Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie

R798.1

Rapport final

Présenté au ministère des Transports du Québec

Sous la direction de
Francis Gauthier, Ph. D.

Novembre 2022

LGGRM
LABORATOIRE DE GÉOMORPHOLOGIE
ET DE GESTION DES RISQUES
EN MONTAGNE









Le ministère des Transports du Québec n'est pas responsable de l'exactitude, de l'actualité et de la fiabilité du contenu de ce rapport. Les points de vue exprimés dans ce rapport émanent de l'auteur et ne coïncident pas nécessairement avec ceux du ministère des Transports du Québec.

Chercheur principal

Francis Gauthier, Ph. D.

Université du Québec à Rimouski
Département de biologie, chimie et géographie
Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne (LGGRM)
300, allée des Ursulines, case postale 3300
Rimouski (Québec) G5L 3A1
Téléphone : (418) 723-1986, poste 1014 (bureau) ou poste 1052 (laboratoire)
Télécopieur : (418) 724-1847
Courriel : francis_gauthier@uqar.ca
http://lggrm.uqar.ca/

Chargé de projet MTMQ

François Bossé, ing.
Responsable du secteur Mécanique des roches
Direction de la géotechnique et de la géologie
Ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ)
256, boul. Gérard-D.-Levesque, C.P. 429
New Carlisle (Québec) G0C 1Z0
Courriel : francois.bosse@transports.gouv.qc.ca

Comité de suivi MTMQ	**François Bossé** Section mécanique des roches, Direction de la géotechnique et de la géologie
	Catherine Cloutier Section mécanique des roches, Direction de la géotechnique et de la géologie
	Pascal Locat Section mouvements de terrain, Direction de la géotechnique et de la géologie
	Frédéric Banville-Côté Responsable de la gestion des risques naturels, Centre de service de Sainte-Anne-des-Monts
	Corina Nicorici Conseiller à la recherche du Service de la coordination de la recherche et de l'innovation
Équipe de recherche	**Jacob Laliberté, Nathalie Thériault, François Truchon, Émilie Ringuet** Agent(e)s de recherche
	Tom Birien Candidat au doctorat : analyse des conditions propices au développement des instabilités rocheuses dans les flyschs
	Chloé Chouinard Candidat à la maîtrise : influence des conditions hydrogéologiques sur le développement des instabilités rocheuses
	Yan Boulet Candidat à la maîtrise : développement des modèles de prévision statistique et réponse hydrologique et hydrogéologique sur les cônes de déjection
	Francis Meloche Candidat au doctorat : variabilité spatiale de l'enneigement
Collaborateurs	**Thomas Buffin-Bélanger** Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluviale, Département de géographie, Université du Québec à Rimouski

RÉFÉRENCE COMPLÈTE

Gauthier, F., Laliberté, J., Birien, T., Boulet, Y., Meloche, F. et Buffin-Bélanger, T. (2022). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie. Rapport final. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne (LGGRM), Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère des Transports du Québec, novembre 2022, 448 pages.

Photographies de la page de couverture : MTMQ, Avalanche Québec et Francis Gauthier.

TABLE DES MATIÈRES

MISE EN CONTEXTE 6

1. Objectifs et sous-objectifs tels que présentés dans le devis 7

2. Objectifs réorganisés et reformulés en fonction des chapitres du rapport 8

3. Contributions à la recherche 9

CHAPITRE 1. VARIABILITÉ SPATIALE DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES À L'ÉCHELLE D'ANALYSE DES MOUVEMENTS DE VERSANT EN HAUTE-GASPÉSIE ET ÉVALUATION DE L'INCERTITUDE DES PRÉVISIONS DES MODÈLES HRDPS. 13

CHAPITRE 2. MÉCANISME DE DÉVELOPPEMENT DES INSTABILITÉS ROCHEUSES SUPERFICIELLES DANS LES MASSIFS DE ROCHE SÉDIMENTAIRE STRATIFIÉE (FLYSCH) LE LONG DES ROUTES 132 ET 198 EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC). 66

CHAPITRE 3. INFLUENCE DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LES DÉFORMATIONS À LA SURFACE D'UNE SÉQUENCE DE ROCHE SÉDIMENTAIRE STRATIFIÉE (FLYSCH) LE LONG DES ROUTES 132 ET 198 EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC). 88

CHAPITRE 4. ÉVALUATION DE L'EFFET DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES SUR LA FRÉQUENCE ET LA MAGNITUDE DES CHUTES DE PIERRES À L'AIDE D'UN LIDAR TERRESTRE EN SOUTIEN AU DÉVELOPPEMENT D'UN OUTIL DE GESTION DES RISQUES SUR LES ROUTES DE LA HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC). 116

CHAPITRE 5. THERMODYNAMIQUE DES PAROIS DE ROCHE SÉDIMENTAIRE ET ANALYSE DES CYCLES GEL-DÉGEL COMME FACTEUR DE DÉVELOPPEMENT DES INSTABILITÉS ROCHEUSES EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC). 146

CHAPITRE 6. PRÉVISION DES CHUTES DE PIERRE SUR LES ROUTES 132 ET 198 EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC). 177

CHAPITRE 7. PRÉVISION DES CHUTES DE BLOCS DE GLACE SUR LES ROUTES 132 ET 198 EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC) 250

CHAPITRE 8. PRÉVISION DES AVALANCHES DE NEIGE SUR LES ROUTES 132 ET 198 EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC) 303

CHAPITRE 9. SEUILS DE PRÉCIPITATION, VARIABILITÉ SPATIOTEMPORELLE ET TENDANCES CLIMATIQUES DES PLUIES TORRENTIELLES RESPONSABLES DES ALÉAS HYDROGÉOMORPHOLOGIQUES EN HAUTE-GASPÉSIE (QUÉBEC). 358

CHAPITRE 10. INFLUENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA MÉTÉORISATION PAR LE GEL DES PAROIS DE FLYSCH LE LONG DES ROUTES DU NORD DE LA GASPÉSIE, CANADA. 376

CHAPITRE 11. EFFETS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA FRÉQUENCE ET LA MAGNITUDE DES ALÉAS DE VERSANT AFFECTANT LES ROUTES 132 ET 198 DANS LE NORD DE LA GASPÉSIE..... 400

CHAPITRE 12. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET RECOMMANDATIONS. 443

1. Variabilité spatiale des conditions météorologiques 443

2. Développement et causes des instabilités rocheuses 443

3. Prévision des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches sur les routes 132 et 198 444

4. Seuils de déclenchement des aléas hydrogéomorphologiques (HGM) 447

5. Effets des changements climatiques sur l'occurrence des mouvements de versant 447

Mise en contexte

Le réseau routier du nord de la Gaspésie est enclavé entre l'estuaire du Saint-Laurent (route 132), le lac à L'Anse-Pleureuse (route 198) et les versants escarpés du bas plateau gaspésien. Depuis 1987, le centre de service du ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) à Sainte-Anne-des-Monts procède à l'inventaire des différents mouvements de versant qui affectent l'intégrité des routes 132 et 198 entre Sainte-Anne-des-Monts et Manche d'Épée. Depuis 1987, la patrouille responsable de la maintenance du réseau routier a recensé sur les routes 132 et 198 plus de 17 000 chutes de pierres, 1200 chutes de blocs de glace et 600 avalanches de neige. Entre 1979 et 2020, Bernard Hétu (professeur retraité, UQAR) et les membres du Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne (LGGRM) ont identifié 12 événements de pluie torrentielle responsables de l'occurrence sur le territoire de divers aléas hydrogéomorphologiques (HGM) comme des crues soudaines, des coulées de débris et des glissements superficiels.

Depuis 2017, le LGGRM et le MTMQ collaborent à l'élaboration et la validation de modèles de prévision des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace, des avalanches de neige et des aléas HGM. Ces outils de prévision s'appuient sur une analyse croisée entre les données météorologiques et les données historiques sur l'occurrence de ces aléas sur les routes du nord de la Gaspésie. Le développement des modèles s'appuie également sur une analyse de la variabilité spatiale des conditions météorologiques régionales et sur une connaissance approfondie des facteurs aggravants et déclencheurs de ces aléas. Les mécanismes responsables du développement et du déclenchement des chutes de blocs de glace et des avalanches de neige sont connus et soutenus par une littérature scientifique abondante et adaptée au contexte morphoclimatique du nord de la Gaspésie. Mais, les effets des conditions météorologiques sur le développement des instabilités rocheuses dans les séquences de flysch et les mécanismes de ruptures des blocs rocheux étaient soutenus par très peu de littérature scientifique avant l'amorce du projet. Une analyse des effets des changements climatiques sur la fréquence et la magnitude des aléas affectant les routes 132 et 198 était également nécessaire pour faciliter l'implantation d'un système de gestion préventive dans un contexte d'adaptation au changement climatique.

Les objectifs du projet sont nombreux et très ambitieux considérant la diversité des aléas qui affecte le réseau routier en Haute-Gaspésie. Les lacunes de connaissance sur la variabilité spatiale des conditions météorologiques et la représentativité des données météorologiques régionales à l'échelle d'étude des aléas de versant et l'absence de connaissance fondamentale des facteurs causaux des chutes de pierre dans les flyschs requièrent une méthodologie adaptée à chacun des objectifs du projet. Par conséquent, le rapport a été subdivisé en 11 chapitres complètement indépendant et répondant à un ou plusieurs objectifs du projet. Chaque chapitre suit une structure classique d'article ou de rapport scientifique avec une brève introduction, une description des étapes méthodologiques, une présentation des résultats et une discussion ou des recommandations pour soutenir la gestion de l'aléa. La structure non conventionnelle pour un rapport scientifique entraine une certaine redondance entre les chapitres. La lecture peut être morcelée ou déterminée en fonction des intérêts et des besoins du lecteur. Enfin, ce rapport doit être lu et considéré comme un rapport scientifique avec des recommandations sur l'utilisation des modèles de prévision plutôt qu'un avis ou un rapport technique.

1. Objectifs et sous-objectifs tels que présentés dans le devis

1. Fournir une base de connaissance fondamentale sur les conditions météorologiques propices au développement et au déclenchement des avalanches de neige, des chutes de blocs de glace, des instabilités rocheuses et des aléas HGM :
    - 1.1 Mieux comprendre la variabilité spatiale des conditions météorologiques dans le nord de la Gaspésie (chap. 1);
    - 1.2 Évaluer l'influence des variables météorologiques sur la dynamique des chutes de pierre (chap. 2, 3, 4, 5 et 6), des chutes de blocs de glace (chap. 7), des avalanches de neige (chap. 8) et des aléas HGM (chap. 9);
2. Développer une capacité prédictive pour améliorer la gestion des opérations de l'équipe responsable de la maintenance et de la sécurité des usagers du réseau routier dans le nord de la Gaspésie (chap. 6, 7 et 8) :
    - 2.1 Identifier les variables météorologiques responsables du déclenchement des mouvements de versant;
    - 2.2 Développer des outils statistiques de prévision pour chacun de ces aléas;
    - 2.3 Proposer des techniques, méthodes et procédures d'intervention et de gestion préventives (p.ex. : système de veille et d'alerte basé sur les outils statistiques de prévision, technique de mitigation pour les sites les plus problématiques) afin de réduire l'exposition du réseau routier et de ses usagers à ces aléas.
3. Évaluer l'impact des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude de ces aléas (chap. 9, 10 et 11) :
    - 3.1 Analyser les tendances climatiques des variables météorologiques responsables de l'occurrence de ces aléas depuis le début des mesures systématiques dans le nord de la Gaspésie;
    - 3.2 Simuler l'évolution des tendances climatiques et discuter des effets des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude de ces aléas.

2. Objectifs réorganisés et reformulés en fonction des chapitres du rapport

1. Mieux comprendre la variabilité spatiale des conditions météorologiques dans le nord de la Gaspésie (chap. 1 et 9);
2. Évaluer la représentativité des données météorologiques d'une station du réseau national à l'échelle d'étude des mouvements de versant et calculer l'incertitude des prévisions du *High Resolution Deterministic Prediction System* (HRDPS) d'Environnement et Changements climatiques Canada pour cette station (chap. 1);
3. Fournir une base de connaissance fondamentale sur les mécanismes de ruptures et les conditions météorologiques propices au développement et au déclenchement des instabilités rocheuses (chap. 2, 3, 4, 5);
4. Développer des modèles statistiques de prévision des chutes de pierre (chap. 6), des chutes de blocs de glace (chap. 7) et des avalanches de neige (chap. 8) et proposer des procédures d'intervention pour améliorer la gestion des opérations de l'équipe responsable de la maintenance et de la sécurité des usagers du réseau routier dans le nord de la Gaspésie;
5. Proposer des seuils de déclenchement des aléas HGM, discuter de l'effet de la variabilité spatiotemporelle des précipitations sur la capacité prédictive des événements torrentiels et discuter de l'effet des changements climatiques sur la fréquence, l'intensité et la durée des pluies torrentielles (chap. 9);
6. Évaluer l'influence du réchauffement climatique sur la fréquence et de la magnitude des instabilités rocheuses causées par la fracturation de la roche par le gel (chap. 10);
7. Analyser les tendances historiques et projetées des variables météorologiques responsables de l'occurrence des mouvements de versant affectant les routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie (chap. 11).

3. Contributions à la recherche

1. Rapports

- Gauthier, F., Thériault, N., Birien, T. (2020). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie. Rapport d'étape 4 : État d'avancement des travaux. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec à Rimouski. Présenté au ministère des Transports du Québec.
- Gauthier, F. (2019). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie. Rapport d'étape 3 : État d'avancement des travaux. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec à Rimouski. Rapport d'étape 3, remis au ministère des Transports du Québec, mars 2019, 22 pp.
- Gauthier, F., Truchon, F., Ringuet, E., Birien, T., Boulet, Y., Meloche, F. (2018). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie. Rapport d'étape 2 : Méthodologie préliminaire. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec à Rimouski. Présenté au ministère des Transports du Québec.
- Ringuet, E., Truchon, F., Gauthier, F. (2017). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie. Rapport d'étape 1 : État d'avancement des travaux. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec à Rimouski. Présenté au ministère des Transports du Québec.

2. Thèse et mémoires

- Birien, T. (dépôt initial, septembre 2022). Influence des conditions météorologiques et des changements climatiques sur le développement des instabilités rocheuses des parois de flysch de la Haute-Gaspésie (Québec, Canada). Thèse de doctorat, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Québec, 265 p.
- Boulet, Y. (en rédaction). Réponse hydrologique aux pluies torrentielles des petits bassins versants du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Québec.
- Chouinard, C. (dépôt initial, novembre 2022). Comportement des écoulements hydrogéologiques et amorce de chenaux dans une séquence de flysch dans le contexte paraglaciaire du nord de la Gaspésie, Canada. Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Québec, 125 p.
- Meloche, F. (2019). Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Québec, 122 p.

3. Articles et articles de conférence

- Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Influence of Climate-Dependent Variables on Deformation and Differential Erosion of Stratified Sedimentary Rocks. Geomorphology, 421: 108518.
- Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Assessing the relationship between weather conditions and rockfall using terrestrial laser scanner to improve risk management. Natural Hazards and Earth System Sciences, 23(1), 343-360.
- Meloche, F., Gauthier, F., Langlois, A. et Boucher, D. (révision majeure). The Northeastern Appalachian Rainy Continental snow climate: A Transitional snow-climate type for the Gaspé Peninsula, Québec, Canada. Cold Regions Science and Technology.
- Meloche, F. Gauthier, F. et Langlois, A. (soumis). Spatial variability of snowpack properties: comparison between coastal and valley avalanche-prone slopes in northern Gaspésie, Canada. Physical Geography.
- Gauthier, F., Birien, T. et Meloche, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 1) : développement des instabilités et modes de rupture. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.
- Birien, T., et Gauthier, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierre. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.
- Laliberté, J., Gauthier, F. et Birien, T. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 3) : prévision des chutes de pierre. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.
- Morin, A., Giroux, B. et Gauthier, F. (2022). Characterizing seismic activity from a rock cliff with unsupervised learning, the case of Gros-Morne, Haute-Gaspésie. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.
- Boulet, Y., Gauthier, F., Buffin-Bélanger, T. et Hétu, B. (2022). Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques des pluies torrentielles en Haute-Gaspésie, Québec. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.
- Locat, J., Lemieux, J.-M., Locat, A., Gauthier, F., Cloutier, C. et Demers, D. (2022). Considérations sur l'impact des changements climatiques sur les mouvements de masse au Québec. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.
- Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D., Meloche, F. (2018). Statistical analysis and operational avalanche forecasting on the roads of northern Gaspésie, Québec, Canada. International Snow Science Workshops (ISSW) Proceedings of Professional Papers and Poster Talks, Innsbruck, Autriche.
- Meloche, F., Gauthier, F., Langlois, A. et Boucher, D. (2018). The northeastern continental snow climate: A new snow climate classification for the Gaspé Peninsula, Québec, Canada. International Snow Science Workshops (ISSW) Proceedings of Professional Papers and Poster Talks, Innsbruck, Autriche.
- Gauthier, F., Germain, D. et Hétu, B. (2017). Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: Northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards. 89(1): 201-232.

4. Communications

- Birien, T., Gauthier, F. et Fortier, D. (2022). Rock wall freeze-thaw dynamic in a climate change context. Communication orale, 10th International Conference of the International Association of Geomorphologists (IAG), Coimbra, Portugal.
- Gauthier, F., Birien, T. et Meloche, F. (2022). Rock slope and rockfall dynamics in flysch formation under mid-latitude cold climate. Communication orale, 10th International Conference of the International Association of Geomorphologists (IAG), Coimbra, Portugal.
- Gauthier, F., Chouinard, C. et Birien, T. (2022). Seepage erosion and escarpment retreat in flysch formation under mid-latitude cold climate. Communication orale, 10th International Conference of the International Association of Geomorphologists (IAG), Coimbra, Portugal.
- Gauthier, F., Laliberté, J. et Birien, T. (2022). Rockfall forecasting models along the roads of northern Gaspésie (Eastern Canada). Affiche, 10th International Conference of the International Association of Geomorphologists (IAG), Coimbra, Portugal.
- Gauthier, F., Birien, T. et Meloche, F. (2022). Rock slope dynamics in flysch formation under cold climate (part 1) : rock cracking and failure mechanism. Communication orale, European Geosciences Union General Assembly (EGU22), Vienne, Autriche.
- Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Rock slope dynamics in flysch formation under cold climate (part 2) : rock deformations and rockfall triggering factors. Communication orale, European Geosciences Union General Assembly (EGU22), Vienne, Autriche.
- Laliberté, J., Gauthier, F. et Birien, T. (2022). Rock slope dynamics in flysch formation under cold climate (part 3) : rockfall forecasting. Communication orale, European Geosciences Union General Assembly (EGU22), Vienne, Autriche.
- Morin, A., Giroux, B. et Gauthier, F. (2022). Characterization of the seismic activity of a rock cliff using unsupervised learning: a case study from Gros-Morne, Haute-Gaspésie, Québec. Communication orale, Canadian Exploration Geophysical Society, KEGS Virtual Symposium.
- Gauthier, F. (2021). Prévision des mouvements de versant sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie. Conférencier invité, Colloque du sous-ministériat à l'ingénierie et aux infrastructures, ministère des transports du Québec.
- Gauthier, F. (2019). Prévision opérationnelle des mouvements de versant dans un contexte de changement climatique. Conférencier invité, 2e atelier du LERN sur la recherche en cours au Québec sur les mouvements de terrain, Québec, Canada.
- Birien, T., Gauthier, F. et Fortier, D. (2019). Influence des variables météorologiques sur le développement des instabilités sur les parois de roche sédimentaire du nord de la Gaspésie. Communication orale, 14e colloque sur les risques naturels, 84e congrès de l'Association francophone pour le savoir (Acfas), Gatineau, Canada.
- Meloche, F., Gauthier, F. et Langlois, A. (2019). Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. Communication orale, 14e colloque sur les risques naturels, 84e congrès de l'Association francophone pour le savoir (Acfas), Gatineau, Canada.
- Meloche, F., Gauthier, F., Langlois, A. et Boucher, D. (2018). The Northeastern rainy continental snow climate: A snow climate classification for the Gaspé Péninsula, Québec, Canada. Conférencier invité, Eastern Snow and Avalanche Workshop, Fryeburg, Maine, États-Unis.
- Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D., Meloche, F. (2018). Statistical analysis and operational avalanche forecasting on the roads of northern Gaspésie, Québec, Canada. Communication orale, ISSW International Snow Science Workshop, Innsbruck, Autriche.

- Laliberté, J., Langlois, A., Royer, A., Madore, J.-B., Gauthier, F. (2018). Retrieving snow stratigraphic information using a Frequency Modulated Continuous Wave (FMCW) Ka-band radar. Affiche, ISSW International Snow Science Workshop, Innsbruck, Autriche.
- Meloche, F., Gauthier, F., Langlois, A., Boucher, D. (2018). The northeastern continental snow climate: A new snow climate classification for the Gaspé Peninsula, Québec, Canada. Affiche, ISSW International Snow Science Workshop, Innsbruck, Autriche.
- Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D. et Meloche, F. (2018). Statistical analysis and operational avalanche forecasting on the roads of northern Gaspésie, Québec, Canada. Communication orale, Canadian Avalanche Association Spring Conference, Penticton, Canada.
- Meloche, F., Gauthier, F., Langlois, A. et Boucher, D. (2018). Spatial variability of snowpack properties on low coastal avalanche prone slope, gaspésie, canada. Communication orale, Canadian Avalanche Association Spring Conference, Penticton, Canada.
- Gauthier, F., Birien, T., Truchon, F. et Bossé, F. (2018). Développement des instabilités rocheuses et prévision des chutes de pierres sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie: instrumentation et résultats préliminaires. Communication orale, 13e colloque sur les risques naturels, 84e congrès de l'Association francophone pour le savoir (Acfas), Saguenay, Canada.
- Meloche, F., Gauthier, F. et Langlois, A. (2018). La variabilité spatiale du manteau neigeux. Colloque d'Avalanche Québec: Séminaire des Professionnels, Gaspésie, Canada.
- Gauthier, F., Bernatchez, P. et Buffin-Bélanger, T. (2017). Effets potentiels des changements climatiques sur les mouvements de versant: Est du Québec. Conférencier invité, 1er Atelier du LERN sur les effets des changements climatiques sur les mouvements gravitaires, Québec, Canada.

5. Diffusions dans les médias

- Les parois rocheuses de la Gaspésie dans la mire de chercheurs de l'UQAR, L'Universitaire, 1er mai 2019.
- Éboulements et sécurité routière, Découverte, 27 octobre 2019 :
    - https://ici.radio-canada.ca/tele/decouverte/site/segments/reportage/139526/eboulement-securite
    - https://ici.radio-canada.ca/nouvelle/1360594/eboulements-uqar-eboulis-chercheur
    - Bouchard, J-F. (2019, 9 octobre). Les parois rocheuses de la Gaspésie dans la mire de chercheurs de l'UQAR. UQAR-Info. https://www.uqar.ca/nouvelles/uqar-info/3051-les-parois-rocheuses-de-la-gaspesie-dans-la-mire-de-chercheurs-de-l-uqar
    - Bernard, A. (2019, 25 octobre). Et si on pouvait mieux prévoir les éboulements?. INFO, Société Radio-Canada. https://ici.radio-canada.ca/nouvelle/1360594/eboulements-uqar-eboulis-chercheur
    - Bernard, A. (journaliste). (2019, 27 octobre). Éboulements et sécurité routière [reportage]. Dans C.Campestre (réalisatrice), Découverte. Société Radio-Canada. https://ici.radio-canada.ca/tele/decouverte/site/segments/reportage/139526/eboulement-securite

Chapitre 1. Variabilité spatiale des conditions météorologiques à l'échelle d'analyse des mouvements de versant en Haute-Gaspésie et évaluation de l'incertitude des prévisions des modèles HRDPS.

Chapitre 1

Variabilité spatiale des conditions météorologiques à l'échelle d'analyse des mouvements de versant en Haute-Gaspésie et évaluation de l'incertitude des prévisions du HRDPS

Francis Gauthier, Jacob Laliberté et Francis Meloche

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes, Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

Depuis le début du programme d'inventaire des mouvements de versants mis en place en 1987, le ministère des Transports du Québec (MTMQ) a recensé plus de 17 500 chutes de pierre, 1 200 chutes de blocs de glace et 600 avalanches de neige sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie. À cela s'ajoute une douzaine d'événements de pluie qui ont provoqué des crues torrentielles, des coulées de débris ou des glissements superficiels. Si les pluies de forte intensité représentent l'un des principaux facteurs causaux de ces aléas hydrogéomorphologiques (HGM) (Borga et al., 2014; Crosta et Frattini, 2001; Guzzetti et al., 2007), d'autres phénomènes météorologiques peuvent expliquer l'occurrence des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches de neige. Dans le nord de la Gaspésie, les tempêtes hivernales et les événements de pluie sur neige ou la hausse des températures au printemps sont les principaux scénarios climatiques responsables de l'occurrence des avalanches (Fortin et al., 2011; Gauthier et al. 2017; Hétu, 2007). Les chutes de blocs de glace sont généralement le résultat de la fonte des glaces sur les parois rocheuses initiées par la hausse des températures et du débit des cours d'eau au printemps (Gauthier et al., 2013; Gauthier et al., 2015a, 2015b). Les facteurs causaux des chutes de pierre n'ont pas été étudiés le long des routes du nord de la Gaspésie. Il est cependant reconnu que les pluies, les cycles gel-dégel journaliers et le dégel des parois rocheuses au printemps représentent des conditions météorologiques favorables au développement des instabilités rocheuses (D'Amato et al., 2016; Mateos et al., 2012; Matsuoka, 2008; Wieczorek et Jäger, 1996).

Sur un territoire aussi vaste que la rive nord de la péninsule gaspésienne, les conditions météorologiques peuvent varier à l'échelle d'étude des mouvements de versant. Par exemple, lors de la tempête de neige historique en février 2010, des accumulations de neige très variables ont été enregistrées sur le territoire. Dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, une station météorologique de l'UQAR a enregistré un cumul de neige équivalent à 58 mm d'eau (EE) (ou 110 cm de neige au sol) alors que les stations météorologiques d'Environnement Canada à Cap-Chat et Cap-Madeleine ont mesuré des accumulations respectives de 35 et 77 mm EE (Gauthier et al., 2016). Un scénario similaire s'est répété en mars 2013 alors qu'une tempête de neige humide a laissé des accumulations variant de 87 mm EE à Cap-Chat à 140 mm EE à Cap-Madeleine. Malgré la grande variabilité des

accumulations enregistrées par les stations, ces deux événements extrêmes ont causé plus d'une quarantaine d'avalanches de neige répartie sur toutes les sections des routes 132 et 198 entre Sainte-Anne-des-Monts et Manche d'Épée (Fig. 1). Lors de la tempête post-tropicale Arthur en juillet 2014, des cumuls de pluie très variables ont été mesurés entre les stations météorologiques à Cap-Chat (62 mm), Sainte-Anne-des-Monts (79 mm) et Cap-des-Rosiers (129 mm) (Gauthier et al., 2015c). Ces pluies sont tombées avec une intensité comparable équivalente à environ 3,1 mm/h et des dégâts aux infrastructures, notamment aux routes longeant les versants et traversant des cours d'eau réactifs, ont été constatés sur tout le territoire. La variabilité spatiale des précipitations de ce type de grands systèmes météorologiques est sans grande importance puisqu'ils dépassent largement les seuils de déclenchement des aléas sur les versants. Des pluies de forte intensité peuvent également accompagner des cellules orageuses dont l'échelle de dispersion des précipitations est limitée à quelques kilomètres. En juin 2009, 66,4 mm de pluie cumulée en 3,75 heures ont provoqué plus d'une douzaine de coulées de débris dans la vallée de Mont-Saint-Pierre alors que moins de 5 mm de pluie ont été mesurés dans les vallées voisines où aucun aléa HGM n'a été observé (Gauthier et al., 2015c). Outre l'étendue du territoire, la topographie ou l'exposition des pentes jouent également un rôle dans la distribution des précipitations et des températures à l'échelle des mouvements de versant. Par exemple, une paroi rocheuse exposée au sud recevra une quantité d'énergie suffisante pour soulever sa température de surface de plus de 30^{o}C par rapport à celle de l'air ambiant et de 10^{o}C par rapport à celle d'une paroi rocheuse non exposée (Gruber et al, 2004; Lewkowicz, 2001; Noetzli et al., 2007). L'effet de cette variabilité spatiale des températures aura des répercussions importantes sur le régime thermique des parois rocheuses et la période d'occurrence des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace (Gauthier et al., 2015a, 2015b; Gruber et al, 2004).

Il existe différentes approches de gestion préventive des mouvements de versant sur les routes. La première est évidemment d'éviter l'aléa en éloignant les routes de la zone d'épandage (e.g. Jaboyedoff et Labiouse, 2011; Michoud et al., 2012; Scarpato et Woodard, 2014). Lorsque c'est impossible, différentes mesures de mitigation peuvent être entreprises pour limiter l'occurrence ou la propagation des mouvements de masse sur les versants: ajustements de pente, barrières de protection dynamique, murets, merlons, etc. Une autre approche préventive consiste à déterminer les périodes d'occurrence les plus probables. L'une des premières étapes pour améliorer la prévision est d'établir des liens de causalité entre les conditions météorologiques et l'occurrence des aléas (D'Amato et al., 2016; Gauthier et al., 2015b; Gauthier et al., 2017; Jomelli et al. 2007; Mateos et al., 2012). Sur un territoire aussi vaste et au relief accidenté, il est non seulement important de bien comprendre l'influence des variables météorologiques sur le développement et le déclenchement des mouvements de masse sur les versants, mais aussi la variabilité spatiale des conditions météorologiques induite par les différentes composantes du territoire. Dans le contexte de cette étude, ils convient 1) d'évaluer la représentativité des données de la station météorologique d'Environnement Canada à Cap-Madeleine à l'échelle d'étude des mouvements de versant le long des routes 132 et 198; 2) de cerner les causes de la variabilité spatiale des conditions météorologiques, et 3) d'évaluer la justesse des prévisions du *High Resolution Deterministic Prediction System* (HRDPS) qui sera utilisé comme intrant pour calculer la probabilité d'occurrence des chutes de pierre, chutes de blocs de glace et avalanches de neige sur les routes du nord de la Gaspésie.

2. Territoire à l'étude

La région à l'étude se situe sur la rive nord de la péninsule gaspésienne entre les villes de Sainte-Anne-des-Monts et de Manche d'Épée (Fig. 1). Sur presque toute sa longueur (80 km), la route 132 est enclavée entre le littoral de l'estuaire du Saint-Laurent et les versants raides qui forment l'escarpement côtier. Le secteur à l'étude comprend également une portion de la route 198 (environ 6,5 km) entre le village de L'Anse-Pleureuse et l'extrémité sud du lac du même nom. Dans ce secteur, la route 198 est coincée entre le lac à L'Anse-Pleureuse et une série de versants abrupts pouvant atteindre 350 m de dénivelé. La proximité des routes 132 et 198 avec des versants raides ou de hautes parois rocheuses pouvant atteindre 100 mètres de hauteur expose les automobilistes à une multitude de mouvements de versants tels que des glissements de terrain, des coulées de débris, des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches de neige. Malgré la prédisposition du terrain à ces aléas, des conditions météorologiques particulières peuvent être à l'origine du développement et du déclenchement des instabilités sur les versants (e.g. Chanut et al. 2021; D'Amato et al., 2016; Dekanová 2018, Gauthier et al. 2015 et 2017, Hendrikx et al. 2014; Mateos et al., 2012; Xu et al. 2012).

La région est caractérisée par un climat continental avec une forte influence maritime. La température moyenne annuelle à Ste-Anne-des-Monts entre 1981 et 2010 s'établit à 3,2°C, la température moyenne du mois le plus chaud est de 16,5°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid est de -11,6°C (janvier) (Environnement Canada, 2022). Les étés sont généralement courts et frais et les hivers froids. L'influence maritime de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent assure des précipitations annuelles moyennes de 864 mm dont 27% tombent sous forme de neige (Environnement Canada 2022). Le climat de la région est aussi caractérisé par une alternance de conditions météorologiques contrastées : 1) des dépressions continentales provenant de l'ouest du continent ou des dépressions maritimes provenant du golfe du Mexique; et 2) des systèmes de haute pression accompagnés de masses d'air chaudes et humides du sud des États-Unis ou de masses d'air froides et sèches en provenance du haut arctique canadien. Ces caractéristiques régionales du climat peuvent varier à l'échelle des événements météorologiques. Sur un territoire en bordure de mer aussi grand et au relief accidenté (vallées glaciaires), une multitude de phénomènes locaux peuvent perturber le patron des grands systèmes météorologiques. Parmi ceux-ci, on peut citer des gradients thermiques et pluviométriques altitudinaux et en fonction de la distance à la côte, l'exposition des versants au soleil ou au vent dominant, l'alternance des vents de mer et de terre ou un effet Venturi dans une constriction horizontale du relief comme l'embouchure d'une vallée (e.g. Fortin et Hétu, 2009; Gagnon, 1970; Lutgens et Tarbuck, 2007).

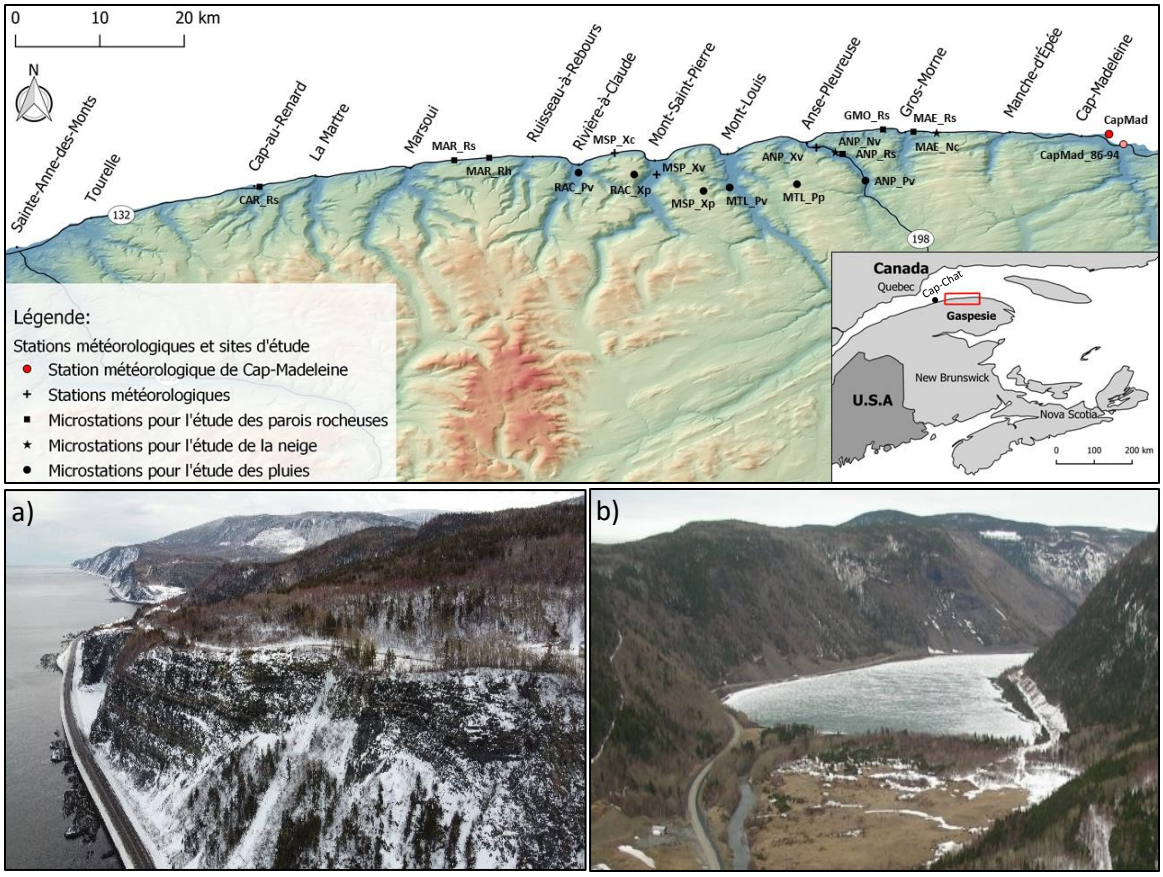


Figure 1. Localisation sur le territoire à l'étude des stations et des microstations météorologiques et aperçues de la route 132 entre L'Anse-Pleureuse et Manche d'Épée (a) et de la route 198 le long du lac à L'Anse-Pleureuse (b).

3. Méthodologie

3.1 Les données météorologiques

Pour cerner la variabilité des conditions météorologiques et surtout évaluer la représentativité des données de la station météorologique d'Environnement Canada à Cap-Madeleine (CapMad) à l'échelle d'étude des aléas de versants sur un aussi large territoire, 16 stations et microstations météorologiques ont été déployées sur le territoire (Fig. 1). Trois d'entre elles sont des stations standards qui conviennent à l'étude des climats régionaux (MSP_Xc, MSP_Xv et ANP_Xv), cinq ont été installées sur des parois rocheuses pour étudier les facteurs météorologiques responsables du développement des instabilités rocheuses (CAR_Rs, MAR_Rs-Rh, ANP_Rs, GMO_Rs, MAE_Rs), deux ont été installés sur des versants propices aux avalanches de neige (MAE_Nc et ANP_Nv) et les six autres sont des stations principalement dédiées à l'étude de la variabilité spatiale des pluies (RAC_Pv, RAC_Pp, MSP_Pp, MTL_Pv, MTL_Pp, ANP_Pv). Parmi ces 16 stations, 10 d'entre elles présentaient des séries temporelles complètes ou sans interruption majeure

et concomitantes sur une période de temps suffisamment longue pour effectuer des analyses comparatives avec la station de référence CapMad (Tab. A1) : MSP_Xc, MSP_Xv, CAR_Rs, MAR_Rs, ANP_Rs, GMO_Rs, MAE_Nc, ANP_Nv, MSP_Xp et ANP_Pv.

3.1.1 Stations météorologiques standards (climat régional)

La station météorologique de référence la plus proche des sections de route exposées aux aléas de versant se situe sur la pointe à proximité du phare de Cap-Madeleine (CapMad) à 35 km du centre du territoire à l'étude (Fig. 1, 2 et 3). Entre 1882 et 1994, les données historiques de précipitation (depuis 1882) et de température (depuis 1939) proviennent de relevés manuels quotidiens faits par un observateur du ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC) (Tab. 1). À partir de 1986, la station a été relocalisée près de l'embouchure de la rivière Madeleine; à environ 1,5 km au sud-est de son emplacement actuel (Fig. 1 et 2). La gestion de l'installation a ensuite été transférée à Environnement Canada qui a ajouté une station météorologique automatisée au site du phare de Cap-Madeleine. Depuis, la station est également équipée d'une girouette-anémomètre pour la vitesse et la direction du vent et d'un baromètre pour la pression atmosphérique (Tab. 1). Des données de hauteur de neige sont également disponibles depuis 2016, mais ces dernières sont trop irrégulières pour être exploitées. Le remplacement de la station s'est fait de façon graduelle entre 1993 et 1994. La station manuelle du MELCC a été démantelée le 31 mai 1994, alors que la nouvelle station d'Environnement Canada n'était pas prête à opérer de manière autonome. Aucune donnée n'a été enregistrée du 1er juin 1994 au 1er janvier 1995 et celles enregistrées en 1995 sont irrégulières. C'est seulement en janvier 1996 que cette nouvelle station automatisée a commencé à acquérir des données en continu. En combinant les données de la station du MELCC (1882 à mai 1994) à celles d'Environnement Canada (1994 à aujourd'hui), une série temporelle de 140 ans peut être construite. Pour combiner les deux séries, les données doivent être ajustées (homogénéisées) si elles présentent un décalage important (Mekis et Vincent, 2011; Vincent et al., 2012; Wan et al., 2010). Dans le cas contraire, les séries peuvent être utilisées comme telles pour des fins d'analyse de tendance climatique. Comme le remplacement s'est fait de façon graduelle et que les deux stations météorologiques ont enregistré des données simultanément pendant plusieurs mois (janvier 1993 à mai 1994), la période de chevauchement a pu servir à évaluer l'effet d'une telle relocalisation sur l'homogénéité des données.

Généralement, les longues périodes de données manquantes ont été exclues des analyses (chap. 6, 7 et 8). Pour supporter des analyses de tendance sur de longues séries temporelles (chap. 9 et 11), nous avons utilisé des données de réanalyse de la température de l'air du CERA20C (Laloyaux et al., 2018) pour combler les longues interruptions. Les réanalyses des précipitations n'ont pas été utilisées pour combler des périodes de données manquantes et ces périodes ont également été exclues des analyses. Pour les courtes interruptions (< 1-2 jours), les trous de données ont été comblés à partir des données de stations voisines. Les données de la station météorologique d'Environnement Canada à Cap-Chat (49°06'33"N 66°39'16"O) ont été utilisées pour combler ce type d'interruptions dans les données historiques de la station CapMad (Fig. 1). Pour la période récente (2016-2022), les trous de données étaient d'abord comblés avec les données de la station de la halte routière du lac à L'Anse-Pleureuse (ANP_Xv) (Fig. 1 et 3). Cette dernière a été installée en 2016 dans le cadre d'une entente entre le MTMQ et Avalanche Québec. Enfin, pour les

interruptions de moins de 6 heures consécutives, une interpolation linéaire était appliquée pour combler les données manquantes.

Deux autres stations météorologiques ont été installées au centre du territoire à l'étude là où les routes sont le plus affectées par les aléas de versant. Ces dernières visaient à évaluer la représentativité des données de la station de CapMad à l'échelle du littoral (route 132) et des vallées (route 198) du nord de la Gaspésie. Les deux stations ont été installées en 2017; une première le long du littoral à la halte routière de Mont-Saint-Pierre (MSP_Xc) et une seconde dans la vallée de Mont-Saint-Pierre à 1,6 km de la côte (MSP_Xv) (Fig. 1 et 3). En plus des instruments pour mesurer la température de l'air et l'humidité relative, les précipitations, la pression atmosphérique, la vitesse et la direction du vent, ces deux stations sont équipées de pyranomètres pour mesurer le rayonnement solaire incident et réfléchi. Un paramètre rarement mesuré sur les stations du réseau national, mais qui est d'une importance significative pour l'étude du métamorphisme de la neige ou du régime thermique des parois rocheuses.



Figure 2. Localisation de la station météorologique de Cap-Madeleine entre 1882 et 1986 et après 1994 (CapMad) et entre 1986 et 1994 (CapMad_86-94).

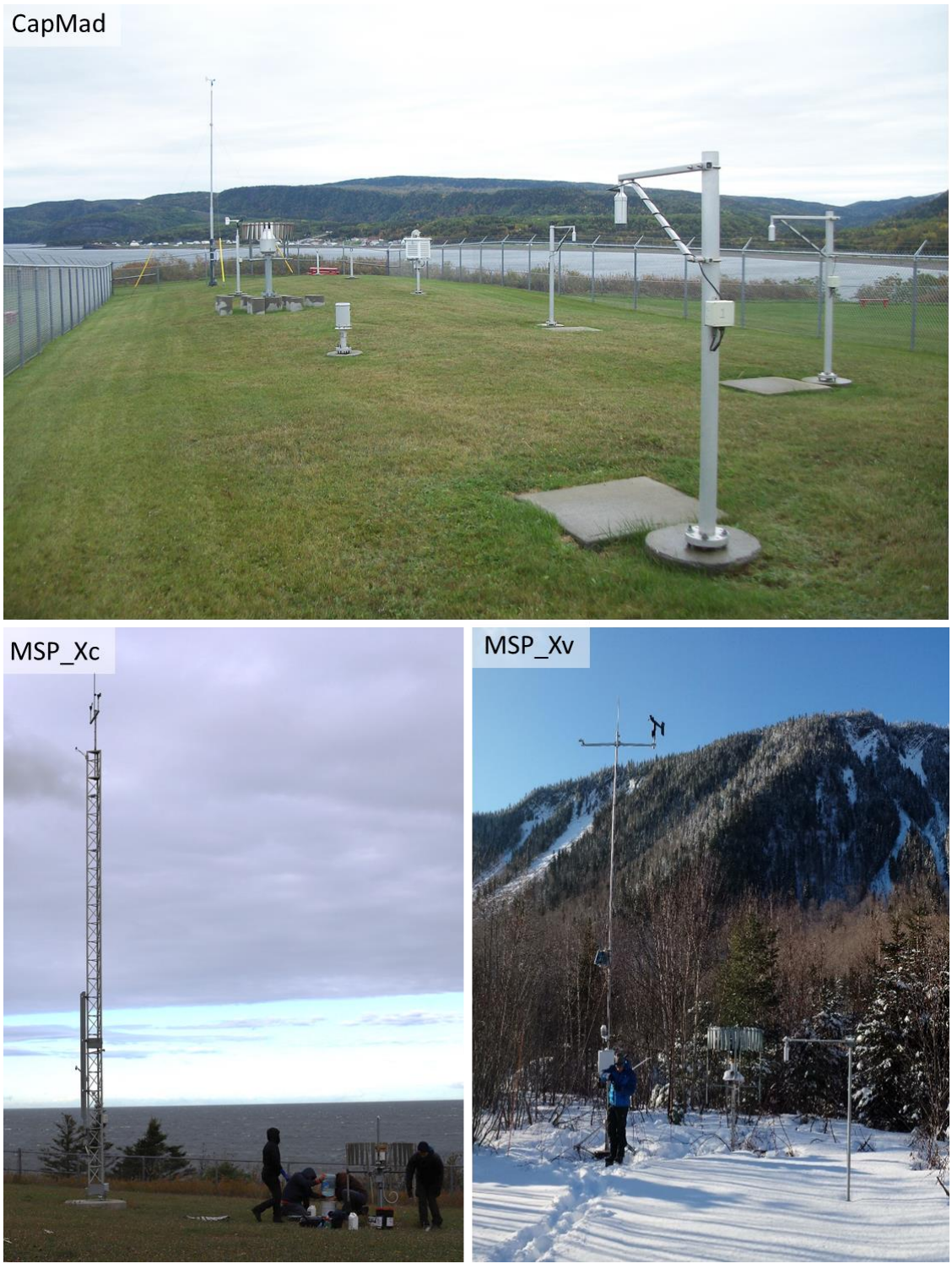


Figure 3. Photos des stations de référence CapMad, MSP_Xc et MSP_Xv.

Tableau 1. Sommaire d'informations des stations météorologiques.

Stations	Latitude	Longitude	Description	Alt. (m)	Dist. CapMad (km)	Intervalle	Période	Variables
Stations de référence								
CapMad_86-94	49°14'22.68"	65°18'40.51"	Station à l'embouchure de la rivière Madeleine	6	1,6	Horaire	1986-1994	Précipitation
						Quotidien	1986-1994	Tmax, Tmin, Tmoy, Pluie, Neige, Hauteur de neige
CapMad	49°15'1.05"	65°19'31.13"	Station sur la pointe du Cap-de-la-Madeleine	24	0	Horaire	1967-1986	Précipitation
							1994-2001	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent
							2001-...	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Pression
						Quotidien	1882-1939	Pluie, Neige
							1939-1980	Tmax, Tmin, Tmoy, Pluie, Neige
							1980-1986	Tmax, Tmin, Tmoy, Pluie, Neige, Hauteur de neige
							1994-...	Tmax, Tmin, Tmoy, Précip. tot., Vit. raf. max., Dir. raf. max.
							2016-...	Hauteur de neige
MSP_Xc	**49°13'49.66"**	**65°51'4.27"**	Station sur la côte à la halte routière à l'ouest de Mont-Saint-Pierre	18	38	Horaire (15 min)	2017-...	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. incident et réfléchi, Précip. tot., Hauteur de neige, Pression
MSP_Xv	**49°12'27.67"**	**65°48'22.55"**	Station dans une petite clairière à 1,6 km de la côte dans la vallée de Mont-Saint-Pierre	5	35	Horaire (15 min)	2017-...	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. incident et réfléchi, Précip. tot., Hauteur de neige, Pression
Stations sur paroi rocheuse								
GMO_Rs	**49°15'20.75"**	**65°33'52.93"**	Station sur une paroi rocheuse naturelle d'exposition nord située le long de la côte à l'ouest de Gros-Morne	85	15	Horaire (15 min)	2017-...	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. incident et réfléchi, Température de la roche entre 0 et 3m
ANP_Rs	**49°13'52.58"**	**65°36'49.71"**	Station sur une paroi rocheuse naturelle d'exposition sud-ouest située à 3 km de la côte dans la vallée de L'Anse-Pleureuse	122	21	Horaire (15 min)	2017-2021	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. incident et réfléchi, Température de la roche entre 0 et 60 cm
MAR_Rs	**49°13'22.59"**	**66°1'22.07"**	Station sur une paroi rocheuse dynamitée d'exposition nord située le long de la côte à l'est de Marsoui	35	51	Horaire (15 min)	2017-...	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. incident et réfléchi, Température de la roche entre 0 et 3m
CAR_Rs	**49°11'41.39"**	**66°13'43.11"**	Station sur une paroi rocheuse dynamitée d'exposition sud-est située le long de la côte à l'est de Cap-au-Renard	83	66	Horaire (15 min)	2017-2021	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. incident et réfléchi, Température de la roche entre 0 et 3m
Stations sur pente avalancheuse								
ANP_Nv	**49°13'53.72"**	**65°36'53.97"**	Station sur une pente avalancheuse d'exposition sud-ouest située à 3 km de la côte dans la vallée de L'Anse-Pleureuse	66	21	Horaire (15 min)	2018-2019	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. et inf. rouge incident et réfléchi, Hauteur de neige, Température de la neige sur 1,5 m
MAE_Nc	**49°15'4.71"**	**65°30'19.33"**	Station sur une pente avalancheuse d'exposition nord située sur la côte entre Gros-Morne et Manche d'Épée	60	13	Horaire (15 min)	2018-2019	Température, Hum. rel., Vit. et dir. du vent, Ray. sol. et inf. rouge incident et réfléchi, Hauteur de neige, Température de la neige sur 1,5 m
Autres stations (pluie)								
ANP_Pv	**49°12'4.52"**	**65°35'2.91"**	Station dans une éclairci sous une ligne électrique à 7 km de la côte dans la vallée de L'Anse-Pleureuse	72	20	Horaire (15 min)	2017-2020	Température, Hum. rel., Ray. sol. incident et réfléchi, Pluie
MSP_Pp	**49°11'40.46"**	**65°45'30.33"**	Station dans une éclaircie laissée par une coupe forestière sur le plateau entre Mont-Saint-Pierre et Mont-Louis	530	32	Horaire (15 min)	2018-2020	Température, Hum. rel., Ray. sol. incident et réfléchi, Pluie

3.1.2 Stations sur des parois rocheuses

Cinq microstations météorologiques ont été installées sur des parois pour étudier l'effet des conditions météorologiques sur le développement des instabilités rocheuses : CAR_Rs, MAR_Rs, ANP_Rs, GMO_Rs et MAE_Rs. Les stations ont toutes été installées en 2017 sauf MAE_Rs qui a été installée en 2018 pour soutenir une modélisation du régime thermique des parois rocheuses (chap. 5). Cette dernière a été exclue des analyses comparatives effectuées dans ce chapitre. Toutes les parois instrumentées sont situées le long de la route 132 sauf la station ANP_Rs qui a été installée sur une paroi rocheuse dominant un talus d'éboulis jouxtant la route 198 dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (Fig. 4). Cette dernière a été installée sur une paroi de flysch exposée au sud-ouest à 125 mètres d'altitude. La station CAR_Rs a été installé sur une paroi de conglomérat calcaire dynamitée exposé au sud-est à 65 mètres d'altitude. MAR_Rs est fixée sur une paroi de flysch dynamitée exposée au nord à 20 mètres d'altitude et GMO_Rs a été installée sur une paroi de flysch exposée au nord à 85 mètres d'altitude. Une description plus détaillée de la géologie et de la géomorphologie des sites d'étude en paroi rocheuse est disponible aux chapitres 2 à 6. Chaque station est équipée au minimum d'un anémomètre et d'une girouette, d'une sonde de température de l'air et d'humidité relative et de deux pyranomètres (rayonnement solaire incident et réfléchi) (Fig. 4 et Tab. 1). Des sondes Geoprecision T300 pour mesurer la température de surface de la roche et à tous les 30 cm jusqu'à trois mètres de profondeur ont été installées dans des puits de forage horizontaux aux sites CAR_Rs, MAR_Rs et GMO_Rs. Au site ANP_Rs, les mesures de la température de la roche sont limitées à 60 cm de profondeur. L'accès au site avec le matériel de forage lourd était techniquement trop difficile à cet endroit. Toutes les données acquises avec ces instruments sont enregistrées aux 15 minutes. Les enregistrements ont ensuite été convertis en données horaires ou quotidiennes selon les besoins.



Figure 4. Photos des microstations météorologiques sur des parois rocheuses près de Gros-Morne (GMO_Rs), Cap-au-Renard (CAR_Rs), Marsoui (MAR_Rs) et dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (ANP_Rs).

3.1.3 Stations sur des versants avalancheux

Deux versants propices aux avalanches de neige ont été équipés d'une station météorologique. Une première station a été installée sur un talus d'éboulis exposé au nord le long de la route 132 entre Gros-Morne et Manche d'Épée (MAE_Nc) et une seconde sur un versant exposé au sud-ouest jouxtant la route 198 dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (ANP_Nc) (Fig. 5). Elles sont équipées d'instruments pour enregistrer la température de l'air et l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent, les rayonnements incidents et réfléchis de courte et longue longueur d'onde, la hauteur de neige et la température au sol et de la neige à chaque 5 cm sur 150 cm (Fig. 5 et Tab. 1). Toutes les données acquises avec ces instruments ont été enregistrées aux 15 minutes et converties en données horaires ou quotidiennes selon les besoins de l'étude.



Figure 5. Photos des stations météorologiques sur un talus le long de la route 132 entre Gros-Morne et Manche d'Épée (MAE_Nc) et sur un versant le long de la route 198 dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (ANP_Nv).

3.1.4 Autres stations

Les six autres microstations (RAC_Pv, RAC_Pp, MSP_Pp, MTL_Pv, MTL_Pp, ANP_Pv) ont été réparties sur l'ensemble du territoire pour soutenir une étude spécifique sur la variabilité spatiale des pluies présentée au chapitre 9. Les stations RAC_Pv, MTL_Pv et ANP_Pv ont été installées dans des trouées forestières aux fonds des vallées de Rivière-à-Claude, Mont-Louis et L'Anse-Pleureuse à des altitudes respectives de 8, 30 et 68 mètres (Fig. 6). Les trois autres ont également été installées dans des trouées forestières, mais sur les plateaux entre Rivière-à-Claude et Mont-Saint-Pierre (RAC_Pp), Mont-Saint-Pierre et Mont-Louis (MSP_Pp) et Mont-Louis et L'Anse-Pleureuse (ANP_Pv) à des altitudes respectives de 480, 520 et 440 mètres. Elles ont principalement été installées pour acquérir des données pluviométriques, mais elles sont aussi équipées d'instruments pour enregistrer la température de l'air et l'humidité relative et le rayonnement solaire incident et réfléchi (Fig 6 et Tab. 1). Toutes les données acquises ont été enregistrées aux 15 minutes et converties en données horaires ou quotidiennes selon les besoins de l'étude. Seules les données des stations ANP_Pv et MSP_Pp ont été utilisées dans ce chapitre pour étudier la variabilité spatiale de la température de l'air et des pluies.



Figure 6. Photos des microstations météorologiques installées dans des trouées forestières dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (ANP_Pv) et sur le plateau entre Rivière-à-Claude et Mont-Saint-Pierre (MSP_Pp).

3.1.5 Données du HRDPS pour les prévisions météorologiques

Les données du *High Resolution Deterministic Prediction System* (HRDPS) d'Environnement et Changements climatiques Canada ont été utilisées pour évaluer la concordance des prévisions météorologiques avec les données mesurées à la station de CapMad. Le HRDPS est un système qui émet des prévisions météorologiques sur 24 et 48 heures à l'échelle pancanadienne. Il permet d'émettre des prévisions pour 293 variables météorologiques à 28 niveaux isobariques différents quatre fois par jour à une résolution de 2,5 km (Environnement Canada 2014). Les données brutes de prévision (en format GRIB2) ont été téléchargées quotidiennement entre le 28 mai 2019 et le 25 mai 2020 pour la cellule de prévision correspondante à l'emplacement de la station météorologique CapMad. Les données de température de l'air et de précipitation ont été comparées aux données mesurées à la station de référence CapMad.

3.2 Traitement et analyse statistique des séries temporelles

Des approches différentes ont été utilisées pour évaluer l'effet de la relocalisation de la station de Cap-Madeleine (CapMad) sur l'homogénéité des séries de données, pour analyser la variabilité spatio-temporelle des conditions météorologiques à l'échelle d'études des mouvements de versant et pour tester la justesse des prévisions du HRDPS.

Les données acquises en simultané aux deux emplacements de la station météorologique de Cap-Madeleine entre janvier 1993 et mai 1994 ont été utilisées pour évaluer l'effet de la relocalisation de la station sur l'homogénéité des séries de données de température et de précipitation. Un examen visuel a d'abord été effectué pour détecter la présence de saut dans les séries temporelles. Le coefficient de détermination (R^2) a ensuite été calculé pour estimer la qualité de l'ajustement des données de la station à son emplacement entre 1986 et 1994 (CapMad86-94) et à son emplacement actuel (CapMad). La même approche a été utilisée pour évaluer la qualité d'ajustement des données de réanalyse du CERA20C sur les mesures de la température de l'air à la station CapMad entre 1939 et 2010.

Une analyse comparative entre les données de la station de référence (Cap-Mad) et celles des autres stations du réseau a été effectuée pour évaluer la représentativité des données de la station de CapMad à une échelle d'étude régionale des mouvements de versant. Les analyses couvrent une période d'environ deux ans (avril 2018 à mai 2020) pour les stations standards, en paroi rocheuse et celles dédiées à l'étude des pluies et un hiver pour les stations sur les versants propices aux avalanches de neige (décembre 2018 à avril 2019) (Tab. 2). Un examen visuel a d'abord permis de comparer et soulever les différences entre les séries quotidiennes de données de température (de l'air et de surface de la roche), des précipitations (solide et liquide), de rayonnement solaire incident et de vitesse du vent (tab. 2). Étant donné l'absence de pyranomètre à la station de CapMad, les données de rayonnement de la station MSP_Xc ont été utilisées comme référence pour comparer le rayonnement solaire mesuré aux autres stations météorologiques. Des diagrammes de fréquence des vents (horaires) ont été utilisés pour comparer la provenance et la vitesse des vents entre les sites. La direction du vent a été décomposée en composante x (est-ouest) et y (nord-sud) dans les analyses statistiques subséquentes. Le coefficient de détermination (R^2) a été calculé pour estimer la qualité de l'ajustement des données de la station de CapMad sur celles des autres stations. Le R^2 de la relation a été calculé sur les données quotidiennes. Enfin, une fonction de corrélation croisée

(CCF) a été utilisée pour déterminer le degré de similarité (corrélation) entre les séries temporelles et évaluer s'il y a un décalage temporel (*lag*) entre les données. Chaque série peut être décomposée en trois composantes : tendance, saisonnalité/cyclicité et une composante aléatoire (stationnaire). Les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière dans les séries temporelles induisent une surestimation de la corrélation (Chatfield, 2004). La stationnarité est atteinte lorsque les tendances sont retirées des séries. Différentes fenêtres temporelles (12h, 24h, 3 jours, 1 semaine, 1 mois) ont été utilisées pour éliminer l'effet des tendances ou de la cyclicité sur la corrélation croisée. La CCF a été calculée sur les données horaires pour faciliter l'observation de décalages temporels entre les données de la station de référence et celles des autres stations.

Comme les données de prévision du HRDPS seront utilisées en intrant dans les modèles de prévision des aléas (chap. 6, 7 et 8), une évaluation de la justesse des prévisions est également nécessaire. Les coefficients de détermination (R^2), les indicateurs de dispersion, les écarts et les erreurs de prévision du HRDPS 24h et 48h ont été calculés pour évaluer la qualité d'ajustement des prévisions sur les données mesurées à la station de CapMad pour l'année 2019-2020. La moitié de l'écart interquartile (IQR) et l'écart-type représentent des indicateurs pertinents pour estimer l'incertitude de prévision considérant qu'ils correspondent tous les deux à des mesures de dispersion (Bland et Altman 1996, Dekking et al. 2005). L'IQR indique la différence entre le 1er et le 3^{e} percentile des écarts entre deux séries de données (Upton et Cook 1996). Il doit être utilisé avec prudence étant donné qu'il considère uniquement 50% de la distribution. Les modèles de prévision sont généralement performants sur ces données centrales et c'est habituellement sur les extrêmes restants que l'écart se creuse. Ainsi, l'incertitude aura tendance à être sous-estimée. Au contraire, environ 95% des données sont situées à plus ou moins deux écarts-types. Cet indicateur aura donc tendance à surestimer les incertitudes. Enfin, l'erreur moyenne absolue (EMA) est l'indicateur de dispersion généralement recommandé pour calculer l'erreur de prévision des séries temporelles (Hyndman et Koehler 2006, Hyndman et Athanasopoulos 2018). Selon Willmott et Matsuura (2005, 2006), il s'agit de la mesure d'erreur la plus naturelle et non ambiguë. Elle se résume à la somme des écarts absolus divisée par le nombre d'observations.

Tableau 2. Liste des variables, des stations de référence et des stations adaptées à l'échelle d'analyse des mouvements de versant utilisées pour évaluer l'effet de la variabilité spatiale des conditions météorologiques.

Variables	Station de référence	Stations	Période
Tmoy	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv, MSP_Pp, ANP_Pv	Avril 2018 à mai 2020
		ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Tmin	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv, MSP_Pp, ANP_Pv	Avril 2018 à mai 2020
		ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Tmax	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv, MSP_Pp, ANP_Pv	Avril 2018 à mai 2020
		ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Tsurf_moy	**CapMad**	GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
Tsurf_min	**CapMad**	GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
Tsurf_max	**CapMad**	GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
Pluie	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv, MSP_Pp, ANP_Pv	Avril 2018 à mai 2020
Neige	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv	Avril 2018 à mai 2020
Vit.vent_moy	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv	Avril 2018 à mai 2020
		ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Vit.vent_max	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv	Avril 2018 à mai 2020
		ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Dir.vent_max_x	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv	Avril 2018 à mai 2020
		GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Dir.vent_max_y	**CapMad**	MSP_Xc, MSP_Xv	Avril 2018 à mai 2020
		GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Ray.inc_moy	**MSP_Xc**	ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019
Ray.inc_max	**MSP_Xc**	ANP_Rs, GMO_Rs, MAR_Rs, CAR_Rs	Avril 2018 à mai 2020
		MAE_Nc, ANP_Nv	Décembre 2018 à avril 2019

3. Résultats et discussion

3.1 Homogénéité des données de la station CapMad et qualité d'ajustement des données de réanalyse du CERA20C

La figure 7 permet de constater la concordance des relevés de température aux deux emplacements des stations météorologiques à Cap-Madeleine entre 1993 et 1994. La régression linéaire démontre aussi la forte homogénéité entre les séries de données avec une pente de 1,03, une ordonnée à l'origine de 0,14 et un $R^2 > 0.98$. Un examen visuel des séries de température mesurées à la station de CapMad et des données de réanalyse du CERA20C ne permet pas d'observer de discordance majeure (Fig. 7 et 8). La qualité de l'ajustement des données de réanalyse sur la température de l'air mesurée à la station de CapMad entre 1939 et 2010 est excellente avec un R^2 de 0,94 (Fig. 8b). Les résultats indiquent donc qu'il existe une très grande homogénéité dans les mesures de la température entre les deux emplacements des stations de Cap-Madeleine et les données de réanalyse du CERA20C.

Les précipitations sont quant à elles contraintes à une plus grande variabilité spatiale. Elles affichent une moins bonne concordance entre les deux sites avec une pente de 0,47, une ordonnée à l'origine de 3,2 et un R^2 de 0.45 (Fig. 8). Sur la période d'analyse, cinq événements de précipitation ont été enregistrés à la station automatique (CapMad) alors qu'ils n'ont pas été relevés à la station manuelle située à l'embouchure de la rivière Madeleine. Pour les autres relevés, il y a une minoration de la quantité totale de précipitation relevée à la station CapMad_86-94 par rapport à la station CapMad, mais la chronologie des événements concorde. La position actuelle de la station sur la pointe du phare est un peu plus exposée au vent. Il est probable que l'appareillage pour mesurer les précipitations avant 1994 n'était pas muni d'un abri paravent. Par conséquent, les précipitations, surtout solides, peuvent être sous-estimées lorsque les événements sont accompagnés de forts vents (Nitu et Wong, 2010). Pour contrer et mieux appréhender cette grande variabilité spatiale, il est d'usage d'utiliser un réseau très dense de précipitomètres à partir desquels les données seront interpolées (Goovaerts, 2000; Ly et al., 2013). Un tel réseau a été déployé pour soutenir une étude de l'effet de la variabilité spatiale des pluies sur le déclenchement des aléas hydrogéomorphologiques (chap. 9). L'inhomogénéité observée n'entrainera aucun biais pour le développement des modèles de prévision des chutes de pierre (chap. 6) et des avalanches de neige (chap. 8) puisque ces derniers ont été développés sur les jeux de données historiques d'interventions du MTMQ de 1999-2020 et 2004-2020 respectivement. En ce qui concerne les données utilisées pour entraîner les modèles de chutes de blocs de glace (chap. 8), les 7 premières années (1987 à 1993) proviennent de la station météorologique qui se trouvait à l'embouchure de la rivière (CapMad_86-94). Ce biais devra être considéré dans l'analyse des résultats si des variables explicatives associées aux données de précipitations s'avèrent être significatives et retenues pour prédire l'occurrence des chutes de blocs de glace.

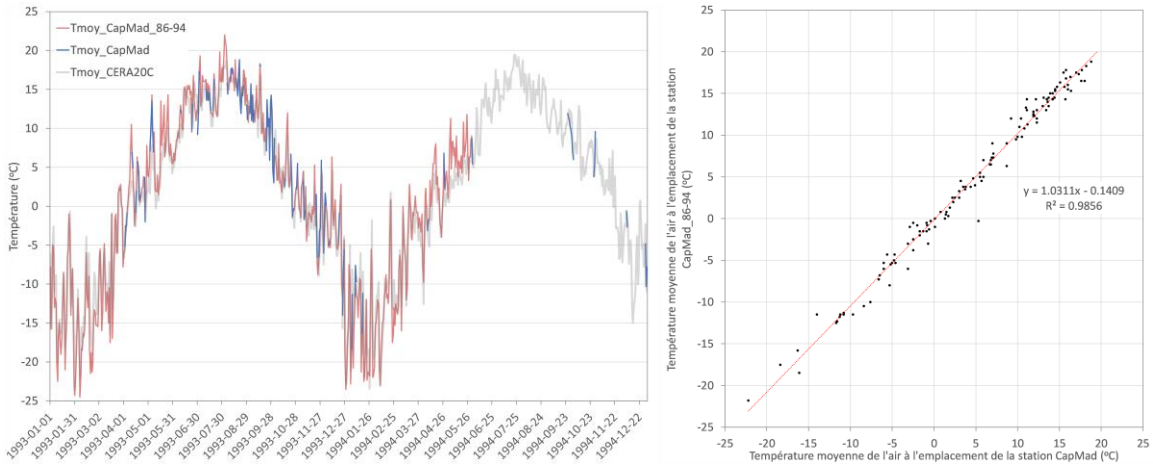


Figure 7. Comparaison des températures quotidiennes moyennes de l'air mesurée à la station météorologique CapMad et CapMad_86-94 entre 1993 et 1994.

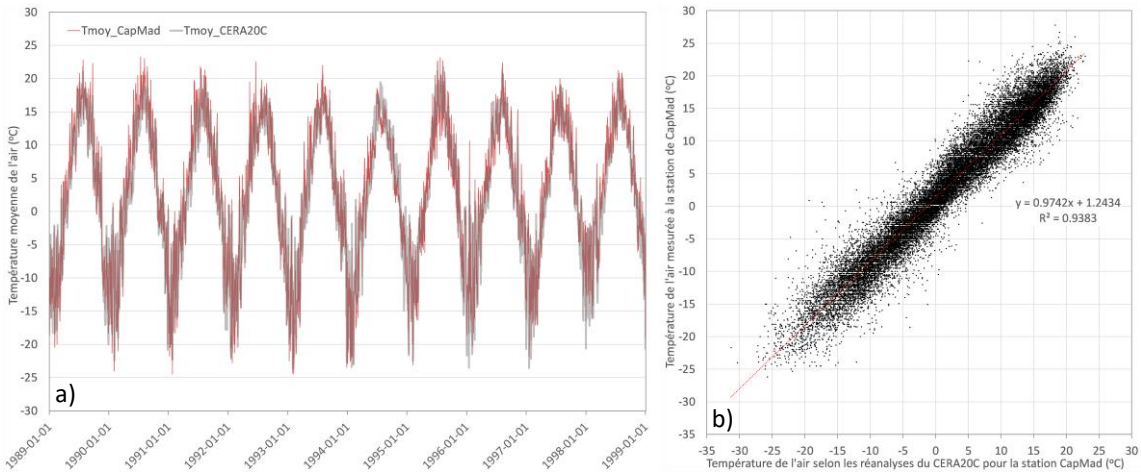


Figure 8. Comparaison de la température quotidienne moyenne à la station de CapMad et selon les réanalyses du CERA20C entre 1989 et 1999 (a) et entre 1939 et 2010 (b).

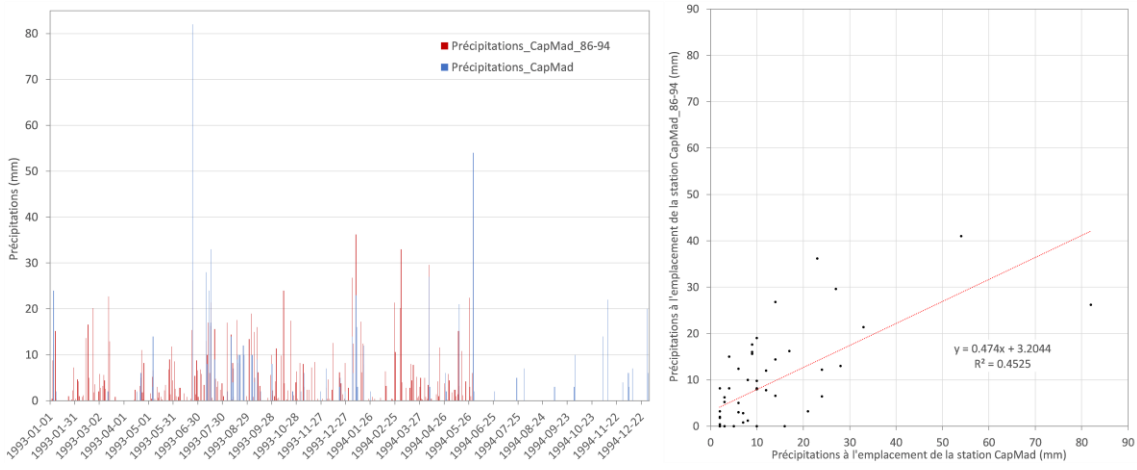


Figure 9. Comparaison des précipitations quotidiennes totales mesurées à la station météorologique CapMad et CapMad_86-94 entre 1993 et 1994.

3.2 Représentativité des données de la station CapMad à l'échelle régionale

3.2.1 Température de l'air

De manière générale, la température de l'air mesurée à la station de CapMad est représentative de la température mesurée dans les divers contextes microclimatiques présents sur le territoire à l'étude. La corrélation (CCF) entre les jeux de données est forte (Fig. 10). Une légère tendance à la baisse des CCF est observable avec la distance (MSP_Xv, MSP_Xc, MAR_Rs, CAR_Rs) et avec l'altitude de la station MSP_Pp. Aucune station n'affiche de décalage significatif par rapport aux températures mesurées à la station de CapMad (Fig. 10). La qualité d'ajustement est également excellente avec des R^2 entre 0.88 et 0.99 (Tab. 3). Malgré cette bonne représentativité des données, quelques différences notables ressortent avec les données de température mesurées aux stations situées sur les plateaux (MSP_Pp) et dans les fonds de vallée (MSP_Xv et ANP_Pv). Les températures quotidiennes moyennes (Fig. 11a) et minimales (Fig. 11b) à 520 m sur le plateau du Mont-Saint-Pierre (MSP_Pp) sont généralement plus froides que celles mesurées le long de la côte à Cap-Madeleine sauf lors de rare exception associée à des inversions de température. Les températures maximales (Fig. 11c) concordent davantage. Les grandes surfaces de terre autour de la station sur les plateaux assurent un transfert convectif suffisant pour hausser la température de l'air durant le jour alors que la présence d'une masse d'eau froide à proximité de la station de CapMad limite la hausse de la température. Les écarts de température sont également réduits à la station de CapMad par rapport aux températures enregistrées dans les fonds de vallée (ANP_Pv, MSP, Xc). La température minimale y est généralement plus fraiche durant la nuit et la température maximale atteinte durant le jour est plus élevée que sur la côte (Fig. 12).

Enfin, la variabilité spatiale de la température de l'air à l'échelle du nord de la Gaspésie est principalement dépendante de la différence d'altitude entre deux endroits. Étant donné que la majeure partie des pentes propices aux mouvements de versant se trouve le long de l'estuaire du Saint-Laurent (route 132) ou à relativement basse altitude dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (route 198), les températures de l'air mesurées à Cap-Madeleine demeurent représentatives pour l'ensemble du territoire.

Tableau 3. Paramètres statistiques des modèles linéaires utilisés pour évaluer la qualité d'ajustement des données quotidiennes de température moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) de l'air à la station de CapMad sur celles mesurées aux autres stations.

Variables	Stations	R^2	pente	ordonnée à l'origine
Tmoy	MSP_Xc	0.99	1.03	**0.53**
	MSP_Xv	0.98	1.06	0.09
	MSP_Pp	0.98	1.15	**-2.54**
	ANP_Pv	0.98	1.08	-0.35
	ANP_Rs	0.99	1.11	-0.11
	GMO_Rs	0.99	1.05	-0.01
	MAR_Rs	0.98	1.02	0.16
	CAR_Rs	0.99	1.09	0.21
	MAE_Nc	0.97	1.00	0.18
	ANP_Nv	0.97	1.05	0.07
Tmin	MSP_Xc	0.98	0.99	**0.90**
	MSP_Xv	0.97	1.03	**-0.68**
	MSP_Pp	0.96	1.10	**-2.36**
	ANP_Pv	0.97	1.04	**-1.00**
	ANP_Rs	0.98	1.07	0.26
	GMO_Rs	0.97	1.01	**0.85**
	MAR_Rs	0.97	1.00	**0.93**
	CAR_Rs	0.97	1.05	0.19
	MAE_Nc	0.90	0.93	0.40
	ANP_Nv	0.96	1.03	0.08
Tmax	MSP_Xc	0.96	1.00	**0.83**
	MSP_Xv	0.96	1.05	**1.46**
	MSP_Pp	0.95	1.16	**-1.74**
	ANP_Pv	0.97	1.08	**0.59**
	ANP_Rs	0.96	1.10	0.42
	GMO_Rs	0.97	1.03	0.04
	MAR_Rs	0.95	0.98	0.19
	CAR_Rs	0.96	1.05	**0.91**
	MAE_Nc	0.88	0.93	0.02
	ANP_Nv	0.90	1.00	0.44

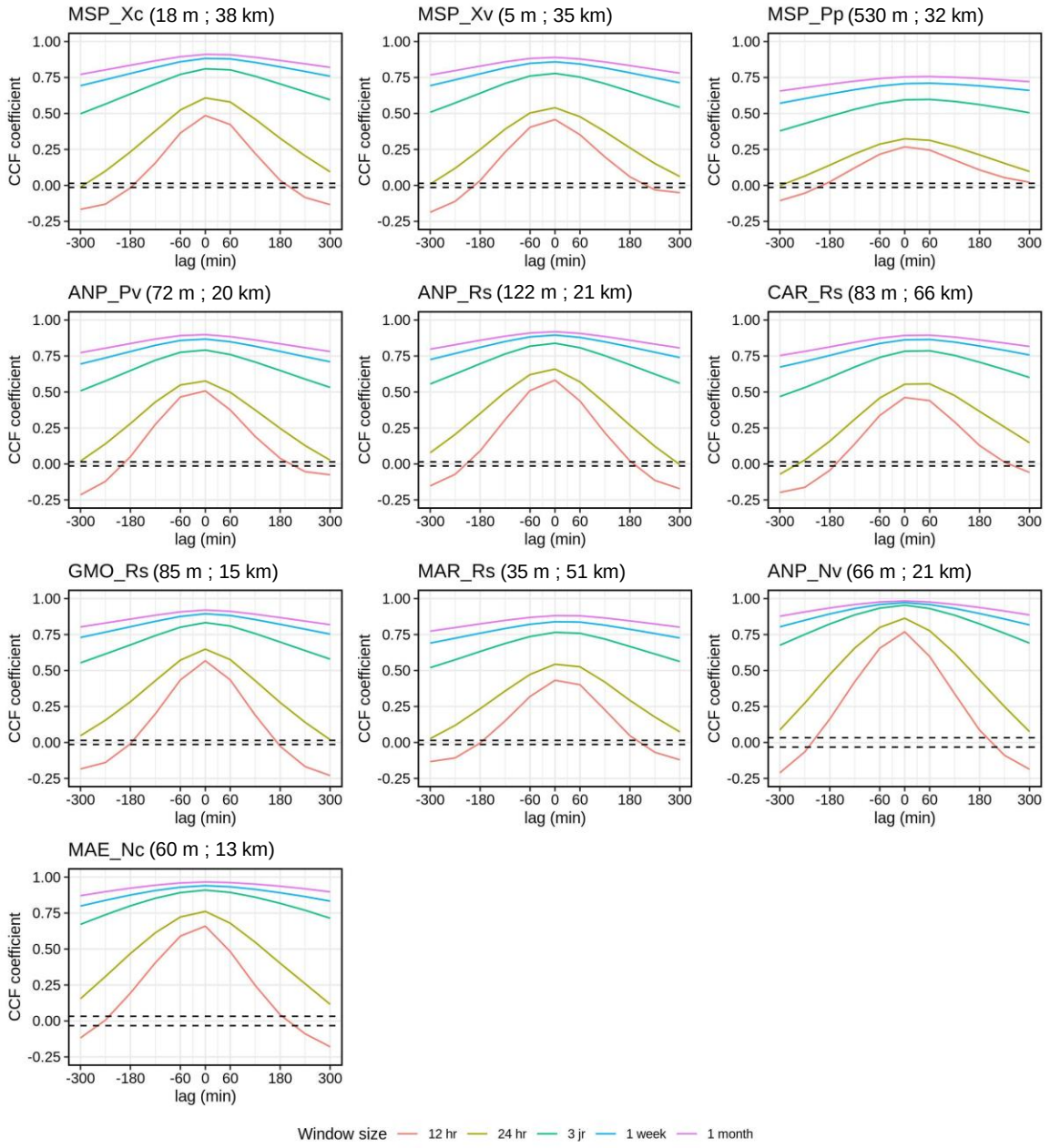


Figure 10. Corrélation croisée (CCF) entre les températures horaires de l'air à la station de CapMad et celles des autres stations. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison. L'altitude de la station et la distance à la station de CapMad sont inscrites entre parenthèses.

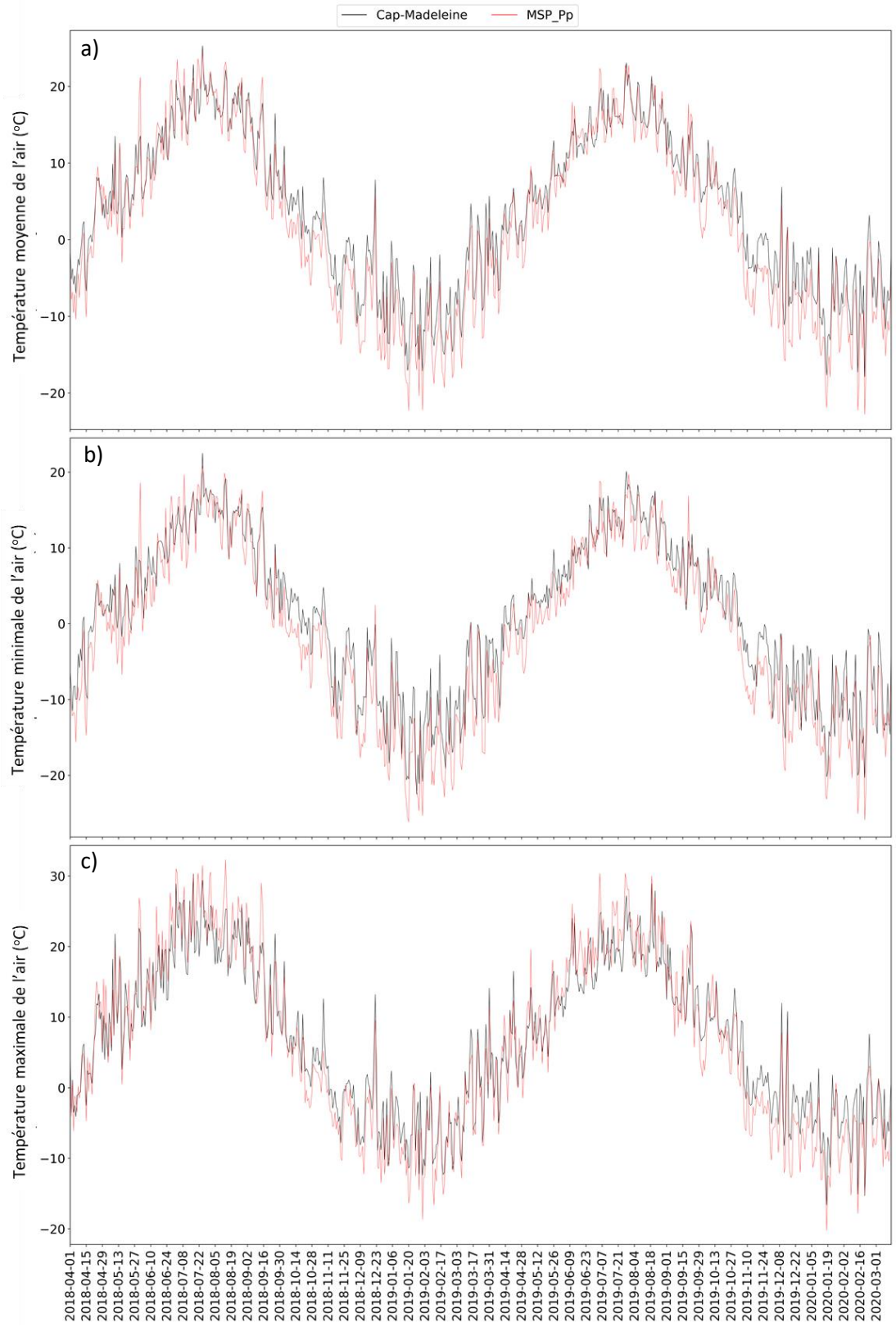


Figure 11. Température moyenne (a), minimale (b) et maximale (c) de l'air à la station de CapMad et à la station MSP_Pp entre avril 2018 et mars 2020.

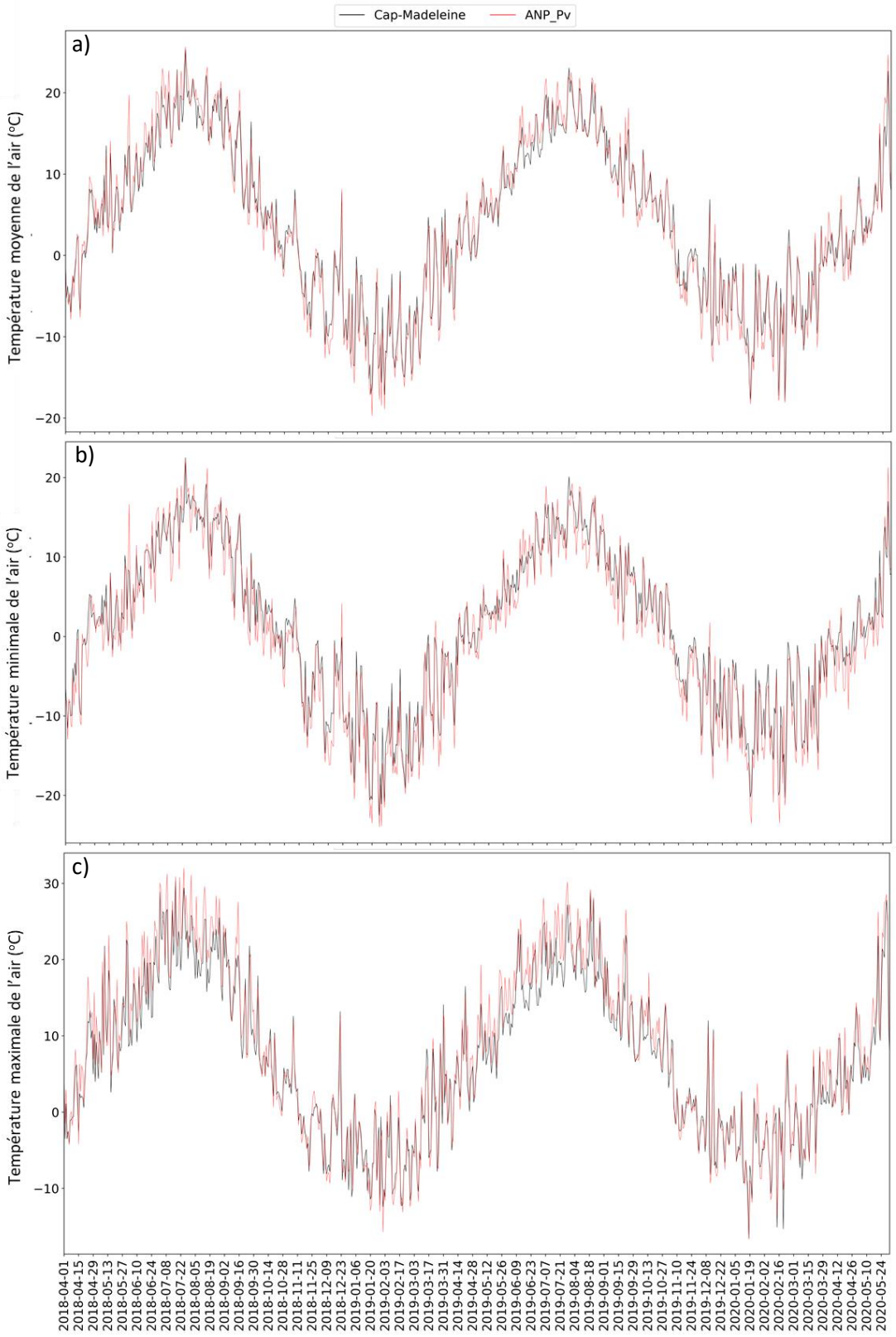


Figure 12. Température moyenne (a), minimale (b) et maximale (c) de l'air à la station de CapMad et à la station ANP_Pv entre avril 2018 et mai 2020.

3.2.2 Température de surface

Les températures de l'air à la station de CapMad ont été comparées aux températures de surface des parois rocheuses MAR_Rs, GMO_Rs et CAR_Rs. Les températures moyennes et maximales à la surface des parois exposées au nord (GMO_Rs et MAR_Rs) sont similaires aux températures moyennes et maximales de l'air à la station de CapMad (tab. 4, Fig. 13 et 14). L'émission de chaleur par les parois durant la nuit maintient une température minimale à la surface des parois plus élevée (> 2°C) que celle de l'air (tab. 4, Fig. 14). Cette dissipation d'énergie entraine également une réduction des écarts de température à la surface des parois par rapport aux écarts quotidiens de la température de l'air. La température maximale est également atteinte plus tard en journée avec une exposition limitée et très tardive des parois exposées au nord au rayonnement solaire (Fig. 13). La température de surface de la paroi CAR_Rs est constamment supérieure (3,4 à 5,4°C) à celle de l'air à CapMad (Fig. 15). Cette différence s'explique aisément par l'exposition au rayonnement solaire de cette paroi faisant face au sud. Malgré cela, la qualité d'ajustement de la température de l'air (R^2) demeure supérieure à 0.9 pour les températures moyennes et minimales et supérieure à 0.8 pour la température maximale. Par conséquent, la température de l'air à CapMad demeure un proxy pertinent et représentatif de la température de surface des parois rocheuses sur l'ensemble du territoire. Au besoin, les valeurs peuvent être ajustées (tab. 4) pour être plus représentatives de la température de surface des parois exposées au sud.

Tableau 4. Paramètres statistiques des modèles linéaires utilisés pour évaluer la qualité d'ajustement des données de température de l'air de la station de CapMad pour décrire la température de surface (Tsurf) des parois rocheuses.

Variables	Stations	R^2	pente	ordonnée à l'origine
Tsurf_moy	GMO_Rs	0.96	0.96	0.48
	MAR_Rs	0.96	0.96	**0.58**
	CAR_Rs	0.94	1.09	**3.54**
Tsurf_min	GMO_Rs	0.95	0.94	**2.15**
	MAR_Rs	0.95	0.94	**2.27**
	CAR_Rs	0.96	1.02	**3.41**
Tsurf_max	GMO_Rs	0.93	0.96	-0.21
	MAR_Rs	0.92	0.91	**-0.50**
	CAR_Rs	0.83	1.07	**5.36**

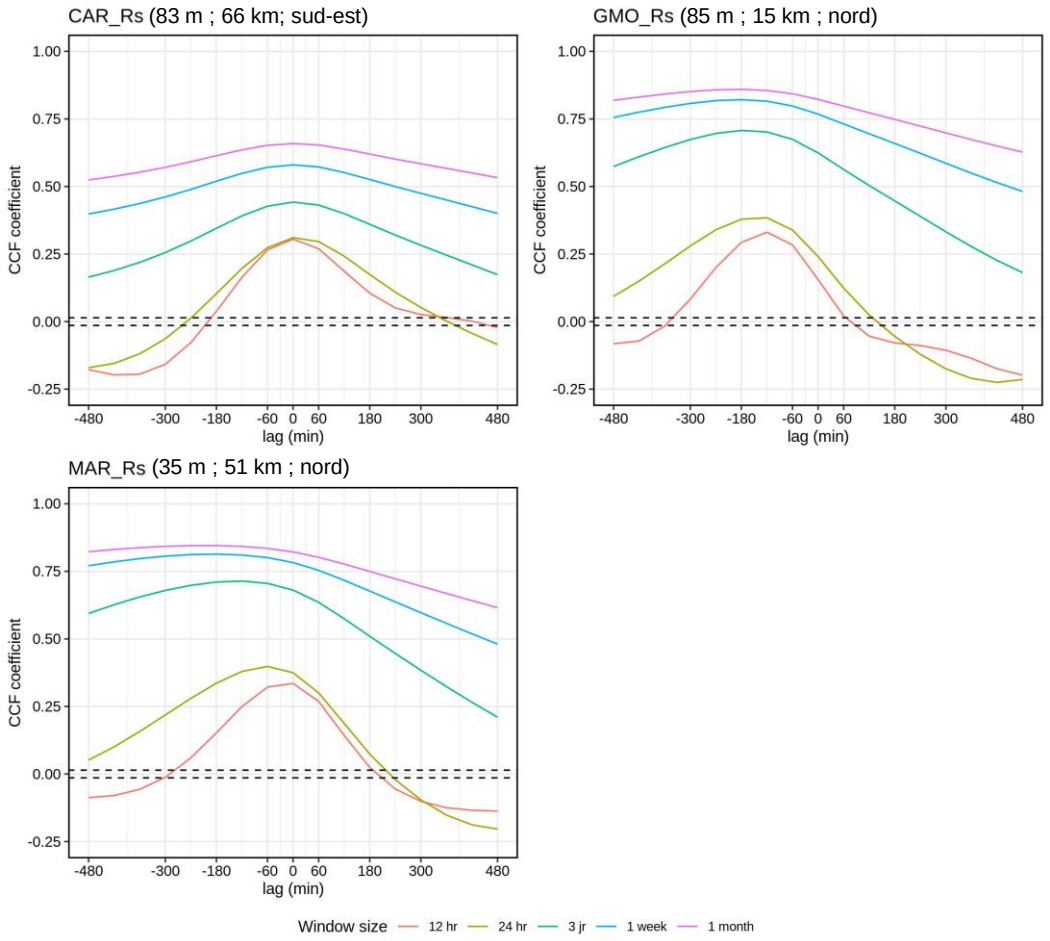


Figure 13. Corrélation croisée (CCF) entre les températures horaires de l'air à la station de CapMad et les températures mesurées à la surface des parois rocheuses CAR_Rs, GMO_Rs et MAR_Rs. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison. L'altitude de la station, la distance linéaire à la station de CapMad et l'exposition de la paroi rocheuse sont inscrites entre parenthèses.

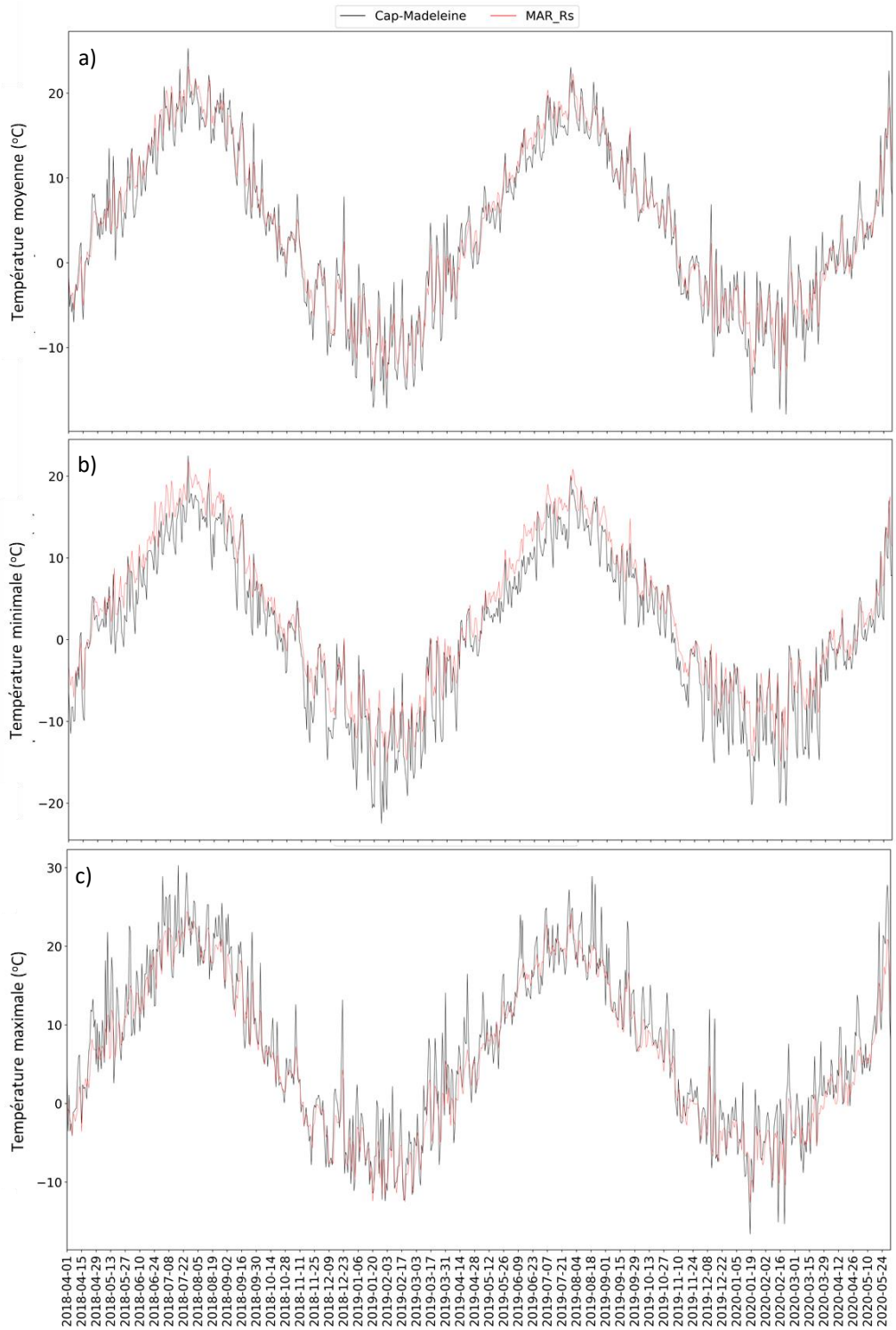


Figure 14. Température moyenne (a), minimale (b) et maximale (c) de l'air à la station de CapMad et température de surface de la roche à la station MAR_Rs entre avril 2018 et mai 2020.

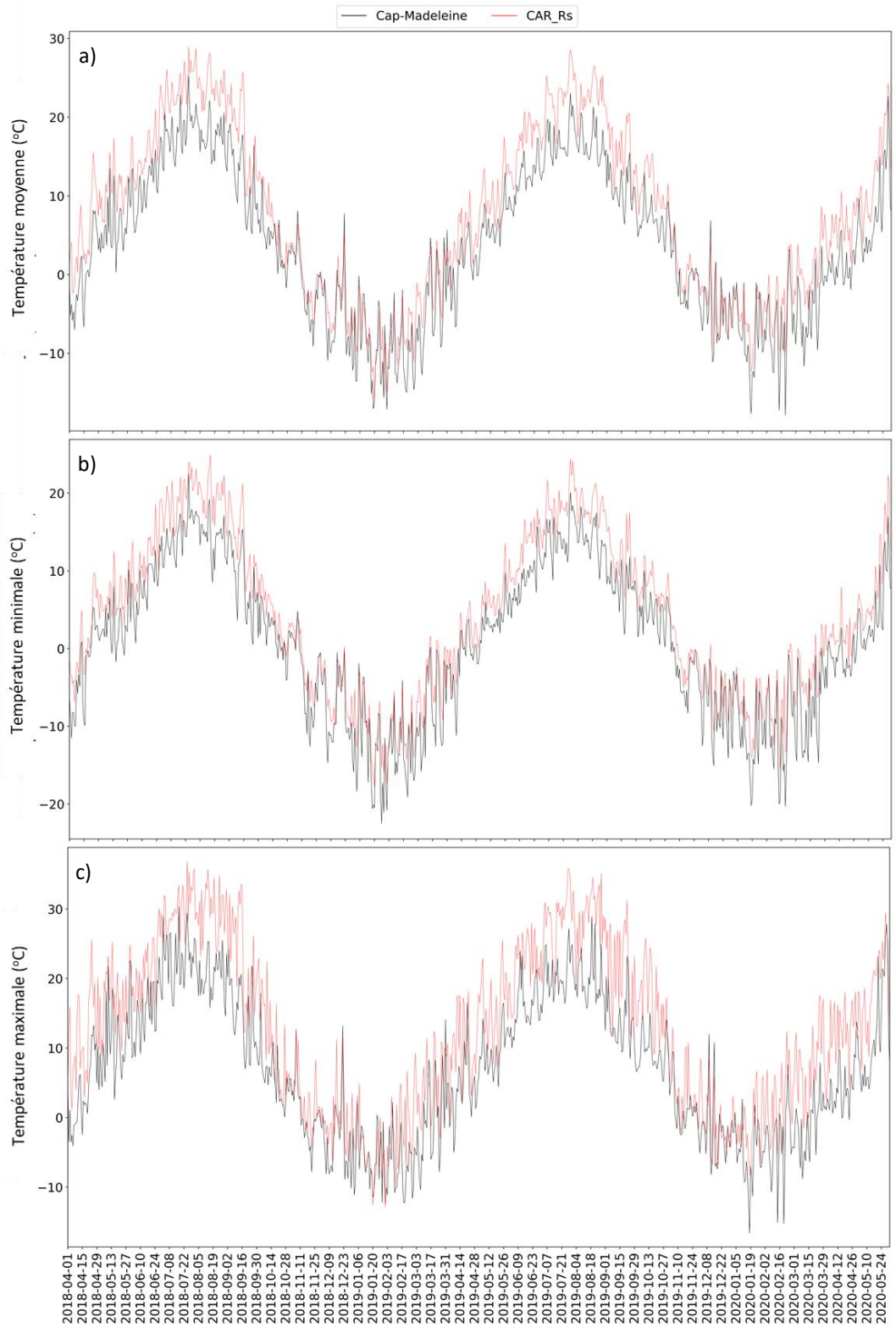


Figure 15. Température moyenne (a), minimale (b) et maximale (c) de l'air à la station de CapMad et température de surface de la roche à la station CAR_Rs entre avril 2018 et mai 2020.

3.2.2 Précipitation

Les paramètres statistiques des modèles linéaires et les résultats des analyses de corrélation croisée (CCF) indiquent que la variabilité spatiale des précipitations est plus hétérogène sur le territoire (Tab. 5 et Fig. 16). Les pluies mesurées sur la côte à CapMad et à la station MSP_Xc sont plus comparables avec un R^2 près de 0,5, une pente du modèle linéaire de 0,95 et un CCF supérieur à 0,5. À l'échelle horaire, les pluies surviennent généralement une heure plus tôt à la station de MSP_Xc qu'à celle de CapMad (Fig. 16). Une tendance qui peut être attribuée à la trajectoire ouest-est des dépressions dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord (Lutgens et Tarbuck, 2007). Cette tendance ne ressort pas avec les données de la station dans la vallée de Mont-Saint-Pierre (MSP_Xv) et avec les données de neige en hiver. La faible qualité d'ajustement des données de précipitations de la station de CapMad sur celles des stations situées sur la côte à l'ouest de Mont-Saint-Pierre (MSP_Xc) ou dans la vallée de Mont-Saint-Pierre (MSP_Xv) ne signifie pas nécessairement qu'elles sont non-représentative à l'échelle régionale. La chronologie (ou l'occurrence) des précipitations à l'échelle quotidienne est synchrone (Fig. 17). Ce sont les quantités totales de pluie ou de neige reçues au sol qui sont variables à l'échelle du territoire. Ainsi, les précipitations mesurées à la station de CapMad demeurent un proxy pertinent pour soutenir le développement de modèles de prévision des aléas de versant sur les routes du nord de la Gaspésie (chap. 6, 7, 8). Cependant, une analyse plus poussée de la variabilité spatiale des pluies a été réalisée pour soutenir le développement d'un seuil d'intensité-durée des pluies torrentielles responsables de l'occurrence des aléas hydrogéomorphologiques (chap. 9). Les résultats du projet de maîtrise de Meloche (2019) ont également permis d'expliquer les effets de la variabilité spatiale des précipitations solides sur l'hétérogénéité des propriétés du manteau neigeux à l'échelle d'étude des avalanches sur les versants côtiers le long de la route 132 et sur les versants propices aux avalanches de neige le long de la route 198 dans la vallée de L'Anse-Pleureuse.

Tableau 5. Paramètres statistiques des modèles linéaires utilisés pour évaluer la qualité d'ajustement des données quotidiennes de précipitation à la station de CapMad sur les celles des autres stations.

Variables	Stations	R^2	pente	ordonnée à l'origine
Pluie	MSP_Xc	0.48	0.95	0.54
	MSP_Xv	0.43	0.64	0.57
Neige	MSP_Xc	0.42	0.62	0.24
	MSP_Xv	0.45	0.76	0.18

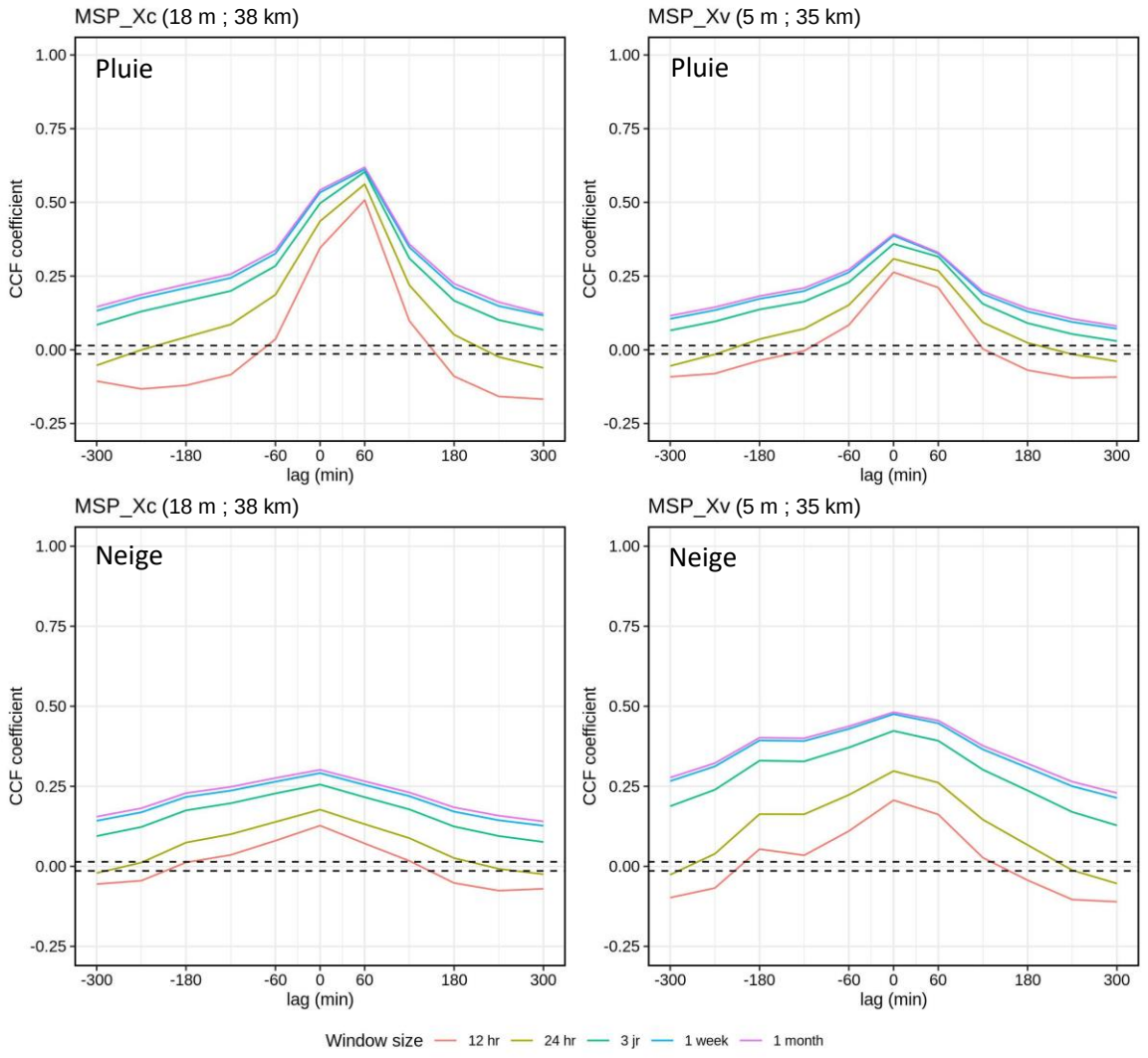


Figure 16. Corrélation croisée (CCF) entre les précipitations horaires liquides (pluie) et solides (neige) à la station de CapMad et celles des stations MSP_Xc et MSP_Xv. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison. L'altitude de la station et la distance à la station de CapMad sont inscrites entre parenthèses.

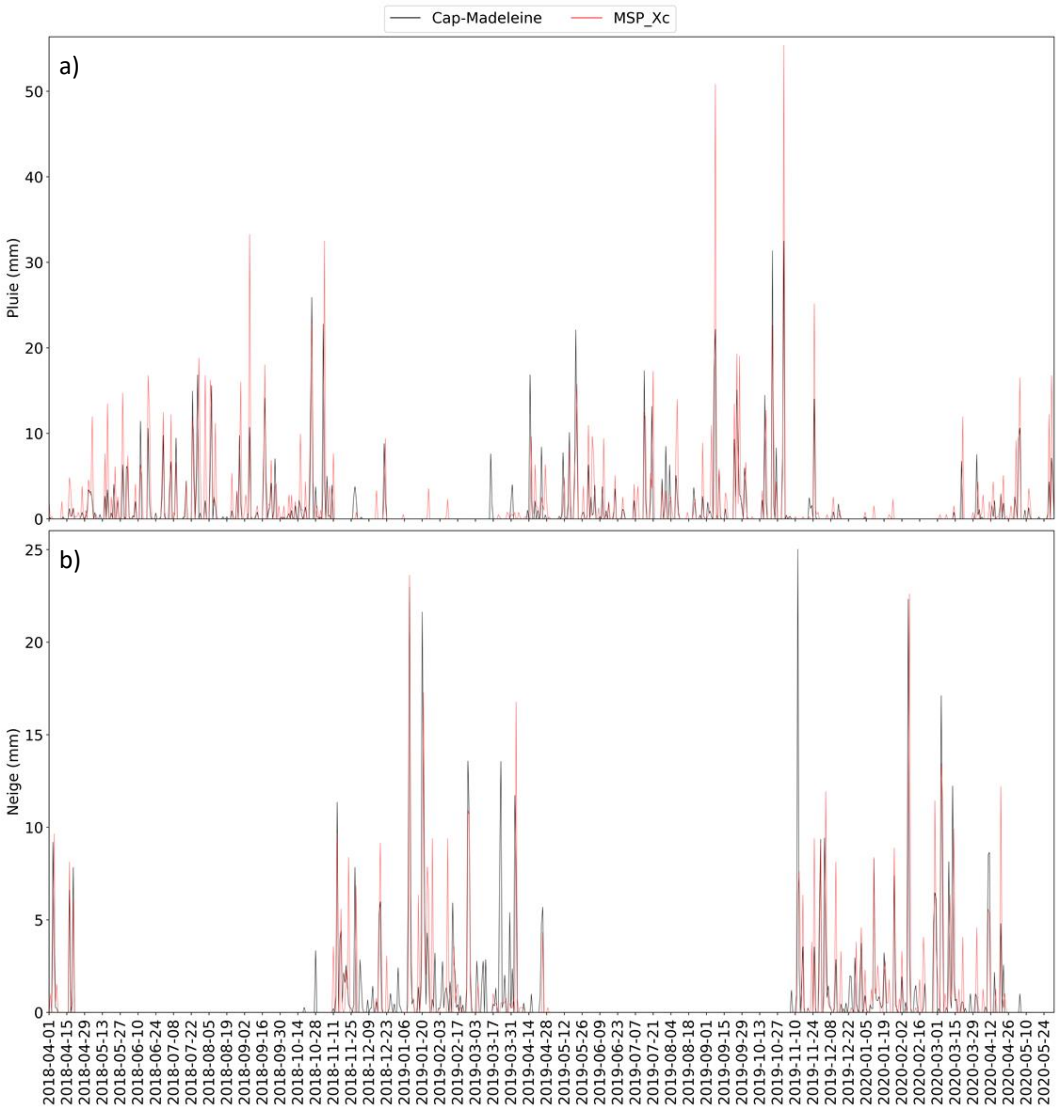


Figure 17. Précipitation liquide (a) et solide (b) à la station de CapMad et à la station MSP_Xc entre avril 2018 et mai 2020.

3.2.3 Vitesse et direction du vent

Les paramètres statistiques (R^2 et CCF) indiquent que les vitesses moyennes du vent à la station CapMad concordent mieux avec celles des stations côtières (MSP_Xc) et celles sur les parois rocheuses d'exposition nord situé à proximité (GMO_Rs) qu'avec celles des stations situées en fond de vallées (MSP_Xv), celles sur les parois rocheuses plus éloignées (ANP_Rs, MAR_Rs et CAR_Rs) et celles sur les versants propices aux avalanches (MAE_Nc et ANP_Nv). Les figures 21 et 22 démontrent bien qu'à l'exception de MSP_Xc qui se trouve elle aussi sur un site plat en bordure de l'estuaire, toutes les stations ont des vitesses de vent largement inférieures à celles de CapMad. Ces résultats démontrent aussi que la vitesse des vents est généralement plus perturbée sur les versants avalancheux (ANP_Nv) et dans les fonds de vallée (MSP_Xv) que sur les parois rocheuses (ANP_Rs). La présence d'arbres sur les versants et dans les fonds de vallée est un facteur qui réduit considérablement la vitesse du vent, davantage que la microtopographie des parois rocheuses. Mais, c'est plutôt l'orientation et l'exposition des versants et des parois rocheuses aux vents dominants de l'ouest qui contrôlent la vitesse et la direction des vents (tab. 6, Fig. 19 à 24). Par exemple, les stations situées le long de l'estuaire (MSP_Xc, GMO_Rs, MAR_Rs) ont une composante x (ouest-est) des vents qui concorde davantage avec les enregistrements à la station de CapMad. La station en paroi CAR_Rs est orientée face au sud-est ce qui réduit nettement la vitesse des vents dominants de l'ouest enregistrée à la station. De la même manière, les vents du sud (composante y ou nord-sud) n'affectent pas les parois rocheuses orientées au nord. La physiographie et l'orientation générale des vallées sont également des facteurs majeurs contribuant à l'atténuation et la redirection des vents. On le constate aisément en examinant la vitesse et la fréquence des vents à la station située dans le fond de la vallée de Mont-Saint-Pierre (MSP_Xv) ou celle située sur le versant le long de la route 198 dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (ANP_Nv) (Fig. 21 et 23).

Cette redistribution de la direction des vents par la topographie n'est pas un facteur limitatif pour le développement de modèles de prévision statistique des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace. Les transferts de chaleur par convection responsable du dégel des parois ou de la fonte des glaces sur les parois rocheuses sont davantage dépendants de la température de l'air et de la vitesse des vents (chap. 5 et 10; Gauthier et al., 2013, 2015a, 2015b). Ainsi, la vitesse des vents mesurée à la station de CapMad pourrait s'avérer un proxy pertinent et suffisamment représentatif pour soutenir le développement de modèles de prévision des chutes de pierres et de blocs de glace sur les routes du nord de la Gaspésie (chap. 6, 7). Cependant, la vitesse et la direction des vents et la présence d'obstacles (topographie, présence d'arbre) ont des impacts significatifs sur les lieux et la quantité totale de neige accumulée ou transportée sur les versants (Meloche, 2019). Ces interactions devront être considérées avant de pouvoir utiliser la vitesse et la direction du vent comme proxy pour expliquer l'occurrence des avalanches de neige (chap. 8).

Tableau 6. Paramètres statistiques des modèles linéaires utilisés pour évaluer la qualité d'ajustement des données quotidiennes de vitesse et de direction du vent de la station de CapMad sur celles mesurées aux autres stations.

Variables	Stations	R^2	pente	ordonnée à l'origine
Vit.vent_moy	MSP_Xc	0.57	0.87	-1.99
	MSP_Xv	0.50	0.14	-1.09
	GMO_Rs	0.56	0.86	-6.82
	MAR_Rs	0.42	0.18	-1.33
	ANP_Rs	0.51	0.96	-6.40
	CAR_Rs	0.14	0.16	1.28
	MAE_Nc	0.44	0.33	-0.15
	ANP_Nv	0.03	-0.07	8.18
Vit.vent_max	MSP_Xc	0.31	0.61	7.77
	MSP_Xv	0.35	0.18	-0.83
	GMO_Rs	0.29	0.63	-0.37
	MAR_Rs	0.20	0.18	0.07
	ANP_Rs	0.20	0.58	6.20
	CAR_Rs	0.12	0.23	3.64
	MAE_Nc	0.14	0.17	6.74
	ANP_Nv	0.00	-0.01	12.28
Dir.vent_max_x	MSP_Xc	0.42	0.69	-0.30
	MSP_Xv	0.16	-0.33	0.22
	GMO_Rs	0.33	0.60	-0.43
	MAR_Rs	0.36	0.77	-0.06
	ANP_Rs		bris girouette	
	CAR_Rs	0.27	0.60	-0.06
	MAE_Nc	0.26	0.33	-0.57
	ANP_Nv	0.25	0.42	-0.02
Dir.vent_max_y	MSP_Xc	0.03	0.10	-0.12
	MSP_Xv	0.08	0.31	0.02
	GMO_Rs	0.02	0.04	0.07
	MAR_Rs	0.00	0.02	0.11
	ANP_Rs		bris girouette	
	CAR_Rs	0.00	0.02	-0.26
	MAE_Nc	0.00	0.04	0.36
	ANP_Nv	0.10	0.37	0.17

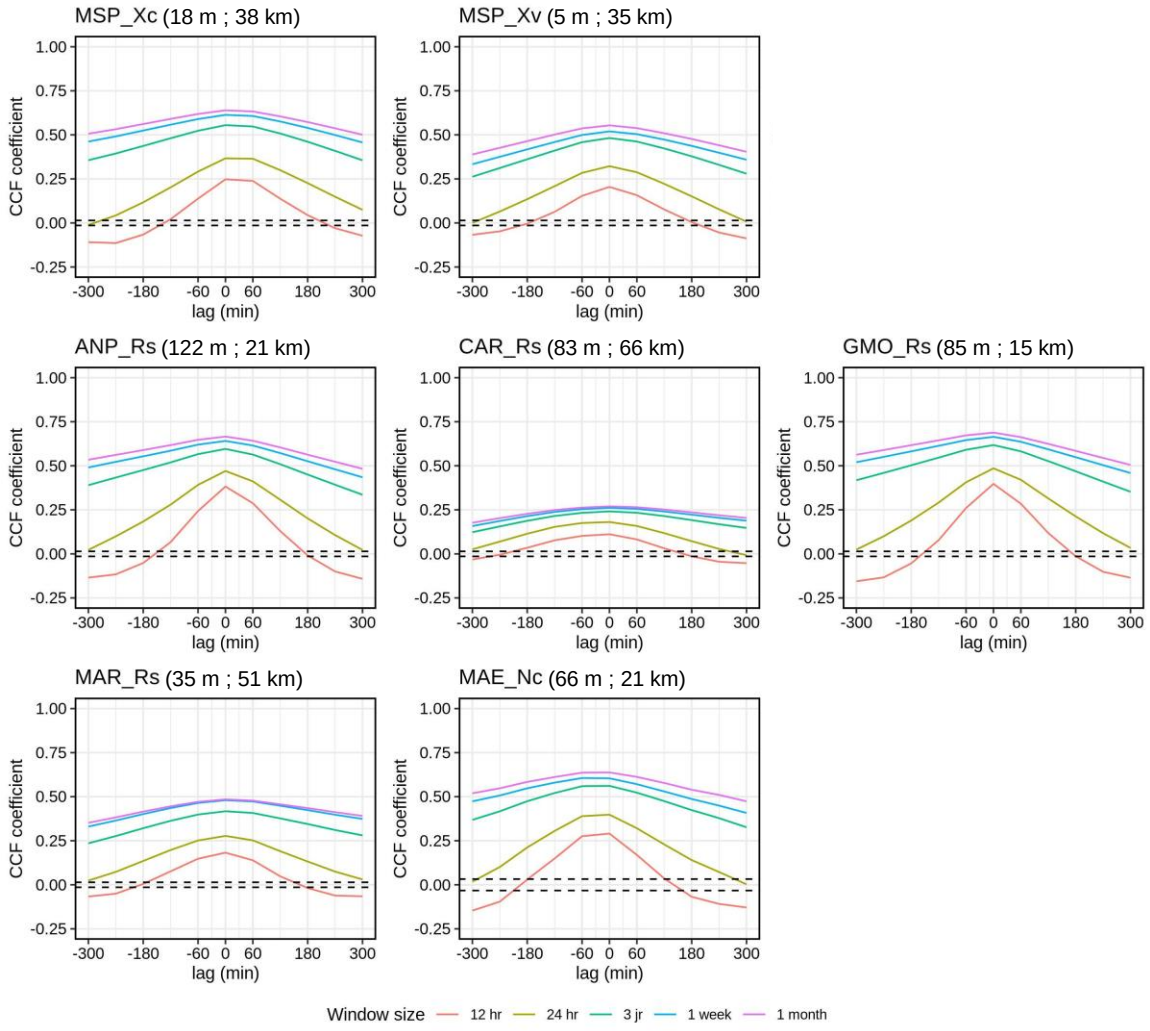


Figure 18. Corrélation croisée (CCF) entre les vitesses horaires moyennes du vent à la station de CapMad et celles des autres stations. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison. L'altitude de la station et la distance à la station de CapMad sont inscrites entre parenthèses.

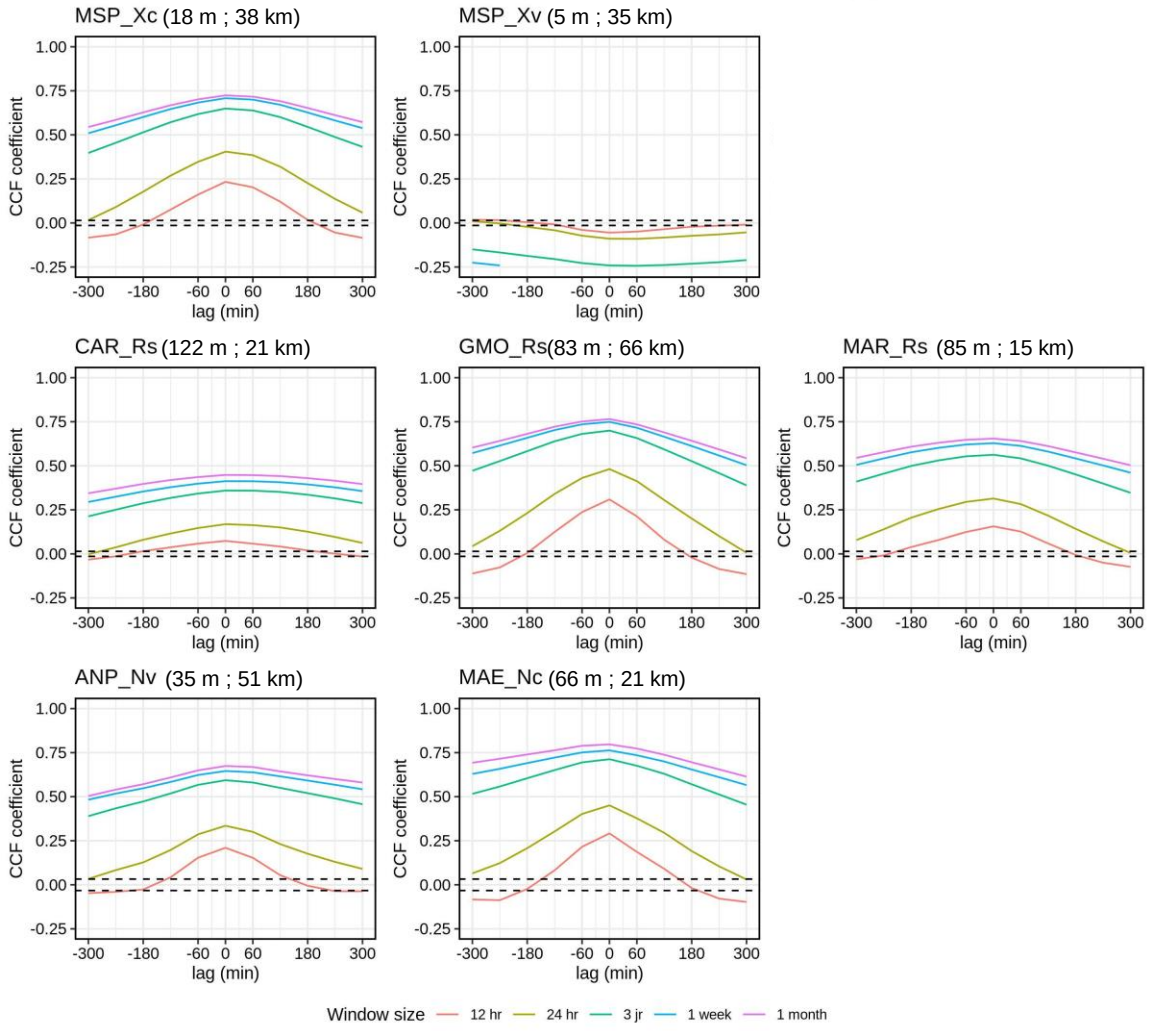


Figure 19. Corrélation croisée (CCF) entre les directions horaires moyennes du vent en x (est-ouest) à la station de CapMad et celles des autres stations. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison. L'altitude de la station et la distance à la station de CapMad sont inscrites entre parenthèses.

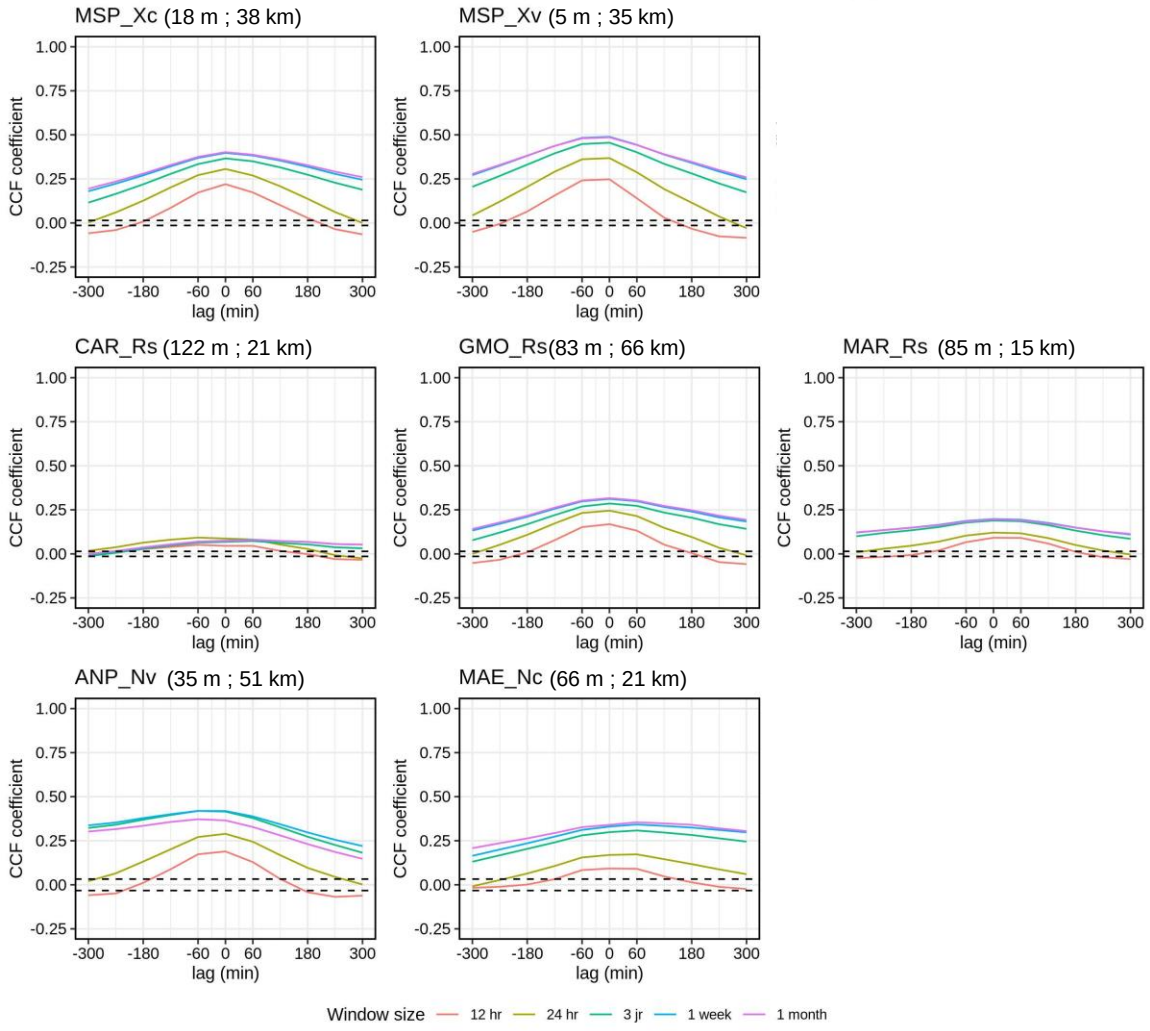


Figure 20. Corrélation croisée (CCF) entre les directions horaires moyennes du vent en y (nord-sud) à la station de CapMad et celles des autres stations. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison. L'altitude de la station et la distance à la station de CapMad sont inscrites entre parenthèses.

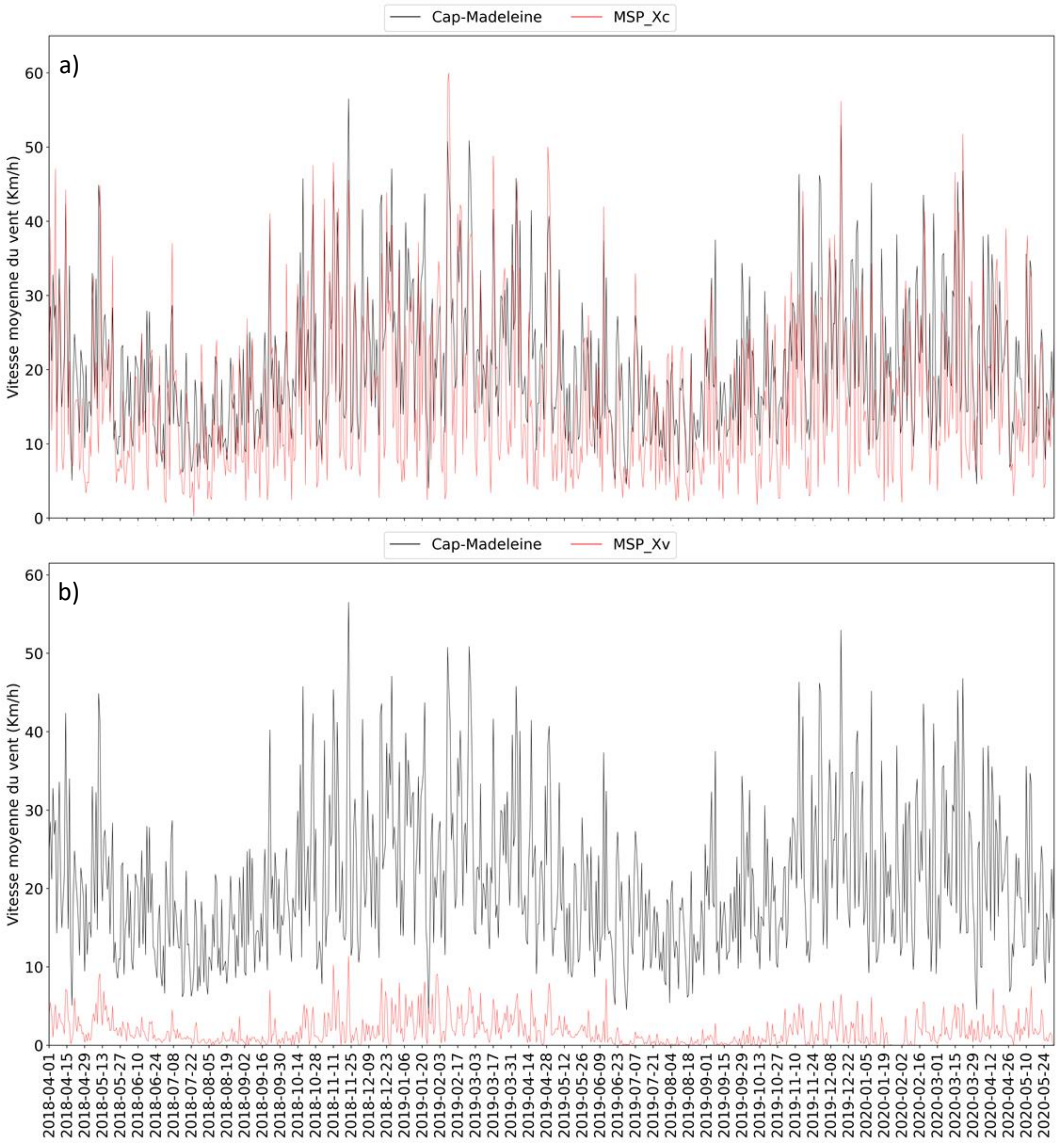


Figure 21. Vitesse moyenne du vent à la station de CapMad et aux stations MSP_Xc (a) et MSP_Xv (b) entre avril 2018 et mai 2020.

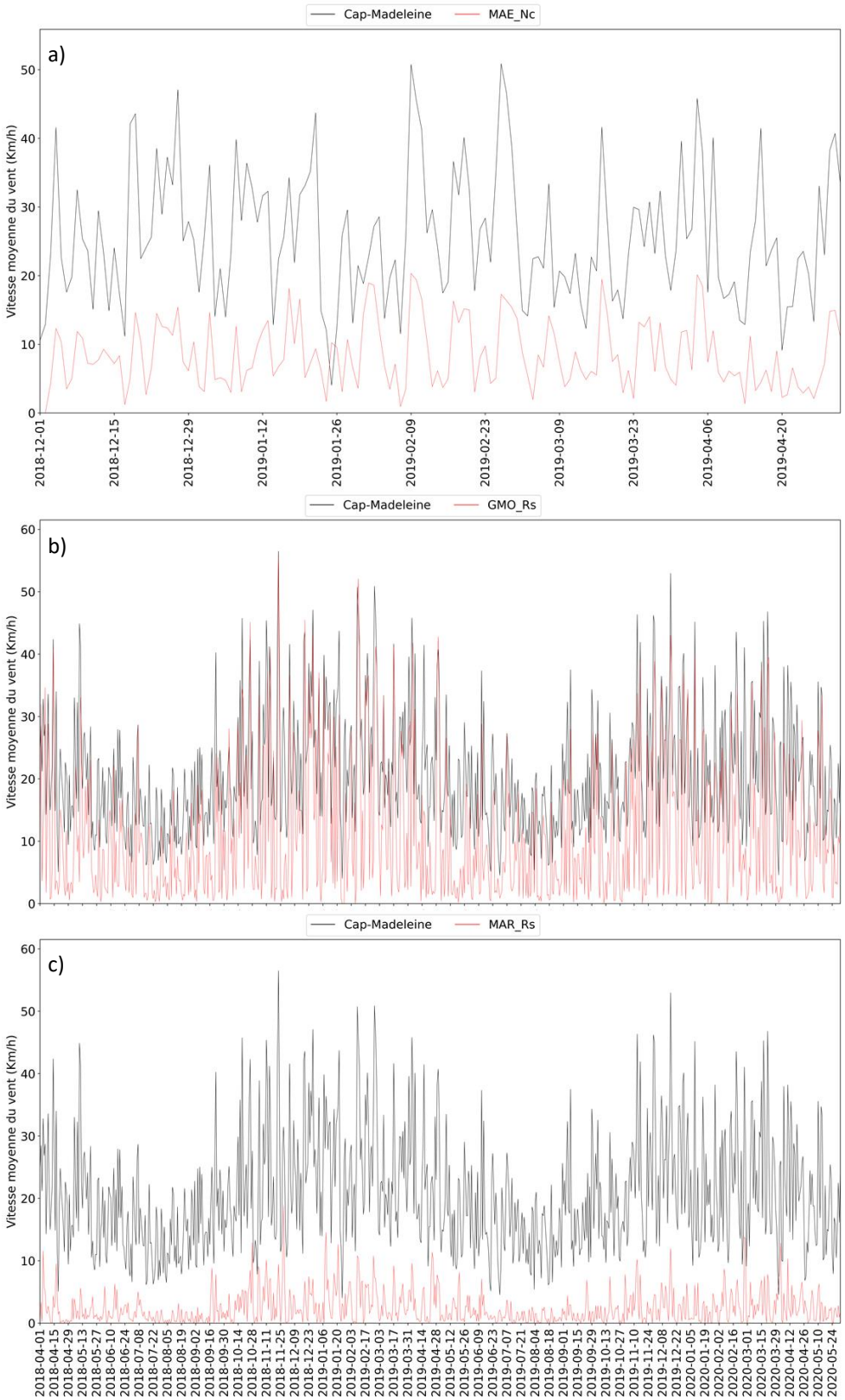


Figure 22. Vitesse moyenne du vent à la station de CapMad et à la station MAE_Nc (a) entre décembre 2018 et avril 2019 et aux stations GMO_Rs (b) et MAR_Rs (c) entre avril 2018 et mai 2020.

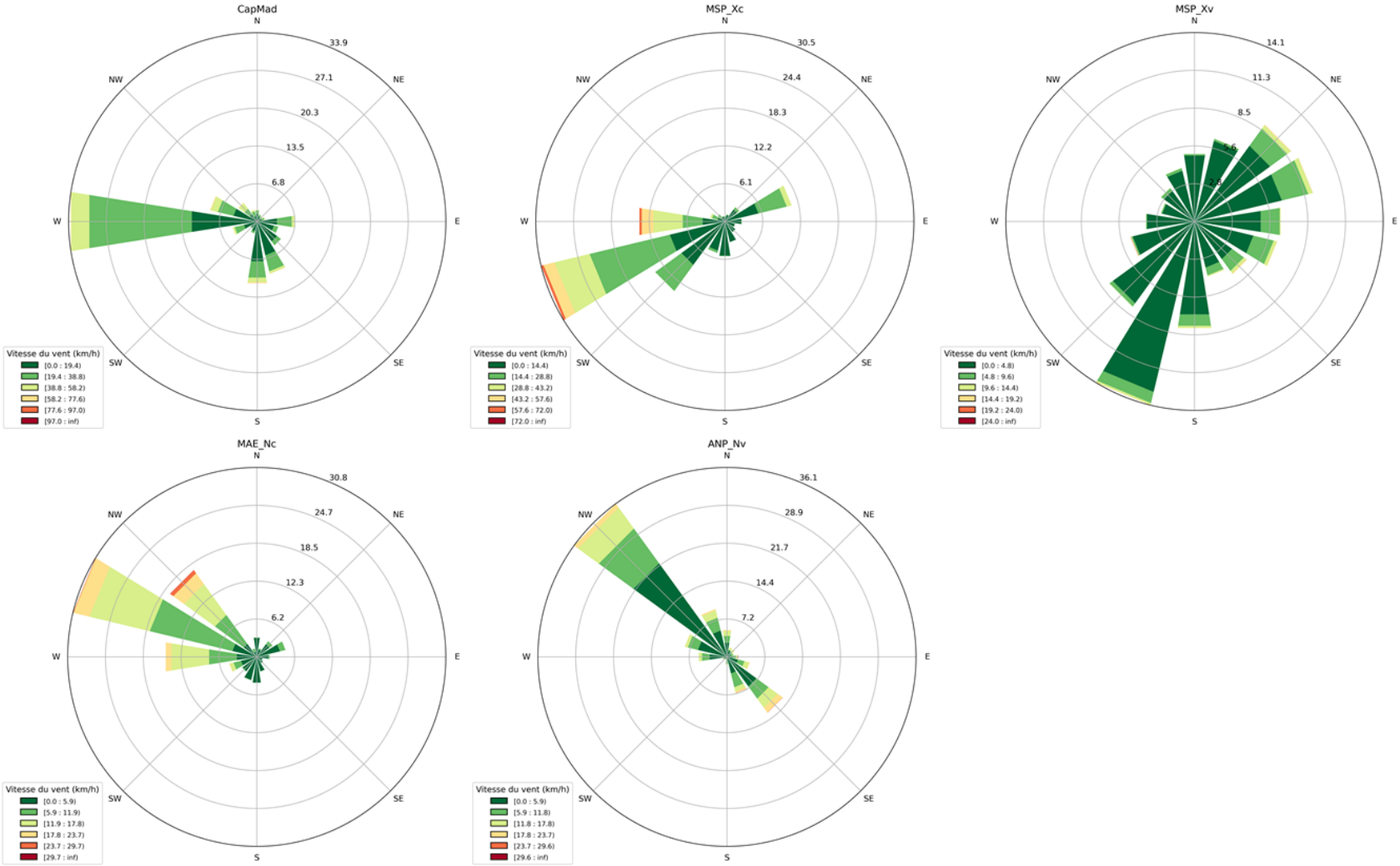


Figure 23. Roses des vents (diagramme de fréquence des vents horaires) aux stations de CapMad, MSP_Xc, MSP_Xv, MAE_Nc et ANP_Nv.

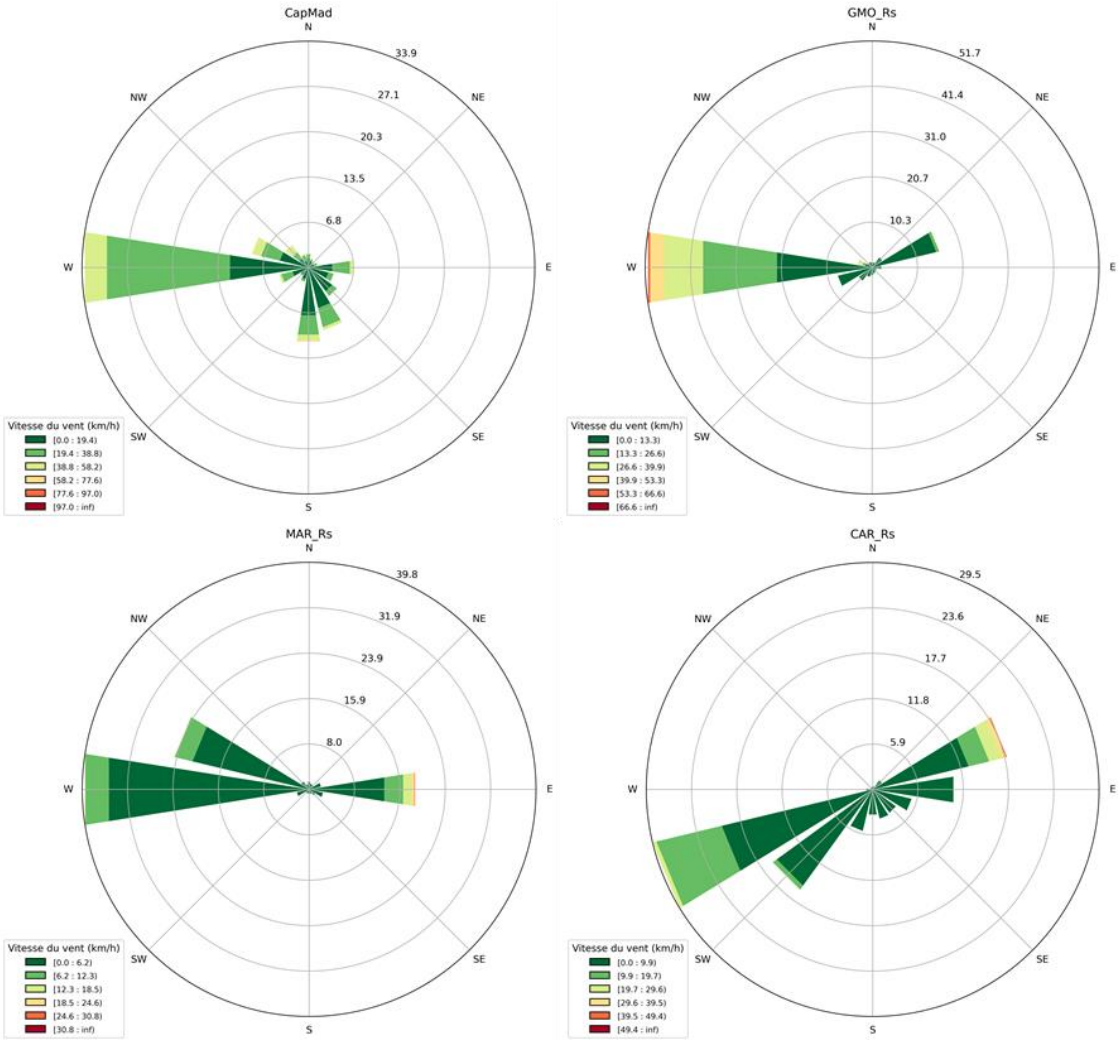


Figure 24. Roses des vents (diagramme de fréquence des vents horaires) aux stations de CapMad, GMO_Rs, MAR_Rs et CAR_Rs.

3.2.4 Rayonnement

Comme la station de CapMad n'est pas munie de pyranomètre pour mesurer l'intensité du rayonnement solaire, les données de la station MSP_Xc ont été utilisées comme références. Les caractéristiques du site de cette station s'apparentent à celle de la station de CapMad; soit une étendue plane en bordure de l'estuaire. L'intensité du rayonnement reçue sur une surface est étroitement dépendant de l'angle d'incidence du soleil, l'orientation et la pente du milieu exposé et la présence d'obstacles comme la couverture nuageuse ou de hauts versants de vallée. Le rayonnement mesuré à la station de référence (MSP_Xc) n'est pas très représentatif du rayonnement reçu sur les versants (MAE_Nc) et parois (GMO_Rs, MAR_Rs) exposés au nord (tab. 7, Fig. 25, 26 et 27). Le pic d'intensité, normalement à midi sur une surface plane non ombragée par des obstacles (MSP_Xc), est décalé d'une heure sur le site de la station MAE_Nc et de trois à quatre heures sur les parois GMO_Rs et MAR_Rs (Fig. 25). Cela implique une exposition occasionnelle directe au soleil en milieu et en fin d'après-midi sur les versants et paroi nord le long de la route 132. En hiver, l'intensité du rayonnement est similaire, mais au printemps et en été l'intensité du rayonnement peut être divisée par 2 à 3 sur le versant MAE_Nc et par 4 à 5 sur les parois GMO_Rs et MAR_Rs (Fig. 26 et 27). Sur le versant exposé au sud dans la vallée de L'Anse-Pleureuse (ANP_Nv), la qualité d'ajustement et la CCF avec les données de MSP_Xc sont très bien et sans décalage (Tab. 7 et Fig. 25). Au printemps et en été, la quantité de radiation solaire reçue est comparable, mais elle est plus élevée en hiver sur le versant exposé au sud-ouest de la vallée de L'Anse-Pleureuse (Fig. 26). Les données de rayonnement des parois exposées au sud-ouest ANP_Rs et au sud-est CAR_Rs sont bien corrélées avec celles de la station en bordure de l'estuaire. Cette corrélation est trompeuse puisque la quantité totale d'énergie reçue en hiver est nettement plus élevée sur les parois exposées au soleil selon un angle d'incidence se rapprochant de 90^{o} (Fig. 27). Le phénomène s'inverse en été alors que le soleil atteint le point de culmination.

Le rayonnement solaire représente un paramètre crucial pour établir le régime thermique des parois rocheuses, quantifier la fonte des glaces sur les parois rocheuses ou modéliser le métamorphisme dans le manteau neigeux (Bartelt et Lehning, 2002; Gauthier et al., 2013, 2015a, 2015b; Lehning et al., 2002a, 2002b; Noetzli et al., 2017; Rode et al., 2016). Malheureusement, seules des données de réanalyse pour la période 1939-2010 sont disponibles pour le territoire à l'étude et ces dernières ne peuvent pas être validées en l'absence d'une instrumentation appropriée sur les stations du réseau national. De plus, les données récentes acquises par le réseau de stations présenté dans ce chapitre ne couvrent pas la période couverte par l'inventaire des mouvements de versant sur les routes 132 et 198 qui a été utilisé pour développer des modèles de prévision opérationnelle (chap. 6, 7 et 8). Ce paramètre ne pourra pas être utilisé comme proxy pour prédire l'occurrence des aléas de versant. Par contre, les données de rayonnement acquis dans le cadre du projet seront utilisées pour appuyer les études sur l'influence des conditions météorologiques sur le développement des instabilités rocheuses (chap. 3), l'occurrence des chutes de pierre (chap. 4) et la thermodynamique des parois rocheuses (chap. 5).

Tableau 7. Paramètres statistiques des modèles linéaires utilisés pour évaluer la qualité d'ajustement des données quotidiennes de rayonnement solaire incident de la station MSP_Xc sur celles mesurées aux autres stations.

Variables	Stations	R^2	pente	ordonnée à l'origine
Ray.inc_moy (MSP_Xc)	GMO_Rs	0.49	0.14	16.17
	MAR_Rs	0.59	0.19	15.73
	CAR_Rs	0.69	0.67	32.35
	ANP_Rs	0.63	0.64	41.11
	MAE_Nc	0.36	0.27	15.87
	ANP_Nv	0.81	0.85	15.99
Ray.inc_max (MSP_Xc)	GMO_Rs	0.45	0.21	40.55
	MAR_Rs	0.51	0.25	38.91
	CAR_Rs	0.47	0.75	185.25
	ANP_Rs	0.44	0.74	217.95
	MAE_Nc	0.40	0.34	54.94
	ANP_Nv	0.78	0.94	69.54

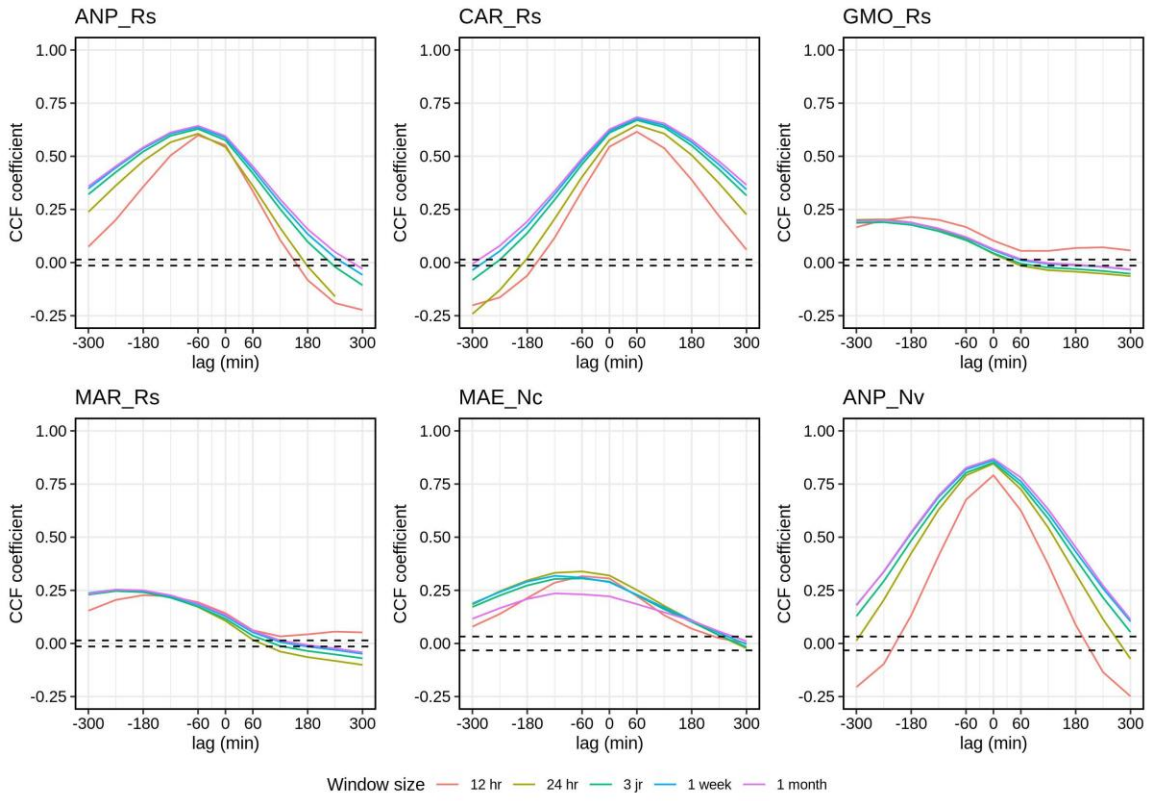


Figure 25. Corrélation croisée (CCF) entre les données horaires de rayonnement solaire moyen à la station de MSP_Xc et celles des autres stations. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Les décalages positifs indiquent que le phénomène s'est produit plus tard à CapMad qu'à la station de comparaison.

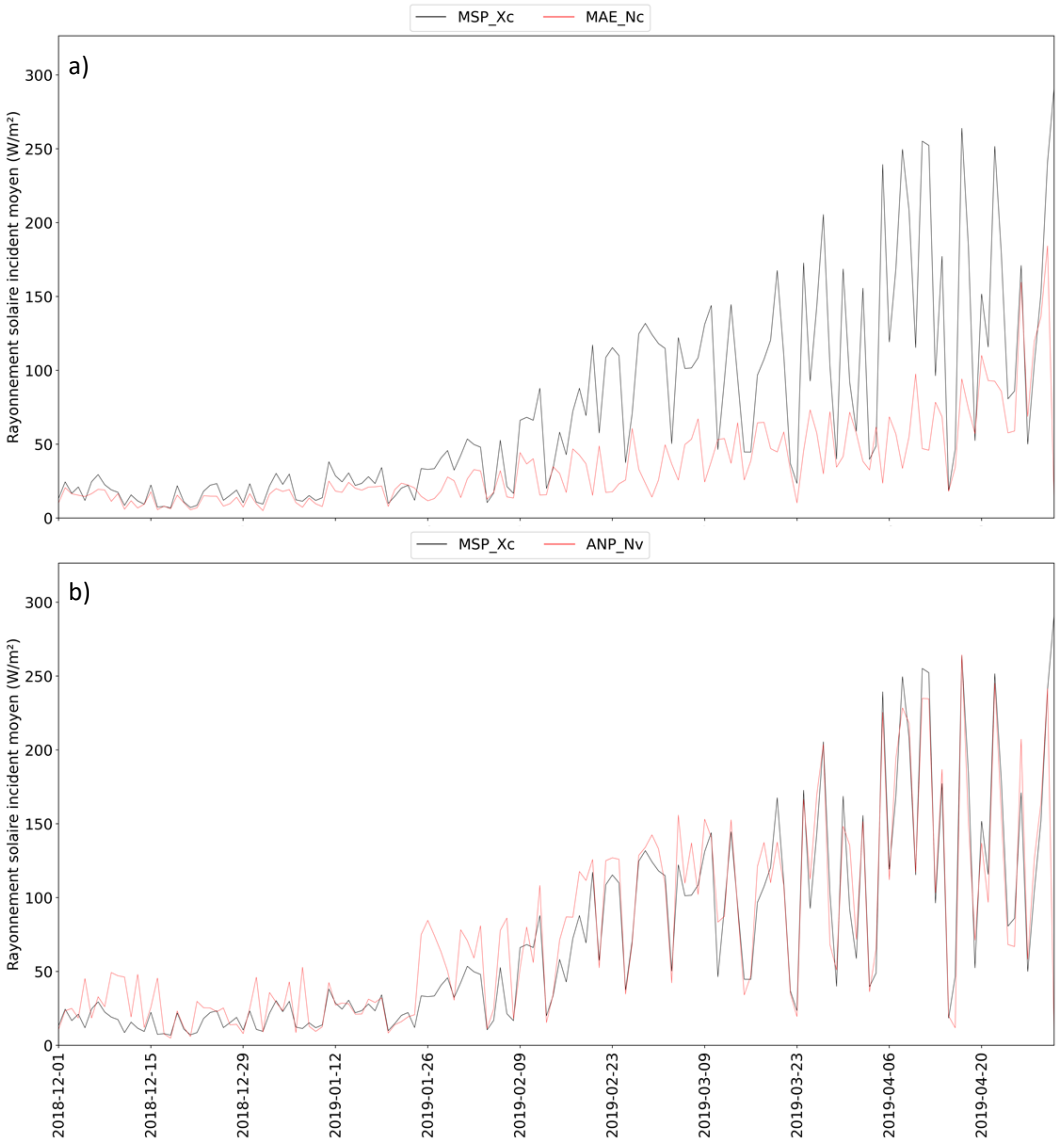


Figure 26. Rayonnement solaire incident moyen à la station de MSP_Xc et aux stations MAE_Nc (a) et ANP_Nv (b) entre décembre 2018 et avril 2019.

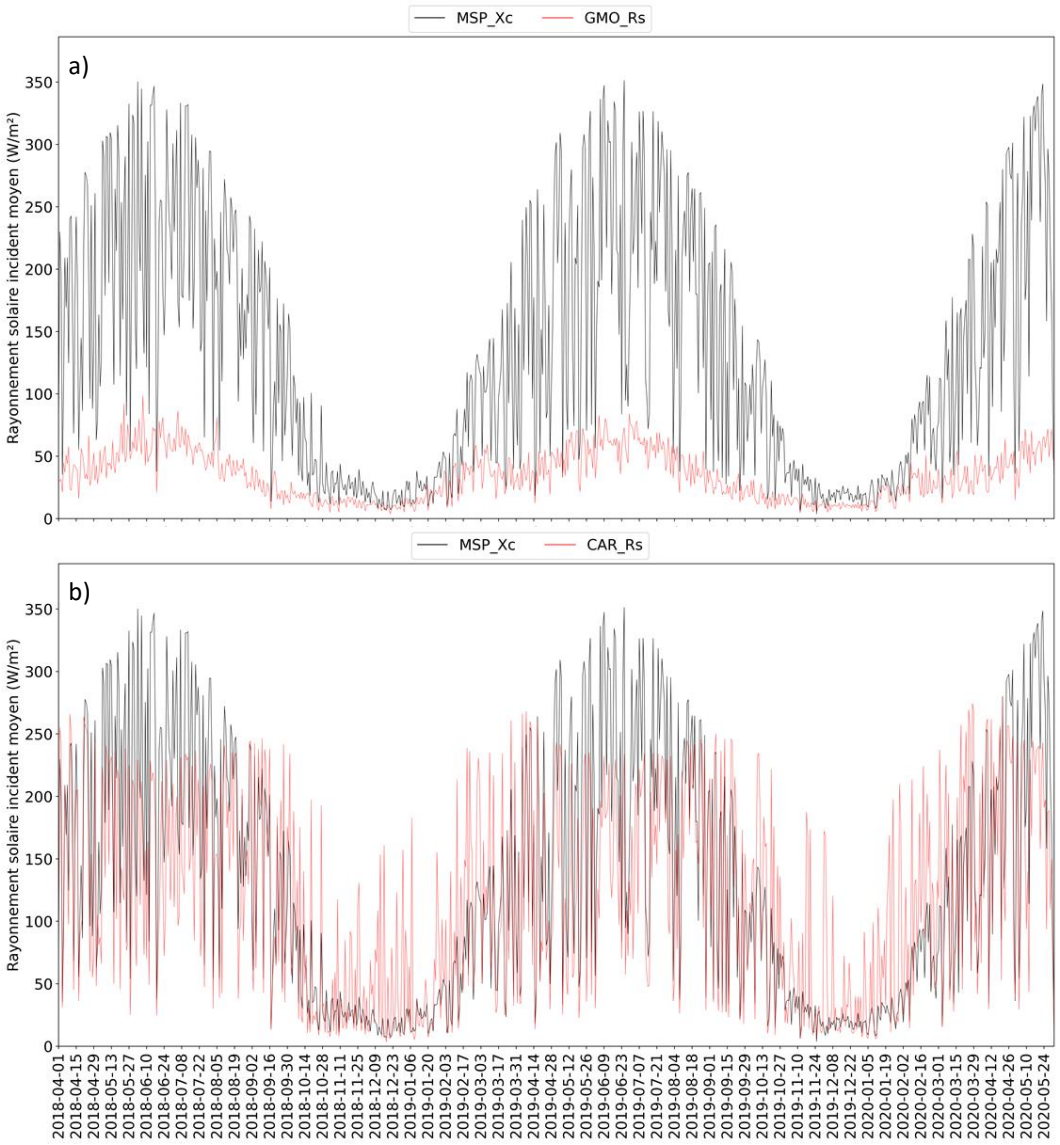


Figure 27. Rayonnement solaire incident moyen à la station de MSP_Xc et aux stations GMO_Rs (a) et CAR_Rs (b) entre avril 2018 et mai 2020.

3.3 Erreurs (incertitudes) des prévisions du HRDPS

Un examen visuel des températures et des précipitations laisse entrevoir une concordance souhaitable entre les données mesurées à la station de CapMad et les données de prévision du HRDPS sur 24 et 48 heures (Fig. 28). L'occurrence des précipitations semble concorder, mais des différences notables peuvent être observées sur la quantité totale des précipitations. De forts coefficients de corrélation ont été établis entre les données de températures de l'air (Tmoy, Tmin et Tmax) prédites et mesurées (Fig. 29). Les CCF sont plus élevés avec les données de prévision sur 24 heures et aucun décalage temporel n'est observé à l'échelle des données quotidiennes. Le CCF demeure supérieur à 80% pour les précipitations prédites sur 24 heures et de 75% pour les prévisions sur 48 heures. La qualité d'ajustement des prévisions de la température sur 24 et 48 heures est excellente (R^2 entre 0,96 et 0,99) (tab. 8). Le R^2 décline à 0,74 pour les prévisions des précipitations sur 24 heures et à 0,52 pour les prévisions sur 48 heures. L'écart médian entre les températures moyennes et minimales mesurées et les prévisions sur 24 et 48 heures est inférieures à 0,5ºC (tab. 8 et Fig. 30). L'écart médian s'élève à près de 0,9 et 1ºC pour les températures maximales prédites sur 24 et 48 heures respectivement. Les écarts médians entre les données de précipitations mesurées et prédites sont très faibles (tab. 8) malgré la plus grande dispersion des écarts autour de la médiane (Fig. 30). Le nombre élevé de journées sans ou avec très peu de précipitations (0-1 mm) resserre les écarts de prévision autour de 0. Dans ce cas, la variance ou l'écart-type demeure des indicateurs qui décrivent mieux la dispersion sur les écarts de précipitation. Enfin, l'erreur moyenne absolue (EMA), qui représente l'indicateur de dispersion le moins ambiguë et le plus recommandé pour calculer l'erreur de prévision sur des séries temporelles (Hyndman et Koehler 2006, Hyndman et Athanasopoulos 2018), renvoie des EMA de 0,91 et 1,07ºC pour les prévisions sur 24 et 48 heures de la température moyenne, une EMA d'environ 1,35ºC pour les températures minimales et maximales prédites sur 24 heures et une EMA d'environ 1,45ºC pour les températures maximales sur 48 heures. En considérant les prévisions de non-événement de précipitation, des EMA de 1,26 mm et 1,76 mm doivent être considérés pour les prévisions sur 24 et 48 heures.

À la lueur de ces résultats, il appert que les prévisions de la température de l'air du HRDPS sur 24 et 48 heures sont représentatives des données mesurées à la station de CapMad et que les erreurs sur les prévisions sont très faibles. Ces données pourront être utilisées en toute confiance pour calculer la probabilité d'occurrence des aléas de versant. Malgré des résultats d'analyse statistique inférieurs sur les précipitations prédites, les prévisions du HRDPS sont suffisamment fiables pour prédire l'occurrence ou non de précipitation à l'échelle quotidienne. C'est l'erreur sur la quantité totale de précipitation prédite qui est plus ambiguë et qui représente une source d'erreur non négligeable pour la prévision des aléas de versant sur les routes du nord de la Gaspésie. Comme l'incertitude sur la quantité de précipitation tend à diminuer avec le temps (Fig. 29 et tab. 8), les prévisions sur 48 heures serviront davantage pour avertir les effectifs que des conditions météorologiques favorables à l'occurrence d'un aléa de versant sont probables, tandis que les prévisions sur 24 heures serviront plutôt à préparer les effectifs à intervenir si le scénario météorologique se concrétise.

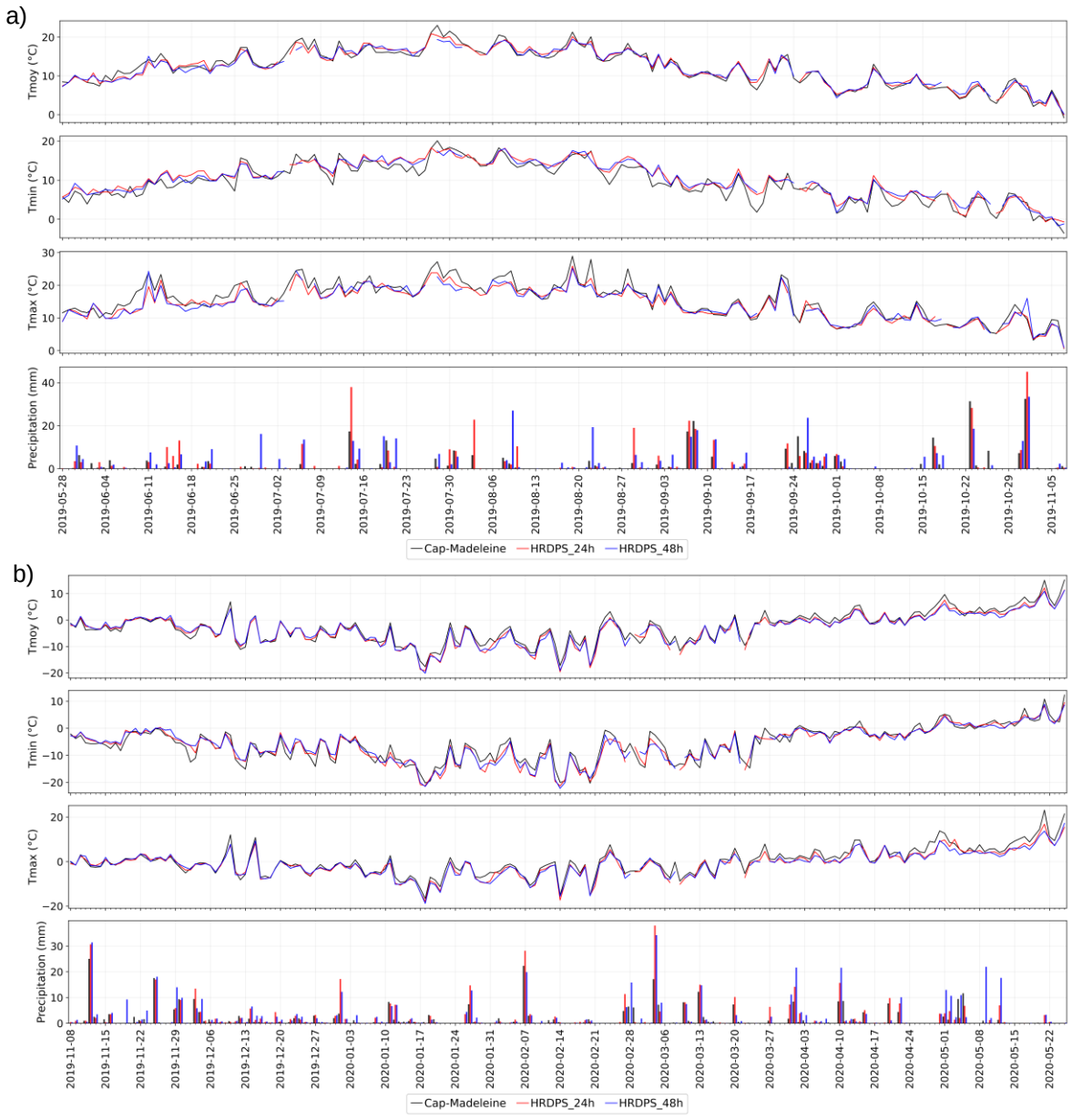


Figure 28. Comparaison des données météorologiques de la station de Cap-Madeleine avec les prévisions du HRDPS 24h et 48h du 28 mai 2019 au 7 novembre 2019 (a) et du 8 novembre 2019 au 25 mai 2020 (b).

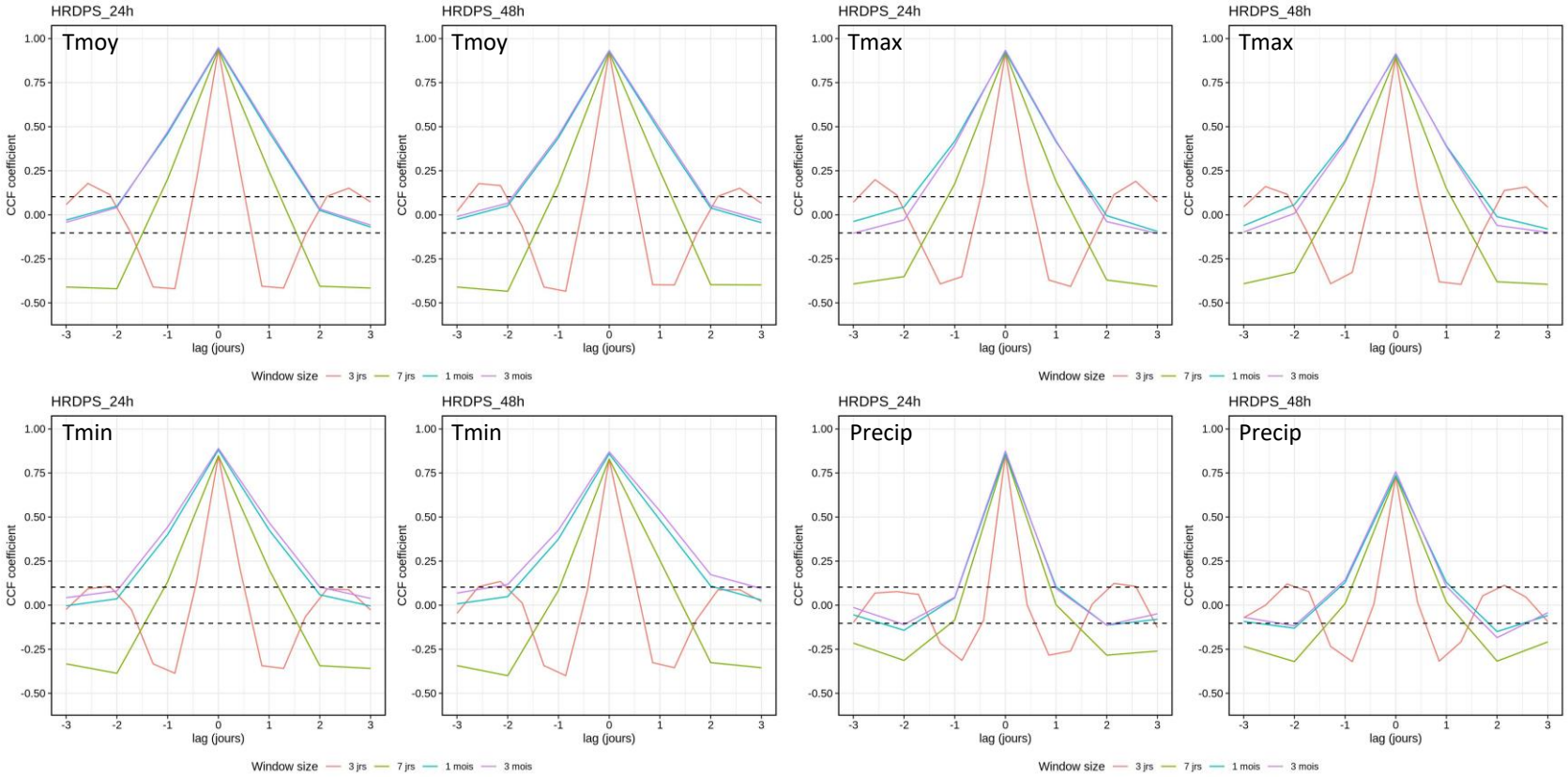


Figure 29. Corrélation croisée (CCF) entre les données quotidiennes de température de l'air moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) et les précipitations (Precip) mesurées à la station de CapMad et celles prédites sur 24 et 48h par le HRPDS. La CCF est mise en relation avec le décalage (*lag*) pour différentes fenêtres de temps utilisées pour retirer les tendances journalières ou la cyclicité saisonnière (*detrend*). Un décalage positif indique que le phénomène s'est produit plus tard selon les prévisions du HRDPS que ce qui a été mesuré à la station de CapMad.

Tableau 8. Paramètres statistiques des modèles linéaires, indicateurs de dispersion et les écarts et les erreurs de prévision du HRDPS 24h et 48h pour la station de CapMad entre mai 2019 et mai 2020.

Statistiques	HRDPS 24h				HRDPS 48h			
	Tmoy	Tmin	Tmax	Precip	Tmoy	Tmin	Tmax	Precip
R^2	**0.99**	**0.97**	**0.98**	**0.74**	**0.98**	**0.96**	**0.97**	**0.52**
pente	0.97	0.94	1.02	0.64	0.98	0.95	1.01	0.56
ordonnée à l'origine	0.51	0.12	0.96	0.20	0.51	-0.19	1.08	0.20
Min	-2.70	-6.00	-2.90	-20.89	-3.10	-6.20	-6.50	-24.61
Max	3.80	4.70	6.30	9.17	4.60	5.40	9.40	12.78
Écart médian	0.30	-0.30	0.90	0.00	0.40	-0.30	1.00	-0.03
Écart moyen	0.41	-0.20	1.07	-0.64	0.44	-0.25	1.14	-1.01
Écart absolu moyen	0.87	1.32	1.10	1.55	1.03	1.40	1.25	2.13
Erreur moyenne absolue	**0.91**	**1.34**	**1.36**	**1.26**	**1.07**	**1.42**	**1.49**	**1.76**
Q25	-0.40	-1.20	0.10	-0.36	-0.43	-1.40	0.00	-0.84
Q75	1.10	0.80	1.80	0.00	1.30	0.90	2.10	0.00
Étendue	6.50	10.70	9.20	30.06	7.70	11.60	15.90	37.39
Variance	1.33	3.42	2.21	13.33	1.83	3.97	3.63	21.95
Écart-type	1.10	1.71	1.46	3.01	1.27	1.81	1.68	3.82
2 Écarts-types	**2.19**	**3.41**	**2.92**	**6.01**	**2.54**	**3.63**	**3.36**	**7.64**
Écart interquartile (IQR)	1.50	2.00	1.70	0.36	1.73	2.30	2.10	0.84
IQR/2	**0.75**	**1.00**	**0.85**	**0.18**	**0.86**	**1.15**	**1.05**	**0.42**

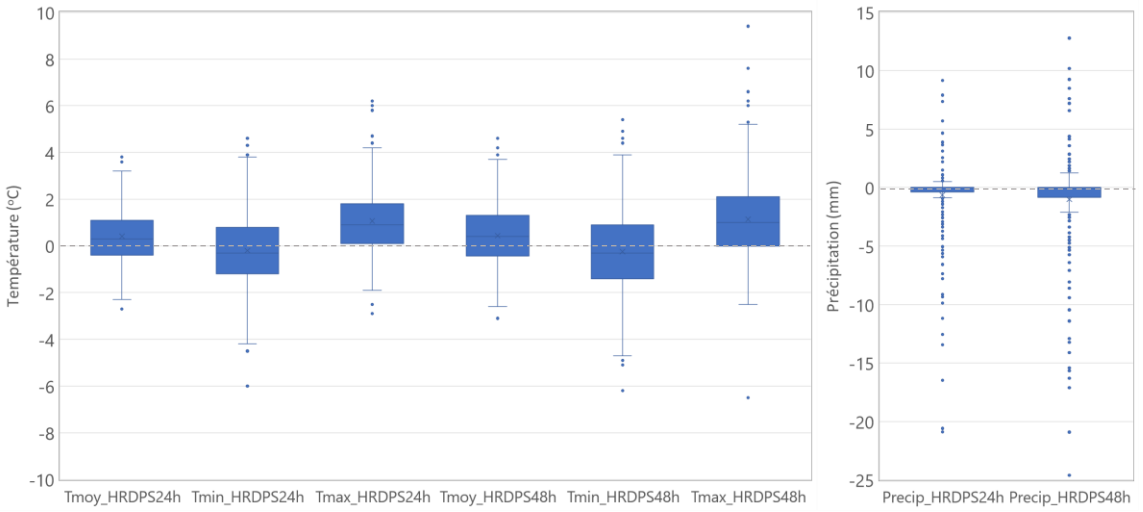


Figure 30. Distribution des écarts de prévision des températures quotidiennes moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) et des précipitations (Precip) par le HRDPS 24h et 48h pour la station de CapMad entre mai 2019 et mai 2020.

4. Conclusions

Sur un territoire aussi large et au relief accidenté comme celui du nord de la Gaspésie, les conditions météorologiques peuvent varier à l'échelle d'étude des mouvements de versant comme les chutes de pierre, les chutes de blocs de glace, les avalanches de neige ou les aléas hydrogéomorphologiques (crues soudaines, coulées de débris, glissements superficiels). Les données météorologiques utilisées pour expliquer et prédire l'occurrence des aléas sur les routes du nord de la Gaspésie doivent être représentatives à l'échelle régionale.

La station météorologique de Cap-Madeleine (CapMad), située à l'extrémité est du secteur d'opération de l'équipe d'intervention du MTMQ (patrouille de roche), représente probablement la meilleure option. Entre 1986 et 1994, la station a été déplacée à l'embouchure de la rivière Madeleine à 1,6 km de son emplacement actuel. D'après les analyses réalisées dans ce chapitre, il appert que ce changement d'emplacement temporaire n'aura pas modifié de manière significative l'homogénéité des mesures de la température de l'air. Les quantités de pluie ou de neige mesurées à ces deux emplacements sont moins homogènes, mais la chronologie des journées avec ou sans précipitations concorde. Ce biais dans la quantité totale de précipitation mesurée ne devrait pas avoir un impact négatif sur la qualité ou la fiabilité des modèles développés pour prédire l'occurrence des aléas sur les routes 132 et 198 (chap. 6, 7 et 8). Les modèles de prévision des chutes de pierre et des avalanches de neige s'appuient sur les données événementielles d'occurrence des aléas de 1999 ou 2004 à 2020 respectivement. Celui proposé pour prédire les chutes de blocs de glace a été entrainé sur 70% des données entre 1987 à 2020, mais le modèle a ensuite été validé sur 30% des données sélectionnées après 1994.

À l'échelle d'étude des mouvements de versant, les températures mesurées à la station de CapMad sont représentatives pour l'ensemble du territoire. Elle varie avec l'altitude, mais ce type de variation associée au gradient adiabatique peut aisément être corrigé. La température de l'air est également représentative de la température de surface des parois rocheuses exposées au nord. Ce qui est représentatif de la majorité des parois dominant la route 132. Les deux seules parois rocheuses dont le régime de température de surface ne répond pas directement aux variations de la température de l'air sont les parois exposées au sud-ouest qui surplombent la route 198 et une petite paroi exposée au sud-est située à bonne distance de la route 132 près de Cap-au-Renard (CAR_Rs). Dans ces deux cas, l'exposition au rayonnement solaire modifie le régime thermique de la paroi durant le jour et en hiver lorsque le soleil est bas sur l'horizon et que l'angle d'indice du rayonnement se rapproche de 90°. Le long de la route 198 à la hauteur du lac à L'Anse-Pleureuse, le rayonnement solaire aura une incidence sur l'occurrence des chutes de pierre, la fonte et l'écroulement des glaces sur les parois rocheuses, le métamorphisme de la neige et la dynamique des avalanches. Malheureusement, les stations météorologiques du réseau national ne sont pas munies de pyranomètres. Par conséquent, le rayonnement ne pourra pas être utilisé comme variable pour expliquer l'occurrence de ces aléas.

Les précipitations sont quant à elles contraintes à une plus grande variabilité spatiale. Ce sont les quantités totales de pluie ou de neige reçues au sol qui sont variables à l'échelle du territoire. Ainsi, les précipitations mesurées à la station de CapMad demeurent un proxy pertinent pour soutenir le développement de modèles de prévision des aléas de versant sur les routes du nord de la Gaspésie (chap. 6, 7, 8).

La vitesse des vents mesurée à la station de CapMad est représentative à l'échelle régionale. Elle pourrait s'avérer un proxy pertinent pour soutenir le développement de modèles de prévision des chutes de pierres et de blocs de glace sur les routes du nord de la Gaspésie (chap. 6, 7). Cependant, la présence d'obstacles (topographie, présence d'arbre) a des impacts significatifs sur les lieux et la quantité totale de neige accumulée ou transportée par les vents sur les versants. Ces interactions devront être considérées avant de pouvoir utiliser la vitesse et la direction du vent comme proxy pour expliquer l'occurrence des avalanches de neige (chap. 8).

Finalement, les prévisions du HRDPS sur 24 et 48 heures sont représentatives des données de température et de précipitation mesurées à la station de CapMad. Les erreurs sur les prévisions de la température sont très faibles. Les prévisions sont également suffisamment fiables pour prédire l'occurrence ou non de précipitation à l'échelle quotidienne. C'est l'erreur sur la quantité totale de précipitation prédite qui représente une source d'erreur pour la prévision des aléas de versant sur les routes du nord de la Gaspésie.

Références

Bartelt, P. et Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. Cold Regions Science and Technology, 35(3), 123-145.

Bland, J.M. et Altman, D.G. 1996. Statistics notes: Measurement error. BMJ, 312(7047), 1654-1654.

Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F. et Jakob, M. (2014). Hydrogeomorphic Responde to Extreme Rainfall in Headwater Systems: Flash Floods and Debris Flows, Journal of Hydrology, 518, 194-205.

Chatfield, C. (2004). The analysis of time series: an introduction. Boca Raton, Florida: CRC press.

Crosta, G. et Frattini, P. (2001). Rainfall tresholds for triggering soil slips and debris flow. Plinius Conference on Mediterranean Storms '00, EGS, Sienne, Italie.

D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L. et Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. Natural Hazards and Earth System Sciences, 16, 719-735.

Dekking, F.M., Kraaikamp, C., Lopuhaä, H.P. et Meester, L.E. (2005). A Modern Introduction to Probability and Statistics. Springer London, London.

Environnement Canada (2014). Données du système à haute résolution de prévision déterministe (SHPRD) en format GRIB2.

Environnement Canada (2022). Compilation des données historiques à la station météorologique de Cap-Madeleine, données disponibles en ligne: https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html, 2022

Feick, S., Kronholm, K. et Schweizer, J. (2007). Field observations on spatial variability of surface hoar at the basin scale. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 112(2), 1-16.

Fortin, G. et Hétu, B. (2009). Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs influences sur la couverture neigeuse dans les monts Chic-Chocs, Gaspésie, Canada. Geographia Technica, numéro spécial, 181-186.

Fortin, G., Hétu, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). Climatologie, 8, 9-25.

Gagnon, R.-M. (1970). Le climat des Chic-Chocs. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Service de la Météorologie, Rapport M.P.-36, 103 p.

Gauthier, F., Hétu, B. et Bergeron, N. (2012). Analyses statistiques des conditions climatiques propices aux chutes de blocs de glace dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Canadian Geotechnical Journal, 49(12), 1408-1426.

Gauthier, F., Montagnat, M., Weiss, J., Allard, M. et Hétu, B. (2013). Ice cascade growth and decay: a thermodynamic approach. Journal of Glaciology, 59(215), 507-523.

Gauthier, F., Allard, M. et Hétu, B. (2015a). Ice wall growth and decay: meteorological analysis and modelling. Permafrost and Periglacial Processes, 26(1), 84-102.

Gauthier, F., Hétu, B. et Allard, M. (2015b). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 79(2), 855-880.

Gauthier, F., Hétu, B., Fortin, G., Buffin-Bélanger, T., Boivin, M., Morissette, A. et Germain, D. (2015c). Les aléas naturels reliés à l'occurrence de la tempête post-tropicale Arthur du 4 au 6 juillet 2014 : caractéristiques des précipitations et ses enseignements (partie 1). Communication orale, 10e colloque sur les risques naturels, 83e congrès de l'Association francophone pour le savoir (Acfas), Rimouski, Canada.

Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D. et Germain, D. (2016). Les avalanches de neige sur les routes du nord de la Gaspésie (Québec, Canada): prévision, tendance et extrême climatique. Communication orale, 11e colloque sur les risques naturels, 84e congrès de l'Association francophone pour le savoir (Acfas), Montréal, Canada.

Gauthier, F., Germain, D. et Hétu, B. (2017). Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 89, 201-232.

Germain, D., Hétu, B. et Filion, L. (2010). Tree-Ring Based Reconstruction of Past Snow Avalanche Events and Risk Assessment in Northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada). Advances in Global Change Research, 41, 51-73.

Goovaerts, P. (2000). « Geostatistical Approaches for Incorporating Elevation into the Spatial Interpolation of Rainfall ». Journal of Hydrology 228 (1-2), 113-29.

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004). Rock-wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences. Permafrost and Periglacial Processes 15, 299–307.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. et Stark, C. (2007). Rainfall tresholds for the initiation of landslides in Central and Southern Europe, Meteorology and Atmospheric Physics, 98, 239-267.

Hétu, B. (2007). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61(2-3), 165-180.

Hyndman, R.J. et Athanasopoulos, G. (2018). Forecasting principles and practice. Dans 2nd édition. Édité par OTexts.

Hyndman, R.J. et Koehler, A.B. (2006). Another look at measures of forecast accuracy. 22, 679-688.

Jaboyedoff, M. et Labiouse, V. (2011). Technical note: Preliminary estimation of rockfall runout zones. Natural Hazards and Earth System Science, 11, 818-828.

Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hétu, B., Fillion, L. et Pech, P. (2007). Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. Cold Regions Science and Technology, 47(1-2), 180-192.

Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. et Satyawali, P. (2002a). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. Cold regions science and technology, 35(3), 147-167.

Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. et Fierz, C. (2002b). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. Cold Regions Science and Technology, 35(3), 169-184.

Lewkowicz, A. G. (2001). Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 12(4), 351-366.

Lutgens, F. K. et Tarbuck, E. J. (2007). The atmosphere. Pearson Education Inc., Upper Saddle River, NJ, USA, 520 p.

Ly, S., Charles, C. et Degré, A. (2013). Different Methods for Spatial Interpolation of Rainfall Data for Operational Hydrology and Hydrological Modeling at Watershed Scale. A Review. Biotechnol. Agron. Soc. Environ., 15.

Mateos, R. M., García-Moreno, I. et Azañón, J. M. (2012). Freeze-thaw cycles and rainfall as triggering factors of mass movements in a warm Mediterranean region: The case of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). Landslides, 9, 417-432.

Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. Geomorphology, 99(1–4), 353–368.

Mekis, É. et Vincent, L. A. (2011). An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada. Atmosphere-Ocean, 49(2), 163-177.

Meloche, F. (2019). Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 100 p.

Michoud, C., Derron, M. H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F. J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A. et Queyrel, A. (2012). Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: Example in Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12, 615-629.

Nitu, R. et Wong, K. (2010). Measurement of solid precipitation at automatic weather stations, challenges and opportunities. Meteorological Service of Canada, 4905.

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. et Haeberli, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 112(F2).

Rode, M., Schnepfleitner, H. et Sass, O. (2016). Simulation of moisture content in alpine rockwalls during freeze–thaw events. Earth Surface Processes and Landforms, 41(13), 1937-1950.

Scarpato, D. J. et Woodard, M. J. (2014). Evaluation & Mitigation of Icefall Hazards Emanating from Rock Slopes. In 48th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. OnePetro.

Upton, G. et Cook, I. (1996). Understanding Statistics. Oxford University Press, 657 p.

Vincent, L. A., Wang, X. L., Milewska, E. J., Wan, H., Yang, F. et Swail, V. (2012). A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis, J. Geophys. Res., 117, D18110.

Wan, H., Wang, X. L. et Swail, V. R. (2010). Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds. Journal of Climate, 23, 1209-1225.

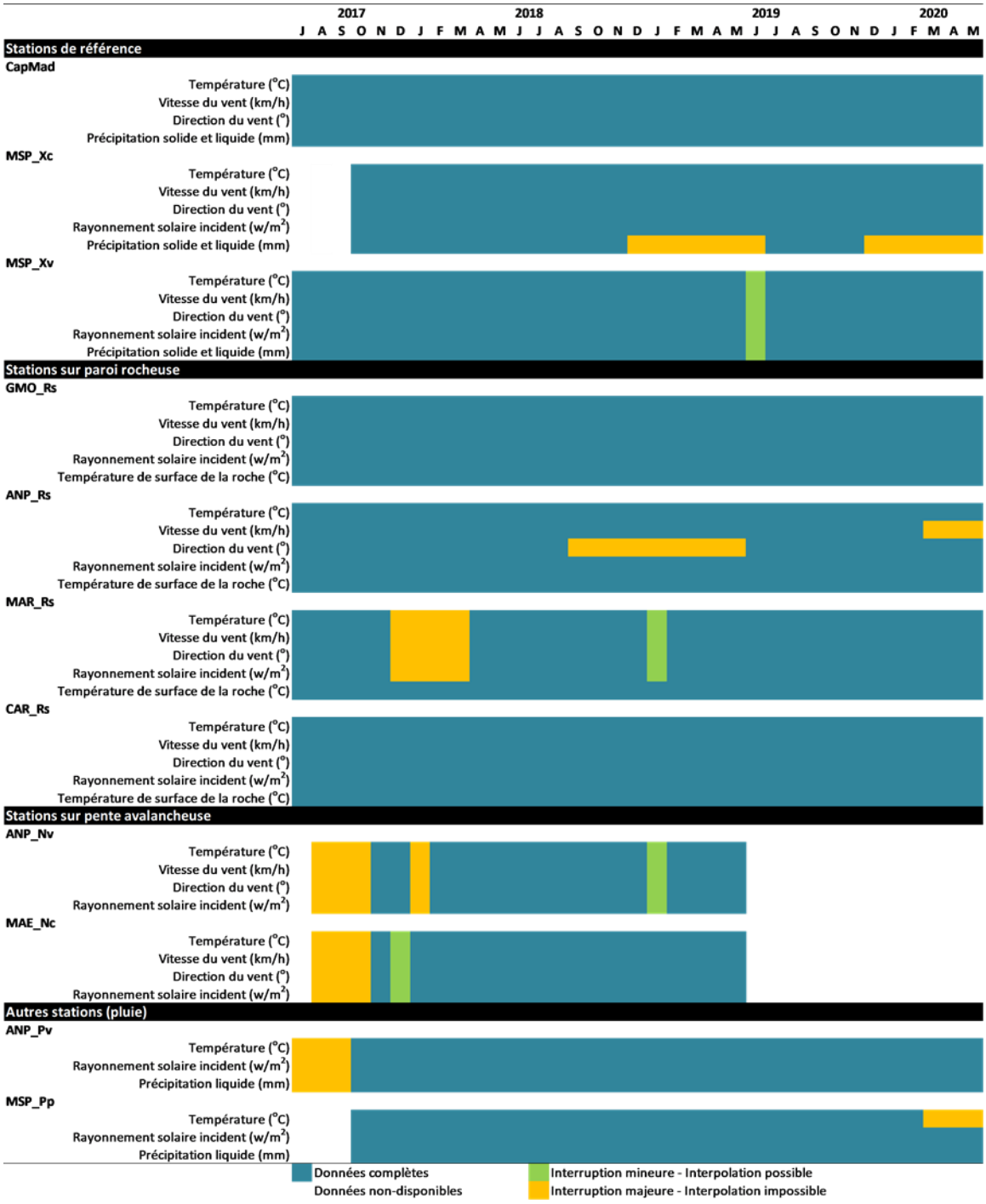
Wieczorek, G. F. et Jäger, S. (1996). Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope-movement processes in the Yosemite Valley, California. Geomorphology, 15, 17-31.

Willmott, C.J. et Matsuura, K. (2005). Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. 30, 79-82.

Willmott, C.J. et Matsuura, K. (2006). On the use of dimensioned measures of error to evaluate the performance of spatial interpolators. 20(1), 89-102.

Annexe

Tableau A1. Continuité des données acquises aux différentes stations.



Chapitre 2. Mécanisme de développement des instabilités rocheuses superficielles dans les massifs de roche sédimentaire stratifiée (flysch) le long des routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 2

Mécanisme de développement des instabilités rocheuses superficielles dans les massifs de roche sédimentaire stratifiée (flysch) le long des routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec)

Francis Gauthier, Tom Birien, Francis Meloche

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

La chute de pierres est un mouvement de versant qui mobilise des blocs superficiels qui se détachent d'une paroi rocheuse. L'occurrence des chutes de pierre peut être associée à des événements déclencheurs comme les séismes (e.g. Lockner et Beeler, 2002), les variations de pression hydrostatique induites par des pluies de forte intensité, la fonte des neiges ou le dégel de la glace dans les discontinuités (e.g. Mateos et al., 2012; Krautblatter et al. 2013, D'Amato et al. 2016) ou encore des contraintes associées à des cycles thermiques (Collins et Stock, 2016). Bien que ces événements soient corrélés avec l'occurrence des chutes de pierre, leur influence sur les mécanismes de rupture et leur capacité à conditionner la taille des blocs qui se détachent de la paroi restent méconnues. Les instabilités résultent d'un relai de processus qui interagissent sur de longues périodes. Elles ne sont jamais l'unique résultat du changement apparent le plus récent (e.g. McConnell et Brock, 1902; Terzaghi, 1950; Gunzburger et al., 2005).

Dans les roches anisotropes telles que les flyschs, l'érosion différentielle peut provoquer le recul et l'affaissement des strates tendres et entrainer des déformations structurales et le fluage des strates résistantes. Des phénomènes également proposés pour expliquer les déformations menant au basculement de strates de roche verticale (e.g. Cruden, 1989; Lee, 1989). Lorsque le litage est horizontal, l'érosion différentielle des roches tendres provoque la mise en surplomb des roches plus résistantes (Makedon et Chatzigogos, 2012; Cano et Tomás, 2013; Miščević et Vlastelica; 2014). La tension alors exercée dans la strate de roche en surplomb peut favoriser l'ouverture de fissures de tension et provoquer une chute de pierre. La théorie des poutres en porte-à-faux (cantilever beam theory) peut être utilisée pour déterminer la longueur critique du surplomb (Maekado, 1990; Kogure et al., 2006; Siman-Tov et al., 2017). Divers processus de météorisation comme les cycles thermiques (Siman-Tov et al., 2017) ou le gel-dégel (Matsukura, 1990) sont aussi invoqués pour expliquer la propagation de fissures et la rupture de masse de roche en surplomb. Eppes et Keanini (2017) affirment que la fissuration par le gel est un agent d'altération efficace pour réduire progressivement la résistance mécanique des roches.

Dans les roches stratifiées au litage horizontal ou subhorizontal, le mode de rupture associé à la chute d'un bloc rocheux peut être difficile à appréhender (Cano et Tomás, 2013). Les observations sur le terrain laissent entrevoir une dynamique davantage contrôlée par une modification graduelle des conditions géométriques préalables au glissement ou au basculement d'un bloc reposant sur une couche de roche tendre en érosion. À notre connaissance, les conditions pour évaluer la stabilité

d'un bloc en surplomb ainsi que son mode de rupture ne semblent pas avoir fait l'objet d'une étude approfondie.

Ce chapitre vise à documenter les mécanismes de développement des instabilités rocheuses superficielles dans les roches anisotropes au litage horizontal ou subhorizontal. Différents modèles mécaniques de poutre en porte-à-faux ainsi qu'un modèle thermomécanique de gélifraction ont été testés afin d'évaluer la longueur maximale des surplombs et la profondeur de développement des fissures. Enfin, les conditions critiques menant à une rupture par basculement ou par glissement d'un bloc en surplomb ont été définies et validées à l'aide d'essais de stabilité sur une table inclinable.

2. Contexte géologique et climatique

En Haute-Gaspésie, la route nationale 132 est enclavée entre des parois rocheuses atteignant une centaine de mètres localement et l'estuaire du Saint-Laurent. Entre 1987 et 2020, 13 261 chutes de pierres ont été répertoriées par le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) sur les 25 km de la route 132 qui sont surplombés par une paroi rocheuse (Ministère des Transports du Québec, 2021).

Les massifs rocheux du nord de la Gaspésie sont constitués de roches sédimentaires (flysch) de la Formation de Cloridorme (Slivitzky et al., 1991). Elles sont mal consolidées, déformées et fracturées. Les escarpements qui bordent la route sont constitués d'une alternance de lits de grès, de siltstone, de grauwacke et de shale (Fig. 1 et 2). Certains lits sont carbonatés, mais les carbonates ne dominent pas les assemblages minéraux comme dans les calcaires. Un patron de discontinuités orthogonales, avec un ensemble de joints parallèles et de joints perpendiculaires aux parois rocheuses, est présent à l'échelle régionale. L'espacement entre les diaclases (perpendiculaires au plan de stratification) parait proportionnel à l'épaisseur des bancs sédimentaires.

La région est caractérisée par un climat continental humide aux étés court et frais. La température moyenne annuelle s'établit à 3,9°C, la température moyenne du mois le plus chaud est de 16,5°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid est de -11,6°C (janvier). Les précipitations annuelles moyennes sont de 864 mm dont 27% tombent sous forme de neige (Environnement Canada, 2022). L'exposition nord des parois rocheuses limite l'influence du rayonnement solaire sur la température de la roche. Elle demeure ombragée toute la journée de la mi-octobre à la mi-mars avant d'être de nouveau exposée au rayonnement solaire en fin d'après-midi.

Le contexte climatique nord-gaspésien est propice à la météorisation par cryoclastie (Trenhaile et Rudakas, 1981). La présence de roche riche en argile favorise également le processus d'hydratation et de déshydratation par adsorption et désorption d'eau entre les feuillets d'argile (Trenhaile, 2006). L'action répétée du gel-dégel et de l'hydratation-déshydratation induit une contrainte suffisante dans la roche pour favoriser sa fragmentation (e.g. Dunn et Hudec, 1972; Hall et al., 2002). Cette prédisposition géologique et climatique est propice au développement d'instabilités rocheuses par érosion différentielle.

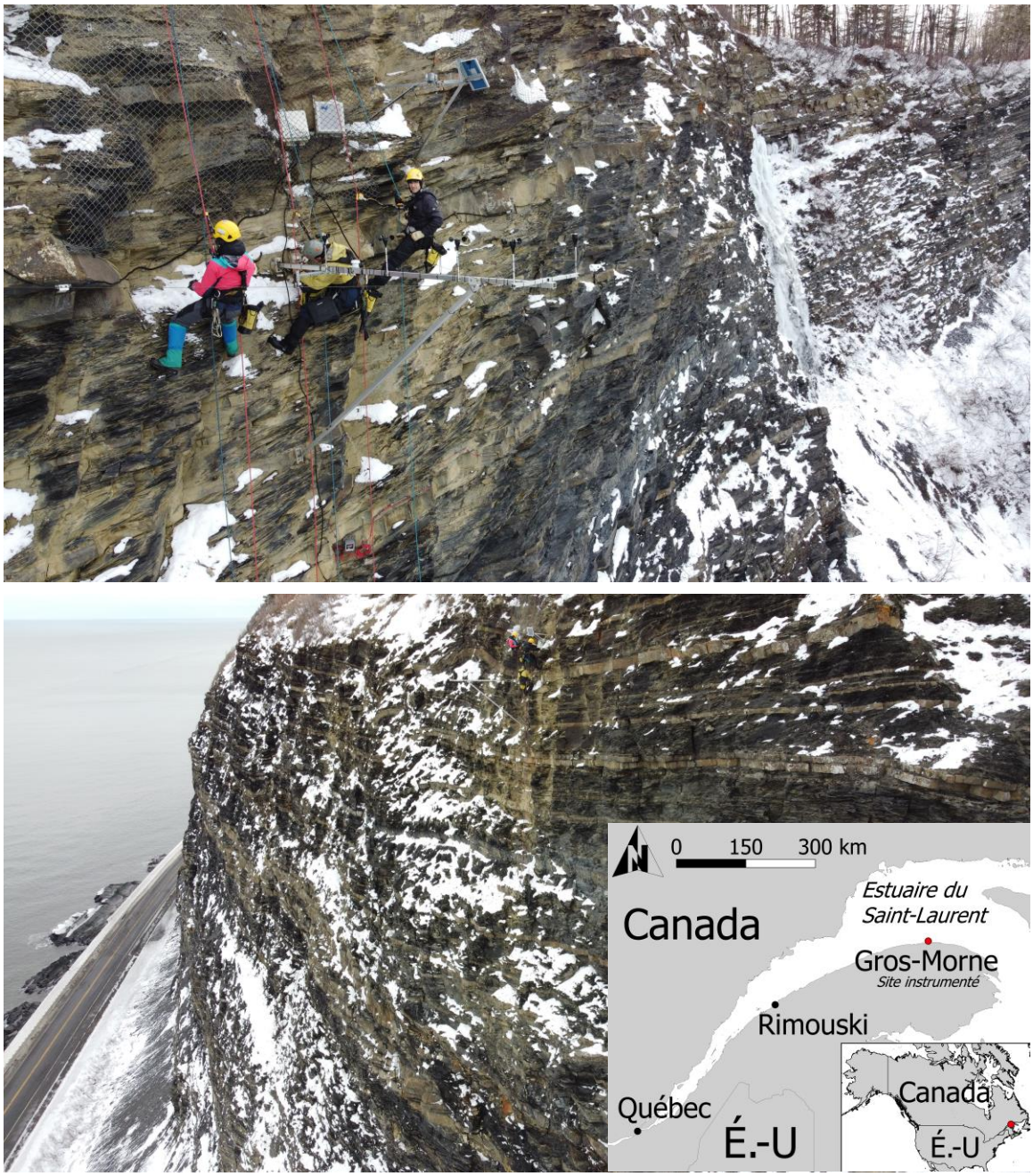


Figure 1. Localisation et aperçu de la paroi rocheuse instrumentée surplombant la route 132 à l'ouest de Gros-Morne.



Figure 2. Différents exemples de blocs ou de masses rocheuses en porte-à-faux.

3. Développement des instabilités

Les parois rocheuses de flysch sont propices à une érosion différentielle. Le recul préférentiel des strates tendres (siltstone, shale) provoque la mise en surplomb des strates rocheuses plus résistantes (grès, grauwacke) (Fig. 2 et 3). La résistante en tension de la roche σ_t est 5 à 25 fois inférieure à la résistance en compression σ_c (e.g. Sunamura, 1995). Il en résulte que la masse rocheuse en surplomb demeure stable aussi longtemps que la contrainte en flexion demeure inférieure à σ_t.

L'effort en traction est alors appliqué sur la moitié supérieure de la masse rocheuse directement au-dessus de la limite du support sous-jacent. Avec le temps, l'affaissement de la strate de roche tendre, agissant dorénavant comme un support flexible, provoque le déplacement de la zone d'effort maximal vers l'intérieur du massif rocheux. Lorsque la résistance en tension ne peut plus supporter le poids de la masse rocheuse progressivement mise en surplomb, une fissure se développe à partir de la limite supérieure de la masse en surplomb, là où l'effort maximal en traction se produit. À la suite de quoi, un bloc se détache de la strate de roche résistante.

3.1 Développement des fissures de tension

Pour évaluer la longueur maximale des surplombs et la profondeur de développement des fissures de tension, différents modèles mécaniques de poutre en porte-à-faux sont testés. Le modèle classique pour calculer la longueur critique en porte-à-faux L_{crit} s'appuie sur la relation suivante (e.g. Maekado, 1990) :

$$L_{crit} = \sqrt{\frac{h\sigma_t}{3y}} \quad [1]$$

où h est l'épaisseur (ou la hauteur) du bloc, y le poids volumique, et σ_t la résistance en tension. La résistance en tension est déterminée à l'aide d'essai en laboratoire (essai direct ou test brésilien test). Une valeur moyenne de 5,1 MPa réalisée par essai direct sur 11 échantillons de grès a été retenue (Fig. 4) (Perras et Diederichs, 2014).

La résistance en tension de la roche est souvent surestimée. Il est alors difficile d'appréhender correctement la taille des blocs qui se détachent de la paroi rocheuse. Une cause invoquée est l'effet d'échelle entre la taille de l'échantillon testé et celle de la masse rocheuse en surplomb (Mogi, 1962; Tharp, 1983; Kogure et al., 2006; Siman-Tov et al., 2017). Pour obtenir une résistance en tension représentative, Kogure et al. (2006) suggèrent d'utiliser la loi de puissance suivante :

$$S_t = 5{,}6h_c^{-0{,}6} + 0{,}6 \quad [2]$$

où S_t est la résistance en tension de la masse de roche en surplomb d'épaisseur critique (h_c). Ils proposent de remplacer σ_t dans l'équation 1 par S_t (Fig. 4).

Pour des cas de roches interstratifiées aux propriétés fortement anisotropes similaires au flysch du nord de la Gaspésie, la stabilité des masses de roche en porte-à-faux peut également être contrôlée par la résistance en traction de ponts de roche et par la résistance en cisaillement entre les strates horizontales ou subhorizontales. C'est le cas lorsqu'une séquence de plusieurs strates est mise en porte-à-faux (Fig. 2). D'après les travaux de Makedon et Chatzigogos (2012), la résistance en traction des ponts de roche est en moyenne trois fois inférieure aux valeurs obtenues par des essais en laboratoire. Une analyse régressive leur a permis de décrire la relation entre l'épaisseur de la masse rocheuse en surplomb, la profondeur du surplomb et la résistance en traction des ponts de roche. Une valeur limite de résistance en traction, indépendante de la profondeur du surplomb et de l'épaisseur de la masse de roche, de 0,5 MPa a été obtenue. Nous avons utilisé cette valeur critique de σ_t dans l'équation 1 (Fig. 4).

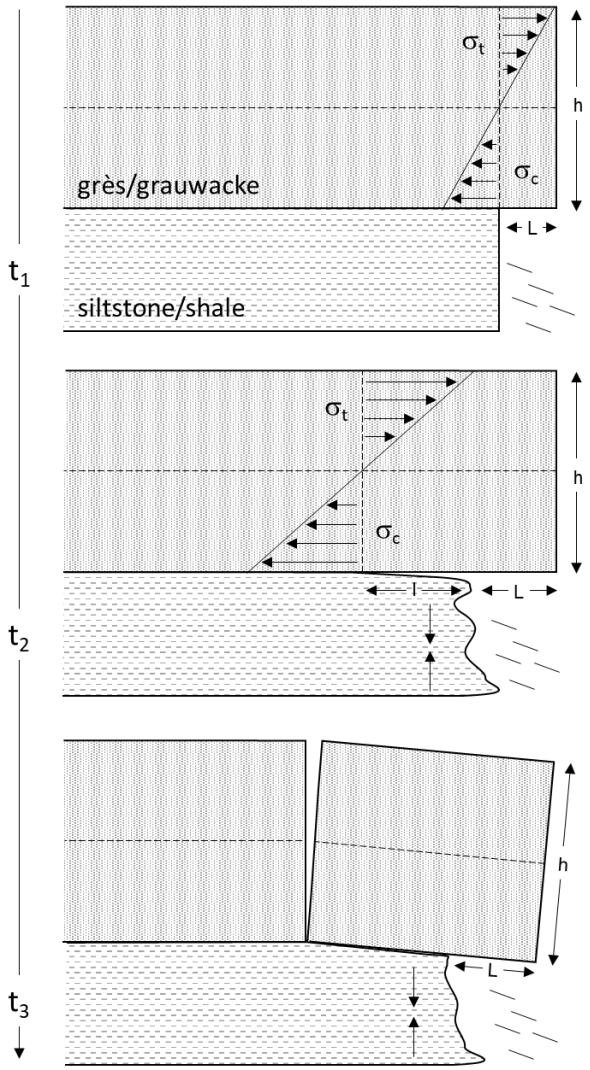


Figure 3. Modèle conceptuel de développement des instabilités superficielles dans une séquence de flysch (grès / shale) soumis à de l'érosion différentielle et distribution des contraintes en tension (σ_t) et compression (σ_c) dans un bloc graduellement mis en porte-à-faux (h = épaisseur de la strate; L = longueur apparente du surplomb; et L+l = longueur réelle en porte-à-faux).

La profondeur de développement des fissures ou la longueur réelle en porte-à-faux (L+l) de 41 blocs a été mesurée sur le terrain sur neuf strates de grès et de grauwacke d'épaisseur h différentes. Seuls les blocs dont les surplombs étaient les plus proéminents ont été mesurés sur chacune des strates. Les longueurs critiques de surplomb estimées à l'aide des trois modèles proposés surestiment largement la longueur réelle des surplombs mesurés sur le terrain (Fig. 4). Une analyse régressive à partir de ces données terrain a permis d'estimer une valeur de σ_t de 0,07 MPa. La résistance en tension estimée est donc bien inférieure à celle habituellement mesurée en laboratoire sur des échantillons de grès, même en considérant la différence d'échelle entre les échantillons et les masses rocheuses en surplomb sur le terrain (Kogure et al., 2006; Perras et Diederichs, 2014). De faibles taux de déformation peuvent entrainer la rupture par fluage (fatigue) de la masse

rocheuse soumise à une charge constante (Lockner, 1995). La très faible tendance entre la longueur des surplombs et l'épaisseur des strates de roche résistante (Fig. 4) peut très certainement être expliquée par la tendance naturelle au développement des diaclases (ou discontinuités mécaniques) dont la densité et l'espacement des joints peuvent être attribués à la résistance en tension de la roche et à la présence des lits sédimentaires qui constituent des barrières mécaniques (Narr et Suppe, 1991; Ruf et al., 1998; Ji et al., 1998; Roy et al., 2017; Ji et al., 2021). Ainsi, l'espacement entre les discontinuités est proportionnel à l'épaisseur des bancs sédimentaires et leurs résistances en tension. Il est aussi probable que la résistance en tension de la roche soit affectée et réduite par des mécanismes de météorisation par le gel agissant de manière uniforme dans les premiers mètres des parois rocheuses (Walder et Hallet, 1985; Collins et Stock, 2016; Eppes et Keanini, 2017).

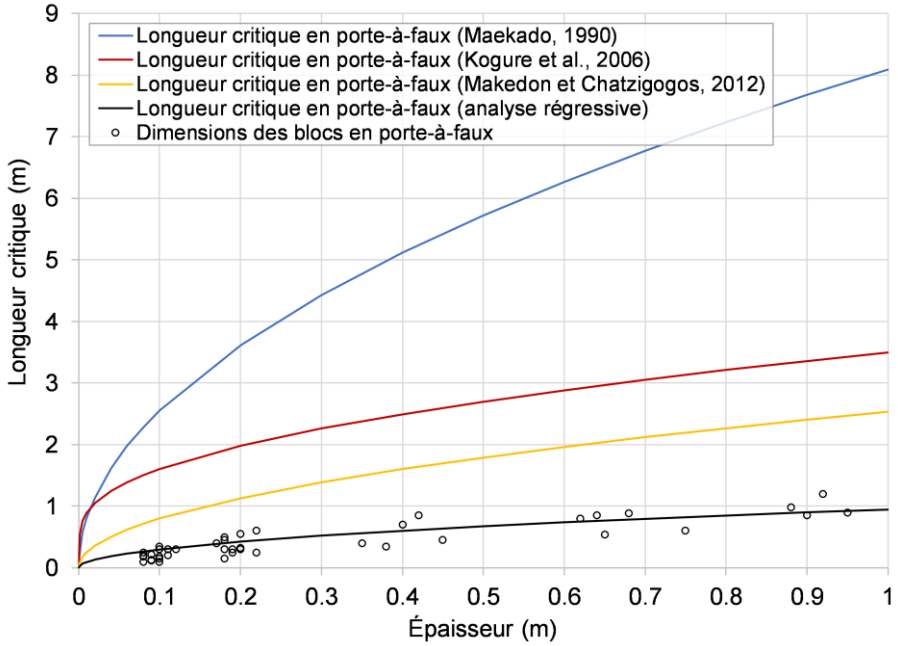


Figure 4. Longueurs critiques de surplomb (L_{crit}) en fonction de l'épaisseur (h) selon le modèle de Maekado (1990), de Kogure et al. (2006) et de Makedon et Chatzigogos (2021) et profondeurs de développement des fissures de tension (L+l) (dimension des blocs) mesurées sur le terrain pour des blocs de grès ou de grauwacke en porte-à-faux.

3.2 Influence du gel sur le développement des fissures

Les variations de température de surface (Siman-Tov et al., 2017) ou les cycles de gel-dégel (Matsukura, 1990) peuvent expliquer l'apparition de points faibles et la diminution progressive de la résistance mécanique de la roche (Collins et Stock, 2016; Eppes et Keanini, 2017). L'efficacité de la gélifraction est directement dépendante du niveau de saturation en eau de la roche (Hall et al. 2002). Des variations majeures du degré de saturation se produisent dans 10 à 20 premiers cm de la roche (Fig. 5) (Sass, 2005; Girard et al., 2013). Plus en profondeur, la saturation demeure constante autour de 80%. Le régime thermique de la paroi rocheuse à Gros-Morne, notamment la

distribution en profondeur des cycles gel-dégel démontre que les parois rocheuses du nord de la Gaspésie sont soumises à un régime climatique propice à une altération intense par le gel concentrée dans les premiers mètres de la paroi (Fig. 6). Ici, l'objectif est donc de démontrer que la zone préférentielle d'effort en traction concorde avec la profondeur de formation de glace de ségrégation. La plupart des modèles thermomécaniques de dommage par le gel impliquent la migration capillaire d'eau liquide de la portion non gelée de la roche vers les zones gelées (Walder et Hallet, 1985; Rempel et al., 2016; Draebing et Mayer, 2021). Le gel de l'eau entraîne un différentiel de pression qui favorise la migration de l'eau par cryosuccion vers des zones préférentielles de formation des lentilles de glace. Le gel de l'eau dans les zones saturées de la matrice rocheuse provoque le développement et l'ouverture de microfractures qui se traduit par une hausse locale de la porosité. Il appert que la résistance en tension de la roche est réduite de moitié pour une hausse de la porosité de 30% (Heap et al., 2021) et qu'elle est réduite à zéro lorsque la porosité atteint une valeur critique (Li et Aubertin, 2003).

Le modèle de Rempel et al. (2016) suppose qu'une augmentation de la porosité Δn causée par la formation de lentilles de glace se produit parallèlement au front d'altération par le gel :

$$\Delta n(z) = \frac{D}{\Delta T_c^2} \int_{\Delta T > \Delta T_c, 2\ years} \left(\frac{\Delta T_c}{\Delta T}\right)^{\alpha+1} \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 dt \quad [3]$$

où la diffusivité D est une mesure de la propension aux changements de porosité induits par le gel et ΔT_c est la limite supérieure de température à laquelle les dommages dus au gel se produisent. ΔT_c est un paramètre dépendant de la résistance à la fracturation de la roche F_t équivalent à la pression critique de fracturation de la roche par la glace P_c :

$$\Delta T_c \approx \frac{T_m}{\rho L} P_c \quad [4]$$

où T_m est la température de fusion/congélation de la glace (273 K), ρ la masse volumique de la glace (920 kPa) et L la chaleur latente de fusion/congélation (334 $kJ \cdot kg^{-1}$). La température de la roche T en fonction de la profondeur z provient des données acquises sur le terrain dans un puits de forage horizontal de 5,5 m de profondeur (Fig. 6 et 7b). Pour obtenir la hausse totale de la porosité causée par la formation de glace de ségrégation, les changements de porosité ont été intégrés en fonction de la profondeur sur la période couverte par les données de température acquise au 15 min dans le puits de forage, soit du 10 juin 2018 au 28 octobre 2020 (Fig. 7). Nous avons utilisé les valeurs suggérées par Rempel et al. (2016, Tableau 2) et effectué une analyse de sensibilité sur F_t (0,25 à 1,5 $MPa \cdot m^{-1/2}$). Voir Rempel et al. (2016) pour une description détaillée du modèle et Atkinson (1984), Dwivedi et al. (2000) et Senseny et Pfeifle (1984) pour une revue de la résistance à la fracturation de divers types de matériel géologique.

Sous l'influence d'un régime thermique tel que celui rencontré dans le nord de la Gaspésie, les résultats montrent que la hausse de la porosité causée par la formation de glace de ségrégation est concentrée à la surface des parois rocheuses (Fig. 7 et 8) avant de diminuer graduellement jusqu'à deux à trois mètres de profondeur selon la résistante à la fracturation utilisée dans le modèle. La paroi gèle à cette profondeur, mais une teneur en eau insuffisante pourrait expliquer l'absence de dommages causés par le gel. Le modèle considère qu'il y a une migration de l'eau liquide des zones non gelées en profondeur vers la surface. Une deuxième et une troisième zone de formation préférentielle de glace de ségrégation est également présentes autour de 0,8 à 1 m et 2,5 à 2,8 m de profondeur. Sous les conditions thermiques du nord de la Gaspésie, les dommages causés par le gel

se produisent à une température de -4,7ºC et -1,2ºC pour une valeur critique de résistance à la fracturation de 1,27 et 0,35 MPa·m$^{-1/2}$. La première représente une valeur moyenne de F_t pour des grès, des shales, des mudstones et des siltstones (Senseny et Pfeifle, 1984). La seconde représente une valeur à 0ºC pour des grès avec une porosité égale à 5% (Dwivedi et al., 2020). Une porosité équivalente à ce que nous avons mesurée en laboratoire sur des échantillons de grès collectés à la surface des parois rocheuses (chapitre 5). Pour des blocs de grès résistants (F_t =1,27 MPa·m$^{-1/2}$), une hausse annuelle (hivernale) de la porosité à la surface de la roche d'environ 0,0075 à 0,01% est attendue. Cette hausse est trois fois moins élevée à 80 cm de profondeur (Fig. 7 et 8). Cependant, en considérant une porosité initiale de 5% et une résistance à la fracturation de 0,35 MPa·m$^{-1/2}$, une hausse annuelle (hivernale) de 2 à 4% est attendue.

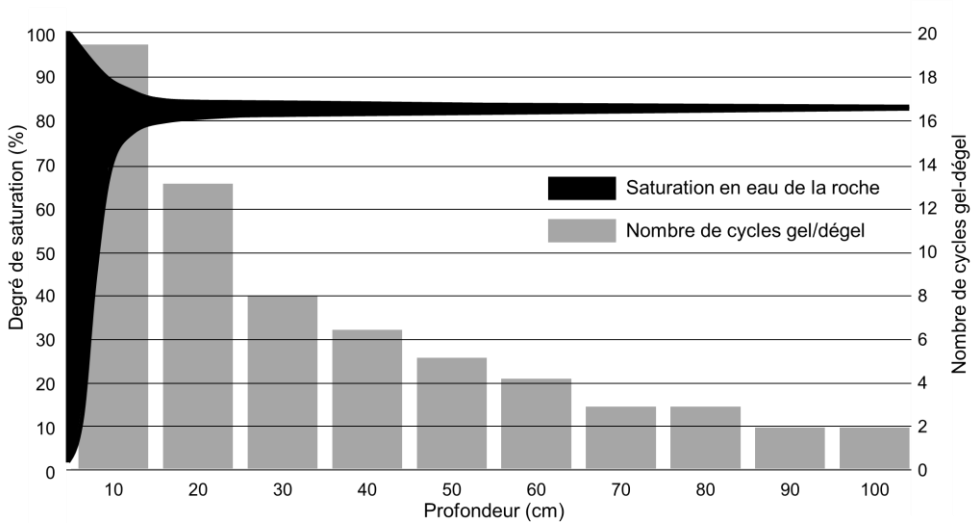


Figure 5. Le nombre annuel moyen de cycles gel/dégel mesuré à Gros-Morne et étendu des variations annuelles du degré de saturation en eau de la roche tel que modélisé par Sass (2005) en fonction de la profondeur.

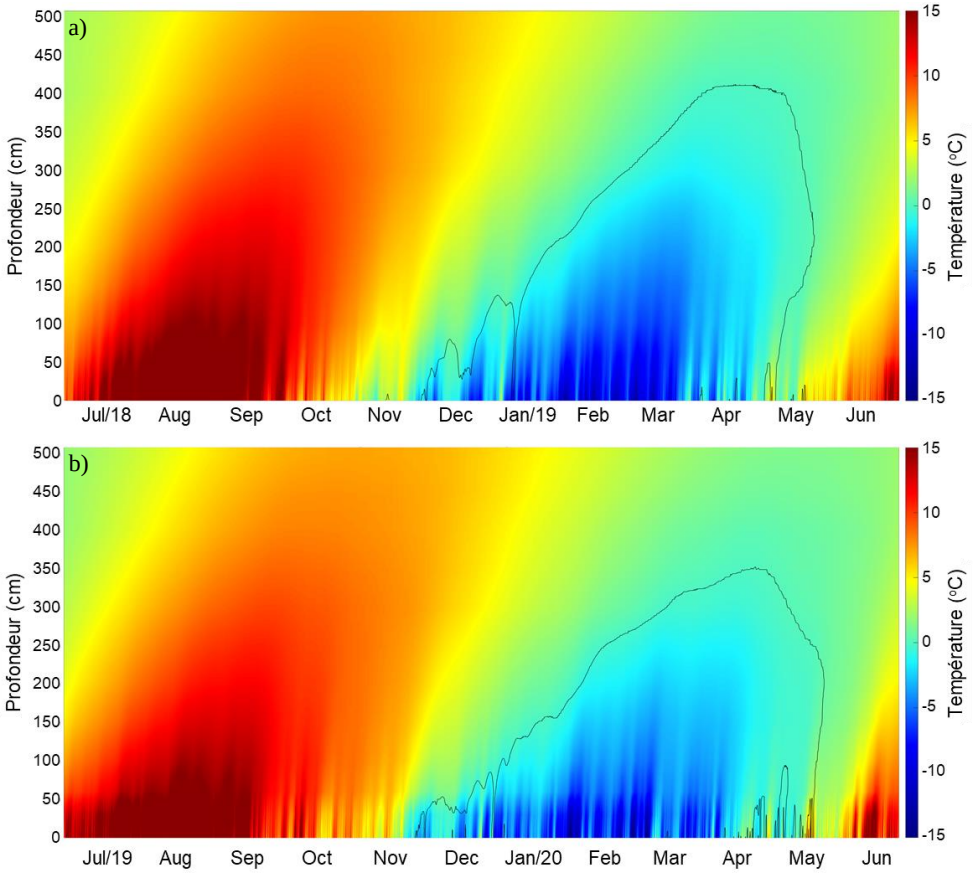


Figure 6. Régime thermique dans une paroi rocheuse à Gros-Morne entre juin 2018 et juin 2019 (a) et entre juin 2019 et juin 2020 (b).

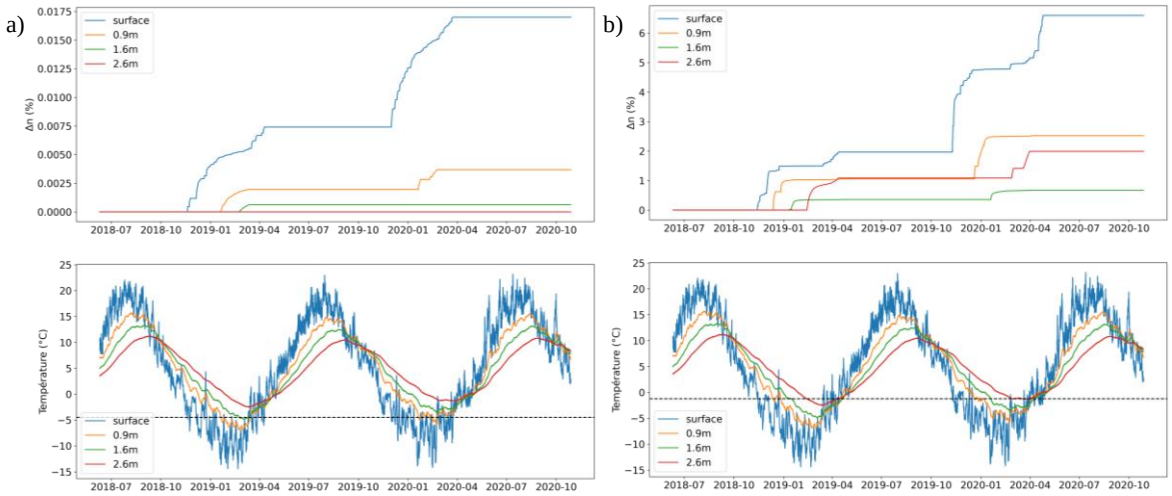


Figure 7. Variation totale de la porosité Δn telle que définie dans l'équation [3] pour Ft = 1,27 MPa·m$^{-1/2}$ (a) et 0,35 MPa·m$^{-1/2}$ (b) et simulée à l'aide des températures de la roche mesurées entre juin 2018 et octobre 2020. Les hausses notables de la porosité se produisent lorsque la température de la roche descend sous la température critique de dommage par le gel ($-\Delta T_c$ = -4,7°C pour Ft = 1,27 MPa·m$^{-1/2}$ et $-\Delta T_c$ = -1,2°C pour Ft = 0,35 MPa·m$^{-1/2}$).

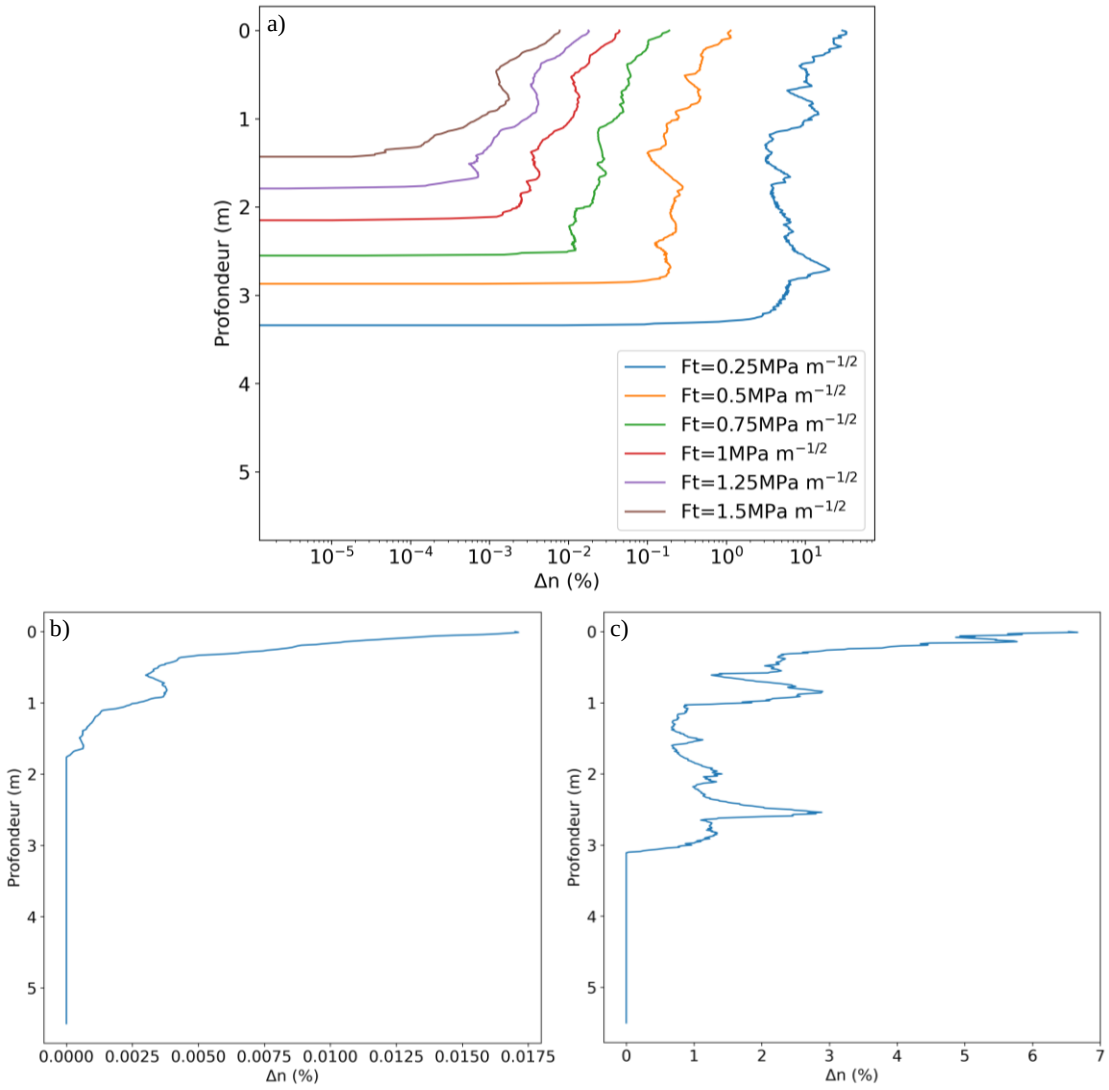


Figure 8. Variation totale de la porosité Δn telle que définie dans l'équation [4] et simulée à l'aide des températures de la roche mesurées entre juin 2018 et octobre 2020, illustrée en fonction de la profondeur et pour différente résistance à la fracturation (Ft) (a) et pour Ft = 1,27 MPa·m$^{-1/2}$ (b) et 0,35 MPa·m$^{-1/2}$ (c).

4. Modes de rupture

4.1 Critère de rupture

La longueur de surplomb et la position des fissures de tension ou celles causées par le gel suggèrent que leur propagation n'entraine pas automatiquement la chute d'un bloc (Fig. 2 et 3). La chute du bloc est plutôt le résultat d'une mise en surplomb graduelle des roches résistantes (grès/grauwacke) par la météorisation et l'érosion des roches tendres (siltsone/shale) sous-jacentes. Le recul des couches de roches tendres et leur affaissement mèneront au glissement ou au basculement du bloc.

L'approche classique pour déterminer les conditions d'équilibre et le mode de rupture d'un bloc sur un plan incliné ne prend pas en compte la longueur de surplomb du bloc (Fig. 9) (e.g. Goodman et Bray, 1976; Cruden, 1989; Selby, 1993; Wyllie et Mah, 2014). Selon cette approche, les blocs minces et allongés (p.ex.: rapport b/h > 1) auront tendance à glisser si α (angle de pente) > ϕ (angle de frottement) et si b/h > tanα. Les blocs épais et étroit (p.ex.: rapport b/h < 1) auront tendance à basculer si $\alpha < \phi$ et si b/h < tanα. Une approche reconnue, mais qui ne répond pas à toutes les conditions d'équilibre observées sur le terrain. Sur les parois naturelles de flysch ou tout autre type de roche fortement anisotrope, l'augmentation graduelle de la longueur de surplomb des blocs par érosion différentielle entraine une réorganisation progressive des contraintes (Fig. 9). Les blocs en surplomb répondent alors aux critères de rupture suivant:

$$\frac{(b-2L)}{h} = tan\alpha \qquad [5]$$

Ils auront tendance à basculer si: (b-2L)/h < tanα. Selon la théorie de Mohr-Coulomb, les critères de rupture par glissement devraient demeurer les mêmes puisque la contrainte normale (W·cosα) est considérée comme étant répartie uniformément sur l'ensemble du plan incliné (Fig. 9c). Dans le cas d'un bloc en surplomb, les contraintes sont concentrées vers l'avant du bloc (Fig. 9d).

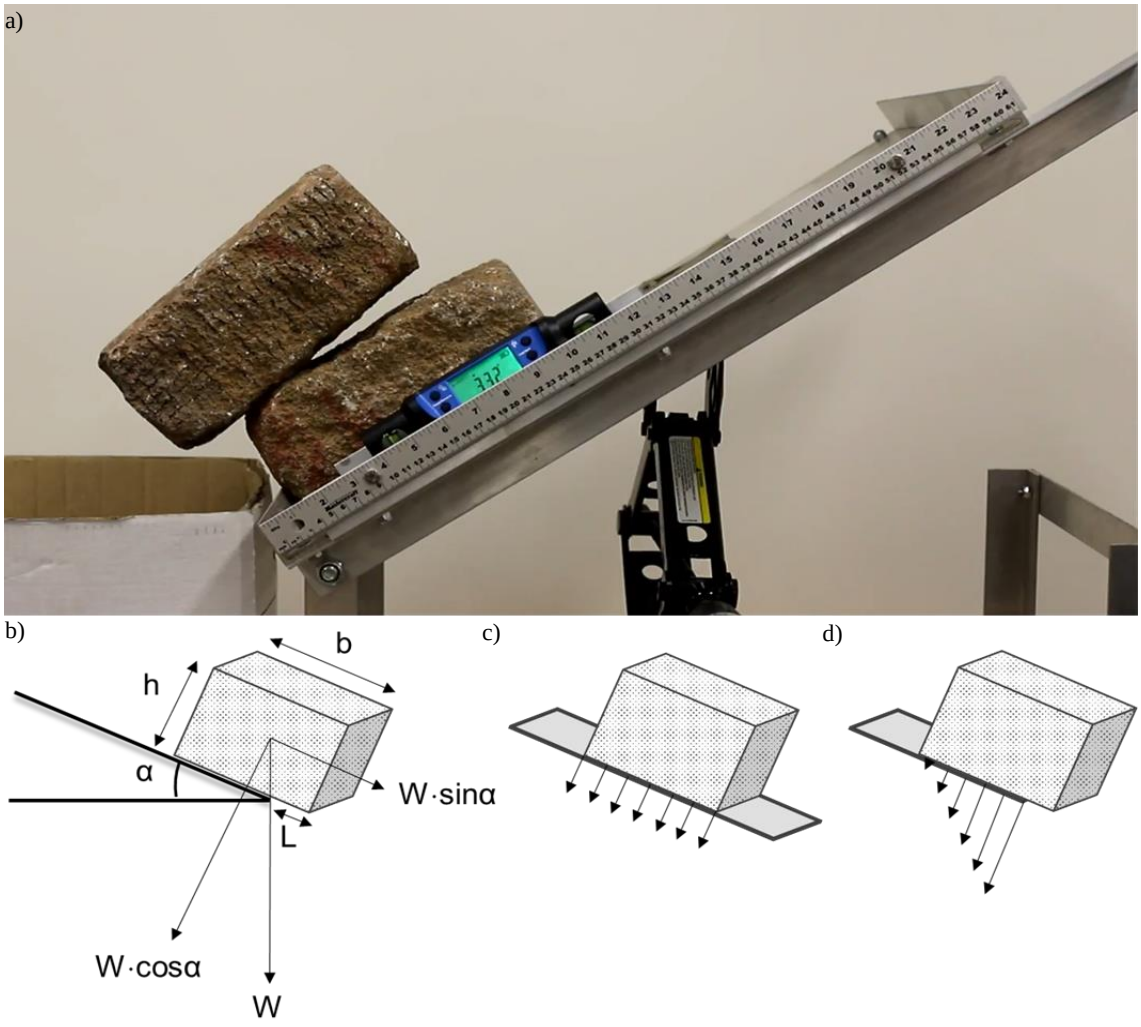


Figure 9. Table inclinable utilisée pour les essais de cisaillement/basculement (a), les paramètres géométriques d'un bloc en surplomb sur un plan incliné (b) et la répartition de la contrainte normale d'un bloc reposant sur un plan incliné sans surplomb (c) et avec surplomb (d).

4.2 Essais sur table inclinable

Pour tester la justesse du critère de rupture proposé et évaluer l'effet d'un surplomb sur ϕ, nous avons effectué 405 essais sur une table inclinable (Fig. 9a). Les essais ont été réalisés sur 10 pierres de maçonnerie caractérisées par différents coefficients de rugosité (JRC = 2, 4, 6 et 15) et par différents rapports b/h et L/b. 10 essais supplémentaires ont été réalisés sur des séquences de flysch recueillies sur le terrain. Ces essais visaient à déterminer l'angle de frottement sur des échantillons naturels et identifier les plans de faiblesse sur lesquels le glissement est susceptible de se produire dans ce type de géologie : à l'interface entre le grès et le shale ou le siltstone ou sur un plan de clivage dans le lit de shale ou de siltstone.

Les résultats des essais effectués avec la table inclinable (Fig. 10) répondent bien au critère de rupture par basculement proposé. Évidemment, pour un rapport b/h constant l'augmentation du rapport L/b se traduit par une diminution de α au moment de la rupture. Normalement, la rugosité des épontes ne devrait pas jouer un rôle sur la rupture des blocs en basculement (Fig. 11). Cependant, pour de fortes rugosités, la mauvaise imbrication des aspérités (ondulation ou rugosité de 1er ordre) entraine une erreur sur la mesure de la pente sur lequel repose le bloc ce qui engendre une plus grande variabilité lors des essais. Pour des blocs avec de faibles JRC, une certaine tendance est observable : pour un rapport b/h identique (p. ex. : 1), les blocs rugueux ont tendance à basculer sur des pentes inférieures ou avec un rapport L/b plus faibles (Fig. 11). L'absence d'imbrication des aspérités sur les blocs artificiels et la multiplication des points de contact entre deux blocs rugueux sont très certainement responsables d'un déséquilibre facilitant le basculement du bloc.

Pour les essais réalisés en laboratoire sur des blocs de maçonnerie, l'angle de frottement varie entre 20,8^o et 43,0^o pour une valeur moyenne de 32,0^o (Fig. 12). Des valeurs comparables ont été obtenues sur les échantillons naturels recueillis sur le terrain (min = 20,5^o; max = 45,2^o; moyenne = 32,0^o). On constate également que le JRC a un effet significatif sur ϕ (p-value < 0.05 et $F > F_{crit}$). Des résultats qui sont en accord avec le modèle empirique de Barton pour calculer la résistance au cisaillement le long d'une discontinuité (e.g. Barton, 1976, 2013). Il est également intéressant de constater que la longueur de surplomb ou plutôt la hausse du rapport L/b tend à accroitre ϕ pour les blocs avec un JRC entre 2 et 6 (Fig. 12). Pour les blocs avec un JRC de 15, la hausse du rapport L/b entraine plutôt une diminution marquée de ϕ. Statistiquement, la tendance à la hausse de ϕ n'est pas significative, mais elle soulève néanmoins la curiosité.

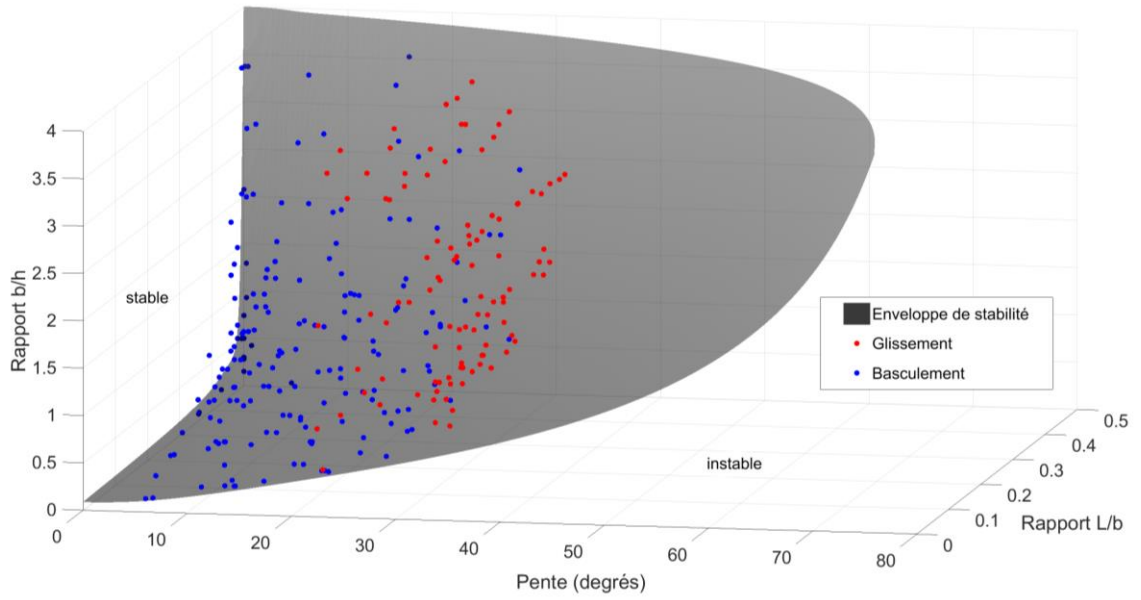


Figure 10. Résultats des essais de cisaillement et basculement d'un bloc en surplomb sur un plan incliné et critères de rupture par basculement d'un bloc en surplomb sur un plan incliné.

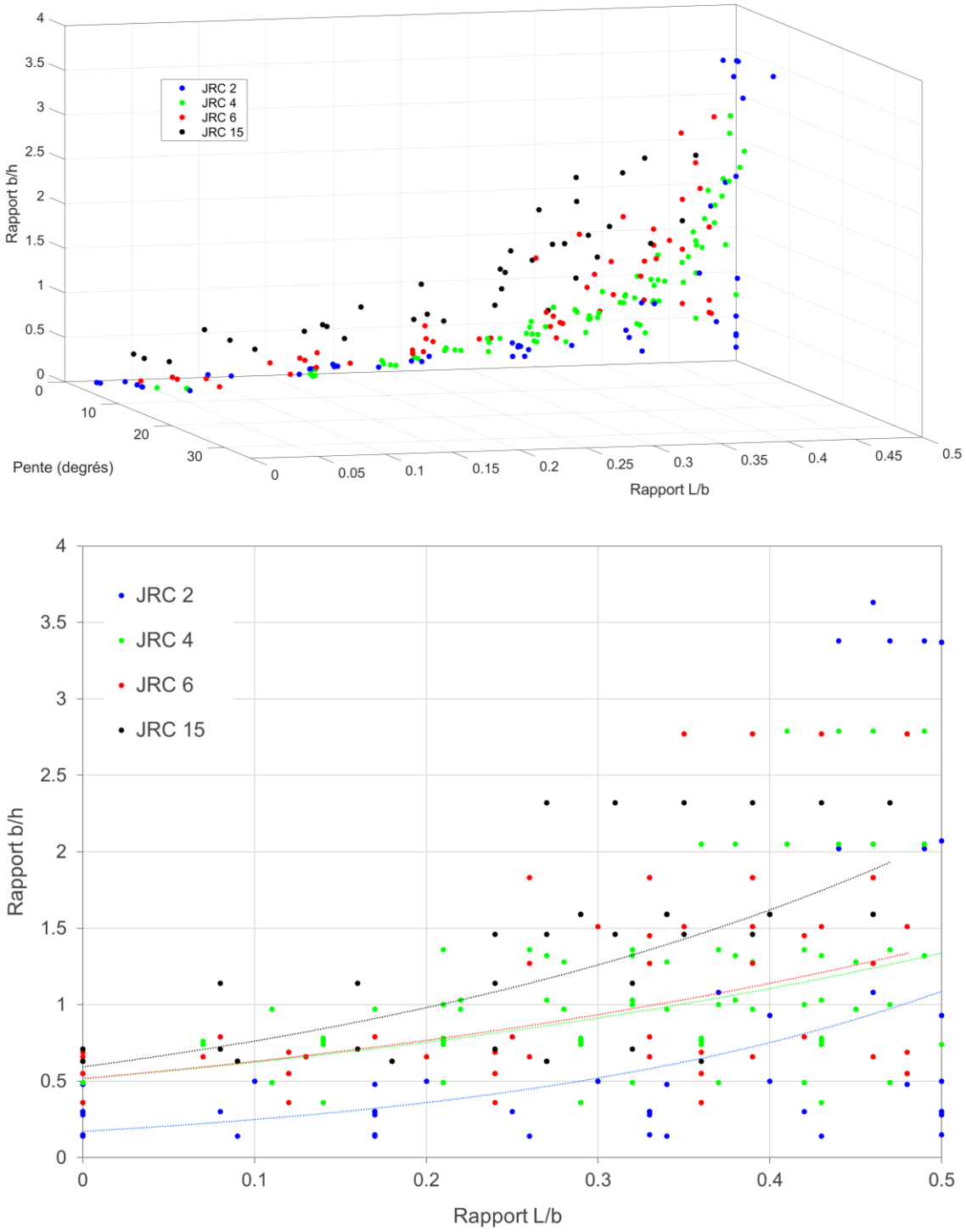


Figure 11. Effet de la rugosité des épontes rocheuses (JRC) sur les conditions géométriques des blocs pour les ruptures en basculement.

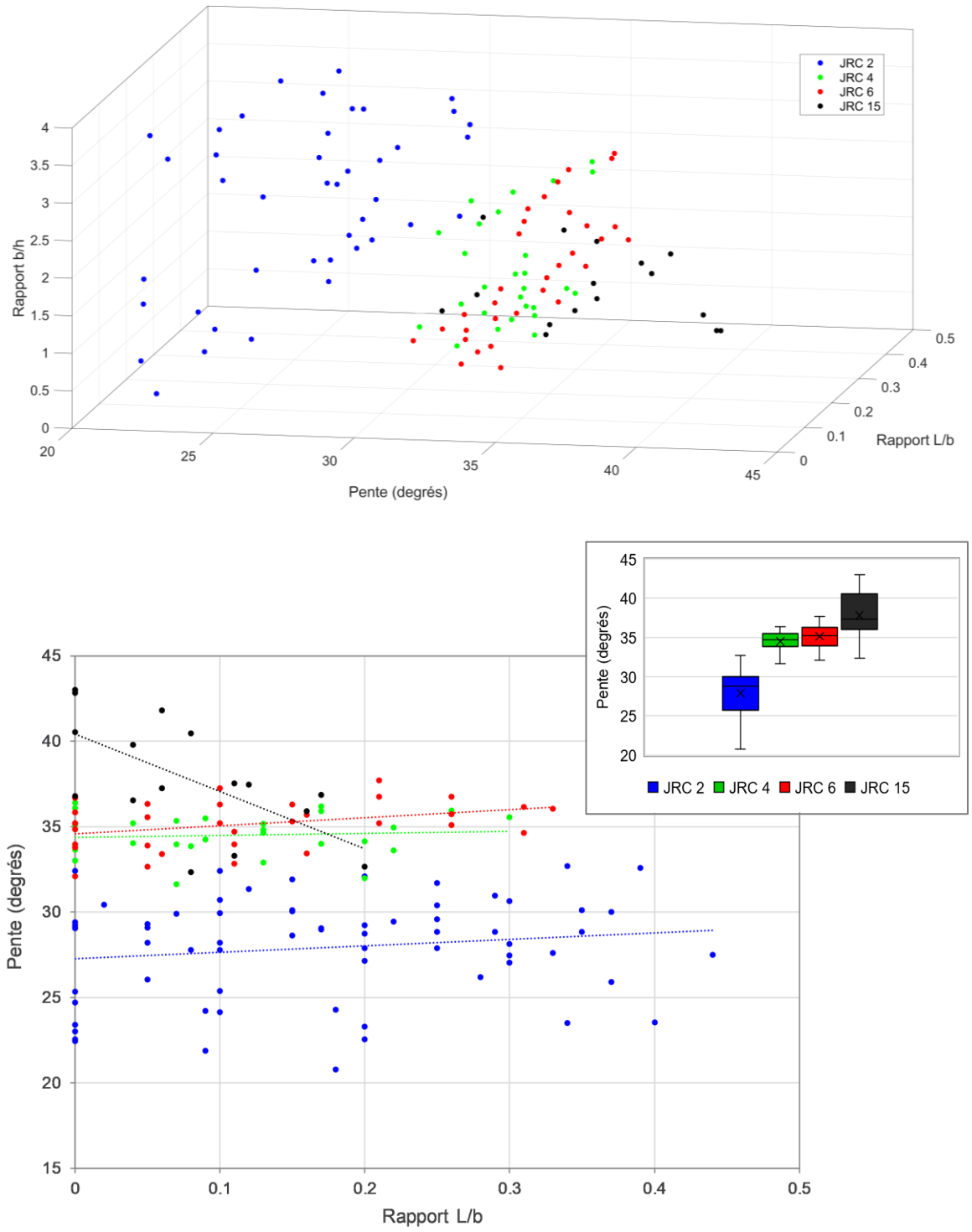


Figure 12. Effet de la rugosité des épontes rocheuses (JRC) sur les conditions géométriques des blocs pour les ruptures en glissement.

4. Discussion et conclusions

L'érosion différentielle est un phénomène qui a été décrit à plusieurs reprises pour expliquer les déformations et le développement des instabilités dans les massifs de roche anisotrope à litage horizontal ou sub-horizontal (e.g. Cano et Tomás, 2013; Miščević et Vlastelica, 2014). À notre connaissance, les mécanismes responsables de la propagation des fissures dans ce type de matériel et structure géologique n'avaient pas été approfondis. Les résultats de nos travaux suggèrent que le développement des fissures ne peut pas être entièrement attribué au recul des roches tendres et à la mise en porte-à-faux des roches résistantes. La surestimation de la longueur critique des masses de roche en porte-à-faux par les trois modèles mécaniques démontre que d'autres processus doivent être invoqués pour expliquer la très faible résistance en tension de la roche. D'autres facteurs comme la décompression par le retrait de contrainte de confinement causée par le retrait des glaces et l'érosion peuvent aussi expliquer la formation de joint de tension parallèle à la surface des parois rocheuses (Ballantyne, 2002; Wilson, 2005; McColl et al., 2010; McColl, 2012). Mais, le patron de développement naturel des discontinuités dans ce type de géologie est aussi influencé par l'épaisseur des bancs sédimentaires et leurs résistances en tension (Narr et Suppe, 1991; Ruf et al., 1998; Ji et al., 1998; Roy et al., 2017; Ji et al., 2021). Sous un climat froid et humide tel que celui du nord de la Gaspésie, la formation de glace de ségrégation peut expliquer l'apparition de points faibles et la diminution progressive de la résistance à la fracturation de la roche (e.g. Eppes et Keanini, 2017). Le modèle thermomécanique de gélifraction (Rempel et al., 2016) utilisé pour estimer la hausse de la porosité dans la roche a permis de démontrer que les dommages causés par le gel se concentraient dans les premiers décimètres de la paroi à des profondeurs concomitantes avec les zones d'effort maximal en tension. Il appert donc vraisemblable d'affirmer que le développement des fissures résulte de processus concomitants qui interagissent sur de longues périodes. Ces derniers pouvant être décrits comme de la fatigue provoquée par une mise en tension croissante et une diminution graduelle de la résistance en tension sous l'effet d'une hausse de la porosité causée par la formation de glace de ségrégation. Nos résultats soutiennent également l'idée qu'une roche nouvellement exposée sera plus résistante à la fracturation, mais que sa résistance diminuera de manière exponentielle avec la hausse de la porosité et la diminution de la résistance à la fracturation. Les mécanismes proposés ici n'excluent pas la cooccurrence probable d'autres processus de météorisation ou d'autres prédispositions à la fracturation d'origine géologique ou structurale. L'hydroclastie est également un phénomène courant dans ce type de formation géologique. Il est probable que les déformations mécaniques induites par ce phénomène dans les roches argileuses (chap. 3) provoquent également des déformations menant à la rupture dans les strates de roche plus résistante. Le patron de discontinuités orthogonales, présent dans ce type de roche sédimentaire au litage horizontal et subhorizontal, correspond également aux fissures de tension dans les strates de roche résistante mise en porte-à-faux. Cet aspect devrait également être approfondi afin de déterminer si les caractéristiques (espacement, persistance) de cette famille de discontinuité sont identiques à la surface des parois à celles présentes plus en profondeur; là où la roche n'est pas affectée par les processus de météorisation et par la mise en surplomb des strates de roche résistante par de l'érosion différentielle.

Normalement, l'ouverture d'une fissure de tension sur une masse rocheuse en surplomb provoque la chute d'un bloc. Les observations sur le terrain montrent que les fissures ne se développent pas directement au niveau du surplomb, mais à quelques centimètres ou décimètres à

l'intérieur du massif. Une observation qui s'explique par le recul et l'affaissement progressif des strates de shales (Birien et Gauthier, 2022) qui agissent comme des plans de glissement dont la pente s'accroit avec le temps. Un critère de rupture adapté à des blocs en surplomb a été proposé pour déterminer les conditions limites de rupture en basculement. Des essais réalisés sur une table inclinable ont permis de valider le critère de rupture et évaluer l'effet de la rugosité sur l'angle de frottement. Des essais et des analyses plus poussées devraient être entrepris pour évaluer si la redistribution des contraintes vers l'avant d'un bloc en surplomb est négligeable ou non dans le calcul de la résistance au cisaillement. Finalement, ce critère de rupture pourrait être utilisé pour identifier les blocs ou les séquences de roche métastables à partir de critères morphologiques et d'une analyse des jeux de discontinuité extraits d'un modèle numérique de terrain à haute résolution généré au LiDAR ou par photogrammétrie (e.g. Dunham et al., 2017). Ceci permettrait de cibler les zones prioritaires d'interventions d'écaillage.

Références

Atkinson, B.K. (1984). Subcritical crack growth in geological materials. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B6): 4077–4114.

Barton, N. (1976). The shear strength of rock and rock joints. In International Journal of rock mechanics and mining sciences & Geomechanics abstracts. Elsevier. pp. 255–279.

Barton, N. (2013). Shear strength criteria for rock, rock joints, rockfill and rock masses: Problems and some solutions. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 5(4): 249–261.

Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Influence of climate-dependent variables on deformation and differential erosion of stratified sedimentary rocks. Geomorphology.

Cano, M. et Tomás, R. (2013). Characterization of the instability mechanisms affecting slopes on carbonatic Flysch: Alicante (SE Spain), case study. Engineering Geology, 156: 68–91.

Collins, B.D. et Stock, G.M. (2016). Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. Nature Geoscience, 9(5): 395–400.

Cruden, D.M. (1989). Limits to common toppling. Canadian Geotechnical Journal, 26(4): 737–742.

D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L. et Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. Natural Hazards and Earth System Sciences, 16(3): 719–735.

Draebing, D. et Mayer, T. (2021). Topographic and geologic controls on frost cracking in Alpine rockwalls. Journal of Geophysical Research: Earth Surface: e2021JF006163.

Dunham, L., Wartman, J., Olsen, M. J., O'Banion, M. et Cunningham, K. (2017). Rockfall Activity Index (RAI): A lidar-derived, morphology-based method for hazard assessment. Engineering geology, 221: 184-192

Dunn, J.R. et Hudec, P.P. (1972). Frost and sorption effects in argillaceous rocks, frost action in soils. Highway Research Record (Highway Research Board) 393, 65-78.

Dwivedi, R. D., Soni, A. K., Goel, R. K. et Dube, A. K. (2000). Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 37(8), 1267-1275.

Environnement Canada (2022). Compilation des données historiques d'Environnement Canada.

Eppes, M.C. et Keanini, R. (2017). Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependent subcritical cracking. Reviews of Geophysics, 55(2): 470–508.

Girard, L., Gruber, S., Weber, S. et Beutel, J. (2013). Environmental controls of frost cracking revealed through in situ acoustic emission measurements in steep bedrock. Geophysical Research Letters, 40(9): 1748–1753.

Goodman, R.E. et Bray, J.W. (1976). Toppling of rock slopes. In Proc. Speciality Conference on Rock Engineering for Foundation and Slopes. ASCE. pp. 201–234.

Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V. et Guglielmi, Y. (2005). Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 42: 331–349.

Hall, K. (1986). Rock moisture content in the field and the laboratory and its relationship to mechanical weathering studies. Earth Surface Processes and Landforms, 11(2): 131–142.

Hall, K., Thorn, C.E., Matsuoka, N. et Prick, A. (2002). Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. Progress in Physical Geography, 26(4): 577–603.

Heap, M.J., Wadsworth, F.B., Heng, Z., Xu, T., Griffiths, L., Aguilar Velasco, A., Vairé, E., Vistour, M., Reuschlé, T., Troll, V.R., Deegan, F.M. et Tang, C. (2021). The tensile strength of volcanic rocks: Experiments and models. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 418.

Ji, S., Zhu, Z. et Wang, Z. (1998). Relationship between joint spacing and bed thickness in sedimentary rocks: effects of interbed slip. Geological Magazine, 135(5): 637-655.

Ji, S., Li, L. et Marcotte, D. (2021). Power-law relationship between joint spacing and bed thickness in sedimentary rocks and implications for layered rock mechanics. Journal of Structural Geology, 150: 104413.

Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T. et Matsukura, Y. (2006). Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan. Geomorphology, 80(3–4): 236–244.

Krautblatter, M., Funk, D. et Günzel, F.K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. Earth Surface Processes and Landforms, 38(8): 876–887.

Lee, F.T. (1989). Slope movements in the Cheshire Quartzite, southwestern Vermont. In Landslide processes of the eastern United States and Puerto Rico. Edited by A.P. Schultz et R.W. Jibson. Geological Society of America.

Li, L. et Aubertin, M. (2003). A general relationship between porosity and uniaxial strength of engineering materials. Canadian Journal of Civil Engineering, 30(4): 644–658.

Lockner, D.A. (1995). Rock failure. Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants, 3: 127–147.

Lockner, D.A. et Beeler, N.M. (2002). Rock failure and earthquakes. International Geophysics Series, 81(A): 505–538.

Maekado, A. (1990). Critical length of ledge developed on an artificially cut slope: An examle. 地形, 11: 363–368.

Makedon, T. et Chatzigogos, N. (2012). Failure mechanism of overhanging slopes in sedimentary rocks with dissimilar mechanical properties. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 71(4): 703–708.

Mateos, R.M., García-Moreno, I. et Azañón, J.M. (2012). Freeze–thaw cycles and rainfall as triggering factors of mass movements in a warm Mediterranean region: the case of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). Landslides, 9(3): 417–432.

Matsukura, Y. (1990). Notch formation due to freeze-thaw action in the north-facing valley cliff of the Asama volcano region. The Geographical Bulletin, 32(2): 118.

McConnell, R.G. et Brock, R.W. (1902). Report on the great landslide at Frank, Alberta, Canada. Canadian Department of the Interior, Annual Report, 1903.

Ministère du Transport du Québec (2021). Base de données événementielle des chutes de pierres entre 1987 et 2021.

Miščević, P. et Vlastelica, G. (2014). Impact of weathering on slope stability in soft rock mass. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 6(3): 240–250.

Mogi, K. (1962). The influence of the dimensions of specimens on the fracture strength of rocks: comparison between the strength of rock specimens and that of the earth's crust. 東京大學地震研究所彙報= Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 40(1): 175–185.

Narr, W. et Suppe, J. (1991). Joint spacing in sedimentary rocks. Journal of Structural Geology, 13(9): 1037-1048.

Perras, M.A. et Diederichs, M.S. (2014). A Review of the Tensile Strength of Rock: Concepts and Testing. Geotechnical and Geological Engineering, 32(2): 525–546.

Rempel, A.W., Marshall, J.A. et Roering, J.J. (2016). Modeling relative frost weathering rates at geomorphic scales. Earth and Planetary Science Letters, 453: 87–95.

Roy, D. G., Singh, T. N. et Kodikara, J. (2017). Influence of joint anisotropy on the fracturing behavior of a sedimentary rock. Engineering Geology, 228: 224-237.

Ruf, J. C., Rust, K. A. et Engelder, T. (1998). Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. Tectonophysics, 295(1-2): 245-257.

Sass, O. (2005). Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering. Earth Surface Processes and Landforms, 30: 359–374.

Selby, M.J. (1993). Hillslope Materials And Processes. Oxford University Press, Oxford.

Senseny, P. E. et Pfeifle, T. W. (1984). Fracture toughness of sandstones and shales. Proceedings *in* The 25th US Symposium on Rock Mechanics (USRMS). OnePetro.

Siman-Tov, S., Katz, O. et Matmon, A. (2017). Examining the effects of ground motion and rock strength on the size of boulders falling from an overhanging cliff. Engineering Geology, 220: 164–174.

Slivitzky, A., Lachambre, G. et Julien, P.S. (1991). Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie.

Sunamura, T. (1995). Rock control in coastal geomorphic processes. In International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts. p. 103A.

Terzaghi, K. (1950). Mechanism of landslides, Application of Geology to Engineering Practice, Sidney Paige.

Tharp, T.M. (1983). Mechanics of failure for rock masses subjected to long-term tensile loading-analysis of large naturally occurring cantilevers. In The 24th US Symposium on Rock Mechanics (USRMS). OnePetro.

Trenhaile, A. (2006). Tidal wetting and drying on shore platforms: an experimental study of surface expansion and contraction. Geomorphology, 76(3–4): 316–331.

Trenhaile, A.S. et Rudakas, P.A. (1981). Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 35(2): 171–181.

Walder, J. et Hallet, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. Geological Society of America Bulletin, 96(3): 336–346.

Wyllie, D.C. et Mah, C. (2014). Rock slope engineering: Civil and Mining, 4th Edition. CRC Press.

Chapitre 3. Influence des conditions météorologiques sur les déformations à la surface d'une séquence de roche sédimentaire stratifiée (flysch) le long des routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 3

Influence des conditions météorologiques sur les déformations à la surface d'une séquence de roche sédimentaire stratifiée (flysch) le long des routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec)

Tom Birien, Francis Gauthier

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

La chute de pierres est un mouvement de versant qui mobilise des blocs superficiels qui se détachent d'un escarpement rocheux (Selby, 1982). En raison des caractéristiques peu prévisibles des instabilités rocheuses, la capacité de prendre des mesures d'évitement est pratiquement nulle lorsqu'un événement se produit (Volkwein et al., 2011). L'occurrence des chutes de pierres étant quotidienne dans les régions montagneuses (Dorren, 2003), de nombreux exemples d'infrastructures endommagées ou de personnes tuées par des chutes de pierres sont décrits dans la littérature (e.g. Badger et Lowell, 1992; Badoux et al, 2016; Bunce et al., 1991; Chau et al., 2003; Hilker et al., 2009; Porter et Orombelli, 1980). Afin de diminuer le risque pour les infrastructures et les personnes, une meilleure compréhension de l'aléa est nécessaire (Dorren, 2003; Erismann et Abele, 2001).

Bien que les chutes de pierres soient avant tout des phénomènes gravitaires, d'autres facteurs conditionnent leur développement. Les instabilités résultent d'un relai de processus qui interagissent sur de longues périodes. Elles ne sont jamais l'unique résultat du changement apparent le plus récent (Draebing et Krautblatter, 2019; Gunzburger et al., 2005). Dans une optique de gestion de risque, la première étape de la démarche consiste à mieux comprendre ces « pre-failure processes » qui conditionnent le développement des chutes de pierres. Les variations thermiques et de teneur en eau à la surface d'une paroi rocheuse contribuent grandement à son altération. Ces variations sont responsables des cycles thermiques dans le matériau (Collins et Stock, 2016; Gischig et al., 2011b; Gunzburger et al., 2005), du processus de retrait-gonflement dans les roches poreuses et argileuses (Cripps et Taylor, 1981; Dunn et Hudec, 1972; Hall, 1986; Hall et Hall, 1996; Vergara et Triantafyllidis, 2016), des variations de pression hydrostatique dans les discontinuités (D'Amato et al., 2016; Terzaghi, 1962) et des cycles gel-dégel dans les massifs rocheux (Draebing et Krautblatter, 2019; Gruner, 2006; Matsuoka, 2001; Matsuoka et al., 1997). En déformant la roche, ces processus peuvent conduire à une rupture des ponts rocheux et à une augmentation de l'ouverture et de la persistance des discontinuités (Eberhardt et al., 2004; Eppes et Keanini, 2017; Erismann et Abele, 2001; Gischig et al., 2011a; Terzaghi, 1962). Sous l'effet de ces « pre-failure processes », les roches affleurantes ou avoisinant la surface s'altèrent et se fragmentent progressivement (Ollier, 1984). Ces processus sont donc les précurseurs des chutes de pierres (Draebing, 2021; Eberhardt et al., 2004).

Souvent présumée mais rarement quantifiée, l'influence des variables météorologiques sur les déformations qui conduisent à la fissuration de la roche intacte et à l'ouverture de discontinuités existantes est de plus en plus étudiée à travers le monde (e.g. Draebing, 2021; Draebing et Krautblatter, 2019; Eppes et Keanini, 2017; Matsuoka, 2008). Néanmoins, ces études se concentrent généralement sur la relation entre un processus spécifique (*e.g. freezing, thermal cycles, moisture fluctuations*) et l'altération d'une portion de roche. La contribution relative de chacun de ces « climate-dependent processes » sur la déformation et la fissuration de la roche reste méconnue. Pourtant, les contraintes que ces processus appliquent sur une portion de roche s'additionnent au cours du temps et peuvent aussi se cumuler à un instant donné (Anderson, 2005). De manière générale, le rôle de la météorisation sur la dynamique qui conduit au développement des instabilités rocheuses doit encore être explorée, notamment pour les parois rocheuses sédimentaires stratifiées comme les séquences de flysch (Miščević et Vlastelica, 2014). Selon les caractéristiques du plan de stratification de ces escarpements, leur érosion différentielle mène à des morphologies et à des modes de ruptures variés (e.g. basculement, glissement, écroulement) (Cano et Tomás, 2013). Néanmoins, même si le phénomène d'érosion différentielle des parois de roche sédimentaire est bien compris et souvent mentionné, il ne semble jamais avoir été quantifié à l'échelle des strates sédimentaires.

Ce chapitre vise à approfondir notre compréhension de l'influence des variables météorologiques sur les déformations pré-ruptures qui conduisent au développement des instabilités dans une séquence de roches sédimentaires stratifiées (flysch). Afin de répondre à cet objectif, une séquence de flysch a été instrumentée sur une paroi rocheuse du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Des extensomètres ont été déployés ainsi qu'une multitude de sondes hydrométéorologiques. Ces instruments ont permis de constituer une base de données conséquentes de plus de 27 mois. À partir de ces mesures, les déformations majeures qui affectent la séquence de flysch sont identifiées (1) et mises en relation avec les variables météorologiques occurrentes (2). En s'appuyant sur les tendances des séries temporelles des extensomètres et des observations terrain, la dynamique d'érosion différentielle et de développement des instabilités rocheuses de la séquence de flysch étudiée est discutée (3).

2. Site d'étude

En Haute-Gaspésie, la route nationale 132 sépare la paroi et le talus d'éboulis du Golfe du Saint-Laurent. Cette route enclavée est sujette à de nombreux aléas naturels : érosion du littoral et submersion marine (Drejza et al., 2014) d'un côté, avalanches de neige (Fortin et al., 2011; Hétu, 2007), chutes de blocs de glace (Gauthier et al., 2012), coulées de débris (Fortin et al., 2015) et chutes de pierres de l'autre. Entre 1987 et 2020, 13 261 événements de chutes de pierres ont été répertoriés par le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) sur les 25 km de la route 132 qui sont surplombés par une paroi rocheuse (MTMQ, 2021). D'après la classification de Köppen, cette région est caractérisée par un climat continental, humide à été court et frais. Sur la période 1991-2020, la température moyenne annuelle s'établit à 3.9°C, la température moyenne du mois le plus chaud à 16.3°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid à -9.2°C (janvier). Sur cette même période de 30 ans, les précipitations annuelles culminent à 888 mm dont 33% tombent sous forme de neige (Environnement Canada, 2021). L'exposition nord-ouest de la paroi rocheuse (340°) limite l'influence du rayonnement solaire sur

la température de la roche. Elle demeure ombragée toute la journée de la mi-octobre à la mi-mars avant d'être de nouveau exposée au rayonnement solaire en fin d'après-midi.

La paroi rocheuse étudiée est située à 2 km à l'ouest du village de Gros-Morne en Haute-Gaspésie, Québec, Canada (49°15'20.5"N 65°33'54.0"W, Fig. 1). Dans le secteur instrumenté, la hauteur de la paroi est de l'ordre de 45 m, sa pente de 80° et son orientation est de 340° (nord-nord-ouest). La paroi, taillée dans les flyschs ordoviciens est principalement constituée d'une alternance de strates de grès, de siltstone et de shale pélagique d'épaisseurs pluri-décimétriques (Enos, 1969a; Enos, 1969b). La structure de la paroi est légèrement anaclinale : le plan de stratification principal (litage) présente un pendage de 10° et une direction de pendage d'environ 100° avec de nombreuses diaclases perpendiculaires à ce plan. La paroi ne présente pas de déformation tectonique majeure (faille et pli) au lieu de l'expérience. Elle s'inscrit dans le groupe E (GIS entre 25 et 35) suivant la classification GIS (Geological Strength Index) pour les masses rocheuses hétérogènes telles que les flyshs (Marinos et Hoek, 2001). Elle surplombe un talus d'éboulis d'une quarantaine de mètres de hauteur dont la pente avoisine 38°. Ce talus est dépourvu de végétation dans sa partie supérieure et couvert par endroit d'une sapinière dans sa partie inférieure. Hormis quelques blocs de grès de taille pluri-décimétrique et de forme compacte qui roulent jusque dans le bas du talus, les débris qui l'alimentent sont généralement de taille centimétrique, de forme allongée ou aplatie, avec un faible indice de sphéricité (Gauthier et al., 2013).

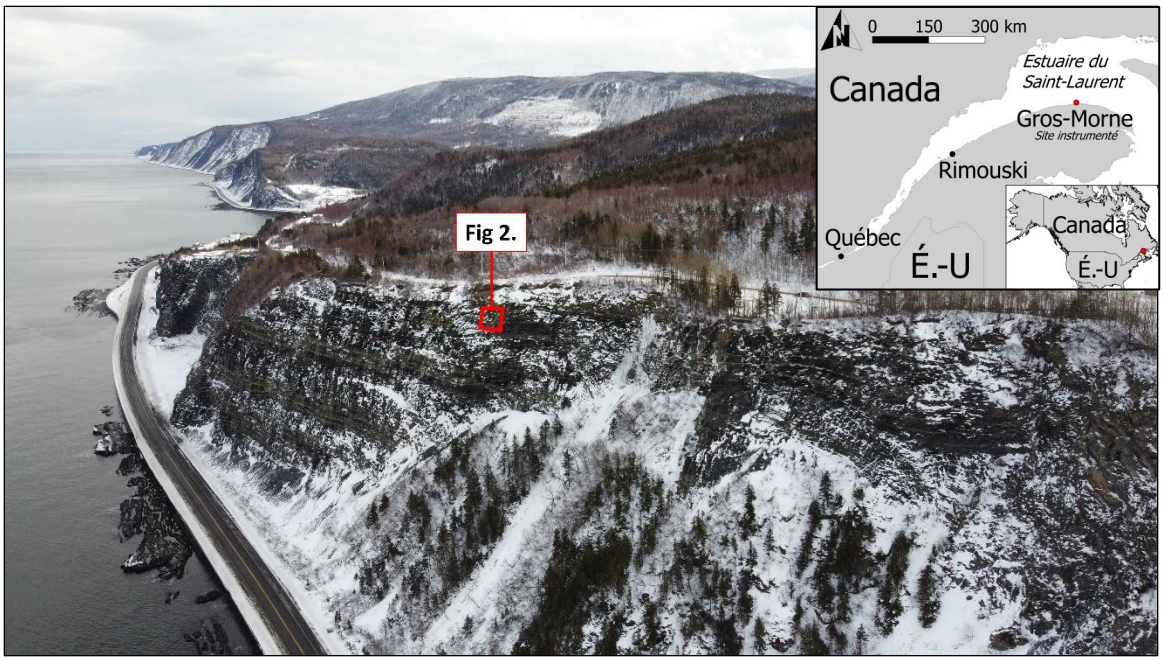


Figure 1. Localisation et aperçu de la paroi rocheuse instrumentée surplombant la route 132 à l'ouest de Gros-Morne. Le carré rouge correspond à la portion de paroi rocheuse instrumentée.

3. Méthodes

3.1 Mesures des déformations de la roche

Des extensomètres ou « crack meter » (Vibrating Wire – 1D de RST Instruments Ltd.) ont été utilisés pour mesurer les déformations dans la roche. Ils enregistrent les mouvements d'expansion et de contraction qui se produisent entre leurs ancrages. La résolution des instruments est inférieure à 0.01% de l'extension maximale (50 et 100 mm) et la calibration des instruments après correction de la température permet de prendre en considération des déplacements d'amplitude supérieure ou égale à 0.1 mm. Un des deux extensomètres est positionné verticalement dans une strate de siltstone altérée dont le plan de foliation est horizontal (Fig. 2.1). La distance entre les deux ancrages de l'instrument est de 34.5 cm. Le deuxième extensomètre est positionné horizontalement dans une strate de grès (Fig. 2.2). La distance entre les deux ancrages de l'instrument est de 33 cm. Un de ces deux ancrages est placé dans un bloc de grès précaire, désolidarisé de la strate de grès par une fracture verticale persistante. L'ouverture de la fracture est plus importante dans le haut de la strate (~4 mm) que dans le bas (~0.5 mm), témoignant d'un léger affaissement du bloc de grès désolidarisé. Le pas d'enregistrement des extensomètres est de 15 minutes.

La paroi rocheuse étudiée est caractérisée par une alternance répétée de strates de grès, de shale et de siltstone. En instrumentant une strate de grès et une strate de siltstone, on s'attend à voir d'éventuelles différences dans l'amplitude et dans la direction (expansion/contraction) des déformations. Ces différences pourraient s'expliquer par la lithologie, par la structure ou bien par le degré d'altération de la portion de roche encadrée. Les informations obtenues à partir des séries temporelles des extensomètres pourraient contribuer à la compréhension de la dynamique d'érosion différentielle de la paroi rocheuse. Le degré d'altération toujours avancé en surface des strates de shale ne permettait pas d'y installer un extensomètre.

3.2 Données météorologiques

Afin de mettre en évidence l'influence des variables météorologiques sur les déformations qui affectent les portions de roche étudiées, différents instruments ont été installés directement sur la paroi rocheuse (Fig. 2). Une grappe de thermistances (thermistor string and data logger 915 MHz de Geoprecision) perpendiculaire à la surface de la paroi rocheuse permet de mesurer la température (°C) tous les 30 cm jusqu'à trois mètres de profondeur (Fig. 2.3). La température de surface est utilisée pour quantifier les cycles thermiques alors que la température plus en profondeur dans le massif rocheux sert d'indicateur de la profondeur atteinte par le front de gel et par le front de dégel lors de la saison hivernale. Le rayonnement solaire incident (W/m^2) est également mesuré à un mètre de distance de la paroi rocheuse (S-LIB-M003 de Onset) (Fig. 2.4). Afin d'être représentatif de l'énergie reçue ou réfléchie, l'instrument est positionné perpendiculairement à la paroi rocheuse. Le contenu en eau à la surface de la paroi rocheuse (m^3/m^3) est enregistré localement par un senseur S-SMC-M005 de Onset (Fig. 2.5). La sonde a été insérée dans un banc de shale dont la surface est complètement altérée et dont la texture s'apparente davantage à celle d'un sol à granulométrie sablo-limoneuse. Considérant la nature du substrat, les mesures doivent être considérées comme des valeurs relatives de la teneur en eau. Les quantités de précipitations (mm) sont aussi mesurées à l'aide d'un pluviomètre TE525WS-L de Campbell. L'adaptateur CS705 placé sur le pluviomètre lors de la saison hivernale permet de mesurer l'équivalent en eau des précipitations solides. Le

pluviomètre est le seul instrument qui n'est pas directement installé sur la paroi rocheuse. Il est néanmoins situé à proximité (21 km à l'ouest), dans un environnement similaire (bordé par le Golfe du Saint-Laurent, à la même altitude). Comme pour les extensomètres, le pas d'enregistrement des instruments météorologiques est de 15 minutes. La collecte de données s'est déroulée du 01-07-2018 au 15-10-2020 et s'étend donc sur une période de 27.5 mois (838 jours).

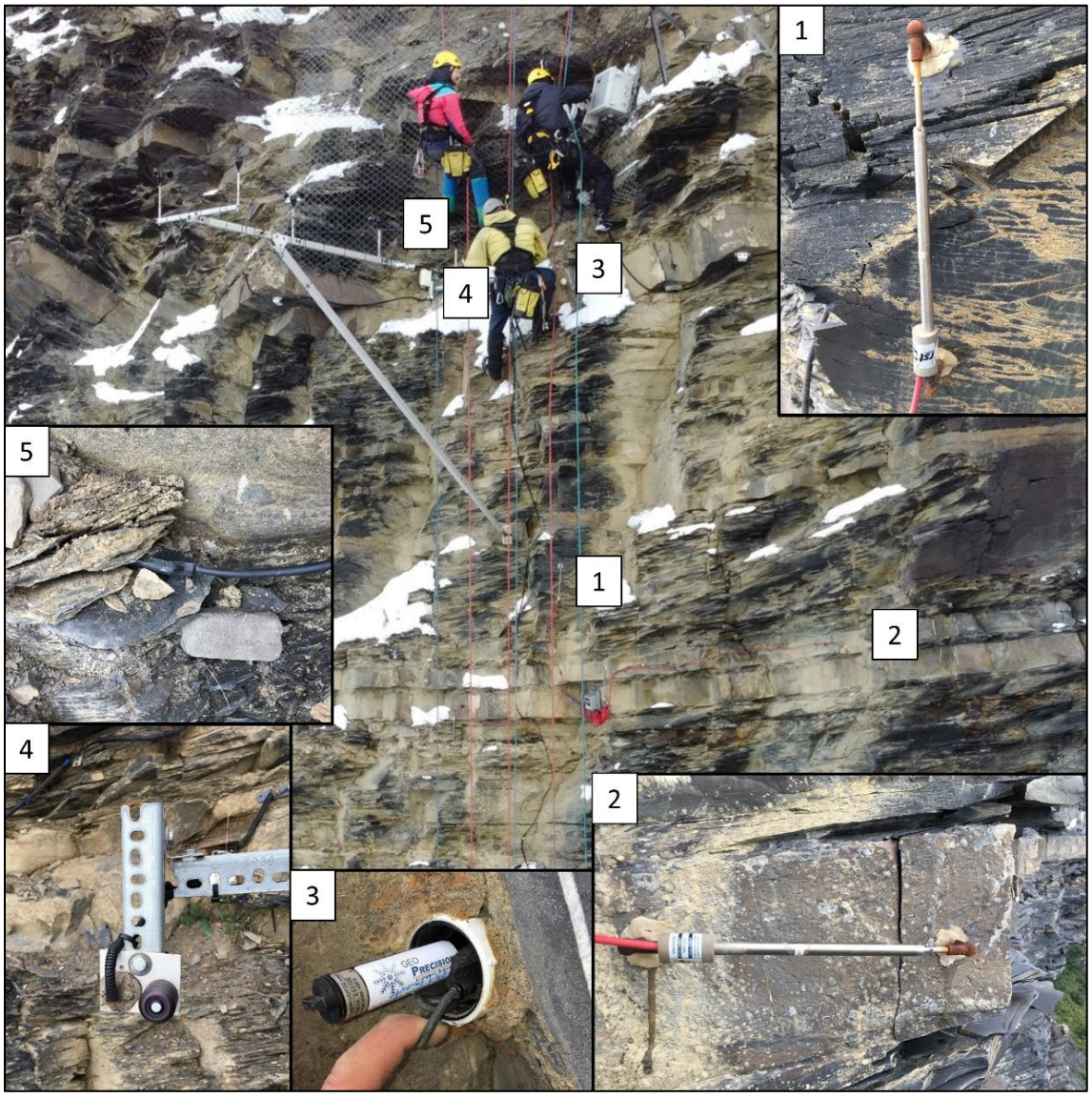


Figure 2. Paroi rocheuse instrumentée avec un extensomètre placé à la vertical dans une séquence de silstone (1), un extensomètre placé à l'horizontal dans une strate de grès (2), un grappe de thermistance dans un puits de forage horizontal (3), des pyranomètres (4) et une sonde de teneur en eau (5).

3.3 Traitement et analyse des données

Afin de mettre en évidence l'effet des variables météorologiques sur les déformations à la surface de la paroi rocheuse, les déformations les plus conséquentes enregistrées par les extensomètres ont été identifiées. L'objectif de cette démarche est d'analyser des événements qui se démarquent de la tendance ou de la cyclicité induite par les variations quotidiennes et saisonnières de la température de l'air (Draebing et al., 2021; Weber et al., 2017). Considérant la précision de l'instrument (0.1 mm), les mouvements définis comme majeurs dans cette étude sont ceux dont l'amplitude est supérieure à 0.15 mm et qui se développent à une vitesse supérieure à 0.1 mm/24h. Ce seuil permet d'analyser un nombre d'événements jugé significatif, tout en considérant des déformations qui se distinguent réellement de la variabilité moyenne de la série temporelle par leurs fortes amplitudes. L'ajout d'une vitesse permet de retenir des mouvements soudains, d'une durée maximale de quelques jours, qui se démarquent des tendances saisonnières. Dans la suite de cet article, le terme « déformation majeure » est utilisé lorsqu'on fait référence à ces mouvements conséquents (>0.15mm) et soudains (0.1 mm/24h).

Parmi les déformations majeures identifiées dans les séries temporelles des deux extensomètres, un seuil de réversibilité a été ajouté. La réversibilité des déformations qui affectent la roche est une notion importante à prendre en compte. Lorsque les mouvements sont réversibles, c'est que leur amplitude reste en deçà de la limite d'élasticité du matériel (Gischig et al., 2011a). Par opposition, le développement de mouvements irréversibles témoigne d'une augmentation progressive du degré d'altération de la roche (Weber et al., 2017). En effet, lorsqu'une déformation est irréversible, la limite d'élasticité d'une discontinuité de la portion de roche étudiée est atteinte et cette irréversibilité se matérialise généralement par une rupture des ponts rocheux, par une augmentation de l'ouverture et/ou de la persistance des fractures ou par un déplacement le long d'une discontinuité existante (Draebing et Krautblatter, 2019; Eberhardt et al., 2004; Gischig et al., 2011a). L'accumulation des déformations irréversibles qui affectent une portion d'une paroi rocheuse peut à terme conduire à des chutes de pierres (Eppes et Keanini, 2017; Erismann et Abele, 2001). Selon le degré d'altération de la roche, une même contrainte appliquée peut se traduire par une déformation réversible ou bien par une déformation irréversible (Weber et al., 2017).

À l'échelle journalière, certaines déformations réversibles peuvent apparaitre comme des déformations irréversibles. Réciproquement, certaines déformations irréversibles peuvent apparaitre comme des déformations réversibles. Au sein des portions de roche encadrées par les extensomètres, de multiples déformations très localisées peuvent survenir à travers le temps. Les mesures de déplacement enregistrées nous donnent la résultante de tous les micro-déplacements qui ont pu survenir dans la portion instrumentée entre deux mesures. Ces micro-déplacements localisés peuvent conduire à des contractions et à des expansions. Une déformation irréversible peut sembler réversible sur le long terme si d'autres déformations de sens contraire – peu importe leur amplitude – surviennent. Pourtant ces événements – peu importe leur sens – peuvent être spatialement indépendant les uns des autres et tous participer à diminuer la résistance de la portion de la roche et donc contribuer à son altération.

La complexité des séries temporelles analysées a mis en évidence la nécessité d'étudier la réversibilité des déformations sur le court terme. Dans cette étude, la moyenne des cinq jours précédents une déformation majeure est comparée avec la moyenne des cinq jours suivants l'événement (Fig. 3). Si la différence entre ces deux moyennes est supérieure ou égale à 50% de

l'amplitude totale de l'événement, ce dernier est considéré comme irréversible et dans le cas contraire, le mouvement est considéré comme réversible. Considérer la réversibilité d'une déformation sur une période de 10 jours permet d'analyser la grande majorité des déformations majeures sans que ces dernières se recoupent. Sur l'exemple théorique présenté sur la figure 3, si on regarde la réversibilité sur 30 jours au lieu de 10, la moyenne des 15 jours qui suivent l'événement 1 interfère avec l'événement 2. Réciproquement, la moyenne des 15 jours qui précèdent l'événement 2 interfère avec l'événement 1. Dans cet exemple, puisque les deux événements sont caractérisés par une ouverture, leur proximité dans le temps fait en sorte que leur pourcentage d'irréversibilité individuel sur 30 jours est amplifié. Étant donné que ces deux événements peuvent être complètement indépendants et qu'ils peuvent tous les deux avoir affectés la résistance de la portion de roche étudiée, ils doivent être considérés individuellement. De plus, les variables météorologiques considérées dans cette étude se produisent sur des échelles de temps inférieures à 10 jours et n'interfèrent pas individuellement sur des périodes plus longues. Ainsi une déformation identifiée comme irréversible dans cette étude se définit comme une déformation dont la composante irréversible est supérieure ou égale à sa composante réversible sur une période de 10 jours.

Nous cherchons à mettre en évidence les déformations préalables aux chutes de pierres et non pas les déformations qui les déclenchent. En instrumentant des portions de roche altérées, sans être excessivement précaires (Fig. 2.1 et 2.2), on présume que certaines variables météorologiques entraineront davantage de déformations majeures que d'autres et que certaines d'entre elles sont plus efficaces pour générer des déformations avec une forte composante irréversible.

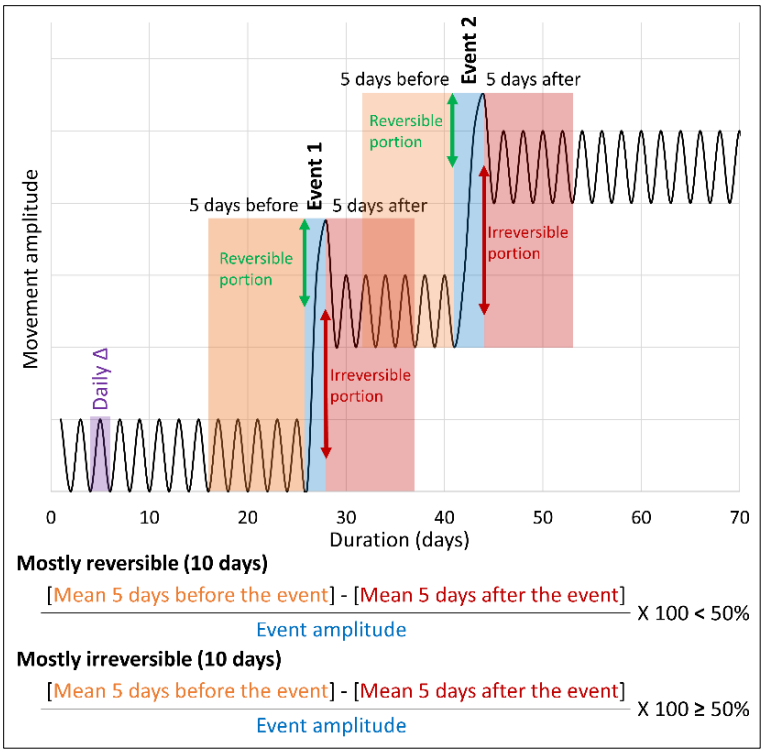


Figure 3. Méthodes utilisées pour définir les déformations réversibles (*mostly reversible*) et irréversible (*mostly irreversible*).

Une fois identifiées, les déformations majeures mesurées sont mises en relation avec les variables météorologiques enregistrées localement. L'analyse en composante principale (ACP) est la méthode d'analyse statistique retenue pour étudier l'influence des variables météorologiques sur les déformations de la roche. À partir des séries temporelles des variables météorologiques brutes, les variables explicatives suivantes ont été créées pour réaliser l'ACP : l'amplitude maximale de température de surface pendant l'événement (ΔT), la valeur maximale de rayonnement solaire enregistrée pendant l'événement (SR), la présence ou l'absence d'oscillations de température de surface autour de 0°C pendant l'événement (FT), la valeur maximale de teneur en eau à la surface de la paroi pendant l'événement (WC) et la quantité totale de pluie tombée pendant l'événement (RF).

Parmi les cinq variables utilisées dans l'ACP (ΔT, SR, FT, RF et WC), certaines peuvent présenter une certaine forme de redondance (autocorrélation). Par exemple, la température mesurée en surface de la roche (ΔT) peut être liée à l'intensité du rayonnement solaire (SR). Plusieurs distinctions expliquent le choix d'utiliser ces deux variables dans l'ACP. La variable ΔT peut mettre en évidence des changements de température de grande magnitude mais progressifs alors que la variable SR a davantage vocation à mettre en évidence des changements brusques de la température en surface de la roche induits par l'exposition de la paroi au rayonnement solaire direct. De plus, de grandes amplitudes de température peuvent survenir entre octobre et mars alors que la paroi rocheuse exposée nord-ouest demeure constamment ombragée. Les variables RF et WC peuvent aussi présenter une forme de redondance. Un événement pluvieux se traduira généralement par une

augmentation de la teneur en eau à la surface de la paroi rocheuse. Toutefois, les précipitations ne sont pas enregistrées directement sur la paroi rocheuse et leur capacité à faire varier la teneur en eau à la surface de la paroi dépend de la direction et de la vitesse du vent (Sass, 2005b). De plus, d'autres variables que la pluie influencent grandement la teneur en eau à la surface de la paroi rocheuse. Lors des redoux hivernaux et du dégel printanier, la fonte de la glace dans les interstices de la roche et de la neige sur le plateau qui surplombe la paroi rocheuse représentent des apports en eau considérables que la variable WC permet de détecter (Coutard et Francou, 1989; Sass, 2005a). Malgré leur autocorrélation apparente (ou événementielle), nous avons estimé qu'il était judicieux de conserver toutes les variables pour l'analyse.

4. Résultats

4.1 Déformations de la roche

Sur l'ensemble de la période d'étude, 50 déformations majeures ont été enregistrées par l'extensomètre qui encadre la séquence de siltstone. Sur ce nombre, 16 ont été identifiées comme irréversibles (Fig. 4). La majorité des déformations irréversibles sont des contractions (11/16). Sur la même période, l'extensomètre qui encadre la portion de grès enregistre 17 déformations majeures dont sept identifiées comme irréversibles. Parmi les sept déformations irréversibles, six d'entre elles sont des expansions. Un aperçu de l'ensemble des données utilisées dans cette étude est disponible en annexe (Fig. A1).

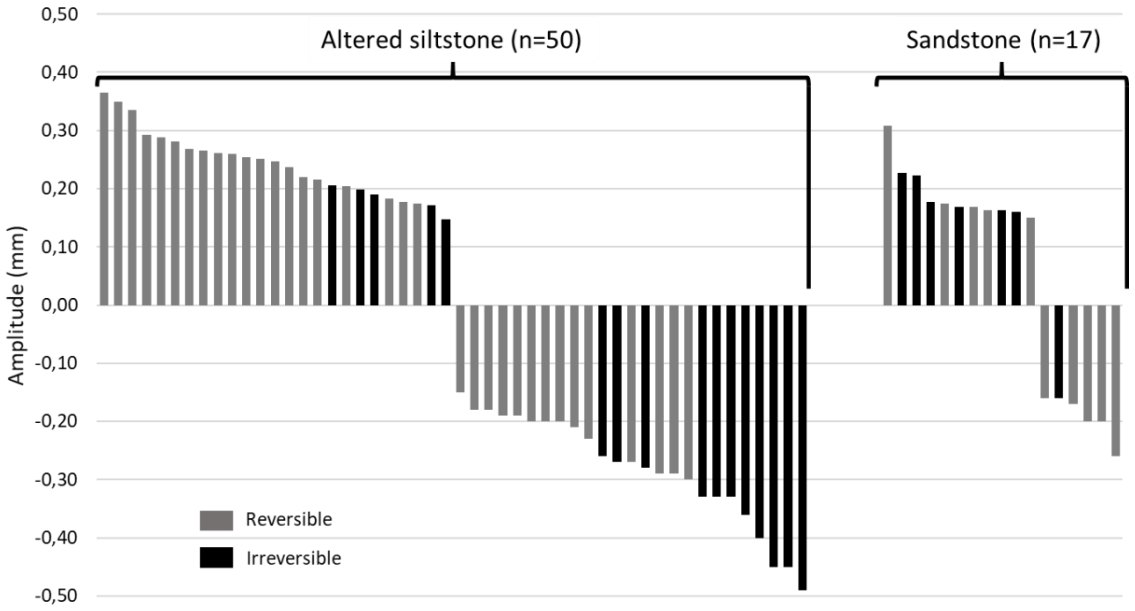


Figure 4. Déformations majeures mesurées entre juillet 2018 et octobre 2020.

Sur l'ensemble de la période d'étude, la séquence de siltstone instrumentée a une tendance générale à la fermeture (Fig. 5a). La série temporelle est rythmée par des oscillations quotidiennes

mais certaines contractions irréversibles sont responsables de cette tendance à la fermeture (-1.2 mm / 838 jours). Entre ces épisodes de déformations irréversibles, des tendances générales à l'ouverture sont observables.

Les six déformations majeures irréversibles caractérisées par la plus grande amplitude sont détaillées dans la figure 5b. Le 2018-10-24, un événement de pluie de forte magnitude (39 mm) a entrainé une augmentation soudaine de la teneur en eau à la surface de la roche (Fig. 5b.1). La température de surface au cours de cet événement est légèrement supérieure à 0°C. L'extensomètre enregistre une fermeture de 0.4 mm en 48 heures, soit 30% de l'amplitude totale de la série temporelle de 838 jours. Sur une période de 10 jours, cette déformation est complètement irréversible (100%). L'affaissement enregistré dans la séquence de silstone ne sera pas récupéré avant près de trois mois.

Le 2019-03-31, la température de la surface de la roche passe au-dessus du point de congélation autour de 8:00am avant d'atteindre 11°C à 04:30pm (Fig. 5b.2). Ce dégel printanier atteint 39 cm de profondeur et se répercute par une augmentation soutenue de la teneur en eau à la surface de la paroi rocheuse qui atteint sporadiquement sa valeur la plus élevée de l'ensemble de la série temporelle (0.26 m^3/m^3). La température de la roche redevient négative le lendemain matin et la teneur en eau chute. Ce redoux s'accompagne dans le segment de siltstone d'une contraction de 0.49 mm qui s'opère en moins de 36 heures. L'amplitude de cette contraction représente 36% de l'amplitude totale de la série temporelle. Sur une période de 10 jours, la composante irréversible de la déformation s'élève à 78%. L'affaissement total mesuré ne sera jamais totalement récupéré.

Le 2019-09-07, l'ouragan de catégorie 5 Dorian atteint le Golfe du Saint-Laurent sous forme de tempête post-tropicale. Cette dernière apporte 54 mm de pluie de forte intensité (4 mm/h pendant 12h45) au niveau du site d'étude (Fig. 5b.3). La teneur en eau à la surface de la paroi rocheuse atteint alors son troisième plus haut niveau de l'ensemble de la série temporelle. Cet événement coïncide avec une contraction du segment de siltstone de l'ordre de 0.45 mm qui représente l'équivalent de 33% de l'amplitude totale de la série temporelle. La déformation est caractérisée par une composante irréversible sur 10 jours de l'ordre de 84%. Un affaissement qui aura des répercussions sur la tendance générale durant plus de trois mois.

Entre le 2020-02-15 et le 2020-02-22, des fluctuations thermiques de très grande ampleur sont mesurées à la surface de la roche (Fig. 5b.4). La température chute brusquement de 19.7°C le premier jour (-0.8°C à -20.5°C) avant de remonter le deuxième jour pour chuter de nouveau de 19,3°C le troisième jour (-1.8°C à -21.1°C). Les quatre jours suivants, la température remonte progressivement de -21.1°C à +5.7°C. Ce redoux entraine un dégel de 9 cm à la surface de la paroi. La vitesse de changement de température au cours de cet épisode n'excède pas 3.8°C/15min et semble demeurer en deçà du seuil de fracturation par thermoclastie (Hall et André, 2001). Aucun événement de pluie n'est enregistré et les valeurs de teneur en eau se maintiennent à des niveaux relativement bas. Au cours de cette période, l'extensomètre enregistre une contraction importante de la séquence de siltstone qui s'est produite en trois à-coups successifs. La déformation résultante des deux premiers à-coups est caractérisée par une contraction d'une amplitude de 0.55 mm sur quatre jours dont la proportion d'irréversibilité sur 10 jours équivaut à 62%. L'amplitude de cette déformation représente 41% de l'amplitude totale de la série temporelle. L'affaissement total mesuré ne sera jamais totalement récupéré.

Le 2020-03-31, un redoux de grande ampleur entraine un dégel des 50 premiers centimètres de la paroi rocheuse pendant plusieurs jours (Fig. 5b.5). Ce dégel printanier s'accompagne d'une augmentation significative de la teneur en eau à la surface de la paroi, passant de 0.05 m³/m³ à 0.24 m³/m³ en une heure. Cet épisode de fonte printanière coïncide avec une contraction de la séquence de siltstone de 0.33 mm dont la composante irréversible sur 10 jours est de 82%.

Le 2020-08-11, une pluie modérée (11 mm) mais de courte durée a entraîné une brusque augmentation de la teneur en eau à la surface de la paroi rocheuse, passant de 0.09 m³/m³ à 0.23 m³/m³ en 30 minutes (Fig. 5b.6). Cet épisode pluvieux coïncide avec une contraction de la séquence de siltstone de 0.33 mm dont la proportion d'irréversibilité sur 10 jours équivaut à 85%.

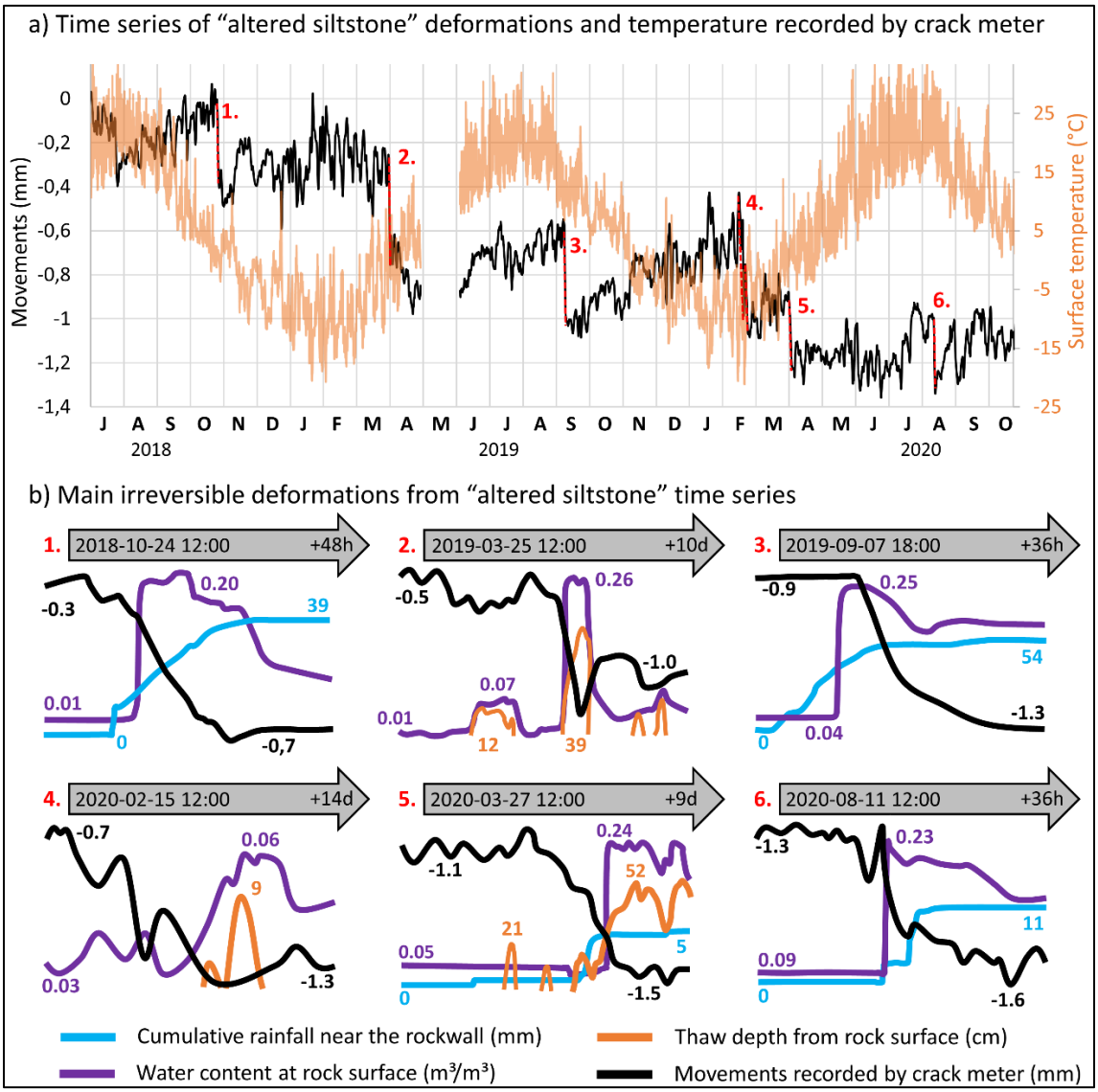


Figure 5. Déformations mesurées dans la séquence de siltstone (a) et les six principales déformations irréversibles enregistrées entre juillet 2018 et octobre 2020 (b).

Sur la période d'étude de 838 jours, la série temporelle des mouvements enregistrés par l'extensomètre dans la séquence de grès a une tendance générale à l'ouverture (Fig. 6a). La série temporelle est rythmée par des oscillations quotidiennes et montre globalement une tendance à l'expansion (+0.9 mm / 838 jours). Bien que de sens contraire, l'amplitude de cette tendance est comparable à celle affectant la séquence de siltstone. Un nombre moins élevé de déformations majeures ont été identifiées et il n'y a pas de tendance claire sur la dernière année de la série temporelle.

Les trois principales déformations majeures et irréversibles de la série temporelle sont présentées dans la figure 6b. Le 2018-11-11, un événement de pluie de huit millimètres tombés en cinq heures et immédiatement suivi d'un cycle gel-dégel automnal est concomitant avec une contraction de la séquence de grès de 0.16 mm dont la part d'irréversibilité sur 10 jours est de 93% (Fig. 6b.1).

Le 2019-04-22, un événement caractéristique du printemps se produit lors du dégel de la paroi rocheuse. La tige de thermistance placée perpendiculairement à la surface de la roche (Fig. 2.3) montre que selon la rigueur de l'hiver gaspésien, le front de gel pénètre jusque trois à cinq mètres de profondeur dans la paroi rocheuse. Au printemps, le dégel s'initie depuis la surface et se propage en profondeur. Pendant ce dégel progressif, un dégel soudain de la paroi rocheuse et provenant de la profondeur est observable. Ce pic de dégel est caractérisé par une augmentation de la température de toutes les thermistances au-dessus du point de congélation en moins de 15 minutes. Ensuite, la température de la paroi se rééquilibre rapidement et le front de gel se reforme en profondeur (Fig. 6b.2). Ce phénomène connu, mais peu documenté en paroi rocheuse, témoigne de l'advection d'eau associée à l'augmentation du niveau de la nappe phréatique lors de la fonte des neiges (Terzaghi, 1962; Hoek et Bray, 1981). Cet écoulement d'eau est détectable car il se produit notamment au droit des sondes de thermistances mais il n'est pas forcément généralisable à l'ensemble de la paroi rocheuse car l'eau utilise des chemins préférentiels (Singhal et Gupta, 2010). Cette arrivée soudaine d'eau et le dégel associé coïncide avec un mouvement d'expansion de 0.2 mm de la séquence de grès instrumentée avec une irréversibilité de 86% sur 10 jours.

Les quantités importantes de pluie (54 mm) apportées par la tempête tropicale Dorian les 6 et 7 septembre 2019 affectent aussi bien la séquence de siltstone que la séquence de grès (Fig. 6b.3). Au regard de la série temporelle de 838 jours, il s'agit pour la séquence de grès, de l'événement le plus significatif. L'expansion de 0.24 mm, irréversible à 100% sur 10 jours, joue un rôle majeur sur la tendance générale de la série temporelle à l'expansion.

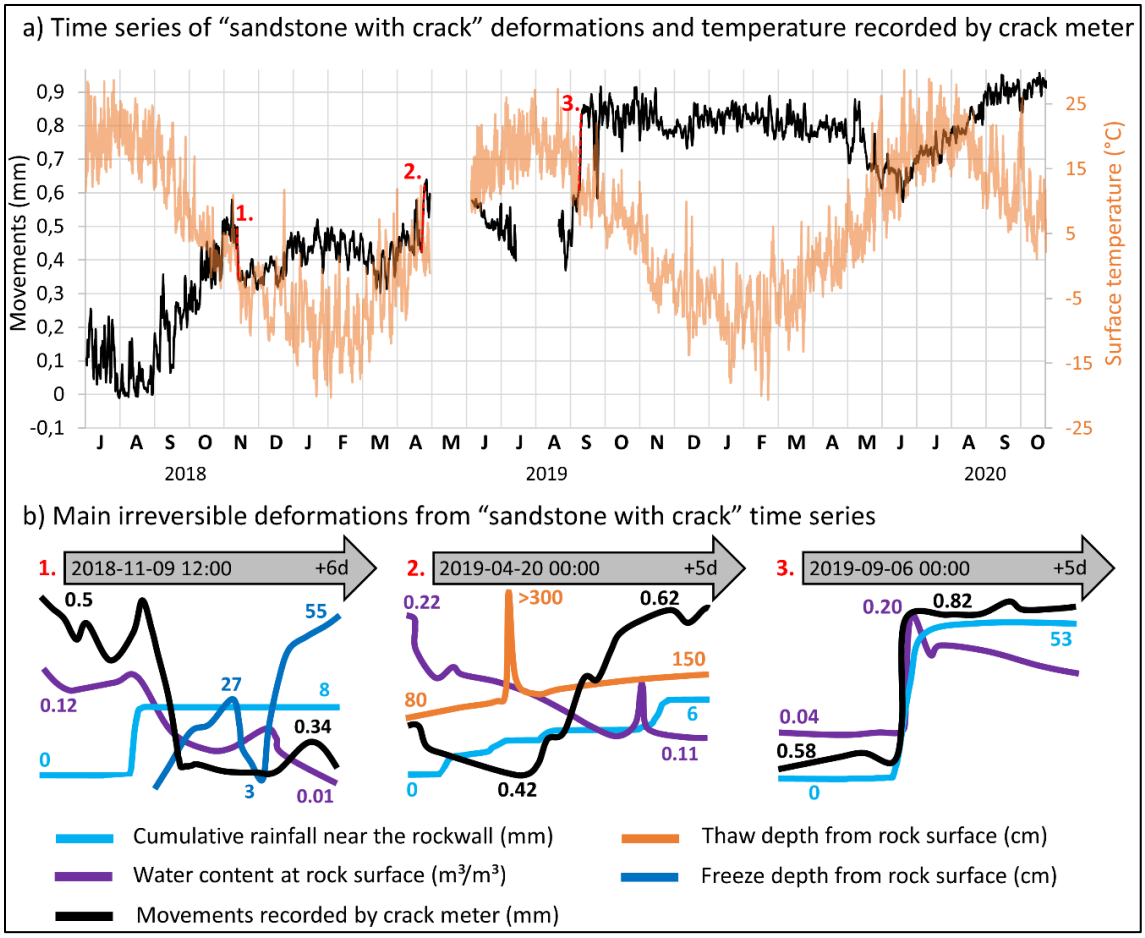


Figure 6. Déformations mesurées dans la strate de grès (a) et les trois principales déformations irréversibles enregistrées entre juillet 2018 et octobre 2020 (b).

4.1 Contributions des variables météorologiques sur les déformations de la roche

La figure 7a présente le cercle de corrélation de l’ACP avec la distribution des variables météorologiques explicatives des 50 déformations majeures enregistrées par l’extensomètre dans la séquence de siltstone. La dimension 1 en abscisse et la dimension 2 en ordonnée permettent respectivement d’expliquer 38.4% et 25.1% de la variance totale. La variable RF et la variable WC sont étroitement corrélées alors que la variable SR est inversement corrélée avec la variable FT.

La figure 7b montre la répartition spatiale des 50 déformations majeures qui affectent le segment de siltstone en fonction des variables explicatives. Les ronds noirs correspondent aux mouvements irréversibles et les ronds gris aux mouvements réversibles. Les ronds qui matérialisent les déformations majeures sont entourés par des cercles de couleur lorsque les déformations coïncident avec des valeurs élevées des variables explicatives. Pour ces variables, un seuil de 10% des valeurs les plus élevées de la série temporelle est défini. Ce seuil de 10% correspond pour chacune des variables à WC > 0.175 m³/m³ (cercle bleu), RF > 5.3 mm (cercle bleu), SR > 365.6 W/m² (cercle jaune) et ΔT > 12.5°C (cercle rouge). L’occurrence des cycles gel-dégel coïncide avec 4.7% de la

série temporelle de 838 jours et est matérialisée par un cercle orange entourant la déformation. Les cercles pointillés qui englobent des groupes d'événements ont vocation à améliorer la représentation visuelle du graphique mais ne sont pas issus de statistiques.

Parmi les 50 déformations majeures identifiées dans la séquence de siltstone, 20 concordent avec l'occurrence d'un cycle gel-dégel, 14 avec un événement de pluie, 13 avec une teneur en eau à la surface de la paroi rocheuse élevée, 12 avec une amplitude de température de surface importante et trois avec une forte intensité du rayonnement solaire. Certaines de ces déformations coïncident avec plusieurs de ces conditions. Par exemple, un dégel hivernal est accompagné de pluie et d'une variation importante de la température de surface à trois reprises. Bien que présentant des valeurs inférieures au seuil de 10% des variables explicatives, les 15 déformations restantes coïncident tout de même avec des variations de température, de rayonnement solaire et de teneurs en eau de moindre amplitude. Cela concerne notamment deux des 16 mouvements irréversibles.

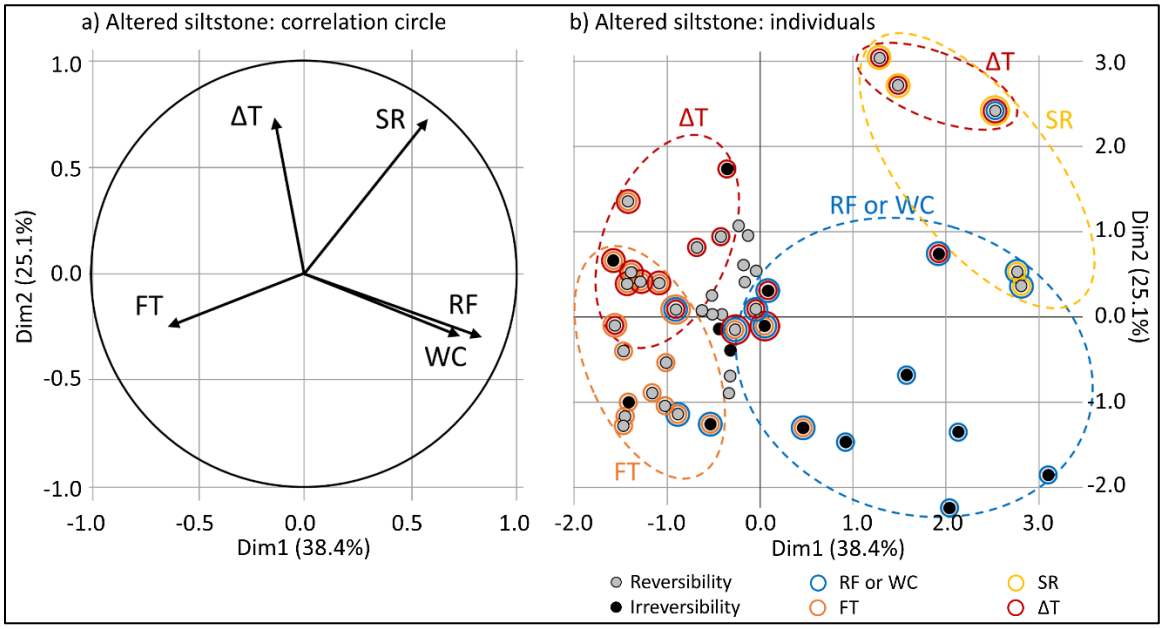


Figure 7. Analyse par composantes principales (ACP) de la contribution des variables météorologiques aux déformations majeures dans la séquence de siltstone : cercle de corrélation (a) et observations (b).

La figure 8a présente le cercle de corrélation de l'ACP obtenu avec la distribution des variables météorologiques explicatives des 17 déformations majeures qui affectent le segment de grès étudiés. La dimension 1 en abscisse et la dimension 2 en ordonnée permettent respectivement d'expliquer 43.5% et 30.6% de la variance totale. Quatre variables explicatives sont utilisées dans l'ACP pour cet extensomètre : RF, WC, FT et SR. La variable ΔT n'est pas représentée car aucun des 17 déformations majeures ne s'est produit pendant une variation soutenue de l'amplitude de la température de surface de la roche (seuil > 12.5°C). Les variables RF et WC sont corrélées mais plus faiblement que pour le segment de siltstone. La variable WC est également inversement corrélée avec la variable SR.

La figure 8b présente la répartition spatiale des 17 déformations majeures identifiées dans la portion de grès en fonction des variables explicatives. Six de ces déformations majeures coïncident avec des événements de pluie et les deux événements de plus forte intensité (>20mm) génèrent des mouvements irréversibles. Deux événements supplémentaires présentent une teneur en eau élevée à la surface de la paroi rocheuse sans pluie. Trois déformations majeures dans la séquence de grès instrumentée concordent avec des cycles gel-dégel et elles sont irréversibles. Trois déformations majeures coïncident avec un rayonnement solaire de forte intensité et une d'entre elle est irréversible. Cette dernière concorde également avec un cycle gel-dégel et avec une teneur en eau élevée. Sept déformations majeures présentent des valeurs inférieures au seuil de 10% des variables explicatives mais elles coïncident tout de même avec des variations de température, de rayonnement solaire et de teneurs en eau de moindre amplitude. Cela concerne notamment deux des sept mouvements irréversibles.

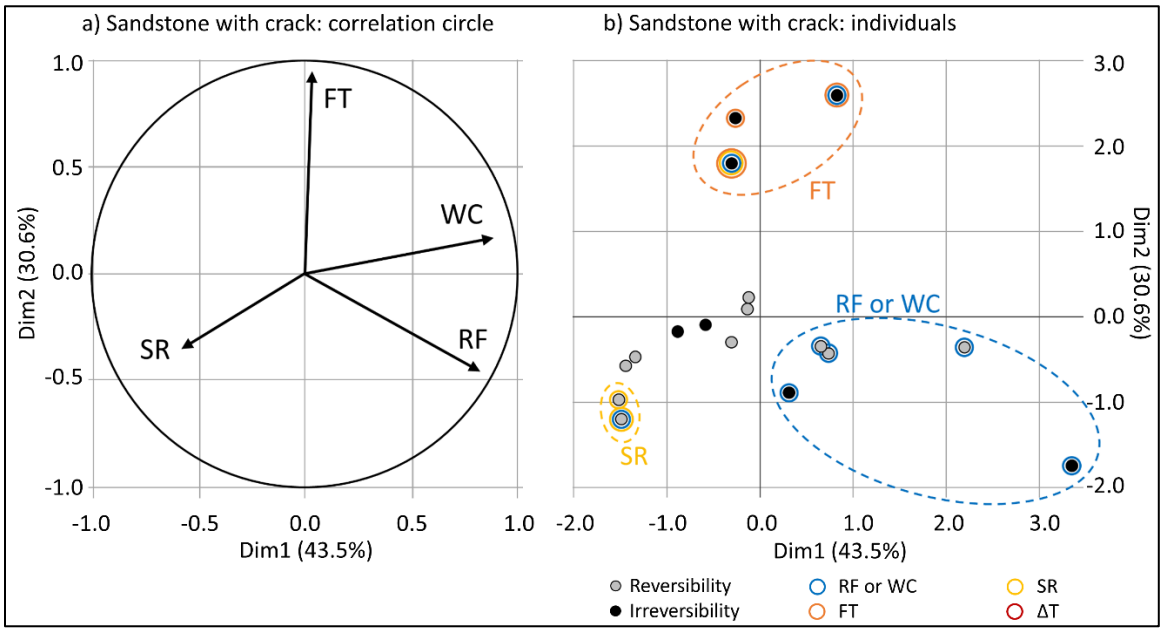


Figure 8. Analyse par composantes principales (ACP) de la contribution des variables météorologiques aux déformations majeures dans la strate de grès : cercle de corrélation (a) et observations (b).

5. Discussion

5.1 Influence des variables météorologiques sur les déformations et l'altération des roches sédimentaires

La variable FT est la plus fortement corrélée aux déformations majeures dans le segment de siltstone instrumenté (Fig. 7b). En effet, bien que l'occurrence des cycles gel-dégel ne coïncide qu'avec 4.7% de la série temporelle, ces derniers concordent avec 40% des déformations majeures identifiées. Les résultats montrent néanmoins que la plupart des déformations qui coïncident avec des cycles gel-dégel sont réversibles et parmi les cinq qui sont irréversibles, quatre d'entre elles

concordent aussi avec une autre variable météorologique explicative dont trois avec WC. Une dynamique similaire est observable pour la portion de grès instrumentée. La variable FT coïncide avec trois déformations majeures qui sont toutes irréversibles et dont au moins deux d'entre elles présentent une teneur en eau élevée à la surface de la roche. Ces résultats mettent en évidence le rôle de l'eau dans l'efficacité des cycles gel-dégel déjà discuté par de nombreux auteurs (e.g. Hall, 2004; Matsuoka, 2001, 2008). Il faut que la roche soit saturée en eau pour que l'expansion de 9% associée au changement de phase liquide-solide puisse contribuer à son altération (Bost, 2008; Davidson et Nye, 1985; Hallet et al., 1991; Walder et Hallet, 1985). Hall et al (2002) soulignent que la capacité des cycles gel-dégel à altérer la roche est souvent surestimée alors que l'importance de la disponibilité en eau est souvent sous-estimée. Les résultats de cette étude vont dans ce sens puisque la majorité des cycles gel-dégel qui sont accompagnés d'une faible disponibilité en eau génèrent des déformations réversibles. À l'inverse, ils entraînent des déformations irréversibles quand la teneur en eau est élevée (Fig. 7 et 8). Les cycles gel-dégel printaniers sont souvent associés à de fortes teneurs en eau à la surface de la paroi rocheuse (Fig. 5b) ce qui les rend particulièrement efficaces (Matsuoka, 2001). La forte disponibilité en eau printanière est principalement due à la fonte de la glace dans les interstices de la roche et de la neige en surface (Coutard et Francou, 1989; Sass, 2005a). L'eau liquide qui s'infiltre peut aussi accélérer le dégel printanier en transférant une partie de son énergie calorifique à la roche (Weber et al., 2017).

Qu'elle provienne de la fonte de la neige, de la glace ou des événements de pluie, l'eau qui s'infiltre peut entraîner une augmentation de la pression hydrostatique qui se répercute éventuellement par une diminution de la résistance au cisaillement en modifiant les forces de cohésion et de friction le long des discontinuités (Blikra et Christiansen, 2014; Fischer et al., 2010; Krautblatter et al., 2013). Les résultats de cette étude montrent que plusieurs événements de pluie se sont répercutés par des déformations majeures et que ces dernières sont très souvent irréversibles (Fig. 7 et 8). Les variations de teneur en eau semblent donc participer à l'altération des roches sédimentaires et particulièrement du siltstone dont la teneur en argile est importante. Globalement, les variables qui entraînent une forte teneur en eau à la surface de la roche (pluie, fonte de la neige) génèrent la majorité des déformations majeures et plus de la moitié d'entre elles sont irréversibles. Ce résultat souligne le rôle prépondérant de l'eau dans l'altération de ces roches mais il est en revanche difficile d'estimer la responsabilité relative des cycles hydratation-dessiccation par rapport à celle des variations de pression hydrostatique.

La température de surface de la roche est influencée par les variations de température de l'air et par l'intensité du rayonnement solaire incident (Hall, 1997; Hall, 2004). Les mesures des extensomètres montrent que les variations de température de surface de la roche se répercutent constamment par des mouvements d'expansion et de contraction dans le grès et dans le siltstone. Draebing (2021) observe que les portions de roche qu'il a instrumenté se contractent lorsque leur température diminue et qu'elles se dilatent lorsque leur température augmente. Dans une séquence de roche sédimentaire hautement stratifiées comme dans cette étude, la dynamique inverse est observée pour le segment de siltstone. Lorsqu'une portion de roche est imbriquée dans un massif rocheux, la réponse à une variation thermique est influencée par le comportement élastique des roches adjacentes (Fig. 9). Cette portion de roche peut subir une contraction « forcée » alors même que sa température augmente si les roches qui l'entoure ont une plus grande capacité à prendre de l'expansion. Dans le cas de la strate de siltstone instrumentée, les multiples fractures et fissures ont probablement tendance à se fermer sous la pression de l'expansion des roches adjacentes. C'est

pourquoi l'augmentation de la température se traduit par une contraction de l'extensomètre qui encadre la séquence de siltstone.

Parmi les 24 déformations majeures qui coïncident avec les variables ΔT et SR dans les deux séquences instrumentées, la majorité d'entre elles concordent également avec d'autres variables explicatives. Une seule déformation irréversible semble être expliquée par les cycles thermiques (Fig. 6b).

Les mesures montrent que des déformations de la même amplitude ont une plus grande composante irréversible lorsqu'elles sont associées à des cycles gel-dégel ou à une fluctuation importante de la teneur en eau que lorsqu'elles sont associées à des cycles thermiques (Fig. 7 et 8). Dans le cas d'un mouvement induit par une dilatation thermique, l'expansion enregistrée est répartie de manière homogène sur l'ensemble de la longueur qui sépare les deux ancrages des extensomètres. La présence de fractures ouvertes dans le segment instrumenté peut atténuer l'amplitude du mouvement enregistré car elles vont partiellement compenser l'expansion de la roche en se contractant (Fig. 9.1). Un phénomène également décrit par Draebing (2021). L'humectation de la roche (tout comme le gel) peut aussi entraîner une expansion de ses pores mais Sass (2005a) a montré que dès les premiers centimètres de la roche, les fluctuations du degré de saturation en eau sont amoindries avant de devenir quasiment nulles autour de 10 cm de profondeur. Par contre, des fluctuations de la teneur en eau dans une discontinuité peuvent faire varier la pression hydrostatique appliquée sur les rebords de cette discontinuité et entraîner son ouverture (Blikra et Christiansen, 2014; Fischer et al., 2010; Krautblatter et al., 2013). Une expansion de la même amplitude enregistrée par un extensomètre est donc répartie sur l'ensemble du segment instrumenté dans le cas d'une dilatation thermique alors qu'elle peut se concentrer au niveau d'une discontinuité dans le cas d'une augmentation de la disponibilité en eau (Fig. 9). Un mouvement de 0.2 mm réparti de manière homogène sur les 33 cm qui séparent les ancrages d'un extensomètre revient à une déformation de 0.0006 cm/cm alors que si le mouvement enregistré est en réalité concentré dans une fracture de ~3 mm d'épaisseur, il correspond à une déformation de 0.07 cm/cm. Dans cet exemple, bien qu'un mouvement de la même amplitude soit enregistré dans les deux cas de figure, la déformation est 117 fois plus importante localement lorsqu'elle est concentrée dans une fracture que lorsqu'elle est distribuée. En plus d'être plus localisée et concentrée, une déformation qui se produit dans une fracture se répercutera par un déplacement le long de cette fracture. Deux mouvements de la même amplitude enregistrés par les extensomètres peuvent donc avoir des significations différentes. Cette hypothèse expliquerait pourquoi les variables FT, WC et RF entraînent des déformations avec une plus grande composante irréversible que les variables ΔT et SR.

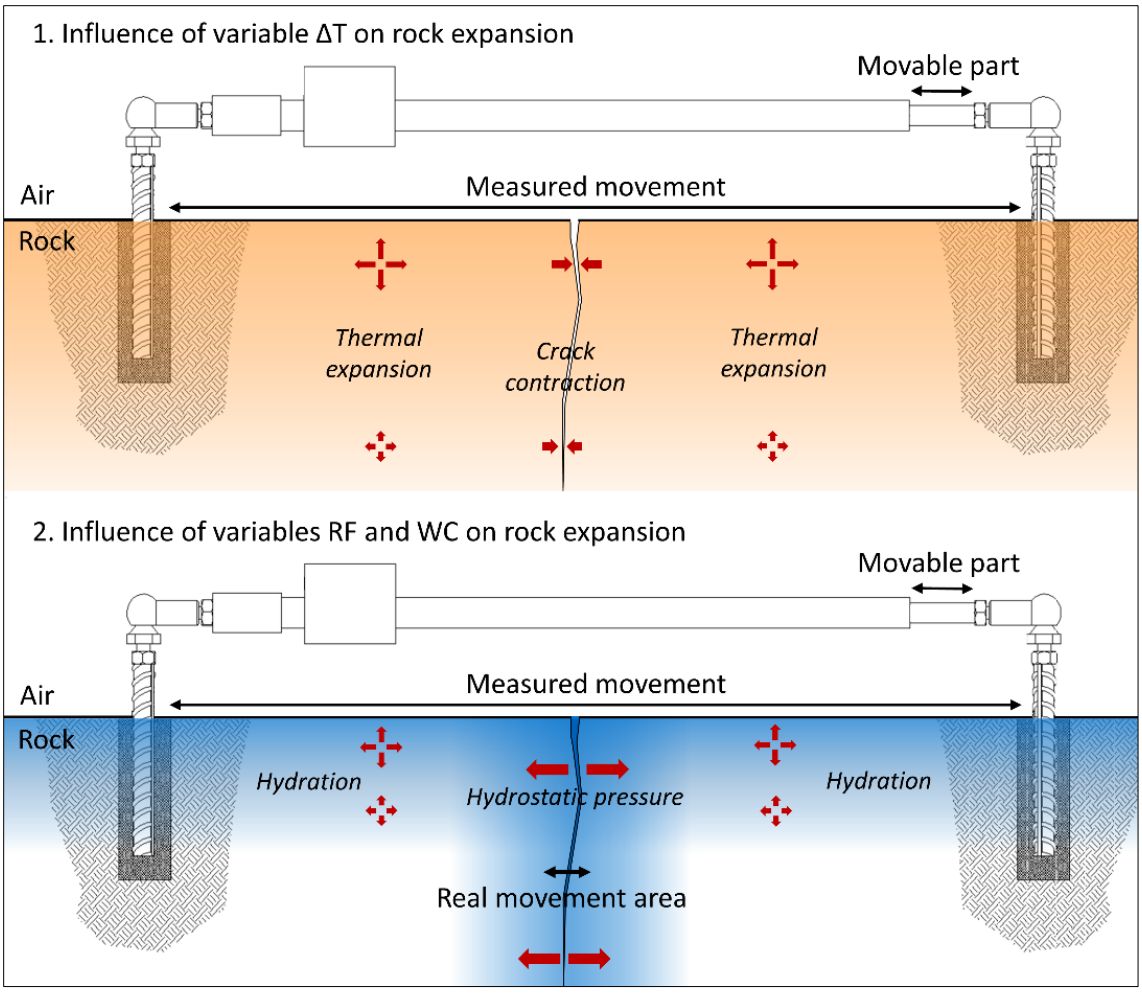


Figure 9. Influence des variations de température (1) et des apports en eau (2) sur les déformations de la roche.

Le protocole mis en place dans cette étude a permis d'identifier des déformations majeures qui affectent deux portions de paroi rocheuse distinctes. La distance entre les deux ancrages des extensomètres n'est pas optimale pour isoler des déplacements qui se produisent le long de fractures millimétriques et l'effet de ces déformations réversibles et irréversibles a tendance à se superposer dans le temps et dans l'espace. En tenant compte de ces contraintes, l'ACP a permis d'associer ces déformations aux processus de météorisation et de quantifier l'influence respective de ces différents processus sur l'altération de la roche. La combinaison des déformations et des variables météorologiques représente un apport considérable à la compréhension de ces processus car elle permet de quantifier le poids relatif d'un processus par rapport à un autre; une lacune souvent identifiée dans la littérature (e.g. Hall et al., 2002, 2012; Matsuoka et Murton, 2008; Sass, 2005b). La vue d'ensemble des processus permet de limiter la surestimation ou la sous-estimation de l'effet d'un processus individuel sur l'altération de la roche. Cette approche met aussi en évidence l'effet décuplé des processus de météorisation lorsqu'ils s'additionnent (Anderson, 2005). En effet, puisque l'occurrence des variables peut se chevaucher, elles sont susceptibles d'expliquer

conjointement une même déformation. La présence d'eau dans les discontinuités et dans les interstices de la roche est même un prérequis aux déformations par les cycles gel-dégel (Hall et al., 2002). On constate notamment que dans la portion de siltstone instrumentée, les déformations associées aux cycles gel-dégel sont irréversibles dans 14% des cas lorsque la teneur en eau mesurée est faible contre 50% lorsque la disponibilité en eau est importante (Fig. 7b). Combiné avec une teneur en eau élevée, l'efficacité mesurée des cycles gel-dégel est multipliée par 3.6. Dans le même sens, un redoux hivernal (FT) peut-être accompagné de pluie (RF) et une pluie estivale d'un changement brusque et conséquent de la température (ΔT).

Certaines déformations majeures qui affectent les portions de roche instrumentées ne coïncident pas avec des valeurs élevées des variables explicatives (Fig. 7 et 8). Ces déformations peuvent être expliquées par des variations de température, de rayonnement solaire et de teneurs en eau de moindre amplitude. Bien qu'enregistrées directement sur la paroi rocheuse, les variables météorologiques explicatives ne sont pas mesurées à l'emplacement exact des déformations enregistrées et des biais peuvent aussi exister. Par exemple, la microtopographie de la paroi rocheuse influence grandement l'exposition au rayonnement solaire (Hall, 2004) et le réseau de discontinuités contrôle les chemins préférentiels associés à l'écoulement de l'eau (Singhal et Gupta, 2010). Enfin, d'autres variables – météorologiques ou non – qui ne sont pas prises en compte dans cette étude expliquent potentiellement ces déformations.

Cette étude permet de dresser un portrait d'ensemble des processus qui entraînent des déformations et qui conditionnent le développement des instabilités rocheuses des parois de roche sédimentaire. Les interactions entre ces processus sont considérées. L'originalité de cette étude repose aussi sur le fait que les données sont acquises directement sur les parois rocheuses. Les séries temporelles des extensomètres mettent aussi en avant la difficulté de discriminer les déformations réversibles de celles qui sont irréversibles dans un milieu où tous les paramètres ne sont pas contrôlés. Il demeure difficile dans certains cas de discerner clairement l'effet des processus de météorisation sur les déformations majeures (p.ex. : pression hydrostatique versus hydratation-dessiccation).

5.2 Dynamique de développement des instabilités

Sur l'ensemble de la période d'étude, la série temporelle des mouvements enregistrés par l'extensomètre dans la séquence de siltstone a une tendance générale à la fermeture. Quelques contractions soudaines sont responsables de cette tendance (Fig. 5a). Les contractions soudaines de la séquence de siltstone étudiée pourraient s'expliquer par la perte de particules et de fragments de roche. L'eau provenant de la pluie, de la fonte de la neige et de la glace est un agent de transport efficace qui a la capacité de déloger et évacuer de fines particules désolidarisées de la strate (Hall et al, 2002; Duszunski et al, 2016; Higgins et Osterkamp, 1990). La stratification horizontale de la séquence de siltstone fait en sorte qu'elle est en compression et la prédispose à un affaissement progressif – mais par à-coups – au rythme de la perte de matériel. Entre ces événements sporadiques irréversibles, une tendance à l'ouverture est observable. Une tendance qui parait répondre aux variations quotidiennes de la température de l'air et à des cycles modérés de gel-dégel et d'humectation-dessication. L'accumulation de particules détritiques issues de l'altération progressive de la roche pourrait expliquer cette tendance au soulèvement entre les purges de

matériel par le ruissellement des eaux de pluie, de fonte des neiges ou de fonte de la glace interstitielle.

Pendant que la strate de siltstone s'affaisse, l'extensomètre dans la séquence de grès enregistre une tendance générale à l'ouverture (Fig. 6a). La série temporelle est rythmée par des oscillations quotidiennes et montre globalement une tendance à l'expansion. Cette tendance témoigne d'une ouverture progressive de la discontinuité verticale et persistante présente entre les deux ancrages de l'extensomètre. Si la strate de siltstone située sous la couche de grès suit la même tendance que celle instrumentée d'un extensomètre, il est probable que l'ouverture progressive de la discontinuité dans la couche de grès soit une résultante de l'affaissement de la couche sous-jacente. La tendance à la fermeture de l'extensomètre vertical dans la séquence de siltstone et la tendance à l'ouverture de l'extensomètre dans la strate horizontale de grès confortent les mécanismes de développement des instabilités rocheuses dans les flysch proposés par Cano et Tomas (2013) et Mišćević et Vlastelica, (2014). Afin d'illustrer cette dynamique d'érosion différentielle, deux extensomètres positionnés de la même manière que ceux de cette étude, sont représentés sur le schéma conceptuel illustré à la figure 10. Le premier extensomètre est positionné verticalement et perpendiculairement au plan de stratification de la strate de siltstone (Fig. 10a). L'érosion progressive de cette strate entraîne simultanément son recul et son amincissement. La perte de fragments dans la strate se répercute par une diminution de la distance entre les ancrages de l'extensomètre. Cette fermeture progressive est observable sur le site d'étude (Fig. 5a) et illustrée sur les figures 9b et c. Sur le schéma conceptuel, le second extensomètre est ancré horizontalement dans une strate de grès, de part et d'autre d'une fracture. Comme dans cette étude, un de ces deux ancrages est placé dans un bloc de grès précaire, désolidarisé du reste de la strate par une fracture verticale persistante (Fig. 10a). L'érosion rapide des strates silto-argileuses qui entraîne simultanément leur recul et leur amincissement se répercute par un affaissement et une mise en surplomb du bloc de grès sus-jacent désolidarisé du reste de la paroi. La fracture verticale a tendance à s'ouvrir et l'extensomètre enregistre une ouverture progressive (Fig. 6a) également illustrée à travers les figures 10b et 10c de ce schéma conceptuel. Une discontinuité persistante verticale présente dans la strate de grès conditionne la longueur maximale du surplomb ainsi que la taille des blocs susceptibles de chuter. Lorsque le surplomb atteint la moitié de cette longueur, le bloc bascule et chute ou si une certaine pente est atteinte (critère de rupture de Mohr-Coulomb), le bloc glisse et chute. L'érosion de la strate argileuse sous-jacente conditionne le mode de rupture de la strate de grès sus-jacente. Les blocs de grès peuvent donc basculer, glisser ou bien avoir un mode de rupture mixte : glissement dans un premier temps suivi d'un basculement (Fig. 10d). La dynamique décrite peut-être attendue pour les parois de flysch ou pour d'autres parois sédimentaires sensibles à de l'érosion différentielle avec un plan de stratification horizontal ou subhorizontal.

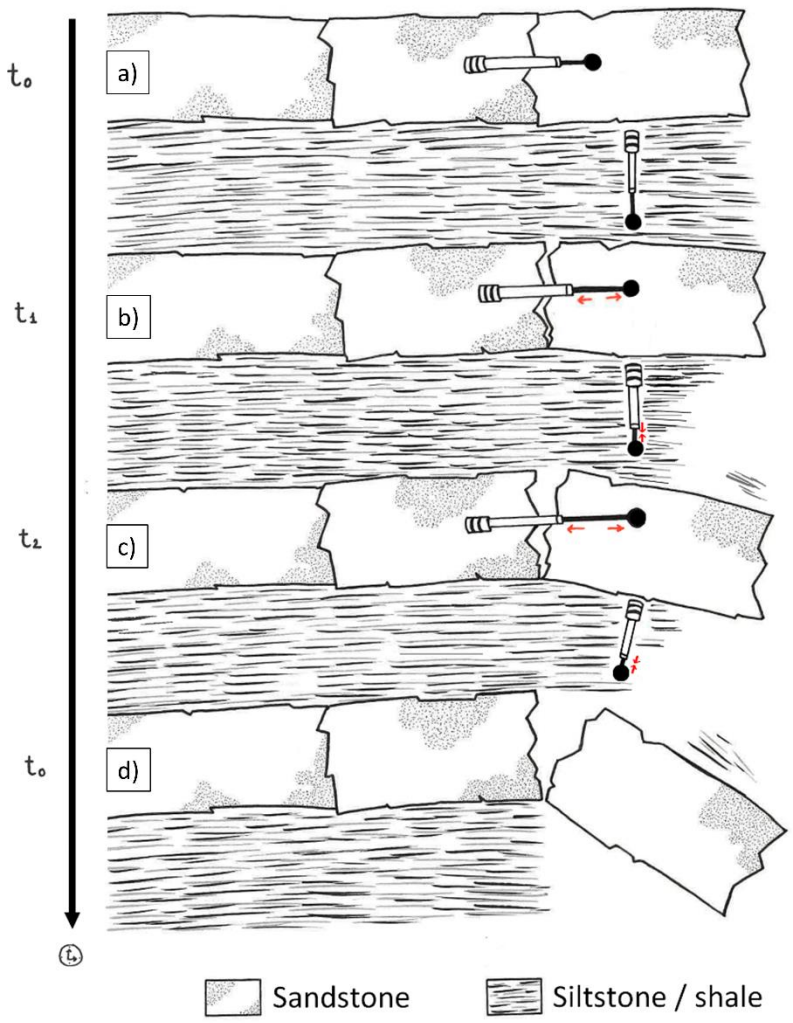


Figure 10. Schéma conceptuel représentant le développement des instabilités rocheuses dans les séquences de flysch (dessin réalisé par Leïla Bennour).

6. Conclusions

Le protocole mis en place dans cette étude a permis de quantifier les déformations majeures (réversibles et irréversibles) qui affectent deux segments de roche distincts à la surface d'une paroi de flysch. Un premier extensomètre enregistrait les déplacements verticaux dans une strate de siltstone et un second extensomètre enregistrait les mouvements horizontaux dans une strate de grès. Une analyse par composante principale a permis d'associer ces déformations aux variables météorologiques responsables de la météorisation mécanique. Il en ressort que :

1. Les déformations irréversibles qui affectent le segment de siltstone sont majoritairement des contractions et témoignent de son affaissement;

2. Les déformations irréversibles dans le segment de grès sont majoritairement des expansions et témoignent de l'ouverture d'une fracture verticale persistante qui tend à graduellement repousser et déstabiliser le bloc mis en surplomb;

3. Les déformations irréversibles dans le segment de siltstone sont principalement induites par les fluctuations de teneur en eau à la surface de la roche. Ces fluctuations conditionnent l'efficacité du processus de retrait-gonflement des roches argileuses et les variations de pression hydrostatique dans les discontinuités du massif rocheux;

4. Les déformations irréversibles dans le segment de grès sont principalement induites par les cycles gel-dégel et par les variations de teneur en eau à la surface de la roche.

Les événements de pluie de forte intensité, la fonte de la neige au printemps et les oscillations de température autour du point de congélation sont des variables efficaces pour entraîner des déformations majeures dans les premiers décimètres des roches sédimentaires instrumentées. Cependant, les variations thermiques de grande amplitude et les cycles gel-dégel sont moins efficaces que les variations de teneur en eau à la surface de la roche pour générer des déformations irréversibles dans le siltstone. Cette étude a permis pour la première fois de quantifier l'apport respectif des processus de météorisation mécanique et donc de comparer l'effet d'un processus par rapport à un autre et de discuter de l'effet découplé de l'association de ces processus.

Les tendances sur le long terme des extensomètres placés dans les strates de grès et de siltstone, conjointement aux observations faites sur le terrain mettent en évidence l'érosion différentielle qui mène au développement des instabilités rocheuses caractéristique de ces parois de flysch. Les strates silto-argileuses moins résistantes et plus fracturées s'érodent rapidement et conduisent à la mise en surplomb des strates de grès. Le mode de rupture des blocs de grès par glissement ou basculement est conditionné par la dynamique d'érosion des strates de siltstone et de shale qui tendent à s'affaisser et reculer plus rapidement. Les résultats de cette étude soulignent l'importance d'étudier la dynamique de la paroi rocheuse dans sa globalité pour expliquer les mécanismes de développement des instabilités rocheuses de grande magnitude qui représentent un aléa potentiel.

Références

Anderson, T.L. (2005). Fracture mechanics: fundamentals and applications. In 3rd edn. Edited by CRC Press. Boca Raton.

Badger, T.C. et Lowell, S.M. (1992). Rockfall Control in Washington State, rockfall prediction and control and landslide case histories. Transportation Research Record, 1343, 14–19.

Badoux, A., Andres, N., Techel, F. et Hegg, C. (2016). Natural hazard fatalities in Switzerland from 1946 to 2015. Natural Hazards and Earth System Sciences, 16(12), 2747–2768.

Blikra, L.H. et Christiansen, H.H. (2014). A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. Geomorphology, 208, 34–49.

Bost, M. (2008). Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures. Ecole des Ponts ParisTech.

Bunce, C.M., Cruden, D.M. et Morgenstern, N.R. (1997). Assessment of the hazard from rock fall on a highway. Canadian Geotechnical Journal, 34(3), 344–356.

Cano, M. et Tomás, R. (2013). Characterization of the instability mechanisms affecting slopes on carbonatic Flysch: Alicante (SE Spain), case study. Engineering Geology, 156, 68–91.

Chau, K.T., Wong, R.H.C., Liu, J. et Lee, C.F. (2003). Rockfall Hazard Analysis for Hong Kong Based on Rockfall Inventory. Rock mechanics and rock engineering, 36, 383–408.

Collins, B.D. et Stock, G.M. (2016). Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. Nature Geoscience, 9(5), 395–400.

Coutard, J.P. et Francou, B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. Arctic and Alpine Research, 21(4), 399–416.

Cripps, C.C. et Taylor, R.K. (1981). The engineering properties of mudrocks. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 14(4), 325–346.

D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L. et Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. Natural Hazards and Earth System Sciences, 16(3), 719–735.

Davidson, G.P. et Nye, J.F. (1985). A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. Cold Regions Science and Technology, 11(2), 141–153.

Dorren, L.K.A. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. Progress in Physical Geography, 27(1), 69–87.

Draebing, D. (2021). Identification of rock and fracture kinematics in high alpine rockwalls under the influence of elevation. Earth Surface Dynamics, 9(4), 977–994.

Draebing, D. et Krautblatter, M. (2019). The Efficacy of Frost Weathering Processes in Alpine Rockwalls. Geophysical Research Letters, 46(12), 6516–6524.

Drejza, S., Michaud, M. et Bernatchez, P. (2014). Vulnérabilité des infrastructures routières de l'est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques. In Rapport remis au ministère des Transports du Québec. Rimouski.

Dunn, J.R. et Hudec, P.P. (1972). Frost and Sorption Effects in Argillaceous Rocks. Highway Research Record, (39), 65–78.

Duszyński, F., Migon, P. et Kasprzak, M. (2016). Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland , Stołowe Mountains, SW Poland. Catena, 147, 1–15.

Eberhardt, E., Stead, D. et Coggan, J.S. (2004). Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes-the 1991 Randa rockslide. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 41(1), 69–87.

Enos, P. (1969). Anatomy of a flysch. Journal of sedimentary petrology, 39(2), 680–723.

Environnement Canada (2021). Compilation des données historiques à la station météorologique de Cap-Madeleine. Available from: https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html.

Eppes, M.-C. et Keanini, R. (2017). Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependant subcritical cracking. Reviews of Geophysics, 55(2), 470–508.

Erismann, T. et Abele, G. (2001). Dynamics of rockslides and rockfalls. Edited by Springer Science & Business Media. Berlin.

Fischer, L., Amann, F., Moore, J.R. et Huggel, C. (2010). Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). Engineering Geology, 116(1–2), 32–43.

Fortin, G., Hétu, B., Gauthier, F. et Germain, D. (2015). Extrêmes météorologiques et leurs impacts géomorphologiques : le cas de la Gaspésie. XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège, (1), 469–474.

Fortin, G., Hétu, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). Climatologie, 8, 9–25.

Gauthier, F., Hétu, B. et Bergeron, N. (2012). Analyses statistiques des conditions climatiques propices aux chutes de blocs de glace dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Canadian Geotechnical Journal, 49(12), 1408–1426.

Gauthier, F., Hétu, B. et Bergeron, N. (2013). Impacts géomorphologiques des chutes de blocs de glace sur les versants du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Canadian Journal of Earth Sciences, 50(4), 406-422.

Gischig, V.S., Moore, J.R., Evans, K.F., Amann, F. et Loew, S. (2011a). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. the Randa rock slope instability. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 116(4), 1–17.

Gischig, V.S., Moore, J.R., Evans, K.F., Amann, F. et Loew, S. (2011b). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 116(4), 1–18.

Gruner, U. (2008). Climatic and meteorological influences on rockfall and rockslides. Edited by Proceedings 11th Interpraevent Congress. pp. 147–158.

Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V. et Guglielmi, Y. (2005). Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: Case study of the Rochers de Valabres slope (France). International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 42(3), 331–349.

Hall, K. (1986). Rock moisture content in the field and the laboratory and its relationship to mechanical weathering studies. Earth Surface Processes and Landforms, 11(2), 131–142.

Hall, K. (1997). Rock temperatures and implications for cold region weathering. I: New data from Viking Valley, Alexander Island, Antarctica. Permafrost and Periglacial Processes, 8(1), 69–90.

Hall, K. (2004). Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. Earth Surface Processes and Landforms, 29(1), 43–57.

Hall, K. et André, M.F. (2001). New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. Geomorphology, 41(1), 23–35.

Hall, K. et Hall, A. (1996). Weathering by wetting and drying: some experimental results. Earth Surface Processes and Landforms, 21(4), 365–376.

Hall, K., Thorn, C. et Sumner, P. (2012). On the persistence of "weathering." Geomorphology, 149, 1–10.

Hall, K., Thorn, C.E., Matsuoka, N. et Prick, A. (2002). Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. Progress in Physical Geography, 26(4), 577–603.

Hallet, B., Walder, J.S. et Stubbs, C.W. (1991). Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions. Permafrost and Periglacial Processes, 2(4), 283–300.

Hétu, B. (2007). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61(2–3), 165.

Higgins, C. G. et Coates, D. R. (Eds.) (1990). Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms (Vol. 252). Geological Society of America.

Hilker, N., Badoux, A., et Hegg, C. (2009). The Swiss flood and landslide damage database 1972–2007. Natural Hazards and Earth System Sciences, 9(3), 913–925.

Hoek, E. et Bray, J. (1981). Rock slope engineering. In 3rd edition. Edited by Inst. Mining and Metallurgy. London.

Krautblatter, M., Funk, D. et Günzel, F.K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. Earth Surface Processes and Landforms, 38(8), 876–887.

Marinos, P. et Hoek, E. (2001). Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 60(2), 85–92.

Matsuoka, N. (2001). Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. Earth Surface Processes and Landforms, 26(6), 601–614.

Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. Geomorphology, 99(1–4), 353–368.

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T. et Moriwaki, K. (1997). Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps : the first two years of frost shattering, heave and creep. Permafrost and Periglacial Processes, 8(2), 155–177.

Matsuoka, N. et Murton, J. (2008). Frost Weathering: Recent Advances and Future Directions. Permafrost and Periglacial Processes, 19(2), 195–210.

Ministère des Transports du Québec (2021). Base de données événementielle des chutes de pierres entre 1987 et 2021.

Miščević, P. et Vlastelica, G. (2014). Impact of weathering on slope stability in soft rock mass. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 6(3), 240–250.

Ollier, C. (1984). Weathering. 2nd edition. Edited by Longman Group.

Porter, S.C. et Orombelli, G. (1980). Catastrophic rockfall of September 12, 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif. Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart, 24(2), 200–218.

Sass, O. (2005a). Temporal Variability of Rockfall in the Bavarian Alps, Germany. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 37(4), 564–573.

Sass, O. (2005b). Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering. Earth Surface Processes and Landforms, 30(3), 359–374.

Selby, M. (1982). Hillslope materials and processes. In New York: Oxford University Press.

Singhal, B.B.S. et Gupta, R.P. (2010). Applied hydrogeology of fractured rocks. Second Edi. Edited by Springer Science & business Media. Springer Netherlands.

Terzaghi, K. (1962). Stability of steep slopes on hard unweathered rock. Géotechnique, 12(4), 251–270.

Vergara, M.R., et Triantafyllidis, T. (2016). Influence of Water Content on the Mechanical Properties of an Argillaceous Swelling Rock. Rock Mechanics and Rock Engineering, 49(7), 2555–2568.

Volkwein, A., Schellenberg, K., Labiouse, V., Agliardi, F., Berger, F., Bourrier, F., Dorren, L.K.A., Gerber, W. et Jaboyedoff, M. (2011). Rockfall characterisation and structural protection – a review. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11(9), 2617–2651.

Walder, J. et Hallet, B. (1985). Theoretical Model of the Fracture of Rock During Freezing. Bulletin of the Geological Society of America, 96(3), 336–346.

Weber, S., Beutel, J., Faillettaz, J., Hasler, A., Krautblatter, M. et Vieli, A. (2017). Quantifying irreversible movement in steep, fractured bedrock permafrost on Matterhorn (CH). Cryosphere, 11(1), 567–583.

Annexe

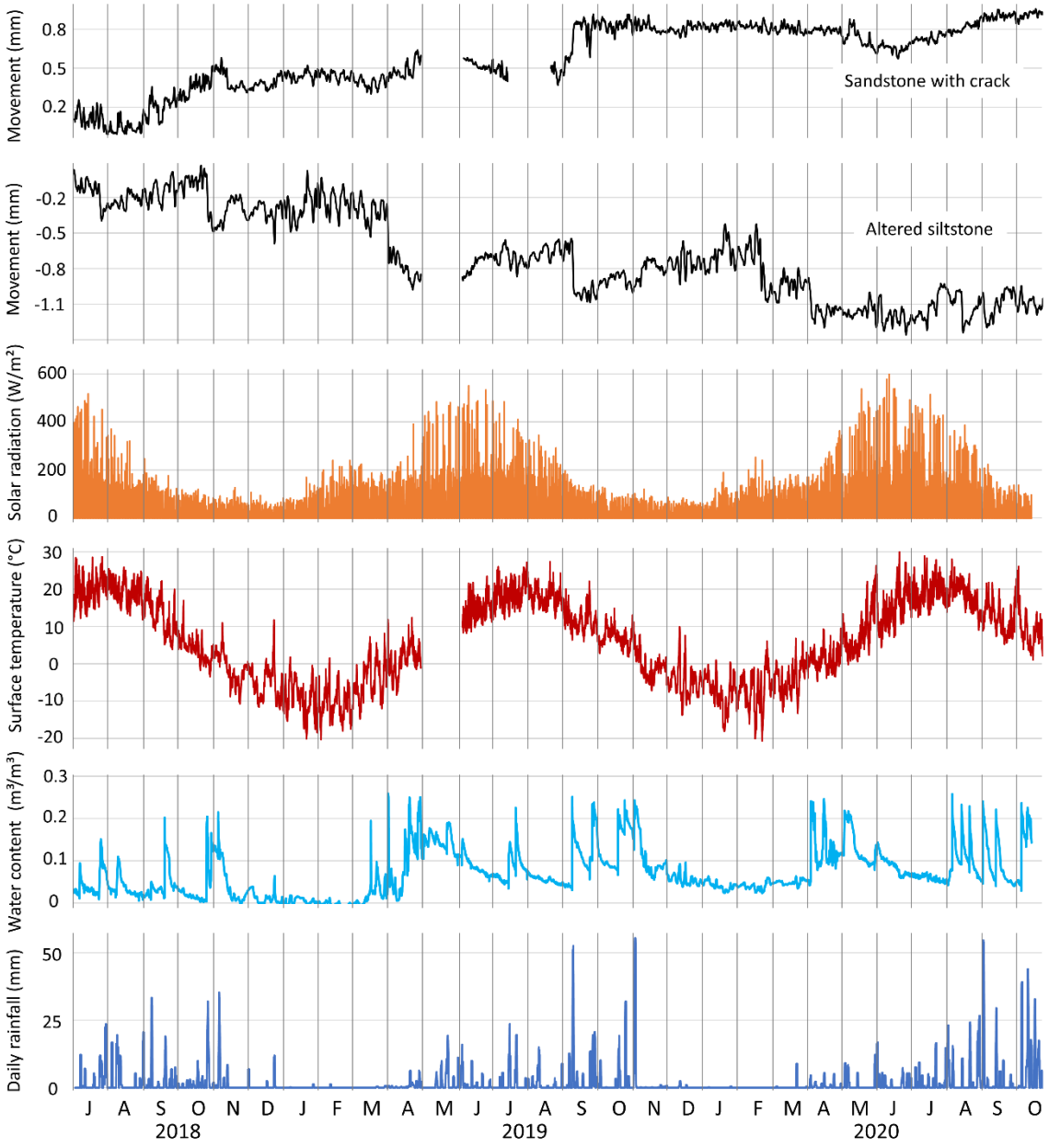


Figure A1. Déformations mesurées à l'aide des extensomètres et données météorologiques entre juillet 2018 et octobre 2020.

Chapitre 4. Évaluation de l’effet des conditions météorologiques sur la fréquence et la magnitude des chutes de pierres à l'aide d’un LiDAR terrestre en soutien au développement d’un outil de gestion des risques sur les routes de la Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 4

Évaluation de l'effet des conditions météorologiques sur la fréquence et la magnitude des chutes de pierres à l'aide d'un TLS en soutien au développement d'un outil de gestion des risques sur les routes de la Haute-Gaspésie (Québec)

Tom Birien, Francis Gauthier

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

La chute de pierres est un mouvement de versant qui mobilise des blocs superficiels qui se détachent d'un escarpement rocheux (Budetta, 2004; Michoud et al., 2012; Piteau et Peckover, 1978; Selby, 1993). Les propriétés du massif rocheux telles que la lithologie, le degré d'altération, les caractéristiques du réseau discontinuités et la pente prédisposent l'occurrence, la magnitude et le mode de rupture (p.ex. : chute de surplomb, glissement planaire ou en coin, basculement) des instabilités rocheuses (e.g. Selby, 1993; Turner et Schustler, 1996). Bien que spontanées, les chutes de pierres résultent d'un relai de processus qui interagissent sur de longues périodes (Schovanec, 2020). Elles ne sont jamais l'unique résultat du changement apparent le plus récent (Draebing et Krautblatter, 2019; Gunzburger et al., 2005). De nombreux facteurs peuvent contribuer au développement des instabilités rocheuses mais deux d'entre eux reviennent constamment dans la littérature : les précipitations et les cycles gel-dégel (e.g. Collins et Stock, 2016; Coutard et Francou, 1989; D'Amato et al., 2016; Hungr et al., 1999; Matsuoka et Sakai, 1999; Rapp, 1960; Wieczorek et Jäger, 1996).

Bien que l'influence des variables météorologiques sur les chutes de pierres fasse consensus dans la littérature, il reste souvent difficile de quantifier le rôle respectif de ces variables parce qu'elles sont difficiles à discriminer (Schovanec, 2020). L'étude de la dynamique des parois rocheuses s'est longtemps avérée compliquée en raison de leur faible accessibilité et de leur dangerosité (Abellán et al., 2014). Le développement récent de techniques de télédétection et notamment du LiDAR (Light Detection Et Ranging) a considérablement amélioré notre capacité à étudier la dynamique des parois rocheuses (Abellán et al., 2014; Guerin et al., 2014; van Veen et al., 2017). Le scanner laser terrestre (TLS) permet d'effectuer des levés topographiques sur de vastes surfaces avec une bonne précision et à très haute résolution (Abellán et al., 2014; Santana et al., 2012; Williams et al., 2018). En combinant les nuages de points issus de plusieurs relevés, on peut d'une part, identifier les instabilités rocheuses qui sont survenues entre ces relevés (e.g. van Veen et al., 2017) et d'autre part, mettre en évidence le développement de futures instabilités rocheuses (e.g. Kromer et al., 2018; Oppikofer et al., 2008, 2009; Royán et al., 2014).

En raison du caractère peu prévisible des instabilités rocheuses, la capacité à prendre des mesures d'évitement est pratiquement nulle lorsqu'un événement se produit (Volkwein et al.,

2011). L'occurrence des chutes de pierres étant quotidienne dans les régions montagneuses (Dorren, 2003), de nombreux exemples d'infrastructures endommagées ou de mortalité causée par des chutes de pierres sont décrits dans la littérature (e.g. Badger et Lowell, 1992; Badoux et al., 2016; Bunce et al., 1997; Chau et al., 2003; Hilker et al., 2009; Porter et Orombelli, 1980). Afin de réduire le risque pour les infrastructures et les personnes, une meilleure compréhension de l'aléa est nécessaire (Dorren, 2003; Erismann et Abele, 2001). Pour y parvenir, le TLS est un outil essentiel car il permet à la fois de détecter les zones instables à surveiller (e.g. Kromer et al., 2018; Oppikofer et al., 2008; Royán et al., 2014) et d'améliorer la compréhension des facteurs déclencheurs des instabilités rocheuses (e.g. D'Amato et al., 2016; van Veen et al., 2017).

Cette étude s'intéresse à l'influence des conditions météorologiques sur la dynamique d'éboulement de parois rocheuses de la Haute-Gaspésie (Québec, Canada). Ces parois, constituées de roches sédimentaires (flysch) de la formation de Cloridorme (Slivitzky et al., 1991), sont mal consolidées, déformées et hautement fracturées. Weidner et Walton (2021) montrent que dans un contexte géologique similaire au Colorado, les mesures de mitigation mises en place telles que le nettoyage mécanique, la stabilisation par des ancrages, la pose de clôtures ou l'injection de résines de polyuréthane, peuvent s'avérer inefficaces. Ils observent même des fréquences de chutes de pierres plus élevées après l'implantation de ces mesures de mitigation. Certaines d'entre elles, comme le nettoyage mécanique, ne seraient pas adaptées aux parois rocheuses hautement altérées. À la suite de ces opérations de nettoyage, les nouvelles parois exposées pourraient être tout autant altérées et instables que les surfaces anciennement exposées. Les mesures de mitigation traditionnelles seraient peu efficaces dans le cas des instabilités de faible et moyenne magnitude ($<1 m^3$) qui correspondent à celle des instabilités provoquées par des processus météorologiques (Weidner et Walton, 2021; Wyllie et Mah, 2004). Dans le contexte de parois hautement altérées comme celles que nous retrouvons en Haute-Gaspésie, la mise en place d'une gestion préventive du risque, basée sur les facteurs qui déclenchent les instabilités rocheuses, pourrait donc être la façon la plus efficace de limiter le risque associé aux chutes de pierres.

La littérature récente illustre l'amélioration notable de notre compréhension de l'influence des variables météorologiques sur les chutes de pierres (D'Amato et al., 2016; Delonca et al., 2014; Macciotta et al., 2015; Matsuoka, 2019; Pratt et al., 2019; Ravanel et Deline, 2011; Weidner et Walton, 2021). Notre étude a comme objectif principal de conforter ces connaissances dans un contexte géologique négligé dans la littérature et de combler les principales lacunes identifiées :

- Les données LiDAR permettent de quantifier précisément les instabilités rocheuses mais elles ne sont pas toujours mises en relation avec des données météorologiques adaptées. Par exemple, les cycles gel-dégel sont souvent déduits de la température de l'air sans tenir compte de l'influence du rayonnement solaire, même pour des parois rocheuses exposées au sud (e.g. Weidner et Walton, 2021). De plus, la température de l'air n'apporte pas de connaissance sur la profondeur atteinte par le front de gel dans la roche. Il est donc difficile de mettre en relation le dégel printanier avec les chutes de pierres qui surviennent (e.g. Macciotta et al., 2015).
- La relation entre la dynamique des instabilités rocheuses et les conditions météorologiques est souvent étudiée à l'échelle mensuelle voire saisonnière (e.g. Kromer et al., 2018; Macciotta et al., 2017). Bien que des tendances intéressantes puissent ressortir, cette temporalité ne permet pas de discriminer l'impact d'un événement météorologique par rapport à un autre sur la dynamique des chutes de pierres. Par exemple, à l'échelle mensuelle, il est difficile de discriminer le rôle des

précipitations du rôle des cycles gel-dégel puisque leur occurrence peut se chevaucher. Cette temporalité ne permet pas l'élaboration d'une gestion préventive du risque basée sur les facteurs qui déclenchent les instabilités rocheuses.

- De nombreuses études mettent en avant la forte relation existante entre la fréquence et la magnitude des chutes de pierres (e.g. Guerin et al., 2014, 2020; Rosser et al., 2005; Santana et al., 2012; van Veen et al., 2017; Williams et al., 2018). Néanmoins, les études qui s'intéressent à l'influence des variables météorologiques sur la dynamique des parois rocheuses se concentrent presque uniquement sur la fréquence des chutes de pierres. Matsuoka (2019) fait figure d'exception en abordant la relation entre les conditions météorologiques et la magnitude des chutes de pierres. Dans une optique de gestion du risque naturel, il est pourtant crucial de s'intéresser à la relation entre la magnitude des instabilités rocheuses et les facteurs qui les déclenchent puisque les dommages causés par ces instabilités sont proportionnels à leur magnitude.

Cette étude cherche ainsi à associer la dynamique d'éboulement des parois rocheuses à des conditions météorologiques précises, mesurées adéquatement et ciblées au préalable. Un TLS est utilisé pour quantifier la fréquence et la magnitude des instabilités rocheuses pour chaque condition météorologique ciblée. Enfin, une classification des conditions météorologiques en fonction de leur niveau de préoccupation dans une optique de gestion préventive du risque est proposée.

2. Sites d'étude

En Haute-Gaspésie, la route nationale 132 est le seul axe de transport qui permet de relier certains villages au reste de la région et est donc indispensable pour permettre aux populations locales d'avoir accès aux services essentiels. Cette route longe le littoral du golfe du Saint-Laurent et est sujette aux aléas de submersion marine et d'érosion du littoral (e.g. Drejza et al., 2014). L'éloigner du rivage n'est pas envisageable car d'imposantes parois rocheuses la surplombent et l'expose à d'autres aléas naturels : avalanches de neige (Fortin et al., 2011; Hétu, 2007; Gauthier et al., 2017), chutes de blocs de glace (Gauthier et al., 2015, 2017), coulées de débris (Fortin et al., 2015; Boulet et al., 2022) et chutes de pierres (Laliberté et al. 2022). Afin de limiter le risque pour les usagers, le ministère des Transports du Québec a mis en place en 1987 une patrouille qui circule 24h/24 sur les 70 kilomètres de route qui longent les versants des bas plateaux gaspésiens. La vocation de cette patrouille est d'effectuer de la surveillance et de déblayer la route lorsqu'elle est obstruée à la suite d'un mouvement de versant (roche, neige, glace). Entre 1987 et 2020, la patrouille a dû intervenir à 13 261 reprises pour des événements de chutes de pierres sur les 25 km de la route 132 qui sont surplombés par une paroi rocheuse (Ministère du Transport du Québec, 2021).

Le suivi LiDAR a été mené sur trois parois rocheuses (Fig. 1, A1 et A2) qui surplombent la route nationale 132 en Haute-Gaspésie. D'est en ouest, les sites sont situés à proximité des villages de Manche-d'Épée (MAE), de Gros-Morne (GMO) et de Marsoui (MAR). La superficie totale scannée est de 12 056 m². Cinq critères ont permis de sélectionner les sites : 1) les caractéristiques structurales et lithologiques sont représentatives des parois rocheuses de la Haute-Gaspésie; 2) les chutes de pierres provenant des parois ciblées atteignent fréquemment la route; 3) les sites sont accessibles à toutes les saisons; 4) la morphologie générale (verticalité, hauteur) des parois et leur microtopographie (rugosité) sont compatibles avec l'acquisition LiDAR depuis la route; et 5) absence de végétation (zone d'occlusion) et d'écoulement (réflexion du signal) sur les parois étudiées. Les trois sites sont des parois de roche sédimentaire (flysch) au litage horizontal ou sub-

horizontal. Le site étudié le plus à l'est, MAE, a une superficie de 3154 m². C'est une paroi naturelle orientée nord-nord-ouest (350°), verticale (>80°) et de 35 m de hauteur. Elle surplombe un talus d'éboulis de 30 m de longueur non végétalisé caractérisé par une pente moyenne de 38°. La paroi est principalement composée d'une séquence de siltstone (50%), de shale (30%) et de grauwacke (20%). Ce sont surtout les chutes de blocs de grauwacke qui ont tendance à atteindre la route située à une dizaine de mètres de la base du talus d'éboulis. GMO est une paroi ou s'alterne amphithéâtres et éperons rocheux. Trois éperons rocheux ont été scannés sur ce site pour une surface totale de 5370 m² dont la majorité est dynamitée. L'exposition des éperons varie entre 330° et 20° et leurs pentes entre 70° et 90°. Il n'y a pas de talus d'éboulis à leur pied et les chutes de pierres se rendent régulièrement à la route. Pour les trois éperons, seule la partie basse (<25 m de hauteur) est scannée afin de limiter au maximum les zones d'occlusions. Ces éperons rocheux sont principalement constitués de grauwacke (50%), de siltstone (40%) et de shale (10%). Enfin, MAR est une paroi dynamitée, verticale (90°) et constituée principalement de grès (70%), de siltstone (20%) et de shale (10%). L'épaisseur des strates de grès a tendance à entraîner des instabilités de taille décimétrique et la présence de la route directement au pied de la paroi rocheuse (absence de talus) fait en sorte que ces instabilités peuvent régulièrement l'atteindre. Néanmoins, la faible hauteur de la paroi rocheuse (<30 m) et sa forte verticalité limite la distance parcourue par les chutes de pierres.

D'après la classification de Köppen, la Haute-Gaspésie est caractérisée par un climat continental, humide à été court et frais. Sur la période 1991-2020, la température moyenne annuelle s'établit à 3.9°C, la température moyenne du mois le plus chaud à 16.3°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid à -9.2°C (janvier). Sur cette même période de 30 ans, la moyenne annuelle des précipitations s'élève à 888 mm dont 33% tombent sous forme de neige (Environnement Canada, 2021).

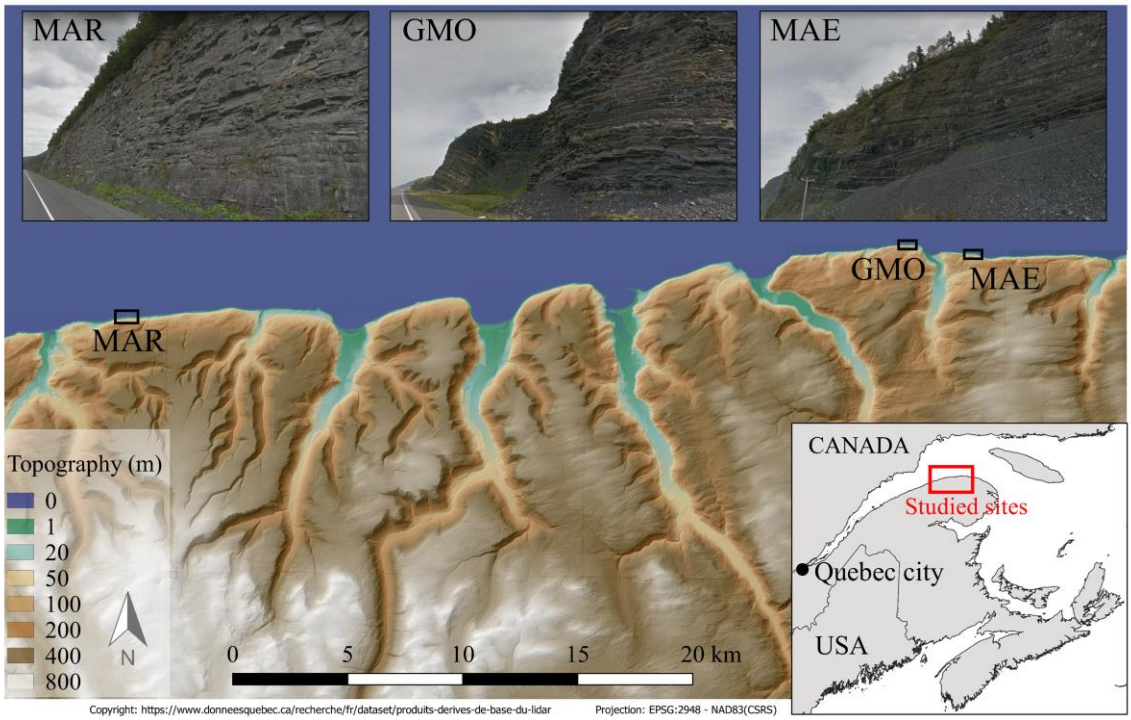


Figure 1. Localisation et aperçu des trois parois rocheuses étudiées (MAR, GMO et MAE).

3. Méthodologie

Au cours de la période de 554 jours s'étendant du 14 juin 2019 au 18 décembre 2020, 17 relevés LiDAR ont été effectués. Deux TLS ont été utilisés pour l'acquisition des données. Les quatre premiers relevés ont été acquis à l'aide de la ScanStation C10 de Leica Geosystems et les 13 suivants avec le VZ-400i de RIEGL. Afin d'obtenir des nuages de points denses et avec le moins de zones d'occlusions possibles, plusieurs relevés étaient effectués pour couvrir adéquatement les surfaces scannées de chaque site (Fig. 2a et 2b). Selon la morphologie et la superficie de ces sites, quatre à 12 relevés 360° étaient nécessaires. Les nuages de points résultants de ces relevés ont ensuite été fusionnés à l'aide de la fonction d'autocorrélation dans le logiciel Leica HDS Cyclone, permettant d'obtenir une densité centimétrique des nuages de points de toutes les parois rocheuses et pour chaque relevé. La même fonction a été utilisée pour aligner les nuages de points correspondant à une date d'acquisition donnée (Fig. 2c et 2d). L'algorithme M3C2 disponible dans le logiciel CloudCompare a ensuite permis de mesurer les différentiels de surface et quantifier les volumes de chutes de pierres survenues pendant les périodes ciblées (Fig. 2e).

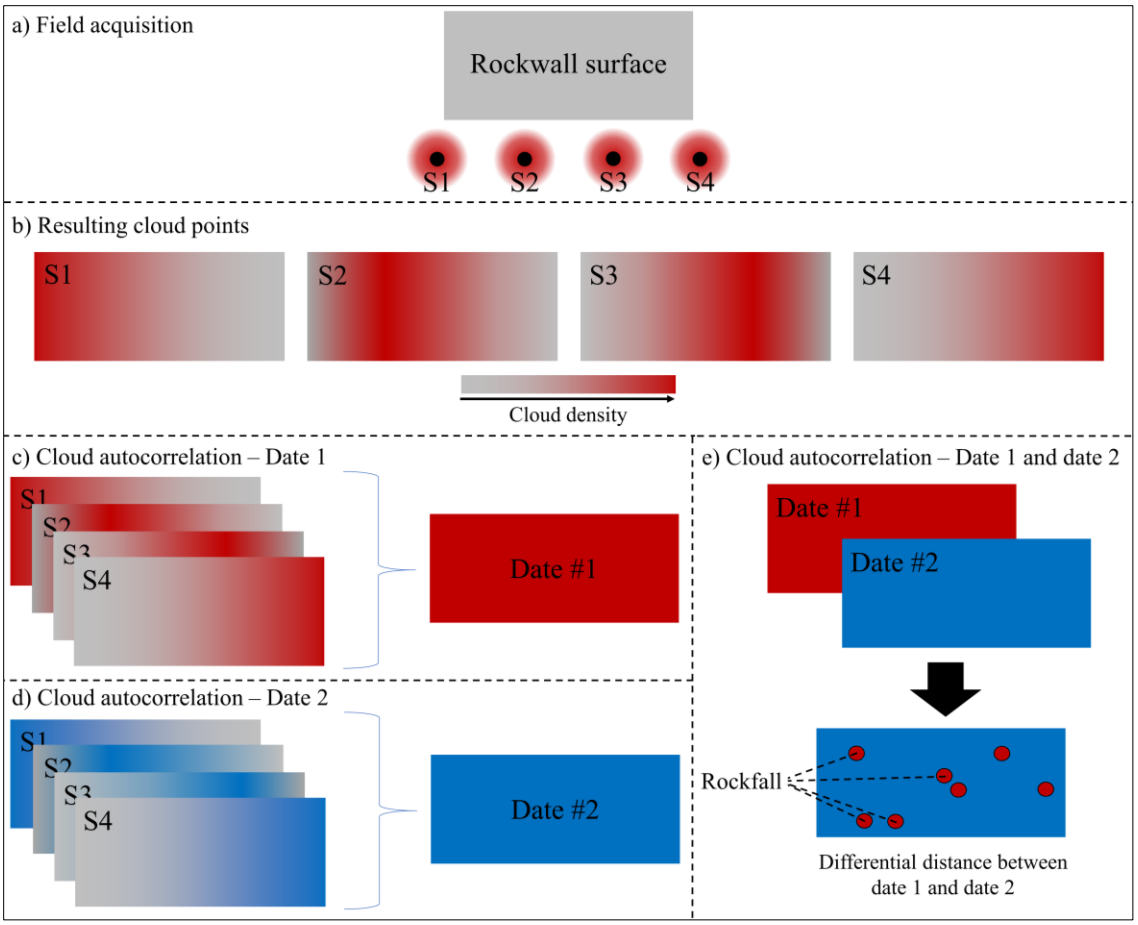


Figure 2. Protocole utilisé pour identifier et quantifier le volume des chutes de pierre à l'aide des nuages de point relevés au LiDAR.

Afin d'étudier l'influence des conditions météorologiques sur la fréquence et sur la magnitude des instabilités rocheuses, une résolution spatiale suffisamment fine doit être utilisée pour identifier l'ensemble des événements de la plus faible magnitude quantifiée (Abellán et al., 2014). Dans cette étude, on considère que les instabilités dont le volume est supérieur à 0.005 m³ sont identifiables. Les événements plus petits ne sont pas analysés car leurs faibles dimensions ne permettent pas toujours de les distinguer avec certitude sans risquer d'être confondu avec d'autres processus comme l'érosion de dépôt de neige par le vent à la surface d'une paroi rocheuse. Pour la résolution temporelle, Barlow et al. (2012) montrent qu'un intervalle de 19 mois entre deux relevés entraîne une sous-estimation de la fréquence des événements de petite taille. Lorsque cet intervalle est trop long, plusieurs événements distincts peuvent se superposer spatialement et être interprétés comme un seul événement de plus grande taille. Williams et al. (2018) ont comparé la fréquence des chutes de pierres pour une résolution temporelle d'une heure avec une résolution temporelle de 30 jours et montrent que le nombre d'événements de faible magnitude (<0.1 m³) est de trois ordres de grandeur plus grand avec la résolution temporelle d'une heure. Néanmoins, cette très haute résolution temporelle ne peut être obtenue qu'à l'aide d'un scanner fixe et entraîne d'autres problématiques comme une plus forte occlusion à la surface des parois rocheuses et une limitation

de la superficie scannée. Barlow et al. (2012) montrent que si des facteurs environnementaux influencent la fréquence des chutes de pierres, il n'est pas pertinent de définir une fréquence constante pour l'acquisition des données. La fréquence des relevés LiDAR doit être plus importante pour les périodes au cours desquelles une fréquence plus élevée des instabilités rocheuses est attendue. Réciproquement, les relevés peuvent s'espacer dans les périodes caractérisées par une faible fréquence des chutes de pierres. Le protocole mis en place dans notre étude a vocation à limiter l'effort de scan en ciblant des périodes préalablement plutôt qu'en scannant avec une fréquence régulière. Il en résulte une inconstance dans la fréquence des relevés qui se justifie par l'influence des conditions météorologiques sur la dynamique d'éboulement. Les périodes de scans sont définies en s'appuyant sur une connaissance des conditions météorologiques causant des déformations significatives à la surface des parois rocheuses et susceptible de provoquer des chutes de pierre (Birien et Gauthier, 2022). Les relevés LiDAR effectués dans cette étude ont permis de quantifier les instabilités au cours de 16 périodes distinctes (Fig. 3). Les périodes ciblées peuvent durer plusieurs dizaines de jours (période sèche, période pluvieuse, période automnale avec fréquence quasi-quotidienne de gel-dégel et période froide hivernale) ou encadrer des événements météorologiques précis (pluie de forte magnitude et intensité, redoux hivernal, dégel printanier en surface, à un mètre de profondeur et de la paroi rocheuse au complet).

Les périodes scannées ont été déterminées en cours d'étude en utilisant les prévisions météorologiques d'Environnement Canada et validées dans un second temps par les instruments de mesure installés localement. Les quantités de précipitations (mm) étaient mesurées à l'aide d'un pluviomètre TE525WS-L de Campbell muni de l'adaptateur CS705 lors de la saison hivernale afin de mesurer l'équivalent en eau des précipitations solides. Une grappe de thermistances (thermistor string and data logger 915 MHz de Geoprecision) insérée dans un puits de forage horizontal mesurait la température (°C) tous les 30 cm jusqu'à 550 cm de profondeur. Une interpolation linéaire entre les thermistances a permis d'obtenir un profil de température à différentes profondeurs au cours du temps et de quantifier le nombre et la profondeur des cycles gel-dégel ainsi que de suivre la profondeur atteinte par le front de gel de l'hiver et par le front de dégel au printemps (Fig. 4). Le pas d'enregistrement de tous les instruments météorologiques était de 15 minutes.

Parmi les 16 périodes ciblées, trois ont été définies comme étant des périodes sèches (DRY) pour une durée totale de 104 jours. Elles sont caractérisées par des précipitations moyennes de 1,4 mm/jour. Deux périodes ont été définies comme pluvieuses (RAINY) pour une durée totale de 100 jours et des précipitations moyennes de 4,1 mm/jour. Deux périodes d'une durée cumulée de 93 jours ont été définies comme étant des périodes froides hivernales (WIN. <0°C) caractérisées par une température moyenne de l'air inférieure au point de congélation (-6.2°C) et par une très faible fréquence de redoux hivernaux (0.02 redoux/jour). Les périodes dites automnales (AUT. FT) sont caractérisées par l'occurrence des premiers cycles gel-dégel survenant après la saison estivale. Deux périodes automnales, d'une durée cumulée de 79 jours ont été scannées dans cette étude. Concernant les événements météorologiques précis, une pluie de forte magnitude (54 mm) et de forte intensité (4 mm/h pendant 12h45) (HEAVY RF) a été encadrée en septembre 2019 ainsi que deux redoux hivernaux (WIN. FT) lors de l'hiver 2020. Enfin, quatre relevés LiDAR ont permis de segmenter le dégel printanier (SPR. MELT) en trois périodes. L'évolution de la température de la roche au cours de ces trois périodes est représentée sur la Fig. 4. La première phase correspond au dégel superficiel de la paroi rocheuse qui se matérialise par deux redoux atteignant 50 cm de profondeur (SPR.0:50). La seconde phase est caractérisée par un dégel depuis la surface qui pénètre

jusqu'à 95 cm mais aussi par un dégel depuis la profondeur de 77 cm (SPR.50:100). Enfin la troisième période correspond au dégel complet de la paroi rocheuse (SPR.100:350). La période s'étendant du 25 mai au 16 septembre 2020 est associée à des conditions météorologiques trop variées pour pouvoir être attribuée à une catégorie (Fig. 3).

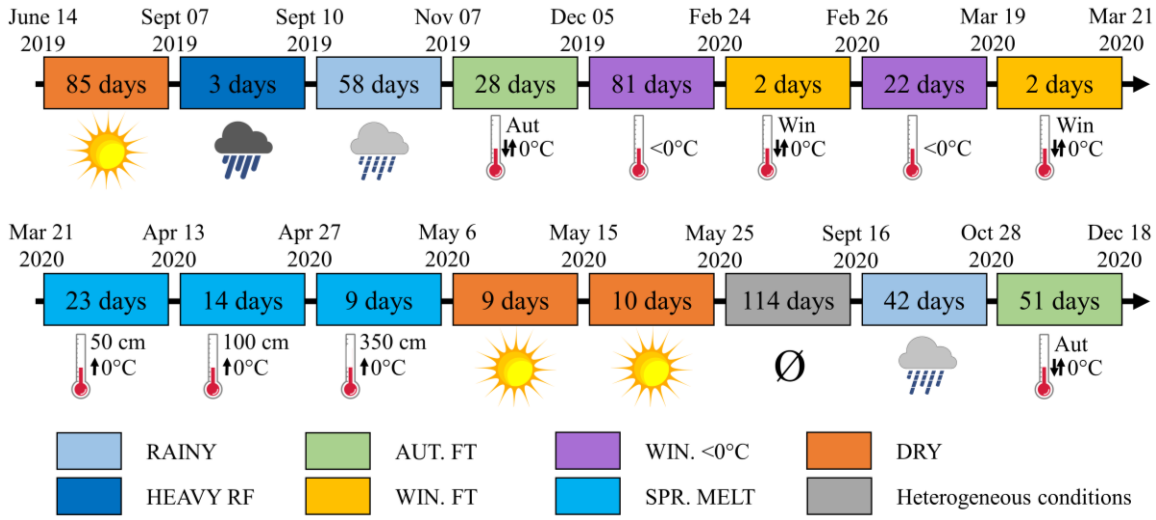


Figure 3. Conditions météorologiques générales entre les relevés LiDAR entre le 14 juin 2019 et le 18 décembre 2020 (553 jours).

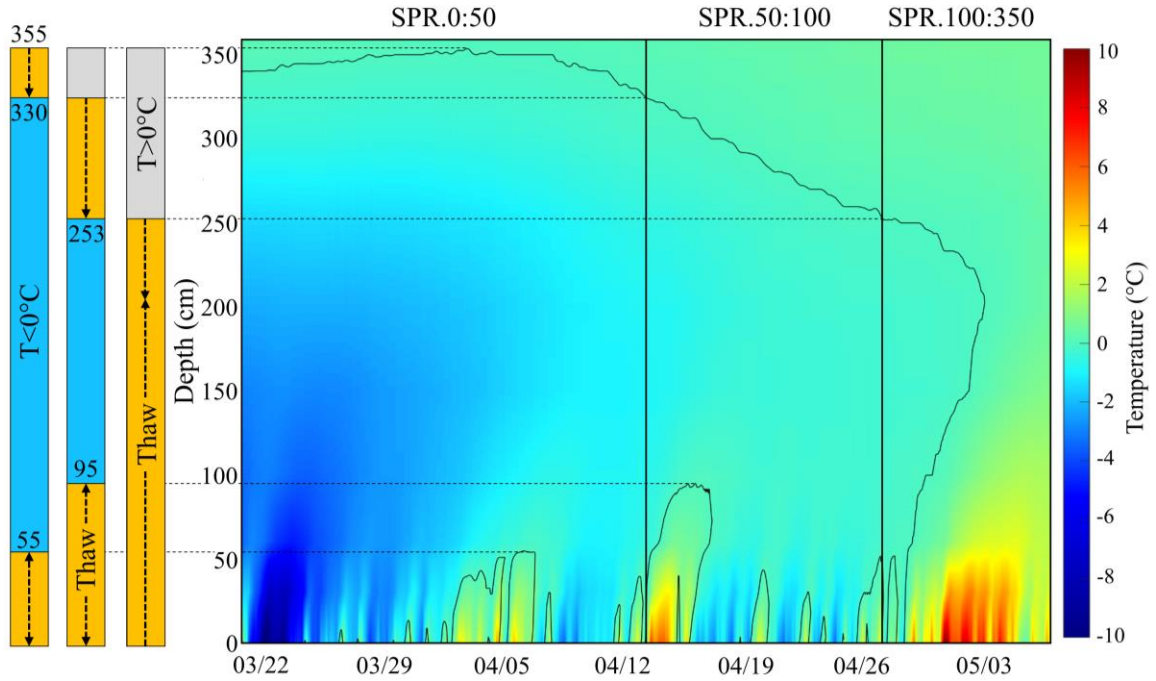


Figure 4. Régime thermique d'une paroi rocheuse mesuré dans un puits de forage horizontal de 360 cm de profondeur entre le 21 mars 2020 et le 6 mai 2020. La ligne noire représente l'isotherme 0ºC. Les lignes verticales délimite les périodes entre les relevés LiDAR.

4. Résultats

4.1 Fréquence-magnitude

Pendant l'ensemble de la période d'étude, 1287 chutes de pierres d'un volume supérieur à 0.005 m³ ont été identifiées et leurs volumes mesurés. La fréquence des chutes de pierres décroit très rapidement avec la magnitude (Fig. 5a). Les courbes fréquence-magnitude répondent généralement à une loi de puissance (Guerin et al., 2014, 2020; Hungr et al., 1999; Rosser et al., 2005; Santana et al., 2012; van Veen et al., 2017; Williams et al., 2018). Dans notre cas, elle peut être défini comme suit :

$$f(V) = 0.0168\mathrm{V}^{-1.06}$$

où f(V) correspond à la fréquence moyenne quotidienne des chutes de pierres d'un volume égal ou supérieur à V sur les 12 056 m² de parois rocheuses scannés pour l'ensemble de la période d'étude. Cette fréquence est égale à 2.2 chutes de pierre par jour pour les événements supérieur ou égal à 0.01 m³, à 0.2 chutes de pierre par jour pour les événements supérieur ou égal à 0.1 m³ et à 0.02 chutes de pierre par jour pour les événements supérieur ou égal à 1.0 m³.

Lorsque la fréquence ou la résolution spatiale des relevés LiDAR ne sont pas suffisants, les instabilités de faible magnitude sont sous représentées (Barlow et al., 2012; Guerin et al., 2014; Malamud et al., 2004). L'absence de phénomène de « rollover » dans la distribution logarithmique fréquence-magnitude obtenue dans cette étude permet de valider que le seuil de détection des instabilités a été bien choisi (Fig. 5b). Ce résultat confirme ainsi que la fréquence des relevés et que leur résolution spatiale ont été adéquatement choisies pour identifier individuellement la grande majorité des événements dont le volume est supérieur à 0.005 m³.

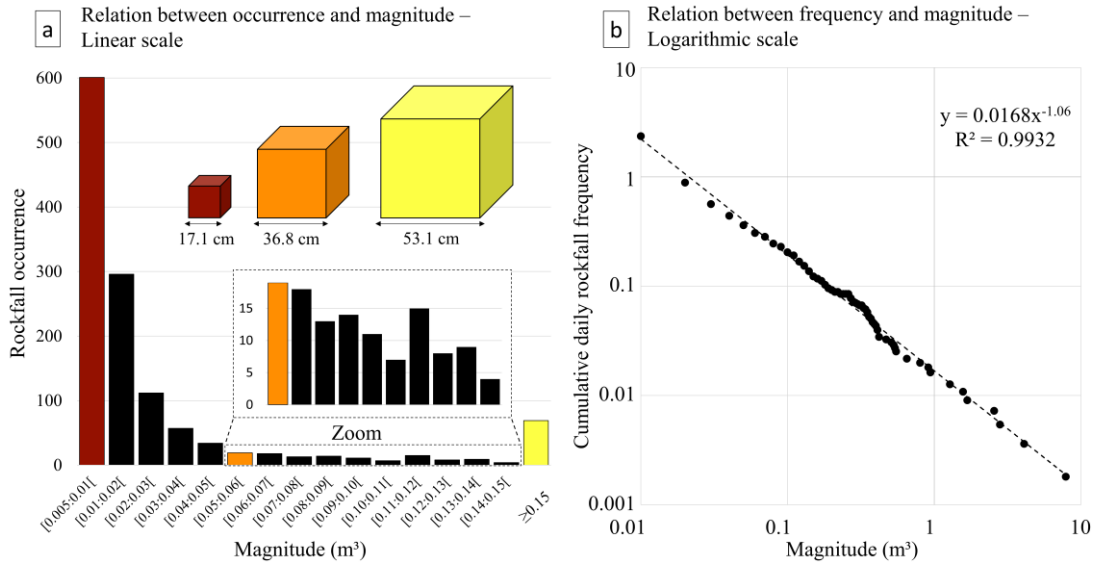


Figure 5. Relation entre l'occurrence et la magnitude des chutes de pierre (a) et entre la fréquence journalière cumulée et la magnitude (b).

4.2 Taux de recul général des parois rocheuses

Les taux de recul annuels des parois rocheuses et la fréquence des chutes de pierres sont calculés à partir de l'ensemble de la série temporelle de 554 jours et comprennent deux saisons estivales, deux saisons automnales mais une seule saison hivernale et une seule saison printanière. Les 1287 chutes de pierre comptabilisées sont réparties comme suit sur les trois sites d'étude : 363 à MAE, 486 à GMO et 438 à MAR. Les Fig. 6, A1 et A2 présentent les résultats des différentiels de surface entre le premier relevé en juin 2019 et le dernier relevé en décembre 2020 pour les trois sites d'étude. Pendant cette période de 554 jours, de nombreux changements sont visibles à la surface des parois rocheuses. Les changements positifs (en vert) sur les parois et les talus s'expliquent, pour la majorité d'entre eux, par de faible accumulation de neige présente lors des derniers relevés LiDAR effectués le 18 décembre 2020. Ces changements positifs peuvent aussi être attribués au développement d'instabilités rocheuses suffisamment important pour être détectable au LiDAR (Kromer et al., 2018; Oppikofer et al., 2008, 2009; Royán et al., 2014). Par exemple sur le site MAE, les mesures montrent qu'entre le mois de juin 2019 et le mois de décembre 2020, une masse de roche de trois mètres de hauteur s'est éloignée du reste de la paroi rocheuse de 4 à 5 cm dans sa partie supérieure et de 1 à 2 cm dans sa partie inférieure (Fig. 6a). Le taux de déplacement accru dans la partie supérieure de la masse rocheuse laisse présager une rupture par basculement. Ce type de mouvement pré-rupture n'a pas été considéré dans le calcul des volumes de chutes de pierre. Seules les chutes de pierre, qui ressortent comme des changements négatifs dans le différentiel de surface (en rouge sur les Fig. 6, A1 et A2) ont été considérées dans le calcul des taux de recul. Rappelons qu'un événement qui apparait comme étant de grande magnitude sur l'ensemble de la période d'étude peut correspondre à plusieurs événements successifs de plus petites dimensions (Fig. 6b) (Abellán et al., 2014; Barlow et al., 2012; van Veen et al., 2017; Williams et al., 2018).

Si on tient compte des surfaces scannées respectives, les trois sites ont des fréquences de chutes de pierres annuelles assez similaires : 0.08 chutes de pierre/m² pour MAE et MAR, 0.06 chutes de pierre/m² pour GMO (Fig. 7a). Par contre, on observe des différences plus marquées dans les taux d'érosion entre ces trois parois rocheuses. Sur la période couverte par l'étude le taux de recul est plus important pour MAR (5.4 mm/an) que pour MAE (3.0 mm/an) et GMO (2.8 mm/an) (Fig. 7b). Pour une fréquence des chutes de pierres comparables aux autres sites, MAR présente donc un taux de recul plus important. Cette distinction exprime que les événements sont en moyenne de plus grande magnitude sur le site de MAR. Effectivement, pour l'ensemble de la série temporelle, cinq des sept événements enregistrés dont le volume est supérieur à un mètre cube se sont produits à MAR. Ces sept événements représentent 33% du volume total qui a été soustrait aux trois parois rocheuses pendant la période d'étude. Pour MAR, les huit événements de plus grande magnitude ont autant contribué au taux d'érosion de la surface étudiée que les 430 événements de plus faible magnitude. Pour GMO et MAE ce sont respectivement 5 et 20 événements de grande magnitude qui représentent le même volume que 481 et 343 événements de plus faible magnitude sur ces deux sites. Les événements de grande magnitude conditionnent grandement le taux d'érosion des parois rocheuses et plus particulièrement celui de MAR (Fig. 7c).

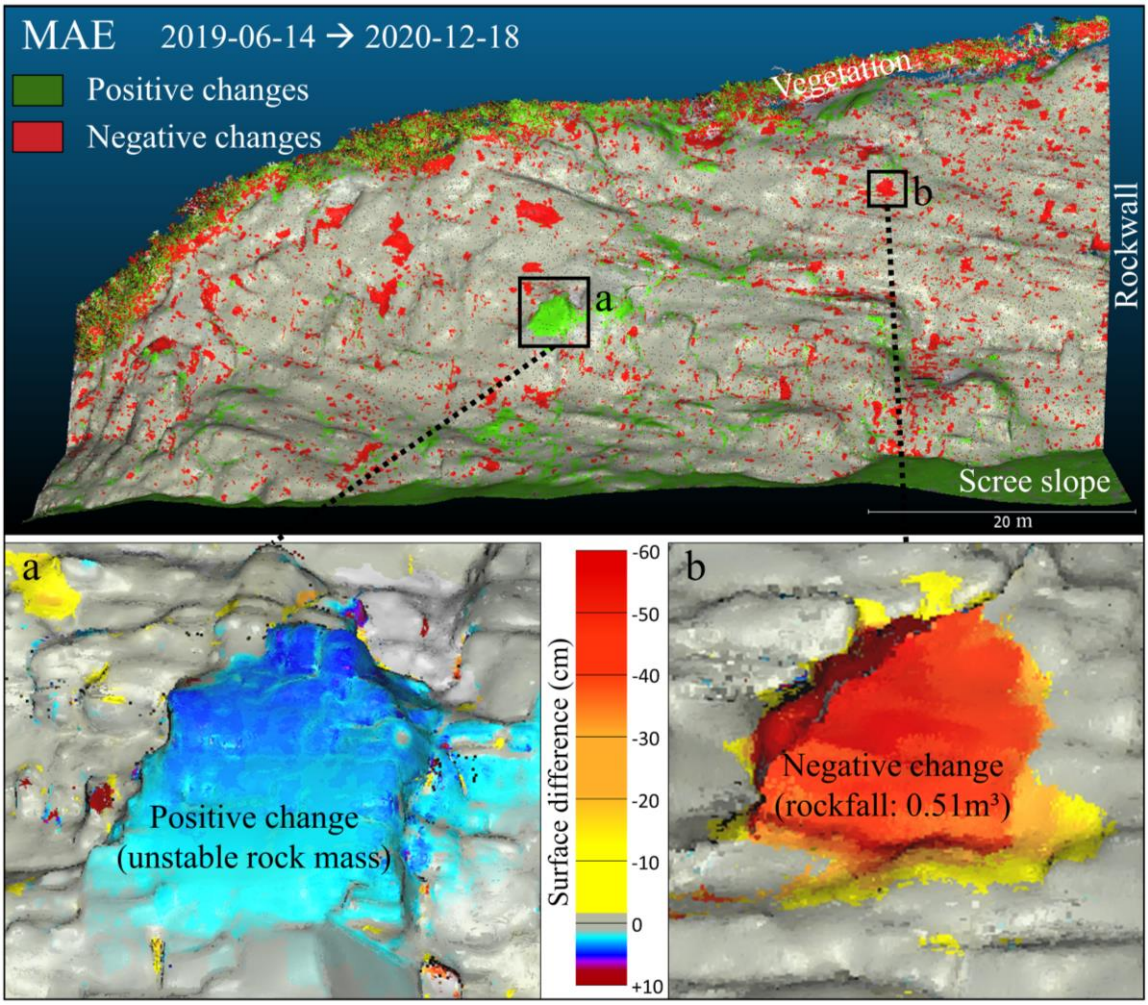


Figure 6. Nuage de points et identification des changements (négatif en jaune/rouge et positif en bleu/vert) entre le premier relevé LiDAR (2019-06-14) et le dernier (2020-12-18) sur le site MAR. Les changements positifs sont principalement associés à des masses de roche instable (a) alors que les changements négatifs sont des chutes de pierre.

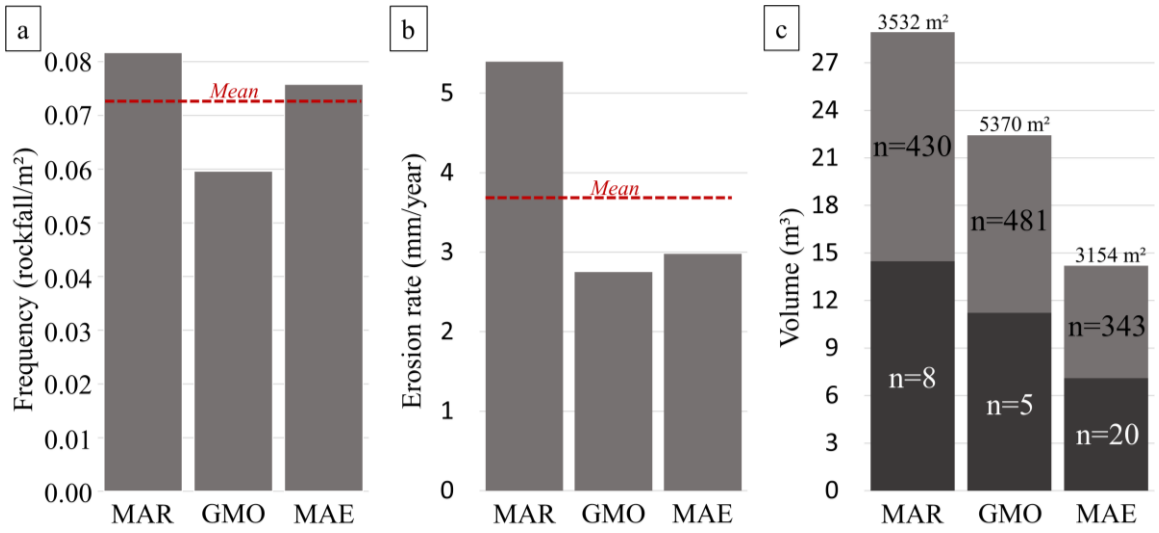


Figure 7. Fréquence moyenne annuelle (a), taux de recul annuel (b) et volume total de chutes de pierre quantifié sur l'ensemble de la période d'étude (c).

4.3 Périodes d'occurrence des chutes de pierre et évaluation du risque

Dans cette étude, les chutes de pierres survenant pendant trois périodes sèches (DRY) et de fonte printanière (SPR. MELT), deux périodes pluvieuses (RAINY), automnales (AUT. FT), froides (WIN. <0°C), de redoux hivernal (WIN. FT) et une période de pluie de forte magnitude et intensité (HEAVY RF) ont été quantifiées (Fig. 3). Dans l'ordre décroissant, 241 chutes de pierres sont associées aux périodes RAINY, 178 aux périodes AUT.FT, 145 aux périodes DRY, 120 aux périodes SPR. MELT, 97 aux périodes WIN. <0°C, 91 à la période HEAVY RF et 44 aux périodes WIN. FT (Fig. 8a). Toutefois, l'occurrence des chutes de pierres selon ces conditions météorologiques n'est pas représentative de la dynamique d'instabilités des parois rocheuses car certaines de ces conditions ont une période d'occurrence beaucoup plus longue que d'autres. Par exemple, les périodes DRY cumulent 104 journées contre quatre journées pour les conditions WIN. FT. Si on s'intéresse à la fréquence des chutes de pierres plutôt qu'à l'occurrence, ce ne sont pas les mêmes conditions météorologiques qui ressortent comme facteurs causaux des instabilités. WIN. <0°C et DRY sont associés aux fréquences quotidiennes des chutes de pierres les moins élevées avec respectivement 0.9 et 1.4 événements par jour pour l'ensemble de la superficie scannée (12 056 m²). Cette fréquence a tendance à doubler pour les conditions AUT. FT (2.2 événements/jour), RAINY (2.4 événements/jour) et SPR. MELT (2.6 événements/jour). Les redoux hivernaux (WIN. FT) et les événements de pluie de forte magnitude et intensité (HEAVY RF) entraînent les fréquences de chutes de pierres les plus importantes. WIN. FT est associé à une fréquence de 11.0 événements par jour et HEAVY RF à une fréquence de 30.3 événements par jour (Fig. 8b). Par rapport à une période froide hivernale (WIN. <0°C), la fréquence des chutes de pierres est multipliée par 1.5 lors des périodes DRY, 2.3 lors des périodes AUT. FT, 2.6 lors des périodes RAINY, 2.8 lors des périodes SPR. MELT, 11.7 lors des périodes WIN. FT et par 32.3 lors d'une période HEAVY RF.

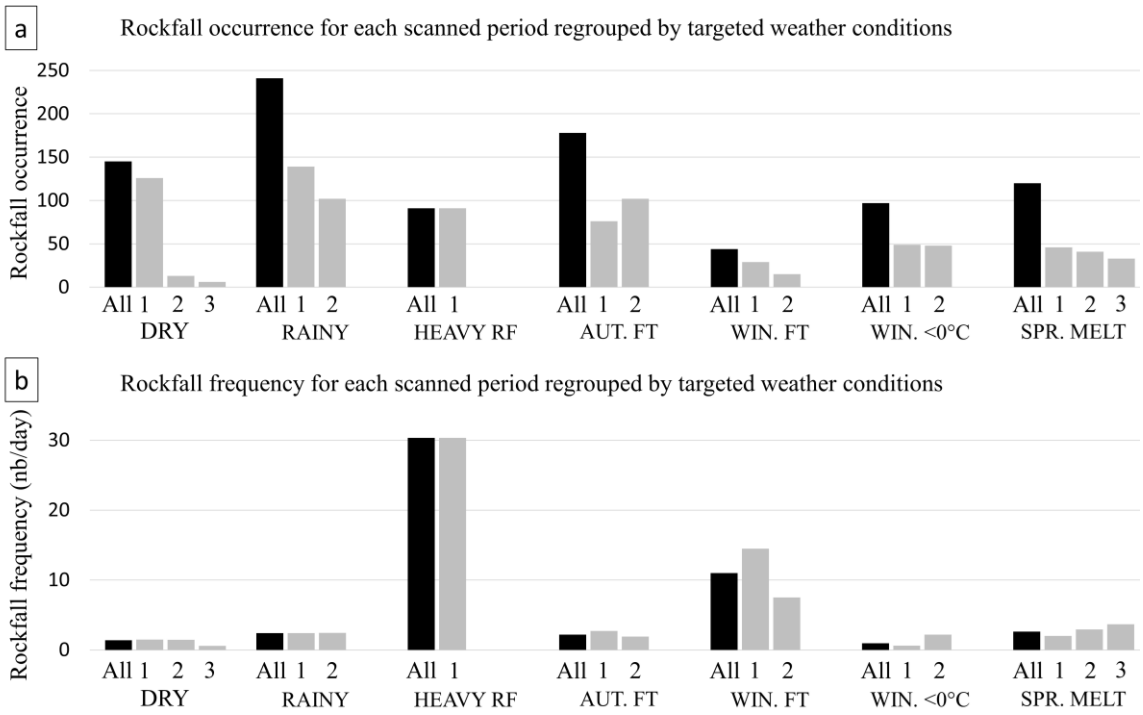


Figure 8. Occurrence (a) et fréquence (b) des chutes de pierre établies entre les relevés LiDAR pour chacune des conditions climatiques déterminées et compilées sur tous les sites d'étude confondus. Les chiffres correspondent à la 1^{e}, 2^{e} ou 3^{e} période associée à une condition climatique déterminée (voir la chronologie des périodes à la figure 3).

Pour chaque période scannée, l'intensité des précipitations et les cycles gel-dégel ont été comparés avec les taux d'érosion des parois rocheuses et la fréquence des chutes de pierres (Fig. 9). Les valeurs de taux d'érosion et de fréquence indiquées pour chaque période sont relatives à la moyenne de ces deux paramètres pour l'ensemble de la série temporelle (valeurs centrées réduites sur la moyenne). Des valeurs inférieures à un pour une période indiquent que le taux d'érosion des parois rocheuses et la fréquence des chutes de pierres étaient en dessous de la moyenne de l'ensemble de la série temporelle. Le 7 septembre 2019, l'ouragan de catégorie 5 Dorian atteint le golfe du Saint-Laurent sous forme de tempête post-tropicale. Cette dernière apporte 54 mm de pluie de forte intensité (4 mm/h pendant 12h45). Entre 1987 et 2021, seulement 16 événements amenant plus de 50 mm de précipitation ont été enregistrés en Haute-Gaspésie, ce qui correspond à une période de retour de 776 jours (Environnement Canada, 2021). La pluie amenée par cette tempête post-tropicale s'est répercutée par des taux d'érosion de la paroi rocheuse et par une fréquence des chutes de pierres respectives de 9.3 et 13.8 fois supérieures à la moyenne (Fig. 9). Ces valeurs sont calculées pour la période de 72 heures qui sépare les deux relevés (7 et 10 septembre 2019) mais elles seraient très certainement plus élevées si elles avaient été calculées sur la durée réelle de l'événement (14h00).

Entre le 23 et le 26 février 2020, une série de trois redoux consécutifs s'est produite (Fig. 9). Ils surviennent après une longue période de 70 jours de températures constamment sous le point de congélation. Au cours de ces trois épisodes, la température de l'air atteint respectivement 3.1°C, 8.3°C et 2.1°C. Ils sont séparés par des périodes de 8 heures autour de -2°C. Cette série de redoux

se traduit par un dégel superficiel de la roche sur 10 cm de profondeur. Le taux d'érosion des parois rocheuses et la fréquence des chutes de pierres sont respectivement 6.3 et 8.5 supérieurs à la moyenne au cours de cette période. L'absence de pluie durant cette période met en avant le rôle prépondérant du dégel superficiel sur la dynamique d'éboulement (Fig. 9). La température de l'air reste ensuite sous le point de congélation jusqu'au 20 mars 2020 avant de devenir positive pendant 24 heures, atteignant brièvement 8.1°C. Ce redoux se répercute par un dégel superficiel de 14 centimètres et s'accompagne par un taux de recul de la paroi rocheuse et une fréquence des chutes de pierres de 2.3 et 4.4 fois supérieurs à la moyenne (Fig. 9). Au printemps, la fréquence et la magnitude des cycles gel-dégel augmentent (Fig. 4 et 9). La fréquence des chutes de pierres demeure assez faible et inférieure à celle du dernier redoux hivernal (1.7x > moyenne). En revanche, les taux d'érosion sont plus importants que pendant les redoux du 23 et 26 février et se maintiennent à un niveau élevé pendant une période de 24 jours (2.5x > moyenne). Ce taux d'érosion élevé pour une plus faible fréquence des chutes de pierres témoigne d'une augmentation du volume moyen des chutes de pierres lors du dégel printanier.

Sur l'ensemble de la période d'étude, les conditions météorologiques qui contribuent le plus à la dynamique des instabilités rocheuses sont les redoux hivernaux, le dégel printanier et l'événement de pluie de forte intensité et de forte magnitude (Fig. 9). À l'inverse, d'autres conditions météorologiques peuvent être associées à une grande stabilité des parois rocheuses étudiées. Entre le 5 décembre 2019 et le 23 février 2020, le taux d'érosion des parois rocheuses et la fréquence des chutes de pierres (respectivement 0.6 et 0.3 fois inférieure à la moyenne) sont très faibles (Fig. 9). Au cours de cette période de 81 jours, la température est restée sous le point de congélation à l'exception de deux redoux quotidiens. La période de 19 jours qui s'étend du 6 au 25 mai 2020 est également caractérisée par un taux d'érosion des parois rocheuses et par une fréquence des chutes de pierres très faibles (respectivement 0.2 et 0.6 fois inférieure à la moyenne). Au cours de cette période, la température de la paroi s'est maintenue constamment au-dessus du point de congélation et seulement 5.6 mm de pluie ont été enregistrés. Sur l'ensemble de la période d'étude, les périodes froides hivernales et les périodes sèches estivales sont les conditions météorologiques qui sont associées à la plus grande stabilité des parois rocheuses scannées (Fig. 9).

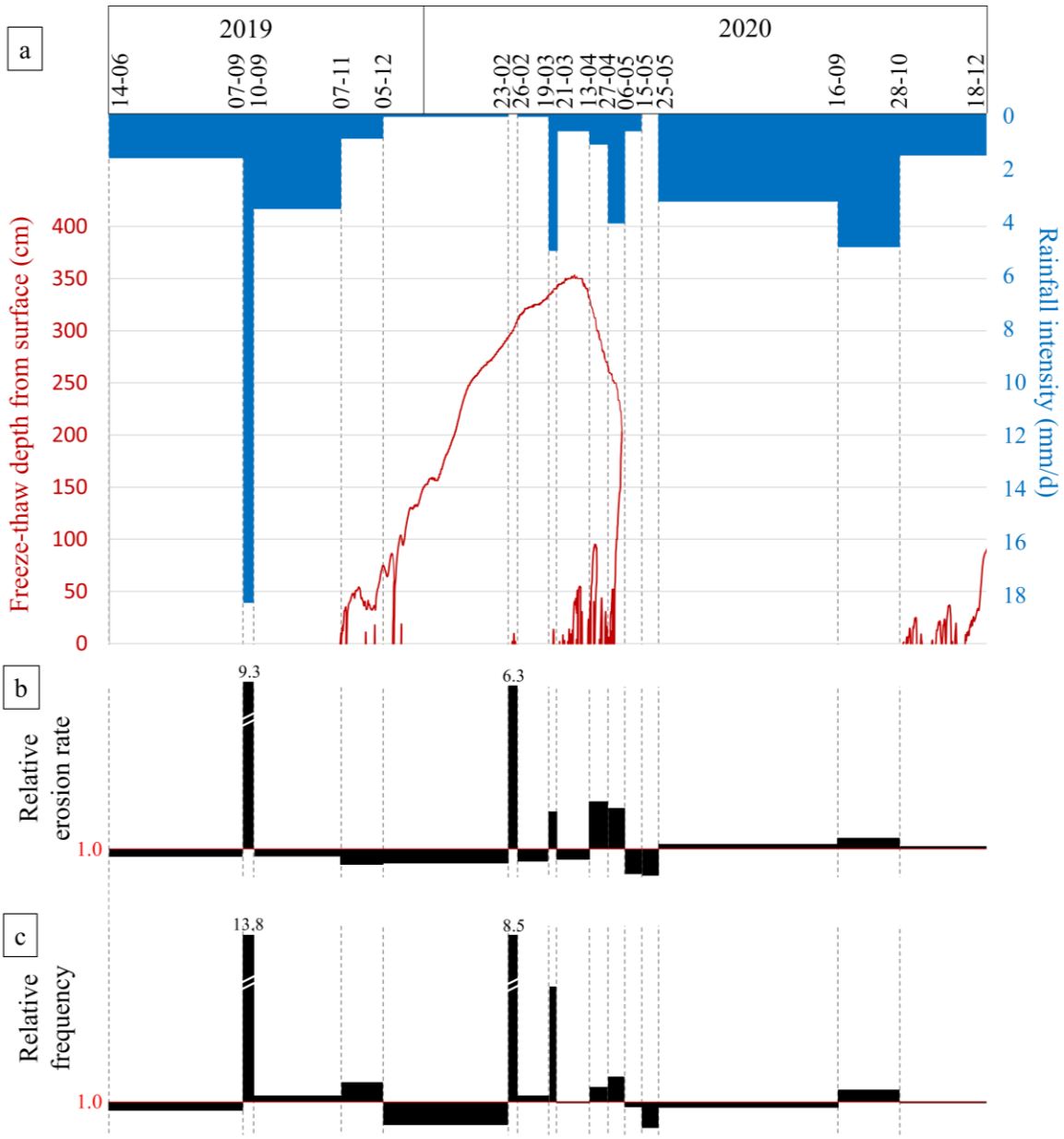


Figure 9. Conditions météorologiques (a), taux de recul relatif (b) et fréquence relative (c) pour chaque période associée à des conditions climatiques entre les relevés LiDAR. Les taux de recul et la fréquence des chutes de pierre sont respectivement relatif au taux moyen de recul et à la fréquence moyenne établie entre le 14 juint 2019 et le 18 décembre 2020.

Les relevés LiDAR permettent de quantifier la fréquence des chutes de pierres mais aussi de calculer le volume individuel de chacune d'entre elle. À partir de ces données, on peut donc également étudier l'influence de différentes conditions météorologiques sur la magnitude des chutes de pierres. La Fig. 10a présente, sous forme de matrice, les conditions météorologiques associées à différentes fréquences et magnitudes des chutes de pierre. Pour la magnitude, une première classe incluant 1100 événements de faible magnitude (0.005:0.05m³) a été définie. La

seconde classe comprend 119 événements de magnitude intermédiaire (0.05:0.15m³) et la troisième classe inclut 68 événements de plus grande magnitude (≥ 0.15 m³). Dans la matrice, cinq classes de fréquence sont définies : faible (<75% de la fréquence moyenne de la période d'étude), modérée (75:125%), élevée (125:300%), très élevée (300:500%) et extrême (> 500%).

Les conditions météorologiques HEAVY RF coïncident avec des fréquences extrêmes de chutes de pierres, autant pour les événements de faible et de grande magnitude. À l'inverse, les conditions DRY, WIN. <0°C, SPR.0:50 et AUT. FT sont associées à de faibles fréquences de chutes de pierres, indépendamment de la magnitude. Ces conditions météorologiques exercent une influence sur la fréquence des chutes de pierres en se répercutant soit par une instabilité générale (HEAVY RF) ou au contraire par une stabilité générale des parois rocheuses (DRY, WIN. <0°C, SPR.0:50 et AUT. FT). En revanche, il n'existe pas de relation claire entre ces conditions et la magnitude des instabilités rocheuses alors que les conditions WIN. FT, SPR.50:100, SPR.100:350 et RAINY entraînent des fréquences de chutes de pierres variables selon la magnitude. WIN. FT est associé à une fréquence extrême des instabilités de petites et de moyennes magnitudes mais cette fréquence est élevée sans être extrême pour les instabilités de grande taille. Dans le même sens, RAINY et SPR.50:100 sont associés à une fréquence élevée des événements de faible magnitude contre une fréquence modérée à faible pour les événements de grande magnitude. La dynamique inverse est observée lors du dégel complet de la paroi (SPR.100:350). Une période critique qui entraîne davantage de chutes de pierres de grande magnitude que de chutes de pierres de faible magnitude (Fig. 10a).

La figure 10b présente l'occurrence quotidienne cumulée des conditions météorologiques ciblées à l'échelle annuelle. Les données représentées correspondent à la première année d'étude (14 juin 2019 au 13 juin 2020) plutôt que sur l'ensemble de la série temporelle car l'objectif est de dresser le portrait annuel des conditions météorologiques en accordant le même poids à chaque saison. Sur cette année d'étude, les périodes HEAVY RF et SPR.100:350 représentent seulement 11 journées (Fig. 10b). Les conditions météorologiques favorables aux fréquences extrêmes d'événements de grande magnitude ont donc une faible période d'occurrence. Les périodes WIN. FT, SPR.0:50, SPR.50:100 et AUT. FT sont aussi associées à des fréquences ou à des magnitudes élevées des chutes de pierres et leurs périodes d'occurrences cumulées représentent 44 journées entre le 14 juin 2019 et le 13 juin 2020 (Fig. 10b). Finalement, les périodes DRY, WIN. <0°C et RAINY, qui ne coïncident pas avec des périodes de grande instabilité, représentent 310 journées, soit 85% de l'année (Fig. 10b). Les conditions météorologiques qui se répercutent par des fréquences ou des magnitudes élevées de chutes de pierres sont donc largement minoritaires à l'échelle annuelle.

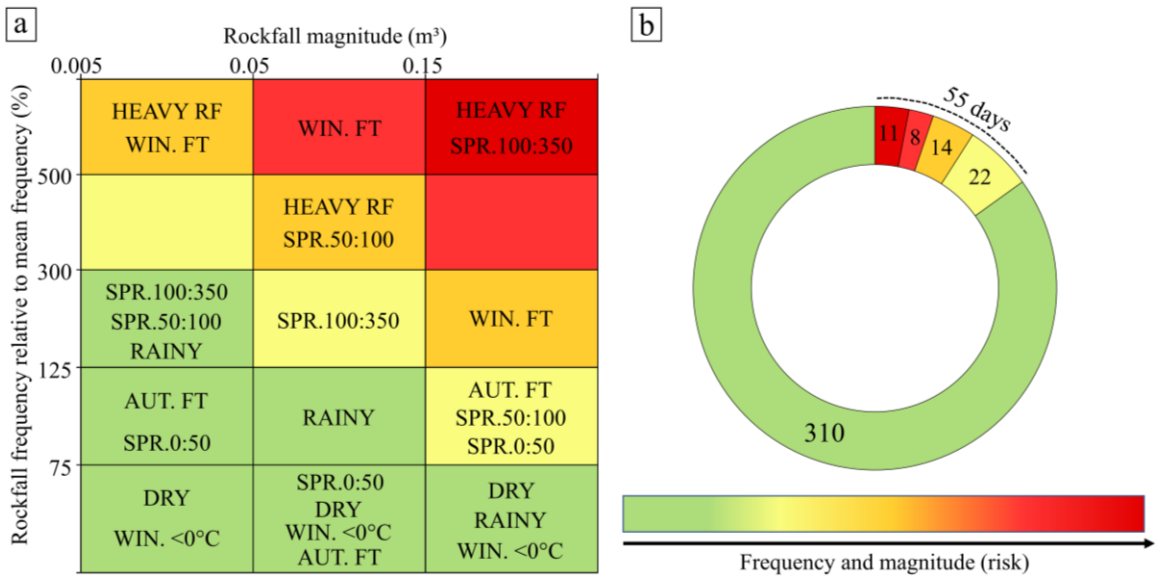


Figure 10. Matrice d'évaluation du risque générée à partir de la relation entre la magnitude et la fréquence des chutes de pierres pour des conditions météorologiques spécifiques (a) et l'occurrence quotidienne cumulée de ces conditions pendant la première année complète de l'étude (14 juin 2019 au 13 juin 2020) (b).

5. Discussion

5.1 Taux de recul général des parois de flysch

Les taux de recul annuels mesurée sur les trois parois de flysch du nord de la Gaspésie sur une période de 554 jours sont très élevés (entre 2.8 et 5.4 mm/année) par rapport aux taux rapportés dans divers contextes lithologiques et régimes climatiques (e.g. André, 1997; Ballantyne, 1984; Curry et Morris, 2004; Hinchliffe et Ballantyne, 1999). Cependant, ils s'accordent parfaitement avec ceux rapportés par Hétu et Gray (2000) pour une paroi de flysch de 40 m de hauteur située dans le même secteur d'étude établis sur une période de 14 ans (3.2 mm/année) et avec ceux de Dionne (1992) rapportés pour des parois rocheuses de lithologie comparables dans la région de la ville de Québec. Ces taux ont été mesurés par une méthode de peser des sédiments accumulés au pied des parois rocheuses sur des toiles de plastique (Hétu et Gray, 2000) ou sur la neige (Dionne, 1992) Les mesures directes réalisées au TLS sont extrêmement précises et permettent de quantifier avec une plus grande certitude les taux de recul des parois dans leur contexte morphoclimatique actuel. La concordance entre les résultats des deux méthodes supporte leurs validités respectives. Par contre, les relevés effectués sur de très courtes périodes tendent très certainement à sous-estimer les taux réels en limitant la probabilité d'observer des événements de très grande magnitude ayant une influence appréciable sur le taux de recul (e.g. Korup et Clague, 2009; Krautblatter et Dikau, 2007). La poursuite des relevés sur ces parois rocheuses permettrait de renforcer la justesse des taux de recul présentés ici. Le TLS représente néanmoins une méthode moderne qui devrait être plus largement exploitée pour réaliser ce type de suivi mais également pour soutenir notre compréhension de la dynamique de recul des parois rocheuses et d'ouverture des encoches

d'érosion (e.g. Ballantyne et Kirkbride, 1987; Duszyński et al., 2019; Higgins et Coates, 1990; Rapp, 1960).

5.2 Effets des conditions météorologiques sur la fréquence et la magnitude des chutes de pierre

Dans cette étude, la fréquence des chutes de pierre est 1.7 fois supérieure à la moyenne lors des périodes pluvieuses (RAINY) par rapport aux périodes sèches (DRY). L'événement de pluie de plus grande magnitude et de forte intensité (HEAVY RF) est associé à une fréquence des chutes de pierres 9.3 fois supérieure à la moyenne de la période d'étude ou 21.6 fois supérieure à celle d'une période sèche. Les conditions RAINY entraînent uniquement une augmentation de la fréquence des instabilités de faible magnitude alors que les conditions HEAVY RF conduisent aussi à une forte augmentation de la fréquence des instabilités de grande magnitude (Fig. 10). Ces résultats concordent avec ceux obtenus dans d'autres contextes géologiques et climatiques. Sur des parois rocheuses calcaires de l'Isère (France), D'Amato et al. (2016) montrent que la fréquence des chutes de pierres est 2.5 à 3 fois plus élevée pendant les événements de pluie que pendant une période sèche estivale, jusque 7.5 fois plus élevée lors de pluies de forte magnitude (> 30 mm) et 27 fois plus élevée dans le cas d'une pluie de forte intensité (> 5 mm/h). Sur des parois rocheuses de l'île de la Réunion, Delonca et al. (2014) mettent en évidence que les pluies de forte magnitude (> 120 mm) multiplient par huit la probabilité d'occurrence quotidienne des chutes de pierres. L'absence de décalage temporel entre les événements de pluie et les instabilités montre que l'effet de ces précipitations sur le déclenchement des instabilités rocheuses est presque immédiat (< 24h). Dans les Alpes japonaises, Matsuoka (2019) met en évidence l'influence des précipitations liquides sur l'augmentation de la teneur en eau dans un premier temps, et sur le déclenchement de chutes de pierres dans un second temps. Certains événements de pluie de forte intensité sont associés à des instabilités de taille métrique à pluri-métrique. Ces études et la nôtre démontrent très clairement que les événements de pluie sont des facteurs aggravants et déclencheurs des chutes de pierres. Cependant, elles ne permettent pas de détailler le processus par lequel les eaux de pluie contribuent au développement des instabilités et encore moins de soutenir notre compréhension de la circulation de l'eau dans la couche de roche densément fracturée près de la surface des parois rocheuses (Magnin et al., 2021; Stoll et al., 2020).

Il est bien connu qu'une hausse de la pression hydrostatique dans les discontinuités se répercute par une diminution de la résistance au cisaillement (Selby, 1993; Wieczorek et Jäger, 1996; Wyllie et Mah, 2004). La recharge de la nappe et les pressions hydrostatiques exercées en profondeur sont avancées comme un facteur de mobilité des grands glissements rocheux (Cloutier et al., 2015; Crosta et al., 2013). Cependant, la façon dont les eaux de pluie influencent le développement des instabilités superficielles demeure moins documentée. Dans les roches riches en argile, il a été démontré que des variations de la teneur en eau à la surface des parois entrainent des déformations mécaniques irréversibles (Birien et Gauthier, 2022) qui pourraient conduire au déclenchement de chutes de pierres. La surface des parois rocheuses est propice aux fortes variations de la teneur en eau. Les événements de pluie se répercutent par un ruissellement de subsurface dans la couche superficielle altérée des parois rocheuses qui constitue un apport d'eau considérable qui peut être amplifié lorsque le vent entraîne un plaquage des eaux de pluie à la surface des parois rocheuses (Sass, 2005). Ce type de ruissellement de subsurface peut très certainement être un facteur de

réduction de la résistance au cisaillement et provoquer des chutes de pierre durant les événements de pluie de forte intensité (Selby, 1993). À l'inverse, le rayonnement solaire qui affecte directement la surface des parois rocheuses peut mener à un assèchement rapide et significatif des premiers décimètres de roche (Burnett et al., 2008). L'accès restreint aux parois rocheuses et le défi que pose la mesure directe des pressions d'eau limitent notre capacité à mesurer la dynamique hydrique dans cette couche de roche superficielle et à interpréter son influence sur le développement des instabilités rocheuses.

Dans cette étude, la fréquence des chutes de pierres est 11.7 fois plus élevée lors d'un redoux hivernal (WIN. FT) qu'au cours d'une période froide ou la température demeure sous le point de congélation (WIN. <0°C). On observe donc que les fréquences élevées des chutes de pierres surviennent lors des phases de dégel (WIN. FT) mais que les phases de progression du gel (WIN. <0°C) correspondent à des périodes de grande stabilité. La phase de gel entraîne une ouverture potentielle des fractures (Birien et Gauthier, 2022; Coutard et Francou, 1989 ; Matsuoka et Sakai, 1999 ; Matsuoka, 2008) mais la cohésion à l'interface glace-roche est généralement suffisante pour maintenir les blocs de roche nouvellement instables en place (Fiorio et al., 2002; Krautblatter et al., 2013). C'est donc lorsque la glace fond, par exemple pendant les redoux hivernaux, que les chutes de pierres surviennent. Ce résultat confirme ceux de D'Amato et al. (2016) qui montrent que sur des parois rocheuses calcaires (Isère, France), la fréquence des instabilités rocheuses est sept fois plus élevée pendant un cycle gel-dégel qu'en son absence. Delonca et al. (2014) obtiennent également une fréquence des chutes de pierres multipliée par deux sur des parois rocheuses basaltique et granitique (Auvergne, France) lorsque la température minimale associée à un cycle gel-dégel atteint -5°C. Nos résultats montrent également que les cycles gel-dégel sont associés à une fréquence très soutenue des événements de faible et de moyenne magnitudes mais que leur influence est limitée sur les événements de plus forte magnitude (Fig. 10a). Cela concorde avec le fait que les redoux hivernaux entraînent un dégel de la paroi rocheuse qui demeure très superficiel (~15 cm dans cette étude, Fig. 9a). Les cycles gel-dégel automnaux (AUT. FT) ne semblent pas aussi efficaces que les redoux hivernaux pour générer des instabilités rocheuses. La fréquence des chutes de pierres associée est dans la moyenne annuelle, autant pour les instabilités de faible et de grande magnitude (Fig. 10a). Ce résultat s'explique probablement en partie par le fait que les cycles gel-dégel automnaux n'ont pas été étudiés individuellement. Les deux périodes AUT. FT sont respectivement longues de 28 et 51 jours et coïncident aussi avec des conditions météorologiques moins événementielles qui ont pu moyenner à la baisse la fréquence des instabilités propre aux cycles gel-dégel automnaux. Matsuoka (2019) mentionne aussi que même si les fluctuations de température autour du point de congélation atteignent 40 cm de profondeur, l'eau présente dans les pores et dans les discontinuités ne gèle pas forcément, ou pas intégralement, en raison de sa forte capacité thermique. Enfin, les événements automnaux de pluie de forte intensité qui précèdent la période caractérisée par un nombre élevé de cycles gel-dégel à l'automne (AUT. FT) sont possiblement à l'origine d'une purge des portions de roche les plus instables à la surface des parois, laissant très peu de roches dans un état d'équilibre limite.

Au printemps, la première phase du dégel qui correspond au dégel superficiel de la paroi rocheuse (SPR.0:50) ne ressort pas comme une période particulièrement instable, même pour les événements de faible magnitude (Fig. 10a). Par contre, le dégel du premier mètre de la paroi rocheuse (SPR.50:100) se répercute par une fréquence très élevée des instabilités de moyenne magnitude et le dégel en profondeur (SPR.100:350) se traduit par une augmentation de la fréquence

des instabilités de grande magnitude (Fig. 10a). Cette relation entre l'intensité du gel saisonnier et la magnitude des chutes de pierres est largement reconnue (e.g. Dramis et al., 1995; Matsuoka, 2019; Matsuoka et Murton, 2008) mais cette étude compare pour la première fois la magnitude des instabilités rocheuses à des mesures du front de dégel printanier en profondeur. Les redoux hivernaux (WIN. FT) qui précèdent la première phase du dégel (SPR.0:50) pourraient être responsables d'une « purge » des premiers décimètres de la surface des parois rocheuses et expliquer le fait que les conditions SPR.0:50 ne soient pas associées à une période instable. Cette phase de dégel superficiel dure 23 jours et au cours de cette période, les températures négatives sont encore prédominantes (conditions équivalentes à WIN. <0°C) et ont probablement tendance à atténuer la fréquence moyenne des chutes de pierres sur l'ensemble de la période. À de plus grandes profondeurs, le dégel printanier est le seul dégel annuel et l'action mécanique de ce cycle gel-dégel de grande amplitude a donc un fort potentiel de déstabilisation (Dramis et al., 1995; Matsuoka, 2019; Matsuoka et Murton, 2008). L'influence du dégel printanier sur les chutes de pierres de grande magnitude est amplifiée par une advection d'eau associé à la fonte du manteau neigeux, la recharge de la nappe et la fonte de la glace dans les discontinuités et les pores de la roche. De plus, au fur et à mesure que le printemps avance, les précipitations sous forme de pluie deviennent prédominantes et exacerbent encore l'apport en eau liquide (Hasler et al., 2011). La diminution de la cohésion associée à la fonte de la glace et l'augmentation conjointe des pressions hydrostatique et interstitielle dans la couche de roche altérée à la surface des parois est susceptible de conduire à des chutes de pierres de grande magnitude (Matsuoka, 2019; Schovanec, 2020; Wieczorek et Jäger, 1996).

Parmi les facteurs météorologiques qui contribuent au développement des instabilités rocheuses, le rôle des précipitations et des cycles gel-dégel sont prédominants (e.g. Collins et Stock, 2016; Coutard et Francou, 1989; D'Amato et al., 2016; Hungr et al., 1999; Matsuoka et Sakai, 1999; Rapp, 1960; Wieczorek et Jäger, 1996). Dans une moindre mesure, d'autres phénomènes météorologiques sont susceptibles de déclencher des chutes de pierres. Les fluctuations thermiques de grande amplitude entraînent des mouvements d'expansion et de contraction au sein des massifs rocheux qui peuvent éventuellement conduire à des chutes de pierres (Collins et Stock, 2016; Eppes et al., 2016; Matsuoka, 2019). L'influence des cycles thermiques sur la dynamique d'éboulement des parois hautement altérées et exposées au nord de la Haute-Gaspésie a été considérée comme mineure et n'a pas été quantifiée dans cette étude.

5.3 Gestion préventive des chutes de pierres

La magnitude des chutes de pierre est un enjeu majeur pour la gestion de l'aléa. Les blocs de grandes dimensions ont tendance à parcourir de plus longues distances (e.g. Dorren, 2003; Arnaldi et Gauthier, 2022). Si elles rencontrent un élément à risque, elles ont aussi une plus grande probabilité de causer des dommages. Dans un contexte de gestion du risque, une fréquence élevée d'événements de grande magnitude n'a donc pas la même signification qu'une fréquence élevée d'événements de faible magnitude. L'éboulement survenu le 16 avril 2019 à 1.3 km à l'ouest du site MAE a entraîné la fermeture temporaire de la route nationale 132 (Fig. 11). Cet éboulement s'est produit l8 heures après le premier redoux atteignant 60 cm de profondeur et coïncide avec le dégel printanier (SPR.50:100). L'événement est aussi survenu directement après un événement de pluie de 20.1 mm (HEAVY RF). Rétrospectivement, l'occurrence des conditions SPR.50:100 et

HEAVY RF fait en sorte que cette journée était favorable à une fréquence extrême de chutes de pierres de grande magnitude (Fig. 10). Dans une optique de gestion de risques, un événement majeur tel que celui du 16 avril 2019 pourrait être anticipé en s'appuyant sur la matrice d'évaluation du risque développée dans cette étude. Les pluies de fortes intensités (HEAVY RF) et le dégel printanier SPR.100:350 sont identifiées comme les conditions météorologiques les plus préoccupantes pour la sécurité publique puisqu'elles se répercutent par une fréquence extrême d'évènements de grande magnitude (Fig. 10a). Néanmoins, sur la première année complète de prises de données (14 juin 2019 au 13 juin 2020), l'occurrence de ces conditions ne représente que 11 journées (Fig. 10b). Si on ajoute les autres conditions météorologiques qui entraînent une augmentation de la fréquence et de la magnitude des chutes de pierres (WIN. FT, SPR.0:50, SPR.50:100 et AUT. FT), 44 journées supplémentaires ressortent comme préoccupantes. Dans un contexte de prévision des chutes de pierre, il est intéressant de constater qu'annuellement, seulement 55 journées coïncident avec des conditions potentiellement dangereuses pour les usagers de la route nationale 132. Si on se réfère à l'année d'étude, la vigilance accrue ne concernerait que 15% des journées à l'échelle annuelle (Fig. 10b) avec de grandes disparités saisonnières (Fig. 9 et 10). Le ministère des transports du Québec pourrait mettre en place différentes mesures de mitigation du risque ciblées en fonction des conditions météorologiques prévues par les modèles météorologiques.

Bien que les conditions RAINY ne ressortent pas comme entrainant une fréquence et/ou une magnitude élevée des instabilités rocheuses dans cette étude, une attention particulière doit être portée aux événements de pluie. La méthodologie appliquée ne permettait pas d'entourer clairement tous les événements de pluie à l'échelle annuelle. Étant donné que les conditions HEAVY RF sont associées à une fréquence extrême d'événements de grande magnitude, les événements de pluie d'intensité moyenne doivent également se répercuter par des fréquences et des magnitudes préoccupantes pour la sécurité des usagers de la route nationale 132. Le même raisonnement tient aussi pour la période AUT. FT : si les cycles gel-dégel automnaux avaient pu être mieux encadrés, la fréquence des instabilités rocheuses associée serait probablement plus similaire à celle des redoux hivernaux (WIN. FT).



Figure 11. Éboulement obstruant la route 132 survenu le 16 avril 2019 à l'est de Gros-Morne. © Philippe Langlais, TVA Nouvelles.

6. Conclusions

L'influence des conditions météorologiques sur l'occurrence des instabilités rocheuses est maintenant largement reconnue par la communauté scientifique. Cette étude propose, pour la première fois, de quantifier le volume des chutes de pierre au LiDAR en se basant sur des conditions météorologiques ciblées au préalable plutôt qu'en faisant des relevés avec une fréquence régulière (hebdomadaire, mensuelle, saisonnière). Pour un nombre de relevés équivalent et donc pour un même effort, ce protocole permet de suivre plus efficacement l'influence des conditions météorologiques sur la fréquence et la magnitude des chutes de pierres. Sur une période de 18 mois, 17 relevés réalisés sur trois parois rocheuses d'une surface totale de 12 056 m² ont permis d'encadrer une diversité de conditions météorologiques et d'identifier 1287 chutes de pierres. Sur cette période, le taux de recul des parois se situait entre 2.8 et 5.4 mm/année. Un taux parmi les plus élevés au monde mais comparable à d'autres observations réalisées dans ce type de lithologie.

La méthode proposée permet également de circonscrire les conditions météorologiques responsables des chutes de pierre. Certaines de ces conditions sont associées à une stabilité marquée des parois rocheuses (période sèche estivale, période froide hivernale) alors que d'autres augmentent significativement la fréquence et/ou la magnitude des chutes de pierres (redoux hivernal, dégel printanier, pluie de forte intensité). Les redoux hivernaux ou les pluies modérées entraînent une augmentation marquée de la fréquence des instabilités rocheuses de faible magnitude et les pluies de forte intensité et le dégel printanier coïncident avec une augmentation importante des chutes de pierres de grandes dimensions. Dans une optique de prévision des chutes de pierre, cette étude démontre pour la première fois l'importance de quantifier la magnitude des chutes de pierre puisque la relation entre les conditions météorologiques et la fréquence des chutes de pierres ne s'applique pas forcément à la magnitude. Les résultats obtenus permettent de hiérarchiser les conditions météorologiques en fonction de leur capacité à déclencher des instabilités rocheuses de différentes magnitudes. Selon les conditions météorologiques occurrentes ou prédites à court terme, différentes mesures de mitigation du risque pourront être mises en place par les gestionnaires afin de limiter les risques d'accident.

Références

Abellán, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N. J., Lim, M. et Lato, M. J. (2014). Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities, Earth Surf. Process. Landforms, 39(1), 80–97.

André, M. F. (1997). Holocene rockwall retreat in Svalbard : a triple-rate evolution, Earth Surf. Process. Landforms, 22, 423–440.

Arnaldi, M. et Gauthier, F. (2022). Using Rockyfor3D to map the zones exposed to rockfall hazard in Saint-Fabien-sur-Mer. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Badger, T. C. et Lowell, S. M. (1992). Rockfall Control in Washington State, rockfall prediction and control and landslide case histories, Transp. Res. Rec., 1343, 14–19.

Badoux, A., Andres, N., Techel, F. et Hegg, C. (2016). Natural hazard fatalities in Switzerland from 1946 to 2015, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16(12), 2747–2768.

Ballantyne, C. K. (1984). The late Devensian periglaciation of upland Scotland, Quat. Sci. Rev., 3(4), 311–343.

Ballantyne, C. K. et Kirkbride, M. P. (1987). Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond Stadial, Geogr. J., 153(1), 86–92.

Barlow, J., Lim, M., Rosser, N., Petley, D., Brain, M., Norman, E. et Geer, M. (2012). Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls, Geomorphology, 139–140, 416–424.

Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierre. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Boulet, Y., Gauthier, F., Buffin-Bélanger, T. et Hétu, B. (2022). Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques des pluies torrentielles en Haute-Gaspésie, Québec. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Budetta, P. (2004). Assessment of rockfall risk along roads, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 4(1), 71–81.

Bunce, C. M., Cruden, D. M. et Morgenstern, N. R. (1997). Assessment of the hazard from rock fall on a highway, Can. Geotech. J., 34(3), 344–356.

Burnett, B. N., Meyer, G. A. et McFadden, L. D. (2008). Aspect-related microclimatic influences on slope forms and processes northeastern Arizona, J. Geophys. Res. Earth Surf., 113(3), 1–18.

Chau, K. T., Wong, R. H. C., Liu, J. et Lee, C. F. (2003). Rockfall Hazard Analysis for Hong Kong Based on Rockfall Inventory, Rock Mech. Rock Eng., 36(5), 383–408.

Cloutier, C., Locat, J., Charbonneau, F. et Couture, R. (2015). Understanding the kinematic behavior of the active Gascons rockslide from in-situ and satellite monitoring data, Eng. Geol., 195, 1–15.

Collins, B. D. et Stock, G. M. (2016). Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures, Nat. Geosci., 9(5), 395–400.

Coutard, J. P. et Francou, B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering, Arct. Alp. Res., 21(4), 399–416.

Crosta, G. B., di Prisco, C., Frattini, P., Frigerio, G., Castellanza, R. et Agliardi, F. (2013). Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide, Landslides, 11(5), 747–764.

Curry, A. M. et Morris, C. J. (2004). Lateglacial and Holocene talus slope development and rockwall retreat on Mynydd Du , UK, Geomorphology, 58, 85–106.

D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L. et Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16(3), 719–735.

Delonca, A., Gunzburger, Y. et Verdel, T. (2014). Statistical correlation between meteorological and rockfall databases, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14(8), 1953–1964.

Dionne, J.-C. (1992). Contribution hivernale d'un versant rocheux à la charge sédimentaire du couvert glaciel, Rev. géomorphologie Dyn., 2, 33–45.

Dorren, L. K. A. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches, Prog. Phys. Geogr., 27(1), 69–87.

Draebing, D. et Krautblatter, M. (2019). The Efficacy of Frost Weathering Processes in Alpine Rockwalls, Geophys. Res. Lett., 46(12), 6516–6524.

Dramis, F., Govi, M., Guglielmin, M. et Mortara, G. (1995). Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps: The Val Pola Landslide, Permafr. Periglac. Process., 6(1), 73–81.

Drejza, S., Michaud, M. et Bernatchez, P. (2014). Vulnérabilité des infrastructures routières de l'est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques, Rimouski.

Duszyński, F., Migon, P. et Strzelecki, M. C. (2019). Escarpment retreat in sedimentary tablelands and cuesta landscapes – Landforms, mechanisms and patterns, Earth-Science Rev., 196, 42.

Environnement Canada (2021). Compilation des données historiques à la station météorologique de Cap-Madeleine, [online] Available from: https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html

Eppes, M. C., Magi, B., Hallet, B., Delmelle, E., Mackenzie-Helnwein, P., Warren, K. et Swami, S. (2016). Deciphering the role of solar-induced thermal stresses in rock weathering, Bull. Geol. Soc. Am., 128(9–10), 1315–1338.

Erismann, T. . et Abele, G. (2001). Dynamics of rockslides and rockfalls. Edited by Springer Science & Business Media, Berlin.

Fiorio, B., Meyssonnier, J. et Boulon, M. (2002). Experimental study of the friction of ice over concrete under simplified ice-structure interaction conditions, Can. J. Civ. Eng., 29(3), 347–359.

Fortin, G., Hétu, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de La Gaspésie septentrionale (Québec, Canada), Climatologie, 8, 9–25.

Fortin, G., Hétu, B., Gauthier, F. et Germain, D. (2015). Extrêmes météorologiques et leurs impacts géomorphologiques : le cas de la Gaspésie, XXVIIIe Colloq. l'Association Int. Climatol. Liège, (1), 469–474.

Gauthier, F., Hétu, B. et Allard, M. (2015). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada, Nat. Hazards, 79(2), 855–880.

Gauthier, F., Germain, D. et Hétu, B. (2017). Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada, Nat. Hazards, 89(1), 201–232.

Guerin, A., Hantz, D., Rossetti, J.-P. et Jaboyedoff, M. (2014). Brief communication "Estimating rockfall frequency in a mountain limestone cliff using terrestrial laser scanner," Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., 2(1), 123–135.

Guerin, A., Stock, G. M., Radue, M. J., Jaboyedoff, M., Collins, B. D., Matasci, B., Avdievitch, N. et Derron, M. H. (2020). Quantifying 40 years of rockfall activity in Yosemite Valley with

historical Structure-from-Motion photogrammetry and terrestrial laser scanning, Geomorphology, 356, 107069.

Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V. et Guglielmi, Y. (2005). Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: Case study of the Rochers de Valabres slope (France), Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 42(3), 331–349.

Hasler, A., Gruber, S., Font, M. et Dubois, A. (2011). Advective heat transport in frozen rock clefts: Conceptual model, laboratory experiments and numerical simulation, Permafr. Periglac. Process., 22(4), 378–389.

Hétu, B. (2007). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61(2-3), 165-180.

Hétu, B. et Gray, J. T. (2000). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. Geomorphology, 32(3-4), 335-355.

Higgins, C. G. et Coates, D. R. (Eds.) (1990). Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms (Vol. 252). Geological Society of America.

Hilker, N., Badoux, A. et Hegg, C. (2009). The Swiss flood and landslide damage database 1972–2007, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9(3), 913–925.

Hinchliffe, S. et Ballantyne, C. K. (1999). Talus accumulation and Rockwall retreat, Trotternish, isle of Skye , Scotland Talus Accumulation and Rockwall Retreat, Scottish Geogr. J., 115(1), 53–70.

Hungr, O., Evans, S. G. et Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia, Can. Geotech. J., 36(2), 224–238.

Korup, O. et Clague, J. J. (2009). Natural hazards , extreme events , and mountain topography, Quat. Sci. Rev., 28(11–12), 977–990.

Krautblatter, M. et Dikau, R. (2007). Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply, Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr., 89(1), 21–40.

Krautblatter, M., Funk, D. et Günzel, F. K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space, Earth Surf. Process. Landforms, 38(8), 876–887.

Kromer, R. A., Rowe, E., Hutchinson, J., Lato, M. et Abellán, A. (2018). Rockfall risk management using a pre-failure deformation database, Landslides, 15(5), 847–858.

Laliberté, J., Gauthier, F. et Birien, T. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 3) : prévision des chutes de pierre. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Macciotta, R., Martin, C. D., Edwards, T., Cruden, D. M. et Keegan, T. (2015). Quantifying weather conditions for rock fall hazard management, Georisk, 9(3), 171–186.

Macciotta, R., Hendry, M., Cruden, D. M., Blais-Stevens, A. et Edwards, T. (2017). Quantifying rock fall probabilities and their temporal distribution associated with weather seasonality, Landslides, 14(6), 2025–2039.

Magnin, F., Josnin, J., Legay, A., Ravanel, L., Deline, P. et Duvillard, P. A. (2021). Recent advances in Rock wall Permafrost Modelling to Understand Bedrock Failures Periglacial rock slope failures are increasing and impact Alpine and Arctic communities, International Association of Geomorphologists Webminar.

Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F. et Reichenbach, P. (2004). Landslides, earthquakes, and erosion, Earth Planet. Sci. Lett., 229(1–2), 45–59.

Matsuoka, N. (2019). A multi-method monitoring of timing, magnitude and origin of rockfall activity in the Japanese Alps, Geomorphology, 336, 65–76.

Matsuoka, N. et Murton, J. (2008). Frost Weathering: Recent Advances and Future Directions, Permafr. Periglac. Process., 19(2), 195–210.

Matsuoka, N. et Sakai, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods, Geomorphology, 28(3–4), 309–328.

Michoud, C., Derron, M., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Loye, A., Nicolet, P. et Pedrazzini, A. (2012). Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale : example in Swiss Alps, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12(3), 615–629.

Ministère du Transport du Québec (2021). Base de données événementielles des chutes de pierres entre 1987 et 2021.

Oppikofer, T., Jaboyedoff, M. et Keusen, H. R. (2008). Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps, Nat. Geosci., 1(8), 531–535.

Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M. et Metzger, R. (2009). Lebensphasenspezifische Gesundheit von Kindern und Jugendlichen in Deutschland. Ergebnisse des Nationalen Kinder- und Jugendgesundheitssurveys., Bundesgesundheitsblatt. Gesundheitsforschung. Gesundheitsschutz, 52(2), 238.

Piteau, D. R. et Peckover, F. L. (1978). Engineering of Rock Slopes In: Schuster, R. L., Krizek, R. J. (eds.), in Landslides analysis and control, vol. 176, pp. 192–228, National Academy of Sciences, Washington DC.

Porter, S. C. et Orombelli, G. (1980). Catastrophic rockfall of September 12, 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif, Zeitschrift für Geomorphol. Stuttgart, 24(2), 200–218.

Pratt, C., Macciotta, R. et Hendry, M. (2019). Quantitative relationship between weather seasonality and rock fall occurrences north of Hope, BC, Canada, Bull. Eng. Geol. Environ., 78(5), 3239–3251.

Rapp, A. (1960). Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia, Geogr. Ann., 42(2–3), 65–200.

Ravanel, L. et Deline, P. (2011). Climate influence on rockfalls in high-alpine steep rockwalls: The north side of the aiguilles de chamonix (mont blanc massif) since the end of the “Little Ice Age,” Holocene, 21(2), 357–365.

Rosser, N. J., Petley, D. N., Lim, M., Dunning, S. A. et Allison, R. J. (2005). Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion, Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol., 38(4), 363–375.

Royán, M. J., Abellán, A., Jaboyedoff, M., Vilaplana, J. M. et Calvet, J. (2014). Spatio-temporal analysis of rockfall pre-failure deformation using Terrestrial LiDAR, Landslides, 11(4), 697–709.

Santana, D., Corominas, J., Mavrouli, O. et Garcia-Sellés, D. (2012). Magnitude-frequency relation for rockfall scars using a Terrestrial Laser Scanner, Eng. Geol., 144–145, 50–64.

Sass, O. (2005). Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering, Earth Surf. Process. Landforms, 30(3), 359–374.

Schovanec, H. E. (2020). Development of semi-automated lidar processing algorithms to correlate climate variables to rockfall patterns for a slope near Glendwood Springs, Colorado, Colorado School of Mines: Golden, CO, USA.

Selby, M. (1993). Hillslope materials and processus, 2nd ed. Oxford University Press.

Slivitzky, A., St-Julien, P. et Lachambre, G. (1991). Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie.

Stoll, V., Scandroglio, R. et Krautblatter, M. (2020): Modelling rock walls destabilization caused by hydrostatic pressure in frozen/unfrozen bedrock (Hochvogel & Zugspitze, Germany), Presented at the EGU General Assembly, Vienna, Austria.

Turner, A. K. et Schuster, R. L. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Special Report 247. Trans. Res. Board, National Academy Press, Washington, DC.

van Veen, M., Hutchinson, D. J., Kromer, R., Lato, M. et Edwards, T. (2017). Effects of sampling interval on the frequency - magnitude relationship of rockfalls detected from terrestrial laser scanning using semi-automated methods, Landslides, 14(5), 1579–1592.

Volkwein, A., Schellenberg, K., Labiouse, V., Agliardi, F., Berger, F., Bourrier, F., Dorren, L. K. A., Gerber, W. et Jaboyedoff, M. (2011). Rockfall characterisation and structural protection – a review, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11(9), 2617–2651.

Weidner, L. et Walton, G. (2021). Monitoring the effects of slope hazard mitigation and weather on rockfall along a colorado highway using terrestrial laser scanning, Remote Sens., 13(22).

Wieczorek, G. F. et Jäger, S. (1996). Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope-movement processes in the Yosemite Valley, California, Geomorphology, 15(1), 17–31.

Williams, J. G., Rosser, N. J., Hardy, R. J., Brain, M. J. et Afana, A. A. (2018). Optimising 4-D surface change detection: An approach for capturing rockfall magnitude-frequency, Earth Surf. Dyn., 6(1), 101–119.

Wyllie, D. C. et Mah, C. (2004). Rock Slope Engineering, 4th ed., edited by U. CRC Press: Boca Raton, FL.

Annexes

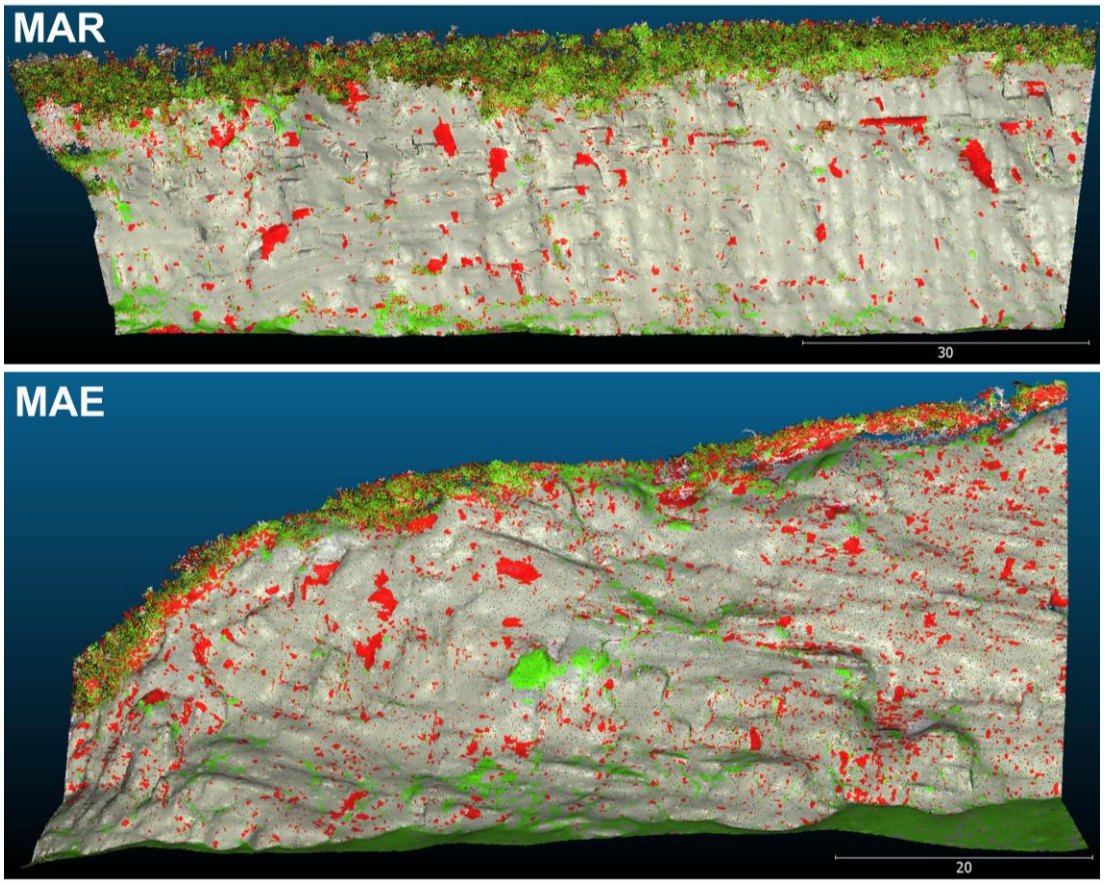


Figure A1. Nuage de points et identification des changements (négatif en rouge et positif en vert) entre le premier relevé LiDAR (2019-06-14) et le dernier (2020-12-18) sur les sites MAR et MAE.

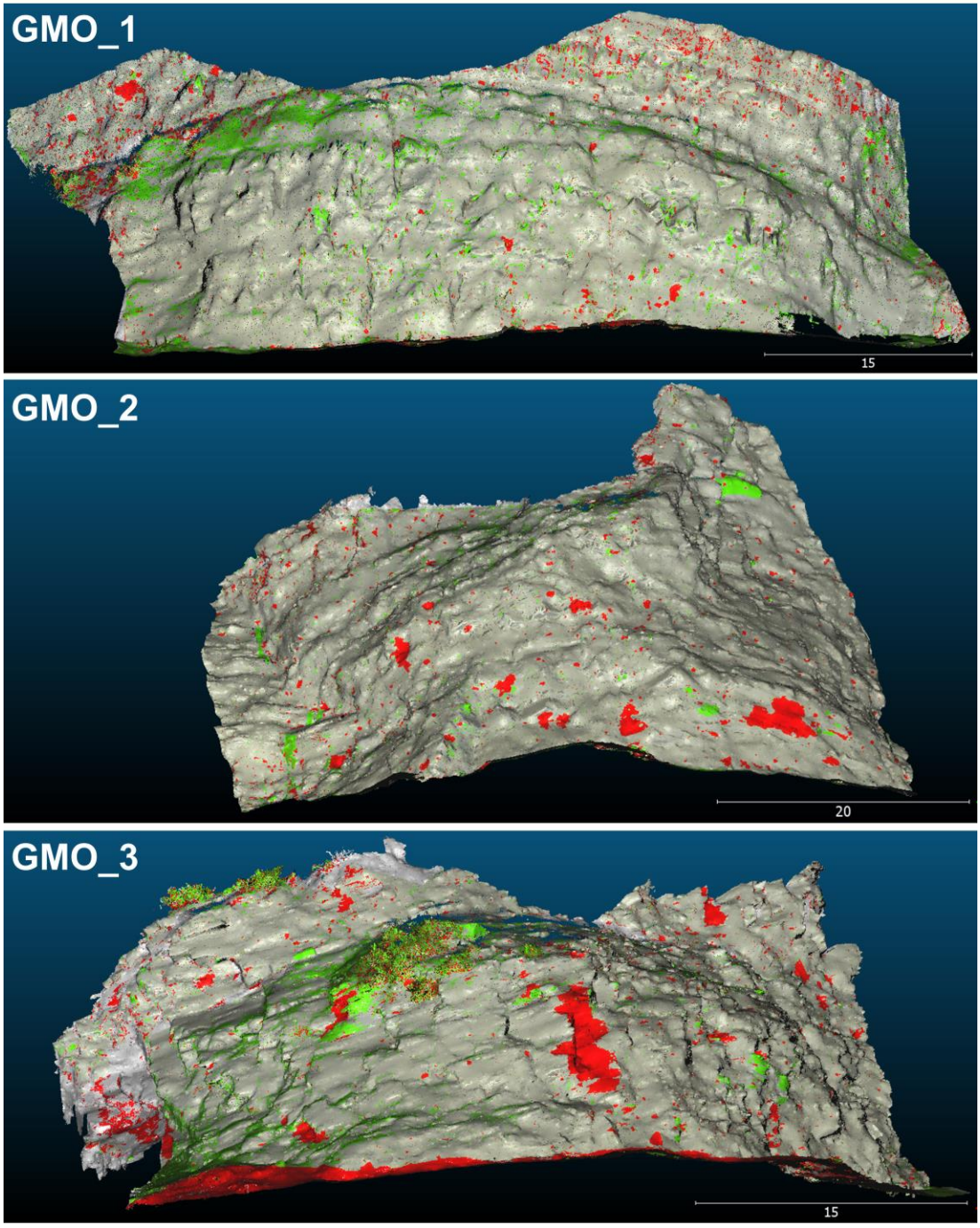


Figure A2. Nuage de points et identification des changements (négatif en rouge et positif en vert) entre le premier relevé LiDAR (2019-06-14) et le dernier (2020-12-18) sur les trois parois GMO.

Chapitre 5. Thermodynamique des parois de roche sédimentaire et analyse des cycles gel-dégel comme facteur de développement des instabilités rocheuses en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 5

Thermodynamique des parois de flysch et analyse des cycles gel-dégel comme facteur de développement des instabilités rocheuses en Haute-Gaspésie (Québec)

Tom Birien, Francis Gauthier

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

À travers le monde, de nombreux axes de transport érigés le long d'affleurements rocheux sont régulièrement endommagés par des chutes de pierres (e.g. Budetta, 2004; Hungr et al., 1999; Lato et al., 2009; Maerz, 2000; Pritchard et al., 2005). Dans le nord de la Gaspésie (Québec, Canada), le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) a répertorié entre 1987 et 2020 plus de 17 000 événements atteignant les routes 132 et 198 (Laliberté et al., 2022). Dans cette région, il a été démontré que la distribution du gel et du dégel dans les parois rocheuses contrôle la fréquence et la magnitude des chutes de pierres en hiver et au printemps (Birien et Gauthier, 2022).

De nombreuses études mettent en avant le rôle prédominant du gel et du dégel sur l'érosion des parois rocheuses (e.g. Anderson, 1998; Ballantyne et Harris, 1994; Coutard et Francou, 1989; Hall, 1986; Hallet, 1983; Matsuoka, 2008; Matsuoka et Murton, 2008; Matsuoka et Sakai, 1999). La répétition des cycles gel-dégel (FT) dans les roches saturées en eau provoque des dommages irréversibles causés par la formation de microlentilles de glace dans leurs pores. Lorsque les contraintes associées à la pression de cristallisation dépassent la résistance à la tension de la roche, des microfissures peuvent se développer (Deprez et al., 2020; Martínez-Martínez et al., 2013; Winkler, 1968). La cohésion à l'interface glace-roche est généralement suffisante pour maintenir les blocs de roche nouvellement instables en place et c'est donc lors des phases de dégel que les chutes de pierres surviennent (Davies et al., 2001; Fiorio et al., 2002; Krautblatter et al., 2013).

Bien que l'action mécanique des processus de cryoclastie, la distribution spatiale du gel et du dégel dans les massifs rocheux demeure partiellement méconnue alors même qu'elle est un prérequis à l'efficacité de ces processus (Draebing et Mayer, 2021). Une bonne connaissance de cette distribution permet de cibler les périodes au cours desquelles les contraintes dans les pores de la roche augmentent (phase de gel du cycle) et de cerner les périodes propices aux instabilités (phase de dégel du cycle). La profondeur atteinte par le front de gel saisonnier ou par la couche active du pergélisol renseigne également sur la magnitude des instabilités rocheuses susceptibles d'être provoquées par les processus de cryoclastie (Birien et Gauthier, 2022; Dramis et al., 1995; Gruber et al., 2004a; Matsuoka, 2019; Matsuoka et Murton, 2008).

La thermodynamique des parois rocheuses a été régulièrement étudiée dans les climats de moyennes latitudes aux hivers froids. Ces études s'appuient sur des mesures de température locales, enregistrées en surface (Thorn, 1979) et dans les premiers décimètres des massifs rocheux (Coutard et Francou, 1989; Fahey et Lefebure, 1988; Matsuoka, 2001, 2008, 2019; Matsuoka et al., 1997;

Matsuoka et Sakai, 1999; Sass, 2005b). Ces profondeurs d'instrumentation restent toutefois largement insuffisantes pour quantifier les redoux hivernaux de grande amplitude ou pour suivre l'évolution du front de gel saisonnier en hiver et au printemps.

Dans les environnements glaciaires et périglaciaires, la distribution du gel et du dégel a été mesurée ou modélisée à de plus grandes profondeurs. Ces études s'intéressent à la distribution spatiale du pergélisol en fonction de l'altitude (Gruber et al., 2004a; Noetzli et al., 2007; Noetzli et Gruber, 2009), de l'épaisseur du manteau neigeux (Hasler et al., 2011b; Magnin et al., 2015a), de l'exposition des versants au rayonnement solaire (Gruber et al., 2004b; Hasler et al., 2011b; Noetzli et al., 2007; Noetzli et Gruber, 2009), de la morphologie (Noetzli et al., 2007; Noetzli et Gruber, 2009) et de l'anisotropie des massifs rocheux (Hasler et al., 2011b; Magnin et al., 2015b) ou des changements climatiques (Gray et al., 2017; Gruber et Haeberli, 2007; Lachenbruch et al., 1988; Lachenbruch et Marshall, 1986). Elles renseignent sur la distribution spatiale du pergélisol à grande échelle mais apportent peu de connaissances sur la distribution des cycles FT dans la couche active. En combinant la modélisation du régime thermique d'un massif rocheux avec des mesures de déformations à sa surface, Draebing et al. (2017) mettent en évidence l'importance de connaître cette distribution afin d'évaluer l'efficacité des processus de cryoclastie.

La stabilité des parois rocheuses dont les discontinuités saturées en eau sont gelées est fortement dépendante de leur température (Gruber et al., 2003). En surface, cette température est influencée par l'exposition au rayonnement solaire et l'absorptivité des roches (e.g. Anderson, 1998; Coutard et Francou, 1989; Hall, 2004; Mittaz et al., 2000; Williams et Smith, 1989) mais aussi par la présence de neige (e.g. Haberkorn et al., 2015b, 2015a, 2017; Luetschg et al., 2008) ou de végétation (e.g. Anderson, 1998). La propagation de l'énergie emmagasinée en surface à différentes profondeurs dépend de la conductivité, de la capacité et de la diffusivité thermique des parois rocheuses, elles-mêmes dépendantes de la lithologie et du degré d'altération (Schnepfleitner et al., 2018). Les changements de température au sein des massifs rocheux peuvent aussi être conditionnés par la présence de discontinuités qui communiquent avec la surface et qui augmentent les flux de chaleur par convection d'air (Gischig et al., 2011a, 2011b; Moore et al., 2011) ou par advection d'eau (Gruber et Haeberli, 2007; Hasler et al., 2011a; Phillips et al., 2016). La présence de glace dans les pores de la roche ou dans les discontinuités du massif modifie également la vitesse de propagation du signal thermique dans la roche par la libération ou l'accumulation de chaleur latente associée au changement de phase (Wegmann et al., 1998).

Ainsi, la modélisation du régime thermique à la surface des massifs rocheux accidentés et escarpés demeure complexe (Haberkorn et al., 2017) et difficilement applicable à une échelle régionale (Draebing et Mayer, 2021). De nombreux paramètres influencent le régime thermique de ces massifs, sans que nous soyons capable de quantifier leur part respective. Ces connaissances sont pourtant primordiales pour évaluer la distribution du gel et du dégel et donc l'efficacité des dommages causés par le gel (cryoclastie) dans les massifs rocheux. Dans ce chapitre nous proposons une méthode d'évaluation de l'effet individuel de différents paramètres (exposition au rayonnement solaire, absorptivité thermique de surface, conductivité thermique des roches et degré d'altération ou densité de fracture) sur le régime thermique et sur la distribution du gel et du dégel dans les parois rocheuses. L'objectif est de développer et proposer une méthode permettant de modéliser le régime thermique à l'échelle régionale sans avoir à instrumenter autant de sites qu'il y a de diversité géologique et de variabilité microclimatique à l'échelle du nord de la Gaspésie. Les

résultats de l'étude soulèvent une discussion sur la spécificité des cycles gel-dégel dans les parois rocheuses et son influence sur la météorisation.

2. Méthodologie

La stratégie générale pour répondre aux objectifs de l'étude est de simuler le régime thermique de cinq parois rocheuses présentant des caractéristiques représentatives de la diversité des parois situées à proximité des routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie. Une fois le modèle calibré et les simulations validées, un site de référence est utilisé pour évaluer l'effet de l'exposition au rayonnement solaire, l'absorptivité de surface des parois, la conductivité thermique des roches et la présence de fracture sur le régime thermique et la distribution spatiotemporelle des cycles gel-dégel dans les parois rocheuses. La géomorphologie, la lithologie et la géologie structurale de l'ensemble des parois rocheuses le long des routes 132 et 198 ont été caractérisées pour les besoins de l'étude (voir annexe 1 dans Gauthier et al., 2020). La caractérisation des parois permet d'établir le domaine de validité des analyses effectuées aux différents sites d'étude en paroi rocheuse.

2.1 Territoire et sites d'étude

La géologie et le climat du nord de la Gaspésie représente un contexte idéal pour étudier l'effet de la cryoclastie sur le développement des instabilités rocheuses. Le relief est dominé par des vallées glaciaires (Hétu er Gray, 1985, 2000) qui séparent des plateaux rocheux culminant entre 400 et 600 m d'altitude (Fig. 1). La jonction entre ces plateaux et le Golfe du Saint-Laurent se matérialise par d'imposantes parois rocheuses. Taillées dans les flyschs ordoviciens, ces parois sont principalement constituées d'une alternance de strates de grès, de grauwacke, de siltstone et de shale pélagique d'épaisseurs pluri-décimétriques (Enos, 1969a, 1969b). Localement, des portions de conglomérat du Cambro-Ordovicien sont également présentes (Bernstein et al., 1992). D'après la classification de Köppen actualisée, la Haute-Gaspésie est caractérisée par un climat continental, humide à été court et frais (Beck et al., 2018). Sur la période 1991-2020, la température moyenne annuelle s'établit à 3.9°C, la température moyenne du mois le plus chaud à 16.3°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid à -9.2°C (janvier). Sur cette période de 30 ans, la moyenne annuelle des précipitations s'élève à 888 mm dont 33% tombent sous forme de neige (Environnement Canada, 2021). Ces conditions météorologiques proviennent de la station météorologique de Cap-Madeleine (CAM) (Fig. 1).

Le contexte climatique nord-gaspésien est propice à la météorisation par cryoclastie (Trenhaile et Rudakas, 1981). La présence de roche riche en argile favorise également le processus d'hydratation et de déshydratation par adsorption et désorption d'eau entre les feuillets d'argile (Trenhaile, 2006). L'action répétée du gel-dégel et de l'hydratation-déshydratation induit une contrainte suffisante dans la roche pour favoriser sa fragmentation (e.g. Dunn et Hudec, 1972; Hall et al., 2002). Cette prédisposition géologique et climatique est propice au développement des instabilités rocheuses.

Les données utilisées dans cette étude proviennent de cinq parois rocheuses situées sur la côte nord de la péninsule gaspésienne. Quatre parois rocheuses surplombant la route 132 et une paroi rocheuse surplombant la route 198 ont été instrumentées (Fig. 1). D'ouest en est, les sites sont situés à proximité des villages de Cap-Au-Renard (CAR), de Marsoui (MAR), de l'Anse-Pleureuse

(ANP), de Gros-Morne (GMO) et de Manche d'Épée (MAE). Les cinq sites instrumentés ont été choisis pour être représentatifs de la diversité des caractéristiques géomorphologiques, structurales, lithologiques et microclimatiques (exposition) des parois rocheuses situées à proximité des routes 132 et 198. Le site de CAR est une paroi rocheuse dynamitée, orientée sud-est (130°), haute d'une vingtaine de mètres et composée de conglomérat. Les quatres autres sites sont des parois de roche sédimentaire (flysch) principalement composées de grès ou de grauwacke, de siltstone et de shale. Les sites de MAR, GMO et MAE ont un litage sub-horizontal alors que le site ANP présente une structure largement plissée. Le site de MAR est une paroi dynamitée, verticale (90°), orientée nord (90°) et d'une hauteur moyenne de 25 m. Les sites de l'ANP, GMO et MAE sont des parois naturelles qui surplombent des talus d'éboulis. La hauteur de ces parois au niveau des secteurs instrumentés est respectivement de 35 m, 70 m et 90 m et leurs pentes fluctuent entre 70 et 85°. La paroi rocheuse de l'ANP est orientée sud-ouest (225°), celle de GMO est orientée nord-ouest (330°) et celle de MAE est orientée nord (350°).

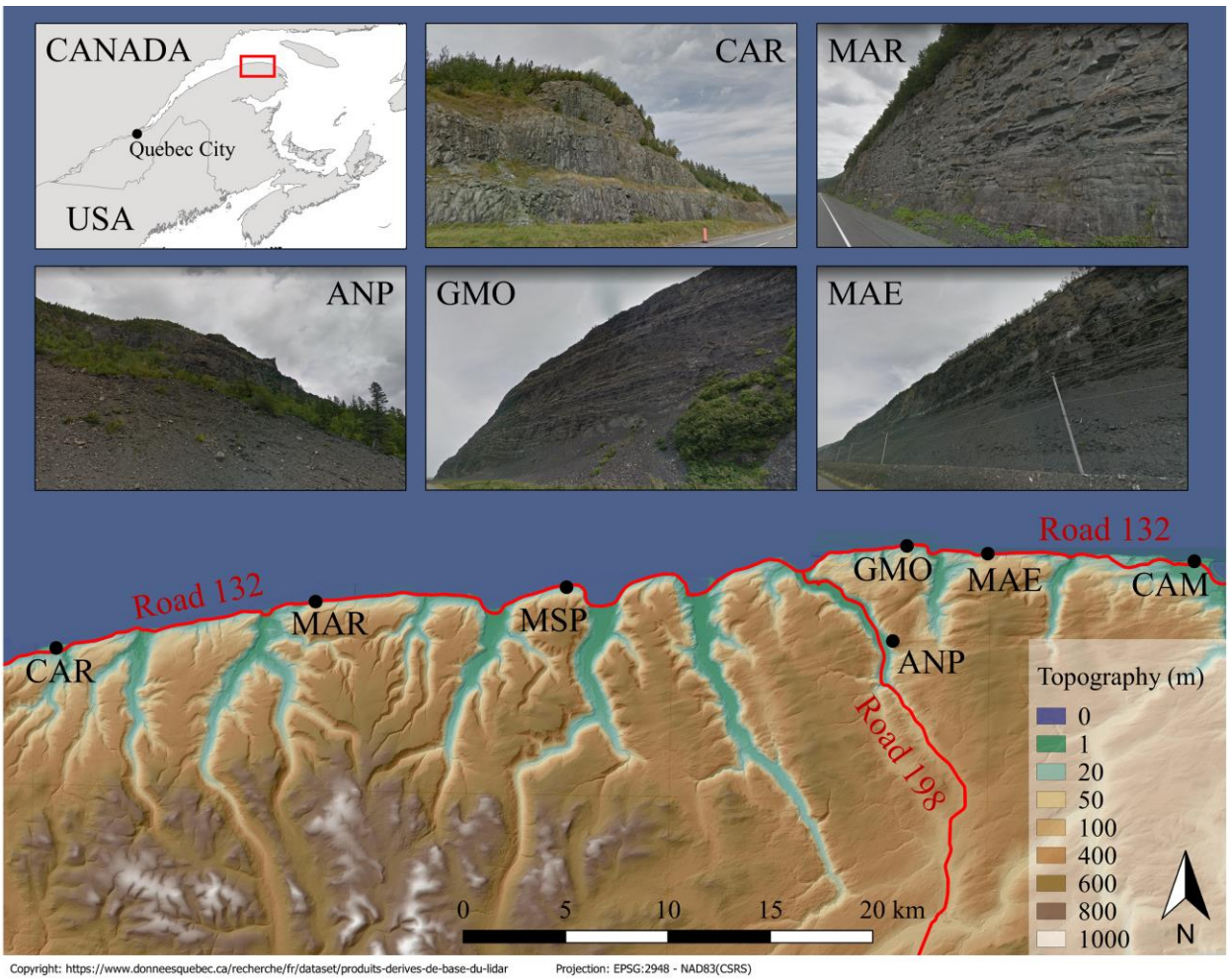


Figure 1. Carte de localisation des sites d'études en paroi rocheuse (Cap-au-Renard (CAR), Marsoui (MAR), Gros-Morne (GMO), Anse-Pleureuse (ANP), Manche d'Épée (MAE)) et des stations météorologiques de Mont-Saint-Pierre (MSP) et de Cap-Madeleine (CAM).

2.2 Caractéristiques des parois rocheuses et propriétés des roches

Une connaissance approfondie de la lithologie des sites d'étude est nécessaire pour modéliser la propagation du signal thermique de surface en profondeur. Pour chaque paroi, la nature des roches, leurs proportions et l'épaisseur moyenne des strates ont été quantifiées. Plusieurs blocs intacts d'une vingtaine de centimètres de longueurs ont été prélevés directement à la surface des parois rocheuses : 3 blocs de conglomérat, 7 blocs de grès, 7 blocs de grauwacke, 9 blocs de siltstone et 3 blocs de shale. Les discontinuités naturelles du massif rocheux ont permis de les désolidariser sans les fragiliser, notamment pour les blocs stratifiés de siltstone et de shale.

Le volume, la masse sèche et la masse saturée en eau de chaque échantillon ont été mesurés en laboratoire (LGGRM, UQAR) afin de calculer leur masse volumique et leur porosité (Franklin, 1979). Les propriétés thermiques de ces échantillons ont été quantifiées au Laboratoire ouvert de géothermie (LOG) au centre Eau Terre Environnement de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE). Le scanner infrarouge LGM Lippmann TCSCAN a été utilisé pour mesurer la conductivité et la diffusivité thermique de chaque échantillon (Lippmann et Rauen GbR, 2022). Les mesures ont été effectuées sur des échantillons secs. Le siltstone et le shale étant des roches anisotropes, un signal thermique perpendiculaire ou parallèle au plan de stratification ne se propage pas à la même vitesse. La méthode développée par Popov et al. (2016) a été utilisée pour calculer des valeurs moyennes de conductivité et diffusivité thermique de ces échantillons anisotropes. La capacité thermique des échantillons a ensuite été calculée à partir des valeurs de masse volumique, de conductivité et de diffusivité thermique. Pour chaque type de roche, une valeur moyenne des trois paramètres thermiques a pu être calculée à partir de l'ensemble des échantillons. Les propriétés thermiques des roches à saturation ont ensuite été estimées en pondérant les valeurs à sec avec la proportion volumétrique en eau des roches saturées (porosité moyenne) et les propriétés thermiques de l'eau pure à 20°C. Une interpolation linéaire a ensuite été réalisée entre les valeurs à sec et à saturation pour obtenir des valeurs de propriétés thermiques sur des roches saturées à 80%.

2.3 Données météorologiques

Afin de dresser le bilan d'énergie à la surface des parois rocheuses, des microstations météorologiques ont été installées directement sur les cinq parois à l'étude. Ces stations mesurent la température de l'air, le rayonnement solaire incident et réfléchi perpendiculairement à la surface des parois ainsi que la vitesse et la direction du vent (Fig. 2). En complément, le rayonnement incident et réfléchi de longue longueur d'onde et la pression atmosphérique ont été mesurés respectivement à une station météorologique située sur le talus d'éboulis sous le site en paroi rocheuse MAE et à la station météorologique de la halte-routière de Mont-Saint-Pierre (MSP) (Fig. 1).

Des grappes de thermistances introduites dans des forages perpendiculaires à la surface des parois rocheuses mesurent leur régime thermique. La température est enregistrée tous les 30 cm jusqu'à 300 cm de profondeur pour les parois rocheuses de CAR, MAR et GMO et jusqu'à 550 cm de profondeur pour la paroi rocheuse de MAE. En raison de sa faible accessibilité, le régime thermique du site de l'ANP est seulement mesuré jusqu'à 55 cm de profondeur. Une interpolation linéaire entre les thermistances a ensuite été effectuée afin d'obtenir un profil de température

continu dans les parois rocheuses au cours du temps. Le pas d'enregistrement de tous les instruments est de 15 minutes et la période d'étude s'étend du 1er octobre 2019 au 31 mai 2020. L'ensemble de l'instrumentation est détaillé dans le tableau 1.

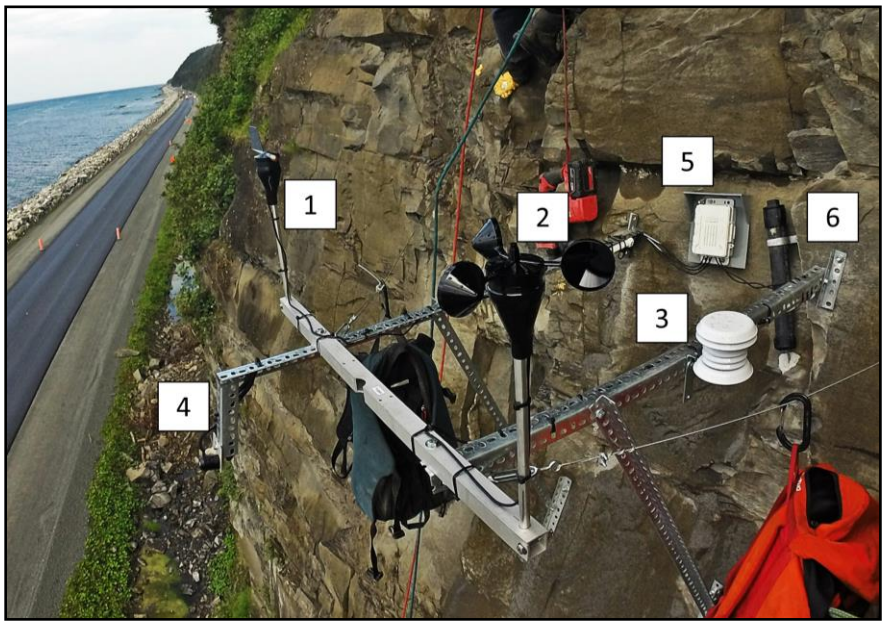


Figure 2. Exemple d'une installation de suivi micrométérologique en paroi rocheuse (MAR), incluant une girouette (1), un anémomètre (2), une sonde de température et d'humidité relative (3), deux pyranomètres (4), l'enregistreur de données (5) et l'enregistreur de données pour la grappe de thermistance (6).

Tableau 1. Caractéristiques des appareils de mesure météorologique et thermique.

Air temperature	°C	Air temperature sensor TMC6-HD + Solar radiation shield M-RSA (HOBO by Onset)	± 0.25°C
Rock temperature	°C	Thermistor string 915 MHz + minilogger M-Log5W-DALLAS-US (Geoprecision)	± 0.25°C
Incident Solar radiation Reflected Solar radiation	W/m²	Pyranometer S-LIB-M003 (HOBO by Onset)	± 10 W/m²
Incident infrared radiation Reflected infrared radiation	W/m²	Pyrgeometer SN-500-SS (Apogee Instruments)	± 8.5 W/m²
Wind and gust speed Wind direction	m/s Ø	Wind speed and direction sensor S-WSET-B (Onset)	± 1.1 m/s ± 5 degrees
Air pressure	mbar	Barometric pressure sensor S-BPB-CM50 (Onset)	± 5.0 mbar

2.4 Modélisation thermodynamique des parois rocheuses

Le logiciel WUFI® Pro, initialement conçu pour calculer les flux d'énergie et d'humidité dans les murs des édifices, a été utilisé pour modéliser la température dans les parois rocheuses de quatre des cinq sites d'étude (CAR, MAR, GMO et MAE). Ce logiciel a déjà été utilisé avec succès pour modéliser le régime thermique et l'humidité de ces environnements (e.g. Rode et al, 2018; Sass, 2005a; Schnepfleitner et al., 2018). Le régime thermique au site ANP n'a pas été modélisé puisque la profondeur maximale (55 cm) des données de température de la paroi rocheuse ne permettait pas de valider les simulations. Afin de s'adapter aux conditions réelles d'une paroi rocheuse, la température a été modélisée sur 20 m de profondeur (horizontale). À cette profondeur, la variabilité interannuelle des températures de surface est négligeable et seuls des changements climatiques peuvent influencer le régime thermique (Lachenbruch et al., 1988). De ce fait, la température imposée à 20 m de profondeur est une constante égale à la moyenne de la période 1991-2020 enregistrée à la station météorologique locale de Cap-Madeleine : 3,9°C (Environnement Canada, 2021). Sur une paroi rocheuse de Dammkar (Allemagne), Sass, (2005a) modélise un degré de saturation qui se stabilise autour de 80% dès les premiers décimètres de profondeur. En l'absence de mesures locales, cette valeur moyenne a été utilisée sur l'ensemble du profil modélisé.

Les conditions météorologiques mesurées directement à la surface des parois rocheuses ont été utilisées comme intrant dans WUFI® Pro pour modéliser les températures de surface. Les températures mesurées par les thermistances en surface des parois ont permis de validées les températures modélisées. De la même façon, la propagation du signal thermique modélisée a été calibrée sur les données mesurées en modulant l'épaisseur et la nature (propriétés thermiques) des couches de roches traversées. La combinaison (épaisseur et nature) devait respecter les unités géologiques observés à la surface des parois. La figure 3 résume le protocole mis en place dans cette étude pour réaliser les simulations.

Le régime thermique des quatre parois rocheuses a été simulé du 1er octobre 2019 au 31 mai 2020. Finalement, la qualité d'ajustement (R^2) des simulations aux données mesurées a été calculée à tous les 30 ou 50 cm en fonction de la position des thermistances dans les forages horizontaux.

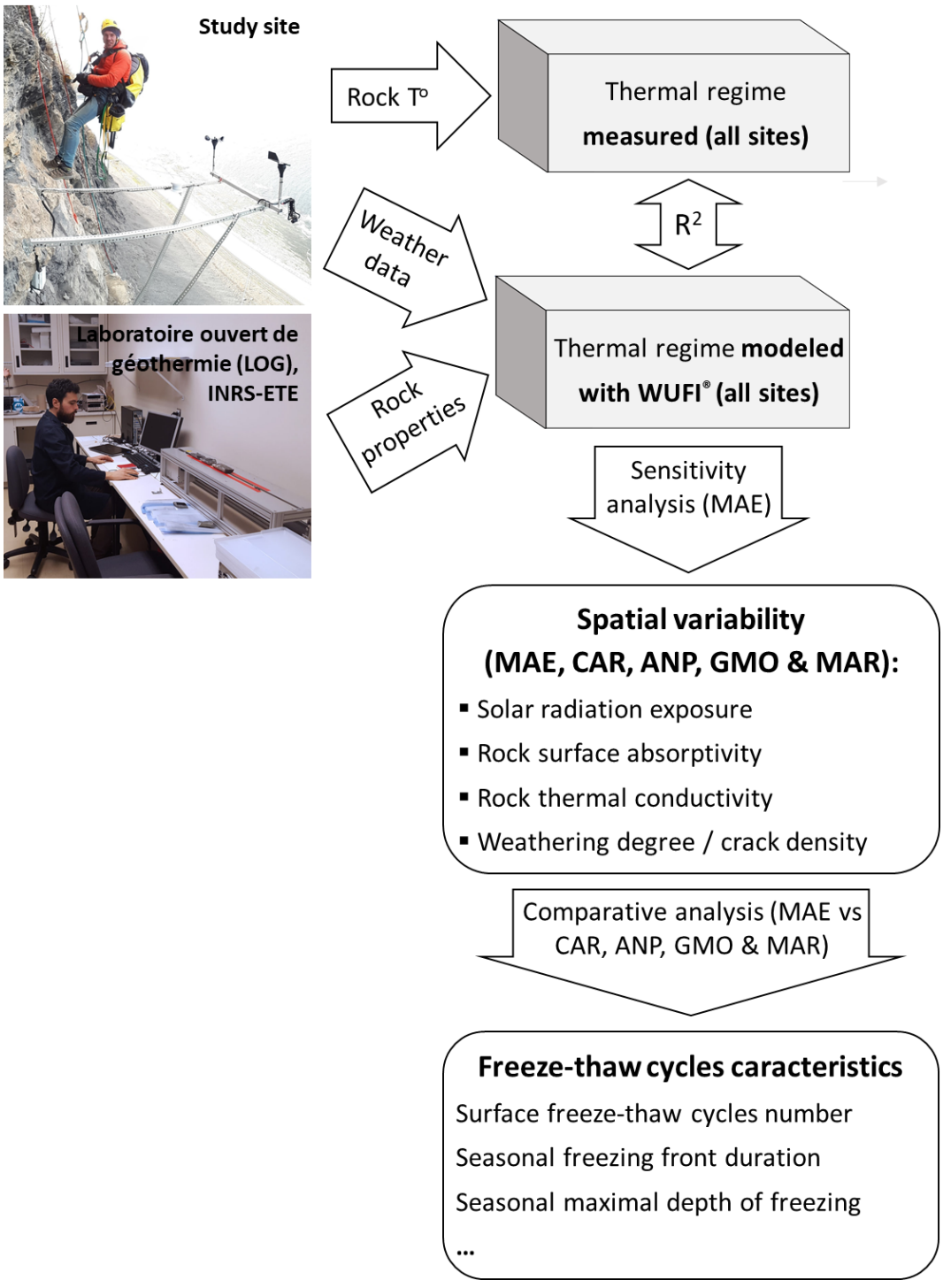


Figure 3. Organigramme méthodologique utilisé pour modéliser le régime thermique des parois rocheuses dans WUFI® Pro et stratégie d'analyse pour évaluer l'effet de divers paramètres (caractéristiques des sites d'étude) sur les cycles gel-dégel.

2.5 Analyse paramétrique

Une analyse de sensibilité a été effectuée afin de quantifier le rôle respectif de l'exposition au rayonnement solaire, de l'absorptivité thermique de surface, de la conductivité thermique des roches et du degré d'altération (densité de fractures) des parois rocheuses sur différentes composantes des cycles gel-dégel (FT) (Fig. 3 et 4) : la durée des périodes d'occurrence du gel en surface (1) et d'occurrence du front de gel saisonnier (2), sur le nombre de cycles FT en surface (3), à 10 cm (4) et à 50 cm de profondeur (5) ainsi que sur la profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier (6). Par définition et de manière générale, une température seuil de 0°C est utilisée pour dénombrer la distribution du gel et du dégel dans les massifs rocheux de différents environnements morphoclimatiques (Coutard et Francou, 1989; Fahey et Lefebure, 1988; Gruber et al., 2004b; Noetzli et al., 2007). Afin d'être consistant avec ces études, nous avons également défini la température de 0°C comme point de congélation de l'eau dans la roche.

L'analyse paramétrique a été conduite à partir du site de MAE car c'est le seul dont la profondeur des thermistances (550 cm) excède la profondeur maximale du front de gel saisonnier. 10 simulations ont été effectuées pour la période s'étendant du 1er octobre 2019 au 31 mai 2020 et qui couvre l'ensemble des occurrences de températures inférieure au point de congélation de cette saison hivernale. L'analyse de sensibilité s'appuie sur des paramètres représentatifs de l'exposition, des propriétés thermiques et des degrés d'altération (densité de fracture) des sites instrumentés (ANP, CAR, MAR et GMO). Pour chacune des 10 simulations, un paramètre de la modélisation du site de MAE est remplacé par un paramètre provenant d'un des autres sites.

Le site de MAE est exposé au nord et demeure constamment ombragé de la mi-octobre à la mi-mars. Pour les deux premières simulations (#1 et 2), les valeurs de rayonnement solaire incident et réfléchi mesurées sur la paroi rocheuse de MAE sont respectivement remplacées par celles mesurées sur la paroi rocheuse de CAR d'exposition sud-est (RAD-SE) et par celles de la paroi rocheuse de l'ANP d'exposition sud-ouest (RAD-SO) (Tab. 2). L'absorptivité du rayonnement solaire par la surface des parois rocheuses a été calculée à partir du rapport entre le rayonnement solaire absorbé et le rayonnement solaire incident. Afin de tester l'influence de ce paramètre, la valeur mesurée à la surface de la paroi rocheuse de MAE a été remplacée par la valeur mesurée à CAR dont la surface rocheuse, essentiellement constituée de conglomérat calcaire, est plus claire (simulation #3 ou ABS-low). En l'absence de paroi rocheuse plus sombre que celle de MAE, une valeur d'absorptivité d'une roche basaltique, tirée des mesures d'albédo de McGreevy (1985) a été utilisée dans la simulation #4 (ABS-high). Les valeurs d'absorptivité de la modélisation de MAE et des simulations 3 et 4 sont respectivement de 0.7, 0.5 et 0.9. Dans les simulations #5, 6 et 7, la combinaison des couches géologiques utilisée pour déterminer la conductivité thermique (k) moyenne au site MAE a été remplacée par celle de CAR (k1), de MAR (k2) et de GMO (k3). La méthode décrite par Schnepfleitner et al (2018) qui consiste à ajouter des fractures parallèles à la surface de la paroi rocheuse à différentes profondeurs a été utilisée afin de simuler une hausse du degré d'altération de la paroi. Une fracture de 5 mm d'épaisseur parallèle à la surface a été ajoutée à 35 cm de profondeur dans la simulation #8 (CRACK-35), à 70 cm de profondeur dans la simulation #9 (CRACK-70) et à ces deux profondeurs simultanément dans la simulation #10 (CRACK-35-70). Aucune de ces fractures ne communique avec la surface. Les fractures ont été positionnées à ces profondeurs en réponse aux observations réalisées à l'aide d'une caméra (GoPro Hero Session) insérée dans le puit de forage du site MAE.

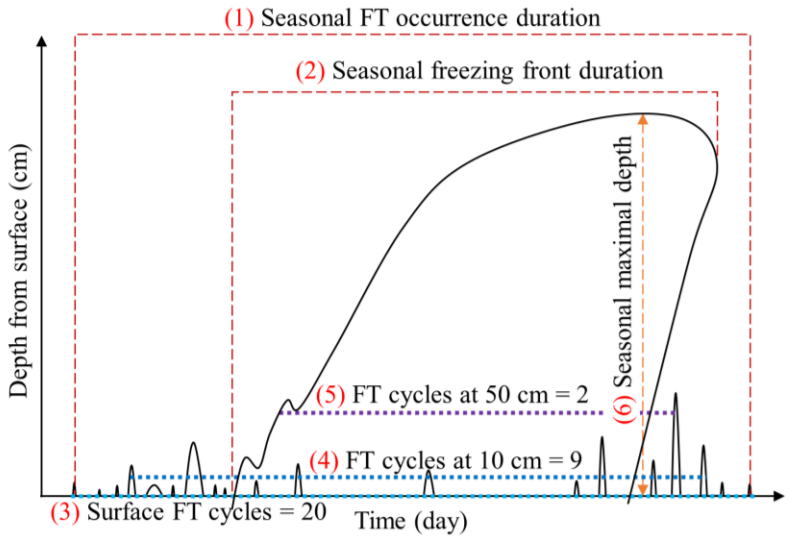


Figure 4. Schéma conceptuel présentant les différentes composantes des cycles gel-dégel (FT) dans les parois rocheuses. La ligne noire représente l'isotherme 0°C.

Tableau 2. Simulations effectuées dans l'analyse de sensibilité afin d'étudier l'influence de l'exposition au rayonnement solaire, de l'absorptivité thermique de surface, de la lithologie (propriétés thermiques) et de l'altération de la paroi rocheuse (présence de fractures) sur la durée des périodes d'occurrence du gel en surface et d'occurrence du front de gel saisonnier, sur le nombre de cycles FT en surface, à 10 cm et à 50 cm de profondeur ainsi que sur la profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier (6).

# sim	Acronym	Variable modified from MAE modeled
1	RAD-SE « Radiation-South Est »	Solar radiation MAE (north) → Solar radiation CAR
2	RAD-SW « Radiation-South West »	Solar radiation MAE (north) → Solar radiation ANP
3	ABS-low « Lowest absorptivity »	Absorptivity MAE → absorptivity CAR
4	ABS-high « Highest absorptivity »	Absorptivity MAE → absorptivity of basalt (*McGreevy, 1985*)
5	k1 « Highest conductivity »	Lithology MAE → lithology CAR
6	k2 « Second highest conductivity »	Lithology MAE → lithology MAR
7	k3 « Third highest conductivity »	Lithology MAE → lithology GMO
8	CRACK-35 « Crack-35 cm depth »	Lithology MAE + one crack at 35 cm depth
9	CRACK-70 « Crack-70 cm depth »	Lithology MAE + one crack at 70 cm depth
10	CRACK-35-70 « Crack - 35 and 70 cm depth »	Lithology MAE + cracks of simulations 8 and 9

4. Résultats

4.1 Caractéristiques et propriétés thermiques des roches et des parois rocheuses

Les mesures de densité, porosité, conductivité, diffusivité et capacité thermiques réalisées en laboratoire sur les échantillons de shale, siltstone, grauwacke, grès et conglomérat sont présentées dans le tableau 3. La paroi rocheuse de CAR est constituée d'une seule unité de conglomérat fin alors que les parois de MAR, GMO et MAE sont composées d'une alternance de strates de shale, de siltstone et de grauwacke ou de grès. Les strates de shale sont d'épaisseur centimétrique alors que les strates de siltstone, de grauwacke et de grès ont des épaisseurs plus variables d'un site à l'autre. Pour chaque paroi rocheuse, les pourcentages des types de roche dans les 3 premiers mètres depuis la surface, ainsi que la valeur moyenne de conductivité, capacité et diffusivité thermique sont renseignées dans le tableau 4. Toutes les valeurs de propriétés thermiques présentées dans les tableaux 3 et 4 sont celles recalculées pour un degré de saturation en eau de 80%. La géologie du site de CAR a une conductivité et une diffusivité thermique plus élevées et une capacité thermique plus faible que les autres sites. Le site de MAE, qui possède les plus grandes proportions de siltstone et de shale, à la conductivité et la diffusivité thermique les plus faibles ainsi que la capacité thermique la plus élevée (Tab. 4).

Tableau 3. Propriétés des cinq types de roche constituant les parois rocheuses du nord de la Gaspésie. Les valeurs des propriétés thermiques ont été recalculées pour des roches avec une saturation en eau de 80%.

Rock type	Dry bulk density (kg/m^3)	Porosity (%)	Heat conductivity (W/mK)	Thermal diffusivity (m^2/s)	Heat capacity (J/kgK)
Shale	2467	11.32	1.76	5.89E-07	1379.24
Siltstone	2987	4.5	3.14	1.24E-06	895.04
Graywacke	2574	3.88	3.93	1.58E-06	980.06
Sandstone	2536	5.48	4.21	1.73E-06	758.22
Conglomerate	3084	4.65	4.06	1.71E-06	776.97

Tableau 4. Proportion lithologique et moyenne pondérée des propriétés thermiques de chacun des sites d'étude en parois rocheuses. Les valeurs des propriétés thermiques ont été recalculées pour des roches avec une saturation en eau de 80%.

Site	Shale (%)	Siltstone (%)	Graywacke (%)	Sandstone (%)	Conglomerate (%)	Heat conductivity (W/mK)	Thermal diffusivity (m^2/s)	Heat capacity (J/kgK)
CAR	0	0	0	0	100	4.06	1.71E-06	776.97
MAR	5	33	0	62	0	3.73	1.52E-06	834.88
GMO	10	38	52	0	0	3.54	1.42E-06	875.05
MAE	15	49	36	0	0	3.17	1.17E-06	933.51

4.2 Modélisation du régime thermique et distribution du gel et du dégel

Les régimes thermiques mesurés et modélisés dans la paroi rocheuse de MAE au cours de l'hiver 2019-2020 sont présentés à la figure 6. La modélisation du régime thermique s'ajuste très bien avec les mesures enregistrées dans la paroi rocheuse avec les thermistances. Sur l'ensemble de la période d'étude, le coefficient de détermination entre les températures mesurées et modélisées est de 0.987 en surface pour le site de MAE et ce dernier augmente progressivement pour atteindre 0.999 à 550 cm de profondeur (Fig. 6c). Les modélisations du régime thermique des sites de CAR, MAR et GMO sont également caractérisées par d'excellents coefficients de détermination (Fig. 6c). Pour tous les sites, on observe une plus grande variance entre les données mesurées et les données simulées à la surface des parois rocheuses qu'en profondeur.

Lors de l'hiver 2019-2020, le premier cycle sporadique enregistré à la surface de la paroi rocheuse de MAE s'est produit le 7 novembre 2019 alors que le plus tardif s'est produit 173 jours plus tard, le 28 avril 2020 (Fig. 5a). Cet hiver est donc caractérisé par une période d'occurrence du gel qui s'étend sur presque 6 mois. Le front de gel saisonnier, tel que défini sur le schéma conceptuel de la figure 4, a persisté 143 jours entre le 11 décembre 2019 et le 2 mai 2020, atteignant une profondeur maximale de 353 cm (Fig. 5a). Au total, 36 cycles sporadiques de gel-dégel ont été enregistrés à la surface de la paroi rocheuse de MAE, 23 à 10 cm et 7 à 50 cm de profondeur (Fig. 6a).

La période d'occurrence du gel modélisée est de même durée que celle mesurée (173 jours), le front de gel saisonnier se maintient deux jours de moins (141 jours) alors que sa profondeur maximale est supérieure de 7 cm (360 cm) (Fig. 5b). Le nombre de cycles sporadiques mesurés (36) et modélisés (34) à la surface de la paroi rocheuse de MAE, à 10 cm (23 versus 21) et à 50 cm (7 versus 5) de profondeur sont similaires.

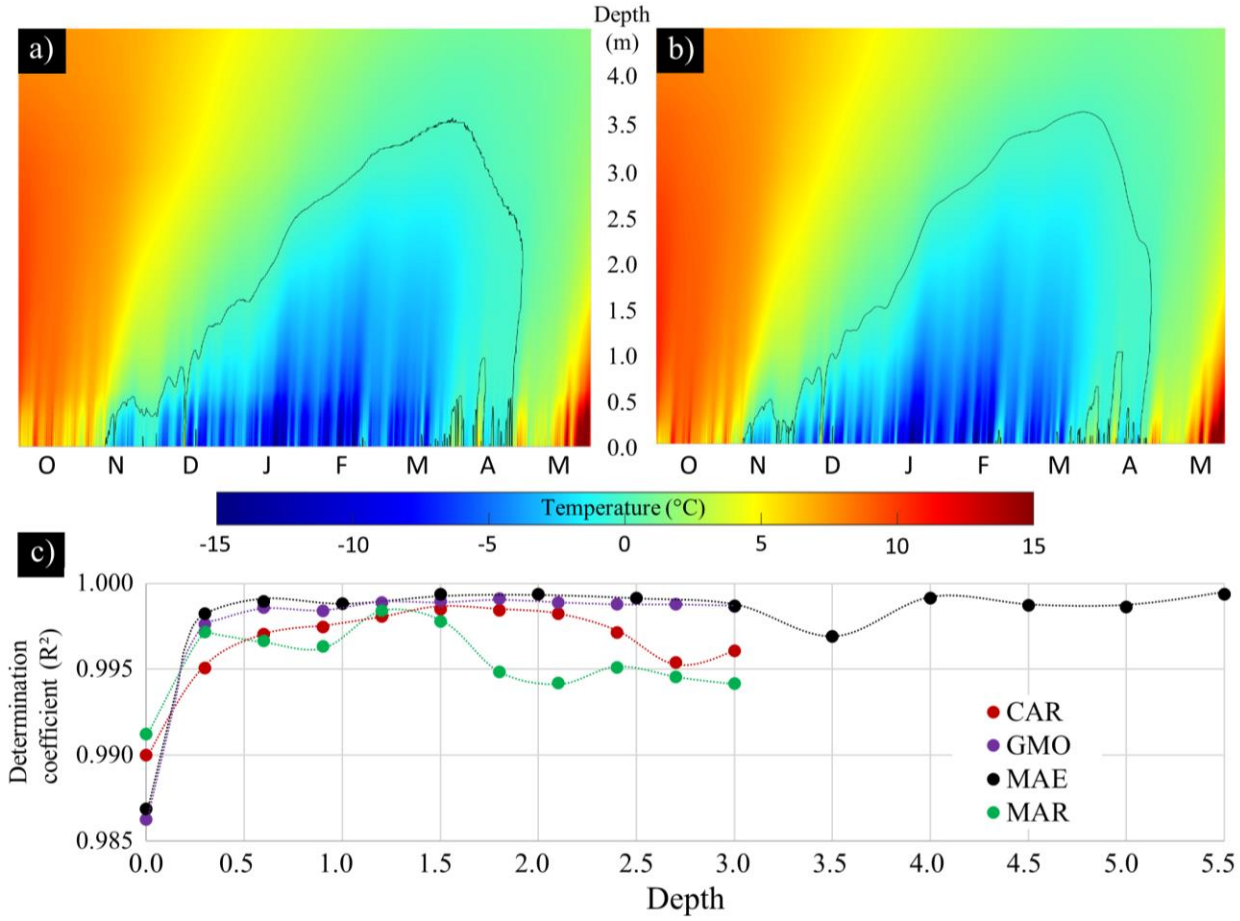


Figure 5. Régime thermique mesuré (a) et simulé (b) dans les quatre premiers mètres du site d'étude en paroi rocheuse MAE entre le 1er octobre 2019 et le 31 mai 2020. La ligne noire représente l'isotherme 0ºC. Coefficient de détermination entre les températures simulées et calculées en fonction de la température pour les sites d'étude en paroi rocheuse CAR, GMO, MAE et MAR (c).

4.3 Spécificité des cycles gel-dégel

Un examen plus approfondi du régime thermique dans les premiers mètres des parois rocheuses révèle une plus grande diversité de configurations des cycles gel-dégel. Des cycles gel-dégel de différentes magnitudes peuvent se superposer à un instant donné. Par exemple, entre le 15 mars et le 30 avril 2020, quatre configurations distinctes de cycles gel-dégel ont été identifiées dans les résultats de simulation ABS-high (Fig. 6) : 1) des redoux hivernaux dans le cycle saisonnier (**dégel-gel**), 2) un cycle **gel-dégel** dans un redoux de plus grande ampleur, lui-même inclus dans le cycle de gel saisonnier, 3) un cycle **dégel-gel** dans une paroi gelée sur environ 40 cm de profondeur suivie d'une zone dégelée de 40 cm héritée d'un redoux passé, le tout inclus dans le cycle de gel saisonnier, et 4) un cycle de **gel-dégel** dans une paroi non gelée. Les cycles #1 et 3 sont en réalité des cycles « dégel-gel » alors que les cycles #2 et 4 sont des cycles « gel-dégel ». La configuration #3 montre qu'à fine échelle spatio-temporelle, quatre fronts de gel peuvent coexister simultanément

dans les premiers mètres d'une paroi rocheuse. Dans la suite de cette étude, l'abréviation « TF » fait référence aux cycles « dégel-gel », l'abréviation « FT » fait référence aux cycles « gel-dégel » et l'utilisation du terme « cycle sporadique » fait référence à l'ensemble des cycles.

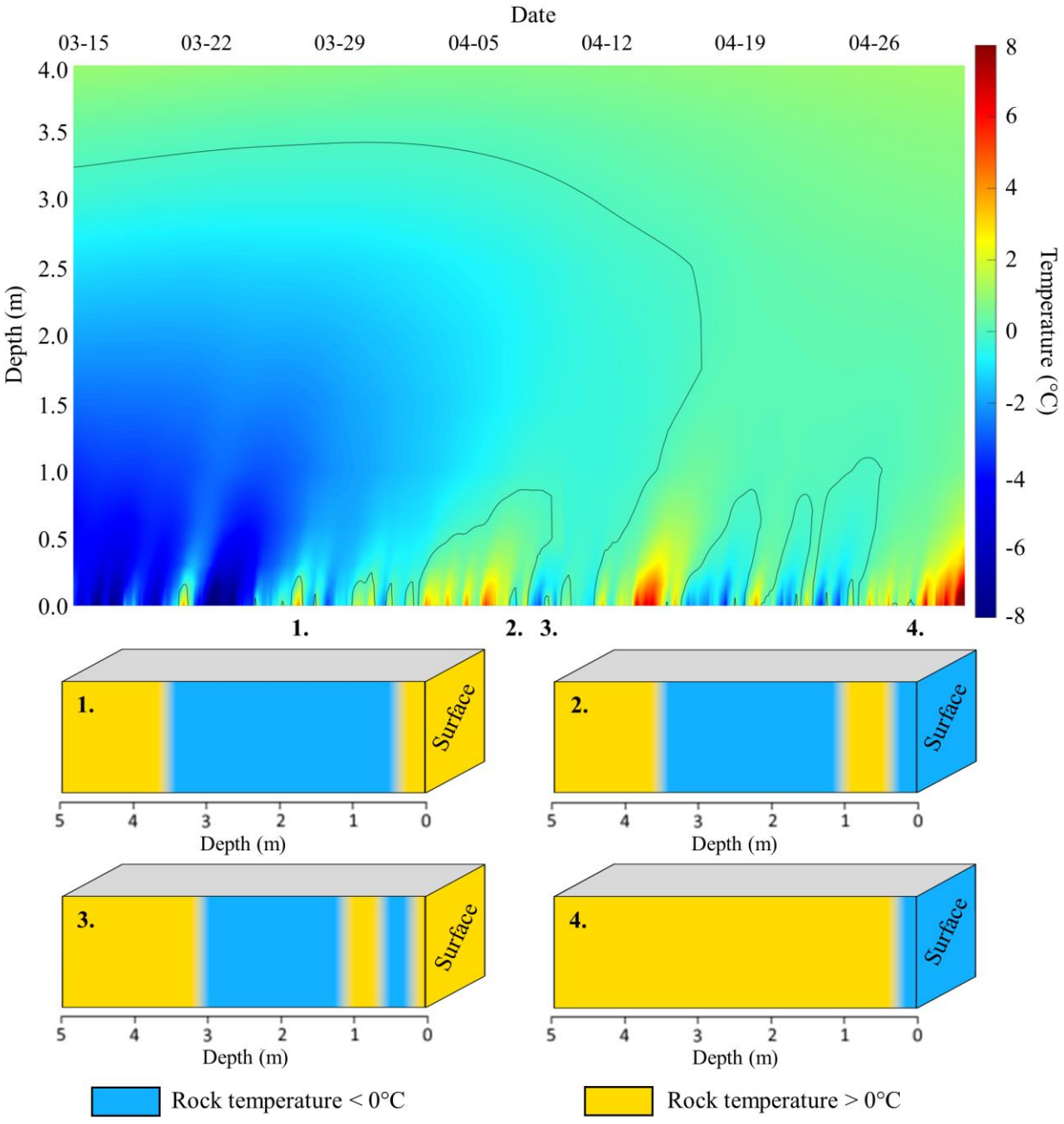


Figure 6. Régime thermique extrait de la simulation ABS-high entre le 15 mars et le 30 avril 2020 et caractéristiques des cycles gel-dégel : les configurations 1) et 3) sont des cycles dégel-gel alors que les configurations 2) et 4) sont des cycles gel-dégel.

4.4 Analyses paramétriques

4.4.1 Exposition au rayonnement solaire

La paroi rocheuse de MAE est exposée au nord alors que les simulations RAD-SE et RAD-SW ont été effectuées avec des données de rayonnement des sites exposés au sud-est (CAR) et au sud-ouest (ANP). Une exposition directe au rayonnement solaire se répercute par un raccourcissement de la période totale d'occurrence du gel de 4 jours (Fig. 7). Le dernier épisode de gel survient le 24 avril 2020 pour les parois exposées au sud alors que deux cycles FT de faible magnitude surviennent les 27 et 28 avril dans la modélisation initiale de la paroi MAE d'exposition nord (Fig. 5b). Le changement d'orientation de la paroi rocheuse de « nord » à « sud-est » ou de « nord » à « sud-ouest » entraîne une diminution respective de la durée du front de gel saisonnier de 32 et 37 jours. Ce dernier se dissipe environ un mois plus tôt au printemps et sa profondeur maximale est réduite de 109 à 116 cm (Fig. 7).

Une exposition directe au rayonnement solaire se traduit également par une augmentation très soutenue du nombre de cycles sporadiques à la surface des parois rocheuses (SE : +47, SW : +50). Cette hausse se répartie comme suit : +21 cycles FT et +26 (SE) à +29 (SW) cycles TF. Bien que les parois exposées en direction du sud soient affectées par un plus grand nombre de cycles sporadiques, ces derniers demeurent très superficiels. L'augmentation de leur occurrence est plus marquée en surface (SE : +238%, SW : +247%) et est moins significative à 10 cm de profondeur (SE : +152%, SW : +181%). On observe même une diminution du nombre de cycles atteignant 50 cm de profondeur (SE : -40%, SW : -20%) (Fig. 7).

4.4.2 Absorptivité de surface

L'abaissement de l'absorptivité à 0.5 (simulation ABS-low) plutôt que 0.7 (modèle MAE) se traduit par un allongement de quatre jours de la période d'occurrence du front de gel saisonnier et par une augmentation de 18 cm de sa profondeur maximale (Fig. 7). On observe une diminution du nombre de cycles FT (-4) et de cycles TF (-1) qui affectent la surface de la paroi rocheuse (Fig. 7). Une hausse de l'absorptivité à 0.9 (simulation ABS-high) se répercute par un raccourcissement de la durée du front de gel saisonnier de 13 jours et par une diminution de sa profondeur de l'ordre de 7 cm comparativement au modèle de référence (modèle MAE). Avec une forte valeur d'absorptivité, le nombre de cycles sporadiques augmente aussi bien en surface (+7), qu'à 10 cm (+3) ou qu'à 50 cm (+2) de profondeur. En surface, l'augmentation est plus marquée pour les cycles FT (+5) que pour les cycles TF (+2).

4.4.3 Conductivité thermique

Par rapport à la modélisation de la paroi rocheuse de MAE, les simulations k1, k2 et k3 sont toutes caractérisées par des propriétés thermiques qui favorisent davantage la propagation de l'énergie calorifique dans les parois rocheuses (Tab. 3b). Il en résulte une durée du front de gel saisonnier légèrement plus importante pour les simulations k1 (+3 jours) et k2 (+2 jours) mais largement plus conséquente pour la simulation k3 (+41 jours). La simulation k3 est la seule ou le redoux majeur du 10 décembre 2019 (visible sur la Fig. 6a) n'a pas entraîné un dégel complet de la paroi rocheuse.

Le front de gel saisonnier a donc débuté le 7 novembre pour la simulation k3 contre le 10 décembre 2019 pour toutes les autres simulations.

En raison de leurs conductivités globalement plus élevées, les simulations k1, k2 et k3 sont caractérisées par des augmentations de la profondeur maximale atteinte par le front de gel respectives de 166 cm, 37 cm et 56 cm (Fig. 7). Deux fois plus de cycles sporadiques atteignent une profondeur de 10 cm pour la simulation avec la plus grande conductivité thermique (n = 23) que pour celle avec la plus faible conductivité thermique (n =11). La simulation k3 qui est caractérisée par un front de gel saisonnier plus persistant, présente également un plus grand nombre de cycles TF à sa surface, au détriment des cycles FT (Fig. 7).

4.4.4 Densité de fracture (degré d'altération)

L'ajout de fractures parallèles à la surface à 35 cm (CRACK-35), 70 cm (CRACK-70) et 35 et 70 cm (CRACK-35-70) pour simuler le régime thermique de la paroi MAE revient à augmenter son degré d'altération. Ceci entraîne une diminution de la durée du front de gel saisonnier de 14 à 16 jours (Fig. 7). Qu'elles soient positionnées à 35 ou à 70 cm de profondeur, ces fractures entraînent une diminution de la profondeur atteinte par le front de gel saisonnier de 60 cm et l'ajout de ces deux fractures simultanément se répercute par une diminution de cette profondeur de 110 cm. Ces fractures ont peu d'influence sur le nombre de cycles en surface mais leur présence se traduit par une augmentation de leur nombre à 50 cm de profondeur. Globalement, une augmentation sensible de l'occurrence des cycles FT superficiels est observée au détriment des cycles TF (Fig. 7).

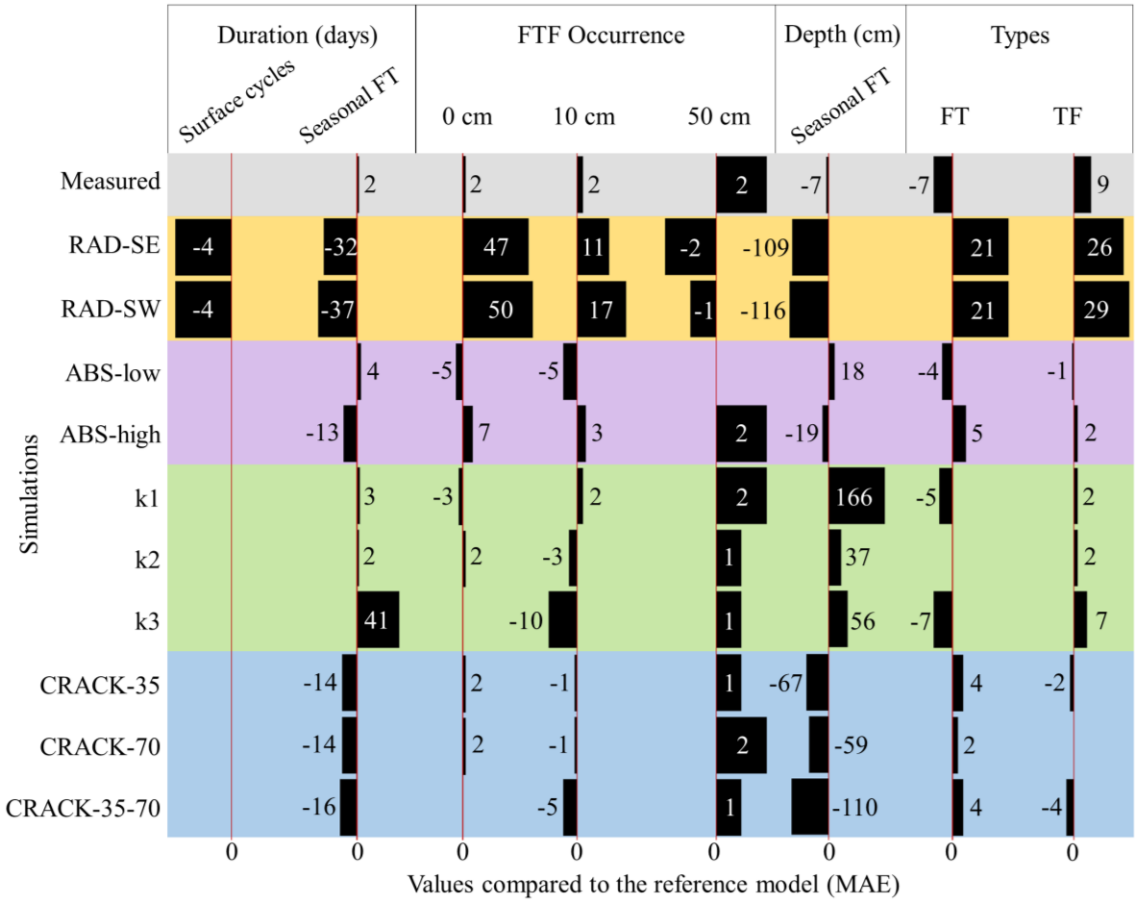


Figure 7. Compilation des résultats des analyses de sensibilité effectuées pour quantifier le rôle respectif de l'exposition au rayonnement solaire (RAD-SE et RAD-SO), de l'absorptivité thermique de surface (ABS-low et ABS-high), de la conductivité thermique moyenne des parois rocheueses (k1, k2 et k3) et du degré d'altération (CRACK-35, CRACK-70 et CRACK-35-70) des parois rocheuses sur différentes composantes des cycles gel-dégel : la durée (Duration) des périodes d'occurrence du gel en surface (Surface cycles) et d'occurrence du front de gel saisonnier (Seasonal FT), le nombre de cycles gel-dégel-gel sporadique (FTF occurrence) à 0, 10 et 50 cm de profondeur, la profondeur (Depth) maximale atteinte par le front de gel saisonnier (Seasonal FT).

5. Discussion

5.1 Température effective des cycles gel-dégel

Un certain nombre d'auteurs discutent de la température à partir de laquelle l'eau sous pression gèle dans les pores de la roche ainsi que de la température nécessaire pour que ce gel entraîne des dommages (Douglas et al., 1986; Matsuoka, 1988; McGreevy et Whalley, 1982; Mellor, 1970; Thorn, 1979; Walder et Hallet, 1985, 1986). Définir une température critique universelle n'est pas envisageable car le point de congélation dépend de plusieurs paramètres dont l'intensité et la durée du gel, la pression, la porosité de la roche, la résistance à la fracturation (Blachere et Young, 1972; Matsuoka, 1990; McGreevy et Whalley, 1982; Rempel et al., 2016).

Au sein même d'une lithologie homogène, la température à laquelle l'eau gèle peut varier selon la profondeur si on assume que le degré d'altération (porosité, niveau de fracturation) décroit au fur et à mesure que la profondeur augmente. De la même façon, si la pression dans les pores de la roche n'est pas identique à celle des discontinuités du massif rocheux, des températures de congélation différentes peuvent coexister à une même profondeur. La durée et l'intensité d'un cycle sporadique aurait aussi une influence sur la température à laquelle l'eau gèle et sur la capacité de ces cycles à fracturer la roche (Haeberli, 1996; Matsuoka, 1990; McGreevy et Whalley, 1982; Walder et Hallet, 1985, 1986). Matsuoka (1988) met en évidence que des roches poreuses saturées en eau commencent à prendre de l'expansion dès que leur température descend sous 0°C. De manière générale, plus les roches sont poreuses, moins elles sont résistantes à la fracturation et plus la température qui occasionnera des dégâts va tendre vers 0°C (Draebing et Krautblatter, 2019; Gauthier et al., 2022; Rempel et al., 2016).

Étant donnée la complexité du phénomène, une valeur critique de 0°C demeure justifiée pour des études théoriques qui visent à comparer ou décrire différents environnements morphoclimatiques. Par contre, si l'objectif est de quantifier l'efficacité du processus de cryoclastie, considérer la valeur de 0°C comme point de congélation est trop simpliste et pourrait ne pas être représentatif de la réalité, notamment pour des roches résistantes (chap. 2; Gauthier et al., 2022). Dans ce contexte, une bonne compréhension de l'évolution de la pression dans les pores et les fractures de la roche en fonction de la profondeur, du degré d'altération (porosité) et de la lithologie des massifs rocheux est nécessaire afin de définir adéquatement la température critique d'une paroi rocheuse spécifique. Pour quantifier l'efficacité du processus de cryoclastie, l'évolution de la teneur en eau dans les pores et dans les discontinuités des massifs rocheux, à travers le temps et à différentes profondeurs est également un prérequis primordial (Draebing et Mayer, 2021; Hall, 2004; Matsuoka, 2001, 2008; McGreevy et Whalley, 1985; Sass, 2005a).

5.2 Définition et composantes des cycles gel-dégel

Trois grands types de cycles gel-dégel sont définis dans la littérature : les cycles diurnes, saisonniers et millénaires (Haeberli, 1996; Matsuoka et al., 1998). Les cycles diurnes font référence aux cycles de courtes durées (e.g. 24h) qui pénètrent dans les premiers décimètres des massifs rocheux (Matsuoka et Murton, 2008). Les cycles saisonniers persistent chaque année plusieurs mois consécutifs et atteignent généralement des profondeurs comprises entre 3 à 7 m (Fig. 5; Birien et Gauthier, 2022; Matsuoka, 1994). Ces cycles ne pénètrent pas à des profondeurs excédant 10 m

(Matsuoka et al., 1998) alors que les cycles FT millénaires persistent suffisamment longtemps pour atteindre des profondeurs bien plus importantes (Price, 1972). Dans les environnements périglaciaires, les cycles diurnes, saisonniers et millénaires peuvent survenir simultanément même si les cycles saisonniers caractéristiques de la couche active du pergélisol sont des cycles « dégel-gel ».

Notre étude qui se positionne dans un environnement paraglaciaire de moyennes latitudes montre que les cycles diurnes sont susceptibles d'interagir avec le front de gel saisonnier. Au cours de l'hiver 2019-2020, le redoux du 10 décembre 2019 a été suffisamment long (T>0°C pendant 35 heures) et intense (Tmax : 11°C) pour interrompre temporairement le front de gel débuté depuis 34 jours sur les parois rocheuses de MAE (Fig. 5), de CAR et de MAR. Depuis le début de nos mesures du régime thermique en 2017, les redoux hivernaux qui pénètrent à plus d'un mètre de profondeur et qui interrompent le front de gel amorcé sont récurrents en début de saison hivernale, lorsque la température du premier mètre de la paroi demeure proche du point de congélation (données non-publiées). Ces éventuelles interruptions du front de gel par un ou plusieurs redoux hivernaux de grande magnitude met en évidence le fait que les cycles superficiels et le front de gel peuvent difficilement être considérés de manière dichotomique puisque des interactions entre eux sont possibles. Pour cette raison, nous proposons de définir le terme « front de gel saisonnier » comme l'occurrence de la plus longue période ininterrompue de températures inférieures au point de congélation dans un massif rocheux au cours d'une saison hivernale (Fig. 4).

Les cycles superficiels qui affectent les parois rocheuses du nord de la Gaspésie ne peuvent pas être considérés comme des cycles « diurnes » puisqu'ils sont caractérisés par une grande variabilité temporelle qui s'échelonne de la minute à la semaine. Les plus succincts d'entre eux ont tendance à pénétrer de quelques centimètres dans la roche alors que d'autres dépassent le mètre de profondeur (Fig. 5 et 6). Contrairement aux cycles saisonniers, les cycles « diurnes » ne se produisent pas de manière cyclique, l'intervalle de temps entre deux occurrences est très irrégulier. Pour l'ensemble de ces raisons, l'usage du terme « cycle sporadique » nous parait plus appropriée que l'usage du terme « cycle diurne » pour définir les cycles superficiels qui affectent les parois rocheuses à l'automne, en hiver et au printemps. Parmi les cycles sporadiques en surface, il y a des cycles gel-dégel (FT) et des cycles dégel-gel (TF), communément appelés redoux hivernaux (Fig. 6). Dans les deux cas, ces cycles sont caractérisés par une alternance de températures au-dessus et en dessous du point de congélation mais le sens a une importance puisque c'est la phase de dégel qui est propice aux déclenchements des instabilités rocheuses (Birien et Gauthier, 2022; Davies et al., 2001; Fiorio et al., 2002; Krautblatter et al., 2013).

Notre étude révèle une grande diversité qui caractérise les cycles sporadiques (Fig. 6). Les différentes configurations de gel et de dégel dans la paroi rocheuse font en sorte que des profondeurs gelées peuvent être intercalées entre deux profondeur dégelées (Fig. 6, situation 1) et réciproquement (Fig. 6, situation 2). Dans les cas les plus complexes, il est possible de voir se succéder depuis la surface : une zone dégelée suivie d'une zone gelée, elle-même suivie d'une zone dégelée incluse dans le cycle saisonnier (Fig. 6, situation 3). Traditionnellement, l'usage de « cycle diurne » fait référence aux redoux hivernaux (Fig. 6, situation 1), aux cycles FT automnaux et printaniers dans les environnements caractérisés par la présence d'un front de gel saisonnier et aux cycles FT hivernaux en l'absence de front de gel saisonnier (Fig. 6, situation 4). La distribution du gel et du dégel dans la paroi rocheuse est en réalité plus complexe et la présence de cycles FT ou de cycles TF en surface ne peut généralement pas se propager en profondeur. Un cycle sporadique

de grande ampleur ne se dissipe pas simultanément à toutes les profondeurs et son héritage peut conduire aux situations complexes exposées dans la figure 6. Cette complexité doit être prise en compte puisque les phases de dégel successives en profondeur peuvent conduire au déclenchement d'instabilités de différentes magnitudes (Birien et Gauthier, 2022; Matsuoka, 2019).

La température de surface de la paroi rocheuse conditionne l'occurrence des cycles sporadiques mais l'amplitude de ces cycles est aussi largement contrôlée par l'intensité du gradient de température au sein du massif rocheux. L'intensité de ce gradient fluctue au cours de la saison hivernale (Fig. 5 et 6). À 50 cm de profondeur dans la paroi rocheuse de MAE, la température moyenne du mois de novembre 2019 est 6.2°C supérieure à celle enregistrée en surface. La température plus chaude en profondeur s'explique par l'énergie calorifique emmagasinée par la paroi rocheuse pendant toute la période estivale. Ce gradient thermique élevé (+1.2°C/10cm) ne favorise pas la propagation en profondeur des premiers cycles sporadiques de la saison. Matsuoka (2019) mentionne aussi que même si les fluctuations de température autour du point de congélation atteignent 40 cm de profondeur, l'eau présente dans les pores et dans les discontinuités ne gèle pas forcément, ou pas intégralement, en raison de sa forte capacité thermique. En décembre, le front de gel progresse en profondeur mais la température de la portion gelée demeure proche du point de congélation. La température moyenne à 50 cm est de -2°C et le gradient thermique est de 0.6°C/10cm. Les redoux hivernaux (cycles TF) ont alors tendance à pénétrer à de grandes profondeurs, voire à entraîner un dégel complet de la paroi pendant un court laps de temps (Fig. 5a). Au cœur de l'hiver, les températures moyennes en surface (-6.4°C entre le 1er janvier et le 31 décembre 2020) et au sein du massif rocheux (-4.8°C à 50 cm de profondeur) ne favorisent plus la progression des éventuels cycles TF en profondeur (Fig. 5a).

À partir du mois d'avril, la température des premiers mètres du massif rocheux est inférieure à celle de sa surface. Cette période de transition est caractérisée par un très faible gradient thermique : -0.17°C/10 cm dans le premier 50 cm de profondeur ou -0.12°C/10 cm dans le premier mètre. Cette période est donc propice à l'occurrence des cycles TF de grande amplitude jusqu'à la dissipation du front de gel saisonnier (Fig. 5a). Une fois ce dernier dissipé, des cycles FT de grande amplitude peuvent survenir. Le faible gradient thermique de cette période, combiné aux températures proches du point de congélation des premiers mètres de la paroi rocheuse, favorise les combinaisons complexes de cycles sporadiques. Nos données montrent qu'au printemps, au moins trois fronts de dégel peuvent coexister et évoluer simultanément à 10 cm, 1 m et 3 m de profondeur (Fig. 6, situation 3). Puisque les instabilités rocheuses potentiellement développées lors de la phase du gel des cycles FT surviennent lors de la phase de dégel (Birien et Gauthier, 2022; Davies et al., 2001; Fiorio et al., 2002; Krautblatter et al., 2013), les combinaisons complexes dans la paroi rocheuse peuvent avoir de grandes répercussions sur la magnitude des instabilités rocheuses qui surviennent au printemps. La propagation d'un cycle de surface en profondeur à un instant t est donc largement dépendante de la température au sein du massif rocheux. Une variation de température de la même intensité et de la même durée n'impactera donc pas le régime thermique de la paroi rocheuse de la même façon s'il survient en automne, au cœur de l'hiver ou au printemps.

5.3 Facteurs de contrôle sur la distribution du gel et du dégel

La température de surface de la roche (RST) ne peut pas être déduite convenablement de la température de l'air (e.g. Draebing et Mayer, 2021; Gruber et al., 2003; Hall, 1997) car d'autres

facteurs ont une influence majeure sur cette température. La topographie contrôle l'exposition au rayonnement solaire d'une paroi rocheuse et l'aspect et la couleur des roches en surface contrôlent l'absorptivité de l'énergie de ce rayonnement (Gruber et al., 2004b; Hall et al., 2005; Hasler et al., 2011b; Schnepfleitner et al., 2018). La propagation du signal thermique absorbé par la surface à différentes profondeurs dépend de la conductivité, de la capacité et de la diffusivité thermique de la paroi rocheuse, elles-mêmes dépendantes de la lithologie, de la saturation du milieu et du degré d'altération (porosité, fractures) de la roche (Schnepfleitner et al., 2018). Une variation de l'exposition de la paroi rocheuse ou de son absorptivité de surface, de sa lithologie ou de son degré d'altération a de grandes répercussions sur l'amplitude des cycles sporadiques, sur la répartition des cycles FT et des cycles TF mais aussi sur la profondeur atteinte par le front de gel saisonnier en hiver et sur la vitesse de sa dissipation au printemps.

Pour les parois orientées vers le sud, la fréquence des cycles TF en surface est bien plus importante en hiver mais ces cycles demeurent très superficiels et n'atteignent pas 50 cm de profondeur (Fig. 7). L'amplitude modeste de ces cycles s'explique par la faible intensité moyenne quotidienne du rayonnement solaire hivernal. Au printemps, lorsque l'angle d'incidence entre le Soleil et les parois exposées vers le sud avoisine les 90°, le surplus d'énergie calorifique emmagasinée est maximal et se traduit par une dissipation du front de gel saisonnier devancée de plus d'un mois (Fig. 7). Cette dissipation rapide favorise très largement l'occurrence des cycles FT superficiels au détriment des cycles TF au printemps. Les variations de la température de surface entre des versants exposé nord et sud sont du même ordre de grandeur que ce qu'on retrouve dans la littérature (e.g. Draebing et al., 2017a; Draebing et Mayer, 2021; Gruber et al., 2004; Haberkorn et al., 2015a; Hasler et al., 2011b). Draebing et Mayer (2021) montre que les parois exposées nord ont des variations quotidiennes de température de l'ordre de 4°C contre 16.5°C pour des parois rocheuses exposées sud. Cette caractéristique, aussi mise en avant par Schnepfleitner et al. (2018), favorise une fréquence élevée des cycles sporadiques qui affectent les parois exposées sud.

Plus la valeur d'absorptivité d'une paroi rocheuse est élevée, plus elle absorbe une fraction importante du rayonnement solaire incident et plus elle emmagasine de l'énergie calorifique. Il en découle une augmentation du nombre de cycles sporadiques en surface, à 10 cm et à 50 cm de profondeur (Fig. 7). Cette augmentation est plus marquée en surface car la variation d'absorptivité modifie l'énergie emmagasinée par la paroi rocheuse pendant des courts laps de temps, qui correspondent aux heures d'ensoleillement quotidiennes. Lorsque la valeur d'absorptivité de la surface de la paroi rocheuse est élevée, la fréquence des cycles TF augmente mais leur période d'occurrence diminue puisque le front de gel saisonnier s'estompe plus rapidement. À l'inverse, lorsque l'absorptivité est faible, moins d'énergie est emmagasinée par la paroi rocheuse : la fréquence des cycles TF diminue mais leur période d'occurrence augmente puisque le front de gel saisonnier est plus long.

La propagation du signal thermique dans une paroi rocheuse est grandement contrôlée par les paramètres thermiques des roches qui la composent. Logiquement, plus la paroi est conductive, plus les cycles sporadiques et saisonnier pénètrent à de grandes profondeurs. Ainsi, dans une paroi de conglomérat avec une forte conductivité thermique, le front de gel atteindrait 526 cm contre 353 cm pour une paroi composée à 85% de siltstone et de grauwacke (Tab. 3 et Fig. 7). Le refroidissement plus prononcé en hiver est contrebalancé par un réchauffement plus efficace au printemps. De ce fait, même si la profondeur atteinte par le front de gel est significativement plus importante (+166cm), ce dernier se dissipe seulement trois jours plus tard (Fig. 7). Si les conditions

de surface restent inchangées, la lithologie n'a que très peu d'influence sur l'occurrence des cycles en surface. En revanche, l'amplitude de ces cycles peut varier considérablement selon la vitesse de propagation de l'énergie qui est dépendante de la nature des roches. Par exemple, le redoux de grande ampleur du 10 décembre 2019 a affecté toutes les parois rocheuses mais son amplitude a varié considérablement d'une paroi à l'autre. Ce redoux s'est traduit par une brève interruption du front de gel dans la modélisation de MAE ainsi que dans les simulations k1 et k2 mais n'a pas entraîné de dégel complet de la paroi rocheuse dans le cas de la simulation k3. Cette dernière est caractérisée par une lithologie suffisamment conductive pour que le front de gel hivernal se situe à 120 cm de profondeur le 10 décembre, mais pas assez pour que le redoux de surface atteigne cette profondeur. Les lithologies qui favorisent des fronts de gel saisonniers persistants sont affectés par davantage de cycles TF au détriment des cycles FT (Fig. 7).

L'ajout de fractures dans les simulations revient à augmenter le degré d'altération de la roche et à diminuer la conductivité, la capacité et la diffusivité thermique de la paroi rocheuse au niveau des zones fracturées (Fig. 7) (Schnepfleitner et al., 2018). En augmentant la densité de fractures dans le premier mètre de profondeur, le refroidissement depuis la surface se propage moins rapidement dans la paroi et cette dernière conserve une température plus élevée en hiver. Cette caractéristique favorise une amplitude plus importante des redoux hivernaux, malgré la présence de fractures (Fig. 7). Moins d'énergie calorifique est également nécessaire au printemps pour dissiper complètement le front de gel saisonnier. De plus, même si le réchauffement printanier depuis la surface est également ralenti par l'ajout de fractures, ce dernier est bilatéral et le flux de chaleur provenant de la profondeur n'est pas affecté par les discontinuités présentes dans le premier mètre de la paroi rocheuse. La disposition de ces fractures contraint davantage le refroidissement unilatéral en hiver que le réchauffement bilatéral au printemps et de ce fait, le front de gel saisonnier se dissipe une quinzaine de jours plus tôt (Fig. 7). Cette dissipation plus hâtive dans les parois hautement fracturées favorise l'occurrence des cycles FT au détriment des cycles TF (Fig. 7). Nos résultats vont dans le sens de ceux de Schnepfleitner et al. (2018) qui montrent que l'ajout d'une fracture parallèle à la surface de 1 mm d'ouverture positionnée à 20 cm de profondeur réduit l'amplitude annuelle de température de 21°C à 16.5°C, et à 10.6°C pour une ouverture de fracture de 1 cm. Des répercussions similaires sont observables à 50 cm et à 1 m de profondeur. Toutefois, lorsque les fractures communiquent avec la surface des parois rocheuses, elles augmentent les flux de chaleur par convection d'air (Gischig et al., 2011a, 2011b; Moore et al., 2011) et par advection d'eau (Gruber et Haeberli, 2007; Hasler et al., 2011a; Phillips et al., 2016). Ces flux peuvent considérablement augmenter la propagation du signal thermique de surface vers la profondeur et de ce fait, l'amplitude des variations de température en profondeur. Les fractures qui communiquent avec la surface augmentent aussi la perméabilité de la roche et la disponibilité en eau (Dietrich et al., 2005; Gruber et Haeberli, 2007), essentielle à l'efficacité du processus de cryoclastie (Hall, 2004; Matsuoka, 2001, 2008; McGreevy et Whalley, 1985; Sass, 2005b). Lorsque la température oscille autour du point de congélation, la présence de fractures ouvertes et saturées en eau modifie également la vitesse de propagation du signal thermique dans la roche par la libération ou l'accumulation de chaleur latente associée au changement de phase (Wegmann et al., 1998). La méthodologie proposée dans cette étude permettrait de quantifier l'influence respective de ces différents facteurs sur la distribution du gel et du dégel dans les parois rocheuses.

Cette étude ne présente pas de simulation faisant varier l'inclinaison des versants rocheux malgré le fait que cette dernière influence l'absorption du rayonnement solaire. Hall (2004) montre

que plus d'énergie est absorbée à la surface d'un versant vertical (90°) qu'à la surface d'un versant moins pentu (45°) lorsque ce dernier est exposé ouest. C'est aussi le cas en hiver pour les versants exposés sud, nord et est alors que la situation s'inverse en été. Notre étude porte spécifiquement sur le régime thermique des parois rocheuses qui, par définition, sont verticales ou quasi-verticales. L'inclinaison utilisée dans le modèle et conservée dans les simulations est celle de la paroi rocheuse de MAE, soit 80°. L'influence de pentes plus douces sur le régime thermique des versants rocheux ne pourrait pas être analysée sans tenir compte de la neige qui s'accumulerait sur ces versants. L'insulation des versants rocheux par la neige a déjà été largement discutée dans la littérature (Draebing et al., 2017; Haberkorn et al., 2015a, 2015b; Hasler et al., 2011b; Luetschg et al., 2008) mais la neige est généralement absente des parois rocheuses verticales ou quasi-verticales (Gruber et al., 2004b). Nos observations sur le terrain montrent que, indépendamment de l'intensité et de la direction du vent, la neige ne s'accumule pas sur les versants du nord de la Gaspésie dont l'inclinaison est supérieure à 70°.

5.4 Implication sur la météorisation des parois rocheuses

Plusieurs auteurs montrent que la cryoclastie est plus efficace dans le cas d'un gel prolongé que dans le cas d'une fréquence soutenue de cycles sporadiques (Amitrano et al., 2012; Girard et al., 2013). Les propriétés de résistance des roches analysées à la surface de parois exposées nord et sud par Draebing et Mayer (2021) confortent également ces résultats. La plus forte disponibilité en eau des parois exposées nord (Sass, 2005b) favoriserait également l'efficacité de l'altération par le gel sur ces parois (Draebing et Mayer, 2021).

La propagation du signal thermique absorbé par la surface et transmise en profondeur dépend de la conductivité, de la capacité et de la diffusivité thermique de la paroi rocheuse, elles-mêmes dépendantes de la lithologie et du degré d'altération de cette paroi (Schnepfleitner et al., 2018). Draebing et Mayer (2021) ont modélisé l'effet de la diffusivité thermique sur l'efficacité de la fracturation par le gel dans un contexte climatique hivernal comparable à celui du nord de la Gaspésie. Ils mettent en avant qu'une diminution de la diffusivité se répercute par une augmentation de l'efficacité de la fracturation par le gel proche de la surface et par une diminution de sa profondeur d'action. Réciproquement, lorsque la diffusivité thermique augmente, l'efficacité de la fracturation par le gel diminue mais sa profondeur d'action augmente. Ils montrent aussi que plus les roches sont résistantes à la fracturation, moins la magnitude de la fissuration par le gel est grande. Lim et Johnston (1993) mesurent une valeur moyenne de résistance à la fracturation de 0.8 MPA $m^{-1/2}$ sur des échantillons de conglomérat. Chandler et al. (2016) calculent pour des shales anisotropes avec une porosité similaire à ceux de la Gaspésie (9% contre 11% en Haute-Gaspésie), des valeurs de résistance à la fracturation autour de 0.2 à 0.7 MPA $m^{-1/2}$, Dwivedi et al. (2000) obtiennent des valeurs autour de 0.2 à 0.3 MPA $m^{-1/2}$ pour des blocs de grès avec une porosité similaire à ceux de la Gaspésie (5% contre 5.5% en Haute-Gaspésie) et Clifton et al. (1976) calculent des valeurs autour de 1.37 MPA $m^{-1/2}$ pour des blocs de siltstone avec une porosité similaire à ceux de la Gaspésie (4.4% contre 4.5% en Haute-Gaspésie). Dans notre contexte, les parois rocheuses composées de grès, de siltstone et de shale auraient des résistances à la fracturation variables d'une strate à l'autre. Globalement, les parois composées de conglomérat, caractérisées par une grande diffusivité thermique (Tab. 3), seraient également plus résistantes à la fracturation. De ces deux caractéristiques, on peut en déduire que la fracturation par le gel serait moins efficace

sur ces parois, mais que la profondeur d'action du processus serait importante. Draebing et Mayer (2021) démontrent également que la fissuration par le gel est d'autant plus efficace que la présence et la longueur des fissures initiale sont importantes. Ce résultat peut toutefois être nuancé par le fait que l'augmentation du degré de fracturation se répercute également par une moins bonne propagation de l'onde de gel (Fig. 7). En utilisant une valeur de résistance à la fracturation représentative de la géologie des parois dominées par le grès en Haute-Gaspésie, Gauthier et al. (2022) montrent que la formation de glace de ségrégation dans les deux premiers mètres de profondeur, et notamment dans les premiers décimètres, peut entraîner une diminution progressive de la résistance mécanique de la roche et faciliter le développement des fissures dans les strates de roche en porte-à-faux.

6. Conclusions

Une instrumentation conséquente et inédite de cinq parois rocheuses a permis de calculer le bilan d'énergie de leurs surfaces ainsi que de mesurer et de modéliser leurs régimes thermiques en profondeur. Une analyse paramétrique a ensuite été menée en s'appuyant sur la diversité des propriétés thermiques et des caractéristiques structurales des parois instrumentées. Le rôle respectif de l'exposition au rayonnement solaire, de l'absorptivité thermique, de la lithologie et du degré d'altération de ces parois sur la distribution des cycles gel-dégel sporadiques et du front de gel saisonnier au cours d'une saison hivernale a été quantifié et discuté.

En début d'hiver, le gradient de température entre la surface de la paroi rocheuse et les premiers mètres de profondeur est faible et proche du point de congélation. Ce contexte favorise les redoux de grande amplitude et certains d'entre eux peuvent même recouper le front de gel en profondeur. De ce fait, nous réservons le terme « front de gel saisonnier » à la plus longue période ininterrompue de températures inférieures au point de congélation dans la paroi rocheuse au cours d'une saison hivernale. La fine échelle spatio-temporelle des mesures et des modélisations met en évidence la grande variabilité dans la durée et la profondeur atteintes par les cycles communément décrits comme « diurnes » et qu'il nous a paru justifié de renommer « cycles sporadiques ». Traditionnellement, ces cycles font référence aux redoux hivernaux et aux cycles FT automnaux et printaniers dans les environnements caractérisés par la présence d'un front de gel saisonnier, et aux cycles FT hivernaux en l'absence de front de gel saisonnier. Notre étude met en évidence que des configurations plus complexes surviennent dans les premiers mètres de la paroi rocheuse. Des profondeurs gelées peuvent s'intercaler entre deux profondeurs dégelées et réciproquement. Dans les cas les plus complexes, deux fronts de gel et deux fronts de dégel peuvent co-exister à un instant donné. Ces combinaisons sont plus probables à la fin de l'hiver, lorsque le front de gel saisonnier est installé en profondeur et que le gradient de température redevient faible et proche du point de congélation. Puisque les instabilités rocheuses potentiellement développées lors des périodes de gel surviennent pendant les phases de dégel, les combinaisons complexes dans la paroi rocheuse peuvent avoir des répercussions importantes sur la magnitude de ces instabilités.

L'analyse paramétrique, construite à partir des propriétés thermiques et structurales représentatives de la région d'étude, permet d'extrapoler une modélisation locale du régime thermique à une échelle régionale sans avoir à instrumenter autant de sites qu'il y a de diversité dans les conditions d'exposition, d'absorptivité, de lithologie et de degré d'altération. Les résultats montrent que la fréquence des cycles sporadiques est principalement contrôlée par l'exposition au

rayonnement solaire et par l'absorptivité de surface de la paroi rocheuse. La lithologie et la densité du réseau de fractures influencent grandement la profondeur atteinte par le front de gel saisonnier en hiver. L'ensemble de ces paramètres peuvent modifier significativement la vitesse de dissipation du front de gel au printemps et donc la répartition des cycles FT et des cycles TF.

Références

Amitrano, D., Gruber, S. et Girard, L. (2012). Evidence of frost-cracking inferred from acoustic emissions in a high-alpine rock-wall. Earth Planet. Sci. Lett., 341, 86–93.

Anderson, R. S. (1998). Near-surface thermal profiles in alpine bedrock: Implications for the frost weathering of rock. Arct. Alp. Res., 30(4), 362–372.

Ballantyne, C. K. et Harris, C. (1994). The periglaciation of great Britain. edited by Cambridge University Press, CUP Archive.

Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A. et Wood, E. F. (2018). Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. Sci. Data, 5, 1–12.

Bernstein, L., James, N. P. et Lavoie, D. (1992). Cambro-Ordovician stratigraphy in the Quebec reentrant, Grosses-Roches - Les Mechins Area, Gaspesie, Quebec. Geol. Surv. Canada, 92, 381–392.

Birien, T. et Gauthier, F. (2022): Dynamique des parois de flysch (partie2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierres. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels - Géorisques 8, Société canadienne de géotechnique, Québec.

Blachere, J. R. et Young, J. E. (1972). The freezing point of water in porous glass. J. Am. Ceram. Soc., 55(6), 306–308.

Budetta, P. (2004). Assessment of rockfall risk along roads. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 4(1), 71–81.

Chandler, M. R., Meredith, P. G., Brantut, N., Crawford, B. R., Sciences, E. et Urc, E. (2016). Journal of Geophysical Research : Solid Earth Fracture toughness anisotropy in shale. J. Geophys. Res. Solid Earth, 1–24.

Clifton, R. J., Simonson, E. R., Jones, A. H. et Green, S. J. (1976). Determination of the critical-stress-intensity factor KIc from internally pressurized thick-walled vessels - The critical-stress-intensity factor of thick-walled rock specimens is determined from the pressure at failure. Exp. Mech., 16(6), 233–238.

Coutard, J. P. et Francou, B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. Arct. Alp. Res., 21(4), 399–416.

Davies, M. C. R., Hamza, O. et Harris, C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. Permafr. Periglac. Process., 12, 137–144.

Deprez, M., De Kock, T., De Schutter, G. et Cnudde, V. (2020). A review on freeze-thaw action and weathering of rocks. Earth-Science Rev., 203(February), 103143.

Dietrich, P., Helmig, R., Sauter, M., Hötzl, H., Köngeter, J. et Teutsch, G. (2005). Flow and transport in fractured porous media. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Douglas, G. R., McGreevy, J. P. et Whalley, W. B. (1986). The use of strain gauges for experimental frost weathering studies. Int. Geomorphol., Part II, 605–621.

Draebing, D. et Krautblatter, M. (2019). The Efficacy of Frost Weathering Processes in Alpine Rockwalls. Geophys. Res. Lett., 46(12), 6516–6524.

Draebing, D. et Mayer, T. (2021). Topographic and Geologic Controls on Frost Cracking in Alpine Rockwalls. J. Geophys. Res. Earth Surf., 126(6).

Draebing, D., Haberkorn, A., Krautblatter, M., Kenner, R. et Phillips, M. (2017). Thermal and mechanical responses resulting from spatial and temporal snow cover variability in permafrost rock slopes, steintaelli, swiss alps. Permafr. Periglac. Process., 28(1), 140–157.

Dramis, F., Govi, M., Guglielmin, M. et Mortara, G. (1995). Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps: The Val Pola Landslide. Permafr. Periglac. Process., 6(1), 73–81.

Dwivedi, R. D., Soni, A. K., Goel, R. K. et Dube, A. K. (2000). Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 37(8), 1267–1275.

Enos, P. (1969a). Anatomy of a flysch. J. Sediment. Petrol., 39(2), 680–723.

Enos, P. (1969b). Cloridorme formation, middle ordovician flysch, Northern Gaspé peninsula, Québec. Geological Society of America INC, Geological Society of America, Colorado building, Boulder, Colorado.

Environnement Canada (2021). Compilation des données historiques à la station météorologique de Cap-Madeleine. [online] Available from: https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html

Fahey, B. D. et Lefebure, T. H. (1988). The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada. Earth Surf. Process. Landforms, 13(4), 293–304.

Fiorio, B., Meyssonnier, J. et Boulon, M. (2002). Experimental study of the friction of ice over concrete under simplified ice-structure interaction conditions. Can. J. Civ. Eng., 29(3), 347–359.

Franklin, J. A. (1979). Suggest methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 16, 141-156.

Gauthier, F., Thériault, N. et Birien, T. (2020). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l'occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie, Rapport d'étape 4 : État d'avancement des travaux. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec à Rimouski. Rapport d'étape 4, remis au ministère des Transports du Québec, juin 2020, 50 pages.

Gauthier, F., Birien, T. et Meloche, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie1) : développement des instabilités et modes de rupture. Comptes rendus de la 8e conférence

canadienne sur la géotechnique et les risques naturels - Géorisques8, Société canadienne de géotechnique, Québec.

Girard, L., Gruber, S., Weber, S. et Beutel, J. (2013). Environmental controls of frost cracking revealed through in situ acoustic emission measurements in steep bedrock. Geophys. Res. Lett., 40(9), 1748–1753.

Gischig, V. S., Moore, J. R., Evans, K. F., Amann, F. et Loew, S. (2011a). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. J. Geophys. Res. Earth Surf., 116(4), 1–18.

Gischig, V. S., Moore, J. R., Evans, K. F., Amann, F. et Loew, S. (2011b). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. the Randa rock slope instability. J. Geophys. Res. Earth Surf., 116(4), 1–17.

Gray, J., Davesne, G., Fortier, D. et Godin, E. (2017). The Thermal Regime of Mountain Permafrost at the Summit of Mont Jacques-Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada: A 37 Year Record of Fluctuations showing an Overall Warming Trend. Permafr. Periglac. Process., 28(1), 266–274.

Gruber, S. et Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperatures-related destabilization following climate change. J. Geophys. Res. Earth Surf., 112(2).

Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. et Haeberli, W. (2003). Surface temperatures in steep alpine rock faces - a strategy for regional-scale measurement and modelling. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, vol. 1.

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004a). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophys. Res. Lett., 31(13).

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004b). Rock-wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences. Permafr. Periglac. Process., 15(3), 299–307.

Haberkorn, A., Hoelzle, M., Phillips, M. et Kenner, R. (2015a). Snow as a driving factor of rock surface temperatures in steep rough rock walls. Cold Reg. Sci. Technol., 118, 64–75.

Haberkorn, A., Phillips, M., Kenner, R., Rhyner, H., Bavay, M., Galos, S. P. et Hoelzle, M. (2015b). Thermal Regime of Rock and its Relation to Snow Cover in Steep Alpine Rock Walls: Gemsstock, Central Swiss Alps. Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr., 97(3), 579–597.

Haberkorn, A., Wever, N., Hoelzle, M., Phillips, M., Kenner, R., Bavay, M. et Lehning, M. (2017). Distributed snow and rock temperature modelling in steep rock walls using Alpine3D. Cryosphere, 11(1), 585–607.

Haeberli, W. (1996). On the morphodynamics of iceldebris-transport systems in cold mountain areas. Nor. Geogr. Tidsskr., 50(1), 3–9.

Hall, K. (1986). Freeze-thaw simulations on quartz-micaschist and their implications for weathering studies on Signy Island, Antarctica. Br. Antarct. Surv. Bull., 73, 19–30.

Hall, K. (1997). Rock temperatures and implications for cold region weathering. I: New data from Viking Valley, Alexander Island, Antarctica. Permafr. Periglac. Process., 8(1), 69–90.

Hall, K. (2004). Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. Earth Surf. Process. Landforms, 29(1), 43–57.

Hall, K., Lindgren, B. S. et Jackson, P. (2005). Rock albedo and monitoring of thermal conditions in respect of weathering: Some expected and some unexpected results. Earth Surf. Process. Landforms, 30(7), 801–811.

Hallet, B. (1983). The breakdown of rock due to freezing: a theoretical model. Fourth International Conference on Permafrost, Yakutsk, USSR. National Academy press, Washington, D.C.

Hasler, A., Gruber, S., Font, M. et Dubois, A. (2011a). Advective heat transport in frozen rock clefts: Conceptual model, laboratory experiments and numerical simulation. Permafr. Periglac. Process., 22(4), 378–389.

Hasler, A., Gruber, S. et Haeberli, W. (2011b). Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces. Cryosphere, 5(4), 977–988.

Hétu, B. et Gray, J. T. (1985). Le modelé d'érosion glaciaire de la Gaspésie septentrionale. Geog. Phys. Quat., 39(1), 47–66.

Hétu, B. et Gray, J. T. (2000). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. Geomorphology, 32(3-4), 335-355.

Hungr, O., Evans, S. G. et Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. Can. Geotech. J., 36(2), 224–238.

Krautblatter, M., Funk, D. et Günzel, F. K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. Earth Surf. Process. Landforms, 38(8), 876–887.

Lachenbruch, A. H. et Marshall, B. V. (1986). Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. Science (80-.)., 234(4777), 689–696.

Lachenbruch, A. H., Cladouhos, T. T. et Saltus, R. W. (1988). Permafrost temperature and the changing climate. Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost, Trondhelm, Norway.

Laliberté, J., Gauthier, F. et Birien, T. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie3) : prévision des chutes de pierres. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels - Géorisques 8, Société canadienne de géotechnique, Québec.

Lato, M., Hutchinson, J., Diederichs, M., Ball, D. et Harrap, R. (2009). Engineering monitoring of rockfall hazards along transportation corridors: Using mobile terrestrial LiDAR. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9(3), 935–946.

Lim, I. L., Johnston, I. W. et Choi, S. K. (1993). Stress intensity factors for semi-circular specimens under three-point bending. Engineering Fracture Mechanics, 44(3), 363-382.

Lippmann et Rauen GbR (2022). Thermal Conductivity Scanning (consultation: 19.06.2022), [online] Available from: http://www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/index.html

Luetschg, M., Lehning, M. et Haeberli, W. (2008). A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps. J. Glaciol., 54(187), 696–704.

Maerz, N. (2000). Highway rock cut stability assessment in rock masses not conducive to stability calculations. Proceedings of the 51st Annu. Highw. Geol., [online] Available from: http://www.mst.edu/~norbert/pdf/highway.pdf

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzli, J. et Pogliotti, P. (2015a). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l). Cryosph., 9(1), 109–121.

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzli, J. et Pogliotti, P. (2015b). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l). Cryosphere, 9(1), 109–121.

Martínez-Martínez, J., Benavente, D., Gomez-Heras, M., Marco-Castaño, L. et García-Del-Cura, M. Á. (2013). Non-linear decay of building stones during freeze-thaw weathering processes. Constr. Build. Mater., 38, 443–454.

Matsuoka, N. (1988). Laboratory experiments on frost shattering of rocks. Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba.

Matsuoka, N. (1990). Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. Cold Reg. Sci. Technol., 17(3), 253–270.

Matsuoka, N. (1994). Diurnal freeze-thaw depth in rockwalls: field measurements and theoretical considerations. Earth Surf. Process. Landforms, 19, 423–435.

Matsuoka, N. (2001). Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. Earth Surf. Process. Landforms, 26(6), 601–614.

Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. Geomorphology, 99(1–4), 353–368.

Matsuoka, N. (2019). A multi-method monitoring of timing, magnitude and origin of rockfall activity in the Japanese Alps. Geomorphology, 336, 65–76.

Matsuoka, N. et Murton, J. (2008). Frost Weathering: Recent Advances and Future Directions. Permafr. Periglac. Process., 19(2), 195–210.

Matsuoka, N. et Sakai, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. Geomorphology, 28(3–4), 309–328.

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T. et Moriwaki, K. (1997). Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps : the first two years of frost shattering, heave and creep. Permafr. Periglac. Process., 8(2), 155–177.

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. et Keller, F. (1998). The Role of Diurnal, Annual and Millennial Freeze-Thaw Cycles in controlling Alpine Slope Instability. Proceedings of the 7th Int. Conf. Permafr., 7(55), 711–717.

McGreevy, J. P. (1985). Thermal properties as controls on rock surface temperature maxima, and possible implications for rock weathering. Earth Surf. Process. Landforms, 10(2), 125–136.

McGreevy, J. P. et Whalley, W. B. (1982). The geomorphic significance of rock temperature variations in cold environments: a discussion. Arct. Alp. Res., 14(2), 157–162.

McGreevy, J. P. et Whalley, W. B. (1985). Rock moisture content and frost weathering under natural and experimental conditions: a comparative discussion. Arct. Alp. Res., 17(3), 337–346.

Mellor, M. (1970). Phase composition of pore water in cold rocks. Research R., Corps of Engineers, US Army, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

Mittaz, C., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2000). First results and interpretation of energy flux measurements over Alpine permafrost. Ann. Glaciol., 31(January), 275–280.

Moore, J. R., Gischig, V., Katterbach, M. et Loew, S. (2011). Air circulation in deep fractures and the temperature field of an alpine rock slope. Earth Surf. Process. Landforms, 36(15), 1985–1996.

Noetzli, J. et Gruber, S. (2009). Transient thermal effects in Alpine permafrost. Cryosphere, 3(1), 85–99.

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. et Haeberli, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. J. Geophys. Res. Earth Surf., 112(2), 1–14.

Phillips, M., Haberkorn, A., Draebing, D., Krautblatter, M., Rhyner, H. et Kenner, R. (2016). Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps. Cold Reg. Sci. Technol., 125, 117–127.

Price, L. W. (1972). The Periglacial Environment, Permafrost, and Man, [online] Available from: https://files.eric.ed.gov/fulltext/ED198063.pdf

Pritchard, M., Porter, M., Savigny, W., Bruce, I., Oboni, F., Keegan, T. et Abbott, B. (2005). CN Rockfall Hazard Risk Management System: Experience, Enhancements, and Future Direction. AREMA Proc. 2005 Annu. Conf., [online] Available from: http://www.riskope.com/wp-content/uploads/2013/06/CN-Rockfall-Hazard-Risk-Management-System-Experience-Enhancements-and-Future-Direction.pdf

Rempel, A. W., Marshall, J. A. et Roering, J. J. (2016). Modeling relative frost weathering rates at geomorphic scales. Earth Planet. Sci. Lett., 453, 87–95.

Sass, O. (2005a). Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering. Earth Surf. Process. Landforms, 30(3), 359–374.

Sass, O. (2005b). Temporal Variability of Rockfall in the Bavarian Alps, Germany. Arctic, Antarct. Alp. Res., 37(4), 564–573.

Schnepfleitner, H., Rode, M. et Sass, O. (2018). Validation of simulated temperature profiles at rock walls in the eastern alps (Dachstein). Permafr. Periglac. Process., 29(1), 34–48.

Thorn, C. E. (1979). Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range. Earth Surf. Process., 4(3), 211–228.

Walder, J. et Hallet, B. (1985). Theoretical Model of the Fracture of Rock During Freezing. Bull. Geol. Soc. Am., 96(3), 336–346.

Walder, J. S. et Hallet, B. (1986). The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. Arct. Alp. Res., 18(1), 27–32.

Wegmann, M., Gudmundsson, G. H. et Haeberli, W. (1998). Permafrost Changes in Rock Walls and the Retreat of Alpine Glaciers : a Thermal Modelling Approach. Permafr. Periglac. Process., 9(1), 23–33.

Williams, P. J. et Smith, M. W. (1989). The Frozen Earth, Cambridge.

Winkler, E. M. (1968). Frost damage to stone and concrete: geological considerations. Eng. Geol., 2(5), 315–323.

Chapitre 6. Prévision des chutes de pierre sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 6

Prévision des chutes de pierre sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec)

Jacob Laliberté, Francis Gauthier, Tom Birien

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

Dans le nord de la Gaspésie, des parois de roche sédimentaire (flysch) surplombent un peu plus d'une vingtaine de kilomètres des routes 132 et 198. Le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) y a recensé plus de 17 500 chutes de pierre ayant atteint la chaussée depuis le début du programme d'inventaire des mouvements de versants mis en place en 1987. Depuis le début du programme, des patrouilleurs circulent en permanence (24h/24, 365 jours par année) sur les routes 132 et 198 entre Sainte-Anne-des-Monts et Manche d'Épée afin d'identifier et évacuer tout danger potentiel se trouvant sur la route : blocs rocheux, blocs de glace, dépôts d'avalanche. Il s'agit d'une méthode réactive qui demande à être soutenue par une identification des périodes d'occurrence.

Il existe différentes approches de gestion préventive des chutes de pierre sur les routes. La première est évidemment d'éviter l'aléa en éloignant les routes de la zone d'épandage (e.g. Jaboyedoff et Labiouse, 2011; Michoud et al., 2012). Lorsque c'est impossible, différentes mesures de mitigation peuvent être entreprises : ajustements de pente, nettoyage mécanique, stabilisation par des ancrages, pose de clôtures, etc. (e.g. Mignelli et al., 2012). Des mesures qui peuvent parfois s'avérer inefficaces ou non durables dans le cas de parois rocheuses hautement altérées et instables (Weidner et Walton, 2021). À la fin des années 90, des bermes de protection ont été érigées par le MTMQ pour diminuer le nombre de pierres atteignant la chaussée. Malgré l'efficacité de ces infrastructures, plus d'une centaine d'événements sont encore recensés chaque année depuis 1999.

Une autre approche préventive consiste à déterminer les périodes d'occurrence les plus probables. Les bases de données événementielles sur les chutes de pierre comme celle du MTMQ sont généralement utilisées pour analyser la fréquence et la magnitude des événements (Hungr et al., 1999), mais plus rarement utilisée pour identifier les conditions météorologiques responsables des chutes de pierre (D'Amato et al., 2016; Mateos et al., 2012; Wieczorek et Jäger, 1996). La première étape dans le développement d'outils préventifs est d'établir des corrélations entre l'occurrence des événements et les différentes variables climatiques (e.g. Gauthier et al., 2017). Plusieurs approches peuvent être employées pour y parvenir. L'apprentissage automatique (AA) est un outil puissant permettant de développer des modèles de prévision statistique. La régression logistique (RL), les arbres de classification (AC), les forêts aléatoires (FA) et les réseaux de neurones (RN) sont grandement utilisés pour prédire des aléas tels que les avalanches, les chutes de blocs de glace, les glissements de terrain et les coulées de débris (e.g. Chanut et al. 2021; Dekanová 2018, Gauthier et al. 2015 2017, Hendrikx et al. 2014; Xu et al. 2012). Le présent

chapitre porte sur le développement par AA de différents modèles de prévision en s'appuyant sur les événements de chutes de pierre recensés par le MTMQ et les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine. Il s'en suit une discussion sur la signification des variables prédictives et les performances des modèles. En conclusion, des recommandations sur les procédures opérationnelles en fonction des prévisions sont proposées.

2. Région à l'étude

La région à l'étude se situe sur la rive nord de la péninsule gaspésienne entre les villes de Sainte-Anne-des-Monts et de Manche d'Épée (Fig. 1). Sur presque toute sa longueur (80 km), la route 132 est enclavée entre le littoral de l'estuaire du Saint-Laurent et les versants raides qui forment l'escarpement côtier (Fig. 2a). Le secteur à l'étude comprend également une portion de la route 198 (environ 6,5 km) entre le village de L'Anse-Pleureuse et l'extrémité sud du lac du même nom (Fig. 2b). Dans ce secteur, la route 198 est coincée entre le lac à L'Anse-Pleureuse et une série de versants abrupts pouvant atteindre 350 m de dénivelé. Au total, près de 25 km de route sont potentiellement exposés aux chutes de pierre (Birien et al., 2019).

Entre 1987 et 2019, 17 582 interventions ont été rapportées par le MTMQ pour retirer des pierres tombées sur la route 132 (tronçons 50 à 140) et sur la route 198 (tronçon 10) (Fig. 3). Depuis 1987, le MTMQ a rapporté 148 accidents causés par des chutes de pierre (Fig. 4a). Sur ce nombre, 131 véhicules ont été endommagés et 16 passagers blessés ont été recensés. Un nombre plus élevé d'accidents causés par des chutes de pierre est probable puisqu'ils ne sont pas systématiquement rapportés aux gestionnaires du MTMQ. Suite à la mise en place graduelle de bermes de protection (merlon), la fréquence annuelle d'interventions a connu une décroissance marquée entre 1987 et 1999 (Fig. 3 et 4). Entre 1987 et 1998, une moyenne annuelle de 1404 interventions (213 journées événementielles) ont été rapportées comparativement à une moyenne annuelle de 303 interventions (131 journées événementielles) pour la période récente. La mise en place des merlons sur les tronçons 100 et 130 a réduit considérablement le nombre d'interventions (Fig. 4b et c). Une tendance qui semble également se vérifier sur la diminution d'accidents sur le tronçon 130. En comparaison, la fréquence des chutes de pierre et le nombre d'accidents rapportés sur les tronçons 120 et 10 n'ont pas diminué depuis 1999 (Fig. 4b et c).

Les escarpements rocheux qui bordent la route sont constitués de roches sédimentaires (flysch) de la Formation de Cloridorme (Slivitzky et al., 1991). Ils sont formés d'un assemblage de lits de grès, de siltstone, de grauwacke et de shale mal consolidé, déformé et fracturé. Un patron de discontinuités orthogonales, avec un ensemble de joints parallèles et de joints perpendiculaires aux parois rocheuses, est présent à l'échelle régionale. Les parois à structure anaclinale ou subhorizontale présentent plutôt une prédisposition à de petites chutes de pierre par basculement ou glissement soutenu par le développement de diaclases ou l'ouverture de fissures de tension perpendiculaires au plan de stratification (Cruden et Hu, 1996; Gauthier et al., 2022). Cette prédisposition structurelle domine les assemblages géologiques le long des routes 132 et 198. Les parois à structure cataclinale ont une prédisposition naturelle à des glissements sur le plan de stratification. Une structure peu fréquente sur les parois rocheuses situées près des routes du nord de la Gaspésie. Aucune section de paroi le long des routes ne présente une prédisposition au basculement issu d'une structure verticale des lits. Une caractérisation des parois rocheuses par section homogène (paroi naturelle ou dynamitée, % similaire de chaque unité lithostratigraphique

et prédisposition structurelle au type de rupture) est disponible en annexe du rapport (Birien et al., 2019).

La région est caractérisée par un climat continental humide aux étés courts et frais. La température moyenne annuelle s'établit à 3,2°C, la température moyenne du mois le plus chaud est de 16,5°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid est de -11,6°C (janvier). Les précipitations annuelles moyennes sont de 864 mm dont 28% tombent sous forme de neige (Environnement Canada 2022). La fréquence des pluies torrentielles à l'origine des aléas hydrogéomorphologiques est d'environ une fois aux 3,4 ans en Haute-Gaspésie (Boulet et al., 2022; chap. 9). Le contexte climatique est propice à la météorisation par cryoclastie et hydroclastie (Trenhaile et Rudakas, 1981; Trenhaile, 2006; Birien et Gauthier, soumis; chap. 3 et 4). L'action répétée du gel-dégel et de l'hydratation-déshydratation induit un stress suffisant dans la roche pour favoriser sa fragmentation (Dunn et Hudec, 1972; Hall, 2002) et induire des déformations irréversibles susceptibles de provoquer une chute de pierre (Birien et Gauthier, soumis; Birien et Gauthier, 2022; chap. 3 et 4).

Cette prédisposition géologique et climatique entraîne une fréquence élevée de chutes de pierre (Fig. 3) de faible et moyenne magnitude (30 chutes de pierre par année supérieures ou égales à 0,5 m^3) (Birien et Gauthier, 2022; chap. 4). Cette prédisposition se traduit également par une fréquence élevée des chutes de pierre (intervention du MTMQ) lors du dégel printanier (Fig. 5) (Birien et Gauthier, 2022; chap. 4). En été, l'occurrence des chutes de pierre concorde davantage avec les événements de pluie de forte intensité (Birien et Gauthier, 2022; chap. 4).

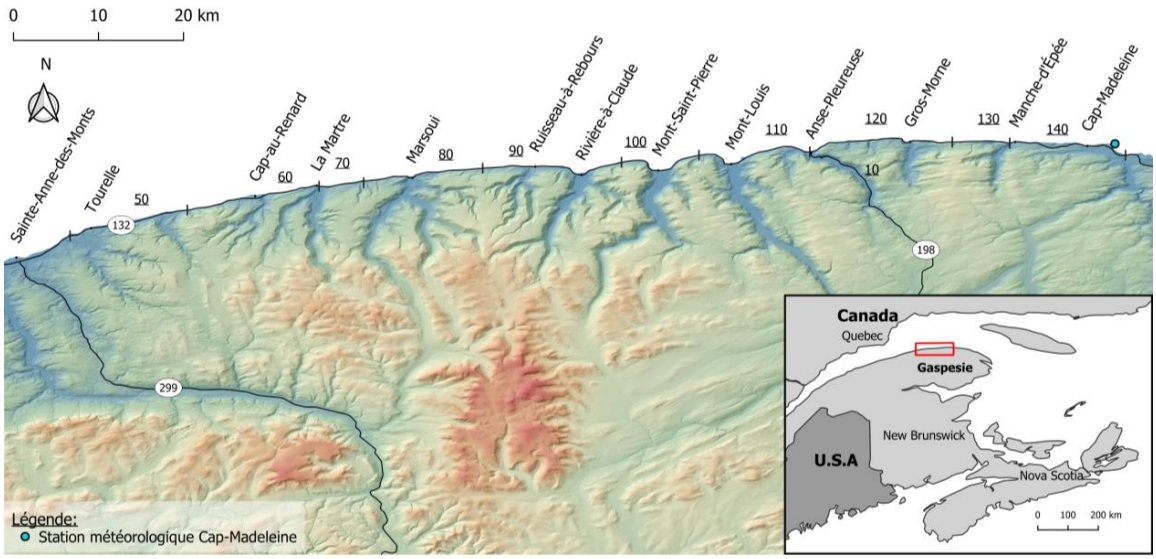


Figure 1. Localisation de la région à l'étude et de la station météorologique de Cap-Madeleine. Les chiffres soulignés sont les tronçons des routes 132 et 198.



Figure 2. Aperçue de la route 132 à Gros-Morne (a) et de la route 198 le long du lac à L'Anse-Pleureuse (b).

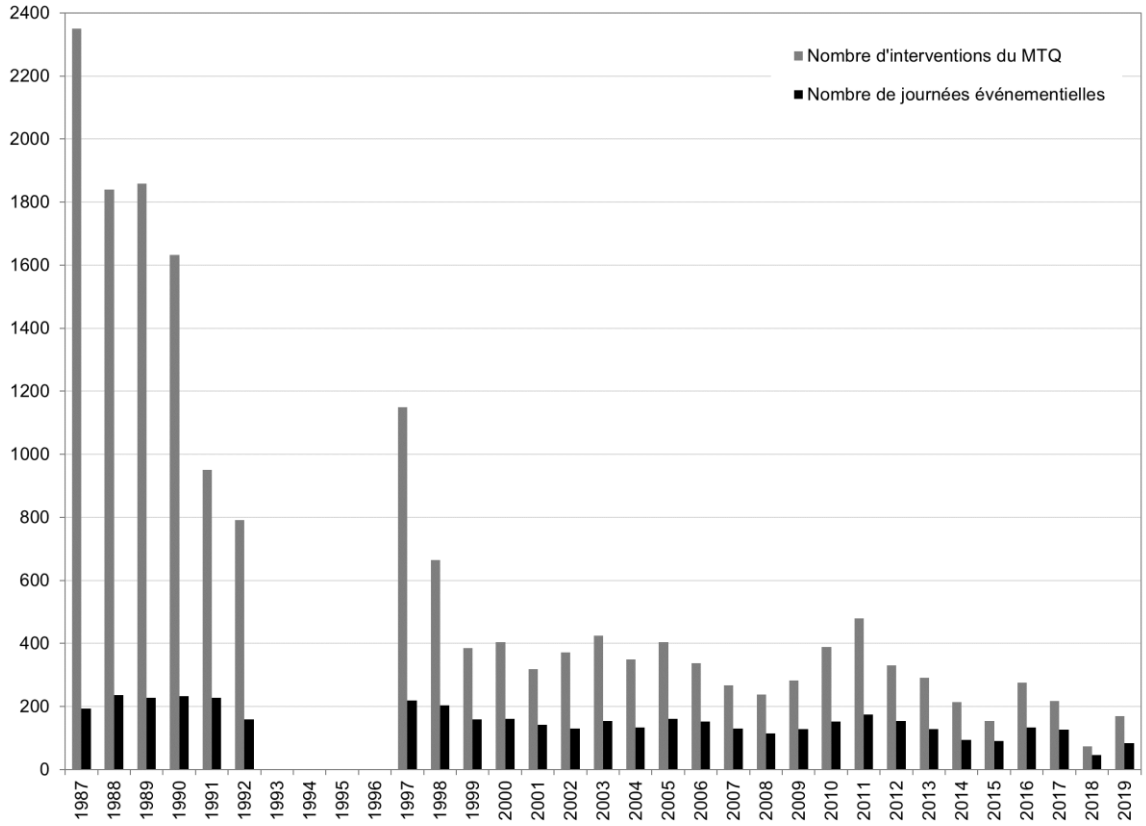
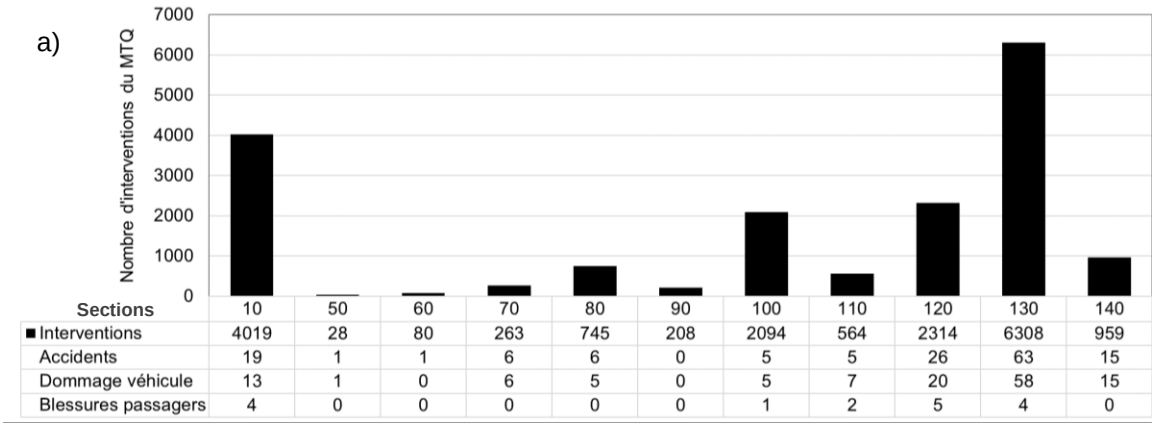
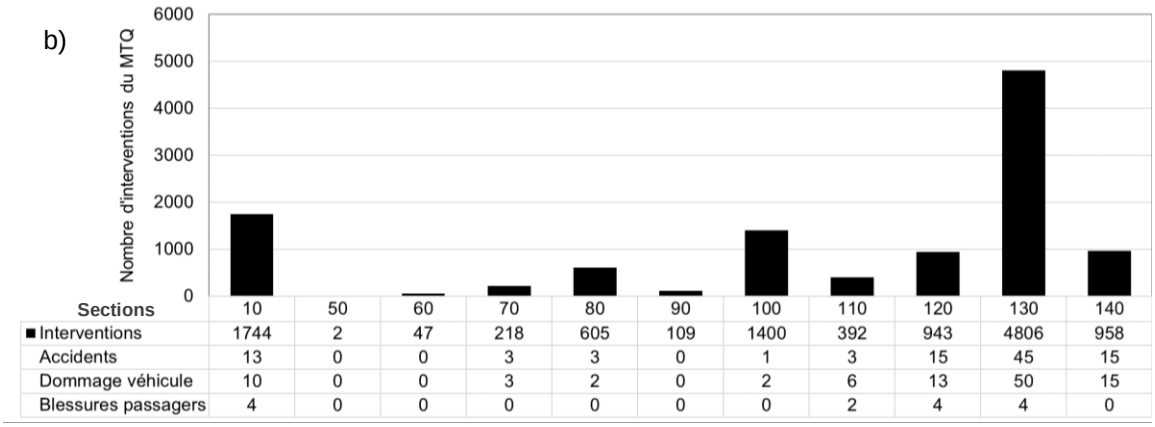


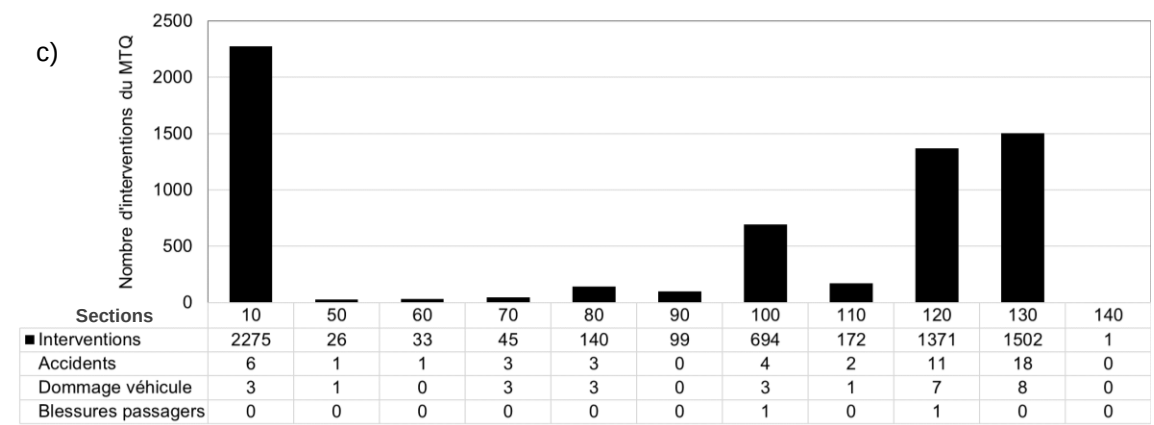
Figure 3. Fréquence annuelle d'interventions du MTMQ et de journées événementielles entre 1987 et 2019.



Sections	10	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
Interventions	4019	28	80	263	745	208	2094	564	2314	6308	959
Accidents	19	1	1	6	6	0	5	5	26	63	15
Dommage véhicule	13	1	0	6	5	0	5	7	20	58	15
Blessures passagers	4	0	0	0	0	0	1	2	5	4	0



Sections	10	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
Interventions	1744	2	47	218	605	109	1400	392	943	4806	958
Accidents	13	0	0	3	3	0	1	3	15	45	15
Dommage véhicule	10	0	0	3	2	0	2	6	13	50	15
Blessures passagers	4	0	0	0	0	0	0	2	4	4	0



Sections	10	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
Interventions	2275	26	33	45	140	99	694	172	1371	1502	1
Accidents	6	1	1	3	3	0	4	2	11	18	0
Dommage véhicule	3	1	0	3	3	0	3	1	7	8	0
Blessures passagers	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0

Figure 4. Fréquence par section du nombre d'interventions du MTMQ, du nombre d'accidents, du nombre de véhicules endomagés et du nombre de passagers blessés entre 1987 et 2019 (a), 1987 et 1999 (b) et 1999 et 2019 (c).

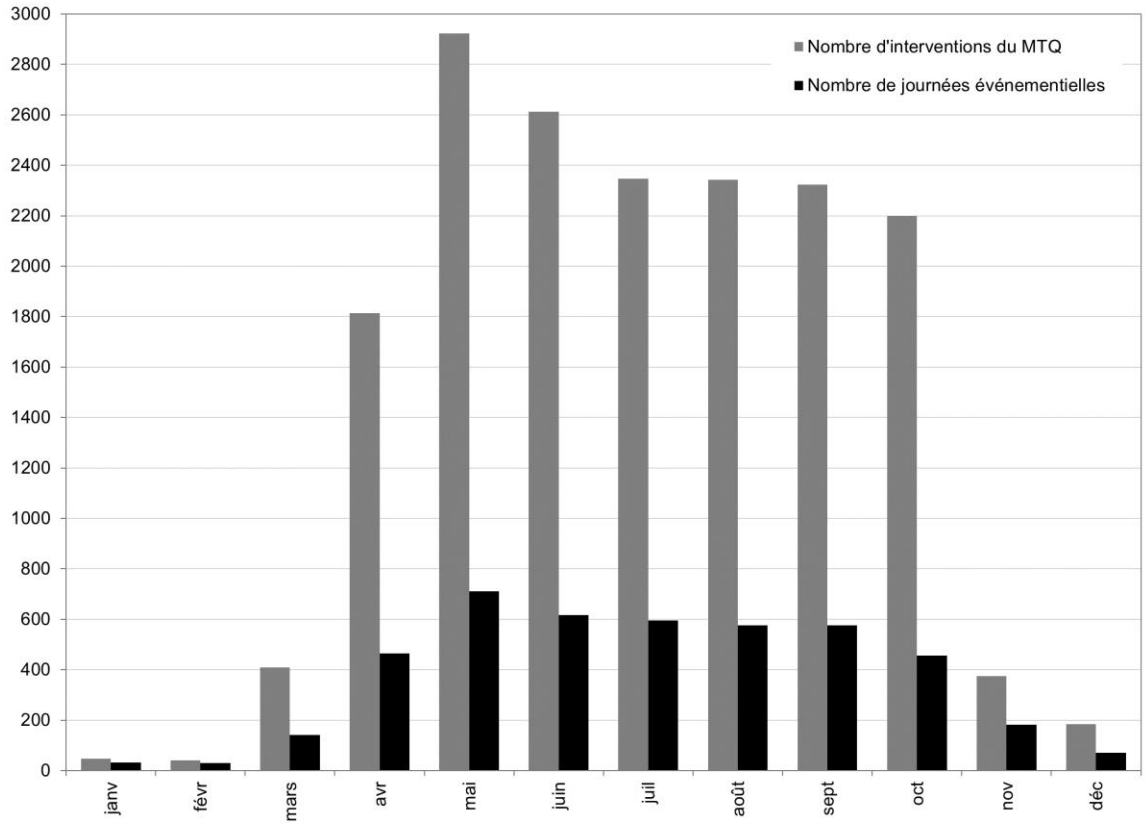


Figure 5. Fréquence mensuelle d'interventions du MTMQ et de journées événementielles entre 1987 et 2019.

3. Méthodologie

Quatre méthodes d'AA supervisées ont été utilisées et comparées pour développer un outil de prévision des chutes de pierre (données événementielles) à l'aide de différents prédicteurs (variables météorologiques) : la régression logistique (RL), les arbres de classification (AC), les forêts aléatoires (FA) et les réseaux de neurones (RN) (Fig. 6).

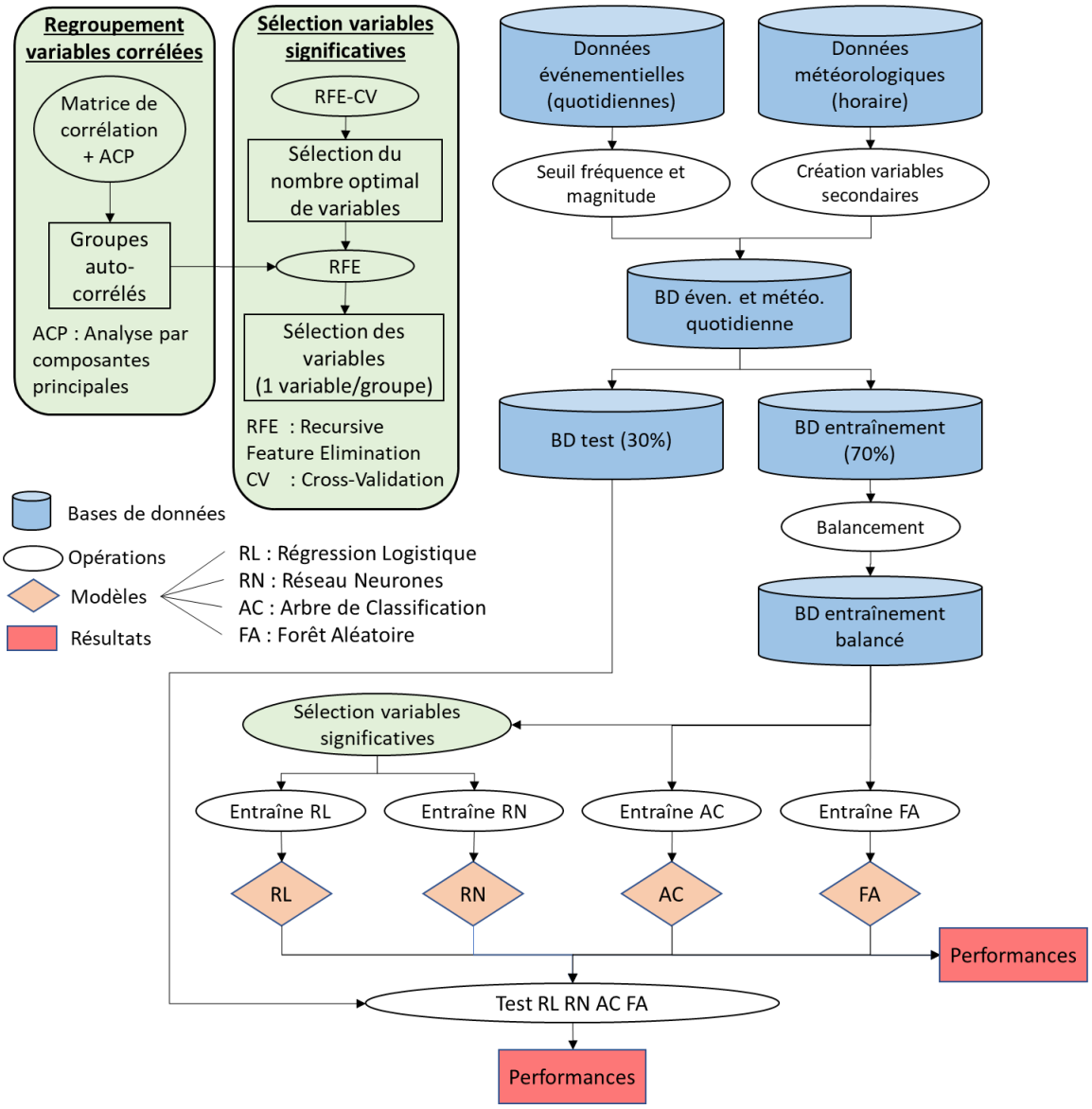


Figure 6. Organigramme méthodologique de la méthode utilisée pour construire les modèles de prévision.

3.1 Données événementielles

La base de données (BD) événementielles utilisée dans cette étude recense tous les événements de chutes de pierre depuis 1987. Suite à la mise en place graduelle de bermes de protection, la fréquence annuelle d'interventions a connu une décroissance marquée entre 1987 et 1999 (Fig. 3). Considérant la fréquence annuelle moyenne d'interventions et de journées événementielles plus constante des deux dernières décennies, seules les années 1999 à 2019 ont été conservées pour développer les modèles de prévision.

Comme la fréquence des chutes de pierre est quasi journalière à partir du dégel des parois au printemps jusqu'au gel continu de la paroi au début de l'hiver (Fig. 5 et 8), il aurait été

problématique de considérer la totalité des interventions contenues dans la BD. En plus du nombre d'interventions par journée événementielle, la BD du MTMQ contient également de l'information sur le type d'intervention (manuelle, mécanisée) et sur le nombre et la taille moyenne des pierres tombées sur la chaussée (Fig. 7). Le nombre d'interventions est connu pour chaque journée événementielle. Le type d'intervention est connu pour 96% des interventions alors que le nombre et la taille moyenne des pierres tombées sur la route sont respectivement connus pour 89% et 82% des interventions. Trois variables événementielles ont été créées à partir de ces informations (Tab. 1). Une première variable s'intéresse seulement à la fréquence des chutes de pierre (variable F) où un poids plus élevé est donné aux journées événementielles avec six interventions ou plus. Une seconde variable s'intéresse plutôt aux événements de grande magnitude (variable M), soit des journées événementielles lors desquelles il y a eu une intervention mécanisée ou une intervention pour retirer 10 cailloux ou plus sur la route ou une roche de plus de 30 cm. Enfin, une variable événementielle basée sur un seuil de fréquence et de magnitude de chutes de pierre a également été créée (variable FM). Pour qu'une journée soit considérée comme événementielle, elle devait respecter au moins une des conditions suivantes : avoir nécessité trois interventions ou plus dans la même journée, une intervention pour retirer plus de cinq cailloux sur la chaussée ou une roche de plus de 30 cm ou une intervention mécanisée. La création d'une telle variable permet de mettre l'emphase sur les journées événementielles les plus problématiques.

Enfin, puisque les parois rocheuses le long de la route 132 sont exposées au nord et que celle le long de la route 198 sont exposées au sud, elles ne reçoivent pas une quantité d'énergie solaire comparable. L'exposition directe au rayonnement solaire des parois peut engendrer des différentiels de température importants par rapport à la température de l'air (> 30^{o}C) alors que ce type d'écart de température se limite à quelques degrés pour des parois rocheuses non-exposées (Lewkowicz, 2001; Gruber et al., 2004; chap. 1). L'exposition au soleil des parois est un paramètre qui a également une incidence majeure sur les variations de la teneur en eau à la surface des parois (Sass, 2005), sur le dégel des parois (chap. 5) et sur le développement des instabilités (chap. 3). Par conséquent, la BD a été séparée pour développer des modèles de prévision adaptés à chacun des axes routiers (132 et 198).

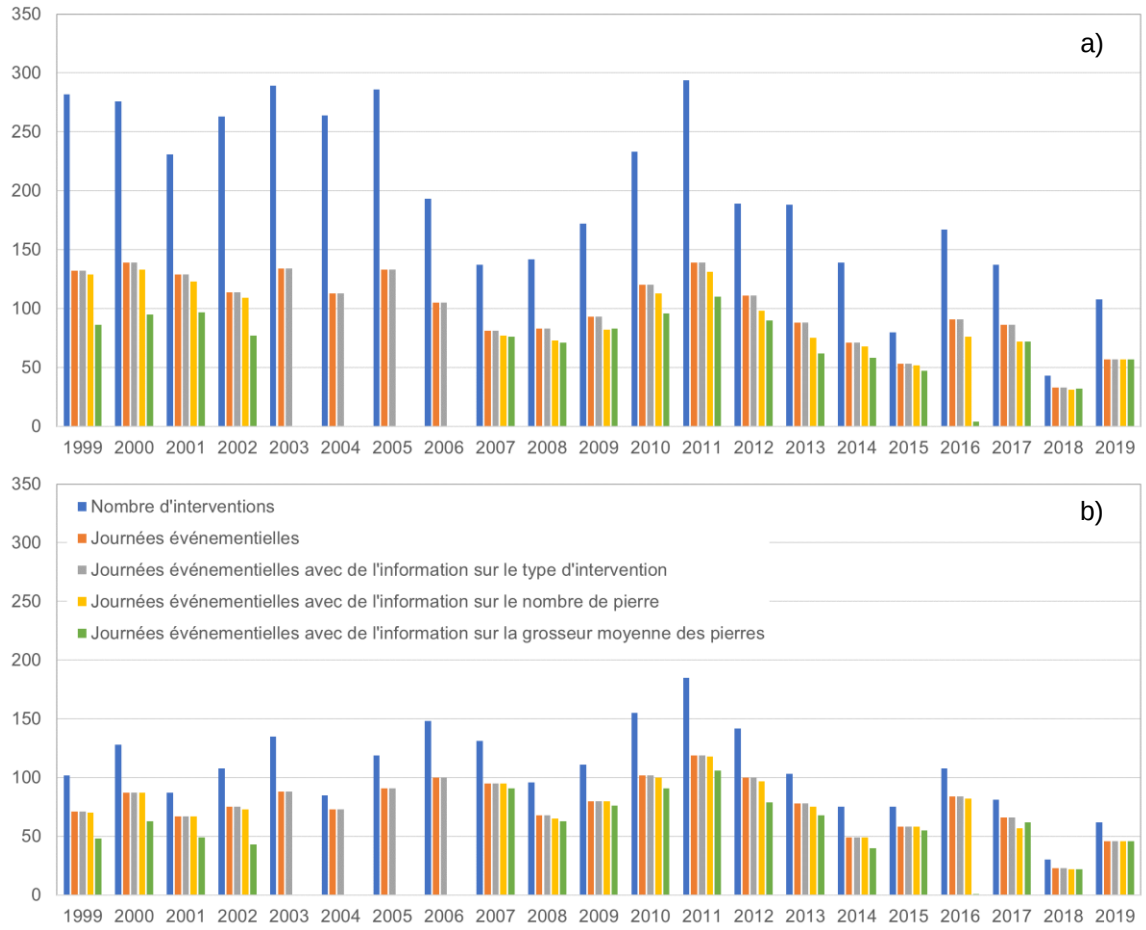


Figure 7. Fréquence par variable événementielle sur la route 132 (a) et la route 198 (b).

Tableau 2. Description des trois variables événementielles testées.

Variables événementielles	Conditions
Variable F (fréquence)	➢ 3-4-5 interventions manuelles ou mécanisées → Poids de 1 ➢ 6 interventions manuelles ou mécanisées et + → Poids de 2
Variable M (magnitude)	➢ 1 intervention ou + avec la gratte du pickup ➢ 1 intervention ou + avec la(e) niveleuse/chargeur/déneigeuse ➢ 10 cailloux ou + sur la route ➢ 1 caillou ou + de + de 30 cm
Variable FM (fréquence/magnitude)	➢ 3 interventions manuelles ou + du MTMQ ➢ 1 intervention ou + avec la gratte du pickup ➢ 1 intervention ou + avec la(e) niveleuse/chargeur/déneigeuse ➢ 6 cailloux ou + sur la route ➢ 1 caillou ou + de + de 30 cm

3.2 Données météorologiques

Les variables indépendantes fournies en intrant aux modèles d'AA sont issues des données météorologiques horaires enregistrées à la station de Cap-Madeleine : température de l'air (°C), vitesse (km/h) et direction du vent (°), précipitations (mm) et humidité relative (%). Elles ont servi à produire 96 variables météorologiques directes, cumulées et dérivées (Tab. 2).

Les températures moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) ont été calculées sur des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures. Les températures moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) quotidienne des trois journées antérieures ont également été considérées. Tmin et Tmax (4h/24, 8h/24, 12h/24, 4h/48, 8h/48, 12h/48) sont les températures minimales et maximales calculées sur des moyennes mobiles de 4, 8 et 12 heures sur des périodes de 24 et 48 heures.

Les degrés-jours de dégel (DJD) sont définis comme la somme des températures moyennes quotidiennes (Tmoy_24h) avec une valeur limite minimale fixée à 0°C (Gauthier et al., 2015). Le calcul des degrés-jours débute au début de la saison hivernale tel que défini plus loin dans la section. L'occurrence des cycles gel-dégel (Gel_Degel) se produit lorsque la température minimale de l'air est inférieure à 0°C et la température maximale de l'air est supérieure à 0°C comptabilisé sur des périodes de 24, 48 et 72 heures. Le seuil minimal et maximal est fixé à -1°C et +1°C respectivement pour les cycles gel-dégel « significatif » (Gel_Degel_signif). Des limites fixées arbitrairement pour éviter de considérer des cycles gel-dégel inefficaces pour causer des dommages par le gel ou pour initier la fonte de la glace à la surface des parois rocheuses (chap. 2 et 5). L'intensité du gel (Intensite_Gel) est égale à Tmin_24h lorsque Tmax de la journée antérieure est positive et que Tmin de la journée actuelle est négative. L'intensité du dégel (Intensite_Degel) est égale à Tmax_24h lorsque Tmin de la journée antérieure est négative et que Tmax de la journée actuelle est positive. L'amplitude thermique (DTR_j) est l'écart entre la température quotidienne maximale et minimale jusqu'à trois jours précédents la journée actuelle.

Les pluies et les neiges correspondent aux précipitations lorsque la température de l'air est supérieure et inférieure à 0°C respectivement. Elles ont été cumulées sur des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures. L'intensité horaire des pluies et des neiges a été calculée pour différents blocs de temps : 1h/24, 4h/24, 8h/24, 12h/24, 24h/24, 1h/48, 4h/48, 8h/48, 12h/48, 24h/48, 48h/48, 72h/72, 96h/96, 120h/120. La pluie ventée (Pluie_ventee) correspond à la proportion des pluies susceptibles d'être rabattues vers une paroi rocheuse en fonction de son exposition au vent (Sass, 2005). Elle a été calculée à l'échelle horaire et ensuite comptabilisée sur des périodes de 24 et 48 heures. Pour les parois exposées au nord le long de la route 132, la pluie ventée est définie comme suit :

- si la vitesse du vent (VV.moy) < 10 km/h --> Pluie_ventee = Pluie_24h peu importe la direction du vent (DV)
- si VV.moy > 10 km/h et que DV est entre 315-45° --> Pluie_ventee = 1,25*Pluie_24h
- si VV.moy > 10 km/h et que DV est entre 45-135° --> Pluie_ventee = Pluie_24h
- si VV.moy > 10 km/h et que DV est entre 135-225° --> Pluie_ventee = 0,75*Pluie_24h
- si VV.moy > 10km/h et DV entre Pluie 225-315° --> Pluie_ventee = Pluie_24h

Pour les parois exposées au sud-ouest le long de la route 198, la pluie ventée est définie comme suit :

- si la vitesse du vent (VV.moy) < 10 km/h --> Pluie_ventee = Pluie_24h peu importe DV
- si VV.moy > 10 km/h et que DV est entre 315-45° --> Pluie_ventee = Pluie_24h
- si VV.moy > 10 km/h et que DV est entre 45-135° --> Pluie_ventee = 0,75*Pluie_24h
- si VV.moy > 10 km/h et que DV est entre 135-225° --> Pluie_ventee = Pluie_24h
- si VV.moy > 10km/h et DV entre Pluie 225-315° --> Pluie_ventee = 1,25*Pluie_24h

Dans le cadre de cette étude, la pluie efficace (Pluie_efficace) peut être définie comme la quantité potentielle d'eau de pluie qui ruisselle à la surface du sol et s'infiltre dans le sol. Selon Kopecky (2002), elle peut être calculée comme suit :

Pluie_efficace = Pluie – Évapotranspiration potentielle (ET_{pot})

Les valeurs d'ET_{pot} (mm/jour) peuvent être estimées suivant la formulation de Haude (Hölting et Coldewey, 1996) :

$$ET_{pot} = x * e_{14}\left(1 - \frac{HR_{14}}{100}\right)$$

où x est un coefficient mensuelle variant de 0,26 à 0,36 mm/hPa·jour. Une valeur moyenne de 0,31 a été utilisée nonobstant le moment de l'année. HR_{14} est l'humidité relative à 14h (%) et e_{14} est la pression de vapeur à 14h (mbar). Elle peut être calculée à partir de T_{14}, la température de l'air à 14h (°C) :

$$e_{14} = 4{,}525 * 10^{\frac{7{,}4475*T_{14}}{234{,}67+T_{14}}}$$

Enfin, la vitesse moyenne (VV.moy) et maximale (VV.raf.max) du vent (km/h) ainsi que la direction de la rafale maximale (DV.raf.max) du vent (°) ont été définies par période de 24 heures.

Comme les variables météorologiques ayant une influence sur le développement des instabilités rocheuses et l'occurrence des chutes de pierre diffèrent d'une saison à l'autre (Birien et Gauthier, 2022; chap. 3), deux saisons événementielles ont été définies (Fig. 8). En hiver et au printemps, l'occurrence des chutes de pierre est majoritairement marquée par le dégel superficiel ou en profondeur de la roche (Birien et Gauthier, 2022; chap. 3). La condition utilisée pour déterminer le

début de la saison estivale s'appuie sur le dégel complet du massif rocheux (Fig. 8) et la fin de la période d'alimentation en eau de fonte des neiges de la nappe phréatique:

$$DJD_{début\text{-}été} = 0{,}0866*DJG_{min\text{-}hiver} + 140°C$$

où DJDdébut-été est le nombre de degrés-jours de dégel (°C) nécessaires pour débuter la saison estivale et DJGmin-hiver (°C) est le nombre de degrés-jours de gel minimum atteint durant l'hiver. DJDdébut-été est donc une fonction de l'intensité du gel de l'hiver qui le précède. Cette relation s'appuie sur une analyse des données de régime thermique mesurées dans trois puits de forage horizontaux dans des parois rocheuses à Marsoui, Gros-Morne et Manche d'Épée (Fig. 8) et sur l'analyse des niveaux d'eau mesurés dans quatre puits artésiens situés sur le plateau directement au-dessus des parois rocheuses à l'ouest de Gros-Morne (données non publiées). En été, les instabilités rocheuses sont davantage influencées par les événements de pluie (Birien et Gauthier, soumis; Birien et Gauthier, 2022; chap. 3 et 4). Le changement de saison, dite estivale et hivernale, s'opère lors de la première journée affichant une température moyenne négative (Fig. 8).

Tableau 2. Variables météorologiques. Les couleurs correspondent aux groupes de variables apparentés (températures, écart de température et gel/dégel, précipitations liquides et solides et vent) et les différentes teintes distinguent les groupes de variables autocorrélées (8 groupes).

Variables météorologiques	Description
Tmoy, Tmin, Tmax (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Température moyenne, minimale et maximale sur 24, 48, 72, 96 et 120h (°C)
Tmoy, Tmin, Tmax (-1j, -2j, -3j)	Température moyenne, minimale et maximale quotidienne moins 1 jour, 2 jours, 3 jours (°C)
Tmin, Tmax (4h/24, 8h/24, 12h/24, 4h/48, 8h/48, 12h/48)	Température minimale et maximale sur 4h/24, 8h/24, 12h/24, 4h/48, 8h/48, 12h/48 (°C)
DJD	Degrés-jours de dégel (°C)
Gel_Degel (24h, 48h et 72h)	Cycle gel-dégel dernier 24, 48 et 72h
Gel_Degel_signif (24h, 48h, 72h)	Cycle gel-dégel où Tmax > 1°C et Tmin < 1°C dernier 24, 48 et 72h
Int_Gel, Int_Degel	Intensité du gel ou du dégel entre journée précédente et journée actuelle (°C)
DTR (j, j-1, j-2, j-3)	Amplitude thermique quotidienne et jusqu'à 3 jours précédents (°C)
Pluie (24h, 48h)	Pluie cumulée sur 24 et 48h (mm)
Int_pluie (1h/24, 4h/24, 8h/24, 12h/24, 24h/24, 1h/48, 4h/48, 8h/48, 12h/48, 24h/48, 48h/48)	Intensité horaire des pluies par bloc de temps (mm/h)
Pluie_ventee (24h, 48h)	Pluie cumulée sur 24 et 48h modifiée selon la direction et la vitesse du vent (mm)
Pluie_efficace (24h, 48h)	Pluie efficace sur 24 et 48h (mm) = Pluie cumulée sur 24 et 48h – Évapotranspiration potentielle (Kopecky, 2002)
Pluie (72h, 96h, 120h)	Pluie cumulée sur 72, 96 et 120h (mm)
Int_pluie (72h/72, 96h/96, 120h/120)	Intensité horaire des pluies par bloc de temps (mm/h)
Pluie_efficace (72h, 96h, 120h)	Pluie efficace sur 72, 96 et 120h (mm) = Pluie cumulée sur 72, 96 et 120h – Évapotranspiration potentielle (Kopecky, 2002)
Neige (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Neige cumulée sur 24, 48, 72, 96 et 120h (mm)
Int_neige (1h/24, 4h/24, 8h/24, 12h/24, 24h/24, 1h/48, 4h/48, 8h/48, 12h/48, 24h/48, 48h/48, 72h/72, 96h/96, 120h/120)	Intensité horaire des neiges par bloc de temps (mm/h)
VV_moy_24h, VV_raf_max_24h	Vitesse moyenne et maximale du vent dernier 24h (km/h)
DV_raf_max_24h	Direction de la rafale maximale du vent dernier 24h (°)

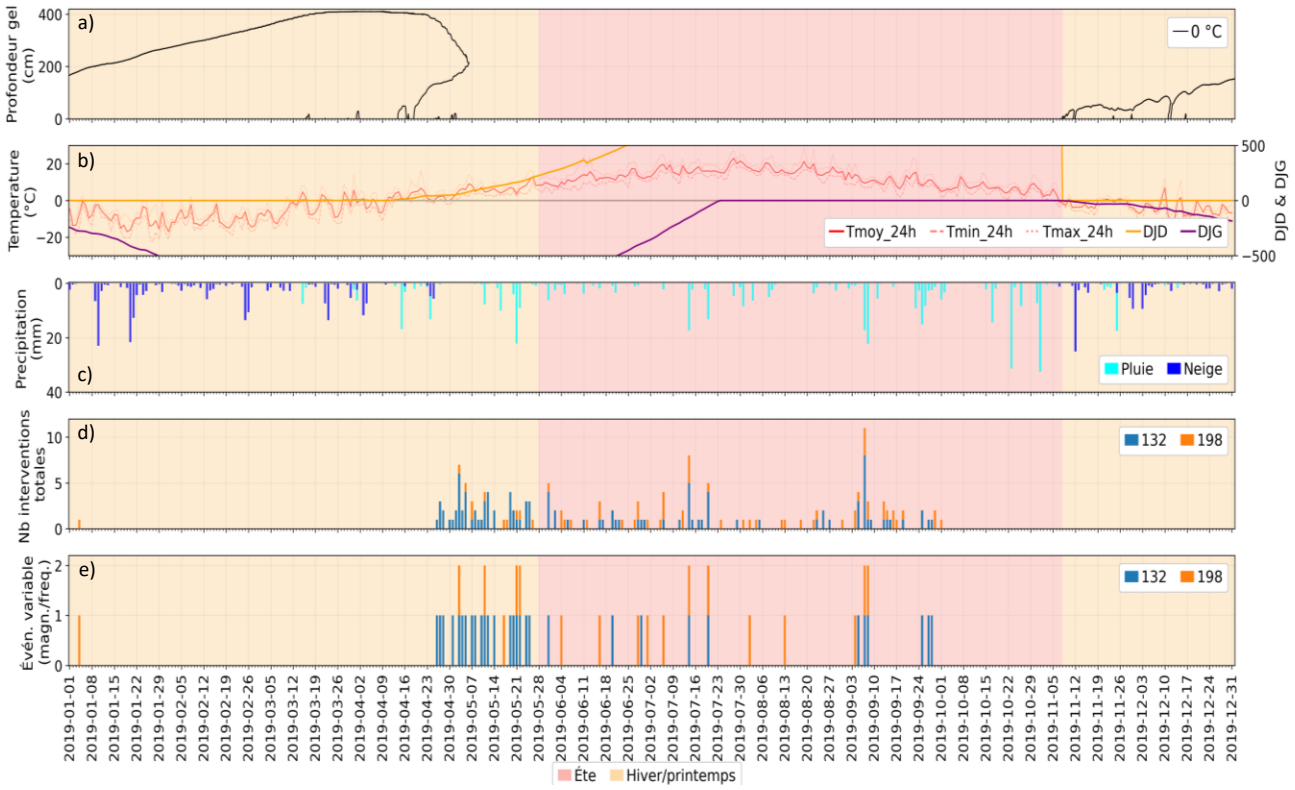


Figure 8. Comparaison du régime thermique d'une paroi rocheuse à l'est de Gros-Morne (a), des variables météorologiques utilisées pour délimiter les saisons (b), des précipitations (liquides et solides) (c), du nombre d'interventions par jour sur les routes 132 et 198 (d) et de l'occurrence (0 non, 1 et 2 oui) de journées événementielles répondant au critère de la variable FM (Tab. 1) sur les routes 132 et 198 (e).

3.3 Méthodes d'apprentissages automatiques

Le défi dans le développement d'un bon modèle prédictif est de trouver un équilibre entre la sélection d'un nombre minimal de variables explicatives non redondantes et le maintien d'un niveau de performance optimal. Une analyse par composantes principales (ACP) et des corrélations croisées (table de corrélation) ont été utilisées pour regrouper les variables qui présentaient de la colinéarité entres-elle (Fig. 6). En s'appuyant sur les résultats de ces analyses et sur notre compréhension de la physique des mécanismes de développement des instabilités rocheuses, huit groupes de variables ont été définis (Tab. 2). Ainsi, une seule variable par groupe corrélé pourra être utilisée par les différents modèles d'AA.

L'étape suivante consiste à diviser la BD événementielle et météorologique quotidienne en BD d'entraînement (Train) et de validation (Test) (Fig. 6). Nguyen et al. (2021) ont démontré qu'un ratio de 70/30 permet d'obtenir les meilleures performances. Cette approche vise à entraîner les modèles sur une portion des données dans le but d'identifier les meilleures variables météorologiques capables d'expliquer l'occurrence des chutes de pierre, pour ensuite tester le modèle dans un contexte prédictif *a posteriori* (Kotsiantis, 2016). Les années utilisées pour

entraîner le modèle et celles pour le tester ont été sélectionnées manuellement de façon à ne pas les sur-ajuster sur des anciennes tendances événementielles, tout en s'assurant d'obtenir des performances représentatives de la réalité actuelle. La BD Train couvre les années 1999 à 2008 et les années 2010, 2012, 2014, 2016 et 2018. Les modèles ont ensuite été testés sur les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019, et les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020.

La BD d'entraînement a ensuite été balancée afin de contenir autant d'événements que de non-événements. Cette pratique permet de ne pas prioriser une variable dépendante plus qu'une autre. Pour y parvenir, nous avons aléatoirement sélectionné le même nombre de journées non événementielles qu'événementielles pour chaque saison de la base de données d'entrainement. Cette opération a été répétée 50 fois pour les quatre méthodes d'AA proposées, les trois variables événementielles, les deux saisons événementielles et les deux axes routiers (132 et 198). La performance des 2400 modèles générés a ensuite été testée sur le jeu de donnée Test afin de sélectionner les plus performants.

Enfin, certains algorithmes d'AA comme la RL et les RN nécessitent que les variables explicatives soient présélectionnées pour éviter la colinéarité entre les variables. Une méthode par élimination récursive des variables avec validation croisée (RFE-CV pour *recursive feature elimitation with cross-validation*) a d'abord été utilisée pour diminuer la quantité totale de variables (Fig. 6). Le RFE-CV permet la sélection d'un nombre minimal de variables tout en maintenant un niveau de performance optimal (Dormann et al., 2013)[1]. Ensuite, une élimination récursive des variables (RFE pour *recursive feature elimitation*) a été appliquée sur cette présélection pour retirer la colinéarité restante[2]. Ainsi, une seule variable par groupe corrélé (Tab. 2) peut être conservée comme intrant dans le modèle. Enfin, le RFE-CV et le RFE doivent s'appuyer sur une méthode d'AA pour calculer et comparer l'importance des variables (FI pour *feature importance*) les unes par rapport aux autres. Il est recommandé d'utiliser une autre méthode d'AA que celles envisagées pour le développement des modèles (Midi et al., 2010). Les FA ont été utilisés pour établir l'importance des variables puisqu'elles sont moins affectées par la présence de multicolinéarité et que cette étape de présélection s'appliquait essentiellement à la RL et aux RN.

Les variables secondaires calculées pour appuyer le développement des modèles peuvent parfois paraitre rebutantes dans un contexte de gestion opérationnelle. Certaines d'entre elles peuvent devenir aberrantes ou présenter une grande incertitude, lorsque calculer à partir des données d'un modèle de prévision météorologique comme le HRDPS (High Resolution Deterministic Prediction System) ou des modèles régionaux de simulation climatique comme le CanRCM4 (Canadian Regional Climate Models). C'est dans ce contexte de prévision et d'analyse des effets des changements climatiques sur l'occurrence des chutes de pierre, mais aussi pour faciliter la comparaison des quatre méthodes d'AA utilisées que des modèles experts sont proposés. La sélection des variables utilisées dans ces modèles s'appuie sur une analyse de la redondance des variables les plus importantes telles que déterminées par les quatre algorithmes d'AA (Tab. A1 et A2) et sur notre compréhension de leurs influences sur le développement des instabilités rocheuses. Les modèles experts ont été entrainés et ensuite testés sur les jeux de données Train et Test avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine. Ils ont ensuite été testés dans un

[1] https://scikit-learn.org/stable/auto_examples/feature_selection/plot_rfe_with_cross_validation.html
[2] https://machinelearningmastery.com/rfe-feature-selection-in-python/

contexte réaliste de prévision sur l'année 2019 avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine (*Hindcast*) et avec les données de prévision météorologique du HRDPS sur 24h (GEMLAM 24h) et 48h (GEMLAM 48h). Les données du HRDPS d'une résolution spatiale de 2,5 km ont été acquises pour une tuile centrée sur la station Cap-Madeleine.

3.3.1 Régression logistique (RL)

La RL s'appuie sur une fonction logistique pour calculer la probabilité d'occurrence d'un événement (Hosmer et Lemeshow 2000). C'est une statistique qui ne tolère pas bien la multicolinéarité et qui nécessite une réduction du nombre de variables qui lui sont fournies en intrant pour arriver à de bonnes performances (Midi et al., 2010). Une mise à l'échelle (*scaling*) des variables météorologiques a également été réalisée lors de l'entraînement des RL pour éviter les problèmes de sur ou de sous-représentation de ces dernières dans les modèles (Menard, 2011).

3.3.2 Arbres de classification (AC)

Les AC se présentent sous la forme d'arbre dont les nœuds renvoient une fonction logique ou un seuil de décision (branche). Ils peuvent être facilement utilisés comme des diagrammes décisionnels, d'où leurs réputations d'outil simple et efficace en gestion opérationnelle des aléas (e.g. Hendrikx et al. 2014). Divers algorithmes de classification peuvent être utilisés pour diviser les nœuds. Dans notre cas, l'indice GINI représente la fonction la mieux adaptée pour diviser des variables binaires (e.g. Hendrikx et al. 2014). Contrairement à d'autres algorithmes d'AA, les AC ne sont pas affectés par l'utilisation de valeurs aberrantes ou de variables colinéaires (Mendeş et Akkartal, 2009), ce qui leur permet de gérer eux-mêmes la sélection des variables significatives. Le surapprentissage sur les données d'entraînement est un problème fréquent avec cet algorithme. La meilleure façon de le contrer est de limiter le développement de l'arbre avec des méthodes d'arrêt anticipé (*pre-pruning)* (Kotsiantis, 2016). Nous avons limité la croissance des arbres à trois niveaux pour maintenir un rendement optimal avec un nombre limité de prédicteurs.

3.3.3 Forêts aléatoires (FA)

Les FA sont composés d'un ensemble d'arbres de classification (décision). Chacun des arbres est entraîné avec différents groupes de variables établis de façon aléatoire (*bootstrap*), ce qui permet d'utiliser des variables colinéaires (Ma et al., 2021; Revuelto et al., 2020; Strobl et al., 2008). Pour chaque prédiction, chaque arbre contenu dans la forêt statue sur une classe et celle ayant été prédite de façon majoritaire parmi tous les arbres l'emporte. L'utilisation d'un grand nombre d'arbres (ntree) améliore généralement la performance des modèles, mais augmente aussi considérablement le temps de traitement (Hasan et al., 2016; Yoo et al., 2012). Hasan et al., 2016 et Couronné et al., 2018 mentionnent que quelques centaines d'arbres (p. ex. : 500) sont habituellement suffisants et qu'un ntree supérieur ne fait qu'augmenter le temps de traitement. Elles sont rapides et faciles à utiliser en plus de bien tolérer les valeurs aberrantes et le bruit dans les données (Breiman, 2001). Par contre, le surapprentissage sur les données d'entraînement est également un problème fréquent avec cet algorithme.

3.3.4 Réseaux de neurones (RN)

Les RN sont composés de plusieurs couches de neurones dans lesquels les données sont traitées. Le type de RN utilisé ici est le perceptron multicouche (*multilayer perceptron MLP*) avec une fonction d'activation non linéaire similaire à une fonction logistique. Tout comme la RL, les RN sont avantagées par une présélection de variables sans colinéarité (Kavzoglu et Mather, 2002) et une mise à l'échelle des variables météorologiques.

3.3.5 Indicateurs de performances

Les différentes métriques utilisées pour évaluer la performance des modèles s'appuient sur le décompte des événements et des non-événements correctement prédits ou non tel que défini dans la matrice de confusion (Tab. 3). La probabilité de détection de non-événements (PON) est un indicateur pertinent qui permet d'évaluer la performance du modèle à prédire les journées non-événementielles qui représentent généralement la majorité des journées dans une année (Birien et Gauthier, 2022, chap. 4). Cependant, l'objectif est généralement de maximiser le nombre d'événements prédits (Précision Prec ou Taux de vrai positif TPR) tout en minimisant les fausses alarmes (Taux de fausse alarme FAR ou Taux de faux positif FPR). L'amélioration de l'un mène souvent à la détérioration de l'autre. Il s'agit de trouver le meilleur compromis entre le nombre de détections (sécurité des automobilistes) et les fausses alarmes (coûts d'opération supplémentaires). Le Receiver Operating Characteristic (ROC) et le F_β permettent d'établir une relation entre les événements prédits (Prec ou TPR) et les fausses alarmes (FPR ou FAR). Le ROC est une représentation graphique qui met en relation le TPR et le FPR. L'aire sous la courbe (AUC) de cette relation intègre une valeur unique qui facilite la comparaison de la performance globale des modèles. Les travaux de Saito et Rehmsmeier (2015) nous mettent en garde sur l'utilisation du ROC-AUC comme indicateur de performance qui doit être employée avec précaution sur des jeux de données non balancés. Dans le cas présent, la BD utilisée pour tester les modèles et sélectionner le meilleur modèle généré après les 50 itérations contient un nombre beaucoup plus grand de non-événement que d'événement. Dans ce cas, le AUC sera biaisé par le nombre élevé de non-événements prédits inclus dans le calcul du FPR. Le F_β dresse le rapport entre la Prec et le TPR (Tab. 3). F_1 est l'indicateur le plus utilisé pour trouver le modèle permettant le meilleur compromis entre ces deux métriques pour des jeux de données non balancés (He et Ma, 2013). Lorsque F_β était égal pour deux modèles, nous suggérons de prioriser celui avec la meilleure Prec afin de limiter les fausses alarmes.

Tableau 3. Matrice de confusion et définition des métriques (indicateurs) utilisées pour évaluer la performance.

		Observations	
		Non-occurrence	**Occurrence**
Prédictions	**Non-occurrence**	a: non-événement prédit (TN)	b: événement non prédit (FN)
	Occurrence	c: fausse alarme (FP)	d: événement prédit (TP)

Métriques (Indicateurs)	**Formule**
Prec	$\frac{d}{d+c}$
TPR (Recall ou POD)	$\frac{d}{b+d}$
PON	$\frac{a}{a+c}$
FPR	$\frac{c}{c+a}$
FAR	$\frac{c}{c+d}$
F_β où β=1 pour F_1	$\frac{(1+\beta^2) * Prec * TPR}{\beta^2 * Prec + TPR}$
ROC	TPR vs FPR

4. Résultats

Comme l'objectif est de comparer les performances des quatre méthodes d'AA et de proposer un modèle de prévision pour chaque axe routier et pour les deux saisons événementielles, les résultats ont été compilés en quatre sections : les modèles estivaux pour la route 132 et la route 198 et les modèles hivernaux pour la route 132 et la route 198 (Tab. 4 à 11). Les tableaux regroupent les indicateurs de performance pour les jeux de données d'entraînement (Train) et de validation (Test) ainsi que les variables explicatives (météorologiques) déterminées par le modèle. Les variables utilisées par les FA ne sont pas présentées étant donné que le modèle utilise l'ensemble des variables prédictives.

4.1 Modèles estivaux (route 132)

En s'appuyant sur les résultats du F_1, le RN s'est avéré être la meilleure méthode d'AA pour expliquer et prédire les chutes de pierre sur la 132 en été (Tab. 4). Il obtient également les plus forts scores de performances F_1 avec le modèle expert proposé (Tab. 5). La RL et les FA présentent également de bons indicateurs de performance surtout lorsque l'on s'appuie sur les résultats des AUC. On constate cependant que les meilleurs modèles sur la BD Train, généralement les FA, ne sont pas les meilleurs modèles sur les jeux de données Test, Hindcast ou avec les données de prévision météo du HDPRS GEMLAM 24h et 48h. Une tendance causée par le surajustement des modèles de FA sur les données Train.

L'intensité des pluies, la pluie efficace et la pluie ventée représentent les variables les plus significatives sélectionnées par les modèles. D'autres variables en lien avec les précipitations (p. ex. : les pluies cumulées sur 48h et 96h), la vitesse du vent (VVmoy_24h) et les écarts de température (p.ex. : DTR) sont aussi des variables significatives. Les trois variables sélectionnées

(Int_pluie_8h/24h, Pluie_48h et VV_moy_24h) pour faciliter la comparaison des méthodes d'AA entre elles ont démontré leur capacité prédictive avec des résultats comparables à ceux obtenus par les modèles plus complexes développés pour expliquer l'occurrence des chutes de pierre sur la 132 en été. Enfin, la VV_moy_24h a été laissée de côté par l'AC (Fig. 9) sans compromettre la performance du modèle à prédire les chutes de pierre (Tab. 5). Selon l'AC, un événement de pluie avec une intensité supérieure à 0,5 mm/h durant 8h avec une accumulation minimale de 4,2 mm en 48h représente des conditions critiques susceptibles de provoquer des chutes de pierre sur la route 132 en été (Fig. 9).

Tableau 4. Performances des modèles estivaux sur la variable événementielle FM pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles estivaux pour la route 132 (variable FM) (Train : N = 946 [0 = 470, 1 = 476]; Test : N = 1022 [0 = 886, 1 = 136])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	387	225	0.75	0.53	0.82	0.18	0.25	0.62	0.68	Int_pluie_8h/24h Pluie_efficace_96h DTR_j-1 Tmoy_24h VV_Moy_24h
		83	251								
	Test	734	58	0.34	0.57	0.83	0.17	0.66	0.43	0.70	
		152	78								
AC	Train	430	256	0.85	0.46	0.91	0.09	0.15	0.60	0.69	Int_pluie_12h/24h Tmin_12h/24h
		40	220								
	Test	768	67	0.37	0.51	0.87	0.13	0.63	0.43	0.69	
		118	69								
FA	Train	386	198	0.77	0.58	0.82	0.18	0.23	0.66	0.70	Int_pluie_12h/24h Int_pluie_8h/24h Pluie_48h […]
		84	278								
	Test	673	46	0.30	0.66	0.76	0.24	0.70	0.41	**0.71**	
		213	90								
RN	Train	423	291	0.80	0.39	0.90	0.10	0.20	0.52	0.64	Pluie_efficace_48h Pluie_72h Tmoy_24h DTR_j-1
		47	185								
	Test	814	77	0.45	0.43	0.92	0.08	0.55	**0.44**	0.68	
		72	59								

Tableau 5. Performances des modèles experts estivaux sur la variable événementielle FM pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts estivaux pour la route 132 (variable FM) (Train : N = 946 [0 = 470, 1 = 476]; Test : N = 1022 [0 = 886, 1 = 136]; 2019-2020 : N = 164 [0 = 153, 1 = 11])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	AUC	
		FP	TP								
RL	Train	408	246	0.79	0.48	0.87	0.13	0.21	0.60	0.68	Int_pluie_8h/24h Pluie_48h VV_moy_24h
		62	230								
	Test	731	59	0.33	0.57	0.83	0.17	0.67	0.42	**0.70**	
		155	77								
	Hindcast été 2019	126	3	0.23	0.73	0.82	0.18	0.77	0.35	**0.78**	
		27	8								
	GEMLAM 24h	111	3	0.16	0.73	0.73	0.27	0.84	0.26	**0.73**	
		42	8								
	GEMLAM 48h	108	1	0.18	0.91	0.71	0.29	0.82	**0.30**	**0.81**	
		45	10								
AC	Train	418	255	0.81	0.46	0.89	0.11	0.19	0.59	0.68	Int_pluie_8h/24h Pluie_48h
		52	221								
	Test	769	67	**0.37**	0.51	0.87	0.13	0.63	**0.43**	0.69	
		117	69								
	Hindcast été 2019	132	4	0.25	0.64	0.86	0.14	0.75	0.36	0.75	
		21	7								
	GEMLAM 24h	125	5	**0.18**	0.55	0.82	0.18	0.82	**0.27**	0.68	
		28	6								
	GEMLAM 48h	118	4	0.17	0.64	0.77	0.23	0.83	0.26	0.70	
		35	7								
FA	Train	375	211	0.74	0.56	0.80	0.20	0.26	0.63	0.68	Int_pluie_8h/24h Pluie_48h VV_moy_24h
		95	265								
	Test	681	52	0.29	0.62	0.77	0.23	0.71	0.40	0.69	
		205	84								
	Hindcast été 2019	119	3	0.19	0.73	0.78	0.22	0.81	0.30	0.75	
		34	8								
	GEMLAM 24h	111	3	0.16	0.73	0.73	0.27	0.84	0.26	**0.73**	
		42	8								
	GEMLAM 48h	105	2	0.16	0.82	0.69	0.31	0.84	0.26	0.75	
		48	9								
RN	Train	401	247	0.77	0.48	0.85	0.15	0.23	0.59	0.67	Int_pluie_8h/24h Pluie_48h VV_moy_24h
		69	229								
	Test	756	64	0.36	0.53	0.85	0.15	0.64	**0.43**	0.69	
		130	72								
	Hindcast été 2019	133	4	0.26	0.64	0.87	0.13	0.74	**0.37**	0.75	
		20	7								
	GEMLAM 24h	125	5	**0.18**	0.55	0.82	0.18	0.82	**0.27**	0.68	
		28	6								
	GEMLAM 48h	118	4	0.17	0.64	0.77	0.23	0.83	0.26	0.70	
		35	7								

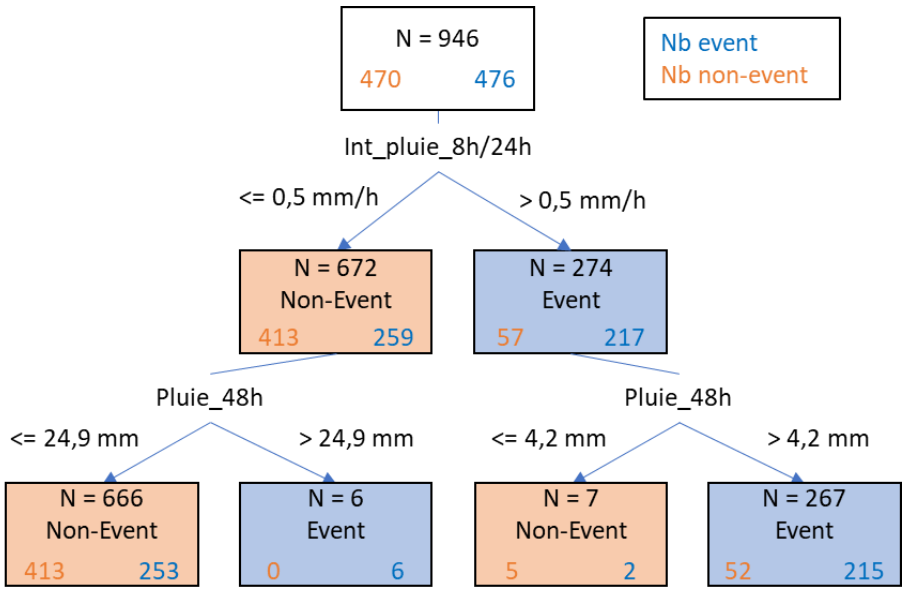


Figure 9. Arbre de classification pour la prévision des chutes de pierre en été sur la route 132 généré lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable FM.

4.2 Modèles estivaux (route 198)

En s'appuyant sur les résultats du F_1, le RN s'est avéré être la meilleure méthode d'AA pour expliquer et prédire les chutes de pierre sur la 198 en été (Tab. 6). Il obtient également les plus forts scores de performances F_1 avec le modèle expert proposé (Tab. 7). Cependant, la quantité limitée de journées événementielles sur la 198 en été semble insuffisante pour développer un modèle avec des performances acceptables. Par contre, lorsque l'on s'appuie sur les résultats des AUC, les quatre algorithmes présentent de bons indicateurs de performance. Ici aussi, on constate que le surajustement des FA sur les données Train diminue la capacité prédictive de l'algorithme.

Les variables associées à des pluies sur de courtes périodes (24h et 48h) représentent les variables les plus significatives sélectionnées par les modèles. Des pluies réparties sur de plus longues périodes (p.ex. 72, 96 et 120h), la vitesse du vent (VVmoy_24h) et les écarts de température (p.ex. : DTR) sont aussi des variables significatives. Les variables sélectionnées (Pluie_24h, Pluie_72h et VV_moy_24h) pour faciliter la comparaison des méthodes d'AA entre elles semblent ont démontré leur validité avec des résultats comparables à ceux obtenus par les modèles plus complexes développés pour expliquer l'occurrence des chutes de pierre sur la 198 en été. Enfin, la Pluie_72h et la VV_moy_24h ont été laissées de côté par l'AC (Fig. 10) sans vraiment diminuer la performance du modèle à prédire les chutes de pierre (Tab. 7). Selon l'AC, un événement de pluie supérieure à 5 mm en 24 heures représente un seuil critique susceptible de provoquer des chutes de pierre sur la route 198 en été (Fig. 10).

Tableau 6. Performances des modèles estivaux sur la variable événementielle FM pour la route 198. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles estivaux pour la route 198 (variable FM) (Train : N = 412 [0 = 206, 1 = 206]; Test : N = 1022 [0 = 951, 1 = 71])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	189	117	0.84	0.43	0.92	0.08	0.16	0.57	0.67	Pluie_efficace_24h
		17	89								
	Test	866	41	0.26	0.42	0.91	0.09	0.74	0.32	0.67	
		85	30								
AC	Train	191	82	0.89	0.60	0.93	0.07	0.11	0.72	0.76	Int_pluie_1h/24h Tmax_4h/48h Pluie_efficace_48h
		15	124								
	Test	829	34	0.23	0.52	0.87	0.13	0.77	0.32	0.70	
		122	37								
FA	Train	189	32	0.91	0.84	0.92	0.08	0.09	0.88	0.88	Pluie_efficace_24h Pluie_24h Pluie_ventee_24h […]
		17	174								
	Test	757	25	0.19	0.65	0.80	0.20	0.81	0.30	**0.72**	
		194	46								
RN	Train	189	109	0.85	0.47	0.92	0.08	0.15	0.61	0.69	Pluie_24h Tmoy-2j VV_Moy_24h
		17	97								
	Test	870	41	0.27	0.42	0.91	0.09	0.73	**0.33**	0.67	
		81	30								

Tableau 7. Performances des modèles experts estivaux sur la variable événementielle FM pour la route 198. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts estivaux pour la route 198 (variable FM) (Train: N = 412 [0 = 206, 1 = 206]; Test : N = 1022 [0 = 951, 1 = 71]; 2019-2020 : N = 164 [0 = 152, 1 = 12])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	180	101	0.80	0.51	0.87	0.13	0.20	0.62	0.69	Pluie_24h Pluie_72h VV_moy_24h
		26	105								
	Test	856	38	**0.26**	0.46	0.90	0.10	0.74	**0.33**	0.68	
		95	33								
	Hindcast été 2019	141	8	**0.27**	0.33	0.93	0.07	0.73	**0.30**	**0.63**	
		11	4								
	GEMLAM 24h	136	6	0.27	0.50	0.89	0.11	0.73	0.35	**0.70**	
		16	6								
	GEMLAM 48h	131	7	0.19	0.42	0.86	0.14	0.81	0.26	0.64	
		21	5								
AC	Train	184	100	0.83	0.51	0.89	0.11	0.17	0.63	0.70	Pluie_24h
		22	106								
	Test	851	39	0.24	0.45	0.89	0.11	0.76	0.32	0.67	
		100	32								
	Hindcast été 2019	138	8	0.22	0.33	0.91	0.09	0.78	0.27	0.62	
		14	4								
	GEMLAM 24h	133	6	0.24	0.50	0.88	0.13	0.76	0.32	0.69	
		19	6								
	GEMLAM 48h	126	6	0.19	0.50	0.83	0.17	0.81	**0.27**	**0.67**	
		26	6								
FA	Train	179	76	0.83	0.63	0.87	0.13	0.17	0.72	0.75	Pluie_24h Pluie_72h VV_moy_24h
		27	130								
	Test	782	30	0.20	0.58	0.82	0.18	0.80	0.29	**0.70**	
		169	41								
	Hindcast été 2019	129	8	0.15	0.33	0.85	0.15	0.85	0.21	0.59	
		23	4								
	GEMLAM 24h	122	6	0.17	0.50	0.80	0.20	0.83	0.25	0.65	
		30	6								
	GEMLAM 48h	116	5	0.16	0.58	0.76	0.24	0.84	0.25	**0.67**	
		36	7								
RN	Train	185	101	0.83	0.51	0.90	0.10	0.17	0.63	0.70	Pluie_24h Pluie_72h VV_moy_24h
		21	105								
	Test	857	38	**0.26**	0.46	0.90	0.10	0.74	**0.33**	0.68	
		94	33								
	Hindcast été 2019	141	8	**0.27**	0.33	0.93	0.07	0.73	**0.30**	**0.63**	
		11	4								
	GEMLAM 24h	137	6	0.29	0.50	0.90	0.10	0.71	**0.36**	**0.70**	
		15	6								
	GEMLAM 48h	131	8	0.16	0.33	0.86	0.14	0.84	0.22	0.60	
		21	4								

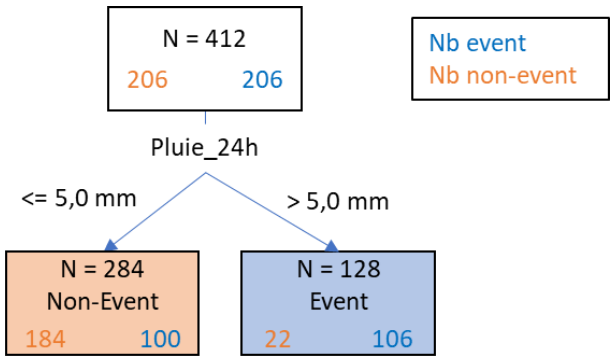


Figure 10. Arbre de classification pour la prévision des chutes de pierre en été sur la route 198 généré lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable FM.

4.3 Modèles hivernaux (route 132)

En s'appuyant sur les résultats du F_1, la RL et le RN se sont avérés être les deux meilleures méthodes d'AA pour expliquer et prédire les chutes de pierre sur la 132 en hiver (Tab. 8). Ces méthodes obtiennent également les plus forts scores de performances F_1 avec le modèle expert proposé sur le jeu de données Test et en *hindcast* sur l'année 2019 (Tab. 9). Elles présentent également les meilleurs résultats d'AUC sur ces jeux de données de validation. L'AC s'est avéré le meilleur algorithme pour prédire les chutes de pierre hivernale et printanière sur la route 132 avec les données de prévision du HDPRS GEMLAM 24h et 48h.

Les températures moyennes sur 48, 72, 96 et 120h et les DJD représentent les variables les plus significatives sélectionnées par les modèles. D'autres variables comme la température maximale et minimale de l'air et la vitesse du vent (VVmoy_24h) sont aussi des variables significatives. Les trois variables sélectionnées (Tmoy_72h, DJD et VVmoy_24h) pour faciliter la comparaison des méthodes d'AA entre elles ont démontré leur capacité prédictive avec des résultats comparables à ceux obtenus par les modèles plus complexes développés pour expliquer l'occurrence des chutes de pierre sur la 132 en hiver (Tab. 9). Selon les résultats obtenus avec l'AC, une température moyenne sur 72h supérieure à 0,9ºC, un cumul de DJD supérieur à 11,1ºC et une journée avec des vents moyens supérieurs à 13km/h représentent les conditions météorologiques optimales pour provoquer des chutes de pierre susceptible d'atteindre la route 132 en hiver et au printemps (Fig. 11).

Tableau 8. Performances des modèles hivernaux sur la variable événementielle FM pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles hivernaux pour la route 132 (variable FM) (Train : N = 690 [0 = 345, 1 = 345]; Test : N = 1165 [0 = 1020, 1 = 145])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	301	63	0.87	0.82	0.87	0.13	0.13	0.84	0.84	Tmoy_48h DJD Neige_120h VV_Moy_24h
		44	282								
	Test	878	28	0.45	0.81	0.86	0.14	0.55	**0.58**	0.83	
		142	117								
AC	Train	310	72	0.89	0.79	0.90	0.10	0.11	0.84	0.84	Tmoy_24h DJD Tmin-2j
		35	273								
	Test	896	41	0.46	0.72	0.88	0.12	0.54	0.56	0.80	
		124	104								
FA	Train	327	0	0.95	1.00	0.95	0.05	0.05	0.97	0.97	Tmoy_120h Tmoy_72h Tmax_8h/24h […]
		18	345								
	Test	849	22	0.42	0.85	0.83	0.17	0.58	0.56	**0.84**	
		171	123								
RN	Train	292	68	0.84	0.80	0.85	0.15	0.16	0.82	0.82	Tmoy_24h DJD
		53	277								
	Test	886	32	**0.46**	0.78	0.87	0.13	0.54	**0.58**	0.82	
		134	113								

Tableau 9. Performances des modèles experts hivernaux sur la variable événementielle FM pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts hivernaux pour la route 132 (variable FM) (Train: N = 690 [0 = 345, 1 = 345]; Test : N = 1165 [0 = 1020, 1 = 145]; 2019-2020 : N = 200 [0 = 188, 1 = 12])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	302	55	0.87	0.84	0.88	0.12	0.13	0.86	0.86	DJD Tmoy_72h VV_moy_24h
		43	290								
	Test	874	26	**0.45**	0.82	0.86	0.14	0.55	**0.58**	**0.84**	
		146	119								
	Hindcast hiver 2019	167	0	**0.36**	1.00	0.89	0.11	0.64	**0.53**	**0.94**	
		21	12								
	GEMLAM 24h	156	0	0.27	1.00	0.83	0.17	0.73	0.43	0.92	
		32	12								
	GEMLAM 48h	160	0	0.30	1.00	0.85	0.15	0.70	0.46	0.93	
		28	12								
AC	Train	308	53	0.89	0.85	0.89	0.11	0.11	0.87	0.87	
		37	292								
	Test	869	33	0.43	0.77	0.85	0.15	0.57	0.55	0.81	
		151	112								
	Hindcast hiver 2019	163	0	0.32	1.00	0.87	0.13	0.68	0.49	0.93	
		25	12								
	GEMLAM 24h	166	0	0.35	1.00	0.88	0.12	0.65	**0.52**	**0.94**	
		22	12								
	GEMLAM 48h	166	0	0.35	1.00	0.88	0.12	0.65	**0.52**	**0.94**	
		22	12								
FA	Train	289	43	0.84	0.88	0.84	0.16	0.16	0.86	0.86	
		56	302								
	Test	859	26	0.43	0.82	0.84	0.16	0.58	0.56	0.83	
		161	119								
	Hindcast hiver 2019	163	0	0.32	1.00	0.87	0.13	0.68	0.49	0.93	
		25	12								
	GEMLAM 24h	161	0	0.31	1.00	0.86	0.14	0.69	0.47	0.93	
		27	12								
	GEMLAM 48h	164	0	0.33	1.00	0.87	0.13	0.67	0.50	0.94	
		24	12								
RN	Train	297	55	0.86	0.84	0.86	0.14	0.14	0.85	0.85	
		48	290								
	Test	874	26	**0.45**	0.82	0.86	0.14	0.55	**0.58**	**0.84**	
		146	119								
	Hindcast hiver 2019	167	0	**0.36**	1.00	0.89	0.11	0.64	**0.53**	**0.94**	
		21	12								
	GEMLAM 24h	155	0	0.27	1.00	0.82	0.18	0.73	0.42	0.91	
		33	12								
	GEMLAM 48h	159	0	0.29	1.00	0.85	0.15	0.71	0.45	0.92	
		29	12								

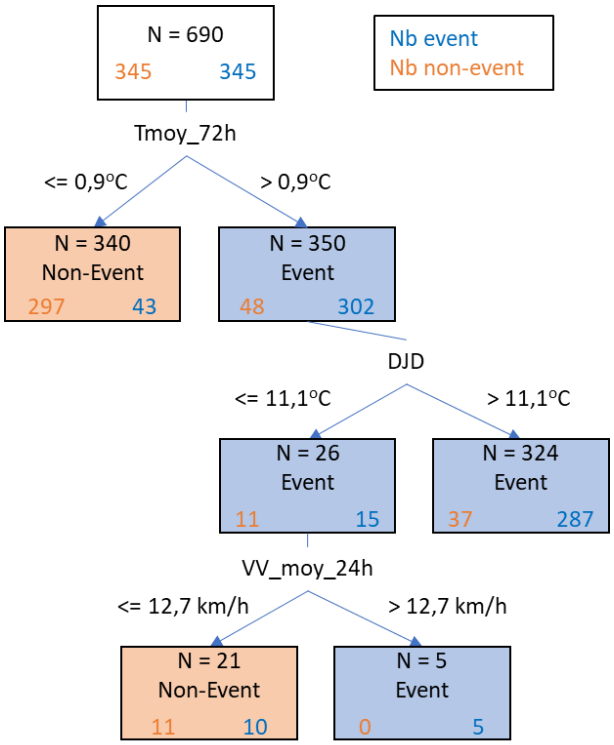


Figure 11. Arbre de classification pour la prévision des chutes de pierre en hiver sur la route 132 généré lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable FM.

4.4 Modèles hivernaux (route 198)

En s'appuyant sur les résultats du F_1, la RL et le RN se sont avérés être les deux meilleures méthodes d'AA pour expliquer et prédire les chutes de pierre sur la 198 en hiver (Tab. 9). Ces méthodes et les FA obtiennent les plus forts scores de performances F_1 avec le modèle expert (Tab. 9). Cependant, la quantité limitée de journées événementielles sur la 198 durant la saison hivernale semble insuffisante pour développer un modèle performant. De plus, les modèles n'ont pas pu être testés en mode *hindcast* et prédictifs puisqu'aucune chute de pierre n'a été rapportée par les patrouilleurs du MTMQ durant la saison hivernale 2019-2020.

Les températures moyennes sur 48, 72, 96 et 120h et les DJD représentent les variables les plus significatives sélectionnées par les modèles. D'autres variables comme la température maximale de l'air et la vitesse du vent (VVmoy_24h) sont aussi des variables significatives pour expliquer les journées événementielles. Enfin, selon les résultats obtenus avec l'AC, une température moyenne sur 72h supérieure à 0,3°C et un cumul de DJD supérieur à 5,5°C représentent les conditions météorologiques susceptibles de provoquer des chutes de pierre sur la route 198 en hiver et au printemps (Fig. 12).

Tableau 10. Performances des modèles hivernaux sur la variable événementielle FM pour la route 198. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles hivernaux pour la route 198 (variable FM) (Train : N = 184 [0 = 92, 1 = 92]; Test : N = 1165 [0 = 1123, 1 = 42])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	79	25	0.84	0.73	0.86	0.14	0.16	0.78	0.79	Tmax_8h/24h DJD VV_Moy_24h
		13	67								
	Test	898	13	0.11	0.69	0.80	0.20	0.89	**0.20**	0.75	
		225	29								
AC	Train	80	26	0.85	0.72	0.87	0.13	0.15	0.78	0.79	Tmoy_24h Tmoy_96h
		12	66								
	Test	901	16	0.10	0.62	0.80	0.20	0.90	0.18	0.71	
		222	26								
FA	Train	92	0	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	1.00	Tmoy_120h Tmoy_96h Tmoy_72h […]
		0	92								
	Test	814	7	0.10	0.83	0.72	0.28	0.90	0.18	**0.78**	
		309	35								
RN	Train	81	54	0.78	0.41	0.88	0.12	0.22	0.54	0.65	Tmax_12h/24h
		11	38								
	Test	963	19	**0.13**	0.55	0.86	0.14	0.87	**0.20**	0.70	
		160	23								

Tableau 11. Performances des modèles experts hivernaux sur la variable événementielle FM pour la route 198. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts hivernaux pour la route 198 (variable FM) (Train: N = 184 [0 = 92, 1 = 92]; Test : N = 1165 [0 = 1123, 1 = 42]; 2019-2020 : N = 200 [0 = 200, 1 = 0])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	73	26	0.78	0.72	0.79	0.21	0.22	0.75	0.76	
		19	66								
	Test	877	13	0.11	0.69	0.78	0.22	0.89	**0.18**	0.74	
		246	29								
	Hindcast hiver 2019	166	0	0.00	-	0.83	0.17	1.00	-	-	Il n'y a eu aucun événement sur la 198 durant l'hiver 2019-2020
		34	0								
	GEMLAM 24h	164	0	0.00	-	0.82	0.18	1.00	-	-	
		36	0								
	GEMLAM 48h	164	0	0.00	-	0.82	0.18	1.00	-	-	
		36	0								
AC	Train	77	22	0.82	0.76	0.84	0.16	0.18	0.79	0.80	
		15	70								
	Test	852	13	0.10	0.69	0.76	0.24	0.90	0.17	0.72	
		271	29								
	Hindcast hiver 2019	156	0	0.00	-	0.78	0.22	1.00	-	-	Il n'y a eu aucun événement sur la 198 durant l'hiver 2019-2020 DJD Tmoy_72h VV_moy_24h
		44	0								
	GEMLAM 24h	160	0	0.00	-	0.80	0.20	1.00	-	-	
		40	0								
	GEMLAM 48h	164	0	0.00	-	0.82	0.18	1.00	-	-	
		36	0								
FA	Train	68	19	0.75	0.79	0.74	0.26	0.25	0.77	0.77	
		24	73								
	Test	831	9	0.10	0.79	0.74	0.26	0.90	**0.18**	**0.76**	
		292	33								
	Hindcast hiver 2019	151	0	0.00	-	0.76	0.25	1.00	-	-	Il n'y a eu aucun événement sur la 198 durant l'hiver 2019-2020
		49	0								
	GEMLAM 24h	158	0	0.00	-	0.79	0.21	1.00	-	-	
		42	0								
	GEMLAM 48h	160	0	0.00	-	0.80	0.20	1.00	-	-	
		40	0								
RN	Train	72	26	0.77	0.72	0.78	0.22	0.23	0.74	0.75	
		20	66								
	Test	876	13	0.11	0.69	0.78	0.22	0.89	**0.18**	0.74	
		247	29								
	Hindcast hiver 2019	166	0	0.00	-	0.83	0.17	1.00	-	-	Il n'y a eu aucun événement sur la 198 durant l'hiver 2019-2020
		34	0								
	GEMLAM 24h	163	0	0.00	-	0.82	0.19	1.00	-	-	
		37	0								
	GEMLAM 48h	163	0	0.00	-	0.82	0.19	1.00	-	-	
		37	0								

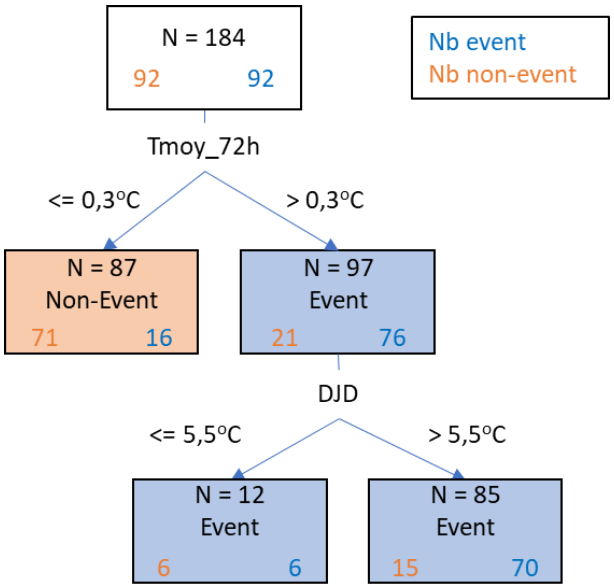


Figure 12. Arbre de classification pour la prévision des chutes de pierre en hiver sur la route 198 généré lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable FM.

5. Discussion

5.1 Choix et signification des variables

En été, il n'y a pas une grande différence entre les variables sélectionnées pour expliquer les chutes de pierre provenant des parois exposées au nord le long de la route 132 et celles exposées au sud-ouest le long de la route 198. D'après les résultats obtenus, les chutes de pierre durant la période estivale sont principalement expliquées par les événements de pluie et plus particulièrement par des pluies de forte intensité (Int_pluie_4-12h/24h) et de courte durée (Pluie, Pluie_efficace et Pluie_ventee_24-48h) (Fig. 13, Tab. 4, 6 et A1). Le choix et la signification de ces variables explicatives sont supportés par de nombreux travaux sur l'effet des facteurs météorologiques sur l'occurrence des chutes de pierre (e.g. chap. 4; Birien et Gauthier, 2022; D'Amato et al., 2016; Mateos et al., 2012). Des résultats et des observations qui suggèrent que les chutes de pierre provenant de la couche de roche altérée à la surface des parois de flysch sont principalement causées par le ruissellement de surface ou de subsurface et non par une hausse graduelle de la pression hydrostatique associée à la recharge de la nappe phréatique. Un phénomène décrit comme efficace pour mobiliser les grands glissements rocheux (Cloutier, et al., 2015; Crosta et al., 2014).

La vitesse du vent est une variable qui revient constamment dans les modèles. Sa redondance peut être expliquée par le nombre limité de variables dans ce groupe de variables autocorrélées (Tab. 2). Cependant, le FI de la VV_moy se classe au 10^{e} rang immédiatement après neuf variables issues des deux groupes de variables associées à la pluie. L'apport du vent demeure imperceptible ou atténué par le poids des pluies dans le calcul de la probabilité d'occurrence (Fig. 13). L'effet du vent sur la paroi est subtil. Il est davantage associé au processus de retrait et gonflement des shales en asséchant la roche (chap. 3, Birien et Gauthier, soumis, Hall et Hall, 1996). De forts vents

peuvent également participer au processus d'érosion des strates de roche tendre qui à terme peut mener à la déstabilisation d'un bloc de roche résistante ou d'une masse de flysch en surplomb de taille suffisante pour atteindre la route (chap. 2, Gauthier et al., 2022, Hétu et Vandelac, 1989).

Les variations de température journalière ont rarement été citées comme un facteur causal des chutes de pierre (Collins et Stock, 2016). Cependant, au chapitre 3, Birien et Gauthier ont montré que les variations quotidiennes de température peuvent induire des déformations mécaniques à la surface des séquences de flysch et ainsi participer au processus de météorisation et d'érosion différentielle des parois. La sélection plutôt fréquente des écarts de température (DTR_j-1-3) par les algorithmes d'AA (Tab. 4, 6 et A1) renforce ces observations. Enfin, ces résultats soutiennent également que le développement des instabilités et par conséquent les chutes de pierre rapportée par le MTMQ proviennent principalement de la météorisation et de l'érosion différentielle des parois rocheuses.

En hiver et au printemps, les chutes de pierre sont principalement causées par le dégel des parois (chap. 4, Birien et Gauthier, 2022, D'Amato et al., 2016). L'importance (FI) des variables explicatives comme les températures moyennes et maximales de l'air sur différentes périodes de temps (24 à 120h) et les DJD supportent bien les résultats de ces travaux (Tab. 8, 10 et A2). Parmi ces variables de température, Tmoy_72h ressort fréquemment comme la plus importante. Cette dernière permet de cibler les périodes chaudes tandis que les DJD représentent mieux le transfert de chaleur sur une longue période et l'approfondissement du front de dégel dans les parois (Fig. 14) (chap. 4 et 5). Les chutes de pierre provenant de la paroi exposée au sud-ouest le long de la route 198 sont mieux expliquées à l'aide des températures maximales sur de courtes périodes (p.ex. : Tmax_4-12h/24h). Les DJD demeurent une variable pertinente, mais dont l'importance ou le pouvoir explicatif est limité. L'exposition au rayonnement solaire de la paroi entraine une diminution de la corrélation entre la température de l'air et la température réelle de la paroi les journées ensoleillées (chap. 1). Le dégel superficiel de la paroi peut alors s'opérer sous 0^{o}C. D'ailleurs, la température critique propice aux chutes de pierre est inférieure à celle calculée pour les parois le long de la route 132 (Fig. 11 et 12). Ainsi, nous croyons que Tmax_4-12h/24h permet de cibler les journées chaudes et potentiellement ensoleillées. La vitesse du vent est également une variable qui présente une certaine importance. Considérant que c'est un paramètre important dans le calcul du taux de transfert de chaleur par convection (Gauthier et al., 2013, 2015b), il est probable que cette variable favorise le dégel des parois à température égale en plus des processus de dessiccation et d'érosion des shales décrits précédemment. Enfin, la pluie est rarement ressortie comme une variable explicative importante. Par contre, des précipitations solides sur quelques jours (Neige_96-120h) représentent des variables pertinentes et intéressantes pour cibler les périodes froides et exemptes de chutes de pierre (Fig. 14).

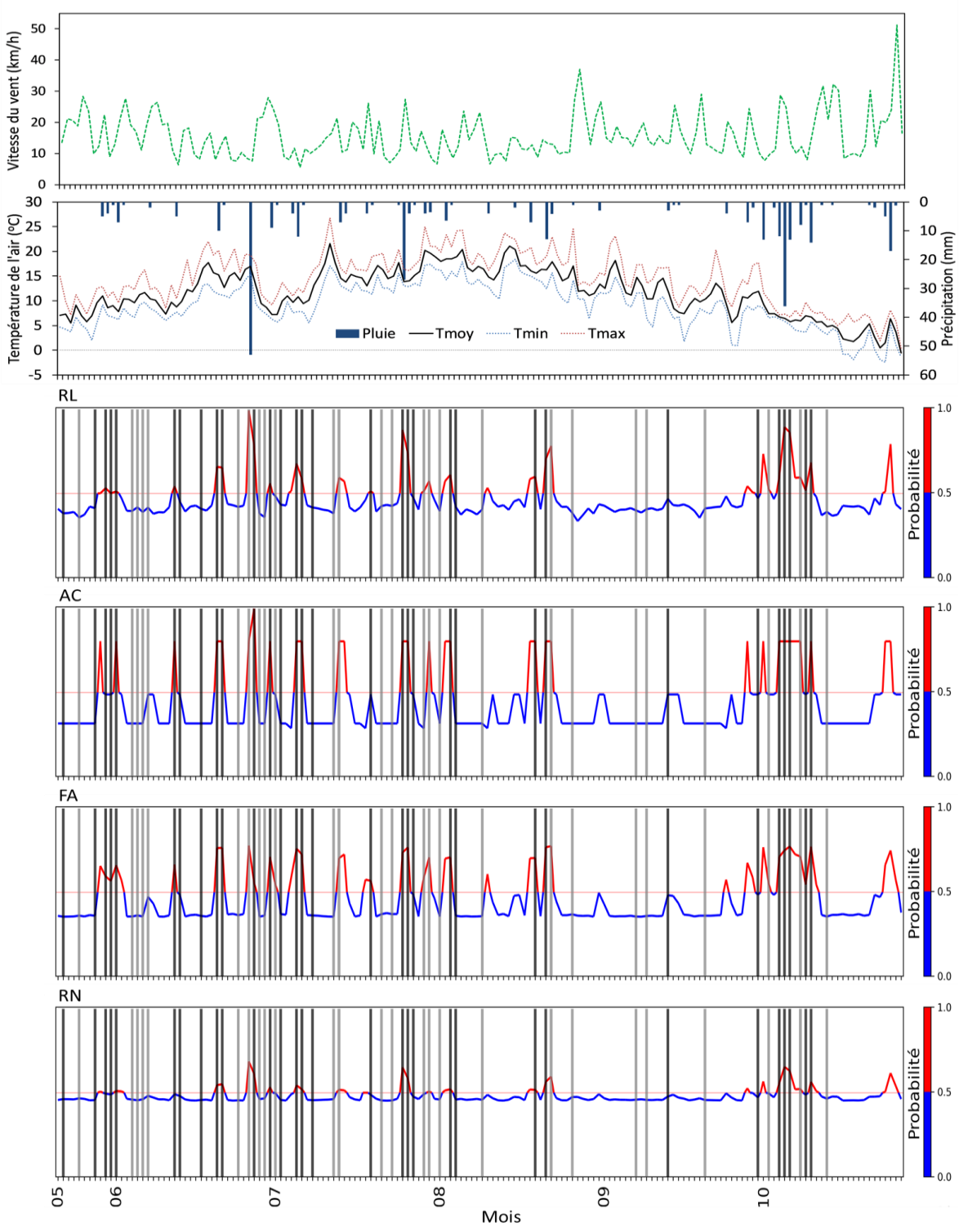


Figure 13. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 à l'été 2009. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN estivaux entrainés sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

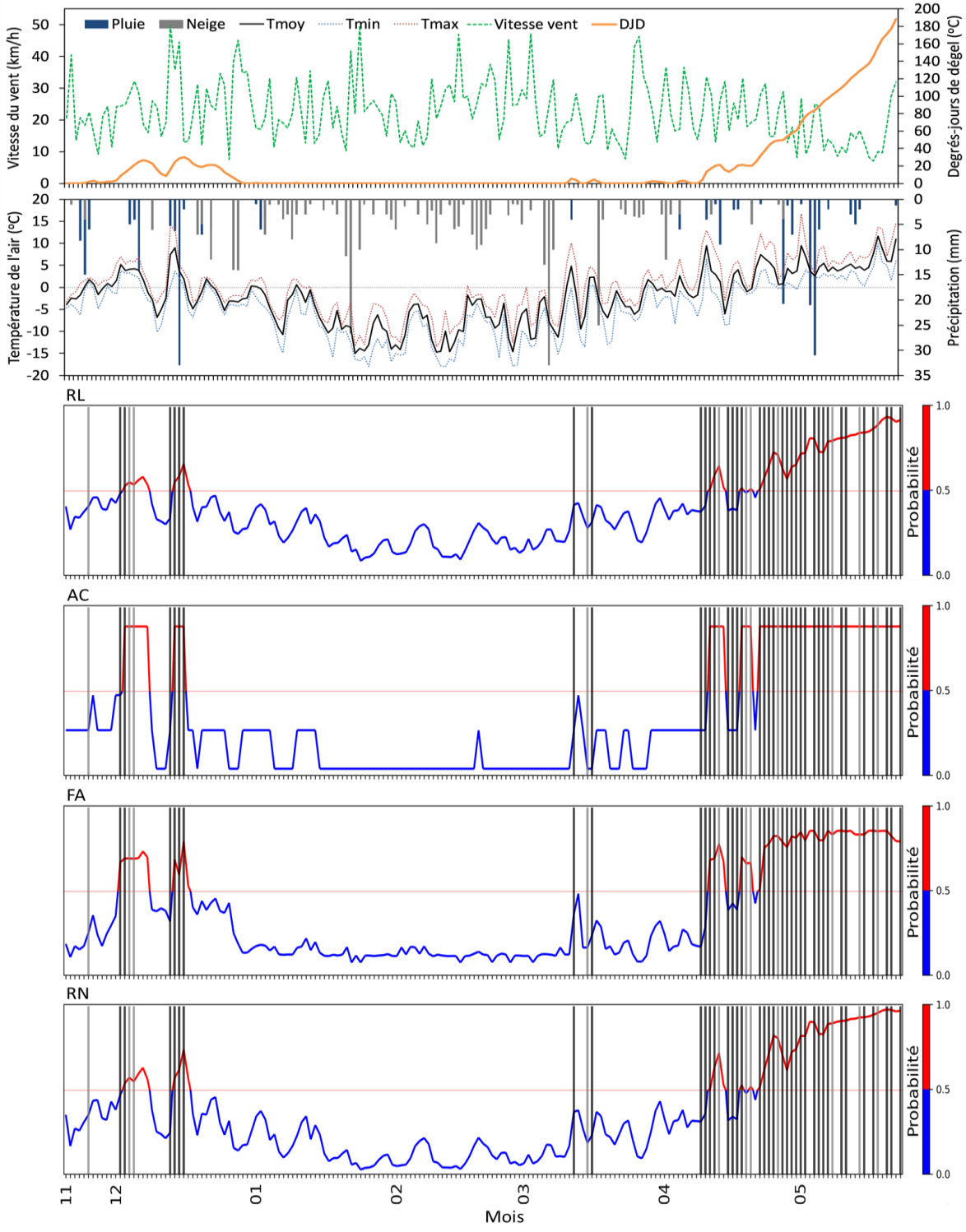


Figure 14. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 à l'hiver 2010-2011. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN hivernaux entrainés sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

5.2 Performance des modèles

La sélection des variables explicatives ne diffère pas énormément entre la route 132 et 198. Par contre, les modèles spécifiques à la route 198 (été et hiver) ne présentent pas des niveaux de performance intéressants dans un contexte de prévision. Le nombre plus faible de journées événementielles pour entraîner le modèle explique les performances décevantes. L'absence de données de rayonnement sur les stations météo du réseau national représente également une contrainte majeure au développement d'un modèle prédictif adapté aux parois rocheuses exposées au sud.

Pour que ce type de modèle prédictif soit utilisé dans un contexte de gestion opérationnelle, ils doivent être simples et compréhensibles pour les gestionnaires. Les modèles experts présentés dans le contexte de cette étude s'appuient sur les résultats des analyses statistiques et sur notre compréhension des facteurs causaux des chutes de pierre. Dans les faits, les variables choisies peuvent être facilement modifiées et les modèles testés pour satisfaire aux exigences des gestionnaires. Par exemple, le modèle de prévision des chutes de pierre sur la route 132 en été s'appuie sur trois variables prédictives : Int_pluie_8h/24h, Pluie_48h et VV_moy_24h. Pourtant, la Pluie_efficace_48h présente un meilleur potentiel prédictif que la Pluie_48h. Un choix soutenu par le désir de proposer un modèle simple et d'éviter l'utilisation d'une variable plus complexe dont le niveau d'incertitude augmente lorsque calculé avec les données de prévision. Pour le moment, la « pluie efficace », qui devrait représenter la proportion des pluies qui induit des variations de pression hydrostatique dans les discontinuités près de la surface des parois rocheuses, est plutôt le cumul des pluies à laquelle nous avons soustrait l'évapotranspiration potentielle en fonction de la température et de l'humidité relative de l'air.

Dans un contexte de gestion opérationnelle, la sélection d'un modèle performant est certes un critère, mais ce modèle doit également être simple d'utilisation. Malgré les performances moins convaincantes des AC, leur mode opératoire demeure une avenue prometteuse (Fig. 9, 10, 11 et 12). Un gestionnaire peut facilement utiliser l'arbre pour identifier et cibler les seuils critiques des variables météorologiques responsables de l'occurrence de l'aléa. Les autres modèles (RL, FA et RN) présentent l'avantage de renvoyer une probabilité d'occurrence mieux définie (Fig. 13 et 14). Ils peuvent donc être utilisés en mode prédictif (journée événementielle ou non événementielle), mais la probabilité renvoyée par les modèles peut plus facilement être utilisée pour émettre un niveau de danger (Gauthier et al., 2017). Dans un contexte de prévision et de gestion opérationnelle de l'aléa, il est pertinent et efficace d'établir des procédures d'interventions en fonction de différentes classes de danger.

Le choix du modèle à utiliser dépend des besoins des gestionnaires et du modèle opératoire. Il convient parfois d'éviter l'usage d'un modèle trop performant sur les jeux de données d'entrainement où le surajustement du modèle entraine de moins bonnes performances sur les données de validation et de prévision. C'est le cas des FA qui excelle à expliquer les chutes de pierre et cibler les meilleures variables explicatives, mais dont les performances sont inférieures à la RL et aux RN pour prédire les événements. Considérant que les fausses alarmes représentent des coûts « inutiles », il vaut parfois mieux prioriser un modèle qui limite le nombre de fausses alarmes tel que la RL et les RN. Ainsi, on augmente le niveau de confiance envers les journées événementielles prédites par le modèle. Dans un contexte où la fréquence des événements au

printemps et en été est très élevée, il vaut mieux cibler les journées dont la probabilité d'occurrence d'événement de forte magnitude est élevée.

Les modèles présentés ici ont été développés en s'appuyant entièrement sur l'analyse des performances statistiques des modèles et leur capacité de prédiction a posteriori. En réalité, ils seront utilisés sur des données de prévision météorologique. Les erreurs (écarts) de prévision sur les données de température sont très faibles avec le HRDPS 24 et 48h (chap. 1). L'erreur augmente sur les précipitations prédites, mais cette dernière est souvent limitée à la quantité totale de précipitation et non à l'occurrence ou non d'une précipitation. Pour l'année 2019, la performance des modèles avec les données de prévision sur 24 et 48h est comparable à celle établie avec les données météorologiques (*hindcast*) (Tab. 5, 7 et 9). Des coefficients de détermination R^2 acceptable ont été obtenus avec les modèles estivaux RL et RN pour les prévisions sur 24 et 48h (Fig. 15). En hiver, les prévisions sur 24 et 48h présentent un R^2 supérieur à 0,95 pour les modèles RL, FA, NN (Fig. 16).

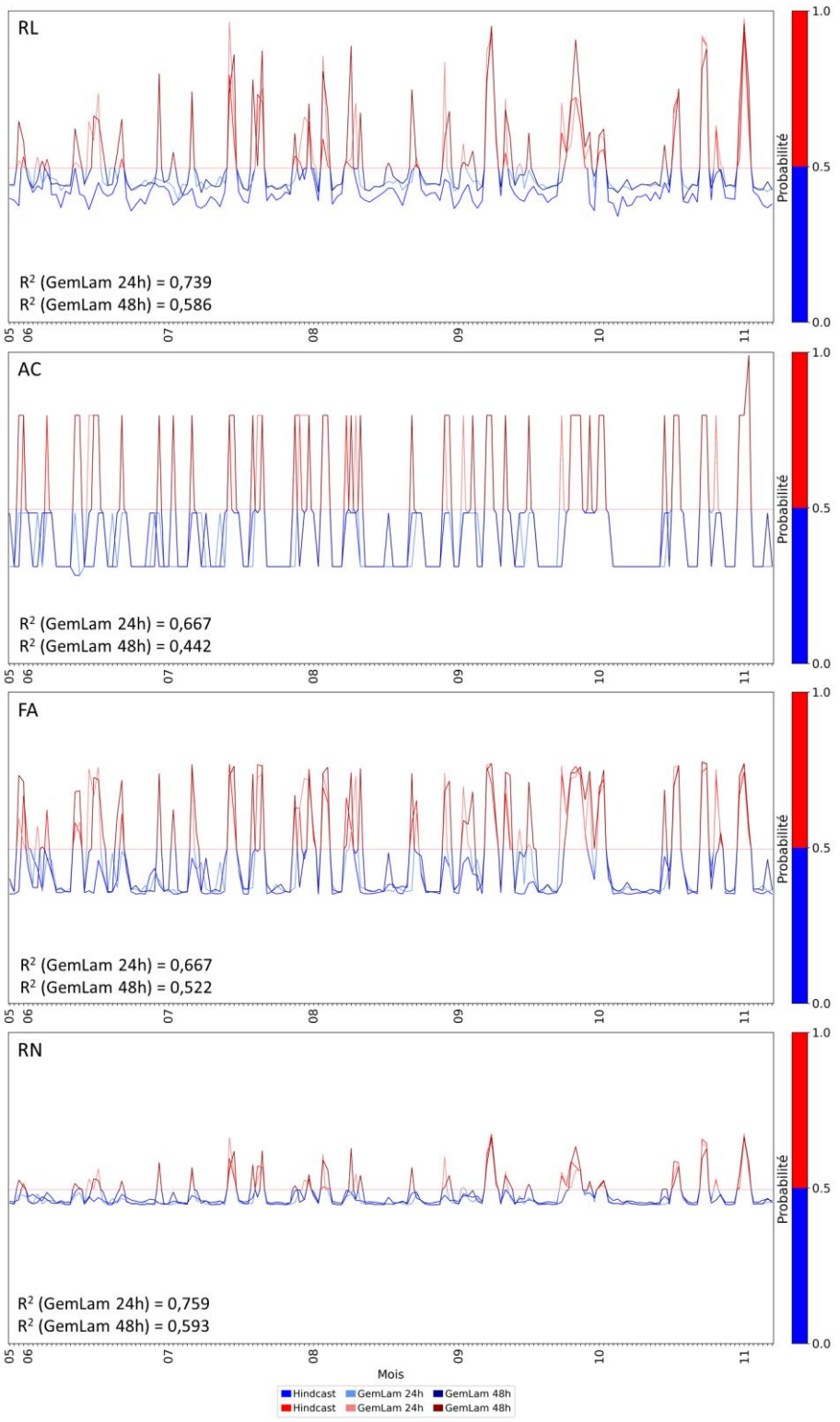


Figure 15. Prévision *a posteriori* (ou *hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des chutes de pierre sur la route 132 à l'été 2019. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN estivaux entrainés sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

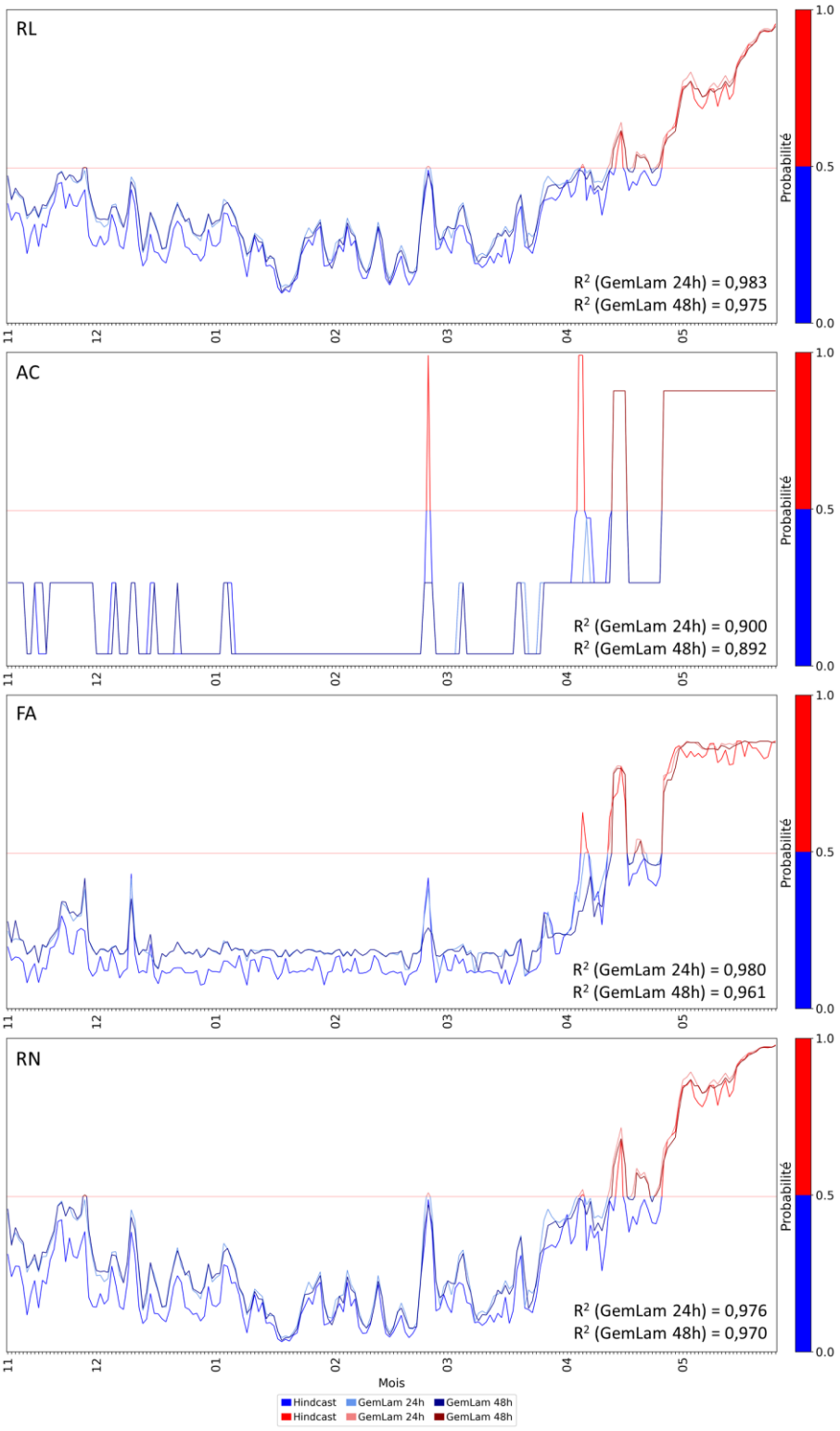


Figure 16. Prévision *a posteriori* (ou *hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des chutes de pierre sur la route 132 à l'hiver 2019-2020. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN hivernaux entrainés sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

6. Recommandations (conclusions)

6.1 Route 132

Les modèles de prévision des chutes de pierre pour la route 132 sont performants et devraient être utilisés pour soutenir le travail des gestionnaires responsables de la sécurité routière. Nous suggérons d'utiliser les modèles RN (ou RL) pour calculer la probabilité d'occurrence des chutes de pierre. Les procédures opérationnelles recommandées en fonction de l'échelle de probabilité calculée sont détaillées dans les tableaux 12 et 13. Il est entre autres recommandé d'activer des feux clignotants et des panneaux à messages variables (PMV) pour avertir les automobilistes lorsque le niveau de probabilité de chutes de pierre dépasse respectivement 47% (occurrence considérable) et 55% (occurrence élevée) en été et 35% (occurrence considérable) et 55% (occurrence élevée) en hiver. Sur les années de validation des modèles (Test), une probabilité d'occurrence de chutes de pierre considérable survient 55% du temps alors qu'une probabilité élevée survient 9% du temps en été (Tab. 14). En hiver, les journées avec une probabilité d'occurrence considérable et élevée représentent respectivement 16% et 9% du nombre de jours total de la saison opérationnelle (Tab. 14). Les feux et les PMV devraient être installés à l'entrée et à la sortie des sections de route dont la fréquence des chutes de pierre est la plus élevée : 100, 120 et 130 (Fig. 4 et 17). Des PMV mobiles pourraient être utilisés et déplacés en fonction des endroits et des périodes d'occurrence des différents aléas présents sur le territoire. Pour soutenir la mise en application des mesures proposées dans ce rapport, nous suggérons de travailler sur le développement d'une application web pour informer en temps réel les patrouilleurs et les responsables de la sécurité routière du niveau de danger et des procédures opérationnelles suggérées.

Nous proposons également de procéder à des simulations de chutes de pierre (Rockyfor3D, stnParabel, RAMMS::ROCKFALL) pour déterminer avec plus de certitude les portions de route exposées aux chutes de pierre. Ces simulations permettront également d'évaluer l'efficacité des merlons actuels pour capter les pierres et déterminer la hauteur idéale pour limiter la propagation des blocs sur la route. Les essais de simulation réalisés dans le cadre d'un stage professionnel de master 1 par Antoine Koestel montrent que rehausser la hauteur du merlon actuel de 1,5 m permettrait de réduire la probabilité d'atteinte de la route d'environ 3% (Fig. 19). À court terme, nous suggérons de rehausser d'au moins un mètre la hauteur des merlons avec du matériel allochtone. L'idée est d'éviter l'emprunt de matériel à même le talus d'éboulis pour éviter de déséquilibrer la pente du talus (vitesse de propagation des blocs et angle de frottement statique), le remplissage subséquent du merlon et le rehaussement graduel de la paroi rocheuse causé par le transport des débris rocheux en sommet de talus et le déchaussement de la paroi sous-jacente. Une étude pour évaluer et soutenir notre compréhension de la dynamique d'éboulisation serait nécessaire pour appuyer la dynamique observée.

À certains endroits, comme les talus à l'ouest de Gros-Morne (Fig. 18b), des filets atténuateurs d'impact (Fig. 21b et c) pourraient être installés à la base des talus qui se terminent à quelques mètres des fossés[3]. Dans ce type de géologie très friable, il est aussi usuel d'installer des filets de recouvrement ou utiliser du béton projeté pour stabiliser les parois situées directement en bordure d'infrastructure linéaire (Fig. 18c). Pour éviter de dénaturer le paysage, nous suggérons plutôt de

[3] https://www.geobrugg.com/en/Rockfall-ATTENUATOR-104911,7859.html

procéder à l'écaillage des parois rocheuses pour limiter la fréquence des événements. L'écaillage peut être réalisé par une équipe de cordistes, mais également par projection d'eau à partir d'une benne sous un hélicoptère. Cette technique est plus rapide et permet de couvrir de plus large surface. Pour cibler les secteurs prioritaires à nettoyer, identifier les blocs instables et suivre le développement des instabilités rocheuses, nous proposons de 1) procéder à l'identification des blocs potentiellement instable en s'appuyant sur les critères de rupture proposés au chapitre 2 (e.g. Dunham et al., 2017) et 2) réaliser une analyse des déformations à l'aide d'imagerie 3D (photogrammétrie et LiDAR) (Fig. 6, chap. 4) (e.g. Guerin et al., 2020).

Enfin, nous suggérons également de soutenir le développement, l'installation et la calibration de deux systèmes de détection automatique des chutes de pierre à l'aide du radar[4] et de suivi des signaux sismiques et acoustiques (Morin et al., 2022). Ces systèmes permettraient d'activer en temps réel des feux d'avertissement ou des barrières pour fermer la route seulement lorsqu'une chute de pierre, une chute de blocs de glace ou une avalanche de neige est détectée. Ces systèmes pourraient être localisés au pied des parois les plus problématiques comme celles situées à l'ouest de Mont-Saint-Pierre et à l'est et à l'ouest de Gros-Morne (Fig. 18).

[4] https://www.geopraevent.ch/les-technologies/radar-de-chutes-de-pierres/?lang=fr

Tableau 12. Échelle de probabilité de chute de pierre sur la route 132 en été (modèle RN), conditions météorologiques à surveiller et procédures opérationnelles recommandées.

Échelle de probabilité de chute de pierre	Procédures opérationnelles recommandées durant la saison estivale
Modéré (<47%)	Chutes de pierre peu probable ou chute de pierre de faible magnitude possible sur la route
- Procédures d'opération normales - Patrouille demeure attentive à la présence de pierres sur la route	
Considérable (47-55%)	Chutes de pierre de petite et moyenne magnitude probable sur la route
- Activer les feux clignotants - Ajouter une patrouille - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession - Les patrouilles demeurent attentives à la présence de pierres sur la route - Éviter de s'arrêter sous les parois et s'assurer qu'aucun automobiliste ne s'arrête sous les parois - Avertir le responsable s'il y a un changement de météo (une hausse de l'intensité des pluies, des vents violents) ou l'apparition de résurgence d'eau ou du ruissellement sur les parois	
Élevé (>55%)	Chutes de pierre de petite et moyenne magnitude très probable sur la route et/ou chutes de pierre de grande magnitude probable
- Activer les feux clignotants - Activer les panneaux à message variables (PMV) avec le message suivant : DANGER ÉLEVÉ DE CHUTES DE PIERRE SUR LA ROUTE - Ajouter une patrouille - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession - Patrouille demeure attentive à la présence de pierres sur la route - Éviter de s'arrêter sous les parois et s'assurer qu'aucun automobiliste ne s'arrête sous les parois - S'assurer qu'une équipe d'intervention est prête à intervenir avec de la machinerie lourde (pelle mécanique, bulldozer) - Avertir le responsable s'il y a un changement de météo (une hausse de l'intensité des pluies, des vents violents) ou l'apparition de résurgence d'eau ou du ruissellement sur les parois	

Tableau 13. Échelle de probabilité de chute de pierre sur la route 132 en hiver (modèle RN), conditions météorologiques à surveiller et procédures opérationnelles recommandées.

Échelle de probabilité de chute de pierre	Procédures opérationnelles recommandées durant la saison hivernale
Faible (<35%)	Chutes de pierre peu probable ou chute de pierre de faible magnitude possible sur la route
- Procédures d'opération normales - Patrouille demeure attentive à la présence de pierres sur la route	
Considérable (35-55%)	Chutes de pierre de petite et moyenne magnitude probable sur la route
- Activer les feux clignotants - Ajouter une patrouille - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession - Les patrouilles demeurent attentives à la présence de pierres sur la route - Éviter de s'arrêter sous les parois et s'assurer qu'aucun automobiliste ne s'arrête sous les parois - Avertir le responsable s'il y a un changement de météo (une hausse de la température, de la pluie, des vents violents) ou l'apparition de résurgence d'eau ou du ruissellement sur les parois	
Élevé (>55%)	Chutes de pierre de petite et moyenne magnitude très probable sur la route et/ou chutes de pierre de grande magnitude probable
- Activer les feux clignotants - Activer les panneaux à message variables (PMV) avec le message suivant : DANGER ÉLEVÉ DE CHUTES DE PIERRE SUR LA ROUTE - Ajouter une patrouille - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession - Patrouille demeure attentive à la présence de pierres sur la route - Éviter de s'arrêter sous les parois et s'assurer qu'aucun automobiliste ne s'arrête sous les parois - S'assurer qu'une équipe d'intervention est prête à intervenir avec de la machinerie lourde (pelle mécanique, bulldozer) - Avertir le responsable s'il y a un changement de météo (une hausse de la température, de la pluie, des vents violents) ou l'apparition de résurgence d'eau ou du ruissellement sur les parois	

Tableau 14. Compilation du nombre de journées par classe de probabilité d'occurrence des chutes de pierre pour les saisons opérationnelles (saison op.) estivales (été et automne) et hivernales (hiver et printemps) utilisées pour valider les modèles d'AA (Test).

Été et automne (modèle RN)				
Saison op.	**Durée (j)**	**Modéré (j) <47%**	**Considérable (j) 47-55%**	**Élevé (j) >55%**
2009	160	63	84	13
2011	178	57	94	27
2013	177	59	105	13
2015	176	59	100	17
2017	167	61	94	12
2019	164	61	89	14
Moyenne (j)	170	60	94	16
Total (j)	1022	360	566	96
Total (%)	100	35	55	9

Hiver et printemps (modèle RN)				
Saison op.	**Durée (j)**	**Faible (j) <35%**	**Considérable (j) 35-55%**	**Élevé (j) >55%**
2010-2011	185	110	33	42
2012-2013	195	109	45	41
2014-2015	191	132	20	39
2016-2017	182	126	20	36
2018-2019	212	136	31	45
2019-2020	200	135	33	32
Moyenne (j)	194	125	30	39
Total (j)	1165	748	182	235
Total (%)	100	64	16	20

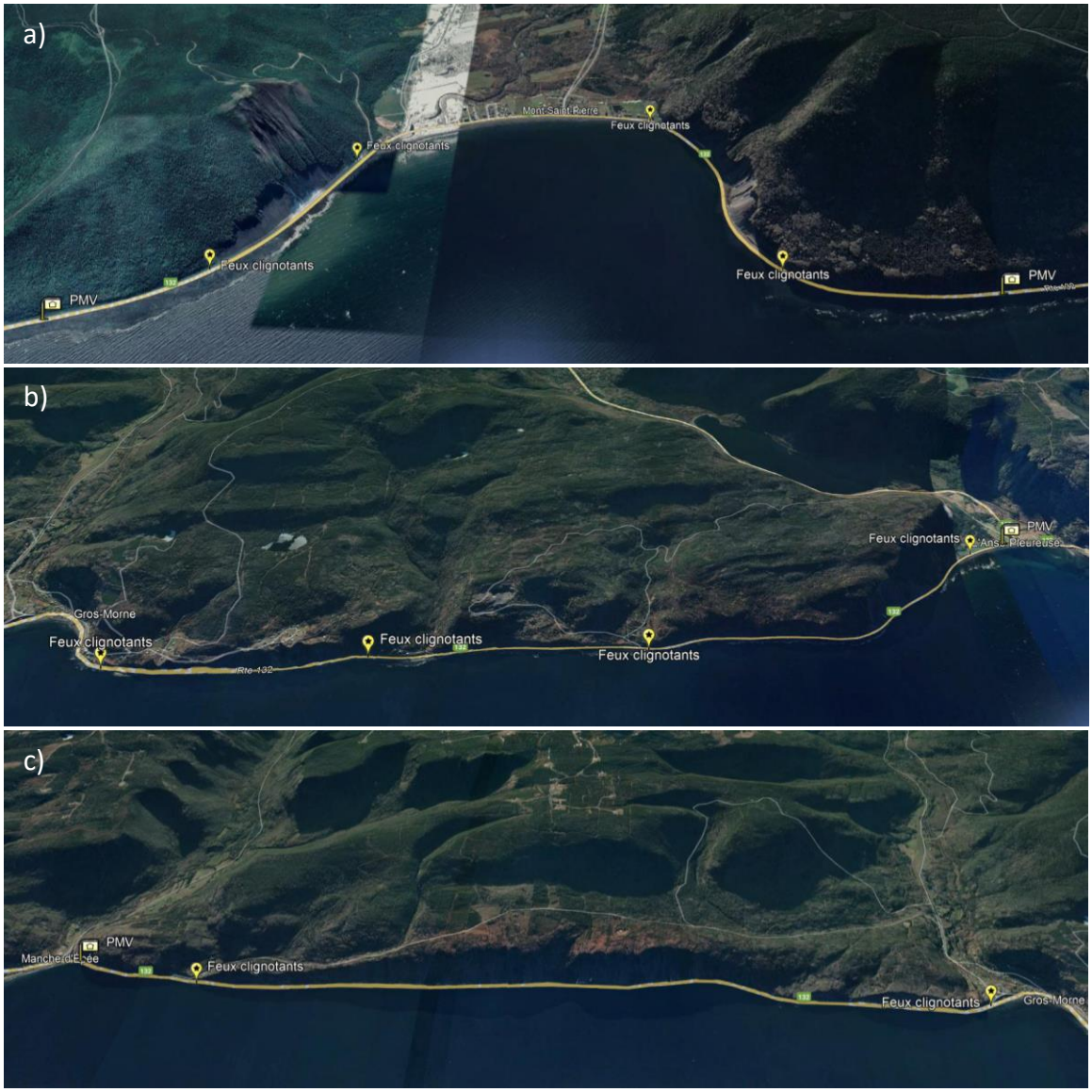


Figure 17. Localisation recommandée pour l'installation de feux clignotants et de panneaux à messages variables (PVM) sur la route 132, sections 100 (a), 120 (b) et 130 (c).



Figure 18. Parois rocheuses problématiques sur la section 100 à l'ouest de Mont-Saint-Pierre (a) et sur la section 120 à l'ouest (b) et à l'est (c) de Gros-Morne.

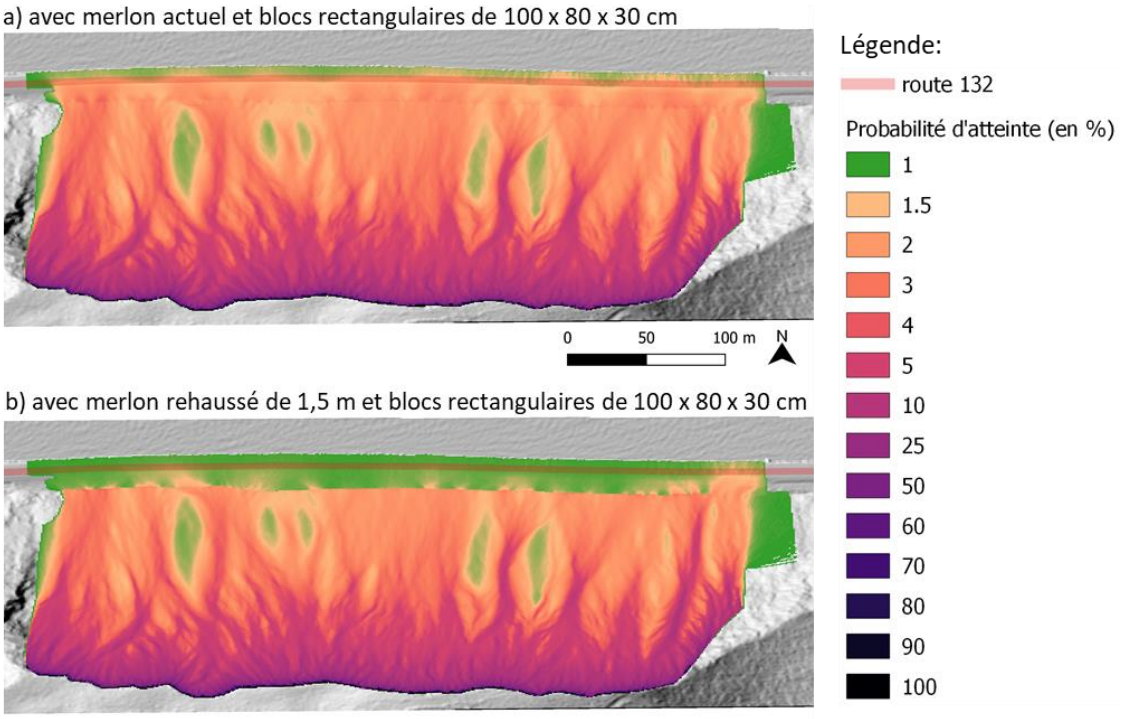


Figure 19. Essai de simulation de chutes de pierre dans Rockyfor3D pour une section de paroi rocheuse située le long de la route 132 à 3 km à l'est de Gros-Morne. Simulation réalisée avec des blocs rectangulaires de 100 x 80 x 30 cm avec le merlon actuel (a) et avec un merlon rehaussé de 1,5 m (b).

6.1 Route 198

Les modèles de prévision spécifiques à la route 198 (été et hiver) ne présentent pas des niveaux de performance intéressants dans un contexte de gestion préventive des chutes de pierre. Les performances décevantes sont attribuables au nombre limité d'événements et à l'absence de données de rayonnement aux stations météorologiques du réseau national. Il serait néanmoins possible de regrouper les jeux de données pour développer un modèle régional qui prendrait en compte les événements sur la 198. Ce modèle permettrait d'activer des feux clignotants et des panneaux à messages variables (PMV) pour avertir les automobilistes du haut niveau de probabilité de chutes de pierre ou des autres aléas traités dans ce rapport (chutes de blocs de glace, avalanches de neige). Les feux et les PMV devraient être installés à l'entrée et à la sortie de la section de la route 198 exposée aux chutes de pierre, aux chutes de blocs de glace et aux avalanches de neige (Fig. 20). Les procédures opérationnelles recommandées en fonction de l'échelle de probabilité calculée sont détaillées dans les tableaux 12 et 13.

Une autre solution, qui permettrait d'éliminer ou de diminuer considérablement le danger, serait de procéder à l'installation de barrières de protection dynamique ou un système de filets atténuateurs d'impact (Fig. 21). La longueur de route exposée aux chutes de pierre s'étend sur environ 300 mètres sur cet axe routier. Les barrières serviraient également d'écran pour les chutes de blocs de glace et limiteraient considérablement la possibilité de déclenchement des avalanches de neige.



Figure 20. Localisation recommandée pour l'installation de feux clignotants et de panneaux à messages variables (PMV) sur la section de la route 198 exposée aux chutes de pierre, aux chutes de blocs de glace et aux avalanches de neige.



Figure 21. Infrastructures de protection proposées contre les chutes de pierre, les chutes de blocs de glace et les avalanches de neige sur la section 10 de la route 198 (a) et option d'un système de filets atténuateurs d'impact (photo (b) et figure (c) tiré de NZGS, 2016; Hofmann et al., 2018; Glover et Ammann, 2016).

Références

Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Influence of climate-dependent variables on sedimentary rock deformations leading to differential erosion. Geomorphology.

Birien, T., Chouinard, C., Major, J. et Gauthier, F. (2019). Caractérisation des parois rocheuses le long des routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec à Rimouski, Rimouski.

Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierre. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Boulet, Y., Gauthier, F., Buffin-Bélanger, T. et Hétu, B. (2022). Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques des pluies torrentielles en Haute-Gaspésie, Québec. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Breiman, L. (2001). Random Forest. Machine Learning, 45:5-32.

Chanut, M., Lévy, C., Meignan, L. et Gasc, M. (2021). Contribution of Artificial Intelligence models for the management of rockfall Contribution of Artificial Intelligence models for the management of rockfall risks. 5th Rock Slope Stability Symposium, Chambéry, France, 2-4.

Cloutier, C., Locat, J., Charbonneau, F. et Couture, R. (2015). Understanding the kinematic behavior of the active Gascons rockslide from in-situ and satellite monitoring data. Engineering geology, 195, 1-15.

Collins, B. D. et Stock, G. M. (2016). Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. Nature Geoscience, 9:395-400.

Couronné, R., Probst, P. et Boulesteix, A. L. (2018). Random forest versus logistic regression: A large-scale benchmark experiment. BMC Bioinformatics, 19:1-14.

Crosta, G. B., Di Prisco, C., Frattini, P., Frigerio, G., Castellanza, R., et Agliardi, F. (2014). Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide. Landslides, 11(5), 747-764.

Cruden, D. M. et Hu, X. Q. (1996). Hazardous modes of rock slope movement in the Canadian Rockies. Environmental & Engineering Geoscience, 2(4), 507-516.

D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L. et Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. Natural Hazards and Earth System Sciences, 16:719-735.

Dekanová, M., Duchoň, F., Dekan, M., Kyzek, F. et Biskupič, M. (2018). Avalanche forecasting using neural network. In 2018 ELEKTRO (pp. 1-5). IEEE.

Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., Mcclean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D. et Lautenbach, S. (2013). Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. Ecography, 36:27-46.

Dunham, L., Wartman, J., Olsen, M. J., O'Banion, M. et Cunningham, K. (2017). Rockfall Activity Index (RAI): A lidar-derived, morphology-based method for hazard assessment. Engineering geology, 221: 184-192.

Dunn, J. R. et Hudec, P. P. (1972). Frost and Sorption Effects in Argillaceous Rocks. 51st Annual Meeting of the Highway Research Board, Washington, É.U.

Gauthier, F., Birien, T. et Meloche, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 1) : développement des instabilités et modes de rupture. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Gauthier, F., Germain, D. et Hétu, B. (2017). Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 89:201-232.

Gauthier, F., Hétu, B. et Allard, M. (2015a). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 79:855-880.

Gauthier, F., Allard, M. et Hétu, B. (2015b). Ice wall growth and decay: meteorological analysis and modelling. Permafrost and Periglacial Processes, 26(1), 84-102.

Gauthier, F., Montagnat, M., Weiss, J., Allard, M. et Hétu, B. (2013). Ice cascade growth and decay: a thermodynamic approach. Journal of Glaciology, 59(215), 507-523.

Glover, J. et Ammann, W. (2016). Geobrugg internal testing report No. 1-a, Rockfall Attenuator Testing Nicolum Quarry, Hope BC., Global Risk Forum Davos, GRF, Switzerland.

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. Permafrost and Periglacial Processes, 15(3), 299-307.

Guerin, A., Stock, G. M., Radue, M. J., Jaboyedoff, M., Collins, B. D., Matasci, B., Avdievitch, N. et Derron, M. H. (2020). Quantifying 40 years of rockfall activity in Yosemite Valley with historical Structure-from-Motion photogrammetry and terrestrial laser scanning. Geomorphology, 356: 107069.

Hall, K. (2002). Weathering in cold regions: some persepectives. Progress in Physical Geography, 26:577-603.

Hall, K., et Hall, A. (1996). Weathering by wetting and drying: some experimental results. Earth Surface Processes and Landforms, 21(4): 365–376.

Hasan, M. A. M., Nasser, M., Ahmad, S. et Molla, K. I. (2016). Feature Selection for Intrusion Detection Using Random Forest. Journal of Information Security, 7:129-140.

He, H. et Ma, Y. (2013). Imbalanced learning : Foundations, Algorithms and applications 1re éd. Wiley-IEEE Press, Hoboken, NJ, É.U.

Hendrikx, J., Murphy, M. et Onslow, T. (2014). Classification trees as a tool for operational avalanche forecasting on the Seward Highway, Alaska. Cold Regions Science and Technology, 97:113-120.

Hölting, B., et Coldewey, W. G. (1996). Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. Enke Verl., Stuttgart.

Hosmer, D. et Lemeshow, S. (2000). Applied logistic regression, New York.

Hétu, B. et Vandelac, P. (1989). La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 43:389-406.

Hofmann, H., Glover, J., Wyllie, D., Shevlin, T. et Buechi, A.D. (2018). Rockfall Attenuator Systems. A new design concept for protecting linear infrastructure. Comptes rendus de conférence, GeoEdmonton2018.

Hungr, O., Evans, S. G. et Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. Canadian Geotechnical Journal, 36:224-238

Jaboyedoff, M. et Labiouse, V. (2011). Technical note: Preliminary estimation of rockfall runout zones. Natural Hazards and Earth System Science, 11:818-828

Kavzoglu, T. et Mather, P. M. (2002). The role of feature selection in artificial neural network applications. International Journal of Remote Sensing, 23:2919-2937.

Kopecky, M. (2002). Influence of climatic and hydrogeologic conditions on the origin of landslides in Slovakia. *In* Rybar, J. (Ed.). (2002). Landslides: Proceedings of the First European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, 24-26 June 2002 (1st ed.). Routledge.

Kotsiantis, S. B. (2016). Supervised Machine Learning: A Review of Classification Techniques. Hyperfine Interactions, 237:1-8.

Lewkowicz, A. G. (2001). Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 12(4):351-366.

Ma, Z., Mei, G. et Piccialli, F. (2021). Machine learning for landslides prevention: a survey. Neural Computing and Applications, 33:10881-10907.

Mateos, R. M., García-Moreno, I. et Azañón, J. M. (2012). Freeze-thaw cycles and rainfall as triggering factors of mass movements in a warm Mediterranean region: The case of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). Landslides, 9:417-432.

Menard, S. (2011). Standards for Standardized Logistic Regression Coefficients. Social Forces, 89: 1409-1428.

Mendeş, M. et Akkartal, E. (2009). Regression tree analysis for predicting slaughter weight in broilers. Italian Journal of Animal Science, 8:615-624.

Michoud, C., Derron, M. H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F. J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A. et Queyrel, A. (2012). Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: Example in Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12:615-629.

Midi, H., Sarkar, S. K. et Rana, S. (2010). Collinearity diagnostics of binary logistic regression model. Journal of Interdisciplinary Mathematics, 13:253-267.

Mignelli, C., Lo Russo, S. et Peila, D. (2012). ROckfall risk MAnagement assessment: The RO.MA. approach. Natural Hazards, 62:1109-1123.

Morin, A., Giroux, B. et Gauthier, F. (2022). Characterizing seismic activity from a rock cliff with unsupervised learning, the case of Gros-Morne, Haute-Gaspésie. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Nguyen, Q. H., Ly, H.B., Ho, L.S., Al-Ansari, N., Van Le, H., Tran, V.Q., Prakash, I. et Pham, B.T. (2021). Influence of data splitting on performance of machine learning models in prediction of shear strength of soil. Mathematical Problems in Engineering, 2021:1-15.

NZGS (2016). Rockfall: Design considerations for passive protection structure. https://www.building.govt.nz/assets/Uploads/building-code-compliance/b-stability/b1-structure/rockfall-design-consideration/rockfall-design-passive-protection-structures.pdf

Revuelto, J., Billecocq, P., Tuzet, F., Cluzet, B., Lamare, M., Larue, F. et Dumont, M. (2020). Random forests as a tool to understand the snow depth distribution and its evolution in mountain areas. Hydrological Processes, 34: 5384-5401.

Saito, T. et Rehmsmeier, M. (2015). The precision-recall plot is more informative than the ROC plot when evaluating binary classifiers on imbalanced datasets. PLoS ONE, 10:1-21.

Sass, O. (2005). Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 30(3), 359-374.

Slivitzky, A., Lachambre, G. et Julien, P. S. (1991). Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Québec, QC, Canada

Strobl, C., Boulesteix, A. L., Kneib, T., Augustin, T. et Zeileis, A. (2008). Conditional variable importance for random forests. BMC Bioinformatics, 9:1-11.

Trenhaile, A. (2006). Tidal wetting and drying on shore platforms: An experimental study of surface expansion and contraction. Geomorphology, 76:316-331.

Trenhaile, A. S. et Rudakas, P. A. (1981). Freeze-thaw and shore platform development in Gaspe, Quebec. Geographie Physique et Quaternaire, 35:171-181.

Weidner, L. et Walton, G. (2021). Monitoring the effects of slope hazard mitigation and weather on rockfall along a colorado highway using terrestrial laser scanning. Remote Sensing, 13:4584-4601.

Wieczorek, G. F. et Jäger, S. (1996). Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope-movement processes in the Yosemite Valley, California. Geomorphology, 15:17-31.

Xu, W., Yu, W. et Zhang, G. (2012). Prediction method of debris flow by logistic model with two types of rainfall: a case study in the Sichuan, China. Natural Hazards, 62(2): 733-744.

Yoo, W., A. Brien, F., L. Cote, M. et Schwartz, A. (2012). A Comparison of Logistic Regression, Logic Regression, Classification Tree, and Random Forests to Identify Effective Gene-Gene and Gene-Environmental Interactions Wonsuk. International journal of applied science and technolog, 2:268-294.

Annexes

Tableau A1. Importance cumulée (FI) des variables sélectionnées par les FA et dénombrement (Count) des variables pré-sélectionnées par le RFE et utilisées en intrant des modèles RL et RN pour l'entrainement des modèles estivaux sur la 132 (à gauche) et la 198 (à droite) sur la variable événementielle FM. En gras : les variables sélectionnées pour tester le modèle expert.

Modèles estivaux route 132					
Variables	FI	Rank FI	Count	Rank Count	Indice
Pluie_efficace_48h	1.05	6	18	2	8
VV_Moy_24h	**0.99**	**10**	**29**	**1**	**11**
Pluie_ventee_48h	1.03	7	9	7	14
DTR_j-1	0.94	12	15	3	15
Pluie_96h	1.15	4	4	12	16
Int_pluie_8h/24h	**1.03**	**8**	**8**	**8**	**16**
DTR_j-2	0.97	11	12	5	16
Int_pluie_12h/48h	1.21	3	2	14	17
Tmoy_24h	0.91	13	11	6	19
Int_pluie_4h/48h	1.12	5	1	15	20
Pluie_48h	**1.02**	**9**	**5**	**11**	**20**
DTR_j-3	0.86	15	8	8	23
Tmin_4h/24h	0.85	16	1	15	31
Tmoy-2j	0.83	18	2	14	32
Tmin_8h/24h	0.81	21	4	12	33
Tmax_4h/24h	0.82	20	1	15	35
DTR_j	0.81	22	1	15	37
Tmax_12h/24h	0.78	28	6	10	38
Tmin_12h/24h	0.77	30	5	11	41
Pluie_72h	0.77	29	2	14	43
Tmoy_48h	0.77	31	3	13	44
Tmoy-1j	0.77	32	1	15	47
Tmoy_120h	0.75	35	4	12	47
Tmax_8h/24h	0.76	33	1	15	48
Tmoy_96h	0.74	39	2	14	53
Pluie_efficace_72h	0.74	40	3	13	53
Tmoy-3j	0.74	41	1	15	56
Pluie_120h	0.70	52	13	4	56
Pluie_efficace_120h	0.67	55	7	9	64
Tmoy_72h	0.70	51	2	14	65
Pluie_efficace_96h	0.65	57	3	13	70
Int_pluie_8h/48h	0.58	58	1	15	73
Int_pluie_12h/24h	1.69	1	#N/A	#N/A	#N/A
Int_pluie_4h/24h	1.36	2	#N/A	#N/A	#N/A

Modèles estivaux route 198					
Variables	FI	Rank Fi	Count	Rank Count	Indice
Int_pluie_4h/24h	2.48	1	8	6	7
Int_pluie_12h/24h	1.58	4	11	3	7
VV_Moy_24h	**1.32**	**6**	**37**	**1**	**7**
Pluie_24h	**1.84**	**2**	**3**	**11**	**13**
VV_Raf_Max	1.43	5	4	10	15
Pluie_ventee_24h	1.62	3	1	13	16
Int_pluie_4h/48h	1.30	7	5	9	16
Pluie_96h	1.17	10	8	6	16
Pluie_efficace_48h	1.02	12	9	5	17
Pluie_ventee_48h	1.20	8	3	11	19
DTR_j-3	0.85	15	10	4	19
DTR_j	0.78	17	11	3	20
Int_pluie_8h/24h	1.19	9	1	13	22
Int_pluie_1h/24h	1.12	11	1	13	24
Int_pluie_1h/48h	0.95	13	2	12	25
Tmoy-2j	0.79	16	5	9	25
DTR_j-2	0.75	19	3	11	30
Tmoy_120h	0.69	28	14	2	30
Pluie_efficace_24h	0.78	18	1	13	31
Tmoy_96h	0.74	20	3	11	31
Tmin_8h/24h	0.73	21	2	12	33
Pluie_120h	0.71	25	4	10	35
Tmoy-1j	0.72	23	1	13	36
Tmax_4h/24h	0.70	26	1	13	39
Tmax_4h/48h	0.70	27	1	13	40
Tmin_4h/24h	0.69	30	3	11	41
Tmoy_24h	0.69	29	1	13	42
Tmoy-3j	0.68	34	6	8	42
Tmin_4h/48h	0.67	35	2	12	47
Tmin_8h/48h	0.65	38	1	13	51
DTR_j-1	0.65	39	2	12	51
Pluie_efficace_96h	0.63	44	7	7	51
Tmax_8h/48h	0.65	40	1	13	53
Tmin_12h/24h	0.65	41	2	12	53
Tmoy_48h	0.61	48	1	13	61
Tmax_12h/24h	0.55	56	1	13	69
Pluie_efficace_120h	0.51	58	1	13	71
Pluie_efficace_72h	0.50	59	1	13	72
Int_pluie_12h/48h	0.93	14	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax-3j	0.72	22	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin-2j	0.71	24	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax-1j	0.69	31	#N/A	#N/A	#N/A
Pluie_48h	0.68	32	#N/A	#N/A	#N/A
DV_Raf_Max	0.68	33	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax_96h	0.66	36	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin_24h	0.66	37	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax_8h/24h	0.64	42	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin-3j	0.64	43	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin-1j	0.63	45	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax-2j	0.62	46	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin_120h	0.62	47	#N/A	#N/A	#N/A
Tmoy_72h	0.61	49	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax_24h	0.60	50	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin_96h	0.58	51	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax_120h	0.58	52	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin_48h	0.57	53	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax_72h	0.56	54	#N/A	#N/A	#N/A
Tmin_72h	0.56	55	#N/A	#N/A	#N/A
Tmax_48h	0.54	57	#N/A	#N/A	#N/A
Pluie_72h	**0.47**	**60**	**#N/A**	**#N/A**	**#N/A**

Tableau A2. Importance cumulée (FI) des variables sélectionnées par les FA et dénombrement (Count) des variables pré-sélectionnées par le RFE et utilisées en intrant des modèles RL et RN pour l'entrainement des modèles hivernaux sur la 132 (à gauche) et la 198 (à droite) sur la variable événementielle FM. En gras : les variables sélectionnées pour tester le modèle expert.

Modèles hivernaux route 132					
Variables	FI	Rank Fi	Count	Rank Count	Indice
Tmoy_72h	**6.16**	**1**	**19**	**2**	**3**
Tmoy_120h	2.25	6	6	5	11
Tmoy_96h	2.58	5	3	7	12
Tmoy_48h	1.86	8	14	4	12
DJD	**0.88**	**16**	**28**	**1**	**17**
Tmoy_24h	1.16	11	1	9	20
Tmin_12h/24h	1.10	12	1	9	21
VV_Moy_24h	**0.44**	**28**	**17**	**3**	**31**
Tmax_8h/48h	0.51	23	1	9	32
Neige_120h	0.42	32	14	4	36
DTR_j-3	0.41	33	1	9	42
DTR_j-2	0.36	38	5	6	44
DTR_j-1	0.35	39	2	8	47
DTR_j	0.34	40	2	8	48
VV_Raf_Max	0.34	41	3	7	48
Neige_96h	0.32	43	1	9	52
DV_Raf_Max	0.29	44	2	8	52
Pluie_120h	0.28	45	3	7	52
Pluie_efficace_120h	0.27	46	3	7	53
Pluie_96h	0.24	47	1	9	56
Int_pluie_1h/48h	0.13	59	1	9	68

Modèles hivernaux route 198					
Variables	FI	Rank FI	Count	Rank Count	Indice
Tmax_12h/24h	2.13	4	11	2	6
Tmoy_72h	**2.45**	**2**	**3**	**6**	**8**
Tmax_4h/48h	2.92	1	1	8	9
Tmoy_96h	2.14	3	2	7	10
Tmax_48h	2.04	5	3	6	11
Tmoy_48h	1.37	8	5	4	12
Tmax_4h/24h	1.85	6	1	8	14
Tmax_8h/24h	1.05	12	5	4	16
Tmoy_24h	1.26	9	1	8	17
Tmax_72h	1.13	11	2	7	18
Tmoy_120h	1.02	13	4	5	18
Neige_120h	0.94	15	5	4	19
DTR_j-3	0.77	22	12	1	23
Tmax_24h	0.92	16	1	8	24
Tmoy-1j	0.88	17	1	8	25
Tmax_120h	0.85	19	2	7	26
Tmoy-3j	0.76	23	1	8	31
VV_Moy_24h	**0.65**	**30**	**11**	**2**	**32**
DTR_j-1	0.67	27	3	6	33
DJD	**0.65**	**31**	**6**	**3**	**34**
DTR_j	0.52	36	1	8	44
DTR_j-2	0.50	39	3	6	45
Pluie_efficace_120h	0.47	40	1	8	48
Pluie_120h	0.42	43	2	7	50
DV_Raf_Max	0.38	46	2	7	53
Neige_72h	0.24	56	2	7	63
Pluie_72h	0.23	57	1	8	65
Pluie_efficace_48h	0.22	61	1	8	69

Tableau A3. Performances des modèles estivaux sur la variable événementielle F pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles estivaux pour la route 132 (variable F) (Train: N = 481 [0 = 225, 1 = 256]; Train non dédoublé: N = 450 [0 = 225, 1 = 225]; Test : N = 1022 [0 = 980, 1 = 42])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	194	95	0.84	0.63	0.86	0.14	0.16	0.72	0.75	Int_pluie_12h/24h Tmin_8h/24h
		31	161								
	Train non dédoublé	194	91	0.81	0.59	0.86	0.14	0.19	0.68	0.73	
		31	132								
	Test	825	13	0.16	0.69	0.84	0.16	0.84	0.26	**0.77**	
		155	29								
AC	Train	211	98	0.92	0.62	0.94	0.06	0.08	0.74	0.78	Int_pluie_12h/24h Tmax-1j
		14	158								
	Train non dédoublé	211	94	0.90	0.58	0.94	0.06	0.10	0.71	0.76	
		14	132								
	Test	831	13	0.16	0.69	0.85	0.15	0.84	0.26	**0.77**	
		149	29								
FA	Train	202	62	0.89	0.76	0.90	0.10	0.11	0.82	0.83	Int_pluie_12h/24h Int_pluie_4h/24h Int_pluie_1h/24h […]
		23	194								
	Train non dédoublé	202	60	0.88	0.73	0.90	0.10	0.12	0.80	0.82	
		23	165								
	Test	791	11	0.14	0.74	0.81	0.19	0.86	0.24	**0.77**	
		189	31								
RN	Train	200	115	0.85	0.55	0.89	0.11	0.15	0.67	0.72	Int_pluie_12h/24h Tmin_8h/24h
		25	141								
	Train non dédoublé	200	111	0.82	0.51	0.89	0.11	0.18	0.63	0.70	
		25	114								
	Test	852	16	0.17	0.62	0.87	0.13	0.83	**0.27**	0.74	
		128	26								

Tableau A4. Performances des modèles hivernaux sur la variable événementielle F pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles hivernaux pour la route 132 (variable F) (Train: N = 332 [0 = 155, 1 = 177]; Train non dédoublé : N = 310 [0 = 155, 1 = 155]; Test : N = 1165 [0 = 1095, 1 = 70])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	128	16	0.86	0.91	0.83	0.17	0.14	0.88	0.87	Tmoy_72h DJD DTR_j-3
		27	161								
	Train non dédoublé	128	14	0.84	0.91	0.83	0.17	0.16	0.87	0.87	
		27	141								
	Test	893	8	0.23	0.89	0.82	0.18	0.77	0.37	0.85	
		202	62								
AC	Train	142	11	0.93	0.94	0.92	0.08	0.07	0.93	0.93	Tmoy_72h DJD Tmoy_24h
		13	166								
	Train non dédoublé	142	11	0.93	0.94	0.92	0.08	0.07	0.93	0.93	
		13	166								
	Test	878	3	0.24	0.96	0.80	0.20	0.76	**0.38**	**0.88**	
		217	67								
FA	Train	155	0	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	1.00	Tmoy_72h Tmoy_48h Tmin_12h/24h […]
		0	177								
	Train non dédoublé	155	0	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	1.00	
		0	155								
	Test	893	9	0.23	0.87	0.82	0.18	0.77	0.37	0.84	
		202	61								
RN	Train	134	17	0.88	0.90	0.86	0.14	0.12	0.89	0.88	Tmoy_72h DJD
		21	160								
	Train non dédoublé	134	15	0.87	0.90	0.86	0.14	0.13	0.89	0.88	
		21	140								
	Test	896	8	0.24	0.89	0.82	0.18	0.76	0.37	0.85	
		199	62								

Tableau A5. Performances des modèles estivaux sur la variable événementielle M pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles estivaux pour la route 132 (variable M) (Train : N = 688 [0 = 344, 1 = 344]; Test : N = 1022 [0 = 914, 1 = 108])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	301	178	0.79	0.48	0.88	0.13	0.21	0.60	0.68	Pluie_efficace_48h DTR_j-1 Tmin_8h/24h
		43	166								
	Test	789	54	0.30	0.50	0.86	0.14	0.70	**0.38**	0.68	
		125	54								
AC	Train	302	129	0.84	0.63	0.88	0.12	0.16	0.72	0.75	Int_pluie_12h/24h Pluie_efficace_48h Tmax_4h/24h VV_Moy_24h Tmax_12h/24h
		42	215								
	Test	699	36	0.25	0.67	0.76	0.24	0.75	0.36	**0.72**	
		215	72								
FA	Train	294	140	0.80	0.59	0.85	0.15	0.20	0.68	0.72	Int_pluie_8h/24h Int_pluie_12h/24h Pluie_ventee_24h […]
		50	204								
	Test	727	44	0.25	0.59	0.80	0.20	0.75	0.36	0.69	
		187	64								
RN	Train	302	183	0.79	0.47	0.88	0.12	0.21	0.59	0.67	Pluie_efficace_48h Pluie_72h Tmoy_24h DTR_j-1
		42	161								
	Test	791	54	**0.31**	0.50	0.87	0.13	0.69	**0.38**	0.68	
		123	54								

Tableau A6. Performances des modèles hivernaux sur la variable événementielle M pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles hivernaux pour la route 132 (variable M) (Train : N = 568 [0 = 284, 1 = 284]; Test : N = 1165 [0 = 1055, 1 = 110])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	246	58	0.86	0.80	0.87	0.13	0.14	0.82	0.83	Tmoy_48h DJD
		38	226								
	Test	910	27	0.36	0.75	0.86	0.14	0.64	0.49	0.81	
		145	83								
AC	Train	250	35	0.88	0.88	0.88	0.12	0.12	0.88	0.88	Tmoy_120h Tmin_8h/48h max_8h/24h
		34	249								
	Test	871	19	0.33	0.83	0.83	0.17	0.67	0.47	**0.83**	
		184	91								
FA	Train	260	15	0.92	0.95	0.92	0.08	0.08	0.93	0.93	Tmoy_72h Tmoy_96h Tmoy_120h […]
		24	269								
	Test	869	17	0.33	0.85	0.82	0.18	0.67	0.48	**0.83**	
		186	93								
RN	Train	244	58	0.85	0.80	0.86	0.14	0.15	0.82	0.83	Tmoy_48h DJD
		40	226								
	Test	907	25	0.36	0.77	0.86	0.14	0.64	**0.50**	0.82	
		148	85								

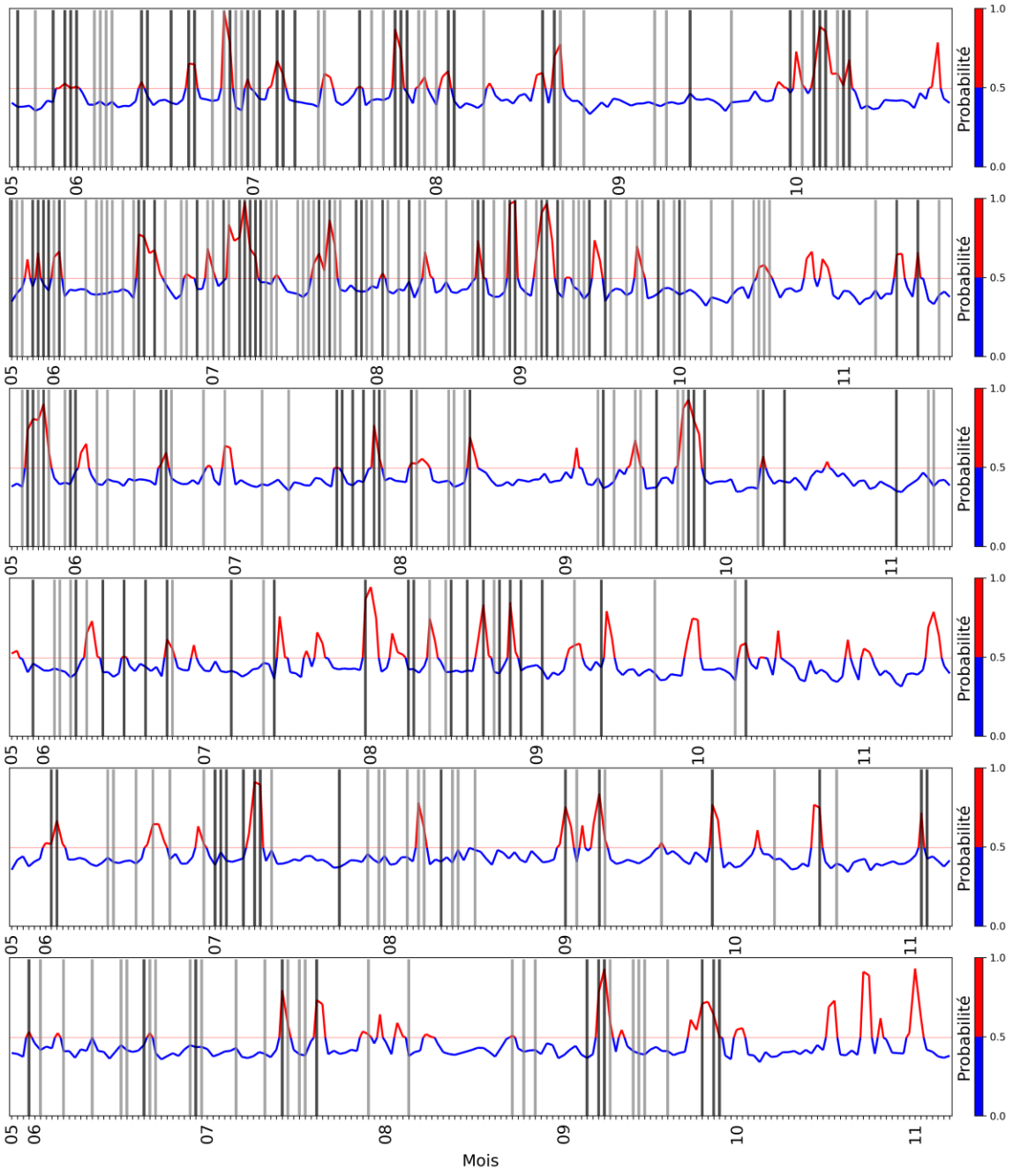


Figure A1. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert RL estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

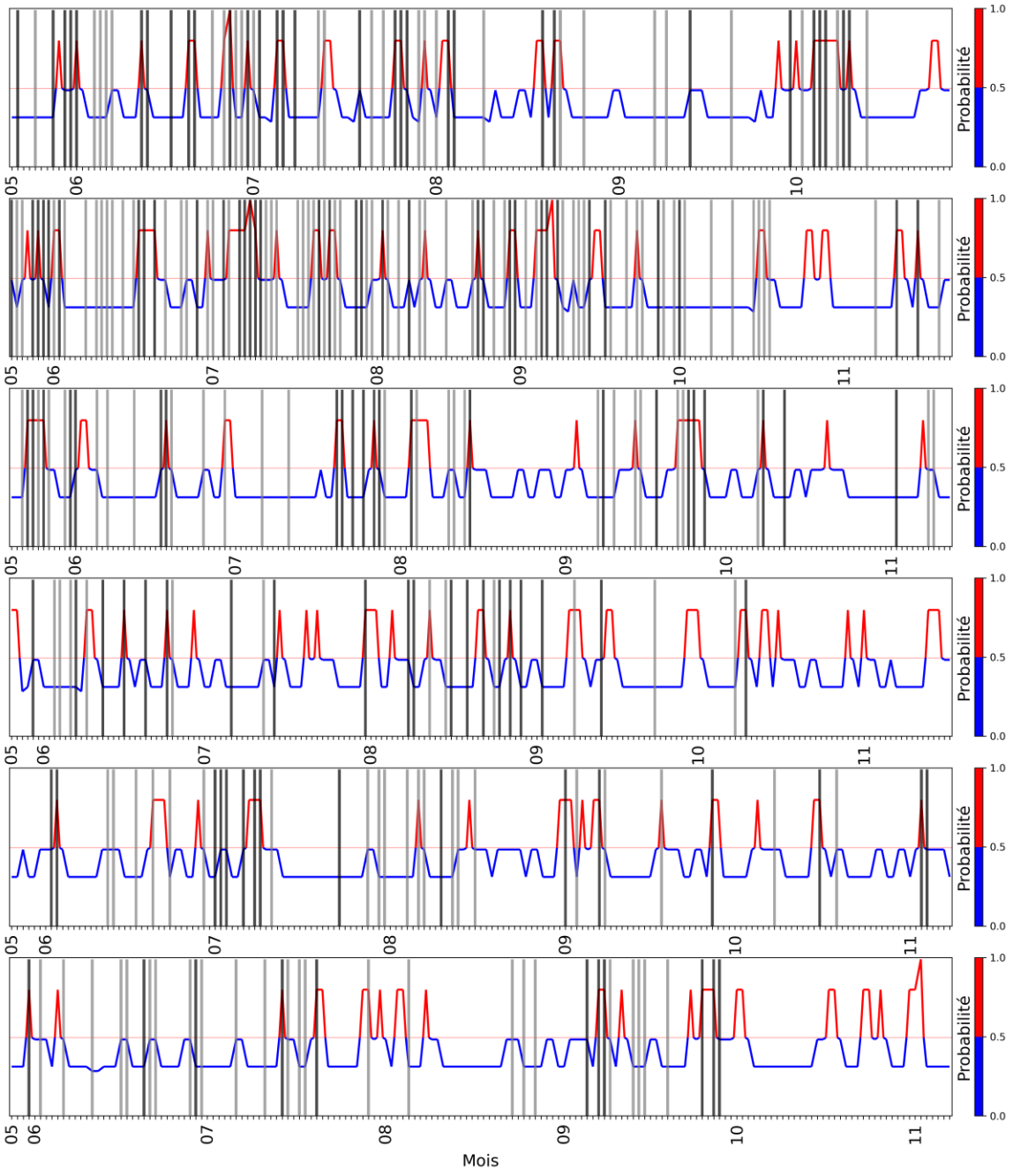


Figure A2. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert AC estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

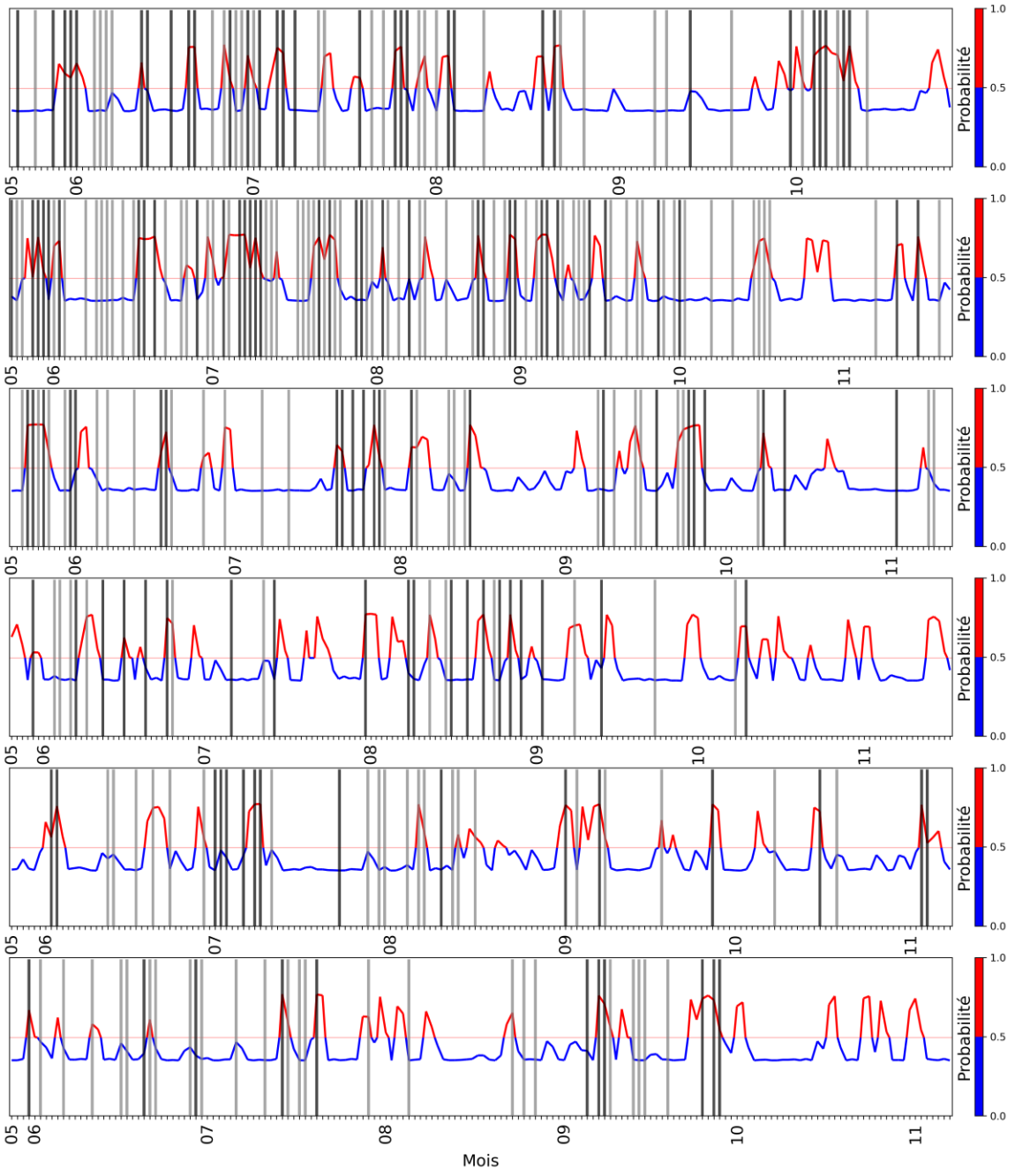


Figure A3. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert FA estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

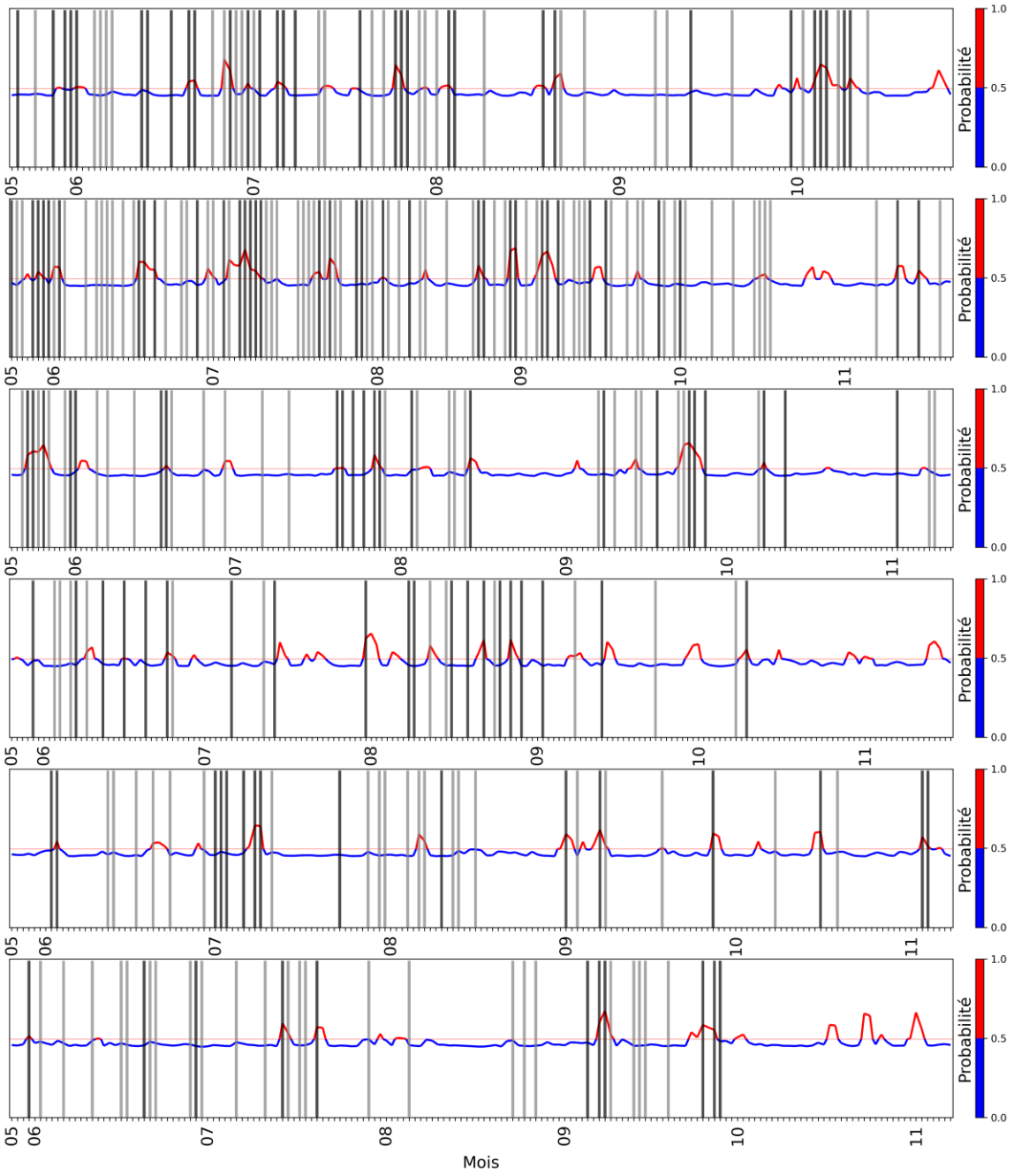


Figure A4. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert RN estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

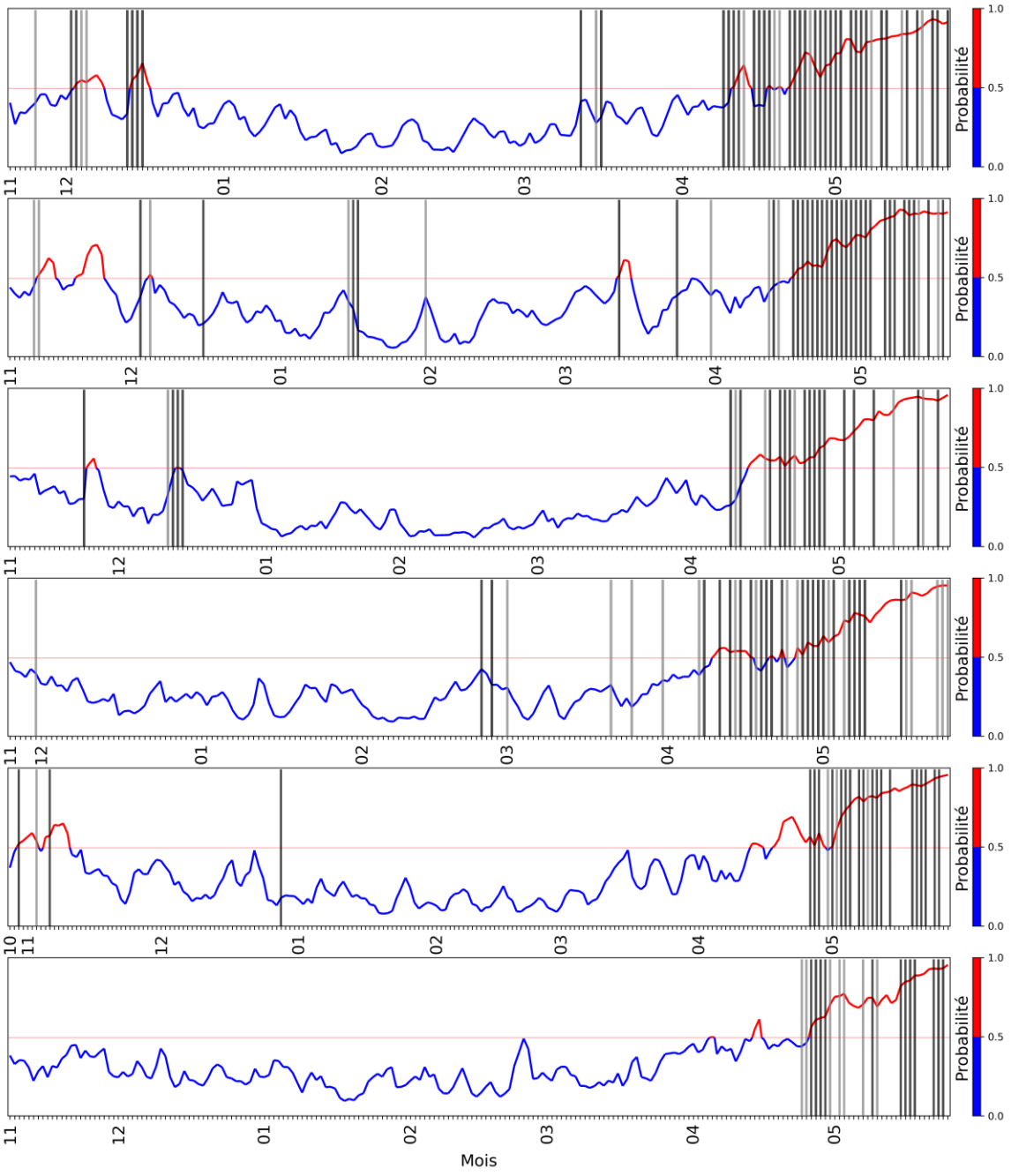


Figure A5. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RL hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

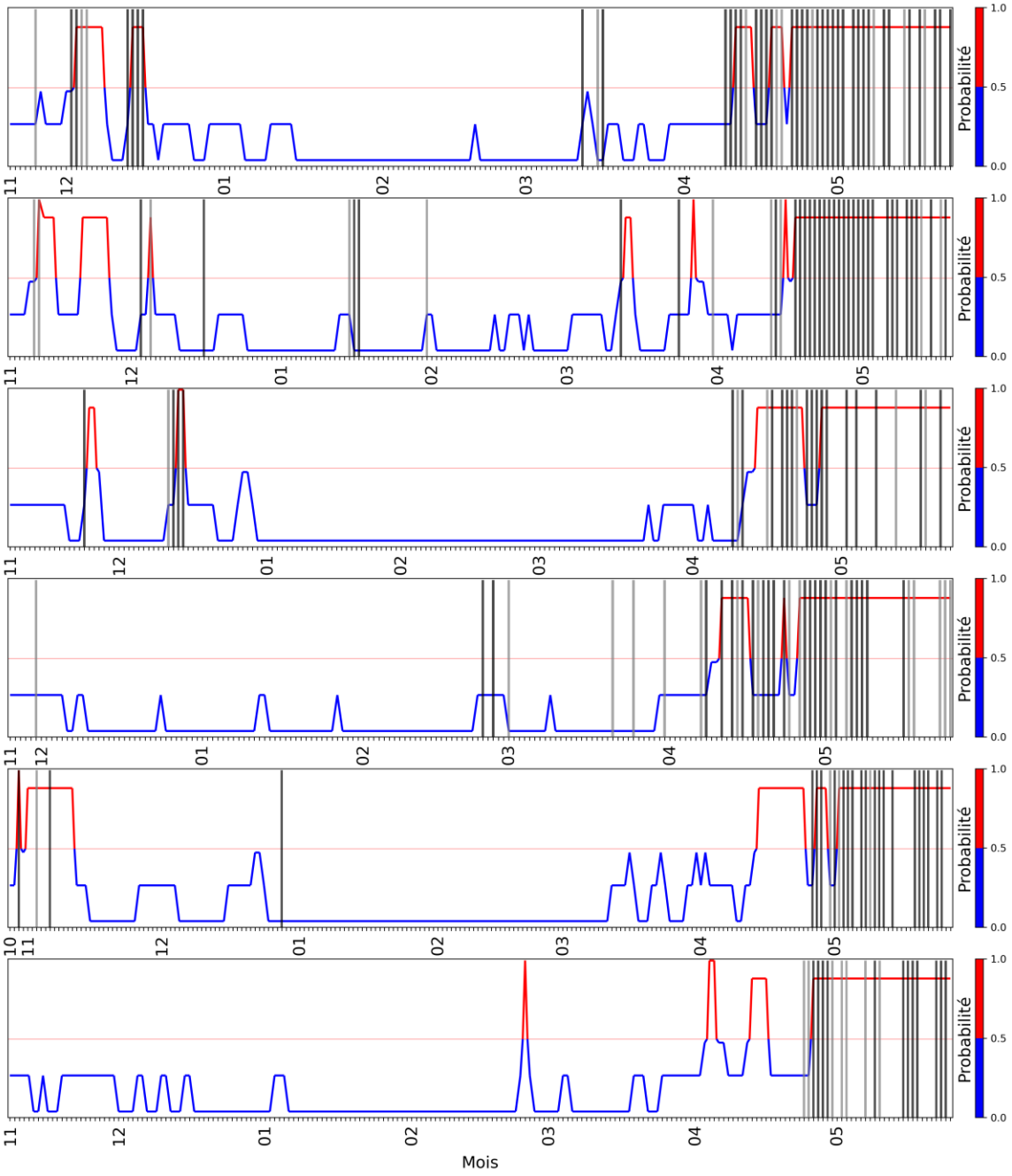


Figure A6. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert AC hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

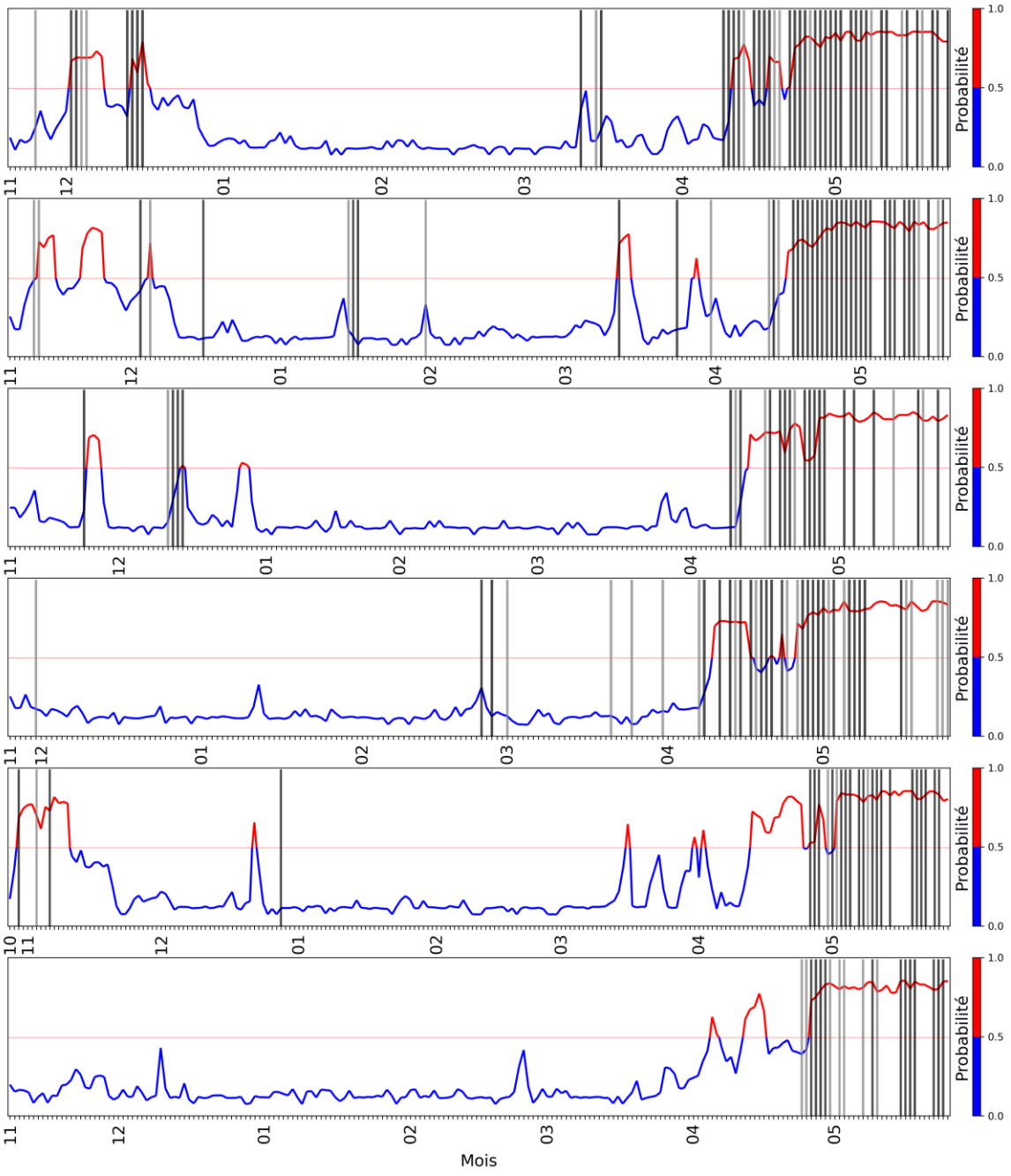


Figure A7. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert FA hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

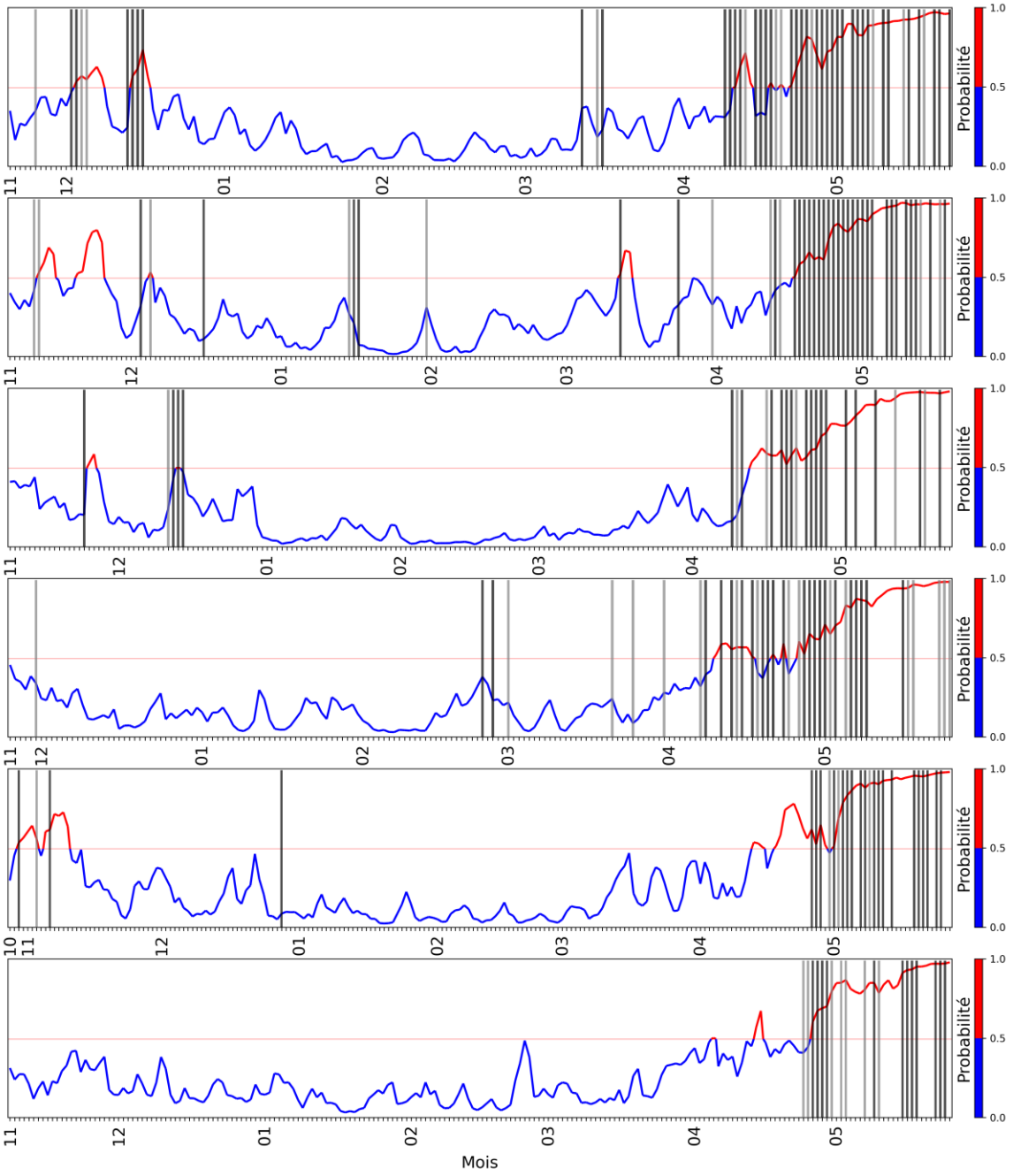


Figure A8. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 132 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RN hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

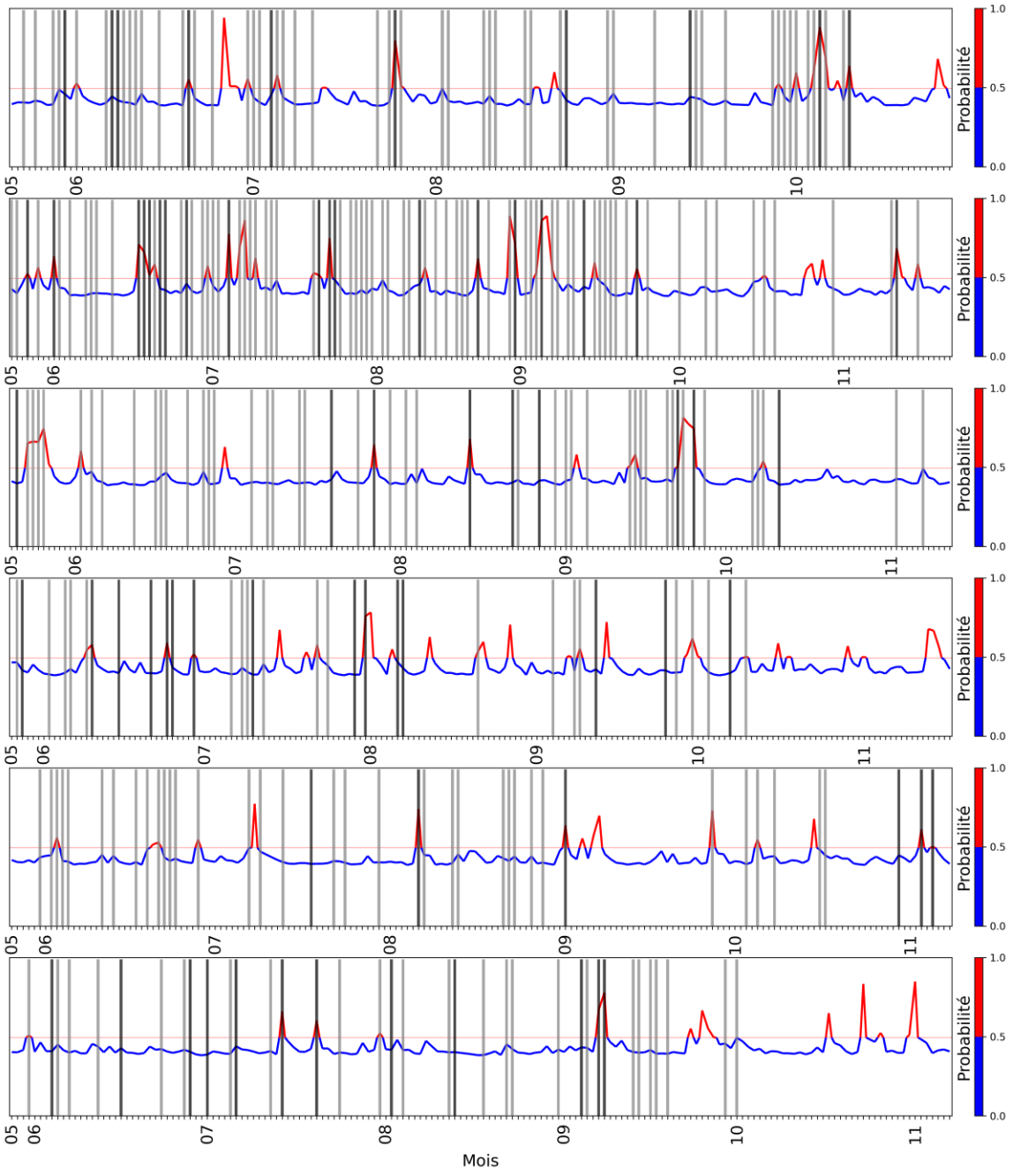


Figure A9. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert RL estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

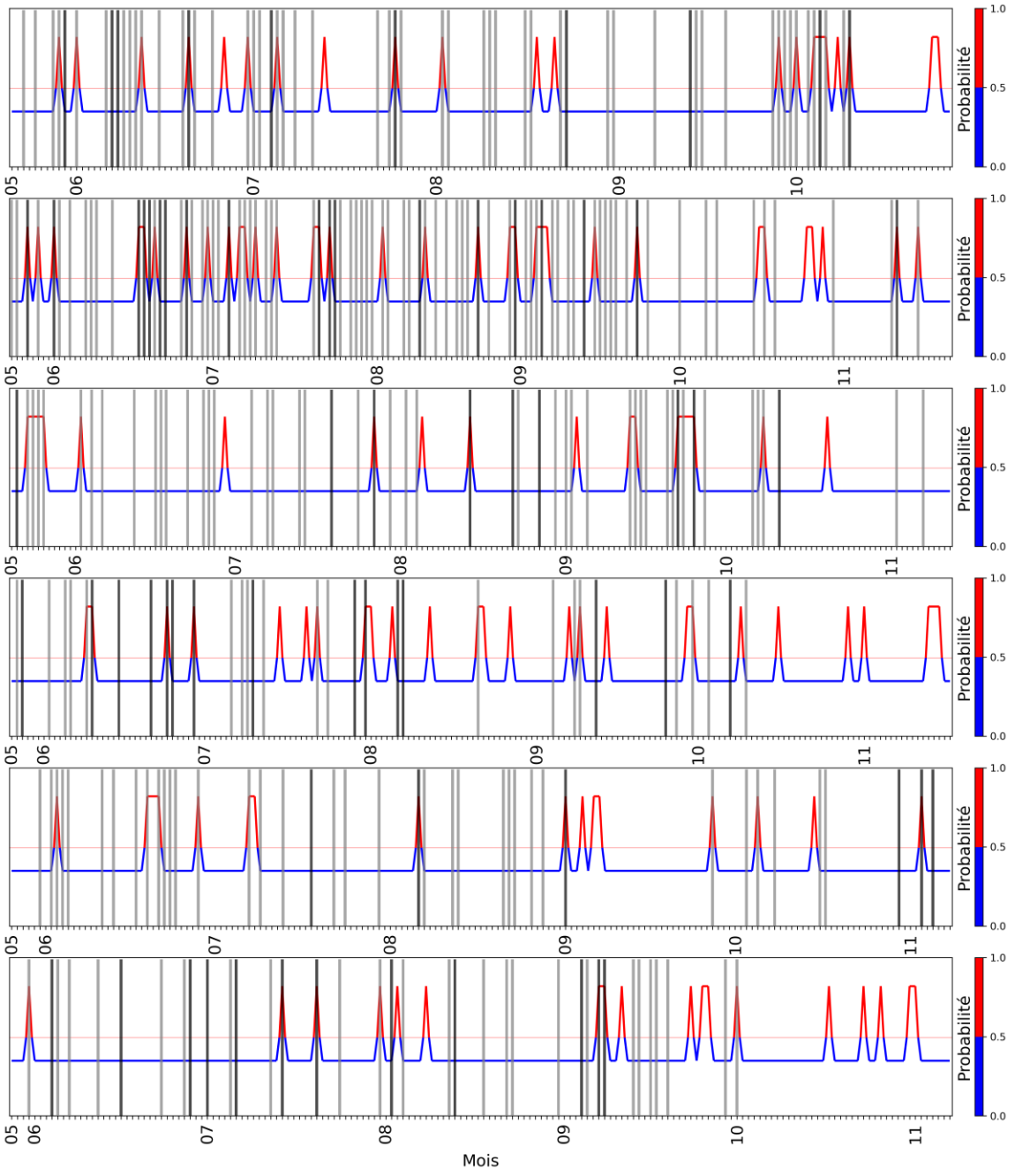


Figure A10. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert AC estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

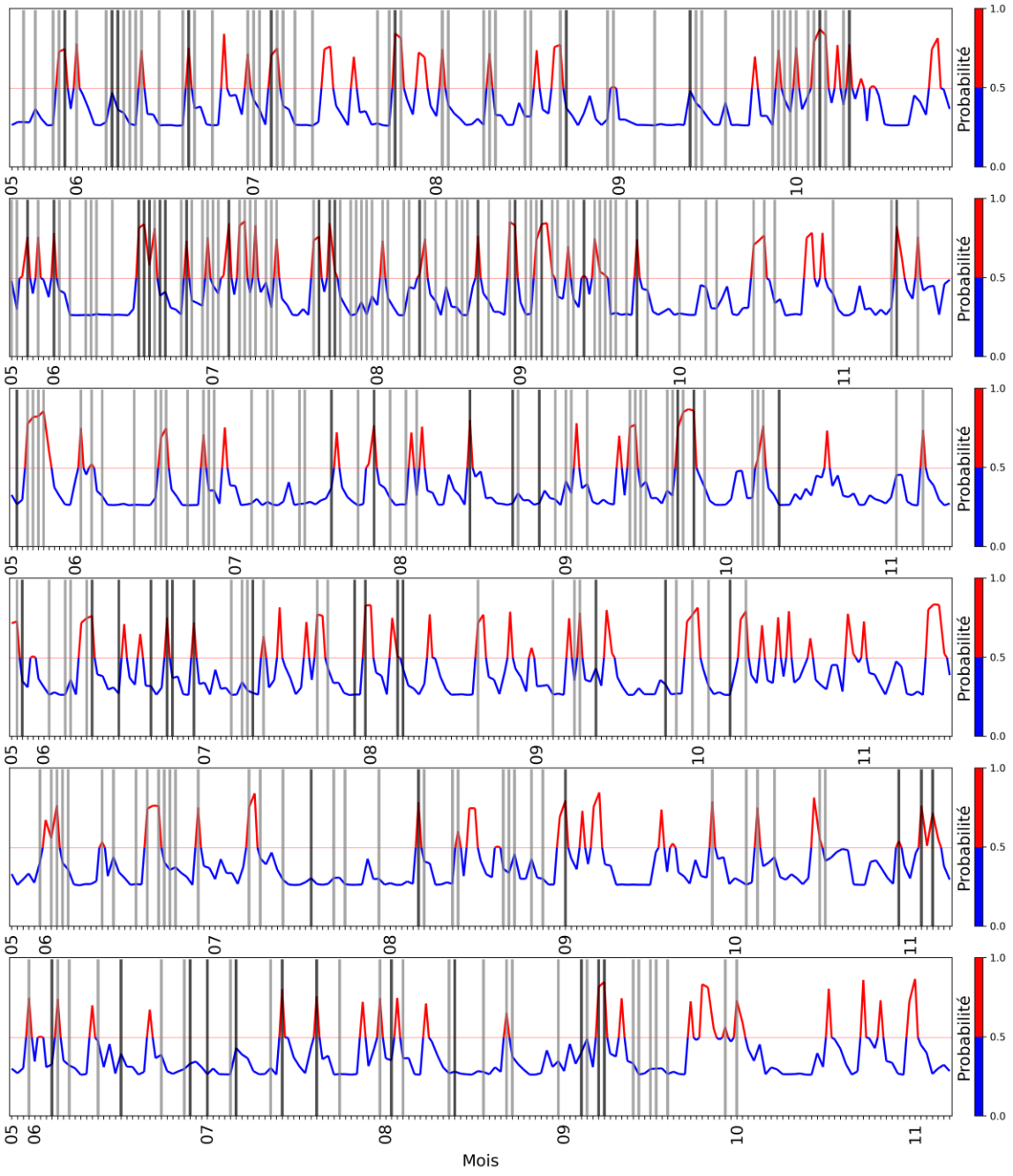


Figure A11. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert FA estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

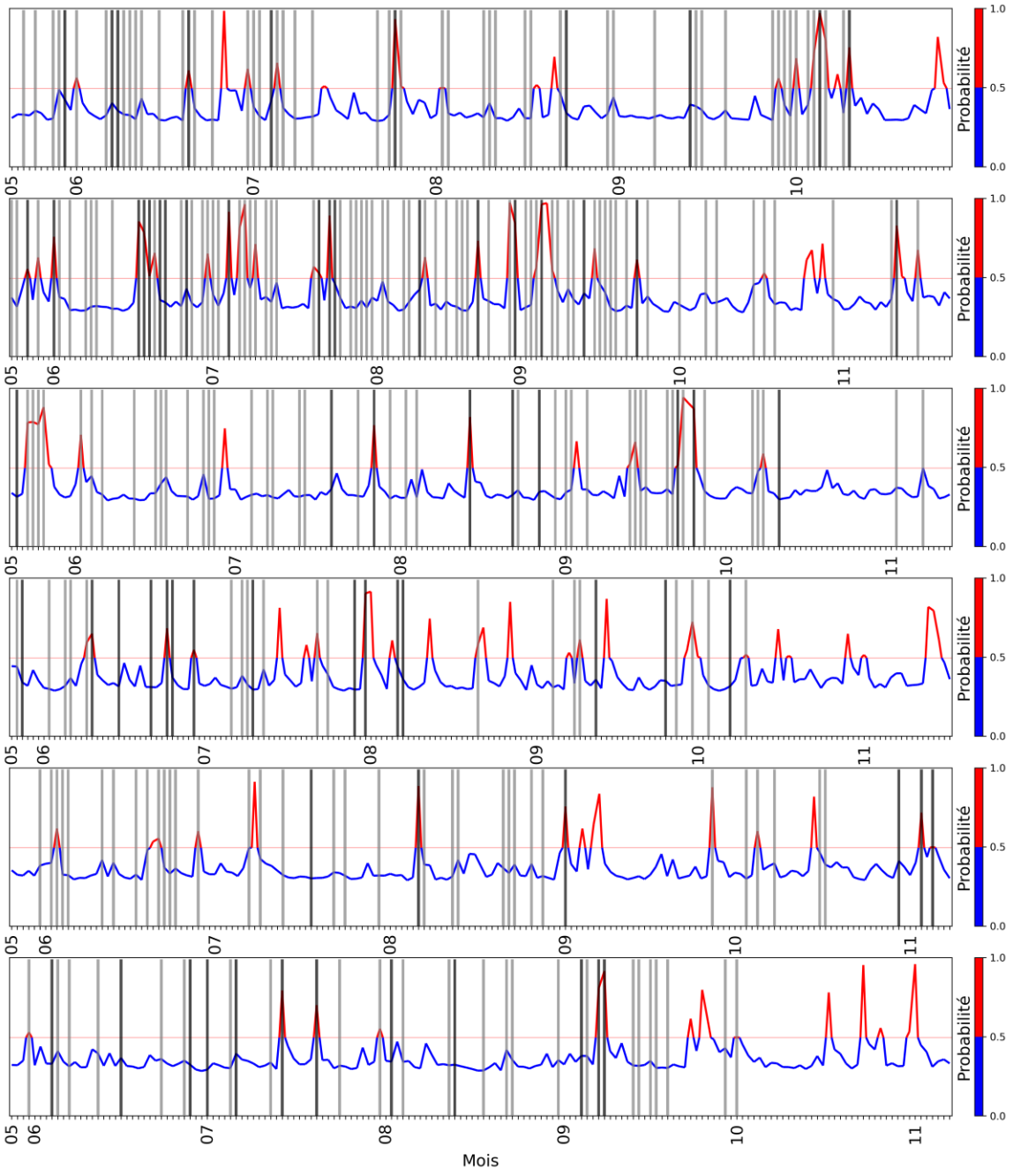


Figure A12. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les étés 2009, 2011, 2013, 2015, 2017 et 2019. Probabilité calculée avec le modèle expert RN estival entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

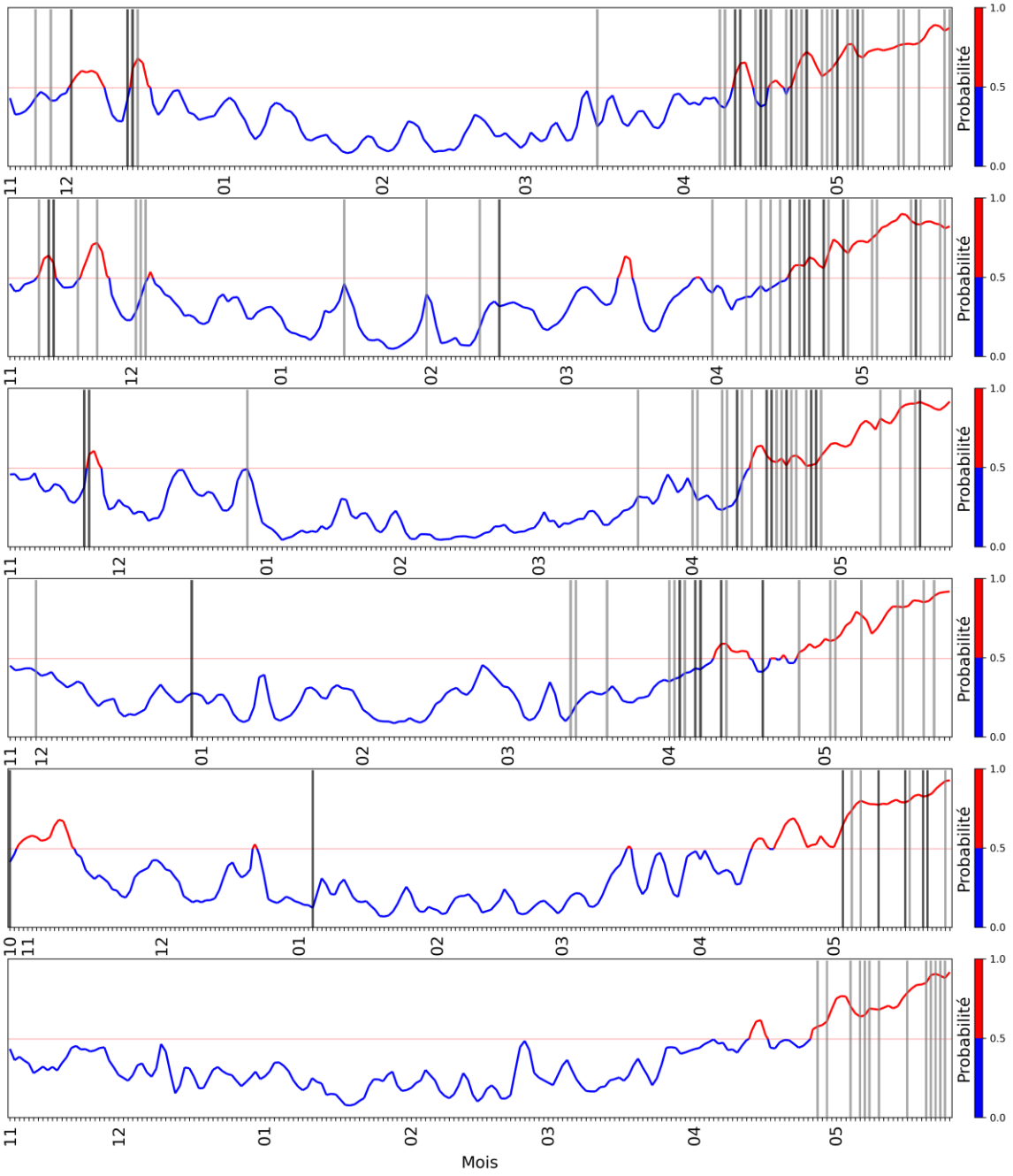


Figure A13. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RL hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

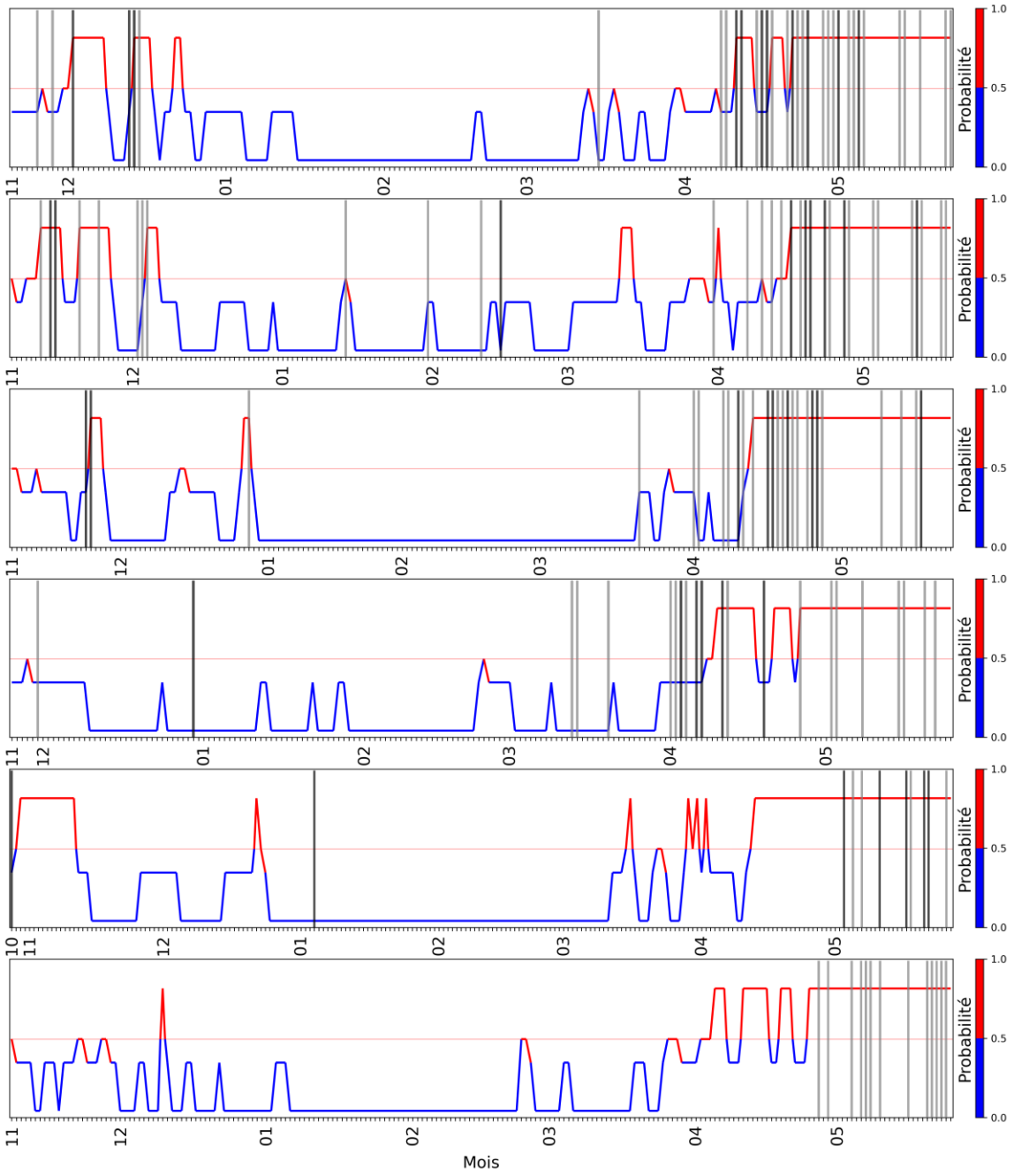


Figure A14. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert AC hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

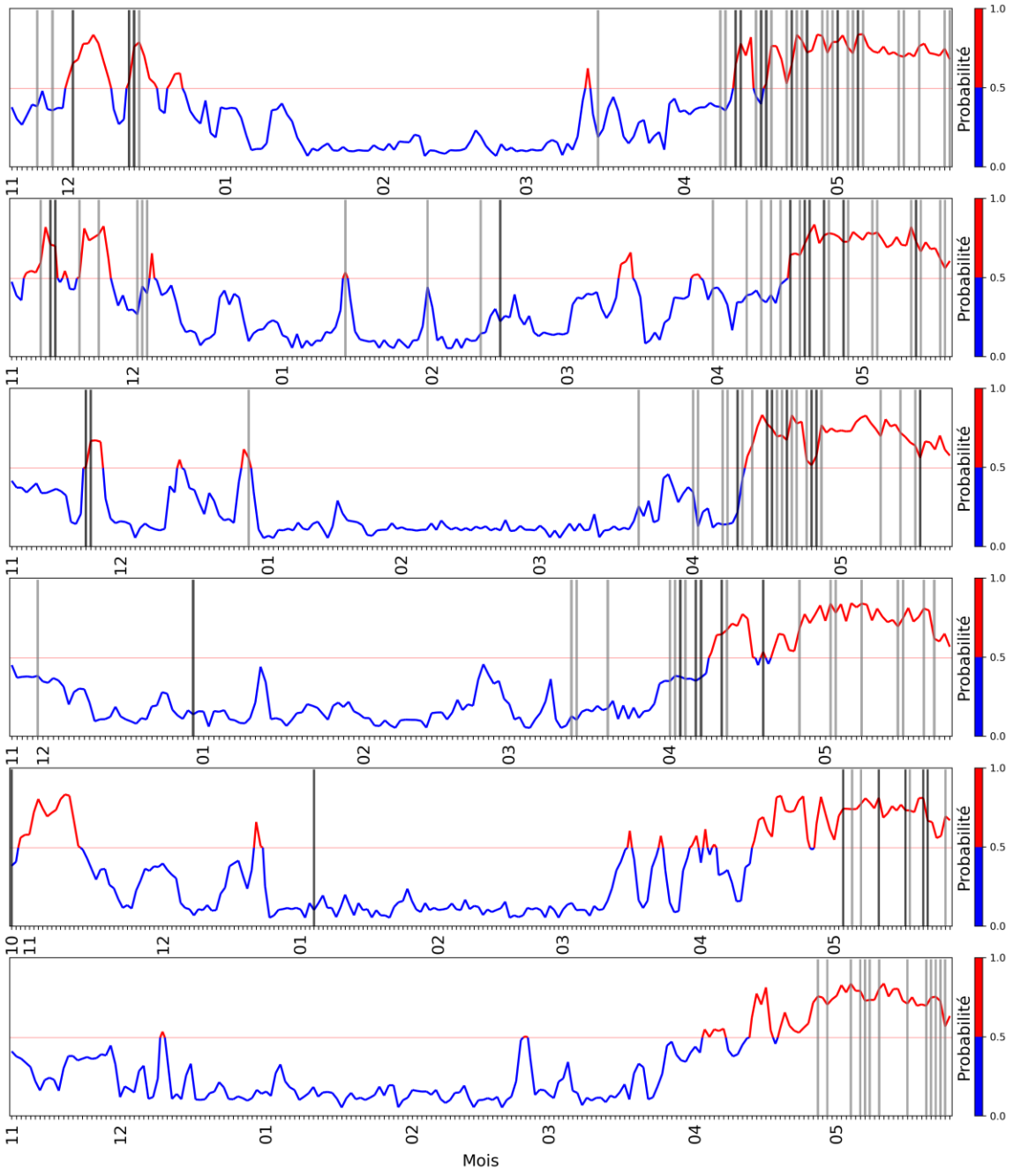


Figure A15. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert FA hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

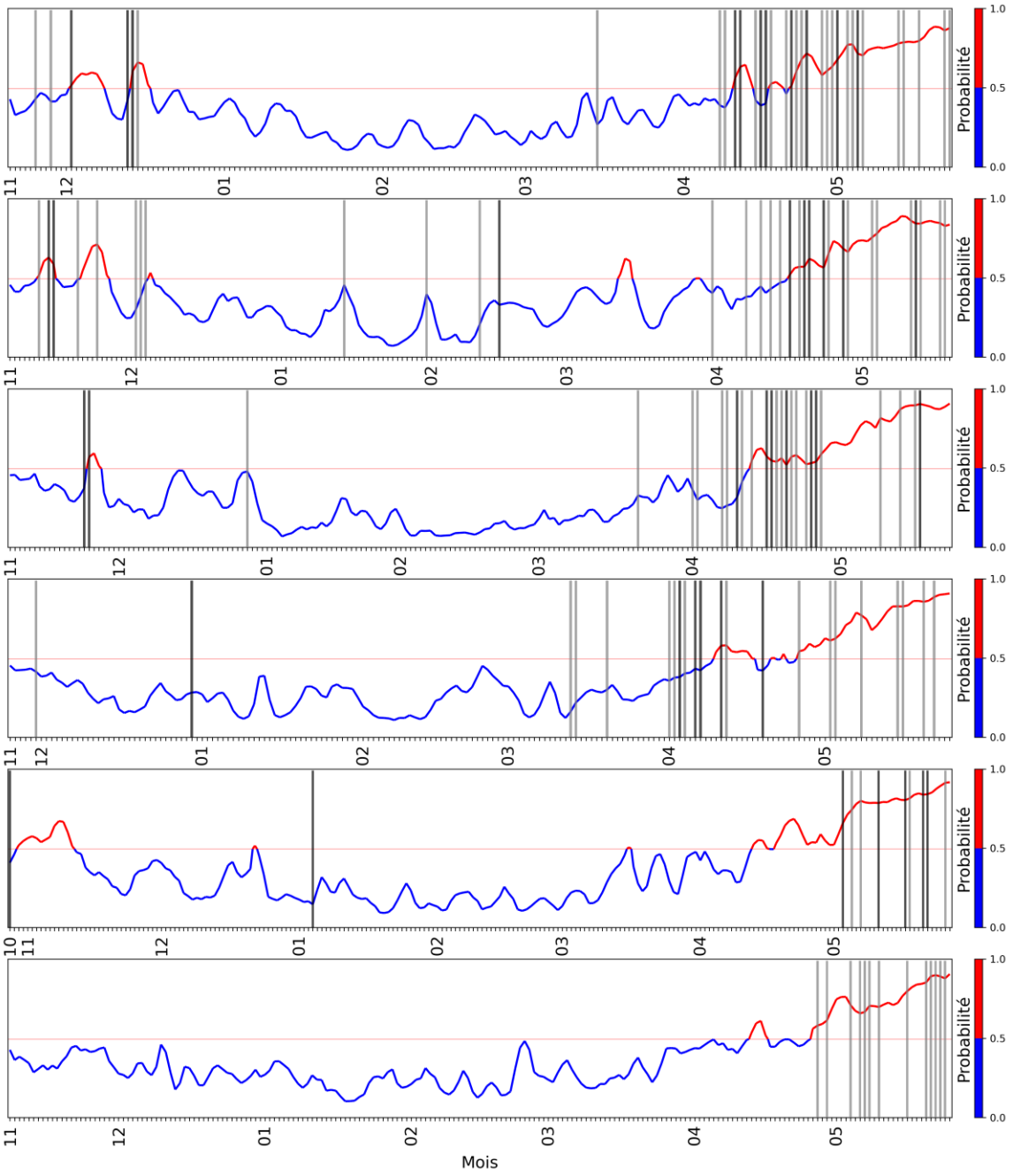


Figure A16. Prévision (*a posteriori*) des chutes de pierre sur la route 198 pour les hivers 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RN hivernal entrainé sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles de fréquence/magnitude élevée (variable FM) en noir et les chutes de pierre de faible fréquence/magnitude en gris.

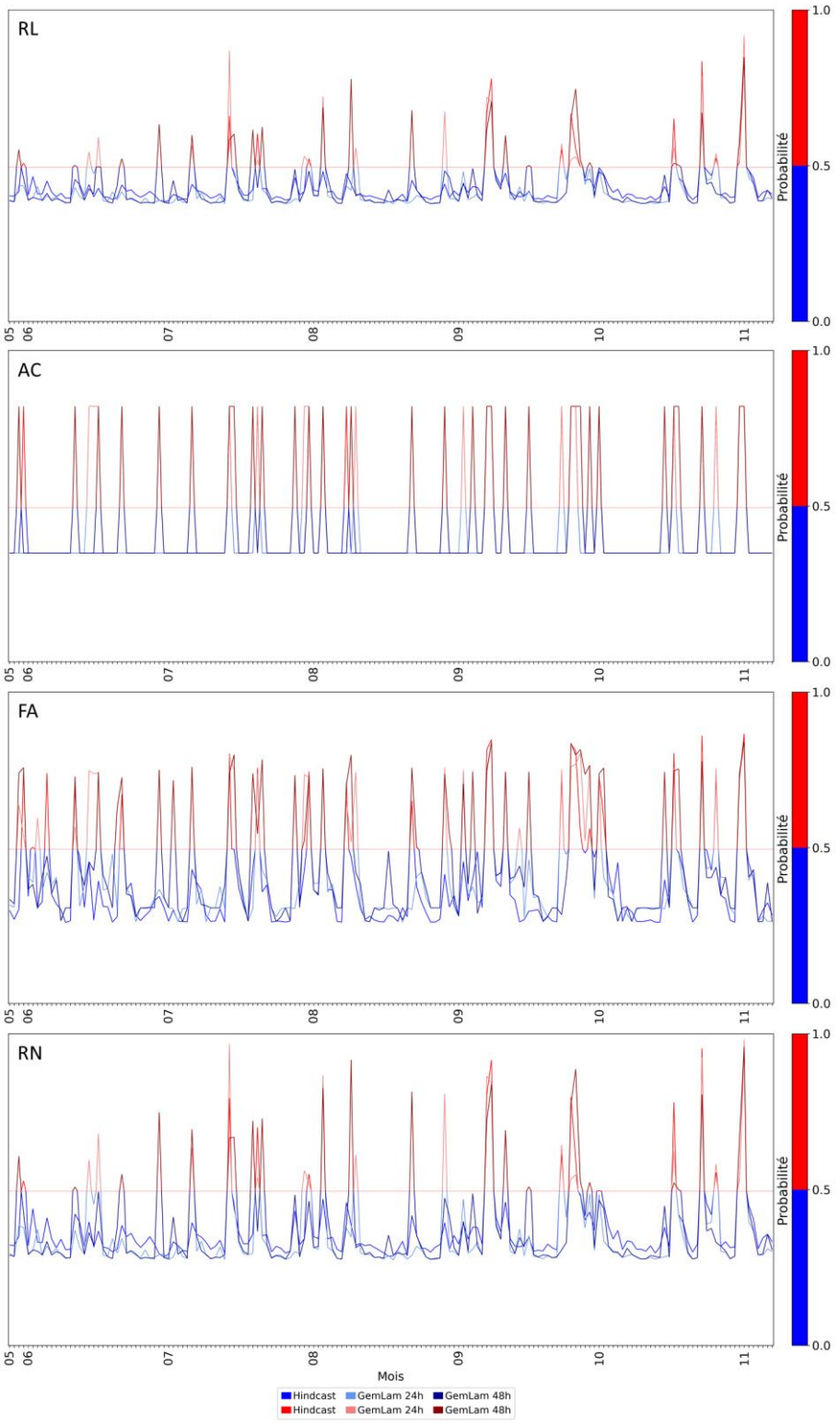


Figure A17. Prévision *a posteriori* (ou *hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des chutes de pierre sur la route 198 à l'été 2019. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN estivaux entrainés sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

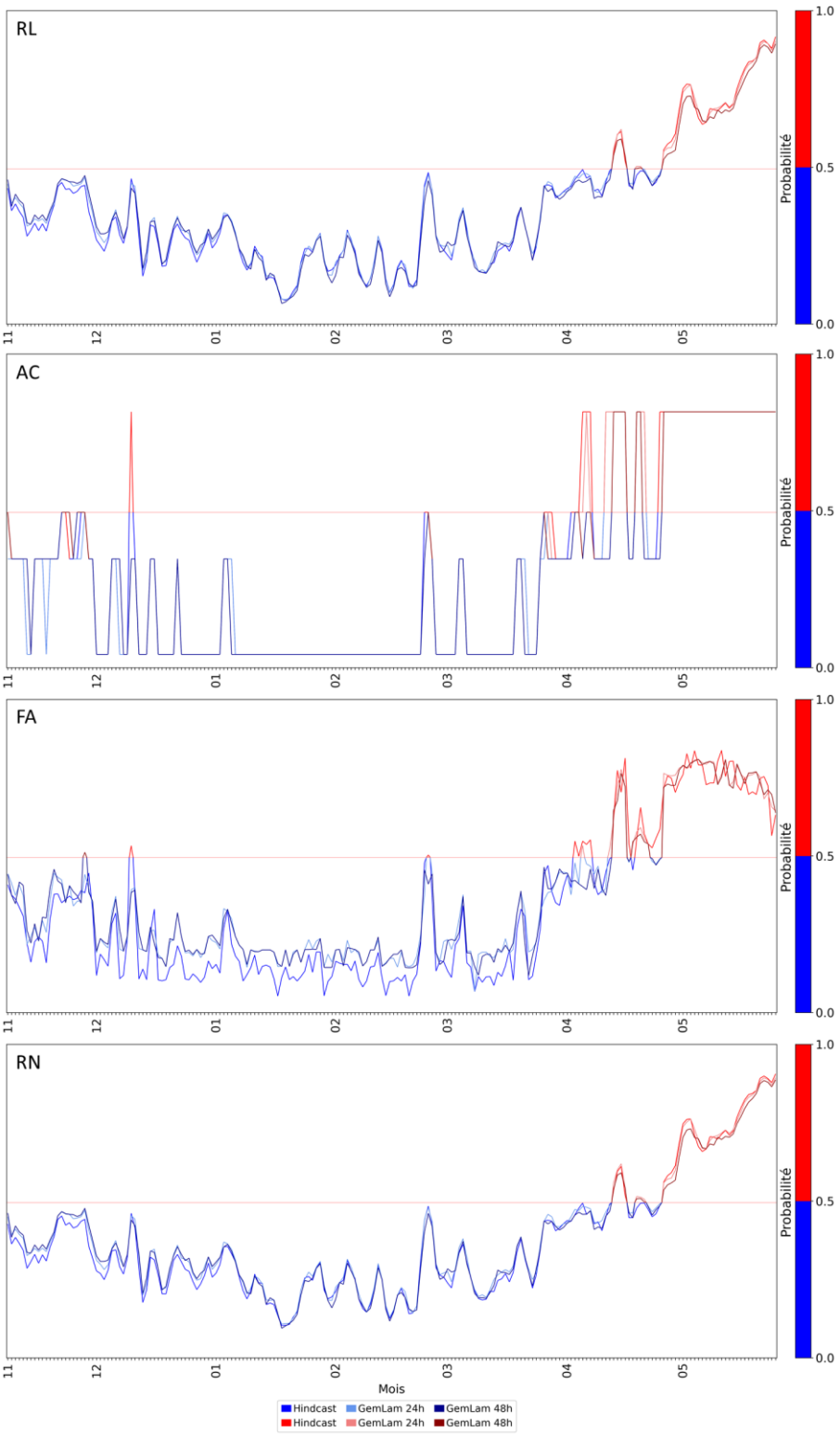


Figure A18. Prévision *a posteriori* (ou *hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des chutes de pierre sur la route 198 à l'hiver 2019-2020. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN hivernaux entrainés sur la variable FM. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

Chapitre 7. Prévision des chutes de blocs de glace sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 7

Prévision des chutes de blocs de glace sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec)

Francis Gauthier et Jacob Laliberté

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

Les glaces de paroi sont des formations superficielles de glace qui se forment chaque hiver sur les parois rocheuses à la faveur du gel progressif des résurgences ou des chutes d'eau sur les parois (Gauthier, 2013; Gauthier et al., 2013a, 2015a). Dans le nord de la Gaspésie, certaines formations de glace peuvent atteindre jusqu'à 4 m d'épaisseur et accumuler plus de 3000 m^3 de glace (Gauthier et al., 2012). Plusieurs d'entre elles sont localisées sur les parois de roche sédimentaire qui surplombent les routes 132 et 198. Au printemps, ces formations de glace fondent et provoquent des chutes de blocs de glace qui atteignent fréquemment la route. Le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) a recensé plus de 1200 chutes de blocs de glace ayant atteint la chaussée depuis le début du programme d'inventaire des mouvements de versants mis en place en 1987. Depuis le début du programme, des patrouilleurs circulent en permanence (24h/24, 365 jours par année) sur les routes 132 et 198 entre Sainte-Anne-des-Monts et Manche d'Épée afin d'identifier et évacuer tout danger potentiel se trouvant sur la route : blocs de glace, blocs rocheux et dépôts d'avalanche. Il s'agit d'une méthode réactive qui demande à être soutenue par une identification des périodes d'occurrence.

Il existe différentes approches de gestion préventive des mouvements de masse sur les routes. La première est évidemment d'éviter l'aléa en éloignant les routes de la zone d'épandage (e.g. Jaboyedoff et Labiouse, 2011; Michoud et al., 2012; Scarpato et Woodard, 2014). Lorsque c'est impossible, différentes mesures de mitigation peuvent être entreprises pour limiter la formation des glaces ou la propagation des chutes de blocs de glace: ajustements de pente, drainage, pose de clôtures sur la paroi, barrières de protection dynamique, murets et merlons (Scarpato et Woodard, 2014). Des mesures qui peuvent parfois s'avérer inefficaces ou non durables dans le cas de formations de glace très volumineuses ou hautes perchées sur des parois naturelles. À la fin des années 90, des bermes de protection ont été érigées par le MTMQ pour diminuer le nombre de blocs de glace et de pierre atteignant la chaussée. Malgré l'efficacité de ces infrastructures pour limiter la propagation des chutes de pierre, elles sont moins efficaces pour les chutes de blocs de glace qui tombent au printemps lorsque les merlons sont comblés de neige ventée et durcie.

Une autre approche préventive consiste à déterminer les périodes d'occurrence les plus probables. La première étape dans le développement d'outils préventifs est d'établir des corrélations entre l'occurrence des événements et les différentes variables climatiques (Gauthier et al. 2012; Graveline et Germain, 2016). Gauthier et al. (2012 et 2015a) ont utilisé la régression logistique pour identifier les variables météorologiques responsables de l'occurrence des chutes de

blocs de glace recensées par le MTMQ entre 2000 et 2012. La méthode proposée par ces derniers permet d'expliquer l'occurrence des événements, mais elle n'a jamais été testé dans un contexte prédictif. L'apprentissage automatique (AA) est un outil puissant permettant de développer des modèles de prévision statistique. La régression logistique (RL), les arbres de classification (AC), les forêts aléatoires (FA) et les réseaux de neurones (RN) sont reconnus pour être des algorithmes performants pour prédire des aléas tels que les avalanches, les glissements de terrain et les coulées de débris (e.g. Chanut et al. 2021; Dekanová, 2018, Hendrikx et al. 2014; Xu et al. 2012). Le présent chapitre porte sur le développement par AA de différents modèles de prévision en s'appuyant sur les événements de chutes de blocs de glace recensés par le MTMQ et les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine. Il s'en suit une discussion sur la signification des variables prédictives et les performances des modèles. En conclusion, des recommandations sur les procédures opérationnelles en fonction des prévisions sont proposées.

2. Région à l'étude

La région à l'étude se situe sur la rive nord de la péninsule gaspésienne entre les villes de Sainte-Anne-des-Monts et de Manche d'Épée (Fig. 1). Sur presque toute sa longueur (80 km), la route 132 est enclavée entre le littoral de l'estuaire du Saint-Laurent et les versants raides qui forment l'escarpement côtier. Le secteur à l'étude comprend également une portion de la route 198 (environ 6,5 km) entre le village de L'Anse-Pleureuse et l'extrémité sud du lac du même nom. Dans ce secteur, la route 198 est coincée entre le lac à L'Anse-Pleureuse et une série de versants abrupts pouvant atteindre 350 m de dénivelé.

Les escarpements rocheux qui bordent les routes sont constitués de roches sédimentaires (flysch) de la Formation de Cloridorme (Slivitzky et al., 1991). Ils sont formés d'un assemblage de lits de grès, de siltstone, de grauwacke et de shale mal consolidé, déformé et fracturé. Un patron de discontinuités orthogonales, avec un ensemble de joints parallèles et de joints perpendiculaires aux parois rocheuses, est présent à l'échelle régionale. Cette découpe d'origine tectonique et géomorphologique et la surface aplanie (plateau) au-dessus des parois rocheuses favorisent l'infiltration des précipitations, facilitent la recharge de la nappe phréatique dans le massif rocheux (Moore 1988; Domenico et Schwartz 1990; Solomon et al. 1992; Walkinshaw et Santi 1996; Driese et al. 2001; Mah et Wyllie 2004; McKay et al. 2005).

Le climat de la région est caractérisé par des hivers froids avec un minimum moyen en janvier de –11,6°C (Environnement Canada 2022). L'influence maritime de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent assure des précipitations annuelles moyennes de 864 mm. Le tiers de ces précipitations tombe sous forme de neige de la mi-novembre à la fin avril. Des précipitations automnales liquides relativement élevées (près de 200 mm en octobre et novembre) assurent la recharge en eau des sols et des massifs rocheux avant l'hiver. À plusieurs endroits, ces eaux alimentent de petits bassins versants (encoches d'érosion, cirques et vallées glaciaires suspendues) à la source de ruisseaux qui chutent abruptement des escarpements rocheux. Ces eaux alimentent également la nappe phréatique qui fait résurgence à plusieurs endroits sur les parois rocheuses (Gauthier et al., 2015a). À partir du mois de novembre, la température moyenne quotidienne descend sous le point de congélation. Cet abaissement graduel de la température permet aux eaux de ruissellement et aux résurgences de geler sur les parois pour former respectivement des cascades et des carapaces de glace (Fig. 2) (Gauthier

et al. 2012, 2013a, 2015a, 2015b). Si le niveau de la nappe est suffisamment haut à l'automne, l'accumulation de glace sur les parois se poursuit généralement durant tout l'hiver.

Plus de 60 cascades et carapaces de glace ont été recensées sur les parois rocheuses en bordure des routes dans le nord de la Gaspésie (Fig. 1) (Gauthier et al. 2012). Sur ce nombre, 22 ont été identifiés comme problématique pour la sécurité des usagers des routes 132 et 198 (Gauthier et al. 2015b). Celles identifiées comme très problématiques sont généralement hautes perchées sur une paroi rocheuse qui dominent un talus d'éboulis pentu (30°) qui se termine en bordure de route (Fig. 2 et 3c). Les autres sont généralement situées sur des parois basses en bordure de route dont l'absence de talus limite la propagation des blocs de glace sur la route lorsqu'elle s'écroule (Fig. 3a et b). Trois d'entre elles sont des cascades de glace (#2, 10 et 22) alimentées par du ruissellement ou un écoulement d'eau de surface (Tab. A1). Neuf sont alimentés par des résurgences d'eau souterraine (# 4, 5, 6, 8, 11, 14, 16, 17 et 20). Il peut parfois y avoir plus d'une formation de glace sur un site et la source en eau peut parfois être difficile à identifier (Fig. 3a et b). Les sites #1, 9, 12, 13, 15, 18, 19 et 21 sont alimentés à la fois par des résurgences et par des écoulements de subsurface. Enfin, certaines formations de glace sur les sites #3 et 7 sont plutôt issues du gel des eaux de surface, mais aussi de résurgence et d'écoulement de subsurface. Tous se forment sur des parois exposées au nord nord-ouest et nord-est sauf les deux situées sur la paroi surplombant la route 198 qui sont exposées au sud-ouest (#21 et 22)

Entre 1987 et 2020, 1270 interventions ont été recensées par le MTMQ pour retirer des blocs de glace tombés sur la route 132 (sections 50 à 140) et sur la route 198 (section 10) (Fig. 4). Ces événements ont causé un minimum de six accidents de la route depuis 1987 : quatre sur la section 100, un sur la section 90 et un sur la section 130 (Fig. 4 et 5). La moitié des interventions ont eu lieu sur la section 100 (Fig. 2 et 4). Ces interventions sont réparties sur 690 journées événementielles (Fig. 4); 653 sur les sections de la route 132 et 37 sur la section 10 de la route 198. La fonte et l'écroulement des glaces de paroi est un phénomène printanier (Gauthier et al., 2012, 2015b). La très grande majorité des interventions ont lieu en avril et en mai (Fig. 6). Mais des redoux hivernaux et un dégel hâtif en mars peuvent parfois provoquer des chutes de blocs de glace. Ces événements n'ont encore jamais été associés à l'écroulement d'une formation de glace en entier. Il n'est pas rare de voir des chutes de blocs de glace à l'automne lorsque les glaces commencent à se former et qu'un petit redoux vient provoquer la fonte et l'écroulement de la glace en formation. Les glaces sont alors généralement trop petites pour libérer des blocs de glace de dimension suffisante pour atteindre la route.

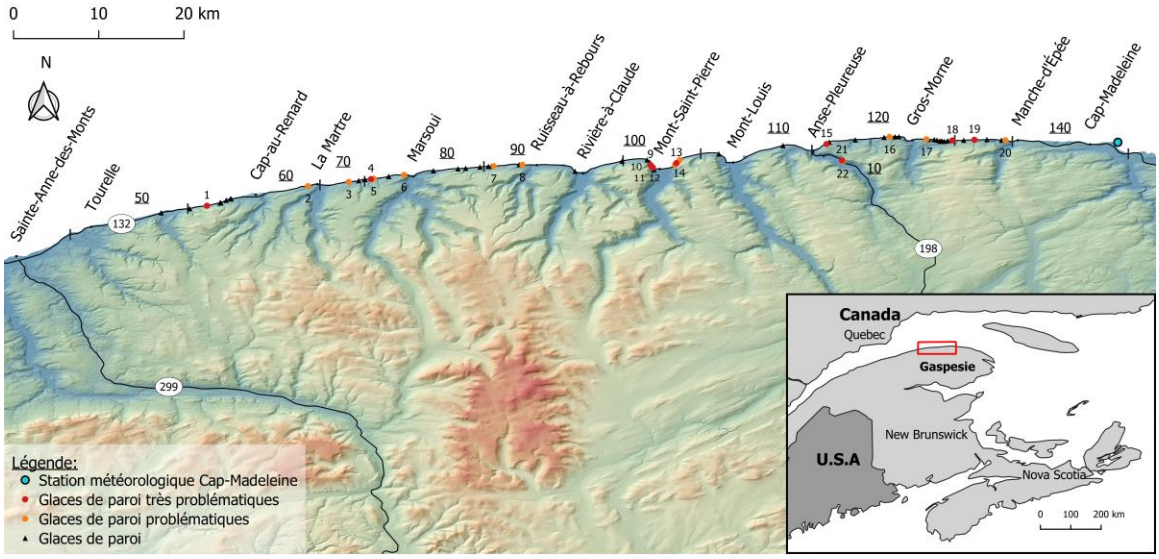


Figure 1. Localisation de la région à l'étude et de la station météorologique de Cap-Madeleine. Les triangles sont les glaces localisées sur les parois rocheuses et les points orange et rouge sont les glaces de paroi identifiées comme problématiques et très problématiques pour la sécurité routière. Les chiffres soulignés sont les sections des routes 132 et 198.

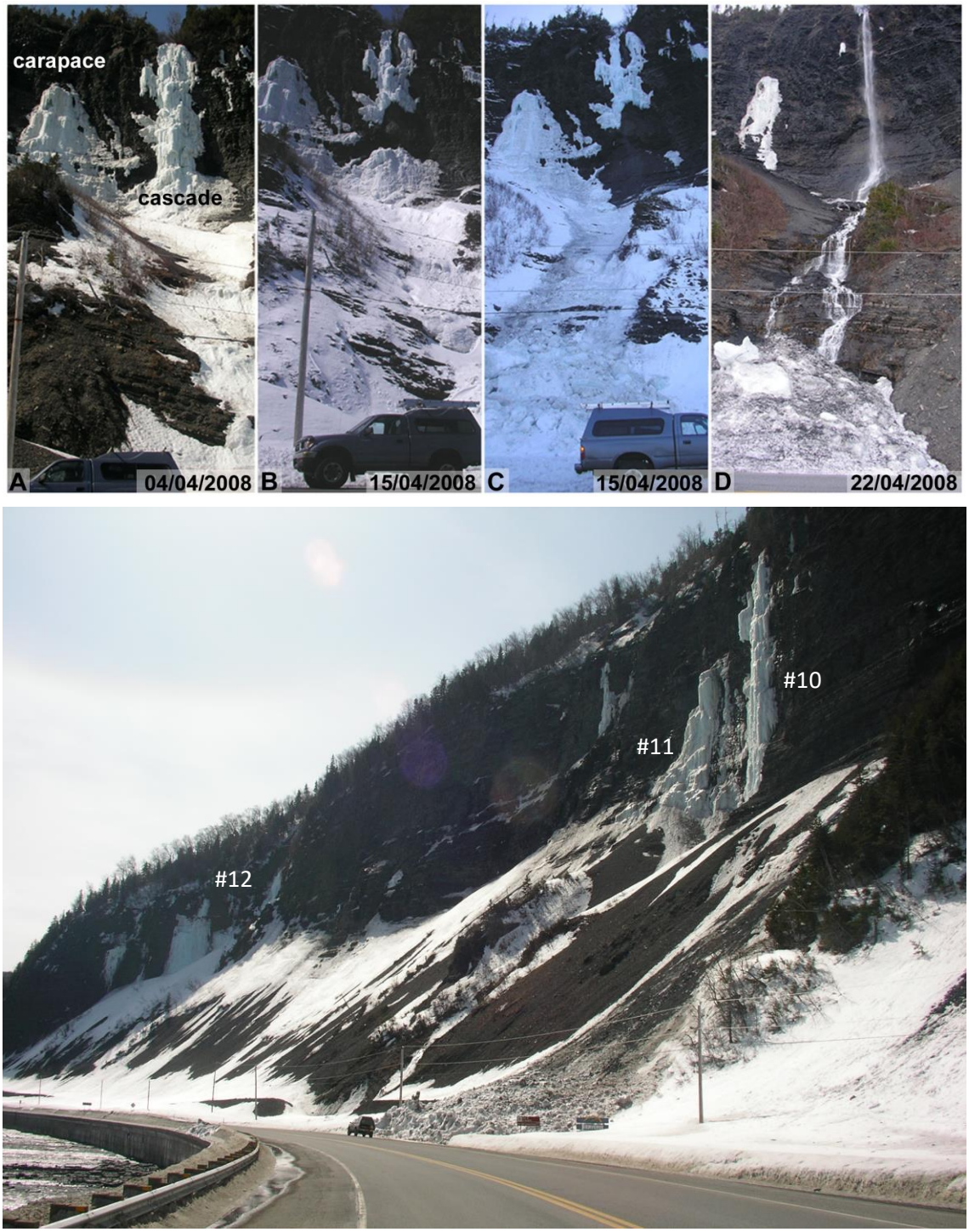


Figure 2. Fonte et écroulement d'une cascade de glace (#10, Corneille) et d'une carapace de glace (#11, Blue Stratos) en avril 2008 et vue générale sur l'escarpement rocheux et les multiples formations de glace à l'ouest de Mont-Saint-Pierre (section 100, route 132).

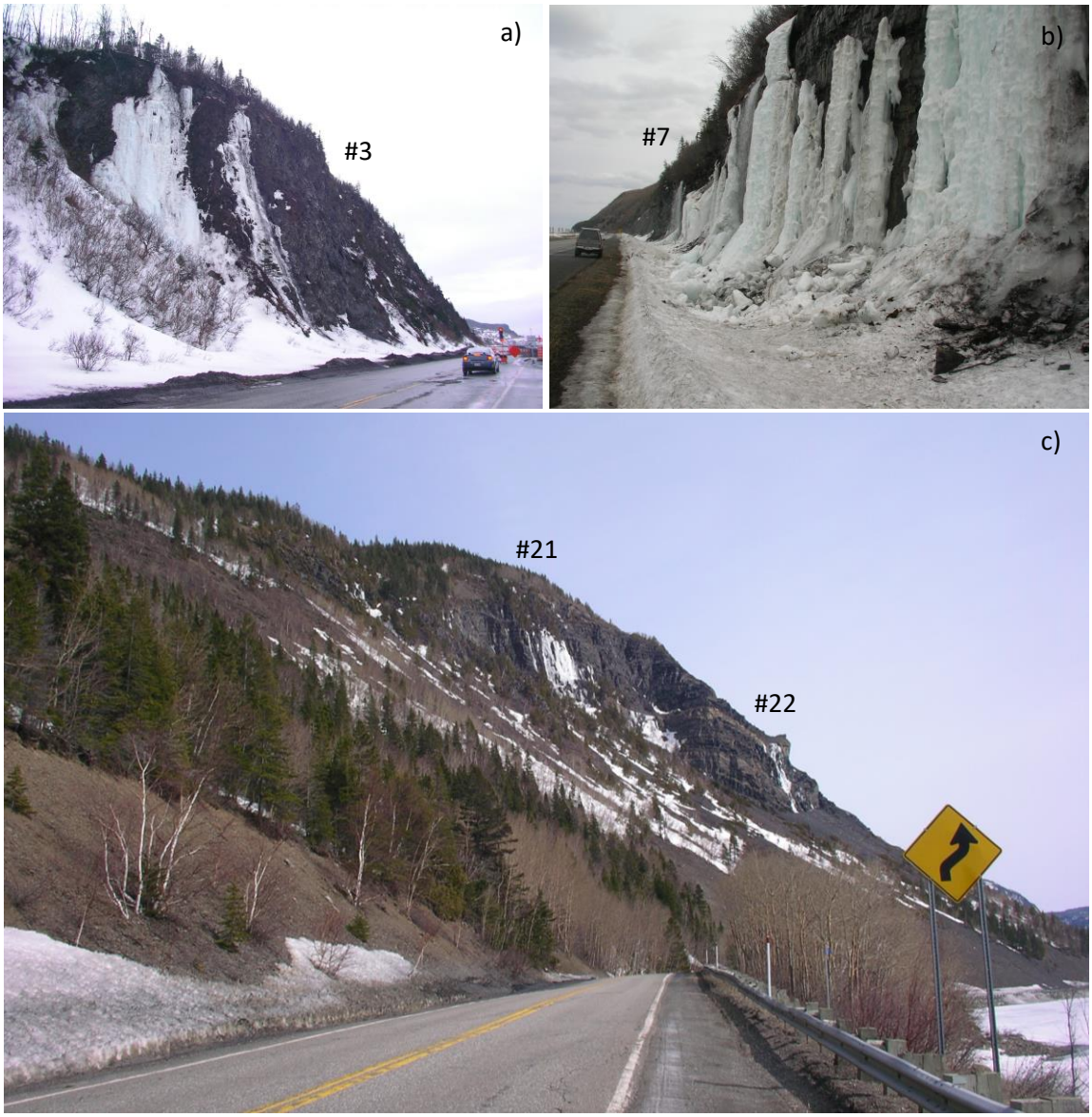


Figure 3. Fonte et écroulement des carapaces et cascades de glace sur les sites #3 (Montagnes russes) (a) et #7 (Les barrières) (b) et vue générale sur l'escarpement rocheux et la carapace de glace #21 (Moment magique) et la cascade de glace #22 (D'la belle visite) qui dominent la route 198 (section 10) le long du lac à L'Anse-Pleureuse (c).

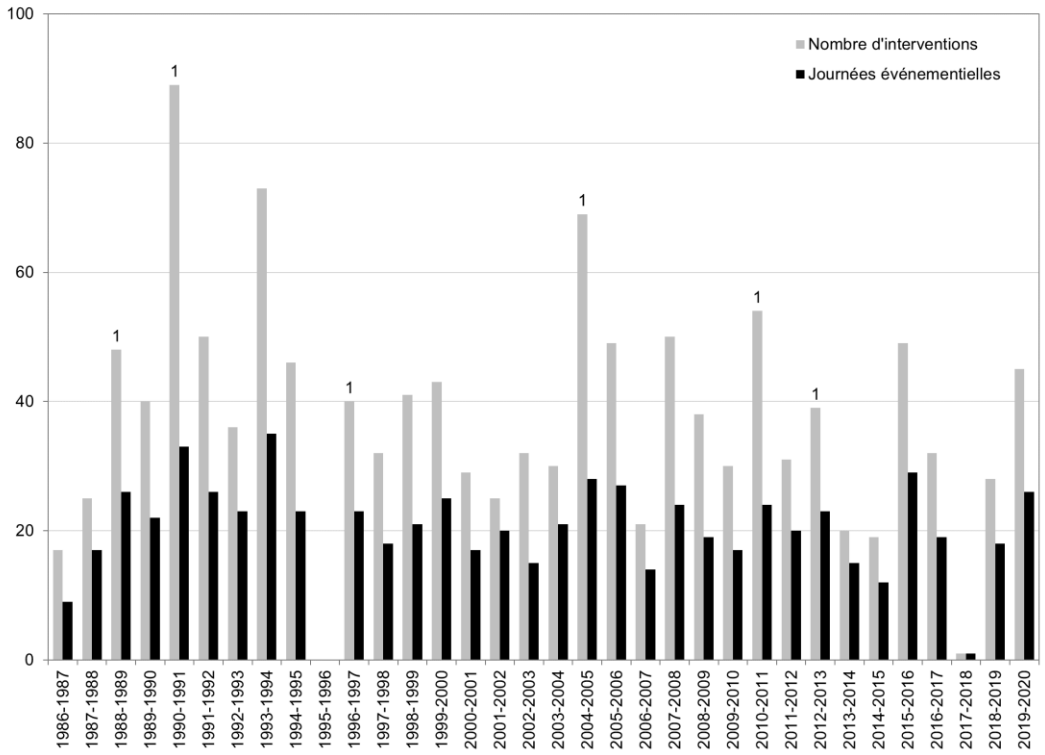


Figure 4. Fréquence annuelle des interventions du MTMQ pour retirer des blocs de glace tombés sur la route et des journées événementielles recensées par le MTMQ et le nombre d'accidents de la route causés par la chute de blocs de glace entre 1987 et 2020.

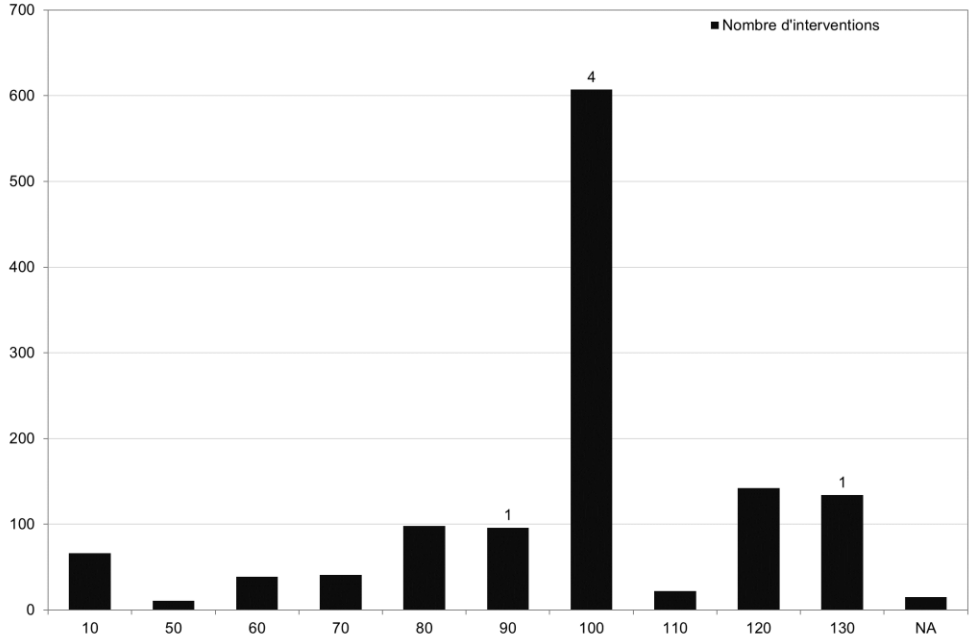


Figure 5. Dénombrement des interventions du MTMQ pour retirer des blocs de glace tombés sur les sections des routes 132 (60-130) et 198 (10) entre 1987 et 2020 et les accidents de la route causés par des chutes de blocs de glace.

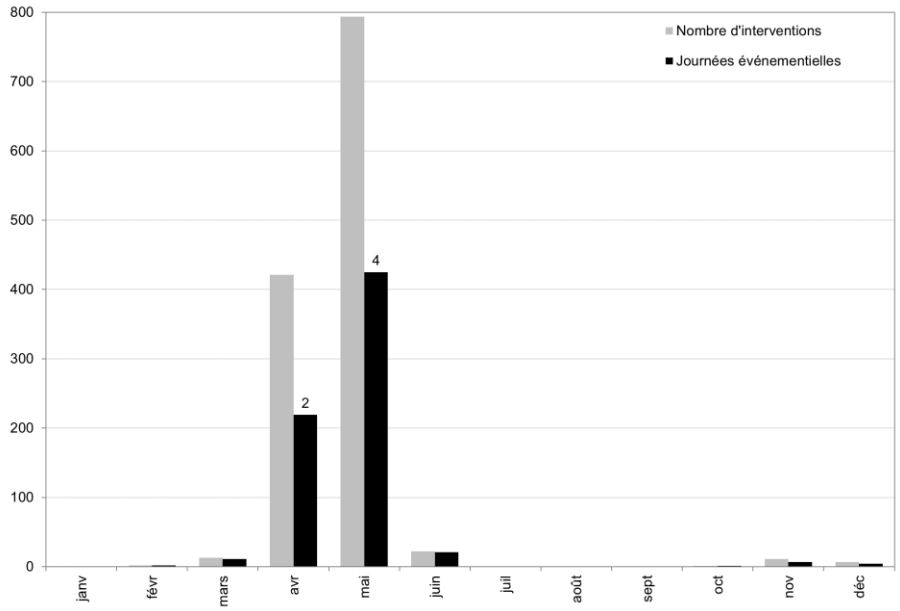


Figure 6. Dénombrement mensuel des interventions du MTMQ pour retirer des blocs de glace tombés sur la route et des journées événementielles recensées par le MTMQ et le nombre d'accidents de la route causés par la chute de blocs de glace entre 1987 et 2020.

3. Méthodologie

Quatre méthodes d'AA supervisées ont été utilisées et comparées pour développer un outil de prévision des avalanches de neige (données événementielles) à l'aide de différents prédicteurs (variables météorologiques) : la régression logistique (RL), les arbres de classification (AC), les forêts aléatoires (FA) et les réseaux de neurones (RN) (Fig. 7).

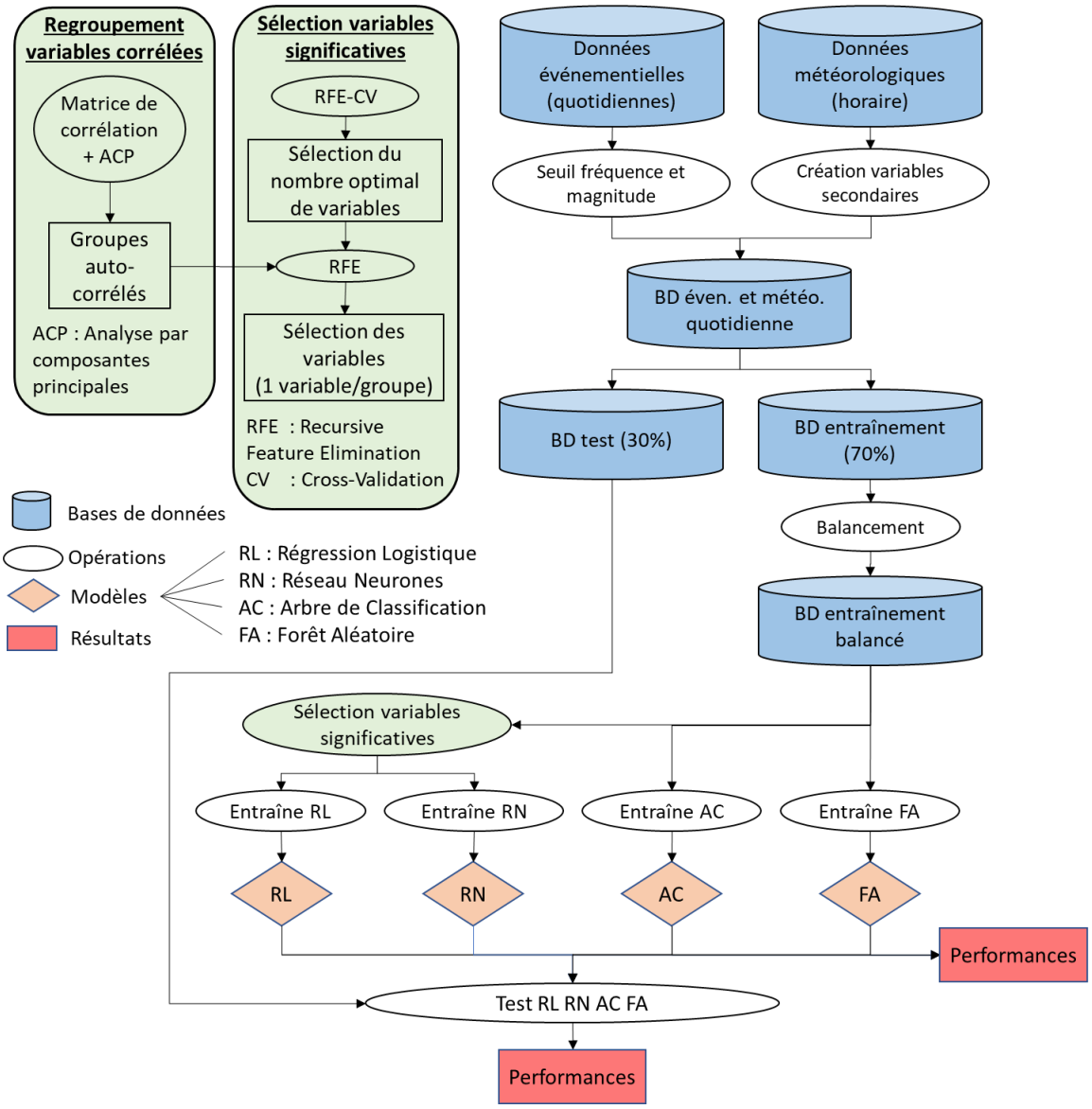


Figure 7. Organigramme méthodologique de la méthode utilisée pour construire les modèles de prévision.

3.1 Données événementielles

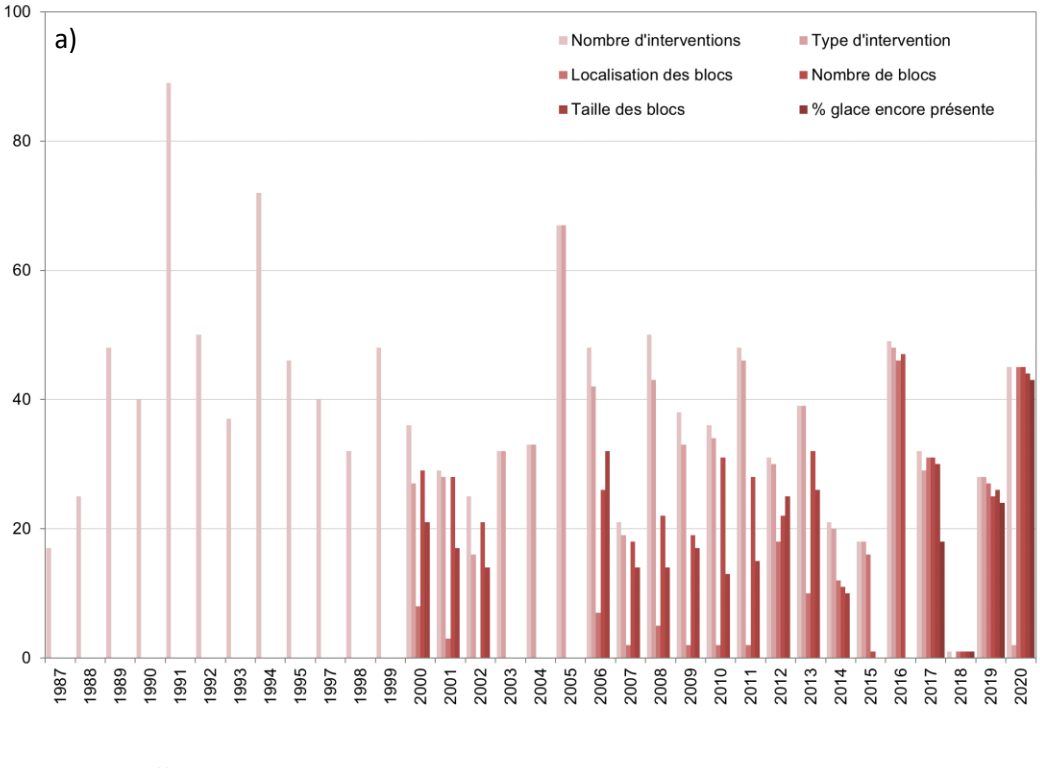
La base de données (BD) événementielles utilisée dans cette étude recense tous les événements de chutes de blocs de glace depuis l'hiver 1986-1987 (Fig. 4). Entre 1986 et 2020, une moyenne annuelle de 39 interventions et 21 journées événementielles ont été rapportées. En plus du nombre d'interventions qui est connu pour chaque journée événementielle, la BD du MTMQ contient de l'information sur le type d'intervention (manuelle, mécanisée), la localisation, la taille et le nombre de blocs tombés sur la route et le pourcentage de glace encore présente sur la paroi rocheuse (Fig. 8 et A1). Cependant, l'ajout de ces informations à la BD a débuté en 2000 et leurs occurrences demeurent irrégulières. Elles n'ont pas pu être utilisées pour soutenir le développement d'une

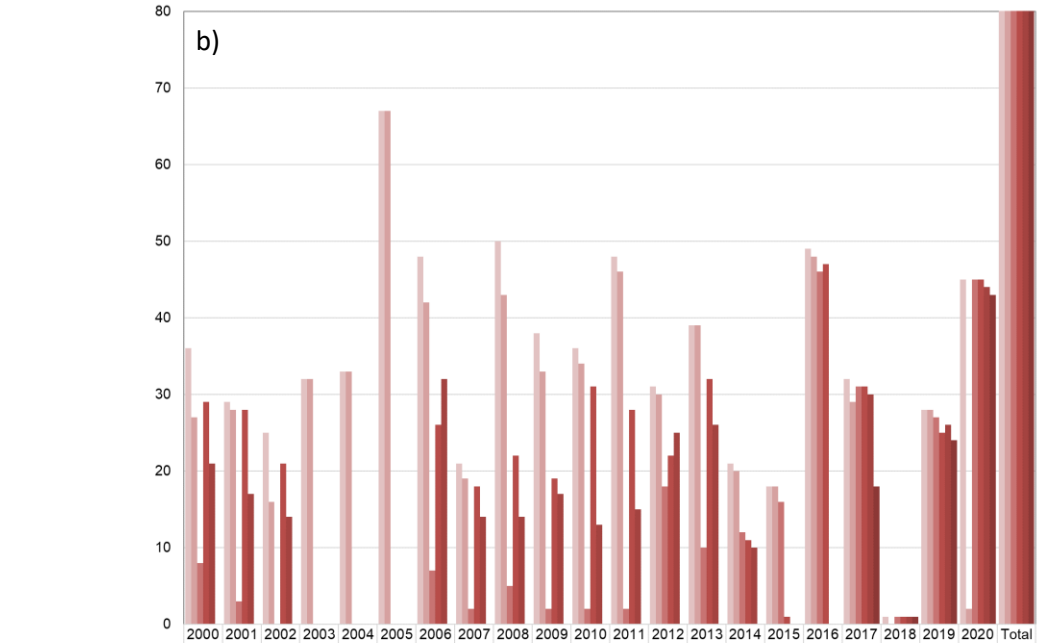
variable événementielle prenant en compte la fréquence et la magnitude des chutes de blocs de glace.

Deux variables événementielles ont été créées à partir des informations sur la fréquence quotidienne des chutes de blocs de glace (Tab. 1). La première variable (F0) s'intéresse à l'occurrence des chutes de pierre sans tenir compte de la fréquence journalière. La seconde variable (F1) s'intéresse à la fréquence des interventions rapportées chaque jour par les patrouilleurs du MTMQ. Un poids de 1, 2 ou 3 a été attribué aux journées événementielles avec respectivement une intervention, deux à cinq interventions et 6 interventions et plus. La création d'une telle variable permet de mettre l'emphase sur les journées événementielles les plus problématiques.

Enfin, puisque les parois rocheuses le long de la route 132 sont exposées au nord et que celles le long de la route 198 sont exposées au sud-ouest, elles ne reçoivent pas une quantité d'énergie solaire comparable. L'exposition directe au rayonnement solaire des parois peut engendrer des différentiels de température importants par rapport à la température de l'air (> 30°C) alors que ce type d'écart de température se limite à quelques degrés pour des parois rocheuses non-exposées (Lewkowicz, 2001; Gruber et al., 2004; chap. 1). L'exposition au soleil des carapaces et cascades de glace est un facteur important qui favorise la fonte et provoque une dislocation hâtive des structures de glace (Gauthier et al., 2012, 2015a et 2015b). Malheureusement, le nombre de chutes de blocs de glace recensé sur la 198 est insuffisant pour développer un modèle propre à cet axe routier (Fig. 5). Par conséquent, les événements sur la section 10 de la route 198 ont été retirés de la BD exploitée pour développer les modèles de prévision.

En 2010, 22 sites de chutes de blocs de glace ont été identifiés. Les événements qui atteignent la route à ces endroits sont rapportés dans la BD du MTMQ. Les degrés-jours de dégel (DJD) ont été calculés pour expliquer l'occurrence des chutes de blocs en provenance d'une formation de glace connue ou d'un site de chutes de blocs de glace. Les DJD représentent une variable météorologique cumulée performante pour simuler la fonte et prédire l'écroulement des glaces sur les parois rocheuses (Gauthier et al., 2013a, 2015a, 2015b).





	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Total
Nombre d'interventions	36	29	25	32	33	67	48	21	50	38	36	48	31	39	21	18	49	32	1	28	45	1271
Type d'intervention	27	28	16	32	33	67	42	19	43	33	34	46	30	39	20	18	48	29		28	2	634
Localisation des blocs	8	3					7	2	5	2	2	2	18	10	12	16	46	31	1	27	45	237
Nombre de blocs	29	28	21				26	18	22	19	31	28	22	32	11	1	47	31	1	25	45	437
Taille des blocs	21	17	14				32	14	14	17	13	15	25	26	10			30	1	26	44	319
% glace encore présente																		18	1	24	43	86

Figure 8. Dénombrement du nombre d'interventions avec de l'information sur le type d'intervention, la localisation, le nombre et la taille des blocs de glace et le pourcentage de glace encore présent sur la paroi entre 1987 et 2020 (a) et entre 2000 et 2020 (b).

Tableau 3. Description des trois variables événementielles testées.

Variables événementielles	Conditions
Variable F0	➢ 1 journée événementielle, peu importe le nombre d'interventions par jour
Variable F1	➢ 1 intervention par jour → Poids de 1 ➢ 2 à 5 interventions par jour → Poids de 2 ➢ 6 interventions par jour et + → Poids de 3

3.2 Données météorologiques

Les variables indépendantes fournies en intrant aux modèles d'AA sont issues des données météorologiques quotidiennes enregistrées à la station de Cap-Madeleine : température de l'air (°C), vitesse (km/h) et direction du vent (°), précipitations (mm) et humidité relative (%). Elles ont servi à produire 38 variables météorologiques directes, cumulées et dérivées (Tab. 2).

Les températures moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) ont été calculées sur des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures. Les températures moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) quotidienne des trois journées antérieures ont également été considérées.

Les degrés-jours de dégel (DJD) sont définis comme la somme des températures moyennes quotidiennes (Tmoy_24h) avec une valeur limite minimale fixée à 0^{o}C (Gauthier et al., 2015b). Le calcul des degrés-jours débute au début de la saison opérationnelle tel que défini plus loin dans la section.

L'occurrence des cycles gel-dégel (Gel_Degel) se produit lorsque la température minimale de l'air est inférieure à 0^{o}C et la température maximale de l'air est supérieure à 0^{o}C comptabilisé sur des périodes de 24, 48 et 72 heures. Le seuil minimal et maximal est fixé à -1^{o}C et +1^{o}C respectivement pour les cycles gel-dégel « significatif » (Gel_Degel_signif). L'intensité du gel (Intensite_Gel) est égale à Tmin_24h lorsque Tmax de la journée antérieure est positive et que Tmin de la journée actuelle est négative. L'intensité du dégel (Intensite_Degel) est égale à Tmax_24h lorsque Tmin de la journée antérieure est négative et que Tmax de la journée actuelle est positive. L'amplitude thermique (DTR) est l'écart entre la température quotidienne maximale et minimale. L'amplitude thermique sous 0^{o}C (DTR<0) est l'écart entre la température minimale et 0^{o}C. DTR et DTR<0 des trois journées antérieures ont également été considérées.

Les pluies et les neiges correspondent aux précipitations lorsque la température de l'air est supérieure et inférieure à 0^{o}C respectivement. Elles ont été cumulées sur des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures.

La fréquence annuelle et la magnitude des chutes de blocs de glace sont en partie dictées par le volume des glaces sur les parois. D'après Gauthier et al. (2015b), le volume des glaces dépend de la rigueur de l'hiver (Tmoy_hiver pour température moyenne de décembre, janvier et février) et de la pérennité des apports en eau sur les parois. Ils soutiennent que ces apports dépendent des accumulations de neige en novembre et décembre (Neige_automne pour la somme des précipitations solides de novembre et décembre). Un épais couvert de neige à l'automne limiterait le front de gel dans les sols et favoriserait une alimentation continue des résurgences en hiver (Bayard et al., 2005; Sutinen et al., 2008; Zhang et al., 2008). Des observations récentes soutiennent

que la recharge automnale de la nappe phréatique est également un facteur qui dicte la pérennité des écoulements à la surface des parois en hiver (données non publiées de gradient hydraulique dans quatre puits artésiens situés en amont des parois rocheuses à Gros-Morne). L'alimentation et la pérennité des résurgences sur les parois dépendraient donc également de la recharge de la nappe par les pluies automnales (Pluie_automne pour la somme des pluies de septembre, octobre et novembre). Ainsi, les deux indices de croissance (IGG et IGC) suivants sont proposés et ont été calculés pour chaque hiver :

$$IGG = Neige\_automne * Tmoy\_hiver^2$$

$$IGC = Pluie\_automne * Neige\_automne * Tmoy\_hiver^2$$

Enfin, la saison de formation des glaces sur les parois rocheuses débute après cinq journées consécutives avec une température moyenne sous 0ºC. Une période et des conditions jugées nécessaires pour former des glaces suffisamment volumineuses pour libérer des blocs de glace sur la route (Gauthier et al., 2015b). La saison opérationnelle prend fin avec la dernière journée événementielle. Ces limites ont permis d'établir l'étendue temporelle des BD pour entrainer et tester les modèles. Pour intégrer les deux indices de croissance (IGG et IGC) dans la liste des variables prédictives, une saison événementielle se concentrant sur la période printanière, soit du 1er mars à la fin de la saison, a également été utilisée pour soutenir le développement des modèles de prévision régionale.

Tableau 2. Variables météorologiques. Les couleurs correspondent aux groupes de variables (température, gel/dégel, précipitations liquides, neige et vent) et les différentes teintes distinguent les groupes de variables autocorrélées.

Variables météorologiques	Description
Tmoy, Tmin, Tmax (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Température moyenne, minimale et maximale sur 24h, 48h, 72h, 96h, 120h (°C)
Tmoy, Tmin, Tmax (-1j, -2j, -3j)	Température moyenne, minimale et maximale sur 24h moins 1 jour, 2 jours, 3 jours (°C)
DJD	Degrés-jours de dégel (°C)
DJD2	Degrés-jours de dégel élevés à la puissance 2 (°C)
Gel_Degel (24h, 48h, 72h)	Cycle gel-dégel dernier 24, 48 et 72h
Gel_Degel_signif (24h, 48h, 72h)	Cycle gel-dégel où Tmax > 1°C et Tmin < 1°C dernier 24, 48 et 72h
Int_Gel, Int_Degel	Intensité du gel ou du dégel entre journée précédente et journée actuelle (°C)
DTR (j, j-1, j-2, j-3)	Amplitude thermique quotidienne et jusqu'à 3 jours précédents (°C)
DTR<0 (j, j-1, j-2, j-3)	Amplitude thermique quotidienne sous 0ºC et jusqu'à 3 jours précédents (°C)
Pluie (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Pluie cumulée sur 24, 48, 72, 96 et 120h (mm)
Neige (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Neige cumulée sur 24, 48, 72, 96 et 120h (mm)
IGG	Indice de croissance des glaces (Gauthier et al., 2015b)
IGC	Indice de croissance des glaces modifié

3.3 Méthodes d'apprentissages automatiques

Le défi dans le développement d'un bon modèle prédictif est de trouver un équilibre entre la sélection d'un nombre minimal de variables explicatives non redondantes et le maintien d'un niveau de performance optimal. Une analyse par composantes principales (ACP) et des corrélations croisées (table de corrélation) ont été utilisées pour regrouper les variables qui présentaient de la colinéarité entres-elle. En s'appuyant sur les résultats de ces analyses et sur notre compréhension de la thermodynamique de formation et de fonte des glaces de paroi et de la mécanique de rupture des structures de glace (Gauthier et al., 2013a, 2015a, 2015b; Montagnat et al., 2010, Weiss et al., 2011), sept groupes de variables prédictives (météorologiques) ont été définis (Tab. 2). Ainsi, une seule variable par groupe corrélé pourra être utilisée par les différents modèles d'AA.

L'étape suivante consiste à diviser la BD événementielle et météorologique quotidienne en BD d'entraînement (Train) et de validation (Test) (Fig. 7). Nguyen et al. (2021) ont démontré qu'un ratio de 70/30 permet d'obtenir les meilleures performances. Cette approche vise à entraîner les modèles sur une portion des données dans le but d'identifier les meilleures variables météorologiques capables d'expliquer l'occurrence des avalanches de neige, pour ensuite tester le modèle dans un contexte prédictif *a posteriori* (Kotsiantis, 2016). Les années utilisées pour entraîner le modèle et celles pour le tester ont été sélectionnées manuellement de façon à ne pas les sur-ajuster sur des anciennes tendances événementielles, tout en s'assurant d'obtenir des performances représentatives de la réalité actuelle. L'année 1995-1996 a été exclue des analyses puisqu'aucune chute de bloc de glace n'a été inscrite dans la BD. Une situation improbable considérant que les glaces finissent inévitablement par fondre et s'écrouler tous les printemps. Ainsi, la BD Train couvre 24 saisons opérationnelles : 1986-1987 à 1994-1995, 1996-1997 à 2001-2002 et les hivers 2003-2004, 2005-2006, 2007-2008, 2009-2010, 2011-2012, 2013-2014, 2015-2016, 2017-2018 et 2018-2019. Les modèles ont ensuite été testés sur neuf hivers : 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2008-2009, 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2019-2020.

La BD d'entraînement a ensuite été balancée afin de contenir autant d'événements que de non-événements. Cette pratique permet de ne pas prioriser une variable dépendante plus qu'une autre. Pour y parvenir, nous avons aléatoirement sélectionné le même nombre de journées non événementielles qu'événementielles pour chaque mois dans la base de données d'entrainement. Cette opération a été répétée 50 fois pour les quatre méthodes d'AA proposées, les deux variables événementielles et les deux saisons événementielles (complète et printanière). La performance des 800 modèles générés a ensuite été testée sur le jeu de donnée Test afin de sélectionner les plus performants.

Enfin, certains algorithmes d'AA comme la RL et les RN nécessitent que les variables explicatives soient présélectionnées pour éviter la colinéarité entre les variables. Une méthode par élimination récursive des variables avec validation croisée (RFE-CV pour *recursive feature elimitation with cross-validation*) a d'abord été utilisée pour diminuer la quantité totale de variables. Le RFE-CV permet la sélection d'un nombre minimal de variables tout en maintenant un niveau de performance optimal (Dormann et al., 2013)[5]. Ensuite, une élimination récursive des variables (RFE pour *recursive feature elimitation*) a été appliquée sur cette présélection pour retirer

[5] https://scikit-learn.org/stable/auto_examples/feature_selection/plot_rfe_with_cross_validation.html

la colinéarité restante[6]. Ainsi, une seule variable par groupe corrélé (Tab. 2) peut être conservée comme intrant dans le modèle. Enfin, le RFE-CV et le RFE doivent s'appuyer sur une méthode d'AA pour calculer et comparer l'importance des variables (*feature importance*) les unes par rapport aux autres. Il est recommandé d'utiliser une autre méthode d'AA que celles envisagées pour le développement des modèles (Midi et al., 2010). Les FA ont été utilisés pour établir l'importance des variables puisqu'elles sont moins affectées par la présence de multicolinéarité et que cette étape de présélection s'appliquait essentiellement à la RL et aux RN.

Les variables secondaires calculées pour appuyer le développement des modèles peuvent parfois paraitre rebutantes dans un contexte de gestion opérationnelle. Certaines d'entre elles peuvent devenir aberrantes ou présenter une grande incertitude, lorsque calculer à partir des données d'un modèle de prévision météorologique comme le HRDPS (High Resolution Deterministic Prediction System) ou des modèles régionaux de simulation climatique comme le CanRCM4 (Canadian Regional Climate Models). C'est dans ce contexte de prévision et d'analyse des effets des changements climatiques sur l'occurrence des chutes de blocs de glace, mais aussi pour faciliter la comparaison des quatre méthodes d'AA utilisées que des modèles experts sont proposés. La sélection des variables utilisées dans ces modèles s'appuie sur une analyse de l'importance (FI pour *feature importance*) et de la redondance des variables les plus importantes tel que déterminé par les quatre algorithmes d'AA (Tab. A2) et sur notre compréhension de leurs influences sur la fonte et l'écroulement des formations de glace sur les parois rocheuses (Gauthier et al., 2013a, 2015a et 2015b). Les modèles experts ont été entrainés et ensuite testés sur les jeux de données Train et Test avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine. Ils ont ensuite été testés dans un contexte réaliste de prévision sur la saison événementielle 2019-2020 avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine (*Hindcast*) et avec les données de prévision météorologique du HRDPS sur 24h (GEMLAM 24h) et 48h (GEMLAM 48h). Les données du HRDPS d'une résolution spatiale de 2,5 km ont été acquises pour une tuile centrée sur la station Cap-Madeleine.

3.3.1 Régression logistique (RL)

La RL s'appuie sur une fonction logistique pour calculer la probabilité d'occurrence d'un événement (Hosmer et Lemeshow 2000). C'est une statistique qui ne tolère pas bien la multicolinéarité et qui nécessite une réduction du nombre de variables qui lui sont fournies en intrant pour arriver à de bonnes performances (Midi et al., 2010). Une mise à l'échelle (scaling) des variables météorologiques a également été réalisée lors de l'entraînement des RL pour éviter les problèmes de sur ou de sous-représentation de ces dernières dans les modèles (Menard, 2011).

3.3.2 Arbres de classification (AC)

Les AC se présentent sous la forme d'arbre dont les nœuds renvoient une fonction logique ou un seuil de décision (branche). Ils peuvent être facilement utilisés comme des diagrammes décisionnels, d'où leurs réputations d'outil simple et efficace en gestion opérationnelle des aléas (e.g. Hendrikx et al. 2014). Divers algorithmes de classification peuvent être utilisés pour diviser les nœuds. Dans notre cas, l'indice GINI représente la fonction la mieux adaptée pour diviser des

[6] https://machinelearningmastery.com/rfe-feature-selection-in-python/

variables binaires (e.g. Hendrikx et al. 2014). Contrairement à d'autres algorithmes d'AA, les AC ne sont pas affectés par l'utilisation de valeurs aberrantes ou de variables colinéaires (Mendeş et Akkartal, 2009), ce qui leur permet de gérer eux-mêmes la sélection des variables significatives. Le surapprentissage sur les données d'entraînement est un problème fréquent avec cet algorithme. La meilleure façon de le contrer est de limiter le développement de l'arbre avec des méthodes d'arrêt anticipé (*pre-pruning*) (Kotsiantis, 2016). Nous avons limité la croissance des arbres à trois niveaux pour maintenir un rendement optimal avec un nombre limité de prédicteurs.

3.3.3 Forêts aléatoires (FA)

Les FA sont composés d'un ensemble d'arbres de classification (décision). Chacun des arbres est entraîné avec différents groupes de variables établis de façon aléatoire (*bootstrap*), ce qui permet d'utiliser des variables colinéaires (Ma et al., 2021; Revuelto et al., 2020; Strobl et al., 2008). Pour chaque prédiction, chaque arbre contenu dans la forêt statue sur une classe et celle ayant été prédite de façon majoritaire parmi tous les arbres l'emporte. L'utilisation d'un grand nombre d'arbres (ntree) améliore généralement la performance des modèles, mais augmente aussi considérablement le temps de traitement (Hasan et al., 2016; Yoo et al., 2012). Hasan et al., 2016 et Couronné et al., 2018 mentionnent que quelques centaines d'arbres (p. ex. : 500) sont habituellement suffisants et qu'un ntree supérieur ne fait qu'augmenter le temps de traitement. Elles sont rapides et faciles à utiliser en plus de bien tolérer les valeurs aberrantes et le bruit dans les données (Breiman, 2001). Par contre, le surapprentissage sur les données d'entraînement est également un problème fréquent avec cet algorithme.

3.3.4 Réseaux de neurones (RN)

Les RN sont composés de plusieurs couches de neurones dans lesquels les données sont traitées. Le type de RN utilisé ici est le perceptron multicouche (*multilayer perceptron MLP*) avec une fonction d'activation non linéaire similaire à une fonction logistique. Tout comme la RL, les RN sont avantagées par une présélection de variables sans colinéarité (Kavzoglu et Mather, 2002) et une mise à l'échelle des variables météorologiques.

3.3.5 Indicateurs de performances

Les différentes métriques utilisées pour évaluer la performance des modèles s'appuient sur le décompte des événements et des non-événements correctement prédits ou non tel que défini dans la matrice de confusion (Tab. 3). La probabilité de détection de non-événements (PON) est un indicateur pertinent qui permet d'évaluer la performance du modèle à prédire les journées non-événementielles qui représentent généralement la majorité des journées dans une année. Cependant, l'objectif est généralement de maximiser le nombre d'événements prédits (Précision Prec ou Taux de vrai positif TPR) tout en minimisant les fausses alarmes (Taux de fausse alarme FAR ou Taux de faux positif FPR). L'amélioration de l'un mène souvent à la détérioration de l'autre. Il s'agit de trouver le meilleur compromis entre le nombre de détections (sécurité des automobilistes) et les fausses alarmes (coûts d'opération supplémentaires). Le Receiver Operating Characteristic (ROC) et le F_β permettent d'établir une relation entre les événements prédits (Prec ou TPR) et les fausses alarmes (FPR ou FAR). Le ROC est une représentation graphique qui met en relation le TPR et le

FPR. L'aire sous la courbe (AUC) de cette relation intègre une valeur unique qui facilite la comparaison de la performance globale des modèles. Les travaux de Saito et Rehmsmeier (2015) nous mettent en garde sur l'utilisation du ROC-AUC comme indicateur de performance qui doit être employée avec précaution sur des jeux de données non balancés. Dans le cas présent, la BD utilisée pour tester les modèles et sélectionner le meilleur modèle généré après les 50 itérations contient un nombre beaucoup plus grand de non-événement que d'événement. Dans ce cas, le AUC sera biaisé par le nombre élevé de non-événements prédits inclus dans le calcul du FPR. Le F_β dresse le rapport entre la Prec et le TPR (Tab. 3). F_1 est l'indicateur le plus utilisé pour trouver le modèle permettant le meilleur compromis entre ces deux métriques pour des jeux de données non balancés (He et Ma, 2013). Lorsque F_β était égal pour deux modèles, nous suggérons de prioriser celui avec la meilleure Prec afin de limiter les fausses alarmes.

Tableau 3. Matrice de confusion et définition des métriques (indicateurs) utilisées pour évaluer la performance.

		Observations	
		Non-occurrence	**Occurrence**
Prédictions	**Non-occurrence**	a: non-événement prédit (TN)	b: événement non prédit (FN)
	Occurrence	c: fausse alarme (FP)	d: événement prédit (TP)

Métriques (Indicateurs)	**Formule**
Prec	$\frac{d}{d+c}$
TPR (Recall ou POD)	$\frac{d}{b+d}$
PON	$\frac{a}{a+c}$
FPR	$\frac{c}{c+a}$
FAR	$\frac{c}{c+d}$
F_β où β=1 pour F_1	$\frac{(1+\beta^2) * Prec * TPR}{\beta^2 * Prec + TPR}$
ROC	TPR vs FPR

4. Résultats

Les résultats ont été compilés en trois sections : les modèles régionaux développés sur l'ensemble de la saison événementielle et sur les événements printaniers (après le 1er mars), les modèles experts régionaux développés sur l'ensemble de la saison événementielle et les résultats de la compilation des DJD utilisés pour expliquer les périodes d'activité à l'échelle des sites de chutes de blocs de glace. Les performances des modèles ont été compilées dans des tableaux qui regroupent les indicateurs de performance pour les jeux de données d'entraînement (Train) et de validation (Test) ainsi que les variables explicatives (météorologiques) déterminées par le modèle (Tab. 4, 5, 6, A3 et A4). Les variables utilisées par les FA ne sont pas présentées étant donné que l'algorithme utilise l'ensemble des variables prédictives.

4.1 Modèles régionaux

Toutes les méthodes d'AA présentent d'excellente performance (F_1 et AUC) pour expliquer et prédire les journées événementielles F0 et F1 sur la route 132; tant sur l'ensemble de la saison événementielle (Tab. 4 et A3) que sur la période de fonte printanière (Tab. 5 et A4). En s'appuyant uniquement sur les résultats obtenus sur la variable événementielle F1, l'AC s'est avéré être l'algorithme le plus performant pour prédire les chutes de blocs de glace sur l'ensemble de la saison événementielle avec le meilleur F_1 alors que le RN a obtenu les meilleurs scores F_1 et AUC pour prédire les événements au printemps.

Les températures moyennes sur 72, 96 et 120h sont les variables les plus importantes (FI) sélectionnées par les modèles (Tab. 4, 5 et A2). Les DJD et les DJD2 représentent les variables les plus redondantes qui reviennent presque systématiquement dans tous les modèles. Utilisés ensemble, les DJD2 entrainent une décroissance de la probabilité des chutes de bloc de glace lorsqu'utilisés comme variable explicative par la RL (Gauthier et al., 2012, 2015b). Elles demeurent des variables fortement autocorrélées qui peuvent être utiles pour calculer la probabilité d'occurrence d'un événement lorsqu'il n'y a pas de limite ou de fin à la saison événementielle. Dans notre cas, la saison prend fin lorsque toutes les glaces sont tombées.

Tableau 4. Performances des modèles hivernaux et printaniers sur la variable événementielle F1 pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles hivernaux et printaniers pour la route 132 (variable F1) (Train: N = 924 [0 = 462, 1 = 462]; Train non dédoublé : N = 1150 [0 = 462, 1 = 688]; Test : N = 1638 [0 = 1466, 1 = 172])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	388	46	0.90	0.93	0.84	0.16	0.10	0.91	0.89	Tmoy_72h DJD DJD2 DTR_j Pluie_120h
		74	642								
	Train non dédoublé	388	34	0.85	0.93	0.84	0.16	0.15	0.89	0.88	
		74	428								
	Test	1265	15	0.44	0.91	0.86	0.14	0.56	0.59	0.89	
		201	157								
AC	Train	397	59	0.91	0.91	0.86	0.14	0.09	0.91	0.89	Tmoy_72h DJD2
		65	629								
	Train non dédoublé	397	59	0.91	0.91	0.86	0.14	0.09	0.91	0.88	
		65	629								
	Test	1313	22	0.50	0.87	0.90	0.10	0.50	**0.63**	0.88	
		153	150								
FA	Train	462	0	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	1.00	Tmoy_120h Tmoy_72h Tmoy_96h […]
		0	688								
	Train non dédoublé	462	0	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	1.00	
		0	462								
	Test	1279	10	0.46	0.94	0.87	0.13	0.54	0.62	**0.91**	
		187	162								
RN	Train	375	45	0.88	0.93	0.81	0.19	0.12	0.91	0.87	Tmoy_120h DJD
		87	643								
	Train non dédoublé	375	34	0.83	0.93	0.81	0.19	0.17	0.88	0.87	
		87	428								
	Test	1268	15	0.44	0.91	0.86	0.14	0.56	0.60	0.89	
		198	157								

Tableau 5. Performances des modèles printaniers sur la variable événementielle F1 pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles printaniers pour la route 132 (variable F1) (Train: N = 912 [0 = 456, 1 = 456]; Train non dédoublé : N = 1136 [0 = 456, 1 = 680]; Test : N = 764 [0 = 595, 1 = 169])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	316	64	0.81	0.91	0.69	0.31	0.19	0.86	0.80	DJD DJD2 Tmoy_72h
		140	616								
	Train non dédoublé	316	49	0.74	0.89	0.69	0.31	0.26	0.81	0.79	
		140	407								
	Test	456	20	0.52	0.88	0.77	0.23	0.48	0.65	0.82	
		139	149								
AC	Train	307	47	0.81	0.93	0.67	0.33	0.19	0.87	0.80	DJD2
		149	633								
	Train non dédoublé	307	34	0.74	0.93	0.67	0.33	0.26	0.82	0.80	
		149	422								
	Test	451	18	0.51	0.89	0.76	0.24	0.49	0.65	**0.83**	
		144	151								
FA	Train	354	9	0.87	0.99	0.78	0.22	0.13	0.92	0.88	DJD DJD2 Tmoy_48h […]
		102	671								
	Train non dédoublé	354	9	0.81	0.98	0.78	0.22	0.19	0.89	0.88	
		102	447								
	Test	463	24	0.52	0.86	0.78	0.22	0.48	0.65	0.82	
		132	145								
RN	Train	333	63	0.83	0.91	0.73	0.27	0.17	0.87	0.82	DJD DJD2 Tmoy_96h
		123	617								
	Train non dédoublé	333	46	0.77	0.90	0.73	0.27	0.23	0.83	0.81	
		123	410								
	Test	458	19	0.52	0.89	0.77	0.23	0.48	**0.66**	**0.83**	
		137	150								

4.2 Modèles experts régionaux

Le modèle expert proposé pour comparer les méthodes d'AA et pour tester la performance des modèles avec des données de prévision météorologique s'appuie sur les DJD et la Tmoy_72h. L'AC obtient les meilleurs scores de performance (F_1 et AUC) pour prédire les journées événementielles à la fois sur les années de validation (Test) et l'année de prévision a posteriori (2019-2020) avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine et les données de prévision des modèles HRDPS GemLam 24 et 48h (Tab. 8). Les autres modèles présentent également une excellente capacité prédictive avec des F_1 supérieurs à 0,70 et des AUC supérieures à 0,89. On constate également que les meilleurs modèles sur la BD Train (Tab. 4, 5 et 6), fréquemment les FA, ne sont pas les meilleurs modèles sur les jeux de données de validation (Test, Hindcast ou données de prévision météo du HDPRS GEMLAM 24h et 48h). Une tendance causée par le surajustement des modèles de FA sur les données Train.

Selon les résultats obtenus avec l'AC, une température moyenne sur 72h supérieure à 1,25ºC et un cumul de DJD de 24,5ºC représentent les conditions météorologiques optimales pour expliquer et prédire l'occurrence des chutes de blocs de glace susceptible d'atteindre la route 132 en hiver et au printemps (Fig. 9).

Tableau 6. Performances des modèles experts sur la variable événementielle F1 pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts pour la route 132 (variable F1) (Train: N = 1150 [0 = 462, 1 = 688]; Train non dédoublé: N = 924 [0 = 462, 1 = 462]; Test : N = 1638 [0 = 1466, 1 = 172]; 2019-2020 : N = 195 [0 = 170, 1 = 25])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	382	41	0.89	0.94	0.83	0.17	0.11	0.91	0.88	DJD Tmoy_72h
		80	647								
	Train non dédoublé	382	30	0.84	0.94	0.83	0.17	0.16	0.89	0.88	
		80	432								
	Test	1251	12	0.43	0.93	0.85	0.15	0.57	0.59	0.89	
		215	160								
	Hindcast printemps 2019	155	3	0.59	0.88	0.91	0.09	0.41	0.71	0.90	
		15	22								
	GEMLAM 24h	155	3	0.59	0.88	0.91	0.09	0.41	0.71	0.90	
		15	22								
	GEMLAM 48h	156	3	0.61	0.88	0.92	0.08	0.39	0.72	0.90	
		14	22								
AC	Train	409	61	0.92	0.91	0.89	0.11	0.08	0.92	0.90	
		53	627								
	Train non dédoublé	409	44	0.89	0.90	0.89	0.11	0.11	0.90	0.90	
		53	418								
	Test	1316	23	0.50	0.87	0.90	0.10	0.50	**0.63**	0.88	
		150	149								
	Hindcast printemps 2019	159	3	0.67	0.88	0.94	0.06	0.33	**0.76**	**0.91**	
		11	22								
	GEMLAM 24h	159	3	0.67	0.88	0.94	0.06	0.33	**0.76**	**0.91**	
		11	22								
	GEMLAM 48h	159	3	0.67	0.88	0.94	0.06	0.33	**0.76**	**0.91**	
		11	22								
FA	Train	391	42	0.90	0.94	0.85	0.15	0.10	0.92	0.89	
		71	646								
	Train non dédoublé	391	32	0.86	0.93	0.85	0.15	0.14	0.89	0.89	
		71	430								
	Test	1284	14	0.46	0.92	0.88	0.12	0.54	0.62	**0.90**	
		182	158								
	Hindcast printemps 2019	155	3	0.59	0.88	0.91	0.09	0.41	0.71	0.90	
		15	22								
	GEMLAM 24h	156	3	0.61	0.88	0.92	0.08	0.39	0.72	0.90	
		14	22								
	GEMLAM 48h	157	3	0.63	0.88	0.92	0.08	0.37	0.73	0.90	
		13	22								
RN	Train	382	47	0.89	0.93	0.83	0.17	0.11	0.91	0.88	
		80	641								
	Train non dédoublé	382	36	0.84	0.92	0.83	0.17	0.16	0.88	0.87	
		80	426								
	Test	1273	16	0.45	0.91	0.87	0.13	0.55	0.60	0.89	
		193	156								
	Hindcast printemps 2019	156	3	0.61	0.88	0.92	0.08	0.39	0.72	0.90	
		14	22								
	GEMLAM 24h	156	3	0.61	0.88	0.92	0.08	0.39	0.72	0.90	
		14	22								
	GEMLAM 48h	158	5	0.63	0.80	0.93	0.07	0.38	0.70	0.86	
		12	20								

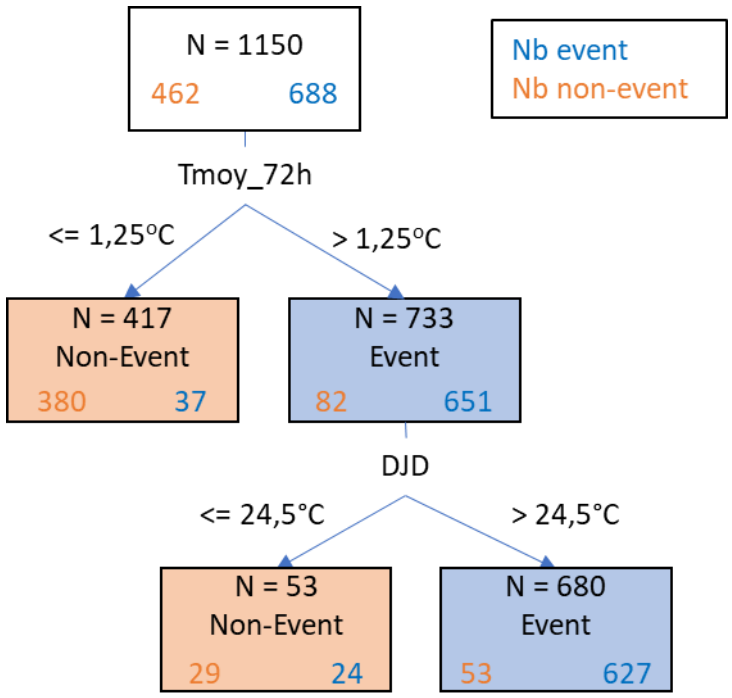


Figure 9. Arbre de classification pour la prévision des chutes de blocs de glace sur la route 132 généré lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable F1.

4.3 Modèles DJD à l'échelle des sites de formation des carapaces et cascades de glace

Les degrés-jours de dégel (DJD) cumulés pour chacune des chutes de blocs de glace recensées par le MTMQ et Gauthier et al. (2015b) sur les sites d'écroulement ont été compilés dans le tableau A1 et la distribution propre à chacun des sites est présentée à la figure A2. Tel que mentionné précédemment, il peut y avoir plus d'une structure de glace présente sur les parois rocheuses aux sites d'écroulement. Il est alors difficile de déterminer la provenance des blocs de glace rapportés par les patrouilleurs du MTMQ. Entre 2008 et 2012, Gauthier et al. (2015b) procédaient au suivi quotidien de la fonte et de l'écroulement de huit formations de glace correspondant aux sites #1, 2, 8, 10, 12, 20, 21 et 22. L'identification de la provenance des événements durant cette période a été utilisée pour raffiner l'analyse (retirer les valeurs aberrantes). Au final, la distribution des DJD cumulés au moment du recensement d'une chute de blocs de glace a été compilée pour 11 sites d'écroulement (Fig. 10).

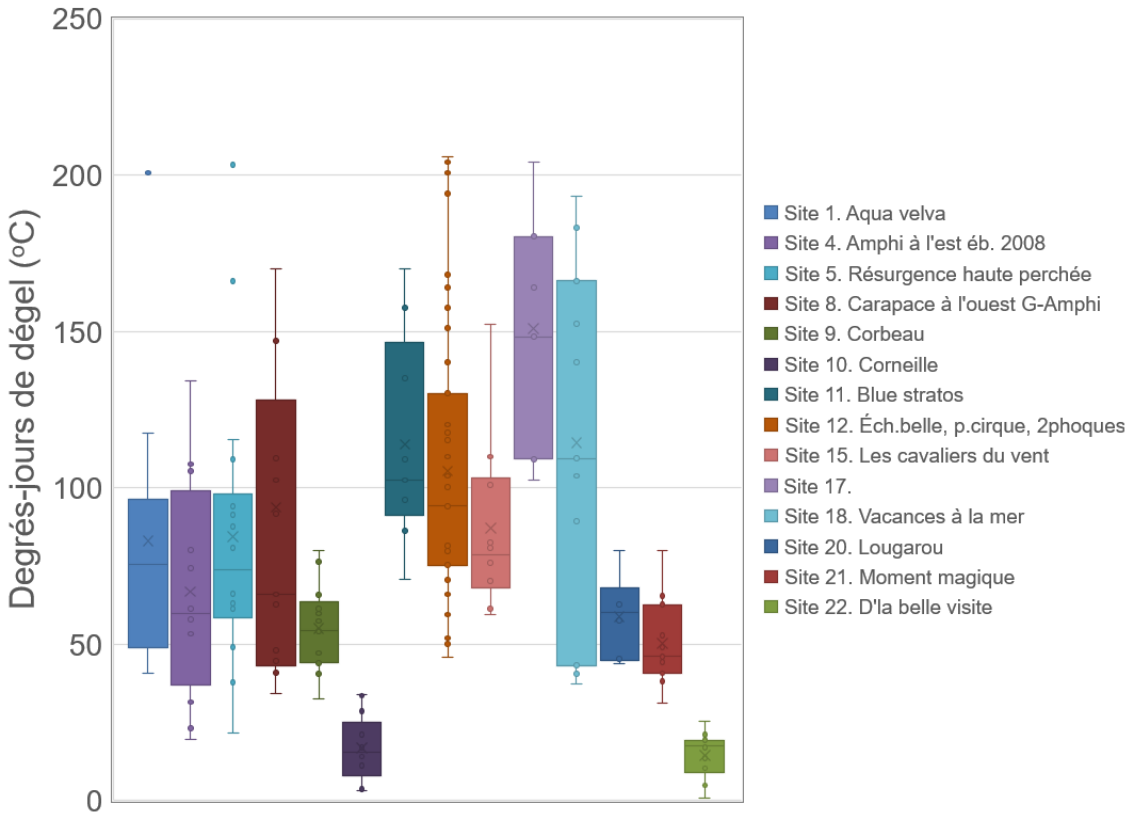


Figure 10. Degrés-jours de dégel (DJD) cumulés pour chacune des chutes de blocs de glace recensées par le MTMQ et Gauthier et al. (2015b) sur 11 des 22 zones identifiées comme problématique pour la sécurité des usagers des routes 132 et 198.

5. Discussion

5.1 Choix et signification des variables prédictives

D'après les résultats obtenus, l'occurrence des journées événementielles est bien expliquée et prédite par une température moyenne de l'air supérieure à 0°C durant trois à cinq jours et par les DJD (Fig. 11 et Tab. 4 et 5). Des résultats supportés par les travaux de Gauthier et al. (2015a et 2015b) qui soutiennent que la fonte des carapaces de glace est principalement contrôlée par le flux de chaleur convectif ou plus simplement par la hausse graduelle de la température de l'air au-dessus de 0°C. Les variables Tmoy_72h et les DJD représentent bien ce transfert de chaleur qui initie la fonte de la glace et provoque éventuellement l'effondrement de la structure. Tmoy_72h permet de cibler les courtes périodes chaudes tandis que les DJD représentent mieux le transfert de chaleur qui provoque la fonte graduelle des glaces. Les DJD sont également une variable qui peut être utilisée pour calculer des taux de fonte des neiges ou encore les débits des rivières alimentés par la fonte des neiges ou des glaciers (e.g. Abudu et al., 2012; Hock, 1999, 2003 et 2005; Braithwaite, 1995, 2011). Indirectement, cette variable représente également la hausse des débits des ruisseaux qui alimente les cascades de glace et la hausse des nappes phréatiques qui alimentent les

résurgences sur les parois rocheuses. Deux processus responsables de la fonte par thermo-érosion des cascades et des carapaces de glace (Gauthier et al., 2013a, 2015a). En l'absence de données sur les débits des ruisseaux et les flux de chaleur sensible transportés par les eaux souterraines, les DJD représentent une variable prédictive de substitution polyvalente.

Une analyse comparative des journées événementielles et des conditions météorologiques suggère que les pluies sont également une variable importante pour expliquer l'occurrence des chutes de blocs de glace (Fig. 11). Un phénomène qui joue très certainement un rôle dans le processus d'érosion thermique des glaces par les gouttes de pluie ou le ruissellement (Gauthier et al., 2012, 2013a, 2015b). Les variables Pluie_96h ou Pluie_ 120h ont été sélectionnées à quelques reprises par les algorithmes, mais elles ne présentent pas une importance significative (Tab. A2). Il est possible que son apport sur les modèles statistiques soit masqué par des variables cooccurrentes plus importantes comme Tmoy_72h ou les DJD. Les variables Neige_96h et Neige_120h se sont avérées aussi importantes que les pluies et elles ont été utilisées à plusieurs reprises par les algorithmes. Physiquement, la neige n'est pas un facteur qui contribue à la fonte et l'écroulement des glaces. Nous croyons plutôt que ce type de variable souligne les périodes froides et permet aux modèles d'améliorer sa capacité prédictive des journées non-événementielles.

Weiss et al. (2011) ont démontré qu'une diminution rapide (<24h) de la température de l'air de 10^{o}C sous 0^{o}C est suffisante pour provoquer l'ouverture de fissures de tension sous l'effet d'une contraction thermique. Différentes variables prédictives comme les écarts de température sous 0^{o}C (DTR<0) ou le gel-dégel peuvent représenter ce phénomène thermomécanique, mais aucune de ces variables ne s'est avérée significative ou importante (FI). Pour provoquer l'écroulement d'une structure de glace, celle-ci doit-être autoportante ou reposer sur une paroi verticale sans y adhérer (Fig. 12c et d) (Gauthier, 2013). Une prédisposition peu fréquente avec les carapaces de glace du nord de la Gaspésie.

Il est également connu que le rayonnement solaire joue un rôle de premier plan dans la fonte des glaces exposées au soleil (Gauthier et al. 2015a et 2015b). Les chutes de blocs de glace provenant des deux glaces exposées au sud-ouest le long de la route 198 n'ont pas été utilisées pour développer les modèles puisque leur fonte est essentiellement dictée par des transferts radiatifs. Elles fondent et s'écroulent rapidement au printemps (Fig. 10, sites #21 et 22). L'absence de données de rayonnement sur les stations du réseau national limite notre capacité à développer un modèle de prévision statistique pour ces glaces. Le cumul des degrés-jours demeure la meilleure variable prédictive en l'absence de données de rayonnement.

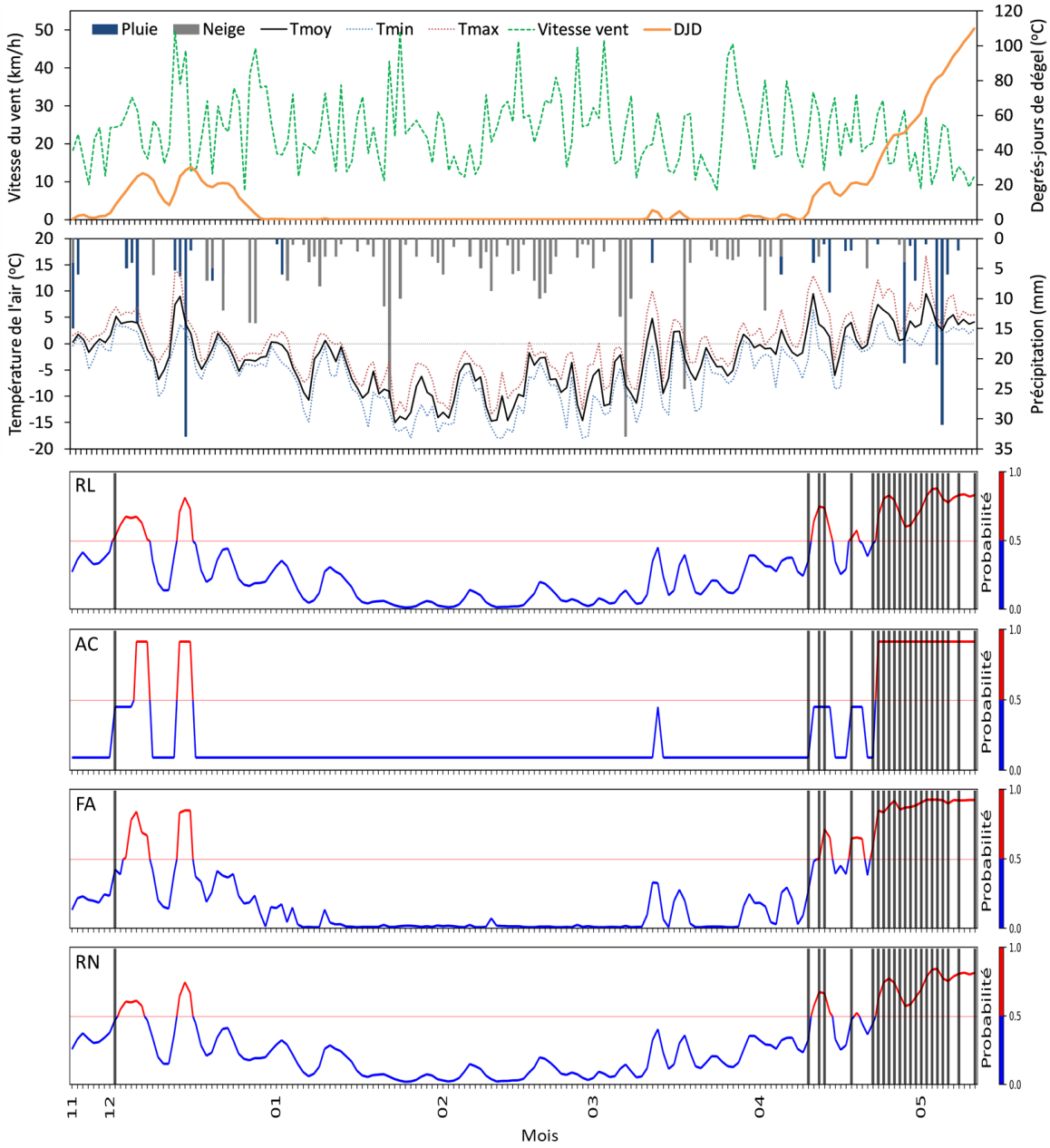


Figure 11. Prévision (*a posteriori*) des chutes blocs de glace sur la route 132 à l'hiver 2010-2011. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN entrainés sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles en noir.

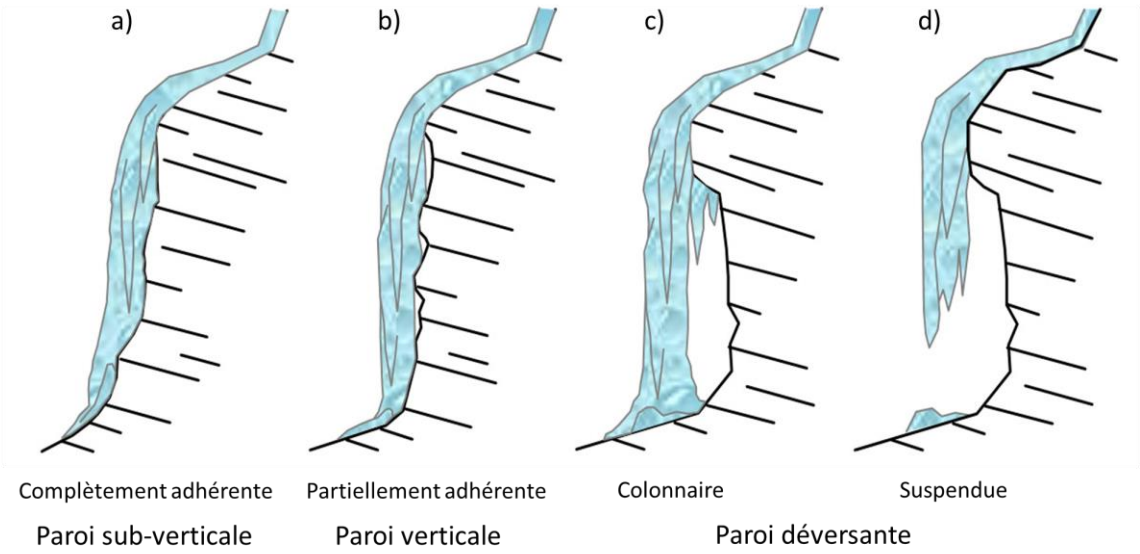


Figure 12. Classification des glaces sur les parois rocheuses en fonction de critères géomorphologiques et statiques (adaptée de Gauthier, 2013).

5.2 Performance des modèles régionaux

Pour que ce type de modèle prédictif soit utilisé dans un contexte de gestion opérationnelle, ils doivent être simples et compréhensibles pour les gestionnaires. Les modèles experts développés avec la Tmoy_72h et les DJD se sont avérés presque aussi performants que les modèles plus complexes générés par les algorithmes. Dans les faits, les variables choisies peuvent être facilement modifiées et les modèles testés pour satisfaire aux exigences des gestionnaires. Par exemple, nous pourrions forcer l'ajout d'une variable jugée pertinente dans les modèles comme la Pluie_96h, la Neige_96h ou les DTR<0. Cependant, l'ajout de variable et la complexification du modèle entrainent une hausse de l'incertitude lorsque la probabilité d'occurrence est calculée avec des données de prévision.

Dans un contexte de gestion opérationnelle, la sélection d'un modèle performant est certes un critère, mais ce modèle doit également être simple d'utilisation. Un gestionnaire peut facilement utiliser un AC pour identifier et cibler les seuils critiques des variables météorologiques responsables de l'occurrence de l'aléa (Fig. 9 et 11). Les autres modèles (RL, FA et RN) présentent l'avantage de renvoyer une probabilité d'occurrence mieux définie (Fig. 11). Ils peuvent donc être utilisés en mode prédictif (journée événementielle ou non événementielle), mais la probabilité renvoyée par les modèles peut plus facilement être utilisée pour émettre un niveau de danger (Gauthier et al., 2017). Dans un contexte de prévision et de gestion opérationnelle de l'aléa, il est pertinent et efficace d'établir des procédures d'interventions en fonction de différentes classes de danger.

Le choix du modèle à utiliser dépend des besoins des gestionnaires, du modèle opératoire et de l'aléa. Il convient parfois d'éviter l'usage d'un modèle trop performant sur les jeux de données d'entrainement où le surajustement du modèle entraine de moins bonnes performances sur les données de validation et de prévision. C'est souvent le cas des FA qui excelle à expliquer les

journées événementielles, mais dont les performances sont incertaines pour prédire les événements (chap. 6). Malgré cette tendance au surajustement (Tab. 4), les FA représentent le meilleur compromis pour prédire les chutes de blocs de glace et limiter les fausses alarmes (Tab. 6).

Les modèles présentés ici ont été développés en s'appuyant entièrement sur l'analyse des performances statistiques des modèles et leur capacité de prédiction a posteriori. En réalité, ils seront utilisés sur des données de prévision météorologique. Les erreurs (écarts) de prévision sur les données de température sont très faibles avec le HRDPS 24 et 48h (chap. 1). En utilisant un modèle expert s'appuyant uniquement sur les données de température, nous limitons les erreurs potentielles de prévision. Pour l'année 2019, la performance des modèles avec les données de prévision sur 24 et 48h est comparable à celle établie avec les données météorologiques (*hindcast*) (Tab. 6). Des coefficients de détermination R^2 de 0,99 ont été obtenus pour les modèles de RL, AC et RN et de 0,97 et 0,98 pour les FA (Fig. 13).

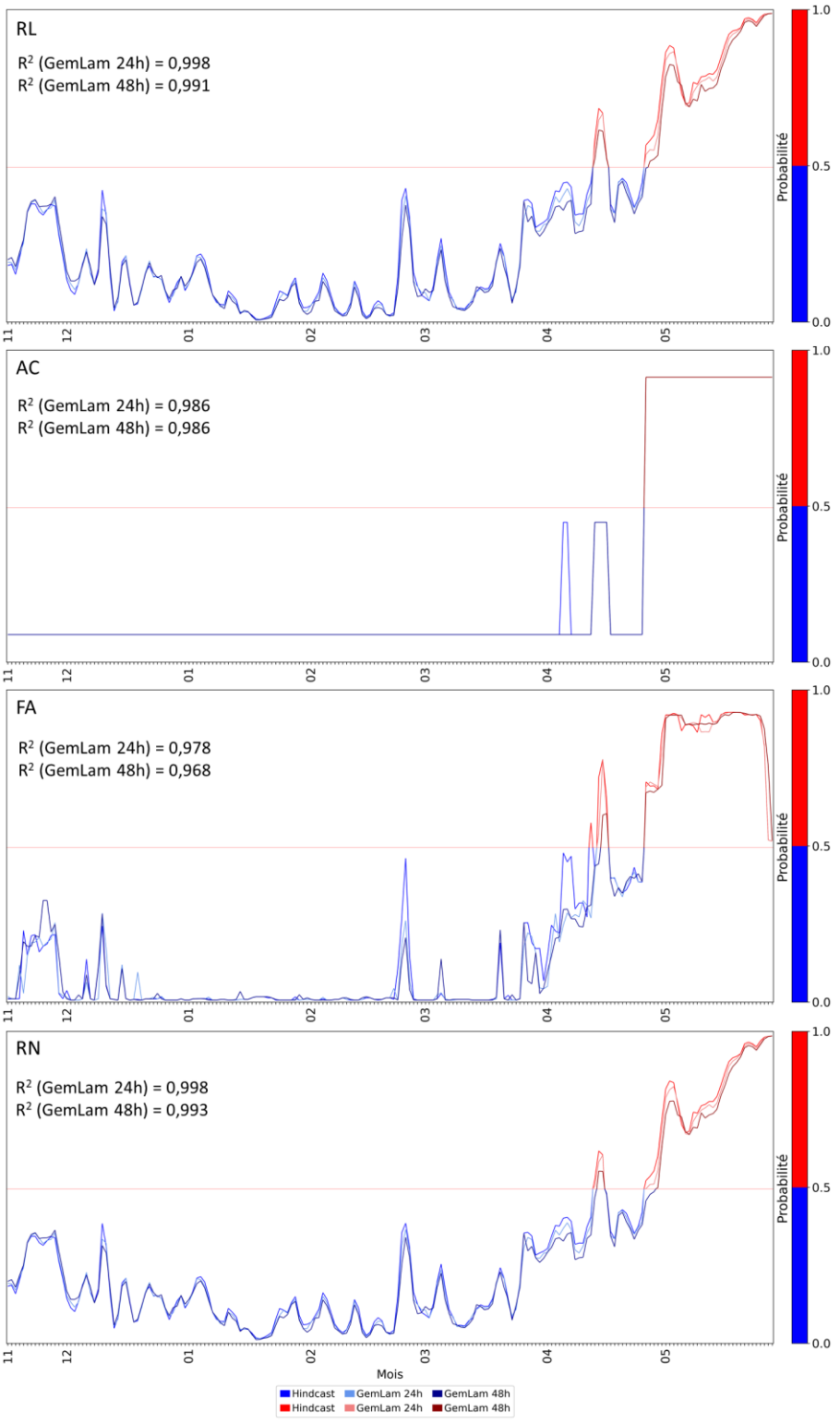


Figure 13. Prévision *a posteriori* (ou *hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des chutes de blocs de glace sur la route 132 à l'hiver 2019-2020. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN entrainés sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

5.3 Performance des DJD pour la prévision à l'échelle des sites de chutes de blocs de glace

La variance observée dans la distribution des DJD entre les sites de chutes de blocs de glace et à un site donné dépend de plusieurs facteurs :

1. La fonte des glaces exposées au sud étant principalement le résultat d'un transfert radiatif, ces dernières fonderont très rapidement au printemps. C'est le cas de la carapace (site 21) et de la cascade (site 22) de glace situées sur l'escarpement rocheux le long de la 198.

2. La présence de plusieurs formations de glace sur un même site entrainera inévitablement une hausse de la durée de fonte et d'écroulement des glaces présentes sur le site.

3. La dynamique d'écroulement des cascades et des carapaces de glace n'est pas identique. La fonte des glaces issue du gel d'un ruisseau est initiée par la hausse du débit (Gauthier et al., 2013a, 2015b). Les cascades de glace auront donc tendance à fondre très rapidement dès que le débit augmente. C'est le cas de la grande cascade de glace nommée Corneille à Mont-Saint-Pierre (site 10, section 100) ou du Voile de la mariée à l'ouest de La Martre (site 2) (Fig. 1, 10 et A2). Les carapaces de glace auront tendance à fondre graduellement sur place en libérant quelques blocs avant que la totalité de la structure s'écroule (Gauthier et al., 2015a et 2015b). Un processus qui peut s'étendre sur plusieurs semaines. Dans certains cas, les carapaces peuvent être issues du gel d'une résurgence en milieu de paroi, mais aussi d'une résurgence d'écoulement de subsurface. Ces dernières auront tendance à chuter plus facilement puisque la hausse du débit sera davantage initiée par la fonte des neiges. Le débit des résurgences en milieu de paroi dépend de la recharge, plus lente et décalée, de la nappe phréatique.

4. La distribution de la glace et la géomorphologie de la paroi rocheuse sont deux facteurs déterminants qui contrôlent l'équilibre des forces (statique) (Fig. 12) (Gauthier, 2013). La fonte et la dislocation d'une carapace de glace adhérente sur une paroi sub-verticale (Fig. 12a) peut s'étendre sur une très longue période et ne provoquer que quelques petites chutes de blocs de glace (Gauthier et al., 2012). Parfois, elle peut fondre sur place sans jamais s'écrouler (Gauthier et al., 2013b). Une carapace soutenue sur une paroi verticale (Fig. 12b) s'écroulera complètement après plusieurs jours ou semaines de fonte.

5. Le volume et la couverture spatiale auront un effet sur l'équilibre des forces, mais aussi sur la répartition temporelle des chutes de blocs de glace. Ainsi, de grandes formations de glace avec des formes variées comme les Cavaliers du vent (site 15) ou les Vacances à la mer (site 18) peuvent libérer des blocs de glace durant de très période.

Malgré cette variabilité dans la distribution des DJD à chacun des sites de chutes de blocs de glace, les DJD demeurent un outil permettant de cibler les périodes de chutes de blocs de glace à l'échelle d'un site. Un avantage considérable pour la gestion et la prévention des risques pour les usagers des routes 132 et 198.

6. Recommandations (conclusions)

Les modèles de prévision des chutes de blocs de glace à l'échelle de la route 132 sont performants et devraient être utilisés pour soutenir le travail des gestionnaires responsables de la sécurité routière. Nous suggérons d'utiliser le modèle de FA pour calculer la probabilité d'occurrence des chutes de blocs de glace. Les procédures opérationnelles recommandées en fonction de l'échelle de probabilité calculée sont détaillées dans le tableau 7. Il est entre autres recommandé d'activer des feux clignotants et des panneaux à messages variables (PMV) pour avertir les automobilistes lorsque le niveau de probabilité de chutes de blocs de glace dépasse respectivement 35% (occurrence considérable) et 60% (occurrence élevée). Sur les années de validation des modèles (Test), les journées avec une probabilité d'occurrence considérable et élevée représentent respectivement 8% et 20% du nombre de jours total de la saison opérationnelle de chute de blocs de glace (Tab. 8). Les feux et les PMV devraient être installés à l'entrée et à la sortie des sections de route dont la fréquence des chutes de blocs de glace est la plus élevée : 80 (sites 4 et 5), 100 (sites 9, 10, 11 et 12), 120 (sites 15-18) et 130 (sites 19 et 20) (Fig. 4 et 14). Des PMV mobiles supplémentaires pourraient être utilisés et déplacés en fonction des périodes d'occurrence (DJD) sur les différents sites de chutes de blocs de glace.

Le nombre limité de journées événementielles dans la BD sur les chutes de blocs de glace ne nous a pas permis de développer un modèle de prévision pour la section 10 de la route 198. À court terme, il est suggéré d'utiliser les DJD pour cibler la période de chutes de blocs de glace et activer un feu clignotant entre 4 et 75 DJD et un panneau à message variable (PMV) entre 10 et 60 DJD (Fig. 10 et Tab. A1). Les feux et les PMV devraient être installés à l'entrée et à la sortie de la section de la route 198 exposée aux chutes de blocs de glace, aux chutes de pierre et aux avalanches de neige (Fig. 15). Une autre solution, qui permettrait d'éliminer ou de diminuer considérablement le danger, serait de procéder à l'installation de barrières de protection dynamique sous les sites #21 et 22 (Fig. 16). Les barrières serviraient également d'écran pour les chutes de pierre et limiteraient considérablement la possibilité de déclenchement des avalanches de neige.

Un système de barrière dynamique (ou des filets atténuateurs d'impact) pourrait également être installé entre les deux sections de merlon sous la cascade de glace Corneille (site #10, Fig. 2). Le ponceau qui assure l'évacuation de l'eau du torrent qui alimente la cascade de glace ne permet pas la construction et le maintien d'un merlon. Pour certaines carapaces de glace problématiques et dont l'alimentation en eau provient d'une résurgence de la nappe, nous suggérons de procéder à l'installation d'un système de drainage (insertion de tuyaux crépinés) dans la partie basse de la paroi rocheuse pour forcer le rabattement de la nappe et ainsi limiter la formation d'une carapace volumineuse. Les sites #4 et #12 (Fig. 2) se prêteraient bien à ce type d'intervention.

Tout comme pour les chutes de pierre, nous suggérons de travailler sur le développement d'une application web pour informer en temps réel les patrouilleurs et les responsables de la sécurité routière du niveau de danger et des procédures opérationnelles suggérées. Nous proposons également de procéder à des simulations de chutes de blocs de glace (Rockyfor3D, stnParabel, RAMMS::ROCKFALL) pour déterminer avec plus de certitude la probabilité d'atteinte de la route par les blocs de glace aux différents sites. Ces simulations permettront également d'évaluer l'efficacité des merlons actuels pour capter les blocs de glace et déterminer la hauteur idéale pour limiter la propagation des blocs sur la route. À court terme, nous suggérons de rehausser d'au moins un mètre la hauteur des merlons avec du matériel allochtone. L'idée est d'éviter l'emprunt de

matériel à même le talus d'éboulis pour éviter de déséquilibrer la pente du talus (vitesse de propagation des blocs et angle de frottement statique), le remplissage subséquent du merlon et le rehaussement graduel de la paroi rocheuse causé par le transport de débris rocheux en sommet de talus et le déchaussement de la paroi sous-jacente. Une étude pour évaluer et soutenir notre compréhension de la dynamique d'éboulisation serait nécessaire pour appuyer la dynamique observée.

Enfin, nous suggérons également de soutenir le développement, l'installation et la calibration de deux systèmes de détection automatique des chutes de blocs de glace à l'aide du radar[7] et de suivi des signaux sismiques et acoustiques (Morin et al., 2022). Ces systèmes permettraient d'activer en temps réel des feux d'avertissement ou des barrières pour fermer la route seulement lorsqu'une chute de blocs de glace, une chute de pierre ou une avalanche de neige est détectée. Ces systèmes pourraient être localisés au pied de la paroi rocheuse à l'ouest de Mont-Saint-Pierre (section 100). Cette paroi rocheuse soutient les carapaces et les cascades de glace à l'origine de 50% de toutes les chutes de blocs de glace recensées par le MTMQ (Fig. 2 et 5).

[7] https://www.geopraevent.ch/les-technologies/radar-de-chutes-de-pierres/?lang=fr

Tableau 7. Échelle de probabilité de chutes de blocs de glace sur la route 132 (modèle FA), conditions météorologiques à surveiller et procédures opérationnelles recommandées.

Échelle de probabilité de chutes de blocs de glace	**Procédures opérationnelles recommandées durant la saison événementielle des chutes de blocs de glace (hiver et printemps)**
Faible (<35%)	Chutes de blocs de glace peu probable ou chute de blocs de faible magnitude possible sur la route
- Procédures d'opération normales - Patrouille demeure attentive à la présence de blocs de glace sur la route - Porter une attention particulière à la formation de fissures dans les structures de glace autoportantes, noter le # du site et avertir le responsable	
Considérable (35-60%)	Chutes de blocs de glace de petite et moyenne magnitude probable sur la route
- Activer les feux clignotants - Ajouter une patrouille - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession - Les patrouilles demeurent attentives à la présence de blocs de glace sur la route - Éviter de s'arrêter sous les formations de glace et s'assurer qu'aucun automobiliste ne s'arrête sous les formations de glace - Porter une attention particulière aux sites #10 et 22 si DJD ≥ 4ºC - Porter une attention particulière aux sites 4, 5, 8, 9 et 21 si DJD > 20ºC - Avertir le responsable s'il y a un changement météo (une hausse notable de la température, de la pluie) ou l'apparition de résurgence d'eau ou du ruissellement sur les parois	
Élevé (>60%)	Chutes de blocs de glace de toutes les tailles très probables sur la route
- Activer les feux clignotants - Activer les panneaux à message variables (PMV) avec le message suivant : DANGER ÉLEVÉ DE CHUTES DE BLOCS DE GLACE SUR LA ROUTE - Ajouter une patrouille - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession - Patrouille demeure attentive à la présence de blocs de glace sur la route - Éviter de s'arrêter sous les formations de glace et s'assurer qu'aucun automobiliste ne s'arrête sous les formations de glace - S'assurer qu'une équipe d'intervention est prête à intervenir avec de la machinerie lourde (pelle mécanique, bulldozer) - Porter une attention particulière aux sites #10 et 22 si DJD ≥ 4ºC - Porter une attention particulière aux sites 4, 5, 8, 9 et 21 si DJD > 20ºC - Porter une attention particulière aux sites 1, 3, 6, 12, 16, 18 et 19 si DJD > 35ºC - Porter une attention particulière aux sites 7, 15, 17 et 20 si DJD > 55ºC - Avertir le responsable s'il y a un changement météo (une hausse notable de la température, de la pluie) ou l'apparition de résurgence d'eau ou du ruissellement sur les parois	

Tableau 8. Compilation du nombre de journées par classe de probabilité d'occurrence pour la saison opérationnelle (saison op.) des chutes de blocs de glace (hiver et printemps) utilisées pour valider les modèles d'AA (Test).

Hiver et printemps (modèle FA)				
Saison op.	**Durée (j)**	**Faible (j) <35%**	**Considérable (j) 35-60%**	**Élevé (j) >60%**
2002-2003	202	145	18	39
2004-2005	199	136	15	48
2006-2007	173	123	11	39
2008-2009	175	130	15	30
2010-2011	169	121	17	31
2012-2013	179	126	14	39
2014-2015	188	129	10	49
2016-2017	157	131	8	18
2019-2020	194	144	16	34
Moyenne (j)	182	132	14	36
Total (j)	1636	1185	124	327
Total (%)	100	72	8	20

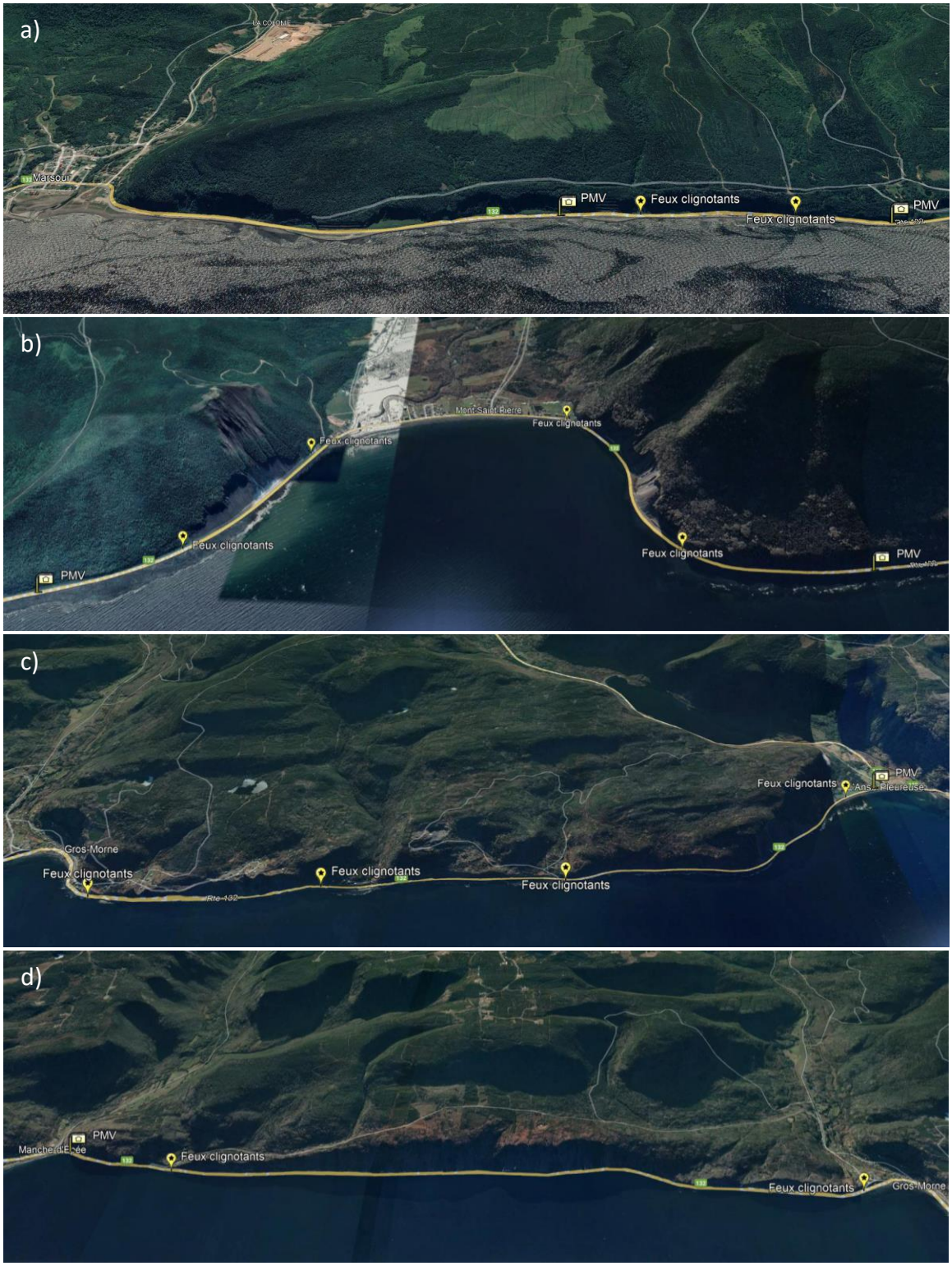


Figure 14. Localisation recommandée pour l'installation de feux clignotants et de panneaux à messages variables (PVM) sur la route 132, sections 80 (a), 100 (a), 120 (b) et 130 (c).



Figure 15. Localisation recommandée pour l'installation de feux clignotants et de panneaux à messages variables (PMV) sur la section de la route 198 exposée aux chutes de pierre, aux chutes de blocs de glace et aux avalanches de neige.

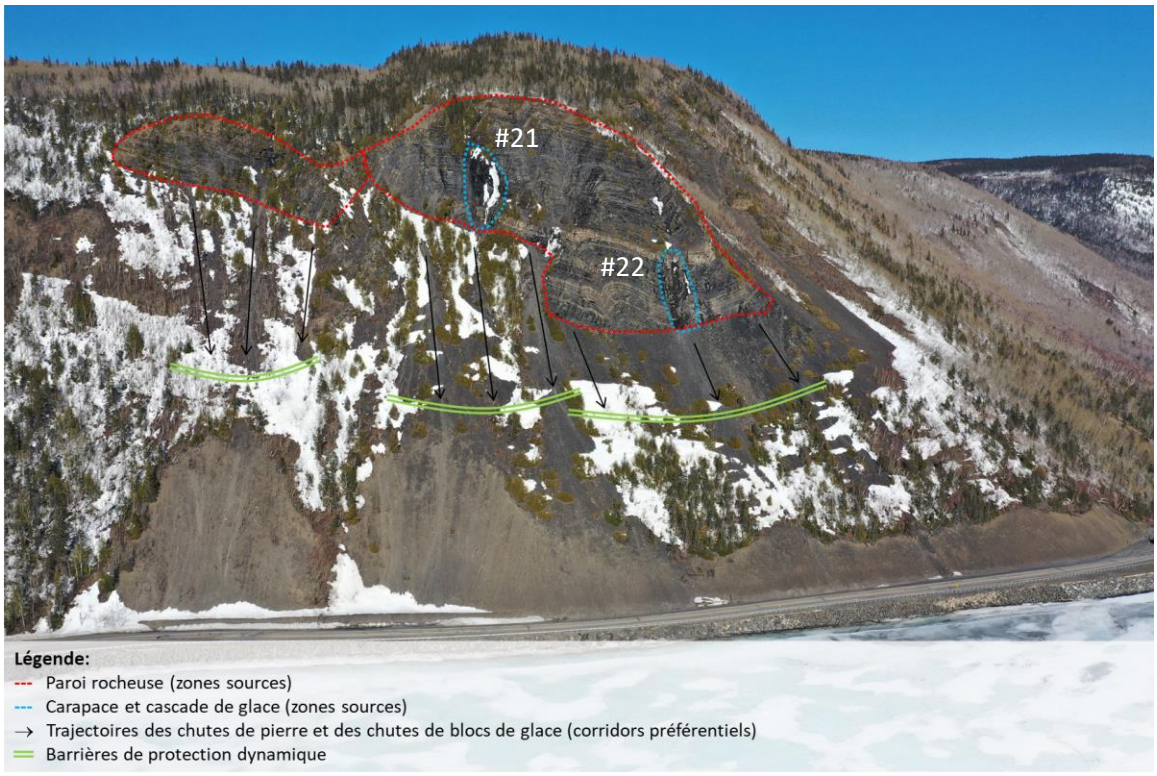


Figure 16. Infrastructure de protection proposée contre les chutes de blocs de glace, les chutes de pierre et les avalanches de neige sur la section 10 de la route 198.

Références

Abudu, S., Cui, C. L., Saydi, M., et King, J. P. (2012). Application of snowmelt runoff model (SRM) in mountainous watersheds: A review. Water Science and Engineering, 5(2), 123-136.

Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A. et Flühler, H. (2005) The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. J Hydrol 309(1–4): 66–84.

Braithwaite, R. J. (2011). Degree-days. Encyclopedia of snow, ice and glaciers, 186-190.

Braithwaite, R.J. (1995). Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. Journal of Glaciology, 41: 153-160.

Breiman, L. (2001). Random Forest. Machine Learning, 45:5-32.

Chanut, M., Lévy, C., Meignan, L. et Gasc, M. (2021). Contribution of Artificial Intelligence models for the management of rockfall Contribution of Artificial Intelligence models for the management of rockfall risks. 5th Rock Slope Stability Symposium, Chambéry, France, 2-4.

Couronné, R., Probst, P. et Boulesteix, A. L. (2018). Random forest versus logistic regression: A large-scale benchmark experiment. BMC Bioinformatics, 19:1-14.

Dekanová, M., Duchoň, F., Dekan, M., Kyzek, F. et Biskupič, M. (2018). Avalanche forecasting using neural network. In 2018 ELEKTRO (pp. 1-5). IEEE.

Domenico, P.A. et Schwartz, W.W. (1990). Physical and chemical hydrogeology. John Wiley & Sons, New York.

Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., Mcclean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D. et Lautenbach, S. (2013). Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. Ecography, 36: 27-46.

Driese, S.G., McKay, L.D. et Penfield, C.P. (2001). Lithologic and Pedogenic Influences on Porosity Distribution and Groundwater Flow in Fractured Sedimentary Saprolite: A New Application of Environmental Sedimentology. Journal of Sedimentary Research, 71(5): 843-857.

Environnement Canada (2022). Compilation des données historiques à la station météorologique de Cap-Madeleine.

Gauthier, F., Allard, M. et Hétu, B. (2015a). Ice wall growth and decay: meteorological analysis and modelling. Permafrost and Periglacial Processes, 26(1): 84-102.

Gauthier, F., Hétu, B. et Allard, M. (2015b). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 79:855-880.

Gauthier, F., Montagnat, M., Weiss, J., Allard, M. et Hétu, B. (2013a). Ice cascade growth and decay: a thermodynamic approach. Journal of Glaciology, 59(215): 507-523.

Gauthier, F., Hétu, B. et Bergeron, N. (2013b). Impacts géomorphologiques des chutes de blocs de glace sur les versants du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Canadian Journal of Earth Sciences, 50(4), 406-422.

Gauthier, F. (2013) Les glaces de paroi: Glaciologie, thermodynamique et prévision des chutes de blocs de glace sur les routes du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Thèse de doctorat, Faculté de foresterie, géographie et géomatique, Université Laval, Québec, Canada.

Gauthier, F., Hétu, B. et Bergeron, N. (2012). Analyses statistiques des conditions climatiques propices aux chutes de blocs de glace dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Canadian geotechnical journal, 49(12), 1408-1426.

Graveline, M. H. et Germain, D. (2016). Ice-block fall and snow avalanche hazards in northern Gaspésie (eastern Canada): Triggering weather scenarios and process interactions. Cold Regions Science and Technology, 123, 81-90.

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. Permafrost and Periglacial Processes, 15(3): 299-307.

Hasan, M. A. M., Nasser, M., Ahmad, S. et Molla, K. I. (2016). Feature Selection for Intrusion Detection Using Random Forest. Journal of Information Security, 7:129-140.

He, H. et Ma, Y. (2013). Imbalanced learning : Foundations, Algorithms and applications 1re éd. Wiley-IEEE Press, Hoboken, NJ, É.U.

Hendrikx, J., Murphy, M. et Onslow, T. (2014). Classification trees as a tool for operational avalanche forecasting on the Seward Highway, Alaska. Cold Regions Science and Technology, 97: 113-120.

Hock, R. (1999). A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. Journal of Glaciology, 45(149): 101-111.

Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology, 282(1-4): 104-115.

Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. Progress in Physical Geography, 29(3): 362-391.

Hosmer, D. et Lemeshow, S. (2000). Applied logistic regression, New York.

Jaboyedoff, M. et Labiouse, V. (2011). Technical note: Preliminary estimation of rockfall runout zones. Natural Hazards and Earth System Science, 11:818-828.

Kavzoglu, T. et Mather, P. M. (2002). The role of feature selection in artificial neural network applications. International Journal of Remote Sensing, 23(:2919-2937.

Kotsiantis, S. B. (2016). Supervised Machine Learning: A Review of Classification Techniques. Hyperfine Interactions, 237:1-8.

Lewkowicz, A. G. (2001). Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 12(4):351-366.

Ma, Z., Mei, G. et Piccialli, F. (2021). Machine learning for landslides prevention: a survey. Neural Computing and Applications, 33:10881-10907.

Mah, C.H. et Wyllie , D.C. (2004). Rock Slope Engineering : Civil and mining, 4th Edition. Spon Press, New York.

Menard, S. (2011). Standards for Standardized Logistic Regression Coefficients. Social Forces, 89: 1409-1428.

Mendeş, M. et Akkartal, E. (2009). Regression tree analysis for predicting slaughter weight in broilers. Italian Journal of Animal Science, 8:615-624.

McKay, L.D., Driese, S.G., Smith, K.H. et Vepraskas, M.J. (2005). Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. Geoderma, 126(1-2): 27-45.

Michoud, C., Derron, M. H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F. J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A. et Queyrel, A. (2012). Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: Example in Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12:615-629.

Midi, H., Sarkar, S. K. et Rana, S. (2010). Collinearity diagnostics of binary logistic regression model. Journal of Interdisciplinary Mathematics, 13:253-267.

Moore, G.K. (1988). Concepts of Groundwater Occurrence and Flow Near Oak Ridge National Laboratory, TN. Oak Ridge National Labratory, Oak Ridge, TN. ORNL/TM-10969.

Montagnat, M., Weiss, J., Cinquin-Lapierre, B., Labory, P.A., Moreau, L., Damilano, F., et Lavigne, D. (2010). Waterfall ice: formation, structure and evolution. J Glaciol, 56(196): 225–234

Nguyen, Q. H., Ly, H. B., Ho, L. S., Al-Ansari, N., Van Le, H., Tran, V. Q., Prakash, I. et Pham, B. T. (2021). Influence of data splitting on performance of machine learning models in prediction of shear strength of soil. Mathematical Problems in Engineering, 2021:1-15.

Revuelto, J., Billecocq, P., Tuzet, F., Cluzet, B., Lamare, M., Larue, F. et Dumont, M. (2020). Random forests as a tool to understand the snow depth distribution and its evolution in mountain areas. Hydrological Processes, 34: 5384-5401.

Saito, T. et Rehmsmeier, M. (2015). The precision-recall plot is more informative than the ROC plot when evaluating binary classifiers on imbalanced datasets. PLoS ONE, 10:1-21.

Scarpato, D. J. et Woodard, M. J. (2014). Evaluation & Mitigation of Icefall Hazards Emanating from Rock Slopes. In 48th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. OnePetro.

Slivitzky, A., Lachambre, G. et Julien, P. S. (1991). Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Québec, QC, Canada.

Solomon, D.K., Moore, G.K., Toran, L.E., Dreier, R.B. et McMaster, W.M. (1992). Status report; a hydrologic framework for the Oak Ridge Reservation: Oak Ridge National Laboratory, (ORNL/TM-12026), Environmental Sciences Division, Publication no. 3815.

Strobl, C., Boulesteix, A. L., Kneib, T., Augustin, T. et Zeileis, A. (2008). Conditional variable importance for random forests. BMC Bioinformatics, 9:1-11.

Sutinen, R., Hänninen, P. et Venäläinen, A. (2008) Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack. Cold Reg Sci Technol, 51(1): 56–67.

Walkinshaw, J.L. et Santi, P.M. (1996). Chapter 21: Shales and other degradable materials. In Landslides: Investigation and mitigation, Special report 247. Edited by A.K. Turner & R.L. Schuster, National Academy Press, Washington, D.C.

Weiss, J., Montagnat, M., Cinquin-Lapierre, B., Labory, P.A., Moreau, L., Damilano, F., Lavigne, D. (2011). Waterfall ice: mechanical stability of vertical structures. J Glaciol 57(203): 407–415.

Xu, W., Yu, W. et Zhang, G. (2012). Prediction method of debris flow by logistic model with two types of rainfall: a case study in the Sichuan, China. Natural Hazards, 62(2): 733-744.

Yoo, W., A. Brien, F., L. Cote, M. et Schwartz, A. (2012). A Comparison of Logistic Regression, Logic Regression, Classification Tree, and Random Forests to Identify Effective Gene-Gene and Gene-Environmental Interactions Wonsuk. International journal of applied science and technolog, 2:268-294.

Zhang, Y., Wang, S., Barr, A.G. et Black, T.A. (2008). Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a boreal aspen forest. Cold Reg Sci Technol, 52(3): 355–370.

Annexes

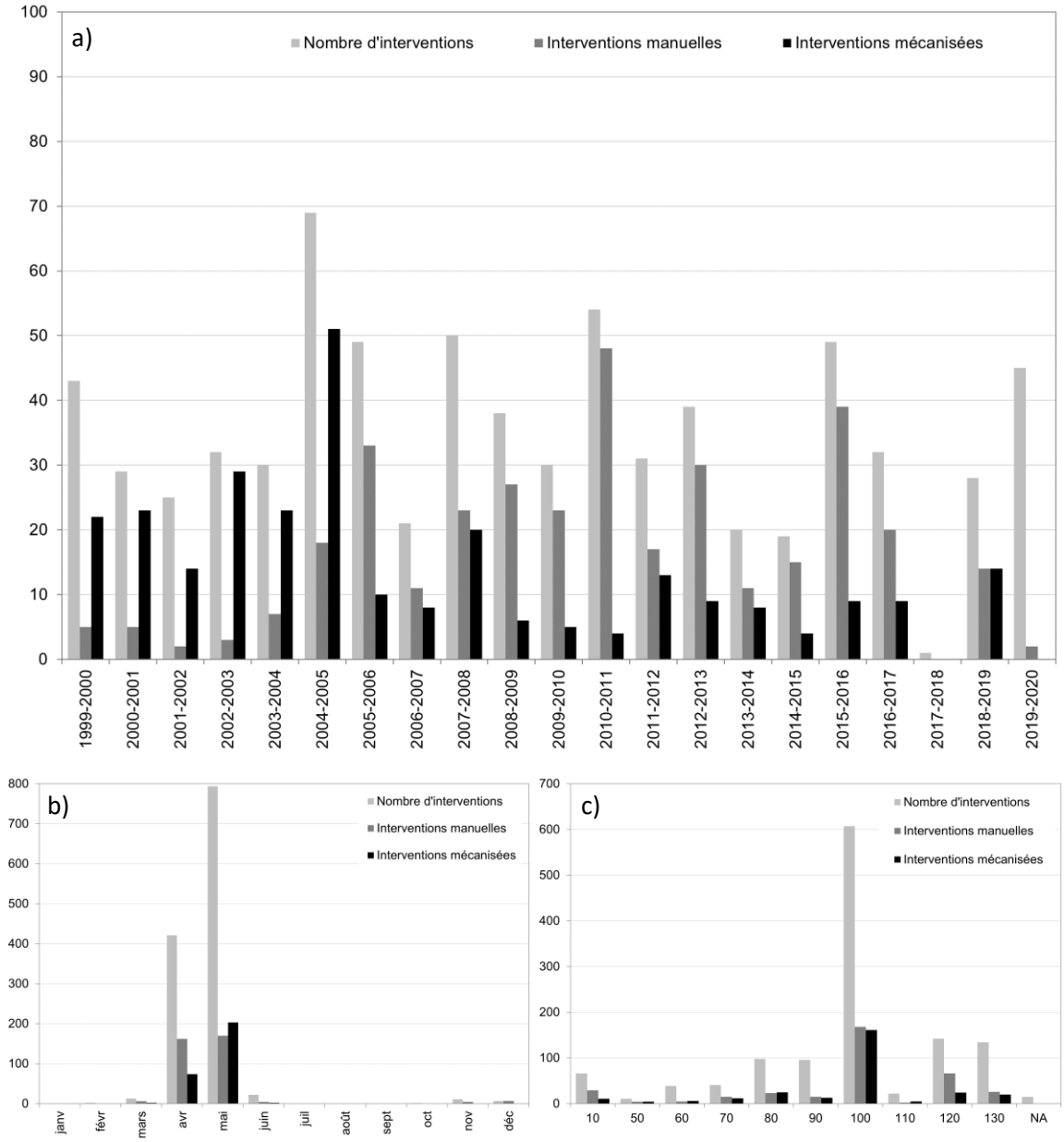


Figure A1. Dénombrement du nombre d'interventions par type d'interventions (manuelle ou mécanisée) par année (a), par mois (b) et par section (c) entre 1999-2000 et 2019-2020.

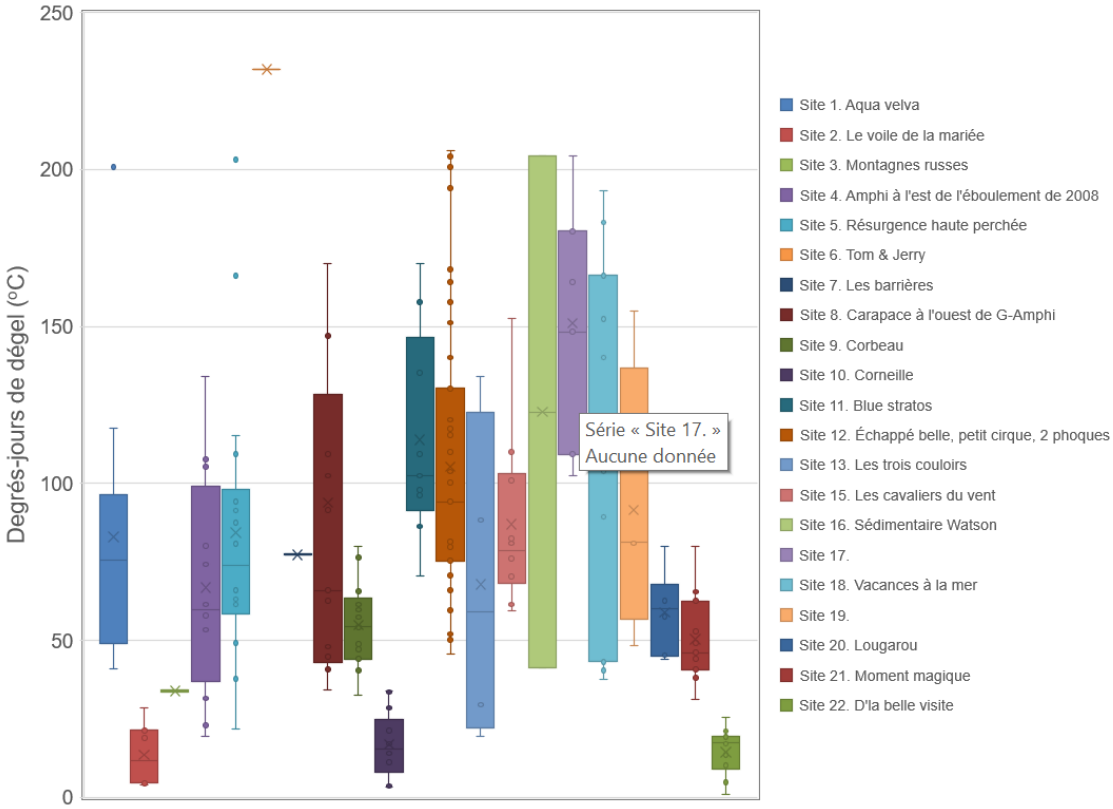


Figure A2. Degrés-jours de dégel (DJD) cumulés pour chacune des chutes de blocs de glace recensées par le MTMQ et Gauthier et al. (2015b) sur 21 des 22 zones identifiées comme problématique pour la sécurité des usagers des routes 132 et 198.

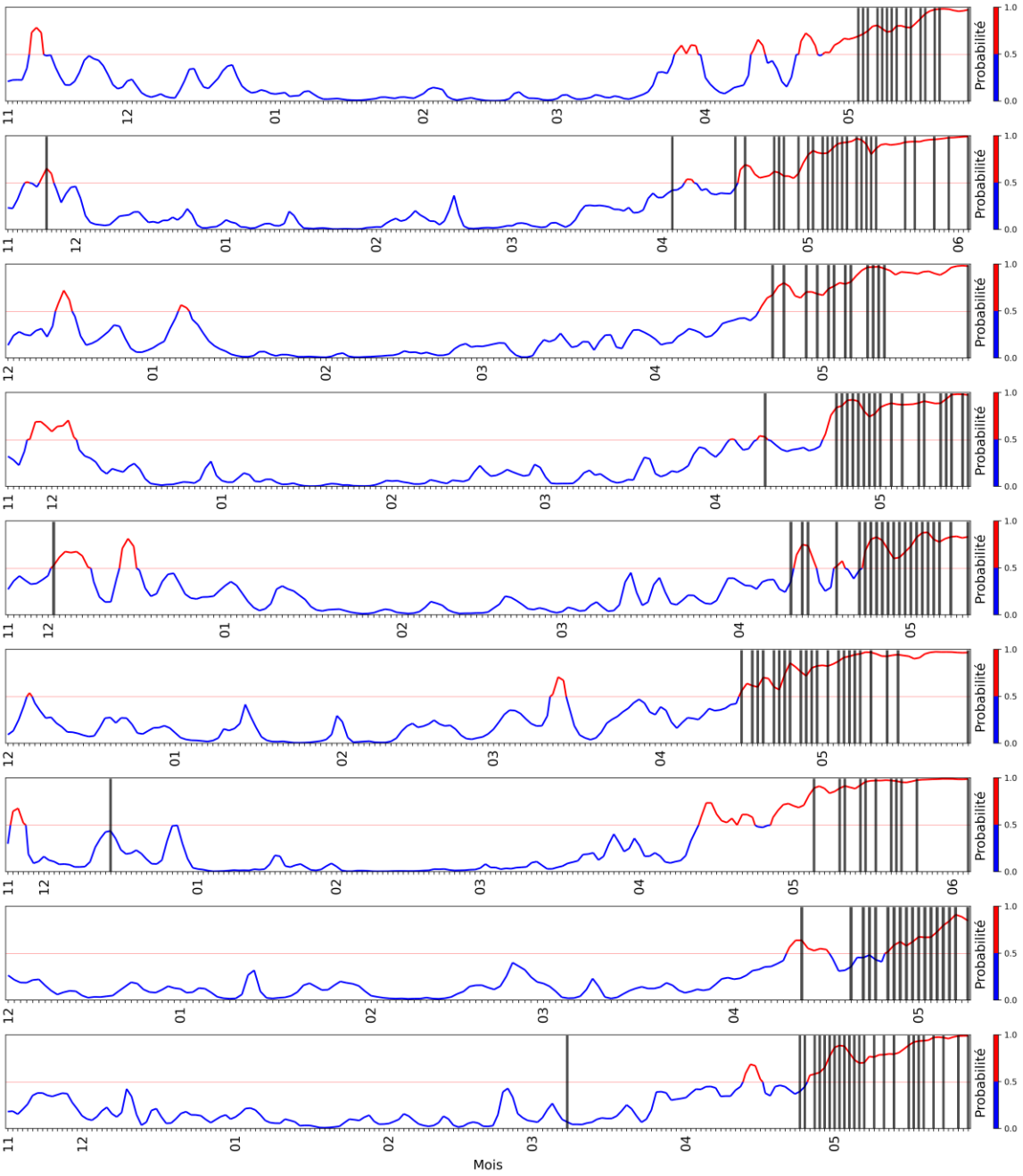


Figure A3. Prévision (*a posteriori*) des chutes blocs de glace sur la route 132 pour les hivers 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2008-2009, 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RL entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles en noir.

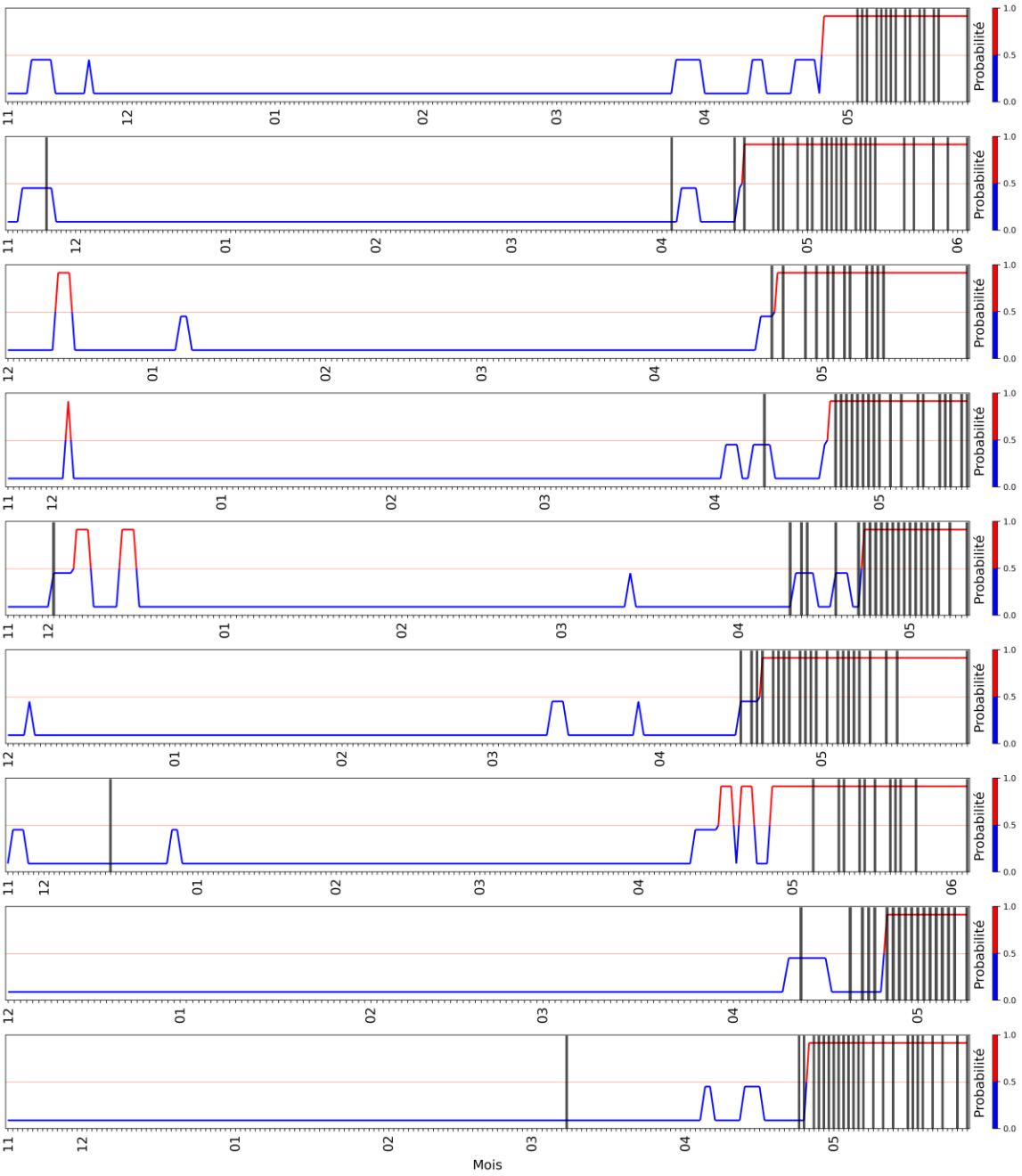


Figure A4. Prévision (*a posteriori*) des chutes blocs de glace sur la route 132 pour les hivers 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2008-2009, 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert AC entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles en noir.

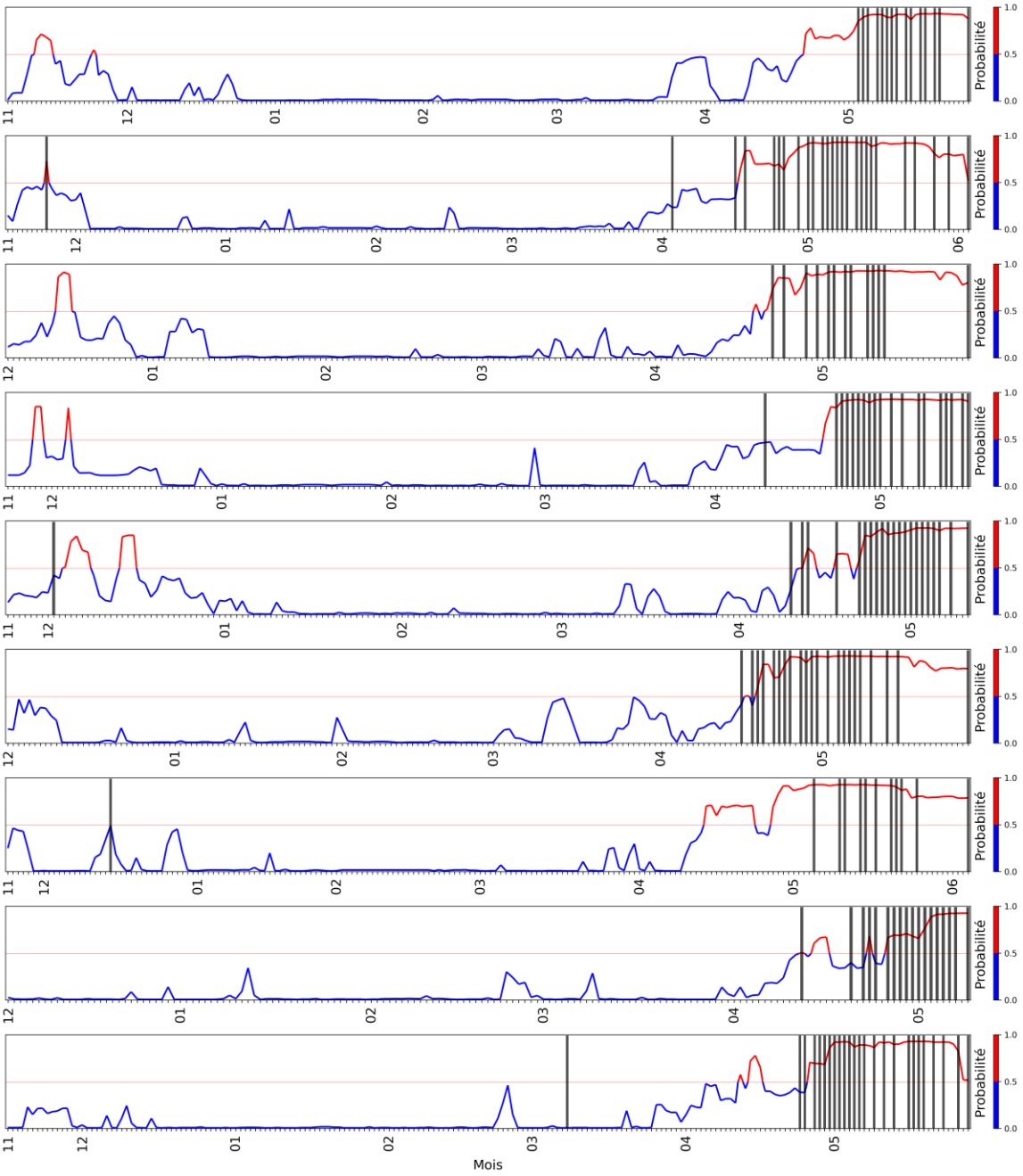


Figure A5. Prévision (*a posteriori*) des chutes blocs de glace sur la route 132 pour les hivers 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2008-2009, 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert FA entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles en noir.

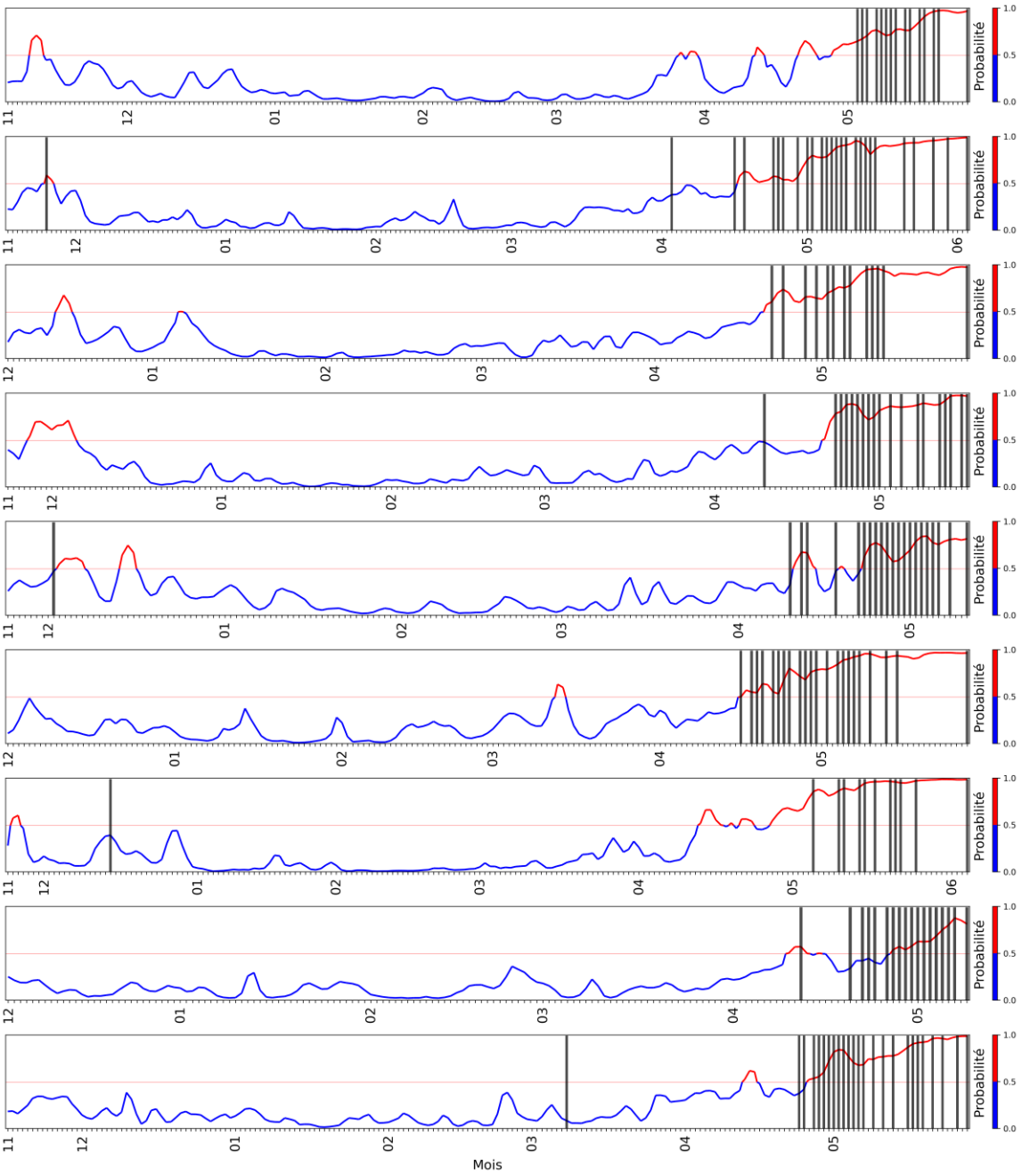


Figure A6. Prévision (*a posteriori*) des chutes blocs de glace sur la route 132 pour les hivers 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2008-2009, 2010-2011, 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RN entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Les journées événementielles en noir.

Tableau A1. Caractéristique des carapaces et cascades de glace sur les 22 sites de chutes de blocs de glace et compilation des degrés-jours de dégel (DJD) cumulés pour chaque chutes de blocs recensées par le MTMQ et Gauthier et al. (2015b).

Sites / Dates des chutes de blocs de glace	Hydro	Exposition	DJD	DJD							
				Médiane	Moyenne	σ	2σ	Q25	Q75	IQR	IQR/2
Site 1. Aqua velva	**Résurgence/subsurface**	**Nord**		**75.5**	**83.0**	**44.3**	**88.7**	**49.0**	**96.3**	**47.3**	**23.7**
2007-05-01			60.6								
2008-04-15			48.0								
2008-05-07			91.0								
2009-04-29			66.1								
2009-05-04			92.6								
2010-04-15			44.7								
2010-04-19			52.0								
2011-04-27			40.8								
2011-05-06			84.8								
2011-05-08			97.6								
2014-05-13			117.5								
2015-05-21			200.7								
Site 2. Le voile de la mariée	**Surface**	**Nord**		**11.9**	**13.5**	**10.0**	**20.0**	**4.5**	**21.4**	**16.8**	**8.4**
2008-04-15			4.8								
2008-04-18			21.4								
2009-04-02			4.6								
2009-04-10			21.2								
2010-04-03			4.5								
2010-04-07			28.5								
2011-04-10			4.1								
2011-04-13			18.9								
Site 3. Montagnes russes	**Résurgence/surface**	**Nord**		**33.9**	**33.9**	**0.5**	**0.9**	**NA**	**NA**	**NA**	**NA**
2016-04-21			33.5								
2017-04-29			34.2								
Site 4. Amphi à l'est de l'éboulement de 2008	**Résurgence**	**Nord**		**59.7**	**66.9**	**35.4**	**70.7**	**37.0**	**99.0**	**62.0**	**31.0**
2012-04-16			31.5								
2013-04-27			54.3								
2014-05-10			105.3								
2014-05-11			107.6								
2014-05-15			134.2								
2015-05-05			80.0								
2016-05-03			58.0								
2016-05-04			61.4								
2017-04-20			19.5								
2017-04-23			23.0								
2017-05-04			53.3								
2020-05-06			74.2								

Sites / Dates des chutes de blocs de glace	Hydro	Exposition	DJD	DJD							
				Médiane	Moyenne	σ	2σ	Q25	Q75	IQR	IQR/2
Site 5. Résurgence haute perchée	**Résurgence**	**Nord**		**73.7**	**84.4**	**44.1**	**88.2**	**58.6**	**98.0**	**39.4**	**19.7**
2011-04-28			50.0								
2011-05-06			88.4								
2012-04-24			63.1								
2013-04-25			49.2								
2013-04-29			66.6								
2013-04-29			66.6								
2013-05-04			94.2								
2014-05-22			203.2								
2015-05-10			109.2								
2015-05-11			115.3								
2015-05-17			166.2								
2016-05-04			61.4								
2016-05-05			66.1								
2016-05-08			87.5								
2016-05-09			91.4								
2017-04-22			21.7								
2017-04-30			37.7								
2020-05-08			80.9								
Site 6. Tom & Jerry	**Résurgence**	**Nord-Est**		**231.8**	**231.8**	**NA**	**NA**	**NA**	**NA**	**NA**	**NA**
2015-05-25			231.8								
Site 7. Les barrières	**Résurgence/surface**	**Nord**		**77.3**	**77.3**	**0.3**	**0.5**	**NA**	**NA**	**NA**	**NA**
2011-05-03			77.5								
2020-05-07			77.1								
Site 8. Carapace à l'ouest de G-Amphi	**Résurgence**	**Nord**		**78.8**	**97.7**	**67.6**	**135.2**	**42.2**	**137.6**	**95.4**	**47.7**
2008-04-28			48.0								
2008-04-30			62.6								
2009-04-24			41.4								
2010-04-15			44.7								
2010-04-22			65.9								
2011-04-27			40.8								
2013-05-28			261.9								
2014-05-08			91.6								
2015-05-15			147.1								
2016-05-11			102.5								
2016-05-12			109.4								
2016-05-20			169.9								
2017-04-29			34.2								

Sites / Dates des chutes de blocs de glace	Hydro	Exposition	DJD	DJD							
				Médiane	Moyenne	σ	2σ	Q25	Q75	IQR	IQR/2
Site 9. Corbeau	**Subsurface**	**Nord-Est**		**54.3**	**55.0**	**14.0**	**27.9**	**44.1**	**63.6**	**19.5**	**9.7**
2010-04-14			45.4								
2011-04-30			57.4								
2011-05-03			77.5								
2012-04-17			44.2								
2013-04-24			40.5								
2013-04-27			54.3								
2013-04-28			59.8								
2014-05-05			76.4								
2016-04-22			41.3								
2016-05-01			48.8								
2016-05-03			58.0								
2016-05-04			61.4								
2016-05-07			80.0								
2017-05-02			44.0								
2017-05-03			47.2								
2017-05-06			65.7								
2020-04-28			32.5								
Site 10. Corneille	**Surface**	**Nord-Est**		**15.4**	**16.9**	**10.5**	**21.0**	**8.0**	**25.0**	**17.0**	**8.5**
2008-04-15			4.8								
2008-04-18			21.4								
2009-04-10			21.2								
2010-04-04			11.1								
2010-04-12			28.5								
2011-04-11			11.5								
2012-03-29			3.2								
2012-04-08			3.6								
2013-04-18			14.0								
2013-04-23			33.9								
2016-04-21			33.5								
2017-04-12			15.4								
2018-04-24			17.0								
Site 11. Blue stratos	**Résurgence**	**Nord-Est**		**102.5**	**113.9**	**33.3**	**66.6**	**91.3**	**146.4**	**55.2**	**27.6**
2013-04-30			70.6								
2014-05-07			86.3								
2014-05-09			97.8								
2015-05-10			109.2								
2015-05-14			135.1								
2016-05-10			96.2								
2016-05-11			102.5								
2016-05-19			157.7								
2016-05-20			169.9								

Sites / Dates des chutes de blocs de glace	Hydro	Exposition	DJD	DJD							
				Médiane	Moyenne	σ	2σ	Q25	Q75	IQR	IQR/2
Site 12. Échappé belle, petit cirque, 2 phoques en escalade	**Résurgence/subsurface**	**Nord-Est**		**94.2**	**105.3**	**45.5**	**90.9**	**75.3**	**130.2**	**54.9**	**27.4**
2008-05-08			95.8								
2009-05-07			100.2								
2010-04-22			65.9								
2010-04-24			76.5								
2011-05-04			75.3								
2010-04-17			50.1								
2010-04-18			52.0								
2010-04-18			52.0								
2010-04-24			80.9								
2010-04-29			100.8								
2011-05-04			81.2								
2012-04-18			45.7								
2012-04-26			76.1								
2012-04-27			79.8								
2012-05-07			115.4								
2013-04-30			70.6								
2013-04-30			70.6								
2013-05-02			81.5								
2013-05-02			81.5								
2013-05-02			81.5								
2013-05-04			94.2								
2013-05-05			103.8								
2013-05-06			110.0								
2013-05-06			110.0								
2013-05-07			120.2								
2013-05-10			151.2								
2013-05-13			168.2								
2014-05-05			76.4								
2014-05-13			117.5								
2014-05-17			164.1								
2015-05-20			194.1								
2015-05-21			200.7								
2015-05-22			205.9								
2016-05-15			130.2								
2016-05-17			140.1								
2016-05-19			157.7								
2016-05-23			204.1								
2017-05-05			59.5								
2020-05-03			66.3								

Sites / Dates des chutes de blocs de glace	Hydro	Exposition	DJD	DJD							
				Médiane	Moyenne	σ	2σ	Q25	Q75	IQR	IQR/2
Site 13. Les trois couloirs	**Subsurface**	**Nord-Ouest**		**58.9**	**67.8**	**53.6**	**107.1**	**22.0**	**122.6**	**100.6**	**50.3**
2011-05-06			88.4								
2013-04-19			19.5								
2016-05-16			134.0								
2017-04-27			29.5								
Site 14.	**Résurgence**	**Nord**									
Site 15. Les cavaliers du vent	**Résurgence/subsurface**	**Nord**		**78.5**	**87.0**	**27.8**	**55.7**	**68.1**	**103.1**	**35.0**	**17.5**
2010-04-24			80.9								
2010-04-29			100.8								
2011-05-11			110.0								
2012-04-26			76.1								
2012-04-26			76.1								
2012-05-12			152.4								
2016-05-04			61.4								
2016-05-06			70.3								
2017-05-05			59.5								
2017-05-09			82.5								
Site 16. Sédimentaire Watson	**Résurgence**	**Nord**		**122.8**	**122.8**	**115.1**	**230.1**	**NA**	**NA**	**NA**	**NA**
2016-05-23			204.1								
2017-05-01			41.4								
Site 17.	**Résurgence**	**Nord**		**148.2**	**151.0**	**36.5**	**72.9**	**109.2**	**180.3**	**71.1**	**35.5**
2013-05-15			180.3								
2014-05-17			164.1								
2015-05-10			109.2								
2016-05-11			102.5								
2016-05-18			148.2								
2016-05-18			148.2								
2016-05-23			204.1								
2017-04-23			23.0*								
2017-04-26			27.6*								
Site 18. Vacances à la mer	**Résurgence/subsurface**	**Nord**		**109.4**	**114.4**	**57.4**	**114.8**	**43.2**	**166.2**	**122.9**	**61.5**
2010-04-26			89.3								
2012-05-12			152.4								
2013-04-24			40.5								
2013-05-05			103.8								
2014-04-25			43.2								
2015-05-17			166.2								
2016-05-12			109.4								
2016-05-17			140.1								
2016-05-21			183.1								
2016-05-22			193.4								
2017-04-24			22*								
2020-04-29			37.4								

Sites / Dates des chutes de blocs de glace	Hydro	Exposition	DJD	DJD							
				Médiane	Moyenne	σ	2σ	Q25	Q75	IQR	IQR/2
Site 19.	**Résurgence/subsurface**			**81.2**	**91.5**	**45.1**	**90.2**	**56.6**	**136.7**	**80.1**	**40.0**
2010-04-24			80.9								
2011-04-26			48.5								
2013-05-02			81.5								
2013-05-11			155.0								
2017-04-28			31.0*								
Site 20. Lougarou	**Résurgence**			**60.1**	**58.8**	**13.4**	**26.8**	**44.9**	**67.9**	**22.9**	**11.5**
2008-04-30			62.6								
2009-04-28			63.8								
2010-04-20			57.5								
2011-04-28			43.8								
2015-05-05			80.0								
2016-04-24			45.3								
Site 21. Moment magique	**Résurgence/subsurface**	**Sud-Ouest**		**46.1**	**50.3**	**13.0**	**26.1**	**40.7**	**62.6**	**21.9**	**10.9**
2000-04-21			46.1								
2005-04-25			50.5								
2005-04-29			62.6								
2006-04-13			42.2								
2006-04-21			65.5								
2007-04-29			52.8								
2008-04-25			38.2								
2008-05-02			66.3								
2011-04-25			44.2								
2011-04-27			49.1								
2015-05-05			80.0								
2016-04-29			40.7								
2016-04-29			40.7								
2016-04-30			44.9								
2017-04-28			31.0								
Site 22. D'la belle visite	**Surface**	**Sud-Ouest**		**17.4**	**14.4**	**7.1**	**14.2**	**9.1**	**19.4**	**10.3**	**5.1**
2004-04-18			5.5								
2004-04-21			10.3								
2004-04-22			18.3								
2004-11-20			4.9								
2004-11-26			17.6								
2008-04-20			25.5								
2010-12-03			10.3								
2010-12-04			13.6								
2011-04-14			18.2								
2012-04-04			0.9								
2012-04-14			17.1								
2012-04-15			21.1								
2013-04-19			19.5								
2017-04-19			19.3								

* Données aberrantes

Tableau A2. Importance cumulée (FI) des variables sélectionnées par les FA et dénombrement (Count) des variables pré-sélectionnées par le RFE et utilisées en intrant des modèles RL et RN pour l'entrainement des modèles hivernaux et printaniers sur la variable événementielle F1. En gras : les variables sélectionnées pour tester le modèle expert.

Variables	FI	Rank FI	Count	Rank Count	Indice
Tmoy_120h	4.58	1	13	3	4
Tmoy_96h	4.39	2	21	2	4
Tmoy_72h	**3.69**	**3**	**13**	**3**	**6**
DJD_exp2	3.05	6	44	1	7
DJD	**2.50**	**7**	**44**	**1**	**8**
Tmoy_24h	3.33	5	1	8	13
Tmoy_48h	2.20	9	2	7	16
DTR_j-2	0.44	23	5	5	28
DTR_j-1	0.43	25	5	5	30
DTR_j-3	0.43	24	2	7	31
Pluie_120h	0.38	30	9	4	34
DTR_j	0.40	29	2	7	36
Pluie_96h	0.28	33	1	8	41
Neige_120h	0.26	35	2	7	42
DTR<0_j	0.25	36	4	6	42
Neige_96h	0.16	43	1	8	51

Tableau A3. Performances des modèles hivernaux et printaniers sur la variable événementielle F0 pour la route 132.

Modèles hivernaux et printaniers pour la route 132 (variable F0) (Train : N = 924 [0 = 462, 1 = 462]; Test : N = 1638 [0 = 1466, 1 = 172])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	395	47	0.86	0.90	0.85	0.15	0.14	0.88	0.88	Tmoy_96h DJD DJD2 DTR_j-1
		67	415								
	Test	1305	21	0.48	0.88	0.89	0.11	0.52	0.62	0.88	
		161	151								
AC	Train	409	55	0.88	0.88	0.89	0.11	0.12	0.88	0.88	Tmoy_96h DJD2
		53	407								
	Test	1333	29	0.52	0.83	0.91	0.09	0.48	**0.64**	0.87	
		133	143								
FA	Train	413	6	0.90	0.99	0.89	0.11	0.10	0.94	0.94	Tmoy_120h Tmoy_72h Tmoy_96h […]
		49	456								
	Test	1288	12	0.47	0.93	0.88	0.12	0.53	0.63	**0.90**	
		178	160								
RN	Train	386	47	0.85	0.90	0.84	0.16	0.15	0.87	0.87	Tmoy_96h DJD DJD2
		76	415								
	Test	1308	21	0.49	0.88	0.89	0.11	0.51	0.63	0.89	
		158	151								

Tableau A4. Performances des modèles printaniers sur la variable événementielle F0 pour la route 132.

Modèles printaniers pour la route 132 (variable F0) (Train : N = 912 [0 = 456, 1 = 456]; Test : N = 764 [0 = 595, 1 = 169])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	320	63	0.74	0.86	0.70	0.30	0.26	0.80	0.78	DJD DJD2 Tmoy_96h DTR<0_j IGC Pluie_120h
		136	393								
	Test	463	25	0.52	0.85	0.78	0.22	0.48	0.65	**0.82**	
		132	144								
AC	Train	372	92	0.81	0.80	0.82	0.18	0.19	0.81	0.81	DJD2 Tmoy_72h
		84	364								
	Test	481	30	0.55	0.82	0.81	0.19	0.45	**0.66**	**0.82**	
		114	139								
FA	Train	327	45	0.76	0.90	0.72	0.28	0.24	0.83	0.81	DJD DJD2 Tmoy_96h […]
		129	411								
	Test	464	24	0.53	0.86	0.78	0.22	0.47	0.65	**0.82**	
		131	145								
RN	Train	318	54	0.74	0.88	0.70	0.30	0.26	0.81	0.79	DJD DJD2 Tmoy_96h
		138	402								
	Test	456	22	0.51	0.87	0.77	0.23	0.49	0.65	**0.82**	
		139	147								

Chapitre 8. Prévision des avalanches de neige sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 8

Prévision des avalanches de neige sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie (Québec)

Francis Gauthier, Jacob Laliberté

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

Chaque hiver, dans le nord de la Gaspésie, un nombre important d'avalanches de neige présentant un danger pour la circulation sont rapportées par le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ). La plupart des avalanches se produisent sur les versants bordant les routes nationales 132 et 198. Ce sont les deux principaux corridors de transport reliant l'est de la péninsule gaspésienne au réseau routier de l'ouest du Québec. Entre 2003 et 2020, le MTMQ a recensé plus de 600 avalanches de neige ayant atteint la chaussée et 17 accidents de la route causés par des avalanches. Depuis le début du 20^{e} siècle, trois personnes ont été tuées dans des accidents de la route causés par des avalanches (Fortin et al. 2011; Hétu 2007; Hétu et al. 2008). Selon McClung (1999), la probabilité qu'une avalanche frappe directement une voiture est faible. Cependant, même si les avalanches de neige ne représentent pas nécessairement un danger direct pour les conducteurs, elles ont un impact socio-économique majeur lorsque les principaux axes de transport public sont bloqués par des dépôts d'avalanches de neige (e.g. Germain et al. 2010; Graveline et Germain 2016; Jamieson et Stethem 2002; Stethem et al. 2003). Depuis le début du programme d'inventaire des mouvements de masse en 1987, des patrouilleurs du MTMQ circulent en permanence (24h/24, 365 jours par année) sur les routes 132 et 198 entre Sainte-Anne-des-Monts et Manche d'Épée afin d'identifier et évacuer tout danger potentiel se trouvant sur la route : blocs de glace, blocs rocheux et dépôts d'avalanche. Il s'agit d'une méthode réactive qui demande à être soutenue par une identification des périodes d'occurrence.

Il existe différentes approches de gestion préventive des mouvements de masse sur les routes. La première est évidemment d'éviter l'aléa en éloignant les routes de la zone d'épandage (e.g. Jaboyedoff et Labiouse, 2011; Michoud et al., 2012; Scarpato et Woodard, 2014). En Gaspésie, les pentes et les couloirs d'avalanches ont été cartographiés à différentes échelles (Germain 2006; Girard et Hétu 1994; MTMQ 2005; Royer et Lemieux 2006; Veillette et Cloutier 1993). À plusieurs endroits, la route ne peut pas être relocalisée puisqu'elle est coincée entre les versants et l'estuaire du Saint-Laurent. À la fin des années 90, des bermes de protection ont été érigées par le MTMQ pour diminuer le nombre de pierres, de blocs de glace et d'avalanches atteignant la chaussée. Malgré l'efficacité de ces infrastructures pour limiter la propagation des chutes de pierre en été, elles sont moins efficaces pour contrer la propagation des avalanches au milieu de l'hiver et au printemps lorsque les merlons sont comblés de neige ventée et durcie (Gauthier et al., 2017).

Une autre approche préventive consiste à déterminer les périodes d'occurrence les plus probables. L'une des premières étapes pour améliorer la prévision des avalanches est d'établir des

liens de causalité entre les conditions météorologiques et leurs occurrences (Ancey 2006 ; Castebrunet et al. 2012 ; Durand et al. 1999 ; Germain 2016 ; Jomelli et al. 2007 ; Poggi et Plas 1969 ; Williams 1998). À cet égard, une grande variété d'approches statistiques a été utilisée pour expliquer et prédire l'occurrence des avalanches (e.g. Perla, 1970; Bois et al. 1975; Buser 1983; Hendrikx et al. 2014;). Par exemple, la régression logistique (LR) a été utilisée pour établir des relations entre les conditions météorologiques hivernales et la probabilité d'observer des avalanches de très grande taille durant l'hiver (Hebertson et Jenkins 2003 ; Jomelli et al. 2007). Ce type d'analyse a plus rarement été utilisée pour supporter le développement de modèles de prévision statistique opérationnelle à l'échelle quotidienne (Jomelli et al. 2007; Gauthier et al., 2017, 2018). Les arbres de classification peuvent également être utilisés pour prédire les journées avalancheuses suivant une série de critères ou de seuils de déclenchement (Davis et al. 1999 ; Hendrikx et al. 2005, 2014 ; Peitzsch et al. 2012; Gauthier et al., 2018). Les modèles statistiques générés par ce type d'algorithme permettent d'expliquer l'occurrence des événements, mais ils sont rarement testés avec des données de prévision météorologique et utilisés dans un contexte opérationnel. Le présent chapitre porte sur le développement par apprentissage automatique (AA) de différents modèles de prévision en s'appuyant sur les événements d'avalanches de neige recensés par le MTMQ, les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine et les données de prévision météorologique d'Environnement Canada. Il s'en suit une discussion sur la signification des variables prédictives et les performances des modèles. En conclusion, des recommandations sur les procédures opérationnelles en fonction des prévisions sont proposées.

2. Région à l'étude

La région à l'étude se situe sur la rive nord de la péninsule gaspésienne entre les villes de Sainte-Anne-des-Monts et de Manche d'Épée (Fig. 1). Sur presque toute sa longueur (80 km), la route 132 est enclavée entre le littoral de l'estuaire du Saint-Laurent et les versants raides qui forment l'escarpement côtier. Le secteur à l'étude comprend également une portion de la route 198 (environ 6,5 km) entre le village de L'Anse-Pleureuse et l'extrémité sud du lac du même nom. Dans ce secteur, la route 198 est coincée entre le lac à L'Anse-Pleureuse et une série de versants abrupts pouvant atteindre 350 m de dénivelé.

Le long de la 132 tous les versants font face au nord ($0^o \pm 45^o$) tandis que dans la vallée de L'Anse-Pleureuse, le danger d'avalanche sur la route 198 provient d'un versant exposé au sud-ouest. D'après Hétu (2007), Fortin et al. (2011) et Gauthier et al. (2017), les versants propices aux avalanches de neige peuvent être classifiés en trois groupes : 1) les talus d'éboulis sous les parois rocheuses; 2) les couloirs forestiers; et 3) les versants de forêts clairsemées. Le long de la route 132, la majorité des avalanches proviennent des talus d'éboulis. C'est entre autres le cas sur la section 100 à l'ouest et à l'est de Mont-Saint-Pierre (Fig. 2a et b) et sur les sections 120 et 130 entre Gros-Morne et Manche d'Épée (Fig. 2c). À certains endroits, des avalanches proviennent des accumulations importantes de neige dans les cicatrices de glissement de terrain qui forment des couloirs dans le couvert forestier (Fig. 2d). Enfin, sur la section 10 de la route 198, les avalanches proviennent d'un versant de forêts clairsemées (Fig. 2e et f). Le bas de versant a été tronqué sur une distance de près de deux kilomètres pour permettre la construction de la route. Les pentes ainsi

accentuées forment une convexité accroissant l'instabilité du manteau de neige (McClung et Shaerer, 2006).

La région est caractérisée par un climat continental humide aux étés courts et frais. La température moyenne annuelle s'établit à 3,2°C, la température moyenne du mois le plus chaud est de 16,5°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid est de -11,6°C (janvier). Les précipitations annuelles moyennes sont de 864 mm dont 28% tombent sous forme de neige (Environnement Canada 2022). Le climat hivernal de la région est caractérisé par une alternance de conditions météorologiques contrastées : 1) des dépressions continentales provenant de la cordillère nord-américaine (Colorado et Alberta) ou des dépressions maritimes provenant du golfe du Mexique accompagnés de forts vents du nord-est (>60 km/h) et amenant toutes les deux des accumulations importantes de neige pouvant atteindre 100 cm en 48 heures; 2) des masses d'airs arctiques accompagnés de vents violents du nord-ouest et de température inférieure à -20ºC; et 3) des masses d'air chaudes (>0ºC) du sud des États-Unis parfois accompagné de pluie (Meloche, 2019; Gauthier et al., 2017; Fortin et Hétu, 2009 et 2013).

Le contexte climatique nord-gaspésien est particulièrement propice aux avalanches de tempête et aux avalanches de neige humide (Hétu, 2007; Fortin et al., 2011; Gauthier et al., 2017, 2018). Entre 1987 et 2020, 861 avalanches de neige répartie sur 153 journées événementielles ont été recensées par le MTMQ sur la route 132 (tronçons 50 à 130) et sur la route 198 (tronçon 10) (Fig. 3). Lorsque l'on considère que des merlons ont été édifiés durant la décennie 90 pour limiter la propagation des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches, il est peu probable qu'aucune avalanche n'ait atteint la route 10 années sur 17 avant l'hiver 2003-2004. À partir de ce moment, le recensement semble plus régulier et représentatif des observations effectuées sur le terrain par les techniciens d'Avalanche Québec (Fig. 4).

La majorité des avalanches se produisent en février et mars (Fig. 5). Les premières tempêtes de neige de l'année en novembre, décembre et janvier produisent généralement moins d'avalanche puisqu'une certaine quantité de neige est requise pour combler les merlons et permettre la propagation des avalanches jusqu'à la route (Gauthier et al., 2017).

La fréquence des avalanches est particulièrement élevée sur la section 10 de la route 198 et sur les sections 100, 120 et 130 de la route 132 (Fig. 6). 14 des 17 avalanches ayant causé des accidents ont été recensées sur ces quatre sections de route. Bien entendu, plusieurs accidents mineurs tels que des voitures coincées dans des dépôts d'avalanches ne sont pas systématiquement rapportés aux gestionnaires des opérations du MTMQ (Gasse, communication personnelle 2013). Enfin, la fréquence par couloirs et par grands versants (ou zones) propices aux avalanches de neige sur chacune des sections est présentée en annexe (Fig. A1 à A10).

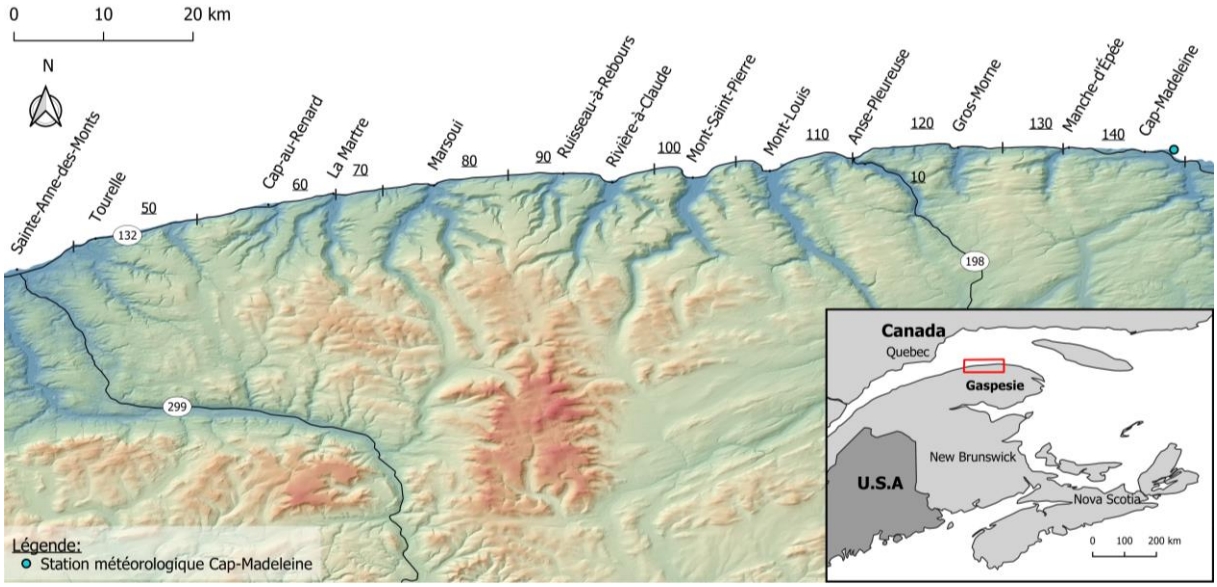


Figure 1. Localisation de la région à l'étude et de la station météorologique de Cap-Madeleine. Les chiffres soulignés sont les sections des routes 132 et 198.



Figure 2. Aperçue des versants avalancheux le long de la route 132 à l'est (a) et à l'ouest (b) de Mont-Saint-Pierre (section 10), le long de la route 132 à l'est de Gros-Morne (section 120 et 130) (c et d) et le long de la route 198 (section 10) et du lac à L'Anse-Pleureuse (e et f).

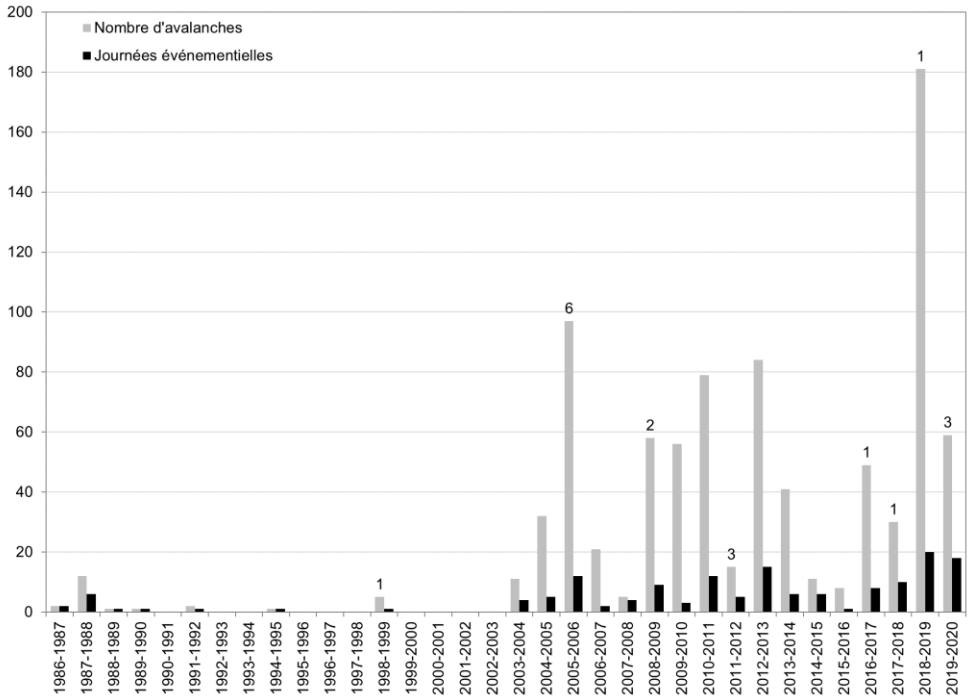


Figure 3. Fréquence annuelle des avalanches de neige et des journées événementielles répertoriées par le MTMQ et le nombre d'accidents de la route causés par une avalanche entre 1987 et 2019.

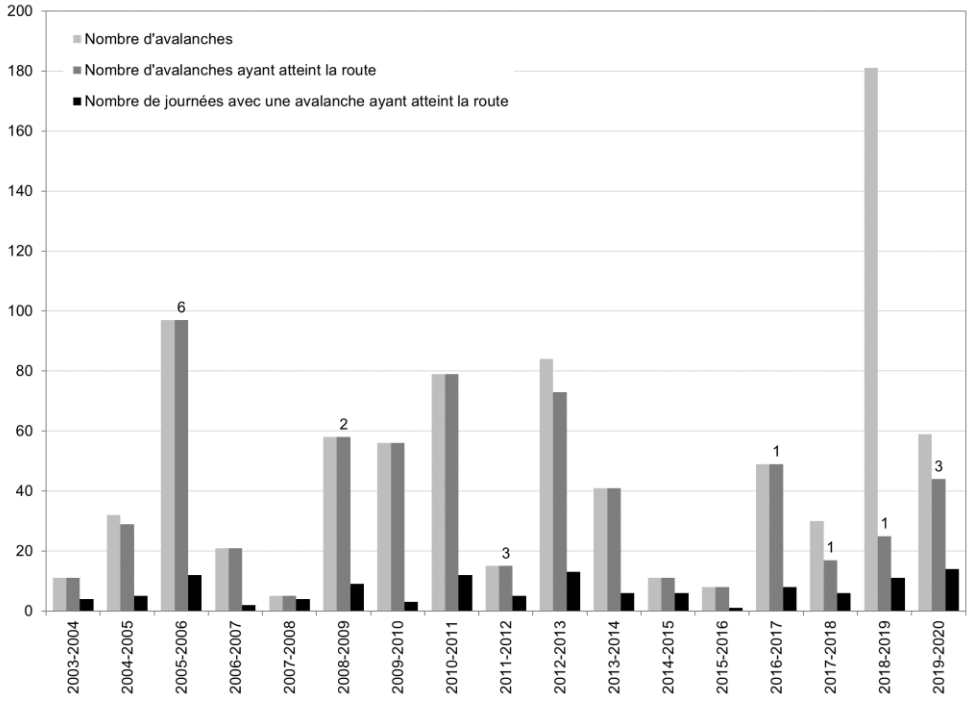


Figure 4. Dénombrement des avalanches de neige, des avalanches de neige ayant atteint la route, des journées avec au moins une avalanche ayant atteint la route et des accidents de la route causés par une avalanche entre 2004 et 2020.

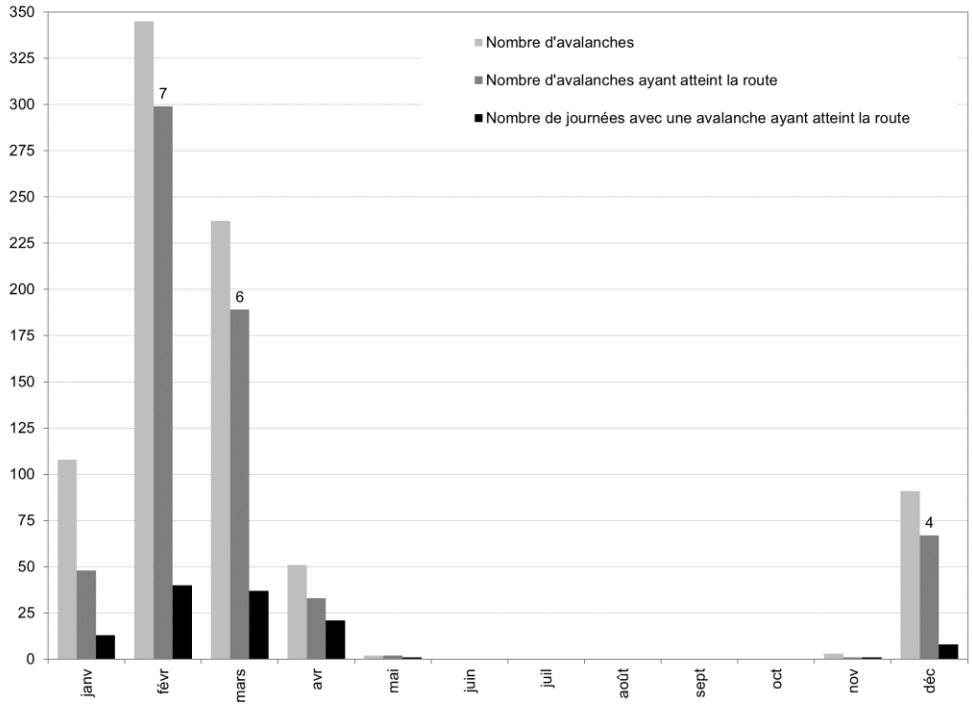


Figure 5. Dénombrement mensuel des avalanches de neige, des avalanches de neige ayant atteint la route, des journées avec au moins une avalanche ayant atteint la route et des accidents de la route causés par une avalanche entre 2004 et 2020.

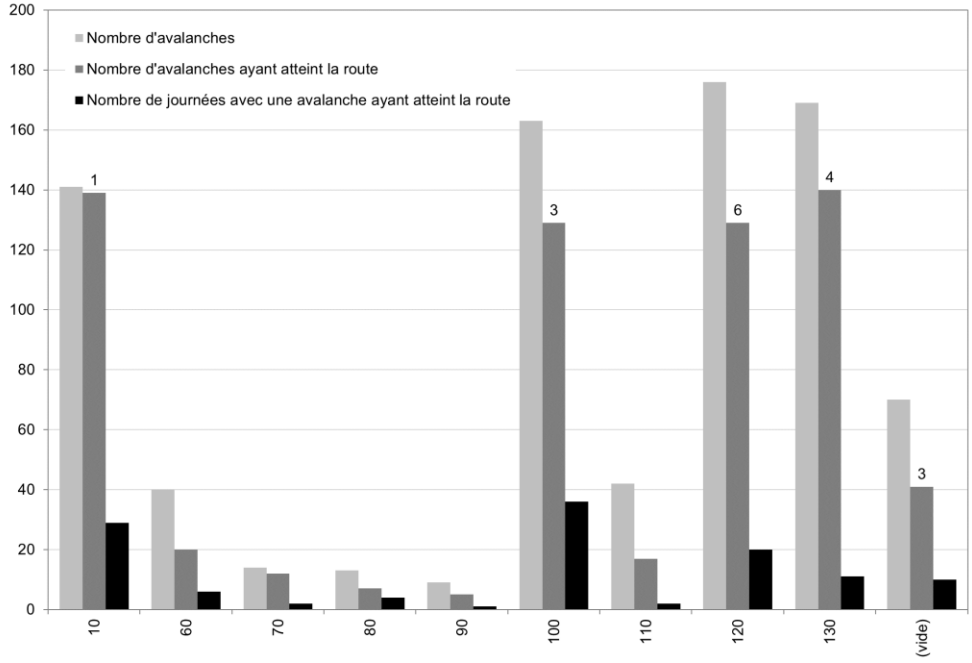


Figure 6. Dénombrement des avalanches de neige, des avalanches de neige ayant atteint la route, des journées avec au moins une avalanche ayant atteint la route et des accidents de la route causés par une avalanche entre 2004 et 2020 sur les sections des routes 132 (60-130) et 198 (10).

3. Méthodologie

Quatre méthodes d'AA supervisées ont été utilisées et comparées pour développer un outil de prévision des avalanches de neige (données événementielles) à l'aide de différents prédicteurs (variables météorologiques) : la régression logistique (RL), les arbres de classification (AC), les forêts aléatoires (FA) et les réseaux de neurones (RN) (Fig. 7).

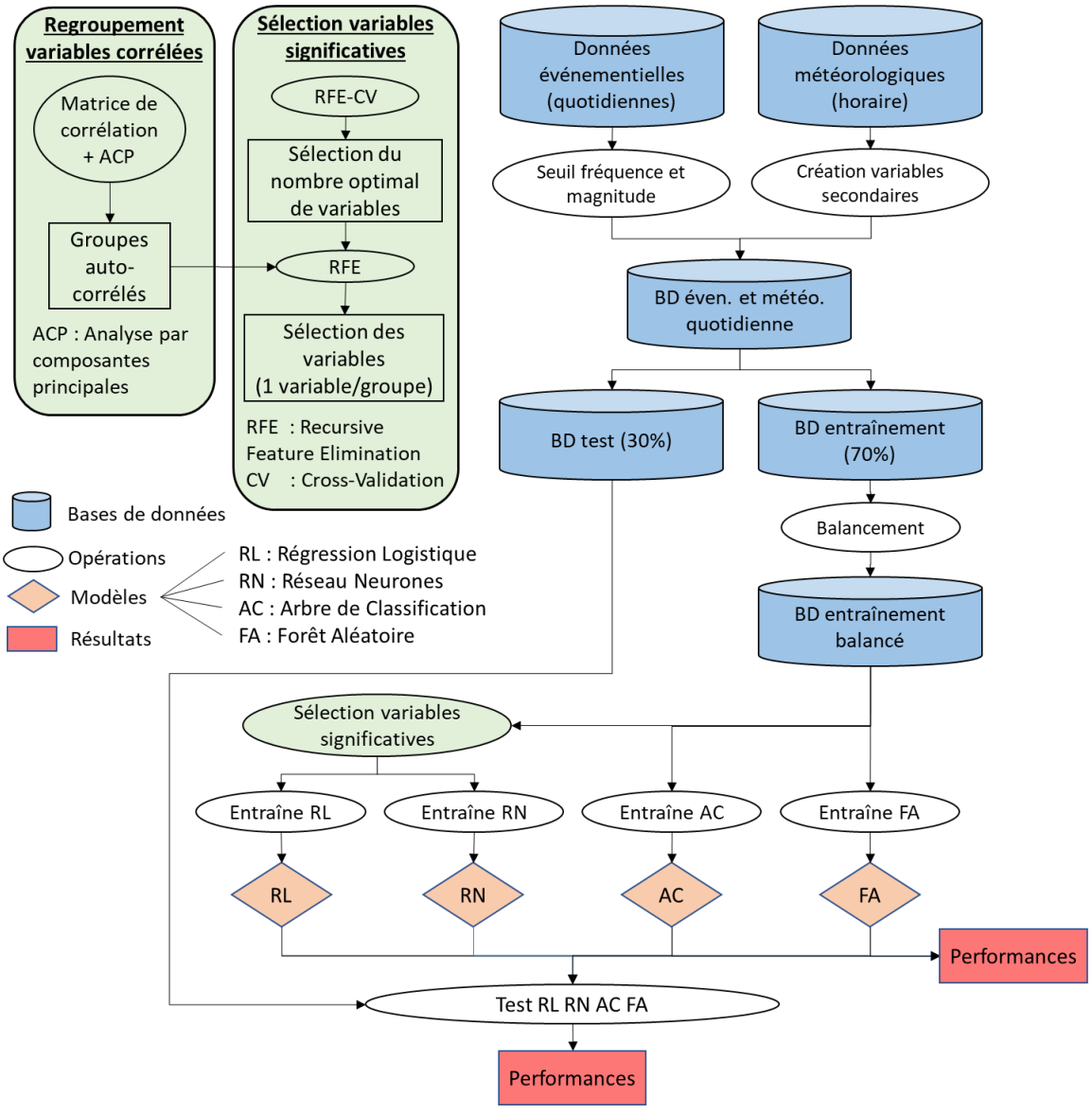


Figure 7. Organigramme méthodologique de la méthode utilisée pour construire les modèles de prévision.

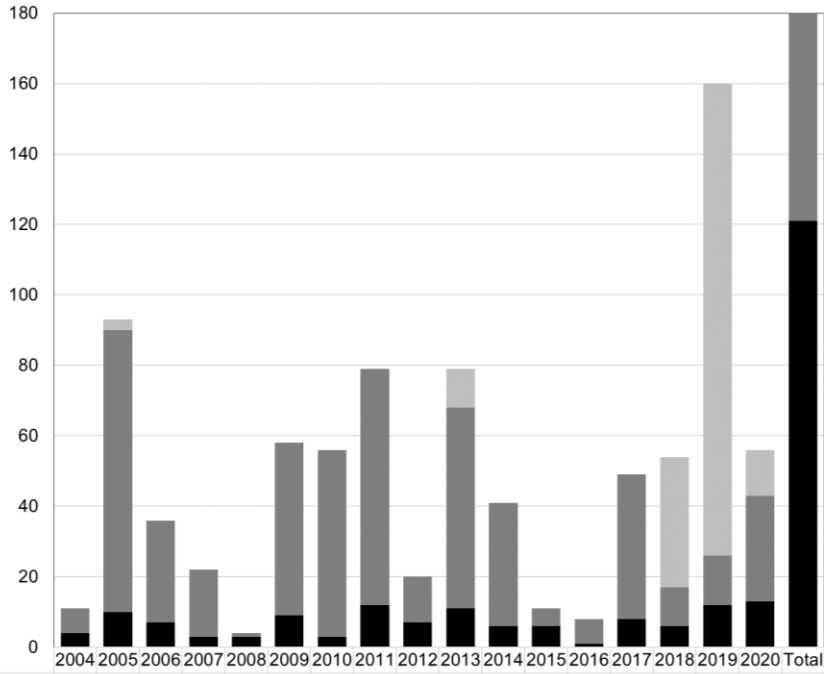
3.1 Données événementielles

La base de données (BD) événementielles utilisée dans cette étude recense tous les événements d'avalanches de neige depuis l'hiver 1986-1987 (Fig. 3 et 4). Cependant, la disproportion de la fréquence annuelle des avalanches de neige entre la période 1986-2003 et 2003-2020 suggère que ces dernières n'étaient pas systématiquement recensées dans les années 1990. Par conséquent, seuls les hivers 2003-2004 à 2019-2020 ont été conservés pour développer les modèles de prévision.

En plus du nombre d'interventions quotidiennes, la BD du MTMQ contient également de l'information sur la section de route sur laquelle l'intervention a eu lieu (Fig. 6), le couloir d'avalanche (chaînage), l'atteinte ou non de la route, la distance parcourue (fossé, accotement, 1 voie, 2 voies) et la taille de l'avalanche (Fig. 8). L'information sur la localisation exacte (chaînage), la taille et la distance parcourue a été transmise pour moins de 50% des avalanches recensées. Il est donc impensable d'utiliser la taille (magnitude) ou la distance parcourue pour soutenir le développement d'une variable événementielle. Par contre, pour orienter les recommandations et diriger les interventions, nous avons analysé et regroupé la fréquence des avalanches par couloirs et pentes (zones) avalancheuses. Les cartes produites sont présentées en annexe (Fig. A1 à A10). La constance des informations recueillies a considérablement augmenté avec le transfert de la gestion à un organisme externe (Avalanche Québec) en 2018. Le nombre d'avalanches recensé a également doublé. Cependant, la majorité d'entre elles sont des observations d'avalanche sur les versants et non des avalanches ayant atteint la route et ayant nécessité une intervention. Avant ce changement de mode opératoire, la majorité des avalanches répertoriées était celles atteignant la route. Pour qu'une journée soit considérée comme événementielle, une avalanche de neige doit avoir atteint la route (accotement, 1 voie ou 2 voies). Les observations de dépôt d'avalanche dans le fossé ou sur les versants n'ont pas été retenues pour effectuer les analyses. Ainsi, deux variables événementielles ont été créées à partir des informations sur la fréquence quotidienne des avalanches ayant atteint la route (Tab. 1). La première variable (F0) s'intéresse à l'occurrence des journées événementielles sans tenir compte de la fréquence journalière. La seconde variable (F1) s'intéresse à la fréquence des interventions rapportées chaque jour par les patrouilleurs du MTMQ. Un poids de 1, 2, 3 ou 4 a été attribué aux journées événementielles avec respectivement une intervention, deux à cinq interventions, 6 à 9 interventions et 10 interventions ou plus. La création d'une telle variable permet de mettre l'emphase sur les journées événementielles les plus problématiques.

Enfin, puisque les couloirs et les pentes à avalanche le long de la route 132 sont exposés au nord et que les pentes le long de la route 198 sont exposées au sud-ouest, elles ne reçoivent pas une quantité d'énergie solaire comparable. L'exposition directe au rayonnement solaire est une variable déterminante pour la formation de croûte de glace (e.g. Ozeki & Akitaya, 1998; McClung & Schaerer, 2006). Cet apport d'énergie modifie non seulement la structure (stratigraphie) du manteau neigeux, mais aussi toute la thermodynamique à l'origine du métamorphisme (e.g. Bartelt & Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a; Lehning et al., 2002b). De plus, les accumulations de neige et l'ablation du couvert de neige sont largement contrôlées par la vitesse et la direction des vents (e.g. Li & Pomeroy, 1997; McClung & Schaerer, 2006). Des processus qui ont été soulevés par Meloche (2019) et Gauthier et al. (2017) pour expliquer la variabilité spatiale de l'enneigement entre les versants côtiers exposés au nord situés le long de la 132 et les versants exposés au sud-ouest dans la vallée de L'Anse-Pleureuse. C'est pourquoi des modèles de prévision adaptés aux versants le long de la route 132 (section 60 à 130) et 198 (section 10) ont été développés. Ce choix

s'appuie également sur le mode opérationnel d'Avalanche Québec qui émettait des bulletins d'avalanche adaptés à ces deux axes routiers.



	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Total
Nombre d'avalanches	11	93	36	22	4	58	56	79	20	79	41	11	8	49	54	160	56	837
Nombre d'avalanches ayant atteint la route	11	90	36	22	4	58	56	79	20	68	41	11	8	49	17	26	43	639
Nombre de journées avec une avalanche ayant atteint la route	4	10	7	3	3	9	3	12	7	11	6	6	1	8	6	12	13	121
Info chaînage		26		18		44	56	76	17	76	40	11	5	37	20			426
Info taille						1		2		39	3				44	158	56	303
Info distance parcourue	10	32	24	21	1	51	56	75	20	75	41	11	8	42	45	160	56	728

Figure 8. Dénombrement des avalanches de neige, des avalanches de neige ayant atteint la route, des journées avec au moins une avalanche ayant atteint la route, du nombre d'observation avec de l'information sur le chaînage, la taille de l'avalanche et la distance parcourue entre 2004 et 2020.

Tableau 1. Description des trois variables événementielles testées.

Variables événementielles	Conditions
Variable F0	➢ 1 journée événementielle, peu importe le nombre d'interventions par jour
Variable F1	➢ 1 intervention par jour → Poids de 1 ➢ 2 à 5 interventions par jour → Poids de 2 ➢ 6 à 9 interventions par jour → Poids de 3 ➢ 10 interventions par jour et + → Poids de 4

3.2 Données météorologiques

Les variables indépendantes fournies en intrant aux modèles d'AA sont issues des données météorologiques quotidiennes enregistrées à la station de Cap-Madeleine : température de l'air (°C), vitesse (km/h) et direction du vent (°), précipitations (mm) et humidité relative (%). Elles ont servi à produire 88 variables météorologiques directes, cumulées et dérivées (Tab. 2).

Les températures moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) ont été calculées sur des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures. Les températures moyenne (Tmoy), minimale (Tmin) et maximale (Tmax) quotidienne des trois journées antérieures ont également été considérées. Tmin et Tmax (4h/24, 8h/24, 12h/24, 4h/48, 8h/48, 12h/48) sont les températures minimales et maximales calculées sur des moyennes mobiles de 4, 8 et 12 heures sur des périodes de 24 et 48 heures.

Les degrés-jours de dégel sont définis comme la somme des températures moyennes quotidiennes (Tmoy_24h) avec une valeur limite minimale fixée à 0ºC (Gauthier et al., 2015). Le calcul des degrés-jours débute au début de la saison opérationnelle tel que défini plus loin dans la section. L'intensité du gel (Intensite_Gel) est égale à Tmin_24h lorsque Tmax de la journée antérieure est positive et que Tmin de la journée actuelle est négative. L'intensité du dégel (Intensite_Degel) est égale à Tmax_24h lorsque Tmin de la journée antérieure est négative et que Tmax de la journée actuelle est positive. L'amplitude thermique (DTR_j) est l'écart entre la température quotidienne maximale et minimale jusqu'à trois jours précédents la journée actuelle.

Les pluies et les neiges correspondent aux précipitations lorsque la température de l'air est supérieure et inférieure à 0ºC respectivement. Elles ont été cumulées sur des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures. L'intensité horaire des pluies et des neiges a été calculée pour différents blocs de temps : 1h/24, 4h/24, 8h/24, 12h/24, 24h/24, 1h/48, 4h/48, 8h/48, 12h/48, 24h/48, 48h/48, 72h/72, 96h/96, 120h/120.

La vitesse moyenne (VV_moy) et maximale (VV_raf_max) du vent (km/h) ainsi que la direction de la rafale maximale (DV_raf_max) du vent (º) ont été définies par période de 24 heures. Enfin, le SnowDriftIndex est une variable importante qui représente la quantité potentielle de neige transportée par le vent (Hendrikx et al., 2014; Pomeroy, 1989). L'indice est égal au produit de la VV_moy au cube multiplié par la neige cumulée. L'indice a été calculé pour des périodes de 24, 48, 72, 96 et 120 heures. Le seuil de la phase de précipitation solide et liquide a été fixé à 1ºC pour le calcul du SnowDriftIndex (Pomeroy, 1989).

La condition utilisée pour déterminer le début de la saison des avalanches de neige s'appuie sur la quantité de neige requise pour combler les merlons (Gauthier et al., 2017). Ce seuil a été établi à 50 mm EE de neige (Fig. 9). Depuis 2003-2004, aucune avalanche n'a été observée sur la route avant que ce seuil soit atteint. La seule « exception » est une avalanche qui a terminé sa course sur l'accotement après une accumulation de neige de 30 mm EE en novembre 2019. La saison se termine le 15 avril avec la fin de la saison d'opération d'Avalanche Québec. Seulement neuf avalanches ont été observées après cette date depuis 2004. Par contre, aucune de ces avalanches n'a été observée sur les cinq années de la BD Test. Ces limites ont permis d'établir l'étendue temporelle de la BD utilisée pour tester les modèles (Fig. 7). Pour l'entrainement des modèles, nous avons utilisé la totalité des données en débutant et terminant la saison avec la première et la dernière avalanche recensée sur la route.

Tableau 2. Variables météorologiques. Les couleurs correspondent aux groupes de variables (température, gel/dégel, précipitations liquides, neige et vent) et les différentes teintes distinguent les groupes de variables autocorrélées.

Variables météorologiques	Description
Tmoy, Tmin, Tmax (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Température moyenne, minimale et maximale sur 24h, 48h, 72h, 96h, 120h (°C)
Tmoy, Tmin, Tmax (-1j, -2j, -3j)	Température moyenne, minimale et maximale sur 24h moins 1 jour, 2 jours, 3 jours (°C)
Tmin, Tmax (4h/24, 8h/24, 12h/24, 4h/48, 8h/48, 12h/48)	Température minimale et maximale sur 4h/24, 8h/24, 12h/24, 4h/48, 8h/48, 12h/48 (°C)
DJD	Degrés-jours de dégel (°C)
Int_Gel, Int_Degel	Intensité du gel ou du dégel entre journée précédente et journée actuelle (°C)
DTR (j, j-1, j-2, j-3)	Amplitude thermique quotidienne et jusqu'à 3 jours précédents (°C)
Pluie (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Pluie cumulée sur 24, 48, 72, 96 et 120h (mm)
Int_pluie (1h/24, 4h/24, 8h/24, 12h/24, 24h/24, 1h/48, 4h/48, 8h/48, 12h/48, 24h/48, 48h/48, 72h/72, 96h/96, 120h/120)	Intensité horaire des pluies par bloc de temps (mm/h)
Neige (24h, 48h)	Neige cumulée sur 24 et 48h (mm)
Int_neige (1h/24, 4h/24, 8h/24, 12h/24, 24h/24, 1h/48, 4h/48, 8h/48, 12h/48, 24h/48, 48h/48, 72h/72, 96h/96, 120h/120)	Intensité horaire des neiges par bloc de temps (mm/h)
Neige (72h, 96h, 120h)	Neige cumulée sur 72, 96 et 120h (mm)
VV_moy, VV_raf_max (24h)	Vitesse moyenne et maximale du vent dernier 24h (km/h)
SnowDriftIndex (24h, 48h, 72h, 96h, 120h)	Indice de neige ventée dernier 24, 48, 72, 96 et 120h
DV_raf_max (24h)	Direction de la rafale maximale du vent dernier 24h (°)

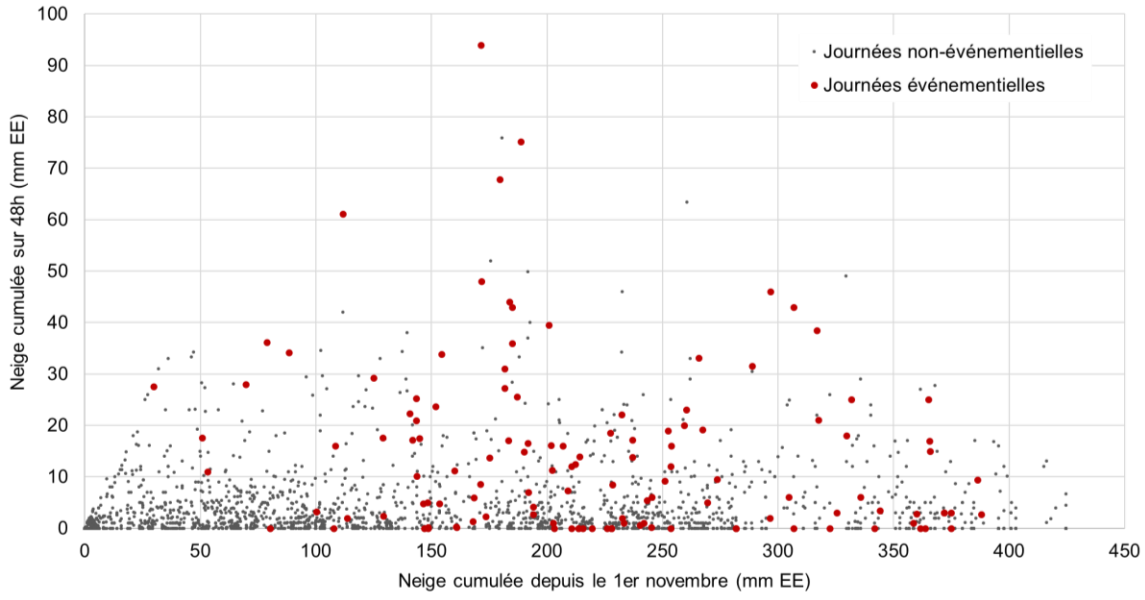


Figure 9. Conditions d'enneigement préalables au déclenchement des avalanches de neige (inspiré de Gauthier et al., 2017).

3.3 Méthodes d'apprentissages automatiques

Le défi dans le développement d'un bon modèle prédictif est de trouver un équilibre entre la sélection d'un nombre minimal de variables explicatives non redondantes et le maintien d'un niveau de performance optimal. Une analyse par composantes principales (ACP) et des corrélations croisées (table de corrélation) ont été utilisées pour regrouper les variables qui présentaient de la colinéarité. En s'appuyant sur les résultats de ces analyses et sur notre compréhension de la physique des mécanismes de développement des avalanches de neige (e.g. Bartelt & Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a; Lehning et al., 2002b; McClung et Schaerer, 2006), huit groupes de variables ont été définis (Tab. 2). Ainsi, une seule variable par groupe corrélé pourra être utilisée par les différents modèles d'AA.

L'étape suivante consiste à diviser la BD événementielle et météorologique quotidienne en BD d'entraînement (Train) et de validation (Test) (Fig. 7). Nguyen et al. (2021) ont démontré qu'un ratio de 70/30 permet d'obtenir les meilleures performances. Cette approche vise à entraîner les modèles sur une portion des données dans le but d'identifier les meilleures variables météorologiques capables d'expliquer l'occurrence des avalanches de neige, pour ensuite tester le modèle dans un contexte prédictif (Kotsiantis, 2016). Les années utilisées pour entraîner le modèle et celles pour le tester ont été sélectionnées en fonction des années de prévision des avalanches sur les routes 132 et 198 par Avalanche Québec (AvQ). Ainsi, la BD Train couvre 10 hivers entre 2003-2004 et 2012-2013. Les modèles ont ensuite été testés sur les cinq derniers hivers d'opération d'AvQ : 2015-2016, 2016-2007, 2017-2018, 2018-2019, 2019-2020. Une division qui a permis de comparer la performance des modèles avec celles des méthodes traditionnelles utilisées par des prévisionnistes d'avalanche professionnels.

La BD d'entraînement a ensuite été balancée afin de contenir autant d'événements que de non-événements. Cette pratique permet de ne pas prioriser une variable dépendante plus qu'une autre. Pour y parvenir, nous avons aléatoirement sélectionné le même nombre de journées non événementielles qu'événementielles pour chaque mois dans la base de données d'entrainement. Cette opération a été répétée 50 fois pour les quatre méthodes d'AA proposées, les deux variables événementielles et les deux axes routiers (132 et 198). La performance des 200 modèles générés a ensuite été testée sur le jeu de donnée Test afin de sélectionner les plus performants.

Enfin, certains algorithmes d'AA comme la RL et les RN nécessitent que les variables explicatives soient présélectionnées pour éviter la colinéarité entre les variables. Une méthode par élimination récursive des variables avec validation croisée (RFE-CV pour *recursive feature elimitation with cross-validation*) a d'abord été utilisée pour diminuer la quantité totale de variables. Le RFE-CV permet la sélection d'un nombre minimal de variables tout en maintenant un niveau de performance optimal (Dormann et al., 2013)[8]. Ensuite, une élimination récursive des variables (RFE pour *recursive feature elimitation*) a été appliquée sur cette présélection pour retirer la colinéarité restante[9]. Ainsi, une seule variable par groupe corrélé (Tab. 2) peut être conservée comme intrant dans le modèle. Enfin, le RFE-CV et le RFE doivent s'appuyer sur une méthode d'AA pour calculer et comparer l'importance des variables (FI pour *feature importance*) les unes par rapport aux autres. Il est recommandé d'utiliser une autre méthode d'AA que celles envisagées

[8] https://scikit-learn.org/stable/auto_examples/feature_selection/plot_rfe_with_cross_validation.html
[9] https://machinelearningmastery.com/rfe-feature-selection-in-python/

pour le développement des modèles (Midi et al., 2010). Les FA ont été utilisées pour établir l'importance des variables puisqu'elles sont moins affectées par la présence de multicolinéarité et que cette étape de présélection s'appliquait essentiellement à la RL et aux RN.

Les variables secondaires calculées pour appuyer le développement des modèles peuvent parfois paraitre rebutantes dans un contexte de gestion opérationnelle. Certaines d'entre elles peuvent devenir aberrantes ou présenter une grande incertitude, lorsque calculer à partir des données d'un modèle de prévision météorologique comme le HRDPS (High Resolution Deterministic Prediction System) ou des modèles régionaux de simulation climatique comme le CanRCM4 (Canadian Regional Climate Models). C'est dans ce contexte de prévision et d'analyse des effets des changements climatiques sur l'occurrence des avalanches de neige que des modèles experts sont proposés. La sélection des variables utilisées dans ces modèles s'appuie sur une analyse de la redondance des variables les plus importantes telle que déterminée par les quatre algorithmes d'AA (Tab. A1) et sur notre compréhension de leurs influences sur le développement des instabilités dans le manteau neigeux et le déclenchement des avalanches (Gauthier et al., 2017). Les modèles experts ont été entrainés et ensuite testés sur les jeux de données Train et Test avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine. Ils ont ensuite été testés dans un contexte réaliste de prévision sur l'année 2019 avec les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine (*Hindcast*) et avec les données de prévision météorologique du HRDPS sur 24h (GEM-LAM 24h) et 48h (GEM-LAM 48h). Les données GEM-LAM d'une résolution spatiale de 2,5 km ont été acquises pour une tuile centrée sur la station Cap-Madeleine.

3.3.1 Régression logistique (RL)

La RL s'appuie sur une fonction logistique pour calculer la probabilité d'occurrence d'un événement (Hosmer et Lemeshow 2000). C'est une statistique qui ne tolère pas bien la multicolinéarité et qui nécessite une réduction du nombre de variables qui lui sont fournies en intrant pour arriver à de bonnes performances (Midi et al., 2010). Une mise à l'échelle (scaling) des variables météorologiques a également été réalisée lors de l'entraînement des RL pour éviter les problèmes de sur ou de sous-représentation de ces dernières dans les modèles (Menard, 2011).

3.3.2 Arbres de classification (AC)

Les AC se présentent sous la forme d'arbre dont les nœuds renvoient une fonction logique ou un seuil de décision (branche). Ils peuvent être facilement utilisés comme des diagrammes décisionnels, d'où leurs réputations d'outil simple et efficace en gestion opérationnelle des aléas (e.g. Hendrikx et al. 2014). Divers algorithmes de classification peuvent être utilisés pour diviser les nœuds. Dans notre cas, l'indice GINI représente la fonction la mieux adaptée pour diviser des variables binaires (e.g. Hendrikx et al. 2014). Contrairement à d'autres algorithmes d'AA, les AC ne sont pas affectés par l'utilisation de valeurs aberrantes ou de variables colinéaires (Mendeş et Akkartal, 2009), ce qui leur permet de gérer eux-mêmes la sélection des variables significatives. Le surapprentissage sur les données d'entraînement est un problème fréquent avec cet algorithme. La meilleure façon de le contrer est de limiter le développement de l'arbre avec des méthodes d'arrêt anticipé (*pre-pruning*) (Kotsiantis, 2016). Nous avons limité la croissance des arbres à trois niveaux pour maintenir un rendement optimal avec un nombre limité de prédicteurs.

3.3.3 Forêts aléatoires (FA)

Les FA sont composés d'un ensemble d'arbres de classification (décision). Chacun des arbres est entraîné avec différents groupes de variables établis de façon aléatoire (*bootstrap*), ce qui permet d'utiliser des variables colinéaires (Ma et al., 2021; Revuelto et al., 2020; Strobl et al., 2008). Pour chaque prédiction, chaque arbre contenu dans la forêt statue sur une classe et celle ayant été prédite de façon majoritaire parmi tous les arbres l'emporte. L'utilisation d'un grand nombre d'arbres (ntree) améliore généralement la performance des modèles, mais augmente aussi considérablement le temps de traitement (Hasan et al., 2016; Yoo et al., 2012). Hasan et al., 2016 et Couronné et al., 2018 mentionnent que quelques centaines d'arbres (p. ex. : 500) sont habituellement suffisants et qu'un ntree supérieur ne fait qu'augmenter le temps de traitement. Elles sont rapides et faciles à utiliser en plus de bien tolérer les valeurs aberrantes et le bruit dans les données (Breiman, 2001). Par contre, le surapprentissage sur les données d'entraînement est également un problème fréquent avec cet algorithme.

3.3.4 Réseaux de neurones (RN)

Les RN sont composés de plusieurs couches de neurones dans lesquels les données sont traitées. Le type de RN utilisé ici est le perceptron multicouche (*multilayer perceptron MLP*) avec une fonction d'activation non linéaire similaire à une fonction logistique. Tout comme la RL, les RN sont avantagées par une présélection de variables sans colinéarité (Kavzoglu et Mather, 2002) et une mise à l'échelle des variables météorologiques.

3.3.5 Indicateurs de performances

Les différentes métriques utilisées pour évaluer la performance des modèles s'appuient sur le décompte des événements et des non-événements correctement prédits ou non tel que défini dans la matrice de confusion (Tab. 3). La probabilité de détection de non-événements (PON) est un indicateur pertinent qui permet d'évaluer la performance du modèle à prédire les journées non-événementielles qui représentent généralement la majorité des journées dans une année. Cependant, l'objectif est généralement de maximiser le nombre d'événements prédits (Précision Prec ou Taux de vrai positif TPR) tout en minimisant les fausses alarmes (Taux de fausse alarme FAR ou Taux de faux positif FPR). L'amélioration de l'un mène souvent à la détérioration de l'autre. Il s'agit de trouver le meilleur compromis entre le nombre de détections (sécurité des automobilistes) et les fausses alarmes (coûts d'opération supplémentaires). Le Receiver Operating Characteristic (ROC) et le F_β permettent d'établir une relation entre les événements prédits (Prec ou TPR) et les fausses alarmes (FPR ou FAR). Le ROC est une représentation graphique qui met en relation le TPR et le FPR. L'aire sous la courbe (AUC) de cette relation intègre une valeur unique qui facilite la comparaison de la performance globale des modèles. Les travaux de Saito et Rehmsmeier (2015) nous mettent en garde sur l'utilisation du ROC-AUC comme indicateur de performance qui doit être employée avec précaution sur des jeux de données non balancés. Dans le cas présent, la BD utilisée pour tester les modèles et sélectionner le meilleur modèle généré après les 50 itérations contient un nombre beaucoup plus grand de non-événement que d'événement. Dans ce cas, le AUC sera biaisé par la valeur élevée de non-événements prédits inclus dans le calcul du FPR. Le F_β dresse le rapport entre la Prec et le TPR (Tab. 3). F_1 est l'indicateur le plus utilisé pour trouver le modèle permettant le meilleur compromis entre ces deux métriques pour des jeux de données non

balancés (He et Ma, 2013). Lorsque F_β était égal pour deux modèles, nous suggérons de prioriser celui avec la meilleure Prec afin de limiter les fausses alarmes.

Tableau 3. Matrice de confusion et définition des métriques (indicateurs) utilisées pour évaluer la performance.

		Observations	
		Non-occurrence	**Occurrence**
Prédictions	**Non-occurrence**	a: non-événement prédit (TN)	b: événement non prédit (FN)
	Occurrence	c: fausse alarme (FP)	d: événement prédit (TP)

Métriques (Indicateurs)	**Formule**
Prec	$\frac{d}{d+c}$
TPR (Recall ou POD)	$\frac{d}{b+d}$
PON	$\frac{a}{\mathrm{a}+\mathrm{c}}$
FPR	$\frac{c}{\mathrm{c}+\mathrm{a}}$
FAR	$\frac{c}{\mathrm{c}+\mathrm{d}}$
F_β où β=1 pour F_1	$\frac{(1+\beta^2) * Prec * TPR}{\beta^2 * Prec + TPR}$
ROC	TPR vs FPR

4. Résultats

Comme l'objectif est de comparer les performances des quatre méthodes d'AA et de proposer un modèle de prévision pour chaque axe routier, les résultats ont été compilés en deux groupes : les modèles pour la route 132 et ceux pour la route 198 (Tab. 4, 5, 6 et 7). Les tableaux regroupent les indicateurs de performance pour les jeux de données d'entraînement (Train) et de validation (Test) ainsi que les variables explicatives (météorologiques) déterminées par le modèle. Les variables utilisées par les FA ne sont pas présentées étant donné que le modèle utilise l'ensemble des variables prédictives.

4.1 Modèles route 132

Pour la prévision a posteriori (*hindcast*) des avalanches de neige sur la route 132, l'AC représente le meilleur algorithme suivi de très près par le RN avec des F_1 respectifs de 0,41 et 0,40. Avec 28 événements bien prédits sur 32 (TPR de 0,88), le RN a une capacité de détection des événements supérieure à l'AC qui en a prédit 22 (TPR de 0,69). Le RN priorise plutôt la détection d'événement

au profit des fausses alarmes (FPR de 0,18), alors que la logique inverse s'applique pour l'AC qui affiche un taux de fausses alarmes plus faible (FPR de 0,12).

Les intensités de neige maximales 12h/24 ou 8h/24 (Int_neige) sont les variables les plus redondantes et les plus importantes sélectionnées par trois des quatre modèles : RL, FA et RN (Tab. 4 et A1). La quantité totale de neige sur 72 ou 120 heures (Neige) et les indices de neige ventée sur 24 et 72 heures (SnowDriftIndex) sont des variables qui reviennent souvent et qui présentent un très haut niveau d'importance pour tous les modèles. Les températures moyennes sur 48 et 72 heures ont été utilisées par l'AC (Tab. 4). Ce ne sont pourtant pas des variables qui étaient sélectionnées fréquemment ou qui présentaient un haut niveau d'importance lors de l'entrainement des modèles (Tab. A1).

Les quatre variables sélectionnées (Neige_24h, Neige_72h, Tmoy_48h et Pluie_24h) pour alimenter le développement d'un modèle expert et faciliter la comparaison des méthodes d'AA entre elles ont démontré leur capacité prédictive avec des résultats comparables à ceux obtenus par les modèles plus complexes développés pour expliquer l'occurrence des avalanches de neige sur la 132 (Tab. 5). Avec cette présélection de variable, la RL et les FA affichent les meilleurs indicateurs de performance. Paradoxalement, la Tmoy_48h a été laissée de côté par l'AC. Pourtant, cette méthode d'AA était la seule à avoir sélectionné la variable pour expliquer l'occurrence des avalanches (Tab. 4). Selon le modèle expert d'AC, une chute de neige supérieure à 4,2 mm en 24 heures, une pluie de 1 mm ou une tempête de plus de 23 mm EE en 72 heures représente des conditions critiques susceptibles de provoquer des avalanches de neige sur la route 132 (Fig. 10).

Tableau 4. Performances des modèles sur la variable événementielle F1 pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles pour la route 132 (variable F1) (Train: N = 134 [0 = 64, 1 = 70]; Train non dédoublé : N = 209 [0 = 64, 1 = 145]; Test : N = 479 [0 = 447, 1 = 32])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	48	18	0.89	0.88	0.75	0.25	0.11	0.88	0.81	Int_neige_8h/24h Tmax_12h/24h SnowDriftIndex_24h Neige_72h
		16	127								
	Train non dédoublé	48	13	0.78	0.81	0.75	0.25	0.22	0.80	0.78	
		16	57								
	Test	356	4	0.24	0.88	0.80	0.20	0.76	0.37	0.84	
		91	28								
AC	Train	58	34	0.95	0.77	0.91	0.09	0.05	0.85	0.84	SnowDriftIndex_24h Tmoy_48h Tmoy_72h
		6	111								
	Train non dédoublé	58	20	0.89	0.71	0.91	0.09	0.11	0.79	0.81	
		6	50								
	Test	393	10	0.29	0.69	0.88	0.12	0.71	**0.41**	0.78	
		54	22								
FA	Train	63	6	0.99	0.96	0.98	0.02	0.01	0.98	0.97	Int_neige_12h/24h Int_neige_8h/24h Neige_120h […]
		1	139								
	Train non dédoublé	63	6	0.98	0.91	0.98	0.02	0.02	0.95	0.95	
		1	64								
	Test	377	7	0.26	0.78	0.84	0.16	0.74	0.39	0.81	
		70	25								
RN	Train	49	20	0.89	0.86	0.77	0.23	0.11	0.88	0.81	Int_neige_8h/24h Neige_72h Tmax_12h/24h SnowDriftIndex_24h
		15	125								
	Train non dédoublé	49	15	0.79	0.79	0.77	0.23	0.21	0.79	0.78	
		15	55								
	Test	366	4	0.26	0.88	0.82	0.18	0.74	0.40	**0.85**	
		81	28								

Tableau 5. Performances des modèles experts sur la variable événementielle F1 pour la route 132. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts pour la route 132 (variable F1) (Train: N = 209 [0 = 64, 1 = 145]; Train non dédoublé: N = 134 [0 = 64, 1 = 70]; Test : N = 479 [0 = 447, 1 = 32]; 2019-2020 : N = 138 [0 = 129, 1 = 9])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	41	18	0.85	0.88	0.64	0.36	0.15	0.86	0.76	Neige_24h Neige_72h Tmoy_48h Pluie_24h
		23	127								
	Train non dédoublé	41	14	0.71	0.80	0.64	0.36	0.29	0.75	0.72	
		23	56								
	Test	364	4	0.25	0.88	0.81	0.19	0.75	0.39	**0.85**	
		83	28								
	Hindcast hiver 2019	108	2	0.25	0.78	0.84	0.16	0.75	0.38	0.81	
		21	7								
	GEMLAM 24h	105	3	0.20	0.67	0.81	0.19	0.80	**0.31**	**0.74**	
		24	6								
	GEMLAM 48h	99	1	0.21	0.89	0.77	0.23	0.79	**0.34**	**0.83**	
		30	8								
AC	Train	55	25	0.93	0.83	0.86	0.14	0.07	0.88	0.84	Neige_24h Neige_72h Pluie_24h
		9	120								
	Train non dédoublé	55	20	0.85	0.71	0.86	0.14	0.15	0.78	0.79	
		9	50								
	Test	380	8	0.26	0.75	0.85	0.15	0.74	0.39	0.80	
		67	24								
	Hindcast hiver 2019	114	2	0.32	0.78	0.88	0.12	0.68	0.45	0.83	
		15	7								
	GEMLAM 24h	108	4	0.19	0.56	0.84	0.16	0.81	0.29	0.70	
		21	5								
	GEMLAM 48h	110	4	0.21	0.56	0.85	0.15	0.79	0.30	0.70	
		19	5								
FA	Train	61	8	0.98	0.94	0.95	0.05	0.02	0.96	0.95	Neige_24h Neige_72h Tmoy_48h Pluie_24h
		3	137								
	Train non dédoublé	61	7	0.95	0.90	0.95	0.05	0.05	0.93	0.93	
		3	63								
	Test	375	5	0.27	0.84	0.84	0.16	0.73	**0.41**	0.84	
		72	27								
	Hindcast hiver 2019	112	1	0.32	0.89	0.87	0.13	0.68	**0.47**	**0.88**	
		17	8								
	GEMLAM 24h	108	4	0.19	0.56	0.84	0.16	0.81	0.29	0.70	
		21	5								
	GEMLAM 48h	104	3	0.19	0.67	0.81	0.19	0.81	0.30	0.74	
		25	6								
RN	Train	50	29	0.89	0.80	0.78	0.22	0.11	0.84	0.79	Neige_24h Neige_72h Tmoy_48h Pluie_24h
		14	116								
	Train non dédoublé	50	20	0.78	0.71	0.78	0.22	0.22	0.75	0.75	
		14	50								
	Test	377	7	0.26	0.78	0.84	0.16	0.74	0.39	0.81	
		70	25								
	Hindcast hiver 2019	112	2	0.29	0.78	0.87	0.13	0.71	0.42	0.82	
		17	7								
	GEMLAM 24h	107	4	0.19	0.56	0.83	0.17	0.81	0.28	0.69	
		22	5								
	GEMLAM 48h	108	3	0.22	0.67	0.84	0.16	0.78	0.33	0.75	
		21	6								

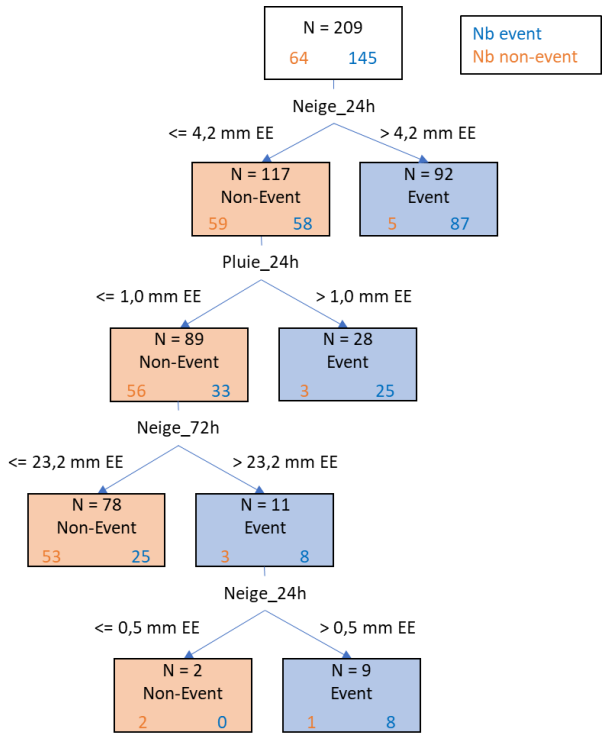


Figure 10. Arbre de classification pour la prévision des avalanches de neige sur la route 132 générée lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable F1.

4.2 Modèles route 198

En s'appuyant sur les résultats du F_1, l'AC, les FA et le RN représentent les meilleures méthodes d'AA pour expliquer et prédire les avalanches de neige sur la 198 (Tab. 6). Cependant, la quantité limitée de journées événementielles sur la 198 parait insuffisante pour développer un modèle avec des performances acceptables. Par contre, lorsque l'on s'appuie sur les résultats des AUC, les quatre algorithmes présentent de bons indicateurs de performance.

Les variables associées au cumul de neige sur 24, 72 et 120h représentent les variables les plus significatives sélectionnées par les modèles (Tab. 6 et A1). L'intensité des neiges et les indices de neige ventée sont également des variables importantes utilisées par les modèles. Les variables conservées (Neige_24h, Neige_72h, Tmoy_48h et Pluie_24h) pour appuyer le développement d'un modèle expert et faciliter la comparaison des méthodes d'AA ont démontré leur validité avec des performances comparables, et parfois supérieures, à celles obtenues par les modèles plus complexes développés pour expliquer l'occurrence des avalanches de neige sur la route 198 (Tab. 7). L'AC obtient les meilleurs scores de performances (F_1) sur les jeux de données Test et avec les données de prévision météorologique sur 24 et 48h (Tab. 7). Sur les quatre variables proposées pour l'apprentissage des AC, seules la Neige_24h et Neige_72h ont été retenues. En s'appuyant sur ces deux variables, l'AC présente les meilleurs scores de performance sur le jeu de données Test et avec les données de prévision météorologique sur 24h et 48h. Selon l'AC, un cumul de 14,5mm

EE de neige en 72h et un cumul de 4,4 mm EE de neige en 24h se sont avérés être les meilleurs seuils de détection pour prédire les avalanches sur la route 198 sur les hivers du jeu de données Test et à l'hiver 2019 (Fig. 11).

Tableau 6. Performances des modèles sur la variable événementielle F1 pour la route 198. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles pour la route 198 (variable F1) (Train: N = 62 [0 = 31, 1 = 31]; Train non dédoublé : N = 91 [0 = 31, 1 = 60]; Test : N = 479 [0 = 461, 1 = 18])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	25	12	0.89	0.80	0.81	0.19	0.11	0.84	0.8	Neige_24h Neige_120h Tmin_120h DTR_j-2 SnowDriftIndex_120h
		6	48								
	Train non dédoublé	25	10	0.78	0.68	0.81	0.19	0.22	0.72	0.74	
		6	21								
	Test	410	7	0.18	0.61	0.89	0.11	0.82	0.28	0.75	
		51	11								
AC	Train	27	10	0.93	0.83	0.87	0.13	0.07	0.88	0.85	Int_neige_8h/24h
		4	50								
	Train non dédoublé	27	9	0.85	0.71	0.87	0.13	0.15	0.77	0.79	
		4	22								
	Test	415	7	**0.19**	0.61	0.90	0.10	0.81	**0.29**	0.76	
		46	11								
FA	Train	24	6	0.89	0.90	0.77	0.23	0.11	0.89	0.84	Int_neige_4h/24h Int_neige_8h/48h Neige_72h […]
		7	54								
	Train non dédoublé	24	6	0.78	0.81	0.77	0.23	0.22	0.79	0.79	
		7	25								
	Test	415	7	**0.19**	0.61	0.90	0.10	0.81	**0.29**	0.76	
		46	11								
RN	Train	23	8	0.87	0.87	0.74	0.26	0.13	0.87	0.8	Neige_72h Int_neige_4h/24h DTR_j
		8	52								
	Train non dédoublé	23	8	0.74	0.74	0.74	0.26	0.26	0.74	0.74	
		8	23								
	Test	407	6	0.18	0.67	0.88	0.12	0.82	**0.29**	**0.77**	
		54	12								

Tableau 7. Performances des modèles experts sur la variable événementielle F1 pour la route 198. En gras, les meilleurs F_1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles experts pour la route 198 (variable F1) (Train: N = 91 [0 = 31, 1 = 60]; Train non dédoublé: N = 62 [0 = 31, 1 = 31]; Test : N = 479 [0 = 461, 1 = 18]; 2019-2020 : N = 138 [0 = 132, 1 = 6])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables**
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	24	12	0.87	0.80	0.77	0.23	0.13	0.83	0.79	Neige_24h Neige_72h Tmoy_48h Pluie_24h
		7	48								
	Train non dédoublé	24	10	0.75	0.68	0.77	0.23	0.25	0.71	0.73	
		7	21								
	Test	423	8	0.21	0.56	0.92	0.08	0.79	0.30	0.74	
		38	10								
	Hindcast hiver 2019	122	2	0.29	0.67	0.92	0.08	0.71	0.40	**0.80**	
		10	4								
	GEMLAM 24h	120	2	0.25	0.67	0.91	0.09	0.75	0.36	**0.79**	
		12	4								
	GEMLAM 48h	120	2	0.25	0.67	0.91	0.09	0.75	0.36	0.79	
		12	4								
AC	Train	29	12	0.96	0.80	0.94	0.06	0.04	0.87	0.87	Neige_24h Neige_72h
		2	48								
	Train non dédoublé	29	10	0.91	0.68	0.94	0.06	0.09	0.78	0.81	
		2	21								
	Test	442	10	0.30	0.44	0.96	0.04	0.70	**0.36**	0.70	
		19	8								
	Hindcast hiver 2019	128	4	0.33	0.33	0.97	0.03	0.67	0.33	0.65	
		4	2								
	GEMLAM 24h	127	3	0.38	0.50	0.96	0.04	0.63	**0.43**	0.73	
		5	3								
	GEMLAM 48h	124	2	0.33	0.67	0.94	0.06	0.67	**0.44**	**0.80**	
		8	4								
FA	Train	26	9	0.91	0.85	0.84	0.16	0.09	0.88	0.84	Neige_24h Neige_72h Tmoy_48h Pluie_24h
		5	51								
	Train non dédoublé	26	8	0.82	0.74	0.84	0.16	0.18	0.78	0.79	
		5	23								
	Test	418	7	0.20	0.61	0.91	0.09	0.80	0.31	**0.76**	
		43	11								
	Hindcast hiver 2019	121	2	0.27	0.67	0.92	0.08	0.73	0.38	0.79	
		11	4								
	GEMLAM 24h	118	2	0.22	0.67	0.89	0.11	0.78	0.33	0.78	
		14	4								
	GEMLAM 48h	120	2	0.25	0.67	0.91	0.09	0.75	0.36	0.79	
		12	4								
RN	Train	22	14	0.84	0.77	0.71	0.29	0.16	0.80	0.74	Neige_24h Neige_72h Tmoy_48h Pluie_24h
		9	46								
	Train non dédoublé	22	11	0.69	0.65	0.71	0.29	0.31	0.67	0.68	
		9	20								
	Test	425	8	0.22	0.56	0.92	0.08	0.78	0.31	0.74	
		36	10								
	Hindcast hiver 2019	123	2	0.31	0.67	0.93	0.07	0.69	**0.42**	**0.80**	
		9	4								
	GEMLAM 24h	120	2	0.25	0.67	0.91	0.09	0.75	0.36	**0.79**	
		12	4								
	GEMLAM 48h	120	2	0.25	0.67	0.91	0.09	0.75	0.36	0.79	
		12	4								

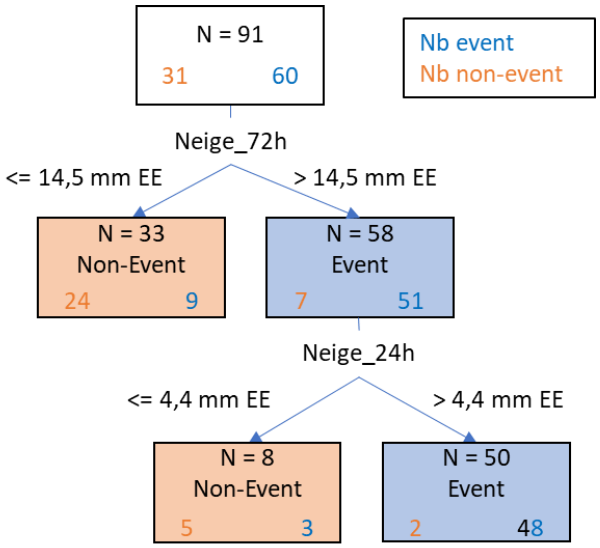


Figure 11. Arbre de classification pour la prévision des avalanches de neige sur la route 198 générée lors de l'entrainement (Train) du modèle expert sur la variable F1.

5. Discussion

5.1 Choix et signification des variables

D'après les résultats obtenus, l'occurrence des journées événementielles est bien expliquée et prédite par l'intensité des précipitations solides et le cumul des neiges sur des périodes variant de 24 à 120 heures. Des résultats qui s'accordent avec ceux obtenus par Gauthier et al. (2017, 2018) dans le même secteur d'étude et avec ceux de nombreuses autres réalisées dans les Alpes européennes (Ancey, 2006; De Quervain et Meister 1986; Jomelli et al. 2007), dans la cordillère nord-américaine (Butler, 1986; Mc Clung et Tweedy 1993; Hendrikx et al., 2014), en Norvège (Bakkehoi, 1987), en Nouvelle-Zélande (Hendrikx et al., 2005) ou en Écosse (Ward 1984). Nos résultats montrent aussi une forte tendance vers une sélection de variables représentatives des précipitations de courte durée et de forte intensité. Des variables qui soutiennent l'un des deux scénarios proposés pour expliquer la dynamique d'occurrence des avalanches de neige dans le nord de la Gaspésie (Hétu, 2007; Fortin et al., 2011; Gauthier et al., 2017, 2018; Meloche, 2019) : 1) un régime hivernal lié aux tempêtes de neige, et 2) un régime printanier lié aux événements de pluie sur neige ou à des températures positives de l'air. Ainsi, deux types de problèmes d'avalanche sont probables dans le nord de la Gaspésie : des avalanches de plaque de neige de tempête et des avalanches de plaque de neige mouillée[10].

Les indices de neige ventée (SnowDriftIndex) ont été développés pour exprimer les accumulations de neige ventée lors des tempêtes (Hendrikx et al., 2014; Pomeroy, 1989). En

[10] https://www.avalanche.ca/glossary/terms/avalanche-problem
https://avalanchequebec.ca/wp-content/uploads/les-8-probl-mes-duavalanche-1.pdf

comparant l'amplitude des variations de l'indice avec les données de vitesse du vent et de précipitation, il est clair que le SnowDriftIndex est très réactif lors des tempêtes avec de forts vents (Fig. 12). Mais, dès que les précipitations s'estompent, l'indice décroit rapidement. Le SnowDriftIndex représente une variable explicative importante pour expliquer et prédire l'occurrence des avalanches de plaque de tempête. Cette variable pourrait être ajoutée au modèle expert, mais elle ne devrait pas remplacer les variables de cumuls de neige (Neige_24h et Neige_72h) pour éviter d'omettre des avalanches qui surviendraient durant des bordées de neige non accompagnées de forts vents.

Meloche (2019) a aussi démontré que les vents violents du nord-ouest qui suivent l'occurrence des tempêtes de neige ont pour effet de dégarnir de neige les talus. Seuls des ilots de neige protégés du vent par la présence de lisière d'arbres entre les talus d'éboulis persistent entre les tempêtes (Meloche, 2019). Ainsi, l'occurrence d'avalanche de plaque persistante est peu probable sur les versants le long de la route 132. Une situation qui s'applique également au versant bordant la route 198. Les vents du nord-ouest qui s'engouffrent dans la vallée subissent un effet Venturi qui favorise la déflation éolienne de la neige sur le versant. Les indices de neige ventée (SnowDriftIndex) n'ont pas été développés pour soutenir ce type de processus. La vitesse du vent demeure un meilleur indicateur de la déflation éolienne après les tempêtes. Mais, cette dernière ne s'est pas avérée être une variable significative fréquemment retenue par les méthodes d'AA (Tab. 4, 6 et A1).

Enfin, la pluie et les températures de l'air sont des variables qui peuvent être utilisées pour expliquer et prédire les avalanches de neige mouillée (Gauthier et al., 2017, 2018). Ces variables ont été sélectionnées par l'AC présentant les meilleures performances (Tab. 4). Malgré l'importance relativement faible et leur utilisation limitée durant la première phase de développement des modèles (Tab. 4, 6 et A1), ils nous apparaissaient justifier d'ajouter la Pluie et la Tmoy_48h dans le modèle expert pour éviter d'omettre ce type de problème d'avalanche. Enfin, ce choix ne semble pas avoir eu un impact négatif significatif sur la performance des modèles (Tab. 4, 5, 6 et 7) et elles permettent de prédire ce type d'avalanche. Actuellement, ces dernières sont peu fréquentes, mais dans le contexte du changement climatique, il est probable qu'une hausse de la fréquence des avalanches de neige de plaque mouillée soit observée (Locat et al., 2022; chap. 11).

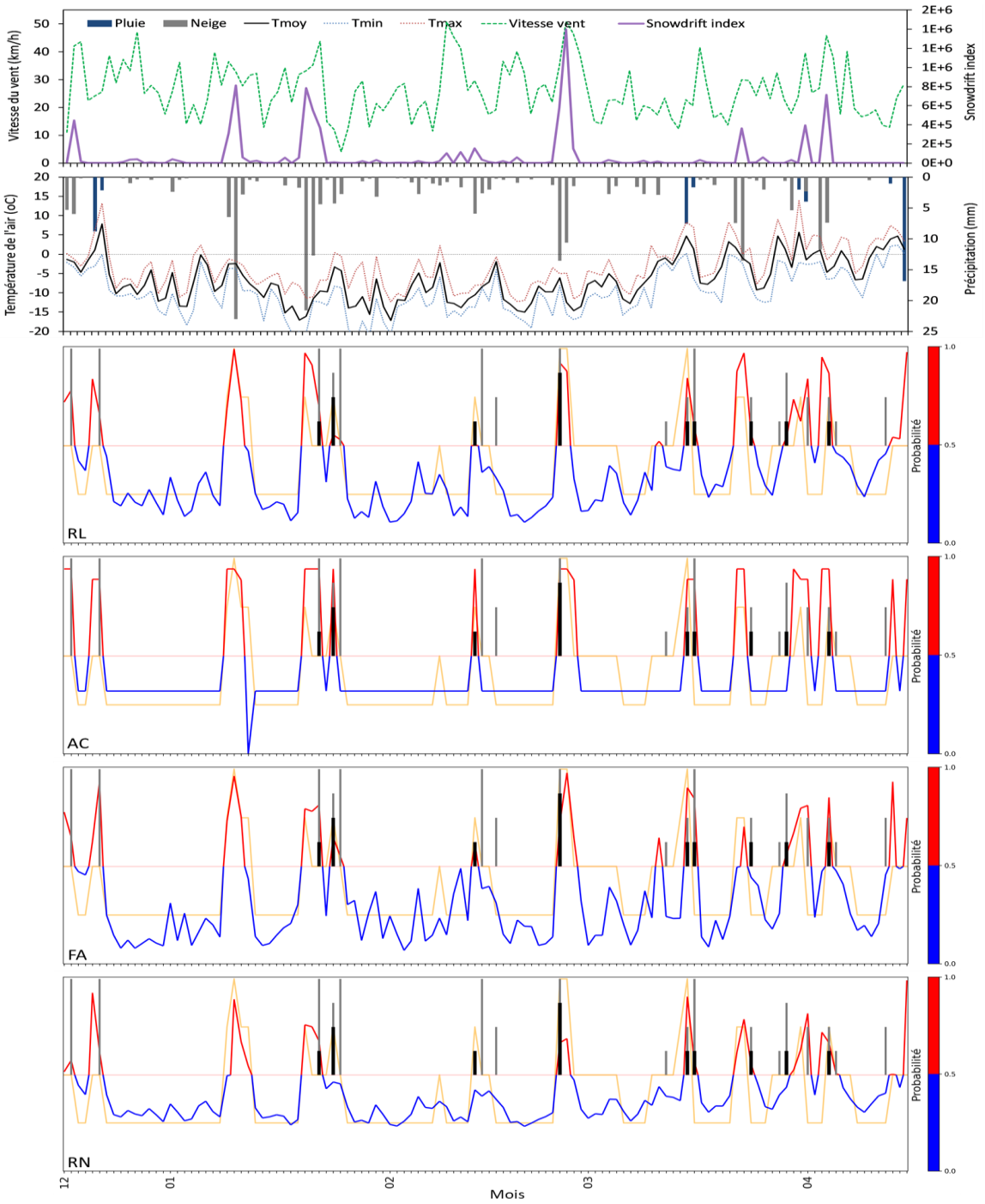


Figure 12. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 132 à l'hiver 2018-2019. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN entrainés sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

5.2 Performance des modèles

Pour que ce type de modèle prédictif soit utilisé dans un contexte de gestion opérationnelle, ils doivent être simples et compréhensibles pour les gestionnaires. Les modèles experts développés avec quatre variables simples (Neige_24h, Neige_72h, Tmoy_48h et Pluie_24h) se sont avérés presque aussi performants que les modèles plus complexes générés par les algorithmes. Dans les faits, les variables choisies peuvent être facilement modifiées et les modèles testés pour satisfaire aux exigences des gestionnaires. Par exemple, nous pourrions forcer l'ajout d'une variable jugée pertinente dans les modèles comme l'indice de neige ventée ou l'intensité de la neige (SnowDriftIndex, Int_neige). Cependant, l'ajout de variable et la complexification du modèle entrainent une hausse de l'incertitude lorsque la probabilité d'occurrence est calculée avec des données de prévision.

Dans un contexte de gestion opérationnelle, la sélection d'un modèle performant est certes un critère, mais ce modèle doit également être simple d'utilisation. Un gestionnaire peut facilement utiliser un AC pour identifier et cibler les seuils critiques des variables météorologiques responsables de l'occurrence de l'aléa (Fig. 11 et 12). Les autres modèles (RL, FA et RN) présentent l'avantage de renvoyer une probabilité d'occurrence mieux définie (Fig. 12). Ils peuvent donc être utilisés en mode prédictif (journée événementielle ou non événementielle), mais la probabilité renvoyée par les modèles peut plus facilement être utilisée pour émettre un niveau de danger (Gauthier et al., 2017). Dans un contexte de prévision et de gestion opérationnelle de l'aléa, il est pertinent et efficace d'établir des procédures d'interventions en fonction de différentes classes de danger.

Ce type de classement par niveau de danger est utilisé par tous les organismes de gestion et de prévision des avalanches à travers le monde, dont Avalanche Canada et Avalanche Québec[11]. Les niveaux de danger sont généralement émis en s'appuyant sur une analyse de la structure et de la stabilité du manteau neigeux et une analyse des prévisions météorologiques. En utilisant les prévisions d'avalanches émises par Avalanche Québec pour la route 132 et la route 198 entre 2013 et 2020, nous avons calculé la performance de leur prévision suivant les mêmes critères ou seuils de prévision établis dans cette étude (50% ou niveau de danger Considérable). Il appert que la performance des modèles d'AA est comparable à celle des prévisions émises par l'organisme (Tab. 8). De plus en plus d'organismes de prévision d'avalanches utilisent des modèles statistiques et des simulations du couvert de neige pour supporter leurs processus de décision (Hendrikx et al., 2014; Bartelt et Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a; Lehning et al., 2002b). Dans l'incertitude, les prévisionnistes sont déployés sur le terrain pour aller analyser et définir la distribution spatiale des instabilités.

Enfin, le choix du modèle à utiliser dépend des besoins des gestionnaires, du modèle opératoire et de l'aléa. Il convient parfois d'éviter l'usage d'un modèle trop performant sur les jeux de données d'entrainement où le surajustement du modèle entraine de moins bonnes performances sur les données de validation et de prévision. C'est souvent le cas des FA qui excelle à expliquer les journées événementielles, mais dont les performances sont incertaines pour prédire les événements

[11] https://www.avalanches.org/education/avalanche-danger-scale/
https://avalanche.org/avalanche-encyclopedia/danger-scale/
https://www.avalanche.ca/glossary/terms/avalanche-danger-scale
https://avalanchequebec.ca/bulletin-davalanche/

(chap. 6). Malgré cette tendance au surajustement (Tab. 4), les FA représentent le meilleur compromis pour prédire les avalanches de neige et limiter les fausses alarmes avec les variables du modèle d'expert (Tab. 5). Par contre, la RL représente également un choix judicieux puisque cette méthode d'AA affiche les meilleures performances avec les données de prévision météorologique (Tab. 5).

Les modèles présentés ici ont été développés en s'appuyant entièrement sur l'analyse des performances statistiques des modèles et leur capacité de prédiction a posteriori. En réalité, ils seront utilisés sur des données de prévision météorologique. Les erreurs (écarts) de prévision sur les données de température sont très faibles avec le HRDPS 24 et 48h, mais beaucoup plus incertaines sur les données de précipitation (chap. 1). En utilisant un modèle expert s'appuyant uniquement sur des données brutes (non dérivées) nous limitons les erreurs potentielles de prévision. Pour l'année 2019, la performance des modèles avec les données de prévision sur 24 et 48h est significativement plus faible à celle établie avec les données météorologiques (*hindcast*) (Tab. 5). Des coefficients de détermination R^2 supérieurs à 0,8 ont été obtenus avec le modèle expert de RL (Fig. 13). Le RN affiche des performances légèrement moindres alors que la FA et les AC affichent des performances un peu plus erratiques.

Tableau 8. Performances des prévisions d'Avalanche Québec entre 2013 et 2020 (5 saisons opérationnelles).

Performances Avalanche Québec (Hivers 2013-2014 à 2019-2020) Route 132 : N = 557 [0 = 524 ; 1 = 33] et route 198 : N = 557 [0 = 539 ; 1 = 18])								
Routes	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**					
	TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**
	FP	TP						
Route 132	459	65	**0.79**	0.29	0.98	0.02	0.21	**0.42**
	7	26						
Route 198	446	93	**0.67**	0.11	0.99	0.01	0.33	**0.20**
	6	12						

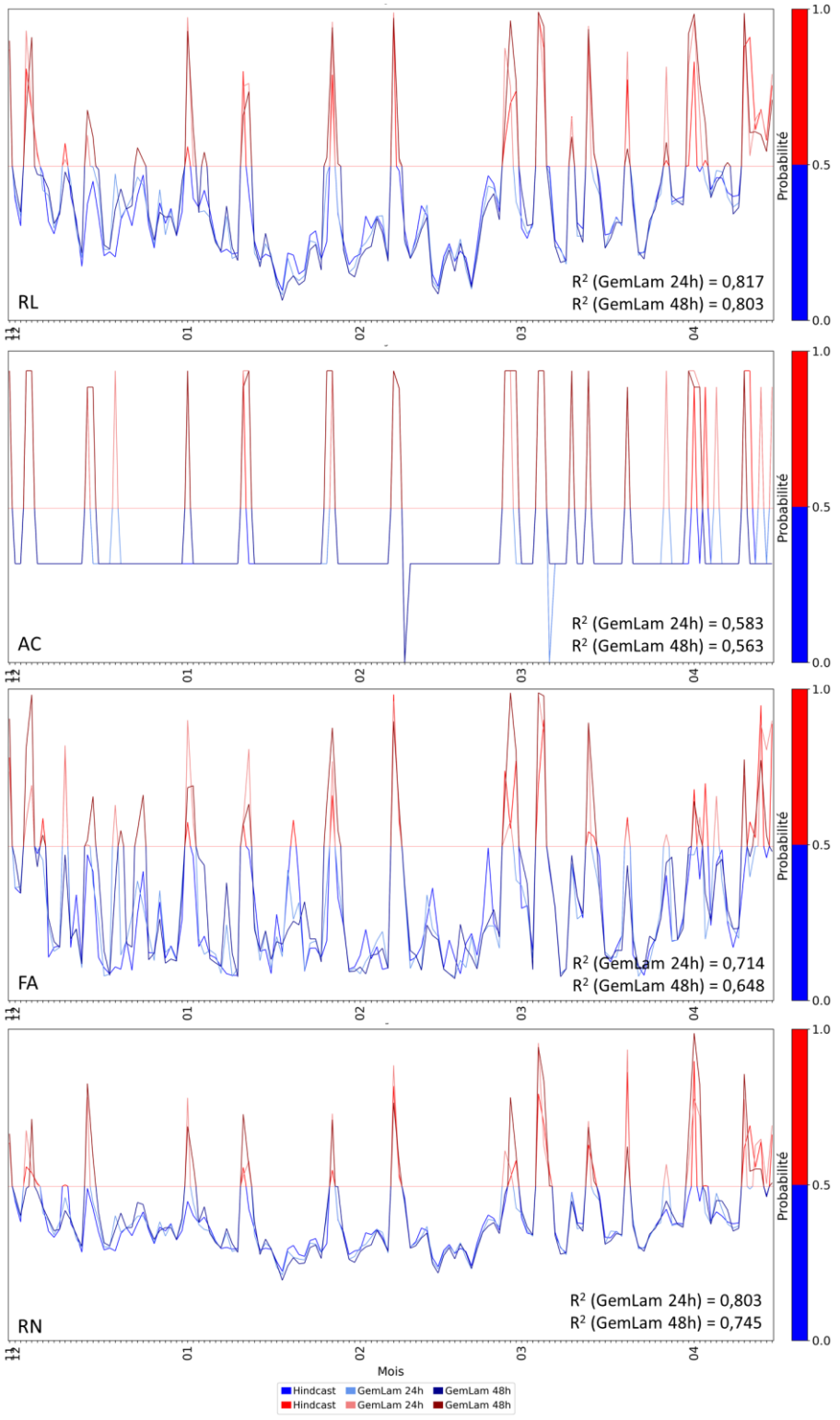


Figure 13. Prévision *a posteriori* (*hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des avalanches de neige sur la route 132 à l'hiver 2019-2020. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN entrainés sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

6. Recommandations (conclusions)

Les modèles de prévision des avalanches de neige à l'échelle des routes 132 et 198 sont performants et devraient être utilisés pour soutenir le travail des gestionnaires responsables de la sécurité routière. Nous suggérons d'utiliser le modèle de FA pour calculer la probabilité d'occurrence des avalanches de neige. Les procédures opérationnelles recommandées en fonction de l'échelle de probabilité calculée sont détaillées dans le tableau 9. Ces dernières s'inspirent des procédures actuellement utilisées par les organismes externes de gestion et de prévision des avalanches qui collabore avec le MTMQ : Avalanche Québec et Ski Chic-Chocs. Il est entre autres recommandé d'activer des feux clignotants et des panneaux à messages variables (PMV) pour avertir les automobilistes lorsque le niveau de probabilité d'avalanches de neige dépasse respectivement 40% (occurrence considérable) et 60% (occurrence élevée). Sur les années de validation des modèles (Test), les journées avec une probabilité d'occurrence considérable et élevée représentent respectivement 17% et 15% du nombre de jours total de la saison opérationnelle des avalanches (Tab. 10). Les feux et les PMV devraient être installés à l'entrée et à la sortie des sections de route dont la fréquence des avalanches de neige est la plus élevée : 10, 100, 120 et 130 (Fig. 6, 14 et 15). Lorsqu'un niveau de danger élevé est prévu (48-24h), il est recommandé de procéder à une inspection de l'état d'enneigement des merlons et des versants et de procéder à des tests de stabilité selon les normes de la Canadian Avalanche Association[12]. Si les merlons sont complètement enneigés, il est recommandé de préparer les équipes d'intervention à procéder à des fermetures de route. Procéder à la fermeture des routes lorsque les conditions routières se dégradent et que des accumulations importantes de neige sont observées sur les pentes. Procéder à des fermetures stratégiques en fonction de l'exposition des pentes aux vents dominants durant la tempête. Les vents souffleront la neige et exacerberont l'enneigement sur les pentes protégées des vents dominants. Lorsque la route a été fermée, il est recommandé de procéder à une inspection de l'état d'enneigement des pentes 24, 48 et 72 heures après la fin de la tempête (Tab. 9). Si un couvert de neige présentant des signes d'instabilités est toujours présent, il est recommandé de maintenir les feux clignotants et les PMV activés et de fermer temporairement la section de route exposée pour procéder à des interventions de déclenchement préventif à l'aide d'explosif. Nous recommandons l'embauche et la formation d'un technicien en avalanche certifié pour ce type d'intervention. L'émission d'une probabilité élevée d'avalanche peut s'étendre sur 1 à 4 jours en fonction de la durée de la tempête de neige (Fig. 12). Dans les faits, les avalanches durant cet intervalle se produiront généralement au plus fort de la tempête ou vers la fin de la tempête. Elles se produiront seulement en début de tempête si les conditions de stabilité de la neige déjà présente sur les pentes étaient limites. À titre d'exemple, en 2018-2019, 25 journées ont été pronostiquées comme des journées d'occurrence élevée. Lors des trois premières tempêtes (7 journées d'occurrence élevée), dont l'une était un événement de pluie sur neige, les merlons ne devaient pas être comblés de neige puisqu'aucune avalanche ne s'est propagée sur la route. Avec des merlons bien entretenus avant l'hiver, le seuil de 50 mm EE d'accumulation de neige nécessaire pour initier la saison événementielle des avalanches pourrait être revu à la hausse. Sur les 18 journées restantes, le MTMQ a recensé 9 journées événementielles avec des avalanches ayant atteint la route 132 et 8 journées supplémentaires avec des avalanches observées en bordure de route (Tab. 10 et Fig. 12).

[12] https://www.avalancheassociation.ca/

Au printemps, les avalanches sont causées par la hausse des températures et des événements de pluie sur neige. À ce moment, la couverture de neige sur les versants est généralement localisée à des endroits facilement identifiables. Dans ce cas, des avalanches ne se produiront pas sur un large territoire et des fermetures de route ne sont pas nécessaires. Il est néanmoins recommandé de suivre l'évolution de l'état du manteau neigeux et de préparer une équipe d'intervention pour libérer la chaussée en cas d'avalanche. Au final, sur les 25 journées avec une probabilité d'avalanche élevée, 4 ou 5 fermetures de route étendues sur une période de moins de 24h auraient suffi pour assurer la sécurité des usagers.

Tout comme pour les chutes de pierre et les chutes de blocs de glace, nous suggérons de travailler sur le développement d'une application web pour informer en temps réel les patrouilleurs et les responsables de la sécurité routière du niveau de danger et des procédures opérationnelles suggérées. Avec le nombre de journées avec des avalanches ayant atteint la route sur les sections 100, 120 et 130, il serait aussi possible de développer des modèles de prévision spécifiques à ces sections.

Une autre solution sur la section 10 de la route 198, qui permettrait d'éliminer ou de diminuer considérablement le danger, serait de procéder à l'installation de clôtures paravalanches au-dessus des convexités créer pour permettre la construction de la route entre le versant et le lac (Fig. 16). Le système de barrières dynamiques proposé pour limiter la propagation des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace servirait également d'écran pour les avalanches de neige.

Nous proposons également de procéder à des simulations d'avalanches de neige (RAMMS::Avalanche) pour déterminer avec plus de certitude la probabilité d'atteinte de la route sur les sites les plus actifs (Fig. A5, A8 à A10). Ces simulations permettront également d'évaluer l'efficacité des merlons actuels et sous différentes conditions d'enneigement pour capter les avalanches et déterminer la hauteur idéale pour limiter leurs propagations sur la route. À court terme, nous suggérons de rehausser d'au moins un mètre la hauteur des merlons avec du matériel allochtone. L'idée est d'éviter l'emprunt de matériel à même le talus d'éboulis pour éviter de déséquilibrer la pente du talus (angle de frottement statique), le remplissage subséquent du merlon et le rehaussement graduel de la paroi rocheuse causé par le transport de débris rocheux en sommet de talus et le déchaussement de la paroi sous-jacente. Une étude pour évaluer et soutenir notre compréhension de la dynamique d'éboulisation serait également nécessaire pour appuyer la dynamique observée.

Enfin, nous suggérons également de soutenir le développement, l'installation et la calibration de deux systèmes de détection automatique des avalanches de neige à l'aide du radar[13] et de suivi des signaux sismiques et acoustiques (Morin et al., 2022). Ces systèmes permettraient d'activer en temps réel des feux d'avertissement ou des barrières pour fermer la route seulement lorsqu'une avalanche de neige, une chute de blocs de glace ou une chute de pierre est détectée. Un premier système pourrait être testé sur les versants à l'ouest de Mont-Saint-Pierre (section 100).

[13] https://www.geopraevent.ch/les-technologies/radar-de-chutes-de-pierres/?lang=fr

Tableau 9. Échelle de probabilité des avalanches de neige sur la route 132 (modèle FA), conditions météorologiques à surveiller et procédures opérationnelles recommandées.

Échelle de probabilité des avalanches de neige	Procédures opérationnelles recommandées durant la saison événementielle des avalanches de neige (hiver et printemps)
Faible (<25%)	Avalanches non probables ou petites avalanches possibles hors de la route.
- Procédures d'opération normales; - Nettoyer les merlons sous la recommandation du technicien d'avalanche.	
Modéré (25-40%)	Petites avalanches probables hors de la route et/ou grosses avalanches possibles hors de la route
- Les patrouilles demeurent attentives à la présence de nouveau dépôt d'avalanche de neige sur les versants ou dans les fossés en bordure de route; - Avertir le responsable immédiatement après avoir observé de nouvelles avalanches; - Avertir le responsable s'il y a un changement météo, comme une augmentation des précipitations solides (neige, pluie), du vent ou de la température; - S'assurer que le personnel travaille en équipe (minimums 2) hors des véhicules dans les zones d'avalanches; - S'assurer que le personnel ait à sa disposition l'équipement de sécurité et porte un DVA hors des véhicules dans les zones d'avalanches; - S'assurer qu'il n'y a pas d'équipements travaillant en dehors des voies de circulation et des accotements dans les zones d'avalanches; - Être préparé à des fermetures de routes en cas d'activité avalancheuse inattendue sur la route, si requis par le responsable.	
Considérable (40-60%)	Petites avalanches possibles sur la route et/ou grosses avalanches probables hors de la route
- Activer les feux clignotants et panneaux lumineux existants; - Si la probabilité grimpe au-dessus de 50%, activer les panneaux à message variables (PMV) avec le message suivant : DANGER D'AVALANCHES DE NEIGE SUR LA ROUTE - Ajouter une patrouille; - S'assurer que tout le personnel ait une radio ou un téléphone en sa possession; - Les patrouilles demeurent attentives à la présence de nouveau dépôt d'avalanche et sensibles au changement météo; - Avertir le responsable immédiatement après avoir observé de nouvelles avalanches; - Avertir le responsable s'il y a un changement météo, comme une augmentation des précipitations solides (neige, pluie), du vent ou de la température - S'assurer qu'il n'y a pas de personnel travaillant hors des véhicules dans les zones d'avalanches; - S'assurer qu'il n'y a pas d'équipements travaillant en dehors des voies de circulation et des accotements dans les zones d'avalanches; - S'assurer qu'il n'y a pas d'équipements stationnaires travaillant dans les zones d'avalanches; - Assurer la sécurité du personnel en faisant travailler les déneigeuses en tandem (le deuxième véhicule peut être une camionnette); - Être préparé à des fermetures de routes en cas d'activité avalancheuse inattendue sur la route, si requis par le responsable.	
Élevé ou extrême (>60%)	Plusieurs petites avalanches sur la route et/ou une grosse avalanche ou plus sur la route
- Au besoin et après vérification de l'état d'enneigement des merlons et des versants, fermer et patrouiller la route entre les zones de rassemblement des usagers en utilisant les procédures standard de fermeture de route; - S'assurer qu'il n'y a pas d'équipement ou de personnel travaillant dans les zones d'avalanches, à l'exception des véhicules des patrouilleurs et des techniciens d'avalanche; - S'assurer que les déneigeuses ne travaillent pas dans les zones à risque d'avalanches déterminées par le responsable; - Faire des observations météo en lieu sûr, si requis par le responsable; - 24 à 72 heures après la fin de la tempête, procéder à une inspection de l'état d'enneigement des versants et procéder à des interventions de déclenchement préventif à l'aide d'explosif, si recommandé par le responsable ou les techniciens d'avalanche; - Le responsable déterminera quand les conditions sont appropriées pour le travail tel que l'enlèvement de dépôt d'avalanche et il identifiera ces lieux de travail spécifiques. L'ensemble des prévisions de risque d'avalanche pour la région peut rester fixé à un niveau supérieur indiquant que seules les zones spécifiques identifiées sont sans danger pour la réalisation de travaux tels que l'enlèvement de dépôt d'avalanche. Les procédures opérationnelles spécifiques demeurent en vigueur dans le reste de la zone d'avalanche.	

Tableau 10. Compilation du nombre de journées par classe de probabilité d'occurrence pour la saison opérationnelle (saison op.) des avalanches de neige (hiver et printemps) utilisées pour valider les modèles d'AA (Test).

Hiver et printemps (modèle FA)					
Saison op.	**Durée (j)**	**Faible (j) <25%**	**Modéré (j) 25-40%**	**Considérable (j) 40-60%**	**Élevé (j) >60%**
2015-2016	NA	NA	NA	NA	NA
2016-2017	119	57	18	22	22
2017-2018	102	57	16	16	13
2018-2019	120	63	18	14	25
2019-2020	138	73	24	28	13
Moyenne (j)	120	63	19	20	18
Total (j)	479	250	76	80	73
Total (%)	100	52	16	17	15

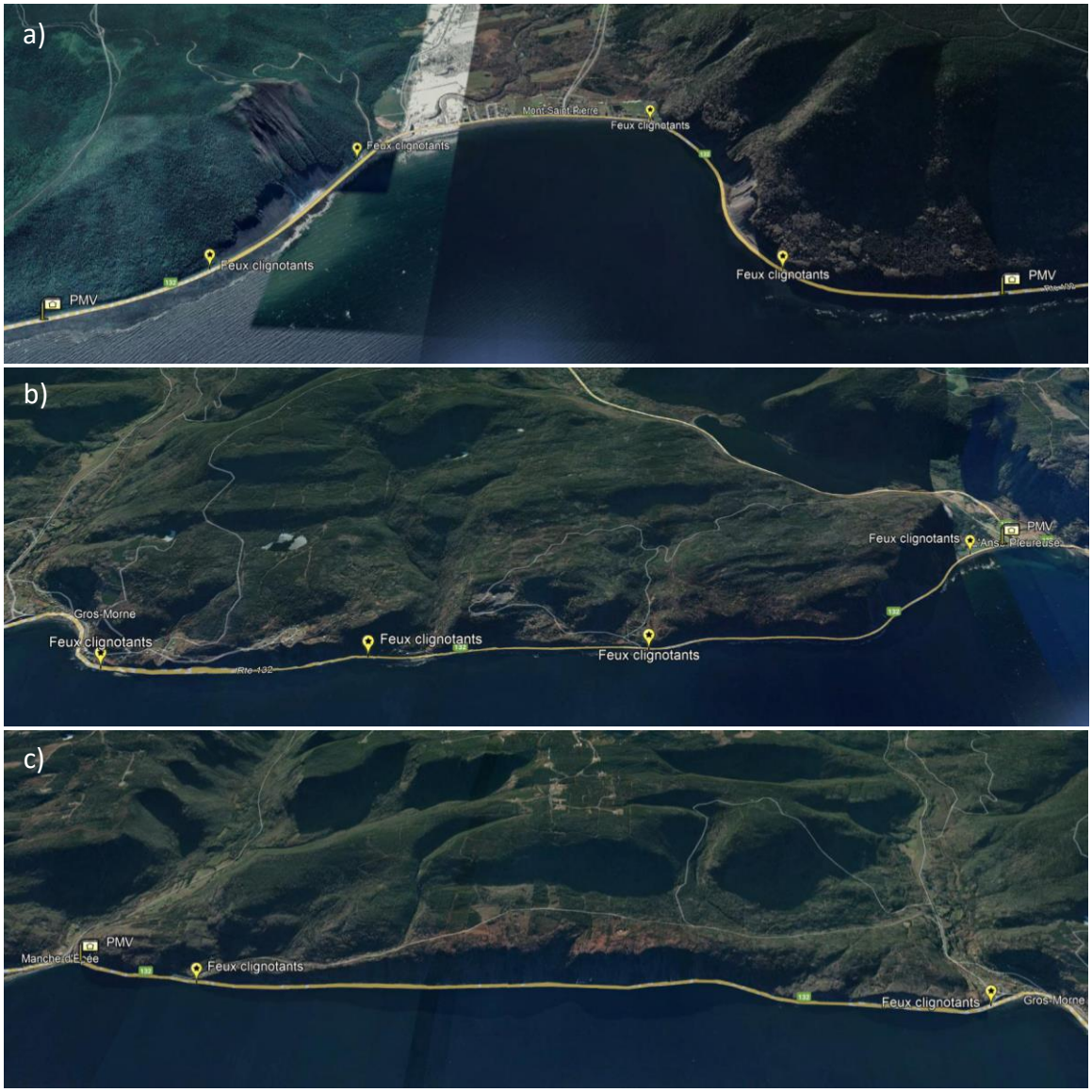


Figure 14. Localisation recommandée pour l'installation de feux clignotants et de panneaux à messages variables (PVM) sur la route 132, sections 100 (a), 120 (b) et 130 (c).



Figure 15. Localisation recommandée pour l'installation de feux clignotants et de panneaux à messages variables (PMV) sur la section de la route 198 exposée aux chutes de pierre, aux chutes de blocs de glace et aux avalanches de neige.



Figure 16. Infrastructures de protection proposées pour contrer les avalanches de neige sur la section 10 de la route 198. Les exemples du type d'infrastructures proposées sont tirés de : https://www.acro-btp.fr/montagne/paravalanches/

Références

Ancey, C. (2006). Dynamique des avalanches. PPUR presses polytechniques.

Bartelt, P. et Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. Cold Regions Science and Technology, 35(3), 123-145.

Bakkehoi, S. (1987). Snow avalanche prediction using a probabilistic method. IAHS Publ, 162.

Bois, P., Obled, C. et Good, W. (1975) Multivariate data analysis as a tool for day-by-day avalanche forecast. Proceedings of the international symposium on snow mechanics, Grindelwald, Switzerland.

Breiman, L. (2001). Random Forest. Machine Learning, 45:5-32.

Buser, O. (1983). Avalanche forecast with the method of nearest neighbours: an interactive approach. Cold Regions Science and Technology, 8(2), 155-163.

Butler, D. R. (1986). Snow-avalanche hazards in Glacier National Park, Montana: meteorologic and climatologic aspects. Physical Geography, 7(1), 72-87.

Castebrunet, H., Eckert, N. et Giraud, G. (2012). Snow and weather climatic control on snow avalanche occurrence fluctuations over 50 yr in the French Alps. Climate of the Past, 8(2), 855-875.

Couronné, R., Probst, P. et Boulesteix, A. L. (2018). Random forest versus logistic regression: A large-scale benchmark experiment. BMC Bioinformatics, 19:1-14.

Davis, R. E., Elder, K., Howlett, D. et Bouzaglou, E. (1999). Relating storm and weather factors to dry slab avalanche activity at Alta, Utah, and Mammoth Mountain, California, using classification and regression trees. Cold Regions Science and Technology, 30(1-3), 79-89.

De Quervain, M. et Meister, R. (1986). 50 years of snow profiles on the Weissfluhjoch and relations to the surrounding avalanche activity (1936/37–1985/86). Avalanche Formation, Movement and Effects. IAHS Publ., 162, 161–181.

Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., Mcclean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D. et Lautenbach, S. (2013). Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. Ecography, 36: 27-46.

Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L. et Martin, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. Journal of Glaciology, 45(151), 469-484.

Fortin, G. et Hétu, B. (2009). Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs impacts sur la couverture neigeuse dans les monts Chic-Chocs, Gaspésie, Québec. Geographia Technica, numéro spécial, 181–186.

Fortin, G. et Hétu, B. (2014). Estimating winter trends in climatic variables in the Chic-Chocs Mountains, Canada (1970–2009). International Journal of Climatology, 34(10), 3078-3088.

Fortin, G., Hétu, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et re´gimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec. Canada). Climatologie, 8: 9–25.

Gauthier, F., Germain, D., et Hétu, B. (2017). Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 89: 201-232.

Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D. et Meloche, F. (2018). Statistical analysis and operational avalanche forecasting on the roads of northern Gaspésie, Québec, Canada. Proceedings, International Snow Science Workshop, Innsbruck, Austria.

Gauthier, F., Hétu, B. et Allard, M. (2015). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 79: 855-880.

Germain, D., 2006. La dynamique des avalanches de neige en Gaspésie., Ph.D. Thesis, Université Laval, Québec, Canada.

Germain, D. (2016). Snow avalanche hazard assessment and risk management in northern Quebec, eastern Canada. Natural Hazards, 80(2), 1303-1321.

Germain, D., Hétu, B. et Filion, L. (2010). Tree-ring based reconstruction of past snow avalanche events and risk assessment in Northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada). Tree rings and natural hazards. Springer, Dordrecht.

Girard J.-F. et Hétu, B, (1994). Les mouvements de masse en Gaspésie septentrionale. Hydro-Québec Report, Rimouski.

Graveline, M.H. et Germain, D. (2016). Ice-block fall and snow avalanche hazards in northern Gaspésie (eastern Canada): Triggering weather scenarios and process interactions. Cold Regions Science and Technology, 123, 81-90.

Hasan, M.A.M., Nasser, M., Ahmad, S. et Molla, K.I. (2016). Feature Selection for Intrusion Detection Using Random Forest. Journal of Information Security, 7: 129-140.

He, H. et Ma, Y. (2013). Imbalanced learning : Foundations, Algorithms and applications 1re éd. Wiley-IEEE Press, Hoboken, NJ, É.U.

Hebertson, E. G. et Jenkins, M. J. (2003). Historic climate factors associated with major avalanche years on the Wasatch Plateau, Utah. Cold Regions Science and Technology, 37(3), 315-332.

Hendrikx, J., Murphy, M. et Onslow, T. (2014). Classification trees as a tool for operational avalanche forecasting on the Seward Highway, Alaska. Cold Regions Science and Technology, 97:113-120.

Hendrikx, J., Owens, I., Carran, W. et Carran, A. (2005). Avalanche activity in an extreme maritime climate: The application of classification trees for forecasting. Cold Regions Science and Technology, 43(1-2), 104-116.

Hétu, B. (2007). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61(2-3), 165-180.

Hétu, B., Brown, K., et Germain, D. (2008). L'inventaire des avalanches mortelles au Québec depuis 1825 et ses enseignements. Proceedings of the 4th Canadian conference on geohazards, Université Laval, Québec.

Jaboyedoff, M. et Labiouse, V. (2011). Technical note: Preliminary estimation of rockfall runout zones. Natural Hazards and Earth System Science, 11:818-828.

Jamieson, B. et Stethem, C. (2002). Snow avalanche hazards and management in Canada: challenges and progress. Natural Hazards, 26(1), 35-53.

Jomelli, V., Delval, C., Grancher, D., Escande, S., Brunstein, D., Hetu, B., Filion, L. et Pech, P. (2007). Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. Cold Regions Science and Technology, 47(1-2), 180-192.

Kavzoglu, T. et Mather, P. M. (2002). The role of feature selection in artificial neural network applications. International Journal of Remote Sensing, 23(:2919-2937.

Kotsiantis, S. B. (2016). Supervised Machine Learning: A Review of Classification Techniques. Hyperfine Interactions, 237:1-8.

Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. et Satyawali, P. (2002a). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. Cold regions science and technology, 35(3), 147-167.

Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. et Fierz, C. (2002b). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. Cold Regions Science and Technology, 35(3), 169-184.

Li, L. et Pomeroy, J. W. (1997). Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. Journal of Applied Meteorology, 36(3), 205-213.

Locat, J., Lemieux, J.-M., Locat, A., Gauthier, F., Cloutier, C. et Demers, D. (2022). Considérations sur l'impact des changements climatiques sur les mouvements de masse au Québec. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Ma, Z., Mei, G., et Piccialli, F. (2021). Machine learning for landslides prevention: a survey. Neural Computing and Applications, 33:10881-10907.

McClung, D. M. (1999). The encounter probability for mountain slope hazards. Canadian Geotechnical Journal, 36(6), 1195-1196.

McClung, D. et Schaerer, P. A. (2006). The avalanche handbook. The Mountaineers Books.

McClung, D. M. et Tweedy, J. (1993). Characteristics of avalanching: Kootenay Pass, British Columbia, Canada. Journal of Glaciology, 39(132), 316-322.

Meloche, F. (2019). Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 100 p.

Menard, S. (2011). Standards for Standardized Logistic Regression Coefficients. Social Forces, 89: 1409-1428.

Mendeş, M., et Akkartal, E. (2009). Regression tree analysis for predicting slaughter weight in broilers. Italian Journal of Animal Science, 8:615-624.

Michoud, C., Derron, M. H., Horton, P., Jaboyedoff, M., Baillifard, F. J., Loye, A., Nicolet, P., Pedrazzini, A., et Queyrel, A. (2012). Rockfall hazard and risk assessments along roads at a regional scale: Example in Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12:615-629.

Midi, H., Sarkar, S. K., et Rana, S. (2010). Collinearity diagnostics of binary logistic regression model. Journal of Interdisciplinary Mathematics, 13:253-267.

Morin, A., Giroux, B. et Gauthier, F. (2022). Characterizing seismic activity from a rock cliff with unsupervised learning, the case of Gros-Morne, Haute-Gaspésie. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

MTMQ (2005). Atlas des zones et sites d'avalanches de neige sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie, Ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ).

Nguyen, Q. H., Ly, H. B., Ho, L. S., Al-Ansari, N., Van Le, H., Tran, V. Q., Prakash, I., et Pham, B. T. (2021). Influence of data splitting on performance of machine learning models in prediction of shear strength of soil. Mathematical Problems in Engineering, 2021:1-15.

Ozeki, T. et Akitaya, E. (1998). Energy balance and formation of sun crust in snow. Annals of Glaciology, 26, 35-38.

Peitzsch, E. H., Hendrikx, J., Fagre, D. B. et Reardon, B. (2012). Examining spring wet slab and glide avalanche occurrence along the Going-to-the-Sun Road corridor, Glacier National Park, Montana, USA. Cold regions science and technology, 78, 73-81.

Perla, R.I. (1970). On contributory factors in avalanche hazard evaluation. Canadian Geotechnical Journal, 7(4), 414-419.

Poggi, A. et Plas, J. (1969) Conditions météorologiques critiques pour le déclenchement des avalanches. Symp. Snow Avalanches Davos, IAHS, Pub, 69: 25–34.

Pomeroy, J. W. (1989). A process-based model of snow drifting. Annals of Glaciology, 13, 237-240.

Revuelto, J., Billecocq, P., Tuzet, F., Cluzet, B., Lamare, M., Larue, F. et Dumont, M. (2020). Random forests as a tool to understand the snow depth distribution and its evolution in mountain areas. Hydrological Processes, 34: 5384-5401.

Royer, A. et Lemieux, S. (2006). Mapping and classification of potential avalanche sites in the Chic-Chocs Mountains, Québec, Canada, using geographic information systems. In: Proceedings of the international snow science workshop 2006, Telluride.

Saito, T., et Rehmsmeier, M. (2015). The precision-recall plot is more informative than the ROC plot when evaluating binary classifiers on imbalanced datasets. PLoS ONE, 10:1-21.

Scarpato, D. J. et Woodard, M. J. (2014). Evaluation & Mitigation of Icefall Hazards Emanating from Rock Slopes. In 48th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. OnePetro.

Stethem, C., Jamieson, B., Schaerer, P., Liverman, D., Germain, D. et Walker, S. (2003). Snow avalanche hazard in Canada–a review. Natural Hazards, 28(2), 487-515.

Strobl, C., Boulesteix, A. L., Kneib, T., Augustin, T., et Zeileis, A. (2008). Conditional variable importance for random forests. BMC Bioinformatics, 9:1-11.

Veillette, J.J. et Cloutier, M. (1993). Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Commission Géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, Ottawa, Carte 1804A, échelle 1/250 000.

Ward, R.G.W. (1984). Avalanche prediction in Scotland: II. Development of a predictive model. Applied Geography, 4(2), 109-133.

Williams K (1998) An overview of avalanche forecasting in North America. Proceedings of the international snow science workshop, Sunriver, Oregon.

Yoo, W., A. Brien, F., L. Cote, M., et Schwartz, A. (2012). A Comparison of Logistic Regression, Logic Regression, Classification Tree, and Random Forests to Identify Effective Gene-Gene and Gene-Environmental Interactions Wonsuk. International journal of applied science and technolog, 2: 268-294.

Annexes

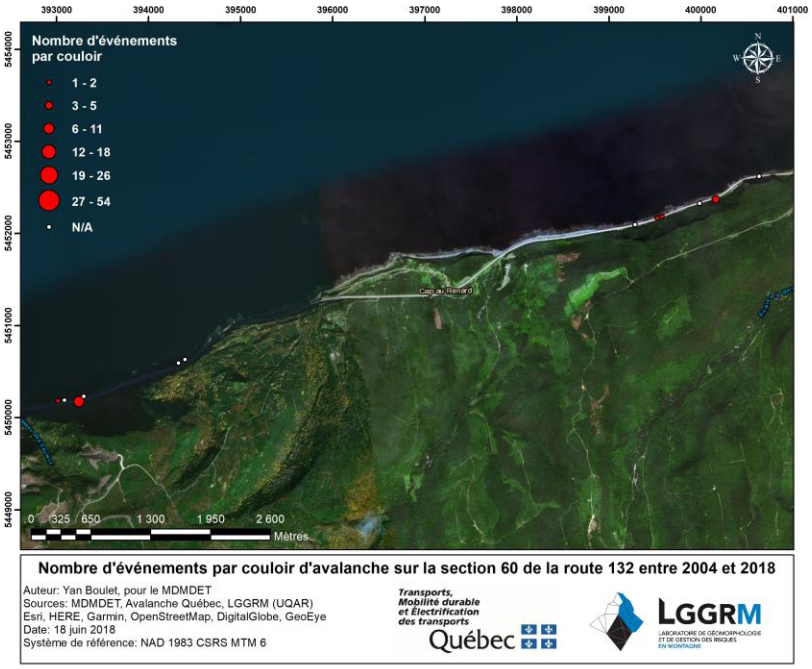


Figure A1. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 60 de la route 132 entre 2004 et 2018.

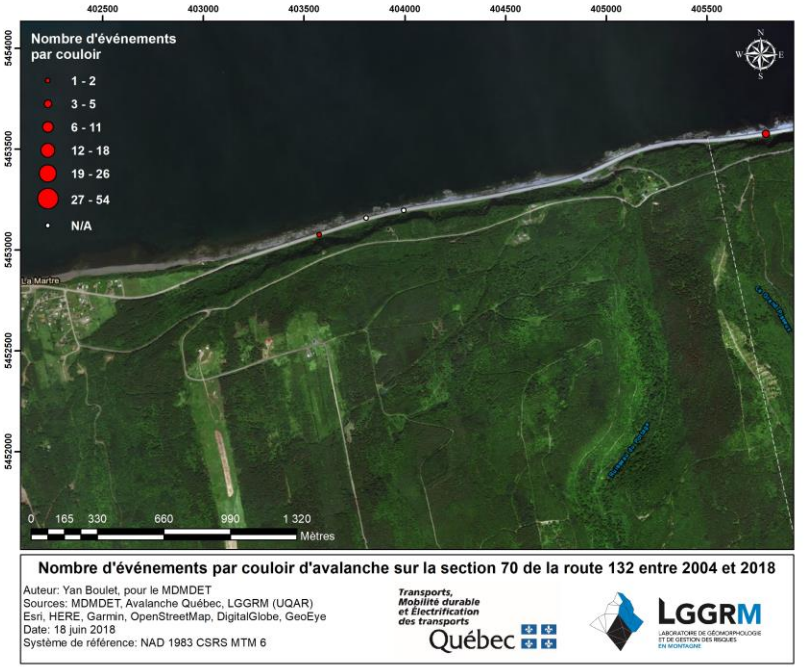


Figure A2. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 70 de la route 132 entre 2004 et 2018.

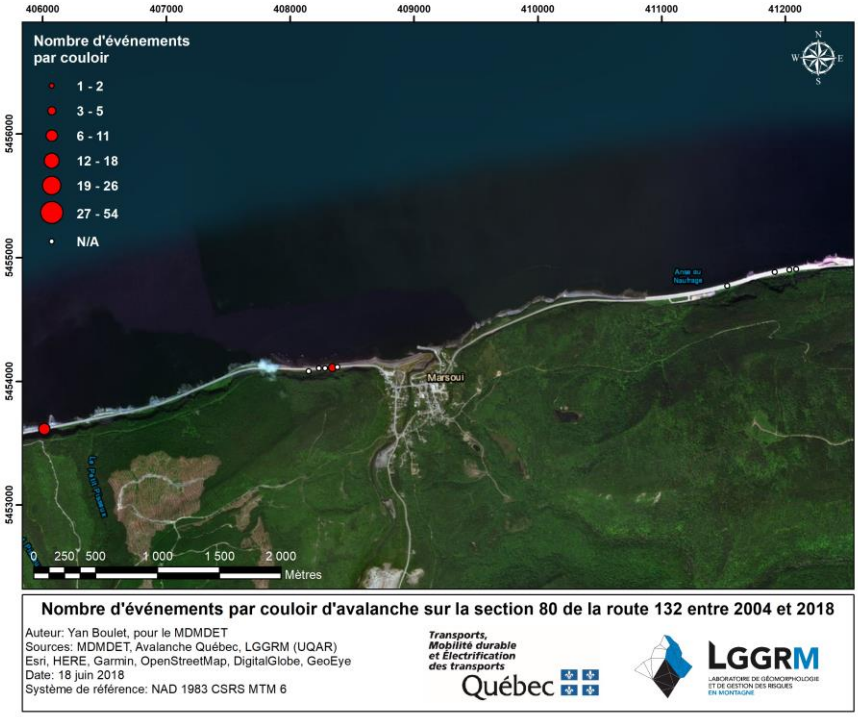


Figure A3. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 80 de la route 132 entre 2004 et 2018.

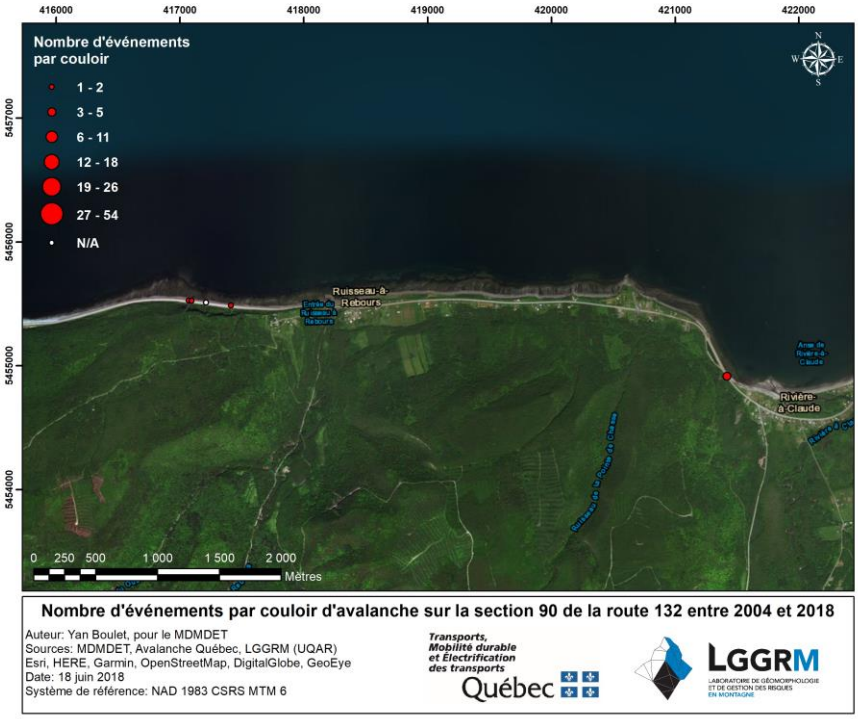


Figure A4. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 90 de la route 132 entre 2004 et 2018.

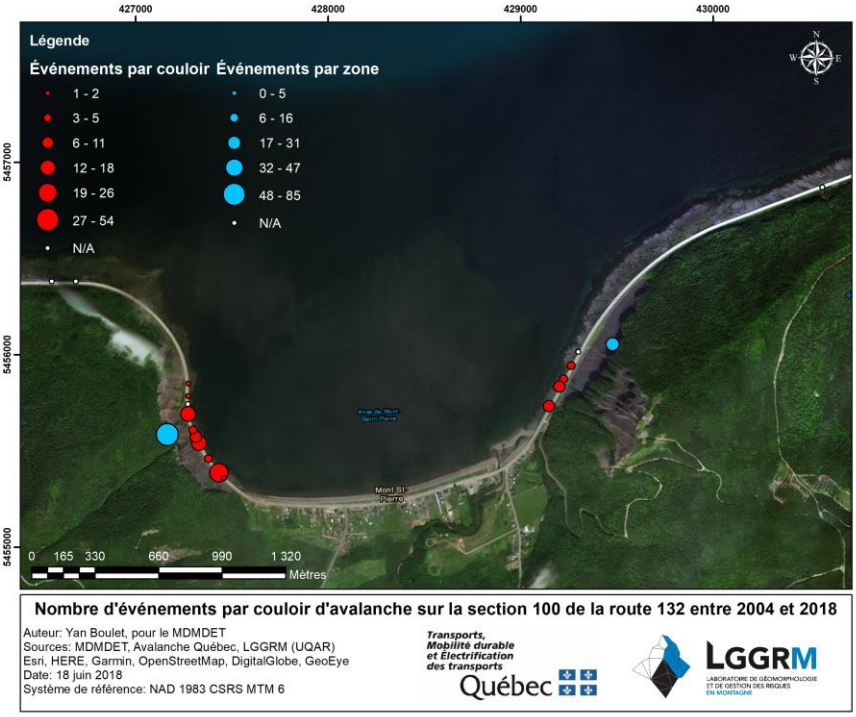


Figure A5. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 100 de la route 132 entre 2004 et 2018.

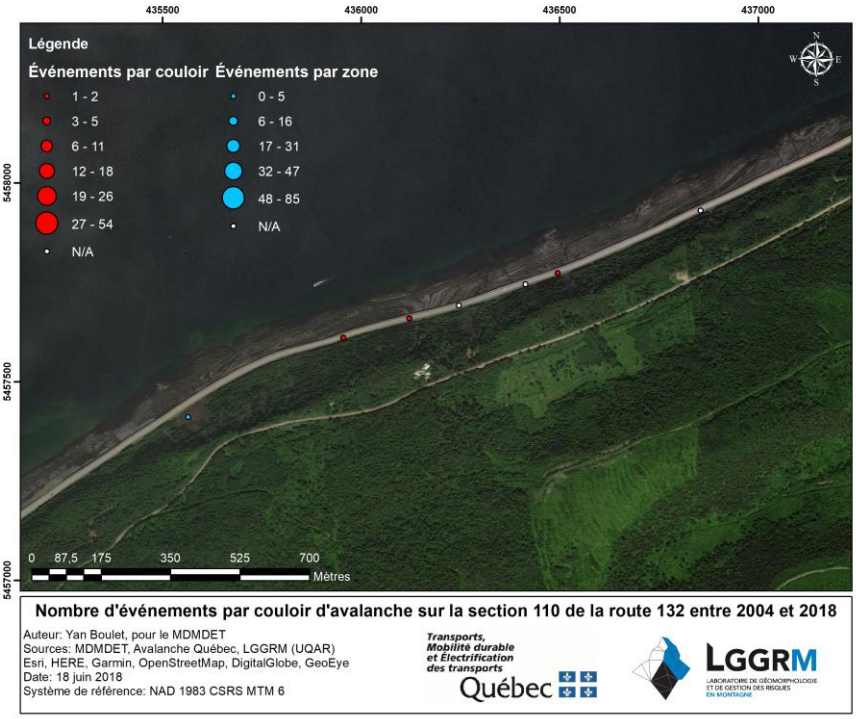


Figure A6. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 110 de la route 132 entre 2004 et 2018.

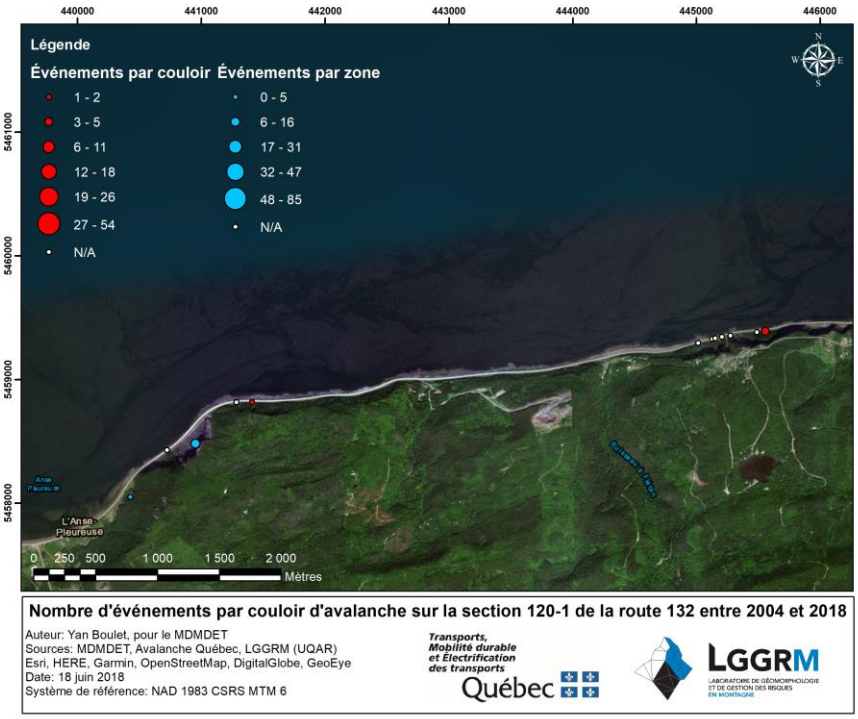


Figure A7. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 120 entre L'Anse-Pleureuse et Gros-Morne de la route 132 entre 2004 et 2018.

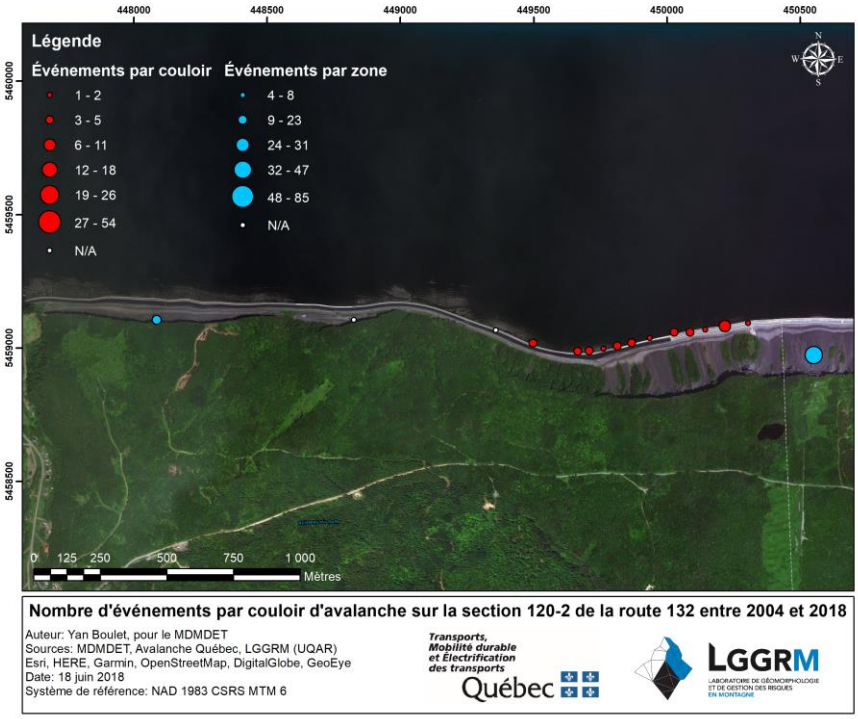


Figure A8. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 120 à l'est de Gros-Morne de la route 132 entre 2004 et 2018.

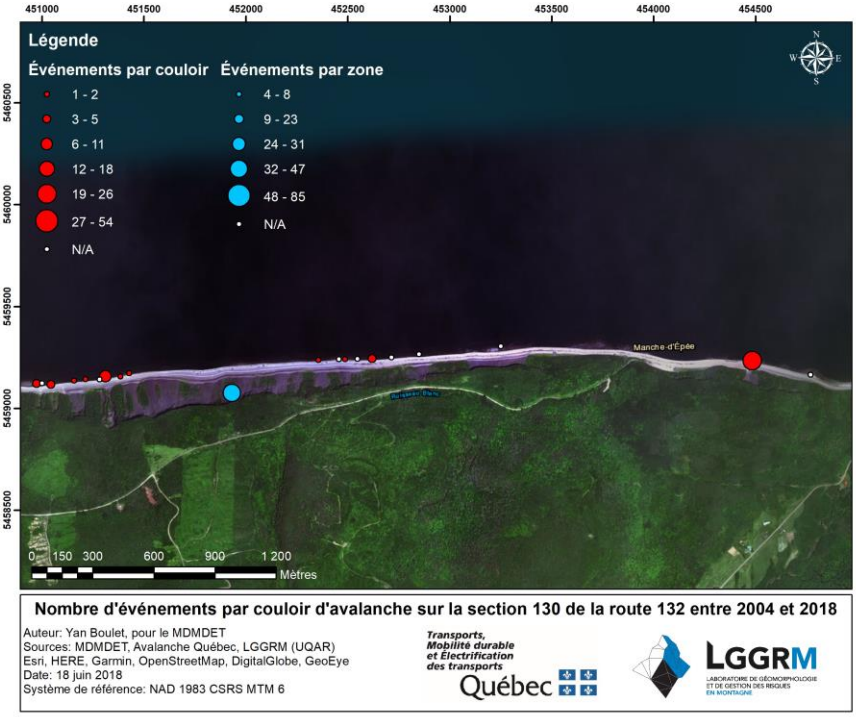


Figure A9. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 130 de la route 132 entre 2004 et 2018.

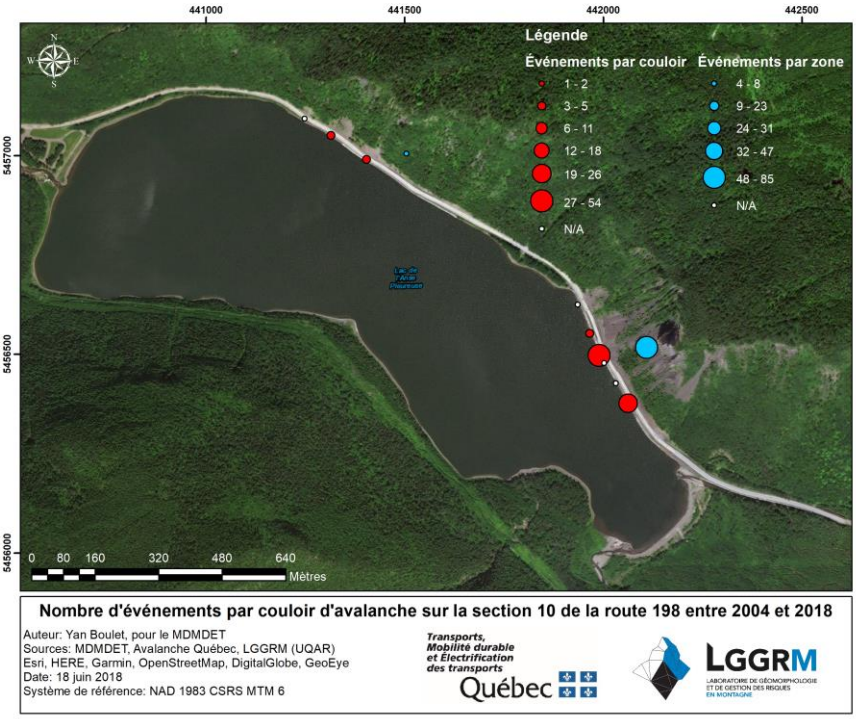


Figure A10. Nombre d'événements par couloir d'avalanche sur la section 10 de la route 198 entre 2004 et 2018.

Tableau A1. Importance cumulée (FI) des variables sélectionnées par les FA et dénombrement (Count) des variables pré-sélectionnées par le RFE et utilisées en intrant des modèles RL et RN pour l'entrainement des modèles sur la 132 (à gauche) et la 198 (à droite) sur la variable événementielle F1. En gras : les variables sélectionnées pour tester le modèle expert.

Modèles route 132					
Variables	FI	Rank FI	Count	Rank Count	Indice
Int_neige_12h/24h	3.15	1	5	8	9
SnowDriftIndex_72h	1.89	3	7	7	10
Neige_120h	1.02	9	30	1	10
Int_neige_8h/24h	1.03	8	14	3	11
SnowDriftIndex_24	2.72	2	2	11	13
Neige_72h	**1.35**	**6**	**7**	**7**	**13**
Tmax_12h/24h	1.14	7	1	12	19
Int_neige_12h/48h	0.90	12	7	7	19
SnowDriftIndex_96h	0.79	14	9	5	19
VV_Moy_24h	0.77	17	16	2	19
Tmax_4h/48h	1.01	10	3	10	20
Tmoy-1j	0.92	11	4	9	20
Int_neige_4h/48h	0.86	13	5	8	21
VV_Raf_Max	0.77	15	2	11	26
Int_neige_4h/24h	0.77	16	3	10	26
Neige_48h	0.68	24	10	4	28
Int_neige_1h/24h	0.74	19	1	12	31
Tmax_48h	0.74	20	1	12	32
Tmax_96h	0.72	21	2	11	32
Neige_96h	0.72	22	3	10	32
SnowDriftIndex_120h	0.71	23	2	11	34
Tmoy_48h	**0.67**	**26**	**3**	**10**	**36**
DTR_j-3	0.62	32	9	5	37
Tmoy_72h	0.63	30	3	10	40
Tmax-2j	0.64	29	1	12	41
Tmoy_96h	0.62	34	4	9	43
DTR_j-2	0.60	35	4	9	44
Tmoy-2j	0.53	44	16	2	46
Tmin_8h/24h	0.59	36	2	11	47
DTR_j	0.58	39	4	9	48
Tmin_4h/24h	0.59	37	1	12	49
DTR_j-1	0.53	45	8	6	51
Tmax-1j	0.57	41	2	11	52
Tmax_8h/24h	0.49	47	1	12	59
DV_Raf_Max	0.48	48	2	11	59
Tmoy_120h	0.48	49	1	12	61
Tmin_24h	0.42	55	1	12	67
Tmoy_24h	0.41	57	3	10	67
SnowDriftIndex_48h	0.40	59	4	9	68
Pluie_96h	0.33	63	2	11	74
Int_pluie_1h/48h	0.26	67	1	12	79
Int_pluie_8h/24h	0.18	72	1	12	84
Int_neige_1h/48h	1.50	4	#N/A	#N/A	#N/A
Neige_24h	**1.38**	**5**	**#N/A**	**#N/A**	**#N/A**

Modèles route 198					
Variables	FI	Rank FI	Count	Rank Count	Indice
Neige_72h	**2.24**	**3**	**14**	**4**	**7**
Neige_120h	1.57	9	17	2	11
DTR_j-3	1.56	10	24	1	11
Int_neige_12h/24h	5.20	1	3	11	12
Neige_24h	**3.25**	**2**	**4**	**10**	**12**
SnowDriftIndex_72h	2.15	5	6	8	13
Int_neige_8h/24h	1.69	8	6	8	16
Int_neige_4h/24h	1.06	14	16	3	17
SnowDriftIndex_24h	1.91	6	1	13	19
SnowDriftIndex_120h	1.28	13	10	6	19
Int_neige_4h/48h	1.89	7	1	13	20
Int_neige_12h/48h	1.54	11	5	9	20
Int_neige_8h/48h	0.88	16	7	7	23
Neige_48h	1.37	12	2	12	24
DTR_j	0.77	19	11	5	24
SnowDriftIndex_96h	0.85	18	7	7	25
Int_neige_1h/24h	0.88	15	3	11	26
Neige_96h	0.86	17	3	11	28
SnowDriftIndex_48h	0.59	23	10	6	29
DV_Raf_Max	0.66	22	2	12	34
Tmax_96h	0.41	32	1	13	45
Tmoy-2j	0.39	36	5	9	45
Tmax_12h/24h	0.40	33	1	13	46
Tmax_4h/24h	0.38	37	3	11	48
DTR_j-2	0.37	39	1	13	52
Tmoy_48h	**0.36**	**42**	**1**	**13**	**55**
Tmax-3j	0.34	44	3	11	55
Tmax_8h/24h	0.32	45	2	12	57
Tmoy-3j	0.24	51	1	13	64
Int_pluie_8h/48h	0.21	57	1	13	70
Tmoy_72h	0.21	58	1	13	71
Tmin_120h	0.18	60	2	12	72
Int_pluie_1h/48h	0.07	71	1	13	84

Tableau A2. Performances des modèles sur la variable événementielle F0 pour la route 132. En gras, les meilleurs F1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles pour la route 132 (variable F0) (Train : N = 134 [0 = 64, 1 = 70]; Test : N = 479 [0 = 447, 1 = 32])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	51	21	0.79	0.70	0.80	0.20	0.21	0.74	0.75	Int_pluie_1h/48h Neige_48h DTR_j-3 VV_Moy_24h Neige_120h Tmoy-2j
		13	49								
	Test	396	8	0.32	0.75	0.89	0.11	0.68	0.45	**0.82**	
		51	24								
AC	Train	57	23	0.87	0.67	0.89	0.11	0.13	0.76	0.78	SnowDriftIndex_24h Int_pluie_4h/24h
		7	47								
	Test	394	10	0.29	0.69	0.88	0.12	0.71	0.41	0.78	
		53	22								
FA	Train	53	16	0.83	0.77	0.83	0.17	0.17	0.80	0.80	Int_neige_4h/24h Int_neige_1h/24h Int_neige_12h/24h […]
		11	54								
	Test	394	8	0.31	0.75	0.88	0.12	0.69	0.44	**0.82**	
		53	24								
RN	Train	52	23	0.80	0.67	0.81	0.19	0.20	0.73	0.74	Neige_48h Int_pluie_1h/48h DTR_j-3 VV_Moy_24h Neige_120h Tmoy-2j
		12	47								
	Test	399	8	0.33	0.75	0.89	0.11	0.67	**0.46**	**0.82**	
		48	24								

Tableau A3. Performances des modèles sur la variable événementielle F0 pour la route 198. En gras, les meilleurs F1 et AUC des jeux de données de validation.

Modèles pour la route 198 (variable F0) (Train : N = 62 [0 = 31, 1 = 31]; Test : N = 479 [0 = 461, 1 = 18])											
AA	**Jeu de données**	**Matrice de confusion**		**Indicateurs de performance**							**Variables** En ordre d'importance (sauf pour les RN) FA utilisent la totalité des variables
		TN	FN	**Prec**	**TPR**	**PON**	**FPR**	**FAR**	**F_1**	**AUC**	
		FP	TP								
RL	Train	25	10	0.78	0.68	0.81	0.19	0.22	0.72	0.74	Neige_72h DV_Raf_Max Int_neige_4h/48h DTR_j-1 SnowDriftIndex_48h
		6	21								
	Test	428	6	0.27	0.67	0.93	0.07	0.73	**0.38**	**0.80**	
		33	12								
AC	Train	31	10	1.00	0.68	1.00	0.00	0.00	0.81	0.84	Int_neige_12h/24h
		0	21								
	Test	424	7	0.23	0.61	0.92	0.08	0.77	0.33	0.77	
		37	11								
FA	Train	28	4	0.90	0.87	0.90	0.10	0.10	0.89	0.89	Int_neige_12h/24h Int_neige_4h/24h Neige_24h […]
		3	27								
	Test	421	7	0.22	0.61	0.91	0.09	0.78	0.32	0.76	
		40	11								
RN	Train	29	11	0.91	0.65	0.94	0.06	0.09	0.75	0.79	Int_neige_8h/24h SnowDriftIndex_96h Neige_120h DTR_j-3 DV_Raf_Max
		2	20								
	Test	432	7	**0.28**	0.61	0.94	0.06	0.73	**0.38**	0.77	
		29	11								

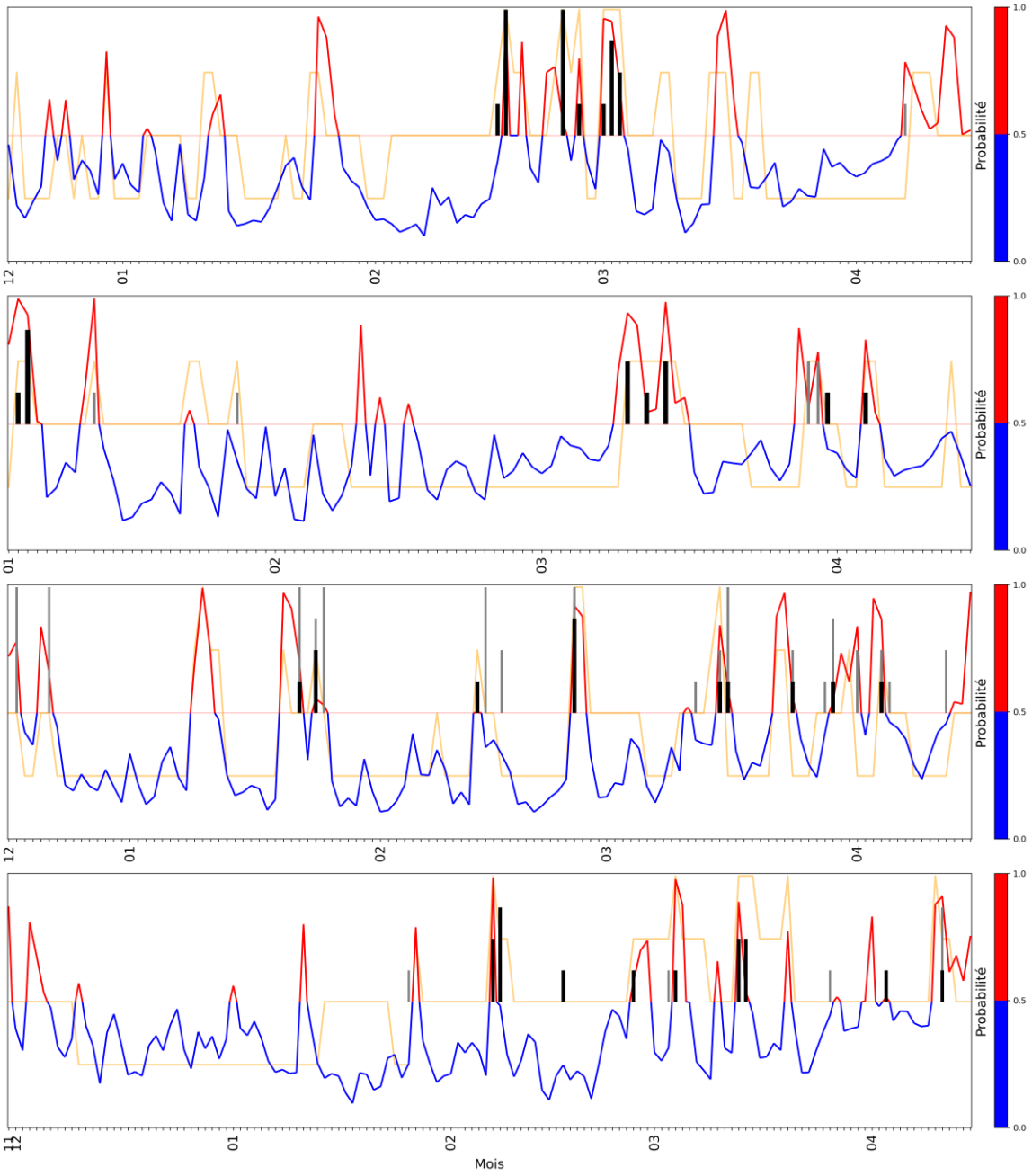


Figure A11. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 132 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RL entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

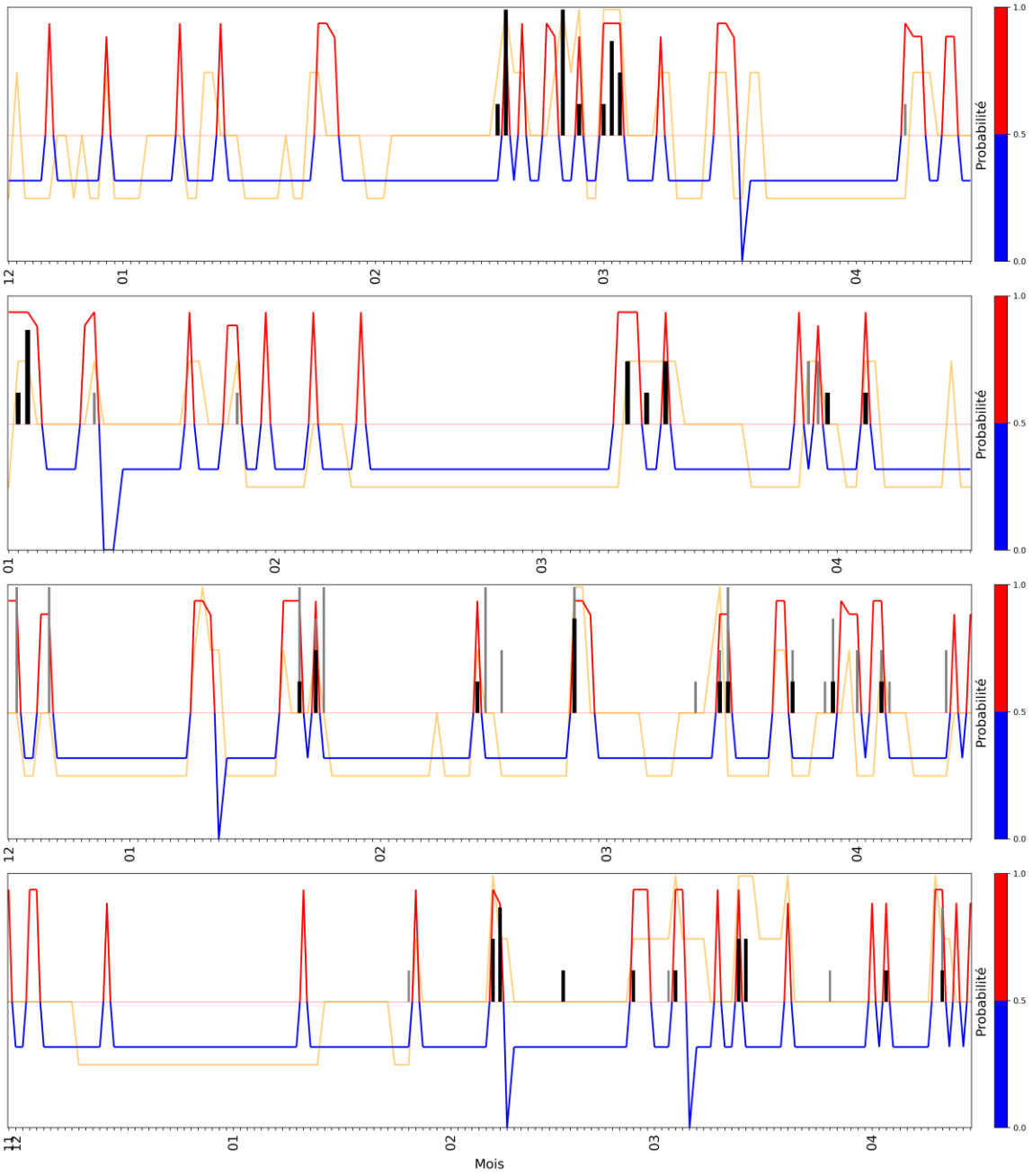


Figure A12. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 132 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert AC entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

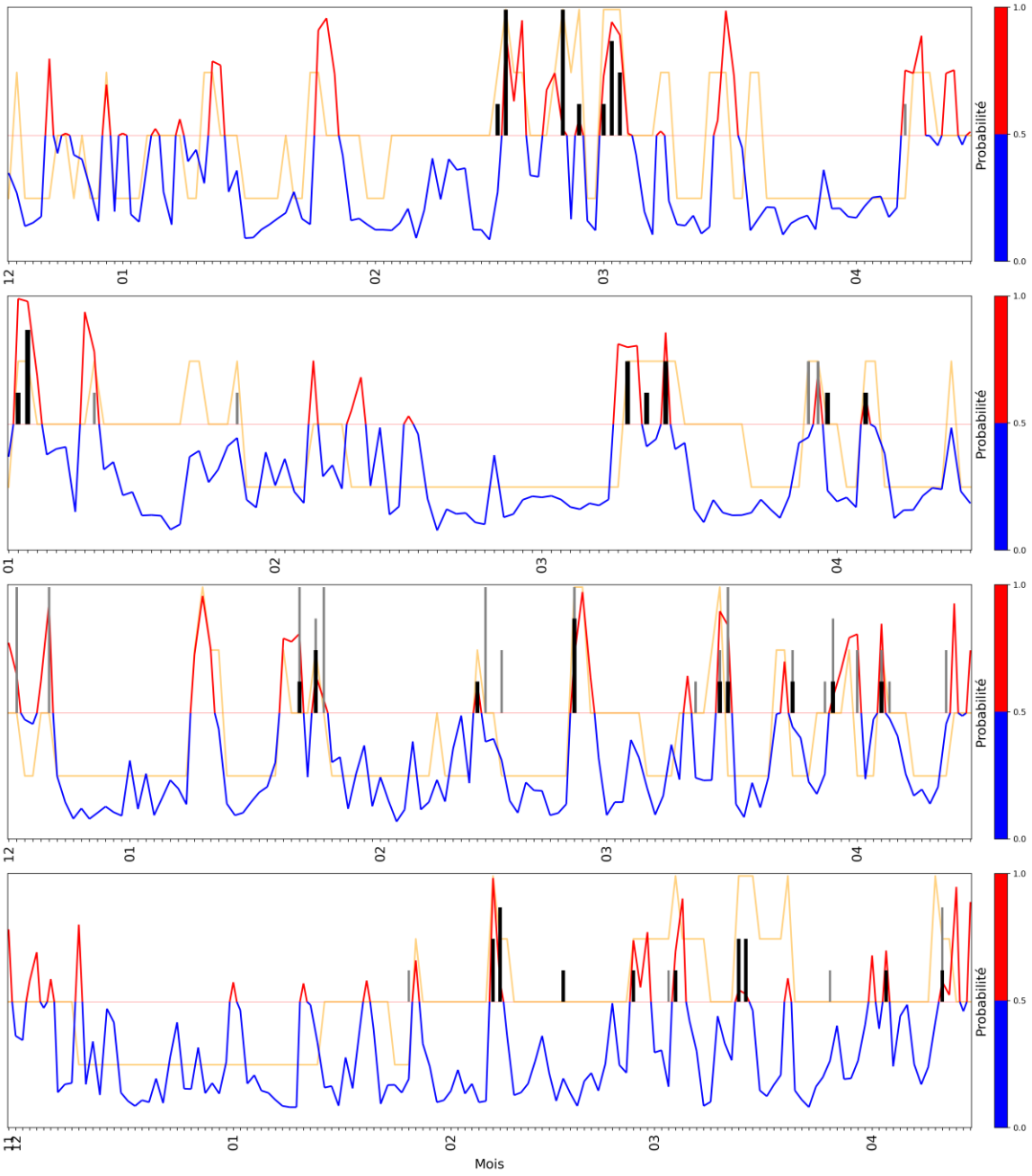


Figure A13. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 132 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert FA entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

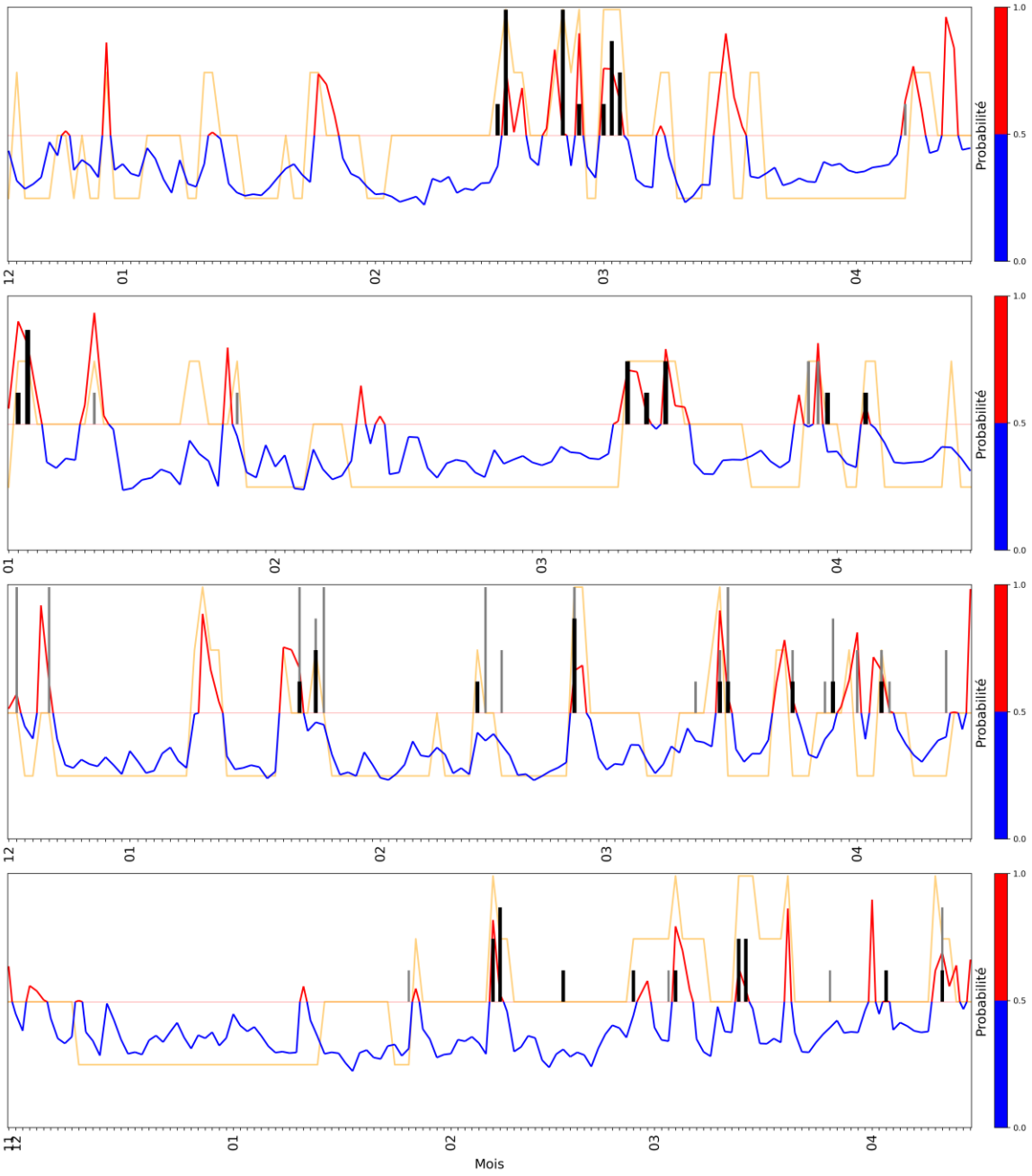


Figure A14. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 132 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RN entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

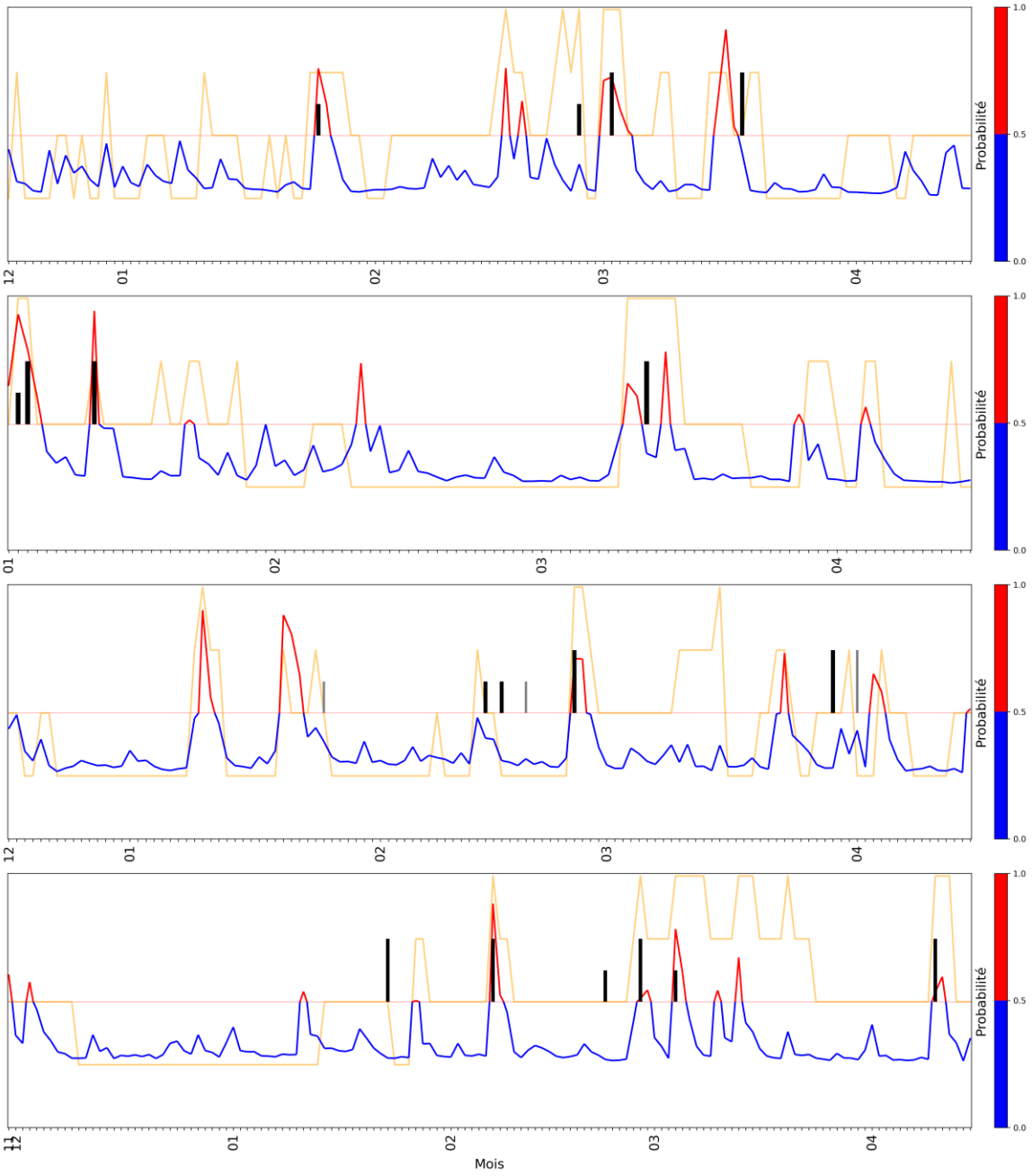


Figure A15. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 198 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RL entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

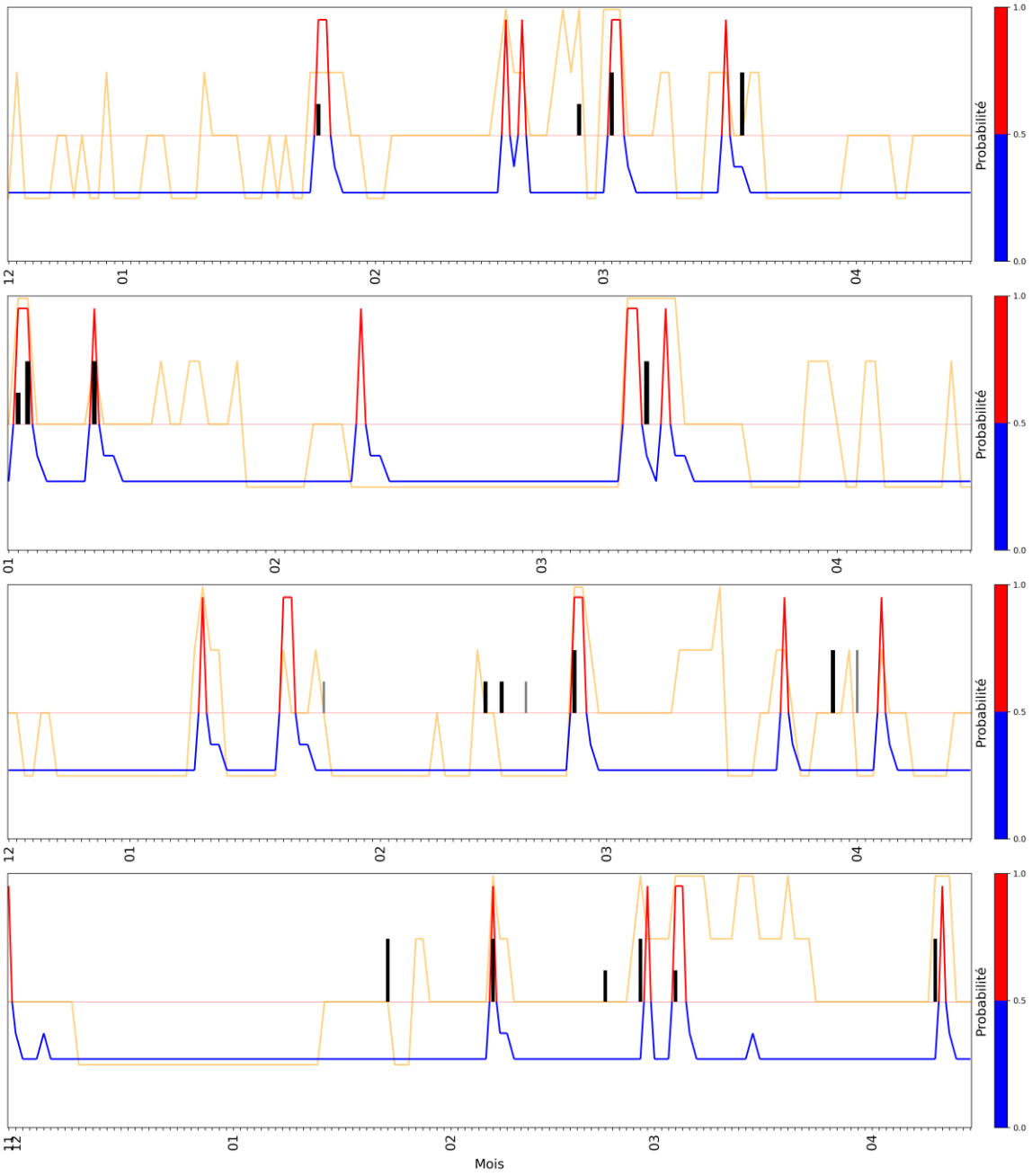


Figure A16. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 198 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert AC entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

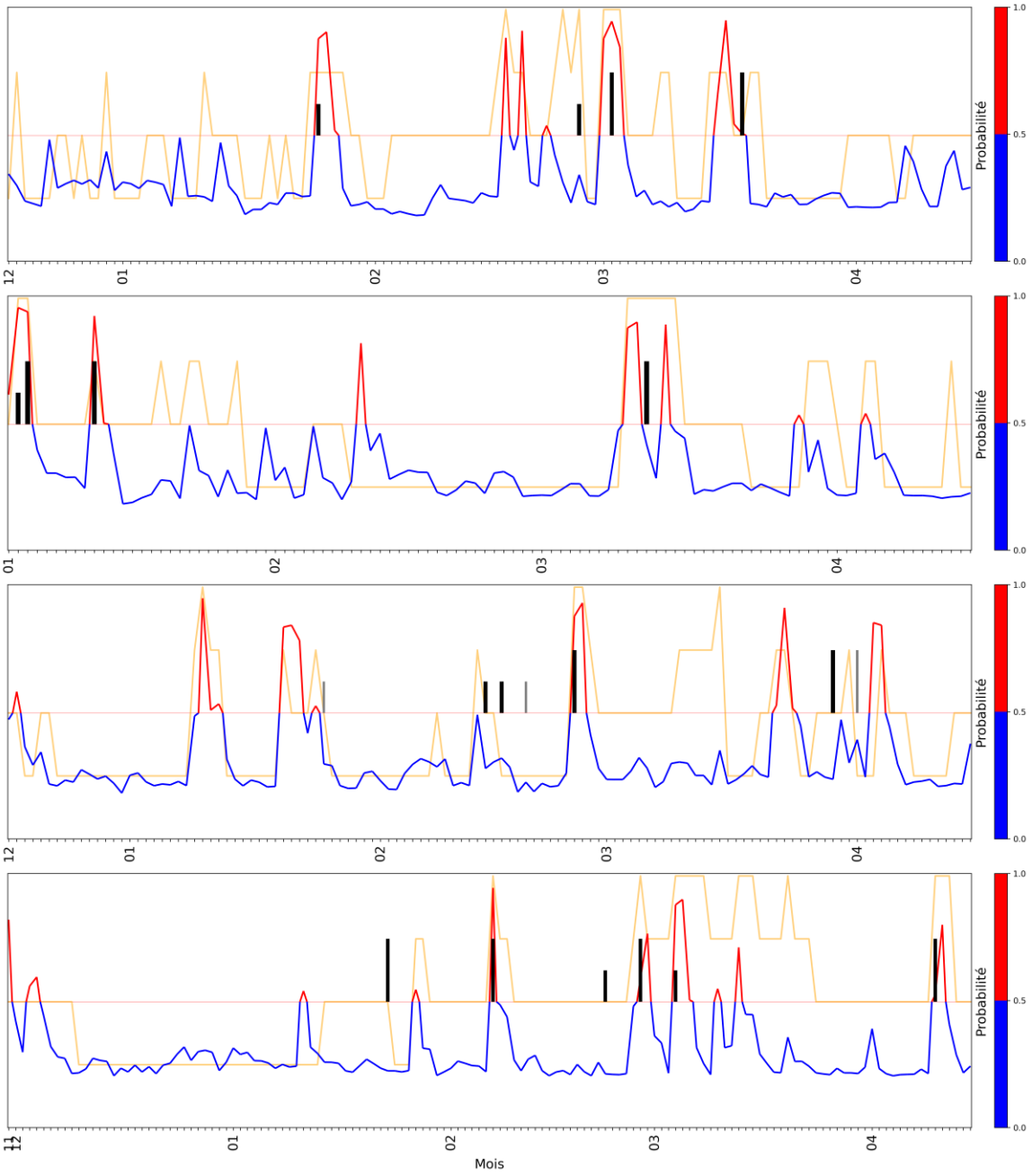


Figure A17. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 198 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert FA entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

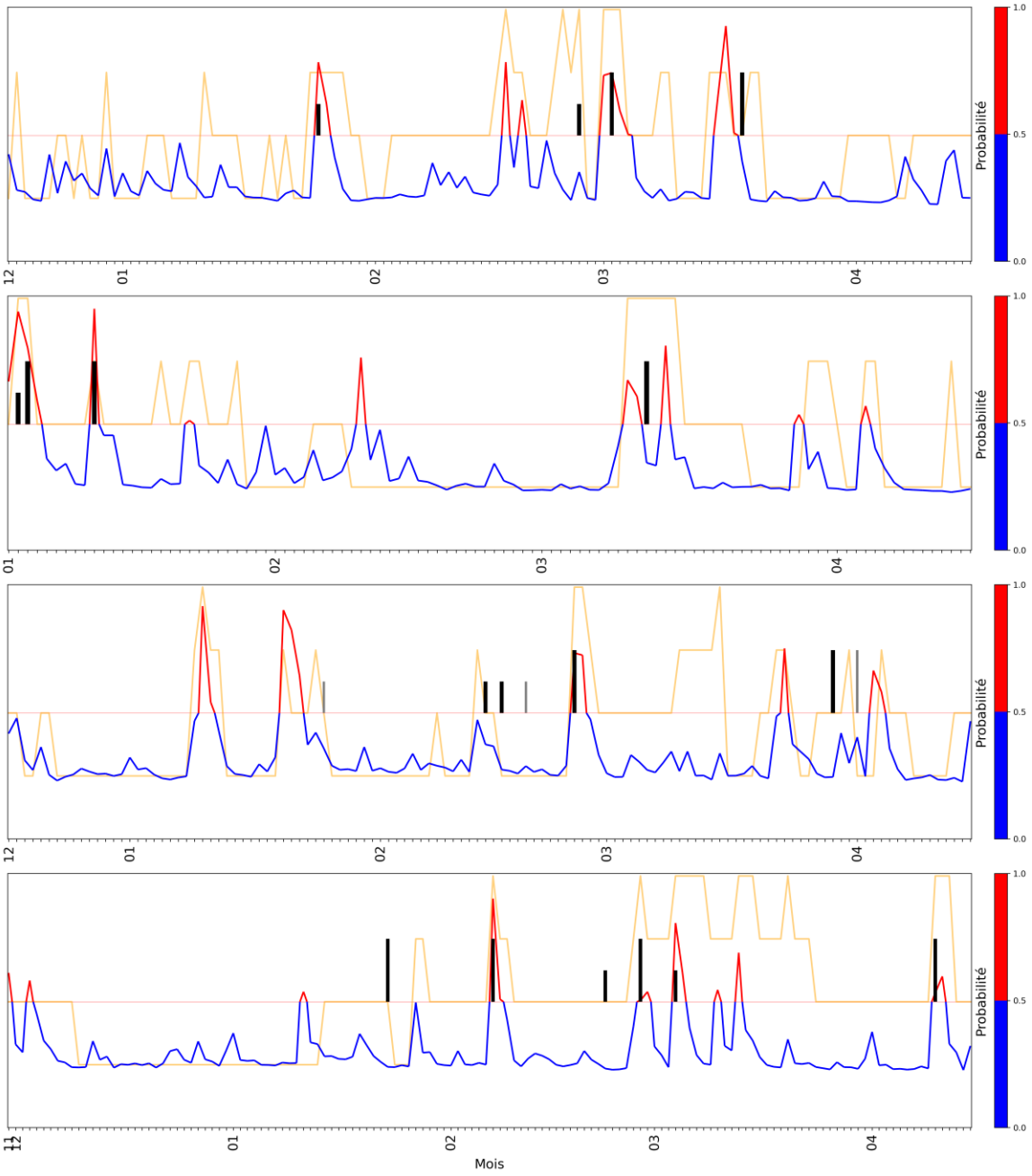


Figure A18. Prévision *a posteriori* des avalanches de neige sur la route 198 pour les hivers 2012-2013, 2014-2015, 2016-2017, 2018-2019 et 2019-2020. Probabilité calculée avec le modèle expert RN entrainé sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge. Prévision émise par Avalanche Québec en orange : faible (25%), modéré (50%), considérable (75%) et élevé (100%). Les journées événementielles (occurrence d'une avalanche ou plus sur la route) sont représentées par les histogrammes noirs et les avalanches de neige qui n'ont pas atteint la route par les histogrammes gris. La hauteur des histogrammes correspond aux classes de fréquence suivante : 1 avalanche (0,125), 2 à 5 avalanches (0,25), 6 à 10 avalanches (0,625) et 11 avalanches et plus (1).

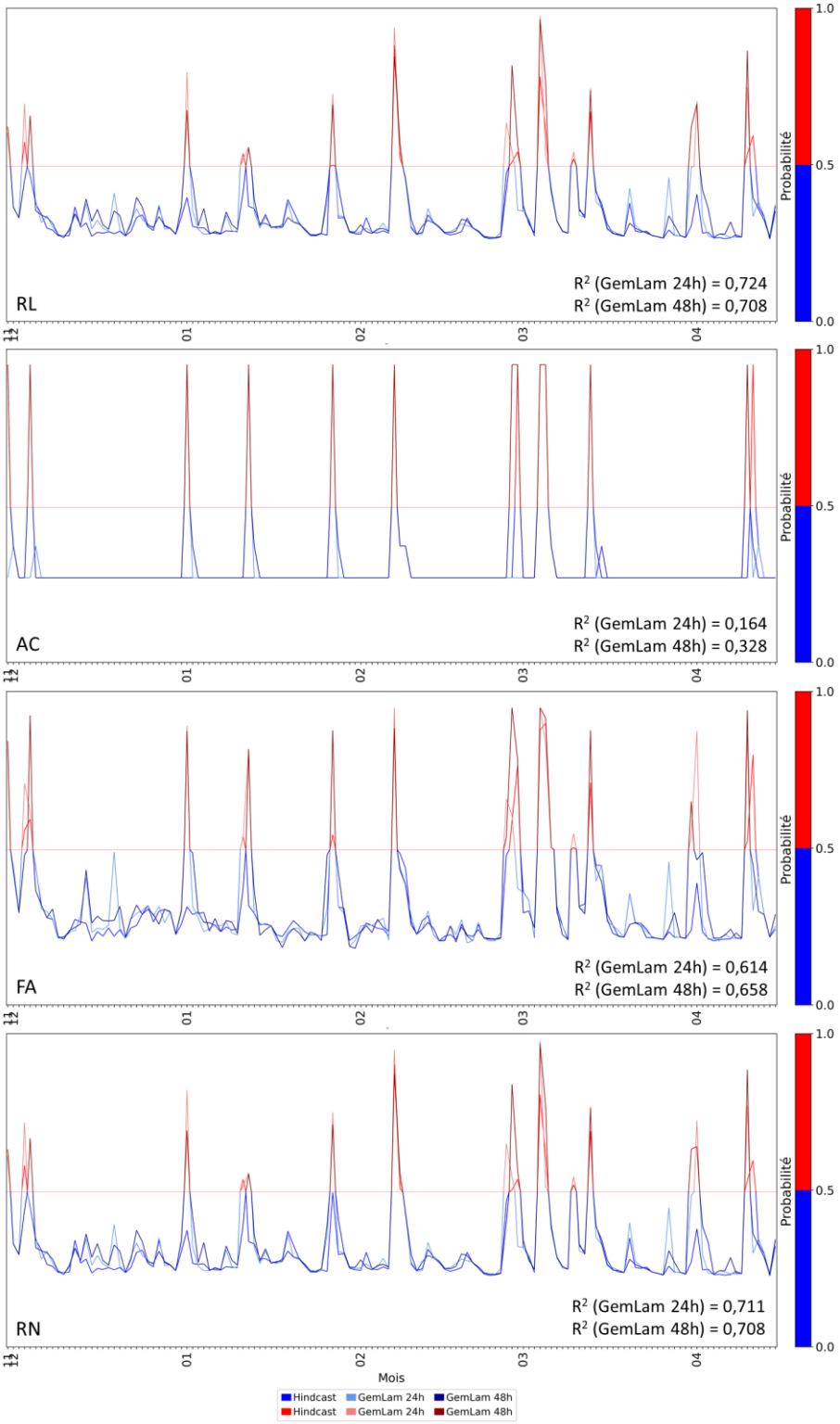


Figure A19. Prévision *a posteriori* (*hindcast*) et avec le modèle de prévision météorologique HRDPS GEM-LAM 24h et 48h des avalanches de neige sur la route 198 à l'hiver 2019-2020. Probabilité calculée avec les modèles experts RL, AC, FA et RN entrainés sur la variable F1. Prévision de non-événement en bleu et d'événement en rouge.

Chapitre 9. Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques des pluies torrentielles responsables des aléas hydrogéomorphologiques en Haute-Gaspésie (Québec).

Chapitre 9

Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques des pluies torrentielles responsables des aléas hydrogéomorphologiques en Haute-Gaspésie (Québec)

Yan Boulet[1,2], Francis Gauthier[1], Thomas Buffin-Bélanger[2]

[1] Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada
[2] Laboratoire de géomorphologie et dynamique fluviale (LGDF), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

Les précipitations de forte intensité, aussi appelées pluies torrentielles, représentent la principale cause des crues soudaines (Davis, 2001; Borga et al., 2014), des coulées de débris (Crosta et Frattini, 2001; Borga et al., 2014) et des glissements de terrain (Crosta et Frattini, 2001; Guzzetti et al., 2007) en milieu montagneux. Ces aléas mettent en péril la sécurité des personnes et causent des dégâts aux infrastructures, notamment les routes longeant les versants et traversant les cours d'eau réactifs.

Depuis quarante ans, en Haute-Gaspésie, un grand nombre d'événements de pluie ont provoqué des crues torrentielles suffisamment intenses pour causer des dégâts substantiels. La majorité de ces événements ont été causés par le passage de cyclones tropicaux comme Arthur (2014), Dorian (2019) et Ida (2021) ou par des systèmes convectifs intenses et de courte durée. On peut supposer avec quasi-certitude que la fréquence et l'intensité des plus importants cyclones (catégories 4 et 5) de l'Atlantique Nord ont augmenté depuis les années 1970 (Goldenberg et al., 2001; Vimont et Kossin, 2007; Mann et Emanuel, 2006; Saunders et Lea, 2008).

Dans une perspective de changements climatiques où l'intensité et la fréquence des cyclones est en augmentation, il est probable que les précipitations nécessaires pour déclencher les aléas hydrogéomorphologiques (HGM) se produisent plus fréquemment dans le futur. De plus, d'ici 2100, des changements significatifs pourraient survenir dans le patron spatial des précipitations. En effet, Hayhoe et al. (2008) estiment que la portion nord du nord-est des États-Unis (de la Pennsylvanie au Maine) sera moins arrosée de 50 à 100 mm durant l'été entre 1990 et 2100. En revanche, la portion sud de cette région recevrait plus de précipitations. Une intensification des événements de précipitations en milieu côtier et une diminution de l'intensité des événements à l'intérieur des terres sont aussi probables (Hayhoe et al., 2008). Les changements dans les conditions hydroclimatiques affecteraient le cycle de l'eau au point où les événements de précipitations extrêmes seraient d'une intensité inégalée avec les conditions climatiques actuelles (Giorgi et al., 2019). Les jeux de données de précipitations issues de projections climatiques sont normalement basés sur les scénarios Representative Concentration Pathway (RCP) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). La majorité des données montrent

que les extrêmes quotidiens augmentent qu'on utilise le scénario RCP 4,5 ou 8,5 pour les États-Unis, avec une hausse plus marquée pour RCP 8,5 (Lopez-Cantu et al., 2020).

Pour permettre aux autorités d'agir quand le risque pour la population et les infrastructures est élevé, des seuils intensité – durée ont été proposés pour identifier les événements pouvant causer des glissements de terrain superficiels (Guzzetti et al., 2007; Crosta et Frattini, 2001), des coulées de débris (Innes, 1983) ou les deux à la fois (Caine, 1980; Guzzetti et al., 2008) à différentes échelles spatiales. Ces seuils sont définis par l'intensité moyenne (mm/h) et la durée (h) des événements de pluie. Les seuils développés pour une échelle spatiale globale ont tendance à être plus bas que les seuils régionaux ou locaux (Guzzetti et al., 2007). Toutefois, les seuils établis dans une région donnée peuvent difficilement être transposés à une autre région compte tenu de la variabilité inter-régionale dans la météo, le climat et les différences morphologiques et lithologiques (Guzzetti et al., 2007). Là où des données de précipitations horaires ne sont pas disponibles, des seuils prenant en compte le total des précipitations et la durée en jours peuvent être utilisés (Leonarduzzi et al., 2017). La distance entre l'aléa HGM et la station où les précipitations sont enregistrées doit être prise en considération dans l'identification des seuils de déclenchement. Une distance optimale inférieure à 10 km a été proposée par Vaz et al. (2018) pour la région de Lisbonne. Ils soutiennent toutefois que cette distance pourrait être étendue à 50 km en conservant un niveau de confiance acceptable. Ces valeurs sont influencées par les conditions climatiques et physiographiques et sont donc propres à la région étudiée. Elles donnent cependant une idée de l'ordre de grandeur de la distance à considérer.

Puisqu'il existe une variabilité spatiotemporelle dans les données de précipitations, l'utilisation d'un pluviomètre unique entraîne généralement une sous-estimation dans les mesures (Syed et al., 2003). Il importe donc d'obtenir des données fiables et distribuées dans l'espace pour limiter l'incertitude associée à cette variabilité, surtout que les zones les plus arrosées sont souvent associés aux points d'initiation des coulées de débris (Marra et al. 2016). L'utilisation d'un réseau de plusieurs stations n'est toutefois pas gage de succès puisque la variabilité spatiale reste considérable, même à une échelle inférieure à 5 km^2 (Krajewski et al., 2003; Ciach et Krajewski, 2006). Enfin, la qualité des seuils déclencheurs est affectée par la non-stationnarité des données de précipitations qui entraîne une sous-estimation dans les mesures effectuées par un pluviomètre (Marra et al., 2017).

Les objectifs de ce chapitre sont de (1) proposer des seuils de déclenchement des aléas HGM pour le nord de la Gaspésie, (2) discuter de l'effet de la variabilité spatiotemporelle des précipitations sur la capacité prédictive des événements torrentiels, et (3) discuter de l'effet des changements climatiques sur la fréquence, l'intensité et la durée des pluies torrentielles.

2. Territoire à l'étude

Le territoire nord-gaspésien est formé d'un littoral dynamique et d'une succession de vallées et de plateaux aux altitudes modestes (0-400m) façonnés par les dernières glaciations (Hétu et Gray, 1985, 2000). Les fortes pentes des bassins-versants et la distribution de sources importantes de sédiments rendent les cours d'eau des vallées principales et de leurs tributaires particulièrement sensibles aux aléas hydrométéorologiques (Maltais et al., 2022).

Le climat y est contrasté en raison de l'influence des masses d'air provenant de l'arctique et des dépressions remontant la côte est américaine (Hétu et Vandelac, 1989). L'influence maritime sur

le climat y est également non négligeable. Les étés y sont habituellement frais et les hivers froids (Fortin et al., 2015). Les précipitations sont importantes tout au long de l'année, généralement solides entre novembre et avril et liquides entre mai et octobre (Hétu et Vandelac, 1989). La figure 1 présente les stations météorologiques du Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques (MELCC) et d'Environnement Canada en plus de celles du Laboratoire de Géomorphologie et de Gestion des Risques en Montagne (LGGRM). Ces deux réseaux de stations permettent d'effectuer des analyses à l'échelle régionale et locale respectivement.

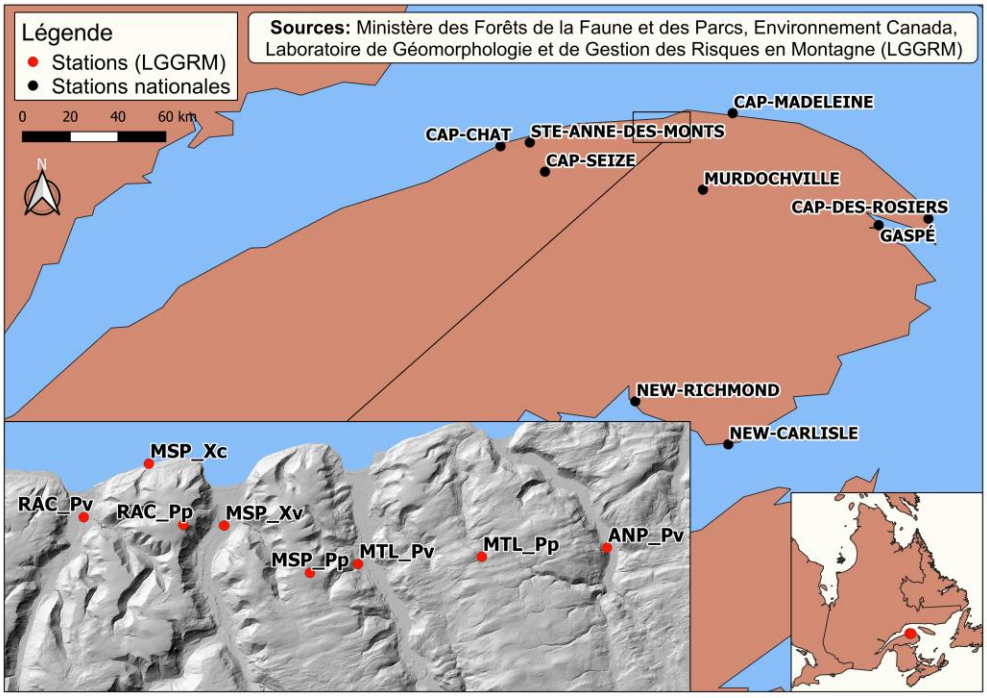


Figure 1. Carte de localisation des stations météorologiques des réseaux nationaux (Environnement Canada et MELCC) (a) et du LGGRM (b).

3. Les événements de pluie torrentielle

Un inventaire des événements torrentiels ayant causé des aléas HGM dans le nord de la Gaspésie a été effectué entre 1979 et 2008 (Fortin et al., 2015). Le LGGRM a pris le relais depuis 2009 pour mettre sur pied une base de données des événements torrentiels connus pour avoir causé ces aléas (Tab. 1). Les données de précipitations figurant au tableau 1 sont celles enregistrées à la station météorologique la plus près, soit celle de Cap-Madeleine. Les aléas ont été identifiés lors de visites sur le terrain pendant et après les événements.

Tableau 4. Événements torrentiels connus et aléas hydrogéomorphologiques observés. Les données de précipitations proviennent de la station de Cap-Madeleine (vert=oui, rouge=non, gris=?) (CD=coulée de débris, GT=glissement de terrain, AT=activité torrentielle (cône), IR=inondation en rivière).

Dates	Type de système	Total (mm)	Durée (h)	Intensité moy (mm/h)	Intensité max (mm/h)	Aléas HGM			
						CD	*GT*	*AT*	*IR*
août 1979		54,9	16	3,43	8,4				
juillet 1980	Dépression (système régional)	117,9	38	3,1	11				
juin 1991		66,4	30	2,21	6,6				
juin 1993		41,8	19	2,2	6,2				
juin 1998	Orage (système convectif)	40	4	10	29,69				
août 2002		76,1	15	5,07	12,11				
août 2007		114,28	16	7,14	18,6				
juin 2009	Orage (système convectif)	53	5	10,6	28,11				
juillet 2014	Tempête post-tropicale (Arthur)	73,22	53	1,38	10,67				
avril 2015	Pluie printanière	88,46	143	0,62	3,52				
septembre 2019	Tempête post-tropicale (Dorian)	38,9	17	2,29	5,8				
septembre 2021	Tempête post-tropicale (Ida)	65	54	1,2	4				

3.1 Seuils de déclenchement des aléas hydrogéomorphologiques

Les événements identifiés dans le tableau 1 permettent de paramétrer des équations à deux variables déterminant des seuils au-delà desquels ce type d'événement survient. Compte tenu du faible nombre d'occurrences (12), il est difficile de paramétrer l'équation de ces seuils objectivement, aussi elles ont été estimées et ajustées visuellement. Deux seuils de précipitations sont estimés et proposés à partir des données de pluie de la station météorologique de Cap-Madeleine (Environnement Canada) : de 1967 à 2021 pour les données horaires et de 1882 à 2021 pour les données journalières. Pour les données horaires, un événement de pluie a été défini à partir du moment où il y a douze heures consécutives sans précipitations. Pour les données quotidiennes, ils sont séparés par au moins une journée non-arrosée.

Le premier seuil proposé en est un d'intensité-durée (ID) inspiré de ceux développés par Caine (1980), Innes (1983) et Guzzetti et al. (2008). Comme ces derniers ont été calculés à l'échelle régionale ou globale dans différentes régions du monde, aucun d'entre eux ne correspond aux

conditions météorologiques et climatiques du nord de la Gaspésie (Fig. 2). Les paramètres du seuil ID proposé sont l'intensité moyenne (I_{moy}) en mm/h et la durée (D_h) en heure (équation 1) :

$$I_{moy} = 10{,}5D_h^{-0.58} \quad [1]$$

Le seuil ID a été tracé en fonction des événements connus, mais il est possible de voir sur la figure 2 que plusieurs l'ont surpassé. Puisqu'il n'était pas toujours possible de se déplacer pour constater les aléas HGM potentiels des événements torrentiels, il est possible que plusieurs d'entre eux aient causés des dégâts substantiels sans qu'ils ne figurent dans l'inventaire du tableau 1.

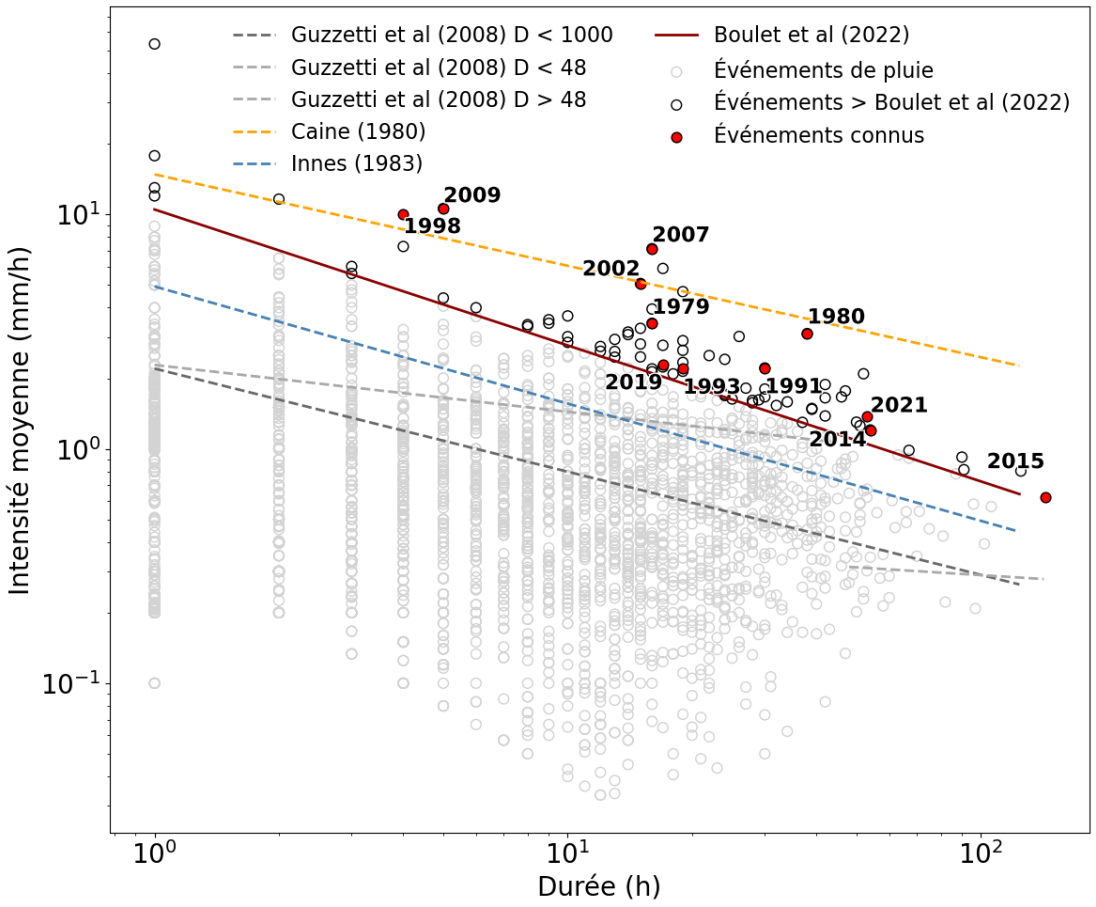


Figure 2. Seuils Intensité – Durée (ID) des précipitations issus de la littérature et seuil proposé pour les données horaires de la station météorologique de Cap-Madeleine.

Le deuxième seuil proposé a pour avantage d'utiliser des données de précipitations quotidiennes. Par conséquent, il peut être appliqué partout où une station météorologique est munie d'un pluviomètre, même si les données qu'il mesure sont journalières. La figure 3 présente le seuil total-durée (TD) proposé. Les paramètres de l'équation de la droite du seuil sont les précipitations totales (P_{mm}) en mm et la durée de l'événement de pluie en jours (D_j) (équation 2) :

$$P_{mm} = 9{,}5D_j + 18 \quad [2]$$

En utilisant des données quotidiennes, il est évident que la perte de résolution temporelle a un effet sur la définition du seuil, particulièrement pour les événements de courte durée comme les systèmes convectifs provoquant des orages. Néanmoins, la versatilité de ce type de seuil le rend pertinent pour les endroits où un seuil ID ne peut être appliqué.

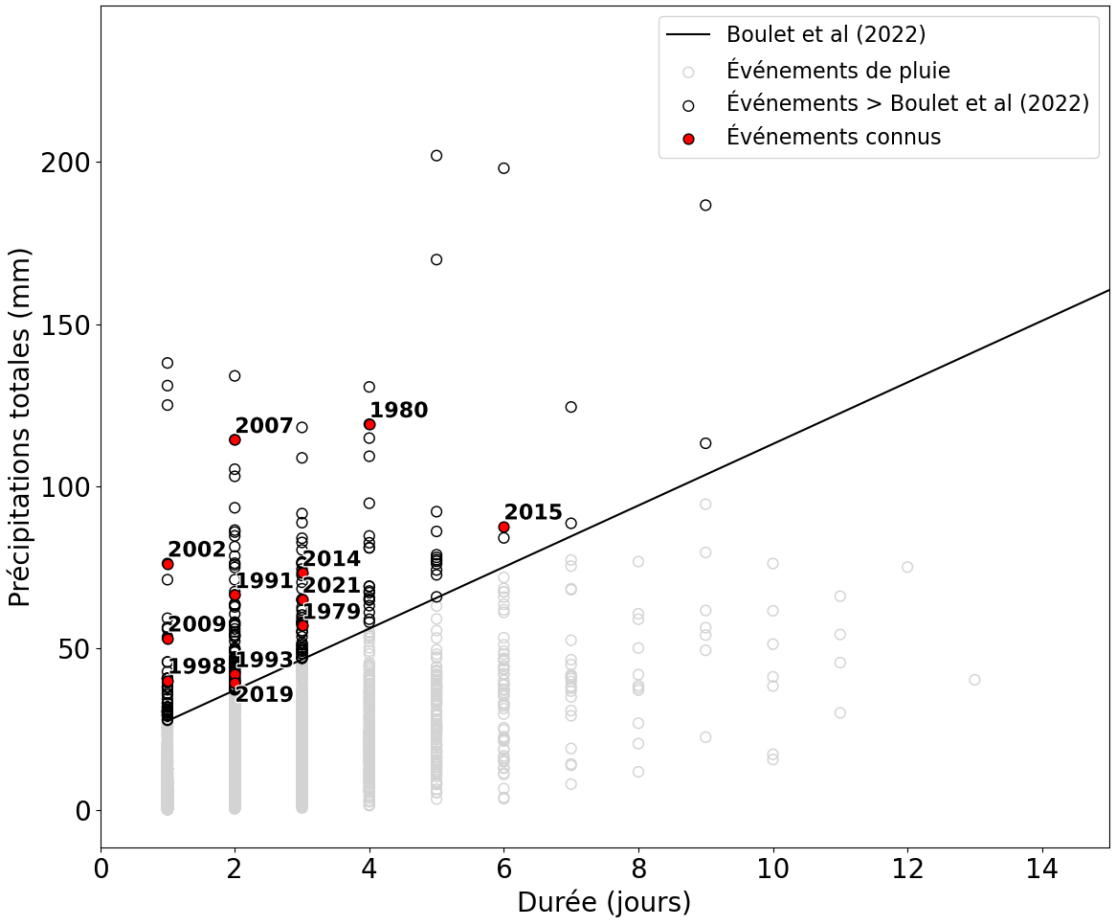


Figure 3. Seuil Total – Durée (TD) des précipitations proposé pour les données quotidiennes de la station météorologique de Cap-Madeleine.

3.2 Variabilité spatiotemporelle des pluies

Depuis 2018, le LGGRM a déployé un réseau de 8 stations météorologiques munies de pluviomètres : quatre en vallée, une sur la côte et trois sur les plateaux (Fig. 1). Ces stations enregistrent des données de pluie (Δ15 min) de la mi-avril à la mi-novembre. Ce réseau de stations, combiné aux réseaux nationaux, a permis l'analyse de la répartition spatiotemporelle des pluies pendant la tempête post-tropicale Ida (Fig. 4).

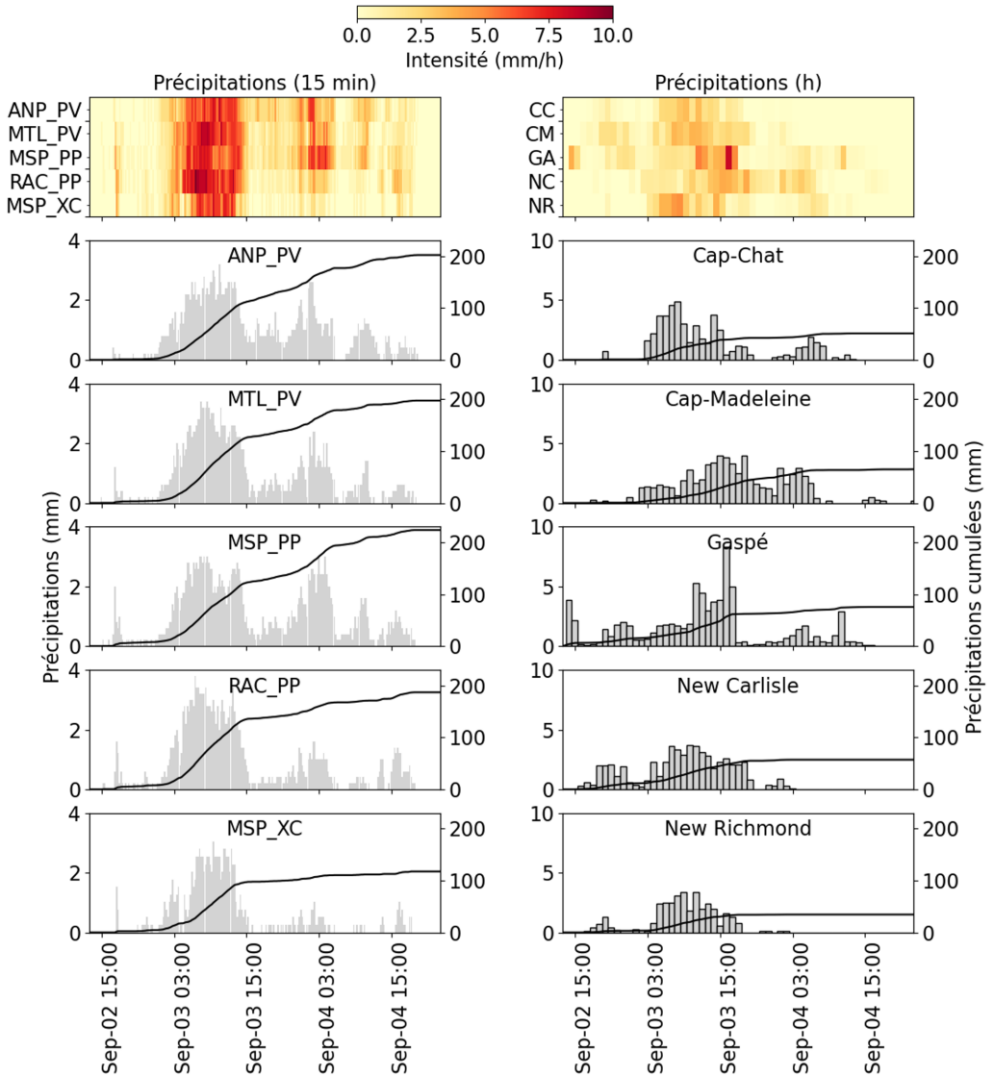


Figure 4. Variabilité spatiale des précipitations associées à la tempête post-tropicale Ida sur deux échelles spatiales (locale, régionale) et temporelles (15 minutes, 1h).

Toute la Gaspésie a été arrosée par la tempête post-tropicale Ida. Toutefois, certains secteurs ont enregistré des précipitations plus importantes que d'autres. C'est le cas notamment de Rivière-à-Claude, Mont-Saint-Pierre, Mont-Louis et L'Anse-Pleureuse, où les précipitations enregistrées ont atteint 200 mm comparativement aux stations d'Environnement Canada où les valeurs se situent entre 34 et 76 mm. La tempête post-tropicale Arthur a également affecté la péninsule gaspésienne en entier, affectant les infrastructures de plusieurs municipalités (Fig. 5).

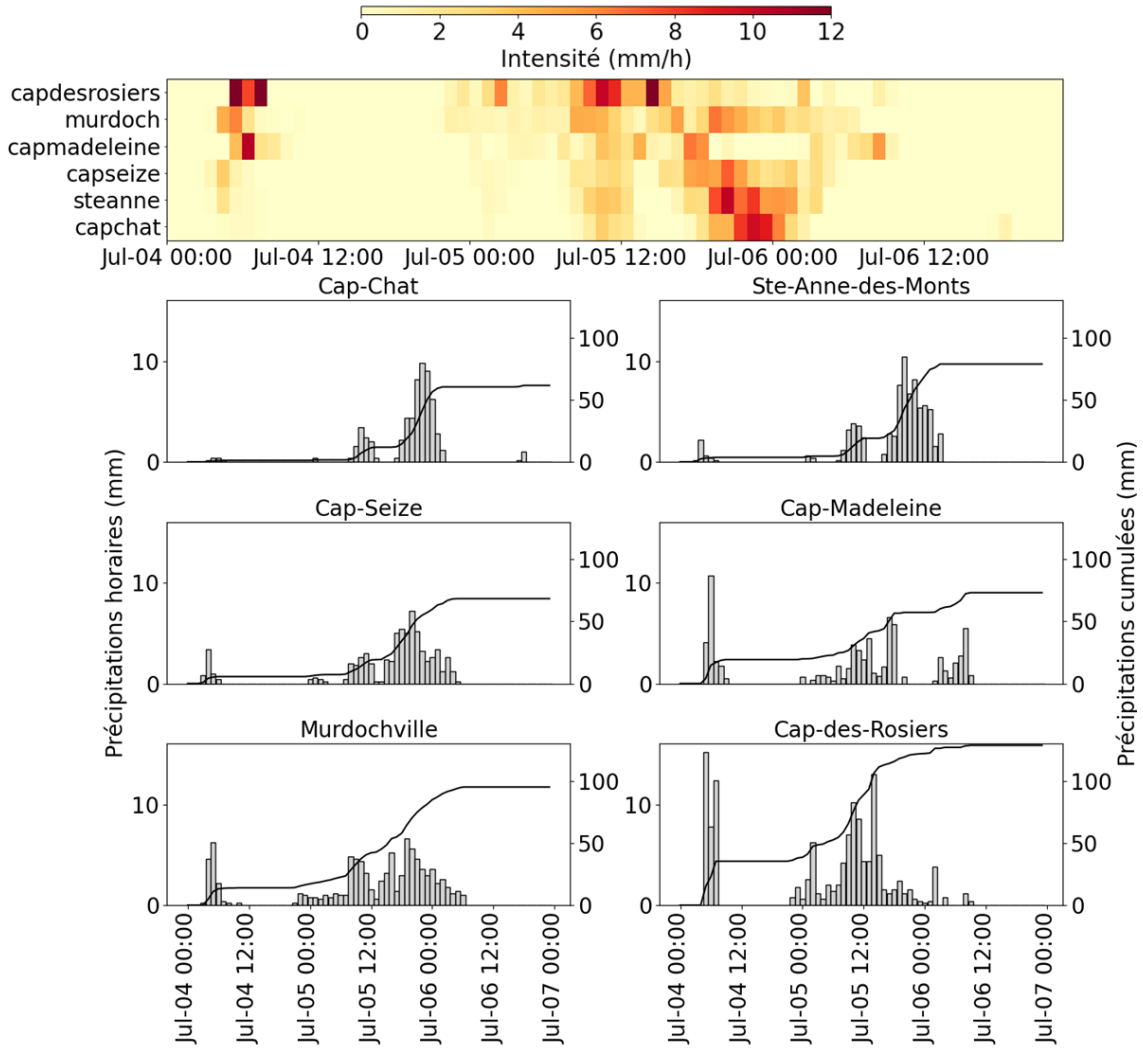


Figure 5. Variabilité spatiale des précipitations associées à la tempête post-tropicale Arthur à l'échelle régionale.

Les systèmes régionaux, comme les tempêtes post-tropicales qui remontent la côte est de l'Amérique du Nord, sont relativement prévisibles et touchent un grand territoire. Ce n'est toutefois pas le cas des systèmes convectifs causant des orages de courte durée, souvent très localisés. Celui du 27 juin 2009 était particulièrement intense. Cet été-là, un pluviomètre temporaire avait été installé à Mont-Saint-Pierre et a permis de mesurer les précipitations. La figure 6 présente l'impact de la résolution temporelle des données de précipitations sur l'intensité mesurée lors de l'orage et les précipitations enregistrées à Mont-Saint-Pierre et dans les deux stations d'Environnement Canada les plus près. En 24 heures, deux orages sont survenus à Mont-Saint-Pierre. Le premier a été mesuré en simultané à Mont-Saint-Pierre et Cap-Madeleine, mais le deuxième semble modeste à Cap-Chat et inexistant à Cap-Madeleine. Cet événement est important d'abord parce que plus de 40 mm de pluie ont été enregistrées en trente minutes durant le pic d'intensité, puis parce que l'événement a causé des coulées de débris dans le nord de la Gaspésie (Tab. 1).

Puisque le seuil ID est développé à partir de l'intensité et de la durée, il est intéressant de constater l'effet de la résolution temporelle des données sur l'intensité. Pour cet événement, l'intensité maximale enregistrée pour chacune des résolutions est de 132 mm/h (Δ1min), 77 mm/h (Δ15min) et 52 mm/h (Δ60min). Le déclenchement des aléas HGM par les précipitations dépendent de l'interception de l'eau par la végétation et du taux d'infiltration dans le sol. Plus l'intensité est élevée, moins la proportion de l'eau captée par la végétation sera grande (Keim et al., 2006) et plus il y aura de ruissellement (Dunne et al., 1991). Aussi, un événement à intensité variable a tendance à mobiliser plus de sédiments que lorsqu'elle reste constante (Parsons et Stone, 2006).

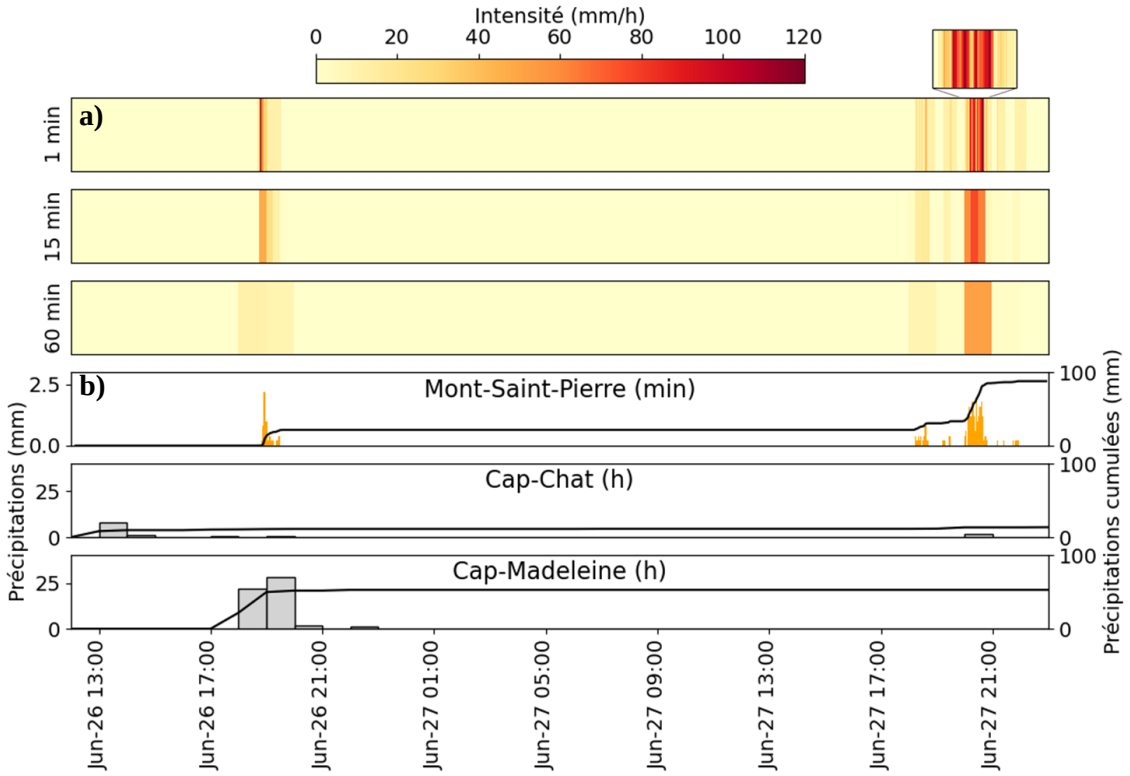


Figure 6. Variabilité dans les précipitations de l'orage de juin 2009. a) Intensité vs résolution temporelle b) Précipitations mesurées.

La figure 7 permet entre autres de voir que les événements convectifs intenses ont une variabilité évidente, même à l'échelle locale. Non seulement certaines stations ne sont pratiquement pas arrosées durant ces événements, il semble y avoir une progression de la cellule orageuse de l'ouest vers l'est, du moins lors de ces deux événements.

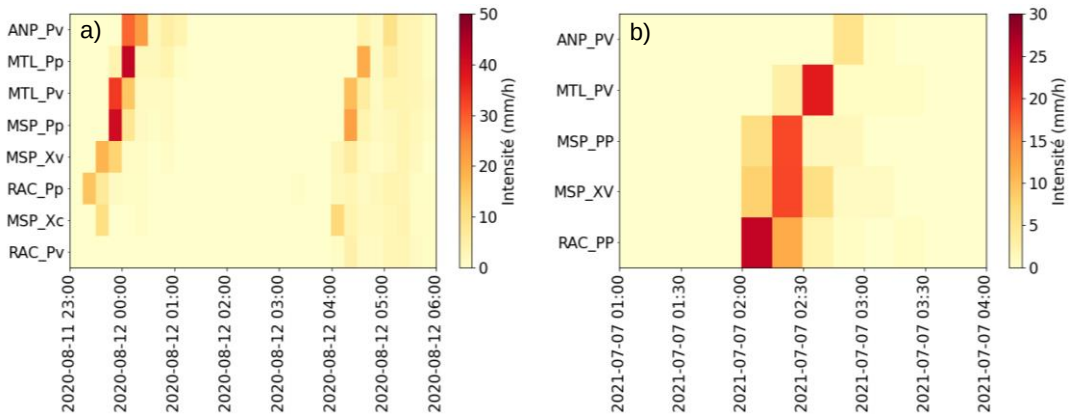


Figure 7. Variabilité dans les précipitations d'événements convectifs du 12 août 2020 (a) et du 7 juillet 2021 (b).

Les seuils ID et TD devraient être utilisés pour les précipitations causées par les systèmes régionaux. La raison principale est qu'ils sont observables sur un grand territoire. De plus, la durée de ces événements est suffisamment longue et leur intensité assez constante pour que des données horaires soient adéquates pour développer et utiliser les seuils. Pour les événements de forte intensité comme les orages convectifs, il est nécessaire de les mesurer sur un pas de temps court (Δ15min) pour obtenir une valeur représentative de l'événement. Évidemment, le seuil TD ne peut être utilisé pour ces derniers considérant la résolution temporelle des données utilisées (Δ1j).

3.3 Tendances 1967-2021 et 1882-2021

L'intérêt des analyses présentées est d'améliorer la capacité prédictive et la gestion des événements extrêmes. Ainsi, à l'aide des données des événements de précipitation, il a été permis d'extraire les événements surpassant les seuils ID et TD à partir de leur base de données respective. À l'exception du nombre d'événements et des régressions linéaires, les statistiques d'événements ont été regroupées par décennies. Des tests de Mann-Kendall et des régressions linéaires ont été effectuées sur chacune des variables pour extraire les tendances statistiquement significatives (Fig. 8, Tab. 2). Ces analyses révèlent que seul le total des précipitations présente une hausse statistiquement significative de 14 mm entre 1971 et 2020 pour les événements de pluie surpassant le seuil ID.

Tableau 2. Variations par décennie et totales calculées à partir des pentes de régression linéaire pour les paramètres illustrés dans les figures 6 et 7.

	1971-2020 (h)		**1882-2020 (j)**	
Variables	par 10 ans	1971-2020	par 10 ans	1882-2020
Durée (h | j)	6,01*	30,1	0,06*	0,84
Total (mm)	2,80**	14,0	1,41***	19,7
Intensité moyenne (mm/h)	0,38*	1,90	---	---
Intensité maximale (mm/h)	0,80	4,00	---	---
Fréquence (n)	0,07	0,35	0,02	0,28

pvalue Mann-Kendall < *0,1 | **0,05 | ***0,01

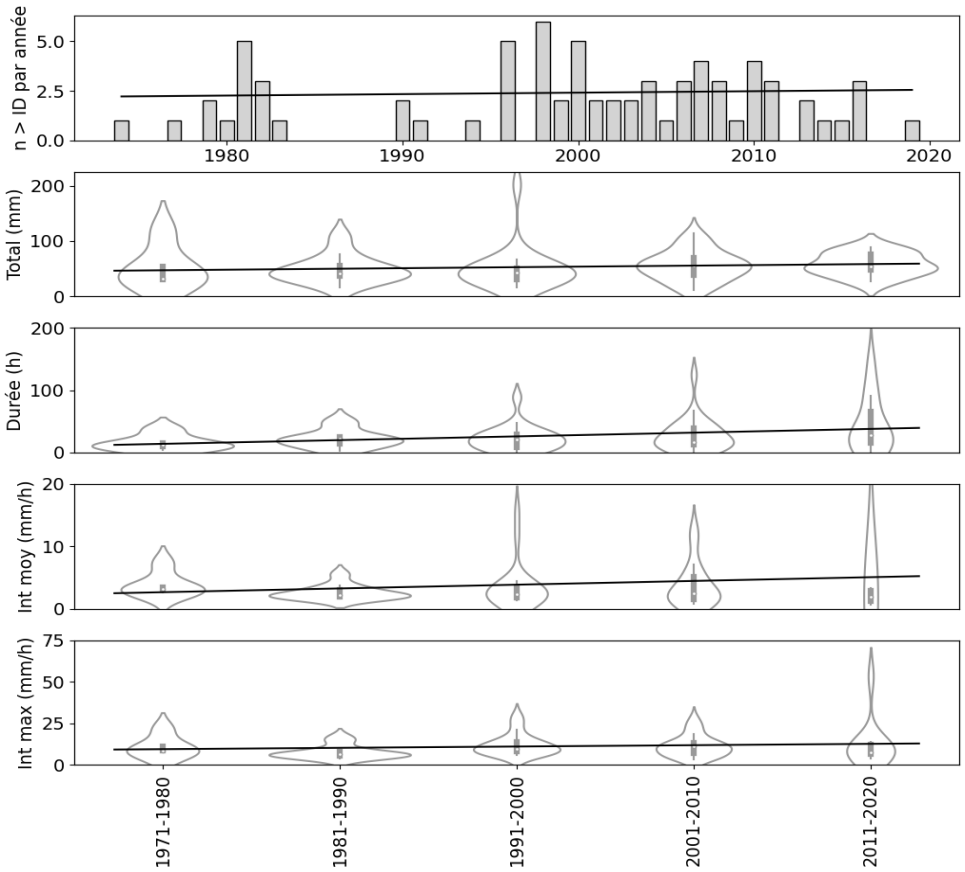


Figure 8. Tendances dans les données horaires enregistrées à la station de Cap-Madeleine (1971-2020) pour les événements surpassant le seuil ID proposé.

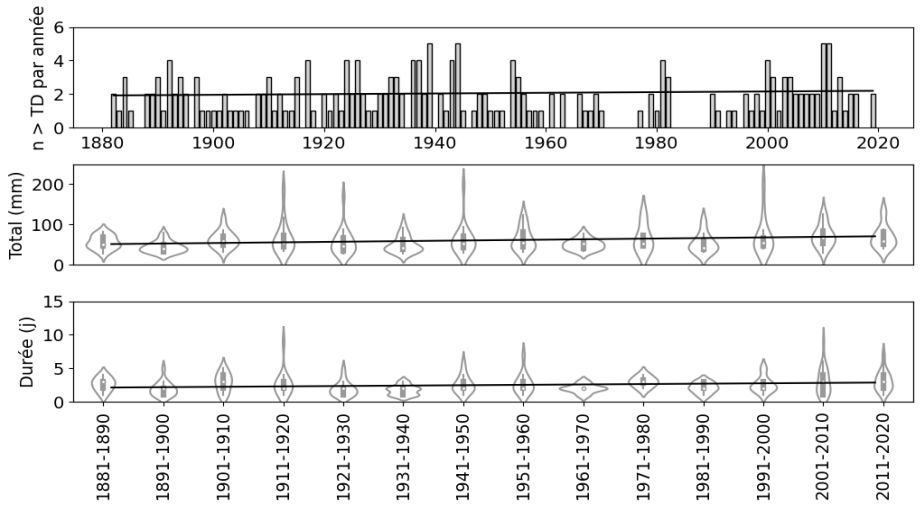


Figure 9. Tendances dans les données quotidiennes enregistrées à la station de Cap-Madeleine (1882-2020) pour les événements surpassant le seuil TD proposé.

Pour les deux bases de données, l'augmentation dans les précipitations totales par événement en plus de la hausse de la durée (j) des événements entre 1882 et 2020 pourraient être expliquées par l'effet des changements climatiques sur les événements extrêmes de précipitations.

4. Tendance et projections climatiques

Pour évaluer si les tendances dans les données des projections climatiques sont les mêmes, les données de précipitations horaires du modèle CanRCM4 au Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment nord-américain (NA-CORDEX) (Mearns et al., 2017) ont été téléchargées pour les scénarios RCP 4,5 et 8,5 du GIEC pour cinq points de la grille nam-44 (Fig. 10).

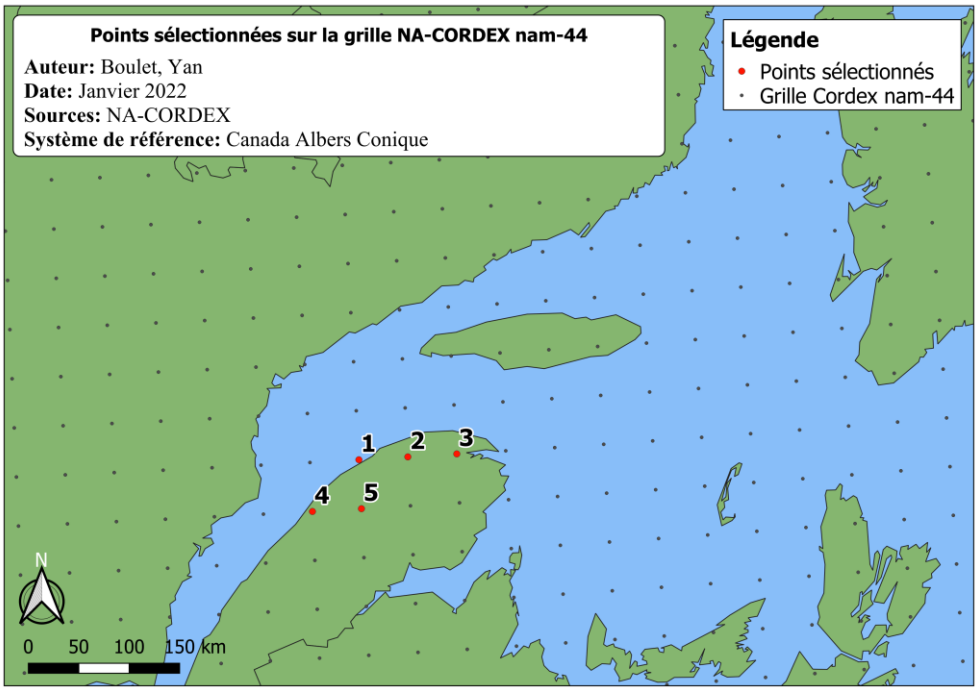


Figure 10. Carte de la grille nam-44 utilisée par NA-CORDEX et les cinq points sélectionnés pour les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 du GIEC.

Une base de données des événements de précipitations a été montée de la même façon qu'avec les données de Cap-Madeleine : deux événements de pluie sont séparés par douze heures sans précipitations. Aussi, les données inférieures à 0,254 mm pour une heure ont été remplacées par la 0 pour faciliter cette délimitation. Les événements de précipitations surpassant les seuils pour chacun des cinq points ont été rassemblés dans une même base de données pour les analyses.

La figure 11 présente les tendances observées dans les précipitations horaires entre 2011 et 2100 pour les événements surpassant le seuil ID. Le tableau 3 présente les taux de variation par décennie et pour l'entièreté de la couverture temporelle des projections. Dans les deux scénarios RCP, la hausse de la fréquence des événements est statistiquement significative. Il surviendrait plus du double d'événements surpassant le seuil ID par année d'ici 2100, peu importe lequel des scénarios

est utilisé. Dans le cas du RCP 8,5, une hausse marquée de 3,78 mm/h de l'intensité maximale des événements est aussi à prévoir entre 2011 et 2100.

Tableau 3. Variations par décennie et totales calculées à partir des pentes de régression linéaire pour les paramètres illustrés dans la figure 11.

	RCP 4,5		RCP 8,5	
Variable	par 10 ans	2011-2100	par 10 ans	2011-2100
Durée (h)	0,40	3.60	-0,48	-4,32
Total (mm)	0,90	8,10	0,45	4,05
Intensité moyenne (mm/h)	0,013	0,12	0,052*	0,47
Intensité maximale (mm/h)	0,07	0,63	0,42**	3,78
Fréquence (n)	0,44***	3,96	0,54***	4,86

pvalue Mann-Kendall < *0,1 | **0,05 | ***0,01

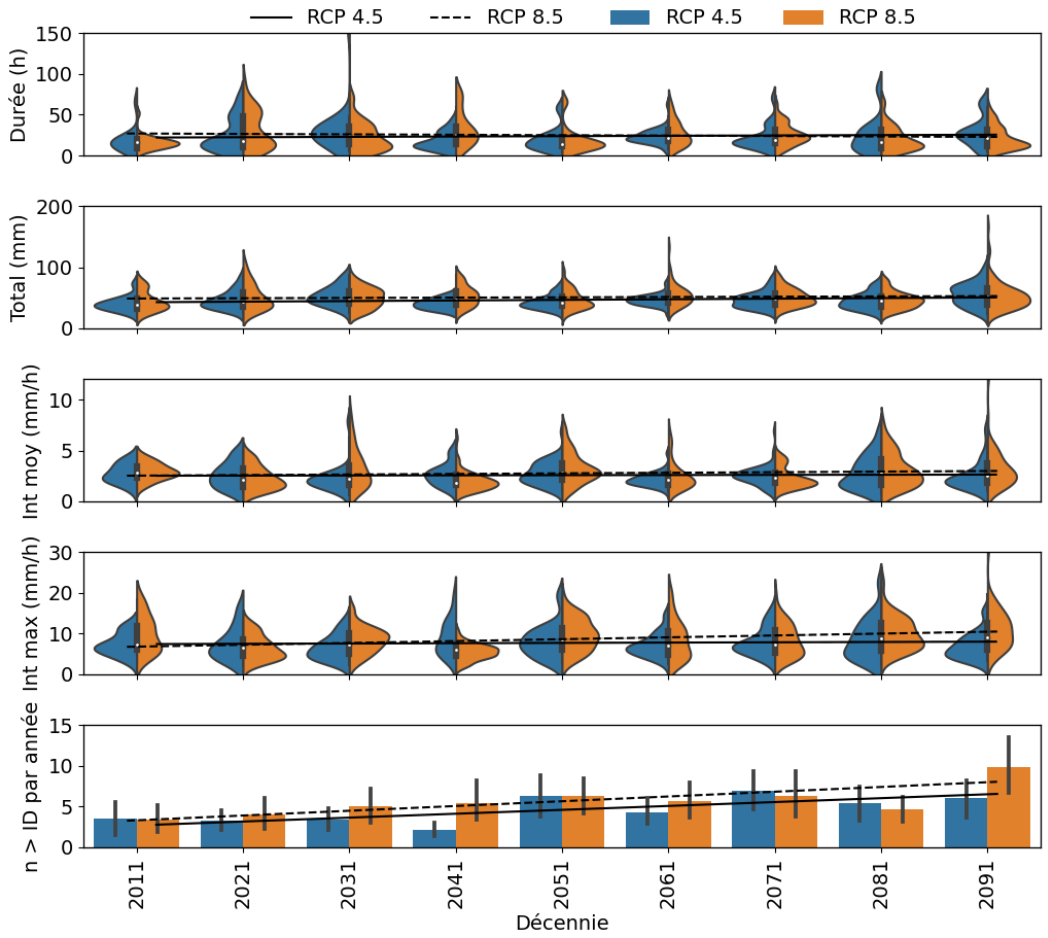


Figure 11. Variation des paramètres des événements surpassant le seuil ID proposé pour les données de projection de 2010 à 2100.

Les données horaires ont également été transformées en données quotidiennes pour effectuer la même analyse pour les événements surpassant le seuil TD (Fig. 12). Dans ce cas, les événements de précipitations sont séparés par une journée non-arrosée. Pour les deux scénarios du GIEC, une hausse importante de la fréquence des événements surpassant le seuil TD est observée (Tab. 4). La fréquence pour la décennie 2011-2020 se situe entre 2,5 et 3 pour les deux scénarios. Selon la courbe de régression linéaire, celle-ci augmenterait de près de 4 pour RCP 4,5 et de près de 5 pour RCP 8,5 à la décennie 2091-2100. On retrouve donc près du triple du nombre d'événements surpassant le seuil TD par année d'ici 2100.

Tableau 4. Variations par décennie et totales calculées à partir des pentes de régression linéaire pour les paramètres illustrés dans la figure 12.

	RCP 4,5		**RCP 8,5**	
Variable	par 10 ans	2011-2100	par 10 ans	2011-2100
Durée (h)	0,017	0,15	0,013	0,12
Total (mm)	0,91	8,19	0,80	7,20
Fréquence (n)	0,39**	3,51	0,51**	4,59

pvalue Mann-Kendall < *0,1 | **0,05 | ***0,01

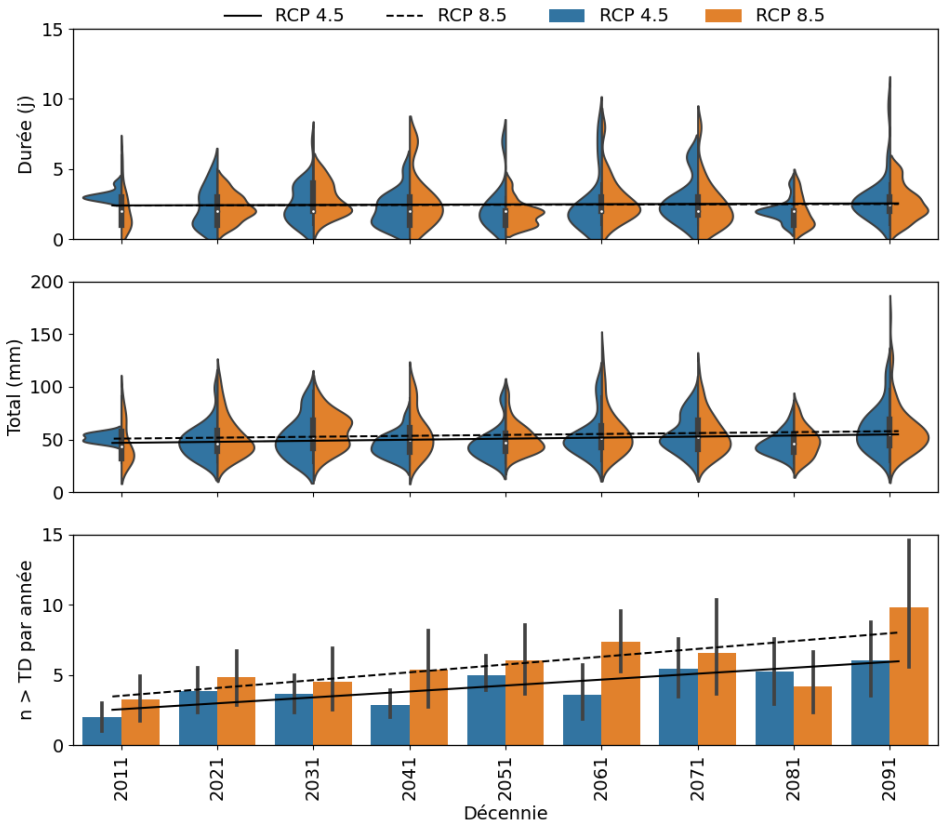


Figure 12. Variation des paramètres des événements surpassant le seuil TD proposé pour les données de projection de 2010 à 2100.

5. Conclusions

La première partie de ce travail a permis de proposer des seuils de déclenchement d'aléas HGM adaptés au nord de la Gaspésie. La deuxième analyse les tendances séculaires à partir des données de la station de Cap-Madeleine. Elle met en évidence une augmentation de la durée et du total des précipitations lors d'événements extrêmes depuis la fin du 19e siècle. Enfin, la dernière partie démontre que le nombre d'événements extrêmes sera en forte hausse à l'horizon de 2100.

Les seuils et les tendances observées pourront servir à limiter les impacts négatifs sur les résidents et les infrastructures. Compte tenu de la variabilité spatiotemporelle des précipitations, ils ne peuvent être utilisés pour les événements de très forte intensité et de courte durée. La hausse de la fréquence des événements torrentiels surpassant les seuils proposés d'ici 2100 rend nécessaires la modification des schémas d'aménagement et l'adaptation des infrastructures pour protéger les résidents des aléas qui en découlent. La pertinence des données de projection climatique n'est pas de prévoir quand un événement extrême pourrait survenir. Toutefois, on peut en extraire des tendances qui permettent d'adapter la réponse des autorités face aux problèmes causés par les événements torrentiels. Puisque la fréquence des événements surpassant les deux seuils augmente de plus du double, il serait pertinent de le prendre en compte lors de la conception d'infrastructures (routes, ponts, ponceaux), que ce soit pour la restauration ou la construction nouvelle, ainsi que dans les schémas d'aménagement (cône alluviaux, zones inondables). En effet, les problèmes associés aux infrastructures dysfonctionnelles peuvent aggraver le problème des crues torrentielles. Si un pont est emporté ou qu'un ponceau se comble de sédiments causant un refoulement de l'eau, et que la route qui y passait était le seul accès des résidents aux services essentiels, un événement torrentiel pourrait devenir catastrophique (Buffin-Bélanger et Hétu, 2008). Il importe aussi d'adapter les cartographies des zones inondables pour tenir compte des aléas HGM liés à ces événements (Maltais et al., 2022). Les probabilités que surviennent ce type d'aléas augmenteront si la fréquence des événements double ou triple comme les données de projection semblent le montrer.

Comme les précipitations sont complexes à modéliser, il serait pertinent de combiner plusieurs modèles climatiques pour améliorer la robustesse des analyses liées aux projections, surtout que les tendances observées ne sont pas les mêmes dans les données mesurées et dans les projections climatiques. De plus, il serait intéressant d'intégrer les conditions antécédentes pour tenir compte de la teneur en eau du sol lors du déclenchement des aléas comme l'ont fait Glade et al. (2000) et Leonarduzzi et Molnar (2020) pour améliorer la qualité des seuils proposés.

Références

Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F. et Jakob, M. (2014). Hydrogeomorphic Responde to Extreme Rainfall in Headwater Systems: Flash Floods and Debris Flows, Journal of Hydrology, 518:194-205.

Buffin-Bélanger, T. et Hétu, B. (2008). Les risques d'inondation sur les cônes alluviaux dans l'est du Québec. Conférence canadienne sur les géorisques '08 : des causes à la gestion, Presse de l'Université Laval, Québec, Canada, 359-366.

Caine, N. (1980). The Rainfall Intensity - Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 62:23-27.

Ciach, G.J. et Krajewski, W.F. (2006). Analysis and modeling of spatial correlation structure in small-scale rainfall in Central Oklahoma, Advances in Water Resources, 29:1450-1463.

Crosta, G. et Frattini, P. (2001). Rainfall tresholds for triggering soil slips and debris flow, Plinius Conference on Mediterranean Storms ’00, EGS, Sienne, Italie.

Davis, R.S. (2001). Flash Flood Forecast and Detection Methods. Dans Severe Convective Storms, édité par Charles A. Doswell, 481-525. Boston, MA: American Meteorological Society.

Dunnes, T., Zhang, W. et Aubry, B.F. (1991). Effects of Rainfall, Vegetation and Microtopography on Infiltration and Runoff, Water Resources Research, 27:2271-2285.

Fortin, G., Hétu, B., Gauthier, F. et Germain, D. (2015). Extrêmes météorologiques et leurs impacts géomorphologiques : le cas de la Gaspésie, Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège, Belgique, 1-4 juillet 2015, 469-474.

Giorgi, F., Raffaele, F. et Coppola, E. (2019). The Response of Precipitation Characteristics to Global Warming from Climate Projections, Earth System Dynamics, 10:73-89.

Glade, T., Crozier, M. et Smith, P. (2000). Applying Probability Determination to Refine Landslide-Triggering Rainfall Thresholds Using an Empirical “Antecedent Daily Rainfall Model”, Pure and Applied Geophysics, 157:1059-1079.

Goldenberg, S., Landsea, C., Mestas-Nunez, A. et Gray, W. (2001). The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implication, Science, 293:474-479.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. et Stark, C. (2007). Rainfall tresholds for the initiation of landslides in Central and Southern Europe, Meteorology and Atmospheric Physics, 98:239-267.

Hayhoe, K., Wake, C., Anderson, B., Liang, X., Maurer, E., Zhu, J., Bradbury, J., DeGaetano, A., Stoner, A.M. et Wuebbles, D. (2008). Regional Climate Change Projections for the Northeast USA, Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, 13:425-436.

Hétu, B. et Gray, J.T. (1985). Le modelé d'érosion glaciaire de la Gaspésie septentrionale, Géographie physique et Quaternaire, 39:47-66.

Hétu, B. et Gray, J.T. (2000). Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec, Canada) : les marges glaciaires des Dryas ancien et récent, Géographie physique et Quaternaire, 54:5-40.

Hétu, B. et Vandelac, P. (1989). La dynamique des éboulis schisteux au cours de l’hiver, Gaspésie septentrionale, Québec, Géographie physique et Quaternaire, 43:389-406.

Innes, J.L. (1983). Debris Flows, Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 7:469-501.

Keim, R.F., Skaugset, A.E. et Weiler, M. (2006). Storage of Water on Vegetation under Simulated Rainfall of Varying Intensity, Advances in Water Resources, 29:974-986.

Krajewski, W.F., Ciach, G.J. et Habib, E. (2003). An analysis of small-scale rainfall variability in different climatic regimes, Hydrological Sciences Journal, 48:151-162.

Leonarduzzi, E., Molnar, P. et McArdell, B.W. (2017). Predictive Performance of Rainfall Thresholds for Shallow Landslides in Switzerland from Gridded Daily Data, Water Resources Research, 53:6612-6625.

Leonarduzzi, E. et Molnar, P. (2020). Deriving Rainfall Thresholds for Landsliding at the Regional Scale: Daily and Hourly Resolutions, Normalisation and Antecedent Rainfall, Natural Hazards and Earth System Sciences, 20:2905-2019.

Lopez-Cantu, T., Prein, A.F. et Samaras, C. (2020). Uncertainties in Future U.S. Extreme Precipitation from Downscaled Climate Projections, Geophysical Research Letters, 47(9).

Maltais, M, Buffin-Bélanger, T. et Boivin, M. (2022). Aléas fluviaux des cours d'eau mobiles dans l'est du Québec. Dans Gestion du risque inondation au Québec, édité par Maltais, D., Buffin-Bélanger, T, et Gauthier M., Sous presse, PUQ.

Mann, M.E. et Emanuel, K.A. (2006). Atlantic Hurricane Trends Linked to Climate Change, Eos, Transactions American Geophysical Union, 87:233-241.

Marra, F., Nikolopoulos, E.I., Creutin, J.D. et Borga, M. (2016). Space-time organization of debris flows-triggering rainfall and its effect on the identification of the rainfall threshold relationship, Journal of Hydrology, 541:246-255.

Marra, F., Destro, E., Nikolopoulos, E.I., Zoccatelli, D., Creutin, J.D., Guzzetti, F. et Borga, M. (2017). Impact of Rainfall Spatial Aggregation on the Identification of Debris Flow Occurrence Thresholds, Hydrology and Earth System Sciences, 21:4525-4532.

Mearns, L.O., Mcginnis, S., Korytina, D., Arritt, R., Biner, S., Bukovsky, M., Chang, H., Christensen, O., Herzmann, D., Jiao, Y., Kharin, S., Lazare, M., Nikulin, G., Qian, M., Scinocca, J., Winger, K., Castro, C., Frigon, A. et Gutowski, W. (2017). The NA-CORDEX dataset, version 1.0. NCAR Climate Data Gateway, Boulder CO, accès le [1 janvier 2022].

Parsons, A.J. et Stone, P.M. (2006). Effects of Intra-Storm Variations in Rainfall Intensity on Interrill Runoff and Erosion, CATENA, 67:68-78.

Saunders, M.A. et Lea, A.S. (2008). Large Contribution of Sea Surface Warming to Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity, Nature, 451:557-560.

Syed, K.H., Goodrich, D.C., Myers, D.E. et Sorooshian, S. (2003). Spatial Characteristics of Thunderstorm Rainfall Fields and Their Relation to Runoff, Journal of Hydrology, 271:1-21.

Vaz, T., Zêzere, J.L., Pereira, S., Oliveira, S.C., Garcia, R.A. et Quaresma, I. (2018). Regional Rainfall Thresholds for Landslide Occurrences Using a Centenary Database, Natural Hazards and Earth System Sciences, 18:1037-1054.

Vimont, D.J. et Kossin, J.P. (2007). The Atlantic Meridional Mode and Hurricane Activity, Geophysical Research Letters, 34(7).

Chapitre 10. Influence des changements climatiques sur la météorisation par le gel des parois de flysch le long des routes du nord de la Gaspésie, Canada.

Chapitre 10

Influence des changements climatiques sur la météorisation par le gel des parois de flysch le long des routes du nord de la Gaspésie, Canada

Tom Birien, Francis Gauthier, Francis Meloche

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes (LGGRM), Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

En perturbant les régimes de précipitation et de température à la surface de la Terre, les changements climatiques contemporains ont des répercussions significatives sur la dynamique des mouvements de versants (Crosta et Clague, 2009; Crozier, 2010; Gariano et Guzzetti, 2016; Huggel et al., 2012; Keiler et al., 2010; Korup et al., 2012; Sidle et Ochiai, 2006). Néanmoins, la façon dont ils interagissent avec l'occurrence, la fréquence et la magnitude de ces mouvements de versant demeure difficile à appréhender (Alvioli et al., 2018; Gariano et Guzzetti, 2016; Huggel et al., 2012). L'influence des changements climatiques est dépendante du matériel, du type de mouvement ainsi que des conditions climatiques initiales et nouvellement atteintes (Crozier, 2010).

L'influence du réchauffement climatique sur la dynamique des chutes de pierres (e.g. Hartmeyer et al., 2020; Ravanel et Deline, 2011b) augmente la vulnérabilité des populations et des infrastructures (e.g. Mourey et al., 2020; Pröbstl-Haider et al., 2021) et l'intensification attendue de ce réchauffement au cours des prochaines décennies (Collins et al., 2013) pose un certain nombre de questions. Dans quelle mesure le réchauffement climatique du 21^{e} siècle devrait modifier la distribution du gel et du dégel dans les parois rocheuses ? Quelles répercussions pouvons-nous attendre sur l'efficacité du processus de cryoclastie ? Quelle serait l'influence sur la dynamique des parois rocheuses, et plus précisément, sur la fréquence et la magnitude des chutes de pierres ?

Bien que spontanées, les chutes de pierres résultent d'un relai de processus qui interagissent sur de longues périodes, elles ne sont jamais l'unique résultat du changement apparent le plus récent (Draebing et Krautblatter, 2019; Gunzburger et al., 2005; Schovanec, 2020). De nombreux facteurs météorologiques peuvent contribuer au développement des instabilités rocheuses et deux d'entre eux reviennent constamment dans la littérature : les précipitations et les cycles gel-dégel (e.g. Birien et Gauthier, 2022; Collins et Stock, 2016; Coutard et Francou, 1989; D'Amato et al., 2016; Delonca et al., 2014; Hungr et al., 1999; Matsuoka et Sakai, 1999; Rapp, 1960; Wieczorek et Jäger, 1996). Alors que l'influence des changements climatiques sur les régimes de précipitation est très variable à l'échelle globale, l'augmentation des températures de l'air est planétaire et particulièrement significative dans les hautes latitudes et en altitude (Hartmann et al., 2013). Le réchauffement climatique modifie la distribution du gel et du dégel dans les massifs rocheux et de ce fait, l'efficacité du processus de cryoclastie (Rode et al., 2016). Ces changements ont des répercussions déjà visibles sur la fréquence des chutes de pierres de différentes magnitudes (e.g. Gobiet et al.,

2014; Gruber et Haeberli, 2007; Gruber et Haeberli, 2007; Harris et al., 2009; Hartmeyer et al., 2020; Huggel, 2009; Huggel et al., 2012; Paranunzio et al., 2016; Ravanel et Deline, 2011).

Le réchauffement climatique contemporain n'en est qu'à ses prémices (Collins et al., 2013; Hartmann et al., 2013) et la majorité des études qui mentionnent son influence sur la dynamique des chutes de pierres sont qualitatives et parfois spéculatives (Gruber et al., 2004a; Huggel, 2009; Ravanel et Deline, 2011). Certains, comme Noetzli et al. (2007), ont modélisé la distribution et l'évolution du pergélisol alpin sur des horizons de 100 et 200 ans en assumant un réchauffement de 1°C à la surface des pentes rocheuses. Elles montrent que même si du pergélisol relique subsistait pendant des siècles en profondeur, ce dernier se dégraderait très rapidement proche de la surface. Le développement de certains modèles sophistiqués, comme WUFI®, permettent de calculer la température et le degré de saturation de la roche en utilisant des données météorologiques (Schnepfleitner et al., 2018). En s'appuyant sur ce type de logiciel de modélisation thermodynamique, Rode et al. (2016) ont comparé les périodes favorables à l'altération par le gel à la surface des parois rocheuses en 2007 et 2100. Ils montrent que d'ici la fin du 21e siècle, les périodes favorables à l'efficacité de ces processus devraient se raréfier à basse altitude, mais qu'en raison des redoux plus fréquents et de la plus grande disponibilité en eau liquide, ces périodes devraient s'allonger dans le pergélisol. Cette étude n'a toutefois pas vocation à quantifier l'évolution de l'efficacité de l'altération par le gel ou de discuter de l'évolution de la fréquence et de la magnitude des instabilités rocheuses dans le contexte des changements climatiques contemporains. Depuis, plusieurs modèles de fissuration par le gel ont été utilisés pour quantifier les dommages causés par le gel dans les parois rocheuses (e.g. Anderson et al., 2013 ; Draebing et al., 2022 ; Hales et Roering, 2007 ; Rempel et al., 2016 ; Walder et Hallet, 1985). Les indicateurs de dommage par le gel comme le taux de croissance des fissures (Walder et Hallet, 1985) ou les changements de porosité (Rempel et al., 2016) représentent des indicateurs (proxy) pertinents et prometteurs pour simuler les tendances ou l'évolution de l'efficacité de l'altération par le gel dans le contexte du changement climatique.

Coe et Godt (2012) identifient trois grandes catégories d'approches permettant d'évaluer l'effet des changements climatiques sur les mouvements de versant : la mise en place de suivis sur le long terme (e.g. Laliberté et al., 2022; Matsuoka, 2008), les approches rétrospectives (e.g. Draebing et al., 2022; Ravanel et Deline, 2011) et les approches prospectives (e.g. Rode et al., 2016). Afin de répondre à notre problématique, cette étude combine les deux derniers types d'approches en modélisant le régime thermique d'une paroi rocheuse du nord de la Gaspésie à partir de données réelles de températures de l'air mesurées depuis 1950 et de données de simulations jusqu'en 2100. En s'appuyant sur cette série temporelle de 150 ans, l'influence du réchauffement climatique sur la distribution du gel et du dégel dans les massifs rocheux, l'efficacité de la fracturation de la roche par le gel et sur l'évolution de la fréquence et de la magnitude des instabilités rocheuses est discutée.

2. Territoire et site d'étude

Cette étude est menée sur une paroi rocheuse de la côte nord de la péninsule gaspésienne (Fig. 1), à l'extrémité continentale de la ceinture plissée des Appalaches, à l'endroit où les monts Chic-Chocs rencontrent le Golfe du Saint-Laurent (Hétu et Gray, 2000). La paroi rocheuse instrumentée (49°15'11.6"N 65°31'12.7"W) est constituée de roches sédimentaires (flysch) de la formation de Cloridorme (Slivitzky et al., 1991). Des strates de siltstone, de grauwacke et de shale pélagique

d'épaisseurs pluri-décimétriques s'alternent (Enos, 1969b, 1969a). Cette paroi rocheuse à la structure sub-horizontale a été ciblée en raison de son fort taux de recul (3 mm an^{-1}) et de la fréquence élevée des chutes de pierres qui l'affecte (1 pour 13 m^2 an^{-1}) (Birien et Gauthier, 2022; Laliberté et al., 2022).

D'après la classification de Köppen, la Haute-Gaspésie est caractérisée par un climat continental, humide à été court et frais (Beck et al., 2018). Sur la période 1991-2020, la température moyenne annuelle s'établit à 3.9°C, la température moyenne du mois le plus chaud à 16.3°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid à -9.2°C (janvier). Sur cette même période de 30 ans, les précipitations annuelles culminent à 888 mm dont 33% tombent sous forme de neige (Environnement Canada, 2021). Ces valeurs sont tirées de la station météorologique de Cap-Madeleine (CAM) (49°15'03.0"N 65°19'29.0"W) située à 15 km à l'est de la paroi rocheuse instrumentée (MAE) (Fig. 1).

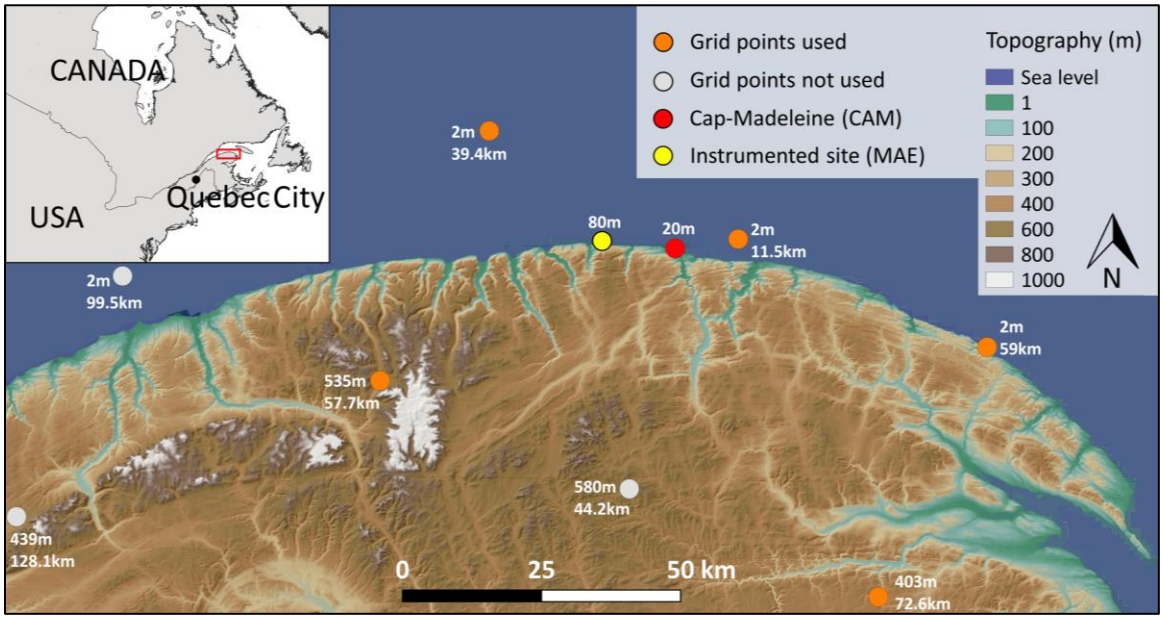


Figure 1. Carte de localisation du site d'étude en paroi rocheuse (MAE), de la station météorologique de Cap-Madeleine (CAM) et les cinq points de grille de simulation climatique NAM-44 sélectionnés (•) pour modéliser la température de l'air à la station CAM entre 1970 et 2100. L'altitude et la distance à la station météorologique CAM sont renseignées pour chaque point de grille.

3. Méthodologie

Une série temporelle de températures de l'air s'étendant du 1er janvier 1950 au 31 décembre 2099 a été construite à partir des données historiques mesurées à la station météorologique de Cap-Madeleine (CAM) et des données de simulation de cinq modèles de climat régional (RCM). Cette série de température a été utilisée pour modéliser le régime thermique d'une paroi rocheuse, préalablement calibrée à partir de températures de la roche mesurées à différentes profondeurs dans

une paroi rocheuse du nord de la Gaspésie entre le 10 juin 2018 et le 8 octobre 2020. En s'appuyant sur cette modélisation du régime thermique, l'évolution de la distribution du gel et du dégel dans la paroi rocheuse, ainsi que l'efficacité de la fracturation de la roche par le gel ont été analysées sur des périodes climatiques typiques de 30 ans, soit : 1950-1979, 1980-2009, 2010-2039, 2040-2069 et 2070-2099. Un aperçu de la méthodologie est présenté sur la figure 2.

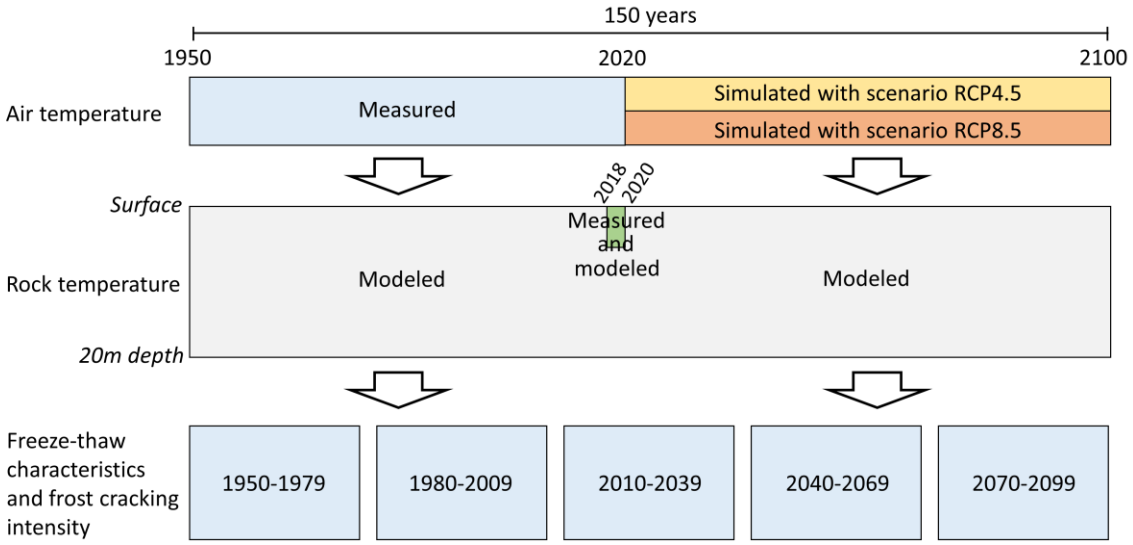


Figure 2. Résumé des étapes méthodologiques de cette étude.

3.1 Données de température de l'air (historiques et simulées)

Les données historiques (1950-2020) proviennent de la température horaire de l'air mesurée à la station météorologique d'Environnement Canada à Cap-Madeleine (CAM) (Fig. 1). Des températures quotidiennes de l'air simulées (1970-2100) ont été extraites de trois modèles climatiques régionaux (RCM) pilotés par trois modèles climatiques globaux (GCM) (Tab. 1). Ces cinq simulations, caractérisées par un maillage de 0,44° (environ 50 km), ont été obtenues dans le cadre du projet North America Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX-NA) (Mearns et al., 2017). Deux scénarios RCP (*Representative Concentration Pathway*) de concentration de gaz à effet de serre ou de forçage radiatif ont été utilisés : les scénarios modéré (RCP4.5) et élevé (RCP8.5) (van Vuuren et al., 2011).

Les températures extraites des RCM doivent concorder avec la série de température de l'air mesurée à Cap-Madeleine. Une mise à l'échelle (*downscalling*) est également nécessaire pour passer de données simulées par cinq RCM sur des points de grille à une valeur unique et représentative de la température horaire mesurée à la station de CAM. Les températures simulées entre 1970 et 1999 ont été utilisées pour supporter le choix des points de grille. Une combinaison de cinq points de grille a été sélectionnée (Fig. 1) en fonction de la qualité d'ajustement de la température moyenne simulée (moyenne des cinq RCM) sur celle mesurée durant cette période. Leur sélection a aussi été guidée par leurs distances respectives à la station de CAM, leurs altitudes

et leurs positions géographiques (influence maritime et continentale). Les températures quotidiennes minimales, maximales et moyennes simulées à chaque point de grille ont ensuite été moyennées pour obtenir une valeur unique. Finalement, une interpolation linéaire entre les températures minimales et maximales quotidiennes a été utilisée pour de générer des données horaires de température de l'air.

Tableau 1. Description des cinq ensembles de simulation utilisés dans cette étude et extraits de trois modèles climatiques régionaux (RCM) pilotés par trois modèles climatiques globaux (GCM).

Regional Climate Models (RCM)	Driven conditions from Coupled Global Climate Models (GCM)	Institutions for GCMs
HIRHAM Christensen et al., 2007	ICHEC-EC-EARTH	Irish Centre for High and Computing (ICHEC), Ireland
CRCM5 Martynov et al., 2013; Šeparović et al., 2013; Zadra et al., 2008	CCCma-CanESM2 MPI-M-MPI-ESM	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Canada Max Planck Institut (MPI), Germany
RCA4 Samuelsson et al., 2011	CCCma-CanESM2 ICHEC-EC-EARTH	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Canada Irish Centre for High and Computing (ICHEC), Ireland

3.2 Données météorologiques et de température de la roche

Une microstation météorologique a été installée directement à la surface d'une paroi rocheuse en Haute-Gaspésie (MAE) (Fig. 1). Elle est située à 15 km à l'ouest de la station météorologique de Cap-Madeleine (CAM), dans un environnement comparable (bordé par le Golfe du Saint-Laurent). Cette station mesure la température de l'air, le rayonnement solaire incident et réfléchi perpendiculairement à la paroi rocheuse, la vitesse et la direction du vent. La pression atmosphérique et les rayonnements de longue longueur d'onde incident et réfléchi ont été mesurés par une station météorologique située sur le talus d'éboulis sous la paroi rocheuse (Tab. 2). La température à la surface et à l'intérieur de la paroi a été mesurée à l'aide d'une grappe de thermistances introduite dans un forage perpendiculaire à sa surface. Les thermistances étaient placées en surface et à 30, 60, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500 et 550 cm de profondeur. Une interpolation linéaire entre les thermistances a permis d'obtenir un profil de températures continu des 550 premiers centimètres de profondeur. La période d'enregistrement couvrait une période de 28 mois qui s'est étendue du 10 juin 2018 au 8 octobre 2020 et le pas d'enregistrement des instruments était de 15 minutes. Cette instrumentation conséquente est nécessaire pour dresser le bilan d'énergie à la surface de la paroi rocheuse et modéliser son régime thermique jusque 550 cm de profondeur et le valider.

Tableau 2. Instruments déployés pour modéliser et valider le régime thermique d'une paroi rocheuse jusqu'à 550 cm de profondeur.

Data	Unit	Instrument (Company)	Accuracy
Air temperature	°C	Air temperature sensor TMC6-HD + Solar radiation shield M-RSA (HOBO by Onset)	±0.25°C
Rock temperature	°C	Thermistor string 915 MHz + minilogger M-Log5W-DALLAS-US (Geoprecision)	±0.25°C
Incident Solar radiation Reflected Solar radiation	W/m²	Pyranometer S-LIB-M003 (HOBO by Onset)	±10 W/m²
Incident infrared radiation Reflected infrared radiation	W/m²	Pyrgeometer SN-500-SS (Apogee Instruments)	±8.5 W/m²
Wind and gust speed Wind direction	m/s Ø	Wind speed and direction sensor S-WSET-B (Onset)	± 1.1 m/s ± 5 degrees
Air pressure	mbar	Barometric pressure sensor S-BPB-CM50 (Onset)	±5.0 mbar

3.3 Modélisation du régime thermique et des dommages causés par le gel

Une connaissance approfondie de la lithologie des sites est nécessaire pour modéliser la propagation du signal thermique de surface en profondeur. Plusieurs blocs intacts d'une vingtaine de centimètres de longueur ont été prélevés directement à la surface des parois rocheuses : 7 blocs de grauwacke, 9 blocs de siltstone et 3 blocs de shale. Les discontinuités naturelles du massif rocheux ont permis de les désolidariser sans les fragiliser, notamment pour les blocs stratifiés de siltstone et de shale. Pour ces différents types de roche, des valeurs moyennes de densité, de porosité ainsi que de conductivité, diffusivité et capacité thermique ont été calculées au laboratoire ouvert de géothermie (LOG) au centre Eau Terre Environnement de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE). Le protocole détaillé et les valeurs obtenues sont présentés au chapitre 5.

Le logiciel WUFI® Pro, initialement conçu pour calculer les flux d'énergie et d'humidité dans les murs des édifices, a été utilisé pour modéliser la température dans les parois rocheuses de la Haute-Gaspésie (chap. 5). Ce logiciel a déjà été utilisé avec succès pour modéliser le régime thermique et l'humidité de massifs rocheux (Rode et al., 2016; Sass, 2005; Schnepfleitner et al., 2018). Les conditions météorologiques mesurées à la surface de la paroi rocheuse (Tab. 2) ainsi que les paramètres physiques (densité, porosité) et thermiques (conductivité, capacité et diffusivité) des roches mesurées en laboratoire ont servi d'intrants pour calculer le régime thermique de la paroi rocheuse. La température modélisée en surface a été validée avec celle mesurée directement à la surface de la paroi rocheuse. La propagation du signal thermique a été calibrée sur les données mesurées en modulant l'épaisseur et la nature (propriétés thermiques) des couches de roches traversées. La combinaison (épaisseur et nature) devait respecter les unités géologiques observées à la surface des parois. Bien que notre instrumentation ne nous a pas permis de mesurer la température au-delà de 5,5 m de profondeur, cette dernière a été modélisée jusque 20 m. À cette profondeur, la variabilité interannuelle des températures de surface est négligeable et seuls des

changements climatiques peuvent influencer le régime thermique (Lachenbruch et al., 1988). Dans un contexte d'étude d'impacts des changements climatiques, la température imposée à 20 m de profondeur dans WUFI® Pro est une moyenne glissante de la température de l'air des 30 années qui précèdent l'année modélisée. Dans les Alpes, Sass (2005) modélise un degré de saturation dans une paroi rocheuse qui se stabilise autour de 80% dès les premiers décimètres de profondeur. En l'absence de mesures locales, cette valeur moyenne a été utilisée sur l'ensemble du profil modélisé.

La modélisation du régime thermique de cette paroi rocheuse, ajusté sur des mesures pendant une période de 28 mois (10 juin 2018 au 8 octobre 2020), a ensuite été utilisée pour simuler le régime thermique sur une période de 150 ans s'étendant du 1er janvier 1950 au 31 décembre 2099. La série temporelle de températures de l'air construite à partir des données historiques (1950-2020) et des données de simulation (2021-2100) a servi d'intrant pour cette nouvelle modélisation. Les valeurs de rayonnement de courtes et de longues longueurs d'onde, la pression atmosphérique ainsi que la direction et la vitesse du vent de l'année 2019 ont été répétées en boucle pour chaque année de la période couverte. Davantage d'études sont nécessaires pour améliorer notre capacité à anticiper l'évolution de ces paramètres dans le contexte actuel des changements climatiques (Collins et al., 2013; Hartmann et al., 2013). De plus, la paroi rocheuse instrumentée est exposée nord et demeure ombragée de la mi-octobre à la mi-mars. Elle est surtout influencée par les fluctuations de la température de l'air en hiver (chap. 5).

Afin de quantifier l'influence du réchauffement climatique sur l'efficacité de l'altération des roches par le gel, le modèle thermomécanique développé par Rempel et al. (2016) a été utilisé. Dans ce modèle, le gel de l'eau entraîne un différentiel de pression qui favorise la migration de l'eau par cryosuccion vers des zones préférentielles de formation des lentilles de glace. Le gel de l'eau dans les zones saturées de la matrice rocheuse provoque le développement et l'ouverture de microfractures qui se traduit par une hausse locale de la porosité. Une description plus détaillée du modèle et de ses composantes est présentée au chapitre 2. Dans ce chapitre, les données du régime thermique simulées sur 150 ans ont été utilisées pour piloter le modèle thermomécanique. Une valeur de résistance à la fracturation de la roche (F_t) de 0,345 MPa·m$^{-1/2}$ a été utilisée. Une valeur mesurée par Dwivedi et al. (2000) sur un échantillon de grès à 0°C avec une porosité égale à celle mesurée sur les échantillons de grès ou de greywacke collectés sur le terrain (~0,5) (chap. 5). À l'exception des températures de la roche et de F_t, toutes les autres valeurs proposées par Rempel et al. (2016, Tab. 1) ont été conservées dans le modèle.

Sur des périodes d'analyse aussi longue, la hausse de la porosité entrainera l'ouverture de fracture et la chute de blocs rocheux. Pour simplifier les analyses, nous avons conservé une valeur fixe de F_t, qui devrait diminuer avec le temps (chap. 2), et considéré les propriétés et caractéristiques de la roche comme immuables. Ainsi, les valeurs de changement de porosité calculer avec le modèle doivent être perçues comme des indicateurs des dommages causés par le gel.

3.4 Analyses de tendance

L'évolution de la distribution du gel et du dégel dans la paroi rocheuse, ainsi que l'efficacité de la fracturation de la roche par le gel ont été analysées sur des périodes climatiques typiques de 30 ans, soit : 1950-1979, 1980-2009, 2010-2039, 2040-2069 et 2070-2099. À partir de ces périodes, l'influence du réchauffement climatique sur les cinq indicateurs suivants a été quantifiée (Fig. 3) : 1) la période d'occurrence (mois) et 2) la fréquence des cycles sporadiques de gel-dégel (FT), 3) la

durée et 4) la profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier, et 5) l'intensité des dommages causés par le gel (changement de porosité) en fonction de la profondeur.

Pour les besoins de l'étude, les cycles sporadiques de gel-dégel ou dégel-gel (FT) sont définis comme l'ensemble des cycles, indépendamment de leur durée, qui atteignent minimalement la profondeur de 10 cm. Le front de gel saisonnier est défini comme étant la plus longue période ininterrompue de températures inférieures au point de congélation dans la paroi rocheuse au cours d'une saison hivernale. Par définition et de manière générale, une température seuil de 0°C est utilisée comme température de congélation de l'eau dans les massifs rocheux de différents environnements morphoclimatiques (e.g. Coutard et Francou, 1989; Fahey et Lefebure, 1988; Gruber et al., 2004b; Noetzli et al., 2007). Afin d'être compatibles avec ces études, nous avons également conservé cette température de 0°C pour dénombrer les cycles FT sporadiques et quantifier le front de gel saisonnier.

Moyenner les températures issues des cinq modèles utilisés atténue les extrêmes climatiques et ne permet pas de quantifier tous les paramètres ciblés adéquatement. Pour contourner ce biais, le régime thermique de la paroi rocheuse a été simulé individuellement pour chacun des cinq RCM (Tab. 1). Les indicateurs ciblés ont ensuite été dénombrés (e.g. fréquence des cycles FT sporadiques) ou quantifiés (e.g. profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier) pour chacune des simulations et dans un second temps, une moyenne de ces paramètres est calculée pour les cinq simulations.

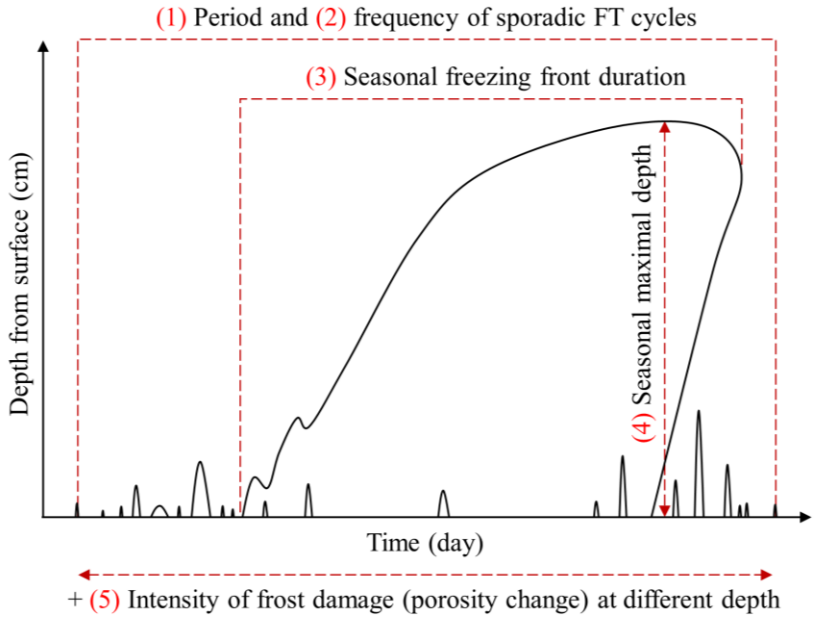


Figure 3. Schéma conceptuel présentant les différentes composantes des cycles gel-dégel (FT) et un indicateur de l'intensité des dommages causés par le gel dans les parois rocheuses : 1) période (mois) et 2) fréquences des cycles sporadiques de gel-dégel, 3) durées et 4) profondeurs du front de gel saisonnier, et 5) intensités des dommages causés par le gel (changement de porosité) en fonction de la profondeur. La ligne noire représente l'isotherme 0°C.

4. Résultats

4.1 Évolution de la température de l'air (1950-2100)

La température moyenne de l'air simulée (Tab. 1) pour la période historique (1970-1999) est de 3,28°C alors que celle mesurée à la station de Cap-Madeleine est de 3,30°C. La variabilité interannuelle est plus faible avec les données de modélisation qu'avec les données enregistrées à Cap-Madeleine (Fig. 4), car elles sont le résultat d'une moyenne de cinq RCM. Les séries temporelles de températures modélisées avec les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 débutent en 2010 avec le projet CORDEX-NA (Fig. 4), mais dans les sections suivantes, les données issues de ces scénarios sont seulement utilisées pour la période 2021-2100.

Dans le nord de la Gaspésie, la température moyenne annuelle de l'air mesurée s'élève à 3,42°C pour la période 1950-1979. Selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, la température moyenne annuelle pourrait atteindre 6,41°C et 8,72°C (Tab. 3). Sur l'ensemble du 21^{e} siècle, la température de l'air devrait augmenter en moyenne de 0,33°C par décennie selon le scénario RCP4.5 (+3.3°C) et de 0.6°C par décennie selon le scénario RCP8.5 (+6.2°C). Le réchauffement climatique serait plus marqué en hiver (+0,4°C par décennie avec RCP4.5, +0,8°C avec RCP8.5) qu'en été (+0,2°C par décennie avec RCP4.5, +0,4°C avec RCP8.5). Avec le scénario RCP8.5, la température moyenne en hiver deviendrait supérieure au point de congélation (+0.33°C) d'ici la fin du 21^{e} siècle.

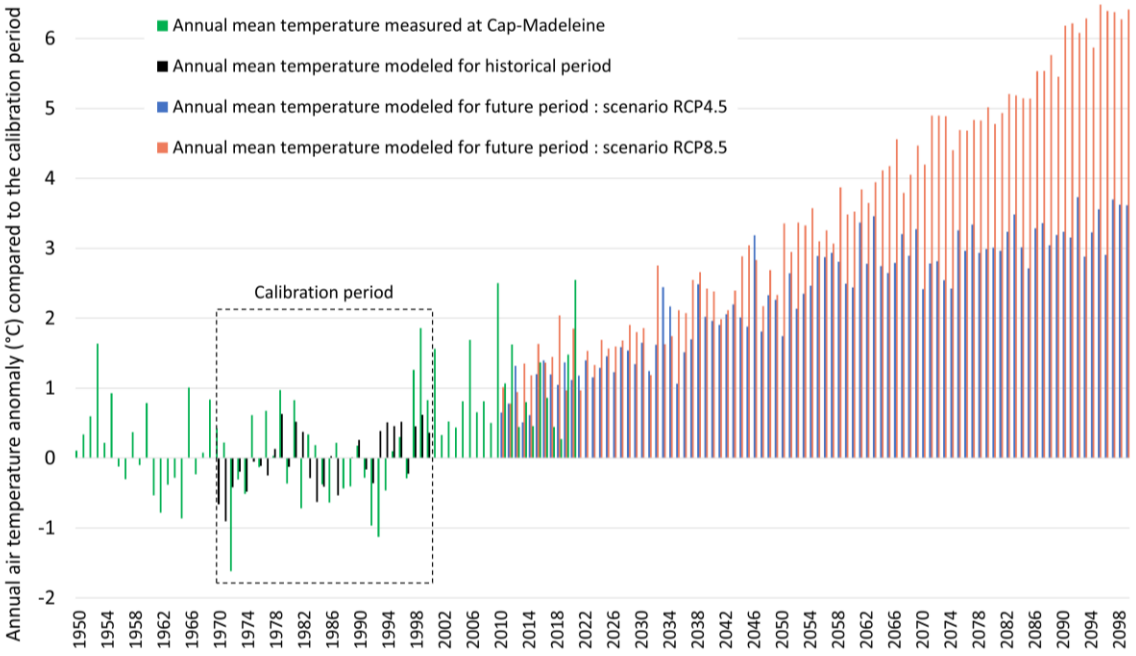


Figure 4. Anomalies de température mesurées (vert) et modélisées pendant la période de calibration (noir) ainsi qu'à partir de 2010 selon les scénarios RCP4.5 (bleu) et RCP8.5 (orange) par rapport à la température moyenne de la période de calibration (T=3.3°C) au niveau de la station météorologique de Cap-Madeleine.

Tableau 3. Température moyenne de l'air mesurée (1950-2020) et simulée (2021-2100) par période climatique de 30 ans entre 1950 et 2100 et selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

Period	Air temperature for two Representative Concentration Pathway RCP4.5	RCP8.5	Data source
1950-1979	3.42		Temperature measured (Cap-Madeleine)
1980-2009	3.55		Temperature measured (Cap-Madeleine)
2010-2039	4.73	4.91	Temperature measured (Cap-Madeleine) and simulated from 2021
2040-2069	5.85	6.58	Temperature simulated
2070-2099	6.41	8.72	Temperature simulated

4.2 Modélisation du régime thermique (2018-2020)

Pour la période de 28 mois s'étendant du 10 juin 2018 au 8 octobre 2020, la modélisation du régime thermique s'ajuste bien avec les mesures enregistrées dans la paroi rocheuse avec les thermistances (Fig. 5). Le coefficient de détermination est très élevé pour les températures de surface (R^2=0,986) et se renforce en profondeur (R^2=0,996 à 30 cm), au fur et à mesure que la variabilité de la température diminue. Les mesures du régime thermique montrent que l'amplitude annuelle de la température dans la roche diminue rapidement avec la profondeur (Fig. 5) : 45°C en surface, 34°C à 30 cm de profondeur, 22°C à un mètre de profondeur et seulement 6°C à 550 cm de profondeur.

Dans cette paroi de roches sédimentaires (flysch), le front de gel saisonnier pénètre autour de quatre mètres de profondeur et la période d'occurrence des cycles FT sporadiques dure de 5 à 6 mois (Fig. 5). À l'amorce des deux hivers (2019, 2020), l'occurrence d'un redoux majeur en surface se répercute par une brève interruption du front de gel en profondeur. La majorité des cycles FT sporadiques se produit au mois d'avril, lorsque l'intensité du rayonnement solaire augmente (Fig. 5). Ces caractéristiques générales des composantes des cycles FT dans la paroi rocheuse sont tout aussi bien représentées avec les températures mesurées qu'avec celles modélisées (Fig. 5).

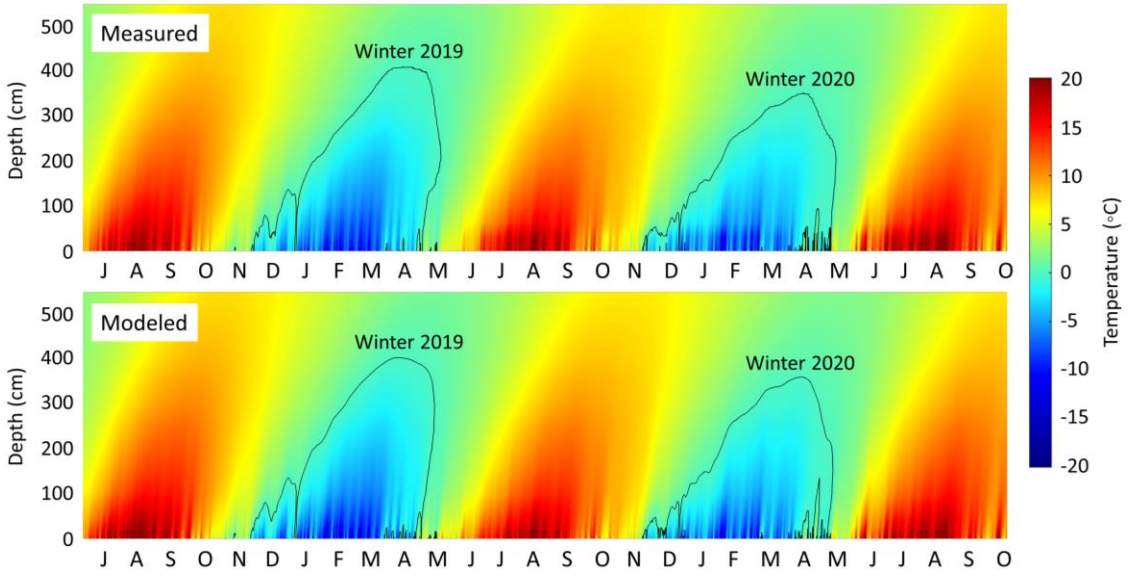


Figure 5. Régime thermique mesuré et modélisé perpendiculairement à la surface d'une paroi rocheuse de flysch entre la surface et 550 cm de profondeur. Les lignes noires continues matérialisent l'isotherme 0°C dans la paroi rocheuse.

4.3 Tendance des indicateurs de gel-dégel et de dommage causé par le gel

D'après les résultats des simulations, les changements climatiques contemporains devraient exercer une influence significative sur la période d'occurrence et la profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier. Avec le scénario RCP4.5, la durée du front de gel saisonnier passerait de 148 jours pour la période 1950-1979 à 130 jours pour la période 2010-2039 et à 101 jours pour la période 2070-2099. Avec le scénario RCP8.5, le front de gel saisonnier ne persiste plus que 124 jours pour la période 2010-2039 et seulement 39 jours pour la période 2070-2099 (Fig. 6). Sa profondeur maximale atteinte au cours de l'hiver passerait de 410 cm pendant la période 1950-1979, contre 313 cm pendant la période 2010-2039 et 213 cm pendant la période 2070-2099 avec le scénario RCP4.5. Cette diminution est encore plus marquée avec le scénario RCP8.5 puisque le front de gel ne se propagerait plus qu'à 301 cm de profondeur pendant la période 2010-2039 et seulement à 105 cm de profondeur pendant la période 2070-2099 (Fig. 6).

Le réchauffement climatique s'accompagnerait d'une redistribution des périodes propices aux cycles FT sporadiques. Pour la période 1950-1979, ces derniers se concentraient surtout en automne (7.3 an^{-1} en moyenne en novembre) et au printemps (8.2 an^{-1} en avril) alors que leur occurrence était rare pendant la saison hivernale (0.5 an^{-1} et 0.8 an^{-1} en janvier et février respectivement) (Fig. 7). À la fin du 21^{e} siècle, la période hivernale, anciennement peu événementielle deviendrait la période avec la plus forte occurrence de cycles sporadiques. Leur nombre serait respectivement multiplié par 2.4, 4.8, 2.9 et 1.5 pour les mois de décembre, janvier, février et mars avec le scénario RCP4.5 (Fig. 7a) et par 2.2, 12.1, 7.7 et 2.0 avec le scénario RCP8.5 (Fig. 7b). À l'inverse, les mois de novembre et d'avril, anciennement très événementiels, deviendraient des périodes caractérisées par une faible occurrence des cycles sporadiques. Leur nombre serait divisé par 3 en novembre, par

1.6 en avril et par 8.5 en mai avec le scénario RCP4.5 (Fig. 7a). Avec le scénario RCP8.5, leur nombre serait divisé par 11.8 en novembre et par 4.6 en avril (Fig. 7b). À la fin du 21e siècle, l'absence de cycles FT en octobre et en mai témoigne d'un raccourcissement de la période d'occurrence du gel.

Entre 1950 et 2100, une relation négative est mise en évidence entre la fréquence des cycles FT sporadiques et la profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier (Fig. 8). Globalement, plus le climat se réchauffe, plus la profondeur atteinte par le front de gel saisonnier devrait diminuer (Fig. 8b) et plus la fréquence des cycles FT sporadiques devrait augmenter (Fig. 8c). La fréquence de ces cycles n'a pas augmenté entre la période 1950-1979 et la période 1980-2009 et a même légèrement diminué (0.14 contre 0.13 cycle·jour^{-1}·année^{-1}). Par contre, entre la période 1980-2009 et la période 2070-2099, cette fréquence serait multipliée par 1.3 avec le scénario RCP4.5 et par 1.7 avec le scénario RCP8.5 (Fig. 8c). Le réchauffement climatique pourrait également provoquer une baisse de la fréquence des cycles FT à plus grande profondeur (Fig. 8c).

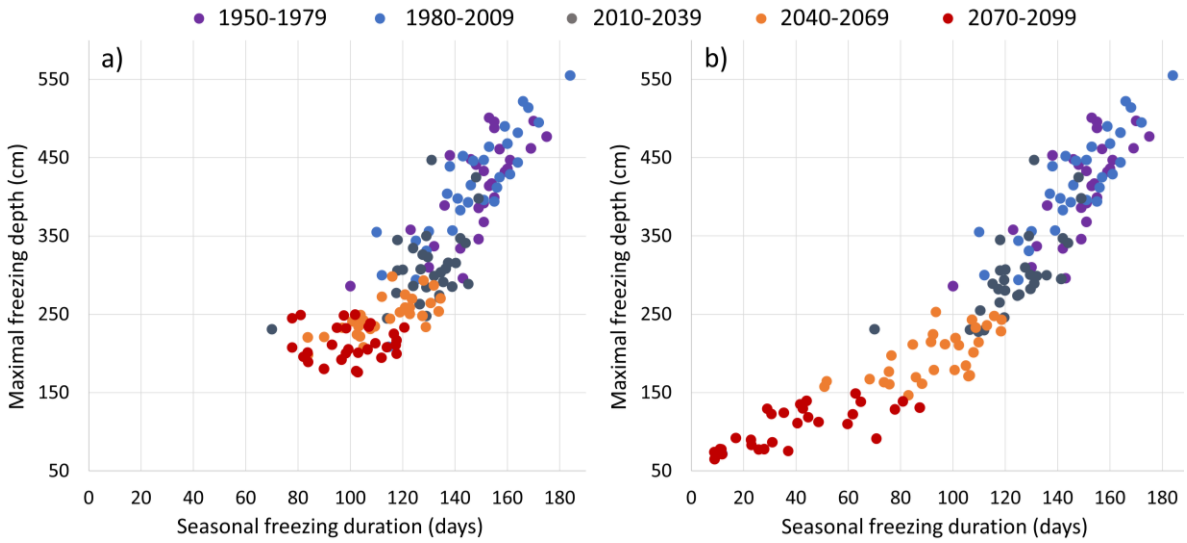


Figure 6. Durée et profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier pour l'ensemble des hivers entre 1950 et 2100. Entre 1950 et 2020, la température de l'air utilisée dans les modélisations est la température mesurée à la station de Cap-Madeleine. À partir de 2021, cette température est issue de simulation selon les scénarios RCP4.5 (a) et RCP8.5 (b).

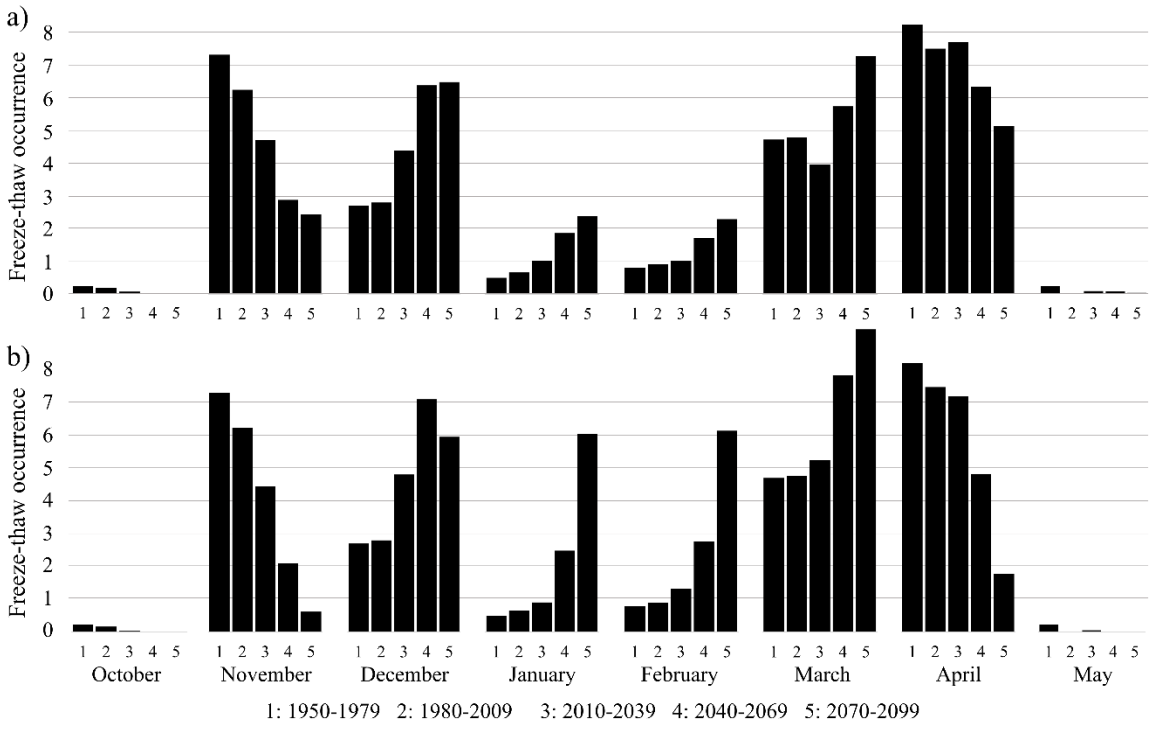


Figure 7. Occurrence mensuelle moyenne des cycles gel-dégel sporadiques par périodes climatiques de 30 ans entre 1950 et 2100. Entre 1950 et 2020, la température de l'air utilisée dans les modélisations est la température mesurée à Cap-Madeleine. À partir de 2021, cette température est issue de simulation selon les scénarios RCP4.5 (a) et RCP8.5 (b).

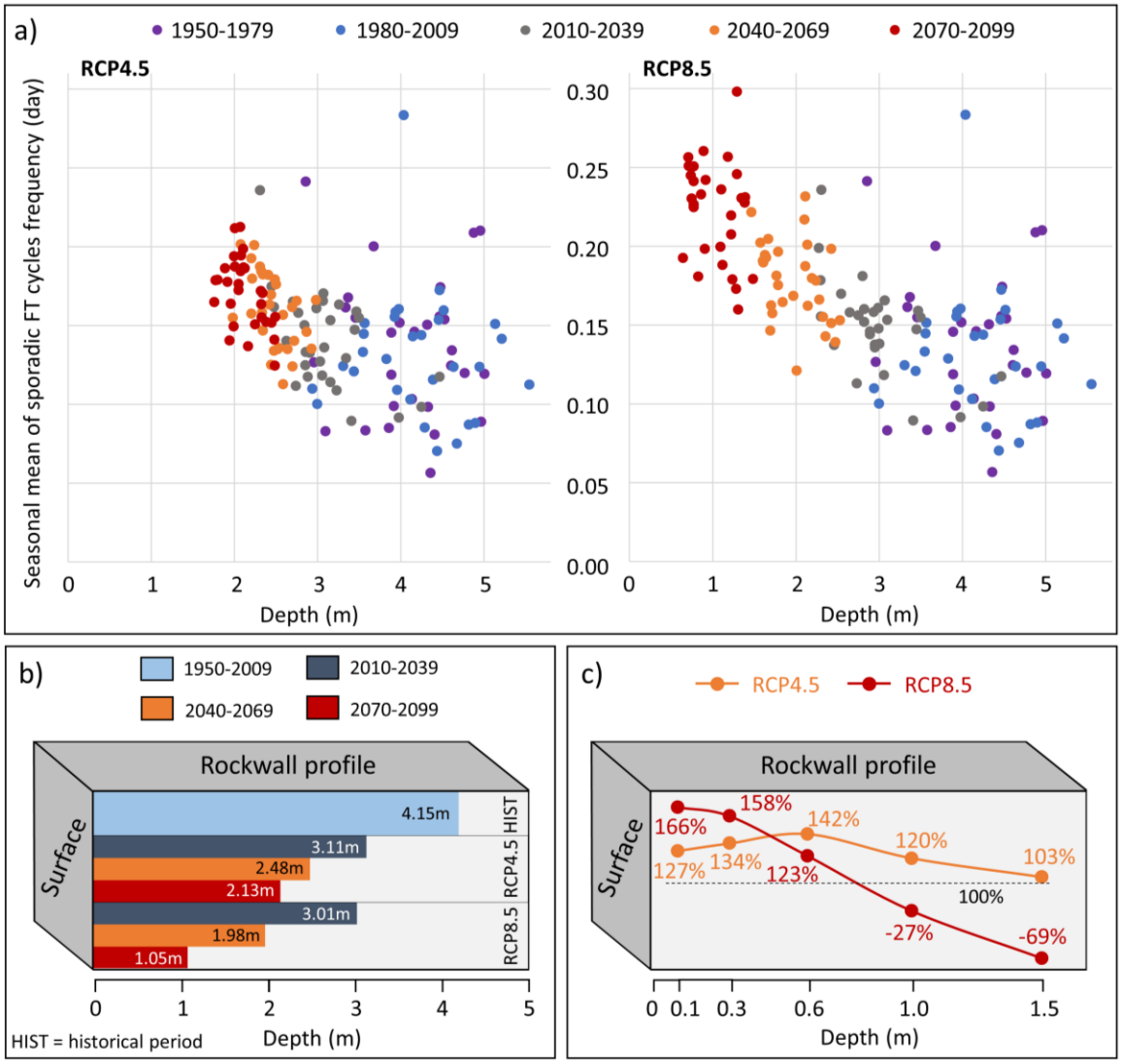


Figure 8. Relation entre la fréquence moyenne des cycles gel-dégel (FT) et la profondeur maximale du cycle FT saisonnier entre 1950 et 2100 et selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (a); profondeur maximale moyenne du front de gel saisonnier pendant la période historique (HIST) et pour les horizons 2010-2039, 2040-2069 et 2070-2099 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (b); fréquence relative des cycles FT sporadiques en fonction de la profondeur pour la période 2070-2099 par rapport à la période historique (1950-2009) selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 (c). Entre 1950 et 2020, la température de l'air utilisée dans les modélisations est la température mesurée à Cap-Madeleine. À partir de 2021, cette température est issue de simulation selon les scénarios RCP4.5 (a) et RCP8.5 (b).

4.4 Météorisation par le gel

Pour les périodes 1950-1979 et 1980-2009, la hausse de porosité causée par la formation de glace de ségrégation affecte la roche jusque 350 cm de profondeur. La formation de lentilles de glace provoque des dommages concentrés à quatre profondeurs distinctes : en surface, à 70 cm, à 130 cm et à 275 cm de profondeur (Fig. 9). La période 2010-2039 devrait être caractérisée par un réchauffement climatique de plus d'un degré Celsius par rapport aux deux périodes de 30 ans précédentes (Tab. 3). Ce réchauffement serait suffisant pour qu'il n'y ait plus de formation de lentilles de glace à 275 cm de profondeur. Les dommages causés par le gel surviendraient jusque 250 cm de profondeur, contre 350 cm auparavant (Fig. 9). La période suivante (2040-2069) devrait être marquée par une hausse des dommages autour de 70 cm de profondeur par rapport aux périodes historiques et par une diminution au-delà (Fig. 9). Une tendance qui se confirme pendant la période 2070-2099 avec le scénario RCP4.5. En revanche, avec le scénario RCP8.5, l'efficacité de la fracturation par le gel s'atténue également à cette profondeur d'ici la fin du 21^{e} siècle (Fig. 9). Le réchauffement climatique pourrait se traduire par une augmentation des dommages causés par le gel autour de 70 cm de profondeur et par une diminution significative passée cette profondeur. En surface, l'efficacité de la fracturation par le gel demeurerait aussi importante pendant la période 2070-2099 que pendant les périodes historiques (Fig. 9).

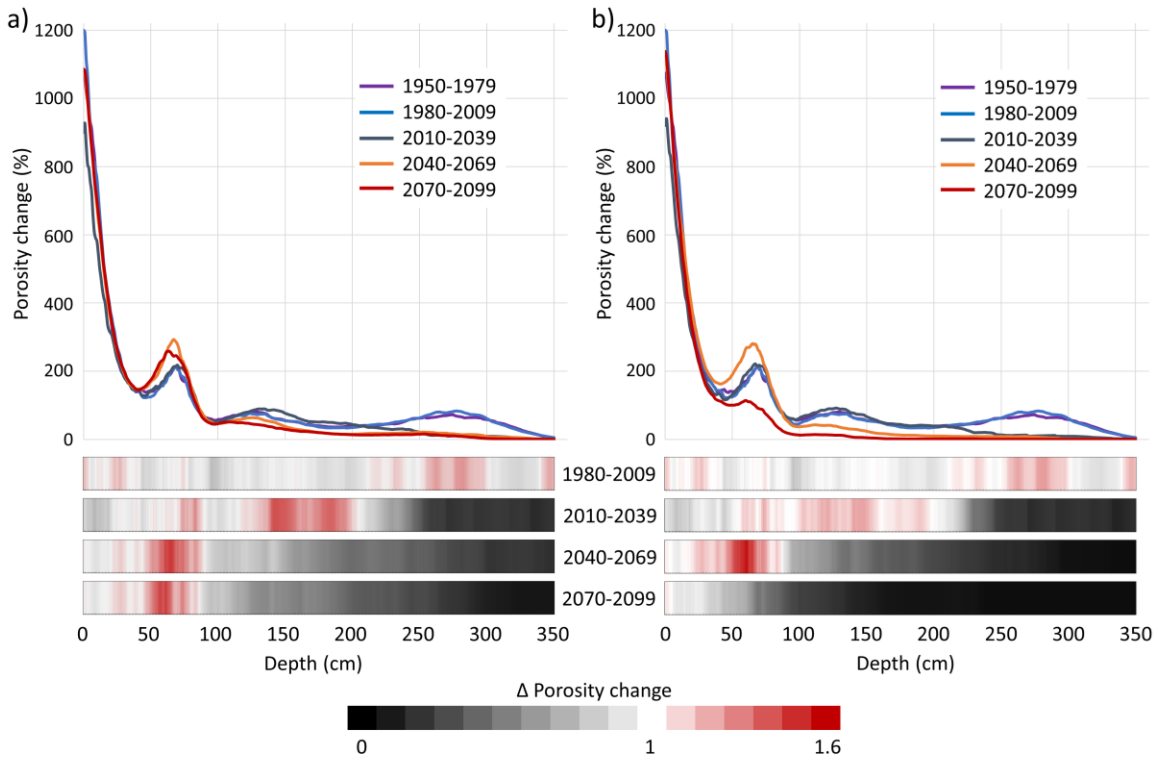


Figure 9. Variation totale de la porosité simulée avec le modèle de Rempel et al. (2016) pour les cinq périodes climatiques de 30 ans entre 1950 et 2100 selon les scénarios RCP4.5 (a) et RCP8.5 (b). Les barres sous les graphiques représentent la variation de porosité des périodes 1980-2009, 2010-2039, 2040-2069 et 2070-2099 par rapport à la période 1950-1979.

5. Discussion

5.1 Effets du réchauffement climatique sur la distribution du gel-dégel et sur l'efficacité des processus d'altération par le gel

L'influence du réchauffement climatique sur la distribution et les composantes des cycles gel-dégel (FT) a été étudiée sur une période de 150 ans (1950-2100). Selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, un réchauffement de 3,3°C à 6,2°C est attendu pour le nord de la Gaspésie d'ici la fin du 21e siècle (Fig. 4). Ce réchauffement rapide est susceptible de diminuer la profondeur maximale du front de gel saisonnier de 1 à 2 mètres et de raccourcir sa durée de 1 à 3 mois (Fig. 6). La fréquence et l'ampleur des cycles FT sporadiques pourraient augmenter en janvier et en février et diminuer en novembre et en avril (Fig. 7). Sur l'ensemble de la saison, le réchauffement climatique semble entraîner une augmentation de la fréquence des cycles FT près de la surface et une diminution à plus grande profondeur (Fig. 8). Ces changements dans la distribution du gel en profondeur devraient avoir un impact majeur sur l'efficacité de l'altération de la roche par le gel.

Les changements de porosité simulés sur des périodes de 30 ans entre 1950 et 2100 sont très élevés et dépassent 100 % à certaines profondeurs (Fig. 9). Les taux soutenus de changement de porosité peuvent s'expliquer par les conditions climatiques favorables à l'altération par le gel et la faible résistance à la fracturation des grès et des greywacke à 0ºC (Dwivedi et al., 2000). Selon le modèle de Rempel et al. (2016), la hausse de la porosité est induite par la microfissuration de la roche lors de la formation de lentilles de glace. Sur des périodes de 30 ans, les microfissures peuvent conduire à la dissociation des blocs des strates de grès et de greywacke et provoquer la chute d'un bloc rocheux si ce dernier était en porte-à-faux sur une strate de roche tendre et érodée. Cette dynamique d'érosion différentielle, rapportée aux chapitres 2 (Gauthier et al., 2022) et 3 (Birien et Gauthier, 2022), implique une exposition graduelle de la roche moins altérée au fil du temps. Cette dynamique n'a pas été incluse dans notre simulation du changement de porosité, mais les valeurs simulées sur le long terme demeurent d'excellents indicateurs de l'efficacité de l'altération par le gel en fonction de la profondeur.

Entre 1950 et 2020, la formation de lentilles de glace a entraîné une hausse préférentielle de la porosité à la surface et à 0,7 m, 1,3 m et 2,7 m de profondeur (Fig. 9). Ces pics sont associés au développement de glace de ségrégation à certaines profondeurs définies par une migration capillaire de l'eau des zones non gelées de la roche vers des zones gelées (Draebing et Mayer, 2021; Rempel et al., 2016; Walder et Hallet, 1985). Selon le scénario RCP4.5, les conditions météorologiques favoriseront toujours l'altération par le gel en surface et à 0,7 m de profondeur, mais l'efficacité du processus s'atténuera en profondeur d'ici la fin du 21e siècle. La hausse observée du taux de changement de porosité à 0,7 m (Fig. 9) pourrait s'expliquer par la hausse prévue du nombre d'oscillations autour du point de congélation à cette profondeur (Fig. 8c). Mais suivant le scénario RCP8.5, l'efficacité de la fissuration par le gel sera concentrée dans les premiers décimètres des parois et s'atténuera plus en profondeur (Fig. 9).

5.2 Effets du réchauffement climatique sur la fréquence et la magnitude des chutes de pierres

Le développement de microfissuration par la formation de glace de ségrégation dans la roche nécessite une saturation en eau supérieure à 60% et des températures comprises entre -8°C et -3°C (Rode et al., 2016). Les redoux hivernaux, plus nombreux à la fin du 21e siècle (Fig. 8), favoriseront une plus grande disponibilité en eau liquide par la fonte de la glace interstitielle et de la neige en surface ainsi que par les événements de pluie plus fréquents (Hall et al., 2002; Rode et al., 2016). En raison de la saturation de la roche en eau plus importante et des cycles FT sporadiques plus nombreux, les conditions météorologiques devraient être plus optimales à la fracturation de la roche près de la surface des parois en 2100. En revanche, les périodes au cours desquelles la température de la roche se maintiendra dans un éventail de conditions propices à la ségrégation de la glace en profondeur devraient se raréfier (Fig. 8 et 9c). Alors que l'efficacité de la fissuration par le gel pourrait augmenter près de la surface et diminuer en profondeur, la fréquence des chutes de pierres de faible magnitude devrait augmenter et celle des chutes de pierres de grande magnitude devrait diminuer (Fig. 10). Dans les environnements soumis à un gel saisonnier, le réchauffement climatique devrait favoriser le développement d'instabilités rocheuses de faible magnitude par rapport à celles de grande magnitude.

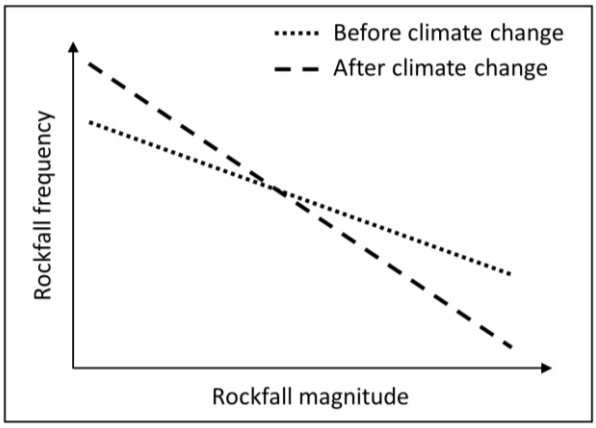


Figure 10. Relation entre la fréquence et la magnitude des chutes de pierre avant et après le réchauffement climatique contemporain.

Les changements climatiques du 21e siècle se solderaient par une disparition progressive de l'occurrence du gel pendant les mois d'**octobre** et de **mai** (Fig. 7). Entre 1950 et 2100, la fréquence des cycles FT sporadiques serait divisée par trois avec le scénario RCP4.5 pour le mois de **novembre** et par 12 avec le scénario RCP8.5 (Fig. 7). Une diminution de l'efficacité du processus de cryoclastie en surface et une diminution de sa profondeur d'action sont attendues. Il en résulterait une diminution de la fréquence des chutes de pierres déclenchées par le gel-dégel, particulièrement marquée pour les instabilités rocheuses de grande magnitude (Fig. 11a). En **décembre**, la fréquence des cycles FT sporadiques devrait doubler (Fig. 7), mais la profondeur atteinte par le gel deviendrait moins importante. De ce fait, la fréquence des chutes de pierres de faible magnitude déclenchées

par le gel-dégel devrait donc augmenter alors que celle des instabilités de plus grande magnitude devrait diminuer (Fig. 11b). Historiquement, l'hiver était une période particulièrement stable (Laliberté et al., 2022), car la glace présente dans les discontinuités assurait une cohésion importante des blocs instables (Fiorio et al., 2002; Krautblatter et al., 2013). D'ici la fin du 21e siècle, cette période pourrait être régulièrement entrecoupée par des redoux hivernaux. Leur fréquence serait multipliée par 5 en **janvier** et par 3 en **février** avec le scénario RCP4.5, par 12 et par 8 avec le scénario RCP8.5 par rapport à la période 1950-1979 (Fig. 7). Les taux d'altération de la roche par le gel à la surface des parois rocheuses seraient exacerbés. Cette tendance se confirmerait à de plus grandes profondeurs, car l'intensité et la durée des redoux hivernaux favoriseront des cycles dégel-gel de plus grande amplitude. Il en résulterait une augmentation de la fréquence des chutes de pierres de magnitude proportionnelle à l'amplitude du dégel (Fig. 11c et d). Pour le mois de **mars**, la fréquence des cycles FT sporadiques serait multipliée par deux (Fig. 7), mais la profondeur atteinte par le front de gel saisonnier devrait être limitée à 2,5 m et 1,5 m suivant les scénarios RCP4.5 et RCP 8.5 (Fig. 6). La fréquence des chutes de pierres devrait donc sensiblement augmenter, mais la magnitude maximale des événements sera limitée par l'amplitude réduite du front de gel saisonnier (Fig. 11e). En **avril**, la fréquence des cycles FT sporadiques serait divisée par deux avec le scénario RCP4.5 et par cinq avec le scénario RCP8.5 (Fig. 7) et l'influence du gel s'estomperait rapidement avec la profondeur. Il en résulterait une plus faible fréquence des chutes de pierres de faible magnitude et une disparition des événements de grande magnitude liés au dégel en profondeur de la paroi (Fig. 11f).

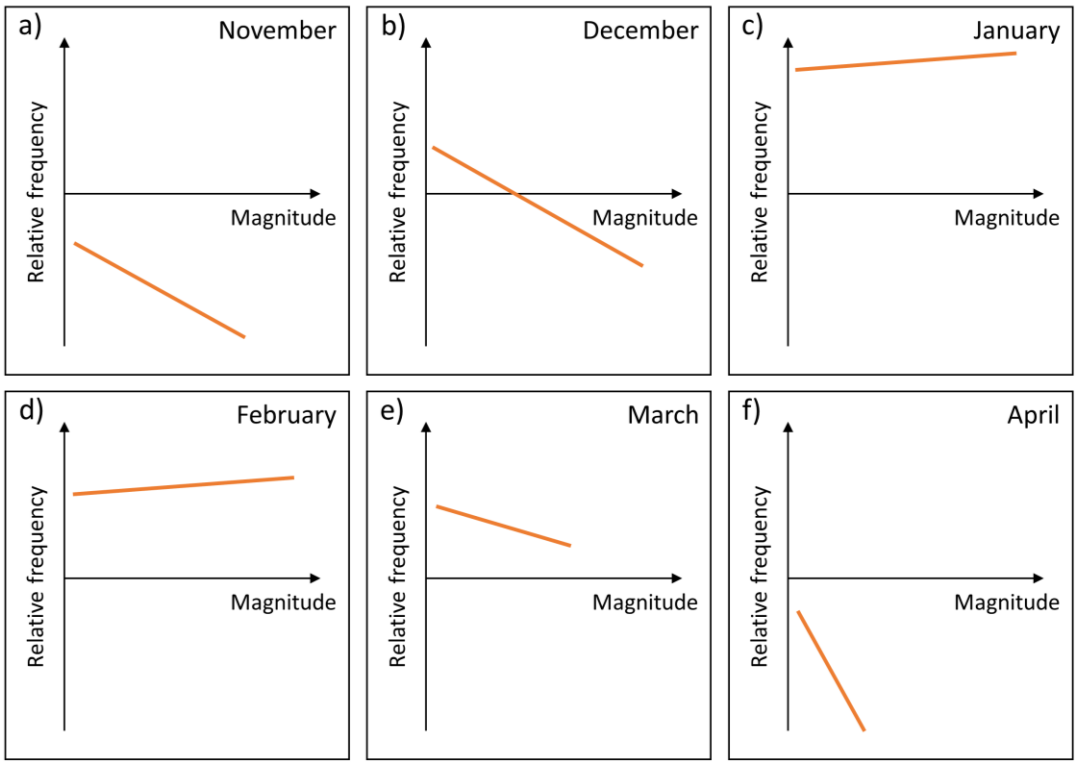


Figure 11. Fréquence relative des chutes de pierres de différentes magnitudes déclenchées par le gel-dégel des parois rocheuses en 2100 par rapport à 1950 pour les mois de novembre à avril.

6. Conclusions

Une instrumentation conséquente déployée sur une paroi rocheuse du nord de la Gaspésie a permis de calculer son bilan d'énergie en surface et de mesurer son régime thermique jusque 5.5 m de profondeur pendant une période de 28 mois (2018-2020). Ces mesures ont été utilisées pour calibrer une modélisation du régime thermique de la paroi rocheuse. Des données de température de l'air historiques, enregistrées localement (1950-2020), et des données issues de simulations (2021-2099) ont été utilisées pour étendre la modélisation du régime thermique sur une période de 150 ans.

Selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, le réchauffement climatique du 21^{e} siècle serait compris entre +3.3°C et +6.2°C dans le nord de la Gaspésie. Ce réchauffement rapide devrait se répercuter par une diminution importante de la profondeur maximale atteinte par le front de gel saisonnier, par un raccourcissement de la période d'occurrence des cycles FT sporadiques et par une augmentation de leur fréquence en hiver. Par rapport à la période historique (1950-2009), l'efficacité de la fracturation par le gel devrait s'intensifier autour de 70 cm de profondeur et s'estomper au-delà. Dans les versants rocheux soumis à des gels saisonniers, la redistribution de l'efficacité du processus de cryoclastie d'ici la fin du 21^{e} siècle devrait favoriser le développement d'instabilités rocheuses de faible magnitude au détriment de celles de grande magnitude. La fréquence des chutes de pierres déclenchées par les cycles FT sporadiques pourrait s'accroître considérablement en hiver, mais être largement réduite à l'automne et au printemps.

Références

Alvioli, M., Melillo, M., Guzzetti, F., Rossi, M., Palazzi, E., von Hardenberg, J., Brunetti, M. T. et Peruccacci, S. (2018). Implications of climate change on landslide hazard in Central Italy. Sci. Total Environ., 630, 1528–1543.

Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A. et Wood, E. F. (2018). Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. Sci. Data, 5, 1–12.

Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierres. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels - Géorisques 8, Société canadienne de géotechnique, Québec.

Christensen, O. B., Drews, M., Christensen, J. H., Dethloff, K., Ketelsen, K., Hebestadt, I. et Rinke, A. (2007). The HIRHAM Regional Climate Model Version 5 (beta). Tech. Rep. 06-17, 5, 1–22.

Coe, J. A. et Godt, J. W. (2012). Review of approaches for assessing the impact of climate change on landslide hazards. In: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A.K., Leroueil, S. (Eds.), Landslides and Engineered Slopes, Protecting Society Through Improved Understanding: Proceedings 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Ban.

Collins, B. D. et Stock, G. M. (2016). Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. Nat. Geosci., 9(5), 395–400.

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W. J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A. J. et Wehner, M. (2013). Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. In: Climate

Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, vol. 9781107057.

Coutard, J. P. et Francou, B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. Arct. Alp. Res., 21(4), 399–416.

Crosta, G. B. et Clague, J. J. (2009). Dating, triggering, modelling, and hazard assessment of large landslides. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.

Crozier, M. J. (2010). Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. Geomorphology, 124(3–4), 260–267.

D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L. et Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16(3), 719–735.

Delonca, A., Gunzburger, Y. et Verdel, T. (2014). Statistical correlation between meteorological and rockfall databases. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14(8), 1953–1964.

Dixon, J. C. et Thorn, C. E. (2005). Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. Geomorphology, 67, 127–145.

Draebing, D. et Krautblatter, M. (2019). The Efficacy of Frost Weathering Processes in Alpine Rockwalls. Geophys. Res. Lett., 46(12), 6516–6524.

Draebing, D. et Mayer, T. (2021). Topographic and geologic controls on frost cracking in Alpine rockwalls. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 126(6), e2021JF006163.

Draebing, D., Mayer, T., Jacobs, B. et McColl, S. T. (2022). Alpine rockwall erosion patterns follow elevation-dependent climate trajectories. Commun. Earth Environ., 3(1), 1–12.

Dwivedi, R. D., Soni, A. K., Goel, R. K. et Dube, A. K. (2000). Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 37(8), 1267–1275.

Enos, P. (1969a). Anatomy of a flysch. J. Sediment. Petrol., 39(2), 680–723.

Enos, P. (1969b). Cloridorme formation, middle ordovician flysch, Northern Gaspé peninsula, Québec. Geological Society of America INC, Geological Society of America, Colorado building, Boulder, Colorado..

Environnement Canada (2021). Compilation des données historiques à la station météorologique de Cap-Madeleine, [online data] Available from:

https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html

Fahey, B. D. et Lefebure, T. H. (1988). The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada. Earth Surf. Process. Landforms, 13(4), 293–304.

Fiorio, B., Meyssonnier, J. et Boulon, M. (2002). Experimental study of the friction of ice over concrete under simplified ice-structure interaction conditions, Can. J. Civ. Eng., 29(3), 347–359.

Gariano, S. L. et Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate. Earth-Science Rev., 162, 227–252.

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J. et Stoffel, M. (2014). 21st century climate change in the European Alps-A review. Sci. Total Environ., 493, 1138–1151.

Gruber, S. et Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperatures-related destabilization following climate change. J. Geophys. Res. Earth Surf., 112(2).

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004a). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophys. Res. Lett., 31(13).

Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004b). Rock-wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences. Permafr. Periglac. Process., 15(3), 299–307.

Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V. et Guglielmi, Y. (2005). Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: Case study of the Rochers de Valabres slope (France). Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 42(3), 331–349.

Hall, K., Thorn, C. E., Matsuoka, N. et Prick, A. (2002). Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. Prog. Phys. Geogr., 26(4), 577–603.

Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M. A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S. M. et Vonder Mühll, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. Earth-Science Rev., 92(3–4), 117–171.

Hartmann, D. L., Klein Tank, A. M. G., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A., Soden, B. J., Thorne, P. W., Wild, M. et P.M., Z. (2013). IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Chapter 2: Observations: Atmosphere and Surface, in Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, vol. 9781107057.

Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Delleske, R., Krautblatter, M., Lang, A., Schrott, L. et Otto, J.-C. (2020). A 6-year lidar survey reveals enhanced rockwall retreat and modified rockfall magnitudes/frequencies in deglaciating cirques. Earth Surf. Dyn., 8, 753–768.

Hétu, B. et Gray, J. T. (2000). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspe Peninsula, Quebec. Geomorphology, 32(3–4), 335–355.

Huggel, C. (2009). Recent extreme slope failures in glacial environments : effects of thermal perturbation, Quat. Sci. Rev., 28(11–12), 1119–1130.

Huggel, C., Clague, J. J. et Korup, O. (2012). Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? Earth Surf. Process. Landforms, 37(1), 77–91.

Hungr, O., Evans, S. G. et Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. Can. Geotech. J., 36(2), 224–238.

Keiler, M., Knight, J. et Harrison, S. (2010). Climate change and geomorphological hazards in the eastern European Alps. Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci., 368(1919), 2461–2479.

Korup, O., Görüm, T. et Hayakawa, Y. (2012). Without power? Landslide inventories in the face of climate change, Earth Surf. Process. Landforms, 37(1), 92–99.

Krautblatter, M., Funk, D. et Günzel, F. K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. Earth Surf. Process. Landforms, 38(8), 876–887.

Lachenbruch, A. H., Cladouhos, T. T. et Saltus, R. W. (1988). Permafrost temperature and the changing climate. Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost, vol. 3, pp. 9–17, Trondhelm, Norway.

Laliberté, J., Gauthier, F. et Birien, T. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie3) : prévision des chutes de pierres. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels - Géorisques 8, Société canadienne de géotechnique, Québec.

Martynov, A., Laprise, R., Sushama, L., Winger, K., Šeparović, L. et Dugas, B. (2013). Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: Model performance evaluation. Clim. Dyn., 41(11–12), 2973–3005.

Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. Geomorphology, 99(1–4), 353–368.

Matsuoka, N. (2019). A multi-method monitoring of timing, magnitude and origin of rockfall activity in the Japanese Alps. Geomorphology, 336, 65–76.

Matsuoka, N. et Sakai, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. Geomorphology, 28(3–4), 309–328.

Mearns, L., McGinnis, S., Korytina, D., Arritt, R., Biner, S. et Bukovsky, M. (2017). The NA-Cordex dataset, version 1.0. NCAR Climate Data Gateway, Boulder CO.

Mourey, J., Perrin-Malterre, C. et Ravanel, L. (2020). Strategies used by French Alpine guides to adapt to the effects of climate change. J. Outdoor Recreat. Tour., 29.

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. et Haeberli, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. J. Geophys. Res. Earth Surf., 112(2), 1–14.

Paranunzio, R., Laio, F., Chiarle, M., Nigrelli, G. et Guzzetti, F. (2016). Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps,.Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16(9), 2085–2106.

Pröbstl-Haider, U., Hödl, C., Ginner, K. et Borgwardt, F. (2021). Climate change: Impacts on outdoor activities in the summer and shoulder seasons. J. Outdoor Recreat. Tour., 34.

Rapp, A. (1960). Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia. Geogr. Ann., 42(2–3), 65–200.

Ravanel, L. et Deline, P. (2011). Climate influence on rockfalls in high-alpine steep rockwalls: The north side of the aiguilles de chamonix (mont blanc massif) since the end of the “Little Ice Age.” Holocene, 21(2), 357–365.

Rempel, A. W., Marshall, J. A. et Roering, J. J. (2016). Modeling relative frost weathering rates at geomorphic scales. Earth Planet. Sci. Lett., 453, 87–95.

Rode, M., Schnepfleitner, H. et Sass, O. (2016). Simulation of moisture content in alpine rockwalls during freeze–thaw events. Earth Surf. Process. Landforms, 41(13), 1937–1950.

Samuelsson, P., Jones, C. G., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U., Jansson, C., Kjellström, E., Nikulin, G. et Wyser, K. (2011). The Rossby Centre Regional Climate model

RCA3: Model description and performance. Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr., 63(1), 4–23.

Sass, O. (2005). Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering. Earth Surf. Process. Landforms, 30(3), 359–374.

Schnepfleitner, H., Rode, M. et Sass, O. (2018). Validation of simulated temperature profiles at rock walls in the eastern alps (Dachstein). Permafr. Periglac. Process., 29(1), 34–48.

Schovanec, H. E. (2020). Development of semi-automated lidar processing algorithms to correlate climate variables to rockfall patterns for a slope near Glendwood Springs, Colorado. Colorado School of Mines: Golden, CO, USA.

Šeparović, L., Alexandru, A., Laprise, R., Martynov, A., Sushama, L., Winger, K., Tete, K. et Valin, M. (2013). Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model. Clim. Dyn., 41, 3167–3201.

Sidle, R. et Ochiai, H. (2006). Landslides : processes, prediction, and land use. American Geophysical Union, Washington.

Slivitzky, A., St-Julien, P. et Lachambre, G. (1991). Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie.

van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J. F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J. et Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways: An overview. Clim. Change, 109(1), 5–31.

Walder, J. S. et Hallet, B. (1986). The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective., Arct. Alp. Res., 18(1), 27–32.

White, S. E. (176). Is Frost Action Really Only Hydration Shattering? A Review, Arct. Alp. Res., 8(1), 1.

Wieczorek, G. F. et Jäger, S. (1996). Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope-movement processes in the Yosemite Valley, California. Geomorphology, 15(1), 17–31.

Zadra, A., Caya, D., Côté, J., Dugas, B., Jones, C., Laprise, R., Winger, K. et Caron, L. P. (2008). The next Canadian regional climate model. Phys Can, 64, 74–83.

Chapitre 11. Effets des changements climatiques sur la fréquence et la magnitude des aléas de versant affectant les routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie.

Chapitre 11

Effets des changements climatiques sur la fréquence et la magnitude des aléas de versant affectant les routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie.

Francis Gauthier et Yan Boulet

Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagnes, Département de biologie, chimie et géographie Université du Québec à Rimouski, Rimouski, Canada

1. Introduction

Dans le nord de la Gaspésie, des versants abrupts et des parois rocheuses surplombent les routes 132 et 198. Le ministère des Transports et de la mobilité durable du Québec (MTMQ) y a recensé plus de 17 500 chutes de pierre, 1 200 chutes de blocs de glace et 850 avalanches de neige sur ces deux routes depuis le début du programme d'inventaire des mouvements de versants mis en place en 1987. À cela s'ajoute, 12 événements de pluie torrentielle ayant causés des crues soudaines, des coulées de débris et des glissements de terrain. La plupart de ces événements sont corrélés avec des conditions météorologiques distinctives (chap. 6, 7, 8 et 9). Ces résultats sont soutenus par une littérature de plus en plus abondante qui s'intéresse à l'effet des pluies et à l'établissement de seuil de déclenchement des coulées de débris ou des glissements superficiels (Caine, 1980; Corominas, 2000; Larsen and Simon, 1993; Guzzetti et al., 2008; Wieczorek and Glade, 2005), à l'identification des conditions météorologiques responsables des chutes de pierre (D'Amato et al., 2016; Delonca et al., 2014; Frayssines et Hantz, 2006; Mateos et al., 2012; Wieczorek et Jäger, 1996) et des chutes de blocs de glace (Gauthier et al., 2012, 2015) et à la modélisation du couvert de neige et la prédiction des avalanches de neige à partir de données de prévision météorologique (Côté et al., 2017; Morin et al., 2020).

En perturbant les régimes de précipitation et de température à la surface de la Terre, les changements climatiques contemporains devraient avoir des répercussions sur la fréquence et la période d'occurrence et la magnitude de ce type d'aléas (e.g. Anderson et Bausch, 2006; Chiang et Chang, 2011; Clague et al., 2012; Cloutier et al., 2017; Crozier, 2010; Gariano et Guzzetti, 2016; Huggel et al., 2012; IPCC, 2021; Jakob et Hungr, 2005; Laute et Beylich, 2018; Gauthier, 2008; Martin, et al., 2001; Sass et Oberlechner, 2012). Les impacts des changements climatiques sur les mouvements de versants sont difficiles à quantifier et l'interprétation des causes physiques de l'occurrence de ces aléas demeure ambiguë et parfois spéculative. Ils utilisent généralement des indicateurs généraux de modification du régime de températures ou de précipitation pour ensuite émettre une évaluation qualitative des effets des changements pressentis sur les mécanismes de rupture des mouvements de versant (e.g. Anderson et Bausch, 2006; Chiang et Chang, 2011; Cloutier et al., 2017; Huggel et al., 2012; IPCC, 2021, Locat et al., 2022). Cependant, des indices

de plus en plus spécifiques sont développés pour tenter d'expliquer la tendance d'occurrence de divers phénomènes météorologiques extrêmes comme les canicules, les redoux hivernaux, les épisodes de gel/dégel ou les pluies abondantes (Ouranos, 2015). Ces nouveaux indices, aussi pertinents soient-ils, sont rarement associés à des seuils de déclenchement des aléas. Dans cette étude, nous proposons d'utiliser les seuils des variables météorologiques définis et utilisés pour la prévision des aléas affectant les routes du nord de la Gaspésie pour analyser les tendances historiques et sur l'horizon 2100 des variables météorologiques (indices climatiques) responsables de l'occurrence des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace, des avalanches de neige et des aléas hydrogéomorphologiques (HGM). Dans cette étude, nous proposons d'analyser les tendances de différents indices climatiques dérivés des seuils des variables météorologiques définis et utilisés pour prédire l'occurrence des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace, des avalanches de neige et des aléas hydrogéomorphologiques (HGM) sur les routes du nord de la Gaspésie. Les résultats de ces analyses de tendance supporteront une discussion sur les effets des changements climatiques sur la fréquence et la magnitude de ces aléas.

2. Région à l'étude

La région à l'étude se situe sur la rive nord de la péninsule gaspésienne entre les villes de Sainte-Anne-des-Monts et de Manche d'Épée (Fig. 1). Sur presque toute sa longueur (80 km), la route 132 est enclavée entre le littoral de l'estuaire du Saint-Laurent et les versants raides qui forment l'escarpement côtier. Le secteur à l'étude comprend également une portion de la route 198 (environ 6,5 km) entre le village de L'Anse-Pleureuse et l'extrémité sud du lac du même nom. Dans ce secteur, la route 198 est coincée entre le lac à L'Anse-Pleureuse et une série de versants abrupts pouvant atteindre 350 m de dénivelé. Entre 1987 et 2019, 19 713 interventions ont été effectuées par le MTMQ pour retirer des pierres (17 582), des blocs de glace (1 270) et des dépôts d'avalanche de neige (861) sur les routes 132 et 198. À cela s'ajoutent au moins 12 événements de pluie torrentielle ayant causé des aléas hydrogéomorphologiques (HGM) parmi lesquels on recense des inondations, des crues soudaines, des coulées de débris et des glissements de terrain.

La grande majorité des aléas identifiés ici ont été causés par des événements météorologiques extrêmes ou des conditions climatiques particulières (chap. 2-10). Le climat dans le nord de la péninsule Gaspésienne est caractérisé par un climat continental avec une forte influence maritime. La température moyenne annuelle à Ste-Anne-des-Monts entre 1981 et 2010 s'établit à 3,2°C, la température moyenne du mois le plus chaud est de 16,5°C (juillet) et la température moyenne du mois le plus froid est de -11,6°C (janvier) (Environnement Canada 2022). Les étés sont généralement courts et frais et les hivers froids. Les précipitations annuelles moyennes sont de 864 mm dont 28% tombent sous forme de neige. En été, la fréquence des pluies torrentielles à l'origine des aléas hydrogéomorphologiques et de nombreuses chutes de pierre est d'environ une fois au 3,5 ans en Haute-Gaspésie (Boulet et al., 2022; chap. 6 et 9). Des précipitations automnales liquides relativement élevées (près de 200 mm en octobre et novembre) assurent la recharge en eau des sols et des massifs rocheux avant l'hiver (Chouinard, 2022). Ces eaux alimentent la nappe phréatique qui fait résurgence à plusieurs endroits sur les parois rocheuses (Gauthier et al., 2015a). À partir du mois de novembre, la température moyenne quotidienne descend sous le point de congélation. Cet abaissement graduel de la température permet aux résurgences de geler sur les parois pour former

des carapaces de glace (Gauthier et al. 2012, 2013a, 2013b, 2015a, 2015b). Le contexte climatique est également propice à la météorisation par cryoclastie et hydroclastie (Trenhaile et Rudakas, 1981; Trenhaile, 2006; Birien et Gauthier, soumis; chap. 3 et 4). L'action répétée du gel-dégel et de l'hydratation-déshydratation induit un stress suffisant dans la roche pour favoriser sa fragmentation (Dunn et Hudec, 1972; Hall, 2002) et induire des déformations irréversibles susceptibles de provoquer une chute de pierre (Birien et Gauthier, soumis; Birien et Gauthier, 2022; chap. 3 et 4). Le climat hivernal de la région est caractérisé par une alternance de conditions météorologiques contrastées propice aux avalanches de tempête et aux avalanches de neige humide (Hétu, 2007; Fortin et al., 2011; Gauthier et al., 2017, 2018) : 1) des dépressions continentales provenant de la cordillère nord-américaine (Colorado et Alberta) ou des dépressions maritimes provenant du golfe du Mexique; 2) des masses d'airs arctiques accompagnés de vents violents du nord-ouest et de température inférieure à -20ºC; et 3) des masses d'air chaudes (>0ºC) du sud des États-Unis parfois accompagné de pluie (Meloche, 2017; Gauthier et al., 2017; Fortin et Hétu, 2009 et 2013).

Selon les simulations climatiques réalisées par le consortium Ouranos avec un scénario de concentration de gaz à effet de serre (GES) modéré (RCP4.5), la température moyenne annuelle devrait s'élevée respectivement, de 2,1 et de 3,1ºC sur les horizons 2041-2070 et 2071-2100.[14] Une hausse moyenne qui devrait être plus marquée en hiver (+3,8ºC pour l'horizon 2071-2100) qu'en été (+2,8ºC pour l'horizon 2071-2100). La quantité totale des précipitations devrait elle aussi augmenter et atteindre 1006 mm (+61 mm) et 1036 mm (+91 mm) sur les horizons 2041-2070 et 2071-2100. Pour sa part, la hausse moyenne des températures devrait entrainer une diminution de 45 mm de la somme de l'équivalent en eau de la neige (EE) pour l'horizon 2071-2100. Ces hausses moyennes de la température et des précipitations dans un climat de moyenne latitude sont le résultat d'une hausse de la fréquence et de l'intensité d'événements météorologiques exceptionnelles comme des vagues de chaleur et des sécheresses, des redoux et des événements de pluie en hiver ou des pluies de forte intensité associées à la remontée plus fréquente de système dépressionnaire (tempête post-tropicale) en provenance du golfe du Mexique (IPCC, 2021).

[14] https://portclim.ouranos.ca/#/regions/8

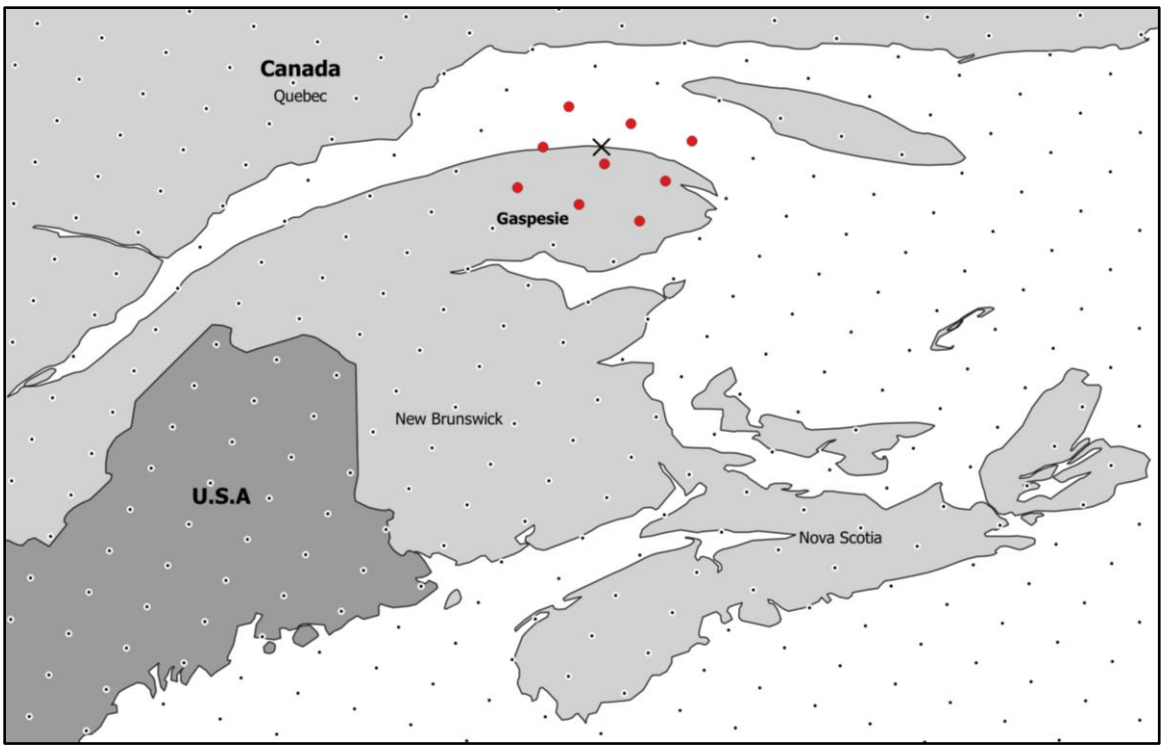


Figure 1. Localisation de la station météorologique de Cap-Madeleine (X) en Haute-Gaspésie (Québec, Canada) et les neuf points de grille NAM-44 CORDEX-NA sélectionnés (●) pour effectuer les analyses des tendances climatiques.

3. Méthodologie

La stratégie générale utilisée pour évaluer l'effet des changements climatiques sur les aléas de versant sur les routes du nord de la Gaspésie s'appuie sur une analyse des tendances des variables météorologiques (indices climatiques) responsables de leurs occurrences.

3.2 Données historiques et projections climatiques

L'analyse des tendances des variables météorologiques a été effectuée sur des données historiques (jusqu'en 2020) et de projections climatiques (2010-2100). Les données historiques proviennent de la station météorologique d'Environnement Canada à Cap-Madeleine (Fig. 1). Les premiers enregistrements des précipitations à cette station remontent à 1882 (Tab. 1). Ce sont des mesures quotidiennes de la quantité totale de précipitation. Les premières données de précipitation horaire remontent à 1967. Elles couvraient alors seulement la période estivale de mai à octobre (Tab. 1). L'acquisition a été étendue au mois d'avril à partir de 1976. Il a fallu attendre jusqu'en 1996 pour avoir une couverture annuelle complète. L'acquisition de données de température à la station remonte à 1939. Depuis, des données quotidiennes de température moyenne, minimale et maximale

sont disponibles. Entre janvier 1993 et décembre 1995, le remplacement graduel de la station météorologique à relever manuel par une station automatisée a entrainé des pertes des données conséquentes (chap. 1). Notamment entre juin 1994 et décembre 1995. Pour les trous de données sur de courtes périodes (<24 heures), les données ont été comblées, en ordre de priorité, avec celles des stations météorologiques de Ste-Anne-des-Monts, Cap-Chat ou Cap-des-Rosiers. Pour les plus longues périodes (p.ex. : juin 1994 à décembre 1995), les trous dans les données de la température de l'air ont été comblées avec les données de réanalyse CERA-20C (Laloyaux et al., 2018). À l'échelle quotidienne, ces dernières s'avèrent être très représentatives des données de température à la station de Cap-Madeleine (R^2 = 0.94) (chap. 1). Les données de précipitation durant cette période n'ont pas pu être comblées avec les données de réanalyse. Ces dernières ne sont suffisamment représentatives à l'échelle quotidienne (Laloyaux et al., 2018). Par conséquent, les indices climatiques s'appuyant sur les données de précipitations durant période n'ont pas pu être calculés et ont été exclus des analyses de tendance.

Pour l'analyse des tendances sur les projections climatiques, quatre[15] simulations provenant d'une combinaison de trois modèles régionaux et deux ensembles de simulation climatique ont été utilisées : CRCM4_CanESM2, HIRHAM5_EC-EARTH, RCA4.v1_CanESM2, RCA4.v1_EC-EARTH. Les données ont été téléchargées sur la plate-forme de distribution de la North-American Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (NA-CORDEX[16]) (Mearns et al., 2017) par Guillaume Dueymes de la Chaire de recherche sur les risques hydrométéorologiques liés aux changements climatiques dirigée par le professeur Philippe Gachon de l'UQAM. Les données de simulation des scénarios de concentration de GES modéré (RCP4.5) et élevé (RCP8.5) et couvrant la période entre 2010 et 2100 pour neuf points de grille de simulation (nam-44) situés en périphérie de la station météorologique de Cap-Madeleine (49,25 N, -65,32 O) ont été acquises (Fig. 1). Une pondération inverse à la distance a ensuite été appliquée sur les données quotidiennes de température moyenne, minimale et maximale de l'air et de précipitation pour obtenir une valeur unique avec les données des 9 points de grille (Tab. 1). N'étant pas simulées par les autres modèles, les données horaires de précipitations proviennent uniquement du modèle CRCM4 (Tab. 1). Pour éviter d'atténuer les valeurs extrêmes d'intensité horaire des pluies en moyennant les valeurs, seules les données du point de grille le plus près de la station furent conservées pour les analyses.

[15] Les projections climatiques du plus récent modèle canadien CRCM5 (UQAM) ont également été acquises. Malheureusement, les données contenaient des aberrations sur les températures de l'air. Les projections de ce modèle ont dû être écartées des analyses.

[16] https://na-cordex.org/simulation-matrix.html

Tableau 5. Données disponibles pour les analyses de tendance sur les données historiques et les projections climatiques.

Variables (unités)	Acronymes	Intervalle de données	Périodes
Station météorologique de Cap-Madeleine			
Température moyenne de l'air (°C)	Tmoy	Quotidienne	1939-2020
Température maximum de l'air (°C)	Tmax	Quotidienne	1939-2020
Température minimum de l'air (°C)	Tmin	Quotidienne	1939-2020
Précipitation (mm EE)	PrecipQ	Quotidienne	1882-2020
Précipitation (mm EE)	PrecipH	Horaire (mai-octobre)	1967-1975
Précipitation (mm EE)	PrecipH	Horaire (avril-octobre)	1976-1996
Précipitation (mm EE)	PrecipH	Horaire	1996-2020
Modèles régionaux de simulation climatique (RCM): CanRCM4, HIRHAM5, RCA4v1_CanESM2, RCA4v1_ICHEC			
Température moyenne de l'air (°C)	Tas	Quotidienne	2010-2099
Température maximum de l'air (°C)	Tmax	Quotidienne	2010-2099
Température minimum de l'air (°C)	Tmin	Quotidienne	2010-2099
Précipitation (mm EE)	PrecipQ	Quotidienne	2010-2099
Précipitation (mm EE)*	PrecipH	Horaire	2010-2099

* CanRCM4 seulement

2.2 Indices climatiques

La sélection des variables météorologiques (ou indices climatiques) responsables de l'occurrence des aléas de versant s'appuie principalement sur les modèles de prévision des chutes de pierre (chap. 6; Laliberté et al., 2022), des chutes de blocs de glace (chap. 7) et des avalanches de neige (chap. 8). La stratégie utilisée pour développer les modèles de prévision s'appuie sur des analyses statistiques de l'occurrence des aléas recensés par le MTMQ et des données météorologiques de la station de Cap-Madeleine par quatre algorithmes d'apprentissage automatique (régression logistique, arbre de classification, forêt aléatoire et réseau de neurones). Une classification de la redondance et de l'importance (FI pour *feature importance*) des variables sélectionnées par les modèles a été utilisée pour soutenir la sélection des indices (chap. 6, 7 et 8). Nous avons retenu les variables les plus redondantes et présentant la plus grande importance (ou pouvoir explicatif). Ensuite, nous avons utilisé les valeurs des conditions de séparation des nœuds (événement, non-événement) générés par les arbres de classification de chaque aléa pour définir les indices (Tab. 2 et 3). Ces seuils correspondent à une probabilité d'occurrence de l'aléa de 50% ou un niveau de danger considérable.

Les indices climatiques dérivés des variables météorologiques responsables de l'occurrence des aléas ont été séparés en deux grands groupes : ceux extraits des données de température de l'air (Tab. 2) et ceux tirés des données de précipitation (Tab. 3).

La majorité des indices extraits de la température proviennent des variables explicatives de l'occurrence des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace en hiver et au printemps. Ces

derniers peuvent être séparés en sept sous-groupes (Tab. 2) : 1) la fréquence des redoux hivernaux avec différents seuils de durée et de température positive entre le 1er décembre et le 31 mars; 2) la fréquence des redoux hivernaux avec différents seuils de durée et de température positive entre le 1er janvier et le 28 février; 3) la durée moyenne, l'intensité (température maximale) et la magnitude (cumul des degrés-jours de dégel ou somme quotidienne des températures moyennes > 0°C) des redoux entre le 1er décembre et le 31 mars; 4) la durée moyenne, l'intensité (température maximale) et la magnitude (cumul des degrés-jours de dégel) des redoux entre le 1er janvier et le 28 février; 5) la précocité des redoux hivernaux ou du dégel printanier définie comme le premier jour julien où le cumul des degrés-jours de dégel atteint certains seuils; 6) la tardiveté du premier gel automnal définie comme le premier jour julien en l'automne où la température quotidienne moyenne descend sous 0°C; et 7) les indices de croissance saisonnière des glaces sur les parois rocheuses. Ce dernier sera optimal lorsque les températures de décembre, janvier et février sont froides et les précipitations (solides et/ou liquides) automnales ou en début de saison de formation de la glace sur les parois rocheuses sont suffisamment abondantes pour inhiber le front de gel dans les sols et/ou assurer une recharge conséquente de la nappe phréatique (Gauthier et al., 2017; chap. 7).

Les indices extraits des précipitations proviennent des variables explicatives de l'occurrence des chutes de pierre en été et en automne et des avalanches de neige en hiver. Certains indices s'appliquent également à la prévision des chutes de pierre en hiver et sont également associés à l'occurrence des redoux hivernaux. D'autres indices peuvent être associés au seuil d'intensité et de durée des précipitations responsables de l'occurrence des aléas hydrogéomorphologiques (HGM) traités dans le chapitre 9. Ces derniers ont été séparés en huit sous-groupes (Tab. 3) : 1) la fréquence des pluies printanières (avril et mai) répondant à certains seuils d'accumulation totale (mm) en 24, 48 et 72 heures; 2) la fréquence des pluies printanières (avril et mai) répondant à certains seuils d'intensité/durée (mm/h) sur 8, 12, 24 et 48 heures; 3) la fréquence des pluies estivales (juin à octobre) répondant à certains seuils d'accumulation totale (mm) en 24, 48 et 72 heures; 4) la fréquence des pluies estivales (juin à octobre) répondant à certains seuils d'intensité/durée (mm/h) sur 8, 12, 24 et 48 heures; 5) la fréquence des tempêtes de neige en hiver (décembre à avril) répondant à certains seuils d'accumulation totale (mm) en 24, 48 et 72 heures; 6) la fréquence des pluies en hiver (décembre à avril) répondant à certains seuils d'accumulation totale (mm) en 24 heures; 7) la fréquence des tempêtes de neige en janvier et février répondant à certains seuils d'accumulation totale (mm) en 24, 48 et 72 heures; et 8) la fréquence des pluies en janvier et février répondant à certains seuils d'accumulation totale (mm) en 24 heures.

Tableau 2. Liste et description des indices climatiques extraits des données de température de l'air.

Indices climatiques*	Aléas	Description
décembre-mars tmoy 24h > 0°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
décembre-mars tmoy 24h > 0.5°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
décembre-mars tmoy 24h > 1°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
décembre-mars tmoy 24h > 1.5°C	chutes de pierre et de blocs de glace	Fréquence des redoux hivernaux:
décembre-mars tmoy 48h > 0.5°C	chutes de pierre et de blocs de glace	fréquence des périodes avec une température moyenne de l'air sur 24, 48 ou 72h > 0, 0.5, 1 ou 1.5°C du 1er décembre au 31 mars
décembre-mars tmoy 48h > 1°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
décembre-mars tmoy 72h > 0.5°C	**chutes de pierre (198)**	
décembre-mars tmoy 72h > 1°C	**chutes de pierre (132) et blocs de glace**	
janvier-février tmoy 24h > 0°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
janvier-février tmoy 24h > 0.5°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
janvier-février tmoy 24h > 1°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
janvier-février tmoy 24h > 1.5°C	chutes de pierre et de blocs de glace	Fréquence des redoux hivernaux:
janvier-février tmoy 48h > 0.5°C	chutes de pierre et de blocs de glace	fréquence des périodes avec une température moyenne de l'air sur 24, 48 ou 72h > 0, 0.5, 1 ou 1.5°C du 1er janvier au 28 février
janvier-février tmoy 48h > 1°C	chutes de pierre et de blocs de glace	
janvier-février tmoy 72h > 0.5°C	**chutes de pierre (198)**	
janvier-février tmoy 72h > 1°C	**chutes de pierre (132) et blocs de glace**	
décembre-mars durée moyenne des redoux	chutes de pierre et de blocs de glace	Durée moyenne des redoux (tmoy ou DJD > 0°C) du 1er décembre au 31 mars
décembre-mars tmax des redoux	chutes de pierre	Température maximale atteinte lors des redoux (tmoy ou DJD > 0°C) du 1er décembre au 31 mars
décembre-mars DJD max des redoux	chutes de pierre et de blocs de glace	Nombre de degrés-jours de dégel cumulés lors des redoux (tmoy ou DJD > 0°C) du 1er décembre au 31 mars
janvier-février durée moyenne des redoux	chutes de pierre et de blocs de glace	Durée moyenne des redoux (tmoy ou DJD > 0°C) du 1er janvier au 28 février
janvier-février tmax des redoux	chutes de pierre	Température maximale atteinte lors des redoux (tmoy ou DJD > 0°C) du 1er janvier au 28 février
janvier-février DJD max des redoux	chutes de pierre et de blocs de glace	Nombre de degrés-jours de dégel cumulés lors des redoux (tmoy ou DJD > 0°C) du 1er janvier au 28 février
premier jour julien où DJD > 5°C	**chutes de pierre (198)**	
premier jour julien où DJD > 10°C	**chutes de pierre (132)**	
premier jour julien où DJD > 25°C	**chutes de pierre et blocs de glace**	Précocité des redoux hivernaux et dégels printaniers:
premier jour julien où DJD > 50°C	chutes de pierre et blocs de glace	premier jour julien où le cumul des degrés-jours de dégel atteint 5, 10, 25, 50, 100, 200°C
premier jour julien où DJD > 100°C	chutes de pierre et blocs de glace	
premier jour julien où DJD > 200°C	chutes de pierre et blocs de glace (fin de saison)	
premier jour julien où tmoy 24h < 0°C	chutes de blocs de glace (début de saison)	Premier gel automnal: premier jour julien avec une température moyenne de l'air < 0°C
IGG	chutes de blocs de glace	Indice de croissance saisonnier des glaces sur les parois rocheuses (Gauthier et al., 2017 et chap. 7): IGG = (Σ Neige novembre et décembre) * (((Σ Tmoy décembre, janvier et février)/3)^2)
IGC	chutes de blocs de glace	IGC = (Σ Pluie septembre, ocotbre, novembre) * (Σ Neige novembre et décembre) * (((Σ Tmoy décembre, janvier et février)/3)^2)

* En gras, les variables météorologiques les plus significatives pour la prévision des aléas

Tableau 3. Liste et description des indices climatiques extraits des données de précipitation.

Indices climatiques*	Aléas	Description
avril-mai pluie 24h > 5 mm	**chutes de pierre (route 198)**	
avril-mai pluie 24h > 10 mm	chutes de pierre	
avril-mai pluie 24h > 15 mm	chutes de pierre	
avril-mai pluie 48h > 5 mm	**chutes de pierre (route 132)**	Fréquence des pluies printanières:
avril-mai pluie 48h > 15 mm	chutes de pierre	fréquence des événements de pluie sur 24, 48 ou 72h > 5, 10, 15, 20, 25 ou 30 mm du 1er avril au 31 mai
avril-mai pluie 48h > 25 mm	**HGM et chutes de pierre (route 132)**	
avril-mai pluie 72h > 10 mm	chutes de pierre	
avril-mai pluie 72h > 20 mm	chutes de pierre	
avril-mai pluie 72h > 30 mm	chutes de pierre	
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h	**chutes de pierre (route 132)**	
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 8h	chutes de pierre	
avril-mai int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h	chutes de pierre	
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 12h	chutes de pierre	Fréquence des pluies printanières:
avril-mai int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h	chutes de pierre	fréquence des événements de pluie d'intensité/durée > 0.2, 0.4, 0.5, 1 mm/h sur 8, 12, 24 ou 48h du 1er avril au 31 mai
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h	chutes de pierre	
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 24h	chutes de pierre	
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h	chutes de pierre	
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 48h	**HGM et chutes de pierre**	
juin-octobre pluie 24h > 5 mm	**chutes de pierre (route 198)**	
juin-octobre pluie 24h > 10 mm	chutes de pierre	
juin-octobre pluie 24h > 15 mm	chutes de pierre	
juin-octobre pluie 48h > 5 mm	**chutes de pierre (route 132)**	Fréquence des pluies estivales:
juin-octobre pluie 48h > 15 mm	chutes de pierre	fréquence des événements de pluie sur 24, 48 ou 72h > 5, 10, 15, 20, 25 ou 30 mm du 1er juin au 31 octobre
juin-octobre pluie 48h > 25 mm	**HGM et chutes de pierre (route 132)**	
juin-octobre pluie 72h > 10 mm	chutes de pierre	
juin-octobre pluie 72h > 20 mm	chutes de pierre	
juin-octobre pluie 72h > 30 mm	chutes de pierre	
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h	**chutes de pierre (route 132)**	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 8h	chutes de pierre	
juin-octobre int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h	chutes de pierre	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 12h	chutes de pierre	Fréquence des pluies estivales:
juin-octobre int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h	chutes de pierre	fréquence des événements de pluie d'intensité/durée > 0.2, 0.4, 0.5, 1 mm/h sur 8, 12, 24 ou 48h du 1er juin au 31 octobre
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h	chutes de pierre	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 24h	chutes de pierre	
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h	chutes de pierre	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 48h	HGM et chutes de pierre	
décembre-avril neige 24h > 5 mm EE	**avalanches de neige**	
décembre-avril neige 24h > 10 mm EE	avalanches de neige	
décembre-avril neige 24h > 15 mm EE	avalanches de neige	Fréquence des "tempêtes de neige" hivernales:
décembre-avril neige 48h > 10 mm EE	avalanches de neige	fréquence des événements de neige sur 24, 48 ou 72h > 5, 10, 15, 20 ou 25 mm équivalent en eau du 1er décembre au 30 avril
décembre-avril neige 48h > 20 mm EE	avalanches de neige	
décembre-avril neige 72h > 15 mm EE	avalanches de neige	
décembre-avril neige 72h > 25 mm EE	**avalanches de neige**	
décembre-avril pluie 24h > 1 mm	**avalanches de neige et chutes de pierre**	
décembre-avril pluie 24h > 5 mm	avalanches de neige	Fréquence des pluies hivernales ou des événements de pluie sur neige:
décembre-avril pluie 24h > 10 mm	avalanches de neige	fréquence des événements de pluie sur 24h > 1, 5, 10 ou 15 mm du 1er décembre au 30 avril
décembre-avril pluie 24h > 15 mm	avalanches de neige	
janvier-février neige 24h > 5 mm EE	**avalanches de neige**	
janvier-février neige 24h > 10 mm EE	avalanches de neige	
janvier-février neige 24h > 15 mm EE	avalanches de neige	Fréquence des "tempêtes de neige" hivernales:
janvier-février neige 48h > 10 mm EE	avalanches de neige	fréquence des événements de neige sur 24, 48 ou 72h > 5, 10, 15, 20 ou 25 mm équivalent en eau du 1er janvier au 28 février
janvier-février neige 48h > 20 mm EE	avalanches de neige	
janvier-février neige 72h > 15 mm EE	avalanches de neige	
janvier-février neige 72h > 25 mm EE	**avalanches de neige**	
janvier-février pluie 24h > 1 mm	**avalanches de neige et chutes de pierre**	
janvier-février pluie 24h > 5 mm	avalanches de neige	Fréquence des pluies hivernales ou des événements de pluie sur neige:
janvier-février pluie 24h > 10 mm	avalanches de neige	fréquence des événements de pluie sur 24h > 1, 5, 10 ou 15 mm du 1er janvier au 28 février
janvier-février pluie 24h > 15 mm	avalanches de neige	

* En gras, les variables météorologiques les plus significatives pour la prévision des aléas

2.3 Analyse des tendances sur les variables météorologiques (indices climatiques) responsables de l'occurrence des aléas

Les analyses de tendance ont été effectuées de manière indépendante sur les données historiques (1882-2020) et les données de projection climatique (2010-2100). La séparation des analyses sur ces deux périodes a été effectuée pour éviter les biais d'analyse associés à une rupture ou une mauvaise représentativité des données de projection avec les données historiques. Les périodes d'analyse des tendances sur les données historiques sont fonction de la disponibilité des données primaires avec lesquelles les indices ont été calculés. Ainsi, les analyses de tendance sur les indices tirés de la température débutent en 1939, ceux issus des précipitations totales quotidiennes en 1882 et ceux provenant des précipitations horaires en 1967 et 1976. Pour la période future (2010-2100), les analyses de tendance ont été effectuées de manière indépendante sur les données de projection des quatre modèles de simulation climatique.

La plupart des analyses de tendance ont été effectuées sur le cumul par période de 10 ans de la fréquence saisonnière des indices (Tab. 2). D'autres indices comme la durée moyenne des redoux hivernaux, la précocité des redoux, du dégel printanier ou du premier gel automnal, la température maximale atteinte lors des redoux, le nombre de degrés-jours de dégel cumulé lors des redoux sont des indicateurs temporels ou d'intensité des événements météorologiques moyennés par période de 10 ans (Tab. 2). Enfin, des indices de croissance des glaces sur les parois rocheuses ont également été calculés annuellement et moyennés sur des périodes de 10 ans. Ces indices s'appuient à la fois sur des données de précipitation et de température (Gauthier et al., 2017; Chap. 7). Finalement, des régressions linéaires et des tests de Mann-Kendall ont été effectués sur chacun des indices pour extraire les tendances statistiquement significatives. Les taux de variation annuelle par décennie et par période de couverture totale des indices ont également été calculés.

3. Résultats

3.1 Regard sur et cohérence entre les données historiques (1882-2020) et les projections climatiques (2010-2100)

3.1.1 Température de l'air (1939-2100)

Un examen visuel de l'évolution de la température moyenne annuelle de l'air à Cap-Madeleine met en lumière une hausse globale de 1,5°C entre les décennies 1940-1950 (Tmoy = 2,7°C) et 2010-2020 (Tmoy = 4,2°C) (Fig. 2a et 3). La hausse de la température moyenne semble induite par la hausse de la température minimale (Fig. 3). Les projections des modèles RCA4v1_ICHEC et HIRHAM5 avec le scénario RCP4.5 concordent assez bien avec la température moyenne observée à la station durant la dernière décennie (2010-2020). En considérant la projection de ces deux modèles, on peut s'attendre à une hausse globale d'environ 1,5°C vers la fin du 21e siècle. Des décalages d'environ +1 et +2°C sont cependant observés entre les températures mesurées à la station météorologique de Cap-Madeleine et les projections des modèles RCA4v1_CanESM2_RCP4.5 et RCM4_RCP4.5 sur la décennie 2010-2020 (Fig. 2). Ces modèles

prévoient une hausse de la température moyenne annuelle entre 5 et 5,5ºC. En combinant les résultats des 4 simulations climatiques, le décalage observé pour la décennie 2010-2020 se limite à 0,6ºC pour une hausse globale de la température annuelle moyenne de 3,6ºC d'ici la fin du 21e siècle (scénario RCP4.5) (Fig. 2b). Une projection qui se rapproche davantage de la projection établie pour la région avec le scénario RCP4.5 (+3,1ºC) par le consortium Ouranos à partir d'une moyenne de 11 simulations climatiques.[1] Enfin, ce décalage peut être causé par une sélection inadéquate ou insuffisante de points de grille de simulation (Fig. 1). Un biais qui a des répercussions dans le calcul de la fréquence d'occurrences des événements qui dépassent le seuil des différents indices climatiques pour la période projetée (2010-2100). C'est pour cette raison que des analyses distinctes ont été réalisées sur la période historique et projetée. Cependant, ce décalage n'entraine aucun biais dans l'analyse des tendances et le calcul des taux annuels d'augmentation ou de diminution de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des événements météorologiques responsables des aléas.

3.1.2 Précipitation (1882-2100)

Une légère tendance à la hausse (environ +0,9 mm/an) peut être observée dans la quantité totale de précipitation annuelle entre 1882 et 2020 (Fig. 4 et 7). Cette hausse est le résultat d'une hausse des pluies (environ +1,1 mm/an) et d'une diminution des précipitations solides (environ -0,2 mm EE / an) (Fig. 5, 6 et 7). Contrairement aux données de températures simulées pour le 21e siècle, aucun des modèles ne présente une série de précipitation qui concorde avec les données historiques. En considérant seulement le scénario RCP4.5, les deux meilleurs modèles (RCA4v1_ICHEC et RCA4v1_CanESM2) présentent un décalage d'environ +380 mm de précipitation annuelle alors que les deux autres présentent un décalage d'environ +420 mm (RCM4) et +610 mm (HIRHAM5). Cependant, le taux annuel moyen de tous les modèles dans la hausse des précipitations demeurent du même ordre de grandeur que celui observé durant la période historique (environ 1 mm/an) (Fig. 4). Ici encore, ce biais a des répercussions dans le calcul de la fréquence d'occurrences des événements qui dépassent le seuil des différents indices climatiques, mais il n'a pas d'incidence dans l'analyse des tendances et le calcul des taux annuels.

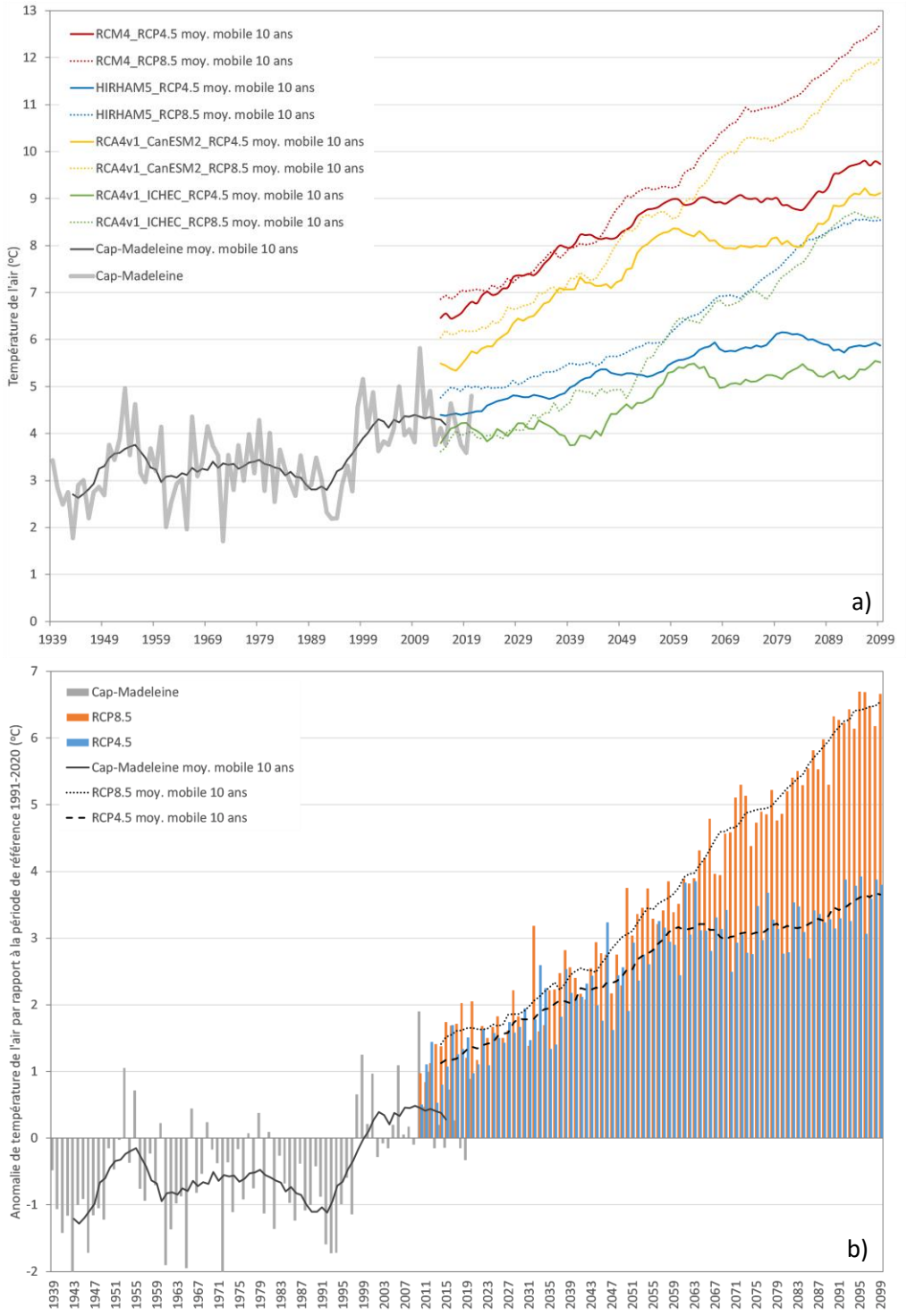


Figure 2. Température de l'air mesurée à la station de Cap-Madeleine entre 1939 et 2020 et projections de la température de l'air sur l'horizon 2010-2100 selon quatre modèles climatiques pour les neufs points de grille sélectionnés et pour deux scénarios de concentration de GES (RCP4.5 et RCP8.5) (a) et anomalie de température de l'air mesurée à la station de Cap-Madeleine entre 1939 et 2020 par rapport à la période de référence (1990-2020) et projections des anomalies de température pour l'ensemble des modèles et les deux scénarios de concentration de GES (b).

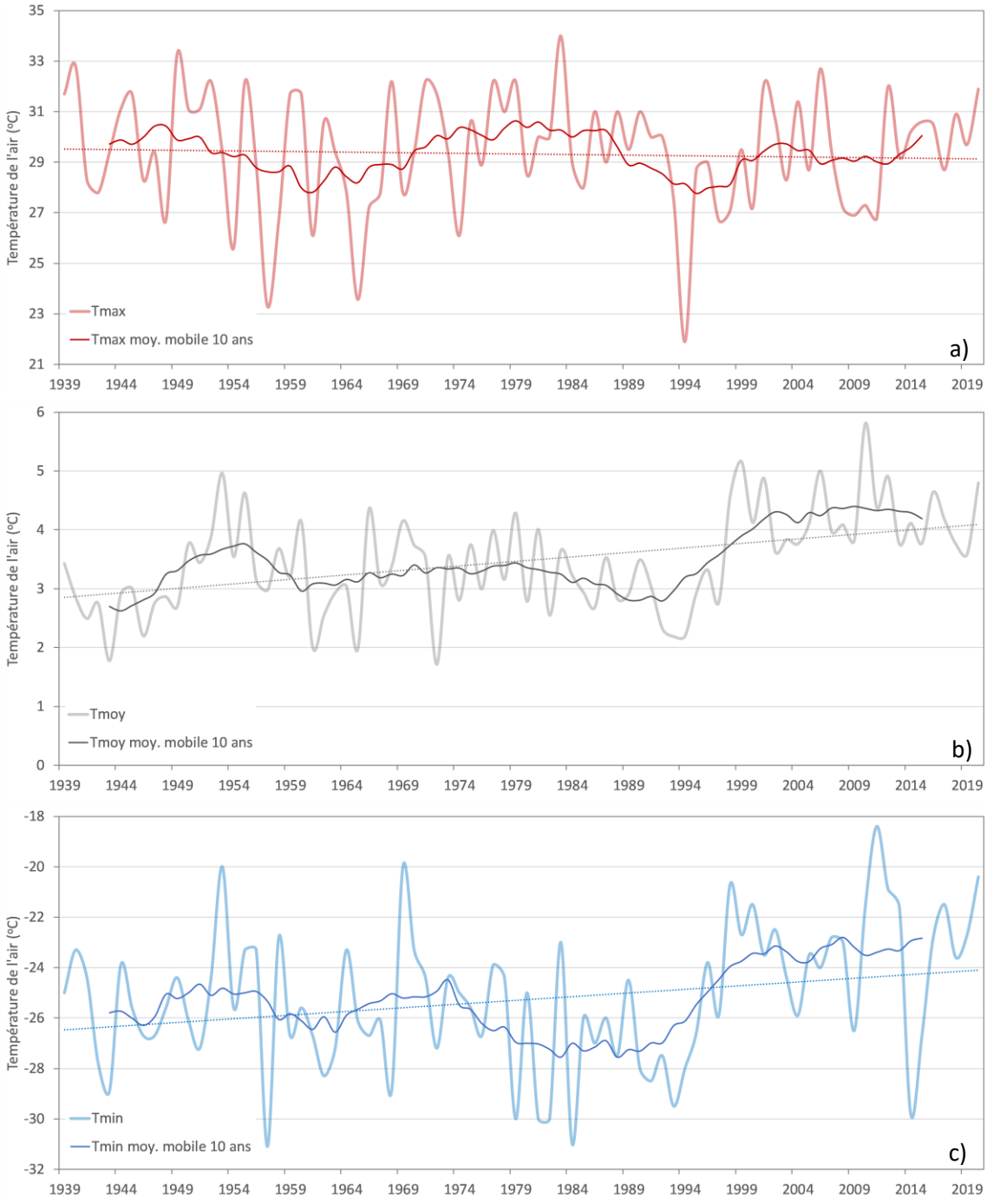


Figure 3. Évolution de la température annuelle maximale (a), moyenne (b) et minimale (c) de l'air à Cap-Madeleine.

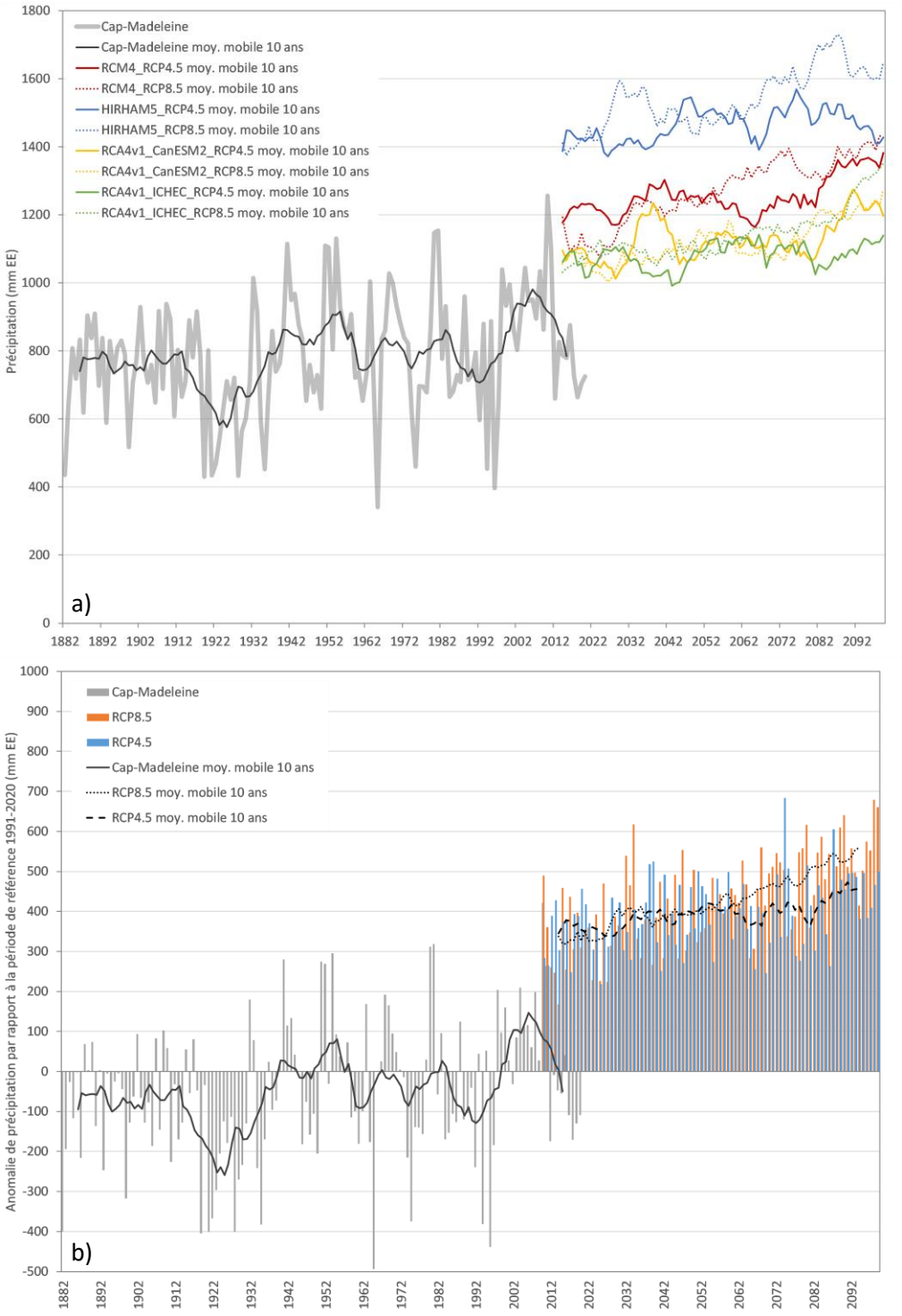


Figure 4. Précipitations mesurées à la station de Cap-Madeleine entre 1882 et 2020 et projections des précipitations sur l'horizon 2010-2100 selon quatre modèles climatiques pour les neufs points de grille sélectionnées et pour deux scénarios de concentration de GES (RCP4.5 et RCP8.5) (a) et anomalie de précipitations mesurées à la station de Cap-Madeleine entre 1882 et 2020 par rapport à la période de référence (1990-2020) et projections des anomalies pour l'ensemble des modèles et les deux scénarios (b).

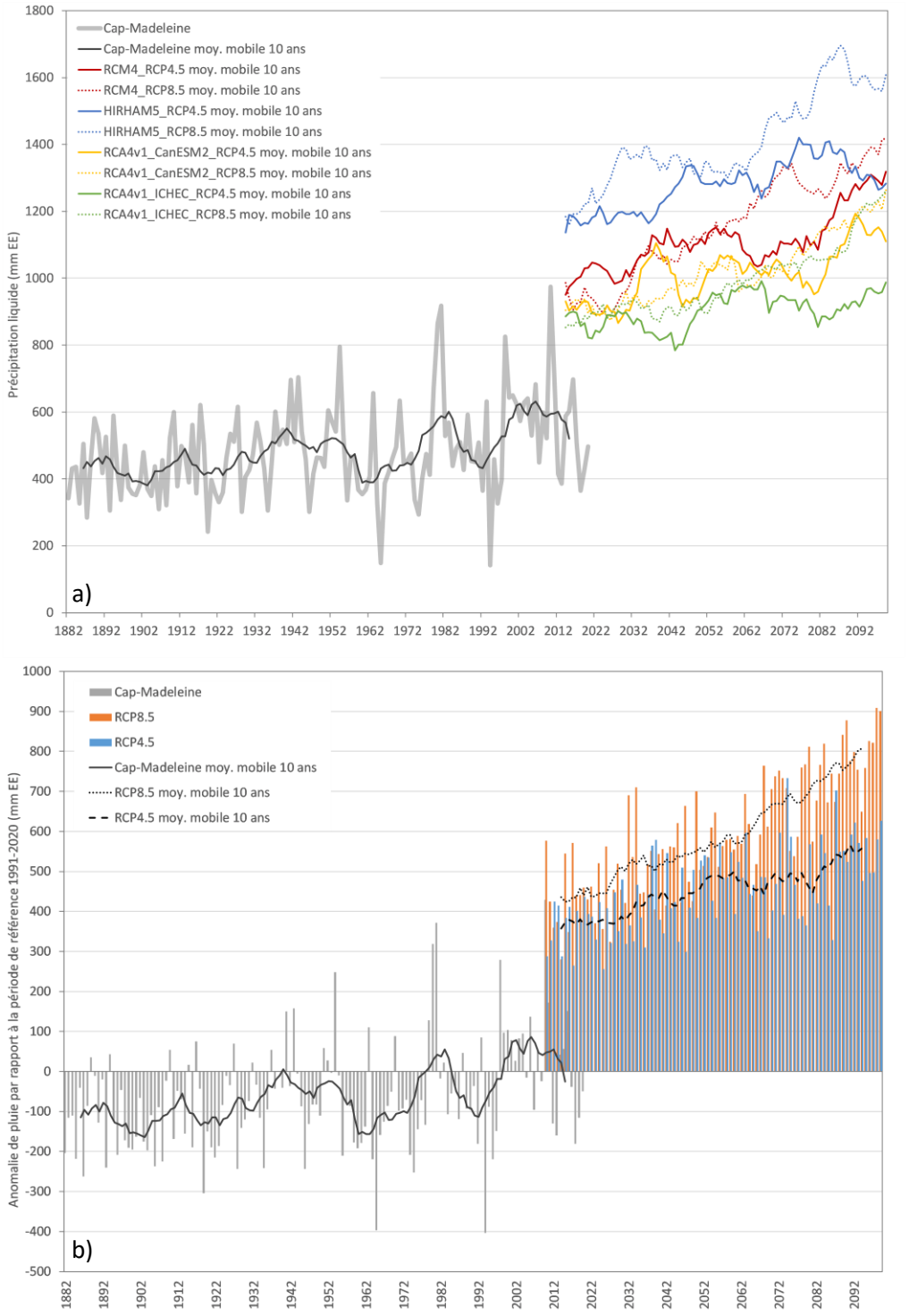


Figure 5. Précipitations liquides mesurées à la station de Cap-Madeleine entre 1882 et 2020 et projections des précipitations liquides sur l'horizon 2010-2100 selon quatre modèles climatiques pour les neufs points de grille sélectionnés et pour deux scénarios de concentration de GES (RCP4.5 et RCP8.5) (a) et anomalie de précipitations liquides mesurées à la station de Cap-Madeleine entre 1882 et 2020 par rapport à la période de référence (1990-2020) et projections des anomalies pour l'ensemble des modèles et les deux scénarios (b).

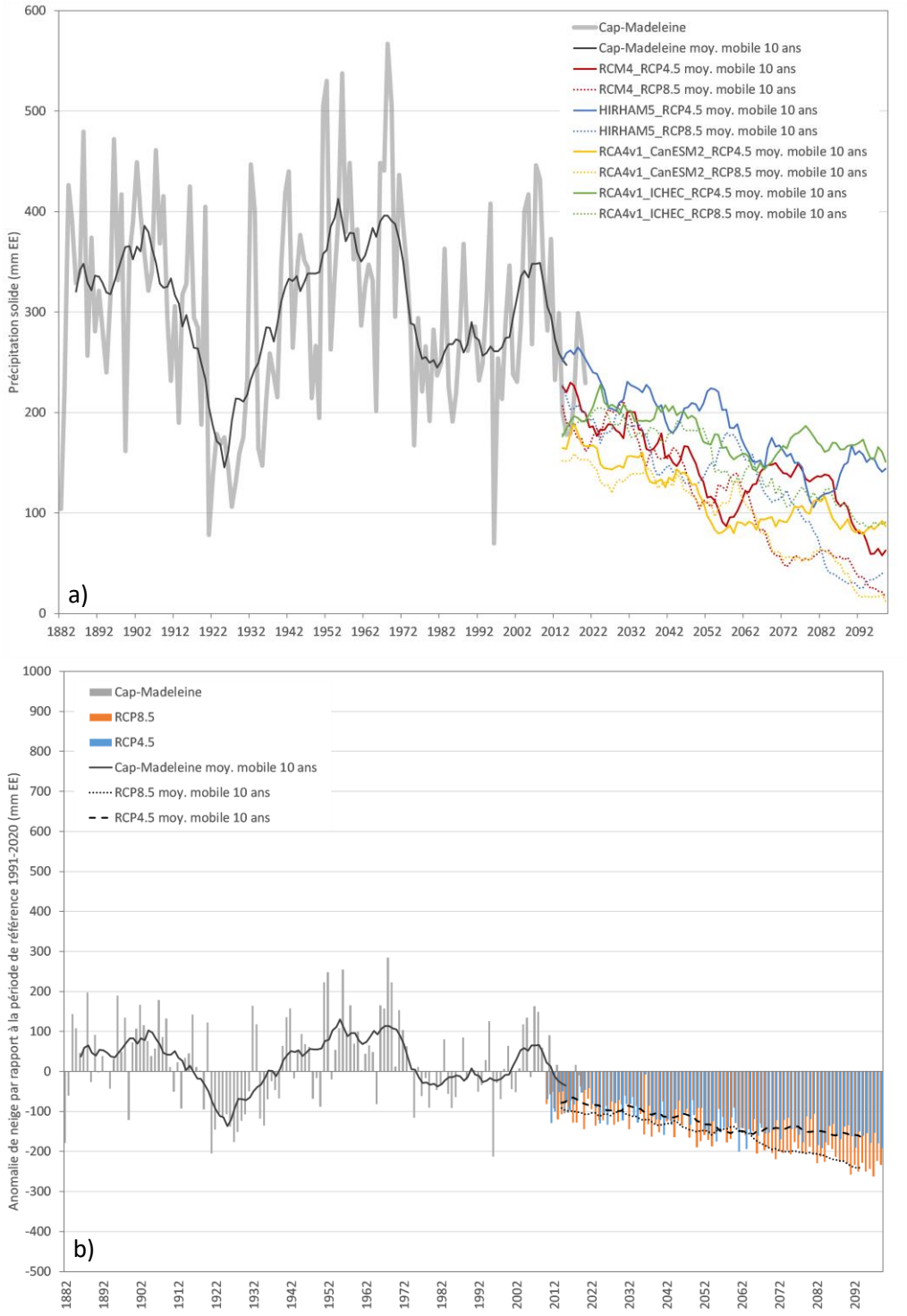


Figure 6. Précipitations solides mesurées à la station de Cap-Madeleine entre 1882 et 2020 et projections des précipitations solides sur l'horizon 2010-2100 selon quatre modèles climatiques pour les neufs points de grille sélectionnés et pour deux scénarios de concentration de GES (RCP4.5 et RCP8.5) (a) et anomalie de précipitations solides mesurées à la station de Cap-Madeleine entre 1882 et 2020 par rapport à la période de référence (1990-2020) et projections des anomalies pour l'ensemble des modèles et les deux scénarios (b).

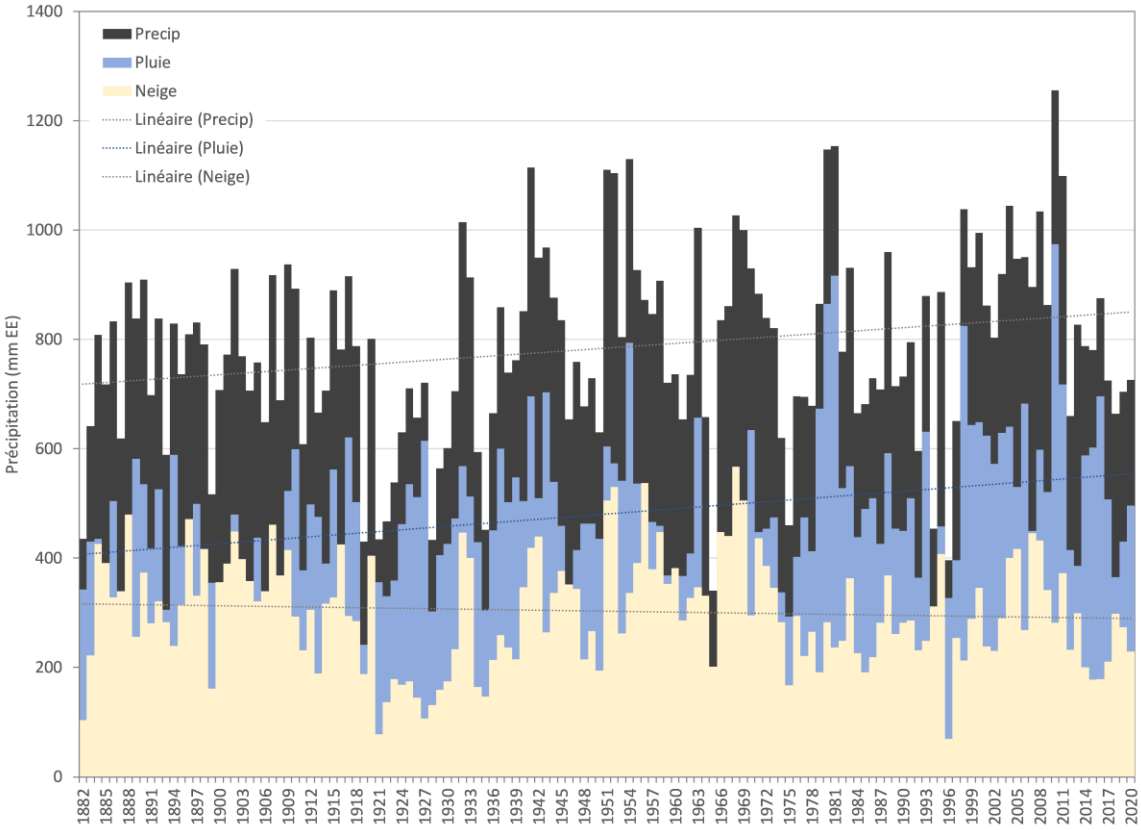


Figure 7. Précipitations annuelles totales (Precip), liquides (Pluie) et solides (Neige) à Cap-Madeleine entre 1882 et 2020.

3.2 Tendances des indices climatiques durant la période historique (1882-2020)

3.2.1 Indices climatiques extraits de la température de l'air (1939-2020)

Les résultats des analyses de tendance sur les indices climatiques extraits de la température de l'air ont été regroupés dans le tableau 4. Les indices de croissance des glaces sur les parois rocheuses ont également été inclus dans cette section même s'ils résultent d'un calcul combinant la température moyenne hivernale et les précipitations automnales et hivernales.

Depuis 1939, une hausse significative du nombre de redoux hivernaux est observée; peu importe la durée et l'intensité des redoux. Avec un taux décennal de 0,1 à 0,5 redoux, le nombre de redoux hivernal a doublé en l'espace de 80 ans (Fig. 8a). Par contre, cette tendance n'est pas significative en janvier et février (Fig. 8b). Ce qui signifie que la hausse de la fréquence des redoux est plus marquée en décembre et mars (Fig. 8a). Aucune tendance significative n'est observée dans la durée moyenne ou l'intensité (Tmax, DJD) des redoux.

L'amorce du dégel printanier, exprimé par le cumul journalier de degrés-jours de dégel (Σ Tmoy > 0°C), tend à se produire de plus en plus tôt (Fig. 8c et d). Cette tendance se traduit par une précocité de la première vague de chaleur (DJD > 5°C), mais surtout par un cumul d'énergie (DJD

> 50, 100 ou 200ºC) accéléré au printemps. Cette première vague de chaleur se produit maintenant près de 30 jours plus tôt et un gain énergétique équivalent à 50, 100 ou 200ºC se produit environ 10 jours plus tôt.

Une tendance significative est également observée dans l'occurrence du premier gel automnal (premier jour julien où Tmoy 24h < 0ºC) qui tend à se produire 11,8 jours plus tard qu'au début de la période historique (1939) (Fig. 8e).

Ces perturbations du régime thermique automnal et hivernal ont aussi des conséquences sur l'un des deux indices de croissance des glaces sur les parois rocheuses. L'IGG a diminué de manière significative dans les derniers 80 ans (Fig. 8f).

Tableau 4. Tendance (niveau de signification) et variation annuelle, décennale et totale de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des indices climatiques extraits de la température de l'air à la station météorologique de Cap-Madeleine. Tendance considérée significative et hautement significative si p-value < 0,05 et p-value < 0,01 respectivement.

Indices climatiques	Tendance	p-value*	Δ (1 an)	Δ (10 ans)	Δ (1882-2020)	Δ (1939-2020)	Δ (1967-2020)	Δ (1976-2020)
décembre-mars tmoy 24h > 0°C	↗	0.000	0.051	0.506		4.1		
décembre-mars tmoy 24h > 0.5°C	↗	0.000	0.023	0.233		1.9		
décembre-mars tmoy 24h > 1°C	↗	0.000	0.033	0.331		2.7		
décembre-mars tmoy 24h > 1.5°C	↗	0.000	0.030	0.302		2.5		
décembre-mars tmoy 48h > 0.5°C	↗	0.000	0.033	0.334		2.7		
décembre-mars tmoy 48h > 1°C	↗	0.000	0.040	0.401		3.2		
décembre-mars tmoy 72h > 0.5°C	↗	0.000	0.012	0.117		0.9		
décembre-mars tmoy 72h > 1°C	↗	0.000	0.027	0.273		2.2		
janvier-février tmoy 24h > 0°C	→	0.326	0.015	0.152		1.2		
janvier-février tmoy 24h > 0.5°C	→	0.845	0.002	0.015		0.1		
janvier-février tmoy 24h > 1°C	→	0.557	0.003	0.026		0.2		
janvier-février tmoy 24h > 1.5°C	→	0.788	0.000	0.002		0.0		
janvier-février tmoy 48h > 0.5°C	→	0.199	0.012	0.117		0.9		
janvier-février tmoy 48h > 1°C	→	0.263	0.009	0.089		0.7		
janvier-février tmoy 72h > 0.5°C	→	0.229	-0.013	-0.133		-1.1		
janvier-février tmoy 72h > 1°C	→	0.510	-0.006	-0.055		-0.4		
décembre-mars durée moyenne des redoux	→	0.741	0.007	0.071		0.6		
décembre-mars tmax des redoux	→	0.365	0.010	0.096		0.8		
décembre-mars DJD max des redoux	→	0.274	0.004	0.037		0.3		
janvier-février durée moyenne des redoux	→	0.177	0.003	0.028		0.2		
janvier-février tmax des redoux	→	0.284	0.019	0.193		1.6		
janvier-février DJD max des redoux	→	0.812	0.000	0.004		0.0		
premier jour julien où DJD > 5°C	↘	0.033	-0.335	-3.353		-27.2		
premier jour julien où DJD > 10°C	→	0.223	-0.085	-0.851		-6.9		
premier jour julien où DJD > 25°C	↘	0.020	-0.083	-0.830		-6.7		
premier jour julien où DJD > 50°C	↘	0.002	-0.132	-1.320		-10.7		
premier jour julien où DJD > 100°C	↘	0.001	-0.116	-1.159		-9.4		
premier jour julien où DJD > 200°C	↘	0.000	-0.132	-1.316		-10.7		
premier jour julien où tmoy 24h < 0°C	↗	0.001	0.145	1.452		11.8		
IGG	↘	0.040	-52.057	-520.572		-4216.6		
IGC	→	0.294	-4056.528	-40565.279		-328578.8		
* p-value Mann-Kendall		>0,1	0,05-0,1	0,01-0,05	<0,01			

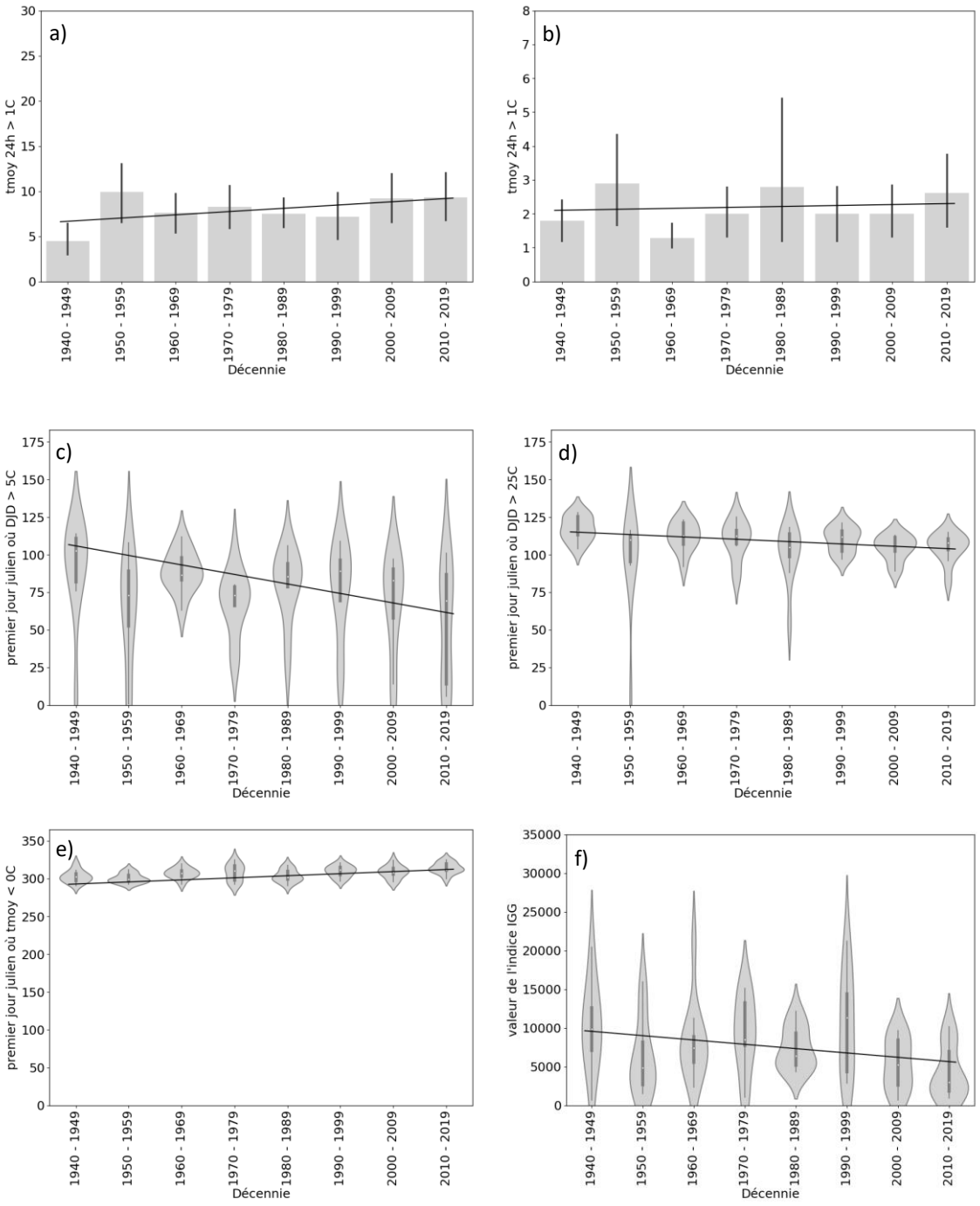


Figure 8. Exemples de tendances des indices climatiques durant la période historique (1882-2020) : nombre de journées avec tmoy 24h > 1ºC entre décembre et mars (a), nombre de journées avec tmoy 24h > 1ºC en janvier et février (b), premier jour julien où DJD > 5ºC (c), premier jour julien où DJD > 25ºC (d), premier jour julien où tmoy 24h < 0ºC (e), indice de croissance des glaces sur les parois rocheuses (IGG) (f).

3.2.2 Indices climatiques extraits des précipitations (1882-2020)

Les résultats des analyses de tendance sur les indices climatiques extraits des précipitations ont été regroupés dans le tableau 5. Aucune tendance significative n'est observée dans la fréquence des pluies quotidiennes printanière (avril-mai) ou estivale (juin-octobre) peu importe la durée et le seuil de précipitation établie (Fig. 9a et b). Par contre, la fréquence des pluies printanières de forte intensité (> 0.5 mm/h) et de courte durée (< 24h) est à la hausse depuis 1976 (Fig. 9c). La fréquence de ces événements est de 3 à 8 fois plus élevée en 2020 qu'elle ne l'était en 1976. Bien qu'une certaine tendance à la hausse puisse être observée pour les pluies dont l'intensité est supérieure à 1 mm/h pendant 8h (Fig. 9d), cette tendance ne se transpose pas de manière significative aux événements de pluie intense en été.

En hiver, une tendance à la baisse des tempêtes de neige avec des seuils d'accumulation supérieurs à 10 mm EE sur 24h ou 15 mm EE sur 48h ou 72h est observée (Fig. 9e). Une diminution de la fréquence de l'ordre de 1,5 à 4 tempêtes par hiver depuis 1882. Cette tendance est significative pour la période entre décembre et avril, mais ne se transpose pas au mois de janvier et février. Enfin, la fréquence des redoux hivernaux accompagnés de pluie présente également une tendance à la hausse significative. Cette tendance s'applique aux événements de pluie supérieure à 1 ou 5 mm en 24h qui se produisent entre décembre et avril (Fig. 9f); ce qui représente une hausse respective de 2,5 et 8,4 événements de pluie sur neige par hiver. La tendance est également significative pour les pluies de 1 mm en 24h en janvier et février. Cette tendance ne s'applique pas aux événements de pluie de forte magnitude (> 10 mm en 24 ou 48h).

Tableau 5. Tendance (niveau de signification) et variation annuelle, décennale et totale de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des indices climatiques extraits des précipitations à la station météorologique de Cap-Madeleine. Tendance considérée significative et hautement significative si p-value < 0,05 et p-value < 0,01 respectivement.

Indices climatiques	Tendance	p-value*	Δ (1 an)	Δ (10 ans)	Δ (1882-2020)	Δ (1939-2020)	Δ (1967-2020)	Δ (1976-2020)
avril-mai pluie 24h > 5 mm	→	0.241	0.003	0.032	0.4			
avril-mai pluie 24h > 10 mm	→	0.748	0.000	0.003	0.0			
avril-mai pluie 24h > 15 mm	→	0.405	0.001	0.009	0.1			
avril-mai pluie 48h > 5 mm	→	0.128	0.013	0.125	1.7			
avril-mai pluie 48h > 15 mm	→	0.299	0.004	0.039	0.5			
avril-mai pluie 48h > 25 mm	→	0.400	0.001	0.011	0.2			
avril-mai pluie 72h > 10 mm	→	0.366	0.007	0.074	1.0			
avril-mai pluie 72h > 20 mm	→	0.372	-0.004	-0.041	-0.6			
avril-mai pluie 72h > 30 mm	→	0.582	0.001	0.014	0.2			
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h	↗	0.000	0.152	1.519				6.7
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 8h	↗	0.001	0.099	0.991				4.4
avril-mai int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h	↗	0.000	0.179	1.793				7.9
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 12h	↗	0.043	0.067	0.673				3.0
avril-mai int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h	↗	0.000	0.143	1.429				6.3
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h	↗	0.000	0.075	0.754				3.3
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 24h	→	0.516	0.007	0.073				0.3
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h	→	0.516	0.007	0.073				0.3
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 48h	NA	NA	NA	NA				
juin-octobre pluie 24h > 5 mm	→	0.667	-0.004	-0.036	-0.5			
juin-octobre pluie 24h > 10 mm	→	0.298	0.007	0.071	1.0			
juin-octobre pluie 24h > 15 mm	→	0.309	0.009	0.087	1.2			
juin-octobre pluie 48h > 5 mm	→	0.905	-0.003	-0.029	-0.4			
juin-octobre pluie 48h > 15 mm	→	0.167	0.020	0.201	2.8			
juin-octobre pluie 48h > 25 mm	→	0.748	0.004	0.044	0.6			
juin-octobre pluie 72h > 10 mm	→	0.277	0.017	0.170	2.3			
juin-octobre pluie 72h > 20 mm	→	0.323	0.019	0.191	2.6			
juin-octobre pluie 72h > 30 mm	→	0.887	0.011	0.109	1.5			
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h	→	0.384	0.073	0.726			3.8	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 8h	→	0.052	0.128	1.276			6.8	
juin-octobre int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h	→	0.179	0.130	1.302			6.9	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 12h	→	0.186	0.087	0.870			4.6	
juin-octobre int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h	→	0.147	0.113	1.128			6.0	
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h	→	0.326	0.054	0.536			2.8	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 24h	→	1.000	0.002	0.020			0.1	
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h	→	1.000	0.002	0.020			0.1	
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 48h	→	0.814	0.006	0.058			0.3	
décembre-avril neige 24h > 5 mm EE	→	0.111	-0.022	-0.221	-3.0			
décembre-avril neige 24h > 10 mm EE	↘	0.013	-0.021	-0.208	-2.9			
décembre-avril neige 24h > 15 mm EE	↘	0.001	-0.017	-0.171	-2.4			
décembre-avril neige 48h > 10 mm EE	→	0.067	-0.025	-0.250	-3.5			
décembre-avril neige 48h > 20 mm EE	↘	0.038	-0.011	-0.108	-1.5			
décembre-avril neige 72h > 15 mm EE	↘	0.038	-0.029	-0.291	-4.0			
décembre-avril neige 72h > 25 mm EE	↘	0.010	-0.023	-0.233	-3.2			
décembre-avril pluie 24h > 1 mm	↗	0.000	0.061	0.606	8.4			
décembre-avril pluie 24h > 5 mm	↗	0.003	0.018	0.181	2.5			
décembre-avril pluie 24h > 10 mm	→	0.405	0.006	0.063	0.9			
décembre-avril pluie 24h > 15 mm	→	0.461	0.002	0.021	0.3			
janvier-février neige 24h > 5 mm EE	→	0.311	-0.006	-0.064	-0.9			
janvier-février neige 24h > 10 mm EE	→	0.062	-0.008	-0.081	-1.1			
janvier-février neige 24h > 15 mm EE	→	0.397	-0.003	-0.033	-0.5			
janvier-février neige 48h > 10 mm EE	→	0.403	-0.005	-0.049	-0.7			
janvier-février neige 48h > 20 mm EE	→	0.974	0.000	0.001	0.0			
janvier-février neige 72h > 15 mm EE	→	0.468	-0.006	-0.065	-0.9			
janvier-février neige 72h > 25 mm EE	→	0.902	0.001	0.007	0.1			
janvier-février pluie 24h > 1 mm	↗	0.022	0.011	0.111	1.5			
janvier-février pluie 24h > 5 mm	→	0.965	0.003	0.029	0.4			
janvier-février pluie 24h > 10 mm	→	0.440	0.007	0.067	0.9			
janvier-février pluie 24h > 15 mm	→	1.000	0.000	0.000	0.0			
* p-value Mann-Kendall	>0,1	0,05-0,1	0,01-0,05	<0,01				

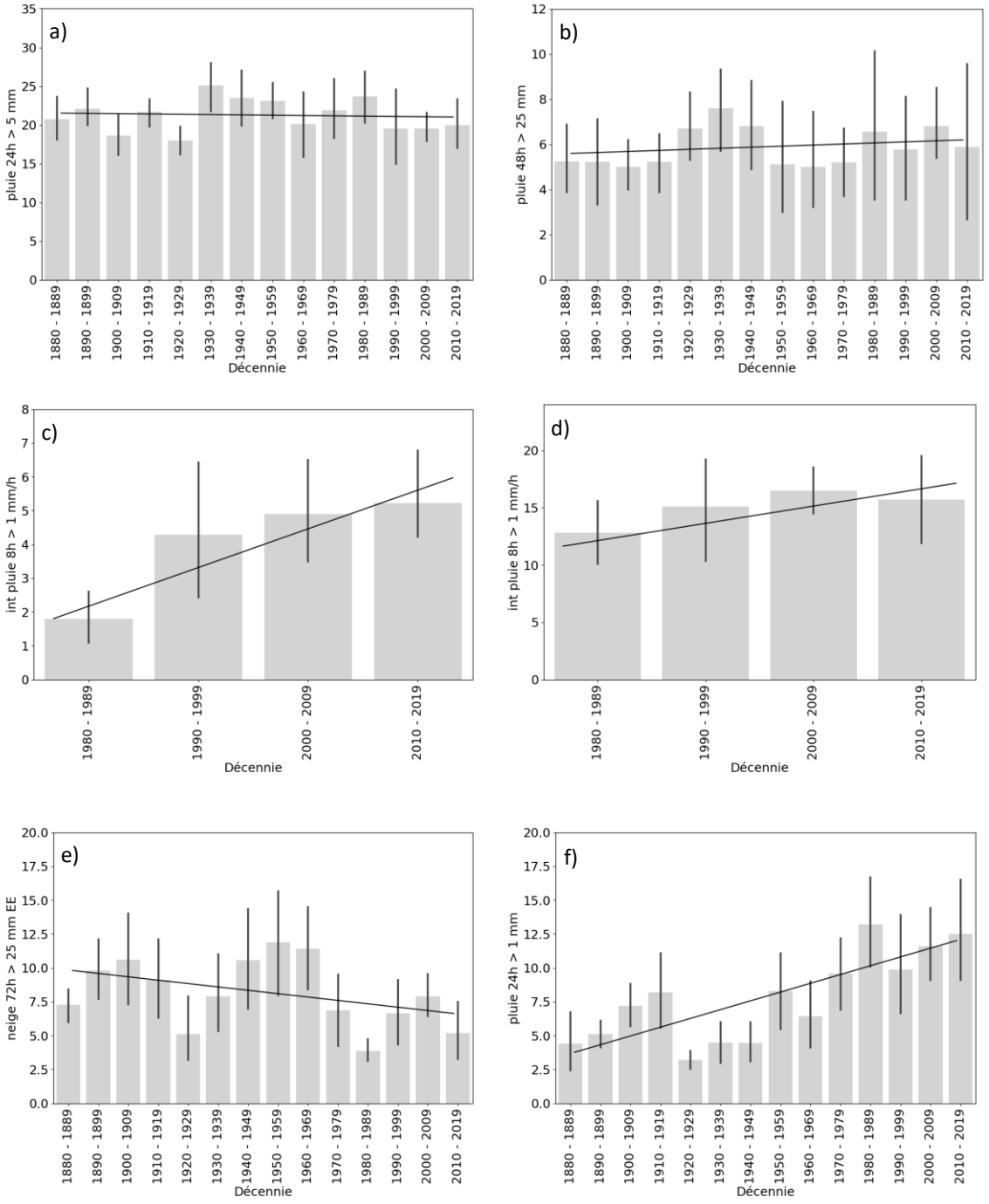


Figure 9. Exemples de tendances des indices climatiques durant la période historique : nombre de journées où la pluie 24h > 5 mm entre juin et octobre (a), nombre de journées où la pluie 48h > 25 mm entre juin et octobre (b), nombre de journées où l'intensité de la pluie > 1 mm/h sur 8h en avril et mai (c), nombre de journées où l'intensité de la pluie > 1 mm/h sur 8h entre juin et octobre (d), nombre de journées où la neige 72h > 25 mm EE entre décembre et avril (e), nombre de journées où la pluie 24h > 1 mm entre décembre et avril (f).

3.3 Tendances des indices climatiques à l'horizon 2100

3.3.1 Indices climatiques extraits des simulations de la température de l'air (2010-2100)

Les résultats des analyses de tendance sur les indices climatiques extraits des simulations de la température de l'air suivant les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 ont été regroupés dans les tableaux 6 et 7 respectivement. Les indices de croissance des glaces sur les parois rocheuses ont également été inclus dans cette section même s'ils résultent d'un calcul combinant la température moyenne hivernale et les précipitations automnales et hivernales.

Entre 2010 et 2100, une hausse significative du nombre de redoux hivernaux devrait être observée; peu importe la durée et l'intensité des redoux et le scénario de concentration de GES (Fig. 10a). Ceci représente une hausse sur 100 ans de 35-50 (RCP4.5) à 75-95 (RCP8.5) jours de redoux hivernaux. Selon les projections de la plupart des modèles, cette tendance à la hausse devrait également affecter les mois de janvier et février (Fig. 10b), mais avec un taux d'augmentation de la fréquence réduit de moitié. En comparant ces tendances avec celles établies par Ouranos à partir de 11 ensembles de simulation pour le même secteur à l'étude, nous constatons que nos résultats sont d'un ordre de grandeur 3 à 5 fois plus élevé (Tab. 6 et 7, Fig. 11).[17] Trois causes peuvent expliquer cette disproportion : 1) les taux présentés dans les tableaux 5 et 6 sont tirés des projections établies avec le modèle CRCM4, soit le modèle qui présente le plus grand décalage avec les données historiques; 2) sur les neuf points de grille de simulation sélectionnés autour de la station de Cap-Madeleine, trois sont situés au centre de l'estuaire du Saint-Laurent où la présence d'eau libre en hiver tend à atténuer les écarts de température de l'air et surtout maintenir une température de l'air près du sol (nappe d'eau) près de 0°C; et 3) les modèles de simulation climatique ont été développés pour simuler des tendances climatiques sur de larges territoires et de longues périodes, nous travaillons donc à la limite spatio-temporelle d'utilisation de ces modèles en analysant des séries de données quotidiennes sur une frange côtière de 100 km de longueur et quelques kilomètres de largeur.

D'après la majorité des modèles de simulation, la tendance à la hausse des redoux devrait également être accompagnée d'une hausse de la durée moyenne et de l'intensité (Tmax, DJD) des redoux (Fig. 10c et d). Suivant les projections du modèle CRCM4, des vagues de chaleur hivernale supérieures à 25 DJD pourraient survenir en janvier ou en février d'ici la fin du 21^{e} siècle (Fig. 10d). Mais attention, en considérant que le premier jour julien où les DJD > 25°C durant la décennie 2010-2020 était d'environ 105 (ou le 15 avril) (Fig. 8d) et que le décalage avec les données de simulation du modèle CRCM4 tend à devancer d'une trentaine de jours cet événement pour la même décennie (Fig. 9d), il est plus probable que des redoux d'une telle ampleur se produise autour de la mi-mars. Enfin, pour éviter les erreurs d'interprétation causées par le décalage des données de simulation avec les données historiques, il vaut mieux simplement considérer que des gains d'énergie équivalents à 25 DJD pourraient être devancés d'environ 20 à 25 jours à l'horizon 2100 suivant les scénarios de concentration modéré ou élevé. Les gains d'énergie associés au dégel printanier (DJD > 50, 100 ou 200°C) devraient également être devancés de 10 à 15 jours.

[17] https://portclim.ouranos.ca/#/regions/8

En ce qui concerne l'arrivée des premiers gels automnaux, ces derniers pourraient survenir 5 (RCP4.5) à 8 (RCP8.5) jours plus tard selon les projections du CRCM4 (Fig. 10e). Dans les deux cas, la tendance est hautement significative et en accord avec les projections des trois autres modèles.

La hausse des températures hivernales sur l'horizon 2100 devrait également entrainer une diminution des indices de croissance des glaces sur les parois rocheuses (Fig. 10f). Pour les deux indices et les quatre ensembles de simulation climatique, cette tendance s'avère être hautement significative.

Tableau 6. Tendance (niveau de signification) et variation annuelle, décennale et centenaire de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des indices climatiques extraits des simulations de la température de l'air avec le scénario RCP4.5. Tendance considérée significative et hautement significative si p-value < 0,05 et p-value < 0,01 respectivement.

Scénario RCP4.5	Modèles régionaux de simulation climatique (RCM)							
	HIRHAM5	RCA4v1_CanESM2	RCA4v1_ICHEC	CRCM4		CRCM4		
Indices climatiques	**Tendance**	**Tendance**	**Tendance**	**Tendance**	**p-value**	**Δ (1 an)**	**Δ (10 ans)**	**Δ (100 ans)**
décembre-mars tmoy 24h > 0°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.466	4.657	46.6
décembre-mars tmoy 24h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.430	4.301	43.0
décembre-mars tmoy 24h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.394	3.944	39.4
décembre-mars tmoy 24h > 1.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.355	3.548	35.5
décembre-mars tmoy 48h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.477	4.765	47.7
décembre-mars tmoy 48h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.446	4.461	44.6
décembre-mars tmoy 72h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.503	5.028	50.3
décembre-mars tmoy 72h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.460	4.599	46.0
janvier-février tmoy 24h > 0°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.209	2.091	20.9
janvier-février tmoy 24h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.187	1.869	18.7
janvier-février tmoy 24h > 1°C	↗	↗	→	↗	0.000	0.165	1.646	16.5
janvier-février tmoy 24h > 1.5°C	↗	↗	→	↗	0.000	0.141	1.409	14.1
janvier-février tmoy 48h > 0.5°C	↗	↗	→	↗	0.000	0.202	2.018	20.2
janvier-février tmoy 48h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.179	1.788	17.9
janvier-février tmoy 72h > 0.5°C	↗	↗	→	↗	0.000	0.205	2.047	20.5
janvier-février tmoy 72h > 1°C	↗	↗	→	↗	0.000	0.172	1.720	17.2
décembre-mars durée moyenne des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	0.011	0.108	1.1
décembre-mars tmax des redoux	↗	↗	→	→	0.350	0.002	0.018	0.2
décembre-mars DJD max des redoux	↗	↗	→	↗	0.000	0.870	8.702	87.0
janvier-février durée moyenne des redoux	↗	↗	→	↗	0.000	0.005	0.045	0.5
janvier-février tmax des redoux	↗	↗	→	→	0.840	-0.002	-0.015	-0.2
janvier-février DJD max des redoux	↗	↗	→	↗	0.000	0.160	1.603	16.0
premier jour julien où DJD > 5°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.047	-0.473	-4.7
premier jour julien où DJD > 10°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.078	-0.777	-7.8
premier jour julien où DJD > 25°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.206	-2.058	-20.6
premier jour julien où DJD > 50°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.157	-1.567	-15.7
premier jour julien où DJD > 100°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.125	-1.251	-12.5
premier jour julien où DJD > 200°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.090	-0.905	-9.0
premier jour julien où tmoy 24h < 0°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.054	0.545	5.4
IGG	↘	↘	↘	↘	0.000	-18.557	-185.572	-1855.7
IGC	↘	↘	↘	↘	0.000	-588.732	-5887.320	-58873.2
* p-value Mann-Kendall	>0,1	0,05-0,1	0,01-0,05	<0,01				

Tableau 7. Tendance (niveau de signification) et variation annuelle, décennale et centenaire de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des indices climatiques extraits des simulations de la température de l'air avec le scénario RCP8.5. Tendance considérée significative et hautement significative si p-value < 0,05 et p-value < 0,01 respectivement.

Scénario RCP8.5	Modèles régionaux de simulation climatique (RCM)							
	HIRHAM5	RCA4v1_CanESM2	RCA4v1_ICHEC	CRCM4		CRCM4		
Indices climatiques	**Tendance**	**Tendance**	**Tendance**	**Tendance**	**p-value**	**Δ (1 an)**	**Δ (10 ans)**	**Δ (100 ans)**
décembre-mars tmoy 24h > 0°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.854	8.539	85.4
décembre-mars tmoy 24h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.823	8.226	82.3
décembre-mars tmoy 24h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.794	7.937	79.4
décembre-mars tmoy 24h > 1.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.755	7.549	75.5
décembre-mars tmoy 48h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.885	8.848	88.5
décembre-mars tmoy 48h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.864	8.639	86.4
décembre-mars tmoy 72h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.956	9.560	95.6
décembre-mars tmoy 72h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.913	9.131	91.3
janvier-février tmoy 24h > 0°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.432	4.321	43.2
janvier-février tmoy 24h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.397	3.969	39.7
janvier-février tmoy 24h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.367	3.668	36.7
janvier-février tmoy 24h > 1.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.335	3.347	33.5
janvier-février tmoy 48h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.434	4.344	43.4
janvier-février tmoy 48h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.399	3.989	39.9
janvier-février tmoy 72h > 0.5°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.477	4.769	47.7
janvier-février tmoy 72h > 1°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.426	4.264	42.6
décembre-mars durée moyenne des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	0.031	0.307	3.1
décembre-mars tmax des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	0.012	0.117	1.2
décembre-mars DJD max des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	1.972	19.718	197.2
janvier-février durée moyenne des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	0.015	0.152	1.5
janvier-février tmax des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	0.009	0.088	0.9
janvier-février DJD max des redoux	↗	↗	↗	↗	0.000	0.692	6.923	69.2
premier jour julien où DJD > 5°C	↘	↘	↘	↘	0.001	-0.073	-0.728	-7.3
premier jour julien où DJD > 10°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.126	-1.262	-12.6
premier jour julien où DJD > 25°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.245	-2.449	-24.5
premier jour julien où DJD > 50°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.295	-2.945	-29.5
premier jour julien où DJD > 100°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.301	-3.010	-30.1
premier jour julien où DJD > 200°C	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.230	-2.303	-23.0
premier jour julien où tmoy 24h < 0°C	↗	↗	↗	↗	0.000	0.082	0.822	8.2
IGG	↘	↘	↘	↘	0.000	-14.156	-141.561	-1415.6
IGC	↘	↘	↘	↘	0.000	-381.921	-3819.206	-38192.1
* p-value Mann-Kendall	>0,1	0,05-0,1	0,01-0,05	<0,01				

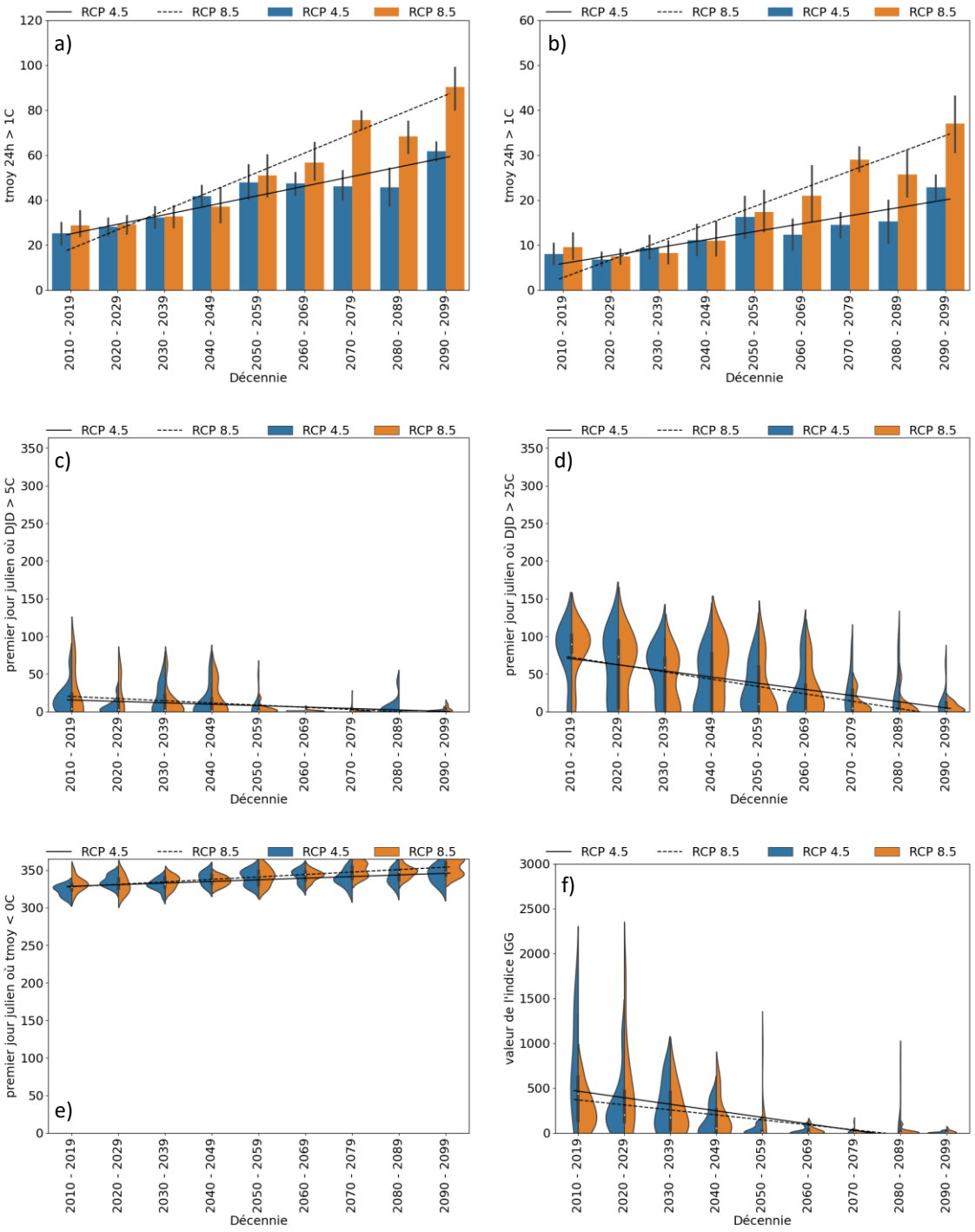


Figure 10. Exemples de tendances des indices climatiques extraits des données de simulation du modèle CRCM4 sur l'horizon 2010-2100 : nombre de journées avec tmoy 24h > 1ºC entre décembre et mars (a), nombre de journées avec tmoy 24h > 1ºC en janvier et février (b), premier jour julien où DJD > 5ºC (c), premier jour julien où DJD > 25ºC (d), premier jour julien où tmoy 24h < 0ºC (e), indice de croissance des glaces sur les parois rocheuses (IGG) (f).

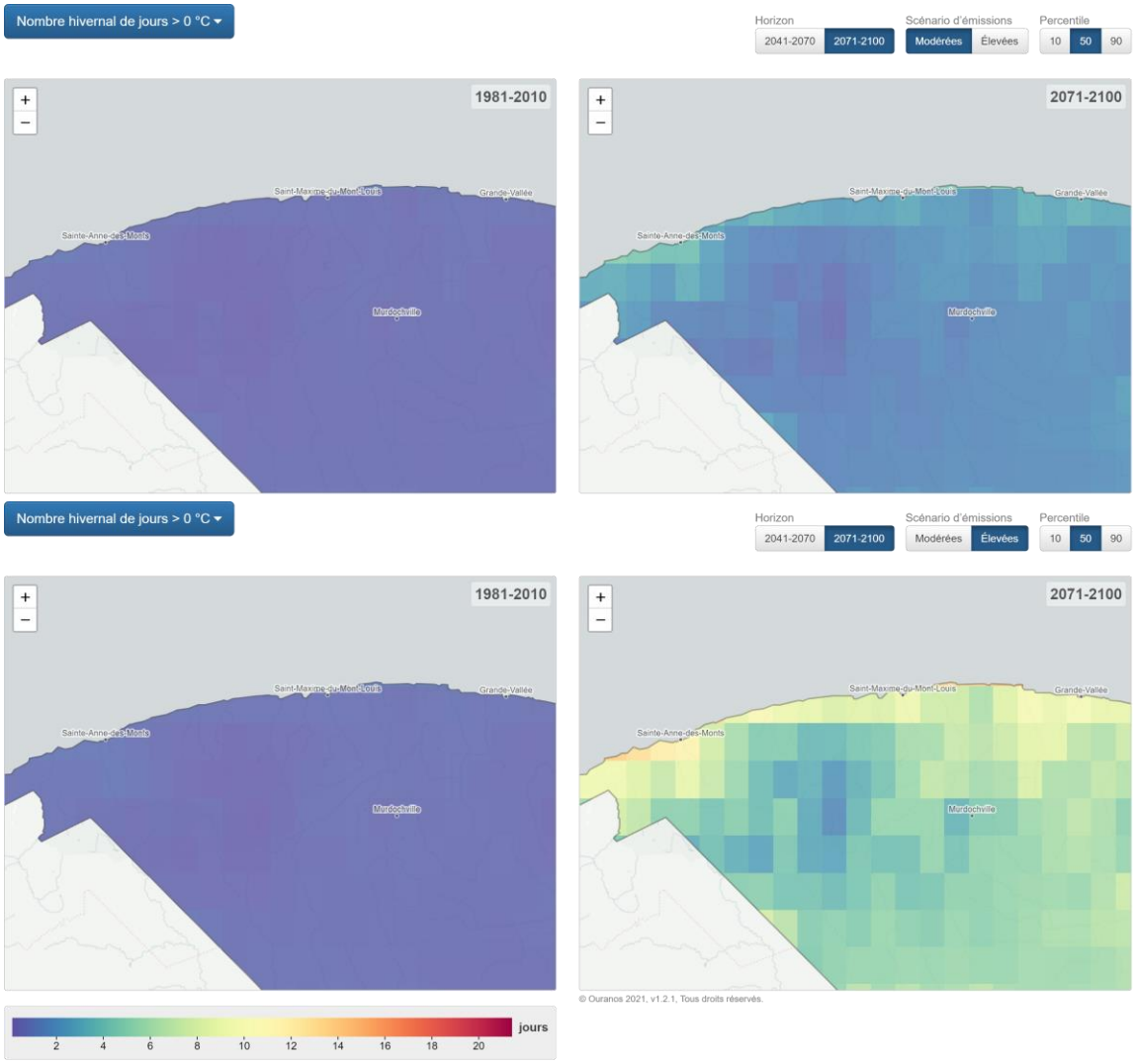


Figure 11. Projection du nombre de jours avec tmoy > 0ºC en hiver (décembre-février) sur l'horizon 2071-2100. Simulation réalisée par le consortium Ouranos à partir de 11 ensembles de simulation climatique (https://portclim.ouranos.ca/#/regions/8).

3.3.2 Indices climatiques extraits des simulations des précipitations (2010-2100)

Les résultats des analyses de tendance sur les indices climatiques extraits des simulations des précipitations avec les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 ont été regroupés dans les tableaux 8 et 9.

Aucun des modèles de simulation climatique avec le scénario modéré n'a fait ressortir une tendance significative de la fréquence des pluies quotidiennes en été (juin-octobre) peu importe le seuil d'accumulation, l'intensité ou la durée établie (Fig. 12a, b et d). Avec le scénario RCP8.5, les modèles HIRHAM5 et RCA4v1_ICHEC ont fait ressortir une tendance significative à la hausse pour quelques seuils de précipitation, mais cette tendance n'est pas généralisable à l'ensemble des modèles. La fréquence des événements de pluie de forte intensité pourrait augmenter en considérant qu'une tendance significative a été observée pour 3 seuils d'intensité et de durée des précipitations

(Fig. 12d). Une hausse de la fréquence des pluies de forte intensité pourrait également se traduire par une hausse de la quantité totale des pluies reçues à l'échelle de l'événement. Selon les projections climatiques émises par Ouranos, une hausse de la quantité totale des précipitations cumulées sur 5 jours de 7 à 11 mm est probable d'ici la fin du 21e siècle (Fig. 13).

Au printemps (avril-mai), une tendance à la hausse des précipitations pour certains seuils d'accumulation est significative avec les projections des modèles HIRHAM5 et RCA4v1_CanESM2 et le scénario RCP4.5. Une tendance qui tend à se renforcer avec le scénario RCP8.5 et une meilleure homogénéité entre les résultats des quatre modèles climatiques. Par exemple, c'est une tendance qui pourrait entrainer, selon les projections du modèle CRCM4 avec le scénario RCP8.5, une fréquence annuelle 4 fois plus élevé d'événements de pluie de 30 mm sur 72h à l'horizon 2100. La tendance à la hausse dans la fréquence des pluies printanières de forte intensité (> 0.5 mm/h) et de courte durée (< 12h) observée entre 1976 et 2020 (Tab. 5, Fig. 9c) devrait également se poursuivre selon les projections du modèle CRCM4 (Fig. 12c). Pour les événements de pluie de forte intensité sur de plus longues périodes (24 et 48h), la tendance ne s'avère pas hautement significative avec aucun des scénarios RCP.

En hiver, la tendance à la baisse des précipitations solides observée entre 1882 et 2020 (Fig. 7) devrait se poursuivre et avoir des répercussions sur le nombre de tempête de neige avec différents seuils de durée et d'accumulation. En fonction des scénarios et des quatre ensembles de simulations, une baisse significative et hautement significative de la fréquence des tempêtes de neige devrait être observée sur l'horizon 2100 (Fig. 12e). Cependant, selon les résultats des simulations d'Ouranos, une hausse de la quantité totale des précipitations cumulées sur 5 jours de 8 à 15 mm EE pourrait être observée sur l'horizon 2071-2100 (Fig. 14). Une hausse qui aura des répercussions à la fois sur les événements de pluie en été que les tempêtes de neige en hiver. Il est donc probable que le nombre de tempête hivernale diminue, mais que l'intensité des systèmes dépressionnaires amène des accumulations plus importantes. Avec la hausse de la fréquence des redoux hivernaux, il est également probable que certains de ces événements de forte intensité se produisent à des températures avoisinantes 0°C. En effet, la majorité des modèles prévoient également une hausse hautement significative du nombre d'événements de pluie en hiver (décembre-avril) (Fig. 12f). Cette hausse devrait également s'appliquer aux événements de pluie en janvier et février pour les événements de pluie de plus de 10 mm selon le scénario RCP4.5 et de plus 15 mm pour le scénario RCP8.5. Il importe aussi de mentionner que la fréquence des événements de pluie sur neige sera également dictée par la fréquence des redoux hivernaux. Dans les deux cas, le décalage observé entre les projections et les données historiques pourrait entrainer une surestimation du nombre initial d'événements recensés avec les données simulées, mais ne devrait pas avoir une incidence sur les tendances et les taux calculés à partir des projections du modèle CRCM4. En s'appuyant sur les simulations du consortium Ouranos, les projections prévoient une baisse notable des précipitations solides en hiver de l'ordre de 40 à 120 mm pour le nord de la Gaspésie (Fig. 14).[4] Une trajectoire qui concorde avec celle des quatre ensembles de simulation utilisée dans cette étude (Fig. 6). Cette diminution des précipitations solides et la hausse de la fréquence des redoux se traduisent par une hausse de la fréquence (Fig. 12f) et du total des pluies en hiver (Fig. 14).

Tableau 8. Tendance (niveau de signification) et variation annuelle, décennale et centenaire de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des indices climatiques extraits des simulations des précipitations avec le scénario RCP4.5. Tendance considérée significative et hautement significative si p-value < 0,05 et p-value < 0,01 respectivement.

Scénario RCP4.5	Modèles régionaux de simulation climatique (RCM)							
	HIRHAM5	RCA4v1_CanESM2	RCA4v1_ICHEC	CanRCM4	CanRCM4			
Indices climatiques	Tendance	Tendance	Tendance	Tendance	p-value	Δ (1 an)	Δ (10 ans)	Δ (100 ans)
avril-mai pluie 24h > 5 mm	→	↗	→	→	0.508	0.008	0.085	0.8
avril-mai pluie 24h > 10 mm	→	→	→	→	0.168	0.014	0.138	1.4
avril-mai pluie 24h > 15 mm	→	↗	→	→	0.190	0.010	0.100	1.0
avril-mai pluie 48h > 5 mm	↗	↗	→	→	0.330	0.025	0.249	2.5
avril-mai pluie 48h > 15 mm	→	↗	→	→	0.443	0.011	0.111	1.1
avril-mai pluie 48h > 25 mm	→	→	→	→	0.861	0.007	0.068	0.7
avril-mai pluie 72h > 10 mm	↗	↗	→	→	0.180	0.030	0.303	3.0
avril-mai pluie 72h > 20 mm	→	↗	→	→	0.439	0.015	0.148	1.5
avril-mai pluie 72h > 30 mm	→	→	→	→	0.453	-0.001	-0.009	-0.1
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h				↗	0.048	0.025	0.245	2.5
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 8h				↗	0.000	0.025	0.250	2.5
avril-mai int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h				↗	0.017	0.030	0.297	3.0
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 12h				↗	0.008	0.016	0.164	1.6
avril-mai int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h				→	0.071	0.019	0.192	1.9
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h				→	0.111	0.007	0.070	0.7
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 24h				↗	0.015	0.006	0.065	0.6
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h				↗	0.015	0.006	0.065	0.6
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 48h					NA	NA	NA	NA
juin-octobre pluie 24h > 5 mm	→	→	→	→	0.089	-0.032	-0.315	-3.2
juin-octobre pluie 24h > 10 mm	→	→	→	→	0.585	-0.005	-0.048	-0.5
juin-octobre pluie 24h > 15 mm	→	→	→	→	0.616	0.005	0.050	0.5
juin-octobre pluie 48h > 5 mm	→	→	→	→	0.112	-0.054	-0.537	-5.4
juin-octobre pluie 48h > 15 mm	→	→	→	→	0.883	-0.006	-0.056	-0.6
juin-octobre pluie 48h > 25 mm	→	→	→	→	0.225	0.025	0.253	2.5
juin-octobre pluie 72h > 10 mm	→	→	→	→	0.391	-0.033	-0.331	-3.3
juin-octobre pluie 72h > 20 mm	→	→	→	→	0.840	-0.004	-0.039	-0.4
juin-octobre pluie 72h > 30 mm	→	→	→	→	0.123	0.033	0.326	3.3
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h				→	0.365	0.021	0.213	2.1
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 8h				→	0.791	0.018	0.180	1.8
juin-octobre int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h				→	0.640	0.021	0.210	2.1
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 12h				→	0.844	0.011	0.106	1.1
juin-octobre int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h				→	0.350	0.021	0.213	2.1
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h				→	0.544	0.011	0.108	1.1
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 24h				→	0.175	0.007	0.065	0.7
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h				→	0.175	0.007	0.065	0.7
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 48h				→	1.000	0.000	0.000	0.0
décembre-avril neige 24h > 5 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.088	-0.880	-8.8
décembre-avril neige 24h > 10 mm EE	↘	↘	→	↘	0.000	-0.037	-0.372	-3.7
décembre-avril neige 24h > 15 mm EE	↘	→	→	↘	0.017	-0.012	-0.122	-1.2
décembre-avril neige 48h > 10 mm EE	↘	↘	→	↘	0.000	-0.084	-0.840	-8.4
décembre-avril neige 48h > 20 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.011	-0.012	-0.117	-1.2
décembre-avril neige 72h > 15 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.075	-0.753	-7.5
décembre-avril neige 72h > 25 mm EE	↘	↘	→	→	0.097	-0.004	-0.038	-0.4
décembre-avril pluie 24h > 1 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.260	2.602	26.0
décembre-avril pluie 24h > 5 mm	↗	↗	→	↗	0.000	0.144	1.438	14.4
décembre-avril pluie 24h > 10 mm	↗	↗	→	↗	0.000	0.097	0.971	9.7
décembre-avril pluie 24h > 15 mm	↗	↗	→	↗	0.000	0.011	0.108	1.1
janvier-février neige 24h > 5 mm EE	↘	→	→	↘	0.000	-0.041	-0.410	-4.1
janvier-février neige 24h > 10 mm EE	↘	→	→	↘	0.007	-0.021	-0.212	-2.1
janvier-février neige 24h > 15 mm EE	→	→	→	→	0.267	-0.010	-0.098	-1.0
janvier-février neige 48h > 10 mm EE	↘	↘	→	↘	0.000	-0.046	-0.460	-4.6
janvier-février neige 48h > 20 mm EE	→	→	→	→	0.581	-0.007	-0.074	-0.7
janvier-février neige 72h > 15 mm EE	↘	→	→	↘	0.009	-0.042	-0.420	-4.2
janvier-février neige 72h > 25 mm EE	→	→	→	→	0.870	-0.001	-0.007	-0.1
janvier-février pluie 24h > 1 mm	↗	↗	→	↗	0.000	0.111	1.107	11.1
janvier-février pluie 24h > 5 mm	↗	↗	→	↗	0.000	0.060	0.602	6.0
janvier-février pluie 24h > 10 mm	↗	↗	→	↗	0.000	0.038	0.379	3.8
janvier-février pluie 24h > 15 mm	→	→	→	→	0.051	0.000	0.001	0.0
* p-value Mann-Kendall	>0,1	0,05-0,1	0,01-0,05	<0,01				

Tableau 9. Tendance (niveau de signification) et variation annuelle, décennale et centenaire de la fréquence, de la durée, de la période d'occurrence ou de l'intensité des indices climatiques extraits des simulations des précipitations avec le scénario RCP8.5. Tendance considérée significative et hautement significative si p-value < 0,05 et p-value < 0,01 respectivement.

Scénario RCP8.5	Modèles régionaux de simulation climatique (RCM)							
	HIRHAM5	RCA4v1_CanESM2	RCA4v1_ICHEC	CanRCM4	CanRCM4			
Indices climatiques	Tendance	Tendance	Tendance	Tendance	p-value	Δ (1 an)	Δ (10 ans)	Δ (100 ans)
avril-mai pluie 24h > 5 mm	→	↗	→	↗	0.011	0.035	0.350	3.5
avril-mai pluie 24h > 10 mm	→	→	↗	→	0.071	0.019	0.195	1.9
avril-mai pluie 24h > 15 mm	→	→	→	→	0.055	0.014	0.145	1.4
avril-mai pluie 48h > 5 mm	→	↗	↗	↗	0.001	0.065	0.650	6.5
avril-mai pluie 48h > 15 mm	↗	→	→	↗	0.049	0.033	0.329	3.3
avril-mai pluie 48h > 25 mm	→	↗	↗	↗	0.004	0.026	0.259	2.6
avril-mai pluie 72h > 10 mm	→	↗	↗	↗	0.000	0.083	0.829	8.3
avril-mai pluie 72h > 20 mm	↗	↗	→	↗	0.018	0.044	0.444	4.4
avril-mai pluie 72h > 30 mm	→	→	↗	↗	0.001	0.040	0.398	4.0
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h				↗	0.019	0.035	0.355	3.5
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 8h				↗	0.001	0.027	0.270	2.7
avril-mai int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h				↗	0.005	0.043	0.430	4.3
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 12h				↗	0.005	0.019	0.189	1.9
avril-mai int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h				↗	0.015	0.028	0.284	2.8
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h				↗	0.025	0.010	0.104	1.0
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 24h				→	0.423	0.006	0.060	0.6
avril-mai int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h				→	0.423	0.006	0.060	0.6
avril-mai int. pluie > 1 mm/h sur 48h					NA	NA	NA	NA
juin-octobre pluie 24h > 5 mm	→	→	→	→	0.440	-0.018	-0.177	-1.8
juin-octobre pluie 24h > 10 mm	→	→	→	→	0.721	0.015	0.146	1.5
juin-octobre pluie 24h > 15 mm	↗	→	→	→	0.208	0.020	0.198	2.0
juin-octobre pluie 48h > 5 mm	→	↘	→	→	0.777	0.018	0.182	1.8
juin-octobre pluie 48h > 15 mm	→	→	→	→	0.481	0.028	0.279	2.8
juin-octobre pluie 48h > 25 mm	↗	→	↗	→	0.154	0.035	0.346	3.5
juin-octobre pluie 72h > 10 mm	→	→	→	→	0.709	0.036	0.360	3.6
juin-octobre pluie 72h > 20 mm	→	→	→	→	0.313	0.031	0.310	3.1
juin-octobre pluie 72h > 30 mm	→	→	↗	→	0.076	0.052	0.516	5.2
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 8h				→	0.395	0.021	0.213	2.1
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 8h				↗	0.017	0.040	0.397	4.0
juin-octobre int. pluie > 0.4 mm/h sur 12h				→	0.546	0.013	0.131	1.3
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 12h				↗	0.022	0.037	0.368	3.7
juin-octobre int. pluie > 0.2 mm/h sur 24h				→	0.954	0.007	0.068	0.7
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 24h				↗	0.013	0.026	0.256	2.6
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 24h				→	0.127	0.008	0.079	0.8
juin-octobre int. pluie > 0.5 mm/h sur 48h				→	0.127	0.008	0.079	0.8
juin-octobre int. pluie > 1 mm/h sur 48h				→	0.083	0.006	0.064	0.6
décembre-avril neige 24h > 5 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.122	-1.224	-12.2
décembre-avril neige 24h > 10 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.046	-0.457	-4.6
décembre-avril neige 24h > 15 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.018	-0.176	-1.8
décembre-avril neige 48h > 10 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.088	-0.884	-8.8
décembre-avril neige 48h > 20 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.021	-0.214	-2.1
décembre-avril neige 72h > 15 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.077	-0.773	-7.7
décembre-avril neige 72h > 25 mm EE	↘	↘	→	↘	0.000	-0.036	-0.364	-3.6
décembre-avril pluie 24h > 1 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.389	3.888	38.9
décembre-avril pluie 24h > 5 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.203	2.027	20.3
décembre-avril pluie 24h > 10 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.117	1.169	11.7
décembre-avril pluie 24h > 15 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.034	0.344	3.4
janvier-février neige 24h > 5 mm EE	↘	↘	↘	↘	0.000	-0.061	-0.609	-6.1
janvier-février neige 24h > 10 mm EE	↘	→	→	↘	0.000	-0.022	-0.224	-2.2
janvier-février neige 24h > 15 mm EE	→	→	→	↘	0.045	-0.009	-0.093	-0.9
janvier-février neige 48h > 10 mm EE	↘	→	↘	↘	0.000	-0.045	-0.449	-4.5
janvier-février neige 48h > 20 mm EE	→	→	→	↘	0.017	-0.014	-0.144	-1.4
janvier-février neige 72h > 15 mm EE	→	→	↘	↘	0.005	-0.039	-0.387	-3.9
janvier-février neige 72h > 25 mm EE	→	→	→	↘	0.009	-0.025	-0.246	-2.5
janvier-février pluie 24h > 1 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.191	1.911	19.1
janvier-février pluie 24h > 5 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.100	1.005	10.0
janvier-février pluie 24h > 10 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.052	0.524	5.2
janvier-février pluie 24h > 15 mm	↗	↗	↗	↗	0.000	0.011	0.106	1.1
* p-value Mann-Kendall	>0,1	0,05-0,1	0,01-0,05	<0,01				

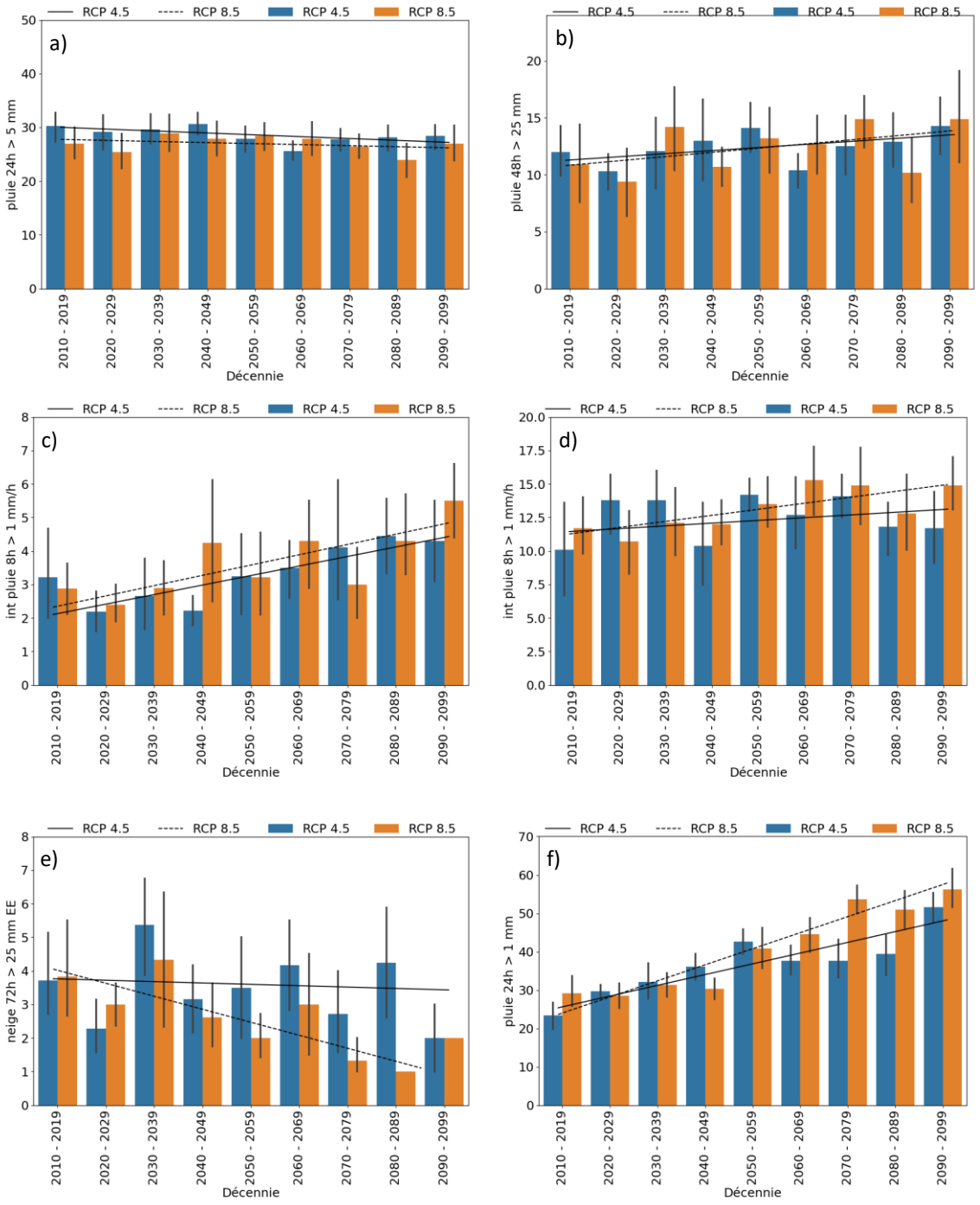


Figure 12. Exemples de tendances des indices climatiques extraits des données de simulation du modèle CRCM4 sur l'horizon 2010-2100 : nombre de journées où la pluie 24h > 5 mm entre juin et octobre (a), nombre de journées où la pluie 48h > 25 mm entre juin et octobre (b), nombre de journées où l'intensité de la pluie > 1 mm/h sur 8h en avril et mai (c), nombre de journées où l'intensité de la pluie > 1 mm/h sur 8h entre juin et octobre (d), nombre de journées où la neige 72h > 25 mm EE entre décembre et avril (e), nombre de journées où la pluie 24h > 1 mm entre décembre et avril (f).

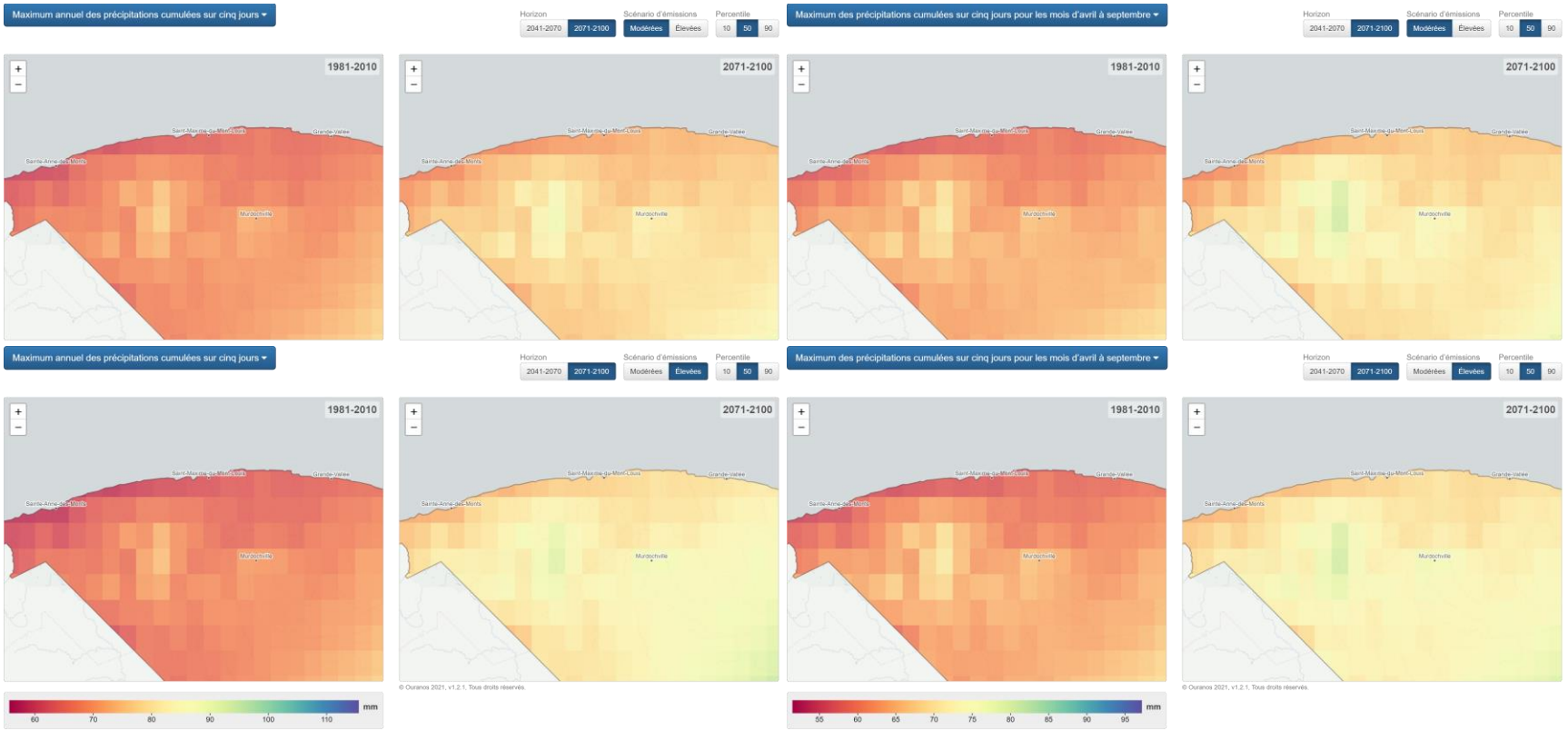


Figure 13. Projection du maximum annuel et pour les mois d'avril à septembre des précipitations cumulées sur 5 jours consécutifs sur l'horizon 2071-2100. Simulation réalisée par le consortium Ouranos à partir de 11 ensembles de simulation climatique (https://portclim.ouranos.ca/#/regions/8).

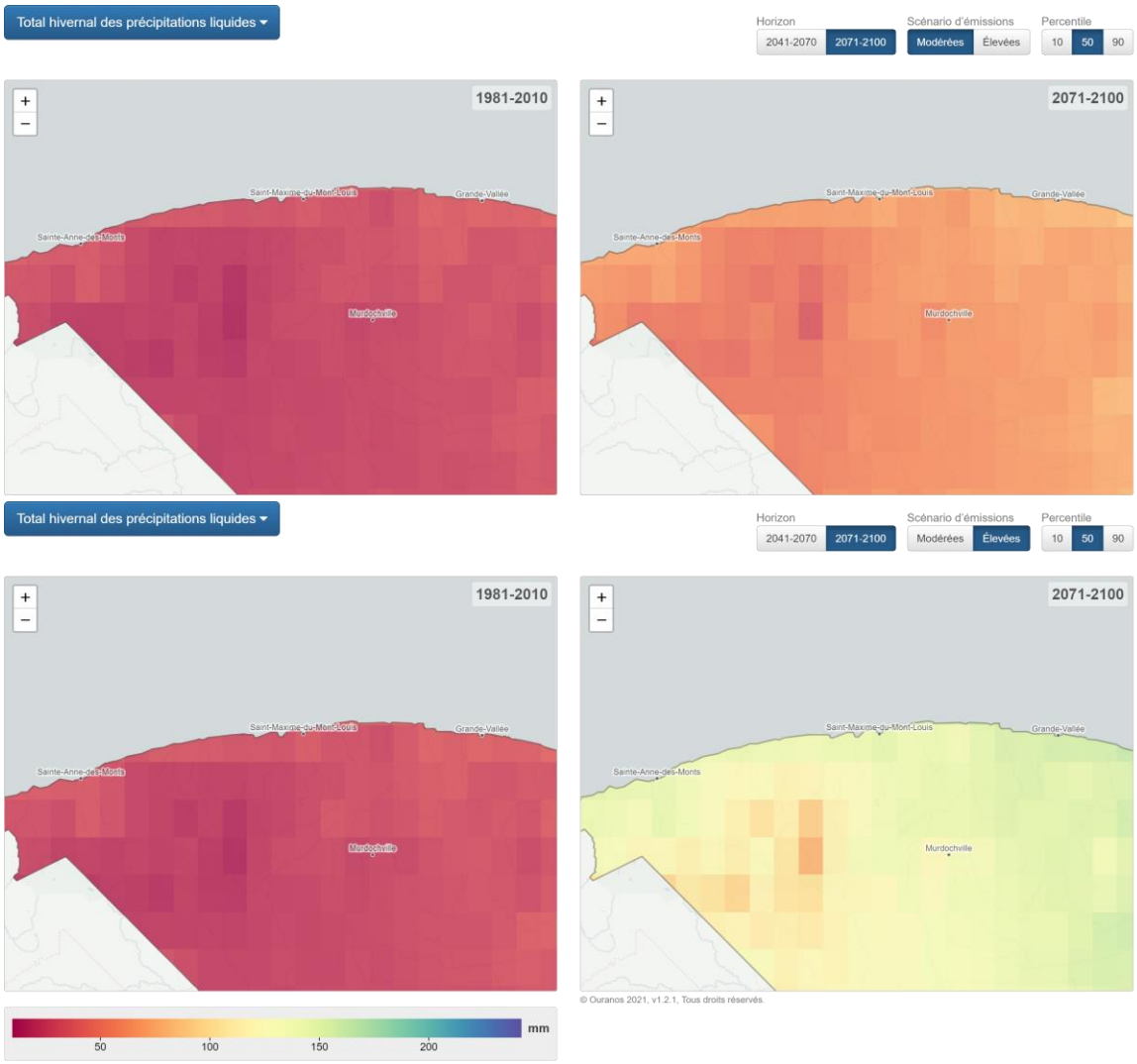


Figure 14. Projection du total hivernal des pluies en hiver (décembre-février) sur l'horizon 2071-2100. Simulation réalisée par le consortium Ouranos à partir de 11 ensembles de simulation climatique (https://portclim.ouranos.ca/#/regions/8).

4. Discussion

La discussion portera essentiellement sur l'interprétation des effets des tendances des indices climatiques sur la fréquence et la magnitude des aléas qui menacent les routes du nord de la Gaspésie. Puisque les indices ont été définis en fonction des variables météorologiques qui causent les aléas propres aux différentes saisons opérationnelles.

4.1 Chutes de pierre

D'après l'analyse des tendances des variables (indices climatiques) responsables de l'occurrence des chutes de pierre sur les routes du nord de la Gaspésie, il est probable que la fréquence des chutes de pierre associée à des redoux hivernaux augmente de manière significative d'ici la fin du 21e siècle (Fig. 15a). La hausse de la durée, de la température maximale atteinte et du nombre de DJD cumulé lors des redoux devrait également entrainer une hausse de la magnitude des chutes de pierre en hiver. La magnitude devrait être limitée par la profondeur du dégel des parois lors des redoux. Cette relation entre la magnitude des chutes de pierre et la profondeur du dégel dans les parois rocheuses a été mentionnée à plusieurs reprises, notamment pour expliquer la magnitude des éboulements liés au dégel du pergélisol en haute montagne (e.g. Matsuoka et al., 1998; Matsuoka et Murton, 2008), mais a aussi été utilisé dans le chap. 4 pour soutenir le développement d'une matrice d'évaluation du niveau de danger (chap. 4; Birien et Gauthier, 2022). Le dégel plus précoce des parois au printemps devrait également entrainer le décalage de la haute saison des chutes de pierre. Le dégel potentiellement plus rapide de la paroi pourrait aussi raccourcir la durée de cette période de fréquence élevée de chutes de pierre. La diminution de la profondeur de gel dans les parois (chap. 10) devrait aussi entrainer une diminution de la taille maximale des éboulements liés au dégel de la paroi au printemps (Fig. 15b). Des résultats également supportés par l'analyse des effets changements climatiques sur la profondeur des cycles gel-dégel et sur la météorisation par le gel des parois de flysch présenté au chapitre précédent (chap. 10). Enfin, le dégel précoce des parois au printemps couplé avec l'occurrence plus tardive des premiers gels en automne devrait écourter la saison opérationnelle des chutes de pierre liée au gel et dégel des parois rocheuses au profit d'un allongement de la saison opérationnelle estivale contrôlée par les pluies.

L'effet des changements climatiques sur la fréquence des événements de pluie de forte magnitude ou de forte intensité est moins explicite. La fonte des neiges et les pluies sont à l'origine des variations de la pression hydrostatique dans les discontinuités, de l'érosion de fragments de roche par ruissellement sur les parois ou encore des déformations mécaniques induites par l'hydratation et la déshydratation des roches riches en argile (e.g. D'Amato et al., 2016; Frayssines et Hantz, 2006; Krautblatter et Dikau, R., 2007; Krautblatter et al., 2013; Matsuura et al., 2008; Mateos et al., 2012, chap. 3). La part relative de ces mécanismes dans le développement d'une instabilité en paroi est difficilement dissociable. En conséquence, l'interprétation des effets d'une modification de la fréquence, du maximum ou de l'intensité des pluies doit être nuancée. D'après les analyses de tendance réalisées sur la fréquence des événements de pluie dépassant les seuils d'occurrence des chutes de pierre, il est probable qu'il entraine peu de conséquences sur la fréquence des chutes de pierre. Par contre, il semble que l'intensité des événements de pluie pourrait augmenter de manière significative, surtout au printemps. Ceci pourrait entrainer une légère hausse

de la fréquence des chutes de pierre durant cette période (Fig. 15c). En contrepartie, la purge printanière causée par le dégel des parois pourrait limiter l'effet de cette hausse de la fréquence des événements de pluie de forte intensité si ces derniers surviennent dans les semaines suivant le dégel complet des parois. Par contre, la co-occurrence du dégel, d'une recharge rapide de la nappe phréatique et d'un événement de pluie de forte intensité pourrait tout aussi bien être une combinaison optimale pour causer un nombre élevé de chutes de pierre de grande magnitude. Enfin, si une légère hausse de la fréquence des pluies de forte intensité s'accompagne d'un maximum de pluie cumulée plus élevé par événement, il est alors probable que la fréquence des chutes de pierre de grande magnitude s'accroisse.

4.2 Chutes de blocs de glace

La tendance à la hausse de la fréquence des redoux devrait entrainer une hausse de la fréquence des chutes de blocs de glace en hiver (Fig. 15d). Malgré une hausse de la durée et de l'intensité des redoux, la quantité d'énergie transmise à la glace demeurera très certainement insuffisante pour provoquer l'écroulement des structures de glaces en entier (Gauthier et al., 2013 et 2015). Par conséquent, la hausse de la fréquence des chutes de blocs de glace en hiver s'appliquera principalement aux chutes de blocs de glace de petites et moyennes magnitudes.

Tout comme pour les chutes de pierre, la période de haute fréquence des chutes de blocs de glace au printemps devrait être devancée de plusieurs jours et possiblement réduite dans le temps. Des hivers un peu plus doux, mais surtout marqué par une fréquence plus élevée des redoux, combinés à une arrivée tardive des premiers gels en automne et une arrivée hâtive des températures chaudes au printemps entraineront une détérioration des conditions optimales de formation des glaces sur les parois rocheuses (Gauthier et al., 2013 et 2015a et 2015b). La tendance à la baisse des indices de croissance des glaces (IGG et IGC) devrait entrainer une diminution du volume maximal des glaces qui se forment sur les parois rocheuses. La formation de glace plus menue devrait entrainer une diminution du nombre et de la taille maximale des blocs de glace qui chutent sur les routes du nord de la Gaspésie (Fig. 15e).

4.3 Avalanches de neige

La très grande majorité des avalanches de neige dans le nord de la Gaspésie sont une réponse directe aux accumulations de neige lors des tempêtes (Gauthier et al., 2017; Fortin et al., 2011). La tendance à la baisse de la fréquence des tempêtes de neige devrait entrainer une diminution de la fréquence des avalanches de neige sèche de toutes les tailles (Fig. 15f). Par contre, la hausse du maximum des précipitations cumulées sur 5 jours prévus par Ouranos pourrait avoir des répercussions significatives sur la taille maximale des avalanches. Il est donc probable qu'il y ait une légère diminution de la fréquence des avalanches de petites et moyennes tailles, mais une légère hausse de la fréquence des avalanches de grande magnitude (Fig. 15f). Un nombre grandissant de ces tempêtes de neige pourraient aussi survenir avec des températures de l'air autour de 0°C et provoquer des avalanches de neige humide (Gauthier et al., 2016).

Avec la hausse significative du nombre de redoux et d'événements de pluie en hiver, la fréquence des avalanches de neige mouillée devrait augmenter (Fig. 15g). La taille des avalanches

lors de ces événements est étroitement liée à l'épaisseur du manteau neigeux sur les versants. De manière générale, les versants sont en bonne partie dépouillés de leur neige par les forts vents du nord-ouest après les tempêtes (Meloche, 2018). Ainsi, les avalanches de neige mouillée se déclenchent principalement là où la neige est protégée de la déflation éolienne; soit dans les étroits couloirs forestiers ou sur les talus le long des îlots de forêts. La quantité restreinte et la distribution spatiale du couvert de neige limitent l'occurrence d'avalanche de grande taille lors des redoux ou des événements de pluie sur neige.

4.4 Aléas hydrogéomorphologiques (HGM)

Les aléas hydrogéomorphologiques comme les crues soudaines, les coulées de débris ou les glissements superficiels sont généralement causés par des pluies de forte intensité, dites torrentielles (Borga et al., 2014; Boulet et al., 2022; Crosta et Frattini, 2001; Guzzetti et al., 2007). Au chapitre 9, des seuils de quantité totale et d'intensité et durée des pluies ont été établis à partir d'un inventaire de 12 événements de pluie torrentielle. D'après les analyses de tendances effectuées sur les données horaires de précipitation simulées avec le modèle CRCM4 (chap. 9), les précipitations maximales totales, la durée et l'intensité moyenne et maximale des événements de pluie torrentielle ne devraient pas changer de manière significative d'ici la fin du 21^{e} siècle si le forçage climatique demeure modéré (RCP4.5). Par contre, une hausse de la fréquence de ce type d'événement pourrait être observée. D'après les analyses de tendance effectuées dans ce chapitre avec des seuils d'intensité horaire et de précipitations totales légèrement inférieurs à ceux proposés au chapitre 9, la fréquence des pluies torrentielles ne devrait pas augmenter de manière significative en été (Fig. 15h). Par contre, une hausse significative de la fréquence pourrait survenir au printemps (Fig. 15i) et possiblement en automne avec l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes post-tropicales qui remontent la côte est américaine (Goldenberg et al., 2001; IPCC, 2021; Mann et Emanuel, 2006; Saunders et Lea, 2008; Vimont et Kossin, 2007). Suivant une hausse marquée de la concentration de GES (RCP8.5), une hausse significative de la fréquence (Tab. 9) et de l'intensité moyenne et maximale des pluies torrentielles pourrait être observée (chap. 9). Les simulations réalisées par le consortium Ouranos prévoient également une hausse notable du maximum des précipitations cumulées sur 5 jours. En s'appuyant sur ces résultats, il est raisonnable d'avancer qu'une hausse de la fréquence des événements de pluie de très forte intensité est probable d'ici la fin du 21^{e} siècle.

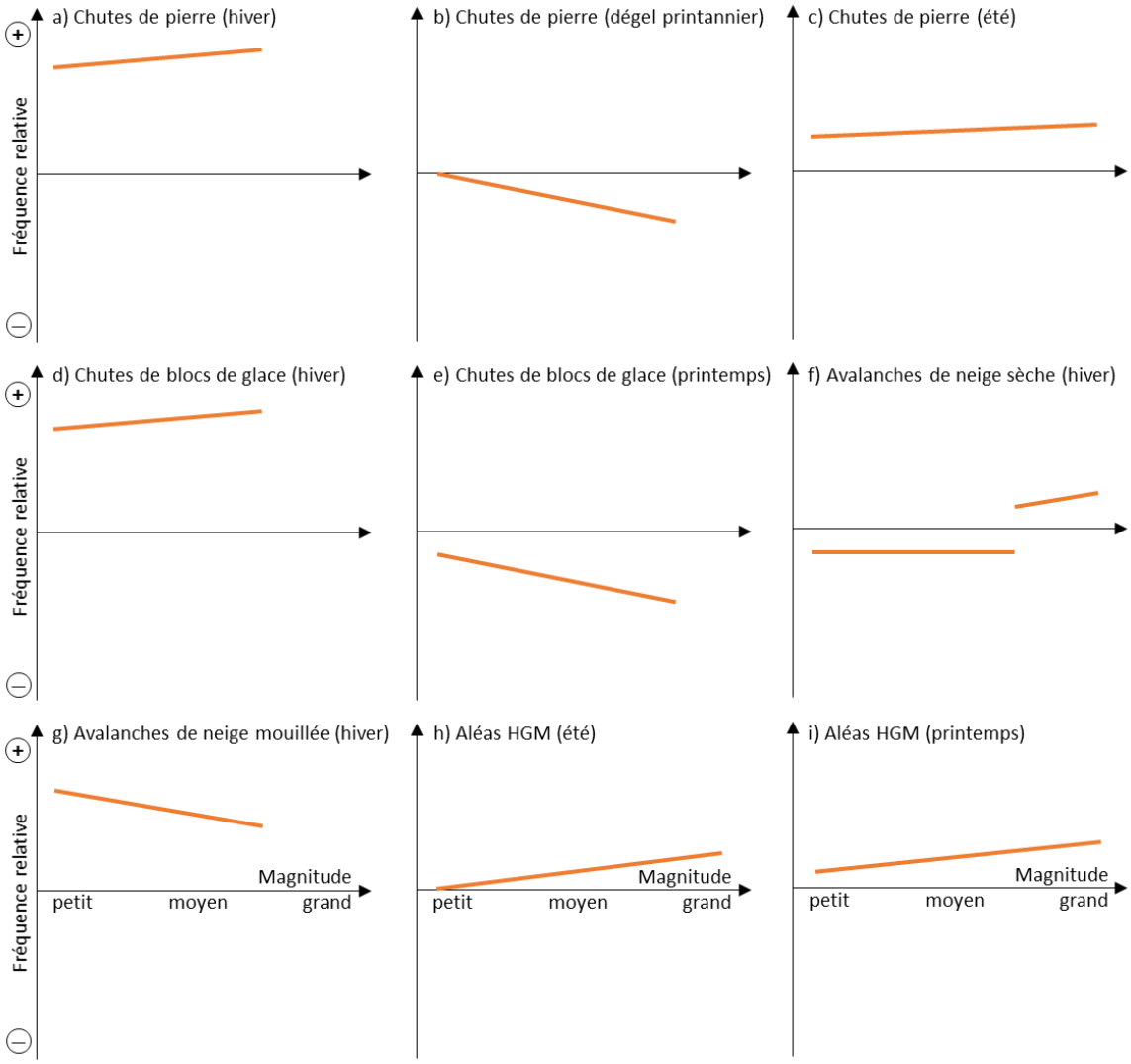


Figure 15. Effets des changements climatiques sur la fréquence relative des aléas de petite, moyenne et grande magnitude.

5. Conclusions

La très grande majorité des études portant sur les effets des changements climatiques sur l'occurrence des mouvements de versant est qualitative voir spéculative. Elles s'appuient sur notre compréhension des facteurs causaux des mouvements de versant et une interprétation des effets que pourrait avoir une hausse de la température de l'air ou des précipitations sur la fréquence et la magnitude des aléas. Dans cette étude, nous avons utilisé des indices climatiques qui reposent sur les seuils de différentes variables météorologiques responsables du déclenchement des aléas. Ces dernières ont été définies à l'aide d'algorithme d'apprentissage automatique sur les données historiques de recensions des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches de

neige qui atteignent les routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie et les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine. Les analyses de tendance sur la fréquence, l'intensité, la magnitude ou la période d'occurrence des indices climatiques ont permis de déterminer les impacts qu'auront les changements climatiques sur la fréquence et la magnitude des mouvements de versant qui menacent les routes du nord de la Gaspésie :

1) La fréquence des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace de petites et moyennes tailles causées par des redoux devrait augmenter de manière significative en hiver;
2) La diminution de la profondeur de gel dans les parois rocheuses et la dégradation des conditions optimales de formation des glaces sur les parois rocheuses devraient entrainer une diminution de la fréquence des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace de grande magnitude et de la taille maximale des événements au printemps;
3) La fréquence des chutes de pierre associée aux pluies de forte intensité devrait légèrement augmenter durant la saison opérationnelle estivale;
4) Une légère hausse de la fréquence des avalanches de neige sèche ou humide de grande taille et une légère diminution de la fréquence des avalanches de neige de petite et moyenne taille devrait être observée d'ici la fin du 21^{e} siècle;
5) Une hausse significative du nombre d'événements de pluie sur neige devrait entrainer une hausse de la fréquence des avalanches de neige mouillée;
6) Une légère hausse de la fréquence d'occurrence des événements de pluie de très forte intensité entrainera une légère hausse des aléas hydrogéomorphologiques (crues soudaines, coulées de débris et glissements superficiels).

Références

Anderson, J. et Bausch, C. (2006). Climate change and natural disasters: Scientific evidence of a possible relation between recent natural disasters and climate change. Policy Department Economic and Scientific Policy, 2, 1-30.

Birien, T. et Gauthier, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierre. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique.

Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F. et Jakob, M. (2014). Hydrogeomorphic Responde to Extreme Rainfall in Headwater Systems: Flash Floods and Debris Flows, Journal of Hydrology, 518:194-205.

Boulet, Y., Gauthier, F., Buffin-Bélanger, T. et Hétu, B. (2022). Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques des pluies torrentielles en Haute-Gaspésie, Québec. Comptes rendus de la 8e conférence canadienne sur la géotechnique et les risques naturels (Géorisques 8), La Société canadienne de géotechnique, Québec.

Chiang, S. H. et Chang, K. T. (2011). The potential impact of climate change on typhoon-triggered landslides in Taiwan, 2010–2099. Geomorphology, 133(3-4), 143-151.

Clague, J. J., Huggel, C., Korup, O. et McGuire, B. (2012). Climate change and hazardous processes in high mountains. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69(3):328-338.

Cloutier, C., Locat, J., Geertsema, M., Jakob, M. et Schnorbus, M. (2017). Potential impacts of climate change on landslides occurrence in Canada. In Slope safety preparedness for impact of climate change (pp. 71-104). CRC Press.

Crosta, G. et Frattini, P. (2001). Rainfall tresholds for triggering soil slips and debris flow, Plinius Conference on Mediterranean Storms ’00, EGS, Sienne, Italie.

Crozier, M. J. (2010). Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review, Geomorphology, 124(3–4), 260–267.

Côté, K., Madore, J. B. et Langlois, A. (2017). Uncertainties in the SNOWPACK multilayer snow model for a Canadian avalanche context: sensitivity to climatic forcing data. Physical Geography, 38(2), 124-142.

Delonca, A., Gunzburger, Y. et Verdel, T. (2014). Statistical correlation between meteorological and rockfall databases. Natural Hazards and Earth System Sciences, 14(8), 1953-1964.

Fortin, G., Hétu, B. et Germain, D. (2011). Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). Climatologie, 8, 9-25.

Frayssines, M. et Hantz, D. (2006). Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). Engineering Geology, 86(4), 256-270.

Gauthier, F. (2008). Les glaces de paroi: formation, écroulement et impact géomorphologique. Mémoire, Institut national de la recherche scientifique : Eau Terre Environnement, Québec, 140 p..

Gauthier, F., Montagnat, M., Weiss, J., Allard, M. et Hétu, B. (2013). Ice cascade growth and decay: a thermodynamic approach. Journal of Glaciology, 59(215), 507-523.

Gauthier, F., Allard, M. et Hétu, B. (2015a). Ice wall growth and decay: meteorological analysis and modelling. Permafrost and Periglacial Processes, 26(1), 84-102.

Gauthier, F., Hétu, B. et Allard, M. (2015b). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, 79(2), 855-880. 14.

Gauthier, F., Banville-Côté, F., Boucher, D. et Germain, D. (2016). Les avalanches de neige sur les routes du nord de la Gaspésie (Québec, Canada): prévision, tendance et extrême climatique. Communication orale, 11e colloque sur les risques naturels, 84e congrès de l’Association francophone pour le savoir (Acfas).

Gauthier, F., Germain, D. et Hétu, B. (2017). Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural hazards, 89(1), 201-232.

Gariano, S. L. et Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate, Earth-Science Rev., 162, 227–252.

Goldenberg, S., Landsea, C., Mestas-Nunez, A. et Gray, W. (2001). The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implication, Science, 293:474-479.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. et Stark, C. (2007). Rainfall tresholds for the initiation of landslides in Central and Southern Europe, Meteorology and Atmospheric Physics, 98:239-267.

Huggel, C., Clague, J. J. et Korup, O. (2012). Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains?, Earth Surf. Process. Landforms, 37(1), 77–91.

IPCC (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press, doi:10.1017/9781009157896.

Jakob, M. et Hungr, O. (2005). Debris-flow hazards and related phenomena (Vol. 739). Berlin: Springer.

Krautblatter, M. et Dikau, R. (2007). Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 89(1), 21-40.

Krautblatter, M., Funk, D. et Günzel, F.K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. Earth Surface Processes and Landforms, 38(8), 876-887.

Laloyaux, P., de Boisseson, E., Balmaseda, M., Bidlot, J. R., Broennimann, S., Buizza, R., Dalhgren, P., Dee, D., Haimberger, L., Hersbach. H., Kosaka, Y., Martin, M., Poli, P., Rayner, N., Rustemeier, E. et Schepers, D. (2018). CERA-20C: A coupled reanalysis of the twentieth century. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 10(5), 1172-1195.

Laute, K., et Beylich, A. A. (2018). Potential effects of climate change on future snow avalanche activity in western Norway deduced from meteorological data. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 100(2), 163-184.

Mann, M.E. et Emanuel, K.A. (2006). Atlantic Hurricane Trends Linked to Climate Change, Eos, Transactions American Geophysical Union, 87:233-241.

Martin, E., Giraud, G., Lejeune, Y. et Boudart, G. (2001). Impact of a climate change on avalanche hazard. Annals of Glaciology, 32, 163-167.

Matsuoka, N. et Murton, J. (2008). Frost weathering: recent advances and future directions. Permafrost and Periglacial Processes, 19(2), 195-210.

Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. et Keller, F. (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. *In* Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost. Centre d'études nordiques, Université Laval.

Matsuura, S., Asano, S. et Okamoto, T. (2008). Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of a reactivated landslide. Engineering Geology, 101(1), 49-59.

Meloche, F. (2019). Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. Mémoire. Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Québec, 122 p.

Morin, S., Horton, S., Techel, F., Bavay, M., Coléou, C., Fierz, C., Gobiet, A., Hagenmuller, P., Lafaysse, M., Ližar, M., Lafaysse, M., Mitterer, C., Monti, F. Müller, K., Olefs, M., Snook, J.S.,

van Herwijnen, A. et Vionnet, V. (2020). Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting: A status report on current implementations and prospects for the future. Cold regions science and technology, 170, 102910.

Ouranos (2015). Vers l'adaptation. Synthèse des connaissances sur les changements climatiques au Québec. Édition 2015. Montréal, Québec : Ouranos. 415 p.

Sass, O., et Oberlechner, M. (2012). Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria?. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12(11), 3209-3216.

Saunders, M.A. et Lea, A.S. (2008). Large Contribution of Sea Surface Warming to Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity, Nature, 451:557-560.

Vimont, D.J. et Kossin, J.P. (2007). The Atlantic Meridional Mode and Hurricane Activity, Geophysical Research Letters, 34(7).

Chapitre 12. Conclusions générales et recommandations.

Pour soutenir la gestion des opérations de l'équipe responsable de la maintenance et de la sécurité des usagers des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie, des modèles de prévision des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace, des avalanches de neige et des aléas hydrogéomorphologiques (HGM) ont été développés. Les modèles s'appuient sur une analyse croisée par apprentissage automatique (*machine learning*) entre les données météorologiques de la station de Cap-Madeleine et les données historiques sur l'occurrence de ces aléas sur les routes du nord de la Gaspésie. Le développement des modèles s'appuie également sur une analyse de la variabilité spatiale des conditions météorologiques régionales et sur une connaissance approfondie des facteurs aggravants et déclencheurs de ces aléas.

1. Variabilité spatiale des conditions météorologiques

Sur un territoire aussi large et au relief accidenté comme celui du nord de la Gaspésie, les conditions météorologiques peuvent varier à l'échelle d'étude des mouvements de versant. Les données météorologiques utilisées pour expliquer et prédire l'occurrence des aléas sur les routes du nord de la Gaspésie doivent être représentatives à l'échelle régionale. Les températures mesurées à la station météorologique de Cap-Madeleine sont représentatives, mais les précipitations sont quant à elles contraintes à une plus grande variabilité spatiale. Les précipitations demeurent néanmoins un proxy pertinent pour soutenir le développement des modèles de prévision. La station météorologique de Cap-Madeleine, située à l'extrémité est du secteur d'opération de l'équipe d'intervention du MTMQ (patrouille de roche), représente la meilleure option à court terme. Il est néanmoins recommandé de maintenir en service, d'assurer une maintenance adéquate et d'automatiser (systèmes de transmission des données par satellite) les stations météorologiques des haltes routières du lac à L'Anse-Pleureuse (ANP_Xv) et de Mont-Saint-Pierre (MSP_Xc). Ces dernières devraient être munies de radiomètres pour soutenir le développement de modèles de prévision mieux adaptés aux versants et parois rocheuses exposés au sud le long de la route 198. Ces données s'avèrent également fondamentales pour dresser le bilan radiatif nécessaire pour piloter des modèles de simulation du régime thermique en paroi rocheuse, de fonte des glaces sur les parois et du manteau neigeux. Finalement, les prévisions du HRDPS sur 24 et 48 heures sont représentatives des données de température et de précipitation mesurées à la station de Cap-Madeleine. Ainsi, elles peuvent être utilisées pour prédire l'occurrence des aléas.

2. Développement et causes des instabilités rocheuses

Les mécanismes de rupture et les effets des conditions météorologiques sur le développement des instabilités rocheuses dans les séquences de flysch étaient soutenus par très peu de littérature scientifique avant l'amorce du projet. Nous savons maintenant que le développement des fissures et la désolidarisation des blocs de grès ou de grauwacke ne peut pas être entièrement attribués à l'érosion différentielle responsable du recul des roches tendres et à la mise en porte-à-faux des

roches résistantes. D'autres facteurs comme la décompression par le retrait de contrainte de confinement causée par le retrait des glaces et l'érosion peuvent aussi expliquer la formation de joint de tension parallèle à la surface des parois rocheuses. Le patron de développement naturel des discontinuités dans ce type de géologie est aussi influencé par l'épaisseur des bancs sédimentaires et leurs résistances en tension. Sous un climat froid et humide tel que celui du nord de la Gaspésie, l'altération par le gel provoque une diminution progressive de la résistance à la fracturation de la roche induite par la formation de glace de ségrégation concentrée près de la surface des parois. Les observations sur le terrain montrent également que les fissures ne se développent pas directement au niveau des masses de roche en porte-à-faux, mais à quelques décimètres à l'intérieur du massif. Ainsi, les chutes de pierre ne résultent pas toujours de la rupture d'une masse de roche surplombante. Le recul et l'affaissement progressif des strates de shale et de siltstone agissent comme des plans de glissement ou de basculement dont la pente s'accroit avec le temps. Un critère de rupture adapté à des blocs en surplomb a été proposé pour déterminer les conditions limites de rupture. Ce critère pourrait être utilisé pour identifier les blocs ou les séquences de roche métastables à partir de critères morphologiques et d'une analyse des jeux de discontinuité extraits d'un modèle numérique de terrain à haute résolution généré au LiDAR ou par photogrammétrie. Ceci permettrait de cibler les zones prioritaires d'interventions d'écaillage.

Le suivi des déformations pré-ruptures à l'aide d'extensomètres et la quantification des chutes de pierre au LiDAR ont permis l'identification des conditions météorologiques responsables de leurs occurrences. Certaines de ces conditions sont associées à une stabilité marquée des parois rocheuses (période sèche estivale, période froide hivernale) alors que d'autres augmentent significativement la fréquence et/ou la magnitude des chutes de pierres (redoux hivernal, dégel printanier, pluie de forte intensité). À partir de ces résultats, une matrice d'évaluation du risque générée à partir de la relation entre la magnitude et la fréquence des chutes de pierres pour des conditions météorologiques spécifiques a été développée. Cette dernière pourra être utilisée pour identifier les conditions météorologiques propices au déclenchement des instabilités rocheuses de différentes magnitudes. Les résultats de ces travaux ont permis de soutenir, confirmer et renforcer la sélection des variables prédictives par les algorithmes d'apprentissage automatique (AA) utilisés pour développer des modèles de prévision des chutes de pierre sur les routes 132 et 198.

3. Prévision des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches sur les routes 132 et 198

Les modèles de prévision des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches de neige pour la route 132 sont performants et devraient être utilisés pour soutenir le travail des gestionnaires responsables de la sécurité routière. Nous suggérons d'utiliser les modèles de réseaux de neurones (RN) (ou de régression logistique (RL)) pour calculer la probabilité d'occurrence des chutes de pierre et les modèles de forêts aléatoires (FA) pour les chutes de blocs de glace et les avalanches de neige.

Durant la saison opérationnelle estivale, les chutes de pierre sont principalement expliquées par les événements de pluie et plus particulièrement par des pluies de forte intensité et de courte durée. En hiver et au printemps, les chutes de pierre sont principalement causées par le dégel des parois. D'après les résultats obtenus, l'occurrence des journées événementielles est bien expliquée et

prédite par une température moyenne de l'air supérieure à 0°C durant trois à cinq jours consécutifs et par les degrés-jours de dégel (DJD). Ces dernières permettent également d'expliquer l'occurrence des chutes de blocs de glace, aussi bien lors des redoux hivernaux que lors du dégel printanier. Les redoux hivernaux et le dégel printanier représentent donc des périodes de co-occurrence de chutes de pierre et de chutes de blocs de glace sur les routes (Tab. 1). À titre d'exemple, 17 journées réparties entre le 14 avril et le 9 mai 2017 présentaient une probabilité d'occurrence élevée de chutes de pierre et de chutes de blocs de glace. Ceci représente près de la moitié des journées avec une probabilité élevée de chute de pierre et 94% des journées avec une probabilité élevée de chute de blocs de glace. L'occurrence des avalanches de neige est bien expliquée et prédite par l'intensité des précipitations solides et le cumul des neiges sur des périodes variant de 24 à 120 heures. Des variables qui permettent d'expliquer l'occurrence du type de problème d'avalanche le plus fréquent (> 80%) dans le nord de la Gaspésie : les avalanches de plaque de neige de tempête. La pluie et une température de l'air positive sont des variables qui peuvent être utilisées pour expliquer et prédire les avalanches de neige mouillée qui surviennent lors des redoux hivernaux et du dégel printanier. Des conditions météorologiques également propices à la co-occurrence de chutes de pierre et de blocs de glace (Tab. 1).

Tableau 1. Compilation du nombre de journées par classe de probabilité d'occurrence des chutes de pierre (en été Pe et en hiver Ph), des chutes de blocs de glace (G) et des avalanches de neige (A) pour les saisons opérationnelles estivale (été et automne) et hivernale (hiver et printemps) 2016-2017.

Échelle de probabilité d'occurrence	Pierre été (Pe)	Pierre hiver (Ph)	Glace (G)	Avalanche (A)	Ph+G+A	Ph+G	G+A	Ph+A
Faible	NA	126	131	57	55	122	57	55
Modéré	61	NA	NA	18	NA	NA	NA	NA
Considérable	94	20	8	22	1	5	2	2
Élevé	12	36	18	22	0	17**	0	2*
Nb. jour total	167	182	157	119	119	157	119	119

* 12 et 13 avril; glace = considérable

** 14, 15, 16, 23, 26, 28 avril au 9 mai; 14-15 avril avalanche = considérable

Des procédures opérationnelles adaptées à l'échelle de probabilité d'occurrence calculée ont été proposées. Il est entre autres recommandé d'activer des feux clignotants et des panneaux à messages variables (PMV) pour avertir les automobilistes lorsque le niveau de probabilité dépasse certains seuils. Pour soutenir la mise en application des mesures proposées dans ce rapport, nous suggérons de travailler sur le développement d'une application web pour informer en temps réel les patrouilleurs et les responsables de la sécurité routière du niveau de danger et des procédures opérationnelles suggérées.

Les modèles de prévision spécifiques à la route 198 ne présentent pas des niveaux de performance intéressants dans un contexte de gestion préventive des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches de neige. Les performances décevantes sont attribuables au nombre limité d'événements et à l'absence de données de rayonnement aux stations météorologiques du réseau national. Il serait néanmoins possible de regrouper les jeux de données pour développer des modèles régionaux qui prendraient en compte les événements sur la 198. Ce

modèle permettrait d'activer des feux clignotants et des panneaux à messages variables (PMV) pour avertir les automobilistes du haut niveau de probabilité d'occurrence d'un aléa.

Nous recommandons également de poursuivre l'inventaire des mouvements de versant. Ceci permettrait le développement de modèles plus performants pour l'ensemble du territoire, mais aussi le développement de modèles adaptés aux conditions météorologiques des versants exposés au sud le long de la route 198.

Une formation devrait également être offerte aux opérateurs (patrouilleurs) pour renforcer leurs connaissances de l'aléa et pour les sensibiliser à l'importance de leur travail. Un spécialiste formé en analyse, en prévention et en gestion des risques naturels devrait travailler en collaboration avec l'équipe responsable de la maintenance et de la sécurité sur les routes 132 et 198 en Haute-Gaspésie. Ceci faciliterait l'implantation d'un modèle de gestion des opérations qui s'appuie sur la prévision des aléas.

À court terme, l'installation d'un système de barrières dynamiques (ou de filet atténuateur) et de clôtures paravalanches représente des solutions intéressantes, pertinentes et durables qui permettrait d'éliminer ou de diminuer considérablement les dangers sur la section 10 de la route 198. Un système de barrière dynamique (ou de filet atténuateur) pourrait également être installé entre les deux sections de merlon sous la cascade de glace Corneille (site #10, Fig. 2, chap. 7). Le ponceau qui assure l'évacuation de l'eau du torrent qui alimente la cascade de glace ne permet pas la construction et le maintien d'un merlon. Pour certaines carapaces de glace problématiques et dont l'alimentation en eau provient d'une résurgence de la nappe, nous suggérons de procéder à l'installation d'un système de drainage (insertion de tuyaux crépinés) dans la partie basse de la paroi rocheuse pour forcer le rabattement de la nappe et ainsi limiter la formation d'une carapace volumineuse. Les sites #4 et #12 (Fig. 2, chap. 7) se prêteraient bien à ce type d'intervention.

Nous proposons également de procéder à des simulations de chutes de pierre, de chutes de blocs de glace et d'avalanches de neige pour déterminer avec plus de certitude les portions de route exposées à ces aléas, pour évaluer l'efficacité des ouvrages de protection déjà en place (merlon) et pour dimensionner ceux suggérés le long de la route 198. À court terme, nous suggérons de rehausser d'au moins un mètre la hauteur des merlons avec du matériel allochtone. L'idée est d'éviter l'emprunt de matériel à même le talus d'éboulis pour éviter de déséquilibrer la pente du talus (vitesse de propagation des blocs et angle de frottement statique), le remplissage subséquent du merlon et le rehaussement graduel de la paroi rocheuse causé par le transport de débris rocheux en sommet de talus et le déchaussement de la paroi sous-jacente.

Il est également suggéré de procéder à l'écaillage des parois rocheuses pour limiter la fréquence des événements. L'écaillage peut être réalisé par une équipe de cordistes, mais également par projection d'eau à partir d'une benne sous un hélicoptère. Cette technique est plus rapide et permet de couvrir de plus large surface. Pour cibler les secteurs prioritaires à nettoyer, identifier les blocs instables et suivre le développement des instabilités rocheuses, nous proposons de 1) procéder à l'identification des blocs potentiellement instable en s'appuyant sur les critères de rupture proposés au chapitre 2, et 2) réaliser une analyse des déformations à l'aide d'imagerie 3D (photogrammétrie et LiDAR) (Fig. 6, chap. 4).

Enfin, nous suggérons également de soutenir le développement, l'installation et la calibration de deux systèmes de détection automatique des chutes de pierre, des chutes de blocs de glace et des avalanches à l'aide du radar et de suivi des signaux sismiques et acoustiques sur la route 132 à

l'entrée ouest du village de Mont-Saint-Pierre et sur le versant le long de la route 198. Ces systèmes permettraient d'activer en temps réel des feux d'avertissement ou des barrières pour fermer la route seulement lorsqu'une chute de pierre, une chute de blocs de glace ou une avalanche de neige est détectée.

4. Seuils de déclenchement des aléas hydrogéomorphologiques (HGM)

Les seuils de déclenchement des aléas HGM développé pour le nord de la Gaspésie pourront être utilisés pour déterminer si la quantité et l'intensité des pluies prévues lors du passage d'une dépression seront suffisantes pour causer des dégâts liés à l'occurrence d'aléas HGM. Compte tenu de la variabilité spatiotemporelle des précipitations, ils ne pourront pas être utilisés pour les événements de très forte intensité et de courte durée associés aux orages convectifs. Puisque la fréquence des événements de pluie surpassant les deux seuils établis devrait augmenter d'ici l'horizon 2100, il serait pertinent de le prendre en compte lors de la conception d'infrastructures (routes, ponts, ponceaux), que ce soit pour la restauration ou la construction nouvelle.

5. Effets des changements climatiques sur l'occurrence des mouvements de versant

La très grande majorité des études portant sur les effets des changements climatiques sur l'occurrence des mouvements de versant est qualitative voir spéculative. Elles s'appuient sur notre compréhension des facteurs causaux des mouvements de versant et une interprétation des effets que pourrait avoir une hausse de la température de l'air ou des précipitations sur la fréquence et la magnitude des aléas. Dans cette étude, nous avons utilisé des indices climatiques qui reposent sur les seuils de différentes variables météorologiques responsables du déclenchement de ces aléas. Les analyses de tendance sur ces indices ont permis de déterminer les impacts que devraient avoir le réchauffement climatique sur la fréquence et la magnitude des mouvements de versant qui menacent les routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie :

1) La fréquence des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace de petites et moyennes tailles causées par des redoux devrait augmenter de manière significative en hiver;
2) La diminution de la profondeur de gel dans les parois rocheuses et la dégradation des conditions optimales de formation des glaces sur les parois rocheuses devraient entrainer une diminution de la fréquence des chutes de pierre et des chutes de blocs de glace de grande magnitude et de la taille maximale des événements au printemps;
3) La fréquence des chutes de pierre associée aux pluies de forte intensité devrait légèrement augmenter durant la saison opérationnelle estivale;
4) Une légère hausse de la fréquence des avalanches de neige sèche ou humide de grande taille et une légère diminution de la fréquence des avalanches de neige de petite et moyenne taille devrait être observée d'ici la fin du 21^{e} siècle;
5) Une hausse significative du nombre d'événements de pluie sur neige devrait entrainer une hausse de la fréquence des avalanches de neige mouillée;

6) Une légère hausse de la fréquence d'occurrence des événements de pluie de très forte intensité entrainera une légère hausse des aléas hydrogéomorphologiques (crues soudaines, coulées de débris et glissements superficiels).