Baratoux D. (2001) High-Resolution Martian Topography and Dynamics of Lobate Craters: Inferences on the Distribution of Water on Mars. PhD thesis, Laboratoire des Sciences de la Terre, Lyon, France.
- Baratoux D., C. Delacourt and P. Allemand (2002). An instability mechanism in the formation of the Martian lobate craters and the implications for the rheology of ejecta. *Geophys. Res. Letters*, 29(8), 1210.
- Barlow, N.G., (1988). Crater size-frequency distributions and a revised martian relative chronology. *Icarus*, 75: 285-305.
- Barlow, N.G. and Bradley, T.L. (1990) Martian Impact Craters: Correlations of Ejecta and Interior Morphologies with Diameter, Latitude and Terrain. *Icarus*, 87, 156-179.
- Barlow N.G. and C. B. Perez (2003) Martian impact crater ejecta morphologies as indicators of the distribution of subsurface volatiles. *J. Geophys. Res. Planets* vol 108, E8, Art. No. 5085.
- Berthelier J.J., R. Ney, V. Ciarletti, A. Reinex, B. Martinat, M. Hamelin, F. Costard, Ph. Paillou, C. Dvanaud, D. Nevejans, W. Kofman, J.G. Trotignon, G. Grandjean, M. ZAMORA, and A. Nagy (2003). GPR, a ground penetrating radar for the Netlander mission. *Journal of Geophysical Research*, 108 (E4): Art. No. 8027.
- Boynton W.V. et al. (2002). Distribution of hydrogen in the near-surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits, *Science*, 297, 81-85.
- Brykala, D. (1998), « Short-term changes of flow intensity and hydrolic geometry of the supraglacial stream on Waldemar Glacier (NW Spitsbergen) ». *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS, Lublin, pgs.25-39.

- Carr, M.H. (1986). Mars a water-rich planet ?. *Icarus* 68, 187-216.
- Carr, M.H., Crumpler, L.S., Cutts, J.A., Greeley, R., Guest, J.E., and Mazursky, H. (1977). Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow. *J. Geophys. Res.* 82, 4055-4065.
- Cave J.A. (1993). Ice in the northern lowlands and southern highlands of Mars and its enrichment beneath the Elysium lavas. *J. Geophys. Res.*, 98(E6):11,079-11,097.
- Carr, M.H. (1979). Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifer. *J. Geophys. Res.*, 84, 2,995-3,007.
- Chassefière E. et al. (2000). MARSLAB : Un laboratoire pour la simulation des conditions martiennes en support au programme spatial NASA/CNES d'exploration de Mars. Dossier pour l'appel à idée du CNES en 2000.
- Chapman, M. G. (1994). Evidence, age, and thickness of a frozen paleolake in Utopia Planitia, Mars, *Icarus* 109, 393-406.
- Christensen P.R. (2003) Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits *Nature* 422, 45–48.
- Clark, B.C., A.K. Baird, H.J. Rose, P. Toulmin, K. Keil, A.J. Castro, W.C. Kellihers, C.D. Rowe, and P.H. Evans (1976). Inorganic analysis of Martian surface samples at the Viking landing site, *Science*,. 194, 1283-1288.
- Clifford, S.M. (1993). A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars., *J. Geophys. Res.* 98, 10,973-11,016.
- Costard, F. (1989). The spatial distribution of volatiles in the Martian hydrolithosphere. *Earth Moon Planets*, 45, 265-290.
- Costard, F. and J. Kargel (1995). Outwash plains and thermokarst on Mars, *Icarus*, 114, 93-112.
- Costard F. and J.P.Gosset (1998): Système d'Information Géographique du pergélisol martien. (1999). Proceedings of "Permafrost and actions of natural or artificial cooling. pp. 279-286. International Institute of Refrigeration.
- Costard, F., Aguirre-Puente J., Greeley, R. and Makhoulfi N. (1999). Martian fluvial-thermal erosion: Laboratory simulation. *J Geophys. Res. Planets*, vol 104-E6, pp. 14091-14098.
- Costard F., F. Forget, N. Mangold and J.P. Peulvast, (2002). Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity, *Science*, vol. 295, pp. 11
- Costard F., L. Dupeyrat, E. Gautier and E. Carey-Gailhardis (2003). Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank : application to the Lena river (central Yakutia) . *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 1349-1359
- Corominas J. et al.(1996). in "Landslide Recognition" Dikau et al. (eds), Wiley, 161.

Czudek T. and J. Demek (1970). Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quat. Res.* 1, pp. 103-120.

Doran, P.T. and S.L. Forman (2000). Extinct saline groundwater discharge on Mars? *Science* 290 (5492):713-714.

Fishbaugh K. E. and J. W. Head III (2002). Chasma Boreale, Mars: Topographic characterization from Mars Orbiter Laser Altimeter data and implications for mechanisms of formation, *J. Geophys. Res.*, 107 (E3), 10.1029/2000JE001351.

Forget, F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and JP Huot (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys Res.*, 104, 24155.

Forget F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read and J.-P. Huot. (1999). Improved General Circulation Models of the Martian Atmosphere from the Surface to Above 80 km. *J. Geophys. Res.* Vol. 104 , No. E10 , p. 24,155-24,176.

Forget, F., N. Mangold and F. Costard (2003). Scenarios to explain the formation on gullies on Mars : numerical simulation with a climate model, 6th International Conf. on Mars, Pasadena, USA.

Gault, D.E., and Greeley, R. (1978). Exploratory experiments of impact craters formed in viscous-liquid targets/ Analog for rampart craters, *Icarus*, 34: 486-495.

Gautier E. et F. Costard (2000). Les systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire, la Lena et ses principaux affluents (Sibérie Centrale). *Géographie Physique et Quaternaire* 54: 327-342.

Gautier E., D. Brunstein, F. Costard and R. Lodina (2003). Fluvial dynamics in a deep permafrost zone: the case of the middle Lena river (Central Yakutia). *Proceedings of International Permafrost Conference, Zurich, Juillet* 6 p.

Gooding, J.L. (1978). Chemical weathering on Mars: Thermodynamic stabilities of primary minerals (and their alteration products) from mafic igneous rocks, *Icarus*, 33, 483-513.

Haberle M., D. Tyler, C.P. McKay and W.L. Davis (1994). A model for the evolution of CO₂ on Mars. *Icarus* 109, pp. 102-120;120. Abstract.

Haberle, R. M. et al. (2001). On the possibility of liquid water on present-day Mars. *J. Geophys. Res.* 106, 23317-23326.

Hartmann, W. K. (2001). Martian seeps and their relation to youthful geothermal activity. In *Chronology and Evolution of Mars* (R. Kallenbach, J. Geiss, and W. K. Hartmann, Eds.), pp. 405-410. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.

Harris S.A. and Gustafson C.A. (1993). Debris flows characteristics in an area of continuous permafrost, St Elias Range, Yukon territory, *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 37, pp. 41-56.

Head J.W. (2000). Tests for ancient polar deposits on Mars: morphology and topographic relationships of esker-like sinuous ridges using MOLA data. Proc 31st Lunar Planet. Sci. Conf., LPI, Houston, abstract 117 (CD-Rom).

Heggy E., Ph. Paillou, F. Costard, N. Mangold, G. Ruffie, F. Demantoux, G. Grandjean and J.-M. Malezieux (2003). "Models of the Martian subsurface for radar detection of shallow ground water", Journal of Geophysical Research, Vol. 108 No. E4, 10.1029.

Horner, V.M. and Greeley R. (1987). Effects of elevation and ridged plains thickness on Martian crater ejecta morphology. J. Geophys. Res. 92, E561-E569.

Hourdin F., Le Van P., Forget F. and Talagrand O., (1993). Meteorological variability and the annual surface pressure cycle on Mars J. Atmos. Sci. 50, 3625-3640

Innes J.L. (1983). Debris flows, Progress in Phys. Geogr. 7, pp. 469-501.

Jahn A., (1975). *Problems of the periglacial zone*. Washington D.C., Warzawa, 223 p.

Jons, H.P. (1986). Arcuate ground undulations, gelifluxion-like features and "front tori" in the northern lowlands on Mars. What do they indicate? (Abstract). Lunar and Planetary Science Conference, 17: 404-405.

Johnson, A and Rodine, J.R. (1984). Debris flow, *Slope instability*, D. Brunsten and D.B Prior (eds.), Wiley: 257-361.

Kargel J.S. and Strom R.G. (1991). Terrestrial glacial eskers: analogs for Martian sinuous ridges. Proc. 23rd Lunar Planet. Sci. Conf., LPI, Houston, 683-684.

Katasonov E.M., Soloviev P.A. (1969). Guide to trip in Central Yakoutia. In *Palaeogeography and periglacial phenomena, International Symposium*, Yakoutsk, 87 p.

Kreslavsky, M. A. and J. W. Head (2002) The Fate of Outflow Channel Effluents in the Northern Lowlands of Mars: The Vastitas Borealis Formation as a Sublimation Residue from Frozen Ponded Bodies of Water J. Geophys. Res., 107 (E12), 5121.

Kuzmin, R.O., N.N. Bobina, Zabalueva, E.V. and V.P. Shashkina (1988). Mars: estimation of the relative ice content in upper layers of the permafrost. (Abstract). Lunar and Planetary Science Conference. p.657-658.

Knauth, L. P., Klonowski, S. and Burt, D. (2000). Ideas about the surface runoff features on Mars. Science 290, 711-712.

Knighton, A.D. (1972). Meandering Habit of Supraglacial Streams. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 83, pgs. 201-204.

Komar, P.D. (1979). Comparisons of the hydraulics of water flows in Martian outflow channels with flows of similar scale on Earth, *Icarus*, 34, 156-181.

Lucchitta, B.K., Ice sculpture in the Martian outflow channels (1982). *J. Geophys. Res.* 87, 9951-9973.

Lambrinos G., Aguirre-Puente J. and Sakly M. (1987). Experimental research on sublimation of ice samples. *Annales Geophysicae*, 87/6, 5B, 589-593.

Laskar J., (1996). Large scale chaos and marginal stability in the solar system" *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*. vol. 64, no. 1-2, pp. 115-162.

Laskar, J., and Robutel, P. (1993). The chaotic obliquity of the planets. *Nature*. vol. 361, no. 6413, pp. 608-612.

Lucchitta, B.K. and Ferguson, H.M. (1983). Chryse basin channels: low gradients and ponded flows, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. part 2, 13th. J. Geophys. Res.* 88: A553-A568.

Lunardini V.L., J.R. Zisson and Y.C. Yen, (1986). Experimental determination of heat transfer coefficients in water flowing over a horizontal ice sheet. CRREL Report 86-3, NH:US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

Malin, M., and K. Edgett (2000). Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science* 288, 2330-2335.

Mangold N., F. Costard, and F. Forget (2003). Debris flows over sand dunes on Mars: evidence for liquid water. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108 No. E4 10.1029/2002JE001958.

Masson, P., M.H. Carr, F. Costard, R. Greeley, E. Hauber, and R. Jaumann (2001). Geomorphologic evidence for liquid water (Mars). *Space Science Reviews*, 96, 333-364

Masson, P., M.H. Carr, F. Costard, R. Greeley, E. Hauber, and R. Jaumann (2001). Geomorphologic evidence for liquid water, in *Chronology and evolution of Mars*, Kluwer Academic Publ., pp. 333-364.

Mellon, M. T. & Phillips, R. J. (2001). Recent gullies on Mars and the source of liquid water. *J. Geophys. Res.* 106, 23165-23180.

Mergui S., Feroual B., Gobin D., Benard C. (2003). Solidification of a binary mixture in a shear flow. A paraître dans *International Journal of Heat and Mass Transfer*.

Moore J.M. (1990). Investigations in martian geology: experimental studies of clean and dust or sand covered ice sublimation under mars like conditions. PhD, 126 p. Arizona State University.

Mouginis-Mark, P.J. (1979). Martian fluidized crater morphology: Variations with crater size, latitude, altitude, and target material. *J. Geophys. Res.* 84: 8011-8022.

Mustard, J. F., Cooper, C. D. Rifkin, M. K. (2001). Evidence for recent climate change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice. *Nature* 412, 411-414.

Musselwhite, D. S., Swindle, T. D. & Lunine, J. I. (2001). Liquid CO₂ breakout and the formation of recent small channels on Mars. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1283-1285.

Nanson G.C., Knighton A.D. (1996). Anabranching rivers : their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol.21, 217-239.

Parker T.J., D.S. Gorsline, R.S. Saunders, D.C. Pieri and D.M. Schneeberger (1993). Coastal geomorphology of the Martian northern plains. *J. Geophys. Res.* 98, pp. 11061-11078.

Pawlowski, B. (1997). Development of the supraglacial stream system on Waldemar Glacier (NW Spitsbergen), 1996 summer. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin*, pgs.143-146.

Pissart A. (1966). Le rôle géomorphologique du vent dans la région de Mould Bay, île Prince Patrick. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10, 226-236.

Pissart A. (1977). Dépôts et phénomènes éoliens sur l'île de Banks, Territoire du Nord-Ouest, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 14(11), 2462-2480.

Richardson M.I., and R.J. Wilson (2002) Investigation of the nature and stability of the martian seasonal water cycle with a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 107(E5), 10.1029/2001JE001536.

Ruperti N.J., Gobin D., Cotta R.M. (1998). Covalidation of integral transform and finite volume solutions in phase change problems. 7th Latin-American Heat and Mass Transfer Conference – ENCIT 98, (Rio de Janeiro, 3-6 Novembre 1998), 659-664.

Schultz, P.H. and Gault, D.E. (1979). Atmospheric Effects on Martian Ejecta Emplacement. *J. Geophys. Res.*, 84, 7669-7687.

Smith D.G., (1986). Anastomosing river deposits sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena river, Northwestern Columbia, South America. *Sedimentary Geology*, 46, 177-196.

Tanaka K.L., D.H. Scott and R. Greeley (1992). Global stratigraphy. In: H.H. Kieffer, B.M. Jakosky, C.W. Snyder and M.S. Matthews, Editors, *Mars*, University of Arizona Press, Tucson (1992), pp. 345-382.

Wallace D. and C. Sagan (1979). Evaporation of ice in planetary atmospheres: ice-covered rivers on Mars. *Icarus* 39, pp. 385-400.

Walker H.J. (1983). Erosion in a permafrost-dominated delta (abstract). In *Fourth International Conference of Permafrost*. pp. 1344-1349. Alaska.

Walker H.J. and Arnborg L. (1963). Permafrost and ice-wedge effect on river banks erosion. *Proc. First International Permafrost Conference*. pp. 164-171. Washington, D.C., National Academy of Sciences.

Wohletz, K.M. and Sheridan, M.F. (1983). Martian rampart crater ejecta: experiments and analysis of melt-water interaction. *Icarus* 56: 15-37.

ABREVIATIONS

ASU : Arizona State University

CNES : Centre National d'Etudes Spatiales

DBT : Dynamique et Bilan de la Terre

DESCAM : Descent Camera

ESA : European Space Agency

FAST : Fluide Automatisation Système Thermique

HRSC : High Resolution Surface Camera

IFRTP : Institut Français Recherche Technologie Polaire

ISAS : Institute of Space and Astronomical Science

LANDSAT TM : Landsat Thematic Mapper

LANDSAT ETM : Landsat Enhanced Thematic Mapper

MANET : Modélisation Analogique et Numérique de l'Erosion Thermique

M2C : Morphodynamique Continentale et Côtière

MGS : Mars Global Surveyor

MOLA : Mars Orbiter Laser Altimeter

NASA : National Administration of Space Agency

PNP : Programme National de Planétologie

PNSE : Programme National Sol et Erosion

PRISM : Penetrating Radar Investigation for the Subsurface of Mars

SPOT : Satellite pour l'Observation de la Terre

USGS : United State Geological Survey

GLOSSAIRE

Alas : dépression due au dégel du pergélisol

Anabranché : rivière à chenaux multiples encadrant des îles végétalisées

Avulsion : ouverture d'un nouveau chenal fluvial

Embâcle : obstruction d'un cours d'eau par la concentration de blocs de glace et de troncs d'arbres entraînant une retenue d'eau importante

Esker : construction alluviale étroite attribuée au remblaiement de chenaux sous-glaciaires

Kettle : dépression liée à la fonte de culots de glace morte

Talik : zone dégelée sous le lit d'une rivière ou dans un pergélisol

Thermokarst : affaissement de terrain dû à la fonte du pergélisol

Publications

REVUES INTERNATIONALES A COMITE DE LECTURE

Publications en relation avec ma Thèse

- COSTARD, F. (1987). Quelques modelés liés à des lentilles de glace fossiles sur Mars. **Zeit. Geomorph.**, 31: 243-251.
- COSTARD F. (1989). The spatial distribution of volatiles in the martian hydrolithosphere. **Earth, Moon and Planets.** 45: 265-290.
- COSTARD, F. (1990). Vallées de débâcle et processus thermokarstiques sur Mars et en Sibérie. **Géographie Physique et Quaternaire**, 44: 97-104.
- COSTARD, F. (1993). Le pergélisol martien. **International Journal of Refrigeration**, vol. 16, n°2 pp. 91-100.

Publications post-Thèse

- AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F. and POSADO-CANO, R. (1994). Contribution to the study of thermal erosion on Mars. **J. Geophys. Res.-Planets.** 99 N0. E3 pp. 5657-5667.
- COSTARD, F. and J. KARGEL (1995). Outwash plains and thermokarst on Mars. **Icarus.** 114, 93-112.
- COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J. and POSADO-CANO, R. (1995). Erosion thermique sur Mars. **Compte-rendus de l'Académie des Sciences.** T. 320, série II.
- COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., GREELEY, R. and MAKHLOUFI N. (1999). Martian fluvial-thermal erosion: Laboratory simulation. **J Geophys. Res. Planets**, vol 104-E6, pp. 14091-14098.
- MAKHLOUFI, N., COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., J. COSTARD, R. POSADO-CANO and G. GUILLEMET (1999). Laboratory simulation of thermal erosion : possible application to the pollution problems. **Polar Records**, 35 (192), pp. 67-72.
- BARLOW, N. G., J.M. BOYCE, F. M. COSTARD, R.A. CRADDOCK, J.B. GARVIN, S. E.H. SAKIMOTO, R. O. KUZMIN, D. J. RODDY and L.A. SODERBLOM, (2000). Standardizing the nomenclature of martian impact crater ejecta morphologies. **J Geophys. Res. Planets**, vol. 105, NO. E11, pp. 26733-26738.
- BERTHELIER J.J., R. NEY, F. COSTARD, M. HAMELIN, A. MEYER, B. MARTINAT, A. REINEX, Th. HANSEN, M. BANO, W. KOFMAN, F. LEFEUVRE, Ph. PAILLOU. (2000). The GPR experiment on Netlander. **Planetary and Space Science.** vol. 48, pp. 1161-1180, 2000.
- GAUTIER E. et COSTARD F. (2000) Contribution à l'étude de systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire, la Lena et ses principaux affluents (Sibérie Centrale). **Géographie Physique et Quaternaire**, 54, 327-342.

- COSTARD, F. and BAKER, V. (2001). Thermokarst landforms and processes in the Martian outflow Ares Vallis. **Geomorphology**, 37, 289-301
- PEULVAST, MEGE, D. J.P, CHICHIK, I., COSTARD, F., Ph. MASSON. (2001). Very high hillslopes in Valles Marineris (Mars) - morphology, evolution, relationships with regional tectonics and volatiles. **Geomorphology**, 37, 329-352.
- MASSON Ph., CARR M.H., COSTARD F., GREELEY R., HAUBER E. and R. JAUMANN, (2001) Geomorphologic Evidence for Liquid Water. **Space Science Reviews**, 96: 385-416.
- COSTARD F., F. FORGET, N. MANGOLD and J.P. PEULVAST, (2002), Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity, **Science**, vol. 295, pp. 110.
- HEGGY E., Ph. PAILLOU, G. RUFFIE, J.-M. MALEZIEUX, F. COSTARD and G. GRANDJEAN (2001) "On water detection in the Martian subsurface using sounding Radar", **Icarus**, Vol. 154, N2, pp 244-257.
- HEGGY E., Ph. PAILLOU, F. COSTARD, N. MANGOLD, G. RUFFIE, F. DEMANTOUX, G. GRANDJEAN and J.-M. MALEZIEUX (2003) "Models of the Martian subsurface for radar detection of shallow ground water", **Journal of Geophysical Research-Planets**, Vol. 108 No. E4, 10.1029/2002JE001871
- BERTHELIER J.J., R. NEY, V. CIARLETTI, A. REINEX, B. MARTINAT, M. HAMELIN, F. COSTARD, Ph. PAILLOU, C. DVANAUD, D. NEVEJANS, W. KOFMAN, J.G. TROTIGNON, G. GRANDJEAN, M. ZAMORA, and A. NAGY (2003). GPR, a ground penetrating radar for the Netlander mission. **Journal of Geophysical Research-Planets**, 108 (E4): Art. No. 8027.
- MANGOLD N., F. COSTARD, and F. FORGET (2003). Debris flows over sand dunes on Mars: evidence for liquid water. **Journal of Geophysical Research-Planets**, Vol. 108 No. E4 10.1029/2002JE001958
- F. COSTARD, L. DUPEYRAT, E. GAUTIER and E. CAREY-GAILHARDIS (2003) Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank : application to the Lena river (central Yakutia) . **Earth Surface Processes and Landforms**, 28, 1349-1359.

OUVRAGES SCIENTIFIQUES

- SQUYRES, S.W., S.M. CLIFFORD, R.O. KUZMIN, J.R. ZIMBELMAN AND F.M. COSTARD (1992). Volatiles in the martian megaregolith, in **Mars Book**, p. 523-554.
- MASSON Ph., CARR M.H., COSTARD F., GREELEY R., HAUBER E. and R. JAUMANN (2001) Geomorphologic Evidence for Liquid Water. **In The Evolution of Mars** (Kluwer Publ.).

ACTES DE COLLOQUES AVEC COMITE DE LECTURE

- COSTARD, F., CHAFFAUD, F.X., MASSON, PH., MEGE, D. and J.P. PEULVAST (1991). Selection of landing site for the MARS 94 balloon. **The environmental model of Mars, COSPAR Colloquia Series**, vol. 2, p. 55-58, Pergamon Press.
- COSTARD, F., J. ACHACHE, J.P. BIBRING, M. BLANC, S. COUTIN-FAYE, Y. LANGEVIN, P. LOGNONNE, P. MASSON, D. MOURA and F. ROCARD (1993). A reference Martian mission for a long range rover. **Proceedings of the Symposium International "Missions, Technologies and Design of Planetary Mobile Vehicles**. Ed. CNES. pp. 129- 138.
- BARBIN, Y. F. NICOLLIN, F. COSTARD and W. KOFFMAN. Mars subsurface sounding with a ground penetrating radar. (1993). **Proceedings of the Symposium International "Missions, Technologies and Design of Planetary Mobile Vehicles**. Ed. CNES. pp. 247-257.
- MAKHLOUFI N., AGUIRRE-PUENTE J. and COSTARD, F. (1994). Simulation of Martian fluvio-thermal erosion. **Proceedings of Ground Freezing**. Ed. Frémond.
- RAMOS M., AGUIRRE-PUENTE, J., COSTARD, F. and OZOUF J.C. (1994). Correlation between heat flux on the ground and permafrost thermal regime near the Spanish Antarctic Station. **Proceedings of Ground Freezing**. Ed. Frémond. pp. 395-396.
- MAKHLOUFI, N., F. COSTARD et J AGUIRRE-PUENTE. (1998) Erosion thermique en zone périglaciaire: modélisation et expérimentation. **In Proceedings of "Permafrost and actions of natural or artificial cooling**. pp. 287-295, International Institute of Refrigeration.
- COSTARD F. and J.P.GOSSET (1998): Système d'Information Géographique du pergélisol martien. (1999). **Proceedings of "Permafrost and actions of natural or artificial cooling**. pp. 279-286. International Institute of Refrigeration.
- POSADO-CANO R., AGUIRRE-PUENTE J. et F. COSTARD. (1998) Problème de Stéfan : une nouvelle méthode approchée – Application au talik en zone périglaciaire. **Proceedings of "Permafrost and actions of natural or artificial cooling**. pp. 162-170. International Institute of Refrigeration.
- COSTARD F., L. DUPEYRAT, E. GAILHARDIS and E. GAUTIER. (2003) Thermal erosion in Siberia : Laboratory simulations. **In Proceedings of International Permafrost Conference**, Zurich, 6 p.
- GAUTIER E., D. BRUNSTEIN, F. COSTARD and R. LODINA (2003). Fluvial dynamics in a deep permafrost zone: the case of the middle Lena river (Central Yakutia). **Proceedings of International Permafrost Conference**, Zurich, 6 p.

THESE ET MEMOIRES

- COSTARD, F. (1990). **Thèse de Doctorat**: "Distribution et caractéristiques du pergélisol sur Mars: son influence sur certains traits de la géomorphologie". Université de Paris IV, 327 p., 98 fig. 6 cartes hors-texte.
- COSTARD, F. (1993). Mars 94/96 - Véhicule Automatique Planétaire: rugosité et modèles du sol des sites d'atterrissage. Centre National d'Etudes Spatiales, 354 p. (*réalisé dans le cadre du Post-doc du CNES entre 1991 et 1992*).

PUBLICATIONS SANS COMITES DE LECTURE

- COSTARD, F. (1986). L'évolution thermokarstique des cratères d'impact sur Mars. **Physio-Géo**, n°16, pp. 83-94.
- COSTARD, F. (1986). Vie et mort d'un cratère d'impact à évolution thermokarstique sur Mars. **Rev. Géomorph. Dyn.**, 4: 123-131.
- COSTARD F. et DOLLFUS A. (1986). Ice lenses on Mars. **LPI Technical Report n°87-02**, Martian Geomorphology and its relation to subsurface volatiles, p.16-17.
- COSTARD, F. (1991). Thermokarstic depressions at the mouth of Elysium channels (Mars): New evidence for the presence of massive icy beds. **LPI Technical Report n°90-06**, in Scientific results of the NASA-sponsored study project on Mars: Evolution of Volcanism, Tectonics, and Volatiles, p.114-115.
- AGUIRRE-PUENTE J., F. COSTARD and POSADO-CANO, R. (1991). Contribution to the study of thermal erosion on Mars. **LPI Technical Report n°90-06**, in Scientific results of the NASA-sponsored study project on Mars: Evolution of Volcanism, Tectonics, and Volatiles, p.57-58.
- COSTARD, F. (1992). Distribution of Martian Ground-Ice Table : Preliminary Results About Climatic variations. **MSATT Workshop on The Evolution of the Martian Atmosphere**. Kona, Hawaï, p. 6.
- COSTARD F. (1994). Erosion thermique sur Mars et en Sibérie. **Environnements périglaciaires** vol. n°1, pp. 33-44.
- COSTARD, F. MEDGE, D. and MASSON Ph. (1995). Acidalia Planitia, Utopia Planitia, Arcadia Planitia, Kasei Valles. **Landing site catalog**, ed. R. Greeley and P.E. Thomas. NASA Reference Publication n°1238.
- COSTARD F., J. AGUIRRE-PUENTE et N. MAKHLOUFI. (1998) Simulation de l'érosion thermique sur Mars. **Actes du Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU**. Grenoble, Ed. W Koffman et al.
- GAUTIER E. et COSTARD F. (1998). Erosion thermique et dynamique fluviale en Sibérie Centrale - Résultats préliminaires. **Environnements périglaciaires**. vol. n°4, pp. 65-75.

- COSTARD F. et J.P.GOSSET (1998): Etude du pergélisol martien à l'aide d'un SIG, Actes du **Actes du Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU**. Grenoble, Ed. W Koffman et al., pages 1-4.
- COSTARD F., L. DUPEYRAT et E. GAILHARDIS (2002) Modélisation Analogique et Numérique de l'Erosion Thermique : application à l'étude des chenaux supra glaciaires sur Mars. **Actes du Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU**. Nantes, Ed. O. Grasset, A. Cossard et C. Sotin, p. 87-88
- BERTHELIER J.J., R. NEY, V. CIARLETTI, A. REINEX, B. MARTINAT, M. HAMELIN, F. COSTARD, Ph. PAILLOU, C. DVANAUD, D. NEVEJANS, W. KOFMAN, J.G. TROTIGNON, G. GRANDJEAN, M. ZAMORA, and A. NAGY (2002). L'expérience GPR sur Netlander, objectifs, description et évaluations initiales des performances. **Actes du Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU**. Nantes, Ed. O. Grasset, A. Cossard et C. Sotin, p. 85-86.
- MANGOLD N., F. COSTARD, F. FORGET et J.P. PEULVAST (2002) Formation des écoulements récents sur Mars. **Actes du Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU**. Nantes, Ed. O. Grasset, A. Cossard et C. Sotin, p.99-100.
- HEGGY E., Ph. PAILLOU, F. COSTARD, N. MANGOLD, G. RUFFIE, F. DEMANTOUX, G. GRANDJEAN, J.-M. MALEZIEUX et J.J. BERTHELIER (2003). Modélisation du sous-sol martien pour la simulation et l'interprétation des données radar de la mission Netlander. **Actes du Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU**. Nantes, Ed. O. Grasset, A. Cossard et C. Sotin, p.106-107.

OUVRAGES COLLECTIFS

- BLANC M., COSTARD, F., S. COUTIN-FAYE, J. ACHACHE, J.P. BIBRING, Y. LANGEVIN, P. LOGNONNE and P. MASSON (1992). An Automatic Planetary Vehicle for Exploring Mars. CNES n°RE/SU/AS/VA 91.318, 80 p.
- NETLANDER: Proposal for the European Space Agency MarXpress Mission. PI Ph. Lognonné. 1998. 135 p.
- SURPRISE. Surface penetrating radar and Ionosphere sounder experiment. Proposal for Marsxpress mission. PI : T. Hagfors et al. 1998. 40p.

CONFERENCES INVITEES

- COSTARD, F. (1999) Distribution and characterization of Martian ground ice, Nozomi workshop, ISAS, Tokyo, 1999.
- COSTARD, F. (2000) Martian outflow channels : a Siberian analogy, Mars : History of relief and climate. Munich. Académie des Sciences de Bavière, 15-16 mai 2000, Munich.

- COSTARD, F. (2001) Surface geology and the water cycle of Mars : A review of the Netlander payload contribution, Netlander Scientific Symposium, 2 avril 2001.
- COSTARD, F. (2001) Laboratory simulation of fluvial-thermal erosion. First International workshop on Nozomi, Kobe 2001.
- COSTARD, F. (2003) Phase change on Mars, Eurotherm, 26 juin 2003
- COSTARD, F. (2003) Planetary permafrost, International Conference on Permafrost, 22 juillet 2003, ETH, Université de Zurich.

COMMUNICATIONS DANS LES CONGRES INTERNATIONAUX AVEC RESUME

⇒ : *présentation orale*

△ : *participation au colloque avec poster*

◆ : *Participant*

1986 - 1989

- ⇒ COSTARD, F. (1986). Ice lenses on Mars, Bulletin of American Astronomical Society, Bull. Am. Astro. Soc., vol 18, p813.
- ⇒ COSTARD, F. (1987). Thermokarstic evolution of impact craters on Mars. p199-200. Eighteenth Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- △ COSTARD, F. (1987). La richesse en eau dans l'hydrolithosphère martienne. 5p. Planétologie Comparée et Sciences de la Terre, CNES, La Londe les Maures, 21-25 sept. 1987.
- ⇒ COSTARD, F. (1988). Les caractéristiques de l'hydrolithosphère au niveau du contact plateau cratérisé / plaine récente. Comptes rendus des journées de l'ATP Planétologie. Besançon, 24-26 mai 1988, p. 263-266.
- △ COSTARD, F. (1988). La glace de ségrégation et l'hypothèse des vallées d'alas sur Mars. Comptes rendus des journées de l'ATP Planétologie. Besançon, 24-26 mai 1988, p. 255-258.
- ⇒ COSTARD, F. (1988). Thickness of sedimentary deposits at the mouth of outflow channels, p 211-212. Nineteenth Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- ⇒ COSTARD, F. (1989). Asymmetric distribution of volatiles on Mars, p.187-188. Twentieth Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- △ COSTARD, F. (1989). Fluvio-thermal erosion on Mars: a siberian analogy (abstract) p.189-190. Twentieth Lunar and Planetary Science Conference, Houston.

1990

- ⇒ COSTARD, F. (1990). Thermokarstic depressions at the mouth of Elysium channels (Mars): New evidence for the presence of massive icy beds. p. 232-233. Twenty-first Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- △ AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F., and POSADO-CANO, R. (1990). Contribution to the study of thermal erosion on Mars. p. 7-8. Twenty-first Lunar and Planetary Science Conference, Houston.

1991

- △ COSTARD, F. (1991). Ground-ice detection and potential landing sites for the Mars 94 mission, p. 245-246. 22nd Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- ⇒ COSTARD, F. (1991). The spatial distribution of volatiles within martian ground-ice. European Geophysical Society, Wiesbaden: 22-26 avril.
- ◆ ACHACHE J., J.P. BIBRING, M. BLANC, F. COSTARD, S. COUTIN-FAYE, Y. LANGEVIN, P. LOGNONNE, P. MASSON, D. MOURA and F. ROCARD (1991). Mars rover mission: the French approach. European Geophysical Society, Wiesbaden: 22-26 avril.
- ◆ COSTARD, F. en coll. avec R.O. KUZMIN and R. GREELEY (1991). Preliminary list of the potential landing sites for the MARS 94 mission. Joint Working Group Meeting, Houston, Texas, 15-16 mars. 23 p.

1992

- ◆ R. GREELEY, S. ANDERSON, COSTARD, F., R.O. KUZMIN, R. LANDHEIM, M. WENRICH and M. GERINGER (1992). Mars Analog Site Study. Joint Working Group Meeting, Houston, Texas, 14 mars. 50 p.
- ⇒ COSTARD, F., J. ACHACHE, J.P. BIBRING, M. BLANC, S. COUTIN-FAYE, Y. LANGEVIN, P. LOGNONNE, P. MASSON, D. MOURA and F. ROCARD (1992). Mars rover mission: The French views. 23rd Lunar and Planetary Science Conference, Houston. p. 253-254.
- ⇒ COSTARD, F. (1992). Martian ground-ice: a global approach. 14e réunion des Sciences de la Terre. p. 43. Toulouse, 13-15 avril 1992.

1993

- ⇒ AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F. and POSADO-CANO, R. (1993). Rate of Fluvio-thermal erosion on Mars. 24 rd Lunar and Planetary Science Conference, Houston. pp. 5-6.

- ◆ GREELEY R., R. KUZMIN, F. COSTARD, S. ANDERSON, M.A. GERINGER and M.L. WENRICH (1993) Mars Analog Site Study (MASS), 24rd Lunar and Planetary Science Conference, Houston. p. 567-568.
- ◆ BLANC, M.; BARRIOT, J.P. CORADINI, A.; COSTARD, F.; D'USTON, C.; FORMISANO, V.; JAUMANN, R.; KLINGELHÖFER, G.; KNUDSEN, J.M.; KOFMAN, W.; LAPINGTON, J.; LOGNONNE, P.; MASSON, P.; NIELSEN, E.; PILON, J.A.; PINET, P.; PIRJOLA R. (1993) Proposal for a European Mars rover mission. IACG, Wiesbaden.
- ⇒ KARGEL J. and F. COSTARD (1993) Possible occurrence of massive ice in Utopia Planitia. MSATT Workshop: The Martian northern Plains, Fairbanks, Alaska. Résumé de 3 p.

1994

- △ AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F. and MAKHLOUFI N. (1994). Martian fluvio-thermal erosion: experimental project. 25 th Lunar and Planetary Science Conf., Houston. pp. 3-4.
- ⇒ COSTARD F. (1994). Unusual concentrations of rampart craters at the mouths of outflow channels, Mars. 25 th Lunar and Planetary Science Conference, Houston. pp. 287-288.
- △ AGUIRRE-PUENTE J., COSTARD, F., MAKHLOUFI N., PEULVAST J.P. et GREELEY R. (1994). Expérimentation de l'érosion thermique sur Mars. Actes du Colloque National de Planétologie de l'INSU. Toulouse, 13-16 juin. S8-28, pp. 1-2.
- △ COSTARD, F. (1994). Plaines et vallées de débâcle sur Mars. Actes du Colloque National de Planétologie de l'INSU. Toulouse, 13-16 juin. S8-33 pp. 1.
- ⇒ COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J. et POSADO-CANO, R. (1994). Modélisation de l'érosion thermique sur Mars. Actes du Colloque National de Planétologie de l'INSU. Toulouse, 13-16 juin. S17-1 pp. 1-2.
- △ PEULVAST J.P., MEGE, D., CHICIAK J., COSTARD, F. et MASSON, P. (1994). Morphogenèse et tectonique sur Mars: Les enseignements de l'étude morphostructurale de Valles Marineris. Actes du Colloque National de Planétologie de l'INSU. Toulouse, 13-16 juin. S8-42 pp. 1-2.

1995

- △ COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., MAKHLOUFI, N. and GUILLEMET, G. (1995). Simulation of martian fluvio-thermal erosion. Solar System Ices. 27-30 Mars, Toulouse.
- ⇒ COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J. and MAKHLOUFI N. (1995). Simulation of Martian fluvio-thermal erosion. EGS, Hambourg, 3-7 Avril.
- ◆ PINET P., COSTARD F., CHEVREL S., MARTIN P., BELLAGH F., and BLAMONT J. (1995). Aristarchus plateau spectral mapping from Clementine and telescopic high resolution spectro-imaging data. 26 th Lunar and Planetary Science Conference, Houston.

- ⇒ COSTARD F. and BAKER V. (1995). Thermokarst landforms and processes in Ares Vallis, Mars. 26 th Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- ◆ MAKHLOUFI, N., COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J (1995) Simulation of Martian fluvial-thermal erosion. Colloque: Les sols gelés : processus thermophysiques et géomorphologiques, Caen.

1996

- ⇒ COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., GREELEY, R., GUILLEMET G. and MAKHLOUFI N. (1996). Martian fluvial-thermal erosion: Laboratory simulation. 27 th Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- ◆ PINET P., MARTIN, P., COSTARD F., CHEVREL S., DADOU, Y. and JOHNSON, P.E. (1996). Aristarchus plateau: Clementine spectro-imaging and geological inferences. 27 th Lunar and Planetary Science Conference, Houston.

1997

- ⇒ MAKHLOUFI N., COSTARD F. and AGUIRRE-PUENTE J. (1997) Laboratory simulation of martian fluvio-thermal erosion: its application to frozen environment. « Contaminants in freezing Ground ». Cambridge.
- ⇒ COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., MAKHLOUFI N. and GREELEY, R. (1997). Martian fluvial-thermal erosion: experimental control of the model. 28 th Lunar and Planetary Science Conference, Houston.
- ⇒ GAUTIER E. et COSTARD F. (1997) Dynamique fluviale et érosion thermique en Sibérie Centrale – Résultats préliminaires. Colloque A. Cailleux , Société Géologique de France.
- ⇒ COSTARD, F., AGUIRRE-PUENTE J., MAKHLOUFI N. (1997) Expérimentation de l'érosion thermique. Colloque A. Cailleux , Société Géologique de France.

1998

- △ COSTARD, F. (1998) Ground-ice distribution with a ground penetrating radar. Netlander workshop, CNES, Paris
- ◆ BERTHELIER J.J., R. NEY, F. COSTARD, Th. HANSEN, F. LEFEUVRE, M. HAMELIN, W. KOFMAN, et M. BANO (1998) The GPR experiment on Netlander. Netlander workshop, CNES, Paris.
- ◆ PINET P., CHEVREL S., COSTARD F. and P. MASSON. (1998) Netlander panoramic imaging: toward a multi-scale and multi-site observational strategy. Netlander workshop, CNES, Paris.
- ◆ BERTHELIER J.J., NEY R. and COSTARD F. (1998) Electrical characteristics of the Martian subsurface. Netlander workshop, CNES, Paris.

- ⇒ COSTARD F. and E. GAUTIER (1998) Siberian rivers and Martian outflow channels: an analogy.. 29th Lunar and Planetary Science Conference. Houston.
- ⇒ COSTARD F., J.P. PEULVAST and Ph. MASSON (1998) Kasei Valles landing site. Mars Surveyor 2001 Landing Site Workshop. NASA-Ames Research Center.
- △ COSTARD F. and J.P.GOSSET (1998) Ground-ice distribution on Mars based on GIS analysis. 29th Lunar and Planetary Science Conference. Houston.
- △ COSTARD F. and J.P.GOSSET (1998) Etude du pergélisol martien à l'aide d'un SIG, Colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU. Grenoble.
- ⇒ COSTARD F. and J.P.GOSSET (1998) Distribution and characterization of the Martian ground ice. Colloque "Pergélisol et actions du froid naturel ou artificiel". Orsay.
- △ COSTARD F., AGUIRRE-PUENTE J. and MAKHLOUFI (1998) N. Fluvial-thermal erosion: Laboratory simulation.. 7 th Int. Conf. on Permafrost. Yellowknife.

1999

- △ COSTARD F. and J. KARGEL (1999) New evidences for ice-rich sediments on the northern plains from MGS data. Int. Conf on Mars, Pasadena.
- △ COSTARD F., J.-P. PEULVAST and P. MASSON (1999) Kasei Valles Landing Site. Symposium international - Missions de retour d'échantillons de Mars, CNES, Paris.
- ◆ MANGOLD N., COSTARD F., ALLEMAND P. and P. DUVAL (1999) Distribution, rheology and ice content of Martian ground-ice: implications for future missions. Symposium international - Missions de retour d'échantillons de Mars, CNES, Paris.
- ◆ MANGOLD N., F. COSTARD, P. MASSON and J.-P. PEULVAST (1999) Potential landing sites for the 2001 lander in the Noachian highlands and Valles Marineris, Second Mars Surveyor Landing Site Workshop, Buffalo.
- ⇒ COSTARD F., N. MANGOLD, Ph. MASSON, D. MEGE and J.P. PEULVAST (1999) Melas Chasma. Potential landing site for the Mars 2001 mission. Workshop 2001. NASA Ames Research Center, Moffett Field.

2000

- ⇒ COSTARD F., J.J. BERTHELIER, G. MUSMANN, M. MENVIELLE, P. LOGNONNE, D. GIARDINI, B. BANERDT, A-M HARRI, F. FORGET, (2000). Detection and characterization of Martian volatile-rich reservoirs: the Netlander approach. Concepts and Approaches for Mars Exploration. Houston, 18-20 juillet 2000.
- ⇒ MANGOLD N., F. COSTARD and J.-P. PEULVAST (2000) Thermokarstic degradation of the Martian surface. 2nd Int. Conf. on Mars Polar Science and Exploration, Islande.

- ⇒ MANGOLD N., F. COSTARD and J.-P. PEULVAST (2000) Thermokarstic degradation of lobate debris aprons and fretted channels. 2nd Int. Conf. on Mars Polar Science and Exploration, Islande.
- ⇒ HEGGY E., Ph. PAILLOU, G. RUFFIE, J.-M. MALEZIEUX, G. GRANDJEAN and F. COSTARD (2000) Dielectric Measurements of Volcanic Materials Applied to Subsurface Sounding of Mars, *EGS'00*, Nice, France.

2001

- ⇒ COSTARD F., and Ph. LOGNONNE and B. BANERDT (2001). Martian volatile-rich reservoirs: A review of the Netlander payload contribution. Conf. on the geophysical detection of subsurface water on Mars LPI, Houston
- △ COSTARD F., F. FORGET, N. MANGOLD, D. MERCIER and J.P. PEULVAST. Debris flows on Mars: Comparison with terrestrial analogs (2001). Conf. on the geophysical detection of subsurface water on Mars LPI, Houston. (résumé 2 p.)
- △ COSTARD F., J.J. BERTHELIER, G. GRANDJEAN, E. HEGGY, N. MANGOLD, R. NEY and Ph. PAILLOU. (2001) Proposed model of the Martian subsurface for the GPR experiment on Netlander. Conf. on the geophysical detection of subsurface water on Mars LPI, Houston.
- ◆ HEGGY E., Ph. PAILLOU, G. RUFFIE, J.-M. MALEZIEUX, F. COSTARD, G. GRANDJEAN (2001). On sounding radar performances for Martian subsurface water detection. Conf. On the geophysical detection of subsurface water on Mars LPI, Houston.
- ⇒ COSTARD F., F. FORGET, N. MANGOLD, D. MERCIER and J.P. PEULVAST, (2001) Debris flows on Mars: an analogy with terrestrial periglacial environment and climatic implications. 32nd LPSC, Houton, n°1534, CD-Rom
- △ COSTARD F., N. MANGOLD and J.P. PEULVAST (2001). Structural control for catastrophic debris flows. 32nd LPSC, Houton (résumé) 2 p.. n°1535, CD-Rom
- ⇒ COSTARD, F. (2001) Surface geology and the water cycle of Mars: A review of the Netlander contribution. 2nd Netlander Scientific symposium, Conférence invitée.
- ◆ MANGOLD N., F. COSTARD, F. FORGET, D. MERCIER and J.P. PEULVAST (2001). Recent surface runoff on Mars: Comparison with terrestrial analogs and climatic implications. 2nd Netlander Scientific symposium.
- ◆ GRANDJEAN G., P. PAILLOU, E. HEGGY and F. COSTARD (2001). A fast and efficient numerical method to model GPR performances in the framework of the Netlander project. (2001). 2nd Netlander Scientific symposium.
- ◆ PAILLOU Ph., E. HEGGY, G. RUFFIE, J.-M. MALEZIEUX, F. COSTARD, and G. GRANDJEAN (2001). Electromagnetic characterization of martian analogues: applications to the estimation of sounding radar performances. 2nd Netlander Scientific symposium.

2002

- ◆ MANGOLD N., F. FORGET, F. COSTARD, and J.P. PEULVAST, (2002) High latitude patterned grounds on Mars: evidence for recent melting of near-surface ground ice. 33nd LPSC, Houton, n°1219, CD-Rom.
- ◆ MANGOLD N., F. COSTARD, F. FORGET and J.P. PEULVAST (2002). Narrow gullies over high sand dunes on Mars: evidence for flows triggered by liquid water near surface. 33nd LPSC, Houton, n°1215, CD-Rom.
- ◆ HEGGY E., Ph. PAILLOU, F. COSTARD, N. MANGOLD, G. RUFFIE and F. DEMANTOUX (2002). Geoelectrical models and radar echo simulation for sounding the martian subsurface. 33nd LPSC, Houton, n°1740, CD-Rom.

2003

- △ COSTARD F., L. DUPEYRAT and J.P. PEULVAST (2003). Chasma Boreale: the role of supra-glacial erosion. 34nd LPSC, Houton, n°1354, CD-Rom
- ⇒ COSTARD F., L. DUPEYRAT, E. GAILHARDIS and E. GAUTIER. (2003) Thermal erosion in Siberia : Laboratory simulations. International Permafrost Conference, Zurich.
- △ GAUTIER E., D. BRUNSTEIN, F. COSTARD and R. LODINA (2003). Fluvial dynamics in a deep permafrost zone: the case of the middle Lena river (Central Yakutia). International Permafrost Conference, Zurich.
- ◆ BARATOUX, D., N. MANGOLD, F. COSTARD, Y. DAYDOU, J. DECRIEM, and P. PINET (2003) Ground ice and impacts on Mars: New constraints from present and future missions, abstract #3027, 6th International Conf. on Mars, abstract #3048, Pasadena, USA.
- ◆ MANGOLD, N., F. COSTARD, F. FORGET and D. BARATOUX (2003) Formation of gullies on Mars: what do we learn from Earth? 6th International Conf. On Mars, abstract #3048, Pasadena, USA.
- ◆ FORGET, F., N. MANGOLD and F. COSTARD (2003) Scenarios to explain the formation of gullies on Mars : numerical simulation with a climate model, 6th International Conf. on Mars, Pasadena, USA.
- ◆ MANGOLD N., F. COSTARD, F. FORGET and J.-P. PEULVAST (2002) Analyse et origine des écoulements récents sur Mars, 19ème Réunion des Sciences la Terre, Nantes.
- ◆ MANGOLD N., F. COSTARD, F. FORGET and J.-P. PEULVAST (2002) Narrow gullies over high sand dunes on mars: evidence for flows triggered by liquid water near surface, Lunar Planetary Science Conference 33th, Houston, USA.
- ◆ MANGOLD N., F. FORGET, F. COSTARD and J.-PEULVAST (2002) High latitude patterned grounds on mars: evidence for recent melting of near-surface ground ice, Lunar Planetary Science Conference 33th, Houston, USA.

- ◆ MANGOLD N., F. FORGET, F. COSTARD and J.-P. PEULVAST (2002) Narrow gullies over high sand dunes on mars: evidence for recent liquid flows, European Geophysical Society Symposium, Nice.

RAPPORTS TECHNIQUES DU CNES

- COSTARD, F. en coll. avec F.X. CHAFFAUT, Ph. MASSON, D. MEGE et J.P. PEULVAST (1990). Etude géomorphologique de zones présélectionnées pour l'atterrissage et l'évolution des ballons. Rapport Technique CNES n°025, 80 p, 3 cartes.
- COSTARD, F. et J.P. PEULVAST (1990). Etude préliminaire de la rugosité du sol martien, intérêts scientifiques des régions sélectionnées, Rapport Technique CNES, 84 p.
- COSTARD, F. et J.P. PEULVAST (1990). Sites d'expérimentation terrestres. Rapport Technique CNES n°90.186, 47 p.
- COSTARD, F. (1990). Mars 94: Rugosité présumée des sites sélectionnés. Rapport Technique CNES n°90.098, 22 p.
- COSTARD, F. (1990). Mars 94: Modèle du sol des sites d'atterrissage. Rapport Technique CNES n°91.005, 36 p.
- COSTARD, F. en coll. avec F.X CHAFFAUT et Ph MAUROY (1991). Distribution statistique de l'inertie thermique du sol dans les régions parcourues par l'aérostat. Rapport Technique CNES n°938, 15 p.
- COSTARD, F. (1991). L'étude du pergélisol dans le cadre de la mission MARS 94. Rapport Technique CNES n°91.004, 9 p.
- COSTARD, F. (1991). MARS 94-96: Analyses géomorphologiques et photogrammétriques d'images Viking à haute résolution. Rapport Technique CNES n° 91.409, 53 p.
- COSTARD, F. en coll. avec M. BLANC, S. COUTIN-FAYE, J. ACHACHE, J.P. BIBRING, Y. LANGEVIN, P. LOGNONNE et P. MASSON (1991). Un véhicule automatique pour l'exploration de Mars. CNES RE/SU/AS/VA 91.318, 80 p.
- COSTARD, F. (1992). Véhicule Automatique Planétaire: Modèle du sol de la mission de référence. Rapport Technique CNES n° 92.376, 82 p.

SEMINAIRES

- 1992 : Les géographes dans l'exploration martienne. Festival International de Géographie de St-Dié-des-Vosges. En collaboration avec J.P. Peulvast.
- 1993 : Le pergélisol martien. Institut d'Astrophysique Spatiale, Orsay.

- 1994 : Géomorphologie du périglaciaire sur Mars. Atelier du Groupe Français de Géomorphologie "Avancées récentes et perspectives de la Géomorphologie Planétaire".
- 1994 : Erosion thermique sur Mars et en Sibérie. Journées du Périglaciaire, Avon
- 1995 : L'eau sur Mars. Centre de Géomorphologie, Caen
- 1996 : Simulation de l'érosion thermique. FAST, Orsay
- 1996 : Mars une planète froide. Société Linnéenne, Université de Caen.
- 1997 : Rapport de mission en Sibérie. Centre de géomorphologie, Caen
- 1997 : Conférence La planète Mars. Université de Caen.
- 1997 : Expérimentation de l'érosion thermique. Orsay EP1748. En collaboration avec J. Aguirre-Puente.
- 1999 : Séminaire : L'eau sur Mars: les résultats de la sonde MGS, Observatoire de Bordeaux
- 2001 : Étude comparative des vallées de débâcle sur Mars et en Sibérie. Conférence à l'institut de France
- 2003 : Morphodynamique en milieu pergelé : Approche comparative Terre-Mars, Laboratoire de tectonique, Jussieu