



HAL
open science

Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures

Marion Bost

► **To cite this version:**

Marion Bost. Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures. Matériaux et structures en mécanique [physics.class-ph]. Ecole des Ponts ParisTech, 2008. Français. NNT : . tel-00360420

HAL Id: tel-00360420

<https://pastel.hal.science/tel-00360420>

Submitted on 17 Jul 2009

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.

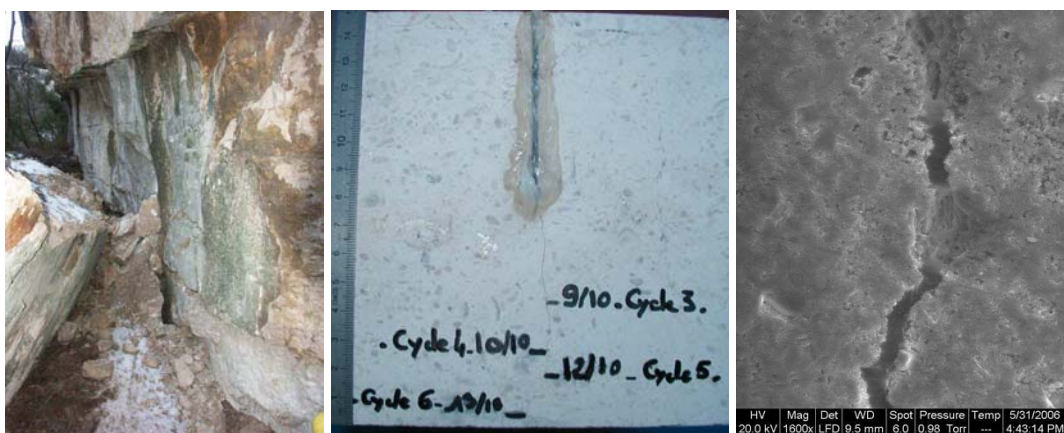
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées

Discipline : Géologie de l'Ingénieur

**Altération par le gel des massifs rocheux :
Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de
génération des contraintes dans les fissures**

Marion BOST



Thèse dirigée par *Ahmad Pouya*

Soutenue le 12 février 2008, devant le jury composé de :

Jean Bébien, Université d'Orsay, Paris (rapporteur)
Didier Hantz, Université Joseph Fourier, Grenoble (rapporteur)
Roger Cojean, Université Paris-Est (président du jury)
Mehdi Ghoreychi, INERIS (examineur)
Sylvine Guédon, LCPC (examineur)

*à Cristobal,
Compagnon de tous les jours... si attentif !!*

Remerciements

*'Le travail et le plaisir, très dissemblables de nature,
s'associent pourtant de je ne sais quelle joncture naturelle.'
Montaigne.*

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans l'aide et le soutien d'un certain nombre de personnes que je tiens à remercier ici.

Je remercie tout d'abord Ahmad Pouya pour m'avoir accordé sa confiance pour la réalisation de cette thèse. Je le remercie pour sa façon de rendre simple tout problème et pour son optimisme permanent !

Je tiens également à remercier tout particulièrement Sylvine Guédon qui a su me faire partager ses connaissances en matière de géologie et avec qui j'ai partagé (autour d'un thé ...) de longues discussions pour faire progresser ce travail de recherche.

Je remercie également Jean Bébien et Didier Hantz qui ont accepté de jouer les « avocats » de ce travail ainsi que Roger Cojean et Mehdi Ghoreychi pour leur travail d'examineur. Je les remercie tous pour l'attention qu'ils ont bien voulu porter à mon travail.

Je suis très reconnaissante envers François Martineau qui a su patiemment m'épauler et me former afin que je puisse réaliser l'ensemble des expérimentations sur lesquelles repose tout ce travail de recherche.

Je remercie Yves Orengo et Emmanuel Manier pour avoir su me faire réfléchir que ce soit sur le fond ou sur la forme.

Ce travail aux références multiples et variées n'aurait pu se faire sans l'aide spirituelle et/ou matérielle de spécialistes ! J'ai donc une dédicace pour tous ceux que j'ai sollicité, soit pour comprendre la nébuleuse qu'est le logiciel Cesar, soit pour trouver un tuyau ou un bout de ficelle, soit pour pallier mes mauvaises ondes avec le matériel informatique. Je remercie tout particulièrement E. Bourgeois, F. Elmi, A. Maloula, F. Rocher-Lacoste, S. Faurite, C. Clomp...

Je n'oublie pas mes stagiaires qui ont apporté leur caillou à cet édifice : Claire, Régis et Emeline.

Merci à toute l'équipe de MSRGI pour l'ambiance de travail chaleureuse et en particulier Lia, Matthieu, Christelle, Myriam, Thao, Siavash, Long, Lamis, Pedram...

Je tiens enfin à remercier ma famille pour son soutien (encore une fois !), mes amis pour avoir su me sortir de mes cailloux de temps en temps mais également pour m'avoir donné les coups de main indispensables de dernière minute (merci Lulu...).

Résumé

Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures

Les chutes de pierres et de blocs posent des problèmes de gestion du territoire dans les zones montagneuses. Or la caractérisation temporelle du risque de rupture dans les massifs rocheux passe par la description de la cinétique des phénomènes d'altération. Dans le cas des falaises de calcaire en région montagneuse, on peut estimer que le processus prépondérant d'altération est la propagation de la fissuration sous l'effet des cycles de gel-dégel. Ce mécanisme de rupture par le gel a été reproduit en laboratoire sur des éprouvettes entaillées. Les différentes expérimentations ont permis d'établir un modèle de la contrainte générée par le gel. L'allure de la contrainte, le long de la paroi d'une fissure, présente un maximum qui, avec le temps, se propage en profondeur jusqu'à une valeur-limite apparemment intrinsèquement liée au matériau. En fait la contrainte générée est le résultat de l'équilibre entre la pression de confinement induite par la progression du front de glace en profondeur dans la fissure et les pertes d'eau dans le réseau poreux de la roche environnante. Elle est donc fortement dépendante de la géométrie de la fissure et des caractéristiques du réseau poreux de la roche. Le facteur d'intensité de contrainte en fond de fissure correspondant au modèle de contraintes établi a été analytiquement estimé. Il est conforme à la possibilité d'initiation de la rupture selon le principe de la mécanique de la rupture. Des observations microscopiques effectuées au cours des cycles de gel-dégel ont mis en évidence une rupture progressive et hétérogène des calcaires. La propagation des fissures observée a fait l'objet d'une simulation numérique aux résultats encourageants. Cette étude a permis de donner des éléments-clé pouvant servir à l'élaboration d'une méthode de prévision de détachement d'un bloc rocheux soumis à l'alternance de périodes de gel et de dégel.

Abstract

Rock mass weathering by freezing-thawing: Experimental study and modeling of the stress generation processes in cracks

Stone and rock falls bring about problems related to land management in mountainous areas. Yet, the temporal assessment of the risk of rupture in blocks requires a kinetic description of weathering phenomenon. In the case of limestone cliffs in mountainous areas, it can be estimated that the dominant weathering process lies in cracks propagation due to freezing-thawing cycles. This freezing-thawing mechanism within a rock matrix was reproduced in laboratory experiments with notched specimens. Experimental results allowed us to establish a model for the stresses due to frost. This stress model, along a crack inner wall, exhibits a maximum, which spreads more and more deeply along with spending time, until a limit, which is intrinsic to the material. Actually, the generated stress results as a balance between the confining pressure induced by the ice front spreading deeply in the crack and the water leakage in the porosity network in the vicinity of the crack. It is thus strongly dependent on the crack geometry and on the porous network features of the rock. An analytical assessment of the stress intensity factor at the crack bottom, by using the model established for the stress, was carried out. It matches the possibility to initiate a rupture according to linear failure mechanics laws. Microscopic observations of the crack evolution throughout the freezing-thawing cycles show a progressive and heterogeneous rupture of the limestone. The crack propagation was simulated numerically. This simulation gave encouraging results, as it brought up to light key-elements which could be used to establish a predictive model for the failure of a rock mass subject to freezing-thawing cycles.

Table des matières

<i>Table des figures</i>	13
<i>Table des tableaux</i>	19
<u>Introduction générale</u>	23
<u>I Chutes de pierres et de blocs rocheux : Enjeux et problématique</u>	27
I.1 Les chutes de pierres et de blocs rocheux	28
I.1.1 Définition	28
I.1.2 Enjeux liés à l'aléa « chutes de pierres et de blocs »	29
I.1.3 Limites actuelles en terme de prévision	31
I.2 Altération des massifs rocheux en zone montagneuse	33
I.2.1 Différents types d'altération	33
I.2.2 Complexité du jeu des facteurs	36
I.2.3 Etude des processus d'altération	39
I.3 Objectifs de l'étude	41
<u>II Le gel-dégel dans les roches</u>	45
II.1 Prépondérance du gel-dégel dans le mécanisme d'altération en contexte montagneux	46
II.1.1 Un « paléo-processus » connu	46
II.1.2 Différentes observations in-situ	47
II.1.3 Un problème d'autant plus important à l'avenir	51
II.2 Le gel a été étudié dans la matrice des roches en laboratoire et dans le réseau de fissuration des roches in situ	51
II.2.1 Différents points de vue sur l'altération par gel-dégel	51
II.2.2 Etude de la « microgélivation » en laboratoire	54
II.2.3 Etude de la « macrogélivation » in situ	72
II.3 Notre problématique : associer les processus de gel-dégel en matrice et dans le réseau de fissures	80
II.3.1 Mise en évidence de l'importance des « défauts » de la roche dans son altération à toutes les échelles	81
II.3.2 Mise en évidence de la complexité du jeu des facteurs dans la génération de la contrainte dans le réseau de fissuration des roches	85
<u>III Contrainte générée dans une fissure par le gel</u>	97
III.1 Essai de gel-dégel dans une entaille artificielle : principe et dispositif expérimental	98
III.1.1 Principe de l'essai	98
III.1.2 Choix du calcaire d'étude	99
III.1.3 Dispositif expérimental	102
III.2 Résultats et analyses des mesures de contrainte dans une entaille d'un cube de calcaire	108
III.2.1 Description des résultats	108

Altération par le gel des massifs rocheux

III.2.2	Une première proposition de modèle physique de génération de contrainte par le gel dans une fissure d'un massif calcaire	123
III.3	Etude de l'évolution de la contrainte en fonction de la profondeur et du temps	126
III.3.1	Principe de l'évaluation d'un profil de contrainte	126
III.3.2	Essai de gel-dégel sur tube surcarotté : dispositif expérimental	127
III.3.3	Résultats : profils de déformations orthoradiales dues au gel	131
III.3.4	De la déformation orthoradiale à la contrainte générée par le gel	133
III.3.5	Evolution spatio-temporelle de la contrainte dans une entaille au cours d'un cycle de gel-dégel	137
III.3.6	Contrainte utile pour la gestion de l'aléa « chutes de pierres et de blocs »	143

IV Facteurs influençant la génération de contrainte lors du gel dans une fissure **151**

IV.1	Facteurs potentiels d'origines diverses, à différentes échelles	152
IV.2	Facteurs intrinsèques à la roche	154
IV.2.1	Influence du réseau poreux sur les échanges de fluide entre la roche et la fissure	154
IV.2.2	Influence des caractéristiques thermiques de la roche sur la propagation du front de gel	169
IV.2.3	Influence de la rigidité de la roche	174
IV.3	Facteurs propres à la fissure	174
IV.3.1	Influence de la profondeur de la fissure	175
IV.3.2	Influence de l'épaisseur de la fissure	177
IV.3.3	Influence de l'interface glace/paroi de la fissure	179
IV.4	Facteurs externes	180
IV.4.1	Influence de l'intensité du gel	181
IV.4.2	Influence de la vitesse de refroidissement	182
IV.4.3	Influence de la durée du gel	183
IV.4.4	Influence de l'état de saturation initial de la fissure	184
IV.5	Modèle paramétré de contrainte générée par le gel dans une fissure	185
IV.5.1	Allure de la contrainte le long de l'entaille dans un bloc de calcaire	185
IV.5.2	Application aux massifs calcaires	189

V Initiation et propagation de la fissuration sous contraintes de gel-dégel **195**

V.1	Initiation de la rupture sous contrainte de gel-dégel	196
V.1.1	Des modèles de rupture existants limités par la méconnaissance de la contrainte:	196
V.1.2	La mécanique de la rupture appliquée aux roches	196
V.1.3	Le gel-dégel contribue à la diminution de résistance de la roche	198
V.1.4	Le gel crée surtout un facteur d'intensité de contrainte qui peut mener le fond de l'entaille à la rupture	199
V.2	Propagation de la fissuration sous contrainte de gel-dégel	202
V.2.1	Modèle physique de la propagation de la fissuration sous contrainte de gel dans un calcaire	202
V.2.2	Modèle numérique de propagation de la fissuration sous l'effet des cycles de gel-dégel	211

Conclusion générale **223**

Références bibliographiques **227**

Annexes **241**

Annexe 1: Essais de gel sur cylindres surcarottés - résultats et analyses.	243
Annexe 2 : Expérimentations de gel d'eau colorée dans des cylindres de calcaires.	257

Annexe 3 : Expérimentations de gel-dégel sur cubes de 15cm de côté entaillés sur 7cm: résultats sur Chamesson, Larrys-Moulin d'Arlot, Pierre de Lens (allure-type pour chaque relevé).	263
Annexe 4 : Tableau de synthèse des différentes expérimentations de gel sur cubes, tubes et autres cylindres de calcaire.	267
Annexe 5 : Observations microscopiques du chemin de rupture au cours des cycles de gel-dégel successifs.	271
Annexe géologique et choix des calcaires de l'étude.	273

Table des figures

Figure 1. a-glissement; b-écoulement; c-éboulement (Amanti et al, 1992).	28
Figure 2. Exemples de roches affectées par des instabilités de falaises (© IGN).	30
Figure 3. Route d'accès au tunnel du Mont-blanc fermée durant plusieurs jours, mars 2007. 31	
Figure 4. Deux victimes dans ce véhicule écrasé par des chutes de blocs, Aussois, mars 2006.	31
Figure 5. Multiplicité des facteurs intervenant dans le comportement thermique des massifs rocheux.	37
Figure 6. Type d'altération selon la température et les précipitations (Peltier, 1950).	39
Figure 7. Allure des gélifractions (Route du Mont-blanc, mars 2007) (« gélifractions » = les fragments rocheux issus des effets du gel).	46
Figure 8. Distribution annuelle des chutes de pierres et de blocs entre 1948 et 2004 et de la température moyenne minimale entre 1971 et 2000 aux environs de Grenoble (Frayssines et al, 2006).	47
Figure 9. Suivi annuel de l'ouverture et de la température à différentes profondeurs dans une fissure instrumentée des Alpes japonaises (Matsuoka, 2001).	48
Figure 10. Extensomètre fixé à cheval sur une fracture d'un massif rocheux dans les Alpes japonaises (Matsuoka, 2001).	48
Figure 11. Schéma du suivi d'un versant fracturé : les parties sombres sans peinture sont l'indice de zones de départ de blocs rocheux (Matsuoka, 1990).	49
Figure 12. Schéma-plan du dispositif de reproduction d'une discontinuité en centrifugeuse (Davies et al, 2001).	49
Figure 13. Exemple de diminution du coefficient de sécurité d'une pente avec l'augmentation de la température de la glace dans le joint (Davies et al, 2001).	50
Figure 14. Vitesse de propagation du son (V_L) à l'état sec et à l'état saturé au cours de cycles successifs, cas du calcaire d'Euville (Tourenq, 1970).	50
Figure 15. Formation d'un abri-sous-roche (Derruau 1996).	51
Figure 16. Carte de France illustrant la répartition des zones de gel (NF B 10-601, Juillet 2006).	52
Figure 17. Réseau des molécules d'eau selon l'état : a) solide (Glace de type I), b) liquide (d'après Teixeira, 2001).	58
Figure 18. Enceinte remplie d'eau soumise au gel et bloc de glace formé.	59
Figure 19. Diagramme de phase de la glace en échelle logarithmique.	60
Figure 20. Répartition de l'eau dans un cylindre de calcaire initialement saturé à 75% et soumis au gel (Prick 1999).	61
Figure 21. Différents modèles de variation de la température de congélation en fonction du rayon d'un pore, r.	62
Figure 22. Diagramme pression/température de changement de phase de l'eau (--- : limite eau surfondue/vapeur d'eau).	63
Figure 23. Complexité de l'interaction des facteurs de la microgélivation d'une roche (diagramme modifié d'après Thomachot 2002).	67
Figure 24. Exemple de classification vis-à-vis du gel, selon Mamillan (1975), pour un climat séquanien.	68
Figure 25. Classification des calcaires selon leur sensibilité au gel, d'après Lautridou et al, 1978. P=porosité, p=perméabilité à l'eau ($mdy=10^{-15}m^2$), H=coefficient d'Hirschwald. 69	
Figure 26. Echelle de durabilité au gel des roches calcaires de Remy (1993) ; N= porosité... 70	
Figure 27. Gélivité des roches calcaires selon Letavernier, 1984. Colonnes 1 à 5 : caractéristiques physiques du milieu poreux. Colonnes 6 à 8 : gélivité des roches calcaires (100 cycles de gel-dégel). Hachures obliques serrées : conditions optimales, hachures obliques lâches : fréquence moindre, hachures horizontales : aire	

d'appartenance à la classe. Colonnes 6 et 7 : les traits pleins correspondent à une saturation initiale des échantillons égale à 100%, les traits tiretés à une saturation initiale égale à H.....	71
Figure 28. Valeurs de l'apport radiatif par rayonnement solaire vers 50° lat.N en W/m (S=valeurs à midi le 21 juin ; W = valeurs à midi le 22 décembre).....	77
Figure 29. Carte géologique simplifiée de l'extension des roches calcaires en France.	81
Figure 30. Un échantillon cylindrique surcarotté : photo et coupes.....	82
Figure 31. a) Fissuration en matrice (Vilhonneur banc 7) ; b) Fissuration selon défaut (Urgonien-Grenoble, détail latéral).	84
Figure 32. ACP1 : histogramme des 7 valeurs propres.....	88
Figure 33. ACP1 : représentation des paramètres sur les deux premiers axes.....	89
Figure 34. ACP1 : projection des 16 calcaires selon les deux premiers axes.	89
Figure 35. ACP2 : projection des 16 calcaires selon les 2 ^{ème} et 3 ^{ème} axes.	90
Figure 36. ACP3 : représentation des paramètres sur les 1 ^{er} et 3 ^{ème} axes.	91
Figure 37. ACP4 : représentation des paramètres sur les 2 ^{ème} et 4 ^{ème} axes.....	91
Figure 38. ACP 5 : projection des 14 calcaires selon les 2 ^{ème} et 4 ^{ème} axes.	92
Figure 39. Schéma de l'éprouvette de calcaire testée.	98
Figure 40. Larrys perlé affleurant dans la carrière du Moulin d'Arlet (89).....	99
Figure 41. Texture du calcaire Larrys perlé : a) image scannée, grossie à 250% ; b) image au microscope optique polarisant (x50). A gauche, les oolithes sont bien visibles en brun sur fond crème. A droite, le ciment en calcite micro-cristalline se démarque par rapport aux oolithes.	99
Figure 42. Affleurement de Larrys perlé altéré en carrière.....	100
Figure 43. Détail en Larrys perlé, Opéra Garnier, Paris.	100
Figure 44. De la falaise rocheuse fissurée au cube artificiellement entaillé.	102
Figure 45. Dimensions du cube de Larrys entaillé.....	103
Figure 46. Capteur de pression utilisé.....	105
Figure 47. Cube de Larrys entaillé et instrumenté.	105
Figure 48. Coupe verticale du cube de Larrys : positionnement des capteurs de pression. ...	106
Figure 49. Etalonnage du capteur de déplacement.....	106
Figure 50. Allure de la température le long de l'entaille et dans l'étuve au cours d'un cycle de gel-dégel (cas du premier cycle).	108
Figure 51. Détail du diagramme de.....	110
Figure 52. Essai de gel d'eau colorée dans un cylindre de Larrys perlé.....	111
Figure 53. Modèle, sous CESAR, d'évolution du champ de température dans le cube entaillé et saturé en eau (image à t = 20min).	112
Figure 54. Propagation du front de gel dans la roche (Larrys perlé) et dans l'entaille remplie de glace selon la formule de Berggren modifiée (les variations de température lors du premier cycle de gel-dégel sont aussi représentées).....	113
Figure 55. Evolution de la pression le long de l'entaille au cours des deux premiers cycles de gel-dégel.	114
Figure 56. Variation de la pression en fonction de la température le long de l'entaille au cours des deux premiers cycles de gel-dégel.	115
Figure 57. Modèle de génération de la contrainte par le gel dans une entaille avec l'hypothèse simplificatrice de parois rigides.	117
Figure 58. Allure de l'ouverture au cours des deux premiers cycles de gel-dégel.	118
Figure 59. Allure de l'ouverture en fonction a) de la pression en haut de l'entaille, b) de la pression en fond d'entaille.	120
Figure 60. A gauche, éprouvette de Larrys étanchée dans sa partie inférieure. A droite, progression de la fissure au cours des cycles de gel-dégel.	120
Figure 61. Courbe de chargement/déchargement au cours des 6 cycles de gel-dégel subis par le cube entaillé de Larrys perlé (ouverture en valeur absolue, corrigée en température).	121

Figure 62. Propagation de la fissure dans le prolongement de l'entaille et faïençage en pied. En encart, en haut à gauche, faïençage issu du gel dans le réseau poreux.....	122
Figure 63. Mesures de la vitesse de propagation du son en différents points du cube à l'état sec, après les 6 cycles de gel-dégel (valeurs en m/s).	122
Figure 64. Zone d'altération plus marquée à proximité de la fissure (cube de Larrys).	123
Figure 65. Modèle de propagation du gel dans une fissure d'un massif.....	124
Figure 66. Décompression d'une fissure en amont du front de gel.....	125
Figure 67. Principe de l'évaluation de l'allure des contraintes.....	126
Figure 68. Surcarottage du tube de calcaire.	127
Figure 69. Schéma en vue axisymétrique de l'entaille.....	127
Figure 70. Cycle de gel-dégel appliqué (). Equilibres thermique () et mécanique () en fond d'entaille lors du gel (Cycle 1).	128
Figure 71. Demi-cylindre instrumenté des 5 jauges bi-axiales (à gauche) & demi-cylindre instrumenté des 3 jauges uni-axiales (à droite), avant reconstitution du tube et surcarottage.	129
Figure 72. Schéma de positionnement des jauges sur les deux demi-cylindres intérieurs.....	130
Figure 73. Jauges protégées sur les deux demi-cylindres intérieurs.	130
Figure 74. Déformations orthoradiales au cours du premier cycle de gel-dégel, corrigées en température.....	132
Figure 75. Déformations orthoradiales au cours du second cycle de gel-dégel, corrigées en température.....	132
Figure 76. La fonction Ψ_i , le long de l'entaille.....	134
Figure 77. a) Maillage de la coupe en axisymétrie du tube surcarotté, b) Déformé du tube suite au chargement au niveau de la jauge 5 (27mm de profondeur dans l'entaille).....	136
Figure 78. Profils de contrainte de long de l'entaille au cours du cycle 1.	137
Figure 79. Profils de contrainte au cours du temps, à différentes profondeurs dans l'entaille.	138
Figure 80. Températures dans l'enceinte climatique et à différentes profondeurs au niveau de la paroi intérieure du tube, au cours de la période de gel à -5°C du premier cycle.....	138
Figure 81. Allure à l'équilibre des déformations longitudinales, corrigées en température, le long de l'entaille.....	140
Figure 82. Comparaisons des allures expérimentale et théorique de la contrainte en fonction du temps écoulé depuis le début du gel (cycle 1).....	141
Figure 83. Paramètres a, b et c à définir selon la profondeur, x.....	141
Figure 84. Comparaisons des allures expérimentale et théorique de la contrainte en fonction de la profondeur dans l'entaille (cycle 1).....	143
Figure 85. Allure de σ_{\max} et comparaison aux allures à différents instants (cycle1).	144
Figure 86. Allures expérimentale et théorique de la contrainte lors de la rupture au cours du premier cycle de gel-dégel dans le cube entaillé.....	145
Figure 87. Les différents facteurs potentiels du processus de gel d'une roche fissurée (<i>en italique</i> : les différents facteurs ; : interaction entre deux phénomènes).....	153
Figure 88. Cylindres de différents calcaires, perforés et remplis d'eau colorée.	154
Figure 89. Cylindre avec extrusion de « glace colorée » (cas du Vilhonneur-banc 2).	157
Figure 90. Cubes fissurés de Chamesson (à gauche) et de Pierre de Lens (à droite).....	158
Figure 91. Variation de la température en fond de l'entaille de chacun des trois cubes calcaires : Chamesson, Larrys, Pierre de Lens.....	159
Figure 92. Comparaison entre contrainte maximale en fond d'entaille et module de la roche.	159
Figure 93. Linéarité entre porosité du calcaire et durée du palier de gel à 0°C en fond d'entaille.....	160
Figure 94. Répartition en volume spécifique des pores des trois calcaires testés et température de congélation correspondante.	162

Figure 95. Formation d'une couche de glace, au cours du gel, sur les parois extérieures du cube de Pierre de Lens.	163
Figure 96. Glace formée de manière inhomogène dans l'entaille du cube de Pierre de Lens.	163
Figure 97. Mesures de la vitesse de propagation du son en différents points des cubes à l'état sec, après les cycles de gel-dégel ayant conduit à la rupture (valeurs en m/s).....	164
Figure 98. Corrélation entre contrainte maximale en fond d'entaille et rayon moyen d'accès aux pores.	166
Figure 99. Corrélation entre contrainte maximale en fond d'entaille et perméabilité du calcaire.	166
Figure 100. Allure de la contrainte maximale en fonction de la profondeur de mesure pour les trois calcaires.	167
Figure 101. Allure de la contrainte en fond d'entaille pour les trois calcaires testés.....	167
Figure 102. Allures expérimentale et théorique de la contrainte lorsqu'elle atteint son maximum en fond d'entaille, pour les trois calcaires testés.....	169
Figure 103. Cubes d'aluminium (à gauche) et de PVC (à droite) instrumentés.	170
Figure 104. Allure de la contrainte en fond d'entaille pour les différents matériaux testés, au cours d'un cycle de gel-dégel.....	170
Figure 105. Variations de la température en différents points de l'entaille et du cube de PVC (cycle 2).....	172
Figure 106. Variations de la température en différents points de l'entaille et du cube d'aluminium (cycle 13).	172
Figure 107. Approximation de la contrainte en fond d'entaille en fonction de la conductivité thermique.....	173
Figure 108. Allure de la contrainte en fond d'entaille en fonction du produit du module par la déformation de l'ouverture.....	174
Figure 109. Contrainte maximale en fond d'entaille et profondeur de l'entaille pour différents cubes de Larrys- <i>Moulin d'Arlot</i>	175
Figure 110. Parallépipède de Larrys, soumis à des cycles de gel-dégel, avec doubles encoches pour la mesure de la contrainte à deux profondeurs différentes. Les encoches ont été placées de manière symétrique afin de générer à la fois le minimum de perturbations et les mêmes perturbations.	176
Figure 111. Relation entre contrainte dans une entaille et profondeur de mesure (Approximation () = extension de la fonction linéaire établie par corrélation sur les cubes de 4cm de Larrys ()).	177
Figure 112. Paramètres géométriques de l'entaille : e, épaisseur de l'entaille & x, profondeur de mesure de la contrainte.	177
Figure 113. Comparaison contrainte maximale et rapport profondeur/épaisseur dans le cadre de différentes expérimentations de gel avec le Larrys (Linéaire = approximation par une fonction linéaire).	178
Figure 114. Relation entre contrainte dans une entaille et quantité de glace sus-jacente (Approximation = extension de la fonction linéaire établie par corrélation sur les cubes de 4cm de Larrys).....	179
Figure 115. Glace extrudée des tubes gelés de cuivre (à gauche) et de PVC (à droite).....	180
Figure 116. Contrainte maximale en fond d'entaille en fonction de la durée depuis le début de la période de gel jusqu'à l'augmentation de la contrainte (cube d'aluminium entaillé : cas des 3 cycles de gel-dégel avec période de gel à -10°C).....	181
Figure 117. Contrainte maximale à une profondeur x pour une entaille d'épaisseur e : cas du Chamesson et du Pierre de Lens.	186
Figure 118. Allure de la contrainte de long de l'entaille lorsque sa valeur est maximale en fond d'entaille (expérimentale et théorique) (rappel de la Figure 102).	187

Figure 119. Allure de la contrainte de long de l'entaille lorsque sa valeur est maximale en fond d'entaille (expérimentale et théorique avec l'hypothèse $a_2 = x_{lim}^2$ et la formule (17)).....	188
Figure 120. Approximation de la valeur-limite de la contrainte en fonction du rayon moyen d'accès aux pores.	189
Figure 121. Les différents modes de rupture élémentaires selon la mécanique de la rupture (Homand et al 2000).....	197
Figure 122. Cicatrice sur une paroi rocheuse : photo prise neuf mois après la chute de blocs rocheux (Les Grands Goulets, février 2003).....	202
Figure 123. Rupture progressive pour le cube de 15cm de Larrys- <i>Moulin d'Arlot</i>	203
Figure 124. Rupture complète du cube de Larrys de 4cm de côté (le colorant rouge permet de révéler la fissuration).....	204
Figure 125. Chemin préférentiel de rupture observé au premier cycle de gel-dégel. Détail 1 : oolithe contournée par le chemin de rupture; détail 2 : zone intacte sur le chemin de rupture.	205
Figure 126. Exemple de point de contact le long du chemin de rupture préférentiel (MEB : 2 ^{ème} cycle de gel-dégel).	207
Figure 127. Fissuration secondaire parallèle à la rupture principale.....	207
Figure 128. Courbe de chargement/déchargement (ouverture de l'entaille absolue et corrigée en température ; G = période de gel & D = période de dégel).	208
Figure 129. Fissuration en fond d'entaille des cubes de 15cm de côté : Chamesson à gauche, Pierre de Lens à droite.....	209
Figure 130. Altération de la matrice rocheuse par le gel, à proximité de la fissure initiée (Larrys- <i>Moulin d'Arlot</i>).	210
Figure 131. Calcite palissadique entourant des oolithes (Pierre de Lens).	211
Figure 132. Élément d'épaisseur nulle à quatre nœuds (d'après Goodman et al 1968).....	212
Figure 133. Modèle d'endommagement normal de joint (Miled 2006).....	213
Figure 134. Maillage de la vue 2D du cube de 15cm modélisé.	214
Figure 135. Maillage déformé obtenu après la première période de gel.....	216
Figure 136. Iso-valeurs de la contrainte suite aux trois premières périodes de gel.....	216
Figure 137. Maillage déformé obtenu après la première période de dégel.	218
Figure 138. Carte géologique simplifiée de l'extension des calcaires en France & lieux d'échantillonnage des différents calcaires de l'étude.....	274

Table des tableaux

Tableau a. Différentes méthodes d'évaluation de l'évolution de la stabilité dans le temps (tableau comparatif établi d'après les travaux de Frayssines, 2005 & Interreg IIC, 2001).	32
Tableau b. Différents facteurs de l'altération.....	38
Tableau c. Classification des roches en fonction de l'état d'altération (d'après Fookes et al, 1971).....	40
Tableau d. Influence de l'altération sur les propriétés et sur la stabilité des massifs basiques et ultrabasiques (Porokhovoï, 1995).	41
Tableau e. Différentes études en laboratoire de la microgélivation et leurs objectifs.....	56
Tableau f. Propriétés mécaniques de la glace et d'un calcaire (Larrys perlé de la carrière du Moulin d'Arlot (89)).	59
Tableau g. Evaluation de la contrainte exercée par la glace en milieu fermé selon différentes méthodes.....	59
Tableau h.	62
Tableau i. Différentes observations in-situ de la macrogélivation et leurs objectifs.	74
Tableau j. Contrastes entre l'altération par le gel en laboratoire et in-situ (d'après Matsuoka 2001a).....	80
Tableau k. Sensibilité au gel de différents calcaires selon essai de gel sur cylindres surcarottés et différentes classifications.	83
Tableau l. Corrélation entre caractéristiques des calcaires et nombre de cycles à la première fissure.	86
Tableau m. ACP1 : les 21 calcaires et 7 paramètres.	87
Tableau n. ACP1 : matrice de corrélations entre les variables.....	88
Tableau o. Caractéristiques physiques et mécaniques du Larrys perlé. <i>En italique</i> , les données sont issues du premier prélèvement. MVR=masse volumique réelle ; MVA=masse volumique apparente ; R1=rayon moyen d'accès aux pores ; S ₄₈ =coefficient d'Hirschwald ; V _l =vitesse de propagation du son ; I _c =indice de continuité ; D _f =degré de fissuration ; R _c =résistance en compression ; R _t =résistance en traction ; E=module d'Young ; E _d =module dynamique ; ν=coefficient de Poisson. Les mesures ont été effectuées selon les normes correspondantes lorsqu'elles existent.....	101
Tableau p. Facteurs correctifs des différents capteurs (= valeurs maximales en valeur absolue lors du cycle « Zéro »).....	107
Tableau q. Caractéristiques thermiques du Larrys perlé, de l'air, de l'eau à l'état liquide et à l'état solide.	112
Tableau r. Coefficients de correction en température des jauges.....	131
Tableau s. Caractéristiques du Larrys utilisées dans le modèle numérique.	135
Tableau t. Paramètres du modèle numérique établi sous CESAR-LCPC.....	136
Tableau u. Exemple de décalage en déformations longitudinales entre expérimentation et modèle numérique, au cours du cycle1.	140
Tableau v. Exemple de paramètres : cas du tube surcarotté	142
Tableau w. Paramètres de la contrainte maximale : cas du cube entaillé. Rappel du tube surcarotté	146
Tableau x. Comparaisons des migrations d'eau colorée entre entaille cylindrique et réseau poreux selon la température pour différents calcaires (cf annexe 2).....	155
Tableau y. Caractéristiques du réseau poreux des calcaires gelés avec de l'eau colorée (MVA=masse volumique apparente, S ₄₈ =coefficient d'Hirschwald, R1=rayon moyen d'accès aux pores ; l'ascension capillaire a été évaluée d'après l'abaque établi par Letavernier (1984) ; la perméabilité a été évaluée d'après la formule étudiée par	

Letavernier (1984) avec un coefficient fixe de la tortuosité, arbitraire mais réaliste, 2).	156
Tableau z. Caractéristiques du réseau poreux des calcaires testés dans l'expérimentation sur cube entaillé.....	157
Tableau aa. Caractéristiques thermiques des calcaires testés dans l'expérimentation sur cube entaillé.	158
Tableau bb. Valeur maximale de la contrainte mesurée en différentes profondeurs dans les cubes entaillés de calcaires gelés (moyenne des valeurs des cycles avant initiation de la rupture en MPa).....	159
Tableau cc. Paramètres de la contrainte maximale : cas du cube entaillé et rappel du tube surcarotté (a_1 en MPa ; a_2 en mm ²).....	168
Tableau dd. Caractéristiques thermiques des matériaux testés.	170
Tableau ee. Valeur moyenne de la contrainte maximale mesurée en fond d'entaille avant rupture.	170
Tableau ff. Contraintes inférieure et supérieure selon la conductivité thermique de la roche dans notre configuration d'expérimentation.	173
Tableau gg. Quantité de glace extrudée lors de l'expérimentation de gel avec eau colorée..	180
Tableau hh. Valeur de la contrainte en fond d'entaille en fonction de la température de gel.	181
Tableau ii. Contrainte maximale en fond d'entaille du cube d'aluminium selon la vitesse de refroidissement.	182
Tableau jj. Variation de la contrainte en fond d'entaille du cube d'aluminium en fonction de la durée du gel.	183
Tableau kk. Contrainte en fond d'entaille du cube d'aluminium en fonction de la quantité d'eau dans l'entaille.	184
Tableau ll. Comparaison entre ($a_1 ; a_2$) et ($\sigma_{lim} ; x_{lim}^2$) pour trois calcaires différents.	187
Tableau mm. Variations de l'approximation sur K_I en fonction du nombre d'intervalles de calcul	200
Tableau nn. Variations de l'approximation de K_I en fonction du modèle de contrainte.....	201
Tableau oo. Evaluation du facteur d'intensité de contrainte à partir de l'ouverture de l'entaille.	201
Tableau pp. Valeurs de la ténacité à l'état saturé.	201
Tableau qq. Proportion de points de contact le long du chemin de rupture au cours des cycles successifs de gel-dégel (valeurs moyennes à partir de différents plans de coupe de l'éprouvette sacrifiée à chaque cycle).	208
Tableau rr. Caractéristiques du Larrys et de la glace, utilisées dans le modèle numérique...	214
Tableau ss. Caractéristiques des joints.....	214
Tableau tt. Paramètres du modèle numérique établi sous CESAR-LCPC.....	215



Introduction générale

Les chutes de pierres et de blocs posent des problèmes d'aménagement et de gestion du territoire dans les zones montagneuses. En effet, cet aléa s'avère peu prévisible. La connaissance structurale d'un massif rocheux, alliée à la détermination des caractéristiques mécaniques de la matrice rocheuse permet, certes, d'estimer le degré de stabilité du massif dans son état présent. Cependant, l'aspect temporel du risque, c'est-à-dire, l'estimation de la probabilité de rupture en fonction du temps, est l'une des principales sinon la principale préoccupation en matière de risques liés à l'instabilité des falaises ou de versants rocheux. L'attitude à adopter, comme les mesures de protection à prendre, sont différentes suivant que le risque envisagé a une probabilité d'occurrence significative dans les années, les décennies ou seulement les siècles à venir.

Des groupes de travail nationaux et européens ont mis en évidence les limites des méthodes actuelles utilisées pour l'évaluation du danger d'éboulement. Elles tiennent essentiellement à la mauvaise connaissance de la structure interne des massifs rocheux et de leurs processus d'évolution ce qui entraîne un manque d'objectivité et de quantification dans l'évaluation de la probabilité de rupture des compartiments potentiellement instables. Il s'avère donc nécessaire d'identifier les processus d'altération en cours dans les massifs suite à la décompression des roches et sous l'effet des actions météorologiques. Ces processus d'altération intègrent des phénomènes physico-chimiques divers (fissuration sous l'effet des cycles de gel-dégel, dissolution, changements minéralogiques...) dont le résultat se manifeste par la diminution de la résistance mécanique de la matrice rocheuse, des discontinuités voire du massif dans son ensemble. L'évolution de la stabilité du massif et le risque de rupture en fonction du temps dépendent de la cinétique de ces phénomènes. L'objectif de ces travaux est de fournir une première approche ainsi qu'un cadre méthodologique pour la prise en compte de ces phénomènes dans l'étude des risques liés à l'instabilité des versants rocheux afin de contribuer à l'amélioration de la prévision en terme de chutes de pierres et de blocs.

Dans un premier temps, le **premier chapitre** s'attache à rappeler les enjeux et la problématique de l'aléa « chutes de pierres et de blocs » ainsi que les principaux types d'altération des roches ayant cours dans les massifs rocheux et pouvant en être l'origine.

Devant la multitude des processus d'altération existants, le **deuxième chapitre** a pour objectif, par une étude bibliographique, de déterminer quel est le processus d'altération prépondérant dans les massifs montagneux à l'origine des chutes de pierres et de blocs ainsi que faire le bilan des connaissances existantes sur ce processus. Une fois déterminé, ce processus sera étudié plus en détail dans les chapitres suivants afin de pouvoir l'appréhender en terme de cinétique d'altération.

Le deuxième chapitre conclut qu'en milieu montagneux, en France en particulier, le processus d'altération par cycles de gel-dégel est prépondérant. A l'échelle du massif, dans la génération de blocs rocheux, il agit en investissant le réseau de fissures et en le propageant. Or si le mécanisme de gel-dégel au sein d'une matrice rocheuse a largement été étudié, en laboratoire en particulier, le phénomène reste encore incompris dans une fissure. La complexité des interactions entre les facteurs intrinsèques à la roche et les caractéristiques géométriques de la fissure ainsi que l'influence des facteurs externes rendent difficile cette étude. Une reproduction de ce mécanisme d'action du gel sur un bloc de calcaire artificiellement entaillé a été effectuée en laboratoire. Les résultats de cette expérimentation sont présentés dans le **troisième chapitre**. Ils sont complétés par un modèle d'allure de la contrainte le long de la paroi d'une entaille au cours du gel, établi à partir de l'évaluation expérimentale de la contrainte en différentes profondeurs de l'entaille. Il est à noter qu'ayant centré notre travail

plus particulièrement sur le cas des falaises de calcaire en région montagneuse, nous avons travaillé uniquement avec des roches calcaires.

Afin de préciser l'allure de la contrainte et le mécanisme de gel dans une entaille proposés au troisième chapitre, des expérimentations visant à étudier l'influence de différents facteurs intrinsèques à la roche, de la géométrie de l'entaille ou de facteurs externes ont été effectuées au cours de cette étude. Les résultats et leurs conclusions sont présentés dans le **quatrième chapitre**.

Enfin le modèle de contrainte générée par le gel dans une entaille demandant à être validé, nous avons eu recours à la mécanique de la rupture au **cinquième chapitre** pour mettre en évidence l'initiation de la rupture et nous avons mis en place un modèle numérique pour confirmer la possibilité de propagation de l'entaille en une fissure.



- Chapitre -

I

Chutes de pierres et de blocs rocheux : Enjeux et problématique

I.1	Les chutes de pierres et de blocs rocheux	28
I.1.1	Définition	28
I.1.2	Enjeux liés à l'aléa « chutes de pierres et de blocs »	29
I.1.3	Limites actuelles en terme de prévision	31
I.2	Altération des massifs rocheux en zone montagneuse	33
I.2.1	Différents types d'altération	33
	I.2.1.1 Altération physico-mécanique	33
	I.2.1.2 Altération chimique	34
	I.2.1.3 Altération biologique	36
I.2.2	Complexité du jeu des facteurs	36
I.2.3	Etude des processus d'altération	39
	I.2.3.1 Méthode	39
	I.2.3.2 Classification et caractérisation des roches vis-à-vis de l'altération	40
I.3	Objectifs de l'étude	41

Subissant différents types d'altérations, les versants rocheux présentent un certain nombre d'instabilités qui pose un problème d'aménagement et de sécurité sur le territoire français.

I.1 Les chutes de pierres et de blocs rocheux

I.1.1 Définition

La décompression des versants, consécutive en France au retrait holocène des glaciers en zone montagneuse, à l'incision des vallées ou à plus petite échelle, à une activité anthropique (déblais, tunnels), associée à des conditions lithologiques, structurales et climatiques défavorables, est responsable de **phénomènes gravitaires de plus ou moins grande ampleur qui peuvent s'avérer dangereux pour les biens et les personnes.**

Le « Multilingual Landslide Glossary » (glossaire multilingue des mouvements de terrain, Working Party on World Landslide Inventory, 1993), différencie les instabilités de terrain selon le mécanisme du mouvement. On distingue (Figure 1) :

- le *processus de glissement* où une déformation relativement lente par cisaillement se développe le long d'une ou plusieurs surfaces de glissement, suivant des zones relativement minces,
- le *processus d'écoulement* où une zone superficielle de terrain quitte rapidement la zone de cisaillement en un mouvement continu avec déformation,
- le *processus d'éboulement* où suite à la désagrégation de matériel rocheux généralement préalablement fracturé, le long d'une surface sur une pente raide, celui-ci tombe brusquement (par chute libre, rebond, roulement, glissement) jusqu'à ce qu'un état d'équilibre soit atteint.



Figure 1. a-glissement; b-écoulement; c-éboulement (Amanti et al, 1992).

Des mouvements plus complexes peuvent mettre en jeu simultanément plusieurs de ces mécanismes. Ceux-ci peuvent aussi se succéder dans le temps. Ainsi les éboulements sont généralement précédés par le glissement d'une masse rocheuse (Interreg IIC, 2001).

Suite à la Décennie Internationale pour la Prévention des catastrophes naturelles (1991-2000), les processus d'éboulement sont répertoriés selon le volume impliqué, de manière croissante :

- les chutes de pierres et de blocs (pierre : $\varnothing < 0.5\text{m}$; bloc : $\varnothing > 0.5\text{m}$),

- les éboulements (volume > 100m³),
- les écroulements (volume > 1 000 000m³).

Les éboulements rocheux au sens large sont des mouvements dans lesquels les blocs chutent et se déplacent par rebonds et chocs à des vitesses extrêmement rapides, pouvant dépasser 100km/h (Hantz et al, 2005). Or de tels mouvements menacent directement les personnes car l'évacuation est impossible, contrairement aux glissements qui sont généralement plus lents et qui menacent surtout les biens. Certes les éboulements et écroulements s'annoncent souvent quelques jours ou semaines à l'avance par un accroissement d'activité des chutes de blocs ou de pierres. Mais si ces aléas peuvent donc être surveillés par un système adapté, **la plupart des éboulements de plus petite ampleur, que sont les chutes de pierres et de blocs, se produit sans qu'aucun signe précurseur n'ait été détecté.**

Nous allons nous intéresser à ce dernier type d'instabilité qui, par son instantanéité, pose des problèmes de prévision et de prévention.

I.1.2 Enjeux liés à l'aléa « chutes de pierres et de blocs »

Un **aléa** est un événement naturel susceptible de se produire et dont on s'efforce d'évaluer la probabilité d'occurrence. Or, associé à une **vulnérabilité** c'est-à-dire un ensemble de dommages prévisibles selon les conditions du milieu, il devient un **risque pour les biens et les personnes**.

La probabilité d'occurrence d'un éboulement rocheux dans une zone donnée étant une fonction décroissante du volume instable impliqué, la fréquence de l'**aléa « chutes de pierres et de blocs »** est élevée (Vengeon et al, 2001 ; Dussauge-Peissier et al, 2002) d'autant que les instabilités rocheuses sont l'un des risques géologiques les plus fréquents dans les régions montagneuses (Ritter et al, 1995). Elles représentent **annuellement environ 30% des mouvements de terrains** (Interreg IIC, 2001).

Les instabilités de falaises concernent aussi bien les roches sédimentaires en gros bancs (carbonates, grès et conglomérats) que les roches magmatiques (faciès grenu ou lavique) ou métamorphiques (quartzites, gneiss, etc...) mais elles sont d'autant plus fréquentes dans les terrains facilement altérables, l'altération se développant à partir des fissures de la roche (Potherat et al, 1999). Cet aléa concerne donc **une grande partie du territoire français où des pentes abruptes peuvent s'avérer potentiellement instables**, des falaises crayeuses de Normandie aux versants calcaires des massifs subalpins (Figure 2). Les départements les plus touchés par ces risques naturels sont ceux de montagne - Alpes et Pyrénées. Les chutes de pierres et de blocs affectent aussi les excavations d'origine anthropique comme les déblais ou les tunnels. En Suède, l'observation sur le terrain indique que la fréquence des fractures le long des tunnels est d'environ une à trois fractures par mètre avec une ouverture de 0.1m à 1mm (Andrén, 2006) ce qui constitue autant de zones de faiblesse vis-à-vis de l'aléa « chutes de pierres et de blocs ».

Ainsi malgré une intensité du phénomène limitée par sa taille, l'occurrence à la fois temporelle et spatiale des chutes de pierres et de blocs en fait un aléa à ne pas négliger dans l'aménagement du territoire français.

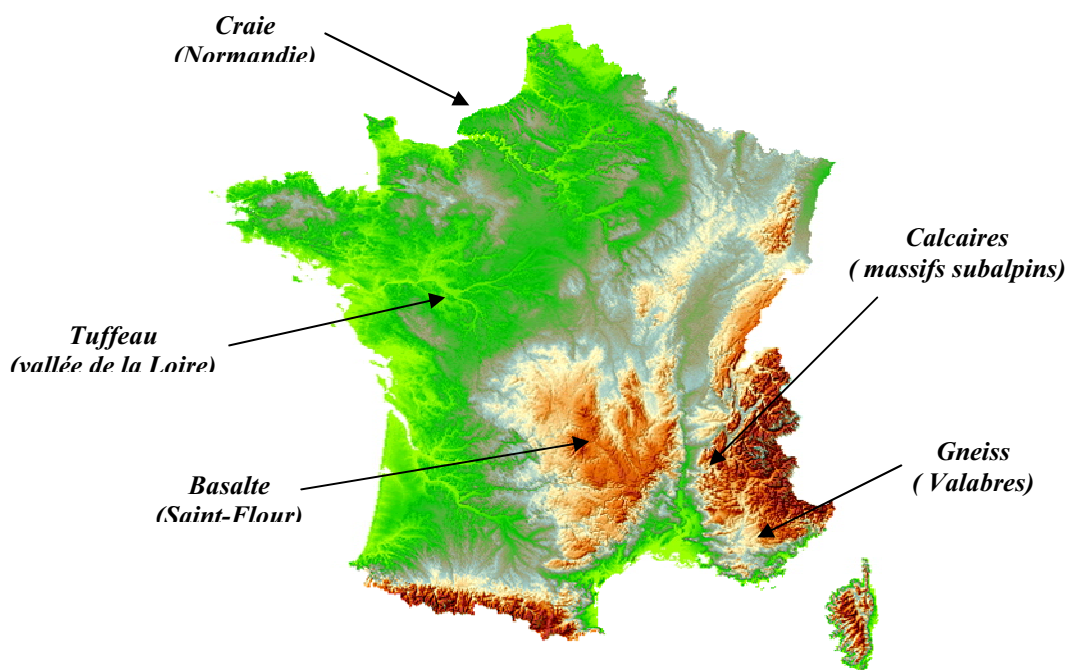


Figure 2. Exemples de roches affectées par des instabilités de falaises (© IGN).

L'impact de pierres et de blocs peut conduire à de graves dommages. En montagne en particulier, de nombreuses zones urbanisées et de très nombreuses infrastructures routières sont menacées par ces phénomènes. La Figure 3 montre un éboulement qui a bloqué la route d'accès au tunnel du Mont-blanc pendant plusieurs jours début 2007, en attendant son déblaiement et la sécurisation du site. Si le gel-dégel est soupçonné comme étant l'un des protagonistes de cet événement, un manque de connaissances concernant ces phénomènes nous empêche de mieux se prémunir face à de tels incidents. Suite à la mise en place par les Nations Unies de l'IDNDR (Internationale Decade on Natural Disaster Reduction, 1991-2000), l'Association mondiale de la Route (AIPCR) a constitué en 1990 un groupe de travail sur la prévention des catastrophes naturelles. Lors de cette période, ce dernier a réalisé diverses études comprenant notamment une enquête internationale sur les dommages causés aux routes par les catastrophes naturelles. L'enquête ainsi menée indique que les mouvements de terrain dont les chutes de blocs rocheux, font partie des **quatre principales catastrophes qui affectent les routes** (PIARC G2, 1999). En France, dans le département de l'Isère par exemple, il n'est pas rare que des habitations ou des bâtiments soient touchés et que des routes soient endommagées voire coupées. Au niveau du réseau routier, la Direction Départementale de l'Équipement iséroise engage plus de la moitié de son budget « risques naturels » dans les problèmes d'éboulements et de chutes de blocs. Une opération sur deux réalisée en 1999 et 2000 pour la protection des routes iséroises est liée au risque rocheux. Le budget des services de Restauration des Terrains de Montagne affecté aux travaux réalisés pour contrecarrer ce type de risque est passé de ~1% il y a vingt ans à 10 à 15% du budget total aujourd'hui (rapport d'activités RTM, 1998). Pour les infrastructures, les chutes de pierres et de blocs posent le problème du coût de l'entretien et de l'exploitation mais aussi de la sécurité lorsque l'infrastructure a un enjeu économique fort. Le cas des Gorges de l'Arly en Savoie sur la RN 212 peut être cité ici : le contexte géologique des Gorges constitue une menace permanente mais leur fermeture fréquente en période hivernale induit des allongements de parcours considérables de l'ordre de 80 à 100km (Fougea et al, 2005). Les dommages peuvent être non seulement matériels mais aussi corporels (Figure 4). D'après les données du Ministère de l'Écologie et du Développement Durable (MEDD), quatre personnes ont trouvé la mort en France au cours de l'année 2006, suite à des chutes de blocs

(Synthèse REX, 2007). **Le caractère soudain de ces phénomènes entraîne un risque conséquent pour les personnes.**



Figure 3. Route d'accès au tunnel du Mont-blanc fermée durant plusieurs jours, mars 2007.



Figure 4. Deux victimes dans ce véhicule écrasé par des chutes de blocs, Aussois, mars 2006.

I.1.3 Limites actuelles en terme de prévision

La gestion rationnelle des territoires exposés aux divers risques naturels exige une quantification temporelle et spatiale de ces risques et donc de l'aléa qui en est la cause. Dans le cas du risque induit par les chutes de pierres et de blocs, l'aléa est la résultante de deux composantes indépendantes : le déclenchement par rupture du compartiment rocheux instable et la propagation dans le versant sous-jacent de la masse rocheuse libérée, éventuellement fragmentée. L'étude de la propagation des blocs est aujourd'hui bien développée et plusieurs logiciels de trajectographie relativement éprouvés (PROPAG de Rochet, 1987 ; Eboulement de Descoedres et Zimmermann, 1987 ; ADRGT de Azimi, 1977 ...) sont utilisés par les bureaux d'études. En revanche, le phénomène initial de déclenchement de ce type d'éboulement est peu maîtrisé. Dans la majorité des cas d'instabilités rocheuses, la quantification de la probabilité de rupture en fonction du temps est extrêmement difficile et peu codifiée. L'estimation des couples délai/probabilité, demandée par une collectivité, est réalisée par le chargé d'étude sous la forme d'une expertise dont la méthodologie a certes bien été précisée (mode d'observation, valeur des informations...) mais qui reste un processus subjectif (Vengeon et al, 2001). Une analyse critique des méthodes utilisées pour l'évaluation du danger d'éboulement rocheux a été effectuée dans le cadre de groupes de travail nationaux et européens (contrat de plan Etat-Région « Evaluation des risques d'éboulements rocheux » ; projet européen Interreg « Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises - Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin »). Elle a **mis en évidence le besoin de méthodes plus objectives et plus quantitatives pour l'évaluation de la probabilité de rupture des compartiments potentiellement instables.** Le Tableau a présente plusieurs de ces procédés. **Les limites des méthodes actuelles tiennent essentiellement à la mauvaise connaissance de la structure interne des massifs rocheux et de leurs processus d'évolution** (Interreg IIC, 2001).

Tableau a. Différentes méthodes d'évaluation de l'évolution de la stabilité dans le temps (tableau comparatif établi d'après les travaux de Frayssines, 2005 & Interreg IIC, 2001).

Méthode	Approche	Probabilité d'occurrence	Evaluation de la probabilité	Limites
Démarche LCPC <i>Guide technique LCPC, 2004.</i>	Empirique	Qualitative	Echelle de 5 classes selon caractéristiques du compartiment rocheux, processus d'évolution, mécanismes de rupture	Subjectivité
Rockfall Hazard Assessment Procedure- <i>Regione Lombardia, 2000.</i>	Empirique	Qualitative	Note selon fractures présentant des signes d'ouverture récente, blocs basculés, zone intensément fracturée, cicatrices de rupture, écoulements d'eau à la base des compartiments rocheux	Subjectivité
Matterock <i>Jaboyedoff et al, 1999.</i>	Empirique	Qualitative	Echelle de 4 classes selon facteurs intrinsèques, facteurs d'évolution, facteurs déclenchants et facteurs d'activité	Subjectivité
Rock Engineering System <i>Hudson, 1992.</i>	Empirique	Semi-quantitative	Référence à une base des événements passés	Subjectivité
Historique, Géomécanique et Probabiliste, <i>Hantz et al, 2003</i>	Globale	Quantitative	Association de la fréquence d'éboulement d'un volume donné par sa probabilité de rupture relative	Subjectivité dans la détermination de la probabilité de rupture relative
Modèle en mécanique de la rupture <i>Kemeny, 2003</i>	Mécanique	Quantitative	Modélisation mécanique du processus d'altération des volumes instables	Complexité des processus dans un massif rocheux hétérogène
Modèle de cinématique des mouvements de terrain <i>Azimi et al, 1996</i>	Instrumentale	Quantitative	Modélisation empirique de la cinématique d'un mouvement de terrain	Nécessité d'une auscultation in situ

Or l'aspect temporel est la principale préoccupation en matière de risques liés à l'instabilité de versants rocheux. L'attitude à adopter et les mesures de protection à prendre sont en effet différentes suivant que le risque envisagé a une probabilité d'occurrence significative dans les années, décennies ou seulement les siècles à venir. Si actuellement la connaissance structurale d'un massif rocheux, alliée à la détermination des caractéristiques mécaniques de la matrice rocheuse, permet d'estimer le degré de stabilité d'un massif dans son état présent, nous sommes incapables de quantifier la probabilité d'occurrence en fonction du temps de risques naturels tels que les chutes de pierres et de blocs rocheux. Il s'avère donc **nécessaire d'identifier les processus d'altération en cours dans les massifs rocheux**. L'évolution de la stabilité du massif et le risque de rupture en fonction du temps dépendent de la cinétique de ces phénomènes. Le temps, en terme d'altération, est cependant un aspect difficile à modéliser car les processus d'altération ont une cinétique qui n'est pas toujours de l'ordre de celle de l'échelle humaine.

I.2 Altération des massifs rocheux en zone montagneuse

L'altération est ici la modification des propriétés physico-chimiques et mécaniques des roches constitutives des massifs sous l'action des agents atmosphériques et des conditions environnementales.

I.2.1 Différents types d'altération

Une roche affleurante sur un versant n'est pas inaltérable et subit les intempéries par l'action combinée de l'eau, de l'air, des fluctuations thermiques, de la végétation et de tout autre facteur environnemental (Ollier, 1969). L'altération des roches est le résultat d'un double processus de désintégration physique et de décomposition chimique de la matrice rocheuse (Derruau, 1996 ; Javey, 1972 ; Clark et al, 1982 ; Porokhovi, 1995 ; Le Roux, 2001 ; Beauchamp, 2004). Si le massif présente déjà des fissures, ces dernières s'élargissent et se propagent sous l'effet combiné de sollicitations géomécaniques et d'altérations physico-chimiques jusqu'à la rupture totale qui voit la désolidarisation d'un bloc rocheux de la paroi, de volume plus ou moins important. Si la pente est suffisamment importante, le bloc chute et la nouvelle surface rocheuse sur le versant s'offre à son tour aux processus d'altération.

I.2.1.1 *Altération physico-mécanique*

L'altération physique et mécanique conserve la composition chimique de la roche d'origine. Cette altération est facilitée par la texture même de la roche qui est tantôt composée de grains comme le granite, tantôt plus homogène minéralogiquement comme le calcaire (Derruau, 1996). La désagrégation physique augmente la surface de contact de la matière minérale avec l'eau et l'air : elle prépare et amplifie le processus d'altération chimique (Andr en, 2006).

Parmi les altérations physico-mécaniques, on distingue :

- *la dilatation thermique* (Hall et al, 2001 ; Yavuz et al, 2007) : la dilatation différentielle des minéraux suite à des variations de température peut donner naissance à une micro-fissuration irréversible entre les grains (Javey, 1972). L'altération thermo-mécanique affecte alors dans ce cas préférentiellement les roches cristallines. La dilatation anisotropique d'un minéral peut quant à elle générer une micro-fissuration intra-grain ou accroître la porosité de la roche. C'est le cas du cristal de calcite : le cristal se dilate dans deux directions et se contracte perpendiculairement à ces dernières. Le marbre est ainsi très sensible à l'accroissement de la température (Ferrero et al 2001 ; Lemaître 1995). Enfin dans un massif rocheux homogène, une rupture peut se produire le long de la surface de discontinuité suite à la pénétration du flux thermique. En région montagneuse, les fluctuations thermiques journalières font de ce phénomène, un processus à ne pas négliger dans l'altération des roches et en particulier dans la génération d'éboulements rocheux (Ritter et al, 1995 ; Gunzburger, 2004). D'autre part la couleur, la texture et la nature du matériau affecté facilitent plus ou moins cette altération car sa capacité d'absorption calorifique et sa conductivité en dépendent (Coque, 1993) ;
- *la dilatation hydrique* : l'alternance d'humidification et de dessiccation crée des tensions superficielles au sein du réseau poreux. Cette altération se manifeste soit par une désagrégation granulaire pour les roches à grains grossiers, soit par un élargissement irréversible du réseau poreux dans des matériaux plus fins. Ce processus d'altération affecte particulièrement les roches argileuses et nécessite un climat

propice à l'évaporation (Coque, 1993 ; Ritter et al, 1995). Les épisodes de sécheresse suite à l'évolution actuelle du climat nous ont révélé l'importance de ce processus d'altération tant en terme d'espaces concernés que de dégâts causés en milieu tempéré. Associées aux variations de température, les fluctuations de l'humidité peuvent avoir un effet encore plus destructeur, le coefficient de dilatation thermique de l'eau étant nettement supérieur à celui des roches (Javey, 1972) ;

- *le gel-dégel* : lorsque l'eau gèle dans les pores et le réseau de fissures des roches, elle génère une contrainte qui peut conduire à l'endommagement voire la rupture de la structure de la roche (Javey, 1972 ; Clark et al, 1982 ; Pech, 1988 ; Coque, 1993 ; Prick, 1999 ; Andrèn, 2006). Les mécanismes à la base de cette dégradation ne sont actuellement toujours pas définis si bien que les résultats concernant la cinétique de cette altération ne peuvent être que succincts. Ce type d'altération nécessite la présence d'eau et de températures négatives. Il affecte préférentiellement les versants pentus qui, en hiver, ne bénéficient pas de la protection thermique d'une couche de neige (Coque, 2002) ;
- *la cristallisation de sels* (Javey, 1972 ; Prick, 1999; Yavuz et al, 2007) : l'eau chargée en sels telle les embruns pénètre dans le réseau poreux des massifs rocheux, les cristaux s'y développent. L'action combinée de la cristallisation des sels, de leur hydratation et de leur dilatation thermique peut produire des fissures au sein de la matrice rocheuse (Clark et al, 1982). Ce type d'altération concerne essentiellement les versants rocheux le long des littoraux ou en milieux urbains pollués mais peut se combiner au gel-dégel en milieu périglaciaire car la solubilité de certains sels diminue avec la température (Goudie, 1999 ; Prick, 1999). On peut avoir cristallisation de sels en zones continentales (thénardite, mirabilite). Des zones d'intense évaporation sont également sujettes à cette altération par l'augmentation de la concentration en sel (Ritter et al, 1995; Pisarenko et al, 1996) ;
- *l'usure des roches par un transport de matériaux tiers* (Andrèn, 2006) : une pluie battante ou des eaux de ruissellement sont capables d'entraîner des fragments de roches (Javey, 1972). Quand l'eau est le moyen de transport, ce type de lessivage peut jouer un rôle dans l'altération mécanique en surface ou au niveau des joints rocheux dans les réseaux de fractures. Cependant la cinétique de ce processus est mal connue car il est difficile de le différencier de l'altération chimique par dissolution.

Les géomorphologues considèrent également le processus physique de fissuration par décompression des versants (Clark et al, 1982 ; Pech 1988 ; Ritter et al, 1995 ; Andrèn, 2006). Ce processus n'a pas été abordé ici car le retrait des glaciers et le creusement des vallées fluviales à l'origine de ce type d'altération des massifs rocheux sont à une échelle de temps qui n'est pas celle de notre étude sur les chutes de pierre et blocs. Ces mécanismes nous permettent cependant de justifier l'état actuel de stabilité des falaises rocheuses.

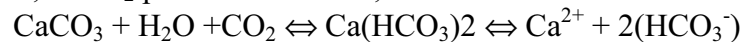
1.2.1.2 Altération chimique

L'altération chimique conduit à une dissociation des liens chimiques entre les minéraux, voire entre les ions (Clark et al, 1982). Elle accompagne l'altération mécanique et profite de la fissuration créée et de l'élargissement de celle existante pour atteindre progressivement la totalité des minéraux de la roche. La transformation minéralogique peut se faire par soustraction ou par addition d'éléments. Ce type d'altération de la roche nécessite la présence d'eau qui est généralement légèrement acide du fait de la mise en solution du CO₂ atmosphérique et de la présence d'humus. L'intensité de l'altération chimique est fonction de

la quantité d'eau susceptible de lessiver les roches et du drainage qui dépend du réseau poreux et de la position de la nappe dans le massif (Carroll, 1970).

On distingue :

- *l'hydratation/déshydratation* : les minéraux s'enrichissent ou perdent une ou plusieurs molécules d'eau. Le gonflement ou la rétraction à l'échelle du minéral assure la destruction de la roche par le développement d'une pression importante dans le réseau poreux (Javey, 1972 ; Clark et al, 1982 ; Woo, 2003). Ce processus est fortement lié au processus mécanique de dilatation hydrique. Un tel mécanisme nécessite une modification de la saturation en eau de la roche.
- *la dissolution* : la destruction de la matrice rocheuse s'effectue par la mise en solution de certains de ses minéraux de composition. Les ions qui ont été dissous, peuvent soit migrer du fait des circulations d'eau, soit modifier des minéraux existants, soit entrer dans des réactions d'échange avec d'autres minéraux (Carroll, 1970). Cette altération affecte surtout les roches salines (Sausse et al, 2001) et les roches calcaires. Dans le cas des calcaires, le CO₂ présent dans l'eau, dissout la calcite :



Cette action particulière de l'eau sur le calcaire conduit à la formation du relief karstique. Elle contribue à l'élargissement du réseau poreux (Drouet, 2007) et peut-être à la diminution des ponts dans les fractures des massifs (Frayssines, 2005). La cinétique de la décarbonatation est accélérée par des températures fraîches car le CO₂ est plus soluble dans les eaux froides (Coque, 2002 ; Javey, 1972). Ainsi ce processus peut s'observer en région montagneuse (Dixon et al, 2005).

- *l'hydrolyse* : au cours d'une hydrolyse, des molécules d'eau se dissocient en ions H⁺ et OH⁻. Les ions hydrogènes prennent la place des cations métalliques des minéraux qui s'associent avec les ions hydroxydes. L'hydrolyse est le mécanisme chimique fondamental d'altération des réseaux silicatés (Javey, 1972 ; Porokhovoi, 1995). Ce type d'altération affecte donc surtout les roches silicatées. En présence de matière organique, on observe une variante de l'hydrolyse. Les composés organiques de l'humus extraient les cations métalliques des réseaux cristallins. Les minéraux sont détruits et les cations sont fixés sur les composés organiques en donnant des complexes organo-métalliques. Ces processus nécessitent une eau acide et une circulation d'eau suffisante dans le réseau poreux pour éviter la saturation.
- *l'oxydation/réduction* : l'air contenu dans le réseau poreux de la roche rend le milieu oxydant tandis que les parties de la roche saturées en eau y sont réductrices (Javey, 1972). Ces variations du potentiel d'oxydo-réduction produisent des transformations minéralogiques en agissant sur la solubilité de certains ions. Ce processus est essentiellement altérant pour les minéraux contenant du fer. Le fer se trouve souvent présent dans les silicates et dans les carbonates à l'état réduit ferreux. Lorsque le fer présent passe de l'état ferreux (Fe²⁺) à l'état ferrique (Fe³⁺), l'équilibre du réseau cristallin se trouve rompu. Des fissures et des zones affaiblies sont ainsi créées et participent à l'altération de la roche selon certaines directions, particulièrement le long des joints de grain (Carroll, 1970).

I.2.1.3 Altération biologique

L'altération biologique combine en fait les deux types d'altération précédentes : physique et chimique (Fookes et al, 1971 ; Javey, 1972). Les racines des végétaux qui se développent dans les versants rocheux, sont des agents mécaniques qui s'installent dans les fentes ou fissures de la roche et exercent une pression latérale en grandissant. Elles peuvent ainsi perforer la roche et dissocier, voire déloger des blocs. Les lichens peuvent exploiter des fentes naturelles microscopiques tout en attaquant les silicates, les micas, les plagioclases et même le quartz en produisant de nombreux acides tels l'acide oxalique (Pech, 1988). Les effets de la végétation peuvent se résumer de la manière suivante :

- les plus grosses racines pénètrent les joints rocheux ou autres fissures des roches et les prolongent,
- les racines augmentent le taux de CO₂ de l'air et de l'eau des roches, et donc diminuent le pH de l'eau ce qui augmente son pouvoir de dissolution,
- la végétation fournit la matière première de l'humus qui, par lessivage, fournit lui-même les acides et autres composants altérant les minéraux des roches,
- les racines créent des drains dans la roche ce qui favorise les circulations d'eau et donc des éléments chimiques,
- les cellules des racines échangent des cations métalliques avec l'eau présente dans le réseau poreux,
- les racines contribuent à la variation du taux de saturation en eau dans la roche,
- la végétation constitue également un bras de levier important pour le vent.

La présence de végétation sur les versants si elle peut avoir un effet stabilisant à moyen terme, peut aussi contribuer à l'altération du massif et donc accentuer son instabilité.

I.2.2 Complexité du jeu des facteurs

Les processus décrits précédemment n'agissent pas indépendamment les uns des autres (Clark et al, 1982). L'association de variations d'humidité à des fluctuations thermiques dans un massif rocheux rend les deux processus d'altération associés beaucoup plus efficaces (Griggs, 1936 d'après Prick, 1999). Le gel accélère le processus simple de fracturation de la roche par alternance d'humidification/séchage (Prick, 1999 ; Ritter et al, 1995 ; Thomachot, 2002). La densification du réseau de fissures dans une roche par propagation sub-critique est fortement liée à l'action chimique de la dissolution en fond de fissures (cf V.1 : Henry et al, 1977 ; Frayssines, 2005). **L'altération des roches est donc un processus complexe et nécessite la prise en compte de nombreux facteurs** (exemple de l'équilibre thermique d'un massif rocheux, Figure 5).

Les facteurs qui influent sur l'altération des roches, sont de deux types (Javey, 1972 ; Prick, 1999) : les **facteurs internes à la roche**, caractéristiques intrinsèques qui conditionnent son comportement et les **facteurs externes** qui caractérisent l'environnement dans lequel se trouve la roche (Tableau b). Les facteurs géomorphologiques peuvent être considérés soit en tant que facteurs externes si on se place du point de vue de la matrice rocheuse, soit en tant que facteurs internes si on se place du point de vue du massif rocheux.

Ainsi le **climat** influe sur les processus d'altération par l'intermédiaire de plusieurs facteurs : les **températures** conditionnent la cinétique des réactions chimiques et l'action du gel ; l'intensité et la **fréquence des précipitations** conditionnent la saturation en eau du massif rocheux (Figure 6).

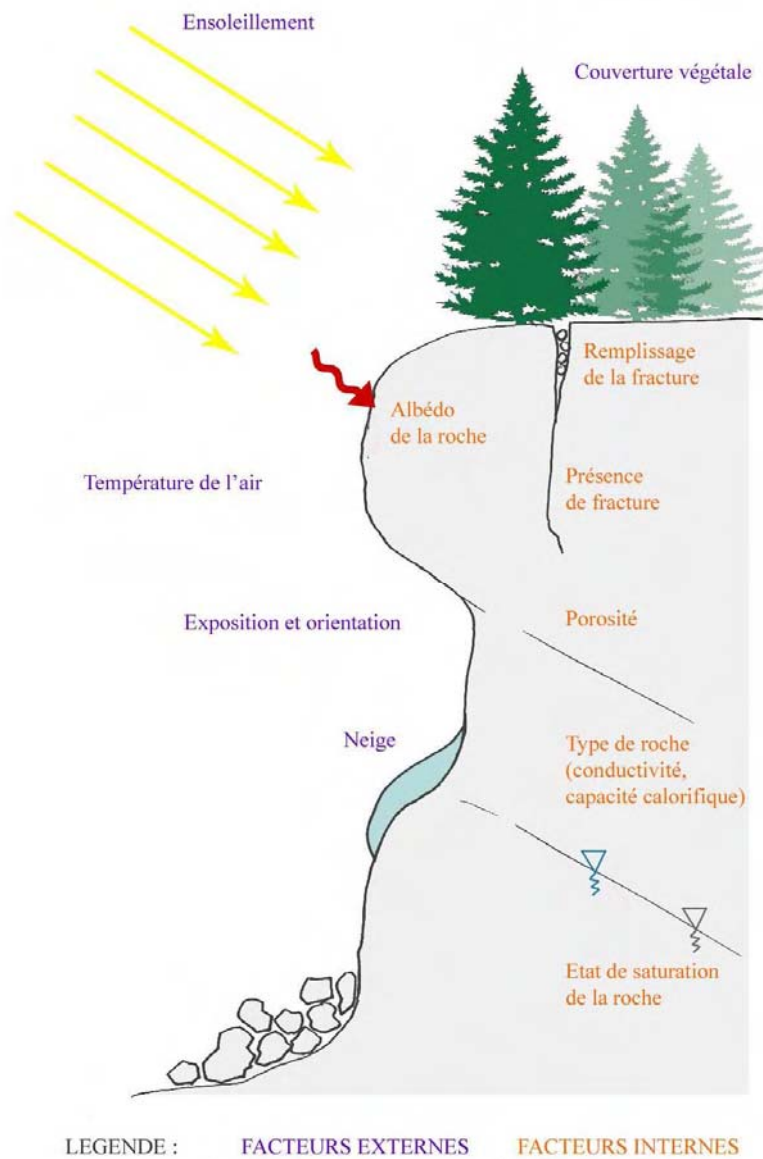


Figure 5. Multiplicité des facteurs intervenant dans le comportement thermique des massifs rocheux.

Tableau b. Différents facteurs de l'altération.

Facteurs externes	biologiques	<ul style="list-style-type: none"> - présence de végétation, - activité des êtres vivants...
	atmosphériques	<ul style="list-style-type: none"> - eau (pluie, neige, hygrométrie...), - température (cycles de gel-dégel, ensoleillement...), - air (vent...)...
	hydrogéologiques	<ul style="list-style-type: none"> - système de drainage naturel , - niveau de la nappe phréatique, - état de saturation du massif...
	chimiques	<ul style="list-style-type: none"> - qualité de l'eau (pH, présence de certaines molécules ou ions)...

	géomorphologiques	<ul style="list-style-type: none"> - topographie, - orientation, - exposition, - pente, - altitude - latitude...

Facteurs internes	géologiques	<ul style="list-style-type: none"> - lithologie, - structure du massif...
	physiques	<ul style="list-style-type: none"> - porosité, - réseau poreux, - fissuration, - perméabilité, - surface spécifique du réseau poreux...
	péetrographiques	<ul style="list-style-type: none"> - texture, - minéralogie, - taille des grains, - degré de cimentation...
	mécaniques	<ul style="list-style-type: none"> - résistances à la compression, à la traction, - module d'élasticité...
	thermiques	<ul style="list-style-type: none"> - conductivité, - capacité calorifique...

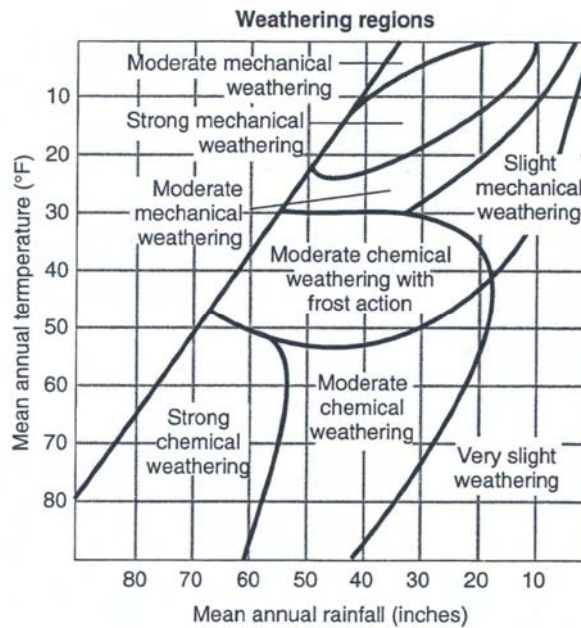


Figure 6. Type d'altération selon la température et les précipitations (Peltier, 1950).

La combinaison des facteurs à considérer n'est pas négligeable pour l'étude de l'altération car des roches similaires sur des sites proches peuvent connaître une altération très différenciée (Fookes et al, 1971). Le problème dans l'étude de l'évolution de la stabilité d'un massif rocheux donné est de **déterminer non seulement les processus d'altération qui interviennent mais aussi les principaux facteurs qui les conditionnent afin d'établir un modèle le plus proche possible du processus naturel.**

I.2.3 Etude des processus d'altération

Etant donné l'interaction et la complexité des processus d'altération dans les massifs rocheux, l'étude de ces mécanismes repose nécessairement sur l'interdisciplinarité (Chigira, 1999).

I.2.3.1 Méthode

In situ les processus d'altération sont étudiés essentiellement par le suivi de critères considérés comme significatifs (pétrographie et résistance mécanique sur les pierres du Pont Royal à Paris, Bustamante et al, 1994 ; porosité et résistance à la compression sur différents affleurements en Turquie, Tugrul, 2004 ; test de résistance au Brésilien sur un granite de Hong-Kong, Aydin et al, 2006). Plusieurs échantillons représentatifs de différents états d'altération sont prélevés sur le terrain. Le critère choisi est évalué sur chacun des échantillons. De telles observations ne permettent cependant pas de différencier l'action des différents processus d'altération si plusieurs interviennent à l'endroit étudié. L'étude permet de **caractériser globalement l'altération en un point donné et dans des conditions qui lui sont propres.**

En laboratoire, les essais tentent de reproduire les conditions naturelles d'un seul mécanisme d'altération (dilatation hydrique, cristallisation des sels, gel-dégel : Prick, 1999 ; lessivage, gel-dégel : Porokhovoï, 1995 & Woo, 2003) voire de deux (haloclastie et thermoclastie, Yavuz et al, 2007 ; cryoclastie et haloclastie, Fitzner et al, 1991). Ce type

d'étude a pour objectif généralement de caractériser l'altération de la matrice rocheuse considérée homogène si bien que les échantillons sont choisis de manière à avoir le moins de défauts possibles. La cinétique des processus d'altération est généralement faible par rapport à l'échelle humaine ce qui les rend difficilement observables et demande une accélération des processus lors de leur reproduction en laboratoire. D'autre part de tels essais s'effectuent sur des échantillons de taille limitée influant ainsi sur la représentativité du massif rocheux étudié. Par conséquent dans l'étude des processus d'altération, à la multiplicité des facteurs en jeu, s'ajoute **un effet d'échelle à la fois spatial et temporel dont il faut tenir compte à l'échelle du laboratoire**. La notion de volume élémentaire représentatif (VER) ne doit pas être occultée dans l'étude des processus d'altération, à la fois en terme de représentativité du matériau et de représentativité des conditions d'altération.

L'altération par propagation du réseau de fissures existant est peu étudiée que ce soit in situ ou en laboratoire (étude par une résine fluorescente du réseau de fissures d'un tuffeau japonais, Nishiyama et al, 1996).

I.2.3.2 Classification et caractérisation des roches vis-à-vis de l'altération

Face aux difficultés de caractérisation des processus d'altération ayant cours dans un massif rocheux et donc de l'aléa, les besoins en gestion du territoire ont nécessité la création de classification des roches vis-à-vis de l'altération. Ces classifications se basent soit sur des critères visuels d'état général de la roche (Tableau c : Fookes et al, 1971), soit sur différents paramètres quantitatifs et qualitatifs (exemple : Tableau d) (Porokhovoï, 1995 ; Woo, 2003). Cette hiérarchisation des roches dépend des altérations qui interviennent. Les études indiquent de plus, que les critères de suivi de l'altération doivent être choisis à tous les niveaux : l'altération visible à l'échelle macroscopique débute à l'échelle microscopique (Clark et al, 1982 ; Nicholson, 2001).

Tableau c. Classification des roches en fonction de l'état d'altération (d'après Fookes et al, 1971).

<i>Classe</i>	<i>Degrés d'altération</i>	<i>Description</i>
VI	Sol résiduel	Roche décolorée, sol avec texture originelle complètement détruite, changement de volume important.
V	Roche complètement altérée	Roche décolorée, sol avec texture originelle majoritairement conservée.
IV	Roche fortement altérée	Roche décolorée, discontinuités ouvertes, forte altération de la texture à proximité des discontinuités.
III	Roche modérément altérée	Roche décolorée, discontinuités ouvertes avec début de l'altération de la texture à proximité, roche notablement moins résistante que la roche saine.
II	Roche légèrement altérée	Roche un peu décolorée, surtout au niveau des discontinuités, perte de résistance non significative.
I	Roche saine	Aucune décoloration ni perte de résistance.

Chutes de pierres et de blocs rocheux : enjeu et problématique

Tableau d. Influence de l'altération sur les propriétés et sur la stabilité des massifs basiques et ultrabasiques (Porokhovoï, 1995).

Type de roche		Gabbro		Péridotite - Pyroxénolite		
Conditions climatiques		Tempérées	Tropicales	Tempérées	Tropicales	
Matrice rocheuse	Altération de la roche	Minéralogie	Saussurisation des plagioclases et ouralitisations (amphibolitisations) des pyroxènes	Très fortes transformations en minéraux argileux des plagioclases Amphibolisation totale des pyroxènes. Développement des oxydes et hydroxydes de fer	Altération des olivines et forte amphibolisation des pyroxènes	Altération totale des olivines, très forte dégradation des pyroxènes et leur amphibolisation Développement des oxydes et hydroxydes de fer
		Structure	La structure gabbroïde de la roche n'est plus visible dans la roche altérée avec le développement de l'hydriomorphisme des pyroxènes	Structure granoblastique reste visible mais fortement dégradée	Structure hétérogranulaire reste présente	Structure hétérogranulaire se transforme en structure nématoblastique des amphibolites
		Minéraux argileux	Chlorite, halloisite, kaolinite	Montmorillonites, kaolinite, vermiculite	Chlorite, halloisite	Chlorite, montmorillonites, halloisite, vermiculite
	Propriétés géomécaniques	Poids volumique	≈ 4,4%	≈ 44% - leuconorite ≈ 30% - gabbro	≈ 5,3%	≈ 35%
		Résistance à la compression	≈ 38%	≈ 95% - leuconorite ≈ 75% - gabbro	≈ 12%	≈ 84% - péridotite ≈ 80% - pyroxénolite
		Résistance à la traction	≈ 10%	Très forte dégradation	≈ 15%	Très forte dégradation
		Cohésion	Très légère diminution	Très forte dégradation	Légère diminution	Très forte dégradation
		Angle de frottement	Très légère diminution	Très forte dégradation	Légère diminution	Très forte dégradation
		Module d'Young (dyn)	≈ 90%	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois - leuconorites de 10 ² fois - gabbro	≈ 21%	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois
		Porosité effective	Très peu poreuse, presque inchangée	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois	Très peu poreuse, presque inchangée	Dégradation de l'ordre de 10 ³ fois
Massif rocheux	Profil d'altération / État de la fracturation	Densité de fracturation	≈ 60%	A partir d'un moment quand le massif devient de type sol, ne change pas	≈ 107%	A partir d'un moment quand le massif devient de type sol, ne change pas
		JCS	≈ 76%	Diminue	≈ 21%	Diminue
		JRC	≈ 18%	Diminue, puis reste constante	≈ 66%	Diminue, puis reste constante
		Angle de frottement	≈ 6%	Deviend celui du sol ≈ ordre de 45%	≈ 11%	Deviend celui du sol ≈ ordre de 45%
		Remplissage	Dégradation du remplissage primaire (quartz, calcite) et début d'accumulation de remplissage sablo-limoneux	Très fort développement de remplissage argilo-sableux, puis argilo-limoneux	Forte dégradation des serpentinites de remplissage et formation de remplissage limono-argileux Serpentine chloritique	Très fort développement du remplissage argilo-limoneux, puis argileux
		Type de profil	Ouralitique avec saussurisation	L'aténitique		L'aténitique
		Type d'arène	Sableuse avec des particules peliteuses	Argilo-limoneuse avec grains sableux, très hétérogène	Péliteuse avec rares grains sableux	Argileuse avec des limons et rares grains sableux
		Épaisseur	Propagation en 1 à 2,5 m en 25 ans	Dizaine de m en 25 ans	Propagation de 1 à 5 m en 25 ans	Dizaine de m en 25 ans
		Eau	Circulation des eaux de pluies dans les fractures	Pendant les saisons humides - présence de l'eau dans le milieu poreux. Formation d'une nappe	Faible circulation des eaux de pluie dans les fractures	Pendant les saisons humides - présence de l'eau dans le milieu poreux Formation d'une nappe
		Phénomènes d'instabilités talus des mines à ciel ouvert	Massif sain ou très légèrement altéré	Possibilité de chutes de petits blocs liés à la fracturation initiale et à l'exploitation par explosif	Possibilité de chutes de petits blocs liés à la fracturation initiale et à l'exploitation par explosif	Possibilité de chutes de blocs
Massif moyennement altéré	Chute de blocs et petits glissements rocheux sont envisageables à condition d'une orientation défavorable des fractures		Fort développement des glissements rocheux, des éboulis et premiers mouvements en masse peu profondes au niveau d'un ou deux gradins	Possibilité de chutes de blocs, ainsi que petits glissements plans sur les fractures serpentinisées	Fort développement des glissements rocheux et des éboulis et premiers mouvements en masse peu profondes au niveau d'un ou deux gradins	
Massif très altéré	Chute de blocs et éboulis généralisés au niveau d'un gradin		Possibilités d'instabilités généralisées sur les ruptures plus ou moins circulaires et des éboulis généralisés. Instabilité au niveau d'un flanc entier de l'exploitation	Fort développement des glissements rocheux sur les ruptures serpentinisées Éboulis au niveau d'un gradin	Possibilité d'instabilités généralisées sur les ruptures plus ou moins circulaires et des éboulis généralisés. Instabilité au niveau d'un flanc entier de l'exploitation	

*Les pourcentages indiquent les variations relatives des paramètres.

I.3 Objectifs de l'étude

Parmi les mouvements de terrain affectant les zones montagneuses, les chutes de pierres et de blocs restent encore trop peu prévisibles. Or cet aléa affecte de manière fréquente une partie non négligeable du territoire français au détriment de la sécurité des biens et des personnes. Cette méconnaissance des processus déclenchants pose donc des problèmes pour l'aménagement du territoire en terme de prévision et de prévention.

Des codes de calcul et des logiciels de trajectographie permettent actuellement de déterminer la zone de propagation potentielle d'une partie instable d'un massif rocheux. Mais la multiplicité et la complexité des processus d'altération rendent difficile l'évaluation de l'instant de rupture. Les méthodes existantes d'évaluation de l'évolution de la stabilité dans le temps sont essentiellement qualitatives et encore trop subjectives.

Dans le cadre de notre étude des éboulements rocheux en zone montagneuse, les mécanismes prépondérants d'altération doivent être déterminés et étudiés. L'évolution de la stabilité des massifs rocheux et le risque de rupture en fonction du temps dépendent de la cinétique de ces phénomènes. L'évaluation de la stabilité des massifs nécessite de connaître de plus, à défaut d'un modèle précis, tout au moins les contraintes développées dans les massifs rocheux par

ces phénomènes. **L'objectif de ce travail est de fournir un modèle d'altération pour la prise en compte de ces processus dans l'étude des risques liés à l'instabilité des versants rocheux.**

Les chutes de pierres et de blocs sont certes des phénomènes gravitaires de faible ampleur mais ils sont relativement fréquents à la fois temporellement et spatialement sur l'ensemble du territoire français. Or contrairement aux autres types d'éboulement, cet aléa se produit généralement sans aucun signe précurseur. En zone habitée, il constitue un risque pour les biens et les personnes. Les limites des méthodes de prévision actuelles tiennent essentiellement à leur subjectivité du fait de la difficulté à connaître la structure interne des massifs et surtout son évolution. Pour améliorer la gestion de ce risque, il s'avère nécessaire d'identifier les mécanismes d'altération en cours dans les massifs et leur cinétique. En fait, l'altération des roches est le résultat de l'action combinée de plusieurs mécanismes physico-mécaniques, chimiques et biologiques. La difficulté de cette étude est due à la multiplicité des facteurs à considérer et à la complexité de leurs interactions. Une des solutions est de ne tenir compte que du mécanisme d'altération prépondérant. Le prochain chapitre s'attache donc à identifier le processus d'altération prépondérant dans les massifs montagneux français avant de l'étudier plus particulièrement dans les chapitres suivants.

- Chapitre - II

Le gel-dégel dans les roches

II.1	Prépondérance du gel-dégel dans le mécanisme d'altération en contexte montagneux	46
II.1.1	Un « paléo-processus » connu	46
II.1.2	Différentes observations in-situ	47
II.1.3	Un problème d'autant plus important à l'avenir	51
II.2	Le gel a été étudié dans la matrice des roches en laboratoire et dans le réseau de fissuration des roches in situ	51
II.2.1	Différents points de vue sur l'altération par gel-dégel	51
II.2.1.1	En géomorphologie :	51
II.2.1.2	En construction/restauration	52
II.2.1.3	En génie civil	52
II.2.1.4	Définition de deux processus d'action du gel-dégel : micro- et macrogélivation	53
II.2.2	Etude de la « microgélivation » en laboratoire	54
II.2.2.1	Essais en laboratoire	54
II.2.2.2	Deux théories sur le processus de microgélivation	58
II.2.2.3	Classifications vis-à-vis du gel	67
II.2.3	Etude de la « macrogélivation » in situ	72
II.2.3.1	Difficultés de mise en place d'essais en laboratoire	72
II.2.3.2	Observations in-situ	73
II.2.3.3	Les cycles de gel-dégel subis par les massifs rocheux	76
II.2.3.4	Influence de l'humidité de la roche et ses fluctuations	78
II.2.3.5	Rôle de la structure de la paroi rocheuse	78
II.2.3.6	Modèles analytiques et numériques de la macrogélivation	78
II.3	Notre problématique : associer les processus de gel-dégel en matrice et dans le réseau de fissures	80
II.3.1	Mise en évidence de l'importance des « défauts » de la roche dans son altération à toutes les échelles	81
II.3.1.1	Principe de l'expérimentation	81
II.3.1.2	Protocole expérimental	81
II.3.1.3	Résultats	82
II.3.1.4	Analyse	84
II.3.2	Mise en évidence de la complexité du jeu des facteurs dans la génération de la contrainte dans le réseau de fissuration des roches	85
II.3.2.1	Analyse statistique des paramètres physiques et mécaniques	85
II.3.2.2	Analyse de données sur les paramètres physiques et mécaniques	86

En région montagneuse, en France en particulier, les versants rocheux sont certes soumis à différents types d'altération mais des études sur le terrain tendent à prouver que le mécanisme de gel-dégel est prépondérant dans la génération de chutes de pierres et de blocs. Ce processus d'altération sur les roches a été largement étudié à la fois en laboratoire et in situ.

II.1 Prépondérance du gel-dégel dans le mécanisme d'altération en contexte montagneux

II.1.1 Un « paléo-processus » connu



Figure 7. Allure des gelifracts (Route du Mont-blanc, mars 2007) (« gelifracts » = les fragments rocheux issus des effets du gel).

Lors du Quaternaire, différents changements climatiques consécutifs aux périodes de glaciation (Günz, Mindel, Riss et Würm), ont affecté en particulier les falaises côtières du Nord-Ouest de la France. Ainsi, **de manière périodique, lors des passages d'un interglaciaire à une période froide, ces reliefs escarpés ont été soumis à des conditions climatiques périglaciaires similaires à celles que connaissent aujourd'hui les massifs alpins et pyrénéens en hiver : froides et humides.** L'étude des importants dépôts de pente grossiers issus des processus d'altération ayant eu cours à ces différentes périodes a mis en évidence l'importance des processus d'érosion cryoclastique (Lautridou, 1984 ; Derruau, 1996 ; Font et al, 2002). La même conclusion a été faite sur des modelés similaires hérités du Quaternaire froid dans le Massif Central (Valadas, 1975). La forme anguleuse et l'hétérogénéité des blocs rocheux constituant ces dépôts sont les preuves que le gel a été actif dans les versants rocheux sus-jacents. D'une part la matrice sablo-limoneuse des dépôts ayant protégé de toute autre forme d'altération les blocs rocheux tombés de la falaise, le transport après rupture a nécessairement été réduit afin de préserver la forme anguleuse des fragments rocheux (Figure 7). D'autre part l'hétérogénéité de la taille des blocs est le signe d'un détachement par éclatement selon le réseau de fissures plus ou moins aléatoires sillonnant la roche.

II.1.2 Différentes observations in-situ

Historiquement les effets du gel-dégel comme mécanisme d'altération des roches ont été étudiés dès 1871 par Ansted (Halsey et al, 1998). Plus récemment en géomorphologie, l'observation des éboulis en pied de versants associés à une humidité et à un régime thermique propices à une action du gel-dégel dans les roches, a convaincu les géomorphologues du rôle important de ce couple dans le domaine français des moyennes et hautes altitudes (Pech, 1988 ; Coque, 1993 ; Derruau 1996 ; Rovera, 1997). Ils ont ainsi remarqué que ce processus de génération de pierres et de blocs rocheux qu'ils ont appelé « gélifraction » (terme qui caractérise plutôt le résultat de l'action du gel) ou « gélivation » (terme qui caractérise plutôt l'action du gel), est limité au début de l'hiver aux versants trop pentus pour être protégés par le manteau neigeux et qu'il étend son champ d'activité au fur et à mesure de la fusion de ce dernier. Le rôle de l'eau dans ce type d'instabilités est ainsi démontré. Par ailleurs l'influence de la température est prouvée par la fréquence des chutes de pierres et de blocs dans les zones exposées favorablement aux variations thermiques. L'action du gel apparaît être d'autant plus active qu'un dégel diurne permet de saturer en eau le réseau poreux du versant (Clark et al, 1982 ; Andrèn, 2006). Lorsque la température diminue la nuit, l'eau récupérée par la roche, gèle et endommage un peu plus le massif rocheux par rapport au jour précédent.

Des études statistiques effectuées sur des données climatiques et de fréquences, entre autres, de chutes de pierres et de blocs dans les massifs subalpins (Figure 8) concluent à une corrélation significative entre ces instabilités et les cycles de gel-dégel (Frayssines, 2005). La corrélation est, de plus, d'autant plus forte que deux ou trois jours de gel-dégel se succèdent. Des périodes continues de gel sans dégel s'avèrent elles aussi être assez bien corrélées avec les chutes de pierres et de blocs. Les services d'entretien routier de l'Equipement ont remarqué de leur côté qu'ils dégageaient plus fréquemment certaines routes de moyenne et haute montagnes, de pierres et de blocs en période de gel-dégel (Pauly et al, 2002). Dans les tunnels en Suède, les sections les plus affectées par le détachement de fragments rocheux sont celles ayant des problèmes de fuites d'eau. En gelant, cette eau provoquerait l'éclatement de la paroi des tunnels : de fines couches de glace ont été observées à la surface des blocs tombés (Andrèn, 2006).

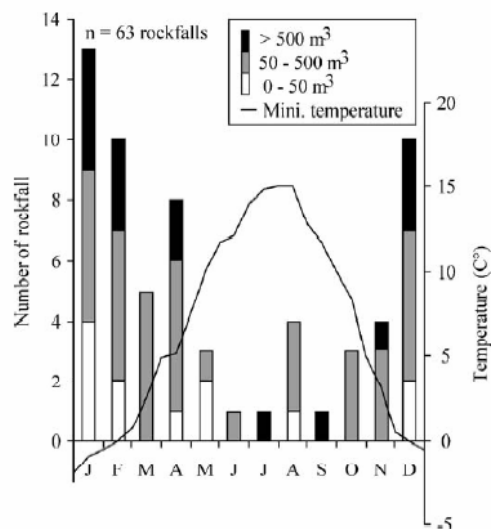


Figure 8. Distribution annuelle des chutes de pierres et de blocs entre 1948 et 2004 et de la température moyenne minimale entre 1971 et 2000 aux environs de Grenoble (Frayssines et al, 2006).

Cependant le régime thermique au sein des massifs rocheux n'est pas identique à celui de l'air environnant : si, en surface, la roche peut parfois présenter quelques degrés supplémentaires selon l'insolation et son exposition, les variations de température (Hall, 2004) sont fortement atténuées dès quelques centimètres de profondeur au sein de la roche (Figure 9) (Clark et al, 1982; Fahey et al, 1988 ; Matsuoka, 1994; Matsuoka, 2001). Par conséquent la simultanéité entre les cycles de gel-dégel évalués par la température dans l'air et l'occurrence de processus gravitaires ne suffit pas à démontrer le lien de cause à effet entre les phénomènes observés.

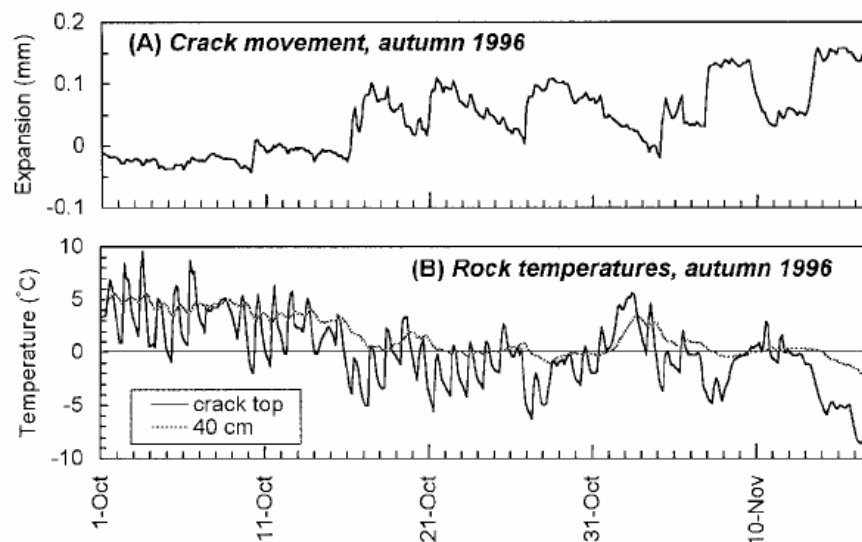


Figure 9. Suivi annuel de l'ouverture et de la température à différentes profondeurs dans une fissure instrumentée des Alpes japonaises (Matsuoka, 2001).

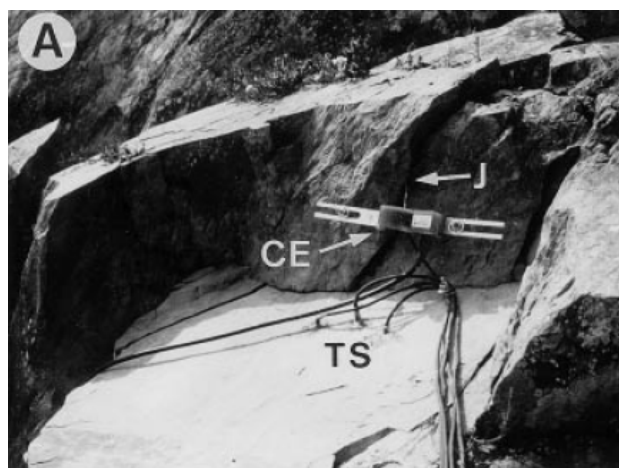


Figure 10. Extensomètre fixé à cheval sur une fracture d'un massif rocheux dans les Alpes japonaises (Matsuoka, 2001).

L'observation de l'influence du couple gel-dégel dans la génération de chutes de pierres et de blocs a donc été approfondie par différentes instrumentations in-situ. Le suivi de l'écartement de fissures de massifs rocheux en parallèle à la température à différentes profondeurs (Figure 9 & Figure 10) a mis cette fois en évidence une **corrélation entre les cycles de gel-dégel effectifs dans la roche et les chutes de pierres et de blocs** (Matsuoka et al, 1997 ; Matsuoka, 2001). La quantification et l'étude des débris de ces instabilités rocheuses par «trappe à cailloux» en pied de pente (Matsuoka et al, 1999) ou par

Le gel-dégel dans les roches

comparaison photographique du versant initialement peint (Figure 11) (Matsuoka, 1990), associées à un suivi in situ à la fois thermique et hydrique, ont révélé en particulier l'influence du type de cycle de gel-dégel sur la taille des fragments rocheux se détachant. La reproduction expérimentale à moindre échelle en centrifugeuse de discontinuités rocheuses soumises au couple gel-dégel (Figure 12) confirme le rôle altérant de ces cycles thermiques en démontrant qu'une discontinuité remplie de glace initialement stable peut devenir instable quand la température augmente (Figure 13) (Davies et al, 2001).

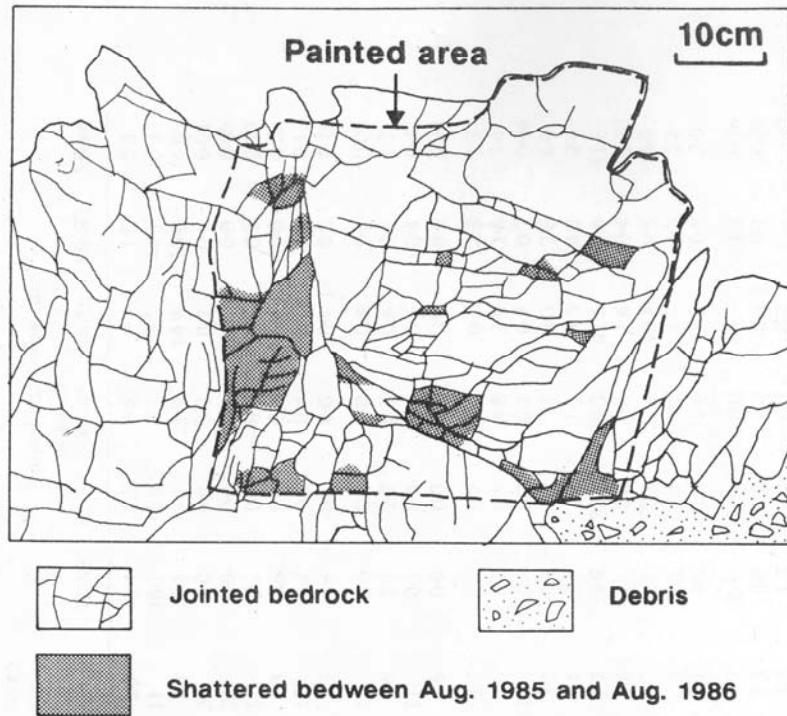


Figure 11. Schéma du suivi d'un versant fracturé : les parties sombres sans peinture sont l'indice de zones de départ de blocs rocheux (Matsuoka, 1990).

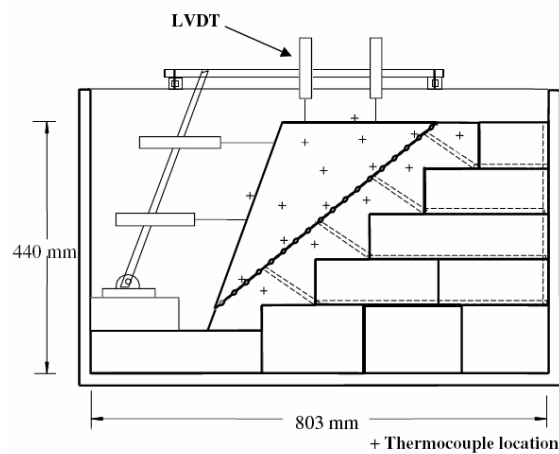


Figure 12. Schéma-plan du dispositif de reproduction d'une discontinuité en centrifugeuse (Davies et al, 2001).

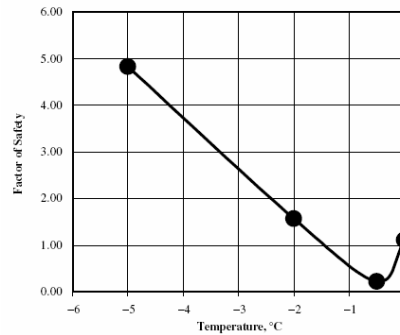


Figure 13. Exemple de diminution du coefficient de sécurité d'une pente avec l'augmentation de la température de la glace dans le joint (Davies et al, 2001).

Afin d'évaluer si seul l'effet thermique des cycles de gel-dégel n'agit pas, des tests ont été effectués sur différentes roches à la fois sèches et saturées, soumises à des cycles successifs de variation de température (exemple des essais de Tourenq, 1970 : -20°C/20°C). Les vitesses de propagation des ondes longitudinales ont été comparées entre les deux états hydriques. Pour les deux conditions de saturation des roches, la vitesse diminue au cours des cycles successifs mais la diminution est d'autant plus marquée pour l'état humide. **S'il existe un effet purement thermique d'altération, plus ou moins important selon le type de roches, cette action est moindre par rapport à l'altération en présence d'eau dans le milieu poreux de la roche (Figure 14).**

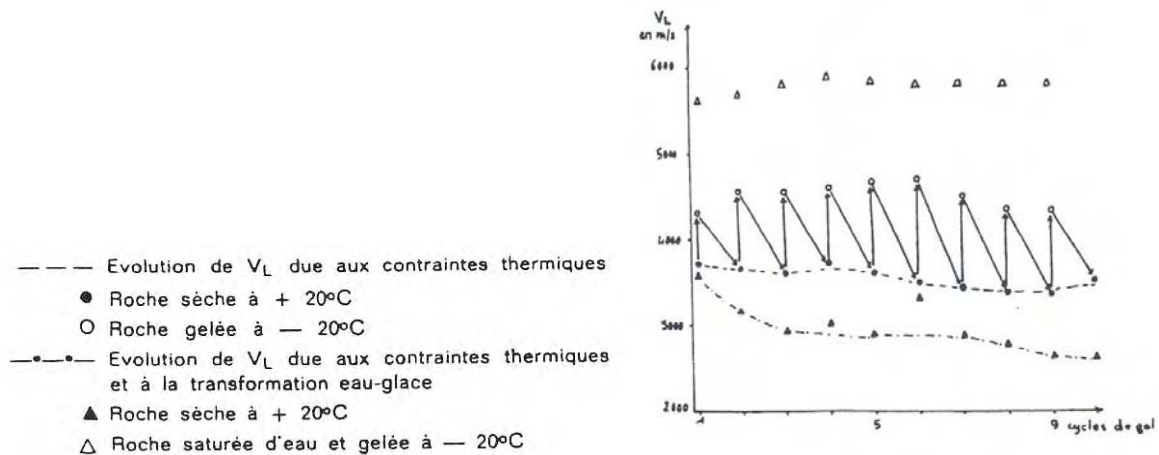


Figure 14. Vitesse de propagation du son (V_L) à l'état sec et à l'état saturé au cours de cycles successifs, cas du calcaire d'Euville (Tourenq, 1970).

En conclusion, si d'autres phénomènes d'altérations interviennent en contexte montagneux sous un climat tempéré (dilatation thermique, Hall et al, 2001 ; dilatation hydrique, Frayssines, 2005 & Rovera, 1997), les cycles de gel-dégel semblent être le phénomène déclencheur prédominant des chutes de pierres et de blocs. Nous avons donc choisi d'étudier plus particulièrement ce processus.

II.1.3 Un problème d'autant plus important à l'avenir

Un point peut être ici ajouté au sujet de l'évolution actuelle du climat. La tendance au réchauffement de la planète modifie le régime thermique actuel des zones montagneuses. En haute montagne, le nombre de cycles de gel-dégel augmente au détriment des périodes continues de gel. De plus la fonte des neiges et des glaciers découvre non seulement de nouvelles zones aux conditions propices à une gélivation active (Figure 13 ; Davies et al, 2001) mais augmente aussi la saturation en eau des massifs rocheux en aval déjà concernés. **Le problème de gestion des instabilités rocheuses ne peut que s'accroître avec le réchauffement climatique** (Dehn et al, 2000 ; Schmidt et al, 2004).

II.2 Le gel a été étudié dans la matrice des roches en laboratoire et dans le réseau de fissuration des roches in situ

L'objectif de notre travail s'orientant finalement vers la détermination de l'action du gel dans les chutes de pierres et de blocs en milieu montagneux, un état de l'Art sur le gel-dégel dans les roches s'impose. L'interdisciplinarité du processus de gel-dégel dans les roches justifie la multiplicité des approches de ce phénomène.

II.2.1 Différents points de vue sur l'altération par gel-dégel

II.2.1.1 En géomorphologie :

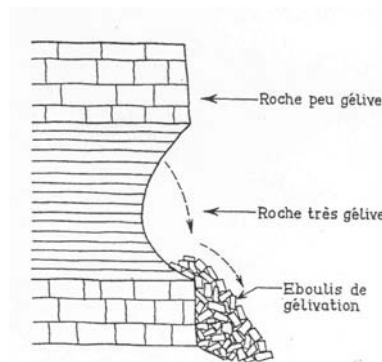


Figure 15. Formation d'un abri-sous-roche (Derruau 1996).

La **morphologie des montagnes** sujettes aux alternances de périodes de gel et de dégel est fortement influencée par ce processus. La combinaison morphodynamique du climat et du relief a ainsi été largement étudiée par les géomorphologues (Lliboutry, 1964; Pech, 1988; Delaloye, 2004). Les cycles de gel-dégel qui exploitent les défauts de l'architecture lithologique (litage, foliation, joints de grains...), sont considérés comme l'agent principal de décohesion. Les éboulis en pied de falaises et les abris-sous-roche seraient des éléments du relief montagnard issus de ce processus : les escarpements sont débités par éclatement sous l'effet du gel et s'accumulent en pied de versants tandis que les abris-sous-roche se forment par excavation d'une couche gélive sous-jacente à une couche moins gélive (Figure 15) (Derruau, 1996 ; Rovera, 1997). Ce processus d'altération serait essentiellement actif au cours de l'année lors de l' « optimum cryoclastique », période du plus grand nombre d'alternances de gel-dégel. Selon l'altitude, cette période varie.

II.2.1.2 *En construction/restauration*

L'effet du gel est également reconnu comme un phénomène d'altération pour **les pierres en oeuvre** (Honeyborne et al; Javey, 1972; Lootvoet, 1986; Thomachot, 2002) et est étudié depuis longtemps (D'Havé et al, 1969). Il se manifeste essentiellement par l'apparition de deux types de rupture : fissures plus ou moins profondes et écaillage superficiel. Si l'importance de l'état de saturation de la roche ainsi que de sa structure poreuse a été observée, l'absence d'explication claire du mécanisme de rupture des pierres sous l'effet du gel a réduit les responsables de la construction à établir une norme (NF B 10-601) par classification de la sensibilité des roches vis-à-vis du gel en fonction de la localisation géographique de l'ouvrage (Figure 16 : France des zones de gel) et de la destination dans l'ouvrage (soubassement, corniche, gargouille..). Une telle norme permet de connaître, à partir des conditions thermiques et hydriques, comment la pierre peut être placée dans la construction. Si la sensibilité au gel de la roche est connue, les zones à forts apports d'eau sont évitées.

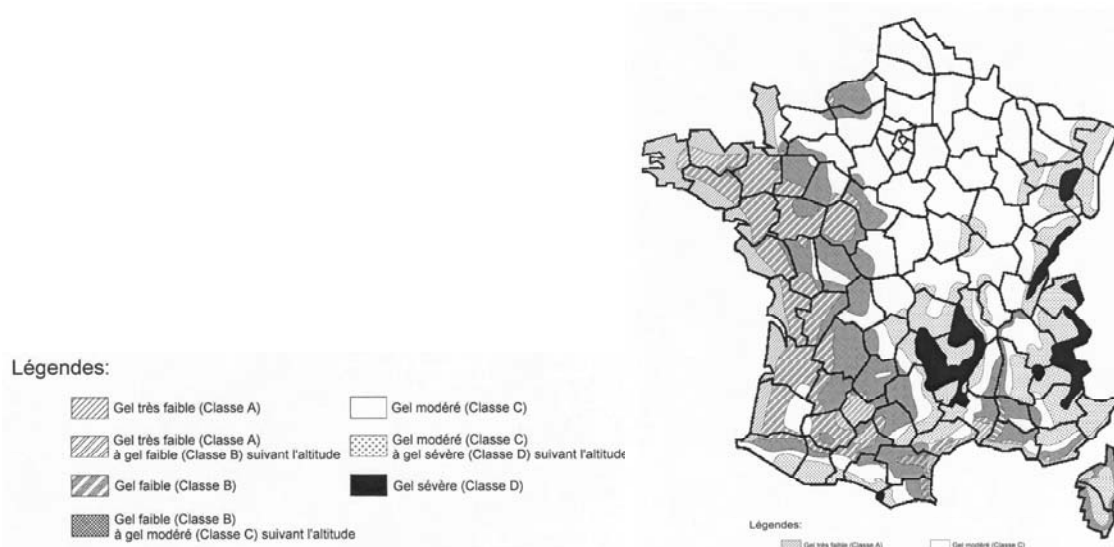


Figure 16. Carte de France illustrant la répartition des zones de gel (NF B 10-601, Juillet 2006).

II.2.1.3 *En génie civil*

En génie civil, le couple gel-dégel a également un effet destructeur. Les produits de la roche, tels les **granulats** utilisés dans les chaussées, peuvent détériorer ces dernières s'ils s'altèrent sous l'effet du gel. Les conditions hydriques au sein des chaussées l'hiver, associées au réseau poreux des roches normalement utilisées pour les granulats, génèrent un état de saturation en eau élevée propice à l'action altérante de températures négatives (Archimbauld et al, 1971). L'apparition de fissures et/ou l'augmentation de porosité ont ainsi été observées sur des granulats, ce qui diminue leur résistance à la fragmentation (augmentation du coefficient Los Angeles) (Remy, 1993). La norme pour la détermination de la résistance au gel-dégel des granulats (NF EN 1367-1) a été révisée en août 2007.

Les **terrassements** peuvent aussi être le lieu de désagréments dus au gel. En effet, les excavations anthropiques que constituent les déblais, peuvent soumettre aux intempéries, des affleurements rocheux initialement protégés par une couche superficielle. Or toute tranchée joue le rôle de drain si bien que des venues d'eau se produisent au niveau des joints de stratification de la paroi rocheuse nouvellement dégagée. L'action combinée du gel et de ces apports d'eau peut donner lieu à des chutes de pierres et de blocs voire à des éboulements (Struillou, 1968). Le gel des drains à leur exutoire crée des bouchons. L'eau

qui continue d'arriver, s'accumule derrière ces masques de glace et la nappe hydraulique rabattue en période hors-gel voit son niveau augmenter. Tant que les masques de glace sont là, la paroi rocheuse supporte la poussée de la nappe en charge même si des fissures peuvent se développer. Lors du dégel, la perte de la butée formée par la glace, avant que la nappe ne se soit rabattue, peut générer le détachement de blocs rocheux.

Les **enrochements** par leurs fonctions de stabilité et de protection contre les agents de l'érosion, sont exposés durant toute leur vie et doivent présenter un risque d'altération limité. Souvent utilisés en protection de digues ou de piles de ponts, ils sont le siège de taux de saturation en eau élevés. Les roches utilisées pour les enrochements doivent donc être résistantes au gel. Or il existe des problèmes avec le degré de fissuration des blocs utilisés car leur taille métrique permet rarement d'avoir des matrices rocheuses homogènes. Un réseau de fissures plus ou moins important dans un contexte hydrique favorable constitue une faiblesse vis-à-vis du gel (Rémy, 1993). Mais l'ignorance sur le mécanisme de gel-dégel dans le réseau de fissuration des roches empêche la prévention de ce risque.

D'autres excavations anthropiques sont le siège de désordres dus au gel : les **tunnels**. La paroi rocheuse des tunnels peut parfois présenter des fuites d'eau qui lorsqu'elles gèlent, sont susceptibles d'altérer la roche (Andrèn, 2006). L'expansion volumique due à la formation de glace est en effet limitée par la paroi du tunnel. Si la pression exercée par la glace dépasse la résistance de la roche, celle-ci cède et une fissuration peut apparaître (Lai et al, 2000). Des blocs peuvent chuter à la suite de cet endommagement menaçant la stabilité de l'ensemble du tunnel. Les concepteurs de tunnel sont démunis face à cet aléa car le mécanisme d'altération par le gel n'est pas bien connu. La réglementation en matière de tunnels sujets au risque de gel demanderait une évaluation de la contrainte exercée par la glace afin d'améliorer le dimensionnement.

II.2.1.4 Définition de deux processus d'action du gel-dégel : micro- et macrogélivation

Les différentes observations du gel-dégel dans les roches présentées précédemment font apparaître un mécanisme différent selon le type de porosité affecté. Le réseau poreux dans une roche est constitué d'une porosité de fissures à l'échelle macroscopique, discontinuités de quelques centimètres à quelques décimètres de long et d'épaisseur variant du dixième de millimètre à quelques millimètres, et d'une porosité de matrice à l'échelle microscopique, réseau de vides de tailles micro- et nanométrique communiquant entre eux (Archimbaud et al, 1971). Le gel se manifeste différemment à ces deux échelles. Tricart (1953, d'après Javey, 1972) a ainsi distingué une « **macrogélivation** » qui met à profit la porosité de fissure et une « **microgélivation** » en rapport avec la porosité de matrice. La macrogélivation conduit à l'élargissement et la propagation du réseau de fissures existant jusqu'aux détachements de blocs rocheux tandis que la microgélivation génère et exploite les joints entre les minéraux, et les pores jusqu'à l'éclatement de la roche en éléments fins (échelle granulaire) (Matsuoka, 2001 & 2001a ; Coque, 1993).

A cause de l'effet de taille, la microgélivation a essentiellement été étudiée en laboratoire (cf. II.2.2) alors que la macrogélivation a été observée in-situ (Matsuoka, 2001a) (cf. II.2.3).

II.2.2 Etude de la « microgélivation » en laboratoire

II.2.2.1 Essais en laboratoire

Le principe des essais est de reproduire en laboratoire, les conditions environnementales naturelles auxquelles les roches sont soumises lors de l'alternance du couple gel-dégel et d'étudier leur altération au cours du temps.

Les paramètres prépondérants à fixer sont d'ordres thermique et hydrique (Letavernier, 1984 ; Remy, 1993 ; Prick, 1999 ; Matsuoka, 2001a) : températures de gel et de dégel, vitesse de refroidissement, durées des paliers de gel et de dégel, teneur en eau initiale de la roche, apport d'eau ou non pendant le cycle de gel-dégel.

L'étude de la microgélivation se limite au comportement de la roche à l'échelle microscopique sous l'effet du gel. Par conséquent l'utilisation d'échantillons de roche de taille centimétrique à décimétrique est possible tout en préservant la représentativité du phénomène.

Enfin même si le mécanisme d'altération par le gel a une cinétique visible à notre échelle de temps, les simulations des conditions naturelles s'effectuent généralement de manière accélérée en supprimant les « temps morts » que sont, sur le terrain, les périodes sans gel (Prick, 1999). La cinétique du processus d'altération est basée sur le nombre de cycles de gel-dégel.

Le **Tableau e** présente les protocoles d'essais d'altération des roches au gel-dégel de différents auteurs. Les **conditions expérimentales** utilisées sont très variables. Le gel s'effectue entre -2°C et -38°C . La vitesse de refroidissement varie de -0.5°C/h à un gel instantané. Les cycles durent de 24 à 48h avec des paliers de gel et de dégel de 4 à 12h. La teneur en eau des éprouvettes varie de l'état sec à l'état saturé. Enfin si la majorité des essais prend en considération le risque de désaturation des éprouvettes au cours des cycles, l'apport d'eau compensatoire s'effectue de façon très variée : éprouvette dans un fond d'eau, éprouvette en milieu étanche, dégel dans l'eau. La multiplicité de ces paramètres est due aux objectifs propres de chacun des essais, aux différentes roches étudiées et aux conditions naturelles désirant être reproduites.

La **taille des éprouvettes** est généralement d'ordre décimétrique afin d'être représentative de la matrice rocheuse où la dimension des éléments est tout au plus millimétrique.

La **mesure de l'endommagement** dépend des facteurs étudiés dans le processus d'altération par le gel. Elle a été ainsi effectuée directement par observations visuelle et microscopique, perte de poids, dilatométrie, analyse des gélifracts, ou indirectement par mesure de propriétés mécaniques (module d'élasticité, résistance en compression, résistance en traction) et physiques (porosité, porosimétrie au mercure), vitesses des ondes, émission acoustique... Les méthodes indirectes demandent une valeur-seuil en-dessous de laquelle on peut estimer qu'il y a endommagement.

Les objectifs de ces essais visaient certes à caractériser la gélivité des roches (Lautridou et al, 1977 ; Camerman, 1944) ou à établir des modèles d'altération (Mutlutürk et al, 2003 & Yavuz et al, 2006) mais aussi à déterminer la **variation de température au sein de blocs rocheux** (Lautridou, 1985 ; Hallet et al, 1991) et l'**évolution de leur degré de saturation au cours du gel** (Bousquié, 1979; Lautridou et al, 1976 ; Petkovic Lamy et al, 2006 ; Remy, 1993 ; Chen et al, 2004). La mise en évidence de migrations d'eau au sein de la roche au cours des cycles de gel-dégel (Prick, 1999) a conduit à l'étude de l'évolution et du rôle de la texture de la roche (Nicholson et al, 2000 ; Tourenq, 1970; Murton et al, 2006 ; Archimbaud et al, 1971 ; Letavernier, 1984 ; Thomachot, 2002 ; Nicholson, 2001). Le processus a aussi été étudié par

comparaison à des mécanismes a priori similaires (cristallisation des sels, Goudie, 1999 ; ségrégation de la glace dans les sols, Akagawa, 1991).

Tableau e. Différentes études en laboratoire de la microgélivation et leurs objectifs.

Référence	Roches	T°C gel	T°C dégel	Vitesse refroidissement	Durée de cycle	Durée du gel	Durée du dégel	Teneur en eau initiale	Apport en eau au cours du cycle	Forme et taille des éprouvettes	Objectifs de l'étude	Méthodes de mesure de l'endommagement
<i>Lauridou et al 1977</i>	Calcaires	-8°C			24h				Gel et dégel dans un fond d'eau	Cylindre de 10 cm de long et disques de 3cm de haut, Ø=8cm	Caractérisation de la gélivité de différents calcaires	Observations visuelles et analyse des géofract
<i>Camerman 1944</i>	Calcaire Tournai	de -15°C	+15°C	Instantanée	24h	12h	12h	Saturation à la pression atmosphérique	Dégel par immersion dans l'eau	Parallélépipède (10x10x15cm ³)	Caractérisation de la gélivité de différents bancs d'un même calcaire	Observations visuelles, résistance à l'écrasement, porosité
<i>Fitzner et al 1991</i>	Grès	-10°C	+15°C	~ -3°C/h	24h	4h	4h			Cube de 4cm de côté	Reproduction des saisons (hiver et printemps) pour comparer à des observations d'altération in situ	Observations visuelles, perte de poids,
<i>Lauridou 1985</i>	Roches siliceuses	-8°C	+20°C	-3 à 4°C/h	24h	6h	6h	Saturation vide	Gel et dégel dans 2cm d'eau	Cylindre ou cube de 8 à 10cm de côté	Variation de la température au sein de la roche, caractérisation par allure des géofract	Observations visuelles et analyse des géofract
<i>Hallet et al 1991</i>	Grès	De -4°C à -15°C	+20°C	-3 à 4°C/h	48h	6h	6h	Saturation vide	Gel et dégel dans 2cm d'eau	Cylindre ou cube de 8 à 10cm de côté	Etude de la température à laquelle l'altération intervient et de la localisation de l'altération	Suivis des émissions acoustiques et de la température
<i>Bousquié 1979</i>	Calcaires	-15°C	+5°C	~ -7°C/h	24h	4h	16h	Saturation vide	Dégel par immersion dans l'eau	Cylindre (Ø=40mm, l=50mm)		
	Calcaires	-8°C	+10°C	-3°C/h	24h	6h	8h	Saturation vide	Gel et dégel dans 0.5cm d'eau	Cylindre (Ø=40mm, l=50mm)		Observations visuelles, poids de l'échantillon
	Calcaires	-8°C	+10°C	-3°C/h	24h	6h	8h	Saturation à la pression atmosphérique pendant 48h	Gel et dégel dans 0.5cm d'eau	Cylindre (Ø=40mm, l=50mm)		
	Calcaires	-8°C	+10°C	-3°C/h	24h	6h	8h	Saturation à la pression atmosphérique pendant 48h	Dégel par immersion dans l'eau	Cylindre (Ø=40mm, l=50mm)		
<i>Lauridou et al 1976</i>	Pierre de Caen	-5°C à -30°C		Très lent à rapide					Gel et dégel dans un fond d'eau	Cube de 9cm de côté	Variation de la teneur en eau de l'éprouvette au cours d'un cycle de gel-dégel	Observations visuelles, suivi du poids et de la température, mesure de l'humidité
<i>Pečková Lamy et al 2006</i>	Grès de Fontainebleau	de -28°C			12h			Saturation à la pression atmosphérique		Cylindre (Ø=40à50mm ; l=40à70mm)	Etude de la teneur en eau non-gelée par RMN de l'éprouvette au cours d'un cycle	Suivi de la teneur en eau non gelée par résonance magnétique nucléaire
<i>Remy 1993</i>	Calcaires Lorraine	de -20°C	+20°C	-8°C/h	24h	6h	8h	De 5 à 100%	Gel et dégel dans un sac hermétique	Cylindre (Ø=50mm ; l=100mm)	Mécanisme de gel dans un milieu carbonaté : degré de saturation	Vitesse de propagation des ondes longitudinales et transversales,
	Calcaires Lorraine	de -5°C	+20°C	-5°C/h	24h	6h	8h	De 5 à 100%	Gel et dégel dans un sac hermétique	Cylindre (Ø=50mm ; l=100mm)	endommagement, teneur en eau non gelée au cours d'un cycle	
<i>Chen et al 2004</i>	Tuffeau	-18°C	+5°C	-15°C/h				De 0% à 95%		Cylindre (Ø=30mm ; l=60mm)	Etude de l'influence de l'état de saturation initial	Observations visuelles, évaluation de la distribution de l'eau au cours du gel, résistance à la compression, vitesse de propagation des ondes longitudinales, porosité

<i>Prick 1999</i>	Calcaires	-20°C	+20°C	-0.5°C/h, -2°C/h et -10°C/h	24h					Différents taux de saturation	Gel et dégel en milieu étanche	Cylindre	Action du gel en milieu poreux : comportements élastique et dilatométrique, migrations d'eau au cours du gel	Module d'élasticité, mesures dilatométriques, répartition de l'humidité dans les éprouvettes gelées
<i>Nicholson et al 2000</i>	Calcaires, crates, grès	-18°C	+18°C	-2°C/h	24h	9h	3h	100%	Gel et dégel dans 3cm d'eau			Cylindre (Ø=50mm ; l=100mm)	Etablir des modèles physiques de détérioration	Observations visuelles, perte de poids, densité de fracturation
<i>Tourenq 1970</i>	Calcaires marbres	De 2°C à -38°C	+20°C					Différents taux de saturation: de sec à saturé	Gel et dégel dans un fond d'eau			Cylindre & cube	Observation du développement de fissures sous l'effet du gel, intérêt de la mesure de la vitesse de propagations des ondes longitudinales	Observations microscopiques et vitesse de propagation des ondes longitudinales
<i>Murton et al 2006</i>	Craie	Reproduction d'une année de cycles de gel-dégel								Différents taux de saturation	Différents types d'apport	Parallélépipède (45x30x30cm ³)	Etude de la formation de fracture	Suivis de la dilatométrie, de la température, de la pression dans le réseau poreux, de l'humidité dans la roche
<i>Archimbaud et al 1971</i>	Calcaires, calcaires dolomitiques et gréseux, dolomies, grès	-20°C		Instantanée				100%				Cube	Rôle de la texture des roches	Observations visuelles et microscopiques, porosité, vitesse de propagation des ondes longitudinales, résistance à la compression
<i>Letavernier 1984</i>	Calcaires	De 5°C à -22°C		-6°C/h à -20°C/h	24h			De 30 à 100%	Gel et dégel dans 2cm d'eau			Cube	Relation gélivité et morphologie du milieu poreux : microfissuration, microporosité, perméabilité, et influence de l'intensité du gel, de la vitesse de descente en température, de la teneur en eau initiale	Observations visuelles et analyse des gélifrats
<i>Thomachot 2002</i>	Grès	-6°C	+12°C	-3.5°C/h	24h	8h	8h	Saturations sous vide et à la pression atmosphérique pendant 48h	Gel et dégel dans un sac hermétique			Cube de 7cm de côté	Evaluation des modifications des structures de porosité sous l'action du gel	Suivi de la température et de la saturation, observations visuelles et microscopiques (MEB), porosimétrie au mercure, vitesse de propagation des ondes longitudinales, résistance à la traction, capillarité
<i>Nicholson 2001</i>	Calcaires	-18°C	+18°C	-2°C/h	24h	9h	3h	100%	Gel et dégel dans 3cm d'eau			Cylindre (Ø=50mm ; l=100mm)	Evaluation des modifications des structures de porosité sous l'action du gel	Observations visuelles et microscopiques, perte de poids, densité de fracturation, porosité, densité, porosimétrie au mercure
<i>Goudie 1999</i>	Calcaires	-8°C	+15°C	-4°C/h	24h	6h	6h	Saturation à la pression atmosphérique	Gel et dégel en milieu étanche			Parallélépipède (10x3x2cm ³)	Comparaison au processus de cristallisation des sels	Module d'élasticité, perte de poids
<i>Akagawa et al 1991</i>	Tuffeau	-14°C	+4.5°C	/	200h	/	/	92% & 100%	/			Cylindres (Ø=290mm ; l=250mm)	Comparaison au phénomène de ségrégation de la glace dans les sols	Observations visuelles, évaluation de la distribution de l'eau au cours du gel, pression de pore
<i>Mattarık et al 2003 & Yavuz et al 2006</i>	Différents types de roches de Turquie	-20°C	+20°C	Instantanée	4h	2h	2h	Saturation à la pression atmosphérique	Dégel dans l'eau			Cube de 5cm de côté	Modèle d'endommagement au gel sur la base de paramètres d'intégrité de la roche	Suivi au cours des cycles de la résistance à la compression, de la vitesse des ondes longitudinales

II.2.2.2 Deux théories sur le processus de microgélivation

Deux théories sur le processus de microgélivation dans les roches sont issues de ces différentes études en laboratoire : soit la contrainte est générée directement par l'augmentation de volume lors de la formation de la glace, soit la contrainte est générée indirectement par des migrations d'eau et de glace. La roche est considérée comme un réseau de pores sphériques dans lesquels la glace se développe.

2-2-2-1 la contrainte est générée par l'expansion volumique lors de la formation de glace

Dès 1667, le pouvoir destructeur de la formation de la glace a été mis en évidence par Huygens qui sous la seule action du gel hivernal, fit éclater un canon fermé rempli d'eau (Huygens, 1667). La transformation de l'eau en glace à la pression atmosphérique s'accompagne en effet d'une augmentation de volume de l'ordre de 9%. Lors de la formation des cristaux de cette glace de type I, les molécules d'eau s'arrangent selon un réseau hexagonal très régulier à l'aide de liaisons hydrogènes (Figure 17) (Berthier, 1958). Ces dernières imposent une telle distance entre les molécules que le réseau est lacunaire. La densité de la glace est ainsi inférieure à celle de l'eau liquide (Lliboutry, 1964):

$$d_{\text{glace}} = 0.9168(1 - \alpha\theta + p/\kappa_T) \quad (1)$$

Où :

$\alpha = (1.53 + 0.0054 \theta) \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, coefficient de dilatation thermique

$\kappa_T = (8.25 - 0.0121 \theta) \text{ GPa}$, compressibilité isotherme

θ , température en degrés Celsius ($\theta < 0^\circ\text{C}$)

p , pression en Pascal.

A la pression atmosphérique, la densité de la glace à 0°C est donc de 0.9169 soit une augmentation volumique de 9.1% par rapport à l'eau liquide. Or **même si la densité de la glace augmente quand la température diminue, l'expansion volumique dans notre domaine d'étude à la pression atmosphérique est de l'ordre de 9%** (à -10°C , $d_{\text{glace}} = 0.9183$ soit 8.9% d'augmentation volumique par rapport à l'eau liquide).

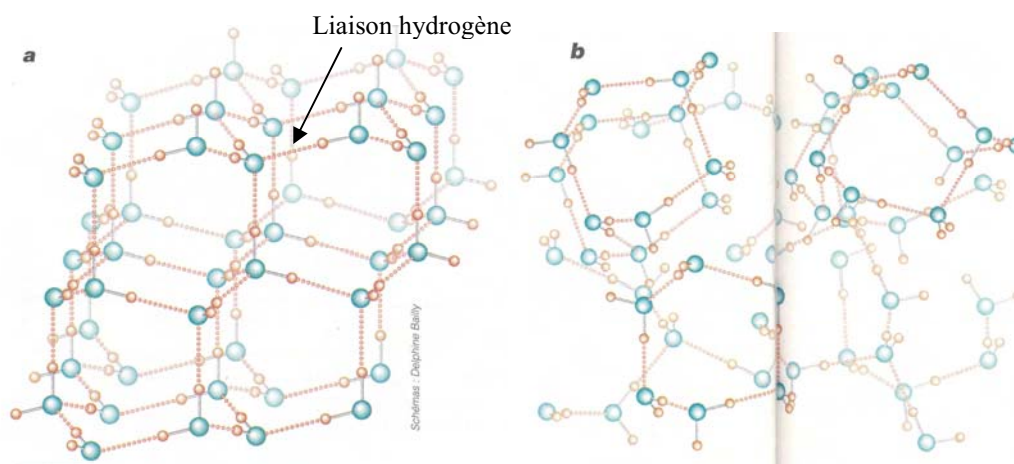
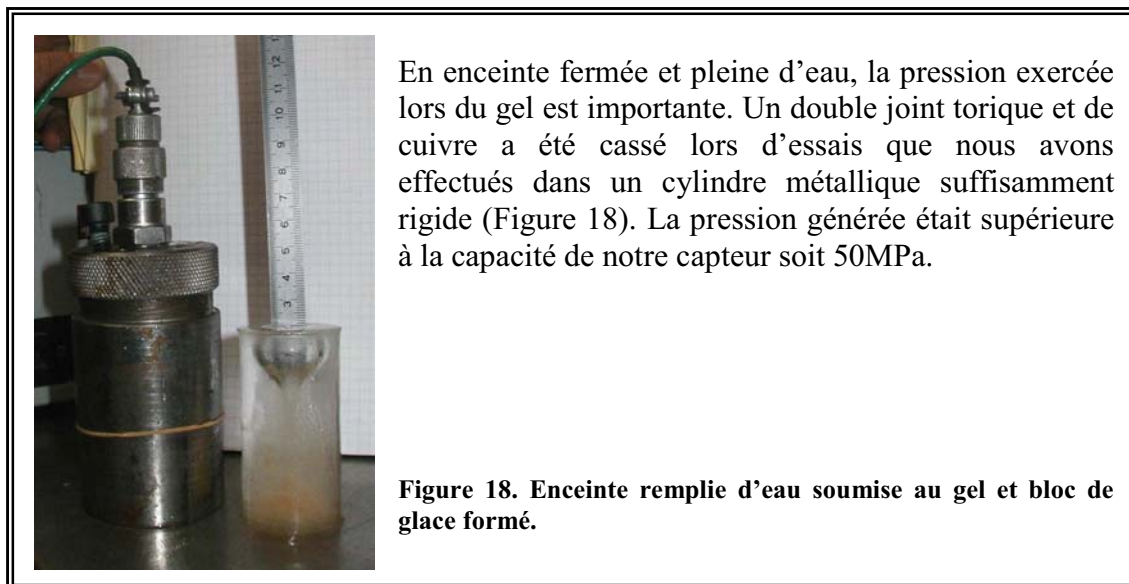


Figure 17. Réseau des molécules d'eau selon l'état : a) solide (Glace de type I), b) liquide (d'après Teixeira, 2001).

En fait dès + 4°C, l'agitation thermique devient suffisamment faible dans le réseau de molécules d'eau pour que des liaisons hydrogènes se forment et se maintiennent : **le volume spécifique de l'eau augmente dès lors que la température diminue en dessous de + 4°C** (Chatterji, 1999 ; Akyurt et al, 2002).



Différentes approches de la formation de glace dans un volume fermé ont tenté d'évaluer cette contrainte. Lliboutry (1964) a établi un modèle en tenant compte de l'élasticité de l'enceinte, de la compressibilité de la glace et de l'air initialement dissout dans l'eau qui se dégage lors de la formation de la glace. Bertouille (1975) a utilisé la loi de Hooke sur l'élasticité pour établir la contrainte dans une sphère. On peut aussi faire ce calcul en se référant au modèle de convergence d'une sphère creuse (Pouya, 1991). **La pression évaluée dans une sphère calcaire représentant un pore (Tableau f) par ces trois méthodes (Tableau g), est de l'ordre de 800MPa soit supérieure à la résistance en traction de ce type de roches qui est de quelques MPa.**

Tableau f. Propriétés mécaniques de la glace et d'un calcaire (Larrys perlé de la carrière du Moulin d'Arlot (89)).

	E (MPa)	ν
Glacé (<i>Lliboutry 1964</i>)	9000	0.36
Calcaire (<i>Larrys</i>)	64900	0.34

Tableau g. Evaluation de la contrainte exercée par la glace en milieu fermé selon différentes méthodes.

Méthode	σ (MPa)
<i>Lliboutry 1964</i>	979
<i>Bertouille 1975</i>	838
<i>Pouya 1991</i>	729

En fait les propriétés intrinsèques de la glace de type I ne permettent pas réellement d'atteindre de telles pressions : selon le diagramme d'état de la glace établi par Bridgman, **la glace change de type au-delà de 200MPa ou fond sous la pression** (Figure 19). Or seule la glace de type I a une densité inférieure à 1. La modification du cristal de glace entraîne une contraction en volume qui relâche la contrainte initialement créée. D'autre part en conditions naturelles, dans la matrice rocheuse, **les connexions capillaires entre les pores permettent l'écoulement de l'eau si bien qu'un pore ne peut être considéré comme un système fermé**. L'eau ne gèle pas de manière instantanée mais à partir d'un germe qui croît progressivement (Lliboutry, 1964 ; Akyurt et al, 2002). Dans un pore, les contraintes développées par l'augmentation de volume sont dissipées par l'écoulement de l'eau non encore gelée devant le front de cristallisation. Par ailleurs la glace est un corps plasto-visco-élastique (Akyurt et al, 2002) d'autant plus susceptible de fluer que la température n'est pas trop basse. Ce phénomène d'extrusion a été mis en évidence par Berthier (1958) par une expérience simple : une brique gorgée d'eau, plongée dans un liquide non miscible à l'eau et non gélif, se couvre de glace d'extrusion sous une température négative. Il a par ailleurs été observé au cours de différents essais de gel sur les roches (Lautridou et al, 1976). L'origine du phénomène est controversée (extrusion ou cryosuccion, Lautridou, 1985). Enfin un cycle de gel-dégel lent peut laisser assez de temps à l'eau liquide des pores pour s'évaporer et diminuer l'état de saturation de la roche rendant l'augmentation volumique du changement de phase possible sans dommage (Tourenq, 1963 ; Lautridou et al, 1976 ; Lautridou et al, 1977 ; Bousquié, 1979 ; Prick, 1995 ; Thomachot, 2002).

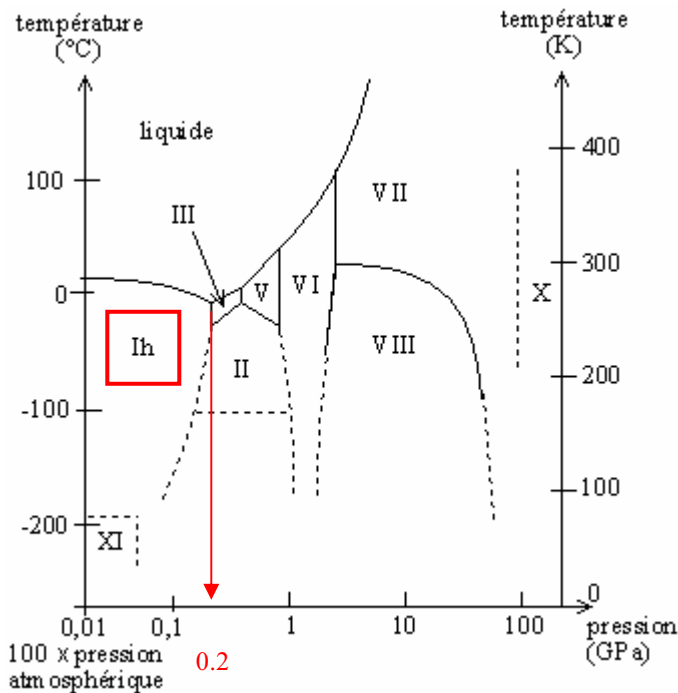


Figure 19. Diagramme de phase de la glace en échelle logarithmique.

Certains auteurs (Mc Greevy, 1981 & Thomson, 1862, d'après Prick, 1999) ont émis l'hypothèse que la croissance des cristaux de glace n'était pas nécessairement isotrope mais s'effectuait plutôt dans une direction déterminée. Seule une pression de croissance linéaire s'exercerait ainsi sur la paroi des pores. Cependant la pression évaluée pour ce processus, de 0.2MPa, est relativement faible par rapport à la résistance en traction des roches qui est généralement au moins de quelques MPa.

Enfin quelque soit le modèle de changement de volume lors du gel, il ne peut être satisfaisant car la contraction de certains calcaires a été observée au cours de cycles de gel-dégel sur des cylindres (Prick, 1995). **La seule considération de l'augmentation volumique lors du changement de phase ne peut justifier un tel comportement.** De plus le problème du gel dans les milieux poreux n'est pas uniquement un problème de cristallisation : le comportement d'une roche lors de la cristallisation des sels n'est pas le même que celui lors de la cristallisation de la glace (Goudie, 1999).

2-2-2-2 la contrainte est générée par les migrations d'eau à l'état liquide ou solide

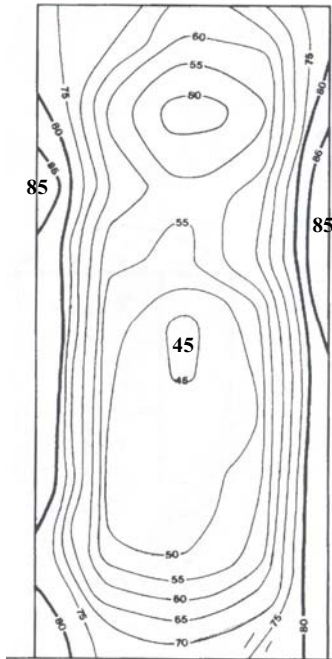


Figure 20. Répartition de l'eau dans un cylindre de calcaire initialement saturé à 75% et soumis au gel (Prick 1999).

Par mesure de la teneur en eau en plusieurs points d'une éprouvette de roches au cours d'un cycle de gel-dégel (Figure 20), différents auteurs ont mis en évidence l'**existence de migrations d'eau liquide** (Lautridou et al, 1975 ; Lautridou et al, 1977 ; Akagawa et al, 1991 ; Prick, 1995 ; Chen et al, 2004). Ces migrations sont possibles si de l'eau non-gelée dans le réseau poreux est disponible au cours de l'essai. Certes le gradient de température de la surface externe des roches vers l'intérieur induit une propagation progressive du front de gel au sein du volume d'eau présent dans la roche (Aguirre-Puente et al, 1973 ; Lautridou et al, 1978 ; Murton et al, 2000 ; Petkovic et al, 2006), mais, même après le passage du front de gel, une partie de l'eau reste sous forme liquide (Remy, 1993).

La température de congélation n'est pas homogène dans la matrice rocheuse : elle dépend en particulier de la qualité de l'eau, de la surface et de la taille des pores.

Dans le cas d'une solution aqueuse, la température de gel diminue lorsque la concentration en ions augmente (Akyurt et al, 2002 ; Watanabe et al, 2002). Les ions dans la solution sont liés aux molécules d'eau pour former un ensemble ordonné et cohérent empêchant l'association de ces dernières en cristaux de glace. C'est le principe d'utilisation des sels de déverglaçage. D'autre part l'eau adsorbée à la surface des pores conserve son état liquide jusqu'à des températures très inférieures à 0°C grâce à une importante énergie interfaciale. L'agencement moléculaire ordonné et l'importance des forces qui lient les molécules d'eau à la paroi

rocheuse, donnent à l'eau adsorbée des propriétés différentes de celles de l'eau libre. La température de congélation de cette eau liée est une fonction croissante de son épaisseur (Aguirre-Puente et al, 1973). Elle constitue ainsi au cours du gel, un film d'eau disponible pour les transferts observés. Cette perméabilité ainsi créée a en particulier été étudiée dans le cas de sols gelés (Caicedo Hormaza, 1991).

Enfin la température de congélation de l'eau contenue dans un pore ou un capillaire diminue avec sa taille (Tourenq, 1970 ; Vignes et al, 1971 ; Aguirre-Puente et al, 1973 ; Letavernier, 1984). Différentes théories tentent de justifier cette observation :

-influence thermodynamique de la courbure d'équilibre de l'interface eau/glace dans un capillaire fin : l'abaissement du point de congélation est d'autant plus fort que l'interface eau/glace est courbe, c'est-à-dire que la taille du pore ou capillaire est petite ;

-présence d'eau adsorbée : le pore est de dimension analogue à celle de l'épaisseur de la couche d'eau liée ;

-nombre de nucléi de gel : pour déclencher la transformation eau-glace dans un volume donné, il faut un nombre suffisant de germes de glace (Akyurt et al, 2002). Par conséquent, plus le volume est faible, plus la probabilité de la congélation est faible (Chahal et Miller, d'après Tourenq, 1970).

A partir de ces théories, différents modèles ont été établis afin de déterminer la **température de congélation de l'eau dans un pore en fonction de son rayon** (Tableau h & Figure 21).

Tableau h.

Modèle	Principe	Référence
Thomson	Interface eau/glace courbe	<i>Williams et al 1989</i>
Gilpin	Modèle d'un sol compose de grains sphériques	<i>Walder et al 1985</i>
Fabbri	Equilibre solide/liquide en milieu confiné	<i>Fabbri 2006</i>
Blachère	Interface eau/glace et équilibre de phase courbe	<i>Blachère 1975</i>

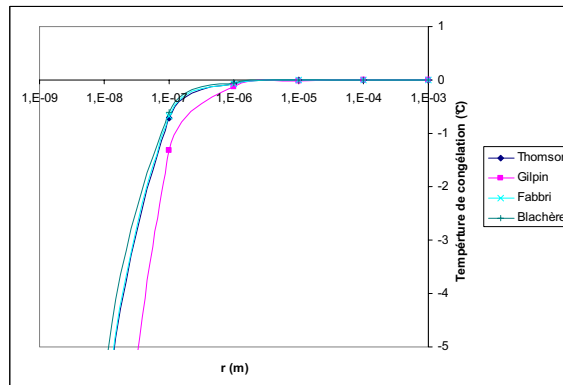


Figure 21. Différents modèles de variation de la température de congélation en fonction du rayon d'un pore, r.

Quel que soit le modèle, à -5°C , les pores de rayon supérieur à 100nm sont gelés. Dans le réseau poreux d'une roche, le rayon des pores n'est pas unique mais se répartit autour d'une ou plusieurs valeurs fortement représentées. La valeur la plus présente est appelée le rayon moyen de pores. Ainsi d'après ces modèles, on peut estimer que **les roches de rayon moyen supérieur à 100nm sont entièrement gelées à -5°C** .

Des différentes théories tenant compte de l'inhomogénéité du gel dans le réseau poreux et des migrations d'eau dans la roche, deux sont principalement admises (Rémy, 1993 ; Prick, 1999 ; Thomachot, 2002) :

- *développement de contraintes hydrauliques dans l'eau non gelée par la glace en formation,*
- *développement de contraintes capillaires par l'interface eau-glace lors de la progression du front de gel.*

Le *modèle des pressions hydrauliques* repose sur le principe d'opposition du réseau poreux à la migration de l'eau. Selon Powers (1949), l'augmentation volumique de 9% accompagnant la formation de la glace dans les pores où le point de congélation est atteint, cause l'expulsion d'une partie de l'eau non encore gelée vers des pores plus petits ou des pores remplis d'air, les bulles d'air servant alors de soupapes. Les pressions hydrauliques sont engendrées par la résistance aux frottements qui s'opposent au déplacement de l'eau dans la roche. Cependant l'observation de déplacements d'eau, non pas des zones de formation de la glace vers les zones non gelées mais des pores non gelés vers le front de gel, a amené Powers à modifier cette approche.

Le *modèle modifié des pressions osmotiques* (Powers et al, 1953) est fondé sur le fait que l'eau des capillaires n'est pas pure puisqu'elle contient des substances en solution, notamment des ions alcalins (Na^+ , K^+). Lorsque la température devient suffisamment basse, la formation de la glace débute dans les plus gros pores. La concentration de la solution encore non-gelée augmente. Le même phénomène se produit, mais à des températures plus basses, dans les plus petits pores comme nous l'avons expliqué ci-dessus. Ainsi durant la période de gel, il y a un déséquilibre de concentration entre la solution plus concentrée dans les gros pores en partie gelés et celle dans les plus petits. Le déséquilibre de concentration est à la base du phénomène d'osmose. **L'eau des petits pores a tendance à se diriger vers les plus gros pores pour rééquilibrer les concentrations en solutés.** Ces pressions hydrauliques peuvent fissurer la matrice rocheuse si elles dépassent sa résistance. De plus, à mesure que l'eau arrive dans les gros pores, la concentration de la solution diminue ce qui entraîne la formation de glace supplémentaire et contribue à augmenter la pression.

Le *modèle des pressions hydrauliques modifié par Litvan* (1978) se base sur le principe de migration de vapeur d'eau par différence de pression au-dessus de l'eau en surfusion et au-dessus de la glace. Tandis que l'eau gèle dans un premier temps dans les grands pores, la pression de vapeur d'eau au dessus de l'eau encore non-gelée étant plus élevée qu'au dessus de la glace (Figure 22), une partie de l'eau doit se déplacer des pores fins vers les macropores pour rétablir l'équilibre thermodynamique. D'après les courbes de changement d'état, plus la température diminue, plus le phénomène s'amplifie.

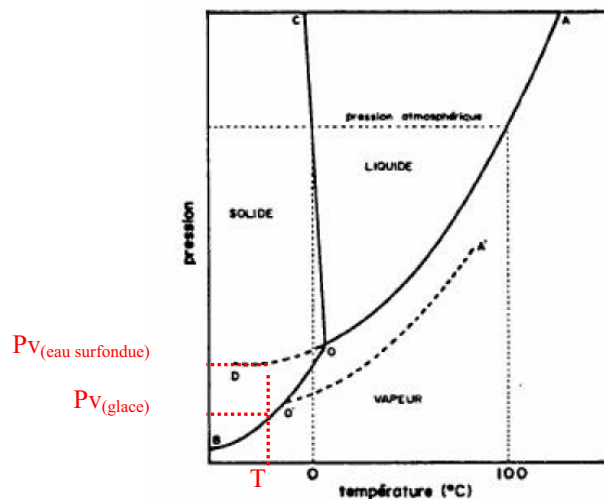


Figure 22. Diagramme pression/température de changement de phase de l'eau (--- : limite eau surfondue/vapeur d'eau).

Le *modèle des pressions capillaires* d'Everett (1961) s'appuie sur l'équilibre thermodynamique de l'interface eau-glace dans un pore qui induit une température de congélation du pore selon sa taille (Figure 21 & Tableau h). Lorsqu'un matériau poreux gèle, les cristaux de glace se développent en premier lieu dans les pores les plus gros. **L'eau non gelée des pores plus petits va migrer vers les pores les plus gros afin de pallier le déséquilibre thermodynamique présent à l'interface entre les deux.** Si la roche est de faible cohésion, elle se déforme sous l'effet du développement de la glace dans les gros pores par succion cryogénique. L'eau non-gelée circule dans la couche d'eau liée vers les macropores. Il s'agit du principe de gonflement des sols gelés. Si la roche est suffisamment cohésive, la glace alimentée par ces mêmes apports d'eau crée suffisamment de pression pour préférer se développer dans les pores plus petits que de pousser les parois des gros pores. La pression développée sera d'autant plus grande que le rapport de taille entre petit et gros pores est grand.

2-2-2-3 Prépondérance d'un mécanisme de gel selon les conditions:

De ces différentes théories, aucune n'est vraiment admise. Les données mesurées lors d'expérimentation ne sont en général pas assez précises pour rendre compte de la complexité des régimes thermiques et hydriques si bien qu'aucune n'a été démontrée. Chaque modèle s'appuie sur quelques résultats expérimentaux qui corroborent leurs hypothèses. Enfin aucun n'est vraiment satisfaisant pour expliquer tous les cas de dommages dus au gel subis par les roches: **l'augmentation volumique** nécessite une forte saturation en eau et ne peut justifier la présence de mouvements d'eau en direction du front de gel ; la **théorie des pressions hydrauliques** est difficile à évaluer du fait de l'influence de la rugosité des surfaces des pores et du conflit des cinétiques de migration d'eau et de propagation du front de gel ; la **théorie des pressions capillaires** se base exclusivement sur l'hétérogénéité du réseau poreux qui n'est pas l'apanage de toutes les roches gélives. Dans un milieu poreux, le processus s'avère plus complexe que l'expérience didactique de Huygens (1667) le laissait imaginer.

En fait **les conditions et le milieu poreux dans lesquels le gel intervient, semblent fortement favoriser le type de processus.** Les mécanismes de dilatation volumique et migration d'eau interviendraient en même temps mais selon l'environnement, l'action altérant de l'un ou de l'autre prédominerait. Un gel rapide limitant le temps de migration de l'eau non-gelée devant la propagation du front de gel favoriserait plutôt l'effet de la dilation volumique du changement de phase (Hallet et al, 1991 ; Matsuoka, 2001). Au contraire un gel lent laisserait le temps à l'eau non-gelée de se déplacer (Chen et al, 2004) : les pressions hydrauliques et capillaires seraient alors plus aptes à se développer. En absence de taux de saturation élevés, la roche subirait principalement l'effet des modèles à base de migrations d'eau étant donné que ces mouvements permettraient de fournir une teneur en eau suffisante en certains endroits pour qu'une altération soit observée (Prick, 1999 ; Chen et al, 2000).

Quel que soit le modèle, une détermination quantifiée de la contrainte générée par le gel a rarement été établie et encore moins démontrée. Le modèle d'expansion volumique du changement de phase achoppe à évaluer une pression dans un système non hermétique tel que les pores de la roche. Les contraintes évaluées en système fermé de quelques centaines de MPa sont par ailleurs trop fortes pour être effectives dans la roche (Tableau g). Le modèle des pressions capillaires est le seul modèle basé sur les migrations d'eau ayant une base théorique solide ; la tension d'interface entre l'eau liquide et la glace.

L'augmentation de pression maximale se déduit de la loi de Laplace :

$$P = \frac{2\sigma_{lg}}{r_p} \quad (2)$$

Où :

- r , rayon du pore le plus fin,
- σ_{lg} , tension d'interface courbe entre l'eau liquide et la glace évaluée généralement à 0.04J/m^2 .

Les pressions dans ce modèle nécessitent des rayons de pores inférieurs à 10nm pour atteindre quelques MPa.

2-2-2-4 Facteurs influants sur la microgélivation:

L'influence des paramètres à la fois internes et externes à la roche sur le mécanisme de gel et sur les contraintes générées a généralement été évaluée qualitativement à partir de l'altération observée.

L'importance des diverses pressions dues aux migrations d'eau au cours du gel laisse supposer le rôle de **la texture des roches**. La répartition de l'eau dans le milieu poreux pour un degré de saturation donné est déterminée par cette texture. L'aptitude d'une roche à se recharger en eau au cours ou entre les périodes de gel dépendra entre autres, de l'importance et de la morphologie de sa porosité qui déterminent sa perméabilité, son coefficient d'ascension capillaire et son taux d'évaporation.

Un faible *coefficient d'ascension capillaire* ne permet pas le maintien de la teneur en eau en raison du phénomène d'évaporation et protège la roche vis-à-vis du gel (Bousquié, 1979 ; Lautridou et al, 1978).

Une forte *perméabilité*, si la période de gel est suffisamment lente, peut provoquer un drainage du milieu et une désaturation du matériau à la fois par écoulement de l'eau liquide (Lautridou et al, 1978; Letavernier, 1984), par évaporation (Bousquié, 1979) et par extrusion de la glace (Bousquié 1979). La perméabilité est alors un facteur de dissipation de contraintes. Un *rayon moyen de pores* lié par la loi de Poiseuille et la loi de Darcy à la perméabilité a le même effet (Bousquié, 1979 ; Bellanger et al, 1993). La présence de microporosité protège la roche de gels peu intenses (Letavernier, 1984 ; Chen et al, 2004) dans la mesure où de tels pores ont une température de congélation faible (Figure 21).

La *porosité piégée* qui ne se sature pas en eau dans les conditions naturelles, sert de soupape aux contraintes générées par le gel et protège ainsi la roche : la compressibilité de l'air permet à la glace de se développer sans augmentation de pression (Bousquié, 1979).

Le *type de réseau poreux* influe sur le type d'altération. En effet, un réseau unimodal favoriserait l'action des pressions hydrauliques ce qui se traduit par un élargissement global du réseau poreux tandis qu'un réseau multimodal, caractérisé par une distribution hétérogène de ses rayons de pores, serait plus sujet à la microfissuration due aux pressions capillaires lors de la progression du front de glace (Rémy, 1993).

Par ailleurs la *surface spécifique* élevée du réseau connecté des roches unimodales accentue les effets de cette altération car la quantité d'eau adsorbée lui est proportionnelle (Hudec, 1975 ; Rémy et al, 1994). Dans le cas d'un gel lent, un réseau multimodal tend à réagir au gel comme un réseau unimodal à la suite de fortes migrations d'eau et au relâchement des contraintes de propagation du front de glace (Rémy et al, 1994).

L'environnement de la roche influe aussi sur l'intensité des contraintes générées. Si la présence d'eau est indispensable à la gélifraction, les *conditions d'accès à une source d'eau* au cours des cycles de gel-dégel sont plus importantes que l'*état de saturation initial* de la roche. Au cours du temps et en particulier au cours d'un cycle de gel-dégel, la teneur en eau évolue trop en fonction des conditions environnementales pour pouvoir définir une unique valeur critique initiale pour une roche (Bousquié, 1979; Prick, 1999). Un apport d'eau continu au cours du gel permet de maintenir la teneur en eau initiale voire de l'augmenter, favorisant ainsi l'action de l'expansion volumique (Bousquié, 1979).

Un *gel rapide* a le même effet car il empêche la désaturation de la roche (Tourenq, 1963 ; Lautridou et al, 1976 ; Lautridou et al, 1978 ; Bousquié, 1979; Prick, 1999). Il favorise de plus une mise en pression rapide de l'eau interstitielle non encore gelée par l'avancée du front de gel (Aguirre-Puente, 1975). Le phénomène des pressions hydrauliques est alors accru.

L'influence de la *durée du palier de gel* est controversée (Remy, 1993 ; Walder et al, 1986). Il semble que si la température de gel n'est pas trop froide, un palier long est plus destructeur car les migrations d'eau sont encore possibles (Letavernier, 1984). La formation de glace dans le réseau poreux n'étant pas encore trop importante, la perméabilité est en grande partie conservée. Mais si la teneur en eau n'est pas très élevée initialement et/ou l'apport en eau est limité, une température de gel pas trop basse facilite aussi le relâchement des contraintes par écoulement de la glace dans le réseau poreux. En effet, la plasticité de la glace croît avec la température (Blachère, 1975). Si la température est un peu plus basse, le mécanisme de fusion de la glace sous pression prend le relais dans la limitation des contraintes (Blachère, 1975a). La contraction de la glace intervient aussi avec la décroissance de la température : cette contraction est d'autant plus marquée que la température reste constante longtemps. En outre, la durée du palier joue sur la profondeur atteinte par le front de gel (Matsuoka, 1990 & 2001a ; Petkovic Lamy et al, 2006).

Enfin un *gradient thermique selon une seule direction* favorise l'effet des migrations d'eau tandis que, dans le cas où plusieurs faces sont refroidies simultanément, l'effet de blocage rend l'expansion volumique plus destructrice (Lautridou et al, 1978 ; Murton et al, 2006).

La nature chimique de l'eau et en particulier son pH, qui diminue quand elle percole au travers d'une couverture végétale, joue sans doute aussi un rôle. L'élargissement des fissures que l'eau peut induire au sein du massif (karstification), peut en effet modifier la sensibilité au gel.

C'est la **résistance mécanique** qui permet à la roche de supporter ou non les contraintes développées par le gel. Son importance ne doit pas être négligée (Remy, 1993 ; Prick, 1999 ; Nicholson et al, 2000).

La *résistance à la compression* n'est pas le paramètre le plus significatif concernant l'altération par le gel (Archimbaud, 1971 ; Bousquié, 1979) et le module d'élasticité de Young ne peut caractériser à lui seul la sensibilité au gel des roches (Goudie, 1999).

Pour la microgélivation, le gel agissant au niveau de la micro-structure de la roche, les paramètres mécaniques évalués à l'échelle mésoscopique du laboratoire s'avèrent en fait inadaptés.

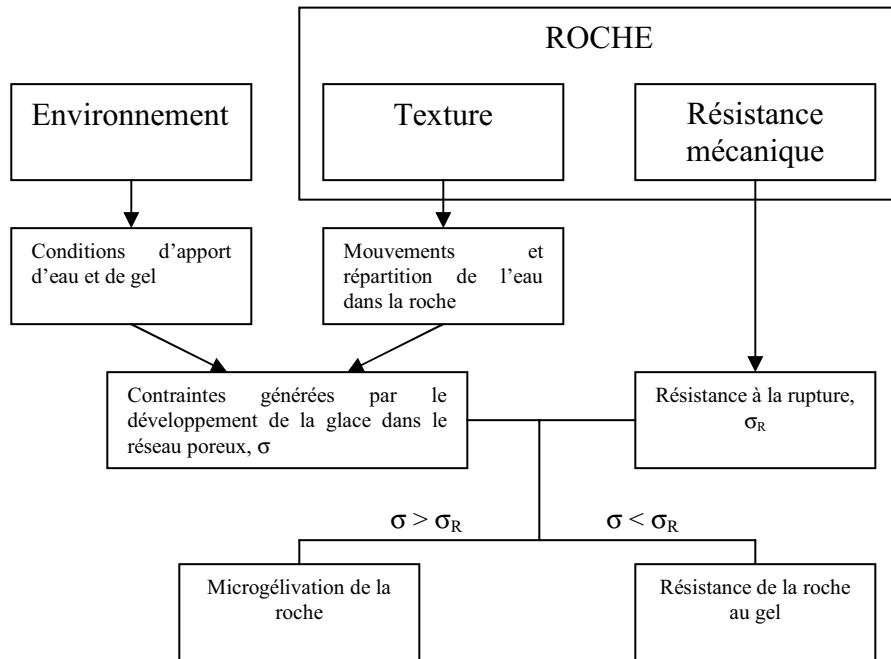


Figure 23. Complexité de l'interaction des facteurs de la microgélivation d'une roche (diagramme modifié d'après Thomachot 2002).

Le mode d'altération d'une roche au gel n'est pas unique mais dépend du contexte dans lequel cette roche est sollicitée. Ainsi, pour pouvoir comparer la résistance au gel de différentes roches, il est nécessaire non seulement de **connaître les caractéristiques mécaniques et les structures de porosité des roches mais aussi de préciser dans quelles conditions climatiques l'étude se place** (Figure 23).

II.2.2.3 Classifications vis-à-vis du gel

A partir de ces observations, différents auteurs ont tenté d'établir des échelles de durabilité au gel des roches sur la base d'un certain nombre de paramètres influants présentés précédemment. L'intérêt de telles classifications est de pouvoir évaluer la gélivité des roches afin de prévoir leur comportement au gel.

La *classification établie par Mamillan (1975)* a été utilisée dans la version précédente de la norme de résistance au gel des pierres de construction (NF B 10-513). Elle s'appuie sur la **porosité totale de la roche et son coefficient d'Hirschwald** (coefficient d'absorption d'eau à la pression atmosphérique pendant 48h). En fonction de ce couple de caractéristiques, le diagramme indique les zones d'utilisation de la roche dans le bâtiment pour un type de climat donné (Figure 24). Cependant cette classification limite l'influence de l'environnement du bâtiment à la considération de la zone climatique et ne prend en compte aucune caractéristique de résistance mécanique de la roche. En outre, seul le milieu poreux est considéré. Enfin les trois zones du diagramme où l'utilisation de la roche n'est pas définie, représente un nombre non négligeable de roches, en particulier la zone B (fort taux de saturation naturelle des roches). Une part des calcaires de faible porosité en fait partie.

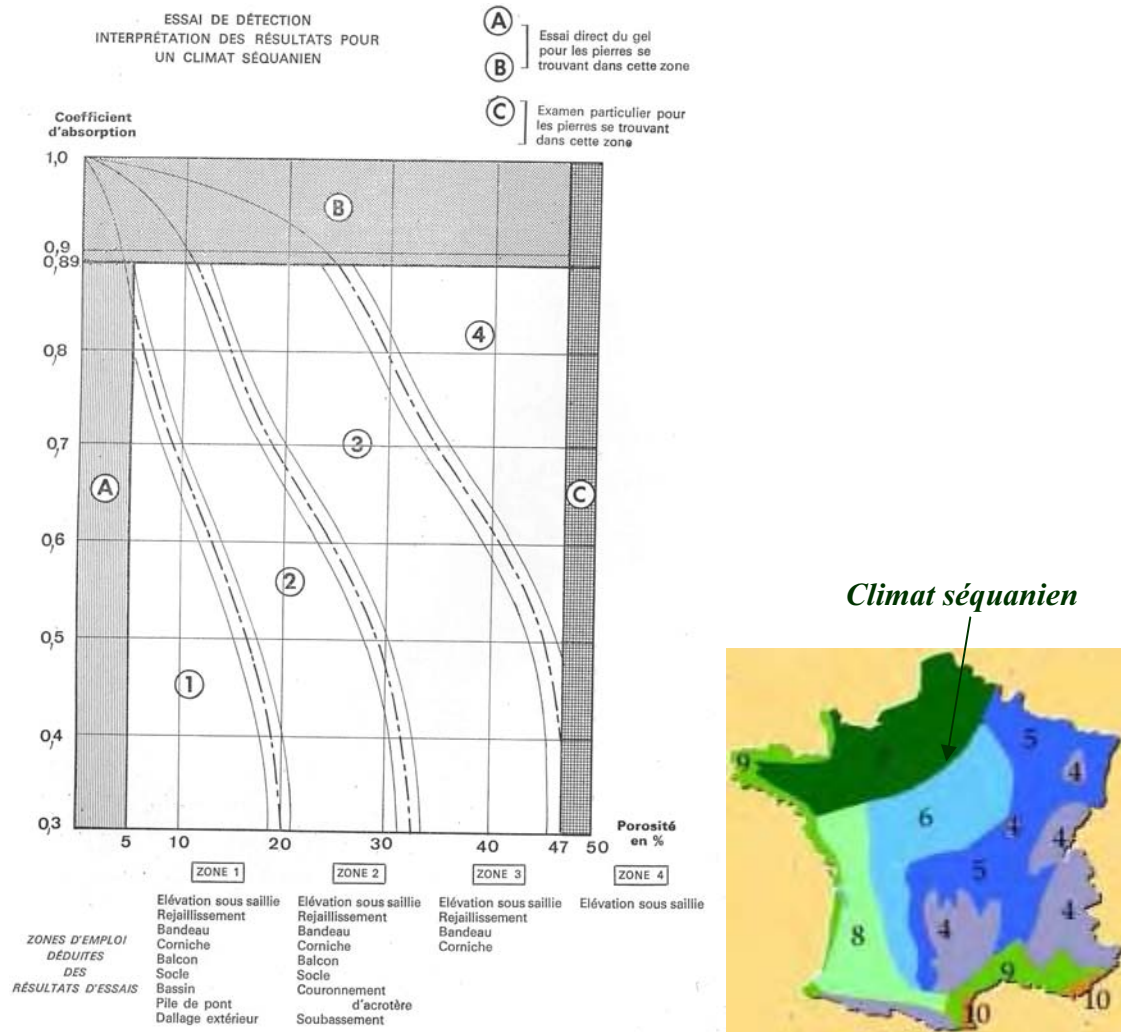


Figure 24. Exemple de classification vis-à-vis du gel, selon Mamillan (1975), pour un climat séquanien.

Lautridou *et al* (1978) ont établi, au cours de nombreuses années d'études de la gélification des calcaires au laboratoire de cryoclastie du Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen, une échelle de gélivité selon **la porosimétrie, la perméabilité, l'ascension capillaire et les géli-fracts produits**. Les calcaires se divisent en 5 groupes (Figure 25). Deux groupes sont qualifiés de « gélifs » : les craies et les calcaires crayeux et lithographiques. Le groupe des calcaires lithographiques est considéré comme « peu gélif ». Enfin deux groupes sont qualifiés de « non gélifs » : les calcaires perméables et les marbres. Si cette classification tient à la fois compte de la texture et de la résistance de la roche, elle ne considère pas plus les conditions environnementales que l'échelle de Mamillan.

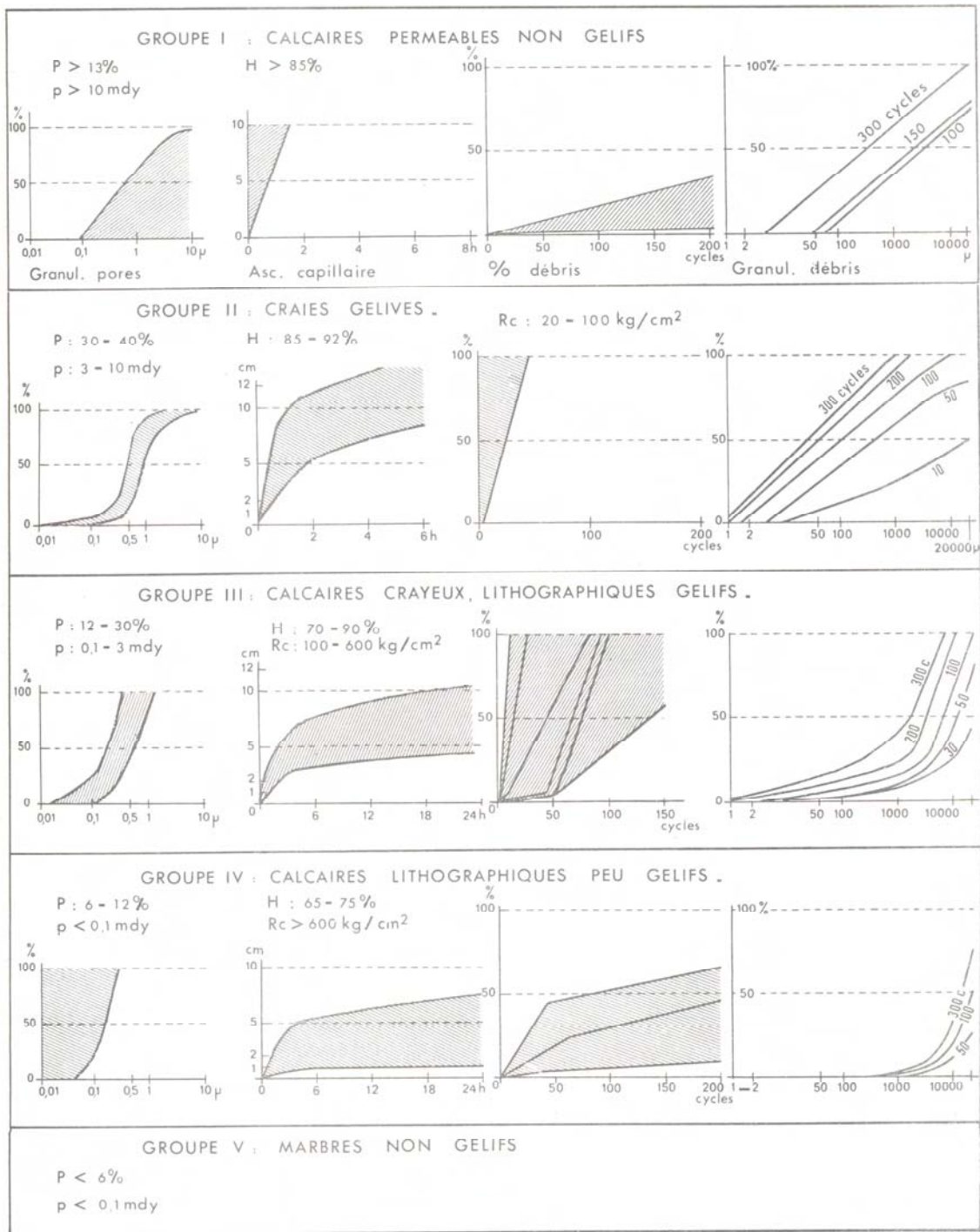


Figure 25. Classification des calcaires selon leur sensibilité au gel, d'après Lautridou et al, 1978. P=porosité, p=perméabilité à l'eau ($\text{mdy}=10^{-15}\text{m}^2$), H=coefficient d'Hirschwald.

L'échelle de durabilité au gel des roches calcaires de Letavernier (1984) définit 4 classes distinctes de comportement au gel en fonction de la porosité totale, la vitesse d'ascension capillaire, le coefficient d'Hirschwald, la porosité de fissure et la température de congélation de l'eau dans les roches (Figure 27). Pour chaque classe, le comportement au gel est caractérisé selon la porosité totale, le taux de saturation en eau initial de la roche et l'intensité du gel (température minimale). La classe des roches microfissurées a une résistance au gel indépendante de la teneur en eau et de la porosité totale car c'est la présence d'une importante microfissuration qui délimite un seuil d'intensité de gel. La classe des roches à pores moyens possède un comportement au gel qui est fonction de leur porosité totale, de l'intensité du gel et de leur saturation initiale. Une forte porosité diminue l'influence de la

température et de la teneur en eau. La classe des roches perméables se comporte vis-à-vis du gel comme la classe des roches à pores moyens en cas de saturation totale en eau. Avec une teneur en eau plus faible, des gels de faible intensité n'altèrent pas les roches de cette classe car les pores vides d'eau servent de soupapes à la pression générée par la glace. La classe des roches microporeuses est surtout sensible aux gels intenses associés à une forte saturation en eau. Cette échelle tente de faire le lien entre les facteurs externes et les facteurs internes pour caractériser la résistance au gel des calcaires.

Remy (1993) a hiérarchisé les calcaires vis-à-vis du gel en remarquant une relation entre le **type de réseau poreux de la roche, les conditions de gel en particulier en terme de transferts d'eau dans le réseau, et le mécanisme d'action du gel**. Selon cette classification (Figure 26), les calcaires à réseaux poreux multimodaux sont sensibles au gel s'ils présentent une forte saturation initiale. Les calcaires à réseaux poreux unimodaux sont quant à eux sensibles au gel même à des taux de saturation plus faibles car la texture de la roche leur permet de se charger suffisamment en eau pour que le gel les endommage. Cette échelle ne tient pas compte du type de cycle de gel-dégel et de la résistance de la roche.

Réseau poreux	Type de pore	Perméabilité		Saturation en eau		Piégeage d'air		Durabilité au gel
		-	+	-	+	-	+	
Unimodal	Nlibre > Npiégée	↙		↙		↘		▲
	Npiégée > Nlibre							
Bimodal	Npiégée > Nlibre	↘		↙		↘		▲

Figure 26. Echelle de durabilité au gel des roches calcaires de Remy (1993) ; N= porosité.

Cette liste non exhaustive montre bien les limites actuelles en terme de connaissance sur le gel : aucune ne réussit à considérer l'ensemble du triptyque « texture de la roche / résistance mécanique / environnement ». Généralement toutes les conditions environnementales (cycles de gel-dégel, apport d'eau...) ne sont pas analysées ensemble. Enfin ces caractérisations du comportement au gel sont purement qualitatives.

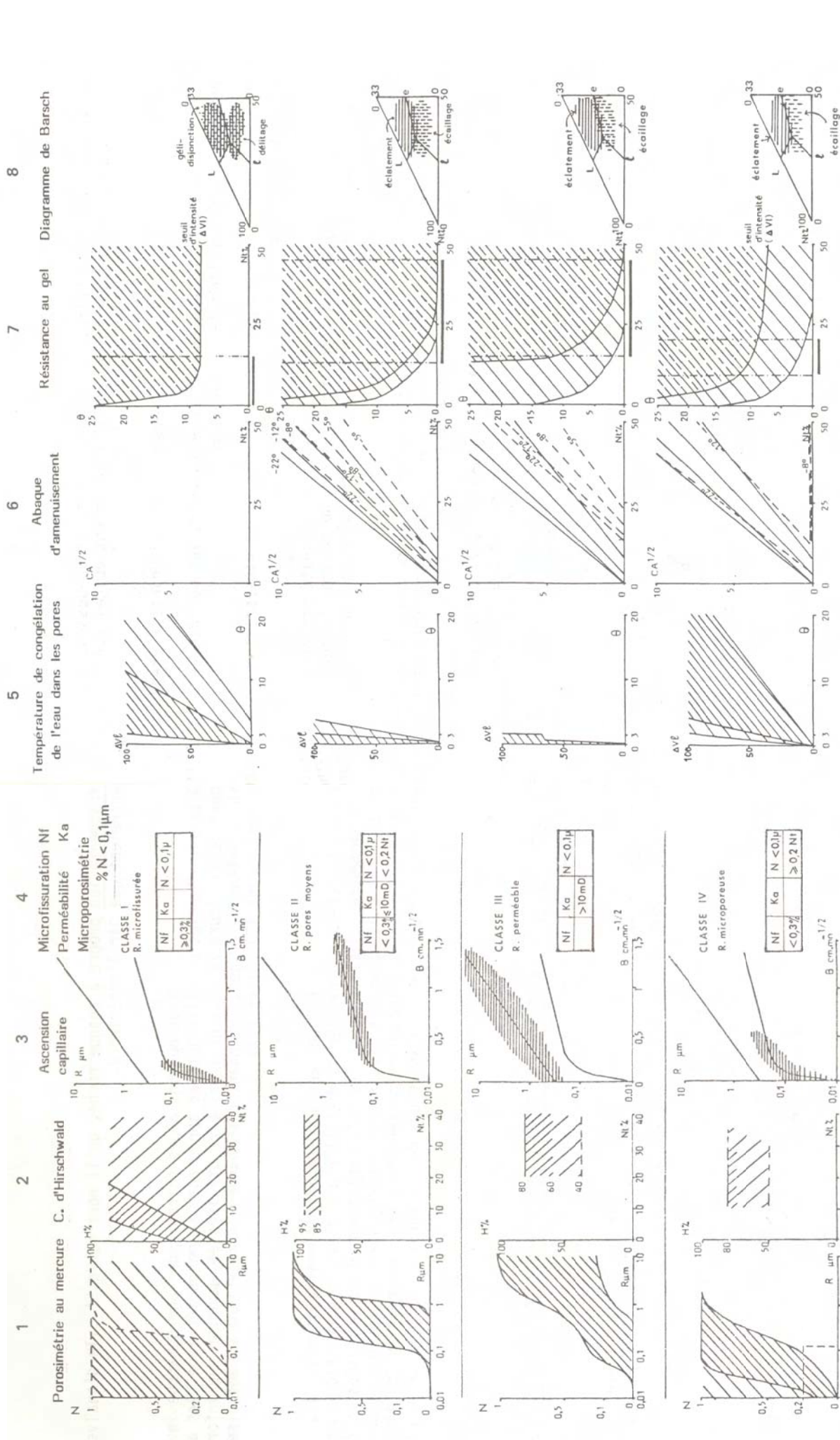


Figure 27. Gélvité des roches calcaires selon Letavernier, 1984. Colonnes 1 à 4 : caractéristiques physiques du milieu poreux. Colonnes 5 à 8 : gélvité des roches calcaires (100 cycles de gel-dégel). Hachures obliques serrées : conditions optimales, hachures obliques lâches : fréquence moindre, hachures horizontales : aire d'appartenance à la classe. Colonnes 6 et 7 : les traits pleins correspondent à une saturation initiale égale à 100%, les traits tiretés à une saturation initiale égale à H.

II.2.3 Etude de la « macrogélivation » in situ

II.2.3.1 Difficultés de mise en place d'essais en laboratoire

Dans les massifs rocheux, la taille des discontinuités impliquées dans le processus de macrogélivation rend difficile l'étude du phénomène en laboratoire car la manipulation des éprouvettes limite leur dimension à quelques décimètres tout au plus. M.C.R. Davies et al (2001) ont utilisé le principe de la centrifugeuse afin d'étudier des modèles réduits représentatifs de discontinuités réelles et ainsi pallier le problème d'échelle (Figure 12). Grâce à l'accélération, la centrifugeuse permet de reproduire, à petite échelle, un processus de chargement à plus grande échelle. Ils ont ainsi suivi la stabilité d'un joint reconstitué rempli de glace, lors du dégel et soumis à une accélération de 120g où g est l'accélération terrestre. Cette accélération leur a permis de réduire au 1/120^{ème} les dimensions de la discontinuité modélisée soit une hauteur inférieure à 40cm pour représenter plus de 40m de dénivelé. Le joint, initialement stable sans glace sous la même accélération, devient instable en présence de glace. Le suivi de la température, au sein de la roche et dans le joint, par des thermocouples indique que la rupture survient alors qu'une partie de la glace est encore présente au milieu du joint. La résistance au cisaillement du joint rempli de glace diminue avec l'augmentation de la température.

Cependant, l'utilisation de la centrifugeuse limite les possibilités de cycles de gel-dégel : les conditions naturelles à la fois en température et en apport en eau ne peuvent pas être exactement reproduites. Enfin, ce modèle achoppe à évaluer les contraintes exercées par la glace dans les discontinuités.

En fait, il est difficile de mesurer la pression exercée par la glace dans une fissure car cette pression dépend de la rigidité de la paroi rocheuse. Ainsi a priori plus la roche sera rigide, plus la pression exercée sera forte. Cependant il faut aussi tenir compte de l'extrusion de la glace et des migrations d'eau possibles à travers la paroi plus ou moins poreuse. Davidson et al (1985) ont évalué des pressions en fond d'une entaille artificielle remplie d'eau dans un bloc de plexiglas au cours de cycles de gel-dégel. L'exploitation des propriétés photoélastiques du plexiglas a permis d'établir les champs de contraintes dans la roche au cours des cycles et en particulier le long de l'entaille. Par ailleurs, un suivi photographique latéral de l'entaille a fourni des images de la propagation du front de gel et des différents états de l'eau. La pression maximum mesurée au fond de l'entaille de 1mm de large pour 25mm de profondeur est de 1.1MPa. Comparativement à notre matériau d'étude, le plexiglas peut être considéré comme non poreux si bien que les échanges d'eau entre l'entaille et la matrice poreuse environnante sont inhibés ici par rapport à une roche. Enfin, c'est un matériau beaucoup plus élastique qu'une roche. Or la contrainte sera d'autant plus faible que l'entaille pourra se déformer lors de la formation de la glace, la relaxation des contraintes étant possible.

Si une telle étude nous renseigne sur le phénomène physique de propagation du front de gel dans une fissure, elle ne peut définir précisément les contraintes effectives dans le cas d'une roche.

Les quelques rares essais en laboratoire sur des discontinuités artificielles (nous parlerons alors d'« entaille ») dans des blocs de roches se sont généralement limités au suivi de la température dans l'entaille et à la mesure de son ouverture au cours de cycles de gel-dégel successifs (Djaballah Masmoudi, 1998 ; Matsuoka, 2001a). Djaballah Masmoudi a utilisé un bloc reconstitué dans lequel la jointure servait d'entaille. Deux calcaires ont ainsi

été testés (Pierre de Caen et Pierre de Lens). L'ouverture de la fissure mesurée au cours du gel a permis de tester un modèle établi à partir du modèle couplé de Stefan (II.2.3.6) en tenant compte de la perméabilité au cours du gel. Matsuoka (2001a) a suivi l'ouverture d'une entaille de 2mm de large et 43mm de profondeur dans un bloc de granite au cours de cycles de gel-dégel. Cette expérience lui a permis d'observer la formation de la glace à une température entre 0°C et -1°C dans une fissure et une expansion mesurée inférieure au 9% de dilatation volumique du changement de phase. Cela laisse supposer une extrusion verticale et/ou latérale.

Cependant les régimes thermique et hydrique dans un bloc en laboratoire où toutes les faces sont exposées ne sont pas ceux du même volume de roche dans une falaise (Hall, 1986). Des mesures in situ s'imposaient à la fois pour connaître les conditions environnementales naturellement imposées et la réponse de la roche au sein d'un versant.

II.2.3.2 Observations in-situ

Les zones d'études sont les hautes altitudes et hautes latitudes où froid et humidité se conjuguent afin de rendre l'altération par cycle de gel-dégel des roches suffisamment active pour être observable (**Tableau i**). Tous les types de roches s'avèrent ainsi être affectés par la macrogélivation.

L'**instrumentation** utilisée s'applique essentiellement, d'une part, à suivre la température en surface et en profondeur dans la roche, l'écartement de fissures existantes dans les parois rocheuses et la teneur en eau de la roche et, d'autre part, à recueillir et à analyser les gélifragments.

L'**influence de la géomorphologie** (exposition, pente, altitude et topographie notamment) et **du climat** (variation de la température, enneigement, précipitation et ensoleillement notamment) sur la profondeur de roche affectée par la macrogélivation et sur les gélifragments produits a aussi été étudiée.

Tableau i. Différentes observations in-situ de la macrogélivation et leurs objectifs.

Référence	Roche	Lieu	Altitude	Instrumentation	Objectifs	Observations
<i>Yaladas 1975</i>	Roches cristallines, roches volcaniques, calcaires	Massif Central : corniches, crêtes, plateaux, pitons, succs...	De 1200m à 1700m		Observation et étude de l'activité du gel selon la roche	Concordance entre échelle de gélivité et présence de dépôts de pente du Pléistocène ; activité du gel actuel, limitée à des micromilieux présentant des critères topographiques et climatiques particuliers dans le massif central ; exploitation par le gel des zones de faiblesse (discontinuités...).
<i>Camerman 1944</i>	Calcaires Toumai	Toumai (Belgique)			Observations des dégâts créés par le gel en carrière et sur les bâtiments	
<i>Matsuoka et al 1999</i>	Grès, schistes	Alpes japonaises : parois rocheuses fissurées, talus	2500/3000m	Recueil et analyse des gélifrac, relevés des zones éboulées, températures en surface et en profondeur selon différentes expositions, données climatiques (neige, pluie...)	Etude du lien entre chutes de pierres et de blocs et données climatiques	Le gel-dégel journalier va peu en profondeur (20cm) contrairement au gel-dégel saisonnier (5m). La distribution des blocs tombés dépend de l'espacement des fissures de la paroi de départ. La profondeur de dégel donne la taille maximale des blocs tombés.
<i>Fahy et al 1988</i>	Dolomie	Ontario : paroi rocheuse fissurée	30m au-dessus du niveau du lac	Recueil et analyse des gélifrac, données climatiques (neige, précipitation...), températures en surface et à différentes profondeurs, mesures hygrométriques et teneurs en eau de la paroi	Etude du lien entre chutes de pierres et de blocs et données climatiques	L'amplitude de la température s'atténue avec la profondeur si bien que la macrogélivation limite son action à quelques cm de profondeur. Les chutes de pierres et de blocs sont d'autant plus importantes que la roche est saturée et que la période de gel est longue. Le critère déterminant l'action effectif d'un cycle de gel-dégel dans la roche est difficile à définir.
<i>Hall et al 2001</i>	Granodiorite	Antarctique : affleurement rocheux	30m	Températures en surface selon différentes expositions avec une fréquence d'acquisition élevée	Etude de la température en surface	Nécessité d'une fréquence d'acquisition élevée de la température pour l'étude des phénomènes thermiques (>1min-1).
<i>Fitzner et al 1991</i>	Grès	Aix-La-Chapelle : parois extérieures de la cathédrale		Températures en surface en différents points de la cathédrale, données climatiques	Evaluation des cycles de gel-dégel effectivement subis au cours d'une année par des pierres en place dans un bâtiment.	L'exposition fait varier dans la roche le régime thermique imposé par l'air. Le nombre de cycles de gel-dégel dans l'air sous-estime le nombre dans la roche du fait de l'ensoleillement, de l'ombre, du vent... Des taux de refroidissement et de réchauffement maximum respectivement de -3°C/h et de 6°C/h ont été mesurés à la surface des pierres en œuvre.
<i>Ishikawa et al 2004</i>	Roches volcaniques: Andésité...	Alpes japonaises, falaise rocheuse fissurée	1962m	Ouverture de fissures, températures à différentes profondeurs	Etude des cycles de gel-dégel naturels et des sollicitations induites dans les fissures	Le gel-dégel induit une propagation importante mais occasionnelle des fissures par rupture critique alors que les sollicitations uniquement thermiques plus fréquentes propagent les fissures plus lentement par rupture sub-critique.
<i>Rovera 1997</i>	Calcaire urgonien	Massif de la Grande Chartreuse : corniches et abris sous roche	De 1600m à 2000m	Températures et hygrométries selon différentes expositions et relevés de précipitations, observations de l'enneigement et de sa fonte, recueil et analyse des gélifrac	Etude des microclimats en paroi rocheuse et des conditions de chutes de pierres et de blocs	Les abris sous roche sont certes protégés par rapport à la paroi rocheuse, des fluctuations thermiques mais l'humidité y est plus forte et plus durable ce qui justifie la sensibilité de ces zones au gel.
<i>Matsuoka et al 1997</i>	Schistes, calcaires massifs, poreux	Alpes suisses : parois rocheuses, crêtes,	De 2690m à 2890m	Températures en surface et en profondeur, ouverture de fissures, suivi photographique de l'évolution de la falaise, recueil et analyse des gélifrac	Etude des cycles de gel-dégel naturels et des sollicitations induites dans les fractures, influence de l'exposition et de la topographie	Selon l'exposition, le gel agit différemment : au nord, gel-dégel saisonnier et, au sud, gel-dégel journalier. Selon le type de gel, la taille des gélifrac diffère car la profondeur atteinte est différente. Au dégel saisonnier, l'eau de fonte qui percole dans les profondeurs encore gelées de la paroi rocheuse tend à élargir les fissures.
<i>Halsey et al 1998</i>	Grès	Cathédrale Lichfield, Angleterre	~50m	Température et humidité juste sous la surface selon différentes expositions	Etude des cycles climatiques selon l'exposition de la roche.	La fréquence des cycles climatiques dépend de l'exposition mais cette influence est beaucoup moins importante pour les cycles de gel-dégel que pour les cycles purement thermiques ou hydriques. L'humidité augmente la conductivité thermique de la roche.

<i>Hall 2004&2007</i>	Briques de béton (n=11,1%)	Nord du Canada	Températures à différentes profondeurs selon expositions	Etude de l'influence de l'exposition sur la température et de la preuve du gel effectif dans le relevé de températures	L'ensoleillement peut maintenir la roche à une température supérieure à celle de l'air. La température de congélation dans la roche peut varier au cours d'une année. Le saut en température suite au gel de l'eau surfondue est un meilleur indicateur de l'action du gel que le palier à température constante qui n'existe pas toujours. La variation en température est une fonction de l'exposition et de la pente.
<i>Letavernier 1984</i>	Craie	Pays de Caux : deux parois rocheuses altérées	Températures en surface et à différentes profondeurs, recueil des gélifraicts dans des gouttières fixées en paroi	Etude des cycles de gel-dégel et de leur pénétration en profondeur dans la roche	Pénétration lente du gel en fonction de la racine carrée du temps : l'isotherme à 0°C atteint 50cm de profondeur après 11 jours de gel en surface. Forte activité des gels de faible intensité et de vitesse de refroidissement lente pour des roches quasiment saturées en eau. Une centaine de cycles de gel-dégel a atteint 15cm de profondeur en 5 ans. Le gel exploite particulièrement les zones de faiblesse de la roche saturées en eau.
<i>Panza A. (d'après Coutard et al 1976)</i>		Jura Suisse : paroi rocheuse exposée	Températures en surface et en profondeur, relevés de l'ensoleillement	Etude des cycles de gel-dégel et de leur pénétration en profondeur dans la roche	Influence de l'ensoleillement et des précipitations sur la propagation de la température en profondeur dans la roche ; amortissement de l'amplitude thermique journalière avec la profondeur dans la roche.
<i>Matsuoka 2001</i>	Grès, schistes	Alpes japonaises : parois rocheuses fissurées couvertes ou non de neige pendant l'hiver	Ouverture de fissures, températures en surface et à différentes profondeurs	Etude de la relation entre élargissement de fissures, températures négatives et pénétration du front de gel	Les cycles de gel-dégel journaliers contribuent à l'élargissement des fissures. Cet écartement est proportionnel à la température en fond de fissure car la contrainte augmente avec la propagation du front de gel (mise en pression de l'eau encore non gelée). Le gel-dégel saisonnier contribue également à l'élargissement permanent des fissures mais utilise le phénomène de fonte précoce de neige qui règle en profondeur. La température à laquelle le gel est actif dépend des propriétés de la roche et de son réseau de fissures, de l'accès à l'eau, de la durée du gel.
<i>Matsuoka 1994</i>	Schistes	Alpes japonaises : parois rocheuses plus ou moins fissurées	Températures en surface et à différentes profondeurs	Etude de la profondeur de pénétration du gel et de la température critique à laquelle le gel intervient	3 périodes d'action du gel différentes: à l'automne gel saisonnier, en hiver période gelée, au printemps dégel saisonnier. 50% des cycles de gel-dégel en surface sont présents à 20cm de profondeur. Au-delà de 50cm, quasiment aucune variation autour de 0°C n'est mesurée. La température critique à laquelle l'action du gel est effective, dépend de la texture de la roche. L'équation de Berggren modifiée permet d'approcher la profondeur de gel dans une roche pas ou peu fissurée.
<i>Matsuoka 1990</i>	Grès, calcaires...	tufs, Alpes japonaises : parois rocheuses fissurées	Température en surface, analyse des gélifraicts, variation de la teneur en eau et de la résistance de la roche, mesure indirecte de la résistance à la traction de la roche in-situ, relevés des zones éboulées	Etude des cycles de gel dégel et établissement d'un modèle de prévision du taux d'éboulement	Mise en évidence de l'action du gel sur les chutes de pierres et de blocs, influence de l'exposition sur les cycles de gel-dégel effectifs dans la roche (ensoleillement, enneigement...). In-situ, la résistance à la traction de la roche est proportionnelle à l'espacement des fissures dans la paroi. Les zones à l'ombre ont des teneurs en eau plus élevées.
<i>Font et al 2002</i>	Grès, schistes	Presqu'île du Cotentin : escarpement de faille	Topographie du terrain	Quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire	Détermination de la falaise d'origine et de son âge à partir du volume des dépôts de pente
<i>Mamé et al 1988</i>	Alpes du Sud	Alpes du Sud : paroi rocheuse	Températures en surface et en profondeur à différents endroits de la paroi	Etude du régime thermique dans une paroi rocheuse	Application de la statistique aux traitements de nombreux relevés de température.

II.2.3.3 Les cycles de gel-dégel subis par les massifs rocheux

L'étude des données climatiques et de leur interaction avec la paroi rocheuse a révélé l'existence de deux types de cycles de gel-dégel, actifs dans la génération de gélifracsts et pouvant se superposer (Matsuoka et al, 1999):

-un **gel-dégel journalier** qui va peu en profondeur dans la roche de l'ordre de quelques centimètres

-un **gel-dégel saisonnier** qui peut affecter la paroi rocheuse, sur plusieurs mètres.

Le gel-dégel agit ainsi selon trois périodes au cours de l'année (Matsuoka, 1994). A l'automne, le gel saisonnier s'installe en profondeur dans la roche. Durant l'hiver, en surface, un dégel diurne peut survenir. Le dégel en profondeur de la roche n'intervient qu'au printemps. Selon l'intensité de gel (au sens, durée du gel x amplitude), la taille des gélifracsts diffère car la profondeur de roche atteinte n'est pas la même (Fahey et al, 1988 ; Matsuoka et al, 1997) : le gel-dégel saisonnier occasionne des ruptures de plus grande ampleur que les simples cycles de gel-dégel entre le jour et la nuit. En fait la profondeur de dégel donne la dimension maximale des blocs rocheux tombés (Matsuoka, 1999).

Les *cycles de gel-dégel journaliers* sollicitent les fissures par écartement. Cet écartement serait proportionnel à la température en fond de fissure car la contrainte augmente avec la propagation du front de gel par mise en pression de l'eau non encore gelée (Matsuoka, 2001). Il s'y ajoute l'effet de fatigue de la sollicitation purement thermique lors des multiples variations de température (Halsey et al, 1998 ; Ishikawa et al, 2004).

Le *gel-dégel saisonnier* contribue lui-aussi à l'ouverture et à la propagation des fissures existantes. Lors du dégel au printemps, l'eau de fonte percole en profondeur où la température est encore négative. Le regel de cette eau génère d'importantes contraintes en fond de fissure qui peuvent aller jusqu'à la rupture. L'alternance de périodes de gel et de dégel n'est pas indispensable : une longue période à température négative peut être aussi néfaste pour la paroi rocheuse même si elle agit différemment.

Les variations de température de l'air ne sont pas exactement celles subies au sein de la paroi rocheuse. Les caractéristiques de conductivité de la roche créent un gradient thermique entre l'air et l'intérieur de la roche qui tend à atténuer, avec la profondeur, les fluctuations thermiques de surface (Coutard et al, 1976 ; Fahey et al, 1988). La pente, l'exposition de la zone de la paroi rocheuse étudiée, en particulier le taux d'ensoleillement perçu (Figure 28), et les précipitations modifient les conditions de propagation de la température au sein de la roche (Matsuoka, 1990 ; Fitzner et al, 1991 ; Hall, 2004). Le nombre d'alternances de température autour de 0°C peut sous-estimer le nombre de cycles de gel-dégel effectifs dans la roche car le réchauffement diurne dû aux rayons du soleil peut suffire à dégeler quelques centimètres en surface (Hall, 2004). En montagne, l'adret est le lieu d'action privilégié des cycles de gel-dégel journaliers alors que pour l'ubac, c'est plutôt le gel-dégel saisonnier (Matsuoka et al, 1997). En fait à la surface de la paroi rocheuse, le nombre d'alternance de périodes de gel et de dégel est fonction de l'enneigement (si l'enneigement précoce est important, il n'y aura qu'un seul cycle ou aucun), de la présence de végétation (qui protège de l'ensoleillement), de l'orientation (le nombre annuel de cycles est souvent plus élevé dans un versant sud que dans un versant nord, par contre la pénétration du gel y sera moins profonde), de la saison (en haute-montagne, l'alternance a lieu en mai-juin et septembre-octobre), de l'altitude (Delaloye, 2004).

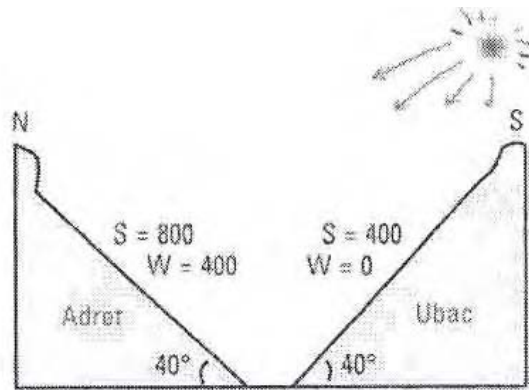


Figure 28. Valeurs de l'apport radiatif par rayonnement solaire vers 50° lat.N en W/m (S=valeurs à midi le 21 juin ; W = valeurs à midi le 22 décembre).

La propagation du front de gel est relativement lente : elle serait fonction de la racine carrée du temps (Letavernier, 1984). Dans des craies du Pays de Caux, l'isotherme à 0°C a été évalué à 50cm de profondeur de la paroi rocheuse après 11 jours de température négative en surface. L'équation de Berggren modifiée permet d'approcher la profondeur atteinte par le gel dans une roche peu fissurée (Philippe, 1967). Cette valeur dépend de la durée de la période de gel et de la température de gel. Dans les Alpes japonaises, le suivi pendant 5 ans de la température dans une paroi rocheuse a mesuré que si 50% des cycles de gel-dégel en surface sont présents à 20cm de profondeur, au-delà de 50cm, aucune variation autour de 0°C n'est relevée (Matsuoka, 1994). Dans les craies du Pays de Caux, Letavernier (1984) a évalué qu'une centaine de cycles de gel-dégel avait atteint 15cm de profondeur en 5 ans.

La réelle difficulté est d'évaluer si le gel a effectivement eu lieu dans la roche (Fahey et al, 1988): nous avons vu précédemment que la porosité des roches ne permet plus la seule justification du gel par le passage en-dessous de 0°C (Figure 21). La température à laquelle le gel est actif, dépend des propriétés de la roche, de son réseau de fissures, de l'accès à l'eau, de la durée du gel (Matsuoka, 2001) si bien qu'au cours d'une année, cette valeur n'est pas toujours la même (Hall, 2004). Même le choix d'un domaine de température s'avère difficile (Hall, 2007). Le palier, à température constante, caractéristique d'un changement de phase d'un corps pur, ne s'applique pas toujours à l'eau de qualité inégale dans les pores de la roche. De plus ce phénomène appelé « période zéro » (zero curtain en anglais) a été essentiellement observé en laboratoire dans des conditions de saturation en eau de la roche supérieures à celles du terrain. L'élévation en température, suite à la réaction exothermique de gel de l'eau surfondue, s'avère être alors un meilleur indice (Hall, 2004 & 2007). Mais la recherche de ces phénomènes thermiques nécessite une fréquence d'acquisition élevée ($>1\text{min}^{-1}$) qu'il n'est pas toujours possible de mettre en place sur le terrain lors de longues périodes d'enregistrement (Hall et al, 2001).

Pour donner **quelques ordres de grandeur des conditions climatiques propices au gel** dans les roches sous nos latitudes, nous pouvons citer Letavernier (1984) qui a observé une altération par le gel-dégel pour des températures oscillant seulement entre 0°C et -5°C dans le Pays de Caux. Fitzner et al (1991) ont mesuré des taux de refroidissement et de réchauffement maximum respectivement de -3°C/h et de +6°C/h à la surface de parois de pierre de la cathédrale d'Aix-la-Chapelle.

II.2.3.4 Influence de l'humidité de la roche et ses fluctuations

L'**importance de la présence d'eau** dans le processus de macrogélivation des roches n'a pas été oubliée dans les observations in situ. Fahey et al (1988) ont ainsi évalué dans l'étude d'une paroi de dolomie que les chutes de pierres et de blocs étaient d'autant plus importantes que non seulement la période de gel était longue mais aussi que la roche était saturée en eau. Camerman (1944) note que la présence d' « eau de carrière » (eau fortement chargée en ions contenue dans la roche alors que son apparence est sèche) rend certains calcaires à grains très fins fort sensibles aux variations de température.

Or, in situ, le **maintien d'un degré d'humidité de la roche** dépend des conditions environnementales dans lesquelles celle-ci se trouve. Les zones à l'ombre ont généralement des teneurs en eau plus élevées (Matsuoka, 1990) car le faible ensoleillement limite l'évaporation. C'est ainsi que Rovera (1997) justifie la sensibilité au gel des parois internes des abris sous roche : elles sont certes protégées, par rapport à la paroi de la falaise, des fluctuations thermiques mais l'humidité y est plus forte et plus durable.

Même si naturellement la teneur en eau de la roche n'est pas très élevée, l'environnement peut contribuer à l'augmenter par un apport ponctuel. Au dégel saisonnier, la fonte de la couche de neige en surface augmente la saturation en profondeur dans la roche (Matsuoka et al, 1997). De la même manière, d'importantes précipitations (pluie ou neige) subies à l'automne par les affleurements rocheux augmentent leur teneur en eau et favorisent la formation de glace (Matsuoka, 2001). Ainsi les conditions environnementales peuvent amener les roches à une teneur en eau critique vis-à-vis du gel.

Enfin la teneur en eau influe sur la vitesse de pénétration de l'onde de gel car la conductivité thermique de la roche dépend de son humidité (Halsey et al, 1998).

II.2.3.5 Rôle de la structure de la paroi rocheuse

De nombreuses roches ont été reconnues comme étant affectées par la macrogélivation sur le terrain alors qu'en laboratoire, elles étaient qualifiées de roches résistantes au gel. En fait **la macrogélivation exploite d'abord les zones de faiblesse de la paroi rocheuses héritées de diverses altérations antérieures** (Valadas, 1975 ; Letavernier, 1984). Les fissures et autres discontinuités de la paroi rocheuse sont ainsi les principaux lieux d'action du gel in situ : Matsuoka et al (1999) ont noté que la distribution des blocs de roches tombés dépend de l'espacement des fissures de la paroi de départ. L'évaluation de la résistance à la traction in situ de la roche révèle que cette dernière dépend de ce même espacement (Matsuoka, 1990).

II.2.3.6 Modèles analytiques et numériques de la macrogélivation

Les limites des essais en laboratoire et la complexité des observations sur le terrain rendent difficiles l'établissement d'un modèle de la macrogélivation dans les roches. Or, la propagation du réseau de fissures existant s'étant révélée le mécanisme prépondérant d'altération par le gel à cette échelle, il serait intéressant pour l'étude de l'évolution de la stabilité d'un massif de connaître la contrainte générée au cours des cycles de gel-dégel dans les fissures.

Davidson et al (1985) ont certes proposé un modèle empirique de cette contrainte d'après les observations de la déformation d'une entaille dans un bloc de plexiglas soumis au gel. Leur théorie repose sur le frottement entre la paroi de l'entaille et le bouchon de glace qui se forme avec la propagation du front de gel. Mais ce modèle fait complètement *abstraction des migrations d'eau possibles entre l'entaille et le matériau*. Contrairement au plexiglas, la roche est un matériau poreux.

Ishikawa et al (2004) ont corrélié les déformations de fissures in situ à un modèle de propagation sub-critique des fissures dans une roche mais en ne *considérant que la seule sollicitation thermique*.

Djaballah Masmoudi (1998) a modélisé le problème de Stefan couplé (transferts de masse et de chaleur) à l'interface entre la glace dans l'entaille et la paroi rocheuse afin d'évaluer l'écartement résultant en fonction du temps. Si la concordance entre expérience et théorie s'avère assez correcte, ce modèle fait *l'hypothèse d'un milieu non consolidé en régime permanent* et se base sur des migrations d'eau continues de la roche vers l'entaille.

Hall (1986) détermine la contrainte nécessaire dans une fissure pour qu'elle se propage selon le principe de la mécanique de la rupture en mode I. Il évalue la ténacité de la roche à l'aide de la résistance de la roche à une charge ponctuelle (point load strength). Mais cette analyse inverse suppose une *pression uniforme dans l'entaille* et ne peut donner un ordre de grandeur de la contrainte qu'en cas de rupture.

Tharp (1987) utilise également la mécanique de la rupture en mode I pour évaluer l'influence de la forme et des dimensions de la fissure sur sa propagation. Mais il évalue le facteur d'intensité de contrainte (K_I) en supposant la contrainte exercée par la glace constante le long de l'entaille et égale à la valeur maximale donnée par la relation de Clausius–Clapeyron. Ce modèle thermodynamique exprime la variation de pression en fonction de la température lors du changement de phase d'un corps pur. Dans le cadre du gel de l'eau dans une roche, les hypothèses de cette relation se traduisent par *deux conditions fort restrictives: l'existence d'un réservoir d'eau non-gelée et une perméabilité suffisante de la roche pour permettre la migration de cette eau vers le front de gel*.

Walder et al (1985) ont adapté un modèle établi dans les sols sur le principe de ségrégation de la glace. Cependant cette théorie repose sur l'existence de migrations d'eau conséquentes qui viennent alimenter la fissure. En outre la pression est considérée uniforme dans la fissure. Enfin *le modèle de fissure est une lentille de glace horizontale* identique à celles observées dans les sols. Il ne prend donc pas en compte le phénomène d'extrusion de la glace et l'étagement de la température dans une entaille affleurante.

Ces modèles de contrainte sont tous réducteurs vis-à-vis d'une ou plusieurs des conditions dans lesquelles le gel se déroule in situ dans une fissure de la roche, en particulier quand ils se réfèrent à des critères établis pour la microgélivation. Par ailleurs aucune théorie n'a été validée par des contraintes mesurées dans des fissures de massifs rocheux. Enfin toutes négligent le phénomène de fatigue induit par la succession de cycles de gel-dégel alors que ce dernier a une importance non négligeable sur le comportement des roches.

II.3 Notre problématique : associer les processus de gel-dégel en matrice et dans le réseau de fissures

Tableau j. Contrastes entre l'altération par le gel en laboratoire et in-situ (d'après Matsuoka 2001a).

Lieu d'étude	Type de roche	Echelle de l'altération	Type d'altération	Processus d'altération
Laboratoire	Intacte, forte porosité	µm – cm	Microgélivation : désintégration granulaire, desquamation	Ségrégation de la glace comme dans les sols ?
In situ	Fissurée, faible porosité	cm - m	Macrogélivation : Propagation de fissures	Expansion volumique lors du changement de phase ?

Si la microgélivation peut être reproduite sur des échantillons de roches à l'échelle du laboratoire, l'importance des discontinuités dans la macrogélivation ne permet pas de reproduire la complexité du réseau de fissures à cette même échelle. Par conséquent les données de terrain sur la macrogélivation ont généralement été analysées en utilisant les critères établis en laboratoire pour la microgélivation. Or **l'hypothèse d'homogénéité du milieu, considérée à l'échelle microscopique, n'est plus valable à l'échelle macroscopique où le réseau de fissures existantes, par sa propagation, est le principal lieu de l'altération.** De plus le type des roches étudiées en laboratoire pour la microgélivation n'est pas le même que celui des roches observées in situ pour la macrogélivation (Tableau j): alors que **les essais en laboratoire s'effectuent sur des éprouvettes de roches saines de porosité assez importante, les études in situ concernent essentiellement l'altération de roches de faible porosité et fissurées.** Cette tendance vient du fait que les roches « sans défaut » permettent d'établir des corrélations entre propriétés de la roche et sensibilité au gel et que leur forte porosité les rend généralement plus vulnérables. Les éprouvettes testées sont d'ailleurs généralement choisies après une mesure de la vitesse de propagation du son afin d'éliminer les échantillons fissurés. Les roches fissurées de faible porosité, constituant une grande partie des massifs montagneux, sont, pour leur part, plus opportunes aux observations sur le terrain.

Nous avons choisi d'**axer notre étude plus particulièrement sur les calcaires** car leur agencement peut être qualifié différemment selon qu'il est étudié à l'échelle microscopique (texture) ou à l'échelle macroscopique (structure). Ces roches sont par ailleurs très représentées dans les massifs montagneux du territoire français (Figure 29). Elles sont très utilisées comme pierre de construction. Enfin elles montrent de grandes différences d'un gisement à un autre : la plupart de leurs caractéristiques est liée à leur mode et à leur lieu de dépôt.

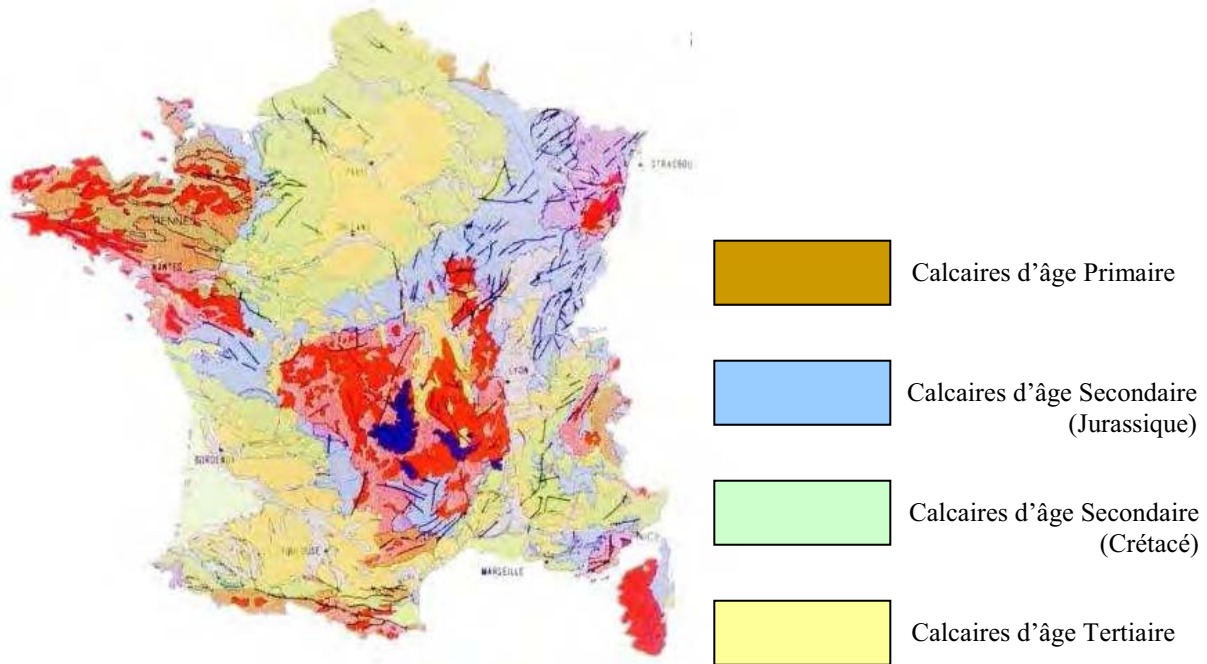


Figure 29. Carte géologique simplifiée de l'extension des roches calcaires en France.

II.3.1 Mise en évidence de l'importance des « défauts » de la roche dans son altération à toutes les échelles

Nous appelons ici « défauts », les discontinuités de la texture de la roche à l'échelle microscopique (joints de grains marqués, micro-fissures...).

II.3.1.1 Principe de l'expérimentation

Même à l'échelle du laboratoire, les défauts de la roche peuvent jouer un rôle dans le processus d'altération par le gel. La mise en place d'une expérimentation simple a permis de le démontrer. **L'objectif de l'essai était d'évaluer la sensibilité à la fissuration par le gel de différents calcaires à la texture plus ou moins homogène.** Le principe de l'essai est la soumission de blocs de calcaires artificiellement entaillés à des cycles successifs de gel-dégel. Dans la suite de ce mémoire, nous parlerons d'« entaille » lorsque la fissure est artificiellement créée et de « fissure » lors qu'elle est naturelle. L'ensemble des calcaires testés dans le cadre de cette expérimentation et des suivantes est présenté dans l'annexe géologique.

II.3.1.2 Protocole expérimental

Des éprouvettes cylindriques ($\varnothing = 50\text{mm}$, $H = 50\text{mm}$) de différents calcaires ont été surcarottées (Figure 30). Le surcarottage n'a pas été effectué sur toute la hauteur des éprouvettes si bien qu'il constitue ainsi une entaille artificielle dans la roche. De plus le surcarottage est délibérément excentré (Figure 30). Ainsi on affaiblit volontairement physiquement une partie de la paroi de l'entaille : si cela se rompt au niveau de la paroi la plus fine, cela souligne l'aspect mécanique de la sollicitation. Les cylindres de calcaire sont préalablement saturés à l'eau sous vide afin que les entailles puissent être ensuite maintenues remplies d'eau sans trop de perte par écoulement dans la matrice rocheuse.

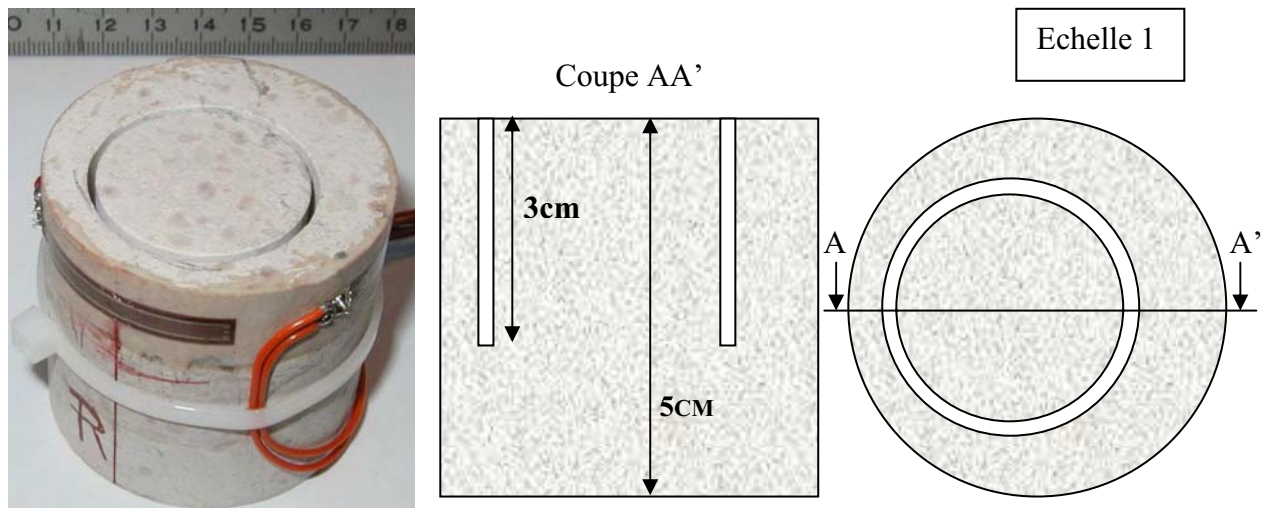


Figure 30. Un échantillon cylindrique surcarotté : photo et coupes.

Les éprouvettes et leur entaille étant saturées en eau, elles ont été soumises à des cycles successifs de gel-dégel entre -5°C et 20°C . Tout le long des cycles, les éprouvettes étaient placées dans un fond d'eau d'environ 0.5cm afin de limiter la perte d'eau par évaporation ou par gravité lors du dégel.

Après un nombre de cycles différent selon les calcaires, une fissure est apparue, généralement dans la paroi la plus fine de l'entaille. Cette fissure s'est plus ou moins progressivement propagée d'un cycle à l'autre selon la roche. Les nombres de cycle avant l'initiation de la fissure et jusqu'à la rupture complète de l'échantillon, ont été retenus comme critères d'altération.

II.3.1.3 Résultats

Le Tableau k présente les résultats des tests faits sur différents calcaires. Les calcaires sont classés par nombre croissant de cycles à l'apparition de la première fissure. La sensibilité au gel de ces roches est aussi donnée selon les classifications présentées précédemment (II.2.2.3) et la norme européenne NF EN 12-371 (Mai 2003) sur la détermination de la résistance au gel des pierres naturelles. Cette dernière évalue le nombre de cycles de gel-dégel à la rupture de la roche selon plusieurs critères. La norme NF B 10-601 (Juillet 2006) indique, à partir de ce nombre, les prescriptions d'emploi de la roche dans la construction. Nous avons qualifié les calcaires de plus ou moins gélifs selon l'étendue de ces utilisations possibles. Les caractéristiques mécaniques et physiques des calcaires nécessaires à ces classifications ont été mesurées : elles sont présentées dans le tableau A de l'annexe 1. Le symbole « ? » indique que les données dont nous disposons, ne sont pas suffisantes pour déterminer la sensibilité au gel selon l'échelle concernée. « NC » signifie que la classification ne prend pas en compte ce type de roche.

Le gel-dégel dans les roches

Tableau k. Sensibilité au gel de différents calcaires selon essai de gel sur cylindres surcarottés et différentes classifications.

Calcaire	N° cycle à la 1 ^{ère} fissure	N° cycle à la rupture	Sensibilité au gel selon :					
			Mamillan (1975)	Lautridou et al (1978)	Letavernier (1984)	Remy (1993)	D'après EN 12371&B10601	
Urgonien-Grenoble	1	8	?	NC	Roches microfissurées (I)	?	?	
Vilhonneur-banc 12	1	11	Zone B	gélif/peu (III/IV)	gélif	Roches microfissurées (I)	?	gélif
Larrys -Moulin d'Arlot	1	12	Zone B	peu gélif (IV)		Roches microporeuses (IV)	peu gélif	gélif
Tournai-Allain	1	> 26	Zone A	NC		Roches microfissurées (I)/ Roches microporeuses (IV)	?	gélif
Tournai-Pont à Rieu	1	> 26	2	peu gélif (IV)		Roches microfissurées (I)	?	non gélif
Tournai-Vaulx et Chercq	2	2	Zone B	NC		Roches microfissurées (I)	?	peu gélif
Pierre de Caen	3	3	?	gélif (II)		Roches à pores moyens (II)	peu gélif	non gélif
Vilhonneur-banc 2	4	11	Zone B	gélif/peu (III/IV)	gélif	Roches microfissurées (I)	?	non gélif
Vilhonneur-banc 7	4	11	Zone B	gélif/peu (III/IV)	gélif	Roches microfissurées (I)	?	très gélif
Mareuil	8	20	?	~peu gélif (IV)		Roches microfissurées (I)	peu gélif	peu gélif
Larrys-Bief	8	> 64	?	~peu gélif (IV)		Roches microfissurées (I)	peu gélif	gélif
Chamesson	18	> 19	2	III=gélif		Roches microporeuses (IV)	?	peu gélif
Pierre de Lens	23	> 64	2/3	gélif (III)		Roches à pores moyens (II)	gélif	non gélif
Roquemaillère	50	50	2	peu gélif (IV)		Roches microfissurées (I)	peu gélif	non gélif
Courville	70	> 80	2	~gélif (III)		Roches microfissurées (I)	?	gélif
Farges	75	> 80	Zone B	~peu gélif = IV		Roches microfissurées (I)	peu gélif	peu gélif

Un première remarque peut être faite concernant les **différentes échelles de sensibilité au gel** : elles ne sont *pas équivalentes l'une par rapport à l'autre*. Ainsi par exemple, la Pierre de Caen est qualifiée de gélive ou de peu gélive selon la classification considérée. Le calcaire « Courville » est considéré de classe I (roche microfissurée : résistance au gel indépendante de la teneur en eau et de la porosité) selon Letavernier mais de caractère gélif selon Lautridou et al alors que le calcaire « Farges » est aussi de classe I selon Letavernier mais de caractère peu gélif selon Lautridou et al. Ces différences mettent en évidence le poids spécifique affecté selon chaque classification, aux multiples facteurs intervenant dans le mécanisme de gel-dégel : chaque échelle de sensibilité au gel ne considère qu'une partie seulement des paramètres. La complexité du processus d'altération est encore une fois démontrée.

Les résultats vis-à-vis du **gel selon la norme européenne sur les pierres naturelles** ne s'accordent pas non plus parfaitement avec les échelles de sensibilité établies par les différents auteurs. L'exemple de la Pierre de Lens est flagrant : selon la littérature, elle serait qualifiée plutôt de gélive mais selon l'essai normalisé, elle est non gélive. En fait la Pierre de Lens malgré sa structure poreuse (porosité moyenne de 14%; rayon moyen d'accès aux pores assez élevé pour un calcaire, de l'ordre de 600nm), est une roche assez résistante. Or les échelles de sensibilité au gel citées ci-dessus ne prennent quasiment pas en considération la résistance mécanique de la roche. L'essai de gel selon la norme est là pour nous rappeler le rôle non négligeable des paramètres mécaniques.

Enfin selon **notre essai de gel sur cylindres surcarottés** (Tableau k), un certain nombre de calcaires s'avère plus gélif comparé aux échelles de sensibilité au gel (Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot, Larrys de la carrière du Bief, la Pierre de Caen), à l'essai normalisé (Urgonien de Grenoble, Tournai banc Vaulx et Chercq, Vilhonneur banc 2), aux deux (Tournai banc Pont-à-Rieu, Mareuil). A l'inverse, d'autres sont évalués moins gélifs en

comparaison des classifications (Pierre de Lens) ou des deux, classifications et essai normalisé (Courville).

II.3.1.4 Analyse

Les cylindres de calcaire ont été classés selon leur mode de rupture.

Certains cylindres se sont altérés par développement d'une fissure dans la matrice du calcaire, généralement au niveau de la paroi la plus mince (Figure 31 a) : Vilhonneur banc 12, Vilhonneur banc 2, Vilhonneur banc 7, Larrys-Moulin d'Arlot, Larrys-Bief, Chamesson, Pierre de Lens, Courville, Farges.

D'autres se sont fissurés en suivant des défauts existants dans la matrice rocheuse (joints stylolithiques ou autres...) que ce soit dans la paroi externe des cylindres (Figure 31b) ou dans le cylindre interne: Urganien-Grenoble, Tournai-Allain, Tournai-Pont-à-Rieu, Tournai-Vaulx et Chercq, Mareuil.

Le cylindre de Pierre de Caen s'est desquamé en son pied. Le cylindre intérieur de l'éprouvette de calcaire de Roquemaillère s'est cassé.

L'ensemble des photographies des cylindres cassés de calcaires est donné en annexe 1.

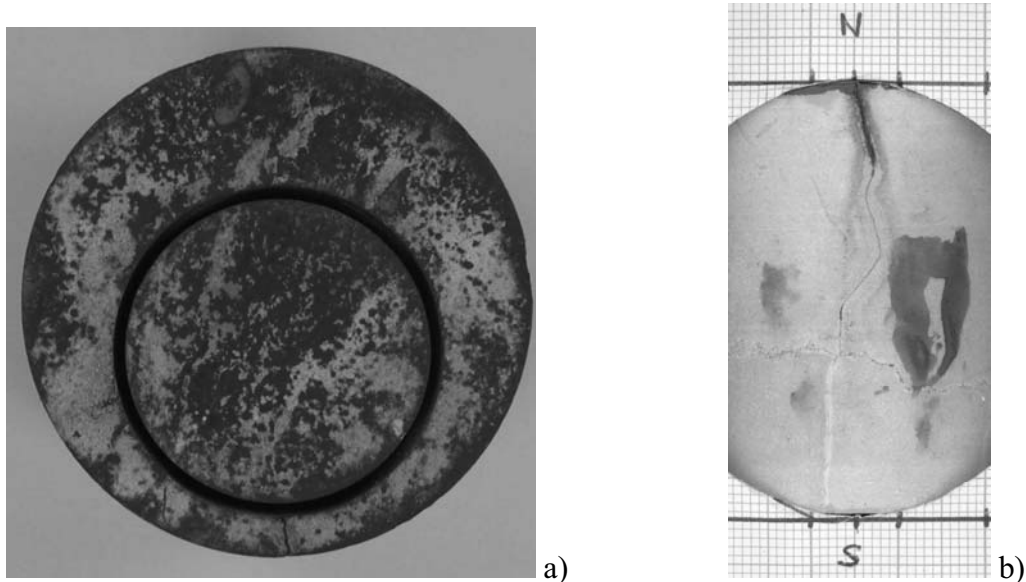


Figure 31. a) Fissuration en matrice (Vilhonneur banc 7) ; b) Fissuration selon défaut (Urganien-Grenoble, détail latéral).

L'exploitation par le gel des défauts de la roche justifie l'observation de la forte sensibilité au gel selon notre essai de l'Urganien de Grenoble, des Tournai-banc *Vaulx et Chercq* et Tournai-banc *Pont-à-Rieu*, du Mareuil et même du Vilhonneur-banc 2 pour lequel aucun défaut n'est visible mais dont le fort degré de fissuration ($D_f=22$) est un indice de la grande hétérogénéité de sa matrice rocheuse. En effet, les classifications ont été établies d'après les études de la microgélivation c'est-à-dire avec l'hypothèse d'une matrice rocheuse homogène et les paramètres physiques et mécaniques sont déterminés sur des éprouvettes choisies pour leur absence de défauts. Ceci peut également justifier la sensibilité au gel plus marquée des deux Larrys selon notre protocole d'essai : à l'échelle du massif, ces deux calcaires présentent un réseau de joints stylolithiques, certes d'espacement décimétrique, mais bien visible dans les cylindres que nous avons testés.

Par conséquent on peut noter que **même à l'échelle des essais en laboratoire, le gel est d'autant plus actif qu'il existe des défauts dans la matrice des calcaires.** Si ici, il s'agissait plutôt de joints d'origine tectonique et de stylolithes, d'autres auteurs ont mis en évidence la

propagation de la fissuration suivant des joints de grains (Chen et al, 2000) et l'influence des diaclases dans le mécanisme de gel (Valadas, 1975). Camerman (1944) avait déjà observé, en carrière, l'influence des défauts de la roche comme point de départ du gel pour les calcaires de Tournai. Il avait ainsi nommé « gélivité stratoïde » l'altération dans le sens de la stratification et « gélivité tectonique » dans le sens des diaclases. Nicholson et al (2000) ont remarqué, en laboratoire, l'importance des défauts préexistants, particulièrement dans les roches réputées résistantes mécaniquement. Cette importance est moins marquée pour les roches moins résistantes pour lesquelles l'influence des autres propriétés de la roche ainsi que des facteurs environnementaux augmente.

Cet essai de gel-dégel sur cylindres surcarottés révèle également **le rôle important joué par la traction exercée lors de la formation de la glace dans une entaille** donc en généralisant, dans une fissure. Lors du changement de phase de l'eau, le cylindre extérieur des éprouvettes surcarottées est soumis à un effort en traction. Cette traction est mécaniquement susceptible de générer une fissure au niveau de la zone la plus mince de la paroi si la résistance en traction de la roche est atteinte. Ces contraintes de traction sont similaires à celles observées par Tourenq (1970) autour de trous remplis d'eau dans une plaque de plexiglas mise à geler. En lumière polarisée, dès le passage de l'état liquide à l'état solide, des courbes isochromatiques concentriques aux trous percés sont apparues. Un réseau de fissures rayonnantes à partir des trous s'est même formé. Dans le cadre de nos essais, cette sollicitation en traction due au gel est donc accentuée par rapport à l'essai de gel normalisé. Ainsi « Courville », qui a une matrice relativement homogène et une résistance en traction assez élevée pour un calcaire ($R_t = 11.3 \text{ MPa}$), s'avère plus résistant au gel d'après le test sur cylindre surcarotté.

En conclusion, des roches non-microgélives et généralement résistantes mécaniquement peuvent être sensibles au gel par la présence de défauts pré-existants suffisamment espacés. Une fissure non remplie peut non seulement constituer un point de faiblesse mécanique par rapport au reste de la matrice mais aussi, par sa taille, être le lieu énergétiquement privilégié dans lequel la glace va pouvoir se développer par cryosuccion par exemple. Ainsi la roche va s'altérer à partir de ses défauts tout en conservant sa matrice relativement intacte.

II.3.2 Mise en évidence de la complexité du jeu des facteurs dans la génération de la contrainte dans le réseau de fissuration des roches

Par des transferts d'eau possibles avec la roche, le gel de l'eau, dans une fissure, associe les processus de la microgélivation à l'action purement mécanique du développement d'un coin de glace. Cela laisse supposer alors la complexité du jeu des facteurs intervenant dans l'évaluation de la sensibilité d'une roche fissurée au gel.

II.3.2.1 Analyse statistique des paramètres physiques et mécaniques

Ayant déterminé un certain nombre de caractéristiques physiques et mécaniques pour chacun des calcaires testés lors de l'essai sur cylindres surcarottés (cf. annexe 1 : tableaux B&C), nous avons évalué leur corrélation avec notre critère d'endommagement pour cet essai : le nombre de cycles de gel-dégel à l'apparition de la première fissure. **Aucun des**

paramètres physiques et mécaniques n'est à lui tout seul fortement corrélé à l'altération par gel-dégel (Tableau I).

Tableau I. Corrélation entre caractéristiques des calcaires et nombre de cycles à la première fissure.

<i>Paramètre physique</i>	<i>Coefficient de corrélation</i>	<i>Paramètre mécanique</i>	<i>Coefficient de corrélation</i>
Masse volumique réelle	-0.16	Vl sec	-0.07
Masse volumique apparente	-0.07	Vl saturée	0.01
Coefficient d'absorption capillaire	-0.35	Indice de continuité	-0.08
Coefficient d'Hirschwald (S48)	-0.31	Degré de fissuration	0.07
Porosité sous vide	0.04	Rc sèche	-0.14
Porosité au Hg	-0.21	Rc saturée	-0.09
Porosité piégée	-0.07	Rt directe	-0.48
Porosité piégée relative	0.17	Rt brésilien	-0.11
Rayon moyen d'accès aux pores	-0.07	Module d'Young	-0.16
Perméabilité	-0.10	Coefficient de Poisson	0.05
		Ed sec	-0.10
		Ed saturé	0.18

II.3.2.2 Analyse de données sur les paramètres physiques et mécaniques

En fait **les paramètres mesurés n'interviennent sans doute pas indépendamment les uns des autres. Il s'avère donc plus judicieux de les étudier globalement.** Afin de traiter l'ensemble des informations du tableau à 16 calcaires et 21 paramètres, nous avons eu recours à l'**analyse de données**. Cette méthode dite multidimensionnelle s'oppose aux méthodes statistiques simples qui ne traitent qu'une seule variable à la fois (cf. II.3.2.1). Elle permet la confrontation d'un ensemble d'informations, ce qui est plus riche que leur examen séparé.

Principe de l'analyse de données

Notre tableau ne comportant que des données quantitatives, l'Analyse en Composantes Principales (ACP) s'imposait. Son objectif est de réduire le nombre de variables (ici les paramètres physiques et mécaniques) décrivant les observations (ici les différents calcaires), en minimisant la perte d'information, c'est-à-dire en conservant une représentativité acceptable (Lebart et al, 2000 ; Peybernard, 2002). Les 16 calcaires peuvent être représentés dans un espace à 21 dimensions, les coordonnées étant les valeurs de leurs 21 variables. Le principe de l'ACP est de trouver un sous-espace factoriel dans lequel le nuage de points des différents calcaires est encore assez bien représenté (les distances sont assez bien conservées). La dimension de ce sous-espace étant plus petite, son étude est plus aisée

que celle de l'espace initial à 21 variables. Les axes de ce sous-espace sont représentatifs d'une combinaison des variables de départ.

Nos variables étant des paramètres physiques de dimension et d'unité différentes, nous avons utilisé une ACP normée où les variables sont centrées (on considère l'écart à la moyenne de l'ensemble des valeurs du paramètre considéré) **et réduites** (on divise par l'écart type de l'ensemble des valeurs du paramètre considéré) **afin de leur affecter à toutes, le même poids**. Tous les paramètres n'ont pas été évalués pour chacun des calcaires. Or, une ACP ne permet pas de traiter un tableau de données dans lequel certaines valeurs manquent. Nous avons donc testé plusieurs combinaisons de calcaires/paramètres pour lesquelles toutes les données étaient disponibles.

Nous avons utilisé, pour réaliser ces ACP, le logiciel « ade4 » développé au laboratoire de Biométrie et Biologie Evolutive (UMR 5558) de l'Université Lyon 1 (Thioulouse et al, 1996 ; Chessel et al, 2004).

Résultats

Dans un premier temps, afin de pouvoir comparer tous les calcaires testés, nous avons limité notre étude aux paramètres pour lesquels nous avons toutes les valeurs à l'exception du degré de fissuration qui nous semblait, de par son importance, devoir être traité ultérieurement, à savoir : masse volumique apparente, porosité à l'eau sous vide, vitesse du son à l'état sec, indice de continuité, résistance en compression à l'état sec, résistance en traction selon l'essai brésilien et bien sûr le nombre de cycles de gel-dégel à la première fissure (Tableau m) .

Tableau m. ACP1 : les 21 calcaires et 7 paramètres.

Calcaire	Nbre de cycle de gel à la 1ère fissure	Porosité sous					
		MVA kg/m ³	vide %	Vlsec m/s	Ic %	Rc sèche (MPa)	Rt brésilien (MPa)
Chamesson	18	2205	17,5	3980	60	78	6,9
Courville	70	2297	13,2	4107	62	68	11,3
Farges	75	2460	6,8	4877	73	56	7,1
Grenoble-Urgonien	1	2702	0,6	5685	85	151	9,1
Larrys-Bief	8	2560	5,35	5510	80	149	12,2
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2506	6,7	5440	83	131	11,8
Mareuil	8	2540	5,7	5034	76	95	12,2
Pierre de Caen	3	1460	41,6	2517	38	19,2	2,3
Pierre de Lens	23	2219	14	4295	64	61	8,05
Roquemaillère	50	2310	9,4	4136	62	167	8,95
Tournai-Allain	1	2591	1	5567	84	142	21
Tournai-Pont à Rieu	1	2415	7,2	3685	58	71	9
Tournai-Vaulx&Chercq	2	2602	1,5	4665	70	210	20
Vilhonheur-banc 2	4	2323	10,9	4196	63	52	4,9
Vilhonheur-banc 12	1	2415	10,1	4405	66	55	5,6
Vilhonheur-banc7	4	2354	10,6	3639	55	60	5,2

La matrice des corrélations entre variables permet de donner les premières informations sur le réseau d'interrelations existant entre elles (Tableau n) . Elle rappelle les résultats que nous avons obtenus au paragraphe précédent en statistique simple sur la relation entre le nombre de cycle à la première fissure et les autres paramètres (Tableau n : 1^{ère} ligne). Il s'y ajoute les relations internes à ces derniers paramètres. Ainsi, on peut remarquer une forte corrélation entre la masse volumique apparente, la porosité à l'eau sous vide et la vitesse du son à l'état sec. Les trois sont en effet liées à la quantité de vide présent dans la roche.

L'indice de continuité qui se déduit de la vitesse du son lui est très fortement corrélé et, par conséquent, l'est aussi avec la masse volumique apparente et la porosité à l'eau sous vide.

Tableau n. ACP1 : matrice de corrélations entre les variables.

	<i>N°cycle à la 1^{ère} fissure</i>	<i>MVA</i>	<i>n_{vide}</i>	<i>V_{lsec}</i>	<i>Ic</i>	<i>Rc_{sec}</i>	<i>Rt brésilien</i>
<i>N°cycle à la 1^{ère} fissure</i>	1	-0,07	0,04	-0,07	-0,08	-0,14	-0,11
<i>MVA</i>		1	-0,99	0,85	0,86	0,63	0,61
<i>n_{vide}</i>			1	-0,81	-0,83	-0,65	-0,64
<i>V_{lsec}</i>				1	0,99	0,63	0,62
<i>Ic</i>					1	0,62	0,63
<i>Rc_{sec}</i>						1	0,77
<i>Rt brésilien</i>							1

La première étape d'une ACP est d'établir la liste des valeurs propres de la matrice que constitue le tableau des données centrées et réduites. Chaque valeur propre est associée à un axe du nouveau repère définissant l'espace des observations, les calcaires ici. Sa valeur caractérise la variance du nuage de points initial expliquée par l'axe associé. Dans le cadre de cette ACP, si on utilise le critère simple de Kaiser de ne retenir que les valeurs propres supérieures à 1 (Lebart et al, 2000), les deux premiers axes principaux sont seulement conservés. Ces deux axes expliquent 68% et 14% de la variance totale du système (Figure 32). Cela signifie que dans l'espace-plan défini par ces deux axes, 82% de la variance du nuage de points initial est représenté.

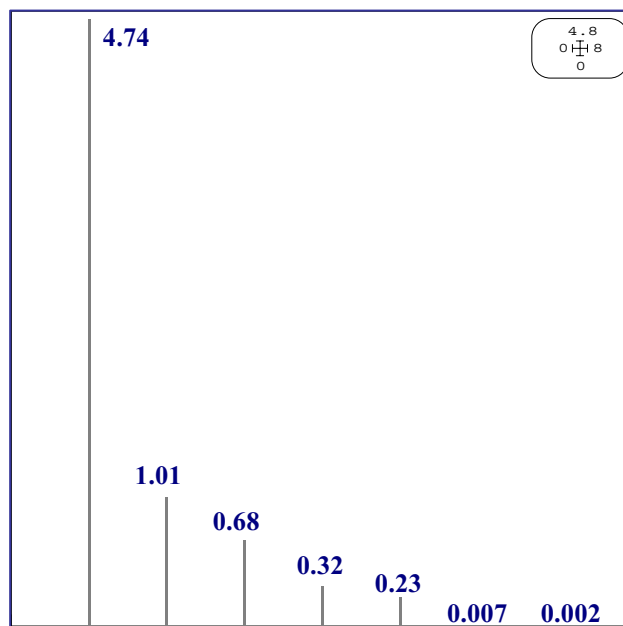


Figure 32. ACP1 : histogramme des 7 valeurs propres.

Les deux premiers axes étant choisis, il s'agit maintenant de déterminer ce qu'ils représentent en terme de propriétés physiques et mécaniques. La projection des sept paramètres étudiés dans le plan défini par ces deux axes met en évidence la contribution de chaque variable à l'explication de chacun des deux axes car les données étant ici centrées réduites, les coordonnées des paramètres sur les axes sont les coefficients de corrélation entre ces paramètres et les axes (Lebart et al, 2000). Les paramètres sont tous relativement proches du cercle-unité ce qui indique une bonne qualité de représentation de ces variables dans cet espace (Figure 33). Ce sont les paramètres purement mécaniques (résistance en compression et résistance en traction) qui perdent le plus de signification lors de la projection. Le premier axe oppose les vides de la roche (porosité sous vide) au squelette rocheux et sa résistance

(MVA, Vlsec, Ic, Rc, Rt). Le deuxième axe caractérise par son côté négatif, les roches résistantes au gel. L'étude de la sensibilité au gel se fera donc selon cet axe.

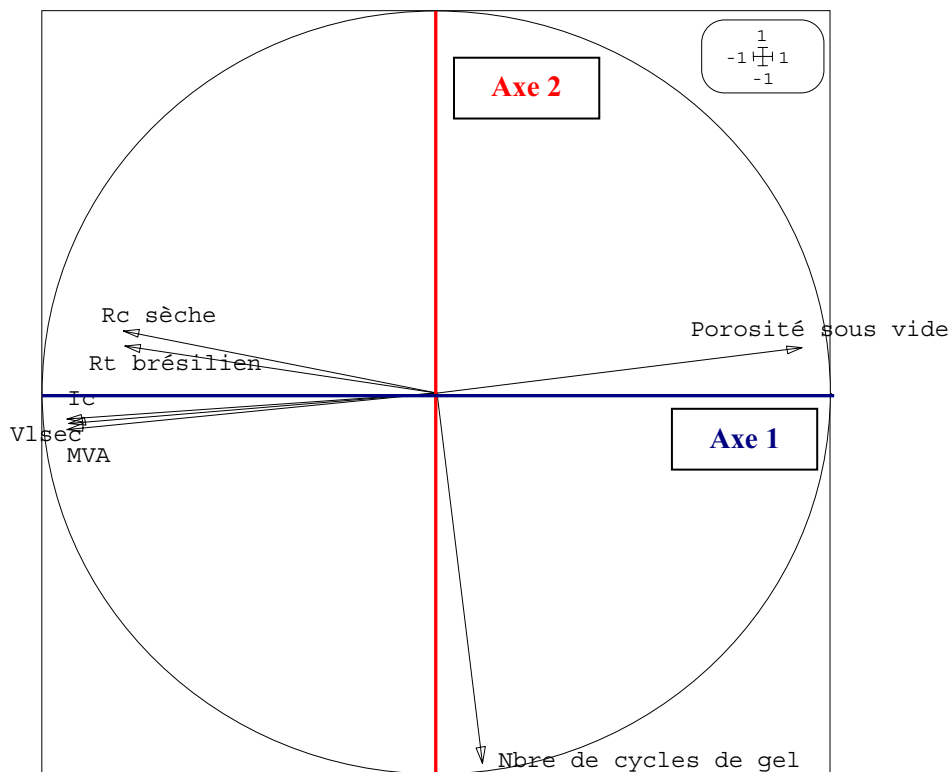


Figure 33. ACP1 : représentation des paramètres sur les deux premiers axes.

La projection des différents calcaires dans ce plan permet de les séparer en plusieurs groupes selon leur sensibilité au gel et la combinaison réseau poreux/squelette rocheux (Figure 34). Une population de calcaires se distingue nettement du côté négatif de l'axe 2 (⊖) : ce sont les calcaires les plus résistants au gel. Or on peut remarquer selon l'axe 1 qu'ils se caractérisent par un juste équilibre entre le squelette rocheux et le réseau poreux. La résistance mécanique de la roche fortement corrélée au squelette rocheux n'est donc pas le facteur dont dépend la résistance au gel dans une entaille. Par conséquent selon notre essai de gel sur cylindres surcarottés, **le gel dans une entaille ne peut se résumer à une simple sollicitation en traction**. On remarque par ailleurs que les calcaires les plus résistants mécaniquement (⊖) sont relativement gélifs. En majorité, ce sont ceux que nous avons identifiés lors de notre essai de gel s'étant rompus selon une fissuration existante. **L'importance des défauts de la matrice rocheuse dans la sensibilité au gel est ainsi soupçonnée par cette analyse de données.**

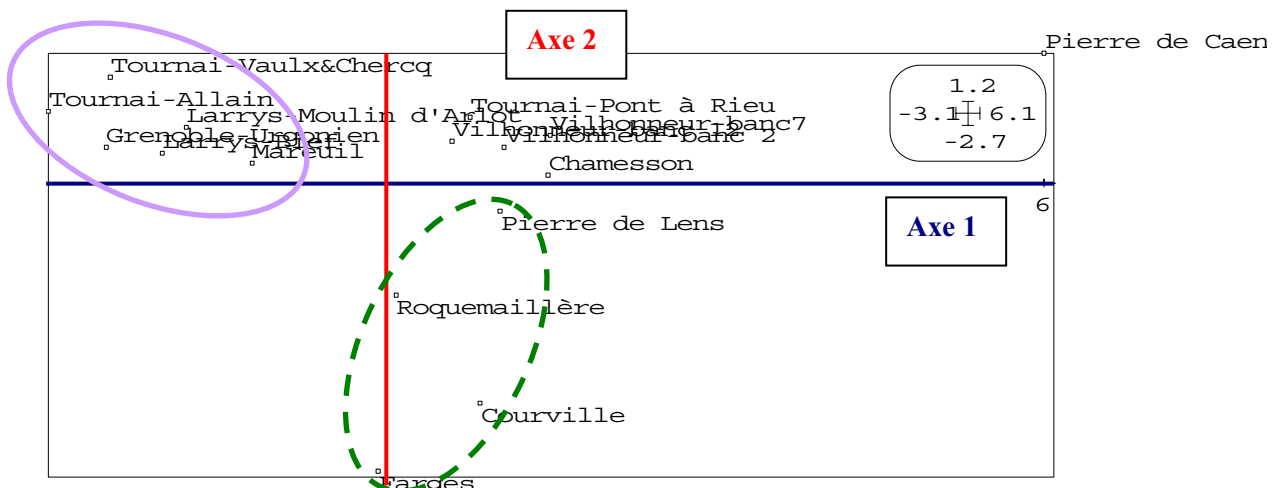




Figure 34. ACP1 : projection des 16 calcaires selon les deux premiers axes.

Si on ajoute dans l'analyse de données (ACP2 : cf. détails en annexe 1) **un paramètre physique, le degré de fissuration (Df, évalué sur la base des vitesses du son)**, on remarque que les roches les moins résistantes à notre essai de gel font partie de celles qui ont le plus fort degré de fissuration (Figure 35 ). Cela signifie que **la porosité de fissure est l'un des lieux privilégiés de l'altération par le gel**. Cependant on note aussi la limite de ce paramètre évalué sur un échantillon de taille centimétrique et qui ne prend donc pas en compte les défauts à l'échelle à peine supérieure, l'échelle décimétrique (selon les recommandations de la norme NF P 94-411-Avril 2002, nos éprouvettes cylindriques faisaient de 60 à 100mm de hauteur). C'est le cas pour les calcaires du Tournaisis, de Mareuil, l'Urgonien de Grenoble ou les Larrys pour lesquels de nombreux joints visibles à l'œil nu ont un espacement au moins décimétrique. La valeur de Df, dans ces cas-là, a certainement été sous-évaluée (Figure 35 .

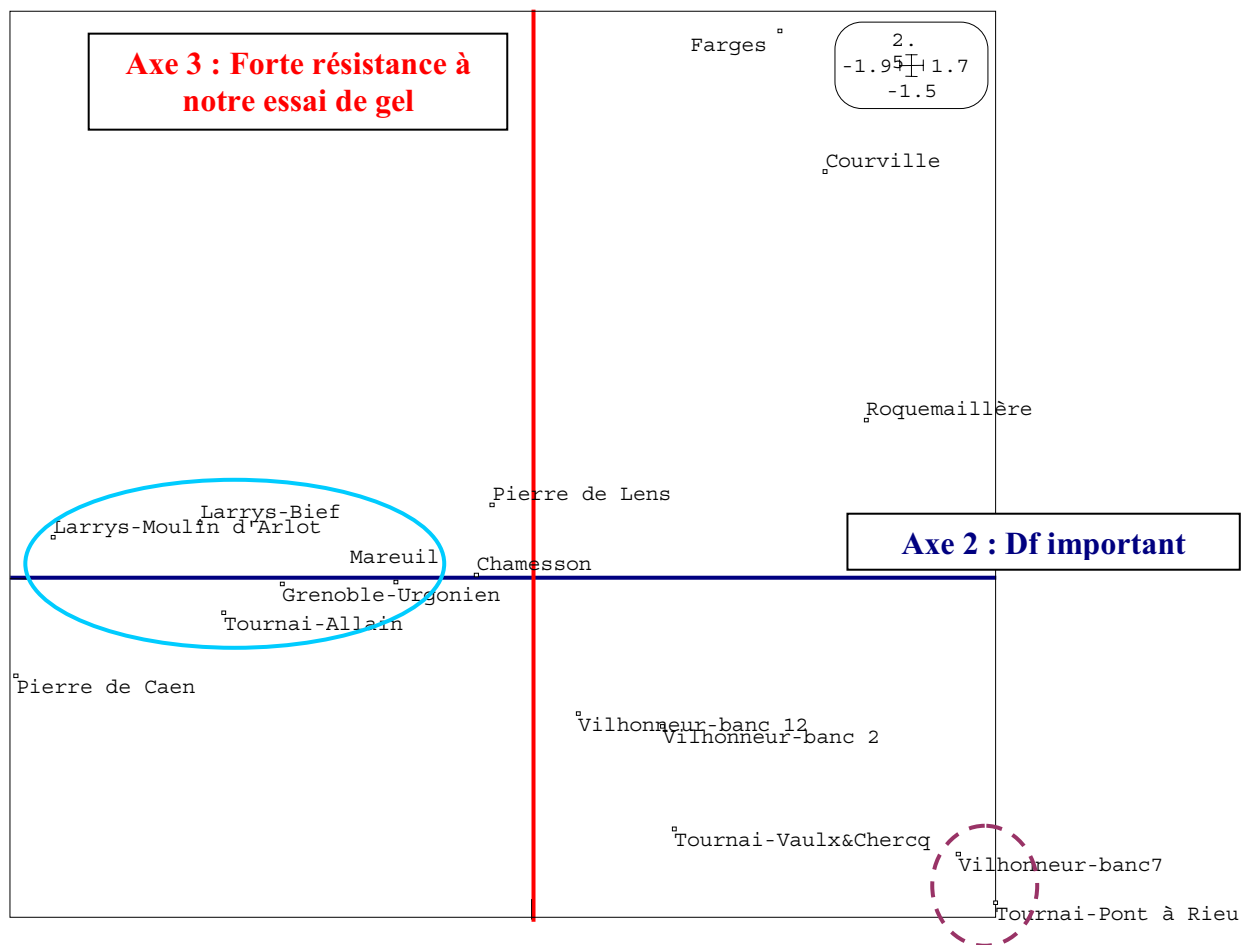


Figure 35. ACP2 : projection des 16 calcaires selon les 2^{ème} et 3^{ème} axes.

Afin d'avoir le maximum de calcaires pour l'étude des paramètres physiques non encore abordés et de pallier les quelques données manquantes, nous avons choisi d'effectuer plusieurs ACP en privilégiant, à chaque fois, un ou plusieurs paramètres.

L'ACP3 (cf. détails en annexe 1) vise à observer **le rôle du coefficient d'absorption d'eau par capillarité**. Mais la forte corrélation de ce paramètre avec la porosité sous vide ne permet pas de faire plus de remarques que celles de l'ACP1 (Figure 36).

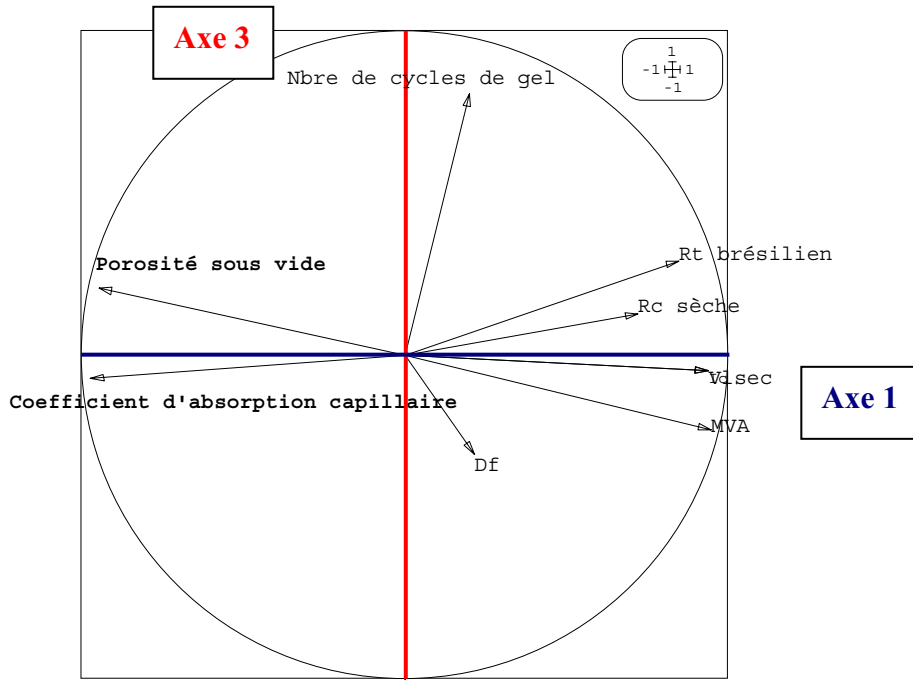


Figure 36. ACP3 : représentation des paramètres sur les 1^{er} et 3^{ème} axes.

L'ACP4 (cf. détails en annexe 1) s'intéresse davantage au **coefficient d'Hirschwald** (S_{48}) c'est-à-dire à la teneur en eau naturelle de la roche. Or, l'analyse de données sur l'ensemble des calcaires, dont nous avons la valeur du S_{48} , révèle un fort lien entre le module d'Young et le coefficient d'Hirschwald (Figure 37). Cette tendance, issue de la manipulation statistique, est difficile à expliquer physiquement d'autant qu'elle n'induit pas de conclusion particulière vis-à-vis de la résistance au gel.

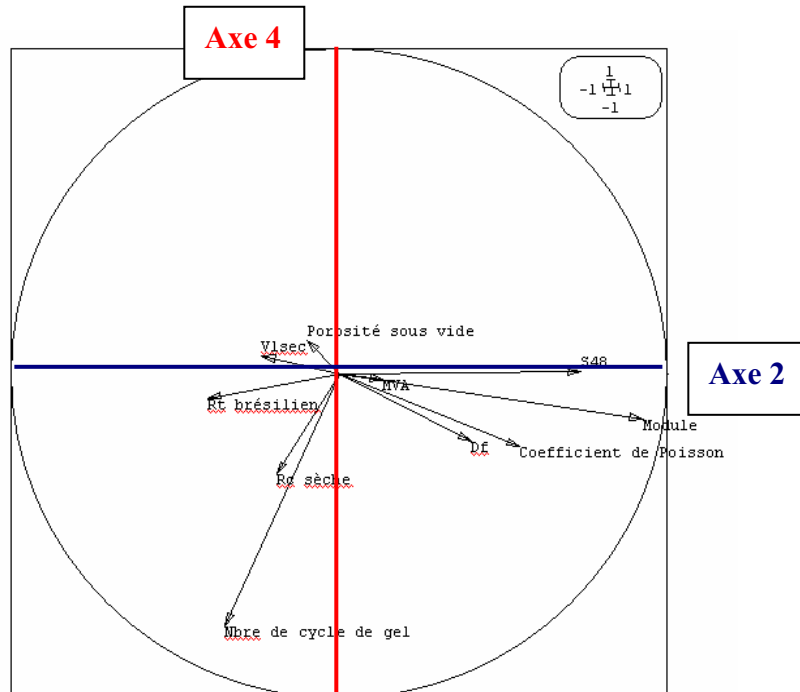


Figure 37. ACP4 : représentation des paramètres sur les 2^{ème} et 4^{ème} axes.

L'ACP5 (cf. détails en annexe 1) s'attache plus à comparer **les différents paramètres mécaniques : module d'Young (E), coefficient de Poisson (ν) et résistance en traction (Rt)**. L'analyse de données indique que les calcaires les plus résistants à notre essai de gel sur cylindres surcarottés présentent un juste équilibre entre la raideur et la résistance à la traction (Figure 38 ○). Un calcaire avec un module d'Young trop élevé est trop raide pour résister à la sollicitation en traction induite par le changement de phase de l'eau dans l'entaille. Il se caractérise par la propagation d'une fissure dans la paroi la plus fine, au sein de la matrice rocheuse (Vilhonneur banc 2, 7 et 12 : Figure 38 ○). D'autres calcaires ont certes une résistance en traction évaluée assez élevée (Tournai-allain : Figure 38 ○) mais la même remarque peut être faite que pour Df : la taille de l'éprouvette dans l'essai brésilien ne prend pas en compte les défauts espacés de la matrice rocheuse (selon les recommandations de la norme NF P 94-422 - Janvier 2001, nos éprouvettes cylindriques testées avaient un diamètre de 40mm pour une hauteur de 40 à 50mm). Par conséquent, **des roches avec une forte résistance en traction peuvent être fortement sensibles à notre essai de gel car le paramètre mécanique est surévalué dans le cas où le calcaire se rompt selon une fissuration existante**.

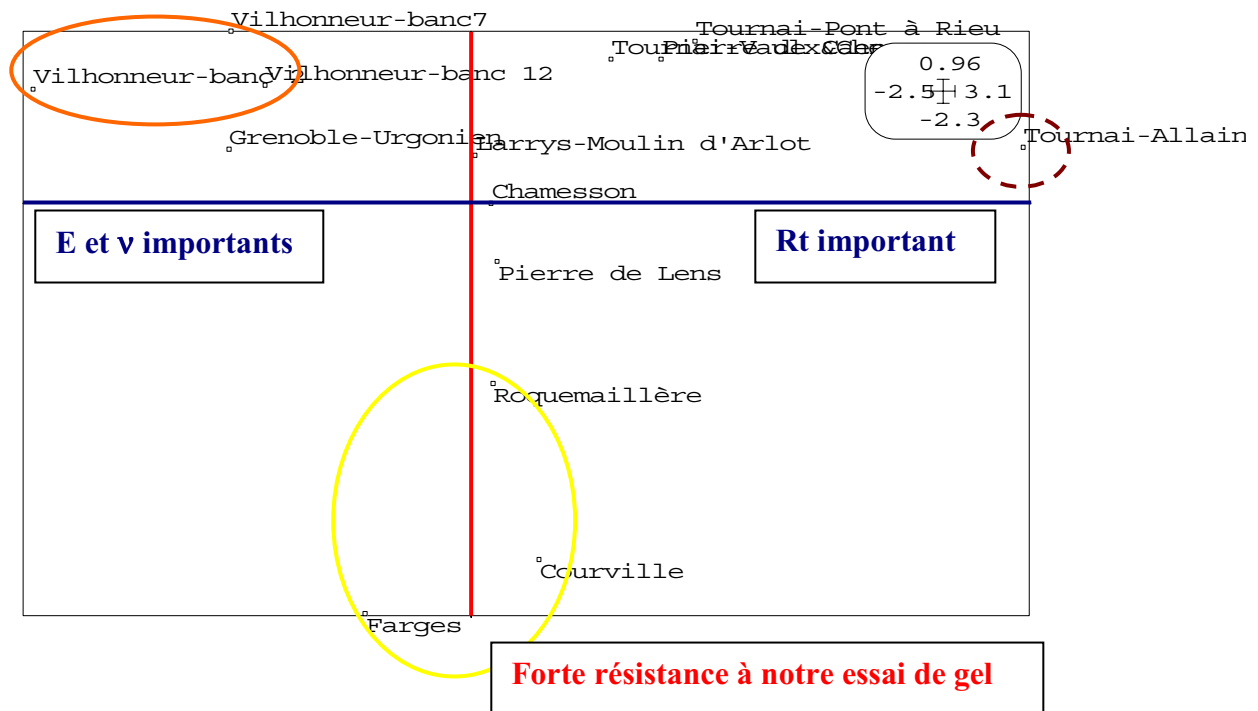


Figure 38. ACP 5 : projection des 14 calcaires selon les 2^{ème} et 4^{ème} axes.

Enfin, l'ACP6 a pour objectif d'évaluer le **rôle des paramètres mécaniques mesurés sur des calcaires à l'état saturé**. Néanmoins, la forte corrélation de ces paramètres avec les paramètres mesurés à l'état sec n'ajoute pas de réflexions supplémentaires à celles déjà faites ($r_{Rc\ sec/Rc\ saturé} = 0.92$; $r_{MVA/VI\ saturée} = 0.89$).

En conclusion de cette analyse de données, on peut noter qu'**aucun paramètre mécanique ou relatif au réseau poreux ne peut être à lui seul un indicateur de l'altération due au gel**. Cela corrobore les études de Kasim et al (1996) sur la résistance en compression, celles de Goudie (1999) sur le module d'Young ou encore celles de Archimbaud et al (1971) sur la porosité. Cela vient du fait que ces facteurs sont intrinsèquement liés : la taille des minéraux et le degré de cimentation jouent en particulier sur la résistance mécanique de la roche (Dessandier et al, 2000). En outre, ils interviennent ensemble dans le processus d'altération par le gel : dans une roche fissurée, les fissures sont les dernières à être maintenues saturées si bien que l'intensité de l'action du gel dans une fissure est conditionnée par la saturation de la matrice calcaire environnante (Tharp, 1987).

On remarque aussi que **les défauts dans la matrice s'avèrent être autant de points de faiblesse vis-à-vis de l'action du gel**. Les calcaires réputés résistants mécaniquement en sont les premières victimes car, pour des calcaires moins résistants, d'autres facteurs prédominent (Nicholson et al, 2000). Il se pose alors le problème du **choix de l'échelle d'étude** : même si l'augmentation du réseau de fissures sous l'effet du gel s'observe aux échelles macroscopique (échelle du massif) et mésoscopique (échelle du laboratoire), la propagation s'opère dans un premier temps à l'échelle microscopique (échelle de la matrice). **Les paramètres mécaniques évalués à l'échelle du laboratoire ne sont alors plus adaptés pour rendre compte de la résistance de la roche à l'échelle de la propagation de la fissuration.**

La similitude entre la géomorphologie des modelés hérités du Quaternaire froid et la géomorphologie des massifs montagneux actuels en France notamment tend à souligner l'importance du processus d'altération par alternance de périodes de gel et de dégel. La mise en évidence d'une corrélation entre les alternances de périodes de gel-dégel et les chutes de pierres et de blocs confirment le caractère prépondérant de ce processus d'altération. Dans le cadre de notre étude, nous avons donc retenu et étudié ce processus d'altération dans des massifs rocheux.

Le gel se manifeste en fait à deux échelles, la microgélivation qui affecte les réseaux de pores et la macrogélivation qui concerne les réseaux de fissures. La microgélivation génère et exploite les joints entre les minéraux et autres pores selon un mécanisme qui diffère suivant les conditions environnementales et les caractéristiques de la roche. L'échelle microscopique à laquelle ce processus d'altération intervient a permis d'étudier facilement ce dernier à l'échelle mésoscopique du laboratoire, contrairement à la macrogélivation. Cette dernière, qui conduit à l'élargissement et à la propagation des réseaux de fissures existants jusqu'aux détachements de blocs rocheux, pose un problème à la fois temporel et spatial dans la définition d'un VER (Volume Élémentaire Représentatif). Ce processus d'altération a donc essentiellement été étudié in situ dans toute la complexité que les conditions naturelles peuvent impliquer. L'absence d'expérimentations simplifiées en laboratoire a conduit à l'analyse des données de terrain sur la base des concepts établis pour la microgélivation : ces théories ne sont pas adaptées à l'échelle macroscopique qui doit tenir compte de l'hétérogénéité du massif rocheux. On retrouve dans cette distinction de mécanisme, la divergence de point de vue quant à la gélivité d'une roche que peuvent avoir les différentes disciplines étudiant le processus d'altération des roches par gel-dégel. Pour la géomorphologie et les travaux de génie civil tels que les terrassements, les enrochements et les tunnels, il s'agit du mécanisme de macrogélivation qui nous importe alors que dans le domaine de la construction ou encore des granulats, c'est plutôt le mécanisme de microgélivation. Dans le cadre de notre étude de la génération de chutes de pierres et de blocs, nous nous intéresserons plus particulièrement à la macrogélivation.

Une première expérimentation a donc été menée en laboratoire afin d'évaluer la sensibilité à la fissuration par le gel de différentes roches à la texture plus ou moins homogène. Nous avons choisi de ne travailler qu'avec des roches calcaires pour s'affranchir du facteur minéralogique. Un cylindre de chacun des calcaires, entaillé par surcarottage et saturé en eau, a été soumis à des cycles successifs de gel-dégel. Le nombre de cycles avant l'initiation d'une fissure dans la paroi des entailles n'a pas de corrélation évidente avec les différents paramètres physiques et mécaniques évalués pour chacun des calcaires. Cela souligne la complexité de l'interaction de l'ensemble des facteurs intervenant dans le processus de macrogélivation. En fait le mécanisme d'altération par le gel dans le réseau de fissures est très certainement le résultat non seulement de la sollicitation mécanique en traction induite par le changement de phase de l'eau, mais aussi du processus de microgélivation affectant la roche environnant les fissures. C'est ainsi que des roches a priori non microgélives peuvent être macrogélives à l'échelle du massif.

Devant la complexité du processus d'altération à modéliser, une évaluation de la contrainte générée par le gel dans une fissure s'avère nécessaire dans un premier temps (chapitre III). Comme ce phénomène n'est pas simplement d'origine mécanique, la connaissance des facteurs influençant cette contrainte (chapitre IV) permettrait à la fois de mieux comprendre le processus et de prévoir l'initiation de la rupture et la propagation de la fissuration sous l'effet du gel (chapitre V).

**- Chapitre -
III**

Contrainte générée dans une fissure par le gel

III.1	Essai de gel-dégel dans une entaille artificielle : principe et dispositif expérimental	98
III.1.1	Principe de l'essai	98
III.1.2	Choix du calcaire d'étude	99
III.1.3	Dispositif expérimental	102
III.1.3.1	Géométrie de l'éprouvette entaillée	102
III.1.3.2	Reproduction des cycles de gel-dégel	104
III.1.3.3	Mesures de la contrainte dans l'entaille et de son ouverture	104
III.1.3.4	Gestion de l'humidité de l'éprouvette	107
III.1.3.5	Acquisition des données	107
III.2	Résultats et analyses des mesures de contrainte dans une entaille d'un cube de calcaire	108
III.2.1	Description des résultats	108
III.2.1.1	Variation de la température dans la roche entaillée au cours d'un cycle de gel-dégel	108
III.2.1.2	Evolution de la pression générée au cours du cycle de gel-dégel, dans l'entaille	114
III.2.1.3	Comportements du bloc rocheux et de son entaille	118
III.2.1.4	Observation de l'altération de la roche à proximité de l'entaille	121
III.2.2	Une première proposition de modèle physique de génération de contrainte par le gel dans une fissure d'un massif calcaire	123
III.2.2.1	La contrainte croit avec la propagation du front de gel en profondeur	123
III.2.2.2	L'allure de la contrainte le long de l'entaille est modulée par la rigidité du calcaire	125
III.3	Etude de l'évolution de la contrainte en fonction de la profondeur et du temps	126
III.3.1	Principe de l'évaluation d'un profil de contrainte	126
III.3.2	Essai de gel-dégel sur tube surcarotté : dispositif expérimental	127
III.3.3	Résultats : profils de déformations orthoradiales dues au gel	131
III.3.4	De la déformation orthoradiale à la contrainte générée par le gel	133
III.3.5	Evolution spatio-temporelle de la contrainte dans une entaille au cours d'un cycle de gel-dégel	137
III.3.6	Contrainte utile pour la gestion de l'aléa « chutes de pierres et de blocs »	143

Face à la difficulté de reproduire correctement les mêmes conditions naturelles sur plusieurs sollicitations successives (Berthier, 1958 ; Tourenq, 1963 ; Andr en, 1996) et du fait des dimensions nécessairement limit es en laboratoire, l'étude de la propagation des réseaux de fissures dans un calcaire sous l'effet du gel s'est essentiellement effectu e par le recueil de données in situ (Matsuoka et al, 1997).

Cependant, la complexité du processus rend difficile sa compréhension par la seule analyse des données de terrain. Des études en laboratoire dans des conditions simplifi es mais connues s'avéraient judicieuses pour améliorer la connaissance du phénomène. De plus, ce processus d'altération est relativement lent ce qui le rend difficilement observable sur le terrain à notre échelle des temps. Or il est possible de l'accélérer en laboratoire en soumettant de manière répétitive des échantillons à des sollicitations représentatives des conditions alt rantes. Notre unité de temps est alors le nombre de cycles de gel-dégel effectivement actifs.

III.1 Essai de gel-dégel dans une entaille artificielle : principe et dispositif expérimental

III.1.1 Principe de l'essai

Dans le cadre de l'altération des massifs de calcaire par fissuration sous l'effet du gel, un élément important dans la description de la cinétique est de quantifier la vitesse de progression de la fissure. Pour caractériser cette cinétique, il est nécessaire de connaître les sollicitations auxquelles sont soumises les fissures existantes sous l'effet du gel. Nous avons fait le choix d'une démarche expérimentale qui consiste à reproduire le phénomène d'avancement de fissure sous l'effet du gel dans un massif à l'extrémité d'une unique entaille que nous avons générée dans un bloc de calcaire.

Un bloc de calcaire a été taillé sous forme cubique (Figure 39). Par l'intermédiaire d'un trait de scie, une entaille a été cr e e. Aucun soin particulier n'a été accordé au fond de l'entaille lors de son façonnage. Les extrémités latérales ont été  tanch es par un produit souple et un joint torique chargé de reprendre la contrainte. L'entaille étant remplie d'eau, le cube a été soumis à des cycles successifs de gel-dégel jusqu'à sa rupture. Au cours des cycles, l'ouverture de l'entaille, la température et la pression en différents points de l'entaille ont été suivies.

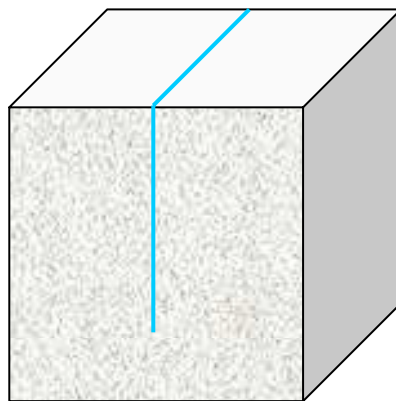


Figure 39. Schéma de l'éprouvette de calcaire test e.

III.1.2 Choix du calcaire d'étude



Figure 40. Larrys perlé affleurant dans la carrière du Moulin d'Arlot (89).

Nous avons choisi de travailler plus particulièrement sur un des calcaires déjà utilisés dans l'expérimentation sur cylindres surcarottés (cf II.3), le **Larrys perlé de la carrière du Moulin d'Arlot** à Cry sur Armançon (Yonne, 89). Le calcaire Larrys perlé est présent dans cette région à flancs de coteaux (Figure 40). Noël (1970) le décrit comme un calcaire « à pâte très compacte, présentant un grain rond fin, perlé brun comme une lentille sur fond crème » (Figure 41a). Ce faciès marbrier du Jurassique moyen est effectivement un calcaire pur (98% à 99% de calcite) formé d'oolithes cimentées par de la calcite micro-cristalline (Figure 41b). Stratigraphiquement, il se situe à l'étage bathonien.

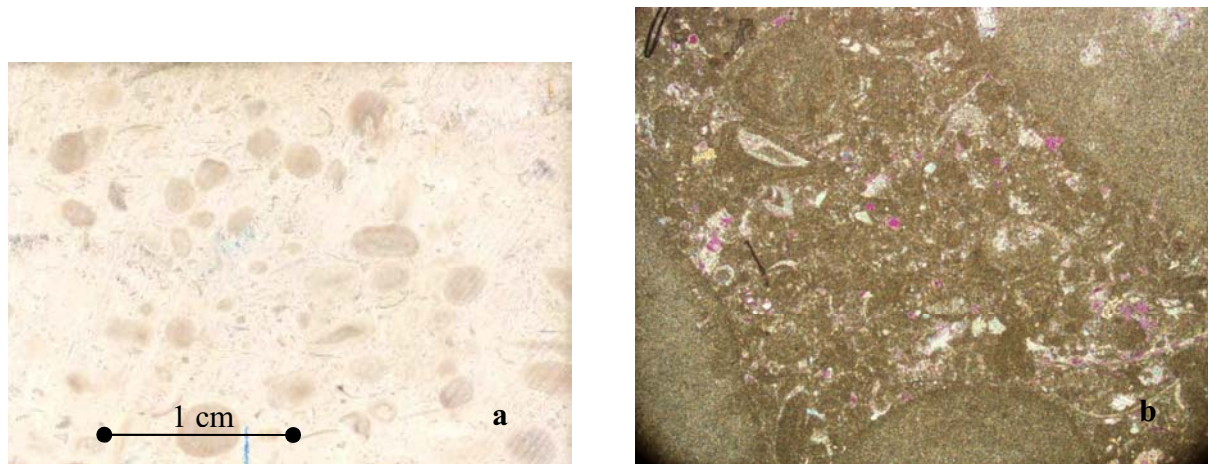


Figure 41. Texture du calcaire Larrys perlé : a) image scannée, grossie à 250% ; b) image au microscope optique polarisant (x50). A gauche, les oolithes sont bien visibles en brun sur fond crème. A droite, le ciment en calcite micro-cristalline se démarque par rapport aux oolithes.

Nous avons choisi ce calcaire car, s'il présente une matrice résistante, il renferme de nombreuses discontinuités (stylolithes), à fréquence centimétrique, qui représentent autant de zones de faiblesse pour l'altération par le gel-dégel (cf II.3.1). En carrière, les affleurements présentent un écaillage en surface tout à fait parlant en terme d'altération par le gel (Figure 42). Un test de gélivité inspiré de l'ancienne norme NF B10-513 (Avril 1975) sur la résistance

au gel des pierres calcaires a indiqué l'apparition des premières altérations après 8 cycles seulement et, lors de nos essais de faisabilité, ce calcaire s'est révélé relativement sensible à nos conditions d'expérimentation. Le faible nombre de cycles de gel-dégel pour atteindre la rupture, nous a permis de multiplier les essais, donc les observations, en faisant varier les paramètres.

D'autre part ce calcaire a déjà fait l'objet d'études au sujet de sa dégradation par le processus de gel-dégel, mais en matrice (microgélivation : Letavernier, 1984 ; Prick, 1999).

Du point de vue naturel, si les affleurements de ce calcaire sont situés en zone de gel modéré selon la norme NF B10-601 (Juillet 2006), soit moins de 10 jours de température inférieure à -10°C sur l'année, cette pierre naturelle, utilisée en construction (Figure 43), peut se retrouver dans des zones au climat plus rigoureux.

Enfin ce calcaire présente l'intérêt pratique d'être facilement façonné.



Figure 42. Affleurement de Larrys perlé altéré en carrière.



Figure 43. Détail en Larrys perlé, Opéra Garnier, Paris.

Les échantillons de calcaire utilisés ci-après font partie d'un prélèvement ultérieur à celui utilisé pour l'expérimentation de gel-dégel sur cylindres surcarottés, présentée précédemment (cf. II.3). Ce nouveau prélèvement a donc lui-aussi été entièrement caractérisé à la fois mécaniquement, physiquement et pétrographiquement (Tableau o).

Sa **masse volumique réelle** (2680kg/m³), c'est-à-dire le rapport entre sa masse sèche et le volume des grains, étant proche de la masse volumique de la calcite (2700kg/m³), on peut définir le Larrys perlé comme un calcaire très pur. Sa **porosité** inférieure à 5% le place dans la moyenne basse des calcaires puisque la porosité de certains calcaires peut atteindre 30 à 40%. Son **rayon moyen d'accès de pores** est relativement faible et surtout l'étude de la porosité indique une forte porosité piégée. Ces résultats sur le réseau poreux sont en accord avec la faible valeur de la **capillarité**. A l'état naturel, le faciès perlé du Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot est relativement saturé en eau d'après son **coefficient d'Hirschwald**. Cela corrobore le résultat sur le rayon moyen d'accès aux pores : sa faible valeur est le signe d'une quasi-absence de macroporosité peu propice à la recharge en eau du réseau poreux (Letavernier, 1984). Tourenq (1970) avait noté une forte corrélation entre une faible porosité et un fort degré de saturation naturel. La valeur du **degré de fissuration** est faible par rapport à l'observation visuelle du quadrillage de la roche par des joints stylolithiques. En fait, on peut invoquer la même remarque que celle faite lors de l'analyse des résultats de l'essai de gel-dégel sur cylindres surcarottés, à savoir que la taille des éprouvettes utilisées dans la mesure de la vitesse du son ne permet pas de prendre en compte des défauts dont la récurrence dans la roche est de l'ordre du décimètre (selon les recommandations de la norme NF P 94-411-Avril 2002, nos éprouvettes cylindriques faisaient de 60 à 100mm de hauteur). La vitesse du son est plus importante dans l'eau (1800m/s) que dans l'air (330m/s). La **vitesse de propagation** du son à travers ce Larrys croit logiquement de 100m/s entre l'état sec et l'état saturé. Ce Larrys perlé a une forte **résistance en compression** que ce soit dans l'un ou l'autre des états de saturation : ces valeurs sont de l'ordre d'un marbre ou d'un granite. Les rapports Rc/Rt directe (23) et Rc/Rt brésilien (16) montrent une certaine faiblesse en traction due probablement à la présence de stylolithes.

Tableau o. Caractéristiques physiques et mécaniques du Larrys perlé. En italique, les données sont issues du premier prélèvement. MVR=masse volumique réelle ; MVA=masse volumique apparente ; R1=rayon moyen d'accès aux pores ; S₄₈=coefficient d'Hirschwald ; V1=vitesse de propagation du son ; Ic=indice de continuité ; Df=degré de fissuration ; Rc=résistance en compression ; Rt=résistance en traction ; E=module d'Young ; Ed=module dynamique ; ν=coefficient de Poisson. Les mesures ont été effectuées selon les normes correspondantes lorsqu'elles existent.

<i>MVR</i>	<i>MVA</i>	<i>Porosité à l'eau sous vide</i>	<i>Porosité au mercure</i>	<i>Porosité piégée</i>	<i>R1</i>
kg/m ³	kg/m ³	%	%	%	nm
2680 ±10	2460 ±43	4.3 ±0.1	5.4	4.1	75
<i>Capillarité</i>	<i>S₄₈</i>	<i>V1 sec/saturé</i>	<i>Ic</i>	<i>Df</i>	
g/m ² /s ^{1/2}	%	m/s	%	%	
3 ±0.2	88 ±0.1	5610±248 /5710±1	84 ±4	9 ±4	
<i>Rc sec/saturé</i>	<i>Rt directe</i>	<i>Rt brésilien</i>	<i>E</i>	<i>Ed sec/saturé</i>	<i>ν</i>
MPa	MPa	MPa	GPa	GPa	-
175±20 /148±8	7.5	11 ±1	64.9 ±1.4	63±0.4 /59.4±1.3	0.34

D'autres caractéristiques peuvent se déduire de ces données, en particulier du point de vue des comportements thermique et hydraulique.

Dans le cadre de cette étude sur l'influence du gel, les caractéristiques thermiques jouent un rôle important. D'après Bousquié (1979), les valeurs de la **conductivité thermique**, à l'état

sec et à l'état saturé des calcaires, peuvent être évaluées de manière très satisfaisante par les expressions respectives suivantes :

$$\lambda_s = 3.5 (1-1.8 n) \quad (3)$$

$$\lambda_w = 3.8 (1-1.25 n) \quad (4)$$

où n est la porosité totale de la roche et λ est en $W/m/^\circ C$.

Pour notre calcaire, cela donne : $\lambda_s = 3.2W/m/^\circ C$ et $\lambda_w = 3.6W/m/^\circ C$.

La circulation des fluides dans le réseau poreux de la roche étant un des mécanismes du processus de gel-dégel, il est important de la caractériser. D'après Letavernier (1984), la **perméabilité** peut être raisonnablement approchée par la formule suivante :

$$K = \frac{1}{8t} R^2 N^* \quad (5)$$

où t est la tortuosité (généralement $t \sim 2$), R le rayon moyen d'accès aux pores et N^* la porosité correspondante à cette famille de pores.

D'après nos essais de porosimétrie au mercure, la perméabilité de ce Larrys perlé peut être évaluée à **0.015mDarcy (1mDy= $10^{-15}m^2$)**.

Malgré une matrice résistante, le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot renferme un vice rédhibitoire constitué par la présence de nombreuses discontinuités qui représentent autant de zones de faiblesse vis-à-vis de l'altération par le gel. L'histoire tectonique d'un massif ne doit pas être oubliée dans l'étude et la prévention de l'altération par le gel-dégel. Ce choix d'un calcaire sensible au gel nous a permis de diminuer le temps des essais.

III.1.3 Dispositif expérimental

D'un cycle sur l'autre, les conditions de l'expérimentation doivent être identiques et les plus représentatives possibles des conditions naturelles pour pouvoir comparer les résultats non seulement entre eux mais aussi aux observations in situ.

III.1.3.1 Géométrie de l'éprouvette entaillée

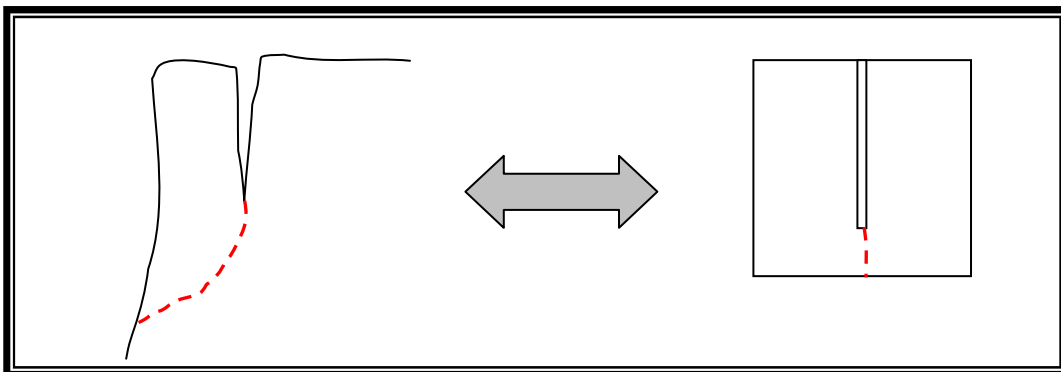


Figure 44. De la falaise rocheuse fissurée au cube artificiellement entaillé.

Lors du choix de la géométrie de l'éprouvette entaillée, nous nous sommes référés au cas d'une fissure verticale parallèle à un affleurement rocheux. Cette dernière tend à se propager en profondeur jusqu'au détachement d'une partie de la paroi rocheuse (Figure 44). Un **cube artificiellement entaillé depuis sa surface supérieure** peut reproduire cette situation si l'entaille est suffisamment fine par rapport à la largeur du cube pour que les effets de bord soient latéralement limités (Figure 44).

Nous avons de plus centré l'entaille afin qu'une dissymétrie ne complique pas la compréhension des résultats.

La dimension du cube était d'autre part limitée par sa maniabilité.

Nous avons donc choisi de façonner, dans un **cube de Larrys de 150mm de côté, une entaille de 2mm de largeur sur 70mm de hauteur** par un trait de scie (Figure 45). Aucun soin particulier n'a pu être apporté au façonnement du fond de l'entaille : ce dernier est globalement arrondi. L'entaille a été étanchée latéralement par un silicone afin de pouvoir la remplir d'eau tout en n'empêchant pas son ouverture. En effet Davidson et al (1985) travaillant avec un dispositif similaire en plexiglas, avaient noté qu'une étanchéité gênant l'ouverture de l'entaille générait une extrusion sommitale quasi-entière de l'augmentation de volume lors du changement de phase.

Selon les observations des conditions naturelles en zone de moyenne montagne, le fait de travailler à l'échelle du décimètre correspond à l'ordre de grandeur de la profondeur de roche moyenne affectée par les cycles de gel-dégel, en particulier journaliers (cf II.2.3.3: Letavernier, 1984 ; Matsuoka, 1994 ; Matsuoka et al, 1997). Les dimensions des fissures instrumentées dans les parois rocheuses, dans le cadre d'études in situ de la macrogélivation, sont aussi de cet ordre de grandeur : une largeur de quelques millimètres pour une profondeur de plusieurs centimètres (Matsuoka, 2001).

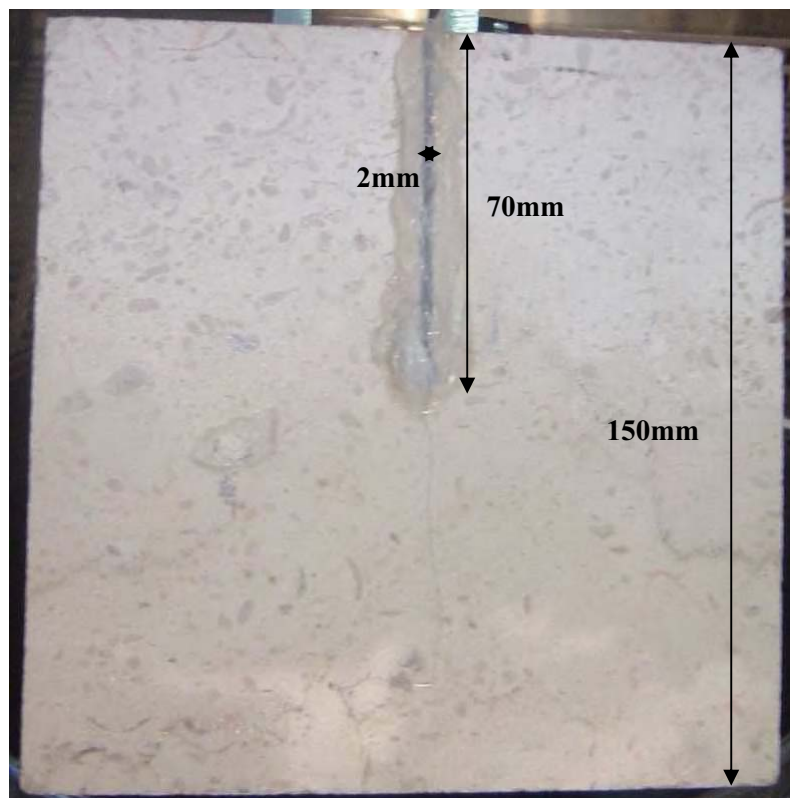


Figure 45. Dimensions du cube de Larrys entaillé.

III.1.3.2 Reproduction des cycles de gel-dégel

Afin de pouvoir extrapoler les résultats obtenus en laboratoire au mécanisme naturel, il était certes important d'imposer des conditions de variations de température réalistes mais la lenteur du processus demandait également de choisir des conditions relativement sévères.

Nous avons donc choisi d'imposer sur toutes les faces du cube un **gel relativement doux en mettant l'enceinte climatique à -5°C** et un **dégel avec une enceinte à la température de 20°C** mais sans mise en température graduelle. Le taux de refroidissement est au maximum : **l'étuve passe directement de la température de gel à la température de dégel sans palier intermédiaire** et vice versa. De telles conditions de gel-dégel nous ont permis de faire subir au cube de calcaire un cycle par jour. Les durées des paliers de gel et de dégel ont été choisies afin d'atteindre l'équilibre thermique voire mécanique. Dans le cadre des conditions de cette expérimentation (cycle de gel-dégel, géométrie, type et état du calcaire), **7h/8h de période de gel** et **2h/3h de période de dégel** ont été nécessaires. Ces cycles de gel-dégel ont été appliqués successivement jusqu'à la rupture de l'éprouvette.

D'après les données de la littérature sur les observations in situ, le froid n'a pas besoin d'être très rigoureux pour que le gel soit actif dans la roche (Prick, 1999 ; Matsuoka et al, 1997 ; Font et al, 2002). Une température minimale atteinte de -5°C a ainsi été plusieurs fois citée comme suffisante pour des roches fissurées (Matsuoka, 1990 ; Hallet et al, 1991). D'autre part -5°C est une température assez courante en hiver dans les zones sujettes, en France, à l'aléa « chutes de pierres et de blocs ». Le fait d'imposer une rapide variation de la température n'est cependant pas exactement représentatif des conditions naturelles, mais, expérimentalement, cela permet de diminuer la durée du cycle et de limiter les pertes d'eau avant et pendant le gel (Tourenq, 1963 ; Lautridou et al, 1976) d'autant qu'aucune étanchéité, exceptée pour l'entaille, n'est assurée latéralement. Ce choix nous a permis de multiplier les cycles et de maintenir une quantité d'eau correcte dans l'entaille pendant toute la durée d'un cycle. Même si l'action du gel est sans doute plus sévère dans le cas d'un gel pénétrant dans un échantillon par toutes ses faces que dans le cas d'une paroi rocheuse où deux faces sont exposées, la symétrie thermique simplifiait l'étude des résultats.

La température de l'air dans l'étuve ne permet pas de rendre compte des variations de température dans la roche (cf II.2.3.3 & Hall et al, 2001) et en particulier dans l'entaille. Pour gagner en précision du point de mesure, **la température a été suivie au cours des cycles en différents points (enceinte climatique, haut de l'entaille, fond de l'entaille : Figure 47) par des thermocouples de type T**. Ce type d'instruments permet en effet, par sa taille, de faire des mesures dans le fond d'une entaille de 2mm de large. Le type T est le plus adapté à nos conditions d'expérimentation, en particulier en raison des températures négatives. Enfin sa valeur de tolérance est relativement faible pour un thermocouple, dans ce domaine de température : $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$.

III.1.3.3 Mesures de la contrainte dans l'entaille et de son ouverture

Même si, lors du changement de phase, l'eau passe de l'état liquide à l'état solide, nous avons fait le choix de **mesurer la contrainte le long de l'entaille par des capteurs de pression**. Il s'agit dans un premier temps du choix le plus simple car il permet assez facilement de pallier les problèmes d'étanchéité et de variations de la température. Cependant, les contraintes de dimension dues à l'entaille ont été difficiles à satisfaire en tenant compte des exigences de capacité dues aux fortes pressions générées par le gel attendues. Nous avons

fait un compromis en choisissant un capteur de pression de diamètre 6mm, d'épaisseur 2mm et de capacité 10MPa (Figure 46 : capteur de pression piézorésistif miniature Keller PA-2Mi). Monté dans un boîtier en acier inoxydable, l'élément sensible à la pression est protégé du milieu extérieur par une fine couche d'élastomère silicone si bien que le capteur peut travailler en milieu liquide.

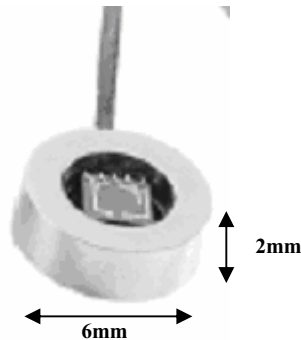


Figure 46. Capteur de pression utilisé.

Afin d'avoir une mesure de la contrainte exercée par le gel sur les parois de l'entaille, nous avons usiné une **encoche supplémentaire** au milieu du cube le long d'une paroi de manière à ce que, une fois collés sur un support, les capteurs de pressions aient leur surface dans l'alignement de cette paroi de l'entaille (Figure 47). C'est la nécessité de cette encoche qui a également limité la taille du cube de calcaire testé. Deux capteurs ont été utilisés dans le cadre de cette expérimentation : l'un à 20mm de profondeur, l'autre à 60mm de profondeur (Figure 48). D'une part, nous avons choisi de placer les capteurs à au moins 10mm des extrémités supérieure et inférieure de l'entaille afin de s'éloigner des effets de bord. D'autre part, les deux capteurs ont été positionnés suffisamment loin l'un de l'autre afin d'obtenir une allure globale de la contrainte le long de la paroi. Afin de ne pas perdre une partie de la contrainte par extrusion aux extrémités latérales de l'entaille lors du processus de gel, le silicone assurant l'étanchéité a été doublé par un **joint torique** chargé de reprendre cette contrainte (Figure 47).

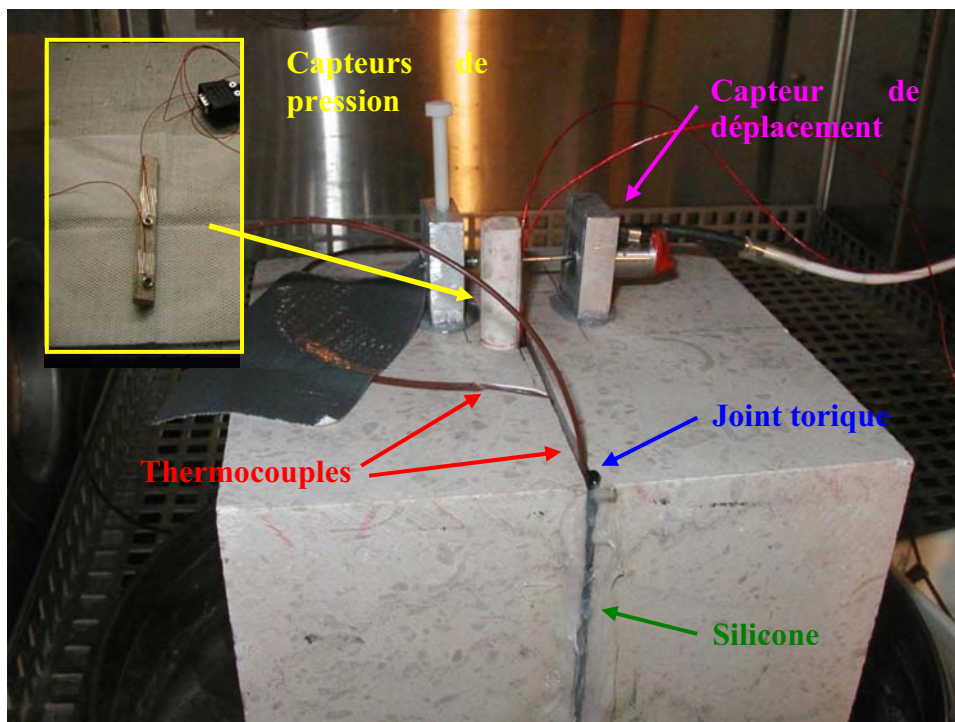


Figure 47. Cube de Larrys entaillé et instrumenté.

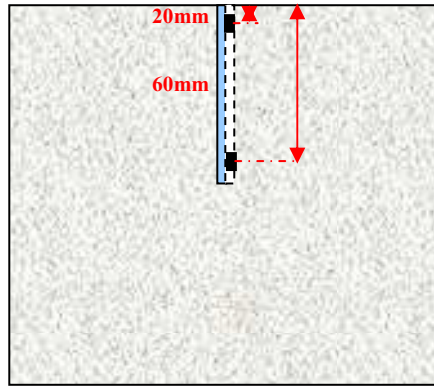


Figure 48. Coupe verticale du cube de Larrys : positionnement des capteurs de pression.

Afin de compléter ces mesures mécaniques par **le suivi de l'ouverture de l'entaille**, un **capteur de déplacement** (HBM W1EL/0 : Figure 47) a été fixé de part et d'autre de l'entaille sur la surface supérieure du cube.

La précision des capteurs de pression est de 0.05MPa ; celle du capteur de déplacement est de 1 μ m. Les étalonnages des capteurs de pression et du capteur de déplacement ont été effectués respectivement chez le fabricant et au laboratoire (Figure 49).



Figure 49. Etalonnage du capteur de déplacement.

La rigueur des conditions dans lesquelles se trouve notre instrumentation lors de cette expérimentation nous a incité à déterminer des **facteurs correctifs pour chacun des instruments de mesure**. Pour cela, le cube de Larrys perlé, instrumenté et dont l'entaille n'était pas encore remplie d'eau, a été soumis à un cycle préalable de gel-dégel. Cependant que ce soit pour l'un ou l'autre des capteurs, les valeurs mesurées au cours de ces cycles varient certes en fonction de la température mais restent inférieures ou de l'ordre de grandeur de leur précision (Tableau p). Par conséquent, au lieu d'établir un facteur correctif en fonction de la température, nous n'avons retenu que les valeurs maximales de ces cycles (Tableau p).

Tableau p. Facteurs correctifs des différents capteurs (= valeurs maximales en valeur absolue lors du cycle « Zéro »).

Capteur	Facteur correctif	Précision
<i>Déplacement</i>	-1 μ m	1 μ m
<i>Pression à 20mm de profondeur</i>	0.025MPa	0.05MPa
<i>Pression à 10mm de profondeur</i>	-0.06MPa	0.05MPa

En définitif, une fois corrigées, **les valeurs évaluées ont une précision de 2 μ m pour le déplacement et 0.1MPa pour les pressions.**

III.1.3.4 Gestion de l'humidité de l'éprouvette

Sans eau, le processus de gel n'a pas lieu d'être. Etant donné que le calcaire étudié a un degré de saturation relativement élevé à l'état naturel (cf. III.1.2 : $S_{48} = 88\%$), nous avons décidé de **tester le cube dans un état de saturation à l'eau sous vide**. Cela permet de maintenir un état de saturation relativement réaliste tout en tenant compte des pertes par évaporation ou autre extrusion au cours d'un cycle d'autant que la taille de l'éprouvette accentue ces processus par rapport à une situation naturelle.

Aux processus d'évaporation, d'extrusion et autres migrations d'eau, observés in situ ou en laboratoire (cf. II.2.2.2 & II.2.3.4), il s'ajoute le phénomène de paroi froide : lorsqu'on passe brusquement une éprouvette saturée d'eau d'une température positive à une température négative, l'eau tend à s'évaporer des parties les plus chaudes et à se condenser sur les parties les plus froides, la tension de vapeur de l'eau diminuant (Tourenq, 1970). Or, en cas de perte d'eau, l'entaille sera la première affectée par rapport au réseau poreux de la roche (Tharp, 1987). Par conséquent, afin de maintenir des conditions stables de saturation tout le long d'un cycle dans l'entaille, le refroidissement brutal a été associé à un dispositif déjà utilisé dans les études en laboratoire de la microgélivation (Tableau e) : l'éprouvette de calcaire a été alimentée de manière continue en eau, par la **présence d'une tranche d'eau de l'ordre du centimètre dans le récipient** où elle était posée. Par ailleurs, entre deux cycles de gel-dégel, ce niveau d'eau a été augmenté à 5cm afin de maintenir l'état de saturation de la roche. Enfin, avant la reprise de chaque cycle, les pertes d'eau éventuelles dans l'entaille ont été rectifiées.

Nous avons travaillé avec de l'« **eau du robinet** ». Certes une eau distillée et déminéralisée aurait permis de nous affranchir de réactions chimiques annexes mais aurait été moins représentative des conditions naturelles.

III.1.3.5 Acquisition des données

La multiplicité des mesures faites dans le cadre de cette expérimentation (température, pression, ouverture) et l'importance de la simultanéité des mesures nous ont conduits à nous doter d'un système d'acquisition adéquat. Le système 5000 de Vishay permet de moduler le type et le nombre d'acquisitions synchronisées. Sa vitesse d'acquisition programmable est suffisamment élevée (au plus 1 mesure/s) pour notre expérimentation. En effet, les phénomènes d'origine thermodynamique peuvent être très rapides et nécessitent une acquisition de données au moins toutes les minutes (Hall et al, 2001). **Nous avons travaillé avec une vitesse d'acquisition d'une mesure toutes les 10s.**

III.2 Résultats et analyses des mesures de contrainte dans une entaille d'un cube de calcaire

III.2.1 Description des résultats

Le cube de Larrys perlé, entaillé, instrumenté et saturé en eau, a été soumis à des cycles de gel-dégel successifs. Deux cycles seulement ont été nécessaires pour qu'une fissure soit visible dans le prolongement de l'entaille initiale.

III.2.1.1 Variation de la température dans la roche entaillée au cours d'un cycle de gel-dégel

D'après les relevés de température, le comportement thermique de l'éprouvette est le même sur les deux premiers cycles de gel-dégel.

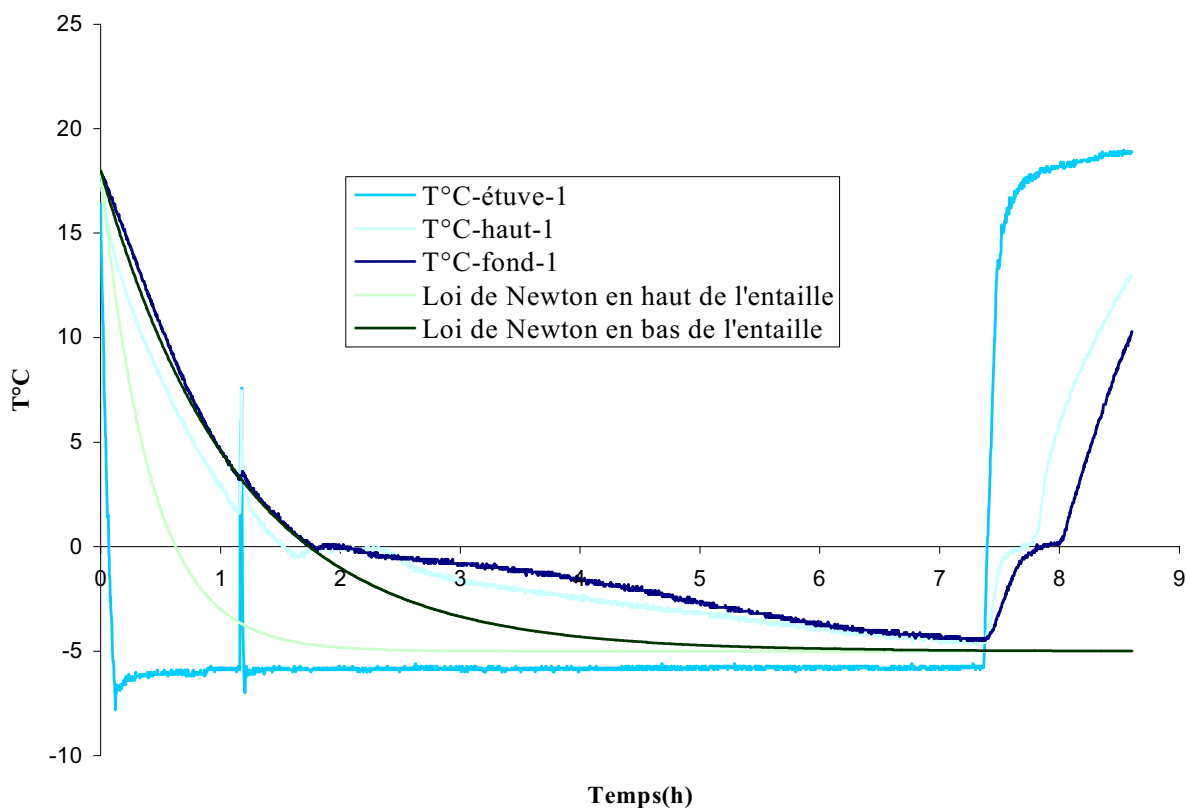


Figure 50. Allure de la température le long de l'entaille et dans l'étuve au cours d'un cycle de gel-dégel (cas du premier cycle).

Pendant la période de gel, la température dans l'étuve réfrigérée étant abaissée à -5°C , les températures dans le cube de calcaire et dans l'entaille diminuent. Il faut un peu moins de deux heures pour que la température dans l'entaille atteigne 0°C (Figure 50). La décroissance est de type exponentiel. Cela rappelle **l'approximation de la loi de refroidissement d'un corps par Newton**. Ce dernier a en effet établi que le taux de perte de chaleur d'un corps est proportionnel à la différence de températures entre le corps et le milieu sous les hypothèses simplificantes d'un milieu et d'un corps homogènes et d'une température du milieu imposée constante (Carslaw et al, 1959). Par conséquent, si T est la température du corps, cette loi se traduit par l'équation suivante :

$$\frac{dT}{dt} = C(T(t) - T_{milieu}) \quad (6)$$

où C est une constante négative.

On en déduit que $T(t) = T_{milieu} + (T(0) - T_{milieu})e^{Ct}$. Dans notre cas, la température, en degré Celsius, varie selon $T(t) = -5 + 25e^{Ct}$ où $-1/C$ est l'abscisse de la pente à l'origine de la courbe de variation de température en fonction du temps. Nous avons appliqué cette loi de refroidissement aux évaluations de températures faites lors du premier cycle de gel-dégel en haut et en fond d'entaille (Figure 50). Cette approximation correspond tout à fait au comportement en fond d'entaille où les hypothèses de la loi sont très certainement vérifiées. Par contre, en haut de l'entaille, la ventilation dans l'étuve et la proximité du changement de phase sont certainement à l'origine du ralentissement observé dans la propagation de l'isotherme à -5°C .

On peut remarquer que la température dans l'entaille descend légèrement en dessous de 0°C avant de remonter rapidement alors que la température dans l'étuve est stable à -5°C . Avant de geler, **l'eau passe par un état de surfusion** où elle se maintient plus ou moins liquide à des températures négatives. A la température dite de nucléation, cet état de l'eau cesse. Des aiguilles de glace se forment dans une eau encore à l'état liquide et constituent la glace dendritique. La réaction étant exothermique, l'eau en surfusion absorbe la chaleur dégagée et la température remonte quasi-instantanément à une valeur proche de 0°C , la température de gel, à laquelle elle se maintient (Prick, 1999 ; Akyurt et al, 2002). Dans le cadre de notre expérimentation, **contrairement aux observations lors du gel dans les pores d'une roche** (Prick, 1999 : plusieurs degrés en dessous de 0°C), **la surfusion n'est pas très marquée** : la température de nucléation est de l'ordre de -0.5°C . En effet, la présence d'impuretés et/ou d'aspérités facilite le processus de formation de glace en servant de germe à la cristallisation (Teixeira, 2001). Or certes nous avons, dans l'entaille, une proportion conséquente d'eau par rapport au reste du réseau poreux de l'éprouvette, qui a donc une forte probabilité de contenir des impuretés. Mais nous avons utilisé de l'« eau du robinet » et d'après Dorsey (Akyurt et al, 2002), la température de nucléation de cette eau est de $-4/-6^{\circ}\text{C}$. En fait, la surfusion, peu marquée, serait plutôt la conséquence de l'hétérogénéité induite par le réseau poreux du calcaire qui forme des aspérités sur les parois de l'entaille dans le cube.

A la température de gel, nous observons un **palier à température constante**. On parle de « **période zéro** » (en anglais, « zero curtain effect » ; Prick 1999). Le changement d'état d'un corps pur s'effectue en effet à température constante. La température de gel est proche de 0°C car, contrairement au processus dans un pore d'une roche (cf. 0), la forte quantité d'eau et la dimension millimétrique de l'entaille n'abaissent que peu la température de congélation. Matsuoka (1994) a fait la même remarque d'après des mesures de température dans des fissures de parois rocheuses. Après le palier, la glace formée est à la température de gel alors que l'étuve continue d'imposer une température de -5°C . La conductivité thermique de la glace étant plus élevée que celle de l'eau liquide (Tableau q), la température devrait s'abaisser aussi rapidement que ce qui a été observé en microgélivation (Tourenq, 1970 ; Prick, 1999). Or, ce n'est pas ce que nous observons : la température diminue effectivement après un palier de 35min environ mais avec une vitesse de refroidissement plus faible que celle avant le changement de phase. De surcroît, la durée du palier est relativement faible devant la quantité d'eau liquide en présence, l'état de saturation (Thomachot, 2002) et les données existantes sur des éprouvettes de même ordre de grandeur, non-entaillées, de calcaires poreux (plusieurs heures de palier à 0°C selon Lautridou et al, 1977). Un tel comportement ne peut se justifier que par **un changement de phase qui se poursuit selon un palier de température non-parfait** comme celui décrit par Akyurt et al (2002) pour une solution aqueuse. Or, il ne peut

s'agir ici d'un problème de soluté présent intrinsèquement dans l'eau utilisée car même si nous avons travaillé avec de l'eau du robinet, elle n'est pas assez concentrée en soluté pour justifier cette décroissance de la température de gel. Plusieurs hypothèses peuvent en fait être avancées pour justifier ce retard à la cristallisation:

- lorsque la glace se forme progressivement depuis le haut vers le bas de l'entaille, l'eau en fond d'entaille encore liquide se retrouve **sous pression** et voit sa température de gel diminuée selon le diagramme de changement de phase (Figure 51). Or, nous en parlerons un peu plus loin (cf. III.2.1.2) : la pression augmente effectivement à partir de la fin du palier de changement de phase à température constante. Cependant la pression mesurée reste inférieure à 10MPa ce qui correspond à un abaissement de la température de gel de tout au plus 1°C (Figure 51).

- l'entaille constitue en fait un **système ouvert** : il existe, au cours du changement de phase de l'eau dans l'entaille, une possibilité d'alimentation par ses parois. La porosité du calcaire ainsi qu'une température de congélation plus faible dans les pores que dans l'entaille constituent des conditions susceptibles de générer un apport d'eau liquide dans l'entaille. En effet, les migrations d'eau générées par le gel s'effectuent généralement en direction du front de gel. De plus, selon une expérimentation qui sera décrite un peu plus loin (cf. IV.2.1.1), la diffusion de l'eau colorée est moins importante de l'entaille vers le réseau poreux de la roche lors du gel dans un cylindre de Larrys perlé que dans un même cylindre non soumis au gel (Figure 52). Cela pourrait justifier l'existence de migrations d'eau contrecarrant les migrations d'eau du réseau poreux vers l'entaille par cryosuccion. Avec cette explication, on peut cependant se demander pourquoi le phénomène de palier non-parfait n'est pas observé dès le début du changement de phase. En fait le phénomène de propagation du front de gel s'avère plus complexe et sera analysé plus avant dans notre travail.

- la **dissolution de la calcite** qui constitue plus de 98% du calcaire étudié est accélérée par des températures négatives (cf. I.2.1.2). La présence d'eau dans l'entaille associée aux migrations d'eau décrites ci-dessus peuvent avoir contribué à la formation d'une grande quantité de solutés carbonatés. La présence de ces impuretés justifierait alors la diminution de la température de gel dans l'entaille et l'observation d'un palier de changement d'état non parfait (Akyurt et al 2002).

En réalité, c'est très certainement **une combinaison de ces trois processus qui justifie le comportement de la température lors du changement de phase et le retard à la cristallisation.**

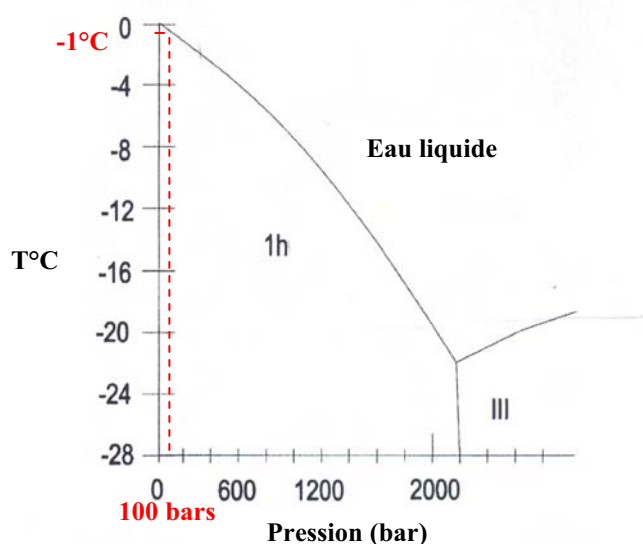


Figure 51. Détail du diagramme de changement de phase de l'eau.

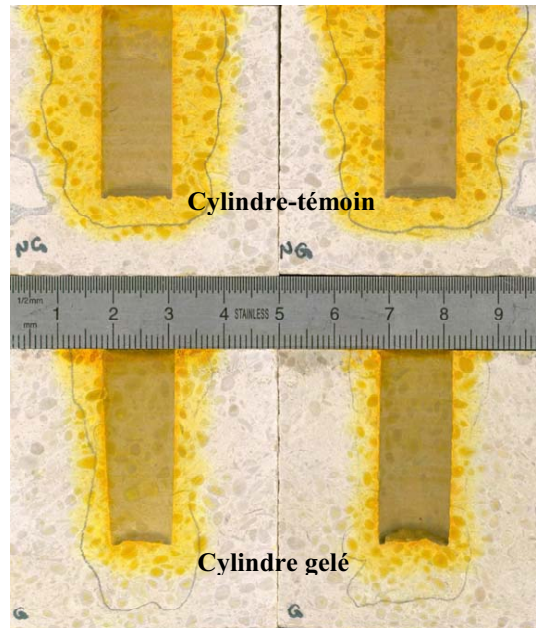


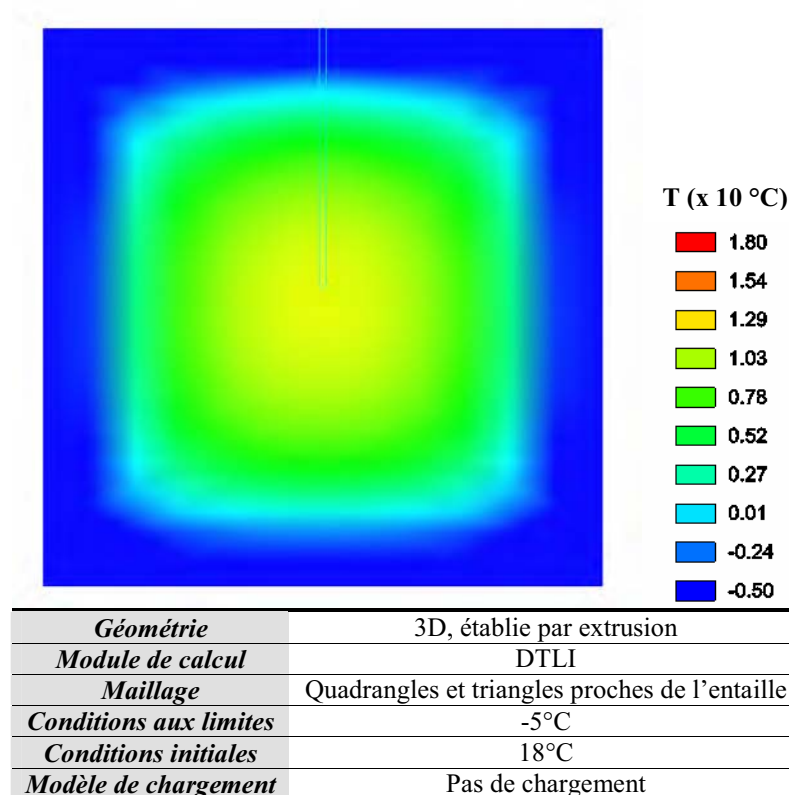
Figure 52. Essai de gel d'eau colorée dans un cylindre de Larrys perlé.

Lors de la période de dégel à 20°C, la température dans l'entaille remonte rapidement avant de se stabiliser à 0°C où le changement de phase inverse, solide-liquide, s'opère sans étape de surfusion. En effet **le dégel de l'eau solide s'effectue sans passage par l'état de glace dendritique** (Akyurt et al, 2002).

Pendant la période de descente en température avant le changement de phase, on observe un retard de 10min de la température en fond d'entaille par rapport à la température en haut de l'entaille. Ce retard disparaît pendant le changement de phase et se remet en place en période de dégel (Figure 50). Cette observation est similaire aux gradients de température observés in situ dans les parois rocheuses (cf. II.2.3.3). Ce **déphasage est dû à la propagation de l'isotherme à -5°C au cours du temps en profondeur dans le cube et l'entaille qui ont chacun une certaine inertie thermique**. L'atténuation des amplitudes thermiques est quant à elle limitée par rapport aux observations in situ, eu égard aux dimensions réduites de l'éprouvette. D'après les valeurs de la diffusivité, vitesse à laquelle la chaleur se propage par conduction dans un corps (Tableau q), la température se propage plus rapidement dans la roche que dans l'entaille pleine d'eau liquide. Comme aucune isolation latérale n'est faite sur le cube, la propagation de la température s'effectue aussi bien latéralement que verticalement. Une modélisation sous le logiciel CESAR-LCPC de la variation de la température au sein de l'éprouvette a été effectuée par le module de diffusion transitoire linéaire DTLI. Elle illustre cette remarque et révèle que **l'entaille remplit peu l'évolution du champ de température au sein de la roche** (Figure 53). Comme l'entaille de 70mm de profondeur est située au milieu du cube à 75mm des parois latérales, **la variation de température dans l'entaille au milieu du cube où se situent les capteurs, s'effectue d'abord verticalement avant de percevoir l'influence des fluctuations thermiques latérales**. Le palier de changement de phase débute ainsi en fond d'entaille 10min après le haut de l'entaille.

Tableau q. Caractéristiques thermiques du Larrys perlé, de l'air, de l'eau à l'état liquide et à l'état solide.

Matériau	Conductivité thermique ¹	Capacité calorifique volumique	Diffusivité ²
	W/cm/°C	J/cm3/°C	cm ² /s
Air	0.00025	0.0012	0.208
Larrys perlé saturé	0.036	2.45 ³	0.0144
Glace	0.02	1.9	0.0104
Eau liquide	0.006	4.18	0.00144


 Figure 53. Modèle, sous CESAR, d'évolution du champ de température dans le cube entaillé et saturé en eau (image à $t = 20$ min).

Pendant la période de changement de phase (paliers parfait et non-parfait), la température évolue globalement de manière identique, en tout point de l'entaille (Figure 50). Ceci semble être la preuve que, dans l'entaille, les deux phases, liquide et solide, coexistent, en particulier lors du palier non-parfait. En effet, selon l'équilibre thermodynamique, un mélange de phases d'un même corps est homogène en température. Ceci corrobore donc l'hypothèse d'un **palier non-parfait dans la continuité du changement de phase classique à température constante**.

¹ On ne tient pas compte des fluctuations thermiques pour l'évaluation de la conductivité thermique, indiquée ici à 20°C, excepté pour la glace indiquée à 0°C. Tous les paramètres présentés dans ce tableau sont en réalité dépendants de la température mais ces variations sont limitées tant que le changement d'état n'a pas eu lieu (Szanto et al 1971).

² Diffusivité = Conductivité thermique/Capacité calorifique volumique.

³ calculée selon la formule de Caicedo Hormaza (1991) : $Cv_{\text{Larrys perlé}} = Cv_{\text{calcite}} \times (1-n) + Cv_{\text{eau}} \times n$ où n est la porosité de la roche.

Le fait que l'évolution des conditions modifie, au cours du cycle, la température de congélation de l'eau, ne permet pas d'identifier expérimentalement l'avancée du front de gel dans l'éprouvette et tout particulièrement dans l'entaille, à l'avancée de l'isotherme à 0°C. D'autre part, si l'inertie thermique de la roche est moins importante que celle de l'entaille remplie d'eau (Tableau q), la température de gel de l'eau dans les pores de la roche est initialement inférieure à celle de l'eau dans l'entaille et demande donc plus de temps pour être atteinte. Les modèles existants de propagation de front de gel dans les roches se basant sur une température de congélation homogène ne sont donc pas assez précis pour nous orienter dans l'une ou l'autre des hypothèses à savoir si l'eau commence à geler en premier lieu dans les pores ou dans l'entaille (exemple du modèle de Berggren modifié, solution du problème de Stefan appliqué à l'entaille et au bloc de Larrys : Figure 54 ; Matsuoka, 1994). Les outils actuels d'évaluation des profondeurs atteintes par le gel se basent sur la connaissance de la température de gel (en particulier les méthodes empruntées au domaine des sols et des chaussées : Aguirre-Puente et al, 1967) et ne pouvaient donc être utilisés ici. Il est ainsi en réalité **difficile d'évaluer si le gel débute en premier lieu dans la roche ou dans l'entaille** contrairement à ce que nous avons avancé un peu plus haut. La réduction de migrations d'eau colorée observée pourrait simplement être due au rapide passage à l'état visqueux puis solide de l'eau colorée lors du cycle de gel-dégel réduisant ainsi sa mobilité. D'après des mesures in situ, Matsuoka (1994) en est arrivé à la même conclusion quant à l'influence d'un réseau de fissures dans une paroi rocheuse. Il est difficile de savoir si un réseau de fissures accélère ou non la propagation du front de gel.

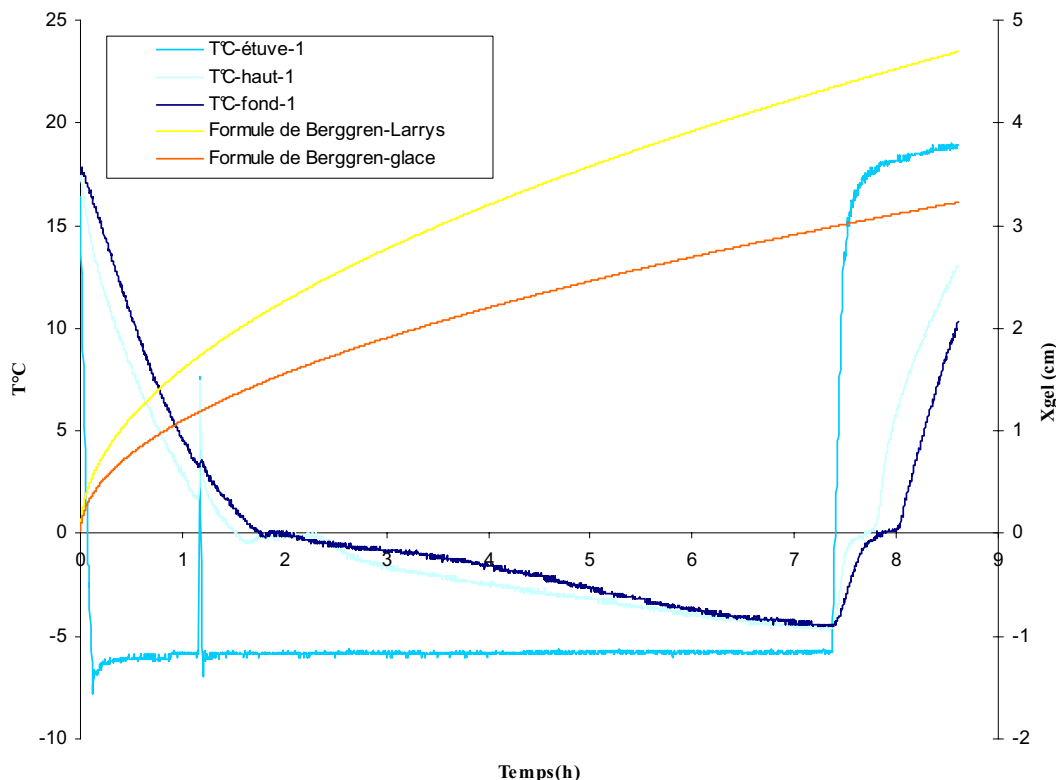


Figure 54. Propagation du front de gel dans la roche (Larrys perlé) et dans l'entaille remplie de glace selon la formule de Berggren modifiée (les variations de température lors du premier cycle de gel-dégel sont aussi représentées).

III.2.1.2 Evolution de la pression générée au cours du cycle de gel-dégel, dans l'entaille

Le comportement de la pression le long de l'entaille est globalement le même lors des deux premiers cycles de gel-dégel avant la rupture visible d'après nos deux points de mesure à 20mm et 60mm de profondeur.

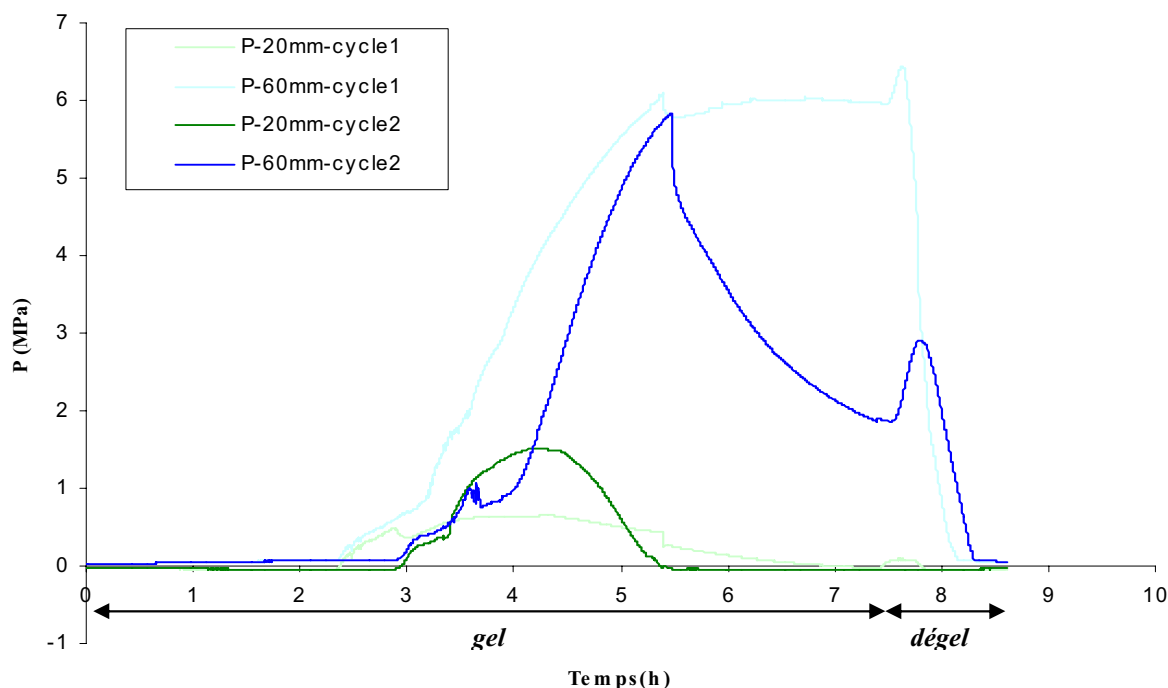


Figure 55. Evolution de la pression le long de l'entaille au cours des deux premiers cycles de gel-dégel.

L'eau au cours du gel passant de l'état liquide à l'état solide, il est certes difficile d'évaluer ce qu'un capteur mesure réellement (Murton et al, 2000). De surcroît, le façonnage de l'encoche permet de placer la membrane sensible du capteur dans le prolongement d'une des parois de l'entaille mais cela induit très certainement des perturbations. Cependant, **l'allure continue des différents relevés et le fait que les mêmes phénomènes se répètent au même moment, d'un cycle sur l'autre avant rupture, nous confortent dans la représentativité de nos résultats.** Par ailleurs, la glace fondant sous pression ou sous augmentation de température, le contact entre capteur et glace s'effectue très certainement par un film d'eau qui transmet la pression exercée sur la membrane sensible, de manière homogène. Enfin l'augmentation de pression relevée est assurément liée au changement d'état de l'eau car elle débute toujours simultanément à la fin de la « période zéro » (Figure 56).

Nous avons observé qu'en un point de la paroi de l'entaille, au cours de la période de gel, la pression augmente jusqu'à un maximum avant de se maintenir plus ou moins (cas du fond de l'entaille) ou de décroître comme elle a augmenté (cas du haut de l'entaille). **Le maximum de pression atteint en un point est une fonction croissante de la profondeur du point considéré** : il est de l'ordre de 1MPa à 20mm de profondeur et 6MPa à 60mm de profondeur. **Il se déplace en profondeur au cours du cycle** et est atteint après environ 4h15 à -5°C , à 20mm de profondeur, et après environ 5h25 à 60mm. Le fait que la pression en fond

d'entaille diminue rapidement et ne se maintienne pas après le pic de pression lors du deuxième cycle, contrairement au premier cycle, laissant supposer la rupture. Une fissure visible dans le prolongement de l'entaille initiale ainsi que des pertes d'eau plus importantes dans l'entaille pendant la période de gel avant le changement de phase dès le troisième cycle confirment cette hypothèse.

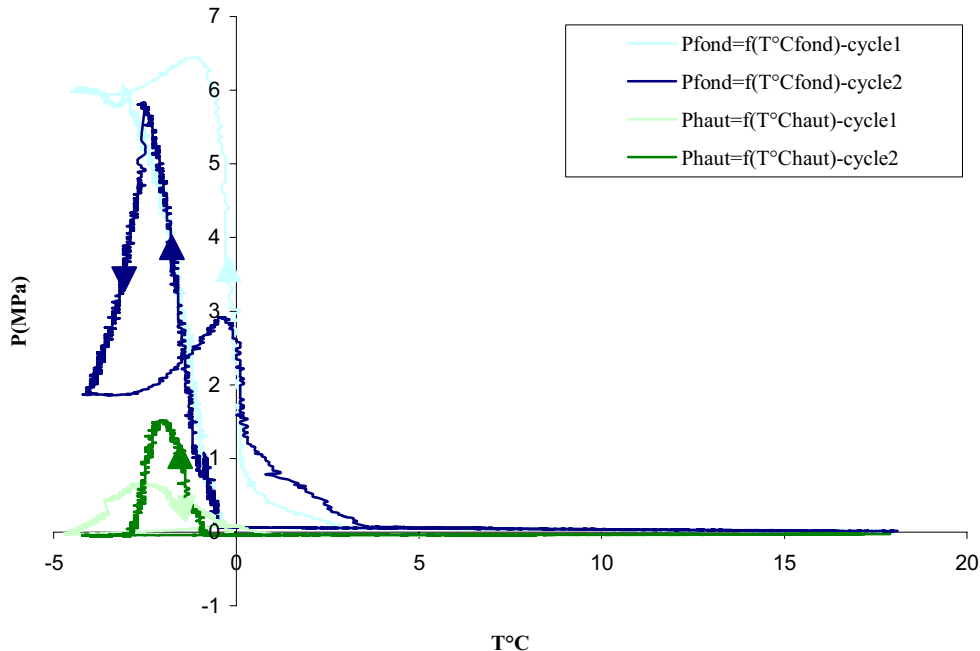


Figure 56. Variation de la pression en fonction de la température le long de l'entaille au cours des deux premiers cycles de gel-dégel.

Que ce soit en haut ou en fond d'entaille, **la pression n'augmente que lorsque la température commence à s'abaisser en dessous de 0°C après le palier à température constante** (Figure 56). Akyurt et al (2002) citent la même observation faite par Gordon dans le cadre d'essais de gel dans un tuyau mais ne la justifient pas entièrement. Ils émettent l'hypothèse que c'est l'eau encore liquide mise sous pression par la formation de la glace qui est responsable de la contrainte générée sans expliquer le phénomène de chute en température. Une remarque identique a été faite dans l'étude du gel d'un bloc de grès par le double suivi de l'émission acoustique et de la température (Hallet et al, 1991). L'activité acoustique y est d'autant plus développée que le front de gel est déjà passé et que la roche est gelée. La théorie de Walder et al (1985) sur la propagation des micro-fissures existantes par action du gel, dont nous avons déjà parlé (cf. II.2.3.6), a alors été avancée comme justification : le modèle repose sur l'équilibre thermodynamique qui impose l'existence de migrations d'eau des zones non-gelées vers les zones de forte concentration en glace telles les micro-fissures. Murton et al (2000) ont ainsi mesuré des variations de pressions interstitielles négatives pendant la « période zéro », ce qui constitue des indices de ce phénomène de succion. Cependant, ce modèle est insuffisant car il ne justifie pas, dans notre cas, l'évolution conjointe de la pression générée par la formation de glace et de la température. Il ne considère que la variation de la température de gel en fonction de la taille des pores.

Selon nos relevés expérimentaux, la pression croît avec la diminution de la température de manière identique en fond d'entaille pour les deux premiers cycles avant la rupture. Cette remarque est moins évidente quant à la pression en haut de l'entaille même si la tendance est la même. En fait, comme cela a été déjà en partie exposé dans la présentation de la variation de température dans l'entaille, **l'eau se solidifierait progressivement en profondeur dans**

l'entaille au cours de la période de gel et mettrait l'eau encore liquide sous pression. D'après le diagramme de changement de phase (Figure 51), la température de congélation de cette eau diminue. Mais les valeurs de pression mesurées sont trop faibles pour justifier la baisse progressive de plusieurs degrés Celsius que nous avons observée (cf. III.2.1.1). En outre, l'évolution de la pression en fonction de la température est variable selon la situation dans l'entaille. Des migrations d'eau possibles en provenance du réseau poreux de la roche, de température de congélation plus faible, modifient les conditions thermodynamiques en rendant le système « entaille » ouvert. De telles perturbations peuvent justifier une baisse plus marquée de la température de gel. De plus, l'association de températures négatives et de circulations d'eau contribue à la création de conditions propices à la dissolution du calcaire. La présence de soluté pourrait justifier également la baisse significative de température de congélation. **Le processus s'auto-entretient jusqu'à ce que la température environnante ne puisse plus assurer une baisse suffisante de température dans l'entaille pour que la formation de glace se poursuive.**

A proximité de la surface supérieure de l'éprouvette, les conditions de saturation de la roche ont certainement varié entre les deux premiers cycles si bien que, contrairement à ce qui se produit en profondeur de l'entaille, le couple pression/température en haut de l'entaille n'évolue pas tout à fait de la même manière au cours des deux cycles. **Mais globalement, le maximum de contrainte se déplace en profondeur avec la progression du bouchon de glace et sa valeur augmente en raison du confinement de plus en plus important.**

Au bout d'environ 5h/5h30 de gel à -5°C , la pression en fond d'entaille atteint environ 6MPa avant de chuter brusquement d'un ou deux dixièmes de MPa pour le cycle 1 et de plusieurs dixièmes de MPa pour le cycle 2 (Figure 55 : $\sigma_{\text{cycle 1}} \approx 5.8\text{MPa}$ et $\sigma_{\text{cycle 2}} \approx 5\text{MPa}$). L'ouverture de l'entaille pour les deux cycles présente, à cet instant précis, un saut positif d'une dizaine de micromètres (cf. III.2.1.3). Or, la température dans l'entaille continue de descendre jusqu'à -5°C (Figure 56). Chute de pression et ouverture accrue sont en général caractéristiques de la rupture. Si, pour le cycle 2, la rupture est effectivement avérée, il semble que, **dès le cycle 1 et même si cela n'est pas visible, il y ait initiation de la rupture en fond d'entaille.** Cela justifierait la simultanéité de la chute en pression et du saut en écartement.

Puis, en fond d'entaille, à la suite de cette chute de pression, on note une décroissance, plus ou moins contrôlée et importante selon le cycle, qui s'apparente plutôt à une relaxation des contraintes. En fait, une fois **la pression de rupture atteinte en fond d'entaille, une fissure s'initie dans le prolongement de l'entaille et permet à la pression de se relâcher en fond d'entaille. En parallèle, le processus de gel se poursuit en profondeur dans cette fissure générant un surplus de pression.** Lors du cycle 1, la relaxation des contraintes due à la rupture est rapidement équilibrée par la progression du front de gel, ce qui justifie l'équilibre de pression observé (Figure 55). Lors du cycle 2, la vitesse de propagation de la fissure, sans doute plus importante, impose une relaxation des contraintes plus rapide que la génération de pression par la propagation du front de gel. On observe ainsi une chute irréversible de pression en fond d'entaille et la rupture se matérialise par une fissure visible dans le prolongement de l'entaille.

En haut de l'entaille, une fois le maximum atteint, la contrainte se comporte différemment qu'en fond d'entaille. La pression ne chute pas brusquement mais diminue progressivement de manière symétrique à la montée en pression. Si on considère les parois de l'entaille suffisamment rigides et le modèle d'un bouchon de glace qui se développe en profondeur dans l'entaille, plus le bouchon de glace progresse en profondeur, plus l'ouverture de l'entaille est importante en particulier dans sa partie supérieure. Dans cette zone, **le bouchon de glace se désolidarise des parois de l'entaille** (Figure 57). C'est ainsi que l'on pourrait justifier la **décompression observée au niveau de la paroi en amont du front de gel.**

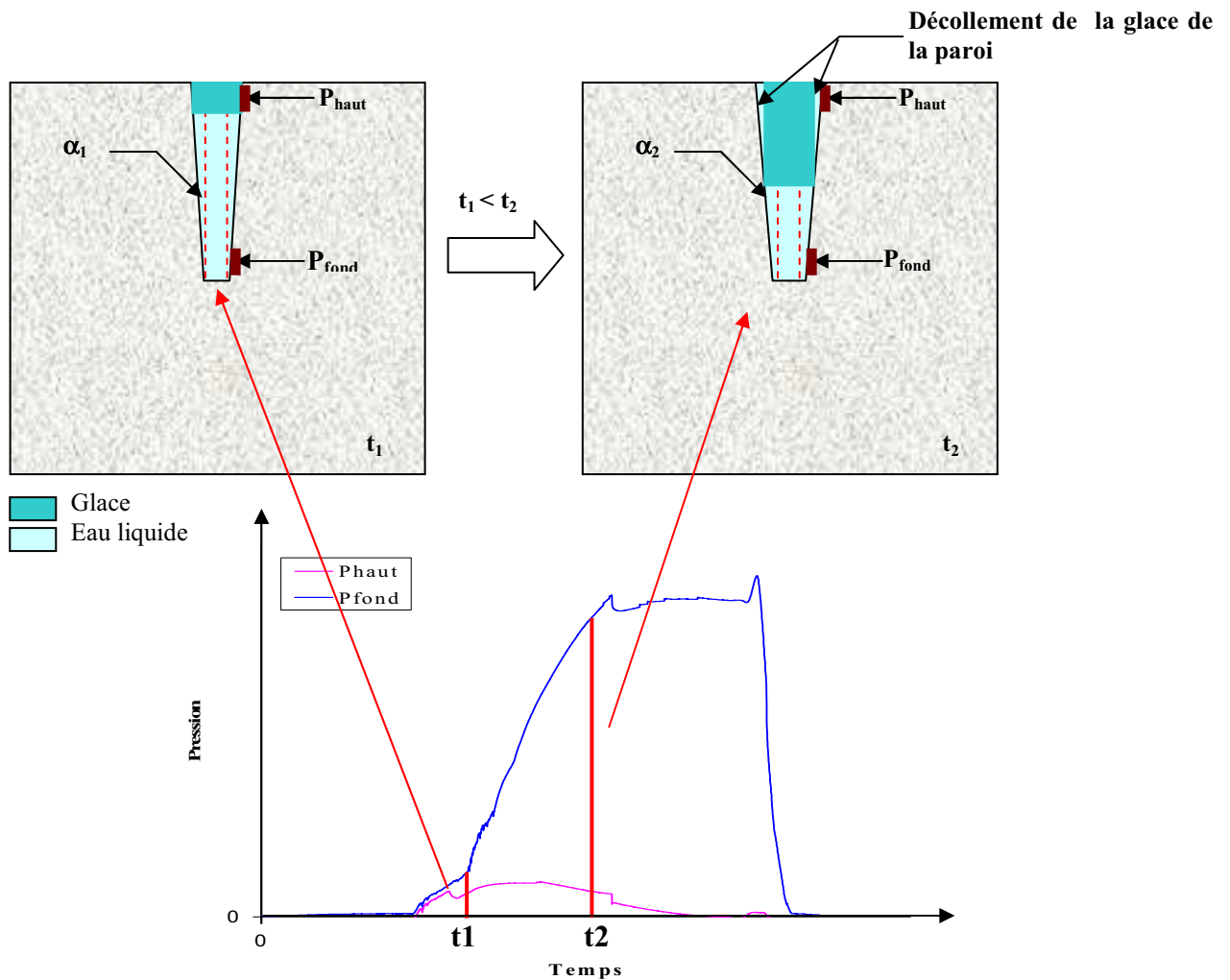


Figure 57. Modèle de génération de la contrainte par le gel dans une entaille avec l'hypothèse simplificatrice de parois rigides.

Lors du dégel, dès la mise à 20°C, la température augmente simultanément en haut et en fond d'entaille. Néanmoins, la vitesse de réchauffement est plus importante en haut de l'entaille car cette zone est au contact de la température ambiante de l'enceinte climatique. On retrouve le déphasage en température, déjà observé au début de la période de gel entre le haut et le fond de l'entaille, du à l'inertie thermique de l'éprouvette entaillée. En effet, comme le gel, le dégel de la roche commence par toutes les faces de l'éprouvette avant de se propager en profondeur. Petkovic Lamy et al (2006) ont mis ce phénomène en évidence dans les milieux poreux par résonance magnétique nucléaire.

En fond d'entaille, la pression se maintient pendant 5 à 10 minutes après la mise à 20°C. **Puis au cours de cette période de dégel, la pression connaît un pic en fond d'entaille dont le maximum est atteint au début du changement de phase à température constante proche de 0°C.** En fait, comme le dégel affecte, dans un premier temps, les extrémités de l'éprouvette, la glace fond dans le réseau poreux de la roche et en haut de l'entaille en premier (le palier de dégel en haut de l'entaille se situe effectivement avant le palier en fond d'entaille, Figure 50). Cette eau liquide vient alimenter l'entaille en profondeur qui est encore à une température où l'eau peut geler. Avant que la température ne soit trop élevée, **de la glace supplémentaire peut se former contribuant ainsi à l'augmentation de la contrainte en fond d'entaille lors du dégel.** Par ailleurs, la température augmentant, le squelette de la roche et la glace se dilatent. Or, si la glace et le calcaire se réchauffent à peu près à la même vitesse du fait d'un coefficient de diffusivité du même ordre (respectivement 0.0104cm²/s et 0.0144cm²/s), **le coefficient de dilatation thermique de la glace (~50µdef/°C) est plus élevé**

que celui du calcaire ($\sim 3 \mu\text{def}/^\circ\text{C}$) si bien que cela peut contribuer de nouveau au confinement du mélange eau/glace dans l'entaille et générer une contrainte supplémentaire. Matsuoka et al (1997) avaient remarqué in situ un regain d'activité dans les fissures lors du dégel. Suite à une observation semblable dans le cadre d'expérimentations de gel-dégel dans un sol avec une fente en coin de glace, Harris et al (2005) ont évalué qu'effectivement le sol dégelait plus rapidement que le coin de glace. Murton et al (2000) ont relevé des pressions interstitielles négatives dans une craie au cours du dégel, signe de la réactivation de migrations d'eau.

Enfin, on peut observer sur la Figure 56, une hystérésis entre le gel et le dégel : le dégel s'effectue selon un palier quasi parfait proche de 0°C . **Contrairement à la température de congélation, la température de fusion ne serait pas une fonction de la pression lors du dégel dans l'entaille.**

III.2.1.3 Comportements du bloc rocheux et de son entaille

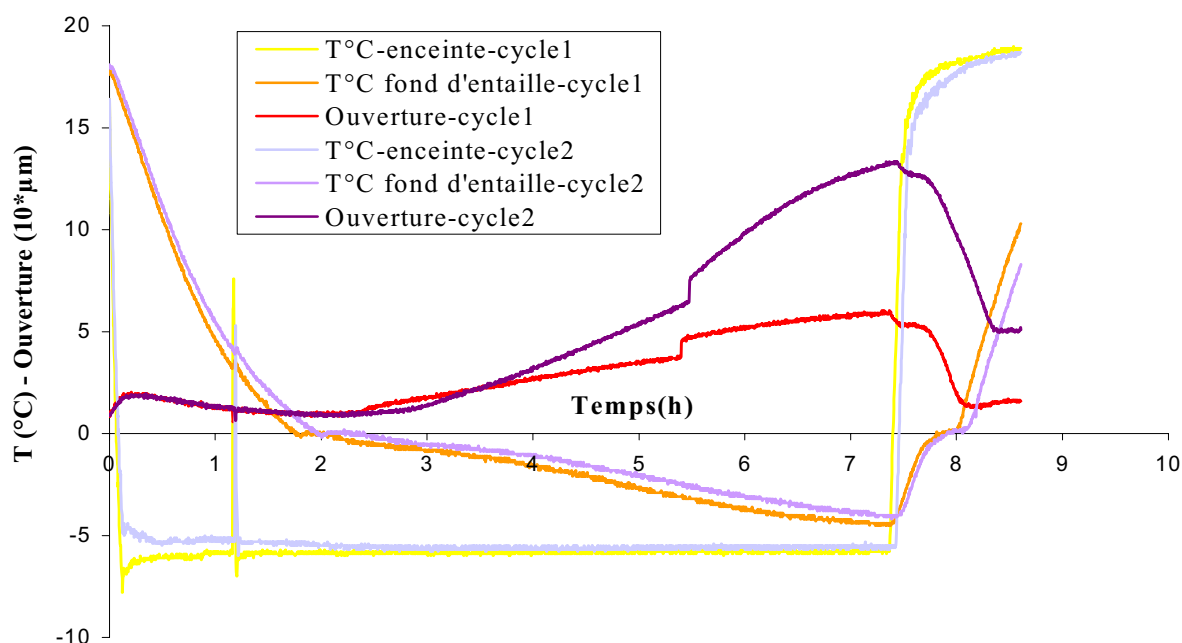


Figure 58. Allure de l'ouverture au cours des deux premiers cycles de gel-dégel.

Par l'intermédiaire d'un capteur de déplacement, l'ouverture en haut de l'entaille est suivie au cours des cycles successifs de gel-dégel. L'ouverture relevée est relative à chaque cycle car l'initialisation du capteur a été faite sur la centrale d'acquisition entre chaque cycle. On observe, **comme dans le cas de la contrainte**, que **l'ouverture de l'entaille s'initie en fin de palier à température constante** et augmente jusqu'à une valeur d'équilibre plus ou moins marquée (Figure 58). Dans le cadre d'études du gel dans le réseau poreux d'éprouvettes de Larrys, les mesures dilatométriques croissaient au contraire dès le début de la « période zéro » (Prick, 1999). Cela corrobore bien notre hypothèse de départ d'un processus d'action du gel différent dans le réseau poreux et dans une fissure. **Comme la contrainte générée en parallèle, le relâchement en écartement n'est effectif qu'en fin de palier de dégel** lorsque les derniers cristaux en fond d'entaille sont passés à l'état liquide. En général, le dégel ne voit pas le retour à l'écartement initial de l'entaille : on relève un

écartement résiduel. Par ailleurs, l'ouverture est une fonction croissante du nombre de cycles de gel-dégel. Dans le cadre de cette expérimentation, l'ouverture maximale relative est de l'ordre de plusieurs dizaines de micromètres alors que l'ouverture résiduelle relative est de l'ordre de quelques micromètres.

La rupture en fond d'entaille, dont nous avons identifié l'initiation au cours du cycle 1, correspond à une ouverture absolue d'environ 30µm de l'entaille après correction en température. Selon l'équation d'Orange (d'après Tharp, 1987) donnant l'ouverture d'une fissure en fonction de son facteur d'intensité de contrainte K_I , on peut approcher la valeur de cette dernière :

$$K_I = \frac{\delta E}{4(1.7 \frac{L}{\pi})^{1/2} (1-\nu^2)} \quad (7)$$

où :

K_I , facteur d'intensité de contrainte en fond d'entaille (MPa m^{1/2})

δ , ouverture de l'entaille (m)

E, module d'Young de la roche (MPa)

ν , coefficient de Poisson de la roche

L, longueur de la fissure (m).

Avec les valeurs de notre expérimentation (Tableau o ; Figure 45), le facteur d'intensité de contrainte en fond d'entaille à la rupture est de l'ordre de 2.8 MPa m^{1/2}. D'après la théorie de la **mécanique de la rupture**, il y a rupture si le facteur d'intensité de contrainte est supérieur à la ténacité K_{IC} ou facteur d'intensité de contrainte critique qui est une valeur intrinsèque du matériau. Pour les calcaires, la ténacité est de l'ordre de 1MPa m^{1/2}. Nous pouvons donc conclure que la rupture peut effectivement s'initier avec cette ouverture de l'entaille. En théorie, avec cette valeur de ténacité, il suffit d'environ 10µm d'ouverture pour qu'il y ait rupture.

Par ailleurs, **l'augmentation de volume lors du passage de l'eau de l'état liquide à l'état solide est de l'ordre de 9%**. Si l'on considère dans un premier temps que le processus est isotrope, la dilatation linéaire est de 3%. Avec les dimensions de l'entaille, son ouverture devrait alors être de 60µm et l'extrusion supérieure de la glace formée dans l'entaille de 2.1mm. Bien que la quantité de glace extrudée de la partie supérieure de l'entaille soit difficile à évaluer, nous pouvons admettre qu'elle est de l'ordre du millimètre. On retrouve ainsi l'ordre de grandeur de nos résultats. Il est toutefois difficile de partir d'un tel raisonnement pour analyser le processus de gel dans une entaille puisque l'hypothèse d'isotropie ne rend pas compte du confinement de l'eau dans l'entaille. De surcroît, la perte d'eau dans l'entaille au cours du gel, malgré la vitesse de refroidissement élevée, ne permet pas d'évaluer précisément la quantité de glace extrudée. En tout état de cause, **les fluctuations de pression le long de l'entaille, décrites précédemment, ne peuvent correspondre seulement à une simple augmentation globale du volume d'eau dans l'entaille.**

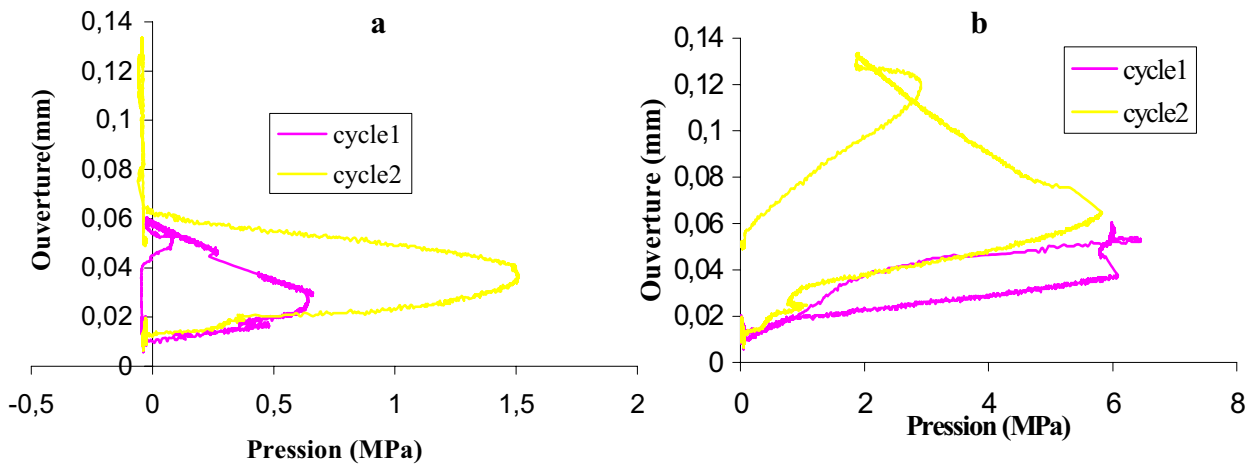


Figure 59. Allure de l'ouverture en fonction a) de la pression en haut de l'entaille, b) de la pression en fond d'entaille.

Si l'ouverture n'est pas proportionnelle à la pression en haut de l'entaille (Figure 59a), **elle semble être**, à l'écartement résiduel près et selon les résultats sur les deux premiers cycles avant rupture (Figure 59b), **une fonction linéairement croissante de la pression en fond d'entaille**. La pente est de l'ordre de $5\mu\text{m}/\text{MPa}$. Entre les périodes de gel et de dégel du cycle 1, l'hystérésis observée pourrait correspondre à un écartement irréversible à la suite de l'initiation de la rupture. Nous retrouvons effectivement cet écartement lors de la période de gel dans le second cycle. **La simultanéité de l'augmentation de la pression et de l'ouverture observée avant rupture semble confirmer notre hypothèse de formation progressive, en profondeur, de la colonne de glace dans l'entaille.**

Afin de pouvoir suivre l'évolution de l'ouverture de l'entaille sur un peu plus de deux cycles de gel-dégel, nous avons étanché latéralement l'éprouvette. Ce dispositif permet de limiter les pertes d'eau au niveau de la fissure dans le prolongement de l'entaille et donc de maintenir un niveau d'eau suffisant pour le gel dans l'entaille (Figure 60). Nous avons alors soumis le cube entaillé à quatre cycles de gel-dégel supplémentaires. La propagation de l'entaille en fissure dans le bloc a ainsi pu être suivie d'un cycle sur l'autre (Figure 60). **Au total, 6 cycles de gel-dégel ont été nécessaires pour que la fissure atteigne, de manière visible à l'œil nu, le bas du cube de calcaire.**

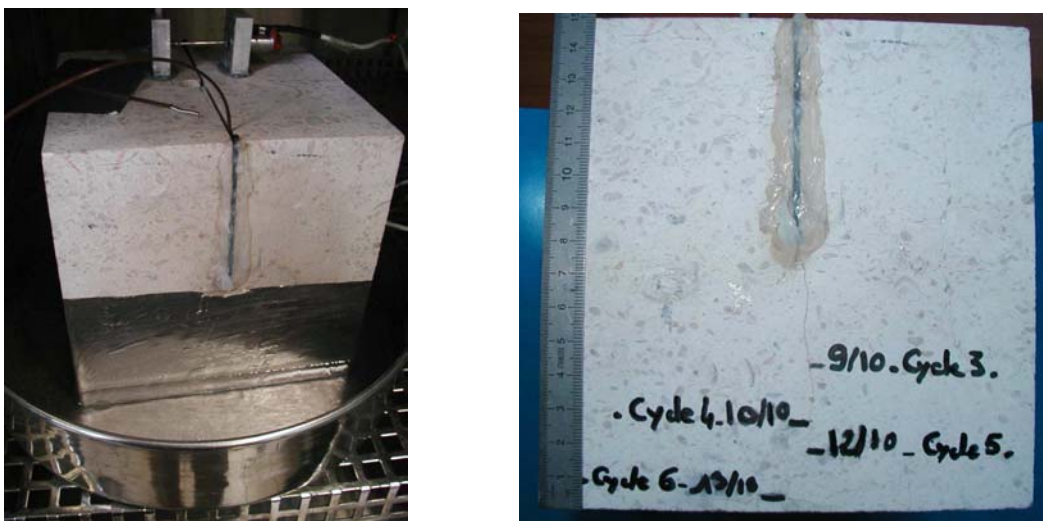


Figure 60. A gauche, éprouvette de Larrys étanchée dans sa partie inférieure. A droite, progression de la fissure au cours des cycles de gel-dégel.

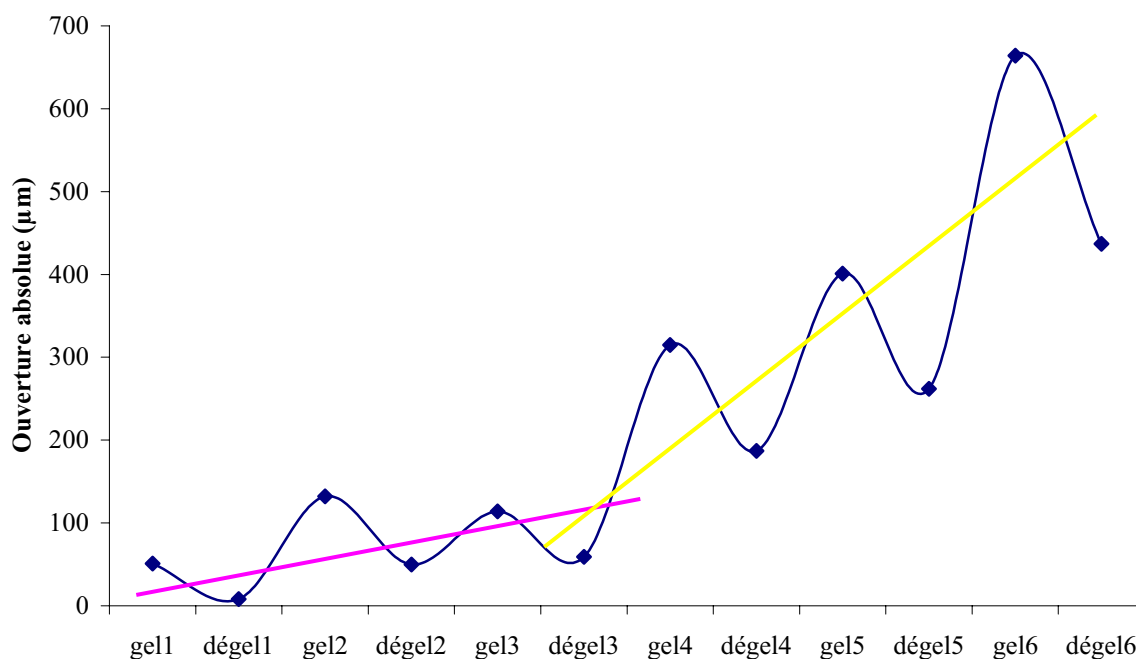


Figure 61. Courbe de chargement/déchargement au cours des 6 cycles de gel-dégel subis par le cube entaillé de Larrys perlé (ouverture en valeur absolue, corrigée en température).

La Figure 61 représente la courbe de chargement/déchargement c'est-à-dire l'ouverture maximale en période de gel et l'ouverture résiduelle en période de dégel. Ces données étant indiquées en valeur absolue, cela donne l'évolution de l'ouverture de l'entaille consécutivement aux chargements et déchargements successifs lors respectivement, des périodes de gel et de dégel. L'évolution de l'ouverture de l'entaille indique clairement **une rupture de pente au niveau du troisième cycle**. Cela correspond à une **accélération du processus de rupture en fond d'entaille**. Dans un premier temps, la rupture plus ou moins visible en fond d'entaille n'induit qu'un faible écartement résiduel : la roche résiste à la contrainte mais se fatigue. Puis, dans un second temps, le comportement de fatigue est dépassé et le phénomène s'accélère au niveau du troisième cycle : on peut alors suivre à l'œil nu, la progression de la fissuration induite.

Cette évolution de l'écartement en deux étapes est caractéristique des observations faites in situ sur des fissures de massifs rocheux avant éboulement (Azimi et al, 1996) : une étape avec des mouvements quasi-réversibles, à vitesse pratiquement constante et faible, suivie d'une étape voyant une accélération continue de mouvements non-réversibles menant à la rupture complète. On retrouve l'ordre de grandeur des mesures d'ouverture, quelques dizaines à quelques centaines de micromètres, faites sur des fissures instrumentées in situ dans des massifs calcaires et ayant subies des cycles de gel-dégel journaliers : (Matsuoka et al, 1997 ; Matsuoka, 2001). Matsuoka (2001) avait également remarqué que l'écartement des fissures était une fonction croissante de la profondeur du front de gel.

III.2.1.4 Observation de l'altération de la roche à proximité de l'entaille

Dans le cas de ce cube de Larrys entaillé, sous l'action des cycles de gel-dégel successifs, une fissure naît dans le prolongement de l'entaille qui se propage d'un cycle sur l'autre. Aux défauts de la roche près (joint stylolithique, oolithe...), l'altération est relativement rectiligne tant que la fissure reste éloignée du pied de l'éprouvette baignant dans l'eau. Dans cette dernière zone, on retrouve l'altération typique due au gel du réseau poreux de ce calcaire que nous avons observée par ailleurs, c'est-à-dire un faïençage de la roche

(Figure 62). Par conséquent, il est ici difficile de quantifier une vitesse de propagation de l'entaille en fissure avec le nombre de cycles de gel-dégel comme base de temps.

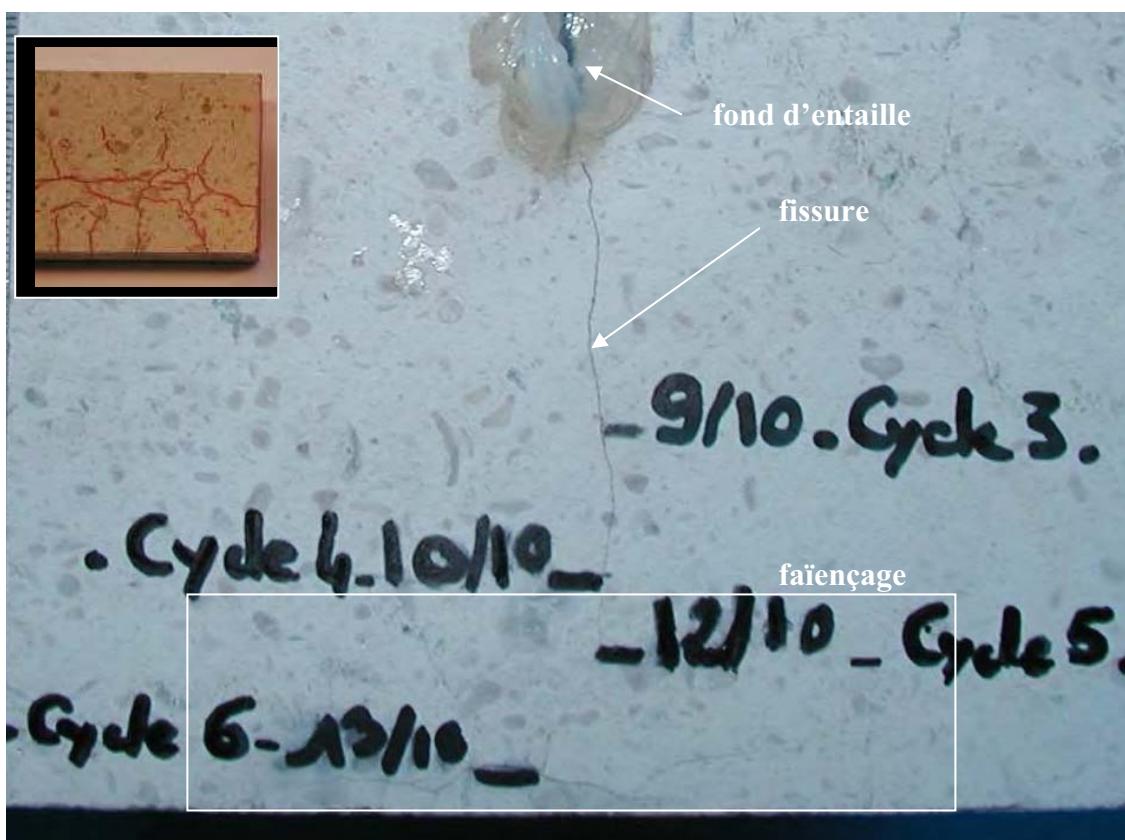


Figure 62. Propagation de la fissure dans le prolongement de l'entaille et faïençage en pied. En encart, en haut à gauche, faïençage issu du gel dans le réseau poreux.

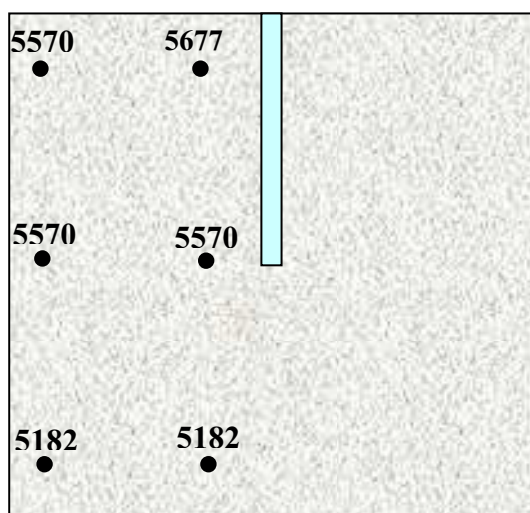


Figure 63. Mesures de la vitesse de propagation du son en différents points du cube à l'état sec, après les 6 cycles de gel-dégel (valeurs en m/s).

La vitesse de propagation du son a été mesurée en différents points au travers du cube ayant déjà subi les 6 cycles de gel-dégel (Figure 63). Sa valeur dans un bloc de calcaire sain de Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot est de 5610 ± 250 m/s (Tableau o). Ainsi la faible valeur de la vitesse du son (Figure 63) en pied du cube testé confirme le fait que **l'altération**

du cube due au gel est plus marquée dans cette zone du fait de la présence d'un fond d'eau tout au long des cycles. Le façonnage, qui n'en est qu'une expression visuelle, traduit une altération globale du réseau poreux. Le haut de l'éprouvette ne présente pas d'altération significative à la vue des valeurs de vitesses du son que ce soit à proximité ou non de l'entaille (Figure 63).

Cependant, l'observation au microscope de la roche à proximité de l'entaille et de la fissure sur des cubes de Larrys de plus petite taille et soumis au même type de cycle de gel-dégel indique la présence d'une zone altérée avec un réseau poreux paraissant plus marqué (Figure 64). Cela pourrait être une preuve supplémentaire de migrations d'eau, au cours du gel, du réseau poreux vers l'entaille, associées à une dissolution active. Nous y reviendrons plus longuement dans le dernier chapitre de ce travail.

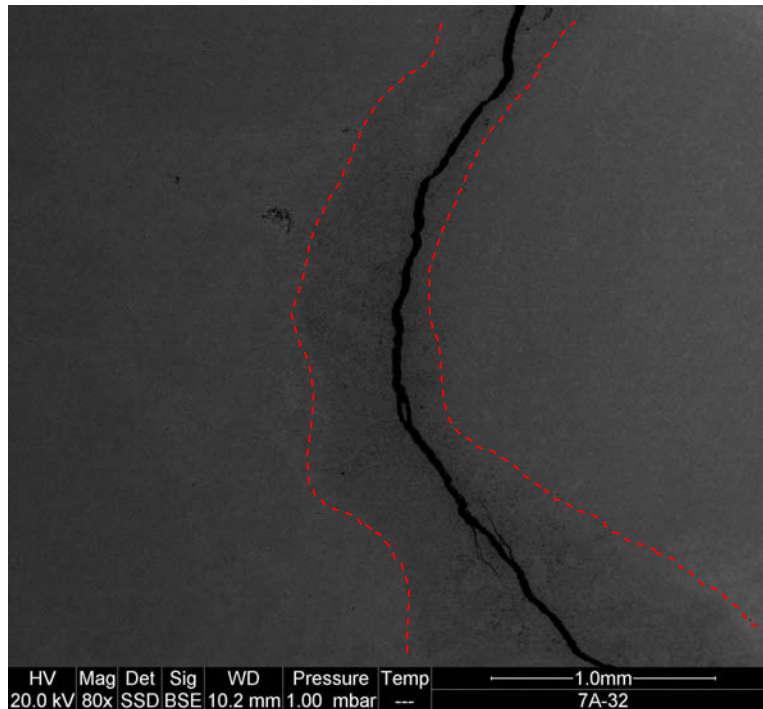


Figure 64. Zone d'altération plus marquée à proximité de la fissure (cube de Larrys).

La complexité de mise en place de cette expérimentation ne nous a pas permis de multiplier les mesures. Les résultats obtenus ne s'appuient donc sur aucune répétitivité ou reproductibilité. Néanmoins, la concordance des différents types de mesures et l'itération des observations sur les cycles successifs nous ont confortés dans la validité de notre expérimentation et des résultats obtenus. Ces derniers, présentés et analysés précédemment, permettent d'élaborer un modèle physique du processus de gel dans une fissure d'un massif calcaire.

III.2.2 Une première proposition de modèle physique de génération de contrainte par le gel dans une fissure d'un massif calcaire

III.2.2.1 La contrainte croît avec la propagation du front de gel en profondeur

Lorsqu'un massif calcaire fissuré est soumis à des températures négatives, la température dans les fissures diminue progressivement selon un gradient avec la profondeur, lié à l'inertie thermique du massif et à la position des fissures. A environ 0°C, quasiment sans surfusion, l'eau dans les fissures se charge progressivement en cristaux de glace. Ce mélange

d'eau liquide et d'eau solide assure, à la pression atmosphérique, le maintien de la température à 0°C : c'est la « période zéro » du changement de phase d'un corps pur. Puis, la partie supérieure de ce mélange dans la fissure, en contact direct avec l'air atmosphérique à température négative, est la première à se transformer complètement en glace formant ainsi un « bouchon » au sommet de la colonne d'eau des fissures. Par contact et propagation du champ de température, le front de gel va progresser en profondeur dans les fissures et mettre l'eau sous-jacente, encore liquide, sous pression. Si la perméabilité du calcaire est faible et le frottement paroi/glace suffit à reprendre l'effort de cisaillement, cette eau ne peut ni s'échapper dans le réseau poreux de la roche ni se décompresser. Elle reste confinée dans l'entaille. Par ailleurs, le rayon moyen des pores de la roche étant petit, la température de congélation dans le réseau poreux est très certainement inférieure à 0°C. L'eau encore liquide dans le réseau peut migrer par cryosuccion vers la glace formée dans l'entaille. L'action combinée du front de gel, du confinement et des migrations d'eau tend à mettre de plus en plus sous pression l'eau encore liquide en fond d'entaille. C'est ainsi que la contrainte augmente avec la profondeur dans une fissure au cours d'une période de gel (Figure 65).

Ce modèle de propagation du front de gel à partir de la surface est validé pour le Larrys par les modèles d'altération observés dans la carrière d'exploitation de cette roche: un réseau de fissures d'écaillage parallèle à la surface des affleurements y a été observé (Figure 42).

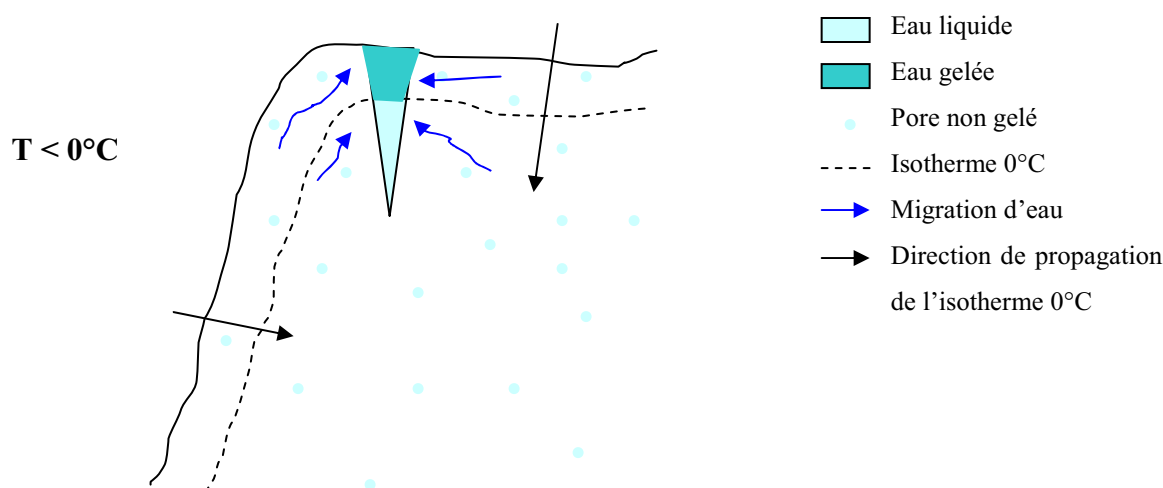


Figure 65. Modèle de propagation du gel dans une fissure d'un massif.

La position de la fissure dans le massif peut cependant induire un régime thermique dans la fissure plus complexe que celui de notre étude. En particulier si la fissure est suffisamment proche de la paroi extérieure verticale du massif, la propagation du front de gel en profondeur dans l'entaille sera très certainement perturbée par le flux thermique venant de la paroi verticale. De plus, une fissure fait généralement partie de tout un réseau. Si la fissure en cours de gel croise une autre fissure, cette dernière peut servir d'échappatoire à l'eau encore liquide sous pression. Par conséquent, quand le modèle fait référence à la perméabilité de la roche, il s'agit de la perméabilité du massif dans son ensemble, réseau poreux et réseau de fissures compris. Néanmoins, notre modèle permet de donner une première vision d'un cas simplifié largement rencontré dans la nature.

Ce modèle laisse supposer l'importance d'un certain nombre de paramètres sur la génération de contrainte dans une fissure par le gel que sont :

- la perméabilité,

- le rayon moyen des pores du calcaire,
- la profondeur de la fissure,
- le ratio épaisseur/profondeur de la fissure,
- le contact glace/paroi rocheuse.

III.2.2.2 L'allure de la contrainte le long de l'entaille est modulée par la rigidité du calcaire

La pression atteinte à une certaine profondeur lors du passage du front de gel se maintient ou augmente un peu selon les apports d'eau liquide supplémentaires qui s'effectuent avant que l'eau dans les pores environnants ne gèle à son tour. Cependant, très rapidement en amont du front de gel, la contrainte se relâche de la même manière qu'elle a été générée. En fait, si la distance entre la fissure et la paroi extérieure de l'affleurement est assez importante, relativement à la profondeur de la fissure, la roche est alors suffisamment rigide pour que les parois de l'entaille ne se déforment presque pas avec la progression du front de gel. Or, l'écartement des parois de la fissure augmentant avec la profondeur atteinte par le « bouchon » de glace, la partie de la fissure située en amont du front de gel voit le confinement imposé par la formation de glace diminuer progressivement, ce qui permet à la pression de se relâcher (Figure 66).

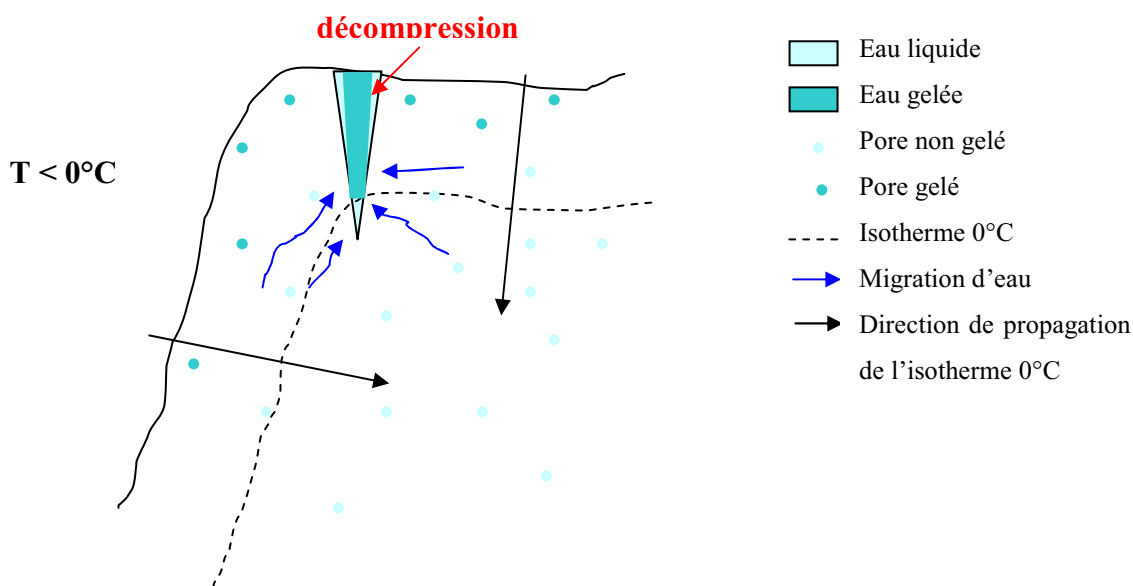


Figure 66. Décompression d'une fissure en amont du front de gel.

A l'état naturel, les parois des fissures sont loin d'être aussi planes et les fissures aussi rectilignes que dans le cadre de notre expérimentation. La tortuosité naturelle des fissures et la rugosité de leurs parois contribuent très certainement, non seulement au confinement de l'eau liquide en profondeur en limitant l'extrusion du « bouchon » de glace, mais aussi à la limitation de la décompression en amont du front de gel.

Ces remarques sur le processus de gel dans les massifs fracturés laissent aussi supposer l'importance d'un certain nombre de paramètres supplémentaires que sont :

- la forme de la fissure,
- la position de la fissure par rapport aux parois de l'affleurement rocheux,
- le module d'Young de la roche.

III.3 Etude de l'évolution de la contrainte en fonction de la profondeur et du temps

Les expérimentations précédentes n'ont permis de mesurer la contrainte générée par la glace qu'en deux points le long de l'entaille car elles ont mis en lumière toute la difficulté d'évaluer cette pression. Le passage de l'état liquide à l'état solide lors du changement de phase de l'eau pose le problème pratique du choix entre un capteur de pression et un capteur de force. La faible épaisseur des entailles (1 à 2mm) nécessaire pour la reproduction la plus réelle possible des fissures naturelles limite la taille des capteurs envisageables pour la mesure de la contrainte. D'une part, la solution d'une encoche supplémentaire, pour positionner les capteurs de pression trop gros en position affleurante à la paroi de l'entaille, n'est pas complètement satisfaisante car cela induit des perturbations que nous ne pouvons évaluer, lors de la mesure de la contrainte générée par le gel-dégel dans l'entaille. D'autre part, la réalisation de cette encoche limite la profondeur pouvant être atteinte pour la mesure de la contrainte. Enfin, le diamètre des capteurs ne permet pas de multiplier beaucoup les points de mesure sur la hauteur de l'entaille. Un nouveau dispositif expérimental devait être envisagé afin d'établir une allure de la contrainte plus précise le long d'une entaille au cours de cycles de gel-dégel.

III.3.1 Principe de l'évaluation d'un profil de contrainte

La nouvelle expérimentation mise en place se base sur la mesure indirecte de profils de contraintes générées par le gel-dégel le long d'une entaille (Figure 67). Les déformations de la paroi de l'entaille sont suivies par des jauges au cours de cycles de gel-dégel. Une modélisation numérique par le logiciel CESAR-LCPC et une analyse inverse des profils de déformations orthoradiales mesurées ont permis d'établir les profils de contraintes correspondants.

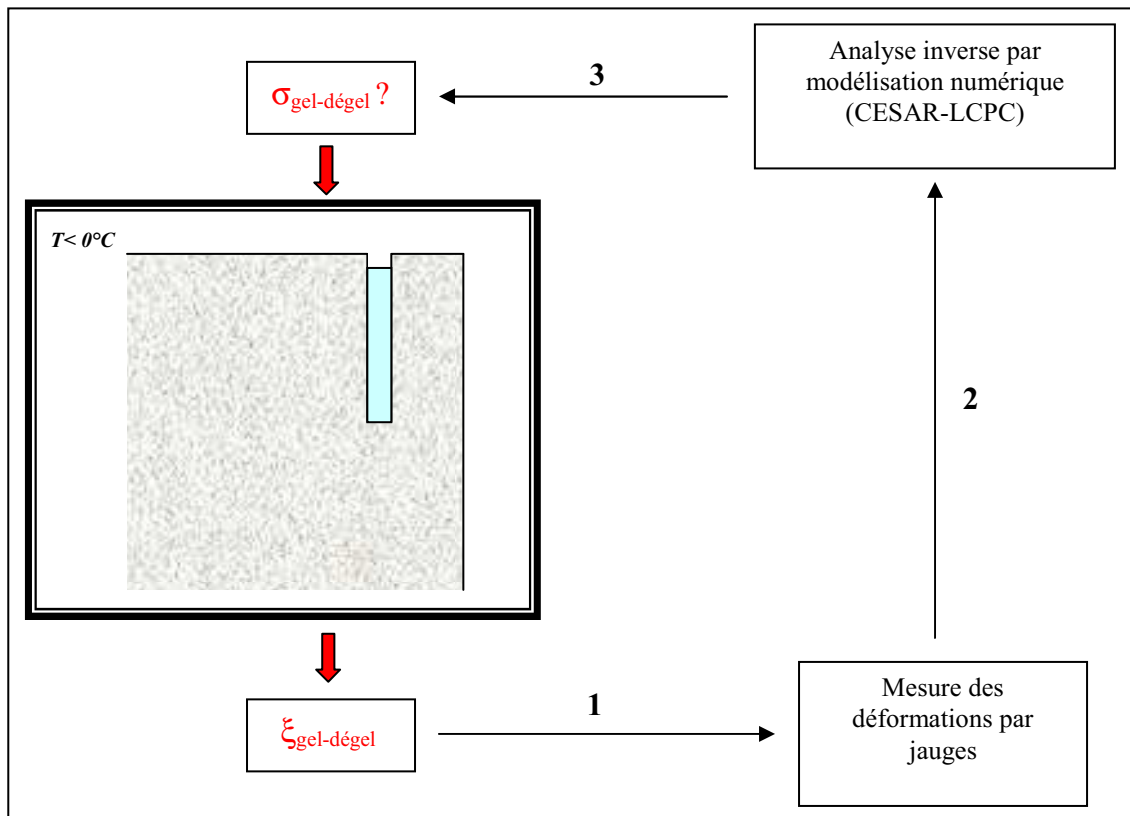


Figure 67. Principe de l'évaluation de l'allure des contraintes.

Le fait de travailler avec des jauges de mesure de déformation rend possible la multiplication des points de mesure et l'augmentation de la profondeur de l'entaille étudiée.

Nous avons fait, par ailleurs, le choix d'une éprouvette cylindrique afin de pouvoir la modéliser numériquement simplement en axisymétrie.

III.3.2 Essai de gel-dégel sur tube surcarotté : dispositif expérimental

Eprouvette

Un cylindre du même calcaire que celui utilisé précédemment pour le cube testé (Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot, Yonne), de 242mm de hauteur et de 100mm de diamètre a été percé en son centre ($\text{Ø}=34\text{mm}$). Le choix du même calcaire permet de comparer les deux expérimentations en s'affranchissant de l'influence des facteurs intrinsèques à la roche sur l'action du gel dans une entaille. Le choix de la hauteur du cylindre a été limité par les dimensions de l'enceinte climatique utilisée.



Figure 68. Surcarottage du tube de calcaire.

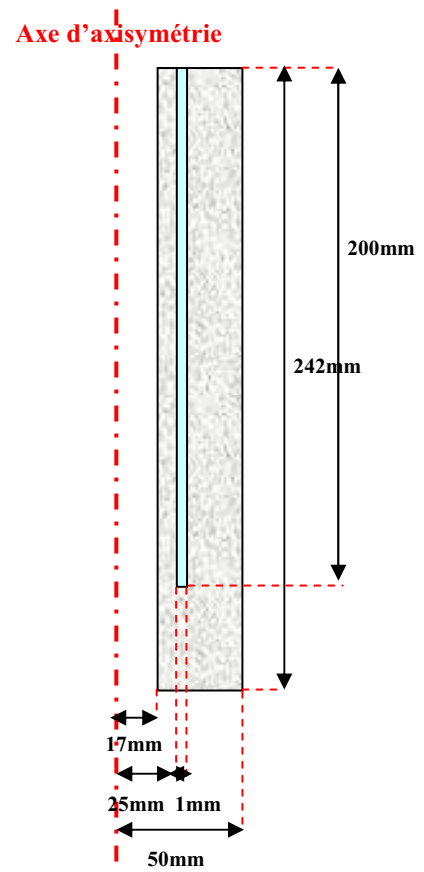


Figure 69. Schéma en vue axisymétrique de l'entaille.

Le tube de calcaire ainsi formé a été surcarotté sur une partie de sa hauteur, 200mm (Figure 68). Le surcarottage constitue l'entaille (ou fissure artificielle) que nous avons étudiée. Le talon du cylindre est laissé assez important pour éviter que les effets de bord ne viennent perturber le comportement en fond d'entaille ($\sim 1/6^{\text{ème}}$ de la hauteur du tube). Le diamètre du surcarottage ($\text{Ø}=50\text{mm}$) a été choisi proche de celui du cylindre interne ($\text{Ø}=34\text{mm}$) : ainsi constituée, la paroi peu épaisse (8mm) en intrados de l'entaille, remplie d'eau et soumise à des cycles de gel-dégel, peut se déformer de manière suffisamment significative sous l'action des contraintes pour que cela soit mesuré. Contrairement à l'essai de gel sur cylindres

surcarottés du chapitre II (cf. II.3.1), le surcarottage n'est pas ici excentré afin d'avoir une symétrie axiale simplifiant le calcul numérique par la suite (Figure 68 & Figure 69). L'ordre de grandeur de l'épaisseur par rapport aux différents essais précédents de gel est conservé : le surcarottage n'a qu'un millimètre d'épaisseur. La profondeur du surcarottage offre une longueur de profil de contraintes plus importante à étudier (200mm) que dans le cas du cube testé précédemment (70mm).

Cycles de gel-dégel

Le tube de calcaire a été préalablement saturé en eau à la pression atmosphérique. Puis l'entaille étant remplie d'eau, l'éprouvette a été soumise à des cycles de gel-dégel successifs entre -5°C et 20°C (Figure 70).

Le remplissage en eau de l'entaille créée par le sucarottage, a été réitéré à chaque nouveau cycle afin de conserver les mêmes conditions de gel d'un cycle sur l'autre car l'action combinée de l'évaporation et des migrations d'eau au sein de la roche a tendance à désaturer l'entaille.

Le choix de températures identiques à celles des cycles de gel-dégel appliqués au bloc entaillé précédemment présenté, permet de comparer les résultats sur la base des mêmes conditions de gel. Une durée de 8 à 10 h de gel à -5°C a été nécessaire pour atteindre le double équilibre thermique et mécanique (Figure 70).

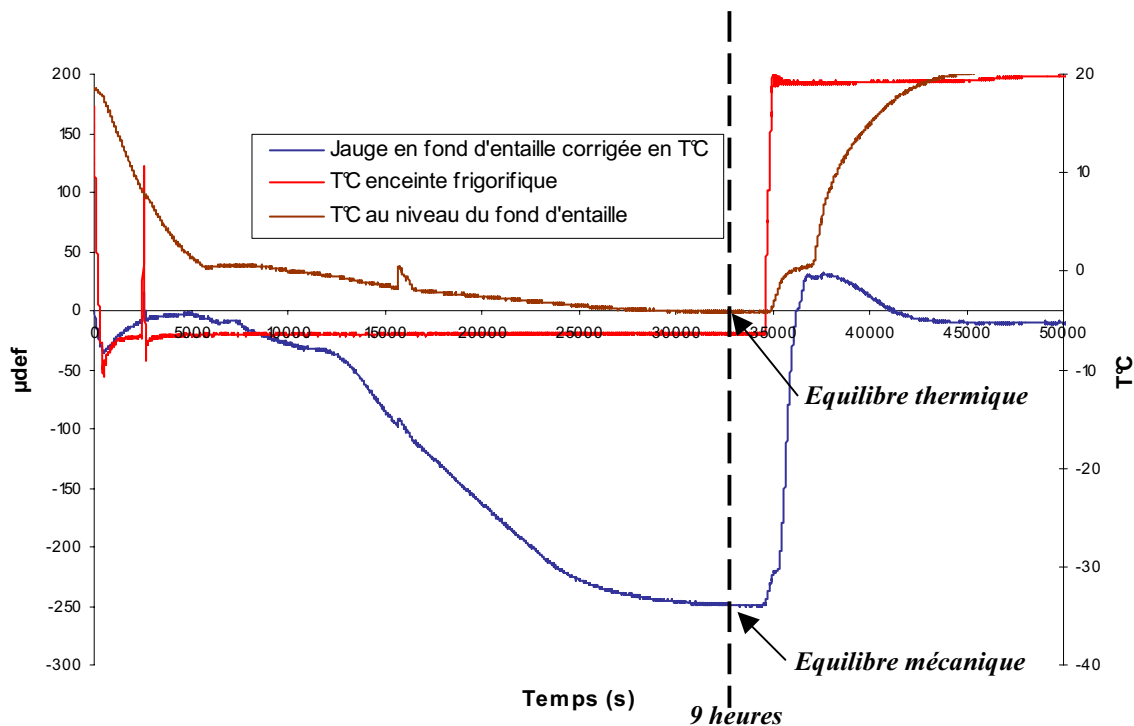


Figure 70. Cycle de gel-dégel appliqué (—). Equilibres thermique (—) et mécanique (—) en fond d'entaille lors du gel (Cycle 1).

Instrumentation

Au cours des cycles de gel-dégel, ont été suivies :

- les déformations orthoradiale et longitudinale en 5 points à l'aide de jauges biaxiales,
- les déformations verticales en 3 points différents en vis-à-vis des 5 points précédents, à l'aide de jauges uniaxiales,
- la température dans l'enceinte climatique et au droit des 3 jauges uniaxiales à l'aide de thermocouples de type T (précision : 0.5°C).

Les jauges bidimensionnelles sont des KYOWA KFG-5 (5mm de longueur active) et les jauges unidimensionnelles des KYOWA KFG-30 (30mm de longueur active). Le choix de jauges utilisées pour l'acier est justifié par le fait que ce sont celles qui ont le coefficient de dilatation thermique le plus faible ($12\mu\text{def}/^\circ\text{C}$), soit le plus proche de celui de la roche ($3/4\mu\text{def}/^\circ\text{C}$ pour un calcaire). Cela permet de limiter les déformations parasites dues à la température. Le choix de la taille des jauges a été conditionné à la fois par l'espace disponible pour leur mise en place sur la paroi du cylindre intérieur et par l'hétérogénéité du calcaire étudié, le Larrys. En béton, la règle est d'utiliser des jauges dont la longueur active est égale à au moins six fois la dimension du plus gros granulat de façon à mesurer une déformation moyenne (Chatelain, 1969). Notre roche comportant des oolithes de l'ordre du millimètre, les jauges utilisées devaient avoir au moins 6mm de longueur active. Le choix de 5mm de longueur active reste correct.

Sachant que c'était la paroi interne qui devait être instrumentée, il se posait le problème pratique du collage des jauges à l'intérieur du tube de calcaire. En fait avant le surcarottage, le tube a été coupé en deux longitudinalement (Figure 71). Chaque demi-tube a été instrumenté sur la longueur de l'entaille, l'un par 5 jauges bi-dimensionnelles espacées d'environ 40mm et l'autre par 3 jauges uni-dimensionnelles espacées d'environ 70mm (Figure 72). Les jauges étant très sensibles à l'eau (Chatelain, 1969), elles ont été protégées des éclaboussures potentielles lors du surcarottage et des cycles de gel-dégel successifs (Figure 73). Le tube a ensuite été reconstitué par collage des deux parties puis surcarotté.



Figure 71. Demi-cylindre instrumenté des 5 jauges bi-axiales (à gauche) & demi-cylindre instrumenté des 3 jauges uni-axiales (à droite), avant reconstitution du tube et surcarottage.

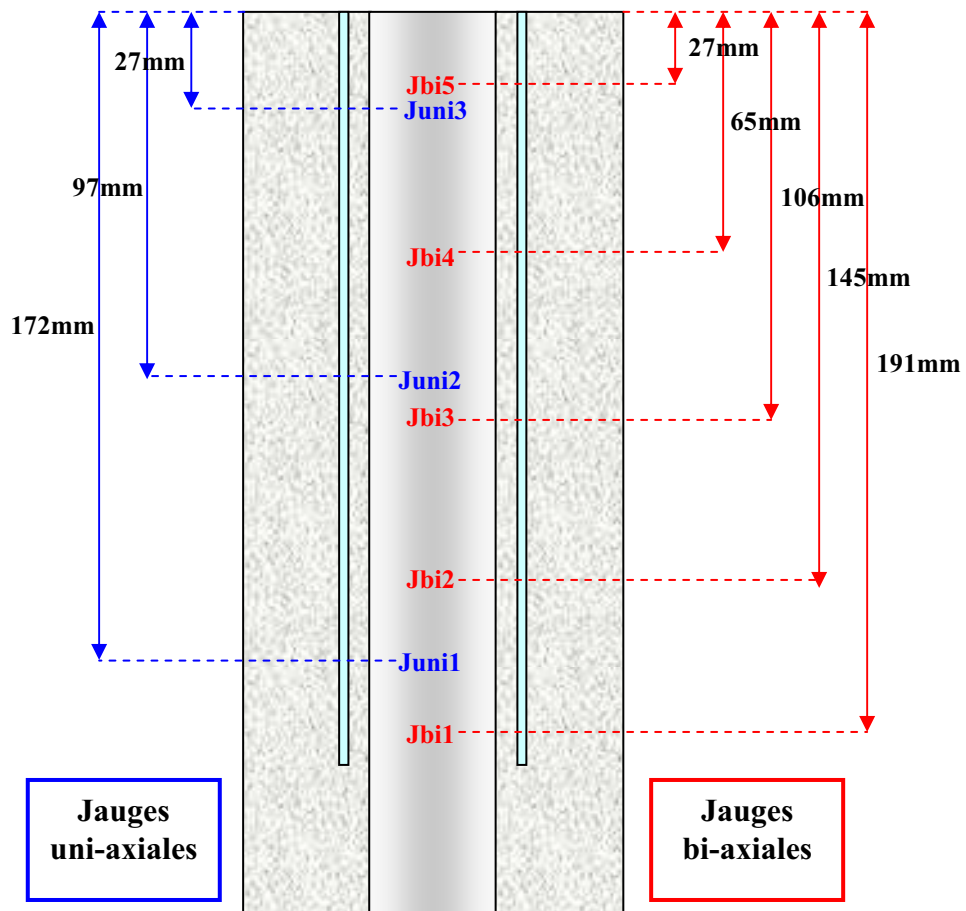


Figure 72. Schéma de positionnement des jauges sur les deux demi-cylindres intérieurs.



Figure 73. Jauges protégées sur les deux demi-cylindres intérieurs.

Toutes les jauges sont branchées en quart de pont, y compris chacune des deux directions des jauges bi-axiales.

La jonction du fil de jauge au fil de connexion réunit deux métaux différents qui confèrent à la jauge un **comportement de thermocouple**. D'autre part, comme tout dispositif, **la jauge se déforme sous l'effet de la variation de la température**. La combinaison de ces deux comportements ajoute des déformations parasites au seul effet de la formation de glace. Une de nos hypothèses de départ était que les déformations longitudinales (verticales) sous l'action du gel étaient négligeables et pourraient servir de corrections en température pour les déformations orthoradiales (horizontales) mesurées puisqu'elles étaient soumises elles-aussi aux variations de la température. En fait cette hypothèse s'est avérée abusive : une analyse des déformations longitudinales indique que la contrainte à leur origine n'est pas négligeable devant la contrainte radiale. Cette observation est concordante avec l'effet « bouchon » et le cisaillement induit que nous avons décrits au paragraphe précédent.

Nous ne pouvons, de plus, procéder par compensation directe, au cours des cycles, à l'aide de jauges collées sur un **tube-témoin** car il y aurait eu un décalage de température entre les deux tubes lors du changement de phase. Dans le tube dont l'entaille est remplie d'eau, le passage de l'état liquide à l'état solide de l'eau s'effectue sur une certaine durée pendant laquelle la température reste constante alors que dans le tube-témoin, sans eau, la température continue de diminuer.

Par conséquent, la solution retenue pour assurer la compensation thermique des jauges a été de déterminer le **coefficient de dilatation thermique propre à chaque jauge en place** (Tableau r). Pour cela, le tube de calcaire surcarotté a été soumis au préalable à un cycle de gel-dégel sans eau. Les déformations et la température au droit de chaque jauge étant suivies, les coefficients correctifs ont été évalués. Par la suite, au cours des cycles de gel-dégel, la température continuant d'être relevée, **les mesures faites par les jauges ont pu être corrigées en température**.

Tableau r. Coefficients de correction en température des jauges.

Jauge	Orthoradiale (horizontale)	Longitudinale (verticale)
Bi-axiale 1	-3.5 μ def/°C	-3.1 μ def/°C
Bi-axiale 2	-4.7 μ def/°C	-3.1 μ def/°C
Bi-axiale 3	-4.7 μ def/°C	-3.3 μ def/°C
Bi-axiale 4	-4.7 μ def/°C	-3.6 μ def/°C
Bi-axiale 5	-5.0 μ def/°C	-3.9 μ def/°C
Uni-axiale 1		-3.2 μ def/°C
Uni-axiale 2		-3.4 μ def/°C
Uni-axiale 3		-3.3 μ def/°C

Les températures ont été suivies par des thermocouples car ces derniers permettent de faire des mesures dans des endroits difficilement accessibles pour d'autres dispositifs. Nos conditions expérimentales, en particulier des températures négatives, ont conditionné le choix du type T. Sa valeur de tolérance est relativement faible pour un thermocouple dans ce domaine de température : 0.5°C.

III.3.3 Résultats : profils de déformations orthoradiales dues au gel

Selon le relevé des différentes jauges orthoradiales compensées en température au cours du gel, le changement de phase de l'eau, de l'état liquide à l'état solide, déforme le cylindre intérieur par compression (Figure 74 & Figure 75). Deux cycles seulement ont été nécessaires pour mener l'éprouvette de calcaire jusqu'à la rupture (Figure 75).

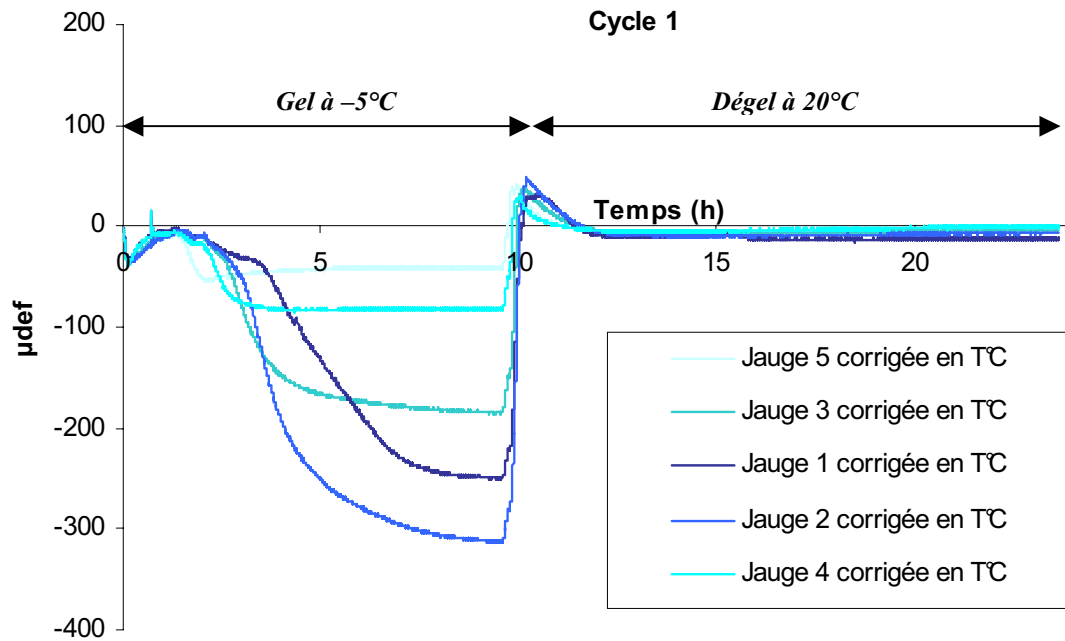


Figure 74. Déformations orthoradiales au cours du premier cycle de gel-dégel, corrigées en température.

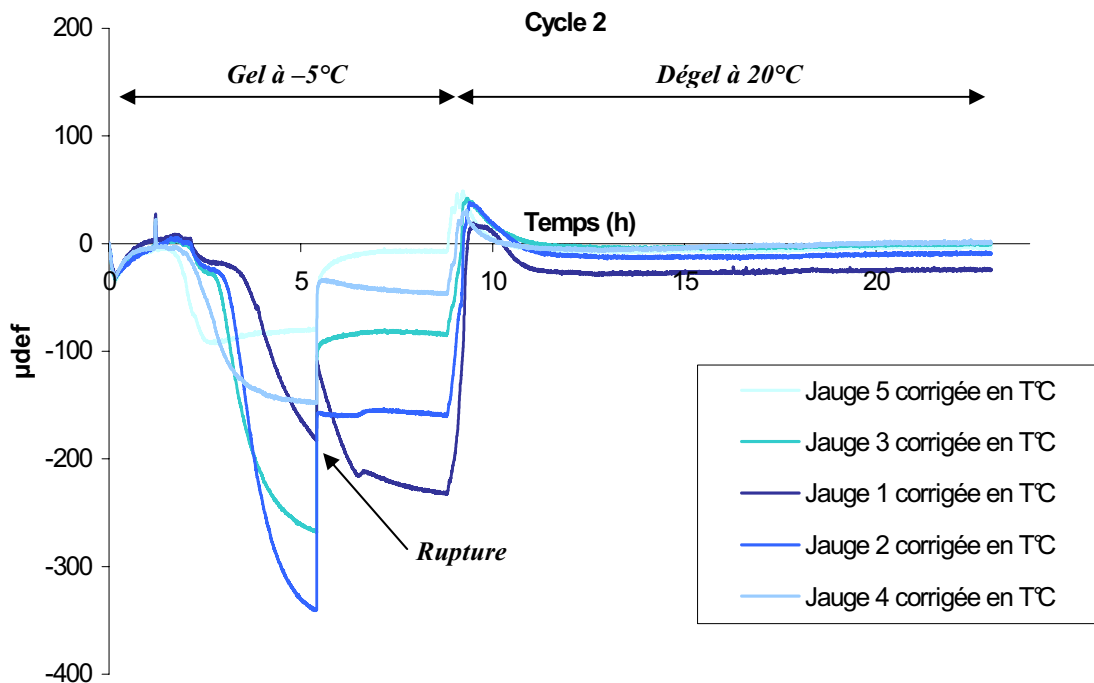


Figure 75. Déformations orthoradiales au cours du second cycle de gel-dégel, corrigées en température.

Le fait que la jauge 1 soit la seule jauge à subir de nouveau une compression après l'initiation instantanée de la rupture indique que **la rupture s'est initiée en fond d'entaille entre 145mm et 191mm.**

La complexité de la mise en place de cette expérimentation et son caractère destructif ne nous ont permis ni de reproduire cet essai ni de tester plusieurs tubes. La reproductibilité et la répétitivité du processus expérimental n'ont donc pu être évaluées. Cependant le comportement cohérent et similaire en terme de température et de déformation entre les deux cycles de gel-dégel avant rupture nous a confortés dans la validité du dispositif expérimental.

En tenant compte de l'incertitude lors de l'évaluation du coefficient de correction en température des jauges, l'incertitude sur la valeur de la déformation corrigée est égale à :

$$\Delta \varepsilon_{\text{corrigée}} = \sqrt{2\Delta \varepsilon_{\text{mesurée}}^2 + 8\alpha_{\text{jauge}}^2 \Delta T^{\circ C^2}} \quad (8)$$

L'incertitude sur la mesure de la déformation par une jauge est de $1\mu\text{def}$ et sur la mesure de la température par des thermocouples de type T de $0.5^{\circ C}$. Par conséquent, en considérant la valeur maximum des coefficients de correction des jauges évaluées, soit $5\mu\text{def}/^{\circ C}$, l'incertitude sur la valeur de la déformation corrigée est **de l'ordre de $8\mu\text{def}$. Les valeurs évaluées, lors des cycles de gel-dégel, de l'ordre de plusieurs dizaines de μdef , sont donc significatives à la précision de nos mesures.**

III.3.4 De la déformation orthoradiale à la contrainte générée par le gel

A partir de ces données relevées au cours du temps et en cinq points le long de l'entaille, une allure linéaire par morceaux de la déformation orthoradiale peut être déterminée à chaque instant le long du cylindre intérieur. Le comportement du calcaire étant supposé élastique, linéaire et isotrope avant rupture, la contrainte radiale dans l'entaille à l'origine de cette déformation peut être décrite elle-aussi par une fonction linéaire par morceaux :

$$\sigma(x) = \sum_{i=1}^5 p_i \Psi_i(x) \quad (9)$$

où :

- x est la profondeur dans l'entaille,
- p_i sont les coefficients tels que $\sigma(x_i) = p_i, \forall i$,
- Ψ_i est la fonction de contrainte radiale élémentaire définie en chaque point i de profondeur x_i de l'entaille (Figure 76).

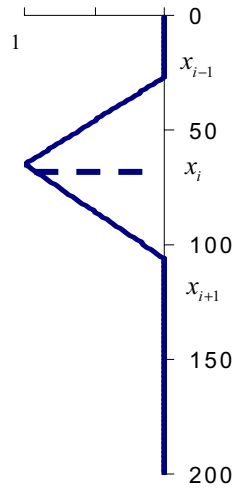


Figure 76. La fonction Ψ_i , le long de l'entaille.

D'après des observations expérimentales faites sur des essais préliminaires (Bost et al, 2006), la contrainte est prise nulle en haut de l'entaille soit en $x = 0$. Entre le cinquième point de mesure et le fond de l'entaille, la contrainte est supposée constante. La déformation orthoradiale le long du cylindre intérieur se définit théoriquement, à partir des mêmes coefficients p_i que (9), de la manière suivante :

$$\varepsilon^T(x) = \sum_{i=1}^5 p_i \varepsilon^i(x) \quad (10)$$

où :

- ε^T est la fonction de déformation orthoradiale théorique définie en chaque point i de profondeur x_i du cylindre intérieur,
- ε^i est la fonction de déformation orthoradiale élémentaire le long du cylindre intérieur résultant de la contrainte appliquée Ψ^i le long de l'entaille.

En particulier en chaque point à la profondeur x_j où se situe une jauge de mesure,

$$\varepsilon^T(x_j) = \sum_{i=1}^5 p_i \varepsilon^i(x_j) \quad (11)$$

Ainsi, les coefficients p_i les plus adéquats ont été déterminés en minimisant l'écart entre $\varepsilon^T(x_j)$ et ε_j^M avec ε_j^M , la déformation orthoradiale mesurée par la jauge à la profondeur x_j . La méthode des moindres carrés a été utilisée :

$$\text{soit la quantité } D = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^5 (\varepsilon^T(x_j) - \varepsilon_j^M)^2, \text{ il est nécessaire que } \forall i, \frac{\partial D}{\partial p_i} = 0.$$

En produit de matrice, ce système s'écrit :

$$A_{ik} p_k = B_i \quad (12)$$

où $A_{ik} = \sum_{j=1}^5 \varepsilon^i(x_j) \varepsilon^k(x_j)$ et $B_i = \sum_{j=1}^5 \varepsilon^i(x_j) \varepsilon_j^M$.

Si les matrices A_{ik} et B_i sont connues, les p_k sont déterminés par inversion de matrice :

$$p_k = (A^{-1})_{ki} B_i \quad (13)$$

Or les valeurs de ε_j^M sont connues : elles ont été mesurées au niveau des jauges au cours des cycles de gel-dégel. Il reste à déterminer les valeurs de $\varepsilon^i(x_j)$. Ces dernières ont été déterminées sous le logiciel CESAR-LCPC par sollicitation successive mécanique ψ^i du tube surcarotté de calcaire modélisé.

Modèle numérique du tube surcarotté

Le choix d'expérimenter un échantillon cylindrique a permis de simplifier le modèle numérique à deux dimensions par symétrie axiale. Les dimensions implémentées dans le modèle sont les dimensions exactes de l'éprouvette testée (Figure 68 & Figure 69). Lors de la réalisation du tube, le surcarottage s'est avéré légèrement excentré par rapport au cylindre, si bien que la paroi en intrados de l'entaille, du côté des jauges orthoradiales, a en réalité une épaisseur de 6.5mm au lieu de 8mm. Nous en avons tenu compte dans la mise en place du modèle numérique. L'épaisseur de la paroi de l'entaille a ainsi été diminuée au profit de la distance à l'axe d'axisymétrie qui est passée de 17mm à 18.5mm. Les caractéristiques mécaniques du calcaire, nécessaires au modèle, ont été mesurées en laboratoire selon les normes en vigueur (Tableau s).

Tableau s. Caractéristiques du Larrys utilisées dans le modèle numérique.

<i>Larrys (Moulin d'Arlot, Yonne)</i>	
Masse volumique	<i>2700kg/m³ ±50</i>
Module d'Young	<i>64.9GPa ±1.4</i>
Coefficient de Poisson	<i>0.34</i>

Les paramètres choisis dans le modèle numérique établi sous le logiciel CESAR-LCPC sont présentés dans le Tableau t. Nous avons été obligés de travailler avec le module non-linéaire MCNL afin de pouvoir récupérer en sortie la valeur des déformations orthoradiales sur la paroi interne du tube. Le maillage a été affiné dans la paroi en intrados de l'entaille pour une meilleure qualité des résultats (Figure 77a). Connaissant le maillage, nous avons soumis le tube successivement à nos cinq chargements élémentaires, ψ^i , $1 < i < 5$, après avoir calculé, nœud par nœud, la contrainte correspondante à appliquer sur les parois de l'entaille. La Figure 77b montre la déformation du tube sous un chargement élémentaire de

son entaille. A chaque chargement radial ψ^i des parois de l'entaille, la déformation orthoradiale de la paroi en intrados du tube à chaque profondeur x_j , $1 < j < 5$, $\varepsilon^i(x_j)$, a été relevée.

Tableau t. Paramètres du modèle numérique établi sous CESAR-LCPC.

Géométrie du calcul	Axisymétrie
Module de calcul	MCNL (Elastoplastique)
Loi de comportement du calcaire	Elastique linéaire isotrope
Maillage	Triangles à 3 nœuds à longueurs harmoniques
Conditions aux limites	Pas de déplacement vertical en pied du tube
Modèle de chargement	Pression à variation linéaire, ψ , implémentée nœud par nœud le long de l'entaille (PNU)
Méthode de résolution	Contraintes initiales

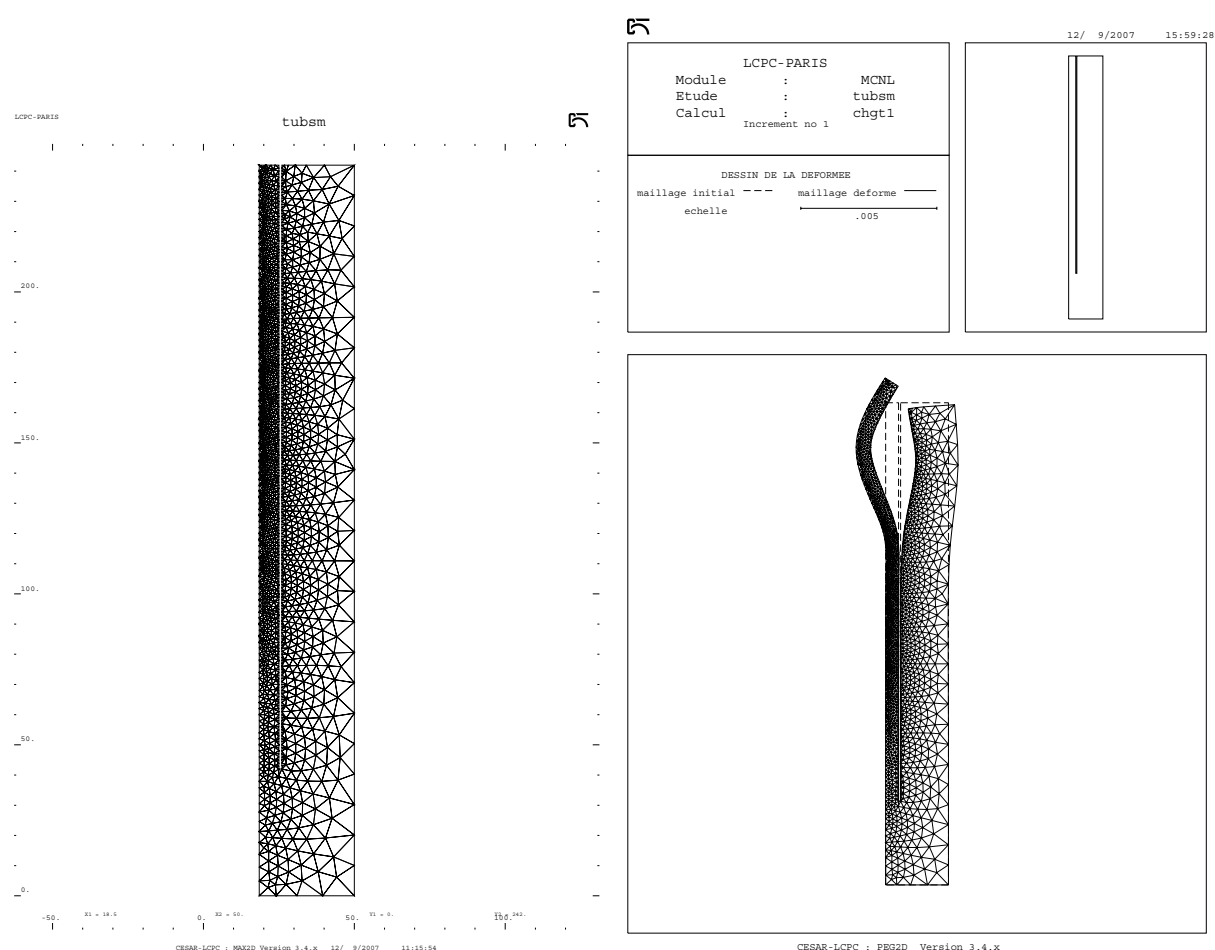


Figure 77. a) Maillage de la coupe en axisymétrie du tube surcarotté, b) Déformé du tube suite au chargement au niveau de la jauge 5 (27mm de profondeur dans l'entaille).

Les ε_j^M et $\varepsilon^i(x_j)$ ayant été déterminées les premières par expérimentation, les secondes par modélisation numérique, les matrices A_{ik} et B_i sont connues. Les p_k sont calculés par inversion de la matrice A_{ik} (équation (13)). Le modèle n'étant valable qu'avant la rupture, notre analyse s'est portée uniquement sur le cycle 1. Lors de l'expérimentation, l'intervalle d'acquisition au niveau des jauges était certes de 10s mais la lourdeur du calcul et l'inertie du

phénomène observé nous ont limités à la considération d'un relevé par heure de ε_j^M de chaque jauge de suivi de déformation orthoradiale j. Nous avons ainsi obtenu une représentation par heure de la contrainte radiale générée par le gel le long de l'entaille.

Pour vérifier la validité de nos hypothèses initiales, nous avons appliqué les allures de contraintes ainsi déterminées à l'aide de la modélisation numérique établie sous Cesar-LCPC. Nous retrouvons, de manière satisfaisante, les déformations mesurées expérimentalement.

III.3.5 Evolution spatio-temporelle de la contrainte dans une entaille au cours d'un cycle de gel-dégel

Le profil de la contrainte radiale le long de la paroi de l'entaille a été déterminé toutes les heures au cours de la période de gel à -5°C du premier cycle (Figure 78). La contrainte varie à la fois dans l'espace et dans le temps. A chaque instant, l'allure de la contrainte le long de l'entaille présente une valeur maximum qui, avec le temps, se déplace en profondeur. A partir de nos résultats, nous pouvons aussi représenter la variation de la contrainte au cours du temps en cinq profondeurs différentes dans l'entaille (Figure 79). En chaque profondeur de l'entaille, la contrainte augmente au cours du temps jusqu'à un maximum qui augmente avec la profondeur.

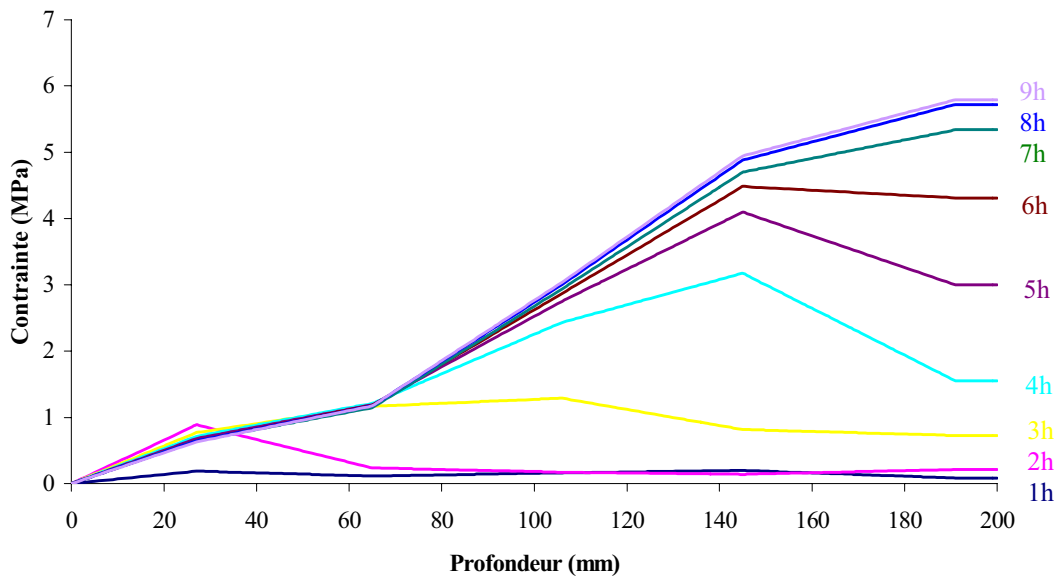


Figure 78. Profils de contrainte de long de l'entaille au cours du cycle 1.

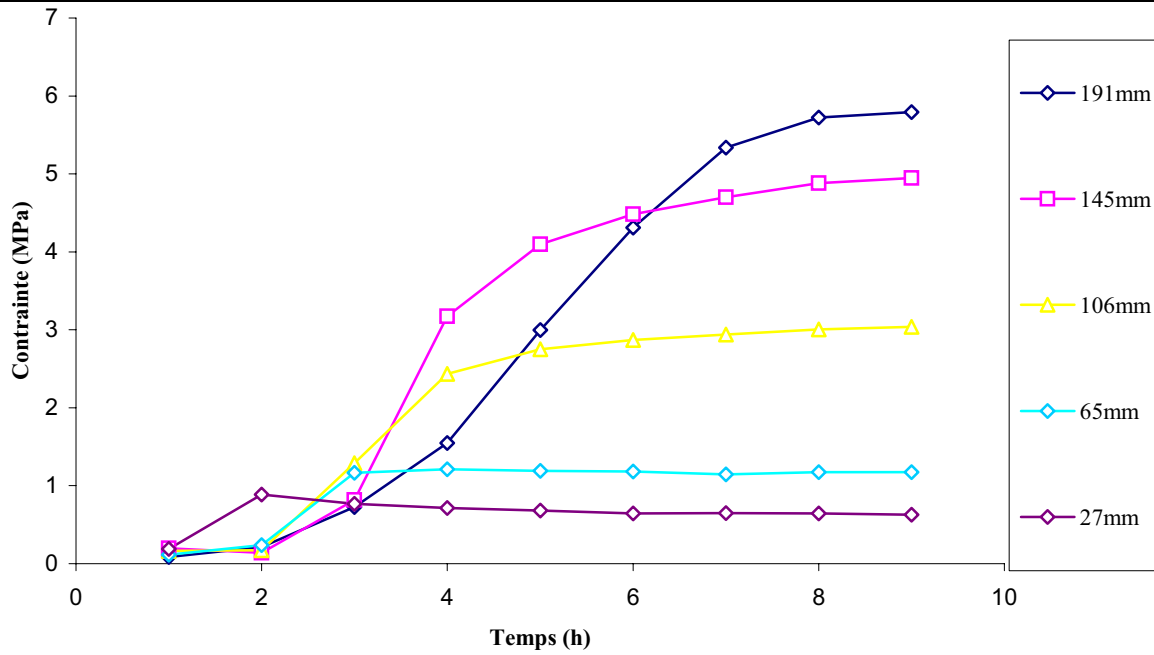


Figure 79. Profils de contrainte au cours du temps, à différentes profondeurs dans l'entaille.

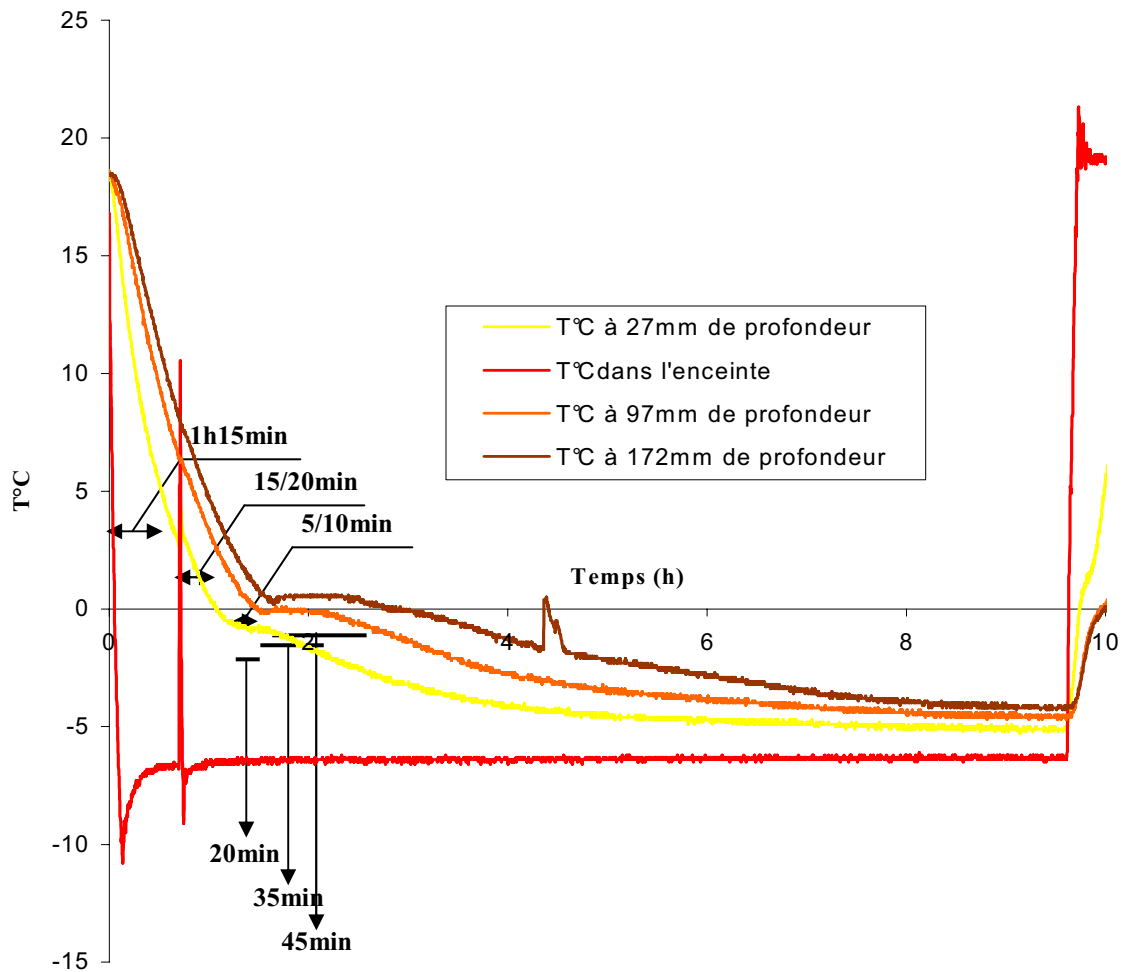


Figure 80. Températures dans l'enceinte climatique et à différentes profondeurs au niveau de la paroi intérieure du tube, au cours de la période de gel à -5°C du premier cycle.

Comparaisons au modèle de génération de contrainte du cube entaillé soumis au gel

Comme dans le cas du cube entaillé précédemment traité (cf. III.2.1), le suivi de la température permet d'expliquer en partie cette allure de la contrainte. Certes la température est suivie au niveau des jauges dans le cylindre interne et non directement dans l'entaille. Mais lors du cycle de gel-dégel sans eau dans l'entaille, on peut observer un saut en température un peu en dessous de 0°C, suivi d'un léger palier à température constante. Ce palier est le signe du changement de phase de l'eau dans la roche. La température au niveau des jauges est donc fortement influencée par celle de la roche saturée en eau. Ces mesures de la température constituent ainsi une bonne approximation de la température dans l'entaille d'autant qu'aux points de suivi, la paroi de calcaire entre le cylindre intérieur et l'entaille est fine (6.5mm).

Au cours des deux cycles de gel-dégel, la température varie de la même manière. Le fait que la température se propage progressivement dans l'entaille remplie d'eau induit un décalage du palier de changement de phase dans le temps avec la profondeur (Figure 80). Ainsi malgré la faible épaisseur de la paroi en intrados (6.5mm), il y a un retard à la propagation de la température avec la profondeur comme dans l'entaille du cube de Larrys (cf. III.2.1.1).

Nous avons observé que le palier de changement de phase à température constante est d'autant plus long qu'il s'effectue en fond d'entaille (Figure 80). La faible épaisseur de la paroi en intrados assure très certainement une décompression en fond d'entaille en permettant à l'eau liquide de se maintenir à la pression atmosphérique. Le changement de phase s'effectue alors à température constante et est d'autant plus long en profondeur car l'inertie thermique de l'entaille y est grande.

Par comparaison de la température des paliers de changement de phase avec et sans eau, on peut remarquer que la température de congélation dans l'entaille est proche de 0°C (Figure 80) alors que, dans la roche, selon le cycle de gel-dégel sans eau, elle est plutôt à quelques degrés en dessous de 0°C. Par conséquent, le gel débute en premier lieu très certainement dans l'entaille.

De la même manière que dans le cas du cube entaillé, un front de gel se propage en profondeur dans l'entaille. Or, **parallèlement à cette propagation, on observe une déformation des jauges, preuve qu'il se génère une contrainte le long de l'entaille.**

Lorsque le front de gel progresse en profondeur dans l'entaille, l'eau gelée en amont constitue un « bouchon » si bien que l'espace pour le changement de phase de l'eau en aval encore liquide est de plus en plus réduit et que la pression augmente.

Cette hypothèse de formation d'un « bouchon de glace » est renforcée par l'étude des déformations longitudinales observées grâce à l'instrumentation le long de l'entaille. Mesurées et corrigées en température, ces déformations sont plus faibles que les déformations évaluées par le modèle numérique (Tableau u). Etant donné que le modèle numérique ne prend en compte que l'effet Poisson des contraintes radiales appliquées, équivalentes à l'action du gel, cela signifie que **le processus de gel génère également une contrainte tangentielle le long de la paroi de l'entaille** qui empêche l'expansion verticale. En dehors des effets de bord, la déformation longitudinale à l'équilibre est quasiment proportionnelle à la profondeur (Figure 81). La résultante, en un point, du cisaillement induit par la pression en fond d'entaille et du frottement paroi rocheuse/glace, semble linéairement liée à la colonne de glace située au-dessus de ce point dans l'entaille.

Dans tous les cas, le confinement forcé induit par ce modèle justifie l'augmentation de la pression avec la profondeur au cours du temps.

Le maximum de pression en un point est atteint quand le front de gel se situe au niveau de ce point. Dans le cas du tube surcarotté, contrairement au cas du cube entaillé, **la pression appliquée se maintient après avoir atteint son maximum**, soit après le passage du front de gel. En fait, le ratio hauteur/épaisseur de la paroi en intrados est trop grand pour qu'elle se maintienne rigide. Le « bouchon de glace » agit plus par poinçonnement que par déformation globale des parois de l'entaille. D'autre part, la forme cylindrique de notre entaille gêne le décollement en haut de l'entaille comme cela est possible et visible dans le cas d'une entaille plane (cas du cube entaillé).

Tableau u. Exemple de décalage en déformations longitudinales entre expérimentation et modèle numérique, au cours du cycle1.

<i>Profondeur</i>	<i>Expérimentation</i>	<i>Modèle numérique</i>
27mm	-21 μ def	+16.5 μ def
65mm	-11 μ def	+22 μ def
106mm	+15 μ def	+70 μ def
145mm	+48 μ def	+116 μ def
191mm	+76 μ def	+160 μ def

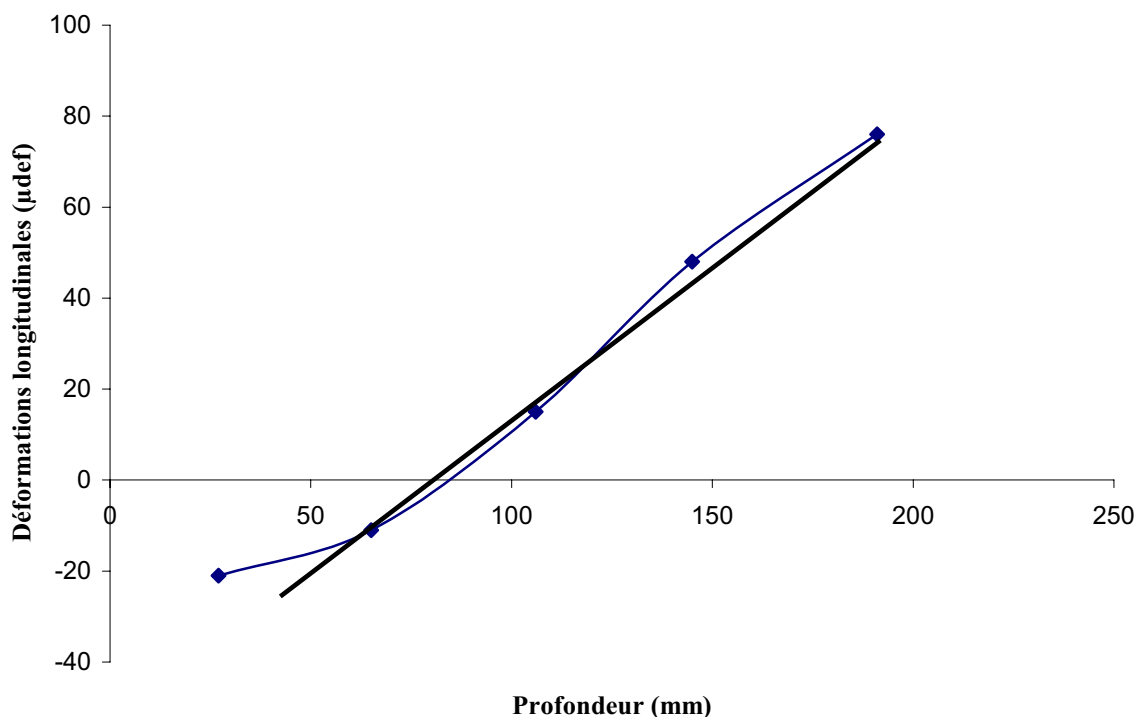


Figure 81. Allure à l'équilibre des déformations longitudinales, corrigées en température, le long de l'entaille.

Formulation mathématique de la contrainte générée au cours du gel le long de l'entaille

Dans tous les cas, cette évaluation de la contrainte le long de l'entaille lors du gel infirme l'hypothèse d'une contrainte équivalente à l'action du gel, constante le long d'une

entaille. Afin de **pouvoir tenir compte des fluctuations spatio-temporelles de la contrainte générée par le gel dans une entaille, dans un modèle mécanique d'altération, nous avons voulu décrire par une fonction mathématique dépendant de la profondeur et de la durée du gel, $\sigma(x,t)$, cette allure.**

En examinant qualitativement ces courbes, nous sommes partis du fait qu'en une profondeur x , la contrainte se sature à une valeur maximum (Figure 79). Mathématiquement, la fonction $f(t) = a [1-\exp(-bt)]$ où « a » et « b » sont des paramètres dépendant de x , pouvait assez bien décrire ce phénomène. Par la suite, pour tenir compte des modulations de la pente de l'allure de la contrainte, en fonction du temps, à l'origine, nous avons ajouté le facteur $[1-\exp(-ct^3)]$ où le paramètre « c » dépend de x . Le produit des deux termes a été calé avec une très bonne corrélation sur chaque courbe de la contrainte en fonction du temps établie à partir des cinq jauges de déformation.

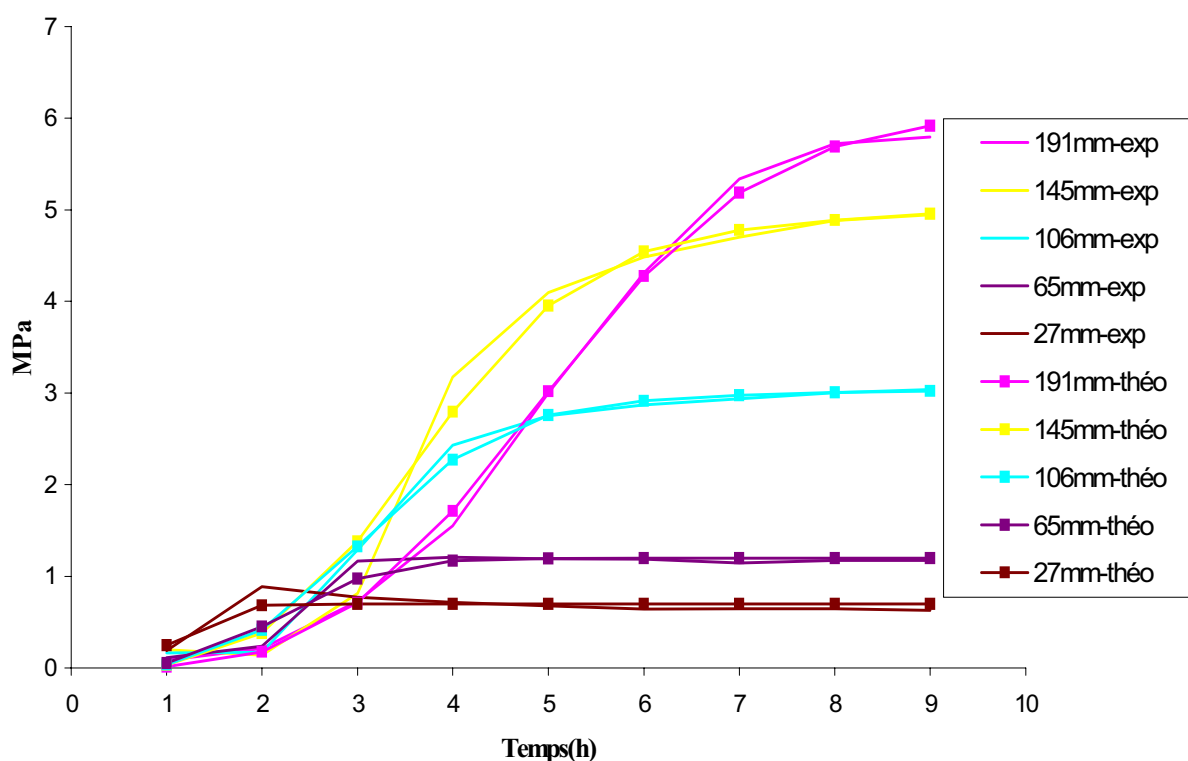


Figure 82. Comparaisons des allures expérimentale et théorique de la contrainte en fonction du temps écoulé depuis le début du gel (cycle 1).

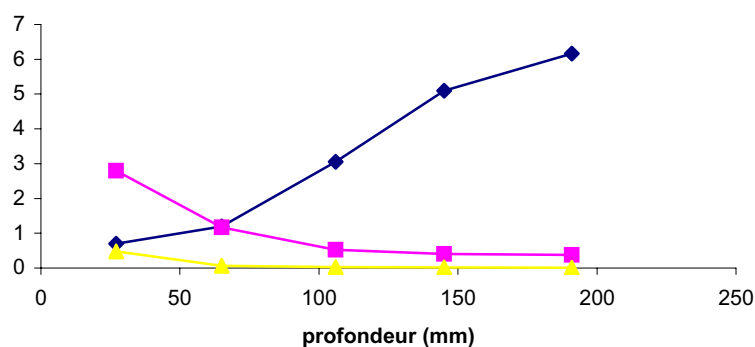


Figure 83. Paramètres a, b et c à définir selon la profondeur, x.

Les coefficients « a », « b », « c » ont ainsi été déterminés en cinq profondeurs. La profondeur de considération de la contrainte x est indépendante du temps écoulé depuis le début de la période de gel, t . Nous avons donc décrit chacun de ces paramètres, indépendamment de t , par une fonction dépendant de la profondeur du gel, x .

« a » est le paramètre qui caractérise l'allure de la contrainte en un point de l'entaille à un temps infini. Selon des résultats expérimentaux précédents (Bost et al, 2006), nous avons la condition supplémentaire d'une contrainte nulle en $x = 0$. D'après l'allure sur cinq valeurs de x de « a », la fonction $a(x) = a_1(1 - \exp(-\frac{x^2}{a_2}))$ semble la plus adéquate et la mieux corrélée.

« b » caractérise la pente de l'initiation de l'augmentation de la contrainte: cette valeur diminue avant de se stabiliser. « b » peut être simplement décrit par $b(x) = \frac{b_1}{x}$.

Enfin le paramètre « c » caractérise la modulation du comportement de la contrainte vers l'origine du temps. Nous avons retenu la fonction $c(x) = \frac{c_1}{x^2}$ car, avec un seul paramètre, elle est très bien corrélée aux résultats expérimentaux.

Par conséquent, nous avons obtenu une formule approximative pour décrire l'évolution des profils de contrainte au cours du temps :

$$\sigma(x, t) = a_1(1 - \exp(-\frac{x^2}{a_2}))(1 - \exp(-b_1 \frac{t}{x}))(1 - \exp(-c_1 \frac{t^3}{x^2})) \quad (14)$$

où :

- x est la profondeur dans l'entaille,
- t est le temps écoulé depuis le début de la période de gel à -5°C ,
- a_1, a_2, b_1 & c_1 sont des constantes dépendant de la géométrie du modèle, du matériau et des conditions de gel (Tableau v).

Tableau v. Exemple de paramètres : cas du tube surcarotté .

	a_1	a_2	b_1	c_1
	MPa	mm ²	mm/h	mm ² /h ³
Tube surcarotté	7.5	142.5 ²	74	18.6 ²

Cette loi faite d'approximations successives a été comparée aux allures de la contrainte à différents instants en fonction de la profondeur (Figure 84). L'approximation finale s'avère être d'autant plus satisfaisante qu'elle est faite proche du double équilibre thermique et mécanique.

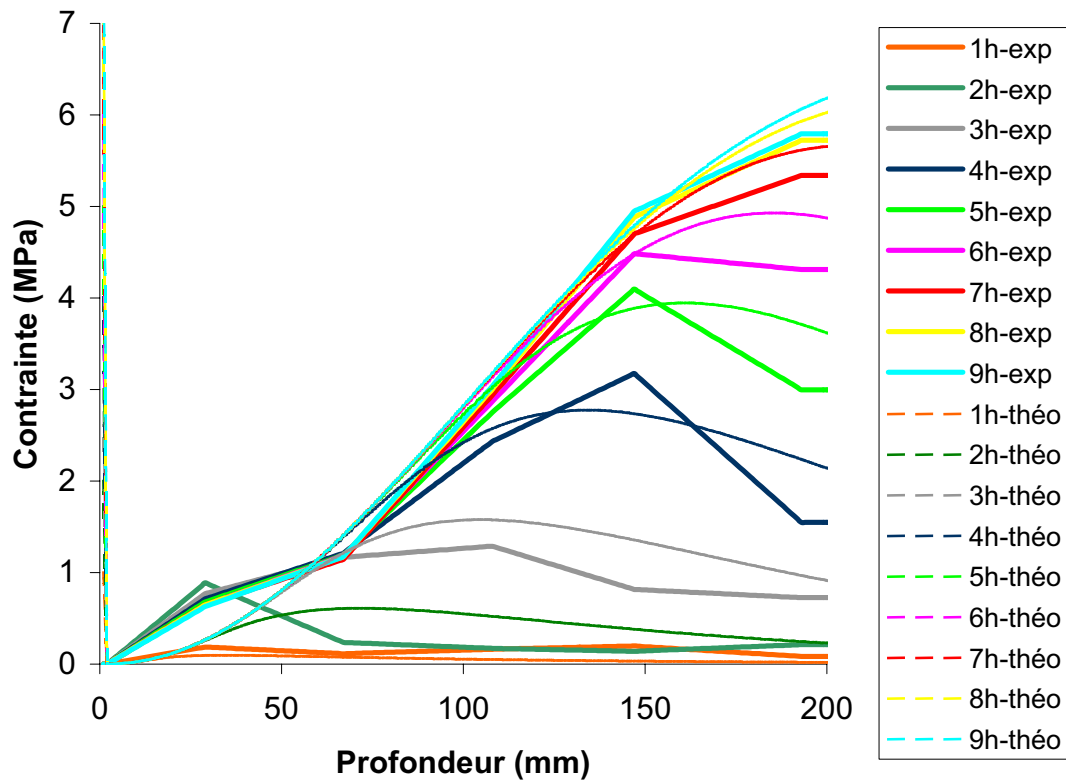


Figure 84. Comparaisons des allures expérimentale et théorique de la contrainte en fonction de la profondeur dans l'entaille (cycle 1).

III.3.6 Contrainte utile pour la gestion de l'aléa « chutes de pierres et de blocs »

Les variables de description de la contrainte le long de l'entaille, x et t , sont dépendantes de la géométrie de l'entaille, des caractéristiques du calcaire et des conditions dans lesquelles le cycle de gel-dégel s'applique. Afin de s'affranchir de ces aspects et d'**avoir ainsi une formule plus généralisable, nous avons opéré à des changements de variables.** Au lieu de se référer à la profondeur dans l'entaille, x , nous avons choisi de changer la **variable d'espace** en une valeur relative, la profondeur par rapport à la longueur de l'entaille.

« x » a donc été changé en $X = \frac{x}{L}$, variable sans dimension où L est la longueur de l'entaille.

La **variable temporelle**, t , caractérise en fait la propagation de la température. Nous l'avons donc remplacé par $Y = \frac{vt}{L}$, variable sans dimension où v est la vitesse de propagation du front

de gel dans l'entaille. Y représente la profondeur relative à laquelle se trouve le front de gel.

(14) s'écrit alors :

$$\sigma(X, Y) = a_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{X^2}{\frac{a_2}{L^2}}\right)\right) \left(1 - \exp\left(-\frac{b_1}{v} \frac{Y}{X}\right)\right) \left(1 - \exp\left(-\frac{c_1 L}{v^3} \frac{Y^3}{X^2}\right)\right) \quad (15)$$

On peut remarquer que lorsque le front de gel ne s'est pas encore formé, c'est-à-dire $Y=0$, la contrainte est, de manière correcte, nulle quelle que soit la profondeur considérée.

In situ, si la profondeur L d'une fissure dans un massif peut être relativement bien évaluée que ce soit par observation directe ou par auscultation indirecte, l'évaluation de la vitesse de propagation du front de gel, v , est en revanche plus délicate. Cette variable dépend en effet du type de cycle de gel-dégel, de la géométrie de la fissure, des caractéristiques thermiques et de l'état de saturation du matériau.

En terme de gestion des risques, l'important est de connaître la contrainte maximale à laquelle la fissure est soumise lors du gel. Nous avons expérimentalement remarqué qu'en chaque profondeur x de l'entaille le maximum de contrainte subi était la valeur atteinte à l'équilibre au bout d'un temps de plus en plus long avec la profondeur considérée (Figure 85). Analytiquement cela correspond à la courbe-enveloppe de la fonction (15) : $a_1(1 - \exp(-\frac{X^2}{\frac{a_2}{L^2}}))$. Comme la contrainte se maintient, dans le cas du tube, après le

passage du front de gel, ce facteur majeure par rapport au temps, en chaque X , la contrainte et présente l'intérêt de ne plus nécessiter la connaissance de la vitesse de propagation du front de gel. Correspondant à la contrainte maximale atteinte en chaque X à un temps infini, nous l'appellerons désormais l'allure de la contrainte maximale le long de l'entaille :

$$\sigma_{\max}(X) = a_1(1 - \exp(-\frac{X^2}{\frac{a_2}{L^2}})) \quad (16)$$

Le reste de la fonction (15), $(1 - \exp(-\frac{b_1 Y}{v X}))(1 - \exp(-\frac{c_1 L Y^3}{v^3 X^2}))$, caractérise l'effet transitoire de mise en place de l'équilibre thermique et mécanique.

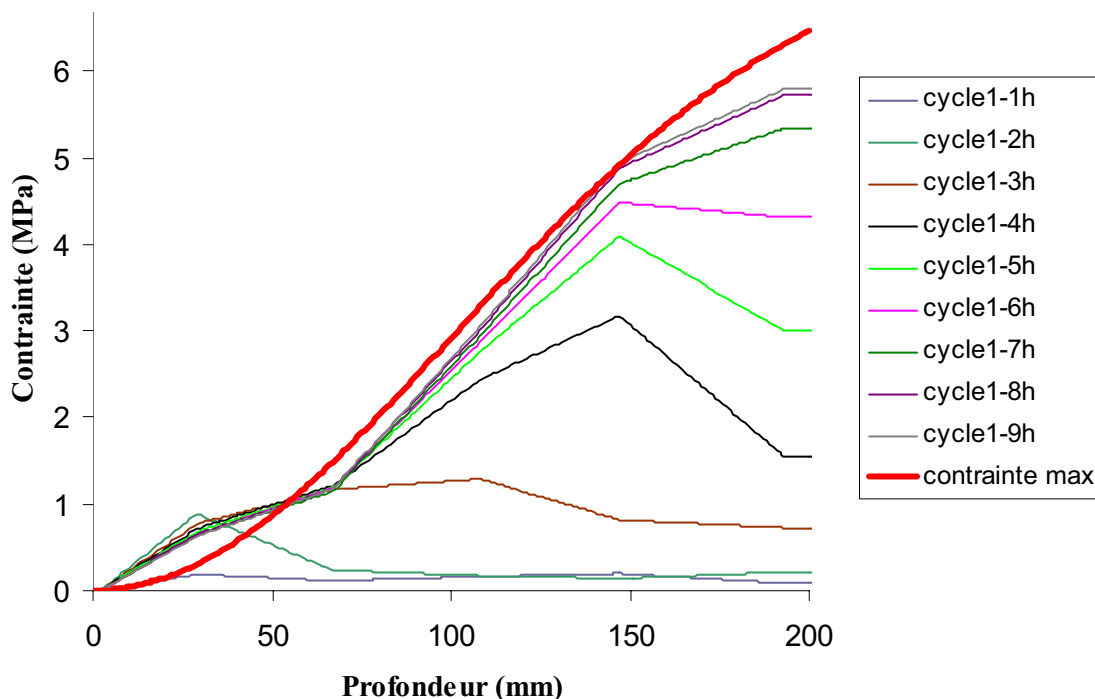


Figure 85. Allure de σ_{\max} et comparaison aux allures à différents instants (cycle1).

Cette équation demande de définir deux constantes. Deux mesures seulement de la contrainte sont donc nécessaires pour connaître toute l'allure de la contrainte maximale le long de l'entaille. « a_1 » est la **valeur maximale** en considérant X infini mais nos résultats expérimentaux indiquent que la courbe-enveloppe est proche de la courbe atteinte au double équilibre thermique et mécanique dans notre entaille. Par conséquent « a_1 » est assez proche de la valeur de la contrainte mesurée en fond d'entaille. « a_2 » caractérise en fait le **changement de courbure de l'allure de la contrainte** pour une longueur d'entaille donnée.

Application au cube entaillé de Larrys

Dans le **cas du cube entaillé**, la décompression en amont du front de gel à la suite de l'écartement des parois de l'entaille induit une **évolution de la pression le long de l'entaille qui diffère de celle du tube**. Quand le front de gel atteint le fond de l'entaille, le reste de l'entaille n'est plus sollicité à sa valeur maximale. Par conséquent la contrainte maximale qui nous intéresse en terme de risque, ne correspond pas directement à l'allure de la contrainte au bout d'un certain temps comme dans le cas du tube surcarotté. Cependant d'après nos observations sur le cube entaillé (cf. III.2.1), la rupture s'initie en fond de l'entaille lorsque la pression en fond est à son maximum. Nous avons donc retenu l'allure de la pression le long de l'entaille à cet instant puisque c'est elle qui conduit à l'initiation de la rupture de l'éprouvette. Par approximation des valeurs de pression mesurées et corrigées en température, on trouve l'allure théorique suivante :

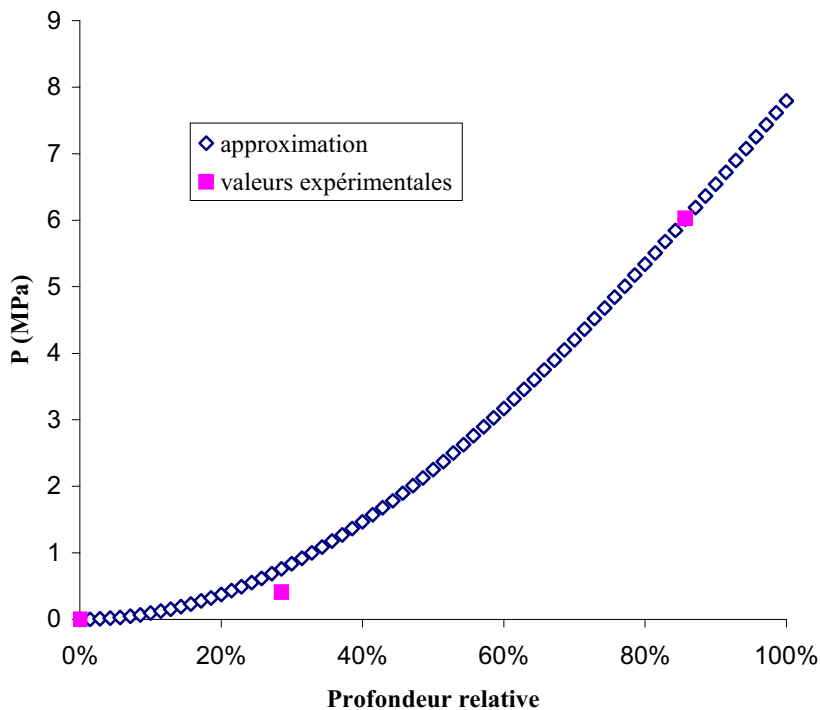


Figure 86. Allures expérimentale et théorique de la contrainte lors de la rupture au cours du premier cycle de gel-dégel dans le cube entaillé.

Tableau w. Paramètres de la contrainte maximale : cas du cube entaillé. Rappel du tube surcarotté

	a_1	a_2
	<i>MP</i>	<i>mm²</i>
<i>Cube entaillé</i>	12.8	75 ²
<i>Tube surcarotté</i>	7.5	143 ²

Le coefficient « a_1 » est une valeur plus forte mais de **même ordre de grandeur que la valeur de la pression relevée en fond d'entaille** par nos instruments de mesure. Le coefficient « a_2 » est de l'**ordre de grandeur du carré de la profondeur de l'entaille**.

Afin de pouvoir déterminer la contrainte générée par le gel dans une fissure et mieux appréhender la propagation des réseaux de fissures dans les massifs rocheux, une reproduction simplifiée du processus a été mise en place en laboratoire. Elle a permis une meilleure compréhension des données relevées in situ que les seuls concepts issus de l'étude de la microgélivation.

Un bloc de calcaire entaillé et saturé en eau a été soumis à des cycles de gel-dégel successifs reproduisant ainsi de manière simplifiée le phénomène d'avancement de fissures sous l'effet du gel dans un massif rocheux. Le suivi de la température à différentes profondeurs dans l'entaille a révélé que l'action combinée de migrations d'eau entre réseau poreux et entaille, de réactions physico-chimiques et surtout de la pression de confinement générée par le front de gel induit la poursuite du palier de changement de phase à une température non constante dans une fissure ouverte. En fait, le front de gel se propage progressivement en profondeur dans les fissures. Les relevés de la pression dans l'entaille et de l'ouverture indiquent que l'eau encore liquide en aval du front de gel est mise progressivement sous pression par le confinement induit par le développement progressif du bouchon de glace dans l'entaille. Par conséquent, l'allure de la contrainte générée par la formation de glace le long d'une fissure ouverte présente un maximum qui augmente et se déplace en profondeur avec le temps. Lors du dégel, le phénomène de regel en profondeur conjugué à la dilatation différentielle entre la glace et le calcaire génèrent une contrainte supplémentaire. Cette observation peut constituer une explication supplémentaire pour la fréquence accrue des chutes de pierres et de blocs en périodes de dégel.

Une nouvelle expérimentation avec le même calcaire a permis d'avoir une connaissance plus précise de l'allure de la contrainte le long d'une fissure au cours du gel et de son évolution. Un tube surcarotté, le surcarottage constituant l'entaille, a été instrumenté de cinq jauges de déformations. Par analyse inverse du profil de déformations orthoradiales à l'aide d'une modélisation numérique, le profil de contrainte radiale le long de l'entaille a pu être évalué. Malgré la forme différente de l'éprouvette, l'allure de la contrainte obtenue dans le cas du tube surcarotté rappelle celle dans le cas du cube entaillé. Cette étude a validé le principe de confinement par développement d'un bouchon de glace en révélant l'existence de contraintes, non seulement radiales, mais également tangentielles. Une fonction dépendant du temps depuis le début de la période de gel et de la profondeur dans l'entaille permet de décrire avec une bonne approximation les fluctuations spatio-temporelles de la contrainte générée par le gel dans une entaille :

$$\sigma(x, t) = a_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right)\right) \left(1 - \exp\left(-b_1 \frac{t}{x}\right)\right) \left(1 - \exp\left(-c_1 \frac{t^3}{x^2}\right)\right)$$

Mais en terme de risque, seule la contrainte maximale nous intéresse :

$$\sigma_{\max}(x, t) = a_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right)\right)$$

Ces expérimentations et les résultats qu'elles fournissent, constituent un premier pas dans la compréhension et la modélisation quantitative du phénomène de gel dans une fissure, indispensables pour estimer la cinétique de dégradation des falaises de calcaires. Dans le cadre de l'étude de la contrainte vis-à-vis du risque de rupture de la roche, seul le profil de contrainte maximale nous intéresse et nous ramène à une étude de stabilité et de

mécanisme de rupture en statique. Cette formulation, établie dans le cadre de notre expérimentation sur un tube surcarotté et validée par notre expérimentation sur cube entaillé, n'a d'intérêt que parce qu'elle fournit une synthèse phénoménologique des données des expériences. La signification physique des paramètres de cette loi et leurs liens avec la géométrie de l'éprouvette et la nature de la roche doivent être recherchés afin de pouvoir l'extrapoler à d'autres contextes. Ces analyses et réflexions ont donc été enrichies par les résultats d'expérimentations supplémentaires où différents facteurs ont été étudiés. Le prochain chapitre s'attache ainsi à décrire l'influence de différents paramètres sur la contrainte maximale.

- Chapitre -

IV

Facteurs influençant la génération de contrainte lors du gel dans une fissure

IV.1	Facteurs potentiels d'origines diverses, à différentes échelles	152
IV.2	Facteurs intrinsèques à la roche	154
IV.2.1	Influence du réseau poreux sur les échanges de fluide entre la roche et la fissure	154
IV.2.1.1	Mise en évidence des migrations d'eau entre réseau poreux et réseau de fissures lors du gel	154
IV.2.1.2	Le réseau poreux du calcaire régule la valeur de la contrainte en fond de fissure.	157
IV.2.2	Influence des caractéristiques thermiques de la roche sur la propagation du front de gel	169
IV.2.3	Influence de la rigidité de la roche	174
IV.3	Facteurs propres à la fissure	174
IV.3.1	Influence de la profondeur de la fissure	175
IV.3.2	Influence de l'épaisseur de la fissure	177
IV.3.3	Influence de l'interface glace/paroi de la fissure	179
IV.4	Facteurs externes	180
IV.4.1	Influence de l'intensité du gel	181
IV.4.2	Influence de la vitesse de refroidissement	182
IV.4.3	Influence de la durée du gel	183
IV.4.4	Influence de l'état de saturation initial de la fissure	184
IV.5	Modèle paramétré de contrainte générée par le gel dans une fissure	185
IV.5.1	Allure de la contrainte le long de l'entaille dans un bloc de calcaire	185
IV.5.2	Application aux massifs calcaires	189

Différentes variantes des expérimentations présentées précédemment ont été menées afin d'étudier les facteurs de génération de contraintes par le gel dans une roche calcaire fissurée. Le nombre de cycles de gel-dégel pour mener un calcaire jusqu'à la rupture par fissuration peut être assez conséquent. De surcroît, l'instrumentation mise en place pour suivre à la fois température, ouverture et surtout pression s'avère assez sensible aux conditions rigoureuses auxquelles elle est soumise lors de nos essais. Pour toutes ces raisons, les essais n'ont pu être suffisamment multipliés pour pouvoir procéder à un traitement statistique des données. Nous avons donc mis en évidence à partir des données obtenues, des tendances et évalué leur degré de fiabilité.

IV.1 Facteurs potentiels d'origines diverses, à différentes échelles

D'après les résultats des expérimentations décrites au chapitre III, le processus de gel dans une fissure d'un massif rocheux est dépendant du processus de gel dans le réseau poreux de la roche. Par conséquent, les paramètres influençant ce dernier processus doivent être pris en compte dans l'étude du processus de gel dans une fissure. Parmi ces paramètres, les plus importants ont déjà été cités dans l'étude bibliographique faite au chapitre II :

-s'agissant de la texture de la roche

- porosité,
- rayon moyen de pores,
- type de réseau poreux,
- porosité piégée,
- perméabilité du réseau poreux,
- surface spécifique,
- coefficient d'ascension capillaire,

-concernant l'environnement de la roche

- température de gel,
- vitesse de refroidissement,
- durée du gel,
- front de gel unidirectionnel ou multidirectionnel,
- état de saturation initial,
- proximité d'une source d'eau,

-relatifs à la résistance mécanique de la roche

- module d'Young,
- résistance à la traction.

Par ailleurs, nos premières expérimentations de gel dans des fissures artificielles (cf. III.2.2) nous ont donné des indications quant à d'autres paramètres propres au système fissure/gel à étudier:

- profondeur de la fissure,
- ratio épaisseur/profondeur de la fissure,
- type de contact glace/paroi rocheuse,
- ténacité de la roche,
- forme de la fissure ou tortuosité,
- position de la fissure par rapport aux parois de l'affleurement rocheux,
- perméabilité du réseau de fissures.

Pour illustrer ces relations potentielles, le schéma sur l'interaction des facteurs dans le processus de microgélivation établi au chapitre II (Figure 23) est présenté ci-dessous, repris et complété en tenant compte cette fois de la présence d'un réseau de fissures :

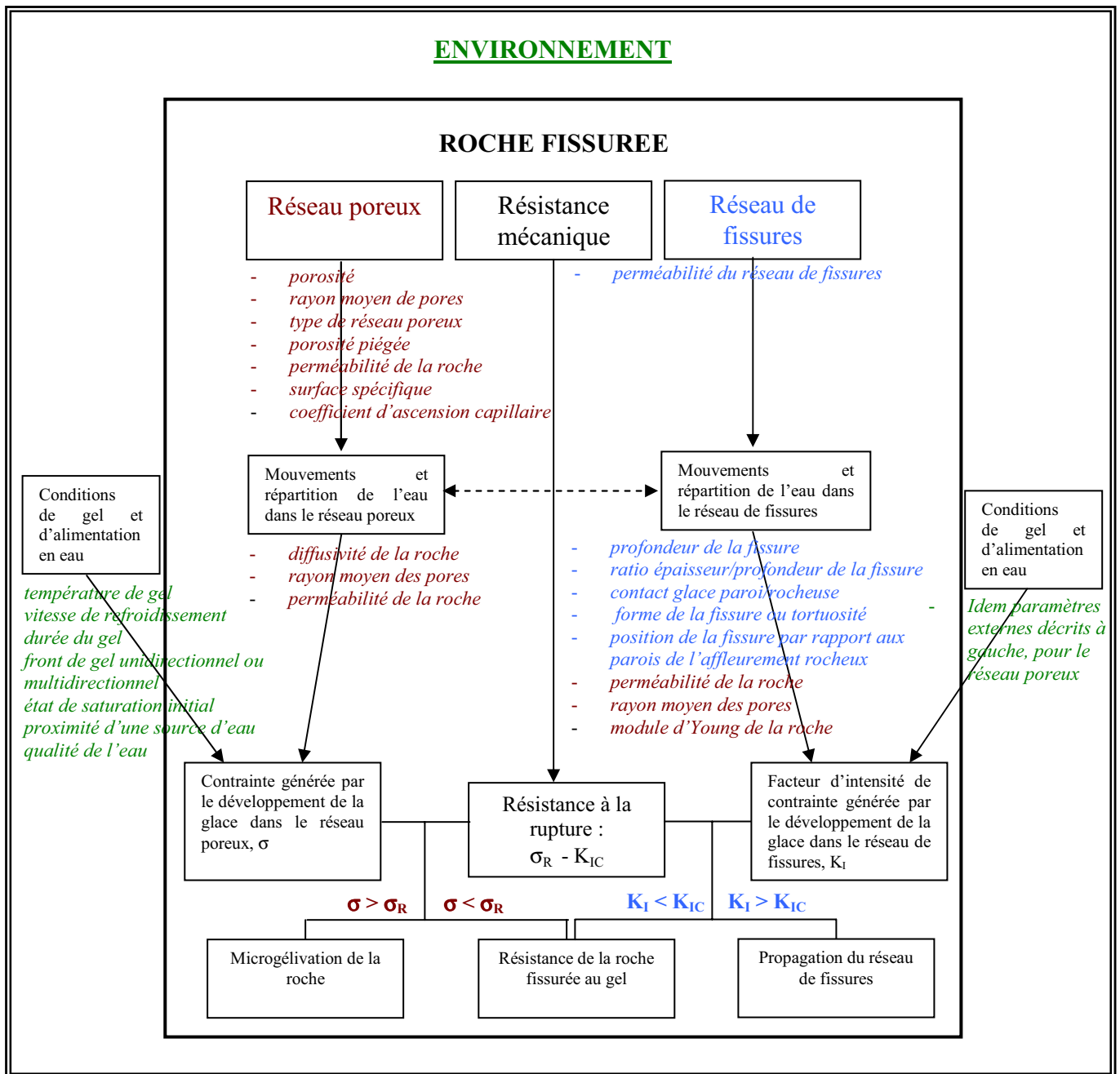


Figure 87. Les différents facteurs potentiels du processus de gel d'une roche fissurée (en italique : les différents facteurs ; \leftarrow - - - - \rightarrow : interaction entre deux phénomènes).

Les facteurs susceptibles d'influencer le gel de l'eau dans une fissure se classent selon trois catégories :

- facteurs intrinsèques à la roche (en marron sur Figure 87),
- facteurs propres à la fissure (en bleu sur Figure 87),
- facteurs externes (en vert sur Figure 87).

Nous nous sommes efforcés d'étudier non seulement la réelle influence in situ mais surtout l'importance relative d'un certain nombre de ces paramètres afin d'améliorer notre compréhension du processus de gel d'une part et notre quantification de la contrainte générée d'autre part.

IV.2 Facteurs intrinsèques à la roche

Matsuoka (2001a) notait en 2001 qu'il manquait de données expérimentales sur le contrôle de la macrogélivation par les propriétés de la roche alors que les observations de terrain de la fissuration des massifs rocheux laissaient percevoir cette influence (Andr en, 2006).

IV.2.1 Influence du réseau poreux sur les échanges de fluide entre la roche et la fissure

L'analyse des résultats de nos premières expérimentations de gel-dégel sur des éprouvettes de calcaires entaillés a mis en évidence l'importance des migrations de fluides possibles entre le réseau poreux de la roche et l'entaille. Avant que le gel ne soit effectif dans la roche et/ou l'entaille, il y a un risque de perte d'eau de l'entaille. Or, une diminution de la quantité d'eau diminuerait très certainement la valeur de la contrainte générée par le gel dans l'entaille (diminution de la colonne d'eau, volume de glace moindre par rapport au volume de l'entaille). Si le changement de phase de l'eau dans l'entaille s'opère avant celui de l'eau dans le réseau poreux, cela implique :

-soit que la glace ou l'eau encore liquide en aval du front de gel s'extrude plus ou moins, selon les caractéristiques du réseau poreux, en diminuant la pression en fond d'entaille ;

-soit au contraire que l'eau encore liquide du réseau poreux est attir e par cryosuccion vers le front de gel et contribue ainsi à l'augmentation de la contrainte dans l'entaille.

IV.2.1.1 Mise en évidence des migrations d'eau entre réseau poreux et réseau de fissures lors du gel

Nous avons étendu l'expérimentation de gel d'eau colorée dans un cylindre perforé à laquelle nous avons fait allusion au chapitre III (cf. III.2.1.1), à d'autres calcaires d j étudiés dans le cadre de l'expérimentation sur cylindre surcarotté (cf. II.3.1).



Figure 88. Cylindres de différents calcaires, perforés et remplis d'eau colorée.

Protocole expérimental

Pour chaque calcaire étudié, deux cylindres, de 50mm de hauteur et de 50mm de diamètre, ont été perforés, en leur centre sur une hauteur de 35mm, d'un cylindre centré de 12mm de diamètre. Ces éprouvettes ont été saturées à l'eau sous vide avant de remplir leur cylindre intérieur d'eau colorée (Figure 88). L'eau colorée utilisée est un mélange d'eau et de fluorescéine, substance utilisée couramment comme marqueur dans l'étude des circulations karstiques. Ce colorant est en effet fortement soluble dans l'eau et il possède un pouvoir colorant élevé. Soumis à des températures négatives, il ne présente pas d'inhomogénéité lors du gel. Cette méthode s'est cependant avérée impropre dans le cas des calcaires Tournaisiens trop sombres pour pouvoir observer la coloration à la fluorescéine.

Un des deux cylindres de chaque calcaire a été soumis à 6h de gel à -5°C tandis que l'autre cylindre, maintenu à température ambiante, a servi de témoin. L'expérimentation s'est effectuée sans fond d'eau au pied des cylindres afin de pouvoir récupérer rapidement ces derniers en fin de période de gel. Cette absence d'alimentation en eau n'a pas posé trop de problème en terme de désaturation des échantillons car il s'agissait ici de ne les soumettre qu'à une seule période de gel et le cylindre-témoin, dans la même condition d'alimentation en eau, subissait les mêmes pertes en parallèle.

Dès la sortie de l'étuve, après les 6h de gel, tous les cylindres ont été découpés en deux sur leur hauteur à la scie. Nous avons alors comparé la zone de coloration autour du cylindre intérieur entre les cylindres gelés et ceux servant de témoin à la température ambiante (Tableau x). Les surfaces des demi-cylindres gelés et non-gelés, qui ont été comparées, ont été scannées. Les images sont en annexe 2.

Tableau x. Comparaisons des migrations d'eau colorée entre entaille cylindrique et réseau poreux selon la température pour différents calcaires (cf annexe 2).

<i>Calcaire</i>	Observations des migrations d'eau sous une température négative relativement au cas à température ambiante
<i>Courville</i>	un peu moins de migrations excepté en fond d'entaille cylindrique
<i>Farges</i>	moins de migrations
<i>Larrys-Moulin d'Arlot</i> (au litage)	un peu moins de migrations excepté en fond d'entaille cylindrique
<i>Larrys-Moulin d'Arlot</i> (// au litage)	moins de migrations
<i>Pierre de Lens</i>	migrations identiques excepté en fond d'entaille
<i>Roquemaiillère</i>	moins de migrations excepté en fond d'entaille cylindrique
<i>Urgonien-Grenoble</i>	beaucoup moins de migrations excepté en fond d'entaille cylindrique
<i>Vilhonneur-banc 2</i>	moins de migrations excepté en fond d'entaille cylindrique
<i>Vilhonneur-banc 7</i>	moins de migrations
<i>Vilhonneur-banc 12</i>	moins de migrations

Altération par le gel des massifs rocheux

L'observation de zones colorées, au moins aussi importantes sur les échantillons gelés que sur les échantillons-témoins non gelés, aurait été la preuve d'un processus d'expulsion de fluides (glace, eau encore liquide, mélange des deux) lors de la formation de glace dans le cylindre central. Or, seul le calcaire de Pierre de Lens présente ce comportement. Tous les autres calcaires présentent une migration d'eau colorée moins importante à température négative qu'à température ambiante.

Pour les sols, il a été démontré que la perméabilité d'un sol partiellement gelé et celle d'un sol non saturé à la même teneur en eau liquide sont comparables (Caicedo Hormaza, 1991). D'après quelques mesures de la teneur en eau non gelée en fonction de la température et un modèle de la perméabilité proposé par Djaballah Masmoudi (1998), la même approche peut être appliquée aux calcaires. Ainsi, la perméabilité du réseau poreux diminue lors de la formation de glace. Cette évolution tend à réduire la perte d'eau de l'entaille cylindrique au profit du réseau poreux environnant. Par ailleurs, la viscosité de l'eau augmente parallèlement à la diminution de la température ralentissant ainsi toute propagation de l'eau colorée au cours de gel. Pour la plupart des calcaires, les températures négatives tendent donc à diminuer naturellement les migrations d'eau.

L'observation particulière sur la Pierre de Lens ne peut se justifier que par l'existence de migrations supplémentaires de fluide, parallèlement à la formation de glace dans l'entaille cylindrique. Elle apporte la preuve que **le gel de l'eau dans une fissure implique des pertes de fluide vers le réseau poreux**. Selon certaines caractéristiques du réseau poreux, un surplus de migrations d'eau peut donc contrecarrer le ralentissement induit par des températures négatives. En comparant les caractéristiques du réseau poreux mesurées pour chacun des calcaires testés, nous avons remarqué que **l'importance des migrations supplémentaires en période de gel est fortement corrélée à une bonne perméabilité du réseau poreux** (Tableau y). Ce paramètre rend compte à la fois de la porosité et du rayon moyen d'accès aux pores et représente, au mieux, les capacités de circulation des fluides dans le réseau poreux de la roche.

Tableau y. Caractéristiques du réseau poreux des calcaires gelés avec de l'eau colorée (MVA=masse volumique apparente, S₄₈=coefficient d'Hirschwald, R₁=rayon moyen d'accès aux pores ; l'ascension capillaire a été évaluée d'après l'abaque établi par Letavernier (1984) ; la perméabilité a été évaluée d'après la formule étudiée par Letavernier (1984) avec un coefficient fixe de la tortuosité, arbitraire mais réaliste, 2).

Calcaire	Migration supplémentaire sous températures négatives ?	MVA	Coefficient d'absorption capillaire	S ₄₈	Porosité sous vide	Porosité au Hg	R ₁	Ascension capillaire	Perméabilité
		kg/m ³	g/m ² /s ^{1/2}	%	%	%	nm	cm/min ^{1/2}	mDy
Pierre de Lens	=	2219	52	88	14	14,8	600	1,12	3,15
Vilhonneur-banc 2	--	2323	41,6	90	10,9	11,8*	250*	0,4*	0,43
Vilhonneur-banc 7	-	2354	43,9	93	10,6	11,8	250	0,4	0,41
Vilhonneur-banc 12	--	2415	41,8	91	10,1	11,8*	250*	0,4*	0,39
Farges	--	2460	15,4	93	6,8	10,6	284	0,45	0,34
Roquemaillère	--	2310	11,7	83	9,4	21,4	125	0,18	0,09
Larrys-Moulin d'Arlot	-/-	2506	9	89	6,7	7,5	112	0,16	0,05
Courville	-	2297	7,9	80	13,2	14,2	69	0,09	0,04
Urgonien-Grenoble	---	2702		?	0,6	2,3	61	0,07	0,00

*valeurs mesurées sur le Vilhonneur-banc 7.

Par ailleurs, au cours de cette expérimentation, nous avons observé sur la quasi-totalité des cylindres une **extrusion sommitale** de la colonne d'eau gelée à l'intérieur de l'entaille cylindrique (Figure 89). La quantification approximative de cette extrusion a indiqué qu'elle était **au moins égale à l'expansion linéaire de la glace mais qu'elle restait toujours**

inférieure à l'expansion volumique de la glace. Ce positionnement de la quantité d'extrusion justifie notre mesure d'une pression générée dans une entaille, non-négligeable (quelques MPa, cf. III.2.1.2) mais largement inférieure à la pression générée en système fermé (quelques centaines de MPa, cf. II.2.2.2).

Au cours de la propagation du front de gel dans l'entaille, plus les migrations d'eau encore liquide vers le réseau poreux sont facilitées, plus la pression générée par le gel en fond d'entaille risque d'être faible. Par conséquent, des mesures de pression en fond d'entaille dans des calcaires de réseau poreux différent s'imposaient pour compléter cette analyse.



Figure 89. Cylindre avec extrusion de « glace colorée » (cas du Vilhonneur-banc 2).

IV.2.1.2 Le réseau poreux du calcaire régule la valeur de la contrainte en fond de fissure.

Nous avons soumis à la même expérimentation que celle présentée au paragraphe III.1, deux calcaires supplémentaires, oolithiques, comme le Larrys perlé de la carrière du Moulin d'Arlot mais de structure poreuse différente : Pierre de Lens et Chamesson (Tableau z). En comparaison au Larrys, le calcaire de Pierre de Lens est un peu plus poreux avec un fort rayon moyen d'accès aux pores et le calcaire de Chamesson est beaucoup plus poreux avec un rayon moyen d'accès aux pores intermédiaire entre les deux autres.

Tableau z. Caractéristiques du réseau poreux des calcaires testés dans l'expérimentation sur cube entaillé.

Calcaire	MVR	MVA	Coefficient d'absorption capillaire	S ₄₈	Porosité sous vide	Porosité au Hg	R1	Ascension capillaire	Perméabilité
	kg/m ³	kg/m ³	g/m ² /s ^{1/2}	%	%	%	nm	cm/min ^{1/2}	mDy
Chamesson	?	2205	66	77	17.5	17.5	284	~0	0.88
Larrys-Moulin d'Arlot 2ème prélèvement	2680	2460	3	88	4.3	5.4	75	0.1	0.015
Pierre de Lens	2700	2219	52	87.8	14	14.8	600	1.12	3.15

?: valeur non mesurée.

Les trois calcaires testés étant quasi-purs en calcite, leurs caractéristiques thermiques (conductivité thermique, capacité calorifique, coefficient de diffusivité thermique) ne varient que par la valeur de la porosité et l'état de saturation. Or, la porosité varie suffisamment peu

entre les trois calcaires (de 5% à 17.5%) pour que les caractéristiques thermiques restent du même ordre de grandeur (Tableau aa). La géométrie pour les trois cubes entaillés est la même et les conditions de gel sont identiques. Par conséquent **les variations des mesures de pression lors du gel entre ces trois calcaires ne peuvent donc être que le fruit de l'action de la microstructure des roches et de leur réseau poreux.**

Tableau aa. Caractéristiques thermiques des calcaires testés dans l'expérimentation sur cube entaillé.

Calcaire	Conductivité thermique	Capacité calorifique	Coefficient de diffusivité
	$W/cm/°C$	$J/cm^3/°C$	cm^2/s
Chamesson	0.030	0.0113	2.65
Larrys-Moulin d'Arlot 2ème prélèvement	0.036	0.0147	2.45
Pierre de Lens	0.031	0.0119	2.60

Les résultats pour chacun des calcaires sont donnés en annexe 3 : variations de la température et de la pression en différents points de l'entaille et évolution de l'ouverture de l'entaille au cours d'un cycle de gel-dégel. Un cycle seulement a été nécessaire pour qu'une rupture s'initie en fond d'entaille du cube de Chamesson alors que le cube de Pierre de Lens n'a commencé à s'altérer qu'au bout de 5 cycles (Figure 90).

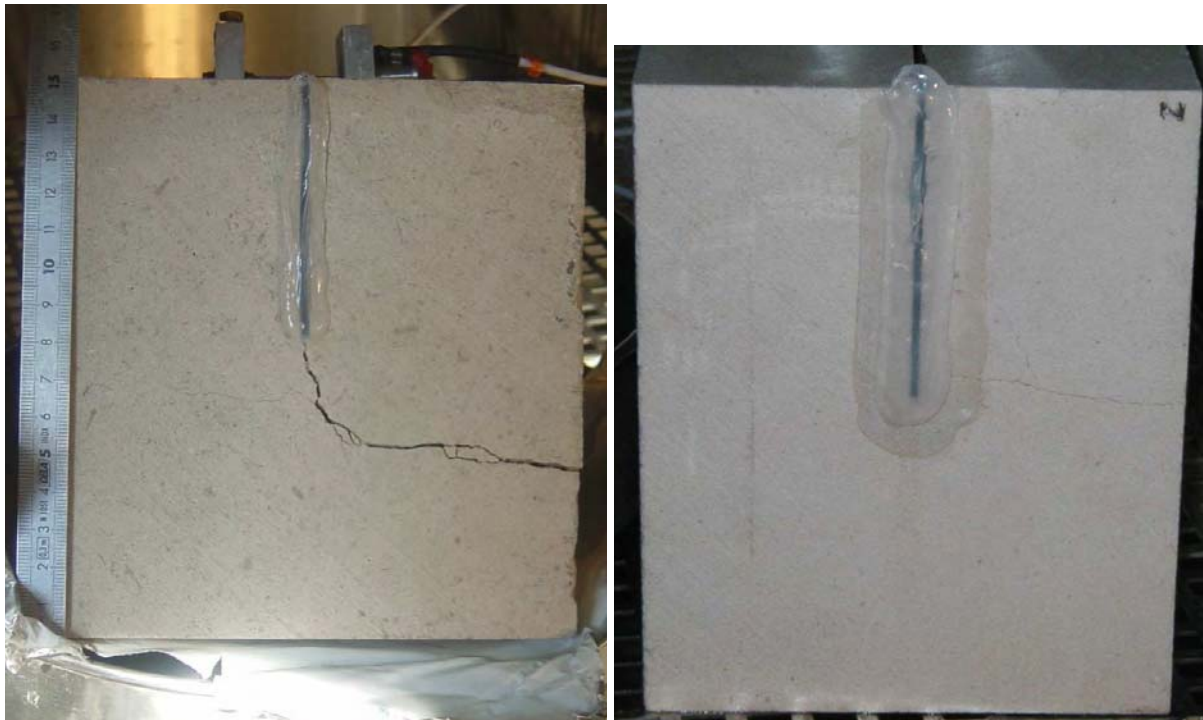


Figure 90. Cubes fissurés de Chamesson (à gauche) et de Pierre de Lens (à droite).

On peut noter que la valeur et l'allure de la contrainte le long de l'entaille varient selon le cube de calcaire (Tableau bb). Alors que pour le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot nous avons remarqué une forte augmentation du maximum de pression avec la profondeur, ce phénomène est beaucoup moins marqué dans le cas du Chamesson. Pour la Pierre de Lens, on observe même une très légère diminution à partir du milieu de l'entaille (à peine significative à la précision de nos résultats). Par ailleurs, la contrainte développée dans l'entaille par le gel est plus élevée dans le cas du Larrys que dans les cas du Chamesson et de la Pierre de Lens.

Tableau bb. Valeur maximale de la contrainte mesurée en différentes profondeurs dans les cubes entaillés de calcaires gelés (moyenne des valeurs des cycles avant initiation de la rupture en MPa).

Profondeur (mm)	Chamesson	Larrys <i>Moulin d'Arlot</i>	Pierre de Lens
10	0.2	-	0.04
20	-	1.13	-
35	1.75	-	0.26
60	1.85	5.86	0.24

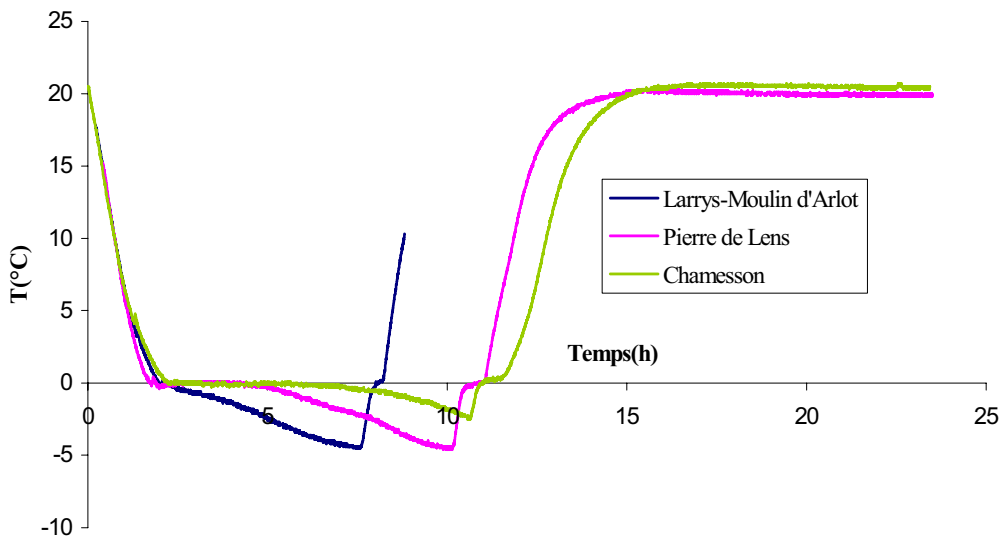


Figure 91. Variation de la température en fond de l'entaille de chacun des trois cubes calcaires : Chamesson, Larrys, Pierre de Lens.

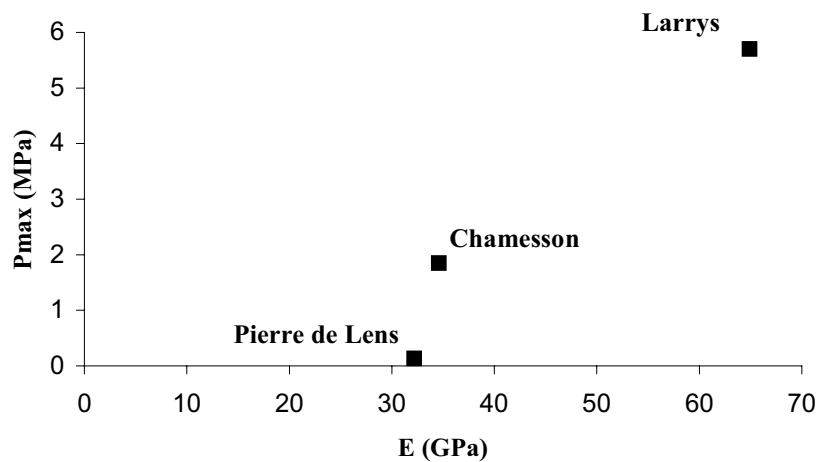


Figure 92. Comparaison entre contrainte maximale en fond d'entaille et module de la roche.

La comparaison de la variation de température en fond d'entaille entre les différents calcaires confirme que leurs caractéristiques thermiques sont proches tant qu'on reste suffisamment éloigné du changement de phase. Les gradients de température que ce soit avant ou après le changement de phase sont quasi-similaires pour les trois calcaires (Figure 91). Par conséquent, les différences observées dans la génération de contrainte ne peuvent se justifier ici par le comportement thermique des cubes.

Si on compare, par exemple, la contrainte maximale obtenue en fond d'entaille au module du calcaire, on remarque certes que la première est une fonction croissante du deuxième, en accord avec le comportement élastique de la roche mais la faible différence de module entre Chamesson et Pierre de Lens ne suffit pas à expliquer la forte différence de contrainte (Figure 92).

Par conséquent la géométrie et les conditions environnementales étant les mêmes pour les trois calcaires, **seule la microstructure peut justifier de telles différences observées au cours de cette expérimentation dans la modulation de la contrainte générée par le gel dans l'entaille.**

Nous avons observé que **la durée du palier de température à environ 0°C, mesurée en fond d'entaille, est proportionnelle à la porosité du calcaire** (Figure 93). La durée d'un palier de gel en système ouvert est en effet fonction de la quantité d'eau liquide à geler. Thomachot (2002) avait effectué une remarque similaire en observant que la durée du palier de gel dans un grès était une fonction croissante de son degré de saturation en eau initial. Comme souligné avec le Larrys au paragraphe III.2.1.1, quel que soit le calcaire, une partie au moins de l'eau des cubes testés, contenue dans les plus gros pores et dans l'entaille, gèle quasiment sans surfusion à la température classique de changement de phase de l'eau liquide, 0°C. Or, plus le calcaire est poreux, plus la quantité d'eau concernée est importante d'où cette observation de l'échelonnement de durée de palier pour les trois calcaires de porosité différente. La forte corrélation entre une caractéristique propre de la roche et la température de l'eau dans l'entaille confirme l'hypothèse déjà avancée au chapitre III (à partir du modèle thermique du cube de calcaire établi sous CESAR-LCPC où la présence de l'entaille perturbe peu la propagation de la température) : **la température dans l'entaille est imposée par celle de la roche.**

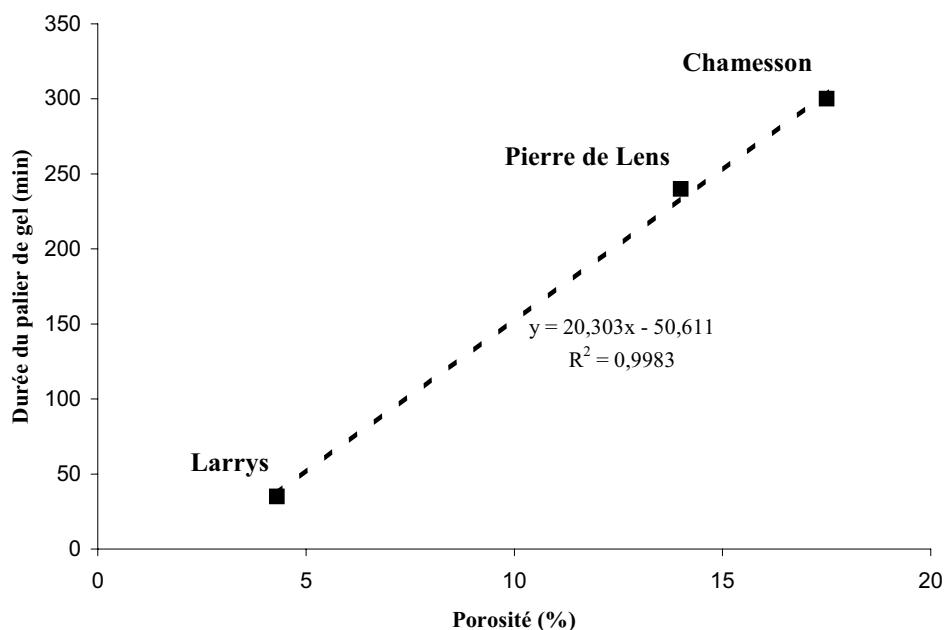


Figure 93. Linéarité entre porosité du calcaire et durée du palier de gel à 0°C en fond d'entaille.

Ainsi, par analyse de la température relevée en différents points de l'entaille, on peut en déduire les étapes successives du gel de l'eau dans la roche. Les évolutions en parallèle de l'ouverture de l'entaille et de la contrainte permettent comparativement de mieux comprendre le processus de gel dans l'entaille et le rôle du réseau poreux de la roche. Lors du palier de température à 0°C, l'eau liquide commence à geler à la fois dans les gros pores des éprouvettes situées au niveau de l'isotherme correspondant et dans la partie haute de l'entaille en contact avec la pression atmosphérique. Un mélange eau /glace se forme qui s'enrichit progressivement en cristaux de glace. Le gel ne peut se dérouler strictement en même temps entre l'entaille et le réseau poreux de la roche car la pression comme l'écartement n'augmente qu'après la fin du palier de gel. Deux situations peuvent en fait être rencontrées :

- **soit le calcaire est peu poreux et/ou de rayon moyen de pores faible** (cas du Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot). Le palier de gel à 0°C est alors bref si bien que l'eau de la partie de l'entaille à la même température n'a pas le temps de passer à l'état solide. Comme la température est imposée par la roche, elle diminue tandis que le changement de phase continue dans l'entaille. La combinaison de la perméabilité, naturellement faible du calcaire (faible porosité et/ou faible rayon moyen de pores), et des plus gros pores du réseau obturés par la glace tout juste formée tend à empêcher toute extrusion vers le réseau poreux de la roche lors de l'augmentation de volume due à la solidification de l'eau dans l'entaille. L'extrusion ne peut donc quasiment que s'effectuer verticalement. Or, plus le processus se répète en profondeur, plus cette extrusion est difficile et la contrainte générée augmente. Il peut également s'ajouter un phénomène de cryosuccion des pores de rayon plus petit contenant encore de l'eau liquide vers l'entaille. Dans le cas de ce type de calcaire, une partie de l'eau contenue dans la microporosité ne gèle pas à 0°C et constitue un réservoir pour la glace se développant dans l'entaille. En effet, le palier de température, à la précision de nos thermocouples et quels que soient la profondeur et le calcaire considérés, s'effectue à une température entre -0.5°C et 0°C. Or, si on regarde la répartition des rayons moyens d'accès de pores de chacun des trois calcaires testés, on note que, d'après les relations rayon moyen de pores/ température de congélation (cf. II.2.2 : soit en considérant le modèle de pore cylindrique, soit en assimilant pour les besoins des formules, le rayon d'accès au rayon du pore : Figure 94), seul le Larrys conserve à cette température une quantité d'eau encore non négligeable dans son réseau poreux. Cette remarque est d'autant plus valable que la méthode de la porosimétrie au mercure a tendance à sous-estimer les classes de pores les plus gros et à surestimer les volumes des pores les plus fins de part l'effet « bouteille d'encre » (Daian et al, 2004 ; Kate et al, 2006). Mais la perméabilité de la roche étant d'autant plus faible que les pores sont remplis de glace, le déplacement de l'eau liquide ne peut se faire que par le film d'eau toujours existant à l'interface entre la glace et le squelette rocheux (Coussy et al, 2005). Cette condition limite l'importance de l'action, en terme de contrainte, de la cryosuccion comparativement aux dimensions de l'entaille et donc à la quantité d'eau qu'elle contient. Prick (1999) en observant les migrations d'eau au cours du gel a remarqué que celles-ci étaient faibles dans le cas d'un Larrys. Globalement **ce type de calcaire se comporte comme un matériau non poreux** (cf. modèle des contraintes photo-élastiques du cube entaillé de plexiglas, Davidson et al, 1985) **et laisse supposer la quasi-absence de mouvements d'eau.**

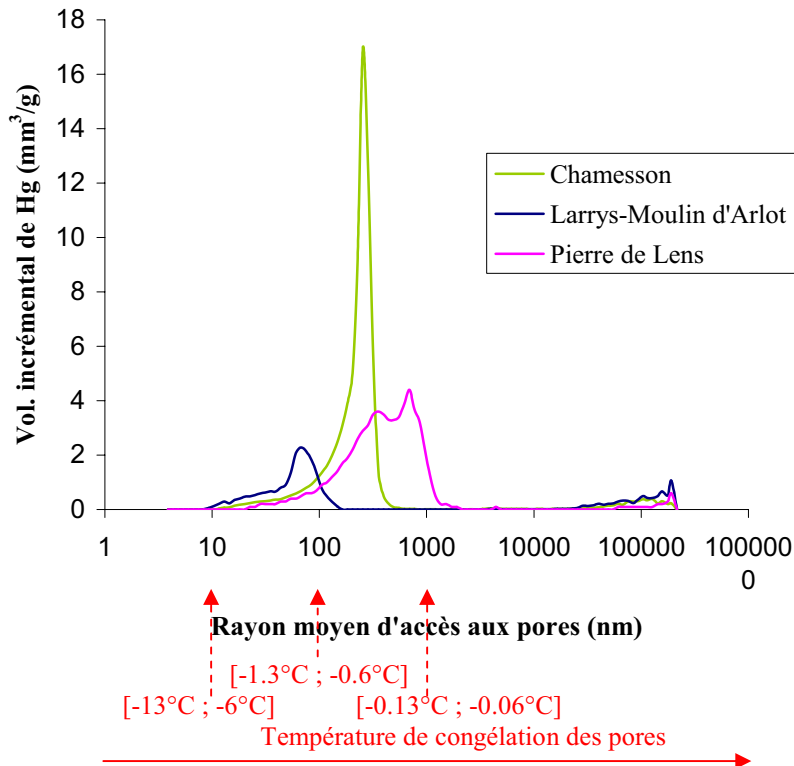


Figure 94. Répartition en volume spécifique des pores des trois calcaires testés et température de congélation correspondante.

- **soit le calcaire est poreux et/ou de fort rayon moyen de pores** (respectivement cas du Chamesson et du Pierre de Lens). Le palier de gel à 0°C est alors long si bien que le mélange d'eau et de glace qui se forme dans l'entaille, a le temps de s'extruder dans le réseau poreux de la roche. On a parfois observé, pour Chamesson et surtout pour Pierre de Lens, la formation d'une couche de glace sur la paroi extérieure des cubes (Figure 95). Ce phénomène avait déjà été décrit dans la littérature. Chen et al (2000) avaient ainsi noté que les extrémités d'échantillons de tuf soumis au gel voyaient leur taux de saturation en eau augmenté. Tourenq (1963) a observé la formation de fibres de glace accolées et perpendiculaires aux parois de la roche. Lautridou et al (1978) ont mis en évidence une aspiration d'eau à la base de blocs de calcaire (placés dans un fond d'eau) au cours du gel. Cette redistribution de l'eau est facilitée par une forte perméabilité liée aux importants rayon moyen de pore et porosité. Lorsque toute l'eau de la zone à 0°C, contenue dans les gros pores, est gelée, la température de la roche peut diminuer et la présence de glace dans ces pores limite toute extrusion supplémentaire de fluide de l'entaille. En effet, des mesures de perméabilité effectuées par Djaballah Masmoudi (1998) au cours du gel ont indiqué une division par 10 de la perméabilité dès - 2°C /-3°C pour le calcaire de Pierre de Lens. **La quantité d'eau dans l'entaille ayant diminué et le gel dans l'entaille se poursuivant alors que la température imposée par la roche décroît, l'augmentation de volume génère certes une pression mais moindre par rapport à une roche moins poreuse et moins perméable.**



Figure 95. Formation d'une couche de glace, au cours du gel, sur les parois extérieures du cube de Pierre de Lens.



Figure 96. Glace formée de manière inhomogène dans l'entaille du cube de Pierre de Lens.

Cette théorie sur le mécanisme de gel dans une entaille en parallèle au palier à 0°C (du au gel de l'eau dans le réseau poreux) est étayée par les résultats précédemment décrits sur le gel d'eau colorée dans des cylindres perforés : *la Pierre de Lens indiquait des migrations plus importantes de l'entaille vers le réseau poreux lors du gel par rapport à celles observées pour Larrys de la carrière du Moulin d'Arlet.*

Cette observation est en accord avec la nécessité, lors des périodes expérimentales de gel subies par *le cube entaillé de Pierre de Lens, d'ajouter plusieurs millilitres d'eau afin de maintenir le niveau d'eau dans l'entaille avant que la glace ne se forme.*

Par ailleurs en fin de période de gel, la *glace* formée dans cette entaille était assez *inhomogène* (Figure 96).

Enfin, la mesure de *la vitesse de propagation du son* au travers des cubes de Chamesson et de Pierre de Lens en fin d'expérimentation comme cela a été fait pour le cube de Larrys (cf. III.2.1.4) (Figure 97), indique une *altération plus marquée de la roche* (à proximité de l'entaille et tout particulièrement vers le fond) *pour les calcaires de Pierre de Lens et de Chamesson que pour le Larrys* de la carrière du Moulin d'Arlet. Si dans le cas du Chamesson, l'altération mesurée à proximité du fond d'entaille est du même ordre que celle mesurée en pied de cube, où le gel s'effectue de manière sévère dans le fond d'eau, elle est, dans le cas de la Pierre de Lens, plus importante qu'en pied de cube. Ainsi cela va dans le même sens que notre théorie basée sur de fortes migrations d'eau de l'entaille vers le réseau poreux lors de la formation de glace dans l'entaille.

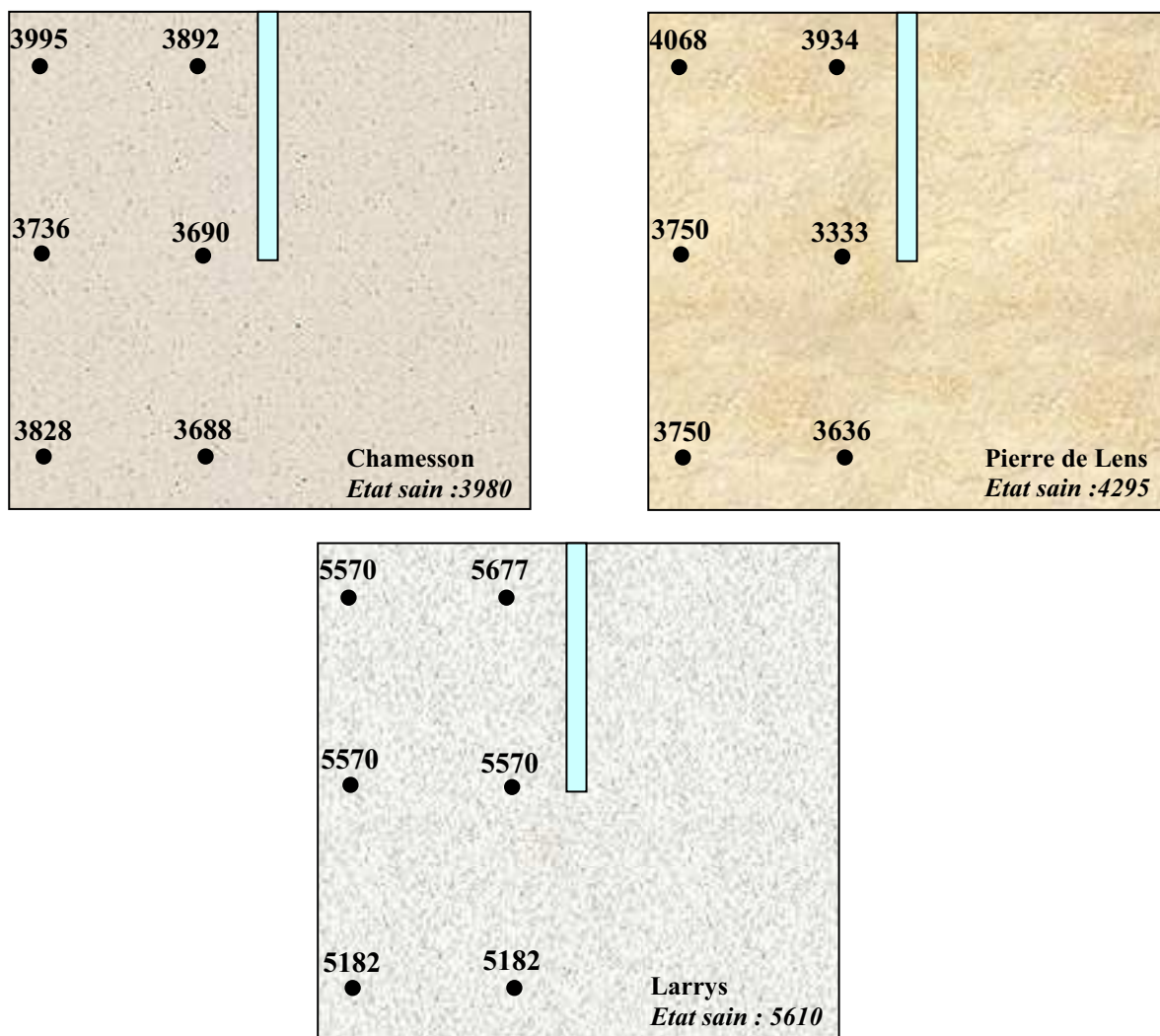


Figure 97. Mesures de la vitesse de propagation du son en différents points des cubes à l'état sec, après les cycles de gel-dégel ayant conduit à la rupture (valeurs en m/s).

Puis, après le palier à 0°C, dès que la contrainte augmente en haut de l'entaille, elle augmente également en fond d'entaille. En effet la formation d'une couche de glace en haut de l'entaille induit le confinement de l'eau sous-jacente, encore liquide. La valeur de la pression varie alors de la même manière en aval du front de gel, et ce quel que soit le point de mesure dans le cas du Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot. Au contraire la valeur de la contrainte en profondeur, bien que non nulle, reste faible dans le cas des calcaires de Chamesson et de Pierre de Lens tant que le front de gel demeure éloigné : la pression n'est pas hydrostatique dans l'eau en aval du front. Seules des pertes d'eau s'opérant par les parois de l'entaille encore non gelées peuvent justifier un tel comportement. **Avant l'arrivée du front de gel, la variation de pression le long de l'entaille est d'autant plus faible et la valeur d'autant plus élevée que le calcaire est peu poreux et de rayon moyen faible** tel le Larrys. Une fois de plus le comportement du Larrys est identique à celui du plexiglas, matériau non poreux (comparativement à une roche) étudié par Davidson et al (1985).

Le front de gel se propage d'autant plus rapidement dans la roche que le palier de gel ne dure pas trop longtemps : le changement de phase de l'eau contenue dans la roche constitue en effet une barrière énergétique (proportionnelle à la quantité de matière concernée) pour la propagation de la température (Tharp, 1987). Ainsi le palier à 0°C se déclenche, en fond d'entaille 10 min après le haut de l'entaille dans le cas du Larrys alors que, pour Chamesson et Pierre de Lens, calcaires plus poreux, il faut compter une demi-heure. Par conséquent, **en**

situation naturelle, la contrainte générée par le gel ira plus en profondeur dans une roche peu poreuse.

Enfin on peut se demander s'il faut réellement négliger l'action du dégel car les capteurs de pression enregistrent également un **pic de contrainte au moment du dégel plus ou moins marqué selon le calcaire**. Ce pic est inexistant pour Chamesson mais, pour cette roche, la rupture s'initie dès le premier cycle et le dégel n'intervient que lorsque l'entaille s'est déjà propagée en une fissure visible. Pour la Pierre de Lens comme pour le Larrys, le pic de contrainte au dégel est quasiment aussi important que celui lors de la période de gel. Certes, comme déjà avancé dans l'étude du cube de Larrys (cf. III.2.1.2), il y a l'effet de dilatation différentielle. En effet, le coefficient de dilatation thermique de la glace est quinze fois plus important que celui d'un calcaire. Lors du dégel, lorsque la température augmente, la dilatation importante de la glace dans l'entaille avant son changement de phase peut contribuer à la génération d'une contrainte. Mais, dans le cas du cube entaillé de Pierre de Lens, il s'agirait plutôt d'un phénomène similaire à celui observé sur le terrain lors du dégel saisonnier (cf. II.2.3.4). En effet le front de dégel se propage comme le front de gel. L'eau redevenue liquide dans les zones parallèles aux faces extérieures du cube, s'écoule en profondeur et en particulier dans l'entaille. Etant donné qu'en profondeur la température est encore basse, l'eau se solidifie et contribue au développement d'une contrainte supplémentaire lors du dégel. Le pic de dégel est d'autant plus important que la quantité d'eau est importante, ce qui justifie l'observation faite avec le cube de Pierre de Lens, poreux et de rayon moyen de pore élevé. Cependant, dans tous les cas de calcaires étudiés ici, la contrainte lors du dégel est tout au plus aussi importante que celle générée en période de gel et intervient a posteriori de cette dernière. Elle ne constitue donc pas une source d'initiation de rupture. **Seule la période de gel nous intéresse dans notre étude en terme de gestion de risque.**

Par conséquent, on peut noter toute l'importance de deux facteurs caractérisant le réseau poreux d'un calcaire dans la contrainte maximale générée par le gel en fond de fissure : **le rayon moyen des pores et la porosité**. La porosité joue sur la durée du palier à 0°C qui, suffisamment longue, permet la désaturation de la fissure. Le taux de désaturation est également lié au rayon moyen de pores. Ainsi, le Chamesson, qui a une plus forte porosité que la Pierre de Lens, présente certes un palier à 0°C plus long (respectivement ~5h et ~4h) mais sa perméabilité est plus faible du fait d'un rayon moyen deux à trois fois plus faible que celui de Pierre de Lens. D'après la formule établie par Letavernier (1984) (cf. III.1.2) pour les calcaires, la perméabilité est proportionnelle non seulement à la porosité mais surtout au carré du rayon moyen d'accès aux pores. Ainsi dans le cas du Chamesson, les pertes d'eau par l'entaille sont limitées pendant le long palier par sa perméabilité moyenne par rapport au cube de Pierre de Lens : la pression générée par la progression du front de gel dans l'entaille en est alors plus importante. Or, si on compare la valeur des contraintes maximales atteintes en fond d'entaille des trois calcaires à leur porosité et à leur rayon moyen d'accès aux pores, on peut noter, que dans le cadre stricte de cette géométrie et de ces conditions d'essais, **la contrainte maximale est une fonction linéairement décroissante du logarithme du rayon moyen d'accès aux pores** (Figure 98). La même remarque peut être faite pour la perméabilité (Figure 99) mais cette affirmation se base seulement sur des approximations de la perméabilité et non sur des valeurs mesurées. Ce dernier paramètre est en général beaucoup moins accessible que le rayon moyen d'accès aux pores.

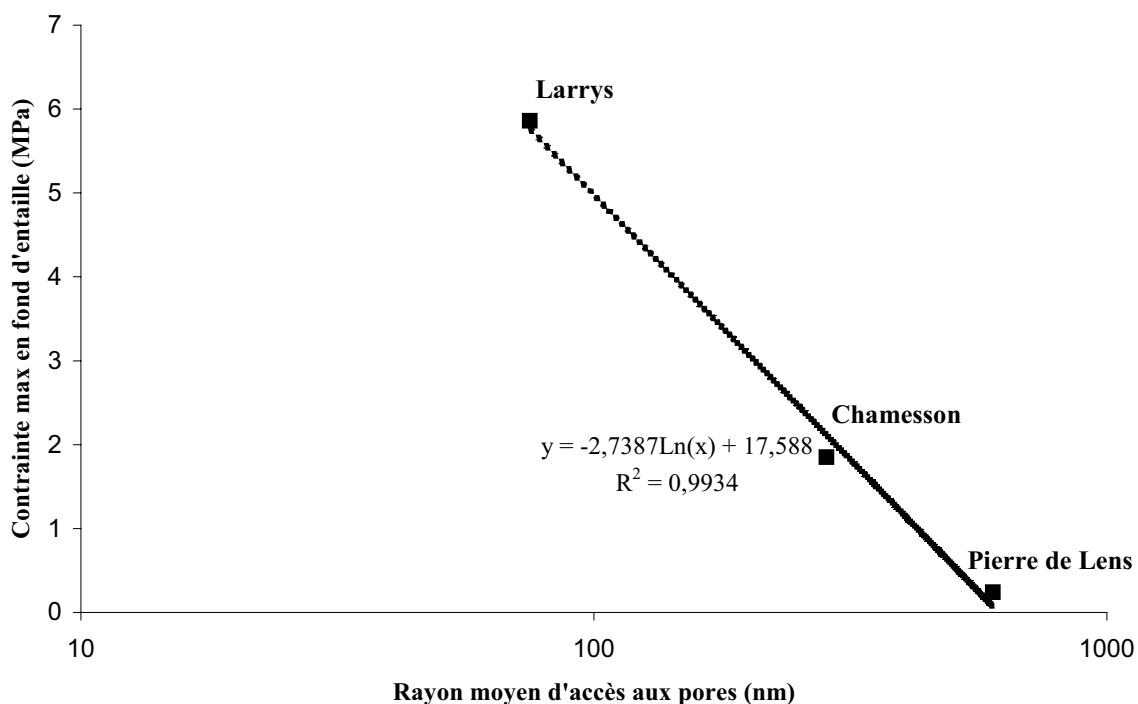


Figure 98. Corrélation entre contrainte maximale en fond d'entaille et rayon moyen d'accès aux pores.

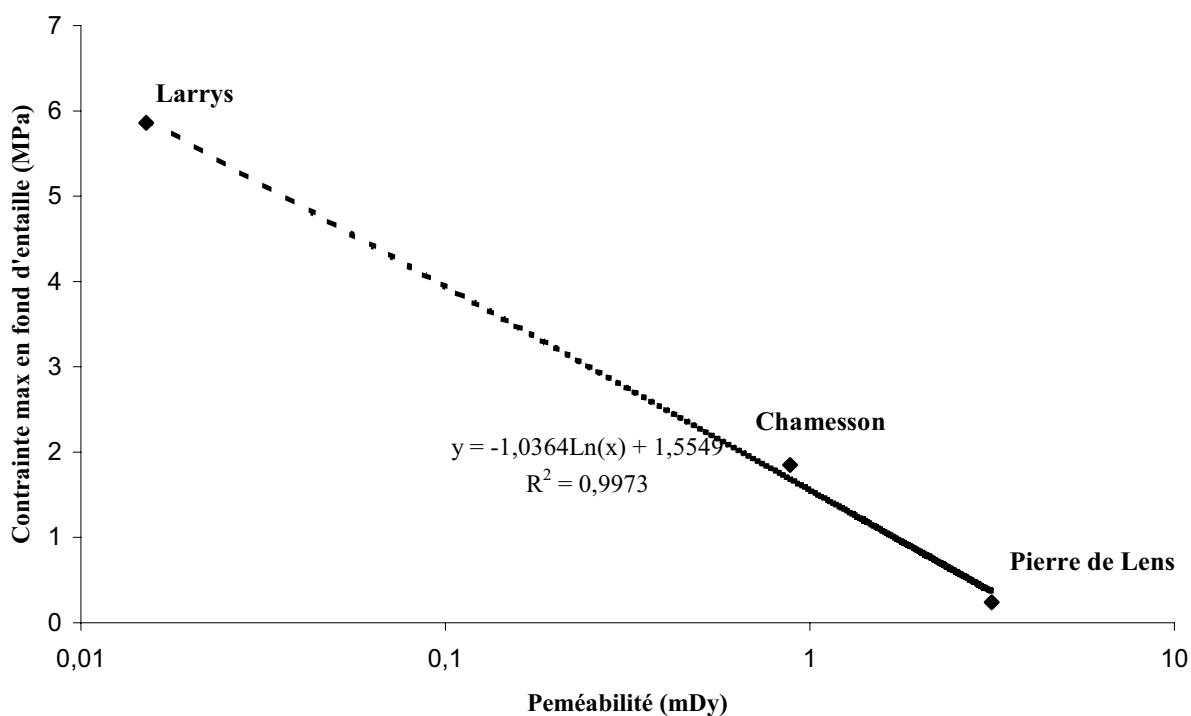


Figure 99. Corrélation entre contrainte maximale en fond d'entaille et perméabilité du calcaire.

En terme de mécanique de la rupture, ce n'est pas seulement la contrainte maximale en fond d'entaille qu'il faut considérer mais l'allure critique de la contrainte tout le long de l'entaille qui conduit à sa propagation en une fissure.

Or, si on compare l'évolution de l'allure de la contrainte le long de l'entaille entre les trois cubes, on note que, si pour le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlet, la contrainte varie comme une onde dont le maximum se propage en profondeur, le maximum est atteint à environ à la moitié de la profondeur de l'entaille pour le cube de Pierre de Lens et un peu plus de la moitié pour le cube de Chamesson (Figure 100). En fait, **lorsque le front de glace se propage en profondeur dans l'entaille, le confinement à l'origine de la contrainte générée est régulé par la possibilité d'extrusion verticale de la glace formée et l'extrusion latérale de l'eau en aval encore liquide**. Or, avec la profondeur, la capacité d'extrusion verticale diminue tandis que l'extrusion latérale tend à augmenter sous l'action de la pression croissante de confinement. Cette augmentation est limitée par la perméabilité du réseau poreux environnant. Par conséquent, plus une roche est perméable, plus l'équilibre entre diminution de l'extrusion verticale et augmentation latérale sera atteint à une faible profondeur. **Le maximum de l'onde de contrainte qui se propage en profondeur dans l'entaille à la suite du front de gel, atteint une valeur-limite à une profondeur d'autant plus faible que la roche est perméable.**

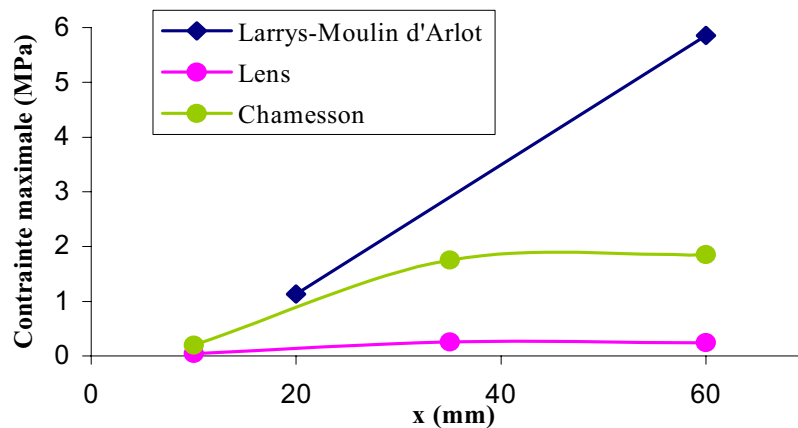


Figure 100. Allure de la contrainte maximale en fonction de la profondeur de mesure pour les trois calcaires.

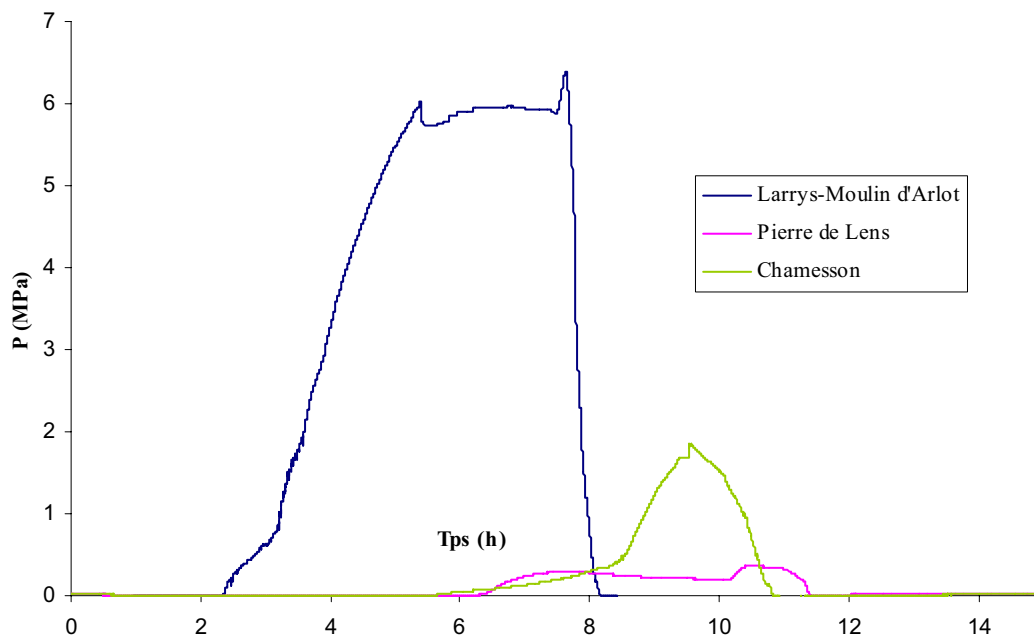


Figure 101. Allure de la contrainte en fond d'entaille pour les trois calcaires testés.

Par ailleurs, quel que soit le calcaire, après le passage du front de gel en un point de l'entaille, lorsque le maximum de contrainte a été atteint, la contrainte amorce une décroissance en ce point du fait, très certainement, de l'ouverture croissante de l'entaille par développement du bouchon de glace en profondeur (cf. III.2.1.2 & Figure 57). Dans le cas particulier du fond de l'entaille, après le passage du front de gel, on a déjà vu que, dans le cas du cube de **Larrys**, dès le premier cycle, il y a une initiation de la rupture et qu'il s'établit alors un équilibre entre le relâchement de la contrainte lors de la progression de l'entaille en fissure et la contrainte supplémentaire due à la progression du front de gel dans cette fissure. Dans le cas du cube de **Chamesson** (Figure 101), il y a également initiation de la rupture dès le premier cycle mais la propagation de l'entaille prend tout de suite le pas sur la progression du front de gel plus lente que dans le cas du Larrys. L'ouverture de l'entaille suit ce relâchement de contrainte et diminue assez rapidement dès la rupture. Dans le cas de la **Pierre de Lens** (Figure 101), lors des cycles avant rupture, la pression maximale atteinte en fond d'entaille est trop faible pour initier une fissure dans le prolongement de l'entaille. Après le passage du front de gel en fond de l'entaille, on observe une décroissance de la contrainte analogue à une relaxation alors que l'ouverture de l'entaille se maintient. La plasticité de la glace croît avec la température et la contrainte subie si bien que, si la température de gel n'est pas trop basse et si le processus de gel génère une pression sur la glace dans l'entaille, l'écoulement de la glace dans le réseau poreux, alors favorisé, contribue au relâchement des contraintes (Tharp, 1987 ; Remy, 1993). Akyurt et al (2002) parlent d'une tendance au fluage de la glace sous l'action de la pression. En particulier, en fond d'entaille, lorsque plus aucun cristal de glace supplémentaire ne se forme, la glace peut se déformer pour adopter la forme génératrice du minimum de contrainte. Des processus physico-chimiques peuvent intervenir également et altérer la roche en fond d'entaille sans que l'ouverture globale de cette dernière ne soit affectée.

Devant cette évolution très différenciée de la contrainte le long de l'entaille selon le calcaire considéré, il se pose le problème du choix de l'allure de la contrainte à utiliser dans un modèle de rupture. Afin de pouvoir comparer les résultats à ceux déjà établis au chapitre III avec le modèle de contrainte calé sur l'expérimentation sur tube surcarotté, nous avons choisi de déterminer les paramètres de ce modèle sur les allures de contraintes lorsque la contrainte est à son maximum en fond d'entaille. En effet pour deux des calcaires au moins, le Chamesson et le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot, cela correspond au profil à la rupture.

Quel que soit le calcaire, la répartition des valeurs expérimentales de la contrainte le long de l'entaille correspond assez bien à la fonction établie lors de l'expérimentation sur tube surcarotté (Figure 102). On confirme par ailleurs les remarques déjà faites au chapitre III (cf. III.3.6) sur les coefficients à paramétrer de la fonction (Tableau cc): **le facteur « a_1 » est de l'ordre de grandeur de la contrainte maximale atteinte dans l'entaille et le facteur « a_2 » dépend plus exactement de la profondeur à laquelle cette contrainte maximale est atteinte.**

Tableau cc. Paramètres de la contrainte maximale : cas du cube entaillé et rappel du tube surcarotté (a_1 en MPa ; a_2 en mm^2).

<i>Expérimentation</i>	Calcaire	a_1	a_2
		MPa	mm^2
<i>Cube entaillé</i>	Chamesson	2.04	38 ²
	Larrys-Moulin d'Arlot	12.8	75 ²
	Pierre de Lens	0.33	25 ²
<i>Tube surcarotté</i>	Larrys-Moulin d'Arlot	7.5	143 ²

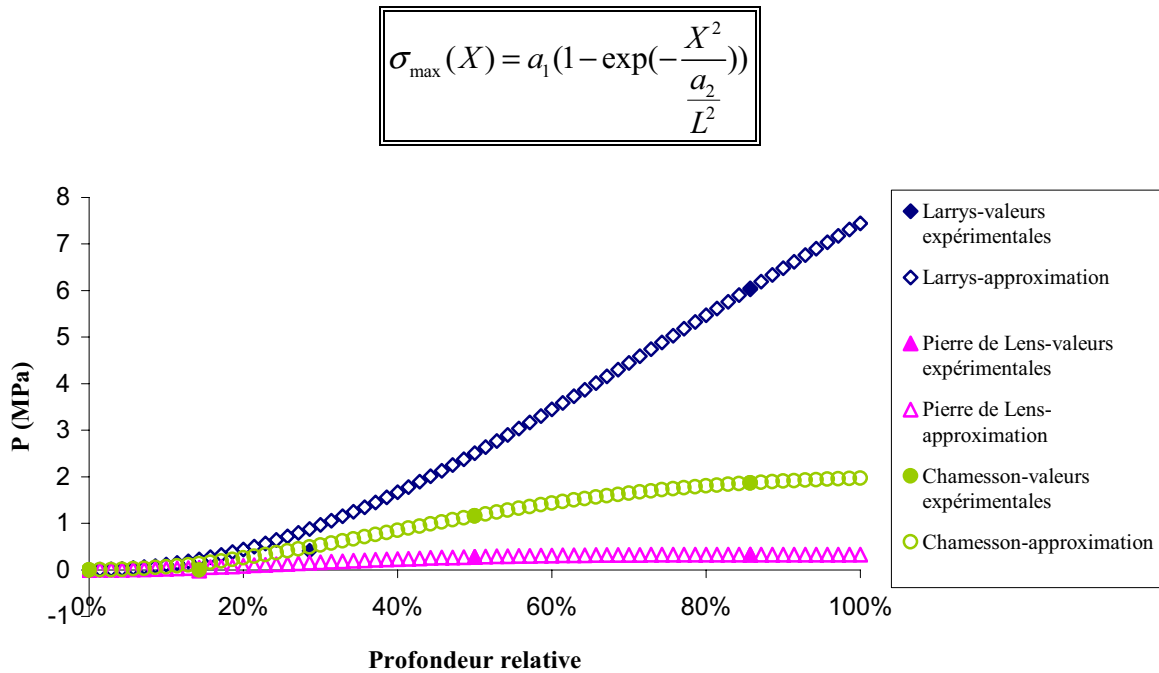


Figure 102. Allures expérimentale et théorique de la contrainte lorsqu'elle atteint son maximum en fond d'entaille, pour les trois calcaires testés.

IV.2.2 Influence des caractéristiques thermiques de la roche sur la propagation du front de gel

Les caractéristiques thermiques des calcaires sont liées à leur microstructure et à leur état de saturation (cf. III.2.1.1 & IV.2.1.2) mais, dans le cadre de notre expérimentation, sur les trois cubes de 15cm de côté, nous avons observé peu de différences quant à la propagation des isothermes de température dans les échantillons, à l'exception de la zone de changement de phase (cf. IV.2.1.2 & Figure 91). L'écart entre la porosité des trois calcaires testés n'est pas assez important pour que son effet soit significatif sur la valeur des caractéristiques thermiques (Tableau aa) et donc sur le régime thermique de chacun des calcaires.

Afin d'évaluer l'influence des caractéristiques thermiques sur la génération de contraintes par le gel de l'eau dans les fissures, des matériaux non rocheux mais de caractéristiques thermiques bien différenciées ont été testés : l'aluminium et le PVC (Figure 103). Le même dispositif expérimental que celui décrit au paragraphe III.1.3 pour le cube de Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot a été appliqué. La quantité de matériaux à disposition nous a contraint à réduire les dimensions du cube : un cube de 4cm de côté avec une entaille de 1mm d'épaisseur sur 3cm de hauteur a été instrumenté. Le suivi de la contrainte s'est effectué uniquement en fond d'entaille. Pour pouvoir comparer les résultats sur ces matériaux non rocheux à notre calcaire de référence, le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot, ce dernier a lui-aussi été testé avec ces dimensions.

Les caractéristiques thermiques de ces trois matériaux sont bien différenciées (Tableau dd). Le choix de matériaux non poreux comme l'aluminium et le PVC permet de plus de s'affranchir de l'influence du réseau poreux et des migrations d'eau potentielles au cours du cycle de gel-dégel. En outre contrairement aux calcaires, le régime thermique dans de tels matériaux est alors indépendant de tout changement de phase interne et de la barrière énergétique que ce dernier peut constituer.

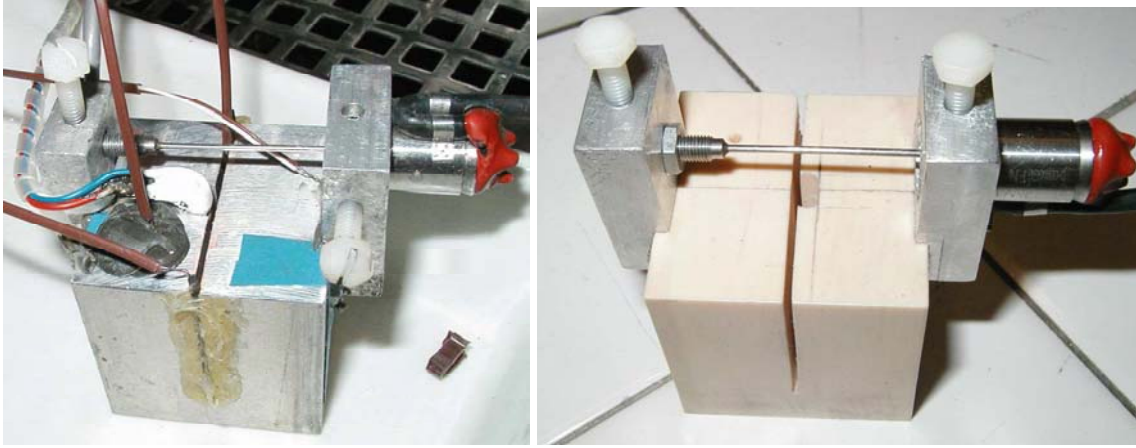


Figure 103. Cubes d'aluminium (à gauche) et de PVC (à droite) instrumentés.

Tableau dd. Caractéristiques thermiques des matériaux testés.

Matériau	Conductivité thermique	Capacité calorifique	Coefficient de diffusivité thermique
	$W/cm^{\circ}C$	$J/cm^3/^{\circ}C$	cm^2/s
Aluminium	2.10	2.43	0.9
PVC	0.0002 à 0.003	$1.7 \cdot 10^{-4}$ à $2.8 \cdot 10^{-4}$	0.7 à 18
Larrys-Moulin d' Arlot	0.036	0.0147	2.45

Tableau ee. Valeur moyenne de la contrainte maximale mesurée en fond d'entaille avant rupture.

Matériau	Contrainte maximale en fond d'entaille
Aluminium	1.1MPa
PVC	3.65MPa
Larrys-Moulin d' Arlot	~0.5MPa

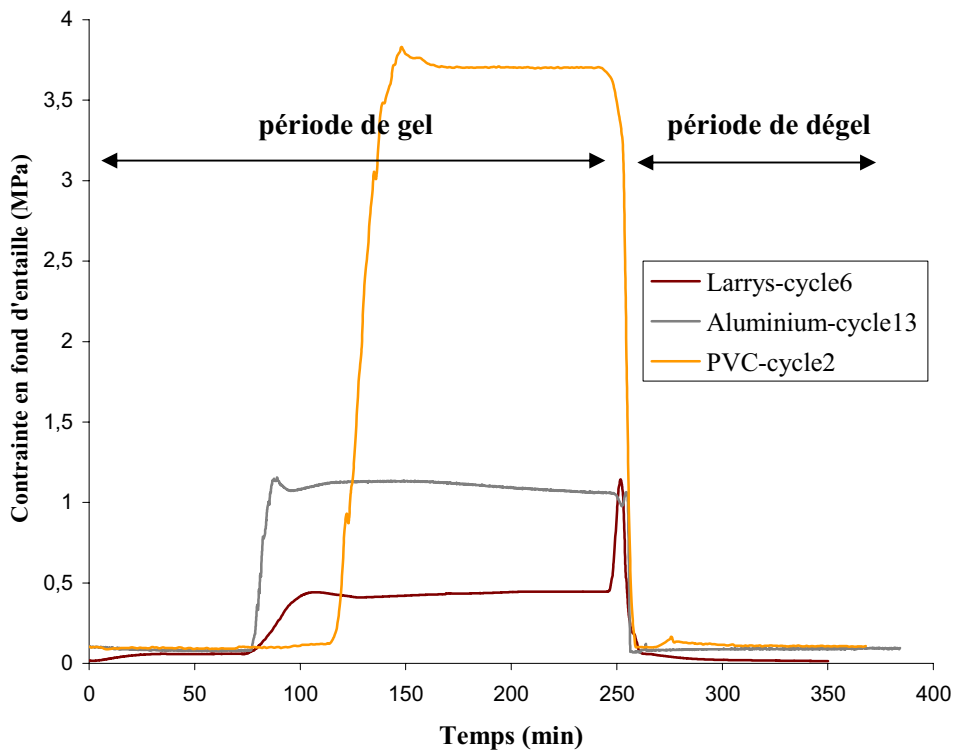


Figure 104. Allure de la contrainte en fond d'entaille pour les différents matériaux testés, au cours d'un cycle de gel-dégel.

Remarque préliminaire :

En terme d'essais, nous ne présenterons ici que les résultats de ceux effectués sur le nouveau système d'acquisition afin d'avoir des valeurs comparables (cf Annexe 4 : Tableau récapitulatif des expérimentations).

On remarque que la contrainte générée est plus élevée dans le cas du PVC que dans celui de l'aluminium (Tableau ee & Figure 104). Or, le comportement élastique des matériaux n'en est pas l'origine car au contraire l'aluminium ($E = 72.4\text{GPa}$) est plus rigide que le PVC ($E = 2.4\text{GPa}$). La géométrie et les conditions de gel étant identiques entre les deux cubes, seules des caractéristiques intrinsèques des matériaux peuvent justifier une telle différence en terme de contrainte. L'absence de porosité disculpe toute influence des migrations d'eau. Par conséquent on ne peut chercher une explication que dans le régime thermique propre à chacun des matériaux.

L'importance de l'absence de porosité est soulignée par une valeur plus grande de la contrainte générée dans le cube d'aluminium par rapport au cube de calcaire (Tableau ee & Figure 104) alors que ces deux matériaux ont un module d'élasticité proche ($E_{\text{aluminium}} = 72.4\text{GPa}$; $E_{\text{Larrys}} = 64.9\text{GPa}$). Que ce soit dans l'un ou l'autre des matériaux non poreux testés, une fois la valeur maximale atteinte par la contrainte en fond d'entaille, elle se maintient sans modulation due à des mouvements de fluides ultérieures comme cela pouvait être observé avec les calcaires (Figure 104). **L'impossibilité de pertes d'eau par migration vers un réseau poreux tend donc à renforcer la contrainte générée par le gel dans les fissures d'un matériau.** Cette observation semble confirmer notre explication, avancée au paragraphe précédent, sur le processus de gel dans les calcaires fissurés.

Il reste à justifier une contrainte générée par le gel, plus forte dans l'entaille d'un cube de PVC que dans celle d'un cube d'aluminium. En fait, si on compare les variations de la température en différents points du cube et de l'entaille entre les deux matériaux (Figure 105 & Figure 106), on note qu'il y a un retard à la propagation de la température avec la profondeur pour le PVC que ne présente pas l'aluminium. Ainsi, non seulement le changement de phase débute simultanément en tout point de l'entaille du cube d'aluminium, mais le palier de changement de phase est très court et s'achève en même temps en tout point. Ce n'est pas le cas du PVC où la durée du palier de changement de phase est de l'ordre d'une dizaine de minute en haut de l'entaille et de l'ordre d'une heure en fond d'entaille même s'ils débutent simultanément (palier nécessairement à des températures différentes pour cause d'inertie thermique du PVC). **En fait, dans le cas du PVC, l'isolation induite par le matériau permet le développement d'un bouchon de glace en haut de l'entaille avant que le fond ne soit gelé alors que, dans le cas de l'aluminium, comme tout se solidifie en même temps, le confinement en fond d'entaille est réduit.** En compensation, une partie de l'eau doit s'extruder ou s'évaporer. En particulier le matériau métallique favorise très certainement le phénomène de condensation par « paroi froide » (cf. III.1.3.4).

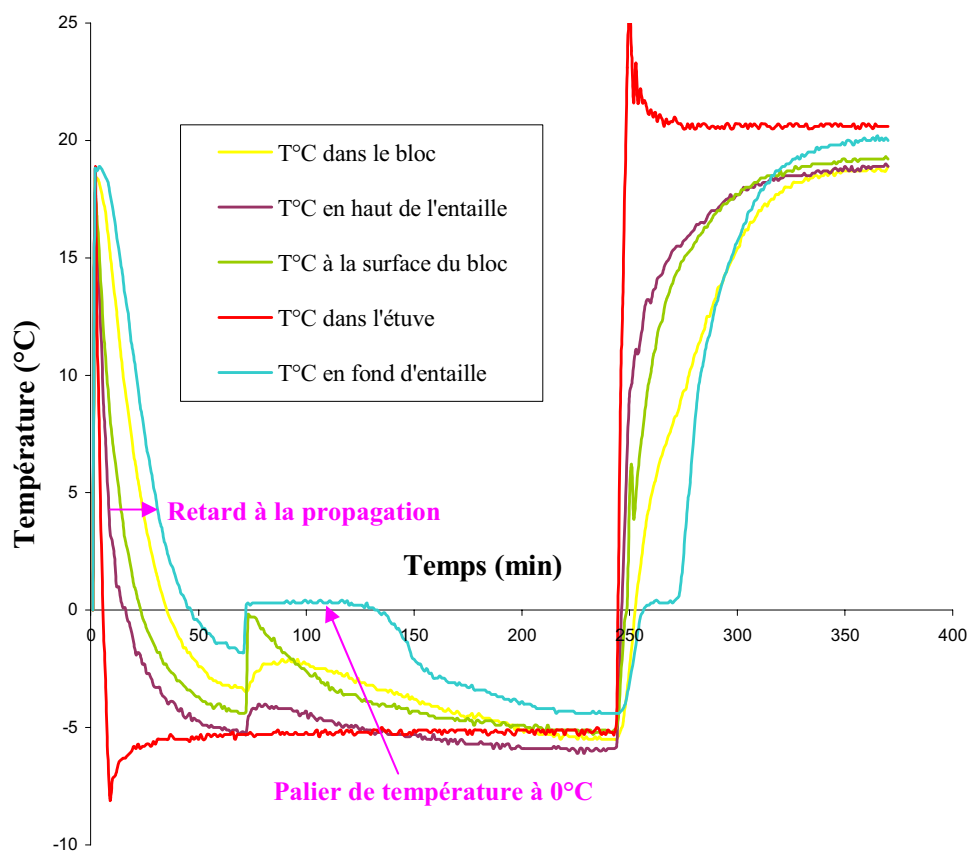


Figure 105. Variations de la température en différents points de l'entaille et du cube de PVC (cycle 2).

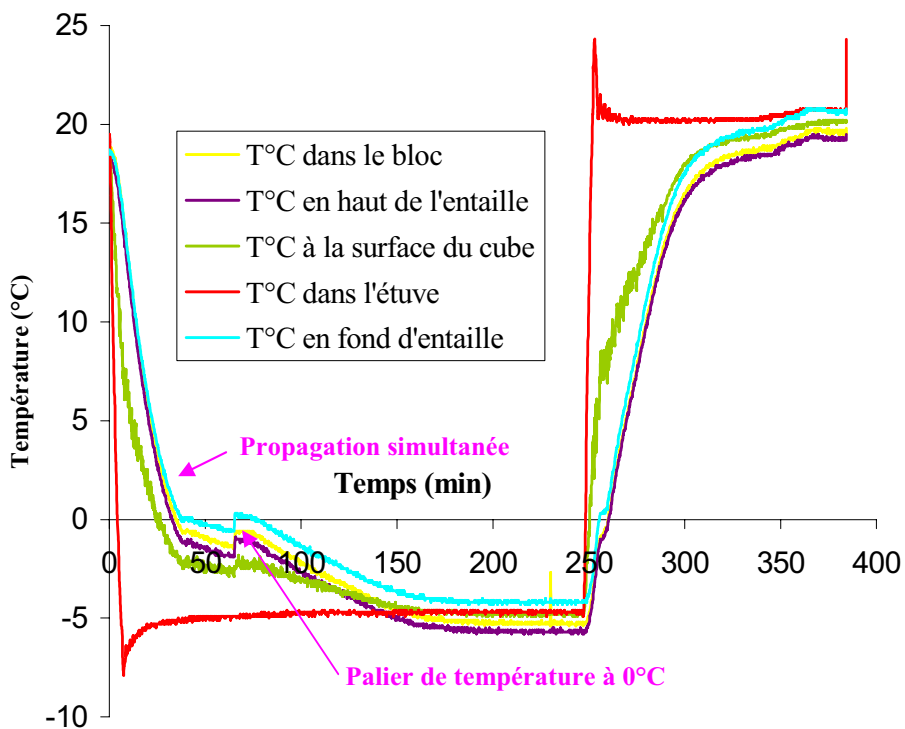


Figure 106. Variations de la température en différents points de l'entaille et du cube d'aluminium (cycle 13).

En conclusion, **plus un matériau est conducteur, plus la contrainte générée par le gel dans son réseau de fissures sera réduite.** Ceci n'est valable que si au moins une des fissures est ouverte car dans le cas d'une fissure complètement occluse dans le matériau, le mécanisme est différent. On peut établir une loi approximative basée sur ces deux matériaux, reliant la conductivité thermique du matériau à la contrainte en fond d'entaille (Figure 107). Cette loi reste évidemment relative à la géométrie de fissure testée et aux conditions de gel-dégel choisies. En considérant les valeurs extrêmes de la conductivité thermique pour le PVC (Figure 107), on peut ainsi approcher par encadrement la valeur de la contrainte en fond d'entaille à partir de la conductivité thermique du matériau. S'il n'y avait pas de migrations d'eau dissipatrices dues au réseau poreux, dans le cas du Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot, nous aurions dû mesurer en fond d'entaille une contrainte entre 2.3MPa et 2.8MPa au lieu de seulement 0.5MPa (Figure 107).

Cependant, dans la nature, quel que soit le matériau roche considéré, le réseau de pores rend possible des mouvements d'eau. Par ailleurs, la différence de conductivité thermique entre les roches n'induit qu'une influence limitée de ce facteur sur la valeur de la contrainte en fond d'entaille (Tableau ff). **Malgré le rôle que peut jouer la conductivité thermique dans le mécanisme de gel, celle-ci n'est pas un des facteurs prépondérants de la génération de contrainte dans l'entaille dans le cadre de notre étude sur les massifs rocheux.**

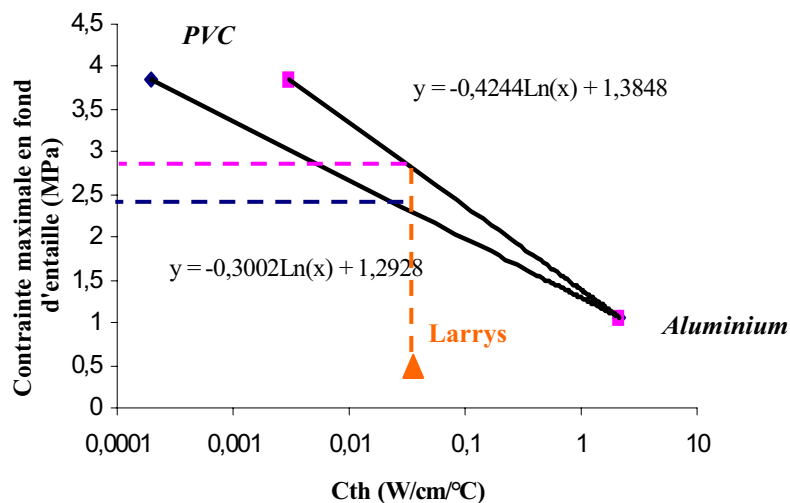


Figure 107. Approximation de la contrainte en fond d'entaille en fonction de la conductivité thermique.

Tableau ff. Contraintes inférieure et supérieure selon la conductivité thermique de la roche dans notre configuration d'expérimentation.

Pinf	Psup	Cth	Roche
MPa	MPa	W/cm/°C	
2.3	2.8	0.036	Larrys-Moulin d'Arlot
2.4	2.9	0.027	grès
2.4	2.9	0.028	granite
2.7	3.3	0.0104	marne
2.4	2.6	0.06	sel
2.8	3.5	0.0075	argilite
2.5	3	0.028	Moyenne
0.2	0.3	0.017	Ecart-type

IV.2.3 Influence de la rigidité de la roche

Comme chaque calcaire a sa propre rigidité, le changement de phase de l'eau dans une fissure voit très certainement la contrainte qu'il génère, ajustée par le module d'Young de la roche. La pression de confinement peut être en effet limitée si les parois de la fissure sont suffisamment déformables. En outre, le module d'Young d'une roche saturée augmente au cours du gel de l'eau qu'elle contient (Andr en, 2006).

Dans le cas des trois cubes de calcaires pr esent es au paragraphe IV.2.1.2, le module d'Young est fort diff erent d'une roche à l'autre (Figure 92). Les déformations étant petites (quelques dizaines de micromètres d'ouverture pour une entaille de 2mm), on peut considérer que les cubes entaill es ont un comportement élastique linéaire. Or, si on trace une valeur de la contrainte maximale en fond d'entaille en fonction du produit du module d'Young par l'ouverture de l'entaille correspondante pour les trois calcaires test es, on remarque que la relation n'est pas linéaire (Figure 108). La même quantité d'eau étant soumise au gel dans l'entaille de chacun des cubes de calcaires, la dilatation volumique lors du changement de phase ne peut par conséquent expliquer à elle-seule directement la contrainte générée en fond d'entaille. Cette remarque vient s'ajouter à celle déjà faite sur l'influence restreinte du module dans le cas des cubes d'aluminium et de PVC  tudi es au paragraphe précédent. **Le module d'Young, conférant une certaine rigidité aux parois de l'entaille, joue certes un rôle dans la génération de contrainte par le gel mais du fait que l'entaille est ouverte, cette caractéristique mécanique intrinsèque de la roche n'en est pas le principal facteur.** Il faut de plus noter que le module d'Young d'une roche est fortement dépendant de son réseau poreux (Tamrakar et al, 2007). Cela revient donc à considérer les caractéristiques du réseau poreux de la roche.

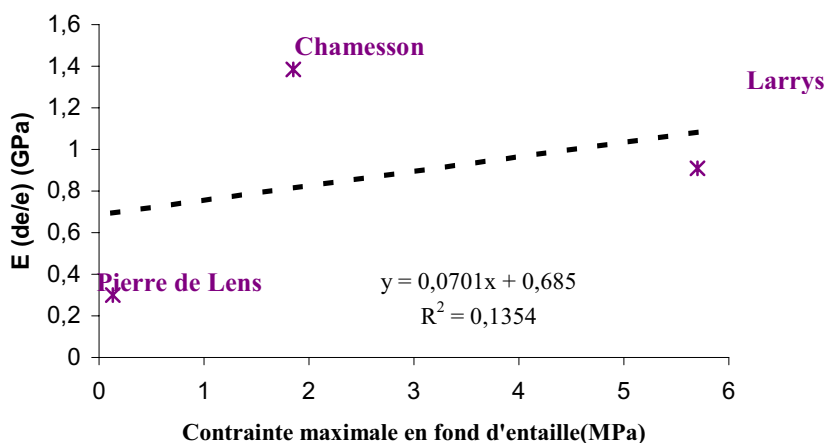


Figure 108. Allure de la contrainte en fond d'entaille en fonction du produit du module par la déformation de l'ouverture.

 IV.3 Facteurs propres à la fissure

Tout comme les caractéristiques intrinsèques de la roche, les caractéristiques de la fissure, remplie d'eau et soumise au gel, peuvent influencer sur la valeur de la contrainte générée. Tharp (1987) a tent e de le justifier par un modèle théorique de rupture très simplifi e. Nous avons expérimentalement fait varier les dimensions de l'entaille testée afin de quantifier leur réelle influence sur la contrainte générée par le gel.

IV.3.1 Influence de la profondeur de la fissure

Nous avons déjà remarqué que la contrainte générée par le gel augmente avec la profondeur considérée dans l'entaille (cf. expérimentations aux chapitres III et IV sur cubes entaillés de 15cm de côté et sur tube surcarotté). Nous avons donc voulu évaluer si la profondeur totale de la fissure a une influence sur cette contrainte générée. Nous avons donc testé des cubes de 4cm de côté, selon le même dispositif expérimental que celui du cube de 15cm de côté présenté au paragraphe III.1.3 et avec notre calcaire de référence, le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot. Nous avons simplement entaillé ces cubes sur différentes profondeurs (1cm, 2cm, 3cm) pour une même épaisseur, 1,5mm. Nous avons alors comparé la valeur de la contrainte maximale mesurée en fond d'entaille (Figure 109).

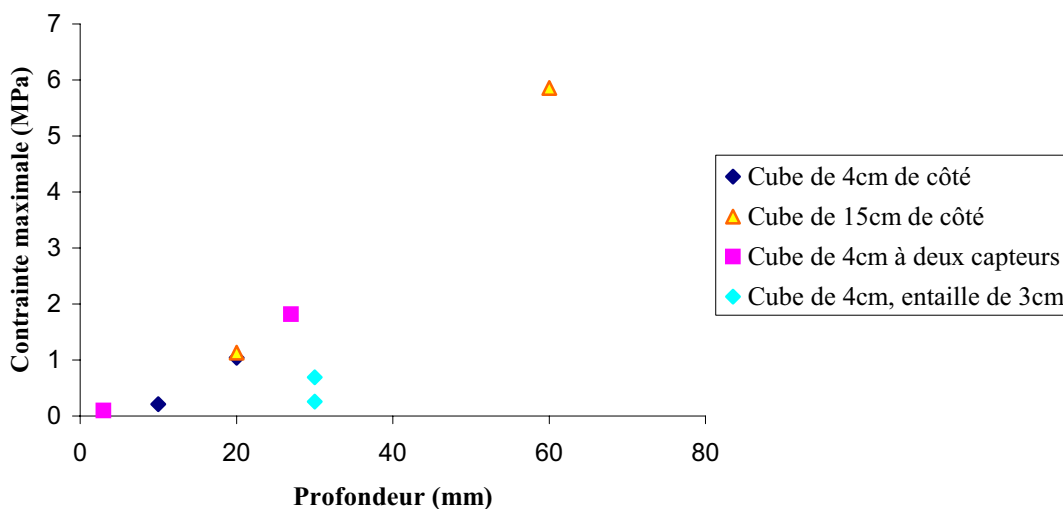


Figure 109. Contrainte maximale en fond d'entaille et profondeur de l'entaille pour différents cubes de Larrys-Moulin d'Arlot.

Remarque préliminaire :

Différents cubes entaillés jusqu'à 3cm de profondeur ont été testés. La disparité des résultats obtenus (Figure 109) laisse supposer que la faible hauteur de talon non-entaillé du cube (1cm) place le fond de l'entaille dans la zone des effets de bord d'autant que les cubes reposent dans 0,5cm d'eau au cours des cycles de gel-dégel. Dans la suite de l'analyse, nous ne considérerons pas le cas du cube de 4cm entaillé à 3cm.

A partir des cubes entaillés à 1cm et 2cm de profondeur, la contrainte maximale en fond d'entaille semble être une fonction croissante de la profondeur de l'entaille (Figure 109). C'est une tendance qui ne se base que sur deux points. Or si on compare les mesures de contrainte faites à différentes profondeurs dans l'entaille de 7cm du cube de Larrys de 15cm (Figure 109), on remarque que les valeurs s'alignent sur cette tendance. En fait la pression semble indépendante de la profondeur globale de l'entaille mais dépendre de la profondeur de mesure indépendamment de la position relative dans l'entaille. **La pression paraît être intimement liée à la hauteur de glace située au-dessus du point considéré.**

Un parallélépipède de 4cm de côté mais de base plus grande (8cm de longueur au lieu de 4cm) a été entaillé sur 3cm de profondeur (Figure 110). Deux encoches ont été usinées afin de pouvoir suivre la contrainte en deux profondeurs différentes à l'aide de deux capteurs de pression. Le parallélépipède a été soumis aux mêmes conditions de gel que les éprouvettes précédentes. Le fait d'avoir une base plus large permet davantage de s'affranchir des effets de bord par rapport aux cubes de 4cm de côté, entaillés sur 3cm, si bien que les valeurs maximales de la contrainte mesurée aux deux profondeurs s'insèrent également dans la tendance observée précédemment (Figure 109).

Nous avons alors étendu notre comparaison aux mesures de contraintes effectuées dans le cadre de nos autres expérimentations (Figure 111). Les valeurs de contrainte mesurées avec le tube surcarotté définissent également une fonction croissante de la profondeur de mesure mais dont les paramètres diffèrent de ceux de la fonction linéaire définie par les cubes du même calcaire. Les cubes entaillés de 15cm de côté, en calcaires de Chamesson et de Pierre de Lens, présentent également une contrainte maximale dans leur entaille qui suit de manière assez proche la fonction croissante définie dans le cas du Larrys mais jusqu'à une certaine valeur propre à chaque calcaire. Cette différence a déjà été remarquée au paragraphe IV.2.1.2 et semble être justifiée par les migrations d'eau rendues possibles par la forte perméabilité relative de ces calcaires. Or, effectivement, les résultats sur un cube de plexiglas, matériau sans migration d'eau possible, entaillé (Davidson et al, 1985) semblent s'approcher davantage des résultats obtenus avec le Larrys que les résultats avec ces deux calcaires.

Enfin, les uniques mesures de contrainte en fond d'entailles dans des cubes de 4cm de côté d'aluminium et d'Urgonien (calcaire massif, peu poreux) semble avoir une valeur maximale qui s'insère dans la tendance initiée par les valeurs dans le cube de Larrys entaillé, contrairement au cas du PVC.

En conclusion, **quel que soit le matériau, la contrainte maximale générée à une certaine profondeur dans une entaille est une fonction croissante de cette profondeur indépendamment de la profondeur totale de l'entaille**. En outre, cette fonction apparaît assez semblable pour les matériaux pas ou peu poreux. La porosité et surtout la perméabilité permettent en effet des mouvements de fluides qui tendent à diminuer le confinement créé par la colonne de glace sus-jacente dans une entaille. Si le système était parfaitement confiné, comme cela a été évalué au chapitre II (cf. II.2.2.2), la contrainte atteindrait des valeurs beaucoup plus grandes. Le confinement semblant être le principal générateur de la contrainte due au gel, on peut se demander si, en plus de la profondeur dans l'entaille, l'épaisseur de celle-ci n'influe pas sur la valeur de la contrainte.

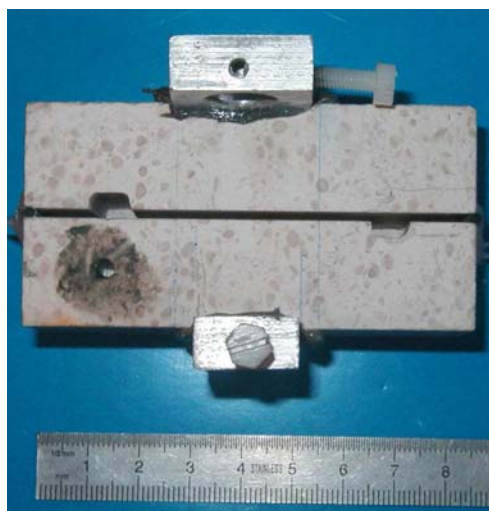


Figure 110. Parallélépipède de Larrys, soumis à des cycles de gel-dégel, avec doubles encoches pour la mesure de la contrainte à deux profondeurs différentes. Les encoches ont été placées de manière symétrique afin de générer à la fois le minimum de perturbations et les mêmes perturbations.

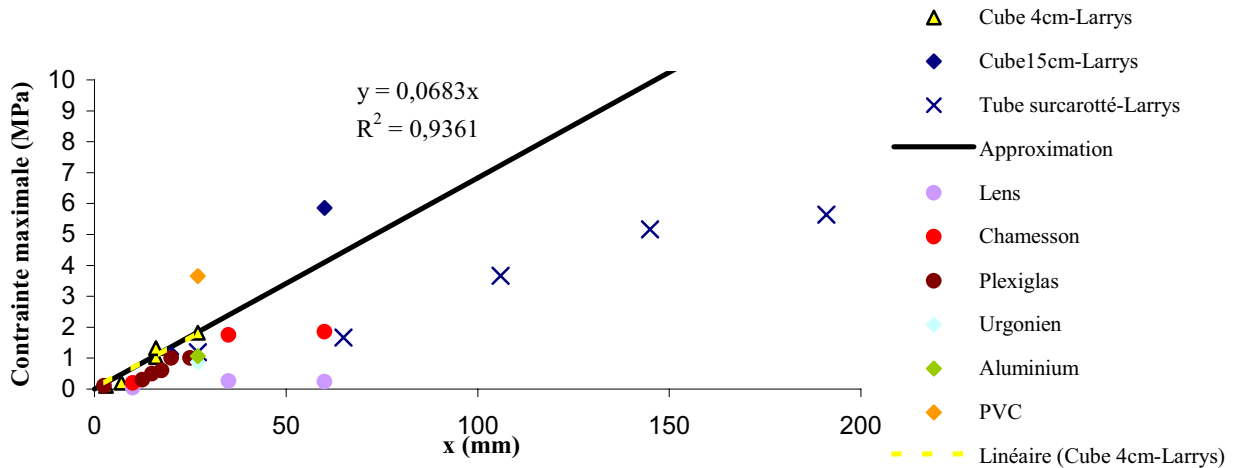


Figure 111. Relation entre contrainte dans une entaille et profondeur de mesure (Approximation (—) = extension de la fonction linéaire établie par corrélation sur les cubes de 4cm de Larrys (- -)).

IV.3.2 Influence de l'épaisseur de la fissure

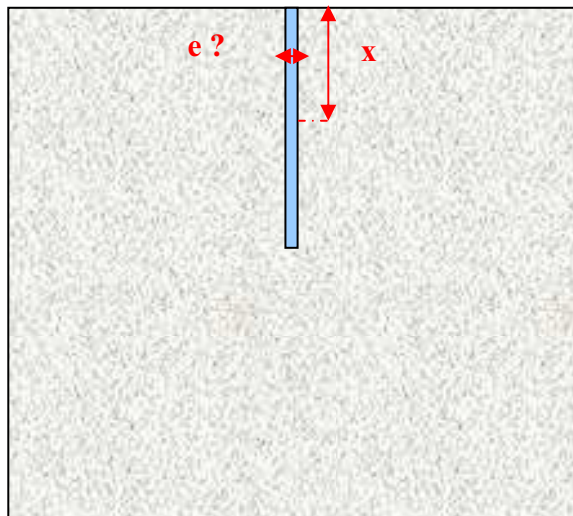


Figure 112. Paramètres géométriques de l'entaille : e, épaisseur de l'entaille & x, profondeur de mesure de la contrainte.

Nous avons remarqué au paragraphe précédent que la contrainte était une fonction croissante de la profondeur dans une entaille. On peut se demander si cette tendance n'est pas modulée par l'épaisseur de la fissure (Figure 112).

Nous avons donc mesuré la contrainte en fond d'une entaille de 2cm de profondeur dans un cube de 4cm de côté mais avec une épaisseur d'entaille de 3mm au lieu des 1.5mm habituels. On note que la valeur maximale augmente avec l'épaisseur (de 1MPa pour $e=1.5\text{mm}$ à 1.3MPa pour $e=3\text{mm}$).

Or, dans son étude par photoélasticité sur un cube entaillé de plexiglas, Davidson et al (1985) avaient établi un modèle dans lequel la contrainte générée décroissait avec l'augmentation de l'épaisseur de l'entaille, e. En fait leur modèle se basait sur l'effort de cisaillement induit par le frottement de la colonne de glace sus-jacente sur la paroi. Certes la portion de paroi de

l'entaille en contact avec la glace est une fonction linéairement croissante de la profondeur considérée, x , mais cette fonction dépend de la géométrie globale de l'entaille et n'est pas intrinsèque à la roche. Ainsi, dans le cadre de nos expérimentations sur le Larrys de la carrière du Moulin d'Arnot, si la contrainte maximale est représentée en fonction du rapport profondeur de mesure/épaisseur de l'entaille, nous avons remarqué que la première est proportionnelle au second. Le coefficient de proportionnalité est néanmoins différent selon le type d'éprouvette entaillée, tube surcarotté ou cubes de 15cm ou de 4cm de côté (Figure 113).

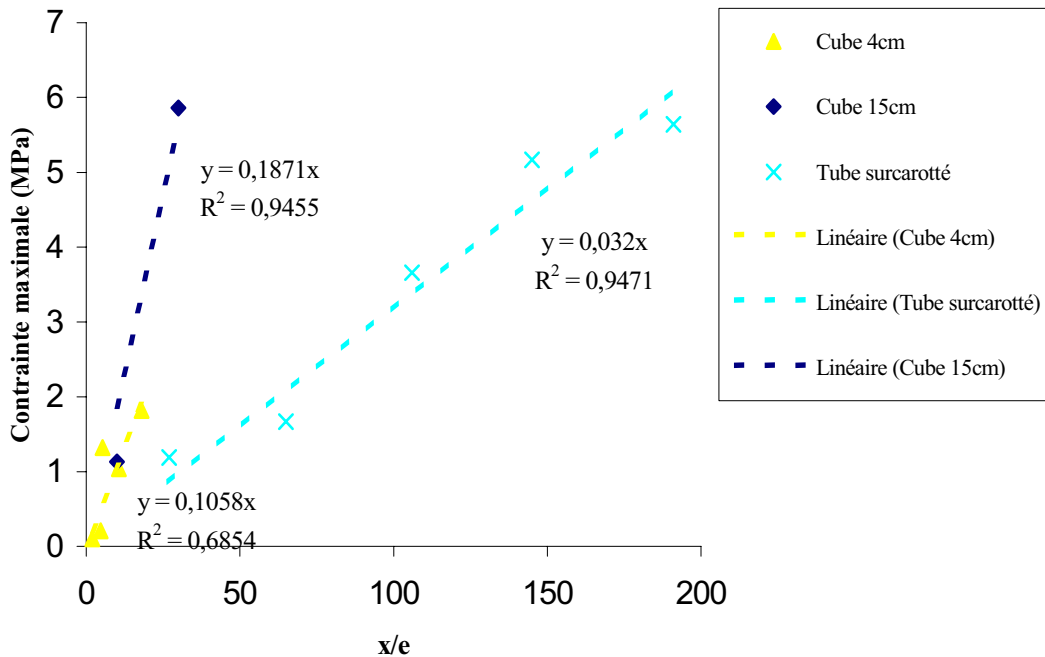


Figure 113. Comparaison contrainte maximale et rapport profondeur/épaisseur dans le cadre de différentes expérimentations de gel avec le Larrys (Linéaire = approximation par une fonction linéaire).

La comparaison entre contrainte et profondeur de mesure proposée au paragraphe précédent (Figure 111) a donc été modifiée afin de tenir compte de l'épaisseur de l'entaille : la contrainte maximale a été représentée en fonction du produit de l'épaisseur de l'entaille par la profondeur de mesure (Figure 114). La valeur de la contrainte est donc considérée relativement à la quantité de glace sus-jacente et non plus seulement à la hauteur de la colonne de glace. Or cette nouvelle approximation linéaire faite sur la base des cubes de 4cm de Larrys semble s'adapter également aux résultats des autres expérimentations sur le même calcaire à savoir le cube de 15cm de côté et le tube surcarotté. Les résultats du cube de plexiglas reproduisent aussi très bien cette tendance. Les faibles migrations auxquelles est sujet le Larrys au cours du gel du fait de sa faible perméabilité, rendent son comportement proche de celui d'un matériau non poreux. L'écart à ce comportement est d'autant plus important que la perméabilité du calcaire est forte (Figure 114 : cas du Chamesson et surtout cas du Pierre de Lens). **Jusqu'à une certaine profondeur propre à chaque calcaire, la contrainte maximale atteinte en un point d'une fissure est proportionnelle à la quantité d'eau sus-jacente.**

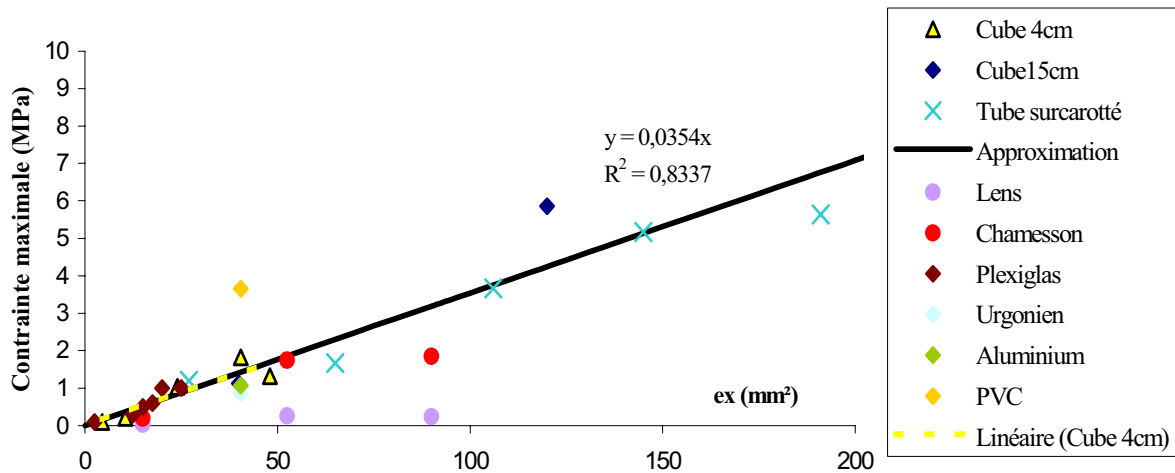


Figure 114. Relation entre contrainte dans une entaille et quantité de glace sus-jacente (Approximation = extension de la fonction linéaire établie par corrélation sur les cubes de 4cm de Larrys).

La similitude avec le comportement du plexiglas ($E \approx 3\text{GPa}$) permet de confirmer l'absence de rôle du module d'élasticité dans l'allure du maximum de contrainte à laquelle la seule étude des trois calcaires aurait pu faire penser.

IV.3.3 Influence de l'interface glace/paroi de la fissure

Les processus décrits précédemment pour expliquer la génération de la contrainte dans une fissure au cours du gel tendent à souligner l'importance des caractéristiques du contact entre la paroi rocheuse et la glace formée. **Plus le frottement est important entre ces deux matériaux, moins la glace pourra s'extruder verticalement sous l'action de la contrainte générée par le changement de phase.**

Davidson et al (1985) ont mis en évidence, lors d'essais préliminaires, que l'extrusion est plus importante dans le cas d'un trou cylindrique que dans le cas d'une entaille rectiligne étanchée latéralement. Ainsi, afin d'avoir une première idée de cette capacité d'extrusion en s'affranchissant du phénomène de migrations d'eau propre aux matériaux poreux, nous avons suivi, au cours d'une période de plus de 4h de gel à -5°C , l'**extrusion sur deux tubes de matériaux non-poreux, cuivre et PVC**, remplis d'eau. La quantité d'extrusion est finalement plus importante dans le cas du tube de PVC que dans le cas du tube de cuivre (Figure 115).

En fait, dans le cas du tube de PVC, la forme en « champignon » de la glace extrudée indique que l'extrusion s'est effectuée en deux temps. Lorsque le front de glace progresse en profondeur, il se forme un bouchon de glace dans le haut du tube qui s'extrude en partie du fait de son augmentation de volume propre. Puis comme le front de glace continue en profondeur, la pression augmente et, le coefficient de frottement entre la glace et le PVC étant sans doute faible, le bouchon s'extrude dans son ensemble.

Dans le cas du tube de cuivre, la conductivité thermique du matériau fait que le phénomène de progression de front de glace en profondeur est moins marqué : tout gèle très certainement quasiment en même temps dans le tube. Cette étude de l'extrusion confirme les explications données pour les contraintes mesurées en fond de l'entaille des cubes d'aluminium et de PVC au paragraphe IV.2.2.

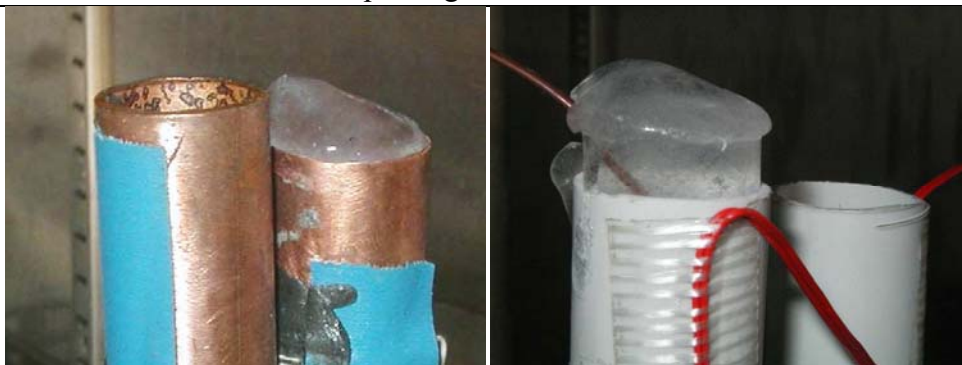


Figure 115. Glace extrudée des tubes gelés de cuivre (à gauche) et de PVC (à droite).

Tableau gg. Quantité de glace extrudée lors de l'expérimentation de gel avec eau colorée.

Calcaire	<i>Hauteur du cône de glace extrudée</i>
	<i>mm</i>
Tournai-Pont à Rieu	6
Vilhonneur-banc 2	6
Vilhonneur-banc 12	6
Roquemaillère	5
Tournai-Allain	5
Vilhonneur-banc7	5
Larrys-Moulin d'Arlot	4
Tournai-Vaulx&Chercq	4
Grenoble-Urgonien	3.5
Courville	3
Farges	1
Pierre de Lens	0

Nous avons par ailleurs comparé les extrusions observées sur les cylindres forés et remplis d'eau colorée, étudiés au paragraphe IV.2.1.1 (Figure 89). En fin de période de gel, la glace extrudée forme un cône au sommet du trou cylindrique. La hauteur du cône est plus ou moins importante selon le calcaire (Tableau gg). La porosité de la roche semble jouer sur le frottement entre la glace, tout juste formée, et les parois de l'entaille d'autant que la glace a pu également se développer dans les aspérités que constituent les pores. Cependant, nous n'avons pu mettre en évidence de relation entre les caractéristiques du réseau poreux des calcaires et la quantité d'extrusion. L'évaporation aléatoire au cours de la période de gel et la ventilation dans l'étuve contribuent notamment au manque de précision dans la mesure de la quantité réelle de glace extrudée. Par conséquent, **la relation entre réseau poreux et extrusion s'avère en fait délicate à établir même si elle paraît assez intuitive**. Dans le cas réel d'un massif fissuré, il faut également tenir compte de la tortuosité du réseau de fissures qui s'oppose à toute forme d'extrusion. Par conséquent pour se rapprocher au mieux du **cas réel**, **la perte de contrainte par extrusion peut être considérée comme négligeable**.

IV.4 Facteurs externes

Les caractéristiques intrinsèques de la roche et la géométrie des fissures ne sont pas les seuls facteurs contrôlant la contrainte générée par la formation de glace dans le réseau de fissures d'un massif calcaire. Dès 1958, Berthier dans son allocution sur la physique du gel lors d'une réunion RILEM (Réunion Internationale des Laboratoires et Experts des Matériaux, systèmes de construction et ouvrages) avait soulevé l'importance du type de cycles de gel-dégel et des conditions environnementales dans lesquelles ces derniers

interviennent : il avait comparé Grenoble et Saint-Pierre de Chartreuse, deux villes peu éloignées l'une de l'autre en kilomètre mais à des altitudes différentes, si bien que l'absence de dégradations par le gel observée à Grenoble, n'est pas valable sur les hauteurs du massif de la Chartreuse.

Dans le domaine des sols et des chaussées, l'importance des facteurs externes a été démontrée. L'indice de gel (intégration des courbes de températures négatives en fonction du temps) est en effet couramment utilisé : le gonflement des sols et des chaussées serait fonction de sa racine carrée. Letavernier (1984) a noté un lien entre quantité de gélifracis fournis par certaines falaises crayeuses de Normandie et indice de gel.

Afin d'étudier l'influence des facteurs externes dans la génération de contrainte par le gel de l'eau dans une fissure, nous avons repris le cube entaillé d'aluminium déjà utilisé lors des expérimentations du paragraphe IV.2.2 En effet, les résultats seront plus compliqués à analyser si des mouvements d'eau sont possibles (même si limités dans le cas du Larrys).

IV.4.1 Influence de l'intensité du gel

Nous avons soumis le cube d'**aluminium**, déjà utilisé au paragraphe IV.2.2, à des cycles de gel-dégel où la période de gel s'effectuait à -10°C au lieu de -5°C , utilisé jusqu'à présent dans notre protocole expérimental. Or, la contrainte mesurée en fond d'entaille s'avère plus forte à -10°C (2.5MPa) qu'à -5°C (1.1MPa) (Tableau hh). Nous avons effectué la même modification dans le protocole expérimental auquel a été soumis le cube de **PVC**. La tendance concernant la contrainte en fond d'entaille est inverse : la diminution de la température de gel induit une diminution de la contrainte (3.65MPa à -5°C & 1.9MPa à -10°C) (Tableau hh).

Tableau hh. Valeur de la contrainte en fond d'entaille en fonction de la température de gel.

	Température de gel	-5°C	-10°C
<i>Contrainte maximale moyenne en fond d'entaille</i>	Cube d'aluminium	1.1 MPa	2.5 MPa
	Cube de PVC	3.65 MPa	1.9 MPa

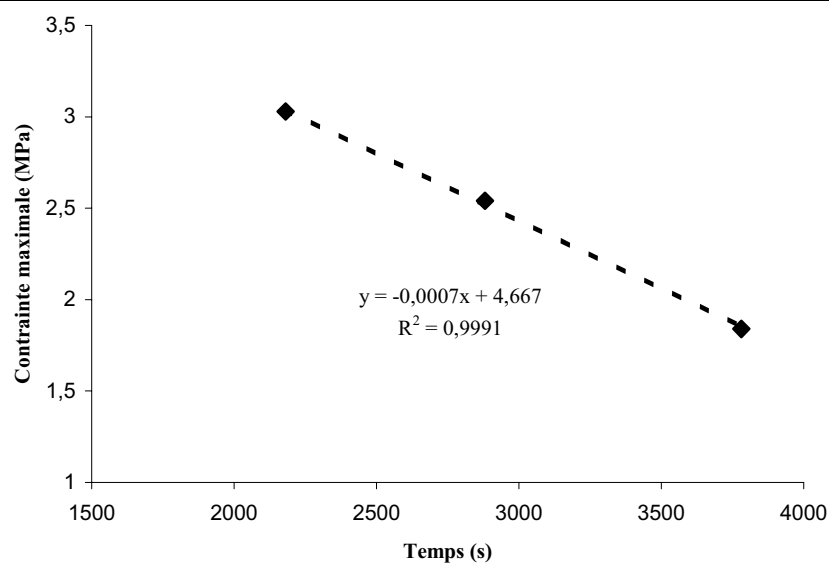


Figure 116. Contrainte maximale en fond d'entaille en fonction de la durée depuis le début de la période de gel jusqu'à l'augmentation de la contrainte (cube d'aluminium entaillé : cas des 3 cycles de gel-dégel avec période de gel à -10°C).

Cette tendance différente est due au phénomène de gel qui n'opère pas de la même manière dans ces deux matériaux du fait de leur régime thermique fort différent (cf. IV.2.2). L'**aluminium**, bon conducteur thermique, permet à la température de varier quasi-instantanément en tout point de l'entaille si bien que, le changement de phase de l'eau dans l'entaille s'opérant partout en même temps, la contrainte générée en fond d'entaille est moindre par absence de confinement. Elle est essentiellement régulée par les pertes d'eau par évaporation lors de la période de refroidissement. Or, lorsque l'enceinte climatique est mise à -10°C , le passage de 20°C à 0°C , température du changement de phase, s'effectue deux fois plus rapidement que si l'enceinte est à -5°C . Ces pertes d'eau sont donc moins importantes et **la contrainte générée par le gel dans l'entaille du cube d'aluminium est nécessairement plus forte**. La proportionnalité visible entre la valeur de la contrainte maximale et la durée avant l'augmentation de la contrainte, observée sur les trois cycles effectués sur le cube aluminium, tend à vérifier cette théorie (Figure 116). Pour le cube de **PVC**, le matériau isolant induit un gradient de température marqué au sein de l'entaille si bien que cela commence à geler en haut de l'entaille. L'eau gelée forme un bouchon et confine l'eau encore liquide sous-jacente. Cette théorie est validée par l'apparition d'une pression en fond d'entaille avant même que le changement de phase à température constante n'y soit terminé. Lorsque l'enceinte est mise à -10°C , le gradient thermique est plus important : la courbe isotherme à 0°C met 10min pour passer du haut au fond de l'entaille alors qu'à -5°C , elle met 25/30min. Le front de gel progresse ainsi plus rapidement au sein de l'entaille si bien que l'effet de confinement est moins marqué. **La contrainte mesurée en fond d'entaille du cube de PVC est alors plus faible lors du gel à -10°C que lors du gel à -5°C .**

Dans le **cas d'une roche calcaire**, son comportement thermique étant plus proche de celui du PVC que de celui de l'aluminium, la contrainte générée dans une fissure devrait diminuer avec l'intensité du gel. Mais le calcaire étant un matériau poreux, la température de congélation de l'eau qu'il contient, n'est pas uniforme. Elle est une fonction croissante de la taille des pores si bien qu'à -10°C , a priori, le réseau poreux sera plus gelé qu'à -5°C . Par conséquent, **il n'est pas évident qu'un gel plus intense contribue à la diminution de la contrainte générée dans le réseau de fissures d'un massif calcaire**. Lautridou (1984) a effectivement noté, d'après des relevés in situ de dégradations dues au gel sur des falaises crayeuses, que l'intensité du gel n'est pas un facteur prédominant de l'altération par le gel.

IV.4.2 Influence de la vitesse de refroidissement

Nous avons également fait varier dans notre protocole expérimental, la vitesse de refroidissement afin d'évaluer son influence sur la contrainte générée lors du gel de l'eau dans une fissure. Nous avons donc programmé deux types de cycles de gel-dégel : l'un où la température dans l'enceinte climatique met 6h pour passer de 20°C à -5°C et l'autre où elle met le même temps pour passer de 20°C à -10°C . En comparant les valeurs de la contrainte maximale mesurée en fond de l'entaille du cube d'**aluminium** entre ces cycles programmés et ceux où l'enceinte climatique est directement mise à la température de gel, -5°C ou -10°C , on peut noter que, **quelle que soit la température de gel, la contrainte augmente quand la vitesse de refroidissement diminue** (Tableau ii).

Tableau ii. Contrainte maximale en fond d'entaille du cube d'aluminium selon la vitesse de refroidissement.

	Température de gel	-5°C	-10°C
Type de période de gel	<i>Gel instantané</i>	1.1	2.5
	<i>Gel programmé</i>	2.5	4.2

En fait, lorsque la baisse en température est programmée sur 6h dans l'enceinte, la température chute progressivement et simultanément dans l'enceinte et dans le haut de l'entaille du cube d'aluminium si bien que le phénomène d'évaporation par paroi froide n'a plus lieu d'être puisque tout est à la même température (Tourenq, 1970) Les pertes d'eau dans l'entaille sont donc limitées. Par ailleurs, on observe un retard de 10min environ de la température en fond d'entaille par rapport à la température en haut de l'entaille. On peut donc supposer que le phénomène de gel procède cette fois dans le cube d'aluminium comme dans le cube isolant de PVC : il se forme un bouchon de glace en haut de l'entaille qui confine l'eau sous-jacente encore liquide. L'action combinée de ces deux mécanismes tend très certainement à augmenter la contrainte en fond d'entaille du cube d'aluminium lorsque la vitesse de refroidissement diminue.

Dans le **cas d'une roche calcaire**, une mise en place longue d'une température susceptible de geler l'eau contenue dans ces pores et son réseau de fissures permet aux migrations d'eau éventuelles (évaporation, cryosuccion) de réduire la saturation du calcaire si ce dernier ne se recharge pas assez vite (Lautridou et al, 1978 ; Bousquié, 1979). Cela peut aussi laisser le temps à la glace formée de fluer ou à d'autres phénomènes physico-chimiques d'intervenir et de contribuer ainsi à la relaxation des contraintes (Lliboutry, 1964 ; Prick, 1999). Selon le même raisonnement, un gel rapide altère une roche fissurée et saturée dès le premier gel d'autant plus efficacement si la roche est peu perméable. Cependant Matsuoka (2001a) a observé in situ qu'un gel lent peut être tout aussi nocif s'il sévit sur des roches initialement non saturées mais à proximité d'une réserve d'eau liquide comme un écoulement permanent par exemple.

En conclusion, l'influence de la vitesse de refroidissement sur la contrainte générée dans une fissure par le gel dépend de la capacité de circulation de l'eau dans le réseau poreux de la roche et de la présence d'une source d'eau liquide à proximité. On peut supposer que, **dans le cas d'un massif calcaire à taux de saturation naturellement élevé (fort coefficient d'Hirschwald), un gel rapide est généralement générateur d'une contrainte plus élevée dans le réseau de fissures du fait du maintien de la teneur en eau. Dans le cas du même massif calcaire à faible degré de saturation, seul un gel lent et la proximité d'une source d'eau permettront la génération d'une contrainte capable de propager le réseau de fissures existant.**

IV.4.3 Influence de la durée du gel

Nous avons évalué l'importance de la durée de la période de gel sur la génération de contrainte dans une fissure en soumettant le cube entaillé d'**aluminium** à deux cycles de gel-dégel avec une période de gel respectivement de 6h et de 7h30 au lieu de la période de 4h utilisée jusqu'ici. Or, à la précision de nos mesures, **la contrainte en fond d'entaille est identique quelle que soit la durée de la période de gel** (Tableau jj).

Tableau jj. Variation de la contrainte en fond d'entaille du cube d'aluminium en fonction de la durée du gel.

<i>Durée de la période de gel</i>	<i>4h</i>	<i>6h</i>	<i>7h30</i>
Contrainte maximale mesurée en fond d'entaille	1.07±0.1 MPa	1.04±0.1 MPa	1.04±0.1 MPa

En effet, une fois toute l'eau contenue dans l'entaille transformée en glace, dans le cas du matériau aluminium, aucun apport d'eau supplémentaire ne peut venir intensifier la contrainte générée : la durée de la période de gel n'a donc pas d'importance.

Dans le cas d'un matériau poreux tel que le calcaire, une période de gel plus longue permet une propagation plus en profondeur du front de gel (Matsuoka, 2001a). Par conséquent la durée de la période de gel n'a pas de réelle influence sur la valeur de la contrainte générée en un point d'une fissure mais plutôt sur la valeur maximale atteinte au cours du cycle de gel-dégel dans la fissure car ce maximum est fonction de la profondeur. Cette remarque exclut le cas très particulier où un écoulement d'eau à proximité, plus long à geler du fait de la cinétique de mouvement, constitue un apport d'eau continu pour la roche.

IV.4.4 Influence de l'état de saturation initial de la fissure

Nous avons fait varier la quantité d'eau initiale introduite dans l'entaille du cube d'aluminium. Ce dernier a été soumis au type de cycle de gel-dégel classique initialement utilisé, à savoir période de gel à -5°C et période de dégel à 20°C (cf. III.1.3.2). Nous avons logiquement relevé que la contrainte en fond d'entaille est une fonction croissante de la quantité d'eau contenue dans cette même entaille (Tableau kk). Cette évaluation est assez délicate car l'entaille faisant 3cm de profondeur et le capteur de pression, 6mm de diamètre, la surface de mesure rend la valeur de la contrainte mesurée en fond d'entaille rapidement non représentative si on diminue la hauteur de la colonne d'eau dans l'entaille. Il aurait fallu travailler à une plus grande dimension pour pouvoir quantifier la variation de la contrainte en fond d'entaille en fonction de la quantité d'eau contenue dans l'entaille.

Tableau kk. Contrainte en fond d'entaille du cube d'aluminium en fonction de la quantité d'eau dans l'entaille.

<i>Quantité d'eau dans l'entaille de volume V</i>	<i>$1/3V$</i>	<i>$2/3V$</i>	<i>V</i>
Contrainte maximale mesurée en fond d'entaille	0.02 ± 0.1 MPa	0.1 ± 0.1 MPa	1.07 ± 0.1 MPa

L'expérimentation avec le cube d'aluminium permet de s'affranchir de l'état de saturation du matériau et de son comportement hydrique. Or, dans le cas d'une roche calcaire, l'état de saturation de la fissure est dépendant de celui de la roche environnante : le réseau de fissures est toujours le dernier à se saturer (Tharp, 1987). Ainsi toute évaporation ou perte d'eau de la roche se répercutera sur l'état de saturation des fissures qui constituent un réservoir d'eau pour les pores de la roche. Par ailleurs, plus la roche est perméable, plus ce transfert entre réseau poreux et réseau de fissure est important. Nous avons pu l'observer sur les trois cubes de 15cm : avant que le changement de phase ne s'initie dans l'entaille, les pertes d'eau sont différentes selon le calcaire. Un apport d'eau au cours des cycles a été nécessaire afin de maintenir le niveau d'eau dans les entailles :

~ 2 ml pour le cube de Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot,

~12ml pour le cube de Pierre de Lens,

~17ml pour le cube de Chamesson (valeur discutable car le cube s'est rompu au cours du premier cycle).

La présence d'une source d'eau à proximité permet de limiter la désaturation du réseau de fissures en assurant plus ou moins, selon ses caractéristiques, la recharge en eau du réseau poreux.

Associée à l'état de saturation du massif calcaire fissuré, la perméabilité est encore une fois un facteur de contrôle de la contrainte générée par le gel dans les réseaux de fissures. **Une saturation totale en eau du réseau poreux de la roche ou une possibilité d'alimentation**

IV.5 Modèle paramétré de contrainte générée par le gel dans une fissure

L'ensemble des expérimentations faites en laboratoire est récapitulé dans un tableau de synthèse en annexe 4. Les résultats de ces expérimentations précédemment présentés tendent à démontrer que les facteurs paramétrant la génération d'une contrainte par le gel dans une entaille remplie d'eau ne sont pas indépendants les uns des autres. On rejoint la conclusion faite lors de l'analyse des données effectuée en fin du chapitre II sur les cylindres surcarottés de différents calcaires soumis au gel. Certains facteurs s'avèrent cependant plus importants que d'autres et sont très certainement liés aux paramètres du modèle de contrainte établi au chapitre III.

IV.5.1 Allure de la contrainte le long de l'entaille dans un bloc de calcaire

D'après l'étude de l'influence du réseau poreux, la contrainte maximale pouvant être atteinte en fond d'entaille est inversement proportionnelle au logarithme de la perméabilité du réseau (Figure 99) et l'étude sur l'influence de la géométrie de l'entaille indique que la contrainte est indépendante de la profondeur totale de l'entaille mais dépend de la profondeur de mesure. La contrainte maximale à une profondeur donnée est très exactement proportionnelle à la quantité d'eau sus-jacente jusqu'à une certaine valeur critique au-delà de laquelle la contrainte maximale est une constante (Figure 114). Dans le cas des cubes de 15 cm de côté, de Chamesson et de Pierre de Lens, la profondeur de l'entaille était suffisante pour atteindre au moins en fond d'entaille, cette valeur-limite. Ce n'est pas tout à fait le cas du Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot, d'après l'expérimentation sur tube surcarotté. Physiquement cette valeur-limite correspond à l'équilibre entre le confinement accentué par la diminution de la possibilité d'extrusion verticale et les pertes par migrations de fluides dans le réseau poreux, plus ou moins importantes selon la perméabilité de la roche. Cela justifie que cette valeur-limite soit une fonction décroissante de la perméabilité du réseau. **Pour chaque calcaire, la contrainte maximale à une profondeur 'x' d'une entaille d'épaisseur 'e' peut donc être définie de la manière suivante :**

$$\begin{aligned} \text{Si } xe \leq \frac{\sigma_{\text{lim}}}{\alpha}, \sigma_{\text{max}}(x) &= xe\alpha \\ \text{Si } xe \geq \frac{\sigma_{\text{lim}}}{\alpha}, \sigma_{\text{max}}(x) &= \sigma_{\text{lim}} \end{aligned} \quad (17)$$

où : - σ_{lim} , valeur-limite de la contrainte,
- α , facteur de proportionnalité entre contrainte et quantité d'eau sus-jacente (homogène au rapport d'une contrainte par une surface).

Or σ_{lim} peut être approchée par la relation établie au paragraphe IV.2.1.2 reliant contrainte maximale et perméabilité (Figure 99). La perméabilité n'étant pas une grandeur facilement accessible pour une roche ou, en tout cas, une grandeur usuellement définie, σ_{lim} peut également être évaluée avec une bonne approximation à partir du rayon moyen d'accès aux pores.

D'après l'étude sur l'influence de la géométrie de l'entaille sur la contrainte, le coefficient de proportionnalité α entre contrainte maximale à une profondeur et quantité d'eau sus-jacente semble être commun aux trois calcaires testés, Chamesson, Larrys et Pierre de Lens (Figure 114), à savoir $\alpha = 0.0354 \text{ MPa/mm}^2$ (avec x et e en mm et, σ_{lim} en MPa). La grande disparité entre ces trois calcaires laisse supposer que ce coefficient peut s'appliquer, avec une bonne approximation, à l'ensemble des roches calcaires.

Par conséquent, **connaissant soit la perméabilité du calcaire, soit le rayon moyen d'accès aux pores du calcaire et l'épaisseur de l'entaille étudiée, il est possible d'établir la contrainte maximale pouvant être atteinte à une profondeur donnée dans une fissure** (exemple des calcaires de Chamesson et Pierre de Lens : Figure 117).

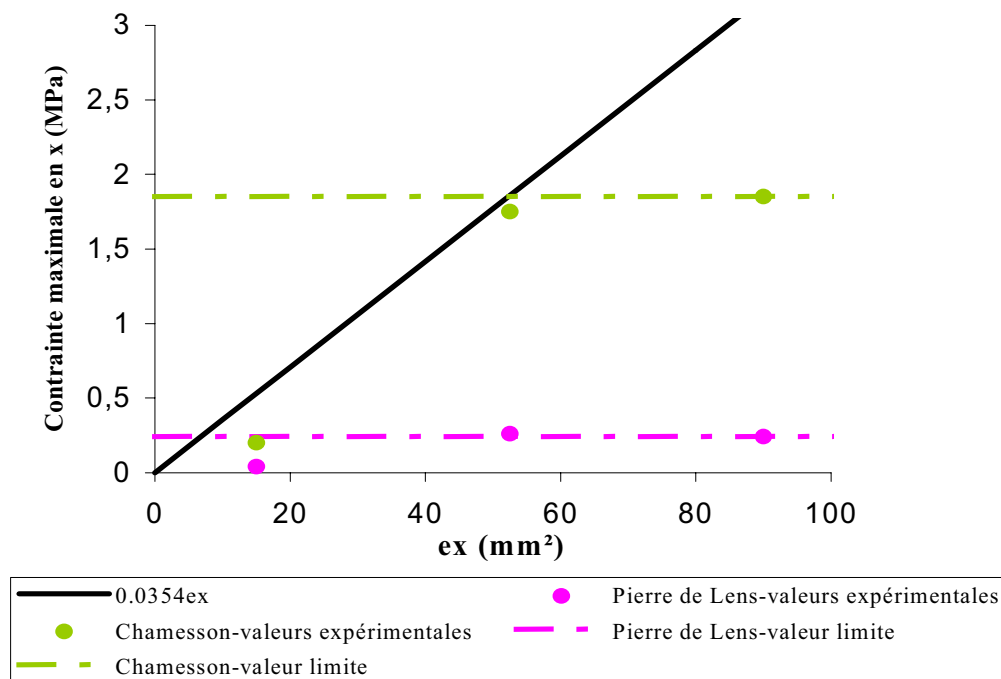


Figure 117. Contrainte maximale à une profondeur x pour une entaille d'épaisseur e : cas du Chamesson et du Pierre de Lens.

Par ailleurs, **l'allure de la contrainte le long de l'entaille** en fonction de la profondeur x établie empiriquement au chapitre III (cf. III.3.6) s'avère également adaptée aux cas expérimentaux des cubes entaillés de 15cm de côté **lorsque, avant rupture du cube, la contrainte atteint sa valeur maximale en fond d'entaille** (cf. IV.2.1.2):

$$\sigma(x) = a_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right) \right] \quad (18)$$

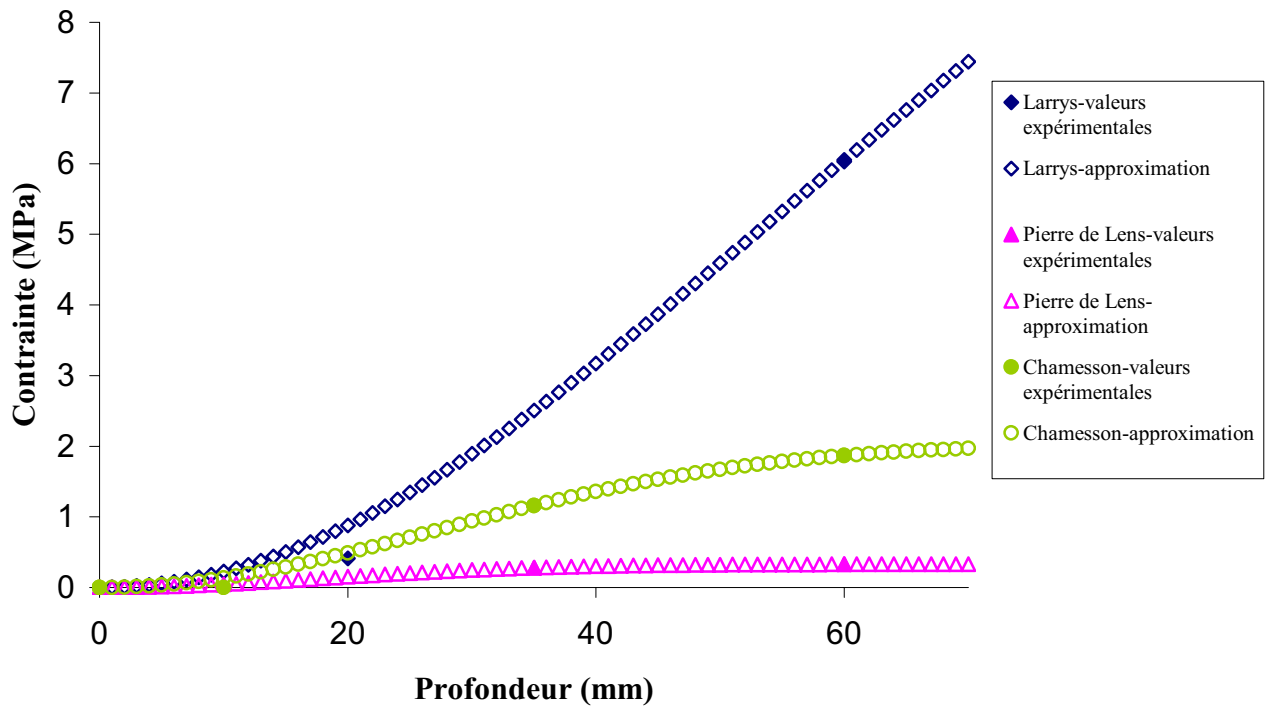


Figure 118. Allure de la contrainte de long de l'entaille lorsque sa valeur est maximale en fond d'entaille (expérimentale et théorique) (rappel de la Figure 102).

Tableau II. Comparaison entre $(a_1 ; a_2)$ et $(\sigma_{lim} ; x_{lim}^2)$ pour trois calcaires différents.

		Chamesson	Larrys-Moulin d'Arlot	Pierre de Lens
a_1	MPa	2.04	12.8	0.33
a_2	mm ²	38 ²	75 ²	25 ²
σ_{lim}	MPa	1.85	5.86	0.24
x_{lim}	mm	35	83	4.5

Or, pour chacun des calcaires, le couple de coefficients de cette fonction, $(a_1 ; a_2)$ semble assez similaire au couple de valeurs $(\sigma_{lim} ; x_{lim}^2)$ où x_{lim} est la profondeur au delà de laquelle la contrainte maximale est constante (Tableau II).

Cette comparaison est faite, dans un premier temps, en considérant que la contrainte maximale mesurée en fond d'entaille du cube de Larrys est la valeur-limite de ce calcaire. L'expérimentation sur le tube surcarotté de Larrys tend à démontrer que cette valeur est très certainement un peu plus élevée.

Le fait que les coefficients $\sqrt{a_2}$ et x_{lim} soient fortement corrélés, vient très certainement du fait que le premier caractérise la courbure de l'allure de la contrainte le long de l'entaille et que le second définit la limite entre les deux allures de la contrainte maximale en un point. Par ailleurs, la valeur limite de la contrainte étant atteinte dans deux des cubes de calcaires entaillés testés (Chamesson et Pierre de Lens), il est logique d'avoir une corrélation entre a_1 et σ_{lim} .

La valeur de la contrainte en fond d'entaille peut être évaluée par la formule (17). Si on fait de plus l'hypothèse que $a_2 = x_{lim}^2$, on peut calculer a_1 à partir de la formule (18). Appliquée aux cubes entaillés de 15cm de côté, de Chamesson et Pierre de Lens, cette hypothèse semble validée par la bonne correspondance entre l'allure de la contrainte ainsi déterminée le long de l'entaille et les valeurs expérimentales mesurées lors d'un des cycles de gel-dégel subis par les cubes entaillés (Figure 119).

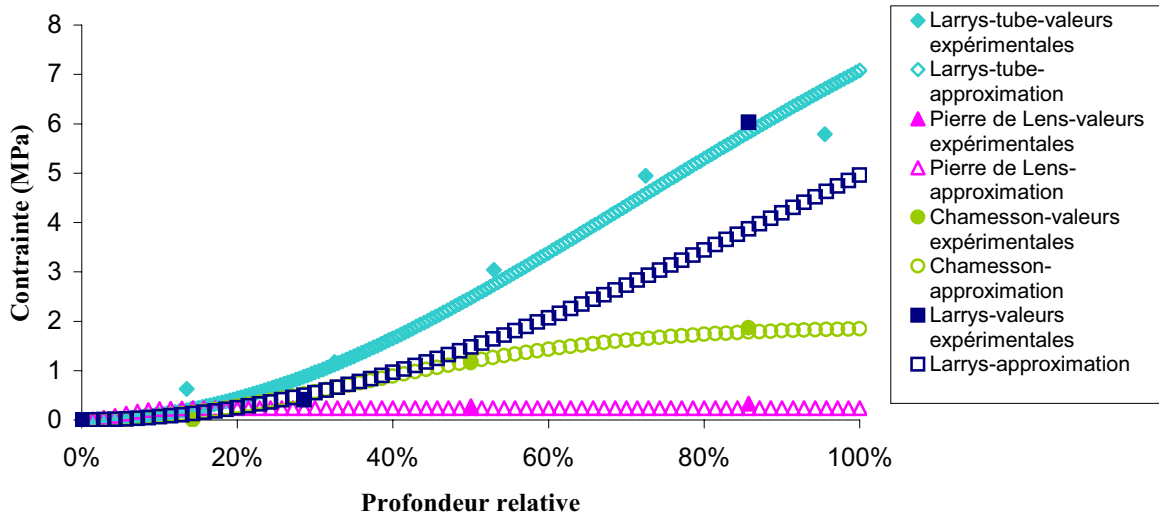


Figure 119. Allure de la contrainte de long de l'entaille lorsque sa valeur est maximale en fond d'entaille (expérimentale et théorique avec l'hypothèse $a_2 = x_{lim}^2$ et la formule (17)).

Lors de nos expérimentations, les profondeurs des entailles testées n'ont pas permis d'atteindre la valeur-limite de la contrainte pour le calcaire Larrys. En prenant pour valeur de a_1 , celle ayant permis de caler la fonction (18) dans le cas du premier cycle subi par le cube de 15cm de Larrys (Tableau II : $a_1=12.8\text{MPa}$) et en considérant le cas où la profondeur de l'entaille est inférieure à $x_{limLarrys}$, (17) et (18) permettent d'évaluer a_2 : $a_2 = 100^2\text{mm}^2$. Selon l'hypothèse faite précédemment, $a_2 = x_{lim}^2$ et x_{lim} est égale à 100mm. D'après la définition de x_{lim} , σ_{lim} vaut alors 7.08MPa. Dans l'entaille de 7cm du cube de Larrys de 15 cm, la valeur-limite de la contrainte n'est effectivement pas atteinte car la contrainte maximale en fond d'entaille est de l'ordre de 6MPa. σ_{lim} ayant été définie comme une caractéristique intrinsèque du calcaire, on peut évaluer x_{lim} dans le cas du tube surcarotté de Larrys : $x_{lim}=200\text{mm}$. En considérant $a_2 = x_{lim}^2$ et la formule (17), nous avons alors évalué le coefficient a_1 . L'allure de la contrainte obtenue dans le cas du tube surcarotté reprend bien les points de mesures expérimentaux (Figure 119). On observe par contre un écart entre théorie et expérience en fond d'entaille dans le cas du cube entaillé même si l'allure semble globalement correcte (Figure 119). Cet écart est dû à la valeur mesurée en fond d'entaille un peu forte par rapport à la contrainte maximale évaluée empiriquement en fonction de la quantité d'eau sus-jacente (cf. observations au paragraphe IV.3.2).

Malgré cet écart observé entre théorie et expérience, **les équations (17) et (18) permettent de reproduire relativement bien l'allure de la contrainte le long de l'entaille dans le cas de deux calcaires différents et dans le cas de deux géométries différentes. Elles constituent une première approche tout à fait correcte de l'allure de la contrainte le long de l'entaille lorsque la valeur est maximale en fond d'entaille.** Cette allure de la contrainte

peut être **définie en connaissant simplement la géométrie de la fissure (profondeur et épaisseur) et le rayon moyen d'accès aux pores**. Nous pouvons d'ailleurs préciser maintenant un peu plus la relation entre le rayon moyen d'accès aux pores d'un calcaire et sa valeur limite de contrainte générée par le gel car nous avons déterminé cette dernière valeur pour le Larrys. L'ordre de grandeur d'un rayon moyen d'accès aux pores s'évaluant en terme de puissance de 10, la valeur-limite de la contrainte semble être une fonction linéaire décroissante du logarithme du rayon. Cette approximation demanderait cependant à être affinée par la comparaison à d'autres calcaires.

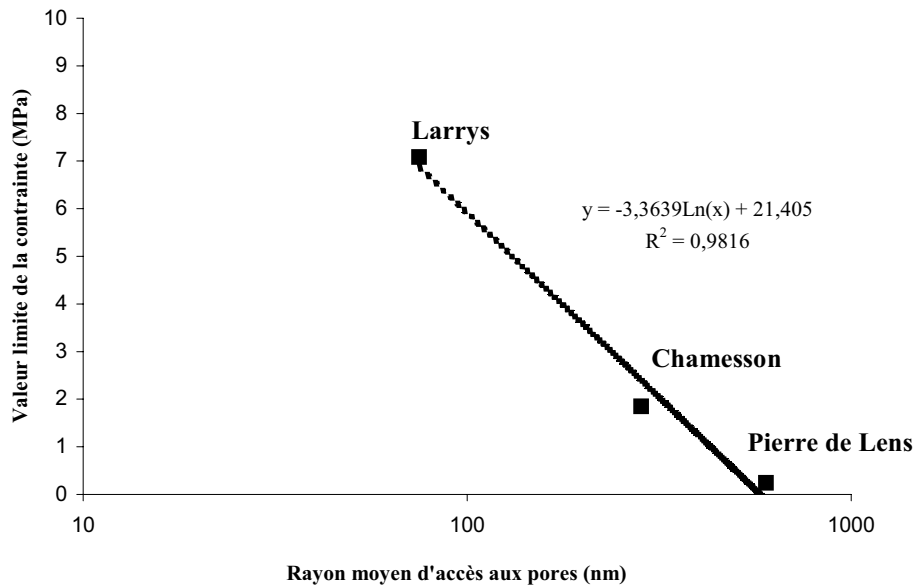


Figure 120. Approximation de la valeur-limite de la contrainte en fonction du rayon moyen d'accès aux pores.

IV.5.2 Application aux massifs calcaires

L'étude de la propagation des réseaux de fissures des calcaires sous l'action du gel, observée in situ, s'est trop souvent heurtée aux limites des expérimentations de gel en laboratoire perpétrées généralement sur des roches homogènes (Hallet et al, 1991). Les modèles théoriques établis jusqu'ici prônent la prédominance soit de la géométrie de la fissure (Tharp, 1987), soit du réseau poreux de la roche (Matsuoka d'après Andrèn, 2006). Nos expérimentations et le modèle de contrainte générée que nous avons établi, tendent à prouver qu'en fait, l'ensemble de ces facteurs interagit. Dans le cas de calcaires peu poreux, tel le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlet, la contrainte générée par le gel dépend plus de la géométrie de la fissure que des caractéristiques du réseau poreux alors que dans le cas de calcaires plus poreux tels Chamesson et Pierre de Lens, les rôles sont inversés. **La génération d'une contrainte par le gel dans une fissure d'un calcaire se résume à un conflit entre la cinétique d'écoulement des fluides dans le réseau poreux de la roche et la cinétique de progression du front de gel dans la fissure.** Or, dans le cadre d'un massif calcaire de part les conditions naturelles, ce conflit est très certainement plus modulé que dans le cadre de nos blocs de calcaires simplement entaillés et étudiés en laboratoire.

Pour compléter le modèle de contrainte simplifié présenté au paragraphe précédent, des critiques peuvent être émises au regard des conditions naturelles imposées par un réseau de fissures dans un massif de calcaire.

Le contact entre la glace formée et les parois des fissures augmente avec la tortuosité du réseau si bien que le confinement s'en trouve accru. **Dans le cas réel d'un réseau de fissures, le coefficient de proportionnalité entre contrainte générée à une profondeur dans une fissure et quantité d'eau sus-jacente, α , sera certainement plus important que celui évalué dans le cadre de nos entailles expérimentales à parois rectilignes.**

Au cours de nos expérimentations, nous avons noté le faible écart de régime thermique entre les calcaires (en-dehors du changement de phase). Cependant, dans la nature, la distance entre la fissure et les parois extérieures du massif rocheux peut induire un retard à la propagation de l'isotherme à 0°C suffisant pour que l'eau, encore liquide en fond de fissure, ait le temps de s'échapper dans le réseau poreux ou alors le reste du réseau de fissures. Par conséquent, **la contrainte générée dans le réseau de fissures d'un massif par le gel diminue globalement avec l'éloignement du réseau de fissures des parois extérieures du massif.**

Si l'intensité du gel n'a pas de réelle influence en terme d'altération des calcaires fissurés, la durée du gel intervient non pas sur la valeur de la contrainte mais sur la profondeur du réseau affectée par le gel. Or, la contrainte augmentant avec la profondeur, **la contrainte maximale atteinte dans le réseau de fissures d'un massif calcaire sera d'autant plus élevée que la période de gel est longue.** Dans le cadre de nos expérimentations, l'atteinte d'un équilibre thermique a permis de nous positionner à chaque fois dans le cas où le front de gel a atteint le fond de l'entaille. **La durée de la période de gel permet donc d'évaluer la partie du réseau de fissures atteinte par le front de gel et donc susceptible de subir des altérations.**

Enfin, il ne faut pas oublier, comme paramètres extérieurs, la vitesse de refroidissement et l'état de saturation du réseau de fissures. Ces deux facteurs ne peuvent être étudiés indépendamment l'un de l'autre car leur action sur la contrainte générée par le gel dans un réseau de fissures est combinée. Nous avons établi un modèle de contrainte basé sur la quantité sus-jacente d'eau gelée. Par conséquent, moins un réseau de fissures est saturé en eau, moins la contrainte générée globalement dans le réseau est importante. Or, l'état de saturation d'un réseau de fissures dépend de la vitesse de refroidissement. Si le réseau est initialement vide d'eau, un refroidissement lent lui permettra de se charger en eau si une source se trouve à proximité. Si au contraire le réseau est initialement saturé et si aucun apport d'eau n'est possible, un refroidissement lent contribuera au contraire à désaturer le réseau. **L'association de la vitesse de refroidissement et de l'état de saturation initiale du réseau de fissures permet de moduler les valeurs de la contrainte atteinte dans le réseau de fissures lors du changement de phase de l'eau.**

Enfin, pour compléter notre modèle de contrainte, il faudrait également **tenir compte des sollicitations thermiques auxquelles le réseau de fissures est soumis lors des chutes de température par contraction du calcaire** (Martinet, 1993).

Même en tenant compte de ces remarques, notre modèle de contrainte demande à être précisé et validé par des mesures in situ afin de prendre en compte la multitude des conditions naturelles. Le régime thermique dans un massif rocheux est certes dépendant des caractéristiques thermiques de la roche et du type de cycle de gel-dégel mais dépend également de l'enneigement, de la végétation, de l'ensoleillement, de la topographie du site, de son orientation, de son exposition, de la pente, de l'altitude et de la circulation de l'air dans le réseau. La qualité de l'eau, qui influe sur les conditions de changement de phase, dépend de la végétation, des activités anthropiques et du remplissage du réseau de fissures. Enfin, la teneur en eau du massif évolue selon les précipitations, l'hygrométrie, le vent, les systèmes de drains naturels existants, le niveau de la nappe.

Les facteurs pouvant influencer la génération de contrainte lors du gel dans une fissure, se classent en trois catégories :

- caractéristiques intrinsèques à la roche,
- géométrie de la fissure,
- conditions externes.

La comparaison de la valeur et de l'allure de la contrainte générée par le gel dans une fissure entre différents calcaires, pour plusieurs géométries d'entaille et dans diverses conditions de gel-dégel a mis évidence que dans le cas d'une fissure ouverte, le module d'élasticité de la roche n'est pas le facteur dont cette contrainte est le plus dépendante. La contrainte maximale à une certaine profondeur dans une fissure semble plutôt être une fonction croissante de la colonne d'eau sus-jacente jusqu'à une valeur-limite qui serait intrinsèquement liée à la roche et en particulier à sa perméabilité :

$$\text{Si } x \leq \frac{\sigma_{\text{lim}}}{\alpha e}, \sigma_{\text{max}}(x) = x e \alpha$$

$$\text{Si } x \geq \frac{\sigma_{\text{lim}}}{\alpha e}, \sigma_{\text{max}}(x) = \sigma_{\text{lim}}$$

où :

- x , profondeur considérée dans l'entaille (mm),
- e , épaisseur de l'entaille (mm),
- σ_{lim} , valeur-limite de la contrainte (estimée avec une bonne approximation à l'aide du rayon moyen d'accès aux pores, $\sigma_{\text{lim}} \text{ (MPa)} = -3.4 \ln(R1 \text{ (nm)}) + 21.4$),
- $\alpha = 0.0354 \text{ MPa/mm}^2$.

En fait la génération d'une contrainte par le gel dans une fissure remplie d'eau d'un calcaire se résume à une compétition entre la cinétique d'écoulement des fluides dans le réseau poreux environnant de la roche et la cinétique de progression du front de gel dans la fissure : si la roche est suffisamment perméable, les pertes d'eau dans le réseau au cours du gel tendent à diminuer la pression de confinement induite par le développement du bouchon de glace en profondeur dans la fissure.

A l'échelle du massif, un tel mécanisme laisse supposer l'importance du contrôle de la contrainte par le contact glace/paroi rocheuse, l'état de saturation du massif et la durée de la période de gel. Le contact glace/paroi rocheuse dépend de la microstructure de la roche mais surtout, à l'échelle macroscopique, de la tortuosité du réseau de fissures. Favorisant le confinement, il peut contribuer à l'augmentation de la contrainte. D'autre part la valeur de la contrainte générée étant liée à la quantité d'eau, le réseau poreux de la roche doit être suffisamment saturé pour maintenir la teneur en eau du réseau de fissures et permettre la propagation de ce dernier par le gel. Le réseau de fissures dans une roche est en effet le dernier à se saturer en eau : il sert avant tout de réservoir pour le reste de la roche. Enfin, la contrainte étant fonction de la profondeur considérée et le front de gel se propageant au cours du temps en profondeur, la durée du gel influe sur la contrainte maximale atteinte dans le réseau de fissures et la partie du réseau affectée par le gel.

L'étude de l'influence des caractéristiques intrinsèques de la roche, de la géométrie de la fissure et des conditions externes sur la contrainte générée par le gel a démontré que les facteurs les plus déterminants étaient la perméabilité (ou le rayon moyen d'accès aux pores

auquel elle est fortement corrélée), la profondeur et l'épaisseur de l'entaille. A partir de ces facteurs, le modèle de contrainte le long d'une entaille précédemment établi pour une fissure ouverte (de profondeur L , d'épaisseur e) a été paramétré :

$$\sigma(x) = a_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right) \right]$$

$$a_2 = x_{critique}^2 = \left(\frac{\sigma_{lim}}{\alpha e}\right)^2$$

$$\text{où } \left\{ \begin{array}{l} \text{si } L < x_{critique}, \quad a_1 = \frac{\alpha e L}{1 - \exp\left(-\left(\frac{\alpha e L}{\sigma_{lim}}\right)^2\right)} \\ \text{si } L > x_{critique}, \quad a_1 = \frac{\sigma_{lim}}{1 - \exp\left(-\left(\frac{\alpha e L}{\sigma_{lim}}\right)^2\right)} \end{array} \right.$$

Ce modèle demande à être complétée par la multitude des situations naturelles. Mais on peut se demander si, déjà, il ne suffit pas à modéliser l'initiation de la rupture et la propagation de la fissuration dans une roche calcaire : c'est le sujet du chapitre suivant.

- Chapitre -
V

Initiation et propagation de la fissuration sous contraintes de gel-dégel

V.1	Initiation de la rupture sous contrainte de gel-dégel	196
V.1.1	Des modèles de rupture existants limités par la méconnaissance de la contrainte:	196
V.1.2	La mécanique de la rupture appliquée aux roches	196
	V.1.2.1 Principe de la mécanique de la rupture	197
	V.1.2.2 Application aux roches calcaires : deux mécanismes d'initiation de la rupture	197
V.1.3	Le gel-dégel contribue à la diminution de résistance de la roche	198
	V.1.3.1 Diminution de résistance due aux conditions hydrique et thermique	198
	V.1.3.2 Diminution de résistance due à la fatigue induite par le chargement cyclique au cours des périodes de gel et de dégel successives	199
V.1.4	Le gel crée surtout un facteur d'intensité de contrainte qui peut mener le fond de l'entaille à la rupture	199
V.2	Propagation de la fissuration sous contrainte de gel-dégel	202
V.2.1	Modèle physique de la propagation de la fissuration sous contrainte de gel dans un calcaire	202
	V.2.1.1 Observation de la propagation de réseaux de fissures à différentes échelles	202
	V.2.1.2 Altération progressive du chemin préférentiel de rupture initié des les premiers cycles de gel-dégel	206
	V.2.1.3 Influence de la lithologie sur la propagation du réseau de fissures	209
V.2.2	Modèle numérique de propagation de la fissuration sous l'effet des cycles de gel-dégel	211
	V.2.2.1 Un chemin de rupture modélisé par des joints	211
	V.2.2.2 Loi de comportement des joints adapté aux processus d'altération par gel-dégel	212
	V.2.2.3 Application à nos résultats expérimentaux	213
	V.2.2.4 Critiques du modèle de propagation numérique de la fissuration dans les calcaires sous l'action du gel	218

V.1 Initiation de la rupture sous contrainte de gel-dégel

Nous avons mis en évidence que le gel de l'eau dans un réseau de fissures génère une contrainte le long des parois. Nos observations sur des blocs de calcaires entaillés indiquent que cette contrainte semble suffisante pour mener la roche à la rupture et contribuer à la propagation des fissures existantes. Le modèle de contrainte générée par le gel le long de la paroi d'une fissure que nous avons établi, permet-il effectivement d'atteindre la rupture ?

V.1.1 Des modèles de rupture existants limités par la méconnaissance de la contrainte:

La rupture observée générée par les alternances de périodes de gel et de dégel dans le réseau de fissures des roches est de type fragile : elle se traduit par la décohésion du squelette rocheux permettant le prolongement du réseau de fissures existant.

Les méthodes utilisées actuellement pour prédire la propagation d'une fissure par rupture dans un massif calcaire, sous des conditions de températures négatives, ont été limitées jusqu'ici par la méconnaissance de la contrainte générée, dans la fissure, par le gel de l'eau présente.

Tharp (1987) a étudié l'influence de la forme et des dimensions de la fissure sur l'initiation de la rupture en fond de fissure à l'aide du principe de la mécanique de la rupture en mode I. Mais le modèle de contrainte utilisé est un modèle uniforme de contrainte dans la fissure basé sur la relation de Clausius Clapeyron qui lie thermodynamiquement la variation de pression à la température (Black, 1995).

Hall (1986), par analyse inverse, utilise également le principe de la mécanique de la rupture en mode I pour définir la contrainte limite menant à la rupture dans une fissure. Mais cette étude nécessite de se réduire à une contrainte uniforme dans la fissure.

Walder et al (1985) ont utilisé le principe de propagation sub-critique des fissures dans une roche pour étudier l'influence de la durée du gel, de l'intensité du gel et des dimensions de la fissure initiale sur la propagation des réseaux de fissures des roches. Mais le modèle de contrainte choisi reprenait celui établi dans les sols pour le phénomène de ségrégation de la glace : la fissure étudiée est modélisée par une lentille de glace horizontale sans possibilité d'extrusion et sans considération de propagation du front de gel. Le modèle de contrainte est uniforme et se base sur l'apport d'eau par migrations au cours de la chute en température.

Quel que soit le modèle, tous les auteurs se sont basés sur la mécanique de la rupture. Il serait intéressant de tester notre modèle de contrainte dans ce cadre.

V.1.2 La mécanique de la rupture appliquée aux roches

La mécanique de la rupture s'attache à étudier les conditions de propagation de fissures préexistantes dans le matériau. Son application aux roches est assez récente (Homand et al, 2000).

V.1.2.1 Principe de la mécanique de la rupture

Les fissures sont modélisées par des discontinuités de matière infiniment fines. Irwin (Tada et al, 1973) a alors classé le champ de contraintes à proximité du fond de fissure selon trois modes élémentaires (Figure 121):

- **mode I** ou de traction où la sollicitation est perpendiculaire au plan de la fissure,
- **mode II** ou de cisaillement où la sollicitation est dans le plan de la fissure et son action est perpendiculaire au front de la fissure,
- **mode III** ou de torsion où la sollicitation est dans le plan de la fissure et son action est parallèle au front de la fissure.

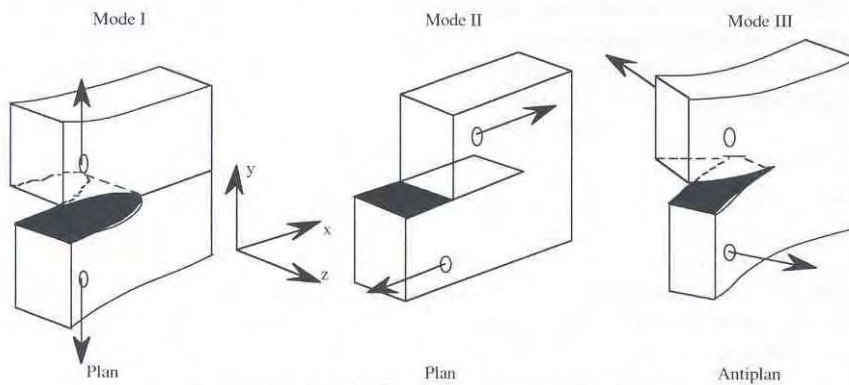


Figure 121. Les différents modes de rupture élémentaires selon la mécanique de la rupture (Homand et al 2000).

Le champ de contrainte à proximité du front de la fissure est caractérisé par le facteur d'intensité de contrainte, K_I . Ce paramètre dépend du chargement appliqué et de la géométrie de la structure fissurée. En particulier, en mode I (mode qui nous intéresse dans le cadre de notre étude des contraintes de traction dues au gel), la propagation de la fissure est fonction de son facteur d'intensité de contrainte qui est proportionnel à la contrainte normale en fond de fissure. Le principe de la mécanique de la rupture dans le cadre de ce mode est que **la fissure se propage si le facteur d'intensité de contrainte est supérieur à une valeur-seuil.**

V.1.2.2 Application aux roches calcaires : deux mécanismes d'initiation de la rupture

Dans le cas des roches, la valeur-seuil délimitant la propagation ou non de la fissure dépend des caractéristiques physiques et chimiques de la roche en fond de fissure. Le mécanisme de fracturation des roches se différencie par deux types de propagation des fissures (Ishikawa et al, 2004) : critique et sub-critique.

La **rupture dite critique** caractérisée par une forte vitesse de propagation de la fissure est due au dépassement par le facteur d'intensité, de la **ténacité** ou facteur d'intensité de contrainte critique (K_{IC}), qui est une caractéristique intrinsèque à la roche.

Une **rupture dite sub-critique** peut subvenir à une valeur plus faible du facteur d'intensité de contrainte : la propagation de la fissuration est alors beaucoup plus lente. Ce type de rupture sub-critique est dû à la diminution de la résistance mécanique de la roche :

- par **corrosion sous contrainte** en fond de fissure en présence d'eau, agent chimique altérant de la roche,
- par **fatigue** lors de l'application successive et répétée d'un chargement tel un chargement cyclique.

En réalité, en fond de fissure, la concentration de contraintes crée une **zone de comportement non-linéaire de la roche**. La théorie ci-dessus, qui repose sur le comportement élastique linéaire du matériau, ne peut s'appliquer à cette zone. Néanmoins, si la taille de cette dernière reste petite par rapport au reste de la structure concernée, on peut considérer que la mécanique de la rupture linéaire élastique reste valable. Dans le cadre de nos éprouvettes entaillées testées en laboratoire, cette approximation ne devrait pas être suffisante. Selon les études de Castelli et al (2004) sur des fissures ouvertes de massifs rocheux, le mode I de la mécanique de la rupture élastique linéaire est cependant suffisant pour caractériser leur rupture. Nous nous sommes donc basés sur ce postulat pour se restreindre à la mécanique de la rupture élastique linéaire dans le cadre de notre étude.

V.1.3 Le gel-dégel contribue à la diminution de résistance de la roche

V.1.3.1 Diminution de résistance due aux conditions hydrique et thermique

Tout cycle de gel-dégel s'accompagne de variations de température et en particulier d'une diminution jusqu'à des températures négatives. Or la résistance mécanique d'une roche dépend de la température (Williams et al, 1989 ; Lion, 2004). Certes, en présence d'eau, les températures négatives, par formation de glace dans les pores, ont tendance à voir augmenter la résistance de la roche en période de gel (Henry, 1978 ; Andr en, 2006) et en particulier K_{IC} (Dwivedi et al, 2000). Mais les altérations de la structure rocheuse, inhérentes à ce changement de phase dans le réseau poreux, réduisent la résistance mécanique à l'état sec de la roche si bien qu'en période de dégel, une rupture peut survenir. Par exemple, un joint rocheux peut voir diminuer de façon critique sa cohésion lors de la fonte de la glace qu'il contenait (Davies et al, 2001).

Les migrations forcées observées, lors du gel, entre le réseau de fissures et le réseau poreux ont certainement une influence sur la résistance de la roche. A proximité du fond des fissures en particulier, de part le confinement croissant et la propagation progressive du front de gel, le taux de saturation en eau peut s'avérer élevé. Or, tant que l'eau reste liquide, elle contribue à la diminution de la résistance mécanique des roches et tout particulièrement des calcaires (Hazebrouck et al, 1979). L'action de l'eau sur la résistance mécanique des calcaires est modulée par le type de réseau poreux (Henry, 1978 ; Thomachot, 2002 ; Al Mukhtar et al, 2004).

Par ailleurs, la présence simultanée de températures négatives et d'écoulements d'eau accélère la dissolution du calcaire (cf. I.2.1.2 : Coque, 2002; Javey, 1972). Une telle réaction physico-chimique sur le squelette de calcite en fond de fissure tend à favoriser la corrosion sous contrainte et contribue à la propagation sub-critique (Henry et al, 1977). Sous une forte pression, ce processus peut mener à la formation de stylolithes (Henry, 1978). La valeur-seuil du facteur d'intensité de contrainte, K_{SCC} (Stress Corrosion Cracking ou moins usité K_{ICSC} , K_I critique sous corrosion), pour laquelle la propagation sub-critique peut intervenir, est de l'ordre de $0,2 K_{IC}$ pour le verre. Mais dans le cas d'un calcaire, la valeur-seuil est plus forte du fait de la dissolution limitée de la calcite, par saturation en Ca^{2+} , CO_3^{2-} de l'eau présente en fond des fissures et à proximité (Henry et al, 1977). Walder et al (1985) et Tharp (1987) utilisent les résultats de Segall sur les roches et considèrent que K_{SCC} est supérieur à $0.3/0.4 K_{IC}$. Henry (1978) note que, dans le cas de roches calcaires, en présence d'eau, K_{SCC} est inférieur à $0.5K_{IC}$. Ishikawa et al (2004) ont observé que la propagation sub-critique de la fissuration existante dans les roches pouvait également intervenir sous l'action des contraintes générées par les seules variations thermiques. Quelle que soit l'origine, une fois K_{SCC} atteinte et avant d'avoir atteint K_{IC} , la propagation sub-critique de la fissuration s'effectue à une vitesse liée au facteur d'intensité de contrainte par la loi de Charles (Schultz, 2000) :

$$V = V_0 \left(\frac{K_I}{K_{SCC}} \right)^n \quad (19)$$

V_0 , la vitesse initiale de la propagation sub-critique, et n , l'indice de corrosion sous contrainte, dépendent de la roche et des conditions environnementales ainsi que de la valeur de K_I (Chau et al, 2006 ; Cao et al, 2006).

En conclusion, **dès $0.3K_{IC}$, une fissuration peut s'initier par propagation sub-critique dans le cas d'une roche calcaire.**

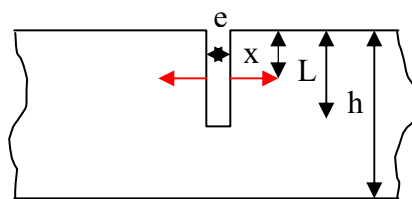
V.1.3.2 Diminution de résistance due à la fatigue induite par le chargement cyclique au cours des périodes de gel et de dégel successives

Suite à des cycles successifs de gel-dégel, l'altération des caractéristiques mécaniques (vitesse de propagation du son, résistance à la compression...) sur des roches carbonatées a déjà été mesurée sans qu'aucune détérioration ne soit visible. Des lois d'amenuisement de type exponentiel de ces différentes caractéristiques mécaniques en fonction du nombre de cycles de gel-dégel subis ont pu d'ailleurs être établies dans le cadre de ces expérimentations (Yavuz et al, 2006; Mutlutürk et al, 2004). En réalité, les roches ont une aptitude à se rompre en différé (Habib 2004). **Les actions répétées d'une charge et d'une décharge contribuent à la diminution de la résistance globale de la roche sans que cela soit visible à l'œil nu.** Les cycles climatiques que constituent les périodes de gel et de dégel s'inscrivent dans ce type de processus d'altération (Halsey et al, 1998). Mais, selon Tharp (1987), relativement aux autres mécanismes d'actions altérantes des cycles de gel-dégel, cet effet de fatigue cyclique est négligeable.

V.1.4 Le gel crée surtout un facteur d'intensité de contrainte qui peut mener le fond de l'entaille à la rupture

En terme de rupture, l'action du gel dans une fissure remplie d'eau est essentiellement efficace de part le facteur d'intensité de contrainte généré en fond de fissure par la contrainte créée le long de la paroi lors de la propagation du front de gel. On peut se demander si cette allure de la contrainte, que nous avons observée, est effectivement susceptible de justifier la rupture observée sur les cubes de calcaires entaillés testés.

Nous avons évalué le facteur d'intensité de contrainte initié en fond d'entaille par l'allure de la contrainte que nous avons établie dans le cadre des cubes entaillés (cf. IV.5.1). Pour cela nous avons utilisé la formule établie par Tada (Tada et al, 1973) dans le cas d'une plaque (d'épaisseur h) chargée ponctuellement à une certaine profondeur dans une entaille de profondeur L et d'épaisseur e :



$$K_I = \frac{2P}{\sqrt{\pi L}} \frac{G\left(\frac{x}{L}, \frac{L}{h}\right)}{\left(1 - \frac{L}{h}\right)^{\frac{3}{2}} \sqrt{1 - \left(\frac{x}{L}\right)^2}} \quad (20)$$

où G est une fonction polynomiale (Tada et al, 1973).

En remplaçant P par $\sigma(x)dx$, la relation précédente a été intégrée afin de considérer l'allure de la contrainte le long de la paroi de l'entaille dans son ensemble. Le calcul de K_I se ramène alors à l'évaluation de l'intégrale suivante :

$$K_I = \frac{2}{\sqrt{\pi L}} \frac{1}{\left(1 - \frac{L}{h}\right)^{\frac{3}{2}}} \int_0^L \frac{C_0 + C_1 \frac{x}{L} + C_2 \left(\frac{x}{L}\right)^2 + C_3 \left(\frac{x}{L}\right)^3}{\sqrt{1 - \left(\frac{x}{L}\right)^2}} \sigma(x) dx \quad (21)$$

avec : $\sigma(x) = a_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right)\right)$

où : C_0, C_1, C_2, C_3 dépendent de L , la profondeur de l'entaille et h , la hauteur du bloc (Tada et al, 1973) et a_1 et a_2 dépendent du calcaire (son rayon moyen d'accès aux pores), de e , l'épaisseur de l'entaille et de L , la profondeur de l'entaille.

La valeur de K_I a été approchée pour les trois cubes entaillés de calcaire de 15 cm de côté (cf. IV.2.1.2 & IV.5.1) en calculant l'intégrale par la méthode des rectangles (une petite correction a été faite sur le dernier intervalle pour tenir compte de la valeur infinie de la fonction intégrée). La précision de cette approximation augmente avec le nombre d'intervalles choisi. Or de 70 à 10 000 intervalles, l'écart entre les valeurs de K_I est inférieur à $0.1 \text{ MPa}\sqrt{\text{m}}$ (Tableau mm) ce qui correspond à l'ordre de grandeur de précision de mesure sur ce paramètre. Nous avons ainsi considéré, qu'avec 10 000 intervalles, nous obtenions les valeurs de K_I pour les trois cubes avec une bonne approximation.

Tableau mm. Variations de l'approximation sur K_I en fonction du nombre d'intervalles de calcul (en $\text{MPa}\sqrt{\text{m}}$).

Nombre d'intervalles	70	1000	10000
Chamesson	1.18	1.20	1.20
Larrys-Moulin d'Arlot	3.24	3.31	3.32
Pierre de Lens	0.25	0.25	0.26

Pour ce calcul, nous avons utilisé les allures de contrainte évaluées par calage sur les données expérimentales et non par la loi entièrement paramétrée que nous avons établie au paragraphe IV.5.1. En effet, même si nous avons conclu à une bonne corrélation entre théorie et expériences, il s'agit d'évaluer ici très précisément si les valeurs de contrainte mesurées sont susceptibles de justifier, par la mécanique de la rupture, la propagation de la fissuration observée ou non. Les valeurs de K_I évaluées à partir de l'une ou l'autre des allures de la contrainte le long des parois de l'entaille, sont par ailleurs très proches (Tableau nn).

Nous avons utilisé précédemment la formule d'Orange (d'après Tharp, 1987) (cf. III.2.1.3) pour obtenir une valeur approchée du facteur d'intensité de contrainte à partir de la seule mesure de l'ouverture de l'entaille. En considérant l'ouverture de l'entaille correspondant, pour chacun des cubes de 15cm de côté, à la contrainte maximale en fond d'entaille (Tableau

oo), on peut comparer les valeurs de K_I obtenues à celles évaluées ci-dessus (Tableau mm). On remarque que la formule d'Orange permet de donner l'ordre de grandeur du facteur d'intensité de contrainte mais ne suffit pas pour préciser le mode de rupture (critique, sub-critique...). **Il est indispensable de prévoir l'allure de la contrainte le long des parois de la fissure pour pouvoir prédire l'initiation de la rupture ou non en fond de fissure et le mode de propagation de la fissure.**

Tableau nn. Variations de l'approximation de K_I en fonction du modèle de contrainte (nombre d'intervalles = 10 000 ; a_1 en MPa, a_2 en mm²; K_I en MPa√m).

Allure de la contrainte	empirique			théorique		
	a_1	a_2	K_I	a_1	a_2	K_I
Chamesson	2.04	38 ²	1.20	1.88	35 ²	1.18
Larrys-Moulin d'Arlot	12.8	75 ²	3.32	12.8	100 ²	2.08
Pierre de Lens	0.33	25 ²	0.26	0.24	4.5 ²	0.27

Tableau oo. Evaluation du facteur d'intensité de contrainte à partir de l'ouverture de l'entaille.

	E GPa	ν	δ μm	K_I MPa√m
Chamesson	34.6	0.27	60	2.9
Larrys-Moulin d'Arlot	64.9	0.34	30	2.8
Pierre de Lens	32.2	0.275	13	0.6

Afin de pouvoir évaluer si ces valeurs de K_I induisent une rupture ou non, selon la théorie de la mécanique de la rupture élastique linéaire, il faut les comparer à la ténacité propre à chaque calcaire. Homand et al (2000) donnent pour indication, s'agissant des calcaires lithographiques, $K_{IC}=0.8$ MPa√m . Mais en réalité le facteur d'intensité de contrainte critique est une fonction décroissante de la porosité et de l'état de saturation pour les calcaires (Henry, 1978). N'ayant pu mesurer la ténacité pour nos trois calcaires (Chamesson, Larrys et Pierre de Lens), nous nous sommes référés à la formule reliant ténacité et porosité établie par Henry (1978) dans le cas des calcaires saturés en eau :

$$K_{IC} = \frac{4}{\sqrt{10}} \exp(-8.05n) \quad (22)$$

où K_{IC} est en MPa√m et n est la porosité du calcaire.

Pour les trois calcaires, nous obtenons :

Tableau pp. Valeurs de la ténacité à l'état saturé.

	n	K_{IC}	K_I
Chamesson	17.5%	0.31 MPa√m	1.20 MPa√m
Larrys-Moulin d'Arlot	4.3%	0.89 MPa√m	3.32 MPa√m
Pierre de Lens	14.8%	0.38 MPa√m	0.26 MPa√m

Ayant étudié et modélisé l'allure de la contrainte le long de la paroi de l'entaille au moment de la période de gel où la contrainte est maximale en fond d'entaille, la valeur du facteur d'intensité de contrainte évaluée correspond à ce même instant du cycle de gel-dégel. Par comparaison des valeurs de la ténacité aux valeurs du facteur d'intensité de contrainte entre les trois cubes de calcaire, nous pouvons remarquer que, **dès le premier cycle, la rupture peut s'initier de manière critique dans le cas des cubes de Chamesson et de Larrys.** Or, nous avons effectivement observé une rupture dès le premier cycle pour ces deux éprouvettes. Par contre la contrainte générée par le gel dans l'entaille du cube de 15cm de long de **Pierre de Lens** n'est pas suffisante pour initier la propagation de cette entaille : la

ténacité de la roche est plus élevée que le facteur d'intensité de contrainte. Mais, à la suite de cinq cycles successifs de gel-dégel, la rupture s'est initiée : le facteur d'intensité de contrainte étant toujours inférieur à la ténacité mais supérieur à $0.3K_{IC}$, **le processus de propagation sub-critique peut être intervenu pour mener la roche à un état de rupture critique.** Effectivement, la vitesse de propagation du son à proximité du fond de l'entaille dans ce cube de calcaire a fortement diminué avec les cycles de gel-dégel et indique une profonde restructuration de la microstructure qui tendrait à justifier un phénomène de corrosion sous contrainte. Mais cela peut être **également un phénomène de fatigue dû à l'altération cyclique de la résistance du calcaire.**

V.2 Propagation de la fissuration sous contrainte de gel-dégel

Nous avons observé et démontré que la contrainte générée en période de gel était suffisante pour initier une rupture en fond de fissure. On peut alors se demander de quelle manière et sur quelle distance la propagation de la fissure s'effectue. La connaissance de ce mécanisme permettrait de compléter le modèle de détachement d'un bloc d'une paroi rocheuse que nous tentons d'établir depuis le début de cette étude.

V.2.1 Modèle physique de la propagation de la fissuration sous contrainte de gel dans un calcaire

V.2.1.1 Observation de la propagation de réseaux de fissures à différentes échelles

L'observation des parois rocheuses à la suite de chutes de pierres et de blocs conclut généralement à la présence d'une fissuration antérieure à l'éboulement qui s'est propagée jusqu'à la limite de stabilité du compartiment rocheux ainsi délimité. L'examen de la cicatrice (zone de rupture : Figure 122) indique très souvent l'existence à la fois de zones de ruptures fraîches et de zones plus altérées. Ces dernières suggèrent qu'en certains points de la surface de rupture, une ouverture existait antérieurement à la propagation critique de la fissuration ayant conduit à la chute des rochers. Elles sont la preuve d'une rupture progressive et hétérogène lors de la propagation de la fissuration existante.

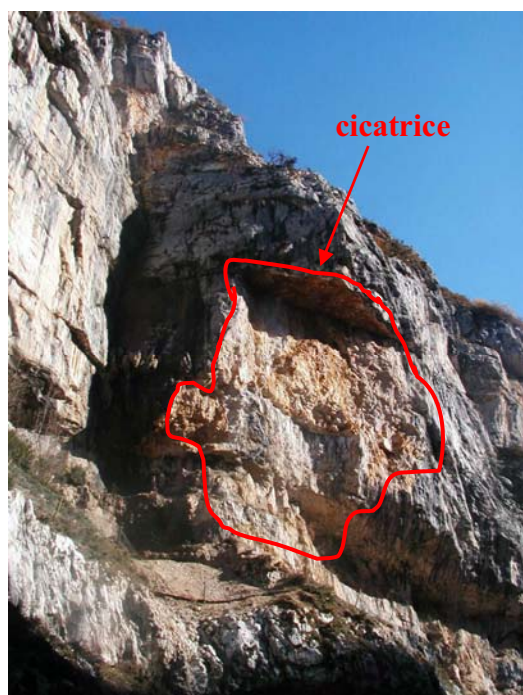


Figure 122. Cicatrice sur une paroi rocheuse : photo prise neuf mois après la chute de blocs rocheux (Les Grands Goulets, février 2003).

Afin de pouvoir observer ce processus de fissuration progressive, nous avons reproduit le processus de gel-dégel de l'eau dans une fissure en laboratoire à l'aide de cubes entaillés de différents calcaires. Ainsi l'expérimentation sur le cube de Larrys-Moulin d'Arlot de 15cm de côté (cf. III.1) a mis en évidence une rupture progressive : au fur et à mesure des cycles de gel-dégel successifs, nous avons observé la propagation d'une fissure dans le prolongement de l'entaille initiale (cf. III.2.1.4 & Figure 123). Toutefois le dispositif expérimental ne nous a pas permis d'observer le cube au microscope entre deux cycles : nos observations de la fissuration se sont cantonnées à celles effectuées à l'œil nu. La fissure induite est ainsi apparue en fin de 2^{ème} cycle de gel-dégel. Or les mesures de l'ouverture de l'entaille et de pression en différents points de l'entaille indiquent une rupture dès le premier cycle (cf. III.2.1). Nous nous sommes demandés si, à l'échelle microscopique, cette initiation de la rupture dès le premier cycle n'était pas visible.

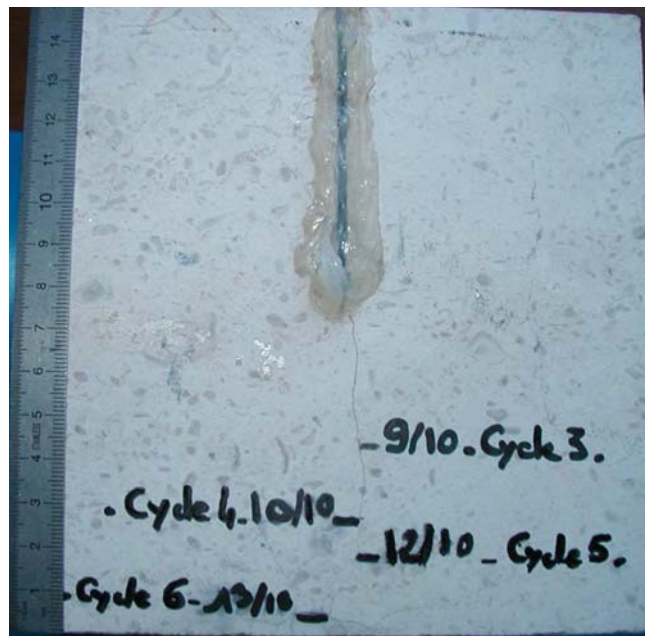


Figure 123. Rupture progressive pour le cube de 15cm de Larrys-Moulin d'Arlot.

Protocole expérimental

Pour pouvoir observer correctement la réelle propagation de la fissuration au sein de la microstructure de la roche, nous avons mis en place une nouvelle expérimentation toujours à partir de notre calcaire de référence, le Larrys de la carrière du Moulin d'Arlot et à l'aide d'observations au microscope. La technique de la microscopie est déjà usuellement utilisée dans l'étude de la fissuration des pierres de construction en place (Bustamante et al, 1994). Nous avons préparé plusieurs petits cubes de 4cm de côté, entaillés sur 3cm. Les entailles ont été étanchées de la même manière que pour les expérimentations précédentes et nous avons soumis les cubes à des cycles de gel-dégel « classiques » : période de gel à -5°C et période de dégel à 20°C . Sous ces conditions de gel et avec ces dimensions, 7 cycles ont été nécessaire pour mener au moins une éprouvette à sa rupture totale. A la fin de chaque cycle, nous avons retiré et sacrifié un des cubes qui a été poli puis observé au microscope électronique à

balayage (MEB). La particularité de ce type d'observation est l'obtention d'une illustration en 2D.

Les images obtenues et reconstruites afin de pouvoir avoir une vue d'ensemble, ont permis de mettre en évidence un chemin de rupture préférentiel dans le prolongement de l'entaille dès le premier cycle de gel-dégel (Figure 125), même s'il n'est visible à l'œil nu qu'entre le 3^{ème} et le 5^{ème} cycle selon l'éprouvette (Figure 124). Un exemple d'image d'ensemble du chemin de rupture à chaque cycle est donné en annexe 5.

Le chemin emprunté par la fissure se fait en fonction de la texture du calcaire (contournant parfois les points durs par exemple : Figure 125 - détail 1). Il choisit le parcours où la roche est la moins résistante. Ainsi pour le calcaire oolithique étudié, le Larrys, les oolithes semblent plus résistantes à la traction que le reste de la matrice rocheuse. Les valeurs de compétences mécaniques, évaluées à l'échelle du laboratoire, ne sont donc plus valables à l'échelle microscopique. Remy (1993) et Prick (1999) avaient fait la même remarque lors de leur étude de l'action du gel sur la matrice rocheuse des calcaires.

D'autre part nous ne pouvons parler de réelle rupture dès le premier cycle car, le long de ce chemin, la rupture n'est pas effective partout (Figure 125 - détail 2). Des zones encore intactes le long du chemin cèdent progressivement d'un cycle sur l'autre jusqu'à la rupture totale de l'éprouvette. Comme, dans le cadre de ces cubes entaillés de 3cm sur 4cm, le chemin préférentiel de rupture est présent dès le premier cycle sur toute la hauteur du talon du cube, la rupture totale se traduit par la division de l'éprouvette en deux. Il est à noter que nous avons vérifié, par observation au MEB qu'avant toute sollicitation due au gel, le seul trait de scie lors du façonnage de l'entaille n'était pas à l'origine de ce chemin de rupture préférentiel.

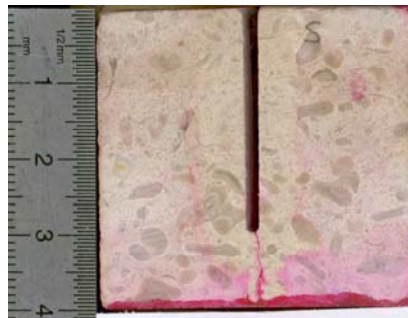


Figure 124. Rupture complète du cube de Larrys de 4cm de côté (le colorant rouge permet de révéler la fissuration).

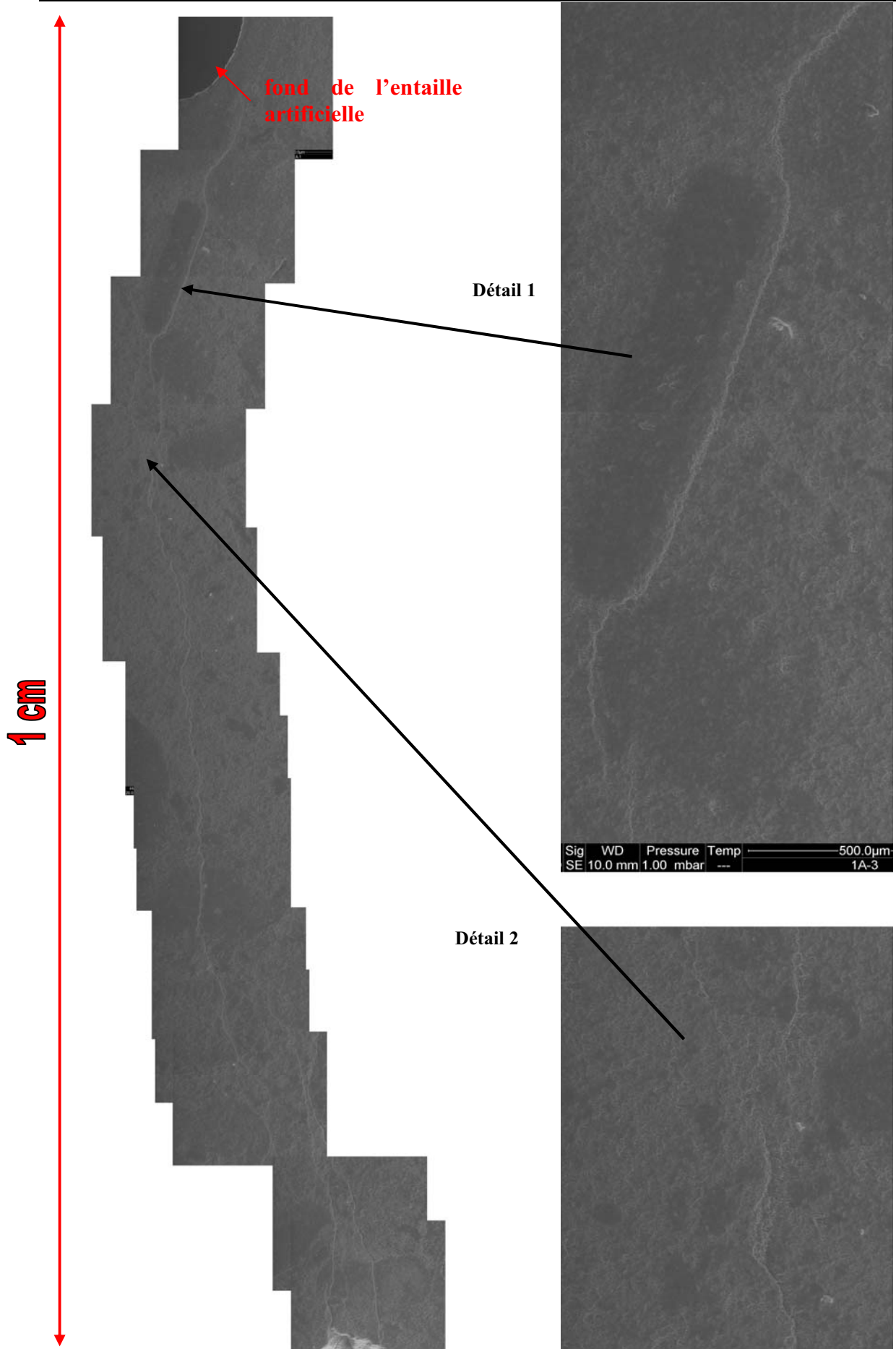


Figure 125. Chemin préférentiel de rupture observé au premier cycle de gel-dégel. Détail 1 : oolithe contournée par le chemin de rupture; détail 2 : zone intacte sur le chemin de rupture.

Lors de son étude de la gélivité des roches calcaires, Letavernier (1984) avait déjà fait la remarque que les lignes de la future rupture marquent très rapidement, dès les premières alternances de gel-dégel, l'ensemble de l'échantillon testé. Par observation de l'altération au gel du marbre de Carrare, Tourenq (1970) avait également noté que la désagrégation d'une roche par le gel commence par des désordres localisés à l'échelle des limites de grains et que par conséquent il faut plusieurs cycles de gel-dégel pour rendre la rupture visible.

S'attachant à étudier plus particulièrement la microstructure de différents calcaires soumis à des cycles de gel-dégel, Nicholson (2001) a remarqué sa modification préalable à tout endommagement visible à l'échelle macroscopique. Or, la texture joue un rôle important dans la valeur des paramètres mécaniques (Tamrakar et al, 2007).

Par conséquent toute rupture à l'échelle macroscopique débute à l'échelle microscopique : même si ce n'est pas visible à notre échelle, la contrainte générée par le gel induit, dès les premières alternances de périodes de gel et de dégel, un ébranlement de la microstructure qui peut conduire à un prolongement visible des fissures existantes. On peut alors se demander si les caractéristiques mécaniques évaluées sur des éprouvettes de taille centimétrique permettent réellement de rendre compte du processus de fatigue et d'altération progressive qui mène le massif calcaire fissuré jusqu'à sa rupture.

V.2.1.2 Altération progressive du chemin préférentiel de rupture initié des les premiers cycles de gel-dégel

Si une rupture s'initie dès les premiers cycles de gel-dégel dans le prolongement de l'entaille sans que cela soit visible à l'œil nu, cela est dû à la fois, à la faible ouverture des zones de disjonction de la matrice rocheuse et à la présence de zones encore intactes sur le chemin de rupture préférentiel (Figure 126). Ces points de contact s'apparentent aux ponts rocheux observés à l'échelle du massif qui maintiennent stables les compartiments rocheux potentiellement instables de part le réseau de fissures du massif. Ishikawa et al (2004) ont mis en évidence, par le suivi de la propagation de fissures sur le terrain, cette existence d'une hétérogénéité de la résistance mécanique à l'échelle microscopique. De la même manière, dans le cadre de notre expérimentation, la présence de points de contact tout le long du chemin de rupture initié par les premiers cycles de gel-dégel assure une certaine cohésion et préserve l'intégrité de l'éprouvette : cette dernière ne se rompt pas en deux parties dès le premier cycle malgré l'endommagement observé.

Cette étonnante homothétie de la nature entre l'échelle du massif et l'échelle de la microstructure se retrouve également dans la fissuration secondaire induite par la décompression du squelette rocheux lors de la rupture. Tout comme on observe sur le terrain, en arrière des cicatrices, le développement d'un réseau de fissures parallèles à la surface de rupture, on observe un réseau de fissures parallèles à notre chemin de rupture préférentiel (Figure 127). Henry (1978) avait observé le même phénomène sur des calcaires micritiques dans le cadre de son étude du comportement à la fissuration des roches calcaires.

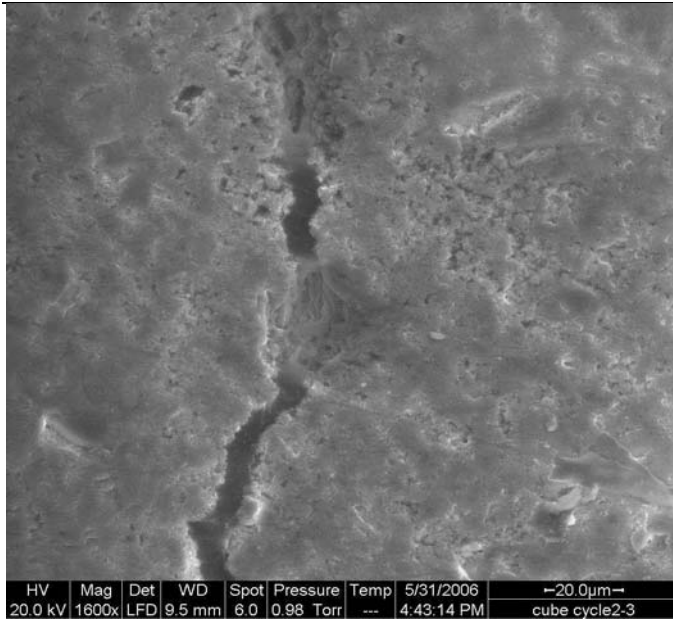


Figure 126. Exemple de point de contact le long du chemin de rupture préférentiel (MEB : 2^{ème} cycle de gel-dégel).

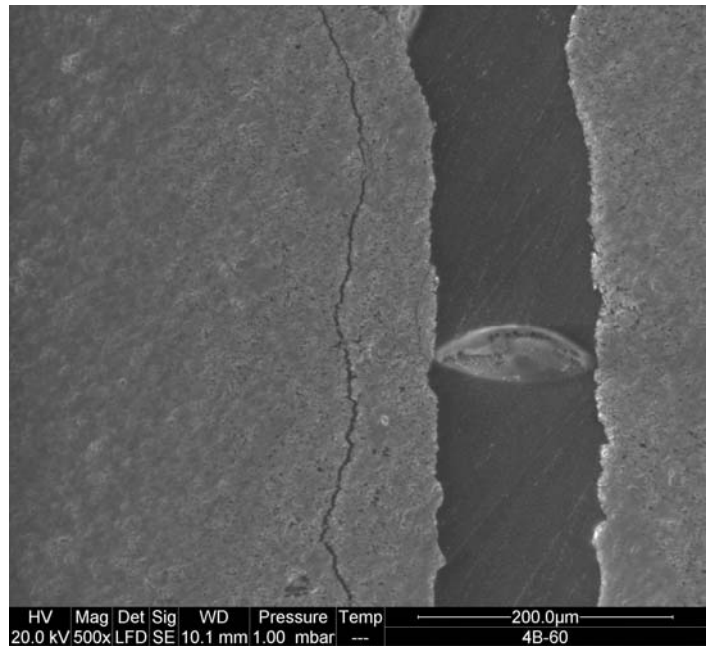


Figure 127. Fissuration secondaire parallèle à la rupture principale.

Ainsi nous pouvons conclure sur le processus de propagation de la fissuration existante des roches calcaires par le gel de la même manière que Letavernier (1984) sur le processus de gel en matrice calcaire : **les premières alternances de gel-dégel déterminent la morphologie particulière de la rupture propre à chaque processus de gélifraction et les alternances suivantes ne font que reprendre et approfondir cet ébranlement initial.**

Nous avons remarqué à l'œil nu que, sur nos éprouvettes cubiques de 4 cm de côté, la propagation de la fissure n'est visible qu'au bout d'un certain nombre de cycles de gel-dégel (3/4 cycles) et qu'un nombre de cycles supplémentaires (3/4 cycles) permet de fissurer complètement les blocs selon une ligne de fissuration, généralement dans le prolongement de l'entaille initiale.

Nous avons par ailleurs évalué, à partir de nos observations microscopiques, la quantité de points de contact restants le long du chemin de rupture préférentiel d'un cycle de gel-dégel sur l'autre (Tableau qq). Cette quantité décroît au cours des cycles successifs. Or, cette décroissance est d'autant plus marquée après le 2^{ème} cycle.

Enfin, nous avons tracé la courbe des charges et décharges subies par l'entaille de ces éprouvettes au cours des périodes successives de gel et de dégel : cette courbe représente pour chaque cycle, l'ouverture absolue maximale au moment du gel puis l'ouverture absolue résiduelle après le dégel complet de l'éprouvette. Pour cela, nous avons fait subir les mêmes cycles de gel-dégel successifs à un cube de Larrys, de dimensions identiques aux éprouvettes sacrifiées, instrumenté d'un capteur de déplacement pour suivre l'ouverture de l'entaille. Nous notons certes un accroissement global de l'ouverture de l'entaille d'un cycle sur l'autre mais surtout une rupture de pente nette entre les 4^{ème} et 5^{ème} cycles (Figure 128). L'augmentation d'ouverture de l'entaille est plus importante entre les quatre derniers cycles de gel-dégel qu'entre les quatre premiers. Cette rupture de pente a également été observée pour le cube de Larrys de 15 cm de côté (cf. III.2.1.3).

Tableau qq. Proportion de points de contact le long du chemin de rupture au cours des cycles successifs de gel-dégel (valeurs moyennes à partir de différents plans de coupe de l'éprouvette sacrifiée à chaque cycle).

N° du cycle de gel-dégel	Quantité de points de contact
1	65%
2	63%
3	32%
4	/*
5	/*
6	20%
7	31%

* valeurs manquantes : les éprouvettes se sont cassées lors de leur préparation avant l'observation au microscope.

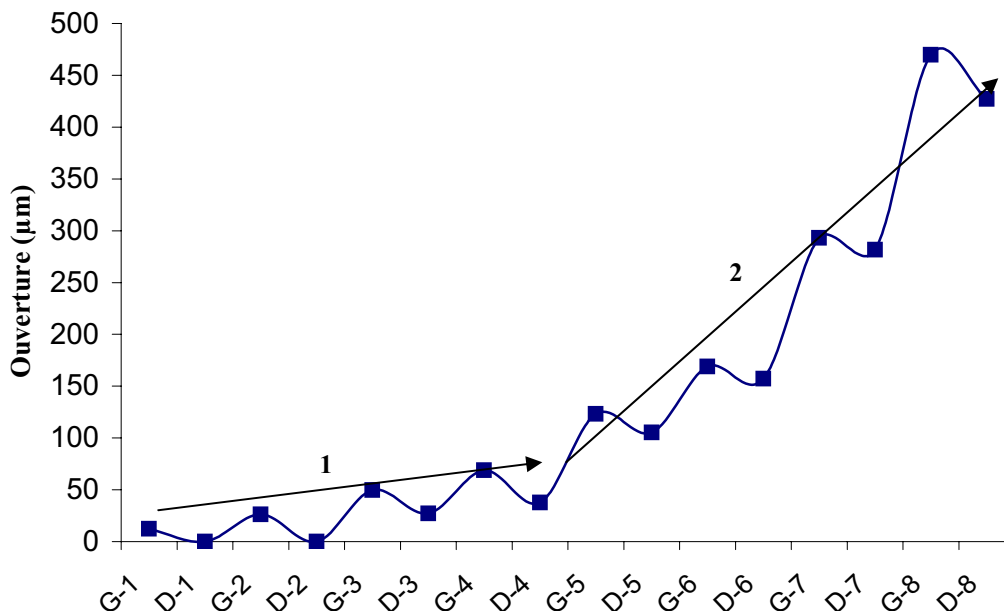


Figure 128. Courbe de chargement/déchargement (ouverture de l'entaille absolue et corrigée en température ; G = période de gel & D = période de dégel).

L'ensemble de ces trois types d'observations permet de mettre en évidence l'existence de deux types d'altération successifs au cours des cycles de gel-dégel. En fait, dans un premier temps, un chemin, dans le prolongement de l'entaille initiale, présente des ruptures

ponctuelles de la matrice rocheuse. La proportion occupée par les points de contact étant supérieure à la moitié, l'endommagement est peu visible et reste trop faible pour induire la rupture complète de l'éprouvette par sollicitation mécanique. La progression de la fissuration s'effectue lentement d'un cycle à l'autre par altération progressive des points de contact. En particulier les espaces ainsi nouvellement ouverts au sein de la matrice rocheuse favorisent entre autres des circulations d'eau supplémentaires qui ne peuvent qu'augmenter la cinétique de dissolution dans le cas d'une roche calcaire. Par conséquent, lorsque les points de contact ne sont plus assez nombreux pour s'opposer à la contrainte en traction générée en période de gel, la rupture devient avant tout mécanique et donc fragile. Or, la propagation critique d'une fissure est plus rapide et l'ouverture résiduelle, indice de l'altération, est plus importante d'un cycle de gel-dégel sur l'autre. Les premiers cycles de gel-dégel initient le chemin de rupture par propagation de la fissuration de manière sub-critique (fatigue, corrosion sous contrainte...) (Bost et al, 2007) tandis que les derniers cycles avant rupture complète voient plutôt la disparition des derniers points de contact sur le chemin de rupture de manière critique, la concentration de contrainte dans les dernières zones de résistance étant trop importante (Bost et al, 2006).

En conclusion, **la propagation d'une fissure par gel-dégel ne s'effectue pas par une ouverture progressive en fond de fissure mais plutôt par l'endommagement global progressif d'un chemin dans la matrice rocheuse sur une certaine longueur.** Ce processus de fissuration est propice aux roches calcaires pour lesquelles la dissolution de la calcite est favorisée. En effet, le taux de dissolution de la calcite augmente quand la température décroît en conditions naturelles (cf. I.2.1.2). Les acides présents dans l'eau naturelle sont généralement faibles. Or, selon la réaction chimique entre la calcite et les acides, la solubilité de la calcite augmente lorsque la température diminue. A l'échelle microscopique, il est difficile de distinguer l'altération chimique de l'altération mécanique car elles agissent simultanément.

V.2.1.3 Influence de la lithologie sur la propagation du réseau de fissures



Figure 129. Fissuration en fond d'entaille des cubes de 15cm de côté : Chamesson à gauche, Pierre de Lens à droite.

La propagation du front de gel en profondeur génère une sollicitation en traction en fond d'entaille. Or, selon Talobre (1967), une telle sollicitation induit des surfaces de décohérence perpendiculaires à la direction de l'effort. Les entailles que nous avons testées expérimentalement sous contraintes de gel-dégel, se sont propagées en fissure dans le prolongement de l'entaille existante dans tous les types d'éprouvettes cubiques de Larrys. Ce

n'est pas le cas des cubes de 15cm de côté de Chamesson et de Pierre de Lens. Pour le premier calcaire, une fissure s'est certes initiée dans le prolongement de l'entaille initiale mais celle-ci a rapidement bifurqué (Figure 129). Pour le second calcaire, aucun prolongement en fissure de l'entaille initiale n'a été généré par les cycles de gel-dégel : une rupture est apparue perpendiculairement à l'entaille au bout de plusieurs cycles successifs (Figure 129).

Le mécanisme de rupture et de propagation du réseau de fissures est donc différent selon le calcaire. En fait, **selon le calcaire, la résistance mécanique étant différente de même que la contrainte générée par le gel ainsi que nous l'avons étudié précédemment, le conflit entre la rupture sub-critique par fatigue et corrosion sous contrainte, et la rupture critique par sollicitation en traction ne trouve pas le même équilibre**. La faible perméabilité et la forte contrainte générée par le gel dans le cas du Larrys-Moulin d'Arnot favorisent la prédominance de la rupture critique purement mécanique et donc la propagation de l'entaille en une fissure dans son prolongement. La Pierre de Lens fortement perméable et soumise à une faible contrainte en période de gel de part sa microstructure favorise plutôt la propagation sub-critique de la fissuration et donc une extension aléatoire du réseau de fissures existant.

La sensibilité, en matrice, du calcaire au gel joue très certainement également un rôle car en même temps que le front de gel se déplace en profondeur dans l'entaille, la matrice rocheuse environnante gèle également. Lors de nos observations au microscope, nous avons noté effectivement une restructuration visible du squelette rocheux à proximité de la fissure naissante (Figure 130). Cette altération semble d'ailleurs accentuée par l'existence de mouvements de fluides entre entaille et réseau poreux au cours du gel : la diminution de la vitesse de propagation du son au travers de l'éprouvette gelée est plus importante dans le cas du calcaire de Pierre de Lens (cf. IV.2.1.2). L'observation de la matrice rocheuse pour chacun des calcaires, avant et après le gel, indique que la présence de **calcite palissadique** autour des oolithes comme dans le cas de la Pierre de Lens constitue une protection contre l'altération au gel (Figure 131). En effet **cette calcite se restructure et tend à disparaître tel quel pour laisser la place à l'augmentation de volume inhérente au changement de phase de l'eau**. Cette « marge de manœuvre » permet de préserver la structure globale du squelette rocheux et rend très certainement ce type de calcaire peu sensible au gel. Une roche sans calcite palissadique et donc moins souple dans ses possibilités de restructuration de son squelette rocheux sans rupture sera plus propice à se rompre si son réseau de fissures est soumis à des sollicitations en traction.

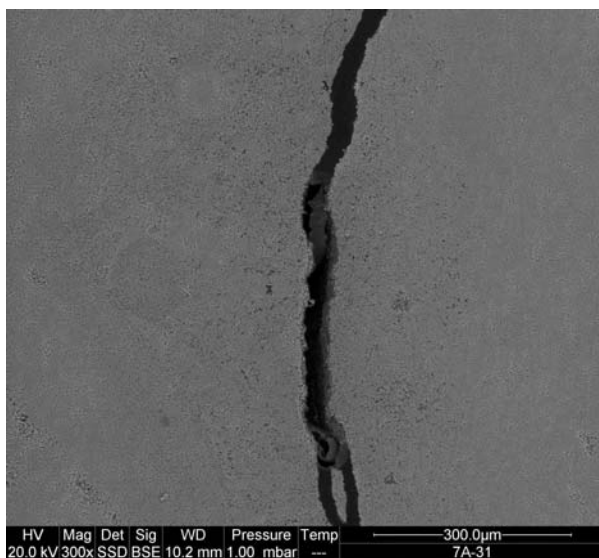


Figure 130. Altération de la matrice rocheuse par le gel, à proximité de la fissure initiée (Larrys-Moulin d'Arnot).

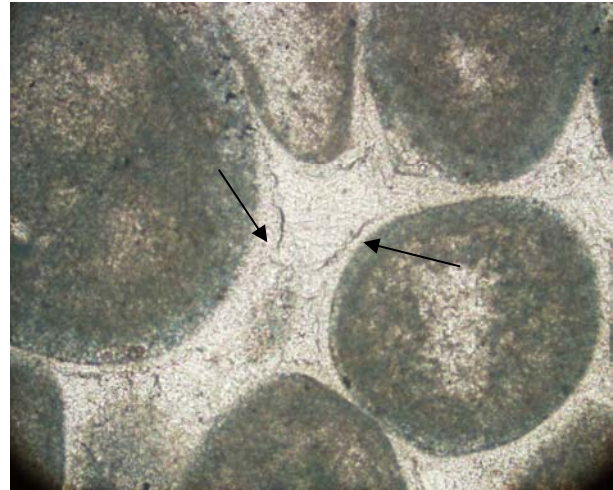


Figure 131. Calcite palissadique entourant des oolithes (Pierre de Lens).

V.2.2 Modèle numérique de propagation de la fissuration sous l'effet des cycles de gel-dégel

Afin de prévoir la propagation des réseaux de fissures des massifs calcaires lors de l'alternance de périodes de gel et de dégel, il s'avère nécessaire d'établir un modèle pour simuler la propagation des fissures sous les contraintes générées par le gel. Nous avons fait le choix d'un modèle numérique basé sur un calcul aux éléments finis. Globalement, d'après les observations présentées précédemment, la propagation de la fissuration dans les calcaires au cours du gel s'effectue par une altération progressive d'un chemin préférentiel de rupture au sein de la matrice. Le modèle doit tenir compte de cette rupture progressive et hétérogène.

V.2.2.1 Un chemin de rupture modélisé par des joints

Afin de travailler plus simplement dans un milieu continu homogène, les massifs rocheux fracturés ont très souvent été modélisés numériquement en considérant le massif dans son ensemble avec un module élastique et une résistance globale indexée sur l'état du réseau de fissures. En effet, les fissures tendent à accroître la déformabilité du massif et à diminuer sa résistance. Or, il est plus pertinent de **modéliser un massif fissuré comme un ensemble de compartiments rocheux séparés par des discontinuités avec des caractéristiques propres**. Goodman et al (1968) ont défini des éléments « joints » permettant de décrire ces discontinuités non-persistantes qui découpent les massifs rocheux calcaires et leur confèrent une instabilité potentielle.

Dans un modèle aux éléments finis, une discontinuité ne peut effectivement être représentée ni comme un élément linéaire ni comme un élément plan. **Goodman** et al (1968) ont alors proposé un **élément rectangulaire mais d'épaisseur nulle**. Cet élément possède quatre nœuds et huit degrés de liberté de déplacement (Figure 132). Le comportement de l'élément joint est établi sur la base des composantes de déplacements relatifs nodaux sur chaque côté de l'interface représentant la discontinuité. De surcroît, il est conféré à cet élément une rigidité propre. La rigidité normale au plan de discontinuité, k_n , rend compte de la zone de contact, de la distribution et de l'amplitude de l'ouverture normale et des propriétés de l'éventuel matériau de remplissage de la discontinuité réelle représentée. La rigidité tangentielle au plan de discontinuité, k_t , rend compte de la zone de contact, de la distribution et de l'amplitude de l'ouverture tangentielle et des propriétés de l'éventuel matériau de remplissage de la discontinuité réelle représentée.

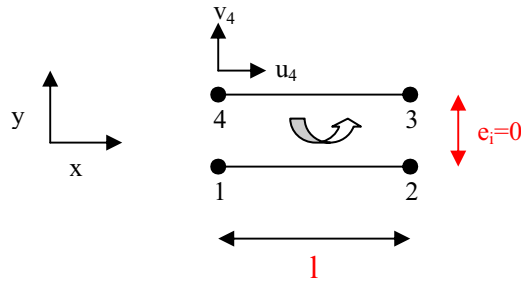


Figure 132. Élément d'épaisseur nulle à quatre nœuds (d'après Goodman et al 1968).

Soient K , la matrice de rigidité de l'élément joint et U le vecteur de déplacement relatif, le comportement du joint est décrit de la manière suivante :

$$\begin{Bmatrix} \sigma_n \\ \sigma_t \end{Bmatrix} = K \begin{Bmatrix} U_n \\ U_t \end{Bmatrix} \quad (23)$$

V.2.2.2 Loi de comportement des joints adapté aux processus d'altération par gel-dégel

Pour établir un modèle de propagation de la fissuration sous l'action des cycles de gel-dégel, en plus de définir un élément représentatif des discontinuités, il faut modéliser leur comportement. Les modèles existants dans la littérature sont essentiellement des modèles de comportement en cisaillement dans le but de représenter le glissement d'un compartiment rocheux sur un autre (Savilahti et al, 1990 ; Li et al, 1990). Or, dans notre cas d'étude, la contrainte générée par le gel est une contrainte de traction. Dans un premier temps, nous avons utilisé une loi de comportement élastique linéaire : la contrainte normale est proportionnelle au déplacement relatif normal avec pour coefficient de proportionnalité, la rigidité normale constante (Elmi et al, 2005). Mais, avec une telle loi de comportement, lors du déchargement en période de dégel, les discontinuités reviennent à l'état initial si bien que la période de gel suivante a exactement le même effet que la précédente. Il est nécessaire **d'établir un modèle qui tienne compte de l'endommagement progressif des joints d'une période de gel sur l'autre.**

La rigidité normale de l'élément « joint », représentant une discontinuité, peut être physiquement définie comme une fonction croissante de la quantité de points de contact subsistants sur cette interface (Hopkins et al, 1990 ; Bost et al, 2007). Par conséquent, afin de tenir compte de nos observations au microscope présentées au paragraphe précédent, la loi de comportement de l'élément « joint » doit faire décroître la rigidité normale au cours des cycles de gel-dégel successifs.

Le modèle suivant d'endommagement par traction a donc été choisi (Figure 133):

$$\sigma_n = k_n(D)U_n \quad \text{avec} \quad k_n = k_{n0}(1-D) \quad (24)$$

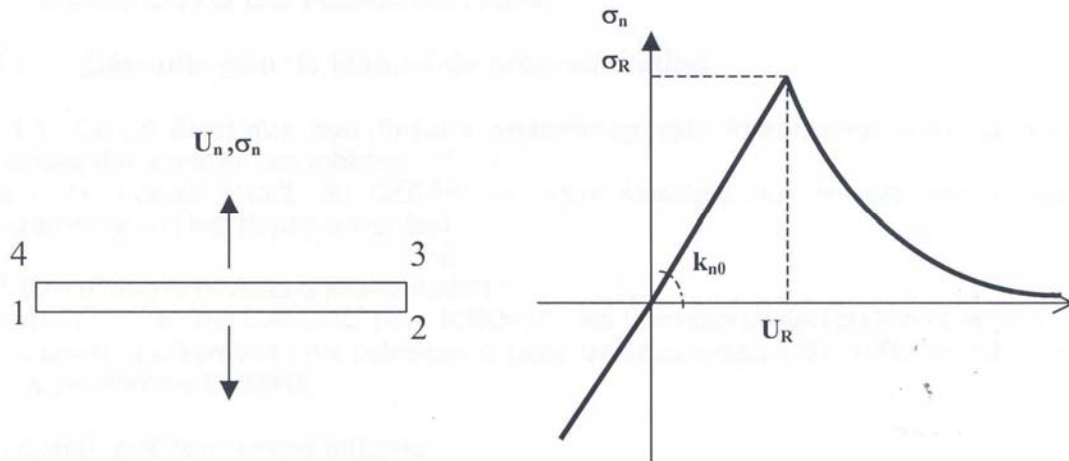


Figure 133. Modèle d'endommagement normal de joint (Miled 2006).

Ce modèle est basé sur la théorie classique de l'endommagement : une variable scalaire D représente la variation de la rigidité normale, k_n par rapport à son état initial non endommagé, k_{n0} . Cette variable varie entre 0 et 1. Son évolution lors d'un chargement monotone croissant est donnée par une loi exponentielle selon la règle suivante :

$$D = \begin{cases} 0 & \text{si } U_n \leq U_R \\ 1 - e^{-\alpha \left(\frac{U_n}{U_R} - 1\right)} & \text{si } U_n > U_R \end{cases} \quad (25)$$

σ_R et U_R sont respectivement la contrainte et le déplacement au seuil d'endommagement. Le paramètre α ($\alpha > 1$) contrôle la vitesse d'endommagement : quand on augmente α , D tend plus rapidement vers 1.

Ce modèle a été implanté dans le code aux éléments finis CESAR-LCPC (Miled, 2006) afin de pouvoir tester notre modèle de contrainte générée par le gel en terme de propagation de la fissuration dans les calcaires et de le valider à l'aide de nos observations expérimentales.

V.2.2.3 Application à nos résultats expérimentaux

Nous avons utilisé le modèle d'endommagement normal implanté sous le logiciel CESAR-LCPC afin de reproduire la propagation progressive observée de l'entaille du cube de 15cm de Larrys-Moulin d'Arlot en une fissure (cf. III.2.1.4).

Modèle numérique de propagation de la fissuration dans le cube entaillé de 15cm

La géométrie du problème nous permet de travailler simplement en 2D, en déformations planes. Nous avons reproduit, sous le logiciel, une coupe transversale du cube avec les dimensions (Figure 134) et les caractéristiques mécaniques mesurées expérimentalement en laboratoire (Tableau rr).

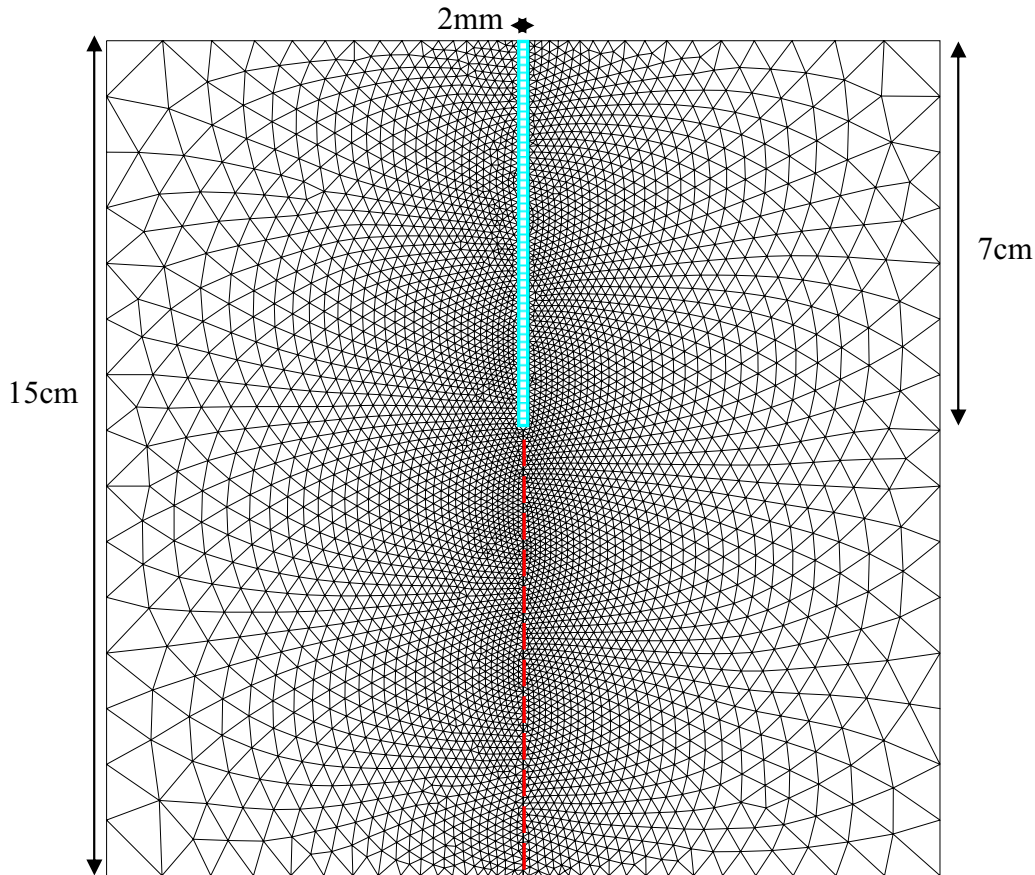


Figure 134. Maillage de la vue 2D du cube de 15cm modélisé.

Tableau rr. Caractéristiques du Larrys et de la glace, utilisées dans le modèle numérique.

	<i>Larrys (Moulin d'Arnot, Yonne)</i>	<i>Glace</i>
Masse volumique	2700kg/m ³	910 kg/m ³
Module d'Young	64.9GPa	1GPa*
Coefficient de Poisson	0.34	0.35

*valeur pour limiter la raideur induite par la glace.

Tableau ss. Caractéristiques des joints.


k_n , raideur normale	10 ⁸ Pa/m
k_t , raideur tangentielle	10 ⁸ Pa/m
k_{tn} , raideur couplée	0*

* comportement sans dilatance ou contractance.

Le module de la glace a été choisi égal à 1GPa (Tableau tt) car les raideurs induites par la présence de la glace dans l'entaille sont ainsi limitées lorsqu'il y a rupture des premiers joints.

Dans le prolongement de l'entaille (Figure 134 :—), nous avons placé une succession de 8 joints (de 10mm de longueur) avec des caractéristiques (k_n , k_t , k_{tn}) suffisamment fortes pour

qu'ils puissent être considérés confondus avec la matrice de la roche dans un premier temps (Tableau ss).

Afin de pouvoir ultérieurement les éléments joints, le modèle nécessite de travailler avec des chargements en contraintes initiales. Nous avons donc découpé l'entaille en plusieurs tranches successives représentant la glace, chacune avec sa propre valeur de contrainte initiale (Figure 134 : ). La valeur moyenne de la contrainte évaluée selon notre modèle (cf. IV.5) a été affectée à chaque tranche de glace pour simuler une période de gel, et la valeur opposée pour simuler une période de dégel.

Lorsque des joints sont cassés suite à un cycle, ils sont chargés tout comme la glace en contraintes initiales au cycle suivant afin de tenir compte de la propagation du front de gel dans la fissure naissante dans le prolongement de l'entaille. La longueur d'entaille à considérer pour l'évaluation de la contrainte selon notre modèle augmente avec la rupture des joints. **La contrainte appliquée a donc été modifiée à chaque cycle pour tenir compte des nouveaux joints cassés et de la nouvelle longueur d'entaille.**

Concernant les paramètres de la loi d'endommagement normal, nous avons fixé α très grand afin de faire correspondre rapidement le dépassement de la contrainte-seuil dans le joint à sa rupture. **Tous les autres paramètres (physiques, mécaniques et géométriques) ainsi que la contrainte appliquée étant fixés, nous avons fait varier le paramètre σ_R pour retrouver numériquement l'ouverture de l'entaille, évaluée expérimentalement.**

Les paramètres choisis dans ce calcul numérique sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau tt. Paramètres du modèle numérique établi sous CESAR-LCPC.

<i>Géométrie du calcul</i>	Déformations planes
<i>Module de calcul</i>	MCNL (Elastoplastique)
<i>Loi de comportement du calcaire</i>	Elastique linéaire isotrope
<i>Loi de comportement d'un joint</i>	Endommagement normal
<i>Maillage</i>	Triangles à 3 nœuds à longueurs harmoniques
<i>Conditions aux limites</i>	Pas de déplacement vertical ni horizontal aux extrémités en pied du cube
<i>Modèle de chargement</i>	Contraintes initiales dans chacun des éléments de glace selon modèle de contrainte établi pour le gel
<i>Méthode de résolution</i>	Contraintes initiales

Résultats

Une valeur de σ_R de **5MPa** a été nécessaire pour que le premier joint dans le prolongement de l'entaille se rompe (Figure 135). L'ouverture correspondante est de 20 μ m. Expérimentalement nous avons relevé une ouverture de l'entaille de l'ordre de 30 μ m (cf. III.2.1.3). Ce petit écart se justifie par une limite de notre modèle de contrainte qui sous-estime un peu la valeur de la contrainte dans le cas particulier du calcaire Larrys (cf. IV.5.1).

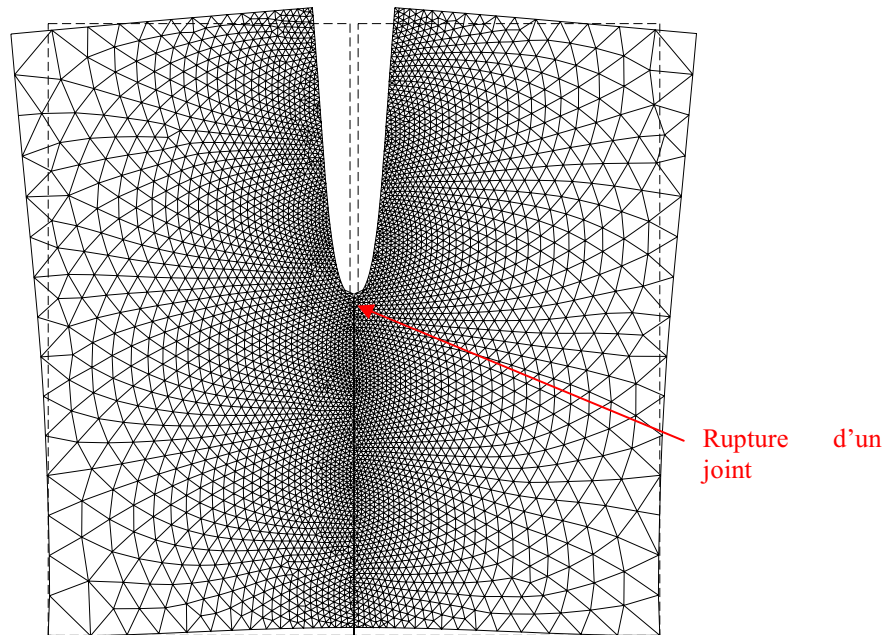


Figure 135. Maillage déformé obtenu après la première période de gel.

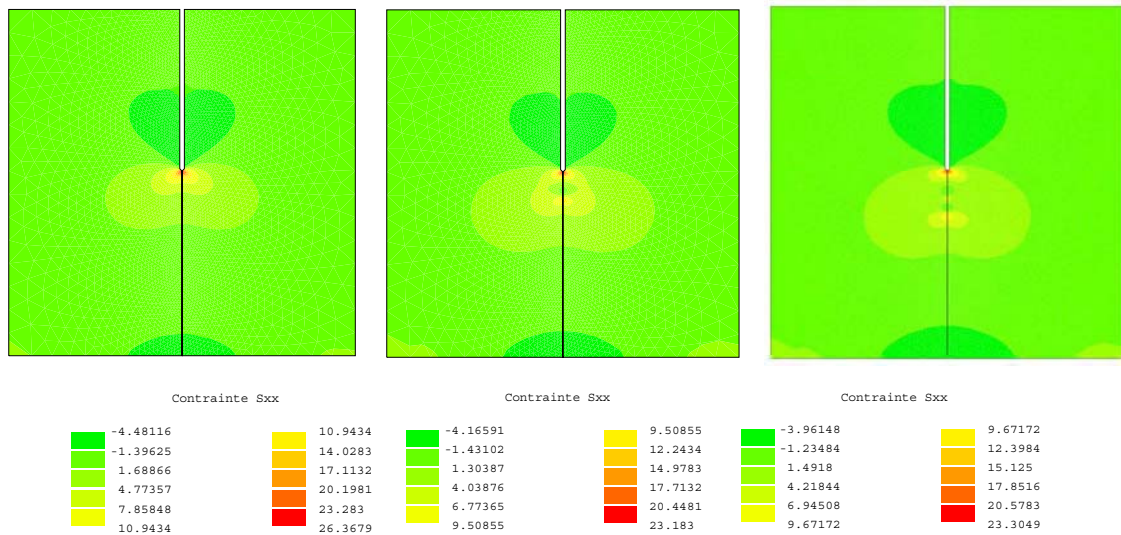
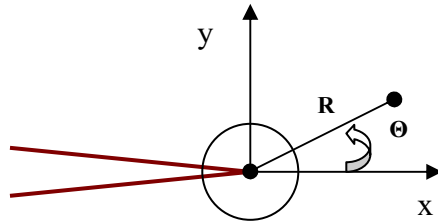


Figure 136. Iso-valeurs de la contrainte suite aux trois premières périodes de gel.

Lors de la deuxième période de gel, le fait de charger en contrainte initiale correspondante le joint cassé permet de propager un peu plus la fissuration : un deuxième joint casse. On fait la même remarque pour le troisième cycle (Figure 136). **Le modèle numérique de propagation dans lequel est appliqué le modèle analytique de contraintes dues au gel, met en évidence effectivement non seulement une rupture en fond d'entaille mais surtout une rupture progressive des joints.**

Initiation et propagation de la fissuration sous contraintes de gel-dégel

La valeur de la contrainte-seuil nécessaire à la rupture et la ténacité de la roche peuvent être comparées. Selon la mécanique de la rupture, la valeur de la contrainte en traction à proximité du fond d'entaille est définie de la manière suivante :

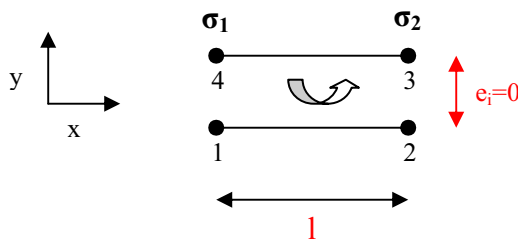


$$\sigma_{My} = \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} \cos \frac{\theta}{2} \left[1 + \sin\left(\frac{\theta}{2}\right) \sin\left(\frac{3\theta}{2}\right) \right] \quad (26)$$

d'où en x ($\theta=0$) :

$$\sigma_{My} = \frac{K_I}{\sqrt{2\pi x}} \quad (27)$$

Selon le modèle de joint, la valeur de la contrainte en traction est définie de la manière suivante :



$$\sigma_{Jy}(x) = \frac{x\sigma_2 + (l-x)\sigma_1}{l} \quad (28)$$

Si on minimise l'écart entre ces deux contraintes par la méthode des moindres carrés sur la longueur, l, de joint potentiel :

$$\Delta = \frac{1}{2} \int_{x=0}^l (\sigma_M - \sigma_J)^2 dx \quad (29)$$

on obtient :

$$\begin{cases} \sigma_1 = \frac{4K_I}{\sqrt{2\pi}\sqrt{l}} \\ \sigma_2 = 0 \end{cases} \quad (30).$$

Or, si on tient compte de la limite à la rupture de chacun des deux modèles :

$$\begin{cases} \sigma_1 > \sigma_R \\ K_I > K_{IC} \end{cases} \quad (31)$$

(30) s'écrit alors :

$$\sigma_R = \frac{4K_{IC}}{\sqrt{2\pi}\sqrt{l}} \quad (32).$$

Au paragraphe précédent, nous avons évalué la ténacité du Larrys à $0.89 \text{ MPa}\sqrt{\text{m}}$. D'après l'équation (32), la valeur de la contrainte-seuil correspondante à la rupture d'un joint ($l=10\text{mm}$), est de 14MPa . **Nous retrouvons l'ordre de grandeur de la valeur évaluée numériquement, soit 5MPa .**

Le modèle numérique demande à être encore un peu plus perfectionné car, lors des périodes de dégel intermédiaire lorsque les contraintes initiales prennent la valeur opposée, si des joints sont cassés, il se pose un problème d'« interpénétration » des parois de l'entaille. Ce modèle donne cependant une première approche du processus de propagation de la fissuration et permet surtout de valider le modèle de contraintes dues au gel que nous avons établi.

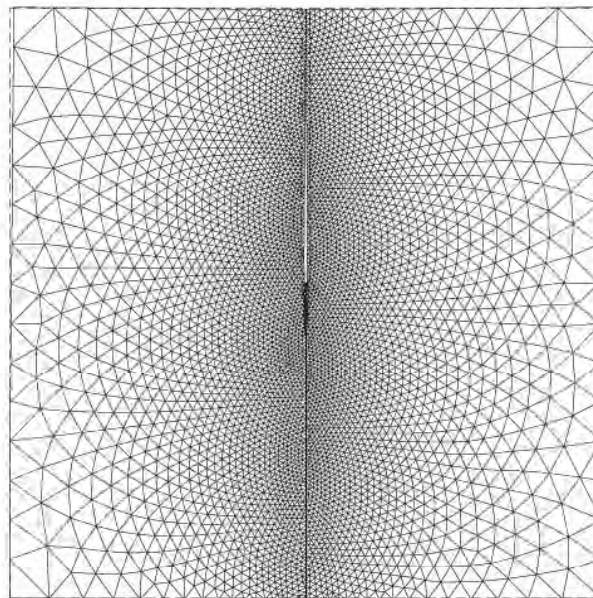


Figure 137. Maillage déformé obtenu après la première période de dégel.

V.2.2.4 Critiques du modèle de propagation numérique de la fissuration dans les calcaires sous l'action du gel

La difficulté dans l'utilisation pratique d'un tel modèle numérique sur le terrain est le choix des paramètres. Or, les résultats précédents indiquent que **l'ordre de grandeur de la**

valeur de la contrainte-seuil peut être défini à partir de la ténacité de la roche. Il suffit donc de mesurer cette caractéristique du massif : des méthodes en laboratoire existent et une approche peut être faite dans le cas des calcaires (cf. V.1.4). Il se pose alors le problème du choix du paramètre α : ce dernier caractérise la manière dont les joints s'endommagent. Le lien entre la roche et ce paramètre reste à établir. Tant que celui-ci n'a pas été déterminé, **le fait de choisir un α grand nous place dans le domaine de la sécurité.** C'est tout à fait satisfaisant en terme de gestion des risques liés à l'aléa « chutes de pierres et de blocs ».

Dans le cas d'un massif fissuré, contrairement à nos expérimentations en laboratoire et à notre exemple de simulation numérique, les discontinuités existantes ont une certaine rigidité normale dont il faut tenir compte dans la définition des joints. Certes il existe très certainement un lien entre le nombre de ponts rocheux et la rigidité normale de la discontinuité. Mais cette quantité est très souvent difficile à évaluer in situ avant rupture. D'après Frayssines (2005), dans le cas d'un compartiment rocheux instable, délimité par une discontinuité, **le pourcentage de macro-ponts rocheux est directement proportionnel à l'épaisseur du compartiment** : en effet, ce sont eux qui maintiennent le bloc rocheux stable, fixé sur la paroi. Ainsi **connaissant la structure du réseau de fissurations dans le cas d'une falaise rocheuse, on peut faire le lien entre la rigidité normale et l'épaisseur des zones potentiellement instables.**

Enfin, le seul point que ce modèle de propagation numérique ne permet pas de reproduire, est le **phénomène de propagation sub-critique**. Le phénomène de dissolution n'est pas pris en compte ici. Certes dans le cas des calcaires massifs peu poreux, le modèle de propagation établi est suffisant car le phénomène de dissolution et l'altération de la résistance induite ne sont pas prédominants. Mais pour des calcaires plus poreux tels la Pierre de Lens, la bifurcation observée lors de la propagation de la fissuration, très certainement induite par une altération en matrice rocheuse, n'est pas reproductible par ce modèle numérique.

L'alternance des périodes de gel et de dégel, même à faible intensité de gel, peut générer une contrainte suffisante le long des parois du réseau de fissures d'un calcaire pour amener ces dernières à se propager. Selon le calcaire, l'intensité de la contrainte générée et la ténacité n'étant pas les mêmes, différents mécanismes de rupture en fond de fissures peuvent intervenir :

- soit une rupture immédiate par atteinte dès le premier cycle de la ténacité de la roche,*
- soit une rupture différée par une propagation sub-critique lente ou un phénomène de fatigue qui ne sera visible que suite à plusieurs cycles successifs.*

La probabilité de rupture et de propagation d'une fissure peut être ainsi quantifiée en nombre de cycles de gel-dégel.

La propagation des réseaux de fissures des massifs calcaires par gel-dégel trouve son explication à l'échelle microscopique. En effet, l'observation à l'échelle microscopique permet d'expliquer à la fois, la relative stabilité et la rupture d'un massif fracturé : la quantité de points de contact à l'échelle microscopique détermine la stabilité du massif fracturé à grande échelle. Dans la modélisation du processus de fissuration, il faut donc s'attendre à une réelle difficulté pour tenir compte des différentes échelles auxquelles il se manifeste, du squelette rocheux micro-fissuré à un bloc faisant partie d'un affleurement. Une des difficultés de ce changement d'échelle est d'abord la prise en compte de la résistance mécanique de la matrice solide : en effet, les hétérogénéités d'un matériau sont englobées dans une valeur totale de la résistance à la compression ou à la traction. Or les contraintes liées au gel se développent localement, à l'échelle d'un pore ou d'un fond de fissure, échelle à laquelle les défauts divers ont leur importance (fissuration, litage, ou zone de forte cimentation). Par ailleurs, le mécanisme de dissolution de la calcite peut être prépondérant à cette échelle et prédominer dans le mécanisme de rupture et de propagation de la fissuration à plus grande échelle. Du fait de l'importance de la microstructure, un modèle mécanique usuel n'est pas suffisant pour reproduire le processus de propagation des réseaux de fissures d'un massif calcaire en conditions de gel. Un modèle numérique a donc été établi sur la base des éléments « joints » de Goodman et d'une loi de comportement en endommagement. Dans un premier temps, ce modèle est tout à fait satisfaisant dans le cadre de calcaires peu poreux où le phénomène de propagation sub-critique est peu présent. A l'échelle du massif, les paramètres nécessaires à ce modèle peuvent être tous approchés moyennant quelques connaissances de propriétés mécaniques de la roche et de la structure du massif. Ce modèle demande toutefois à être complété pour pouvoir tenir compte de la rupture par altération progressive d'un chemin de rupture préférentiel : il ne permet pas pour l'instant de retranscrire le double comportement de rupture observé sur la courbe de chargement/déchargement.

Conclusion générale

Conclusions

L'objectif de départ de ce travail était d'identifier et d'étudier les mécanismes d'altération à l'origine des chutes de pierres et de blocs afin d'en améliorer la prévision. Devant la multiplicité des mécanismes existants et la complexité de leurs interactions, le choix a été fait de n'étudier dans un premier temps que le processus prépondérant. Or l'analogie de la géomorphologie des massifs montagneux actuels, avec des modèles hérités du Quaternaire froid ainsi que la corrélation de l'occurrence d'alternance de périodes de gel et de dégel et de chutes de pierres et de blocs permettent de justifier la prépondérance de l'altération par cycles de gel-dégel.

Les effets du gel se manifestent en fait à deux échelles : à l'échelle microscopique en affectant les réseaux de pores (microgélivation) et à l'échelle macroscopique en investissant les réseaux de fissures (macrogélivation). Dans le cadre de notre étude de l'aléa « chutes de pierres et de blocs », à l'échelle du massif, c'est la macrogélivation que nous prendrons en compte. Le mécanisme de propagation des réseaux de fissures par le gel est néanmoins le résultat, non seulement de la sollicitation mécanique en traction induite par l'augmentation volumique lors de la solidification de l'eau, mais aussi de l'altération de la résistance de la roche environnante lors de l'investissement, en parallèle, du réseau de pores par le gel.

En fait, conjointement avec la propagation du front de gel dans la fissure, il se développe une contrainte tout le long de ses parois. L'allure de cette contrainte présente un maximum qui se déplace en profondeur avec le temps. Cette valeur de la contrainte est cependant plafonnée par les caractéristiques du réseau poreux de la roche et en particulier sa perméabilité. Pour un calcaire perméable, lorsque le bouchon de glace se développe progressivement en profondeur, la pression de confinement induite dans l'eau encore liquide sous-jacente est limitée par les pertes d'eau dans le réseau poreux de la roche. C'est ainsi que la contrainte maximale générée par le gel de l'eau à une certaine profondeur d'une fissure est proportionnelle à la quantité de glace sus-jacente jusqu'à une valeur-limite intrinsèque à la roche. Les fluctuations spatio-temporelles de la contrainte générée par le gel dans une fissure, ouverte et peu tortueuse, d'un massif calcaire peuvent être décrites avec une bonne approximation par la fonction suivante :

$$\sigma(x, t) = a_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right)\right) \left(1 - \exp\left(-b_1 \frac{t}{x}\right)\right) \left(1 - \exp\left(-c_1 \frac{t^3}{x^2}\right)\right)$$

où a_1 , a_2 , b_1 et c_1 sont des paramètres qui dépendent des caractéristiques du calcaire, de la géométrie de l'entaille et des conditions de gel-dégel.

En terme de gestion et de prévision des risques, seule la contrainte maximale nous intéresse :

$$\sigma_{\max}(x, t) = a_1 \left(1 - \exp\left(-\frac{x^2}{a_2}\right)\right)$$

où a_1 et a_2 peuvent être déterminés par la connaissance de la profondeur et de l'épaisseur de la fissure ainsi que soit du rayon moyen d'accès aux pores du calcaire soit de sa perméabilité.

La génération d'une contrainte par le gel dans une fissure d'un calcaire se résume à un conflit de cinétiques entre l'écoulement des fluides dans le réseau poreux environnant de la roche et la progression du front de gel dans la fissure. Le système constitué par la fissure étant ouvert (possibilité de pertes d'eau et d'extrusion), la contrainte évaluée est beaucoup plus

faible que dans le cas du développement de la glace dans un système fermé (division de l'ordre de 100). Mais d'après les principes de la mécanique de la rupture, cette contrainte générée dans des fissures, même ouvertes, est suffisante pour mener la roche à la rupture en fond de fissures. Un processus de propagation sub-critique de la fissuration semble également intervenir dans le cas des calcaires poreux et perméables car le processus de dissolution de la calcite y est accentué. D'autre part, la propagation de la fissuration peut être simulée numériquement en modélisant la fissuration naissante par des joints. Cependant cette méthode demande à être améliorée car elle pêche encore à ne pas considérer l'hétérogénéité de la résistance du matériau à l'échelle microscopique et, donc, la rupture réelle qui s'effectue par l'altération progressive d'un chemin préférentiel de rupture.

Perspectives

Cette étude a permis de donner des éléments-clé pouvant servir à l'élaboration d'une méthode permettant d'estimer, dans un massif fracturé, le temps nécessaire au détachement d'un bloc sous l'action du gel, dans la mesure où sa fissuration est connue et caractérisée. Certes, cette étude a été effectuée sur des calcaires, mais de nombreux points doivent rester valables pour d'autres roches. Cette remarque demanderait à être validée par des expérimentations similaires sur d'autres roches.

De plus, si le modèle de contrainte générée par le gel dans une fissure a été validé en terme de rupture et de propagation de la fissuration, il serait intéressant de le comparer à des mesures de contraintes in situ.

Les différentes études et analyses faites ici soulignent les limites du modèle proposé et donc indiquent les possibilités d'extension.

Tout d'abord nous avons pu voir toute l'importance de la perméabilité du réseau poreux de la roche. Cependant, dans le cadre d'un massif rocheux, il s'agit de raisonner sur la base de la perméabilité du réseau de fissures. Lors de l'augmentation de la pression de confinement induite par le gel, les pertes d'eau dans une simple entaille ne sont pas les mêmes que celles dans une fissure reliée à tout un réseau de fissures. Par modélisation numérique, il serait sans doute intéressant de développer un modèle qui tienne compte de ces connexions.

Un autre problème soulevé dans ce travail et que les multiples mesures de température n'ont pu résoudre, est la propagation du front de gel. Il est effectivement important en terme de circulation de fluides de connaître quelles zones du massif sont gelées. Si le problème est assez bien traité dans le cas d'un massif homogène, il est jusqu'à aujourd'hui irrésolu dans le cadre d'un massif fracturé. Connaissant un peu mieux le processus du gel dans un réseau de fissures et ses interactions avec le réseau poreux, il serait peut-être plus facile, maintenant, d'analyser des mesures de température faites in situ dans un massif fracturé au cours d'une période de gel.

Nous avons également noté une certaine simultanéité entre les processus d'altération des calcaires par le gel et par dissolution de la calcite. Les conditions d'intervention sont effectivement les mêmes entre ces deux processus. La dissolution semble, en effet, à la fois modifier le mécanisme de gel de l'eau dans les fissures ainsi que modifier la propagation de la fissuration induite. Afin de mettre en évidence ces relations, de nouvelles expérimentations pourraient être envisagées en faisant varier la qualité de l'eau et donc son pouvoir de dissolution.

Enfin si on se place dans un cadre naturel, une fissure est rarement vide de tout remplissage. Ce remplissage peut jouer sur la qualité de l'eau mais également sur la résistance mécanique de la fissure. Dans le cas d'un remplissage par des argiles gonflantes, on peut se demander si d'autres phénomènes de génération de contrainte dans la fissure n'interviennent pas. Il serait donc intéressant de développer également de nouvelles expérimentations essayant de tenir compte de cette caractéristique des fissures naturelles.

Références bibliographiques

AL MUKHTAR M., BECK K. *Deux pierres de porosité totale semblable et de comportement dissemblable*. Rapport interne : LCPC : 2004, 10p.

AGUIRRE-PUENTE J., LE FUR B., VALLEMONT S., GERARD D. Description et essais d'un appareil indiquant la profondeur du gel dans les sols par changement de coloration. *Bulletin de liaison des Laboratoires Routiers*, nov.-dec. 1967, n°28, p. 31-47.

AGUIRRE-PUENTE J., AZOUNI M. *Modèle théorique du passage de la glace à travers un capillaire et étude expérimentale sur membrane*. IIF-IIR-Commission B1: Zürich: 1973, pp.101-113.

AGUIRRE-PUENTE J. Contribution à l'étude du mécanisme physique du gel des roches. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »* Fondation Française d'Etudes Nordiques rapport n°302: Le Havre : 1975, 13p.

AKAGAWA S., FUKUDA M. Frost heave mechanism in welded tuff. *Permafrost and periglacial processes* : 1991 : vol. 2, pp. 301-309.

AKYURT M., ZAKI G., HABEEBULLAH B. Freezing phenomena in ice-water systems. *Energy Conversion and Management*, vol. 43: 2002, pp. 1773-1789.

AMANTI M., CASTATALDO G., MARCHIONNA G., PECCI M. Classificazioni dei fenomeni franosi. *Bolletino del servizio geologico d'Italia* 1992, vol. CXI, tav.1.

ANDREN A. Degradation of Rock and Shotcrete due to Ice Pressure and Frost Shattering. *A Review (ISSN :1402-1528) Research report*: 2006. 66 p.

ARCHIMBAUD C., TOURENQ C. La gélivité des granulats routiers. *Bull. Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées* : Mars - avril 1971 : n°51, pp. 51-60.

AYDIN A., BASU A. Technical Note the use of Brazilian test as a quantitative measure of rock weathering. *Rock Mech. Rock Engng*: 2006, vol. 39(1), pp. 77-85.

AZIMI C., DESVARREUX P. Calcul de chutes de blocs et vérification sur modèle réduit. *Rapport Association pour le Développement des Recherches sur les Glissements de Terrain* 1977.

AZIMI C., DESVARREUX P. Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain. *Revue française de géotechnique* : 1996 : n°76, pp. 63-75.

BEAUCHAMP J. *Cours sur « L'altération des roches »*. Université de Picardie Jules Verne : 2004, 16p.

BELLANGER M., HOMAND F., REMY J.M. Water behaviour in limestones as a function of pores structure : application to frost resistance of some Lorraine limestones. *Engineering Geology*: 1993: vol. 36. pp. 99-108.

BERTHIER R. La physique du gel. *Bulletin RILEM*: 1958 : n°40. pp. 7-21.

BERTOUILLE H. Gélifraction des roches humides. *VIème Congrès International de la Fondation française d'Etudes Nordiques* : rapport n°306 : Avril 1975, Le Havre. 11p.

BLACHERE J.R. Le gel de l'eau dans les matériaux poreux. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »*, Fondation Française d'Etudes Nordiques : Le Havre : avril 1975 : rapport n°304. 9p.

BLACHERE J.R. Les essais cycliques de gel-dégel et les théories de la gélivité. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »*, Fondation Française d'Etudes Nordiques : Le Havre, avril 1975 : rapport n°201. 6p.

BLACK P.B. Applications of the Clapeyron Equation to water and ice in porous media. *CRREL Report 95-6: March 1995*, 7p.

BOST M., POUYA A., MARTINEAU F. Effets mécaniques du gel sur l'évolution d'une fissure dans un bloc de calcaire. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur* : Lyon : 27-29 juin 2006. pp. III-153-160.

BOST M., GUEDON DUBIED J.S. Natural and artificial micro-cracking in limestone: a model of response to freezing-thawing. *11th Congress of ISRM, Workshop 3: Preservation of Natural Stone and Rock Weathering*: Madrid: 14th July 2007: pp.17-23.

BOUSQUIE P. *Texture et porosité de roches calcaires. Relations avec la perméabilité, l'ascension capillaire, la gélivité, la conductivité thermique*. Thèse de géologie, Université Pierre et Marie Curie : Paris VI : 1979, 191p.

BUSTAMANTE M., GUEDON-DUBIED J-S., MARTINEAU F. Etude de la résistance des pierres d'un pont du XVIIIème siècle. Etude pétrographique et mécanique des pierres du Pont-Royal à Paris. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées* : mai-juin 1994 : vol. 191, pp. 63-72.

CAICEDO HORMAZA B. *Contribution à l'étude de la migration de l'eau dans les sols pendant le gel et le dégel*. Thèse en mécanique : Ecole Centrale de Paris : 1991, 108p.

CAMERMAN C. La Pierre de Tournai-Son gisement, sa structure et ses propriétés, son emploi actuel. *Mémoires de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie (Bruxelles)* : 1944, n°1, pp.48-75.

CAO P., LI J-T., YUAN H-P. Testing study of subcritical crack growth rate and fracture toughness in different rocks. *Trans. Nonferrous Met. Soc. China*: 2006: vol. 16, pp. 709-713.

CARROLL D. *Rock weathering*. Monographs in geosciences: ed Rhodes W: Fairbridge, 1970, 203 p.

CARSLAW H.S., JAEGER J.C. *Conduction of heat in solids*. 2nd edition: Oxford Science Publications: 1959, 510 p.

- CASTELLI M., SCAVIA C. Fracture mechanics approach to the study of failure in rock. *RFGC : Failure : Degradation and Instabilities* : 2004: vol. 8, pp. 653-682.
- CHATELAIN J. L'extensométrie par jauges à fil résistant. *Bulletin de Liaison des Laboratoires Routiers* : août 1969 : supplément au n°39, pp.111.
- CHATTERJI S. Aspects of the freezing process in a porous material-water system. Part.1 Freezing and the properties of water and ice. *Cement and Concrete Research* : 1999: vol. 29, pp. 627-630.
- CHAU K.T., SHAO J.F. Subcritical crack growth of edge and center cracks in façade rock panels subject to periodic surface temperature variations. *International Journal of Solids and Structures*: 2006, vol. 43, pp. 807-827.
- CHEN T.C., MORI N., SUZUKI T., SHOJI H., GOTO T. Experimental study on crack development of rock specimens by freezing and thawing cycles. *Soils and Foundations*: 2000, vol. 40, n°2, pp. 41-48.
- CHEN T.C., YEUNG M.R., MORI N. Effect of water saturation on deterioration of welded tuff due to freeze-thaw action. *Cold Regions Science and Technology*: 2004, vol. 38, pp. 127-136.
- CHESEL, D., DUFOUR A.-B., THIOULOUSE J. The ade4 package-I- One-table methods. *R News*: 2004, pp. 5-10.
- CHIGIRA M. Introduction. Special issue: Interdisciplinary studies of rock weathering. *Engineering Geology*: 1999: vol. 55 .
- CLARK M., SMALL J. *Slopes and weathering*. Cambridge Topics in Geography, 2nd series, Cambridge University Press: 1982, 12 p.
- COQUE R. *Géomorphologie*. Collection U Géographie : Ed Armand Colin, 1993, 502p.
- COQUE R. *Géomorphologie*. 6^e édition : Ed Armand Colin, 2002.
- COUSSY O., FEN-CHONG T. Crystallization, pore relaxation and micro-cryosuction in cohesive porous materials. *C.R. Mécanique*: 2005, vol. 333, pp. 507-512.
- COUTARD J.P., JOURNAUX A. Les expériences de thermoclastie. *Centre de Géomorphologie CNRS Caen* : mai 1976 : Bulletin n°21 : vol. III, pp.29-32.
- D'HAVE R., MOTTEU H. Etude de la résistance au gel des matériaux de construction. *Industrie Céramique* : avril 1969 : n°617, pp.245-250.
- DAIAN J-F., LAURENT J-P. *Structure poreuse et transport d'humidité dans les roches*. Cours LTHE : Grenoble, : 2004, 21p.
- DAVIDSON G.P., NYE J.F. A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. *Cold Regions Science and Technology*: 1985: vol. 11, pp. 141-153.

DAVIES M.C.R., HAMZA O., HARRIS C. The effect of rise in mean annual temperatures on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*: 2001: vol. 12, pp. 137-144.

DEHN M., BURGER G., BUMA J., GASPARETTO P. Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology*: 2000: vol. 55, pp. 193-204.

DELALOYE R. *Cours de Géomorphologie générale* : 2004, pp.60-70.
<http://student.unifr.ch/geosciences/download/CGPC-ch7.pdf>.

DERRUAU M. Les formes du relief terrestre. *Notion de géomorphologie*. 8^e ed. : Armand Colin, 1996, 119p.

DESCOEUDRES F.; ZIMMERMANN Th. Three-dimensional dynamic calculation of rockfalls. *International Society for Rock Mechanics: Proceedings of the Sixth International Congress on Rock Mechanics*: 1987, Montreal, vol.1, pp. 337-342.

DESSANDIER D., AUGER P., HAAS H., HUGUES G. *Guide méthodologique de sélection des pierres des monuments en termes de durabilité et compatibilité*. Guide BRGM : décembre 2000, 76 p.

DIXON J.C., COLIN E.T. Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology*: 2005, Vol. 67, Issues 1, pp. 127-145.

DJABALLAH MASMOUDI N. *Modélisation et expérimentation de la perméabilité et des mécanismes de transfert dans les milieux poreux au cours du gel*. Thèse en géologie, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI : 1998, 205p.

DUSSAUGE-PEISSIER C., HELMSTETTER A., GRASSO J.-R., HANTZ D., DESVARREUX P., JEANNIN M., GIRAUD A. Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Natural hazards and Earth System Sciences*: 2002, 2, pp.1-13.

DWIVEDI R. D., SONI A.K., GOEL R.K., DUBE A.K. Technical Note: Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*: 2000, vol. 37, pp. 1267-1275.

DROUET E. *Contribution à l'étude de l'altérabilité de pierres calcaires sous l'action des pluies acides en milieu urbain*. Rapport Master Sciences et Génie de l'Environnement : Université Paris Diderot VII : 2007, 53 p.

ELMI F., POUYA A., Cahier de développement – *Famille 16: Modèle de Joint élastoplastique*, CESAR-LCPC version recherche : 2005 : 25p.

FABBRI A., *Physico-mécanique des matériaux cimentaires soumis au gel-dégel*. Thèse en mécanique: Université de Marne-La-Vallée: 2006, 261p.

FAHEY B.D., LEFEBURE T.H. The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce peninsula, Southern Ontario, Canada. *Earth surface processes and landforms*: 1988, vol.13, pp. 293-304.

FERRERO A.M., MARINI P. Experimental studies on the mechanical behaviour of two thermal cracked marbles. *Rock Mech. Rock Engng*: 2001: vol. 34(1), pp. 57-66.

FITZNER B., KALDE M. Simulation of frost-thaw cycle and salt weathering - nature adapted material tests. *Symposium international " La détérioration des matériaux de construction "* : 1991 : La Rochelle, pp. 103-114.

FONT M., LAGARDE J-L. AMORESE D., COUTARD J-P., OZOUF J-C. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *CR Geoscience* : 2002, vol. 334, pp. 171-178.

FOOKES P. G., DEARMAN W., FRANKLIN J.A. Some engineering aspects of rock weathering with field examples from Dartmoor and elsewhere. *Q. Jl Engng Geol.*: 1971: vol. 4, pp. 139-185.

FOUGEA D., DURVILLE J-L. *Les conditions d'exploitation de la RN 212 Gorges de l'Arly (Savoie)*. Rapport CGPC : septembre 2005, 20 p.

FRAYSSINES M. *Contribution à l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux (rupture)*. Thèse en mécanique : Université Joseph Fourier : Grenoble 2005, 218p.

FRAYSSINES M., HANTZ D. Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). *Engineering Geology*: 2006: vol. 86: Issue 4, pp. 256-270.

GOODMAN R.E., ASCE M., TAYLOR R.L., ASCE A.M., BREKKE T.L., A model for the mechanics of jointed rock, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* : 1968 : vol.94, pp.637-659.

GOUDIE A.S. A comparison of the relative resistance of limestones to frost and salt weathering. *Permafrost Perigl. Process.* : 1999 : vol. 10, pp. 309-316

GUIDE TECHNIQUE LCPC, 2004. Les études spécifiques d'aléa lié aux éboulements rocheux. Collection Environnement, Les risques naturels. ISSN 1151-1516, 86p.

GUNZBURGER Y. 2004. *Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes – Exemples des rochers de Valabres (Alpes-Maritimes)*. Thèse : Institut National Polytechnique de Lorraine, 142 p.

HABIB P. La rupture différée en mécanique des roches. *Revue française de géotechnique* : 2004, vol. n°108, pp. 71-74.

HALL K. The utilization of the stress intensity factor (KIC) in a model for rock fracture during freezing: an example from Signy Island, the maritime Antarctic. *British Antarctic Survey Bulletin*: 1986: vol. 72, pp. 53-60.

HALL K. ANDRE M-F. New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology*: 2001: vol. 41, pp. 23-35.

HALL K. Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. *Earth Surf. Process. Landforms* 2004, vol. 29, pp. 43-57.

HALL K. Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in Northern Canada: II. The temperature at which water freezes in rock. *Earth Surface Processes and Landforms*: 2007: vol. 32, pp. 249-259.

HALLET B., WALDER J.S., STUBBS C.W. Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained sub-zero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*: 1991, vol.2, pp. 283-300.

HALSEY D.P., MITCHELL D.J., DEWS S.J. Influence of climatically induced cycles in physical weathering. *Quarterly Journal of Engineering Geology*: 1998: vol. 31, pp. 359-367.

HANTZ D., VENGEON J.M., DUSSAUGE-PEISSER C. An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock fall hazard assessment. *Natural hazards and Earth System Sciences* : 2003 : vol. 3, pp. 693-701.

HANTZ D., JONGMANS D. L'apport de la recherche dans l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux. *Risques Infos n°16* : juin 2005, pp. 18-20.

HARRIS C., MURTON J.B., DAVIES M.C.R. An analysis of mechanisms of ice-wedge casting based on geotechnical centrifuge simulations. *Geomorphology*: 2005: vol. 71, pp. 328-343.

HAZEBROUCK R., DUTHOIT B. Particularités du comportement mécanique des craies: rôle de l'eau - rupture sous contrainte hydrostatique. *Revue française de géotechnique* : 1979, vol. 8, pp.45-40.

HENRY J.P., PAQUET J., TANCREZ J.P. Experimental study of crack propagation in calcite rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech* : 1977 : vol. 14, pp. 85-91

HENRY J-P. Mécanique linéaire de la rupture appliquée à l'étude de la fissuration et de la fracture de roches calcaires. *Thèse en mécanique : Université des Sciences et Techniques de Lille* : 1978, 182p.

HOMAND F., DUFFAUT P. *Manuel de mécanique des roches - Tome 1 : Fondements*. Les Presses de l'Ecole des Mines de Paris : 2000, 265p.

HONEYBORNE D.B., HARRIS P.B., Structure and weathering behaviour of porous building stone. *Building Research Station*, pp. 343-359.

HOPKINS D.L., COOK N.G.W., MYER L.R., Normal joint stiffness as a function of spatial geometry and surface roughness, *Rock Joints*. Ed. Barton & Stephansson: 1990, pp. 203-210.

HUDEC P.P. Correlation of rock weathering parameters. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »* : Fondation Française d'Etudes Nordiques Le Havre : avril 1975, rapport n°111, 16p.

HUDSON J.A. *Rock Engineering Systems: Theory and Practice*. High Plains Press (JAH): 1992, 185p.

HUYGENS C. *Œuvres complètes, Correspondance, 1666-1669-1895 ; VII : Expérience sur la congélation de l'eau. Evaporation et dilatation de la glace. Formes et propriétés des cristaux*. Publication de la Société hollandaise des sciences, La Haye: pp. 1888-1950.

INTERREG IIC, Groupe Falaise. *Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises. Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin*. Programme Interreg IIC-« Falaises » Méditerranée Occidentale et Alpes Latines, 2001, 239p.

ISHIKAWA M., KURASHIGE Y., HIRAKAWA K. Analysis of crack movements observed in an alpine bedrock cliff. *Earth Surface Processes and Landforms*: 2004: vol. 28, pp. 883-891,

JABOYADOFF M.; BAILLIFARD F.; MARRO Ch.; PHILIPPOSIAN F., ROUILLER J-D. Detection of rock instabilities: Matterock methodology. *Proceedings of the Joint Japan-Swiss Scientific Seminar on Impact Load by Rock Falls and Design of protection Structures*: Kanazawa: 1999.

JAVEY C. *Bull. BRGM* 1972, vol. 2, III, 1. pp. 40-66.

KASIM M., SHAKOOR A. An investigation of the relationship between uniaxial compressive strength and degradation for selected rock types. *Engineering Geology*: 1996, vol. 44, pp. 213-227.

KATE J.M., GOKHALE C.S., A simple method to estimate complete pore size distribution of rocks, *Engineering Geology* 84 (2006) 48-69.

KEMENY J. The time-dependent reduction of sliding cohesion due to rock bridges along discontinuities: a fracture mechanics approach. *Rock Mechanics and Rock Engineering*: 2003, vol. 36, pp. 27-38.

LAI Y., HUI W., ZIWANG W., SONGYU L., XUEJUN D. Analytical viscoelastic solution for frost force in cold-region tunnels. *Cold Regions Science and Technology*: 2000, vol. 31 pp. 227-234.

LAUTRIDOU J-P., MAZO L., OZOUF J-C., BENOIST J-P. Etude des mécanismes du gel dans la pierre de Caen. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »*, Fondation Française d'Etudes Nordiques : Le Havre, avril 1975, rapport n°309, 9p.

LAUTRIDOU J-P., OZOUF J-C. *Essai d'estimation du bilan en eau dans un échantillon de Pierre de Caen*. Rapport n°4 Centre de Géomorphologie de Caen, juin 1976, 10p.

LAUTRIDOU J-P., RAGOT J-P. *Essais de gel sur des échantillons*. Centre de Géomorphologie de Caen, laboratoire de cryoclastie, rapport n°6, 1977, 14p.

LAUTRIDOU J-P., OZOUF J-C., Relations entre la gélivité et les propriétés physiques (porosité, ascension capillaire) des roches calcaires. *Colloque International « Altération et protection des monuments en pierre »* : Paris, du 5 au 9 juin 1978, 15p.

LAUTRIDOU J-P. *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie, tomes 1&2*. Thèse d'Etat, Université de Caen : 1984, 908 p.

LE ROUX A. *Dégradations des pierres en œuvre*, rapport interne LCPC : 2001 : 36 p.

LEBART L., MORINEAU A., PIRON M. *Statistique exploratoire multidimensionnelle*. 3^{ème} édition, Ed. Dunod, 439p.

LEMAITRE C. *Que nous enseigne la vitesse du son dans les roches ?* Rapport de stage de fin d'études : DESS de Géophysique en Surface et Subsurface, IFPG, 1995, 98p.

LETAVERNIER G. *La gélivité des roches calcaires. Relations avec la morphologie du milieu poreux.* Thèse, Université de Caen : 1984, 181p.

LI C., STEPHANSSON O., SAVILAHTI T., Behaviour of rock joints and rock bridges in shear testing, *Rock Joints*. Ed. Barton & Stephansson : 1990 : pp. 259-266.

LION M. *Influence de la température sur le comportement poromécanique ou hydraulique d'une roche carbonatée et d'un mortier. Etudes expérimentales.* Thèse Ecole centrale de Lille : 2004, 185p.

LITVAN G.G. Freeze-thaw durability of porous building materials, in Durability of building materials and Components, *ASTM Special Technical Publication 691*: 1978, pp.455-463.

LLIBOUTRY L. *Traité de glaciologie: Glaciers, variations du climat, sols gelés. Tome 2,* , Masson & cie Editeurs : 1964.

LOOTVOET A. Les pierres. Altérations-Traitements. *Rapports des laboratoires.* Série: Ouvrage d'art : 1986, 76p.

MAMILLAN M. Méthodes d'essais au gel des pierres. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »*, Fondation Française d'Etudes Nordiques : Le Havre : avril 1975, rapport n°206, 12p.

MARTINET G. *Grès et mortiers du temple d'Amon à Karnak (Haute-Egypte) : Etude des altérations, aide à la restauration.* LCPC-Publication : 1992, 187p.

MATSUOKA N. The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*: 1990: vol.15, pp. 73-90.

MATSUOKA N. Diurnal freeze-thaw depth in rock walls: field measurements and theoretical considerations. *Earth Surface Processes and Landforms*: 1994, vol.19, pp. 423-435.

MATSUOKA N., HIRAKAWA K., WATANABE T., MORIWAKI K. Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave, creep. *Permafrost and Periglacial Processes*: 1997, vol.8, pp. 155-177.

MATSUOKA N., Sakai H. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*: 1999: vol. 28, pp. 309-328.

MATSUOKA N. Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surf. Process. Landforms*: 2001: vol. 26, pp. 601-614.

MATSUOKA N. Microgelivation versus macrogelivation : toward bridging the gap between laboratory and field frost weathering, *Permafrost and periglacial processes*: 2001a, vol. 12, pp.299-313.

MILED K., Cahier de développement - *Famille 16: Modèle d'endommagement normal de joint*, CESAR-LCPC version recherche : 2006 : 22p.

MURTON J.B., COUTARD J-P., LAUTRIDOU J-P., OZOUF J-C., ROBINSON D. A., WILLIAMS R.B.G., GUILLEMET G., SIMMONS P., Experimental design for a pilot study on bedrock weathering near the permafrost table. *Earth Surf. Process. Landforms*: 2000, vol. 25, pp. 1281-1294.

MURTON J.B., PETERSON R., OZOUF J-C. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science*, nov.2006,vol. 314, pp.1127-1129.

MUTLUTÜRK M., ALTINDAG R., TÜRK G. A decay function model for the integrity loss of rock when subjected to recurrent cycles of freezing-thawing and heating-cooling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*: 2004: vol. 41, pp. 237-244.

NF B10-513 *Produits de carrières pierres naturelles Essai de gélivité*, Avril 1975, 11p.

NF B10-601 *Produits de carrières pierres naturelles Prescriptions générales d'emploi des pierres naturelles*, Juillet 2006, 66p.

NF EN 1367-1 *Essais de détermination des propriétés thermiques et de l'altérabilité des granulats. Partie 1 : Détermination de la résistance au gel-dégel*. Août 2007, 11p.

NF EN 12-371 *Méthodes d'essai pour pierres naturelles détermination de la résistance au gel*, Mai 2003, 12p.

NF P 94-411 *Roches. Détermination de la vitesse de propagation des ondes ultrasonores en laboratoire. Méthode par transparence*, Avril 2002, 7p.

NF P 94-422 *Roches. Détermination de la résistance à la traction. Méthode indirecte-Essai brésilien*, Janvier 2001, 7p.

NICHOLSON D.T., NICHOLSON F.H. Physical deterioration of sedimentary rocks subjected to experimental freeze-thaw weathering. *Earth Surf. Process. Landforms*: 2000, vol. 25, pp. 1295-1307.

NICHOLSON D. T. Pore properties as indicators of breakdown mechanisms in experimentally weathered limestones. *Earth Surf. Process. Landforms*: 2001, vol. 26, pp. 819-838.

NISHIYAMA T., KUSUDA H. Application of a fluorescent technique to the study of the weathering process. *Engineering Geology*: 1996: vol; 43, pp. 247-253.

NOËL P. *Les carrières françaises de Pierre de taille*. Société de diffusion des techniques du bâtiment et des travaux publics : 1970, 261p.

OLLIER C.D. *Weathering*. Edinburgh, 1969.

PAULY J-C, PAYANY M. 2002. Méthodologies mises en oeuvre pour la cartographie de l'aléa lié aux instabilités rocheuses sur un bassin géographique. Cas des gorges du Tarn et de la Jonte (Lozère). *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées* : janvier-février 2002, vol. 236, pp.37-57.

- PECH P. Contribution à l'étude de la dynamique des versants en montagne alpine: l'exemple de l'Ossola (Alpes centrales – Italie du Nord). Thèse : Université Paris I :1988.
- PELTIER L.C. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Ann. Ass. Amer. Geogr.* : 1950, vol. 40, pp. 214-236.
- PETKOVIC LAMY J., RODTS S., MOUCHERONT P., BICHON S., FEN-CHONG T., AZOUNI A. Etude IRM du gel-dégel des matériaux de construction: une nouvelle technique au LCPC. *Journées des Sciences de l'Ingénieur 2006*, pp.159-164.
- PEYBERNARD J. *Analyse de données*, Cours 2^{ème} année ENTPE, 2002/2003.
- PHILIPPE A. Méthode provisoire d'évaluation des profondeurs atteintes par le gel dans les sols et les chaussées. *Bull. Liaison Labo. Routiers P. et C.* : nov-déc 1997, vol. 28, pp.13-16.
- PIARC G2 : *Natural Disaster Reduction for Roads-Final Report*, 1999.
- PISARENKO D., MORAT P., LE MOUËL J-L. On a possible mechanism of sandstone alteration : evidence from electric potential measurements. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, série II, pp. 17-24.
- POROKHOVOI E. *Stabilité à long terme des talus de mines à ciel ouvert dans les massifs de roches basiques et ultrabasiques*. Thèse : Ecole Nationale des Ponts et Chaussées : 1995, 225 p.
- POTHERAT P. , DORIDOT M., CHAHINE M., *L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrains*. Guide Technique LCPC, Collection Environnement, Les risques naturels : 1999, 128p.
- POUYA A. *Comportement rhéologique du sel gemme. Application à l'étude des excavations souterraines*. Thèse : Ecole Nationale des Ponts et Chaussées : 1991, 371p.
- POWERS T.C. The air requirement of frost-resistant concrete. *Proceedings of the Highway Research Board*: 1949, vol.29, pp. 184-211.
- POWERS T.C., HELMUTH R.A. Theory of volume changes in hardened Portland cement paste during freezing. *Proceedings of the Highway Research Board*: 1953, vol.32, pp. 285-297.
- PRICK A. Dilatometrical behaviour of porous calcareous rock samples subjected to freeze-thaw cycles. *Catena*: 1995: vol. 25, pp. 7-20.
- PRICK A. *Etude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique*, Ed Classe des Sciences. Académie Royale de Belgique : 1999, 311 p.
- RAPPORT D'ACTIVITES ANNUEL : Service de Restauration des Terrains en Montagne, Office National des Forêts, Ministère de l'agriculture, archives de la Délégation nationale, 1998.
- REGIONE LOMBARDIA, STRUTTURA RISCHI IDROGEOLOGICI – *Procedura per la valutazione e la zonazione della pericolosità e del rischio da frana in Regione Lombardia – Bollettino Ufficiale della Regione Lombardia n°51*, edizione speciale del 22 dicembre 2000.

REMY J-M. *Influence de la structure du milieu poreux carbonate sur les transferts d'eau et les changements de phase eau-glace. Application à la durabilité au gel de roches calcaires de Lorraine*. Thèse : Institut National Polytechnique de Lorraine, : 1993, 355p.

REMY J-M., HOMAND F., BELLANGER M. Relations entre l'endommagement par le gel des roches calcaires et la géométrie de leurs réseaux poreux. *Ground Freezing* : 1994, pp. 189-197.

RITTER D.F., KOCHER R.C., MILLER J.R. *Process Geomorphology*. Brown Publishers : 1995, 546p.

ROCHET, L. (1987): Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées* : 1987 vol.150-151, pp.84-95.

ROMANA M., SMR Classification, in C. Bonnard, *Landslides - Glissements de terrains*, , A.A. Balkema : Rotterdam, Netherlands, 1988, pp. 955-960.

ROVERA G. L'éboulement des corniches de calcaire urgonien dans le massif de la Grande Chartreuse (Alpes du Nord). *Association Française du Périglaciaire, Environnements périglaciaires* : déc. 1997 : vol. 4, pp. 13-27.

SAVILAHTI T., NORDLUNG E., STEPHANSSON O., Shear box testing and modelling of joint bridges, *Rock Joints*. Ed. Barton & Stephansson : 1990 : pp. 295-300.

SAUSSE J., JACQUOT E., FRITZ B., LEROY J., LESPINASSE M. Evolution of crack permeability during fluid-rock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). *Tectonophysics*: 2001, vol. 336, pp. 199-214.

SCHMIDT J., DIKAU R. Modeling historical climate variability and slope stability, *Geomorphology*: 2004, vol. 60, pp. 433-447.

SCHULTZ R.A. Growth of geologic fractures into large-strain populations : review of nomenclature, subcritical crack growth, and some implications for rock engineering, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*:2000 : vol. 37, pp. 403-411.

STRUILLOU M.R. *Etude de l'altérabilité des grès du Vallon de Champagne – Col de Saverne*. Rapport interne LCPC : février 1968, 33p.

Synthèse REX, Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques, Ministère de l'Ecologie et du développement, n°1, mars 2007, 4 p.

SZANTO I., AGUIRRE-PUENTE J. Etude des caractéristiques thermiques des milieux poreux fins humides lors de leur congélation. *Comptes rendus du XIIIème Congrès International du Froid* : Washington DC : 1971, vol.1, pp. 751-757.

TADA H., PARIS P.C., IRWIN G. R. *The Stress Analysis of Cracks*. Handbook, third Edition, Tech. rep., Del. Research Corporation, Hellertown, Pennsylvania, USA: 1973.

TALOBRE J., *La mécanique des roches et ses applications*, Ed Dunod: 1967: 442p.

TAMRAKAR N.K., YOKOTA S., DAS SHRESTHA S. Relationships among mechanical, physical and petrographic properties of Siwalik sandstones, Central Nepal Sub-Himalayas, *Engineering Geology*: 2007, vol. 90, pp. 105-123.

TEIXEIRA J. L'étrange comportement de l'eau ultra-froide. *Pour la science* : juillet 2001, n°285, pp.84-91.

THARP T.M. Conditions for crack propagation by frost wedging. *Geological Society of America Bulletin*, July 1987, vol. 99, pp. 94-102.

THIOULOUSE, J., D. CHESSEL, S. DOLÉDEC, and J. M. OLIVIER.. ADE-4: a multivariate analysis and graphical display software. *Statistics and Computing*: 1996, vol.7, pp. 75-83.

THOMACHOT C. *Modifications des propriétés pétrophysiques de grès soumis au gel ou recouverts « d'encroûtements noirs vernissés »*. Thèse, Université Louis Pasteur de Strasbourg : 2002, 263p.

TOURENQ C. *Le gel des pierres. Etude des essais normalisés français et allemands..* Rapport interne LCPC : 1963, 15p.

TOURENQ C. *La gélivité des roches - Application aux granulats*. Rapport de recherche n°6, LCPC : 1970, 60p.

TUGRUL A. The effect of weathering on pore geometry and compressive strength of selected rock types from Turkey. *Engineering Geology*: 2004, vol. 75, pp. 215-227.

VALADAS B. Quelques résultats d'observations de terrain en matière de gélifraction actuelle dans le Massif Central français. *VIème Congrès International « Les problèmes posés par la gélifraction. Recherches fondamentales et appliquées »*, Fondation Française d'Etudes Nordiques : Le Havre : 1975, rapport n°109, 6p.

VENGEON J.-M., HANTZ D., DUSSAUGE C. Prévisibilité des éboulements rocheux. Approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques. *Revue Française de Géotechnique* : 2001, n° 95/96, pp. 143-154.

VIGNES M., AGUIRRE-PUENTE J. Etude de la surfusion de l'eau dans un milieu finement dispersé. *Comptes rendus du XIIIe Congrès International du Froid, Washington DC* : 1971, vol. 1, pp.745-749.

WALDER J., HALET B. A theoretical model of the fracture of rock during freezing, *Geological Society of America Bulletin*: 1985: vol. 96, pp. 336-346.

WATANABE K., MIZOGUCHI M. Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. *Cold Regions Science and Technology*: 2002: vol. 34, pp. 103-110.

WILLIAMS P.J., SMITH M.W. *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*, Cambridge University Press 1989.

WP/WLI (International Geotechnical Societies = UNESCO Working Party on World Landslide Inventory), *Multilingual Landslide Glossary*. BiTech Publishers Ltd: Richmond, British Columbia, 1993.

WOO I. *Altérabilité de granites et gneiss de Corée du Sud. Conséquences sur la stabilité à long terme des talus rocheux*. Thèse en géologie : Ecole des Mines de Paris : 2003, 205 p.

YAVUZ H., ALTINDAG R., SARAC S., UGUR I., SENGUN N. Estimating the index properties of deteriorated carbonate rocks due to freeze-thaw and thermal shock weathering, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*: 2006: vol. 43, pp. 767-775.

YAVUZ A.B., TOPAL T. Thermal and salt crystallization effects on marble deterioration: Examples from Western Anatolia, Turkey. *Engineering Geology* : 2007: vol. 90, pp. 30-40.

Annexes

Annexe 1: Essais de gel sur cylindres surcarottés - résultats et analyses.	243
Annexe 2 : Expérimentations de gel d'eau colorée dans des cylindres de calcaires.	257
Annexe 3 : Expérimentations de gel-dégel sur cubes de 15cm de côté entaillés sur 7cm: résultats sur Chamesson, Larrys-Moulin d'Arlot, Pierre de Lens (allure-type pour chaque relevé).	263
Annexe 4 : Tableau de synthèse des différentes expérimentations de gel sur cubes, tubes et autres cylindres de calcaire.	267
Annexe 5 : Observations microscopiques du chemin de rupture au cours des cycles de gel-dégel successifs.	271
Annexe géologique et choix des calcaires de l'étude.	273

Annexe 1: Essais de gel sur cylindres surcarottés - résultats et analyses.

Nom	N° cycle 1ère fissure	Porosité sous vide %	S48 %	R1 mm	P mdy	Porosité piégée		Rt (MPa)	Rc sèche (MPa)	Ic %	Sensibilité au gel selon:		N° cycle à la rupture	Remarques
						Hg %	Porosimétrie				Lautridou et al (1978)	Letavernier (1984)		
Grenoble-Urgonien-Vilhonneur-	1	0,6		61	1,40E-03		2,3	9,1	151	0,55	85	? ?	8	un pan de la paroi ext. entre deux fissures structurelles s'est détaché
banc 12	1	10,1	91	250	3,95E-01		11,8	5,6	55	0,55	86	? ?	11	fissuration dans la partie la plus mince de la paroi
Larrys-Moulin d'Adot	1	6,7	89	112	5,25E-02	4,1	7,5	11,8	131	0,16	83	~III/IV=gélif/peu gélif	12	par propagation de la fissure entre les grains fissuration dans la paroi la plus mince puis propagation entre les grains + altération des joints existants
Tournai-Allain												IV=peu gélif		pas de rupture malgré propagation de fissuration
Tournai-Pont à Rieu	1	1	88	54	1,82E-03		4,9	21	142	0,58	84	NC	26	microfissurées & IV-roches microfissurées
Tournai-Vaulx&Chercq	2	1,5	94	54	2,73E-03		4,9	9	71	1,10	58	IV=peu gélif	26	fissuration selon joint; pas de rupture malgré propagation de fissuration
Pierre de Casn	3	41,6		500	6,50E+00	26,2	38,3	2,3	19,2	-0,85	38	NC	2	le cylindre intérieur s'est rompu selon un joint
Vilhonneur-												II=gélif	3	gel en matrice: le fond du cylindre, dans l'eau, s'est désquamé
banc 2	4	10,9	90	250	4,26E-01		11,8	4,9	52	0,61	63	~III/IV=gélif/peu gélif	11	fissuration dans la partie la plus mince de la paroi
Vilhonneur-												? ?		par propagation de la fissure entre les grains
banc7	4	10,6	93	250	4,14E-01		11,8	5,2	60	0,95	55	? ?		fissuration dans la partie la plus mince de la paroi
Mareuil												très gélif	11	par propagation de la fissure entre les grains
Larrys-Bief	8	5,7		70	1,75E-02	4,3	6,5	12,2	95	0,52	76	~IV=peu gélif	20	fissuration selon fissuration structurelle-rupture totale: le cylindre intérieur s'est détaché selon un joint
Chamesson	8	5,35		35	4,10E-03	4,2	6,8	12,2	149	0,36	80	~IV=peu gélif	64	fissure au niveau de la paroi la plus mince, dans la matrice
Pierre de Lens	18	17,5	77	284	8,82E-01		17,5	6,9	78	0,20	60	II=gélif	19	rupture au pied du cylindre intérieur
Roquemailère	23	14	88	600	3,15E+00	9,2	14,8	8,05	61	0,32	64	III=gélif	64	fissure sommitale qui peine à se propager latéralement
Courville	50	9,4	83	125	9,18E-02	11,9	21,4	8,95	167	0,77	62	IV=peu gélif	50	le cylindre int. s'est détaché selon altération initiée aux cycles précédents: présence d'un joint?
Farges	70	13,2	80	69	3,93E-02		14,2	11,3	68	0,48	62	~III=gélif	80	la fissure ne se propage pas en profondeur latéralement
	75	6,8	93	284	3,43E-01	7,5	10,6	7,1	56	0,53	73	~IV=peu gélif	80	des grains se déchaussent mais une fissure peine à se frayer un chemin entre les grains

R1 rayon moyen d'accès des pores

P perméabilité

en gras = supérieur à

sensibilité au gel différente entre essai et classifications

type de fissuration:

dans la matrice

selon défaut de la matrice

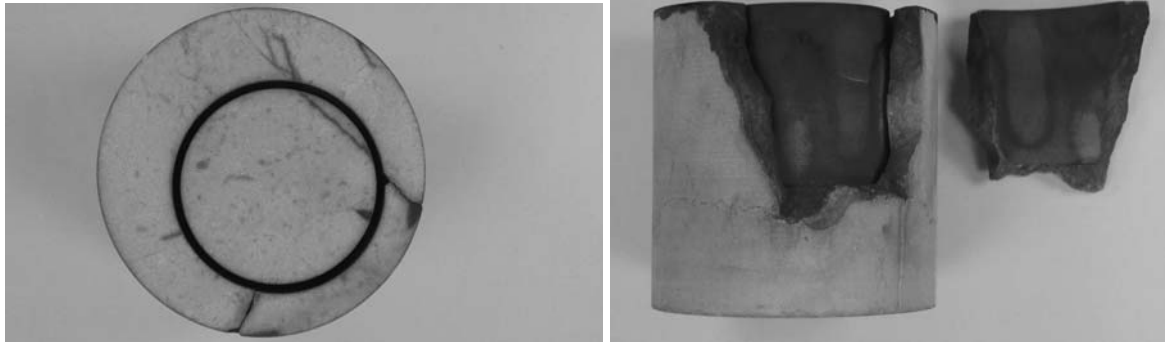
?

Tableau A. Caractéristiques mécaniques et physiques nécessaires aux classifications; type de rupture à l'essai de gel sur cylindres surcarottés.

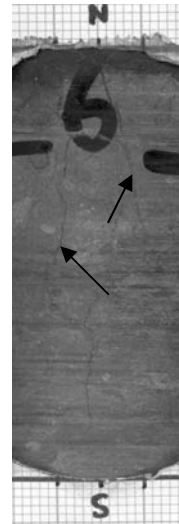
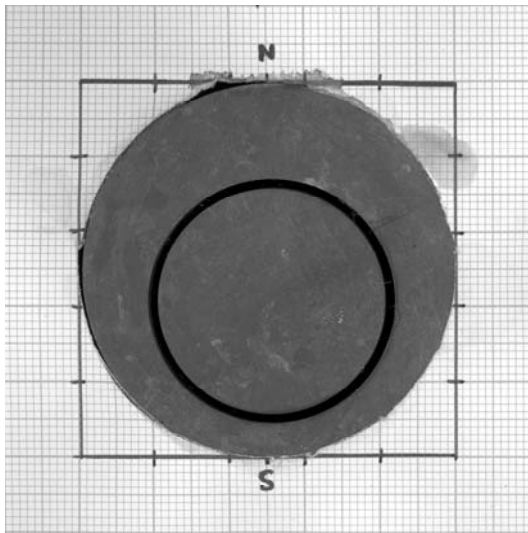
Photographies des cylindres de calcaire cassés

(La fissuration a été suivie après chaque cycle de gel-dégel, par colorant rouge et polissage.)

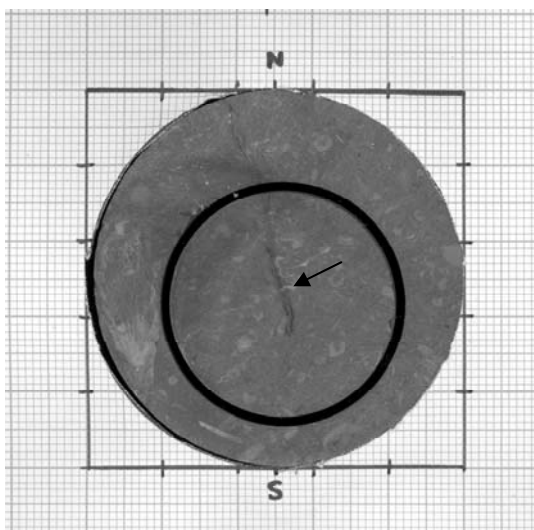
Fissuration selon défauts existants de la matrice rocheuse :



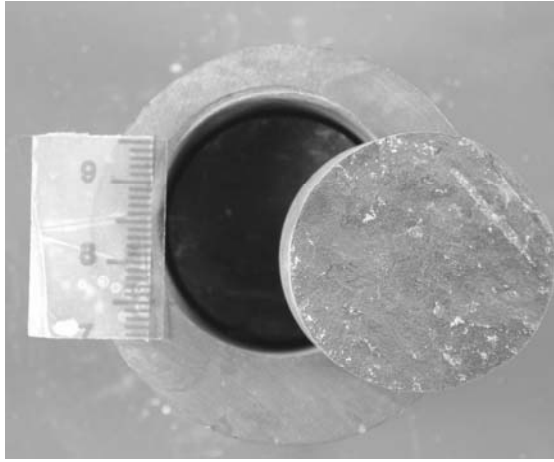
Urgonien-Grenoble (8 cycles de gel-dégel)



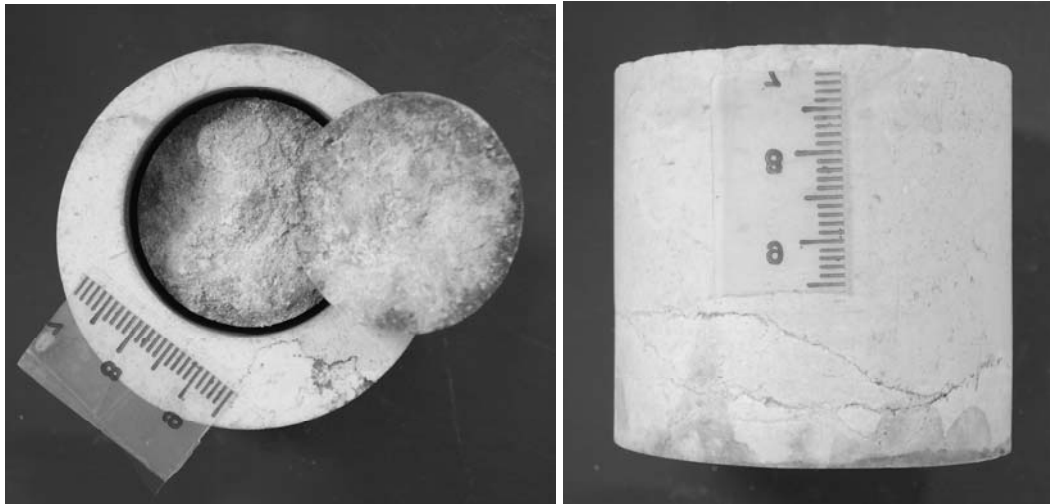
Tournai-Allain (26 cycles de gel-dégel)



Tournai-Pont-à-Rieu (26 cycles de gel-dégel)

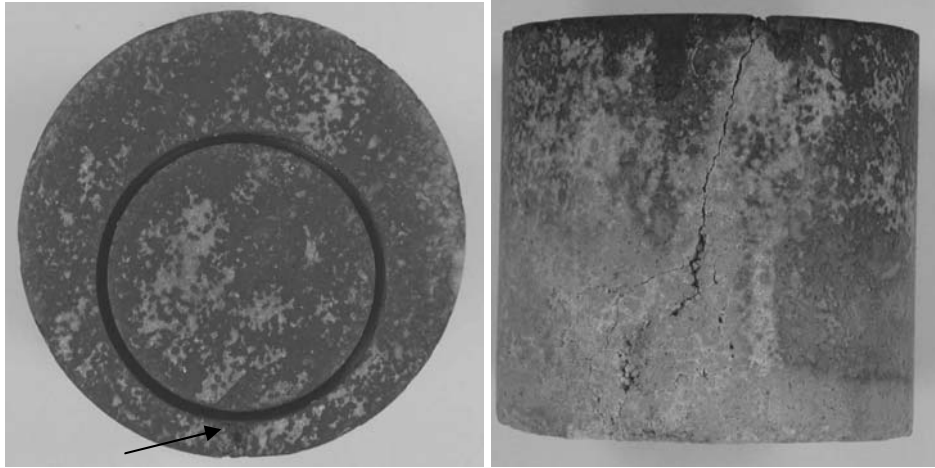


Tournai-Vaulx et Chercq (2 cycles de gel-dégel)

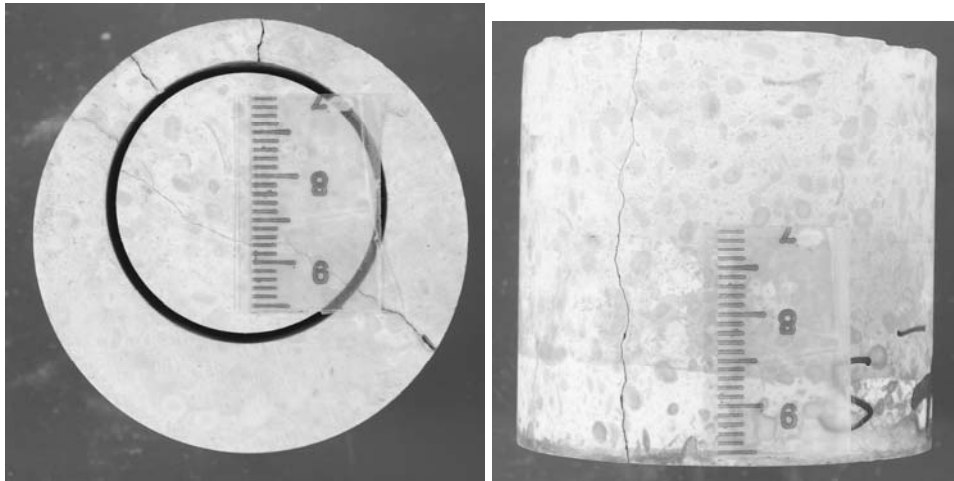


Mareuil (20 cycles de gel-dégel)

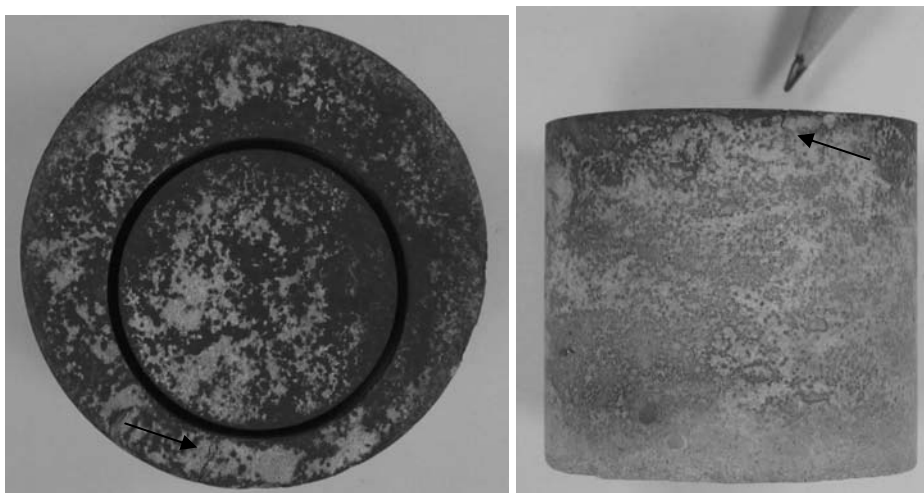
Fissuration dans la matrice rocheuse :



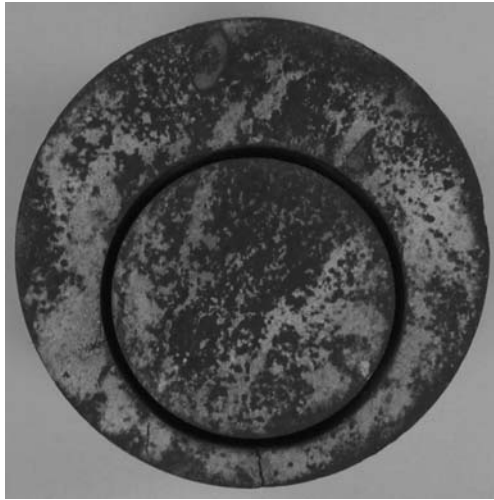
Vilhonneur banc 12 (11 cycles de gel-dégel)



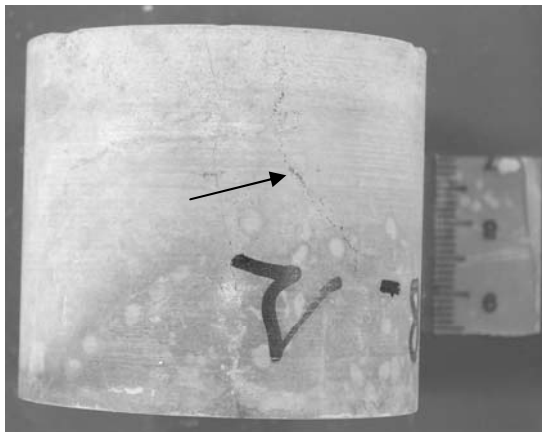
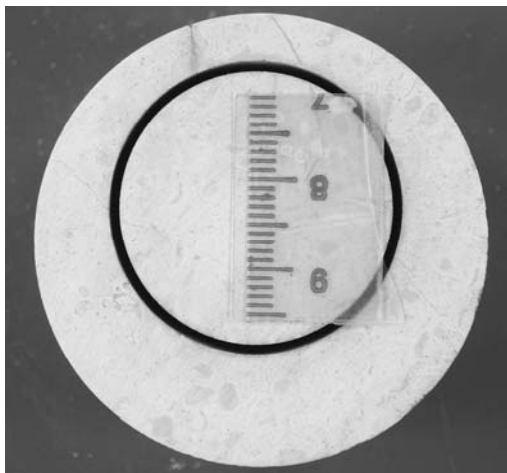
Larrys-Moulin d'Arlot (12 cycles de gel-dégel)



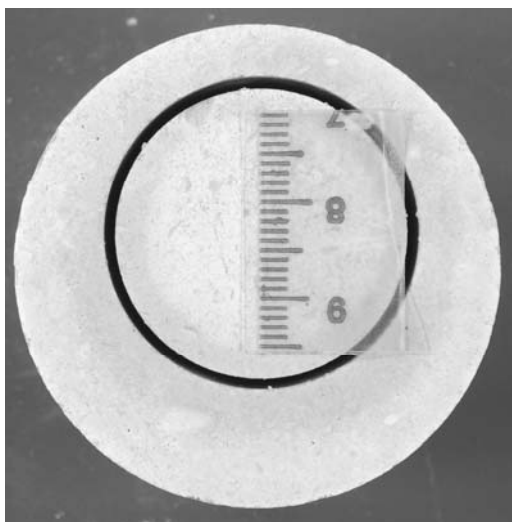
Vilhonneur banc 2 (11 cycles de gel-dégel)



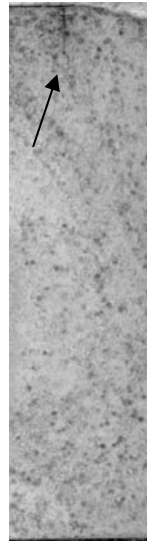
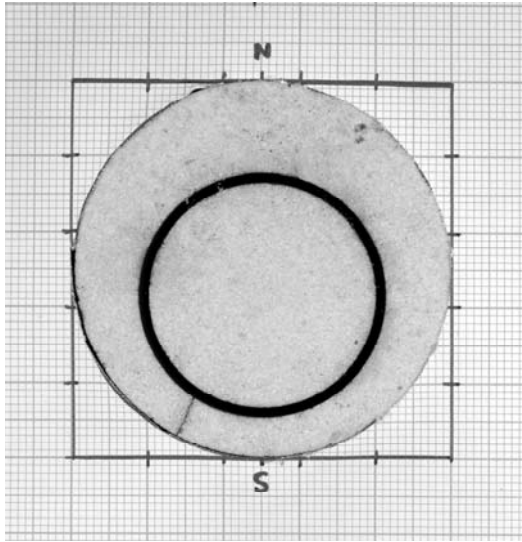
Vilhonneur banc 7 (11 cycles de gel-dégel)



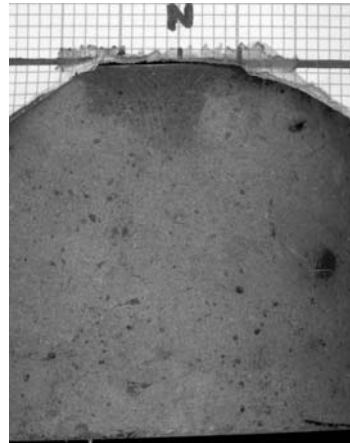
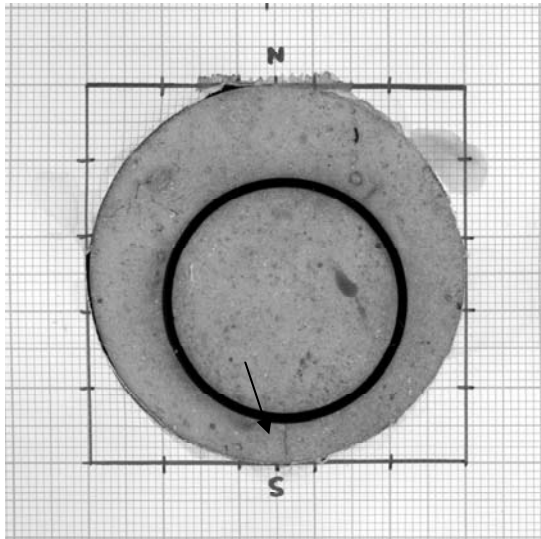
Larrys-Bief (64 cycles de gel-dégel)



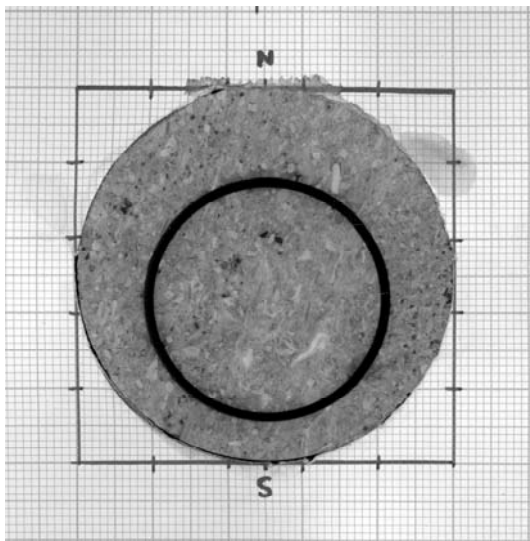
Chamesson (19 cycles de gel-dégel)



Pierre de Lens (64 cycles de gel-dégel)

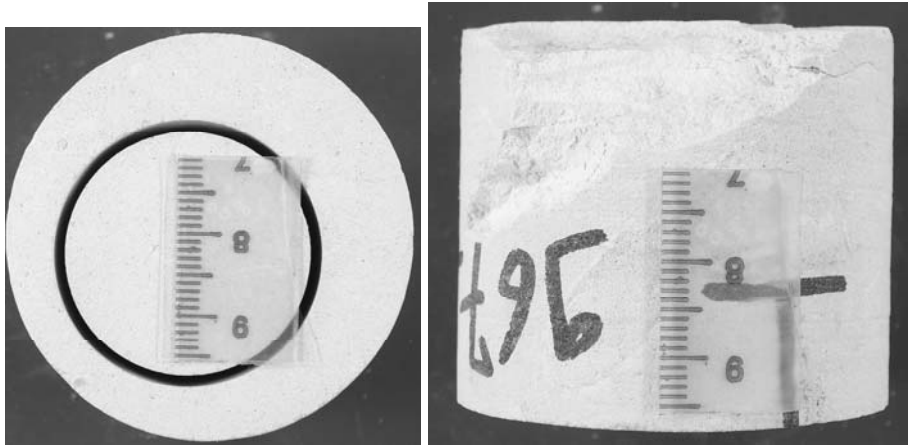


Courville (80 cycles de gel-dégel)



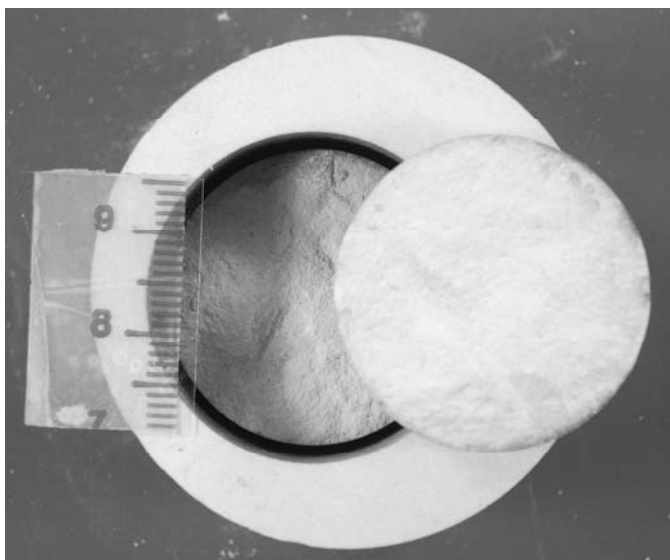
Farges (80 cycles de gel-dégel)

Desquamation en pied du cylindre :



Pierre de Caen (3 cycles de gel-dégel)

Fissuration selon défaut non visible :



Roquemaillère (50 cycles de gel-dégel)

Analyse de données

Tableau B. Caractéristiques physiques des différents calcaires.

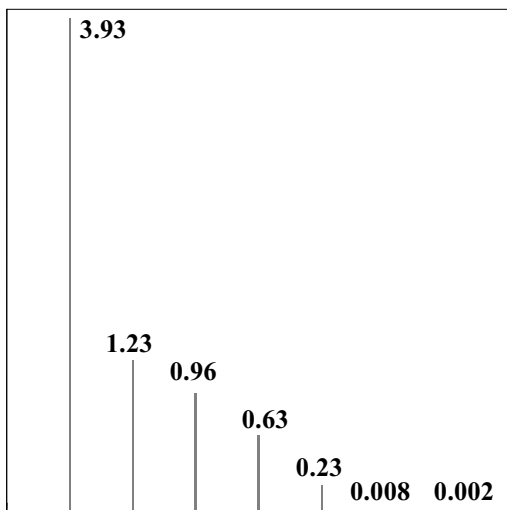
Nom	Essai gel	MVR kg/m ³	MVA kg/m ³	Coefficient d'absorption capillaire g/m ² /s ^{1/2}	S48 %	Porosité	Porosité	Porométrie	Porosité	R1 nm	P mDy
	concentrique					sous vide	piégée	au Hg	relative		
	N° cycle 1ère rupture					%	%				
Chamesson	18	?	2205	66	77	17,5	?	17,5	?	284	0,88
Courville	70	2700	2297	7,9	80,3	13,2	?	14,2	?	69	0,04
Farges	75	2680	2460	15,4	93	6,8	7,5	10,6	71	284	0,34
Grenoble-Urgonien	1	2700	2702		?	0,6	?	2,3	?	61	0,00
Larrys-Bief	8	2690	2560	3,48	?	5,35	4,2	6,8	62	35	0,00
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2680	2506	9	89,1	6,7	4,1	7,5	55	112	0,05
Mareuil	8	2710	2540	4,24	?	5,7	4,3	6,5	66	70	0,02
Pierre de Caen	3	2695	1460	143	?	41,6	26,2	38,3	68	500	6,50
Pierre de Lens	23	2700	2219	52	87,8	14	9,2	21,1	44	600	3,15
Roquemaière	50	2690	2310	11,7	82,5	9,4	11,9	21,4	56	125	0,09
Toumai-Allain	1	2720	2591		88,2	1	?	4,9	?	54	0,00
Toumai-Pont à Rieu	1	2720	2415		85,8	7,2	?	4,9	?	54	0,01
Toumai-Vaulx&Chercq	2	2720	2602		93,8	1,5	?	4,9	?	54	0,00
Vilhonneur-banc 2	4	2700	2323	41,6	90,2	10,9	?	11,8	?	250	0,43
Vilhonneur-banc 12	1	2670	2415	41,8	91,2	10,1	?	11,8	?	250	0,39
Vilhonneur-banc7	4	2660	2354	43,9	92,7	10,6	?	11,8	?	250	0,41

Tableau C. Caractéristiques mécaniques des différents calcaires.

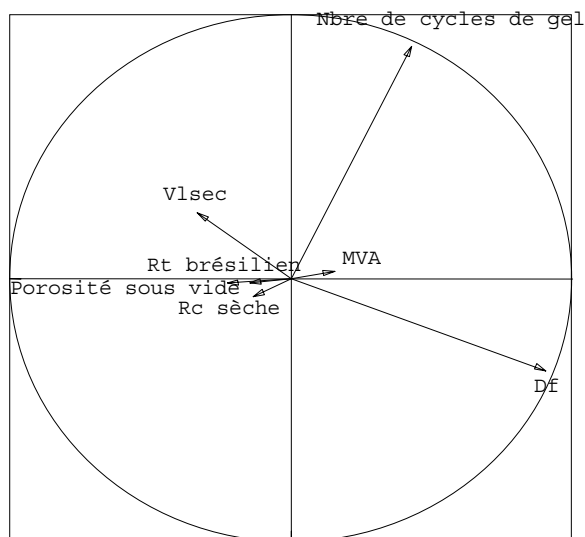
Vsec m/s	Vsaturé m/s	Ic %	Df	Rc sèche (MPa)	Rc saturée (MPa)	Rt direct (MPa)	Rt brésilien (MPa)	Module (GPa)	Coefficient		Ed sec (GPa)	Ed saturé (GPa)	Essai gel	Nom
									de Poisson				concentrique	
													N° cycle 1ère rupture	
3980	?	60	16	78	?	3,9	6,9	34,6	0,27	?	?	?	18	Chamesson
4107	4077	62	20	68	45	2,5	11,3	33,1	0,27	34,7	32,6	?	70	Courville
4877	4845	73	17	56	51,5	3,3	7,1	54,8	0,26	48	46,8	?	75	Farges
5685	5852	85	14	151	101	?	9,1	69	0,34	69	?	?	1	Grenoble-Urgonien
5510	?	80	12	149	?	7,5	12,2	?	?	?	?	?	8	Larrys-Bief
5440	5334	83	8	131	113	7,5	11,8	53,4	0,29	59,1	56,1	?	1	Larrys-Moulin d'Arlot
5034	?	76	16	95	?	1,3	12,2	?	?	?	?	?	8	Mareuil
2517	1818	38	4	19,2	6,7	?	2,3	7,8	0,24	8,5	?	?	3	Pierre de Caen
4295	4251	64	16	61	44	?	8,05	32,2	0,275	37,4	33,4	?	23	Pierre de Lens
4136	3976	62	25	167	135	?	8,95	45	0,27	46,7	41,7	?	50	Roquemaière
5567	5164	84	15	142	158	?	21	37,7	0,13	71,2	?	?	1	Toumai-Allain
3685	3406	58	32	71	37	?	9	34,6	0,16	38,4	?	?	1	Toumai-Pont à Rieu
4665	4503	70	28	210	134	?	20	64	0,26	68,4	?	?	2	Toumai-Vaulx&Chercq
4196	4374	63	22	52	40	?	4,9	68,8	0,37	31	31,6	?	4	Vilhonneur-banc 2
4405	4453	66	20	55	40	?	5,6	59,2	0,29	36,6	32,4	?	1	Vilhonneur-banc 12
3639	3814	55	30	60	44	?	5,2	68,4	0,27	29,2	25,9	?	4	Vilhonneur-banc7

ACP 2 : Rôle du degré de fissuration, Df.

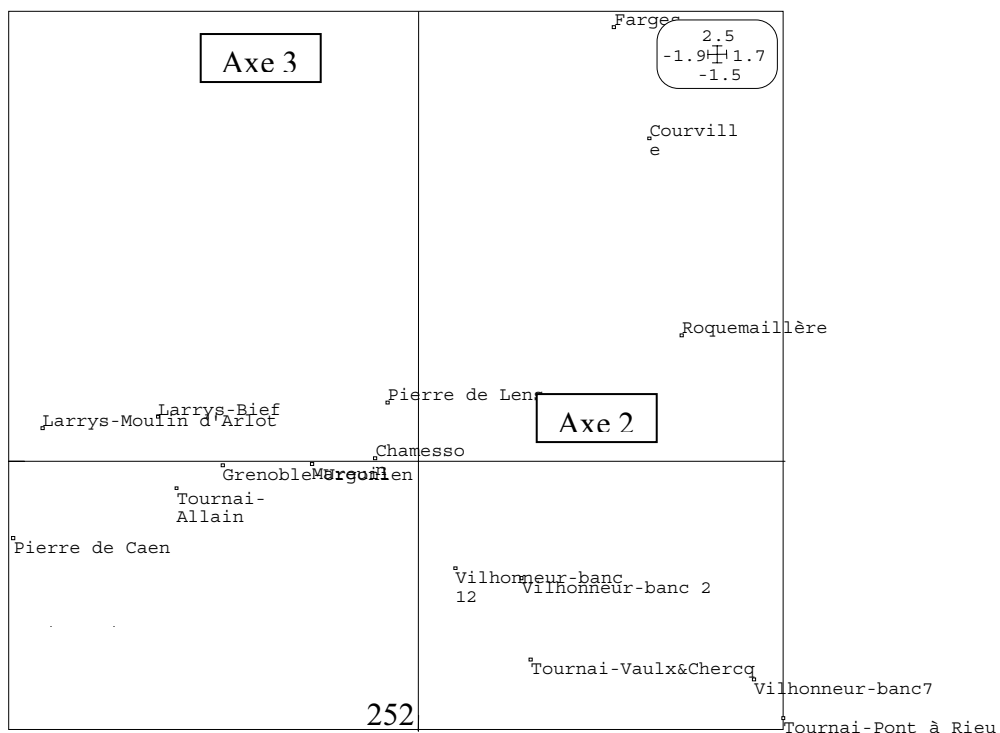
Calcaire	Essai gel concentrique	MVA	Porosité sous vide	Vlsec	Df	Rc sèche	Rt brésilien
	N° cycle 1ère rupture	kg/m ³	%	m/s	%	(MPa)	(MPa)
Chamesson	18	2205	17,5	3980	16	78	6,9
Courville	70	2297	13,2	4107	20	68	11,3
Farges	75	2460	6,8	4877	17	56	7,1
Grenoble-Urgonien	1	2702	0,6	5685	14	151	9,1
Larrys-Bief	8	2560	5,35	5510	12	149	12,2
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2506	6,7	5440	8	131	11,8
Mareuil	8	2540	5,7	5034	16	95	12,2
Pierre de Caen	3	1460	41,6	2517	4	19,2	2,3
Pierre de Lens	23	2219	14	4295	16	61	8,05
Roquemaillère	50	2310	9,4	4136	25	167	8,95
Tournai-Allain	1	2591	1	5567	15	142	21
Tournai-Pont à Rieu	1	2415	7,2	3685	32	71	9
Tournai-Vaulx&Chercq	2	2602	1,5	4665	28	210	20
Vilhonneur-banc 2	4	2323	10,9	4196	22	52	4,9
Vilhonneur-banc 12	1	2415	10,1	4405	20	55	5,6
Vilhonneur-banc7	4	2354	10,6	3639	30	60	5,2



Histogramme des valeurs propres



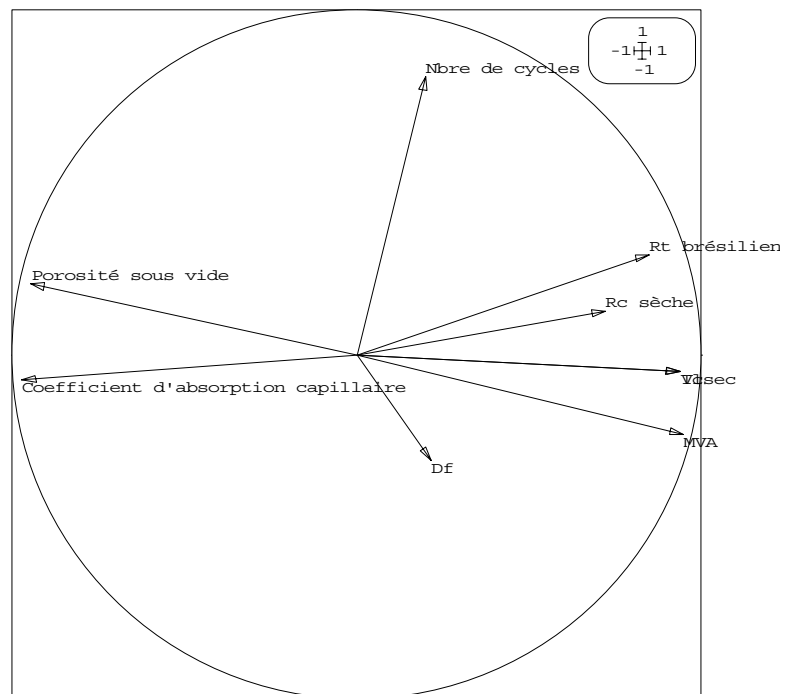
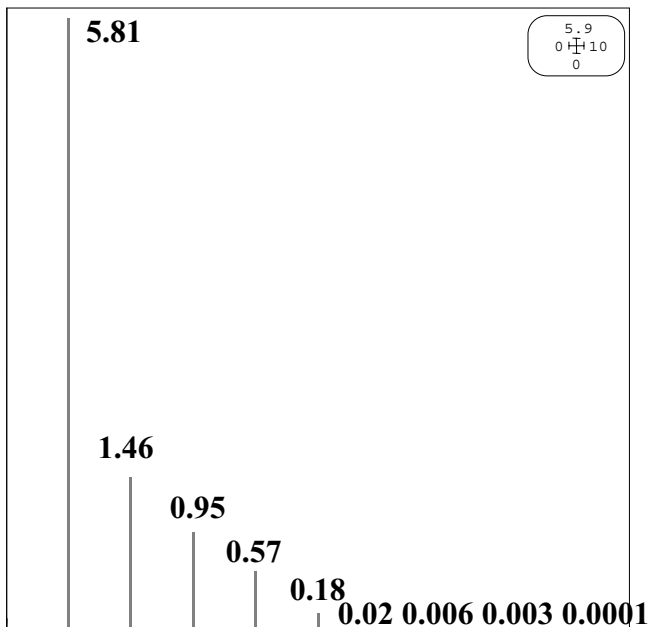
Représentation des paramètres physiques sur les 2^{ème} et 3^{ème} axes



Représentation des calcaires sur les 2^{ème} et 3^{ème} axes.

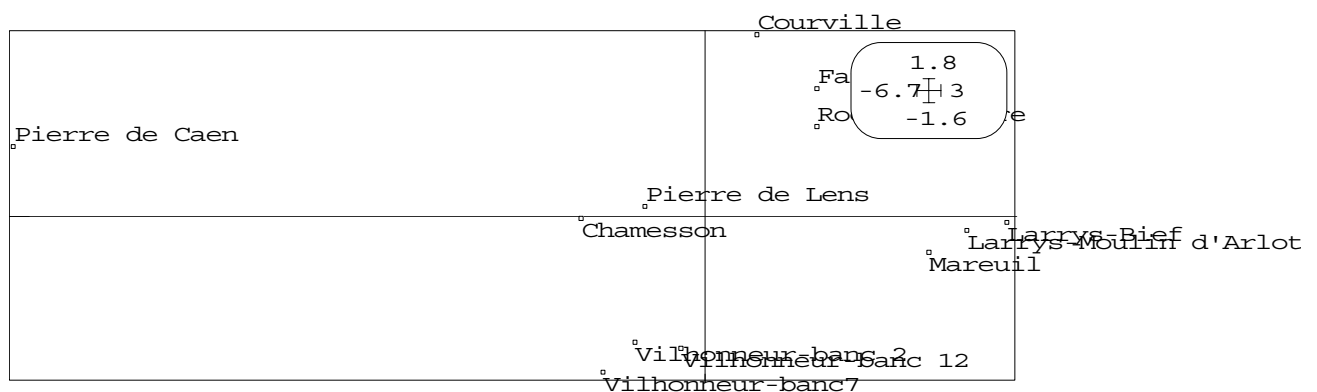
ACP 3 : Rôle du coefficient d'absorption capillaire, CAb.

Calcaire	Essai gel concentrique	MVA kg/m3	Coefficient d'absorption capillaire g/m²/s1/2	Porosité sous vide %	Vlsec m/s	Ic %	Df	Rc sèche (MPa)	Rt brésilien (MPa)
	N°cycle 1ère rupture								
Chamesson	18	2205	66	17,5	3980	60	16	78	6,9
Courville	70	2297	7,9	13,2	4107	62	20	68	11,3
Farges	75	2460	15,4	6,8	4877	73	17	56	7,1
Larrys-Bief	8	2560	3,48	5,35	5510	80	12	149	12,2
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2506	9	6,7	5440	83	8	131	11,8
Mareuil	8	2540	4,24	5,7	5034	76	16	95	12,2
Pierre de Caen	3	1460	143	41,6	2517	38	4	19,2	2,3
Pierre de Lens	23	2219	52	14	4295	64	16	61	8,05
Roquemaillère	50	2310	11,7	9,4	4136	62	25	167	8,95
Vilhonneur-banc 2	4	2323	41,6	10,9	4196	63	22	52	4,9
Vilhonneur-banc 12	1	2415	41,8	10,1	4405	66	20	55	5,6
Vilhonneur-banc7	4	2354	43,9	10,6	3639	55	30	60	5,2



Histogramme des valeurs propres

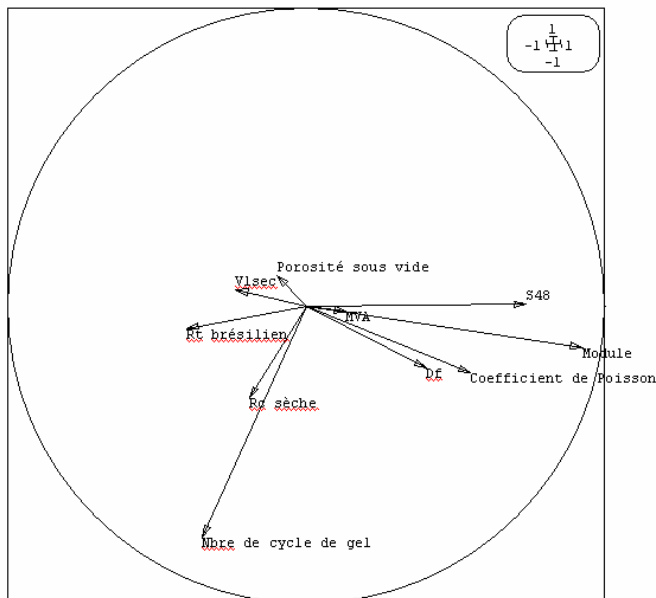
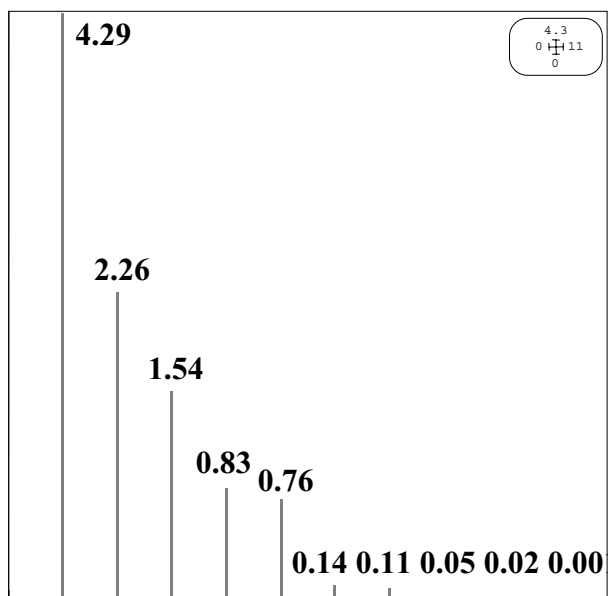
Représentation des paramètres physiques sur les 1^{er} et 3^{ème} axes



Représentation des calcaires sur les 1^{er} et 3^{ème} axes

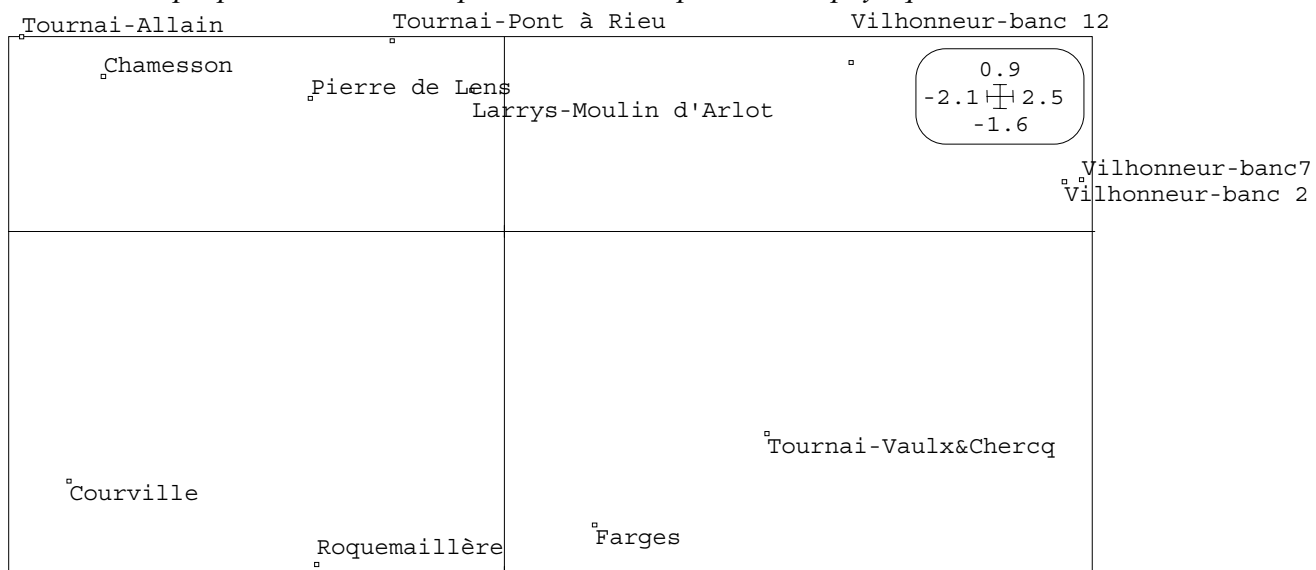
ACP 4: Rôle du coefficient d'Hirschwald, S₄₈.

	Essai gel		Porosité			Vlsec	Df	Rc sèche	Rt brésilien	Module	Coefficient de Poisson
	concentrique	MVA	S48	sous vide							
Calcaire	N° cycle 1ère rupture	kg/m3	%	%	m/s		(MPa)	(MPa)	(GPa)		
Chamesson	18	2205	77	17,5	3980	16	78	6,9	34,6	0,27	
Courville	70	2297	80,3	13,2	4107	20	68	11,3	33,1	0,27	
Farges	75	2460	93	6,8	4877	17	56	7,1	54,8	0,26	
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2506	89,1	6,7	5440	8	131	11,8	53,4	0,29	
Pierre de Lens	23	2219	87,8	14	4295	16	61	8,05	32,2	0,275	
Roquemaillère	50	2310	82,5	9,4	4136	25	167	8,95	45	0,27	
Tournai-Allain	1	2591	88,2	1	5567	15	142	21	37,7	0,13	
Tournai-Pont à Rieu	1	2415	85,8	7,2	3685	32	71	9	34,6	0,16	
Tournai-Vaulx&Chercq	2	2602	93,8	1,5	4665	28	210	20	64	0,26	
Vilhonheur-banc 2	4	2323	90,2	10,9	4196	22	52	4,9	68,8	0,37	
Vilhonheur-banc 12	1	2415	91,2	10,1	4405	20	55	5,6	59,2	0,29	
Vilhonheur-banc7	4	2354	92,7	10,6	3639	30	60	5,2	68,4	0,27	



Histogramme des valeurs propres

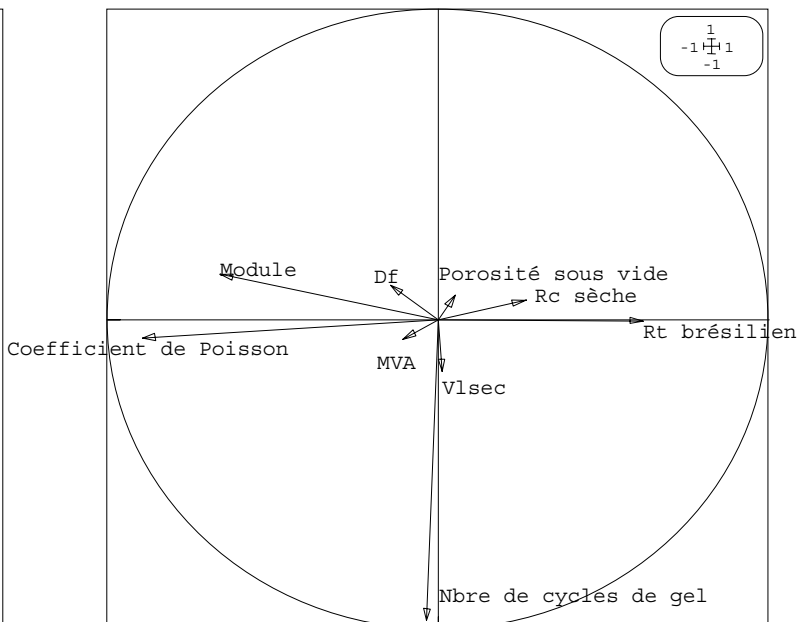
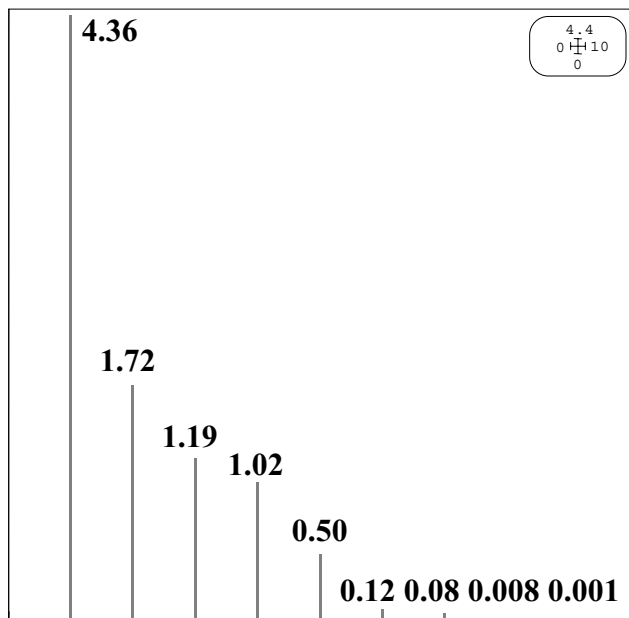
Représentation des paramètres physiques sur les 2^{ème} et 4^{ème} axes



Représentation des calcaires sur les 2^{ème} et 4^{ème} axes

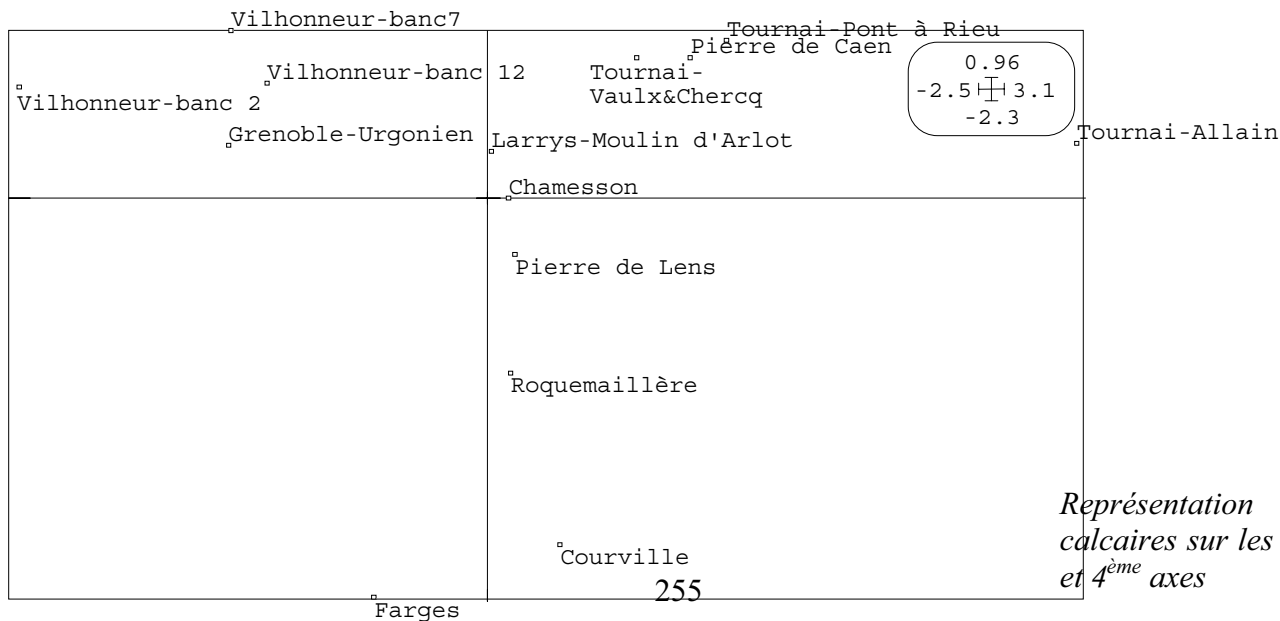
ACP 5: Rôle des paramètres mécaniques E, ν & Rt.

	Essai gel	MVA	Porosité sous				Rc sèche (MPa)	Rt brésilien (MPa)	Module (GPa)	Coefficient de Poisson
	concentrique		vide	Vlsec	Df					
Calcaire	N°cycle 1ère rupture	kg/m3	%	m/s						
Chamesson	18	2205	17,5	3980	16	78	6,9	34,6	0,27	
Courville	70	2297	13,2	4107	20	68	11,3	33,1	0,27	
Farges	75	2460	6,8	4877	17	56	7,1	54,8	0,26	
Grenoble-Urgonien	1	2702	0,6	5685	14	151	9,1	69	0,34	
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2506	6,7	5440	8	131	11,8	53,4	0,29	
Pierre de Caen	3	1460	41,6	2517	4	19,2	2,3	7,8	0,24	
Pierre de Lens	23	2219	14	4295	16	61	8,05	32,2	0,275	
Roquemaillère	50	2310	9,4	4136	25	167	8,95	45	0,27	
Tournai-Allain	1	2591	1	5567	15	142	21	37,7	0,13	
Tournai-Pont à Rieu	1	2415	7,2	3685	32	71	9	34,6	0,16	
Tournai-Vaulx&Chercq	2	2602	1,5	4665	28	210	20	64	0,26	
Vilhonheur-banc 2	4	2323	10,9	4196	22	52	4,9	68,8	0,37	
Vilhonheur-banc 12	1	2415	10,1	4405	20	55	5,6	59,2	0,29	
Vilhonheur-banc7	4	2354	10,6	3639	30	60	5,2	68,4	0,27	



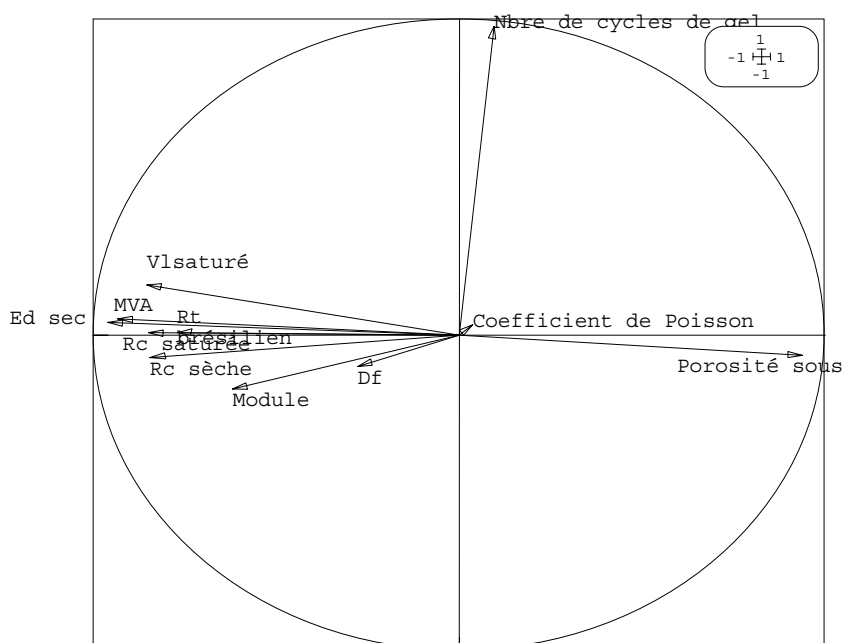
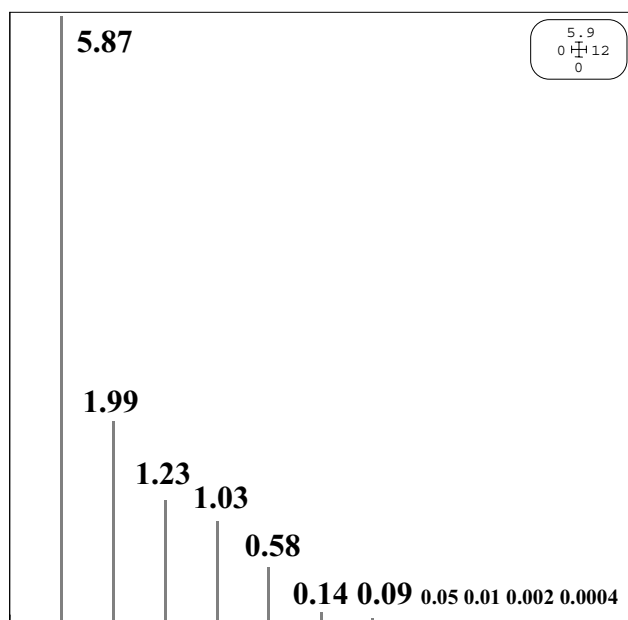
Histogramme des valeurs propres

Représentation des paramètres physiques sur les 2^{ème} et 4^{ème} axes



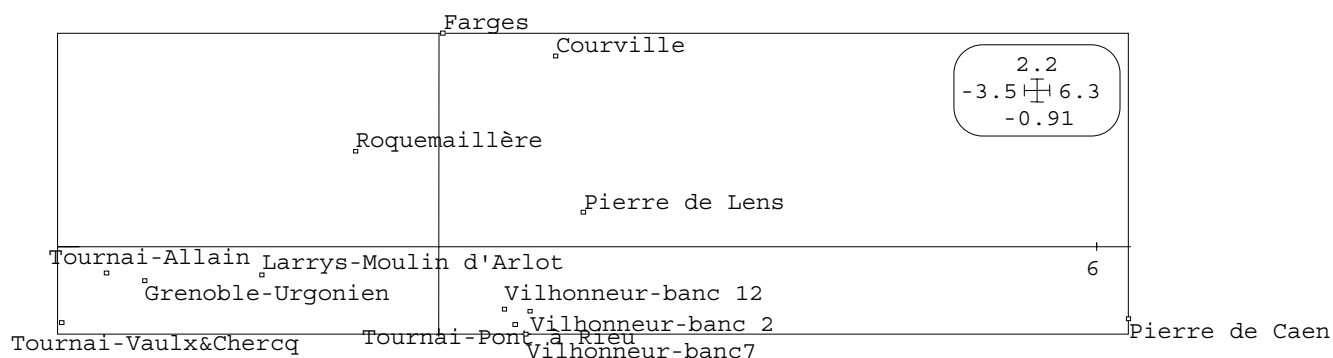
ACP 6: Rôle de l'état de saturation de la roche sur l'influence des paramètres mécaniques.

Calcaire	Essai	MVA	Porosité	Vlsaturé	Df	Rc sèche	Rc saturée	Rt brésilien	Module	Coefficient de Poisson	Ed sec
	concentrique		sous vide								
	N°cycle 1ère rupture		%								
Courville	70	2297	13,2	4077	20	68	45	11,3	33,1	0,27	34,7
Farges	75	2460	6,8	4845	17	56	51,5	7,1	54,8	0,26	48
Grenoble-Urgonien	1	2702	0,6	5852	14	151	101	9,1	69	0,34	69
Larrys-Moulin d'Arlot	1	2506	6,7	5334	8	131	113	11,8	53,4	0,29	59,1
Pierre de Caen	3	1460	41,6	1818	4	19,2	6,7	2,3	7,8	0,24	8,5
Pierre de Lens	23	2219	14	4251	16	61	44	8,05	32,2	0,275	37,4
Roquemaillère	50	2310	9,4	3976	25	167	135	8,95	45	0,27	46,7
Tournai-Allain	1	2591	1	5164	15	142	158	21	37,7	0,13	71,2
Tournai-Pont à Rieu	1	2415	7,2	3406	32	71	37	9	34,6	0,16	38,4
Tournai-Vaulx&Chercq	2	2602	1,5	4503	28	210	134	20	64	0,26	68,4
Vilhonneur-banc 2	4	2323	10,9	4374	22	52	40	4,9	68,8	0,37	31
Vilhonneur-banc 12	1	2415	10,1	4453	20	55	40	5,6	59,2	0,29	36,6
Vilhonneur-banc7	4	2354	10,6	3814	30	60	44	5,2	68,4	0,27	29,2



Histogramme des valeurs propres

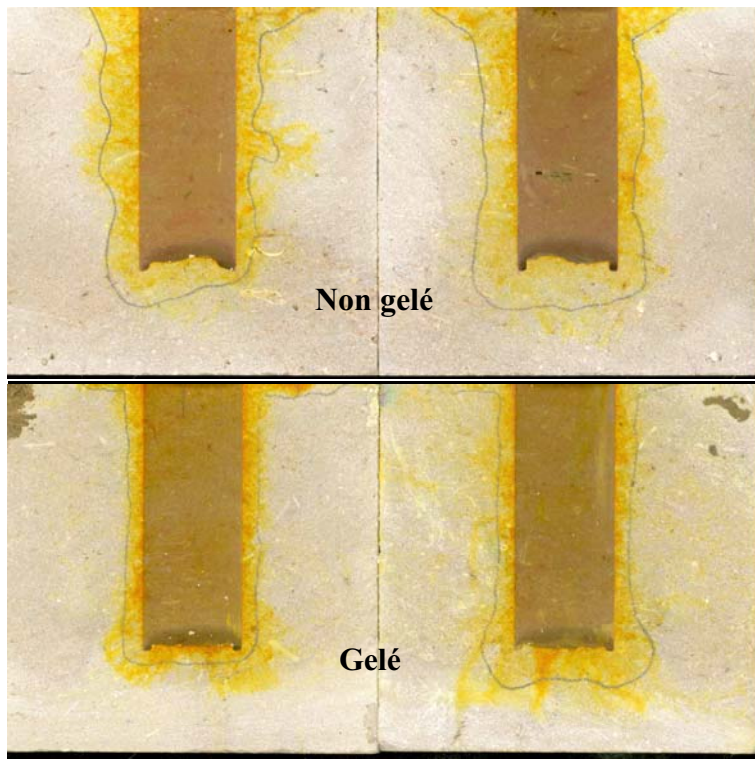
Représentation des paramètres physiques sur les 1^{er} et 4^{ème} axes



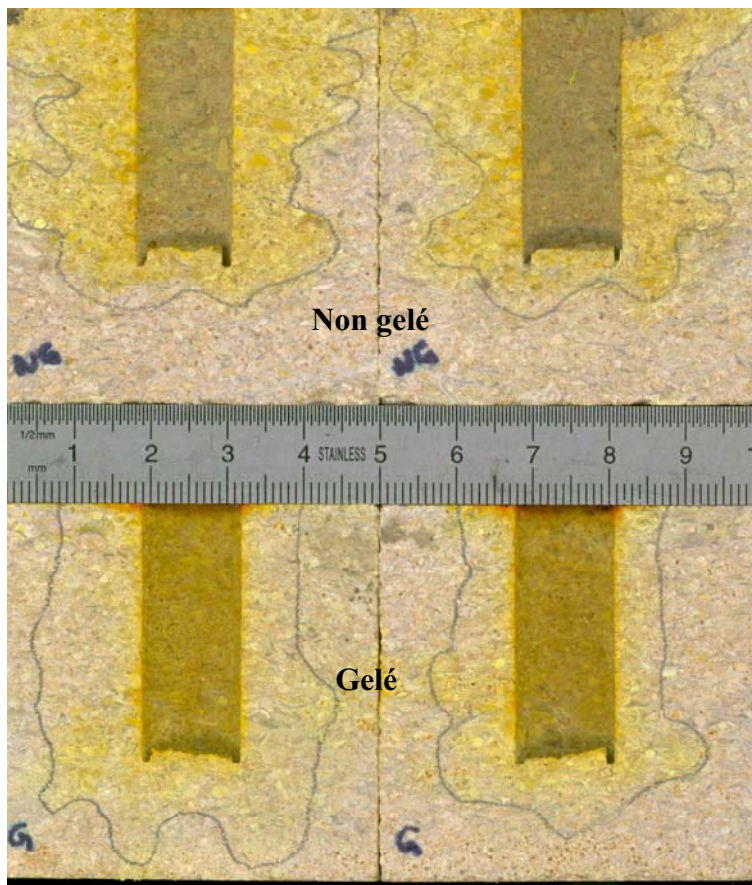
Représentation des calcaires sur les 1^{er} et 4^{ème} axes

Annexe 2 : Expérimentations de gel d'eau colorée dans des cylindres de calcaires.

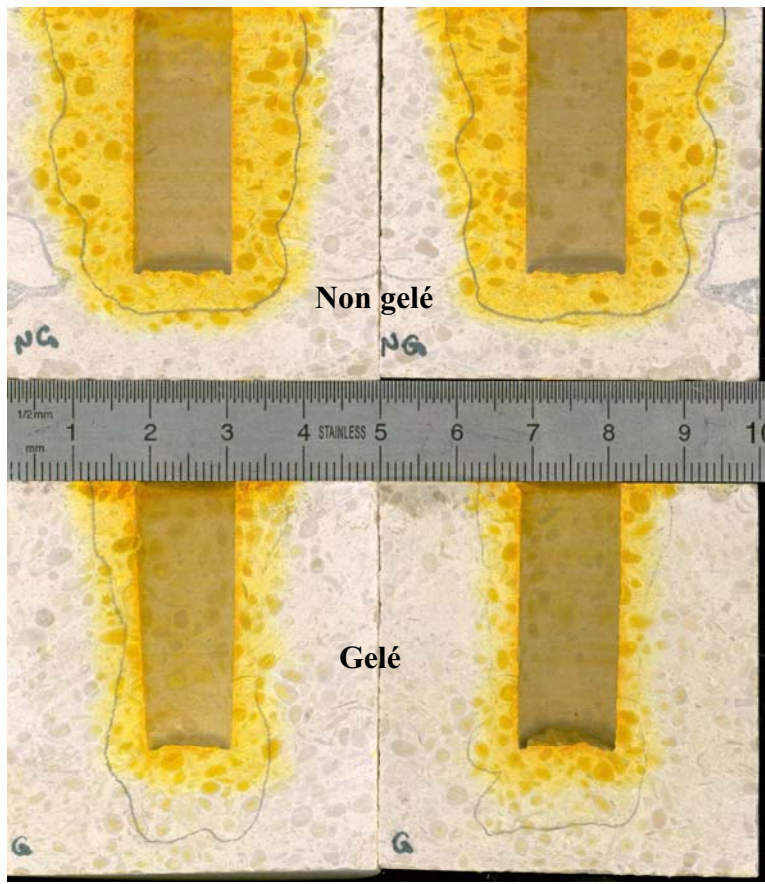
Courville :



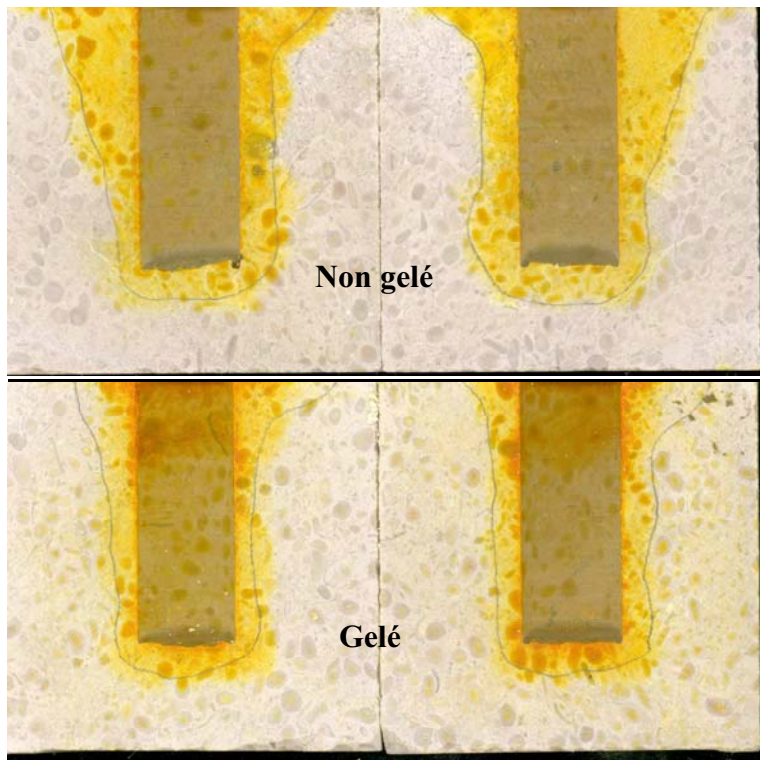
Farges :



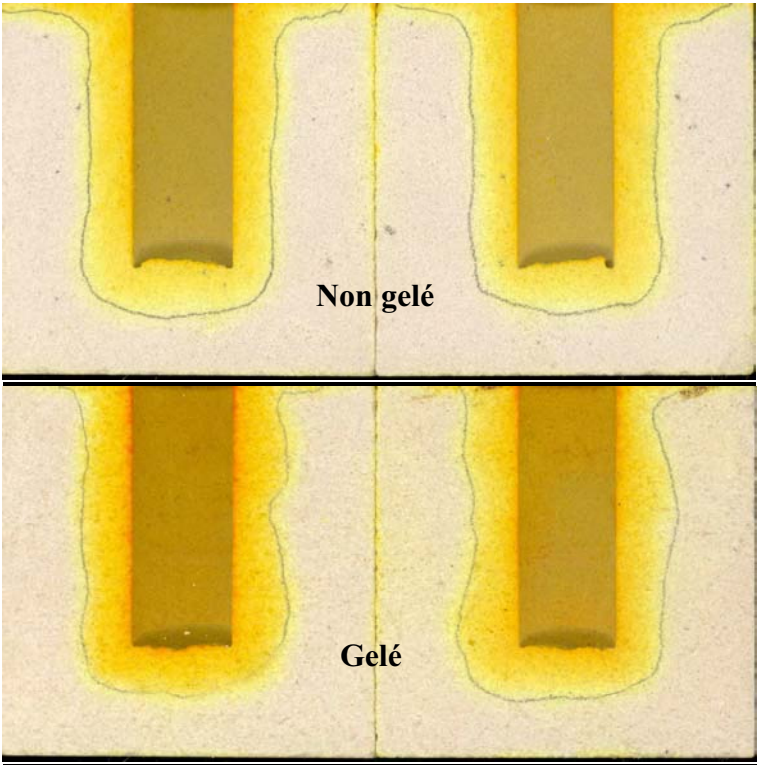
Larrys-Moulin d'Arlot (I au litage) :



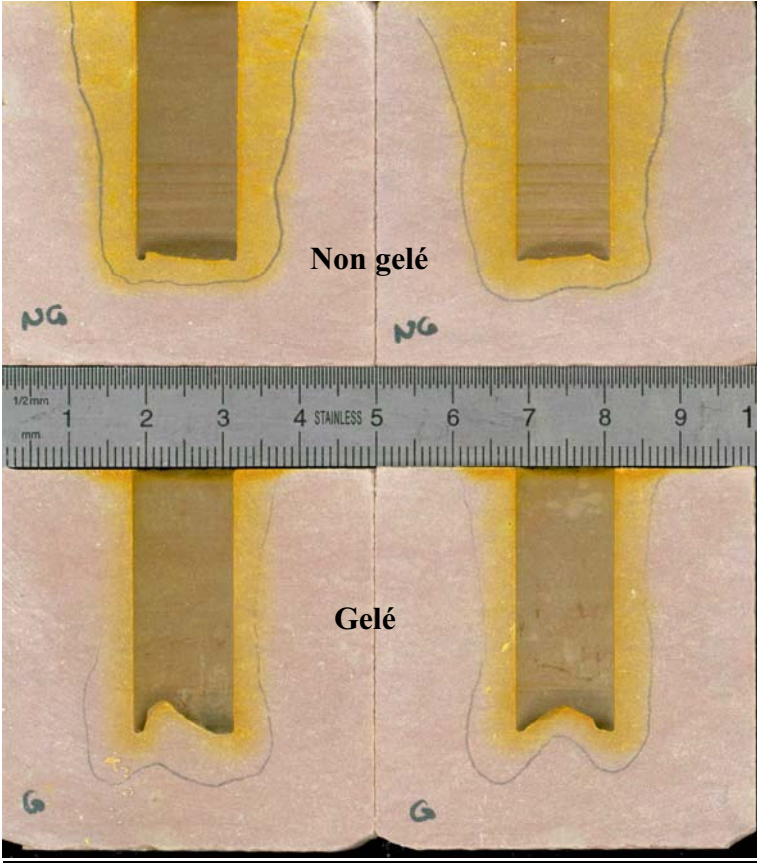
Larrys-Moulin d'Arlot (II au litage) :



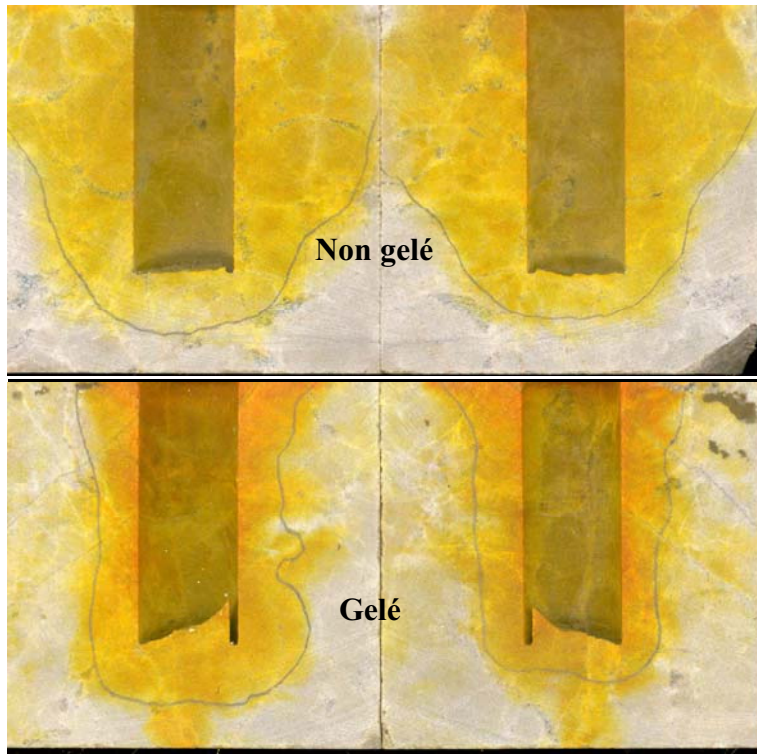
Pierre de Lens :



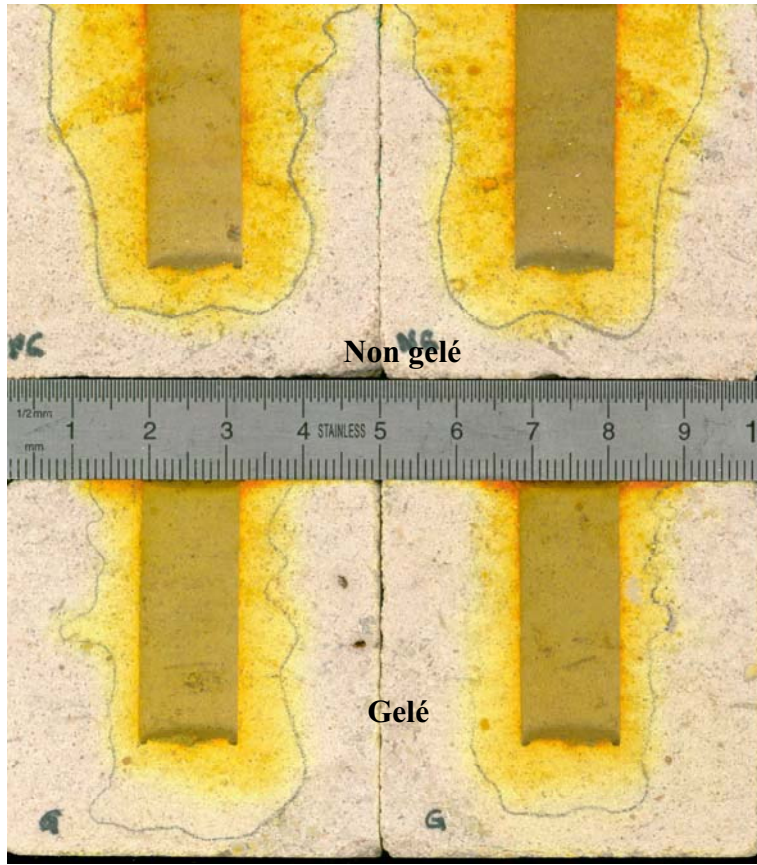
Roquemaillère :



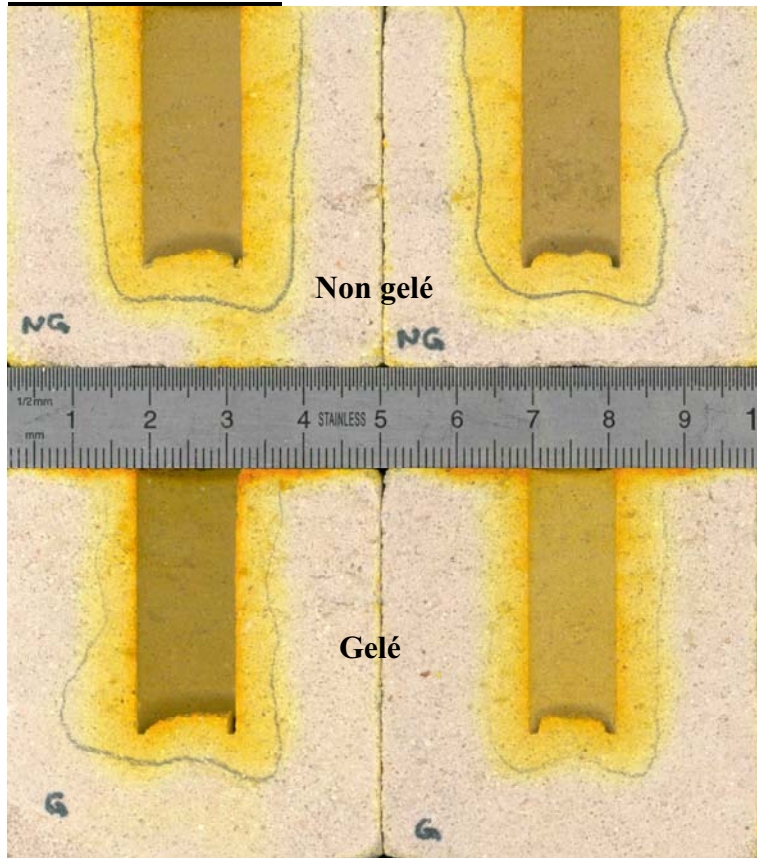
Urgonien-Grenoble :



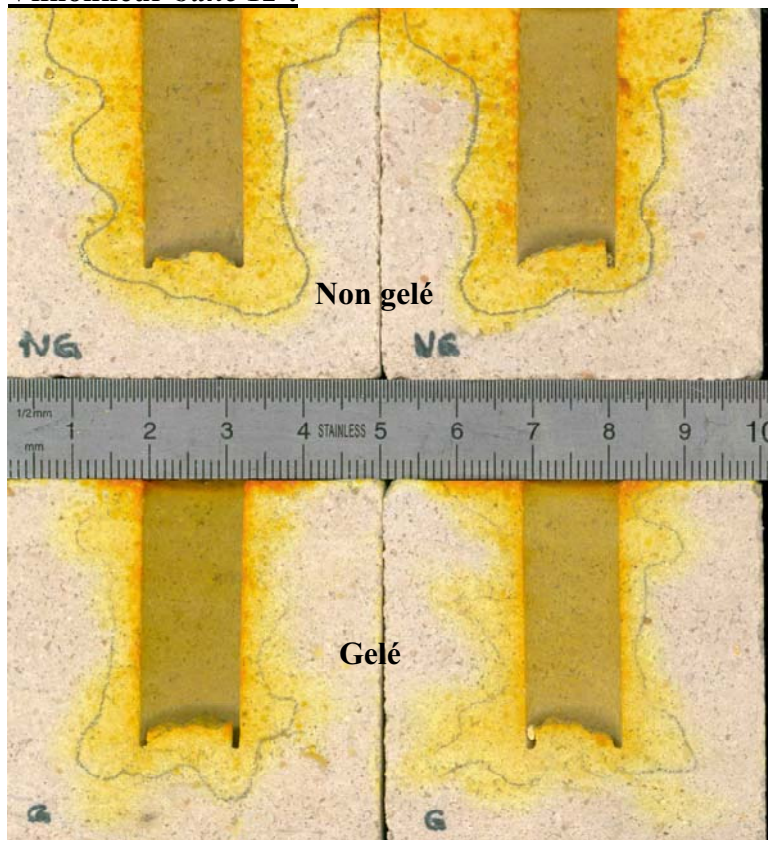
Vilhonneur-banc 2 :



Vilhonneur-banc 7 :

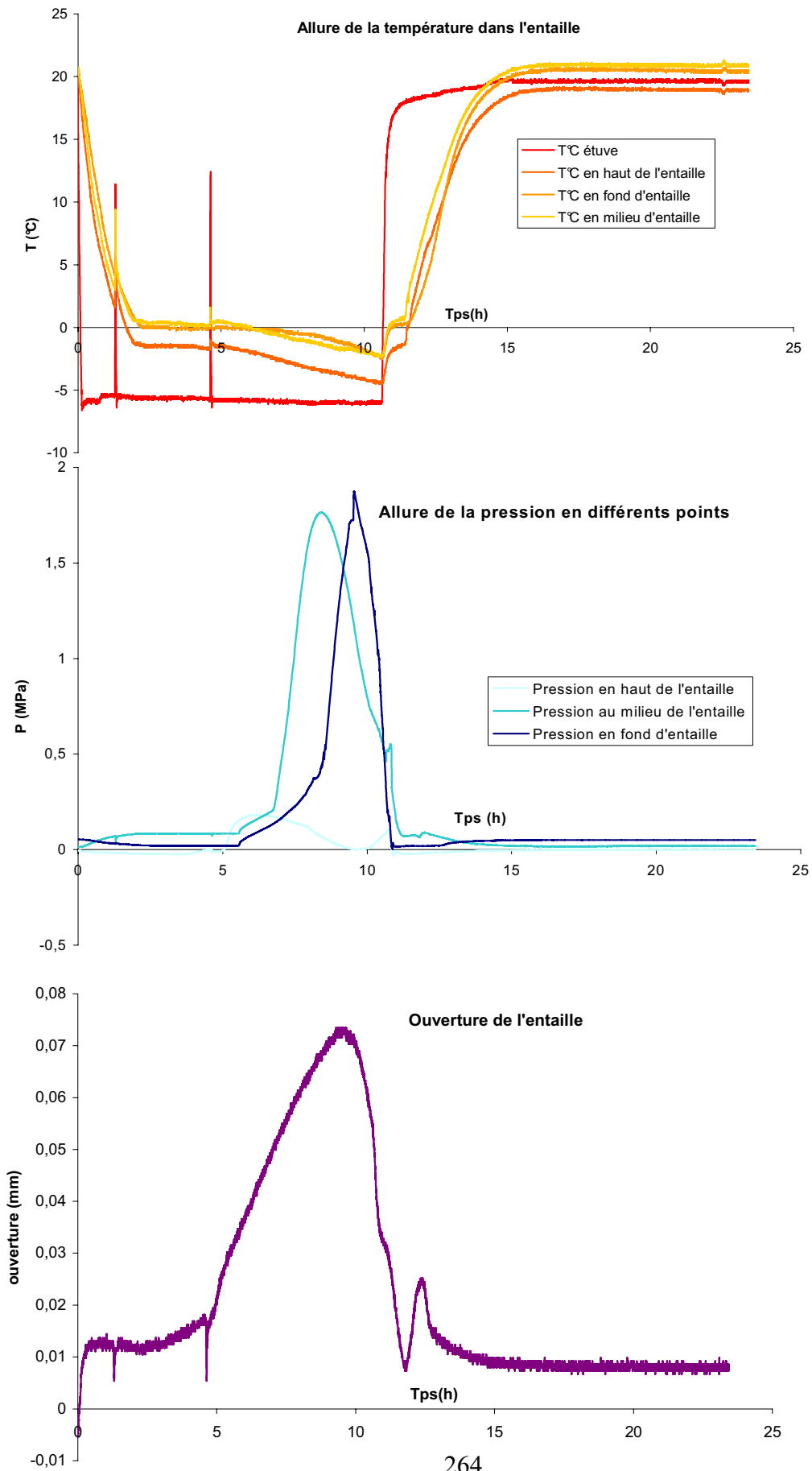


Vilhonneur-banc 12 :

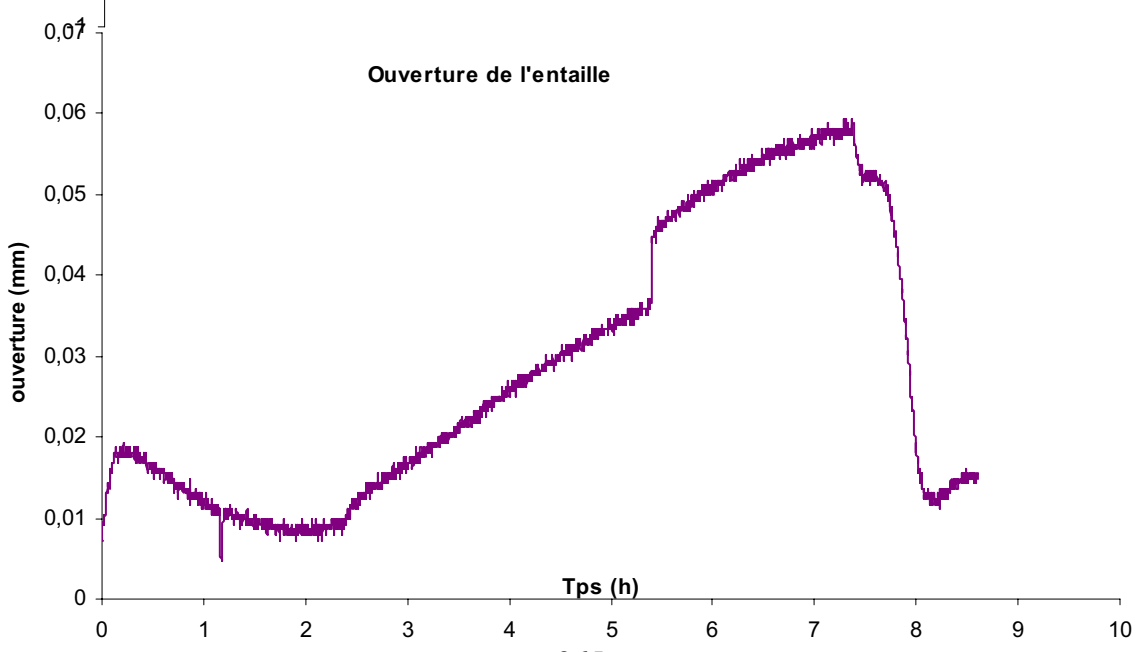
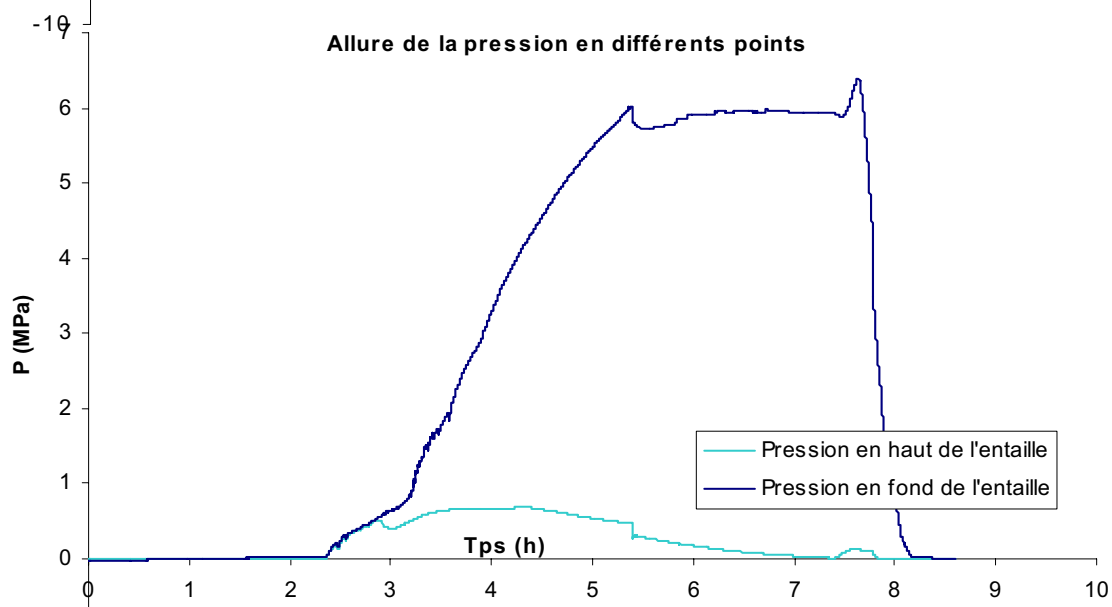
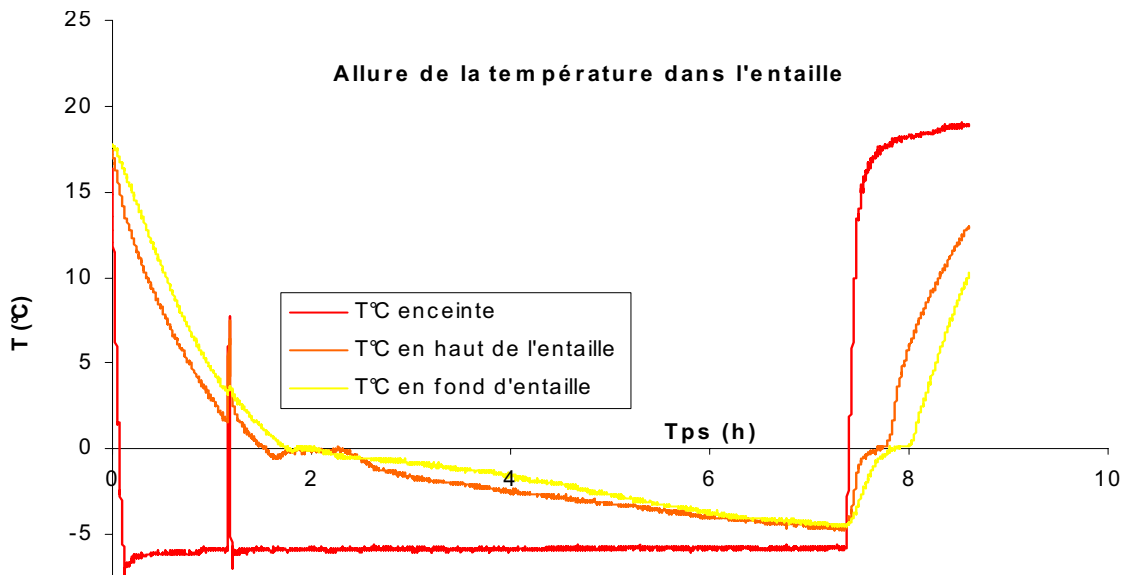


**Annexe 3 : Expérimentations de gel-dégel sur cubes de 15cm de côté
entaillés sur 7cm: résultats sur Chamesson, Larrys-*Moulin d'Arlot*,
Pierre de Lens (allure-type pour chaque relevé).**

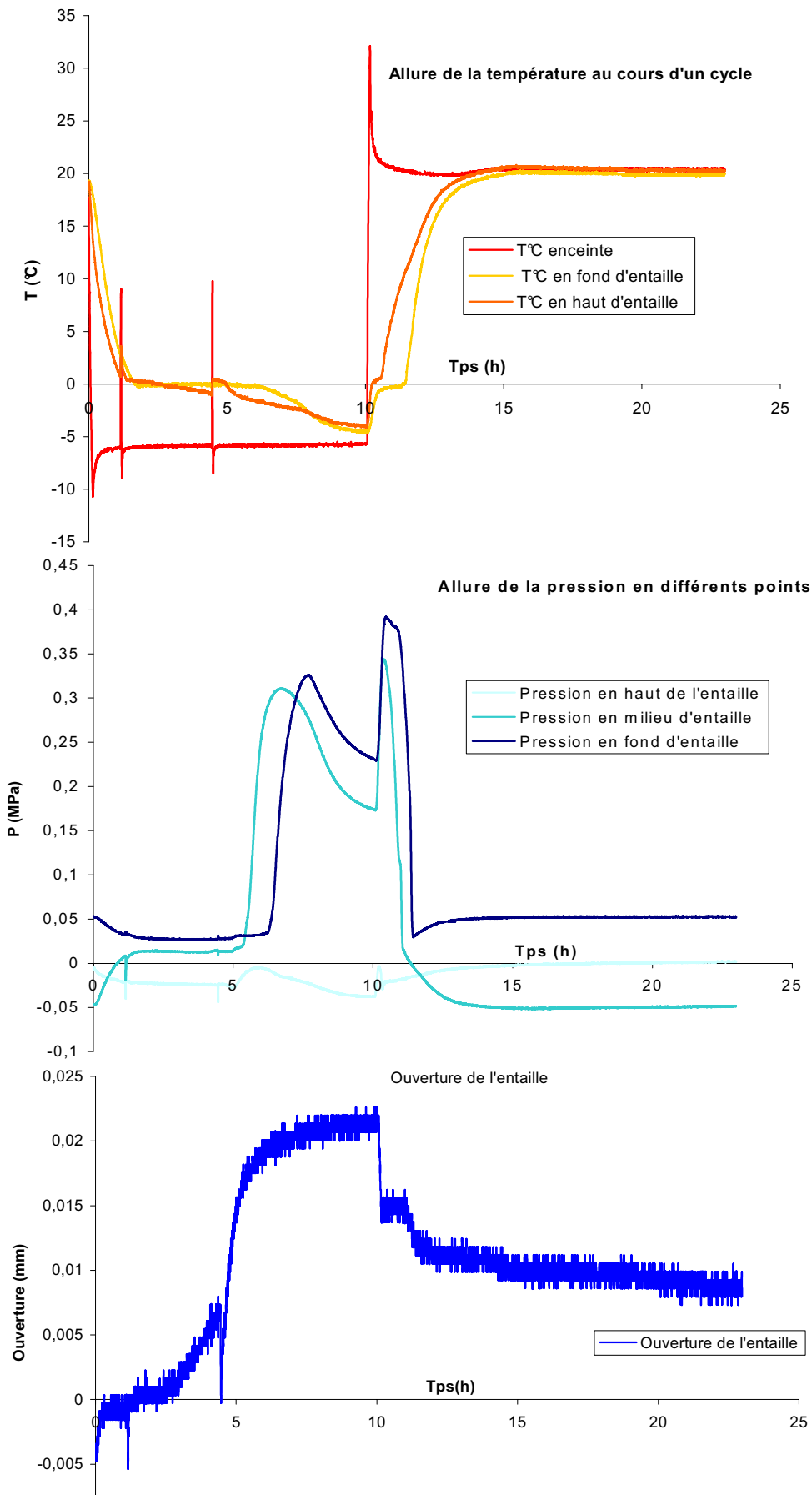
Chamesson (cycle1)



Larrys-Moulin d'Arlot (cycle1)



Pierre de Lens (cycle4)



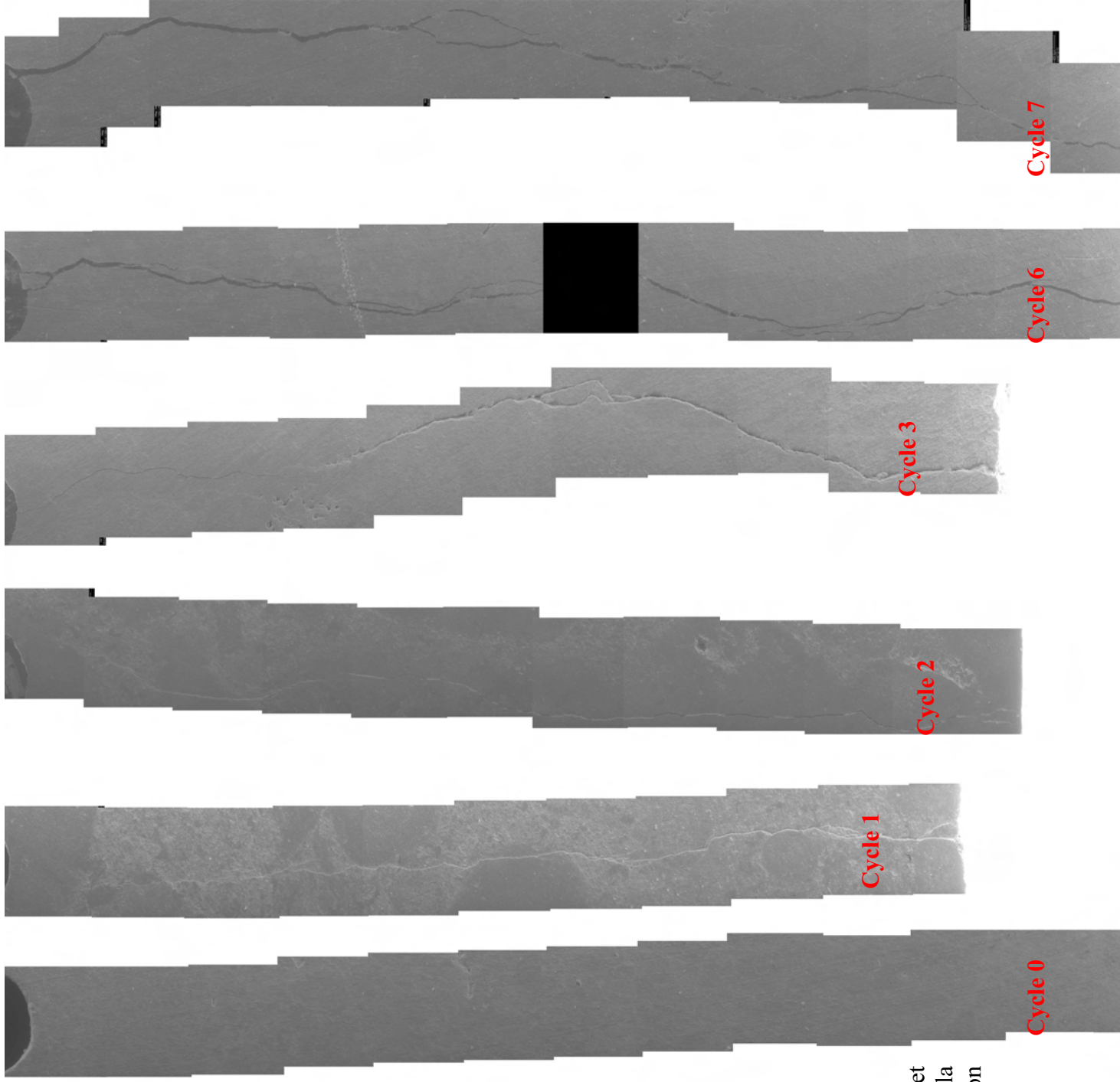
Annexe 4 : Tableau de synthèse des différentes expérimentations de gel sur cubes, tubes et autres cylindres de calcaire.

Période	Matériau	porosité		E	Rt	Forme	Cond. Therm. W/cm ² °C	remarque sur la cond. th.	Entaille, l (mm)	Profondeur xP (mm) centre du capteur	La + petite distance à la falaise, D (mm)	Epaisseur de la lentille, e (mm)	Cycle	Acquisition	Remarque	Valeurs corrigées de Pmax par cycle				
		%	MPa													MPa	Pmax moy	Variance	Max	Min
Début 2005	Larys-867	6,7	53400	11,8	4cm	0,0348	0,0348		30			18	1,5	Gel: -15°C Dégel: 20°C						
juil-05	Larys-867 (1)	6,7	53400	11,8	4cm-1capteur	0,0348	0,0348		26	23	0,88	18	1,5	Gel: -5°C (3h) Dégel: 20°C	valeurs de P non corrigées par un cycle "zéro" & en italique, en chgt de pente					
août-sept-06	Larys-997 (2)	4,3	64900	11,2	4cm-1capteur	0,0360	0,0360		30	28	0,93	19	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)			1,07	0,29	0,65	1,52
sept-06	Larys-997 (3)	4,3	64900	11,2	4cm-1capteur	0,0360	0,0360		30	27	0,90	19	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)	les valeurs des cycles 1&2 ne sont pas prises en compte par défaillance de 4390		0,26	0,15	0,07	0,52
févr-06	Larys-867	6,7	53400	11,8	4cm-2capteurs	0,0348	0,0348		30	3	0,10	19	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)			0,69	0,33	0,09	1,25
avr-06	Larys-867	6,7	53400	11,8	Tube-3 jauges	0,0348	0,0348		30	27	0,90	19	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)			0,10	0,06	0,06	0,14
juil-août-2006	Larys-867	6,7	53400	11,8	4cm	0,0348	0,0348		20			19	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)			1,82	0,16	1,71	1,93
sept-oct-2006	Larys-867	6,7	53400	11,8	4cm	0,0348	0,0348		10			18	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)	la P est érabée à partir de jauges par fct linéaire		7,65	#DIV/0!	7,65	7,65
oct-06	Larys-997	4,3	64900	11,2	1,5cm-2 capteurs	0,0360	0,0360		70	20	0,29	74	2	Gel: -5°C (7h) Dégel: 20°C (2h)			13,12	#DIV/0!	13,12	13,12
nov-06	Larys-867	6,7	53400	11,8	4cm	0,0348	0,0348		18			19	1,5	Gel: -5°C (4h) Dégel: 20°C (2h)			-0,83	#DIV/0!	-0,83	-0,83
nov-06	Larys-997	4,3	64900	11,2	Tube sucaroté-5 jauges	0,0360	0,0360		200	27	0,14	6,5	1	Gel: -5°C (8h) Dégel: 20°C (2h)			1,13	0,60	0,70	1,55
nov-06	Larys-997	4,3	64900	11,2		0,0360	0,0360		200	65	0,53	6,5	1	Gel: -5°C (7h) Dégel: 20°C (2h)			5,86	0,21	5,71	6,01
nov-06	Larys-997	4,3	64900	11,2		0,0360	0,0360		200	106	0,53	6,5	1	Gel: -5°C (8h) Dégel: 20°C (2h)			1,19	0,42	0,89	1,48
nov-06	Larys-997	4,3	64900	11,2		0,0360	0,0360		200	145	0,73	6,5	1	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			1,67	0,65	1,21	2,13
nov-06	Larys-997	4,3	64900	11,2		0,0360	0,0360		200	191	0,96	6,5	1	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			3,66	0,87	3,04	4,27
nov-dec-2006	Larys-997	4,3	64900	11,2	4cm-1capteur	0,0360	0,0360		20	16	0,80	19	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			5,17	0,30	4,95	5,38
nov-dec-2006	Larys-997	4,3	64900	11,2	4cm-1capteur	0,0360	0,0360		10	7	0,70	18	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			5,64	0,21	5,49	5,79
nov-dec-2006	Larys-997	4,3	64900	11,2	4cm-1capteur	0,0360	0,0360		30	8	0,27	5	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			1,04	0,60	0,29	1,93
nov-dec-2006	Larys-997	4,3	64900	11,2	4cm-1capteur	0,0360	0,0360		30	8	0,27	11	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			0,21	0,21	0,01	0,77
janv-07	Larys-997	4,3	64900	11,2	cylindre excentré-3 jauges	0,0360	0,0360		30	8	0,27	11	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)	jauge rouge	3	#DIV/0!	3,00	3,00	3,00
janv-07	Larys-997	4,3	64900	11,2		0,0360	0,0360		30	8	0,27	11	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)	jauge orange	#DIV/0!	#DIV/0!	0,00	0,00	0,00
janv-07	Larys-997	4,3	64900	11,2		0,0360	0,0360		30	8	0,27	11	1,5	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)	jauge bleue	#DIV/0!	#DIV/0!	0,00	0,00	0,00
mars-07	Larys-997	4,3	64900	11,2	4cm	0,0360	0,0360		19	16	0,84	19	3	Gel: -5°C (6h) Dégel: 20°C (2h)			1,32	0,633561	0,71	2,18

avr-05	Urgonien-948	0,6	69000	9,1	4cm	0,0377	formule	30	0,00	18	1,5°Gel. -5°C (3h) Dégel. 20°C (1h)	Ancien système d'acquisition					
avr-07	Urgonien-948	0,6	69000	9,1	4cm-1capteur	0,0377	sat- Boussole	30	27	20	1,5°Gel. -5°C Dégel. 20°C	Strainsmart 5000 & capteur Keller 4511		0,87	0,38	0,42	1,27
janv-07	Pierre de Lens-	14	32200	8,05	15cm*-3 capteurs	0,0314	formule	70	10	60	1,5°Gel. -5°C (10h) Dégel. 20°C (14h)	Strainsmart 5000 & capteur Keller 4390		0,04	0,03	0,01	0,08
janv-07		14	32200	8,05		0,0314	sat-	70	35	60		Strainsmart 5000 & capteur Keller 4495		0,26	0,13	0,14	0,47
janv-07	980	14	32200	8,05		0,0314	Boussole	70	60	60		Strainsmart 5000 & capteur Keller 4511		0,24	0,06	0,16	0,30
mars-07	Chamesson-869	17,5	34600	6,9	15cm*-3 capteurs	0,0297	Formule	70	10	74	1,5°Gel. -5°C (12h)	Strainsmart 5000 & capteur Keller-4390		0,2	#DIV/0!	0,20	0,20
mars-07		17,5	34600	6,9		0,0297	sat_Bouq	70	35	74		Strainsmart 5000 & capteur Keller 4495		1,75	#DIV/0!	1,75	1,75
mars-07		17,5	34600	6,9		0,0297	uq	70	60	74		Strainsmart 5000 & capteur Keller 4511		1,85	#DIV/0!	1,85	1,85
févr-06	Afcoeur	0	4200	32	4cm-1capteur	0,001	PVC cf ent.	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		3,65	0,15	3,55	3,76
mars-06	Afcoeur	0	4200	32	4cm-1capteur	0,001	PVC cf ent.	30	27	19	1,5°Gel. -10°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		1,926	#DIV/0!	1,93	1,93
août-sept 2005	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Ancien système d'acquisition & capteur Kyowa		0,11	0,20	-0,16	0,36
janv-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		1,07	0,04	1,04	1,10
janv-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -10°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		2,47	0,60	1,84	3,03
janv-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°20°C->Gel. -5°C (6h) Gel. -5° C (6h) Gel->Dégel. 20°C (6h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		2,54	#DIV/0!	2,54	2,54
avr-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°20°C->Gel. -10°C (6h) Gel. -10°C->-5°C (6h) Gel. -5°C (6h) Gel->Dégel. 20°C (6h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		4,24	#DIV/0!	4,24	4,24
mars-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa		1,04	#DIV/0!	1,04	1,04
janv-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa	Veau=1/3Vtotal	0,02	#DIV/0!	0,02	0,02
janv-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa	Veau=2/3Vtotal	0,105	#DIV/0!	0,11	0,11
avr-06	AbaGT4	0	72400	4cm-1capteur		2,1	MatWeb	30	27	19	1,5°Gel. -5°C (4h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000 & capteur Kyowa	Veau=1/2Vtotal	3,24	#DIV/0!	3,24	3,24
avr-06	PVC	0	3500	55	Tube-3 jauges	0,001	PVC cf	400	40	11	11°Gel. -5°C (7h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	0,9	#DIV/0!	0,90	0,90
avr-06	PVC	0	3500	55	Tube-3 jauges	0,001		400	200	11	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	0,78	#DIV/0!	0,78	0,78
avr-06	PVC	0	3500	55	Tube-3 jauges	0,001		400	360	11	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	0,74	#DIV/0!	0,74	0,74
avr-06	PVC	0	3500	55	Tube-3 jauges	0,001	ent.	400	200	11	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	0,66	#DIV/0!	0,66	0,66
avr-06	PVC	0	3500	55	Tube-3 jauges	0,001	ent.	400	360	11	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	0,46	#DIV/0!	0,46	0,46
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	25	10	10°Gel. -5°C (6h) Dégel. 20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	-0,92	0,14	-1,04	-0,77
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	85	10	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	-1,03	0,05	-1,07	-0,98
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	25	10	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	-0,79	#DIV/0!	-0,79	-0,79
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	85	10	(6h) Gel. -5° C (6h) Gel->Dégel. 20°C	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	-0,82	#DIV/0!	-0,82	-0,82
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	145	10	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	-0,77	#DIV/0!	-0,77	-0,77
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	25	10	20°C (2h)	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	1,91	#DIV/0!	1,91	1,91
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	85	10	(6h) Gel. -10° C	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	3,23	#DIV/0!	3,23	3,23
mars-06	Cuivre	0	110000	250	Tube-3 jauges	3,6		205	145	10	(6h) Gel->Dégel. 20°C	Strainsmart 5000& EA06-250BG-120	les jauges sont compensées en T°C directement, traitement analytique pour P	0,35	#DIV/0!	0,35	0,35

**Annexe 5 : Observations microscopiques du chemin de rupture au cours
des cycles de gel-dégel successifs.**

Fond de l'entaille →



Remarque :
Les cubes sacrifiés aux 4^{ème} et 5^{ème} cycles ont cassé lors de la préparation pour l'observation au microscope.

Annexe géologique et choix des calcaires de l'étude.

Introduction

Les roches sélectionnées pour cette étude ont été choisies en fonction de plusieurs critères dont:

**leur nature calcaire* : en effet l'étude bibliographique ayant montré la multiplicité des paramètres entrant en jeu dans le phénomène de gel-dégel, il fallait bloquer l'aspect pétrographique.

**leur texture* : la notion de texture (réseau poreux...) étant importante, il fallait disposer de roches présentant deux types contrastés de texture : texture oolithique d'une part, texture micritique d'autre part.

**leur porosité* : la bibliographie sur les effets du gel-dégel à l'échelle de la microstructure des roches ayant indiqué l'importance de la porosité, ce paramètre a été pris en compte dans le choix des calcaires.

Géologie et pétrographie dans le cadre de cette étude

Les calcaires sélectionnés dans cette étude se répartissent de l'ère primaire (calcaire de Tournai d'âge tournaisien) à l'ère tertiaire (calcaire de Courville d'âge lutétien). Les implantations des lieux d'échantillonnage ont été figurées sur la carte géologique au 1 000 000^{ème} (BRGM). Les trois grandes époques marquées par une sédimentation calcaire sont indiquées par des aplats de couleurs différentes rappelées dans la légende.

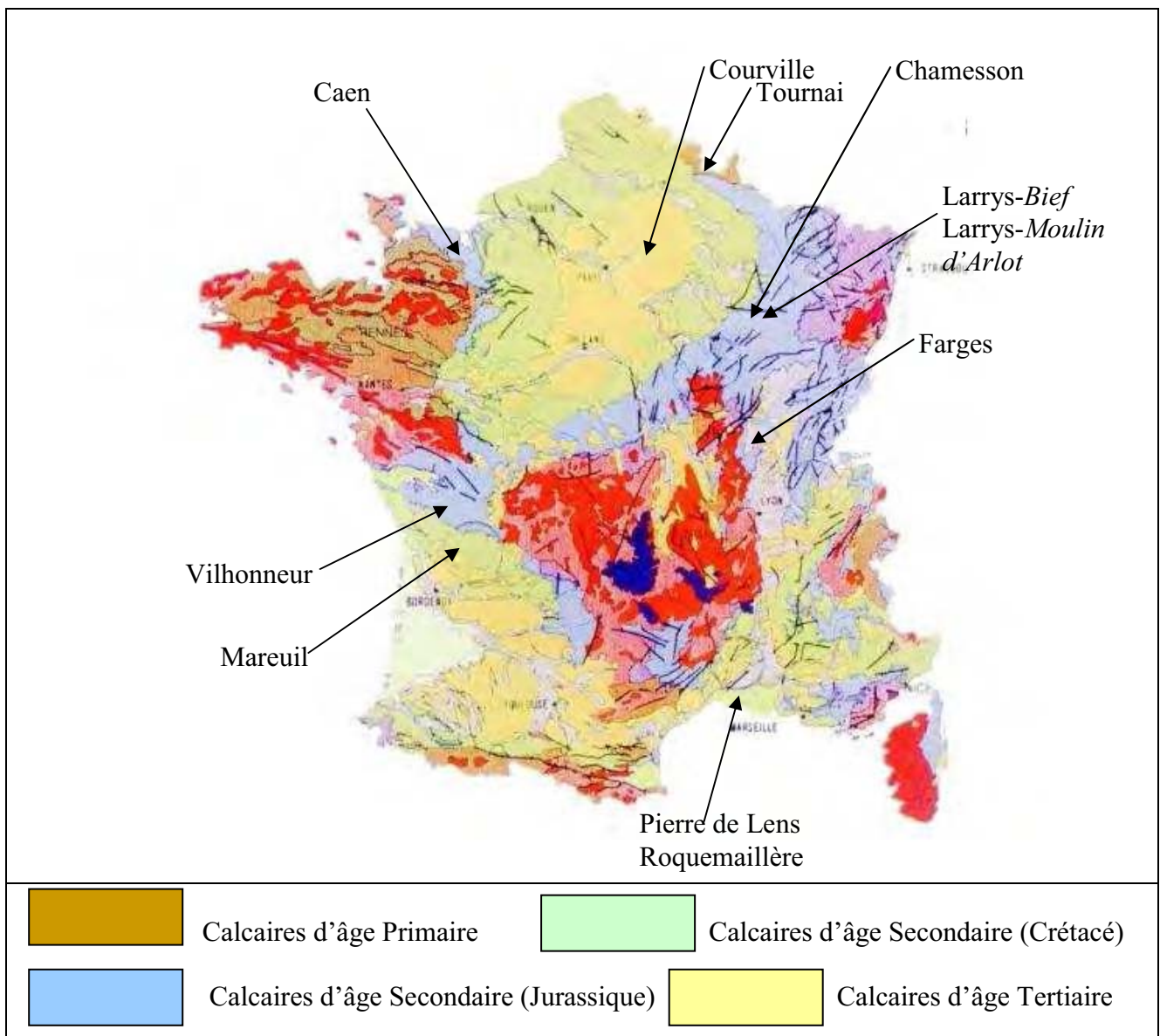


Figure 138. Carte géologique simplifiée de l'extension des calcaires en France & lieux d'échantillonnage des différents calcaires de l'étude.

Choix des calcaires de l'étude

Sensibilité au gel-dégel

Le calcaire de faciès **Larrys perlé** prélevé dans la carrière de « **Moulin d'Arlot** » s'est avéré être un candidat idéal du point de vue de sa rapidité de réponse à l'essai de gel puisqu'il présentait une première fissure dès le premier cycle de gel-dégel sur les cylindres surcarottés. C'est la raison pour laquelle il a été retenu comme notre calcaire de référence.

Pour pouvoir comprendre les résultats obtenus sur ce calcaire oolithique, il était intéressant de disposer d'un autre candidat présentant la même texture mais une réponse négative au gel : pour cela, le calcaire oolithique de « **Pierre de Lens** » a été sélectionné.

Il a semblé particulièrement intéressant de disposer de deux carrières au sein desquelles nous avons trois bancs de gélivité différente (selon la norme NF EN 12-371). Pour cela, nous avons retenu le **calcaire de Tournai** qui présente une texture micritique avec trois degrés de gélivité et le **calcaire de Vilhonneur** qui présente une texture oolithique avec aussi trois sensibilités au gel.

Porosité

Deux niveaux de porosité ont été envisagés pour le choix des calcaires : une gamme de porosité inférieure à 10% (celle de notre calcaire de référence, le *Larrys-Moulin d'Arlot*) et une autre de porosité plus forte, proche de 15%. Deux cas extrêmes ont également été choisis : un calcaire avec une valeur très faible proche de 1%, le **calcaire Urgonien** et un calcaire avec une valeur très forte supérieure à 40%, la **Pierre de Caen**.

Texture

Les deux textures envisagées sont :

- *une texture oolithique* (oolithe : petite sphère de diamètre 0.5 à 2 mm dont le nucléus est en général un débris de test et dont le cortex est formé de couches successives concentriques de micrite), le plus souvent à ciment sparitique (ciment composé de cristaux de calcite sparitique : en général la taille des cristaux est comprise entre une dizaine et plusieurs centaines de μm).

Le faciès oolithique est le résultat d'une régression marine. L'eau se retire progressivement entraînant des conséquences visibles comme sur les calcaires de « *Larrys-Moulin d'Arlot* » (notre calcaire de référence) et de « *Pierre de Lens* ». Ces deux calcaires proviennent de régions différentes mais ont subi chacun à une époque géologique donnée, cette régression marine.

- *une texture micritique* (composée de cristaux de calcite micro-cristalline : en général les cristaux sont inférieurs à $10\mu\text{m}$).

Le faciès micritique correspond à une mer peu profonde et calme dans laquelle les boues et les sédiments se déposent en strates successives (exemple : plus de 300m dans le Bassin tournaisien de Mons en Belgique) Ce faciès est illustré ici par le **calcaire de Tournai**, le **calcaire de Courville**, le **calcaire de Mareuil** et le **calcaire Urgonien**. Les fossiles trouvés dans l'ensemble de ces calcaires témoignent d'un milieu marin plutôt chaud et calme.

Le tableau suivant rappelle synthétiquement les différents calcaires retenus en intégrant leurs texture et porosité respectives. L'indication de l'époque géologique reprenant le code conventionnel de couleur, est figurée. Les informations des autres colonnes concernent la sensibilité au gel selon l'essai normalisé NF EN 12-371 et selon la procédure mise au point dans ce travail de thèse.

Tableau A. Choix des calcaires de l'étude en fonction des paramètres géologiques, pétrographiques et sensibilité au gel.

Localisation géographique	Age	Texture	Porosité à l'eau sous vide	Sensibilité au gel selon l'essai normalisé NF EN 12-371	Sensibilité au gel sur cylindres sur-carottés. Nb de cycles à la 1 ^{ère} fissure
Chamesson (21)	Bathonien inf et moy (Jurassique)	oolithique	17.5	Gélive	18
Courville (51)	Lutétien inf et moy (Eocène)	micritique à orbitolites	13.2	Gélive	70
Farges (71)	Bathonien (Jurassique)	oolithique	6.8	Gélive	75
Grenoble-urgonien (38)	Barrémien (Crétacé)	micritique/sparitique	0.6	?	1
Larrys-Bief(89)	Bathonien (Jurassique)	oolithique	5.35	Gélive	8
Larrys-Moulin d'Arlot (89)	Bathonien (Jurassique)	oolithique	6.7	Gélive	1
Mareuil (24)	Turonien (Crétacé)	micritique	5.7	Gélive	8
Pierre de Caen (14)	Bathonien (Jurassique)	oolithique	41.6	Non gélive	3
Pierre de Lens (30)	Néocomien (Crétacé)	oolithique	14	Non gélive	23
Roquemaillière (30)	Néocomien (Crétacé)	micritique	9.4	Non gélive	50
Tournai-Vaux-et-Cherq (B)	Viséen (Carbonifère)	micritique	1.5	Moyennement gélive	2
Tournai-Pont-à-Rieu (B)	Viséen (Carbonifère)	micritique	7.2	Non gélive	1
Tournai-Allain (B)	Viséen (Carbonifère)	micritique	1	Gélive	1
Vilhonneur-banc2 (16)	Bajocien-Bathonien (Jurassique)	oolithique	10.9	Non gélive	4
Vilhonneur-banc12 (16)	Bajocien-Bathonien (Jurassique)	oolithique	10.1	Moyennement gélive	1
Vilhonneur-banc7 (16)	Bajocien-Bathonien (Jurassique)	oolithique	10.6	Gélive	4

Détails micro-structuraux de deux calcaires oolithiques

Contexte géologique de l'échantillon Larrys-Moulin d'Arlot

Le calcaire de Larrys de la carrière du « Moulin d'Arlot » est un calcaire à tendance oolithique d'âge Bathonien (-167.7 Ma à -164.7 Ma). Plusieurs faciès sont observables sur une même carrière. Il est constitué d'oolithes de deux générations sub-sphériques cimentées par une calcite sparitique.

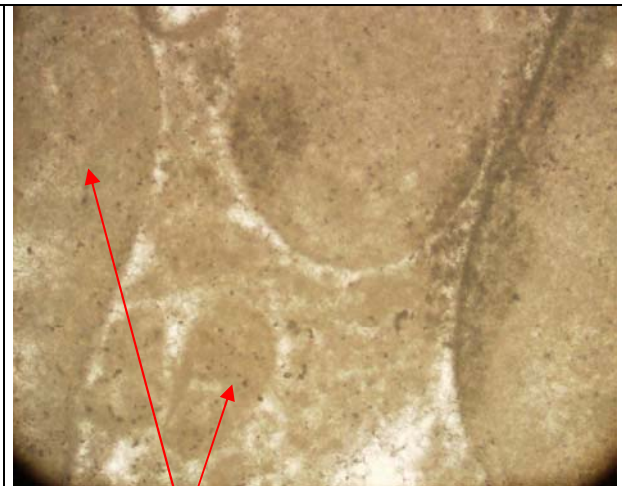
On peut résumer la formation de cette roche, en trois étapes :

- 1) formation d'oolithes concentriques dans un milieu de haute énergie dans des eaux de température élevée, à faible profondeur (à l'époque bathonienne, en Bourgogne, lieu de la carrière, la mer se retire);
- 2) formation d'une deuxième génération d'oolithes ;
- 3) cimentation de ces oolithes par précipitation de calcite cristalline de type sparite (calcite dont la taille des cristaux est supérieure à 10 μm).



Lumière polarisée non analysée : x50

Les deux générations d'oolithes se différencient par leur taille; la présence de coraux indique l'ambiance marine du dépôt.



Lumière polarisée non analysée : x200

Les deux générations d'oolithes se différencient par leur taille.

Contexte géologique de l'échantillon Pierre de Lens

Le calcaire de « Pierre de Lens » est un calcaire oolithique d'âge Néocomien (-135 à -127 Ma). Il est constitué d'oolithes sub-sphériques cimentées par une calcite sparitique.

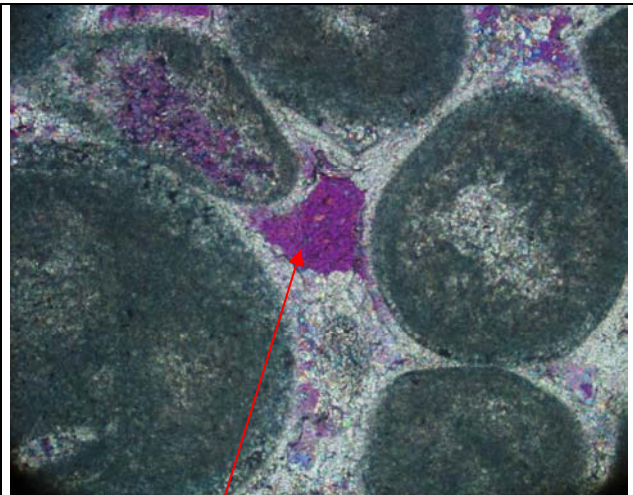
On peut résumer également la formation de cette roche, en trois étapes :

- 1) formation d'oolithes concentriques dans un milieu de haute énergie dans des eaux marines de température élevée, à faible profondeur ;
- 2) sédimentation du sable oolithique et constitution d'une gangue de calcite palissadique autour des oolithes;
- 3) cimentation de ces oolithes par précipitation de calcite cristalline de type sparite (calcite dont la taille est supérieure 10 μm).



Lumière polarisée non analysée : x200

Calcite palissadique enrobant les oolithes sub-sphériques mesurant entre 50 et 200 μm .



Lumière polarisée, analysée avec lame teinte sensible : x200

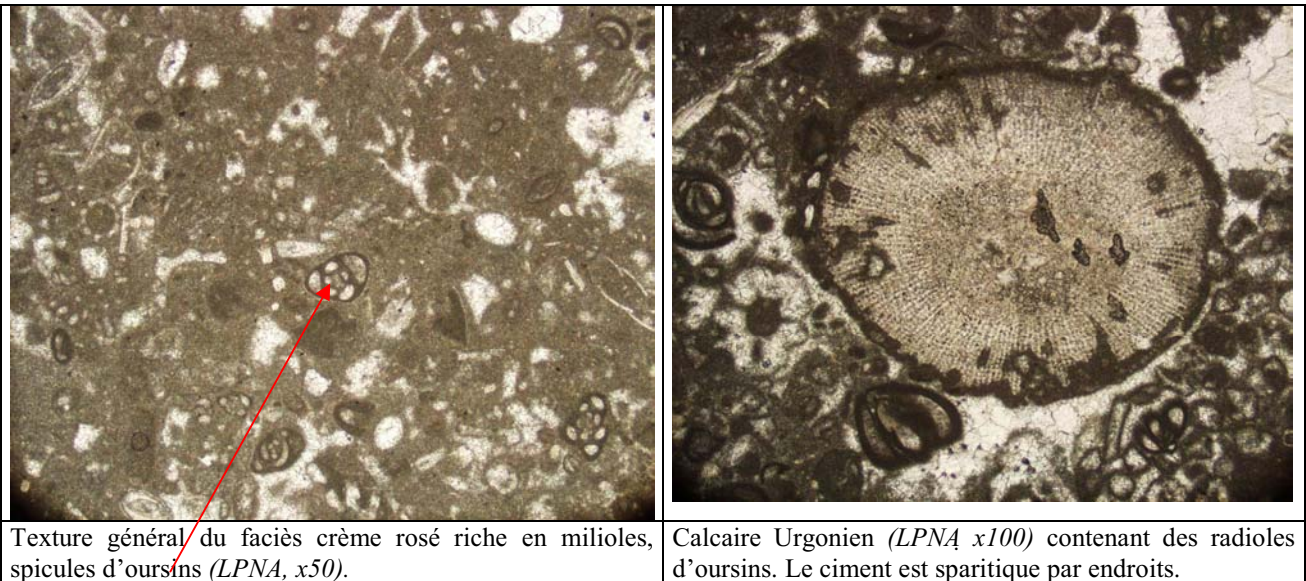
Calcite de type sparitique (ici un monocristal) ayant rempli tardivement l'espace inter-oolithe.

Détails micro-structuraux de deux calcaires micritiques

Les calcaires micritiques de cette étude peuvent présenter des faciès très différents.

Contexte géologique de l'échantillon Urgonien

Le calcaire micritique « Urgonien » est d'âge Barrémien (environ 120Ma). Il est riche en débris fossiles et est le témoin d'un milieu marin riche en micro-fossiles (comme des milioles) et macro-fossiles (comme des radioles d'oursins et des rudistes).



Contexte géologique de l'échantillon de calcaire de Tournai

Le calcaire micritique de Tournai d'âge viséen (environ 340 Ma) est d'origine marine puisque l'on peut y trouver des restes de polypiers et de brachiopodes. Ce calcaire présente la particularité de contenir de la silice diagenétique à deux niveaux de tailles, à l'échelle de bancs-repères dans la carrière (taille pluricentimétrique) et à l'échelle micronique comme présenté dans les images suivantes prises au microscope électronique à balayage. Cette silice apparaissant sous la forme d'un réseau de couleur plus claire, est présente en quantité très nettement différente entre les trois bancs et pourrait peut-être être corrélée avec leur géolité (Camerman, 1944).

