

**Département de géomatique appliquée**  
**Faculté des lettres et sciences humaines**  
**Université de Sherbrooke**

Caractérisation de l'incidence du couvert nival sur la dimension des lahars  
en cas d'éruption : étude de cas sur le Mont Rainier, Washington, États-  
Unis d'Amérique

LEVIN-EDUARDO CASTILLO-GUIMOND

M. Sc. A.

Essai présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences géographiques  
(M. Sc.), cheminement Géodéveloppement durable

Mai 2017

© Levin-Eduardo Castillo-Guimond, 2017



## RÉSUMÉ

Le lahar est une ou plusieurs coulées de débris saturée(s) en eau, où les débris sont essentiellement rocheux. C'est un géorisque volcanique pouvant grandement affecter l'homme et ses infrastructures. La quantité d'eau disponible est un des principaux facteurs limitant leur taille. Cette eau peut provenir de la fonte du couvert nival du volcan, de son système hydrothermal interne ou de fortes pluies. Pour former un lahar, l'eau doit incorporer une grande quantité de matériel en dévalant les pentes de l'édifice volcanique. Les lahars sont considérés comme étant primaires lorsqu'ils sont générés par une éruption et secondaires lorsqu'ils se forment après une éruption ou sans être reliés à une éruption. Les lahars primaires sont toujours formés par la fonte du couvert nival du volcan.

Cette étude avait pour objectif de développer une procédure quantifiant l'ampleur que peuvent atteindre les lahars produits lors d'une éruption sous un couvert nival. La procédure envisagée utilisait le modèle thermodynamique multicouche Suisse SNOWPACK. Le modèle était alimenté par les données climatiques réanalysées NARR (*North American Regional Reanalysis*) et des données géophysiques extraites d'un modèle numérique de terrain. Le volcan étudié était le Mont Rainier, dans l'État de Washington aux États-Unis, car il présente un risque très élevé de lahars et une forte population réside en aval de ses bassins versants. Les sites de simulations étaient situés à la ligne des arbres (1970 m) et près du sommet (3900 m).

Les simulations du modèle ont calculé les valeurs d'épaisseur et d'équivalent en eau du couvert nival. Ces valeurs, jumelées à la superficie de la toundra alpine, permettaient d'obtenir une estimation du volume d'eau disponible sur le volcan. Les résultats montraient qu'à la fin de l'hiver 2010-2011, ce volume représentait environ  $0,1 \text{ km}^3$  d'eau liquide. Une éruption affectant tout le couvert nival du volcan pouvait donc produire un volume de lahar total (eau et débris) entre  $0,244$  et  $0,435 \text{ km}^3$ . Une fois ce volume réparti sur les trois différents bassins versants, les lahars possibles se comparaient à certains lahars historiques ayant eu lieu sur le même volcan. Une simple comparaison montrait que de tels lahars pouvaient atteindre certaines petites villes près du Mont Rainier. Cependant, les villes plus importantes et plus distales, telles que celles des basses-terres du Détroit de Puget, ne pouvaient être affectées que par les crues formées suite à la dilution des lahars.

# TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
REMERCIEMENTS.....	viii
1. CHAPITRE 1 — INTRODUCTION.....	1
1.1 Problématique.....	1
1.1.1 Les volcans.....	1
1.1.2 Les lahars.....	5
1.2 Objectifs et hypothèses.....	6
2. CHAPITRE 2 — CADRE THÉORIQUE.....	8
2.1 Les volcans.....	8
2.1.1 L'éruption et ses produits.....	10
2.1.2 Risques associés aux volcans.....	13
2.1.3 Dimensions du géorisque.....	15
2.2 Les volcans de la côte Ouest américaine.....	17
2.2.1 L'arc des Cascades.....	18
2.2.2 Type de volcanisme et d'éruption.....	18
2.2.3 Les grandes éruptions de l'Holocène.....	21
2.2.4 Géorisques possibles.....	22
2.3 Les lahars.....	24
2.3.1 Description des lahars.....	24
2.3.2 Formation des lahars primaires.....	27
2.4 Couvert nival alpin.....	32
2.4.1 Réservoir d'eau douce.....	32
2.4.2 Précipitations et processus d'accumulation.....	33
2.4.3 Les changements climatiques.....	35
2.4.4 Les Cascades.....	36
3. CHAPITRE 3 — DONNÉES ET MÉTHODES.....	37
3.1 Site d'étude.....	37
3.1.1 Le Mont Rainier.....	39

3.1.2	Climat et régime de précipitations.....	41
3.1.3	Année à l'étude.....	43
3.2	Simulations SNOWPACK.....	43
3.2.1	Les données climatiques.....	44
3.2.2	Les données géophysiques .....	45
3.2.3	Les données en sortie .....	47
3.2.4	Les sites de simulations.....	47
3.3	Calculs .....	48
3.3.1	Volume d'eau disponible.....	48
3.3.2	Matériel transportable.....	50
4.	CHAPITRE 4 — ANALYSE ET RÉSULTATS .....	52
4.1	La température de l'air.....	52
4.2	Paramètres de la couverture de neige avec le modèle .....	53
4.2.1	Équivalent en eau .....	54
4.2.2	Paramètres de la couverture de neige avec la station météo .....	56
4.3	Impact d'une éruption volcanique .....	57
4.3.1	Volume d'un lahar.....	57
5.	CHAPITRE 5 — DISCUSSION.....	59
5.1	Retour sur les résultats.....	59
5.2	Procédure et méthode .....	60
5.2.1	Procédure.....	60
5.2.2	Méthode.....	62
5.2.3	Données .....	65
5.3	Perturbation du couvert nival.....	66
5.3.1	Type d'éruption et conséquence.....	66
5.3.2	Nature du matériel solide .....	67
5.3.3	Comparaison de l'ampleur des lahars possibles.....	68
6.	CHAPITRE 6 — CONCLUSION.....	71
7.	RÉFÉRENCES.....	75

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1.	Coupe schématique de la lithosphère terrestre	8
Fig. 2.	Morphologie des cinq différents types de volcans principaux	9
Fig. 3.	Les principaux volcans et complexes volcaniques de l'arc des Cascades	20
Fig. 4.	Positions du Mont Rainier et des villes du Détroit de Puget	38
Fig. 5.	Cartes des précipitations et des températures annuelles moyennes des états de l'Idaho, de l'Oregon et de Washington	42
Fig. 6.	Courbes spectrales de roches volcaniques	45
Fig. 7.	Cartes montrant les paramètres d'inclinaison et d'aspect de la pente du Mont Rainier	46
Fig. 8.	Carte de localisation des deux sites utilisés pour les simulations SNOWPACK sur le Mont Rainier	48
Fig. 9.	Carte présentant les différents niveaux de 250 m utilisés pour estimer le couvert de neige	50
Fig. 10.	Valeurs des températures de l'air provenant des données NARR utilisées dans SNOWPACK	52
Fig. 11.	Comparaison des températures de l'air entre les données climatiques NARR et les mesures de la station météorologique Paradise	53
Fig. 12.	Évolution de l'épaisseur du couvert de neige lors de l'hiver 2010-2011 pour les deux sites	54
Fig. 13.	Évolution de l'équivalent en eau de la neige lors de l'hiver 2010-2011	55
Fig. 14.	Épaisseur et équivalent en eau du couvert neigeux mesuré par la station Paradise	56
Fig. 15.	Limites et noms des bassins versants présents sur le Mont Rainier	58
Fig. 16.	Distances que peuvent couvrir des coulées pyroclastiques	66

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.	Composition des gaz à l'orifice volcanique, tirée de Textor et al. (2003)	12
Tableau 2.	Exemples de constructions de dôme(s) de volcans dans l'arc des Cascades depuis le Pléistocène	20
Tableau 3.	Principaux effondrements d'édifice volcanique pendant l'Holocène	21
Tableau 4.	Caractéristiques de quelques lahars ou groupe de lahars connus	26
Tableau 5.	Caractéristiques des deux sites utilisés pour les simulations SNOWPACK	48
Tableau 6.	Les équations linéaires ( $y = mx + b$ ) de l'EEN et du contenu en eau liquide	55
Tableau 7.	Masse et volume d'eau pour chaque niveau d'altitude	55
Tableau 8.	Paramètres des lahars possibles pour les trois bassins versants du Mont Rainier	68

## REMERCIEMENTS

En terminant la rédaction de cet essai, mes premiers remerciements vont à mon directeur M. Alexandre Langlois, pour son enthousiasme à entreprendre ce projet, ses conseils et son support tout au long de ma rédaction. Je tiens aussi à remercier M. Alexandre Roy, pour ses corrections vis-à-vis mon travail. Sans eux, cette maîtrise n'aurait pu voir le jour.

Je désire également exprimer ma gratitude à M. Charles Sarthou, mon superviseur de stage chez Hydro-Québec, qui m'a permis de découvrir une nouvelle atmosphère de travail et m'inspirer dans ma carrière. Il fut un mentor de premier ordre.

Je désire exprimer ma reconnaissance à Virginie Bouchard et Samuel Lafrance pour leur générosité et leur accueil au début de ma maîtrise, ainsi que d'avoir été présents à chaque fois que j'ai eu besoin d'eux.

De plus, je veux remercier ceux qui ont partagé chaque moment de ces études, Nicolas (l'autre membre de l'équipe des années '80), David, Julie, Laura, Marc-Antoine, Xiomara, mais aussi tous ceux qui m'ont accueilli à Liège, lors de mon échange en Belgique, Étienne, Fabian, Florian, Joan, Julie, Laura, Henri, Antoine, Ben, Jordan, Manon et Benjamin ; Suzie et Mathieu qui m'ont aussi accueilli sous leur toit à Montréal pendant mon stage ; et l'ancienne garde de Chicoutimi qui est toujours présente, Nicolas, Shawn, Yoan, David et Josiane, ainsi que les géologues, Lucas, Charley, Jordi, Matthias, Éric et Mikaël.

Je désire exprimer également toute ma gratitude envers ma famille pour leur amour et leur support toujours apprécié, éléments essentiels à la réalisation de ce projet.

Un hommage tout spécial à ma compagne Karine qui m'a soutenu de mille façons dans ce projet de retour aux études. « Tu as su m'éclairer et sans toi, je n'aurais pu me réaliser pleinement. Merci pour ta présence de tous les instants, ta patience, ta compréhension et tes judicieux conseils ! »

À vous tous, qui avez été là de près ou de loin, un grand Merci !



# 1. CHAPITRE 1 — INTRODUCTION

## 1.1 Problématique

Les zones volcaniquement actives sont fréquemment affectées par une multitude de géorisques. Un de ces risques volcaniques très particuliers est le lahar. Il s'agit d'une ou de plusieurs coulées transportant des débris essentiellement rocheux et saturée(s) en eau (Vallance, 2000). Cette grande quantité d'eau peut provenir de la fonte du couvert nival du volcan, de son système hydrothermal interne ou de fortes pluies.

### 1.1.1 Les volcans

Les volcans sont des phénomènes géologiques qui montrent que la Terre est dynamique. Ce sont des ouvertures dans la croûte terrestre (partie supérieure de la lithosphère) vers les profondeurs de la Terre, où la roche n'est plus solide sous l'effet de la température et de la pression. Selon le dictionnaire de géologie (Foucault et Raoult, 2005), le nom volcan provient du latin *Vulcanus*, le dieu du feu, et sa définition est : « *un relief, généralement de forme conique, pouvant atteindre plusieurs kilomètres de haut, constitué par l'empilement de projections et/ou des laves ayant atteint la surface de l'écorce terrestre, soit à l'air libre, soit sous l'eau.* »

Les volcans sont (ou ont été) présents un peu partout sur la Terre, au moins depuis l'Archéen, et ce même au Québec (Pearson et Daigneault, 2009; Castillo-Guimond, 2012; Mueller et al. 2012). Leurs éruptions sont relativement fréquentes et toujours impressionnantes. Un mécanisme classique pour expliquer le déclenchement d'une éruption est la libération de la pression créée lorsqu'il y a une remontée de magma, par différence de densité, dans la chambre magmatique sous-jacente (Schmincke, 2005). Une éruption peut éjecter une combinaison de matériel gazeux, liquide et solide.

### *Éruptions majeures et catastrophes humaines*

Plusieurs éruptions ont marqué l'histoire de l'homme sur la Terre. Elles ont toutes eu un impact du point de vue humain, économique ou climatique. La plupart sont importantes mais certaines sont plus modestes.

Au XXI<sup>e</sup> siècle, l'éruption la plus coûteuse a été celle du volcan Eyjafjallajökull en Islande (2010) qui a paralysé le trafic aérien au-dessus de l'Atlantique Nord. Elle a entraîné une perte financière de 3,3 milliards d'euros pour les neuf compagnies aériennes les plus touchées (Mazzocchi et al. 2010). Par contre, la plus mortelle a été celle du Merapi en Indonésie la même année, qui a fait 380 morts (Charbonnier et al. 2013) et la plus volumineuse a été celle du Puyehue-Cordón Caulle au Chili (2011), avec 0,4 km<sup>3</sup> d'éjecta (Global Volcanism Program, 2013).

Pendant le XX<sup>e</sup> siècle, plusieurs éruptions mémorables ont eu lieu. Celle du Pinatubo aux Philippines (1991) est la plus volumineuse et a eu un fort impact climatique. Elle a éjecté 17 Tg de SO<sub>2</sub> dans la stratosphère (Timmreck et al. 2010) et a réduit la moyenne des températures terrestres de 0,1 à 0,2 °C pendant deux ans (Robrock et Mao, 1995). Cette éruption et ses produits ont aussi pris la vie de 847 personnes (Global Volcanism Program, 2013). Cependant, les plus mortelles ont été celles du Mont Pelée, en Martinique (1902), environ 30 000 morts (Rosen, 2015) et du Nevado del Ruiz en Colombie (1985), environ 23 000 morts (Pierson et al. 1990). Ces éruptions sont les troisième et quatrième plus mortelles répertoriées. Selon Breene (2016), l'éruption du Nevado del Ruiz est aussi la plus coûteuse de l'histoire, entraînant des dommages directs d'environ un milliard de dollars américains.

Les deux éruptions les plus mortelles ont eu lieu au XVIII<sup>e</sup> siècle en Indonésie. En 1883, celle du Krakatau a tué plus de 36 000 personnes (Bagley, 2013) et en 1815, celle du Tambora a fait plus de 71 000 victimes (Oppenheimer, 2003). Ces morts sont directement liés à l'éruption. Toutefois, en affectant le climat global, d'autres éruptions ont indirectement tué plus de gens dans l'histoire. L'éruption de huit mois du Lakagígar (1783) en Islande relâcha 122 Tg de SO<sub>2</sub> (Thordarson et Self, 2003). Elle a tué 9350 personnes en Islande (Bressan, 2013), mais le refroidissement qu'elle a engendré aurait tué plus de six millions de personnes dans le monde.

Le soufre contenu dans la glace de l'Antarctique et du Groenland a permis de découvrir des éruptions qui n'ont jamais été rapportées comme celle survenue en 1257, qui a récemment été reliée au volcan Samalas en Indonésie (Lavigne et al. 2013). Selon Vidal et al. (2016), cette éruption serait à l'origine du petit âge glaciaire. Aucune source ne donne une indication sur le nombre de morts de cette période, mais comme pour le Lakagígar, le chiffre pourrait être très élevé.

Les plus grandes éruptions connues proviennent des supervolcans et ont produit plus de 1000 km<sup>3</sup> d'éjecta. Les deux plus récentes sont celles d'Oruanui du volcan Taupo en Nouvelle-Zélande, il y a 26,5 ka avec 1170 km<sup>3</sup> d'éjecta (Wilson et al. 2006) et de Younger Toba Tuff (YTT) du volcan Toba en Indonésie, il y a 74 ka avec environ 2800 km<sup>3</sup> d'éjecta (Chesner et al. 1991). Selon Ambrose (1998), l'humain moderne aurait commencé à se différencier à la suite d'un goulot d'étranglement de population lié à l'éruption du volcan Toba. Cette éruption cataclysmique aurait produit un hiver volcanique de six ans, suivi d'un millénaire très froid.

### *Suivi des éruptions*

Pour mieux prévenir les risques, il s'avère important de bien surveiller les volcans et leurs éruptions. Jusqu'aux années 1980, peu de suivis étaient faits sur les grandes éruptions volcaniques, car elles étaient peu prévisibles. Les équipes étaient alors déployées, une fois l'éruption terminée, pour décrire les processus volcaniques et leurs conséquences.

Une des premières éruptions suivies en direct sur le terrain a été celle du Mont St. Helens aux États-Unis en 1980. Lorsque le volcan s'est réveillé en mars 1980, le *U.S. Geological Survey* (USGS) a envoyé une équipe pour le surveiller. Cette surveillance très rapprochée du volcan a permis de réduire considérablement le nombre de victimes. Toutefois, 60 personnes, dont le volcanologue du USGS, David Johnston, ont perdu la vie lors de cette éruption (Lipman et Mullineaux, 1982). Le suivi de cette éruption a permis d'élargir les connaissances des processus volcaniques et ainsi, mieux prévenir les effets des éruptions suivantes.

Depuis les années 60, un suivi des nuages d'aérosols volcaniques est fait, pour déterminer leurs effets sur le climat terrestre. L'éruption du Agung en Indonésie (1963) a été la première dont le

nuage a été suivi par lidar terrestre (Cadle et al. 1976). Par la suite, le nuage de l'éruption d'El Chichón au Mexique (1982) a été suivi par le radiomètre infrarouge du satellite *Solar Mesosphere Explorer* (Barth et al. 1983; Thomas et al. 1983), par lidar terrestre (Adriani et al. 1983; Reiter et al. 1983) et par plusieurs techniques aéroportées et terrestres. Le nuage du Pinatubo aux Philippines (1991) a aussi été suivi par lidar terrestre (DeFoor et al. 1992; Jäger, 1992; Post et al. 1992) et aéroporté (Winker et Osborne, 1992), par les capteurs *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II* du satellite ERBS (Labitzke et McCormick, 1992; McCormick et Veiga, 1992) et *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) du satellite NOAA/11 (Stowe et al. 1992) et par plusieurs autres techniques aéroportées et terrestres.

Les risques posés par les éruptions en 2010 des volcans Eyjafjallajökull (Islande) et Merapi (Indonésie) sont deux bons exemples de suivis très rapprochés par télédétection satellitaire moderne. Le suivi du nuage de cendres de l'Eyjafjallajökull était très important pour le trafic aérien. Webley et al. (2012) ont utilisé des données d'infrarouge thermique du capteur *Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager* sur le satellite EUMETSAT Meteosat-8. Wiegner et al. (2012) ont quant à eux utilisé le lidar CALIOP des satellites de la mission CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*).

Plusieurs satellites ont été utilisés pour suivre le déroulement de l'éruption du Merapi et cartographier les dépôts au sol. Le suivi en temps réel s'est surtout fait à l'aide de radar à synthèse d'ouverture (RAS) pour voir les changements au sol avec les satellites ALOS/PALSAR, TerraSAR-X, TanDEM-X et RADARSAT-2, mais aussi par infrarouge thermique des satellites ASTER et Terra avec des images en couleurs visibles de GeoEye 1 et WorldView-2 (Pallister et al. 2013; Saepuloh et al. 2013; Kubanek et al. 2015). À la fin de l'éruption, les dépôts de coulées pyroclastiques ont aussi été estimés et cartographiés par RAS (ALOS/PALSAR et COSMO-SkyMed), mais aussi par proche infrarouge avec WorldView-2 et SPOT-5 (Bignami et al. 2013; Charbonnier et al. 2013; Jenkins et al. 2013; Solikhin et al. 2015). Des dépôts de coulées pyroclastiques et de lahars ont aussi été cartographiés avec des images en couleurs visibles des satellites GeoEye, Quickbird et SPOT-5 (Solikhin et al. 2015).

### 1.1.2 Les lahars

Les lahars contiennent une grande quantité de fragments de roches, ce qui leur confère un pouvoir destructeur très important. Ces fragments peuvent provenir directement de l'éruption en cours ou être plus anciens et déjà présents sur les flancs du volcan. Les lahars sont considérés comme étant primaires lorsqu'ils sont générés par une éruption, et secondaires lorsqu'ils se forment après une éruption ou sans être reliés à une éruption (Vallance, 2000). Les lahars primaires sont toujours formés par la fonte du couvert nival du volcan. Leurs processus de formation et leur comportement sont détaillés au chapitre 2.

#### *Problèmes associés*

Les lahars sont un risque volcanique peu connu et un des moins bien suivi. Cependant, ils posent un grand risque pour les populations établies à proximité des volcans (Scott et al. 2001). Par exemple, ce sont des lahars produits par une éruption relativement petite du Nevado del Ruiz en 1985 (Pierson et al. 1990), qui ont fait de cette éruption la 4<sup>e</sup> plus meurtrière de l'histoire récente. Leur pouvoir destructeur rend le suivi *in situ* impossible et ils ne sont étudiés qu'une fois le risque passé. De plus, comme pour les éruptions, les lahars sont difficiles à prédire. Ils dépendent de plusieurs facteurs tels que le type d'éruption, l'abondance de débris et la présence d'eau en grande quantité (Major et Newhall, 1989). D'autres facteurs, en lien avec leur composition et la topographie du volcan, entrent aussi en ligne de compte pour déterminer les paramètres comme le volume final (eau et débris) ou la distance que parcourt un lahar (Mothes et al. 1998).

Actuellement, les études, comme celle de Wood et Soulard (2009), se basent principalement sur les paramètres de lahars historiques pour évaluer les conséquences possibles de futurs lahars. D'autres recherches, comme celle de Joyce et al. (2009), sont faites sur les chemins les plus probables en cas de lahar, pour mettre en place des mesures de mitigation.

#### *Études précédentes*

Les premières études sur les lahars ont été faites sur d'anciens dépôts, pour mieux comprendre leur comportement et leur composition (Crandell, 1963; 1971; Beget, 1982; Pierson et

Scott, 1985). Présentement, plusieurs études scientifiques se concentrent sur de nouvelles méthodes de cartographie des dépôts meubles par télédétection (Bignami et al. 2013; Charbonnier et al. 2013; Jenkins et al. 2013; Solikhin et al. 2015a; 2015b). Puisque la quantité de débris rocheux est le facteur limitant pour les lahars secondaires, ces études sont nécessaires dans les régions tropicales, où la présence d'eau est importante, pendant les périodes de mousson. De cette façon, les zones plus à risques peuvent être identifiées et les mesures de mitigation prises rapidement.

Par contre, le facteur limitant des lahars primaires est la quantité d'eau que peut produire une éruption. À la suite de l'éruption du Nevado del Ruiz, quelques recherches se sont concentrées sur la façon dont les produits d'une éruption peuvent perturber le couvert de neige et de glace d'un volcan. Cinq processus ont été établis, mais seulement les coulées pyroclastiques peuvent produire assez d'eau dans un laps de temps suffisamment court pour générer des lahars (Major et Newhall, 1989). Certaines études récentes sur d'anciens lahars primaires, comme celle de Pistolesi et al. (2013), se concentrent sur les processus volcaniques qui ont mené à la formation de lahars, mais elles ne tiennent pas compte de la quantité d'eau qui les constitue.

La quantification du couvert nival, donc de l'eau disponible sur un volcan, est critique pour déterminer le volume que peut atteindre un lahar. De plus, ce couvert peut fluctuer sur de courtes échelles de temps et d'espace. Par exemple, la quantité d'eau disponible à la suite de fortes précipitations hivernales est plus importante que celle à la fin de l'été. Des méthodes de quantification du couvert nival sur un volcan sont donc nécessaires pour évaluer le risque associé aux lahars et pallier les fluctuations saisonnières et même journalières. Finalement, la télédétection peut permettre un suivi sécuritaire du risque posé par les lahars avec une résolution temporelle potentiellement élevée.

## **1.2 Objectifs et hypothèses**

Ce projet a pour objectif principal de développer une procédure pour quantifier l'ampleur totale probable que peuvent prendre les lahars primaires produits lors d'une éruption sous un couvert

nival, en utilisant un modèle thermodynamique multicouche, le modèle Suisse SNOWPACK, sur le Mont Rainier.

Afin d'atteindre ce but, deux objectifs secondaires ont été définis :

- alimenter le modèle SNOWPACK avec des données de forçage météorologique et un modèle numérique de terrain pour produire des simulations afin de déterminer le volume de neige à deux altitudes (à la ligne des arbres et dans la toundra alpine),
- calculer le volume de matériel que cette eau peut transporter et ainsi obtenir la densité probable d'un lahar produit par ce volcan.

Ce projet se base sur les hypothèses suivantes :

- un modèle de couvert de neige peut être utilisé pour évaluer le volume d'eau de fonte produite par une éruption,
- les propriétés physiques du socle rocheux du Mont Rainier sont similaires pour tous les sites étudiés,
- le type d'éruption en cause affecte tout le couvert nival du volcan,
- la quantité nécessaire de matériel non consolidé pour former le lahar est disponible sur le volcan.

## 2. CHAPITRE 2 — CADRE THÉORIQUE

### 2.1 Les volcans

Les volcans sont présents dans toutes les régions géodynamiques des plaques tectoniques de la Terre (Fig. 1; Schmincke, 2005). Ces régions sont les zones de rift, les points chauds et les zones de collision et de subduction.

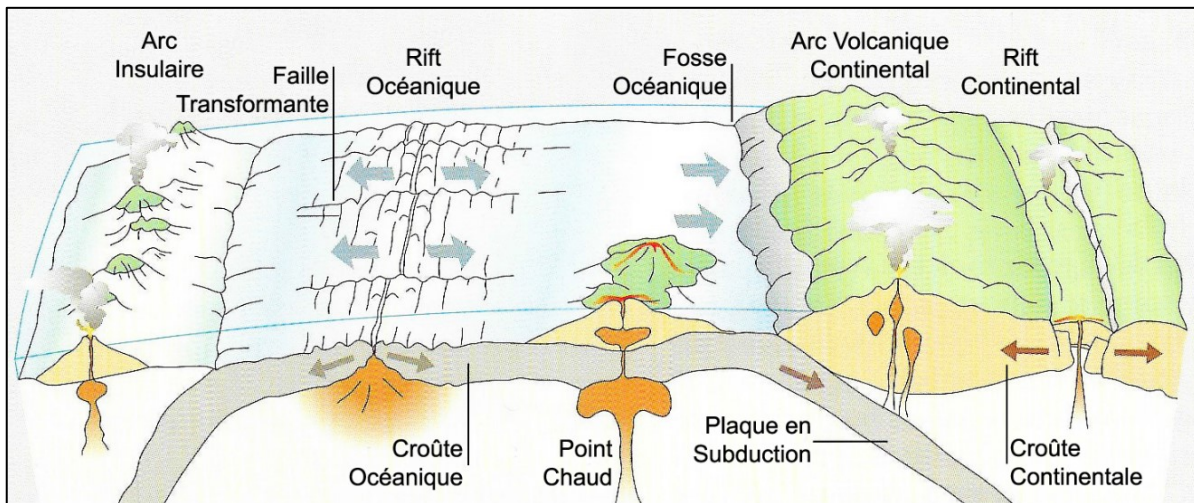


Fig. 1. Coupe schématique de la lithosphère terrestre. Elle représente les différentes régions géodynamiques des croûtes océanique et continentale, modifiée de Schmincke (2005).

Les zones de rift sont présentes où les plaques tectoniques ont des directions divergentes. La dorsale médio-atlantique est un exemple de zone de rift sous-marin, où la plaque océanique est formée (Cann et al. 1999; Schmincke, 2005). Un exemple de rift subaérien est le Grand Rift est-africain. Il s'agit d'un fossé d'effondrement où la plaque continentale africaine se sépare (Chorowicz, 2005; Schmincke, 2005).

Les points chauds sont présents où il y a une remontée de magma depuis le manteau, qui fragilise la lithosphère. Ils peuvent survenir sur la lithosphère océanique, comme pour l'archipel hawaïen (Vidal et Bonneville, 2004) ou sur la lithosphère continentale comme pour le point chaud de Yellowstone (Smith et Braile, 1994).



Les zones de collision et de subduction sont les endroits où les plaques ont des directions convergentes. Les zones de collision sont la rencontre de deux plaques continentales, alors que les zones de subduction sont la rencontre entre une plaque océanique et une plaque océanique ou continentale. Ces deux cas produisent une orogénèse. Un bon exemple de collision est celle entre les plaques indienne et eurasienne qui a créé l'Himalaya (Searle, 1986). La ceinture de feu du Pacifique montre plusieurs zones de subduction. La subduction de la plaque océanique de Nazca, sous la plaque continentale sud-américaine, a créé l'arc volcanique continental de la cordillère des Andes (Yuan et al. 2000). La subduction de la plaque pacifique sous la plaque philippine crée l'arc insulaire Izu-Ogasawara au sud du Japon (Tatsumi et al. 2016).

Les volcans peuvent avoir une multitude de formes qui sont généralement en lien avec leur type d'éruption. Il existe cinq grands types de formes ; la fissure, le bouclier, le stratovolcan, le dôme et la caldeira (Fig. 2; Simkin et Siebert, 2000).

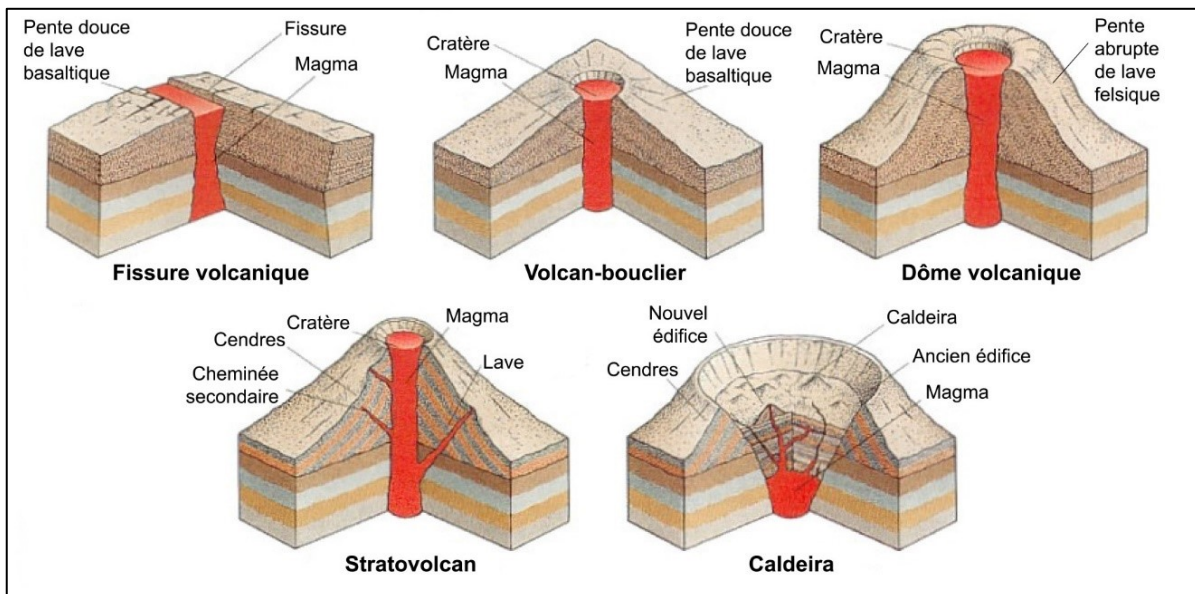


Fig. 2. Morphologie des cinq différents types de volcans principaux. Modifiée de Schoolworkhelper Editorial Team (2016).

Les fissures volcaniques peuvent avoir une longueur plurikilométrique, sont généralement sous-marines et sont présentes dans les zones de rift où la plaque océanique est créée (Simkin et Siebert, 2000). Leurs éruptions sont très fréquentes, parfois très longues, et la lave produite est fluide. Un exemple subaérien est le volcan islandais Grímsvötn avec 27 km de long

(Thordarson et Self, 2003). Les volcans-boucliers ont un historique éruptif généralement effusif et présentent une large base et une pente faible (Simkin et Siebert, 2000). Ils sont généralement présents au-dessus des points chauds, hors des limites des plaques océaniques, comme le Mauna Loa à Hawaï (Simkin et Siebert, 2000). Les stratovolcans, aussi appelés volcans composites, ont un historique plus explosif. Ils sont formés d'un mélange de coulées de lave et d'éjecta et ont une forme conique avec une base plus étroite et une pente plus abrupte (Simkin et Siebert, 2000). Un exemple est le stratovolcan Kliuchevskoi au Kamtchatka (Simkin et Siebert, 2000). Les dômes sont formés de laves très visqueuses qui se fragmentent à la sortie de l'orifice et forment un empilement très abrupt, métrique à plurikilométrique (Fink et Anderson, 2000). Il s'agit d'un stage de formation de stratovolcan et leurs éruptions sont généralement explosives. Le Mont St. Helens présente ce type de forme depuis son éruption de 1980 (Fink et Anderson, 2000). Les caldeiras sont des volcans très explosifs de forme circulaire ou elliptique qui se sont effondrés à la suite de la vidange de leur chambre magmatique après une éruption cataclysmique (Acocella, 2007). Elles peuvent avoir eu la forme d'un stratovolcan avant une éruption très violente, comme celle du Krakatau en 1883 (Deplus et al. 1995). Les caldeiras sont des dépressions plus ou moins circulaires surélevées ou non par rapport au niveau du sol. Des exemples de caldeira sont celles de Las Cañadas (16 x 9 km; Marti et Gudmundsson, 2000) sur l'île de Tenerife aux Îles Canaries et la mégacaldeira de Yellowstone (40 x 65 km; Christiansen, 1984), qui se sont également formées au-dessus de points chauds.

### 2.1.1 L'éruption et ses produits

Schmincke (2005) propose treize mécanismes différents pouvant générer des éruptions volcaniques. Ces mécanismes peuvent être interne, externe, provenir d'un climat particulier ou d'un stress de la lithosphère. Un des mécanismes les plus classiques est lorsqu'il y a une remontée de magma, par différence de densité, dans la chambre magmatique sous-jacente, produisant une augmentation de la pression. Ne pouvant être contenue, cette pression est libérée en fracturant la croûte jusqu'à la surface et l'éruption continue jusqu'à ce que la pression se stabilise (Schmincke, 2005). La force de l'éruption est grandement attribuable aux propriétés du matériel libéré par celle-ci. Si le matériel est fluide, l'éruption est normalement douce. Par contre, si le matériel est très visqueux, l'éruption peut être de type plinienne (explosive et très

violente). Ces explosions sont très spectaculaires, mais elles ont aussi les effets les plus néfastes sur la Terre.

Selon Pyle (2000), les éruptions sont définies par deux échelles logarithmiques, la magnitude qui est la masse de matériel éruptif et l'intensité qui est le taux éruptif. La relation entre les deux n'est pas directe et une seule échelle ne peut définir la force d'une éruption. Cependant, la force d'une éruption est tout de même souvent définie par l'indice d'explosivité volcanique (VEI) développé par Newhall et Self (1982) qui combine partiellement la magnitude et l'intensité. Cet indice tente de quantifier le côté explosif des éruptions en se basant principalement sur le volume de matériel éjecté, la hauteur de la colonne ou la durée, mais aussi sur une description qualitative ou la quantité de matériel injecté dans l'atmosphère. Cet indice varie de 0 (éruption non explosive) à 8 (éruption ultra-plinienne). D'autres indices comme l'indice de voile volcanique de Lamb (1970), l'indice d'aérosols volcaniques de Robertson et al. (2001) et l'indice de forçage volcanique de Gao et al. (2008) tentent plus de quantifier l'effet sur le climat des grandes éruptions.

Lors d'une éruption, un volcan éjecte une combinaison de matériel gazeux, liquide et solide. Une éruption peut ne pas présenter de matériel liquide ou solide, mais des gaz sont toujours présents.

### *Solide*

Les matériaux solides sont les téphras et proviennent de la roche composant le volcan ou de la solidification très rapide de la lave au contact de la glace, de l'eau ou de l'air. Les particules fines (2  $\mu\text{m}$  à 2 mm) sont des cendres, les particules de 2 à 64 mm sont des lapilli et les particules plus grossières (> 64 mm) sont des bombes (Fisher, 1961; Knollenberg et Huffman, 1983). Les cendres peuvent rester en suspension et voyager dans l'atmosphère pendant environ trois mois (Robock, 2000) alors que les particules plus grossières retombent rapidement à proximité du volcan.

### *Liquide*

Le matériel liquide est de la roche en fusion appelée lave. Elle varie en viscosité selon sa composition et sa température. Selon Williams et McBirney (1979) et Kilburn (2000), les laves plus fluides (mafiques) sont pauvres en silice (< 50 %) et sont plus chaudes (1000 à 1250 °C) alors que les plus visqueuses (felsiques) sont riches en silice (> 60 %) et ont une température relativement plus basse (750 à 1000 °C). Si le matériel est très fluide, il se fraie facilement un chemin vers la surface et l'éruption est relativement douce. Par contre, plus la lave est visqueuse, plus elle a de la difficulté à s'écouler. Elle forme donc des bouchons qui obstruent les conduits volcaniques et occasionnent une augmentation de la pression. Cette pression engendre une éruption plinienne (Cioni et al. 2000), ce qui produit une grande quantité de particules solides. Généralement, la lave s'éloigne très peu du centre éruptif, sauf dans le cas des trapps (grandes provinces basaltiques) qui couvrent des dizaines de milliers de kilomètres carrés (Sigurdsson, 2000).

### *Gaz*

Les gaz qui accompagnent une éruption sont principalement le H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, COS, CS<sub>2</sub>, HCl, HBr et le HF (Robock, 2000; Halmer et al. 2002; Textor et al. 2003). Par contre, la quantité de chacun est très variable d'une éruption à l'autre (Tableau 1).

Tableau 1. Composition des gaz à l'orifice volcanique, tirée de Textor et al. (2003).

<b>Gaz</b>	<b>H<sub>2</sub>O</b>	<b>CO<sub>2</sub></b>	<b>SO<sub>2</sub></b>	<b>H<sub>2</sub>S</b>	<b>COS</b>	<b>CS<sub>2</sub></b>	<b>HCl</b>	<b>HBr</b>	<b>HF</b>
%/vol.	50-90	1-40	1-25	1-10	10 <sup>-4</sup> -10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-4</sup> -10 <sup>-2</sup>	1-10	?	< 10 <sup>-3</sup>
Tg/an	?	75	1,5-50	1-2,8	0,006-0,1	0,007-0,096	0,4-11	0,0078-0,1	0,06-6

Les gaz sulfurés (SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, COS et CS<sub>2</sub>) sont ceux ayant potentiellement le plus grand effet sur le climat terrestre. Dans l'atmosphère, ces gaz réagissent avec l'eau, l'oxygène et le radical OH<sup>-</sup> pour se transformer en aérosols sulfatés H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (Robock, 2000; Laaksonen et al. 2008). Selon Knollenberg et Huffman (1983) et Robock (2000), ces aérosols ont une taille d'environ 0,5 µm, ce qui est semblable à la longueur d'onde de la lumière visible. Cela leur permet de disperser la lumière incidente, d'en réfléchir une partie vers l'espace et ainsi réduire l'énergie atteignant le sol. De plus, ils réfléchissent aussi l'énergie émise par la Terre vers le sol. Ces deux effets combinés ont des répercussions à long terme sur le climat ( Robock, 2000; Ridley et al. 2014).

Les aérosols servent de nucléus aux gouttelettes d'eau et retombent au sol sous forme de pluie acide, ce qui peut engendrer une pollution environnementale très importante (Textor et al. 2003; Thordarson et Self, 2003).

Les halogènes (HCl, HBr et HF) sont moins présents que les autres catégories de gaz lors des éruptions, sauf pour le HCl qui représente de 0,4 à 11 % (Textor et al. 2003). Cependant, le chlore et le brome ont la capacité de détruire l'ozone stratosphérique lorsqu'ils réagissent avec les gaz sulfurés pour former des aérosols (Robock, 2000; Textor et al. 2003; Theys et al. 2013). Étant très solubles, les halogènes retombent très rapidement au sol sous forme de pluie acide (Robertson et al. 2001; Textor et al. 2003). De même, la mise en solution du HF produit de l'acide fluorhydrique, qui peut être très nocif pour la vie (Textor et al. 2003).

### 2.1.2 Risques associés aux volcans

Majoritairement, les volcans considérés comme à risques pour les populations et les infrastructures sont subaériens, puisque les volcans sous-marins ont généralement des éruptions plus effusives et d'ampleur plus petite. Le seul risque associé aux volcans sous-marins est une éruption surtseyenne (près de la surface) qui survient près d'un navire. Le contact entre la lave et l'eau provoque une explosion (White et Houghton, 2000) pouvant mettre le navire et ses occupants en danger.

Les risques associés aux éruptions subaériennes sont multiples et accompagnent tous les types d'éruptions. Les séismes accompagnent toutes les éruptions et peuvent atteindre de très fortes magnitudes. Ils sont parmi les premiers risques à survenir et peuvent être générés par plusieurs processus, comme la remontée du magma dans la croûte ou des libérations de pression (McNutt, 2000).

Par la suite, pour les éruptions effusives produisant des coulées de lave, le principal risque est associé aux infrastructures (Peterson et Tilling, 2000). La faible vitesse des coulées les rend très peu dangereuses pour les populations.

En revanche, les éruptions pliniennes ont un potentiel de destruction via plusieurs mécanismes. Les éruptions explosives génèrent des coulées pyroclastiques (riches en fragments) et des déferlantes (riches en gaz) qui dévalent les pentes des volcans à une très grande vitesse et à des températures de 100 à 1000 °C (Nakada, 2000). Elles détruisent tout sur leur passage et génèrent une grande quantité de téphras (Cioni et al. 2000). Les téphras grossiers sont très dangereux pour les êtres vivants et les infrastructures en retombant à grande vitesse. De plus, les cendres projetées dans l'atmosphère affectent les corridors aériens, empêchant les avions de voler, au risque d'obstruer leurs moteurs (Miller et Casadevall, 2000; Picquout et al. 2013). En retombant, ces cendres sont aussi très dangereuses pour les infrastructures qui peuvent s'écrouler sous leur poids (Giacomelli et al. 2003; Kervyn et al. 2007; Picquout et al. 2013).

Il arrive que l'édifice volcanique s'effondre en partie ou en totalité suite à une intrusion de magma, une explosion phréatique ou un séisme (Ui et al. 2000). Ces effondrements créent une avalanche de débris constituée de fragments de roches. L'éruption de 1980 du Mont St. Helens est un bon exemple d'avalanche de débris. Selon Ui et al. (2000), le volume de l'édifice s'étant effondré est de 2,5 km<sup>3</sup> et l'avalanche s'est déplacée à une vitesse de 50 à 70 m s<sup>-1</sup> sur 28 km. Les avalanches de débris sont sous-saturées en eau.

Un autre risque volcanique est le lahar. Il s'agit de coulées de débris saturées qui ont un pouvoir destructeur très important. Pour former un lahar, l'eau doit incorporer une grande quantité de matériel en dévalant les pentes de l'édifice volcanique (Vallance, 2000). Cette grande quantité d'eau peut provenir de la fonte du couvert nival du volcan, de son système hydrothermal interne ou de fortes pluies.

Par ailleurs, les gaz peuvent aussi être extrêmement dangereux pour la vie. Des éruptions riches en CO<sub>2</sub> peuvent tuer les êtres vivants par asphyxie, comme pour l'éruption du Lac Nyos au Cameroun, en 1986 (Tuttle et al. 1987). Les éruptions riches en gaz sulfurés ou en halogènes gazeux peuvent générer des pluies acides et contaminer à long terme les régions près du volcan (Textor et al. 2003). De surcroît, lorsque les gaz sulfurés atteignent la stratosphère, ils se transforment en aérosols et peuvent avoir un impact climatique à l'échelle du globe, en bloquant une partie de l'énergie solaire (Robock, 2000).

Plus rarement, lorsque le volcan est situé près de l'eau, une éruption plinienne peut générer un tsunami à l'aide d'au moins neuf différents mécanismes (Begét, 2000). Notamment, l'effondrement d'au moins une partie de l'édifice volcanique comme aux Îles Canaries (Pérez-Torrado et al. 2006) ou lorsque des coulées pyroclastiques ou de débris atteignent l'eau à grande vitesse, comme pour l'éruption de 1883 du Krakatau (Begét, 2000; Carey et al. 2001).

### 2.1.3 Dimensions du géorisque

Les volcans sont des phénomènes naturels qui peuvent rapidement poser un risque pour la vie et les infrastructures. Puisque chaque éruption est particulière, plusieurs paramètres naturels et anthropiques doivent être pris en compte pour déterminer les dimensions spatiales et temporelles de ce géorisque.

#### *Dimension spatiale*

Les volcans sont présents uniquement dans les régions géodynamiques. Généralement, les populations éloignées des zones tectoniquement actives ou des points chauds, ne sont donc pas à risque d'être affectées par une éruption. Pour les populations situées dans les régions à risques, la dimension spatiale des volcans tient compte de plusieurs paramètres naturels et de quelques paramètres anthropiques. Certains paramètres sont indépendants de l'éruption alors que d'autres y sont directement reliés.

La morphologie de la région autour du volcan détermine l'étendue spatiale de plusieurs risques. C'est elle qui détermine les chemins que suivent les coulées de lave et les coulées pyroclastiques. Par contre, les déferlantes qui accompagnent les coulées pyroclastiques sont plus indépendantes de la morphologie et affectent aussi bien les hauts que les bas topographiques (Valentine et Fisher, 2000; Wilson et Houghton, 2000). Le vent a aussi un impact sur la vitesse de dispersion des gaz et aussi sur la direction que prennent les cendres.

Ces paramètres naturels sont indépendants de l'éruption, mais d'autres en sont directement dépendants. Notamment, la quantité de téphras que produit l'éruption ainsi que l'étendue qu'ils peuvent recouvrir. La force de l'éruption est aussi relativement proportionnelle à la force du

séisme qui l'accompagne et qui affecte une région généralement plus étendue que les produits de l'éruption. Dans le cas des éruptions les plus explosives, la quantité de gaz sulfurés et d'halogènes qui atteignent la stratosphère détermine les effets climatiques qu'a l'éruption sur la Terre, ainsi que les régions touchées par les pluies acides. Finalement, une forte éruption en région côtière peut produire un tsunami.

Plusieurs paramètres naturels doivent être pris en compte pour évaluer la dimension spatiale des lahars primaires et secondaires. Le premier est le climat et la météo, qui jouent un rôle essentiel dans leur formation, avec la présence de neige sur le volcan ou de fortes pluies. Plus la quantité de neige ou de pluie est importante, plus les lahars peuvent être volumineux et dangereux. Le second paramètre à considérer est la topographie, car tout comme les différentes coulées, les lahars suivent les dépressions, notamment celles des cours d'eau qui drainent le volcan. Les zones situées le long des rivières en aval du volcan sont donc à risque. Les derniers paramètres naturels sont quant à eux dépendants de l'éruption. Comme décrit à la section 2.3, les proportions que peuvent prendre un lahar sont directement reliées aux types et à la force de l'éruption volcanique. De plus, des éruptions produisant une grande quantité de téphras peuvent alimenter facilement les lahars en fragments. Donc, des éruptions de plus petite taille, mais riches en coulées pyroclastiques peuvent produire des lahars de très grande envergure, contrairement à des éruptions plus puissantes qui ont des répercussions très différentes.

Le principal paramètre anthropique qui peut faire varier la dimension spatiale du risque associé aux éruptions est la densité d'urbanisation à proximité des volcans. Plus elle est dense, plus une grande quantité d'êtres vivants et d'infrastructures sont exposés aux risques de proximité du volcan, comme les différentes coulées et la retombée des téphras. Un autre paramètre est la présence de couloirs aériens recoupant le panache de cendres volcaniques. Ces couloirs doivent être fermés lors d'une éruption, car les risques d'un écrasement sont très importants. Il en est de même pour une éruption surtseyenne près des voies navigables, qui cause un risque pour les navires et ses passagers.



### *Dimension temporelle*

La tectonique des plaques étant un phénomène très lent, les régions géodynamiques actuelles ne seront pas modifiées avant plusieurs dizaines de millions d'années. Les zones à risques à l'échelle du globe sont donc constantes à l'échelle de la vie humaine.

De façon générale, la morphologie du terrain à proximité du volcan varie très peu dans le temps. Par contre, des volcans de type stratovolcans sont constitués de matériel très peu consolidé et sont situés dans des zones géologiquement très actives. Cela fait en sorte que la morphologie peut varier suffisamment en l'espace de quelques siècles pour exposer des zones qui sont plus à l'abri de certains risques. Les changements climatiques sont susceptibles de faire varier le climat et la météo à long terme. Cela peut faire varier les quantités de précipitations de neige ou de pluies, ce qui peut affecter les dimensions et même le type de lahar pouvant être produit. Les paramètres dépendants uniquement de l'éruption sont propres à chacune d'entre-elles et varient forcément dans le temps diminuant ou augmentant le risque.

La densification de l'urbanisation autour du volcan peut faire considérablement augmenter le risque dans le temps. Cette urbanisation provient principalement du fait que les terrains volcaniques sont très fertiles et elle s'observe surtout dans les pays moins développés, où les infrastructures sont moins bien conçues pour résister à des séismes ou pour supporter un volume important de cendre. À l'inverse, l'amélioration des connaissances des éruptions peut probablement faire en sorte que les prédictions et les mesures de mitigation s'améliorent dans le temps. De plus, les plans d'urgences sont toujours plus perfectionnés et essayent de limiter les pertes humaines au maximum.

## **2.2 Les volcans de la côte Ouest américaine**

La côte du Pacifique de l'Amérique du Nord présente, à la fois, de nombreux volcans endormis ou actifs ainsi qu'une forte population. Ces volcans se situent au sein de l'arc des Cascades et sont donc un géorisque très sérieux dans la région. En outre, les dépôts entourant certains de ces volcans montrent que plusieurs lahars ont eu lieu dans cette région. C'est pour cette raison

que le Mont Rainier, un des volcans les plus à risques de l'arc, a été choisi comme site d'étude pour cette recherche.

### 2.2.1 L'arc des Cascades

L'arc volcanique continental des Cascades est situé sur la côte ouest de l'Amérique du Nord, entre le sud de la province de la Colombie-Britannique au Canada et le nord de l'État de Californie aux États-Unis d'Amérique. Il provient de la convergence et de la subduction de la plaque continentale de l'Amérique du Nord avec l'ancienne plaque océanique de Farallon, dont le plus grand vestige est la plaque Juan-de-Fuca (Wilson, 1988). Bien qu'elle soit en subduction, la plaque Juan-de-Fuca continue de se former à partir du rift du même nom à une vitesse de 50 à 65 mm/an depuis 20 Ma (Wilson, 2002). Selon Donnelly-Nolan et al. (2016), la plaque Juan-de-Fuca est à environ 100 km sous l'arc, et sa subduction est à l'origine du magma qui alimente ses différents complexes volcaniques.

Selon Hammond (1979) et Stanley (1984), le socle rocheux de l'arc des Cascades s'est formé pendant le Mésozoïque, mais selon McBirney (1978), de petits lambeaux de terrains paléozoïques sont aussi présents. Selon McBirney (1978), Hammond (1979) et Stanley (1984) le volcanisme dans l'ouest de l'arc a débuté à l'Éocène, il y a environ 54 à 50 Ma. Le volcanisme s'est légèrement déplacé vers l'est à la fin du Miocène, il y a entre 7,4 et 5 Ma (Hammond, 1979; Priest, 1990).

Selon DiPietro (2013), l'arc des Cascades est volcaniquement actif depuis au moins 38 Ma, mais les nombreux complexes volcaniques actuels n'ont pas plus de 800 ka. Géographiquement, le complexe du Mont Silverthron se situe à la limite nord (Global Volcanism Program, 2013) et le centre volcanique de Lassen à la limite sud (Clynne, 1999).

### 2.2.2 Type de volcanisme et d'éruption

Généralement, l'activité volcanique passée est un bon indicateur de probabilité qu'un type particulier d'éruption survienne dans le futur (Gardner et al. 1998; Schmincke, 2005).

Malheureusement, la majorité des dépôts non consolidés dans la région de l'arc des Cascades ont été érodés lors de la dernière glaciation du Quaternaire et seuls ceux de l'Holocène sont bien préservés (Hoblitt et al. 1995).

Les volcans de l'arc (Fig. 3) sont principalement de type stratovolcan et de composition andésitique à rhyolitique (intermédiaire à felsique), comme le Mont Baker (Hyde et Crandell, 1981), le Mont Rainier (Fiske et al. 1963), le Mont St. Helens (Mullineaux et Crandell, 1982), le Mont Hood (Crandell, 1980), le Mont Shasta (Donnelly-Nolan, 1988), Lassen Peak (Clynne, 1999), Newberry (Gardner et al. 1998), les Three Sisters (Scott et al. 2000) et Glacier Peak (Beget, 1982; Beget, 1983). La plupart de ces volcans présentent ou ont présenté une forme relativement conique, typique des stratovolcans. Par contre, ils ne sont pas tous au même stade de formation. Certains comme Newberry (Gardner et al. 1998) et Medicine Lake (Donnelly-Nolan et al. 2016) sont plus à un stade précoce de dôme, alors que d'autres sont à un stade plus avancé de caldeira, comme celui de Crater Lake (Suzuki-Kamata et al. 1993).

Depuis la période entre la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène, les principaux épisodes volcaniques des Cascades sont de type effusif visqueux et ont construit des dômes de lave (Tableau 2). Parfois, ces éruptions ont été de type plinienne, rejetant une grande quantité de téphras, comme pour celle du volcan Glacier Peak, il y a 11,2 ka (Beget, 1983; Gardner et al. 1998) ou du Mont St. Helens en 1980 (Christiansen et Peterson, 1982). De plus, il est possible que l'arrivée de magma supplémentaire sous un dôme de lave provoque son effondrement, générant des coulées pyroclastiques. Ce fut notamment le cas avec les dômes de Glacier Peak (Beget, 1983; Gardner et al. 1998) et du Mont Hood (Crandell, 1980; Pierson et al. 2009). Ces principaux épisodes volcaniques ont été recoupés par des périodes de dormance et de plus petites éruptions.

D'autres événements volcaniques ont provoqué l'effondrement partiel de certains édifices. Le tableau 3 présente certains effondrements de volcans de l'arc des Cascades ainsi que le type d'événement l'ayant entraîné.

Tableau 2. Exemples de constructions de dôme(s) de volcans dans l'arc des Cascades depuis le Pléistocène.

Volcan	Composition du dôme	Année	Volume	Références
Lassen Peak (plusieurs dômes)	Dacitique	0,2-0,3 Ma	30-50 km <sup>3</sup>	Clynne, 1999
Glacier Peak	Dacitique	11,2 ka	> 1 km <sup>3</sup>	Beget, 1983; Gardner et al. 1998
Newberry	Rhyolitique	1,3 ka	0,1 km <sup>3</sup>	Gardner et al. 1998
Medecine Lake	Rhyolitique	0,95-1,23 ka	1 km <sup>3</sup>	Donnelly-Nolan et al. 2016
Mont Hood	Dacitique	12-15 ka 300-600 EC 1780-1801 EC	?	Crandell, 1980; Pierson et al. 2009
Mont St. Helens (plusieurs dômes)	Andésitique à dacitique	Depuis 1980 EC	?	Moore et al. 1982

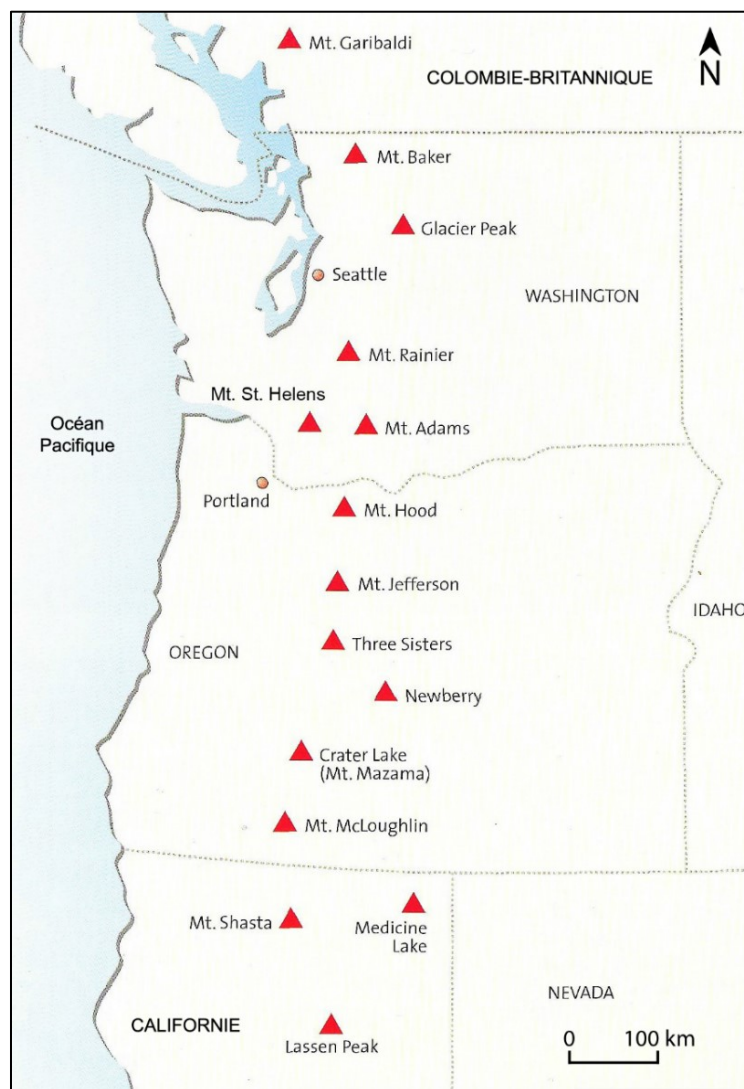


Fig. 3. Les principaux volcans et complexes volcaniques de l'arc des Cascades. Plusieurs complexes volcaniques en Colombie-Britannique sont absents au nord de la figure, tels que ceux du Mont Meager et du Mont Silverthorne, modifié de Schmincke (2005).

Tableau 3. Principaux effondrements d'édifice volcanique pendant l'Holocène.

<b>Volcan</b>	<b>Type d'événement</b>	<b>Année</b>	<b>Volume</b>	<b>Références</b>
Mont Rainier	Phréatomagmatique	5,603-5,491 ka	3,8-3,9 km <sup>3</sup>	Vallance et Scott, 1997
Mont Hood	Magmatique	300-600 EC	0,07 km <sup>3</sup>	Pierson et al. 2009
Mont St. Helens	Magmatique	1980 EC	2,3 km <sup>3</sup>	Christiansen et Peterson, 1982

### 2.2.3 Les grandes éruptions de l'Holocène

Plusieurs éruptions notables ont eu lieu depuis le début de la formation de l'arc des Cascades. La plus connue est celle du Mont St. Helens, en 1980 dans l'État de Washington, qui a atteint un indice d'explosivité volcanique de 5. Cette éruption a éjecté environ 1 km<sup>3</sup> de matériel et a produit une colonne d'une hauteur d'environ 23 km (Sarna-Wojcicki et al. 1982). Le Mont St. Helens est le plus actif de l'arc avec huit épisodes d'éruption d'indice 5 et 6 pendant l'Holocène (Global Volcanism Program, 2013). Son éruption la plus récente a eu lieu de 2004 à 2008, avec l'éjection de laves siliceuses (Smith et al. 2011). Selon Mullineaux et Crandell (1982), des éruptions rejetant de grandes quantités de téphras ont eu lieu autour des années 1480 et 1800. Ces téphras ont même été identifiés au Canada. Selon le Global Volcanism Program (2013), d'autres éruptions importantes ont eu lieu en 530, 1770, 1860 et 2340 AEC (Avant l'Ère Commune).

La dernière éruption plinienne du volcan Newberry a eu lieu il y a 1300 ans (Gardner et al. 1998). Cette éruption d'indice 4 (Global Volcanism Program, 2013) a produit 0,1 km<sup>3</sup> de lave et une colonne de 18 à 21 km de haut. Une éruption similaire a aussi eu lieu 200 ans auparavant. Selon Gardner et al. (1998), le volcan Glacier Peak a connu deux grandes éruptions pliniennes à la fin du Pléistocène, il y a 11,2 ka. Ces éruptions ont produit environ 1 km<sup>3</sup> de magma, de 3 à 5 km<sup>3</sup> de coulées pyroclastiques et une colonne éruptive de plus de 30 km de haut. Selon le Global Volcanism Program (2013), la dernière éruption d'indice 4 remonte à l'an 200 EC (Ère Commune). Selon Crandell et Mullineaux (1981) et le Global Volcanism Program (2013), la dernière éruption d'indice 4 du Mont Rainier a eu lieu en 250 AEC. Elle a déposé une grande quantité de téphras dans la région.

Finalement, la plus grande éruption plinienne de l'arc des Cascades de l'Holocène est survenue il y a 7,7 ka au Mont Mazama, en Oregon (Klug et al. 2002). Selon Suzuki-Kamata et al. (1993),

cette éruption a éjecté environ 50 km<sup>3</sup> de lave, ce qui lui a donné un indice d'explosivité volcanique de 7. La colonne éruptive a atteint 55 km (Gardner et al. 1998). Une fois la chambre magmatique vide, le Mont Mazama s'est effondré sur lui-même pour former une caldeira de 8 x 10 km. Une autre éruption ayant éjecté un volume de 2 à 10 km<sup>3</sup> de lave a eu lieu 200 ans auparavant (Gardner et al. 1998; Global Volcanism Program, 2013). Ce volcan porte aujourd'hui le nom de Crater Lake.

#### 2.2.4 Géorisques possibles

Depuis le Pléistocène, les événements volcaniques de l'arc des Cascades ont généré une gamme de géorisques principalement reliés aux éruptions explosives.

Un des principaux séismes en lien avec le volcanisme de l'arc est celui survenu le 18 mai 1980, pendant le point culminant de l'éruption du Mont St. Helens. Ce séisme a eu une magnitude de 5,1 (Endo et al. 1982). Un séisme plus petit de 4,2 a aussi eu lieu le 20 mars. Ces séismes n'étaient pas suffisamment puissants pour affecter les gens et les infrastructures de la région.

Les coulées de lave intermédiaires à felsiques, qui ont été produites lors des éruptions, ont formé principalement des dômes de lave dont la superficie est très restreinte et des coulées de lave peu étendues. Par exemple, l'éruption de Glass Mountain du complexe volcanique de Medicine Lake (0,95 à 1,23 ka) n'a couvert que 14 km<sup>2</sup> avec 1 km<sup>3</sup> de lave rhyolitique (Donnelly-Nolan et al. 2016). Ces coulées ne peuvent donc pas affecter les populations de la région, dont les infrastructures sont éloignées des volcans.

En revanche, les éruptions pliniennes, qui ont parfois accompagné l'éjection de lave felsique, ont produit une grande quantité de téphras. Waitt et al. (1995) mentionnent que les plus gros fragments, agissant comme des projectiles, ne peuvent pas voyager beaucoup plus loin que cinq kilomètres, ce qui les rend peu à risque d'affecter les populations et les infrastructures. Par contre, les téphras plus petits peuvent voyager plus loin et affecter les corridors aériens ou s'accumuler sur les toits et les faire s'écrouler. Lors de l'éruption du Mont St. Helens, les environs directs du volcan ont été recouverts de plus de 20 cm de téphras et un peu moins d'un

centimètre à plus de 80 km (Sarna-Wojcicki et al. 1982). Cependant, les cendres ont parcouru plus de 1500 km avant de retomber au sol (Christiansen et Peterson, 1982).

Par ailleurs, l'effondrement d'un dôme et les éruptions pliniennes peuvent générer des coulées pyroclastiques et des déferlantes. Les coulées sont chargées en fragments de roches et peuvent normalement voyager sur environ 8-10 km, comme pour le Mont Hood (1700-1800; Crandell, 1980) ou le Mont St. Helens en 1980 (Rowley et al. 1982). Certaines courent de plus grandes distances, comme celles de Glacier Peak, il y a entre 11,7 et 11,25 ka, qui ont voyagé environ 20 km (Beget, 1983). Les déferlantes sont plus riches en gaz et peuvent voyager plus loin que les coulées. En 1980, les déferlantes produites par le contact explosif de l'eau et l'air avec de la roche très chaude, après l'effondrement du Mont St. Helens, ont parcouru 28 km et affecté une zone de 600 km<sup>2</sup> (Moore et Sisson, 1982). Les coulées suivent la topographie, alors que les déferlantes peuvent surmonter les dénivelés. Ces risques peuvent fortement affecter les populations à proximité du volcan.

Comme pour les coulées pyroclastiques, les lahars suivent les dépressions pour dévaler les pentes des volcans. La plupart des volcans de l'arc des Cascades peuvent produire des lahars. Puisqu'ils sont très fluides, ils peuvent couvrir d'énormes distances, par exemple l'Osceola Mudflow qui a atteint plus de 120 km (Vallance et Scott, 1997). Cela fait en sorte qu'il s'agit d'un des géorisques les plus critiques pour les populations et les infrastructures, même si elles sont à une certaine distance du volcan.

Les avalanches de débris peuvent aussi affecter de très grandes zones. Les avalanches provenant des coulées de lave ou des dômes sont plus petites, mais celles provenant de l'effondrement de l'édifice peuvent couvrir de grandes distances. Par exemple, lorsque le versant nord du Mont St. Helens s'est effondré en 1980, l'avalanche de débris de 2,3 km<sup>3</sup> a parcouru 8 km vers le nord et 22 km vers l'ouest, recouvrant 60 km<sup>2</sup> de la vallée de la branche nord de la rivière Toutle (Voight et al. 1982). Ce géorisque est lui aussi très important, car il peut affecter les infrastructures et les populations sur de grandes surfaces.

De surcroît, les avalanches de débris, les coulées pyroclastiques et les lahars ont la possibilité d'obstruer des cours d'eau qui drainent le volcan (Crandell, 1971). Cela peut provoquer des crues en aval lorsque le barrage naturel cède. Par exemple, cela s'est produit il y a 2350 ans, lors d'une éruption du complexe du Mont Meager en Colombie-Britannique. Une avalanche de débris provenant d'une coulée de lave dacitique a obstrué le cours de la rivière Lillooet. Cela a créé une crue de 30 m de haut dans la vallée Lillooet, 5,5 km plus loin (Hickson et al. 1999).

Une éruption de la taille de celle qui a formé la caldeira de Crater Lake peut survenir sur un autre des volcans de l'arc des Cascades. Cette éruption a projeté des téphras, plus gros que des cendres, sur une distance de 55 km et du matériel a comblé des vallées à moins de 25 km du volcan sur plus de 110 m de haut (Druitt et Bacon, 1986). Une telle éruption a donc le potentiel de fortement affecter la population d'une grande superficie. De plus, cette éruption a été environ cinq fois plus importante en terme de volume que l'éruption du Pinatubo en 1991 (8,4 à 10,4 km<sup>3</sup>), qui est la plus importante éruption du XX<sup>e</sup> siècle (Wolfe et Hoblitt, 1997). L'injection de 17 Tg de gaz sulfuré du Pinatubo a affecté le climat terrestre (Timmreck et al. 2010). Une injection équivalente pour une éruption comme celle de Crater Lake aurait donc aussi des effets planétaires.

## **2.3 Les lahars**

### **2.3.1 Description des lahars**

Lahar est un mot indonésien et signifie coulée de débris, coulée transitionnelle ou coulée hyperconcentrée provenant d'un volcan (Vallance, 2000). Il s'agit d'une coulée saturée en eau, transportant une grande quantité de débris rocheux. Leur comportement unique provient des interactions liquide et solide (Vallance, 2000). Il doit être distingué des autres risques volcaniques, tels que les avalanches de débris (provenant de l'effondrement du volcan et sous-saturées en eau) ou les crues d'origine volcanique (peu concentrées en débris). Les fragments de roches transportés par les lahars, les rendent particulièrement destructeurs et leur concentration en eau leur permet de voyager sur des pentes très faibles et de grandes distances.



Selon Vallance (2000), les lahars peuvent être primaires (synéruptif) ou secondaires (post-éruptif ou sans lien avec une éruption).

Ces coulées peuvent se produire sur tous les volcans subaériens de la Terre ayant une pente. Dans les régions tropicales, les lahars sont généralement secondaires et sont générés par les fortes pluies pendant les périodes de mousson (Pierson et al. 1997; Vallance, 2000; Bélizal et al. 2013). Dans les latitudes plus élevées, où la neige et la glace recouvrent fréquemment les volcans, ils sont généralement primaires et générés par une fonte très rapide du couvert nival par des processus volcaniques (Pierson et al. 1990; Vallance, 2000).

Les jökulhlaups sont un sous-type islandais très particulier de lahar et peuvent être primaires ou secondaires. Ils résultent du drainage d'un lac sous-glaciaire suite à la rupture d'un barrage naturel au-dessus ou à proximité d'un volcan (Björnsson, 2002). Pour devenir un lahar, l'eau du lac doit pouvoir incorporer suffisamment de sédiments pendant sa course, sinon elle est considérée comme une crue volcanique. Bien que l'Islande soit pratiquement l'unique région volcanique où peuvent survenir les jökulhlaups, ils peuvent avoir lieu dans les régions dominées par les glaciers alpins comme ceux de la région des Rocheuses (Mathews et Clague, 1993). De même, des lahars peuvent provenir de l'effondrement total ou partiel d'un volcan. Normalement, ces effondrements sont considérés comme étant des avalanches de débris, mais certains volcans contiennent une quantité d'eau suffisante dans leur système hydrothermal interne pour alimenter l'avalanche et la transformer en lahar (Crandell, 1971; Vallance et Scott, 1997; Vallance, 2000).

#### *Parcours et taille possible*

Étant des coulées denses, les lahars suivent généralement les dépressions naturelles, comme les lits de cours d'eau qui drainent les volcans (Pierson et al. 1997; Bélizal et al. 2013). Par contre, si ces dépressions deviennent insuffisamment profondes pour contenir le lahar, celui-ci sort et s'étend sur toute la surface. La distance parcourue par les lahars est très variable et dépend principalement de leur volume, mais aussi de la topographie. L'étude d'anciens très grands lahars donne une idée sur les tailles et les distances qu'ils peuvent atteindre. Le tableau 4 présente les dimensions qu'ont atteintes certains lahars connus.

Tableau 4. Caractéristiques de quelques lahars ou groupe de lahars connus.

Lahar	Lieu	Année	Volume de sédiment	Superficie couverte	Distance parcourue	Références
Osceola Mudflow	Mont Rainier, É.-U. A.	5,603-5,491 ka	3,8 km <sup>3</sup>	> 200 km <sup>2</sup>	> 120 km	Vallance et Scott, 1997
Paradise lahar	Mont Rainier, É.-U. A.	5,596-5,048 ka	0,05-0,1 km <sup>3</sup>	< 34 km <sup>2</sup>	> 29 km	Crandell, 1963; 1971; Vallance et Scott, 1997
Chillos Valley Lahar	Cotopaxi, Équateur	4,5 ka	2,5 km <sup>3</sup>	600 km <sup>2</sup>	326 km	Mothes et al. 1998
Electron Mudflow	Mont Rainier, É.-U. A.	0,55 ka	> 0,15 km <sup>3</sup>	36 km <sup>2</sup>	> 64 km	Crandell, 1971; Crandell et Mullineaux, 1981; Scott et Vallance, 1995
Plusieurs petits lahars	Nevado del Ruiz, Colombie	1985 EC	0,09 km <sup>3</sup>	2 100 km <sup>2</sup>	104 km	Pierson et al. 1990
> 200 petits lahars	Mont Pinatubo, Philippines	1991 EC	0,38 km <sup>3</sup>	> 200 km <sup>2</sup>	< 50 km	Pierson et al. 1997
> 240 petits lahars	Merapi, Indonésie	2010 EC	0,025 km <sup>3</sup>	?	> 20 km	Bélizal et al. 2013

Ces lahars sont tous secondaires, excepté ceux produits par les éruptions du Cotopaxi et du Nevado del Ruiz. Les trois grands lahars du Mont Rainier proviennent de l'effondrement de celui-ci. Le Chillos Valley Lahar du Cotopaxi provient de la fonte de la couverture de glace du volcan par une coulée pyroclastique suivant l'effondrement d'un petit secteur de l'édifice. Les lahars du Nevado del Ruiz proviennent aussi d'une fonte provoquée par des coulées pyroclastiques et des déferlantes. Ceux du Pinatubo et du Merapi ont été engendrés par de fortes pluies durant la période de mousson suivant l'éruption. La faible superficie couverte par les grands lahars du Mont Rainier provient du fait qu'ils ont été principalement contenus dans les lits des rivières White (Osceola Mudflow) Nisqually (Paradise lahar) et Puyallup (Electron Mudflow).

Par ailleurs, le débit et la vitesse que peuvent atteindre un lahar sont aussi importants pour connaître sa force et les effets qu'il peut avoir sur une région. L'Osceola Mudflow a atteint une vitesse maximale d'environ 19 m s<sup>-1</sup> et un débit maximal d'environ 2,5 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, à une distance de 40 à 50 km de la source (Vallance et Scott, 1997). Mothes et al. (1998) ont calculé un débit variant de 2,6 à 6 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> pour le Chillos Valley Lahar, en suggérant une vitesse semblable à celle de l'Osceola Mudflow. Les lahars du Nevado del Ruiz en 1985 ont atteint une vitesse maximale de 17 m s<sup>-1</sup> et un débit de 48 000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, à une distance de 10 à 20 km de la source, selon des estimations faites par ordinateur (Pierson et al. 1990). En 1991, pour le Pinatubo, certains lahars ont atteint un maximum de 11 m s<sup>-1</sup> et 5 000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Pierson et al. 1997).

Le grand volume fait en sorte que les lahars peuvent remplir les vallées des rivières étroites. Par exemple, le Paradise lahar a momentanément eu une hauteur de plus de 240 m et l'Osceola

Mudflow a rempli des vallées d'une hauteur de 85 à 200 m. Cela fait en sorte que même des constructions en hauteur ne sont pas nécessairement en sécurité.

### *Risque pour les populations*

Les lahars, et plus particulièrement les lahars secondaires, sont un risque plus insidieux provenant des volcans, car ils sont difficilement prévisibles. Cela rend les populations à proximité des volcans extrêmement vulnérables. De plus, les très grandes distances qu'ils peuvent couvrir font en sorte que les populations ne résidant pas aux environs immédiats du volcan, se croient faussement en sécurité de tels phénomènes. Le fort potentiel de destruction des lahars les rend particulièrement dangereux pour l'homme et les infrastructures.

La pire tragédie connue en lien avec les lahars s'est produite lors de l'éruption du Nevado del Ruiz en Colombie, en 1985. Plusieurs lahars primaires ont alors dévalé les pentes du volcan tuant 23 080 personnes, en blessant 4 420 autres, et détruisant 5 092 maisons (Pierson et al. 1990). La ville d'Armero, à 72 km du volcan, a pratiquement été totalement anéantie et 75 % des 28 700 habitants ont été tués. Dans la décennie suivant l'éruption du Pinatubo en 1991, les lahars secondaires générés par la pluie ont tué environ 600 personnes et déplacé plus de 42 000 familles (Bélizal et al. 2013). Ils ont aussi fait pour 443 millions de dollars US de dommages matériels en trois ans (de Guzman, 1997).

Plus récemment, l'amélioration des connaissances a fait en sorte que les lahars ont causé beaucoup plus de dommages matériels que de perte de vie. Les barrages en sabot (*sabo-dam*) grillagé ou plein permettent de ralentir les coulées de débris ainsi que de retenir une partie des plus gros fragments qu'elles transportent (Takahashi, 2008; Bélizal et al. 2013). De tels barrages sont utilisés dans les cours d'eau du Merapi et ont contribué à ce que les lahars ne fassent que trois victimes. Par contre, ils ont détruit 860 maisons et 21 ponts.

### 2.3.2 Formation des lahars primaires

Les lahars primaires se produisent sur des volcans ayant un couvert de neige et de glace. Pour cela, ils doivent donc avoir plus de 4000 m d'altitude ou être situés à des latitudes de plus de

35 ° Nord ou Sud (Major et Newhall, 1989). Dans l'arc des Cascades, seuls les Monts Rainier (4393 m) et Shasta (4317 m) ont une altitude suffisante (Driedger et Kennard, 1986). Par contre, tous les volcans de l'arc sont situés à plus de 35 ° Nord. La morphologie du terrain de l'arc des Cascades est marquée par une grande quantité de lahars. Certains sont secondaires, comme pour l'Osceola Mudflow et le Paradise lahar (Crandell, 1963; 1971; Vallance et Scott, 1997), mais la majorité sont primaires. Depuis leur formation, plusieurs volcans des Cascades ont produit des lahars primaires tels que le Glacier Peak (Beget, 1982), le Mont Hood (Pierson et al. 2009), le Mont Rainier (Crandell, 1971) et le Mont St. Helens (Janda et al. 1982). Cependant, les lahars historiques restent très peu nombreux dans les Cascades et les notions de formations suivantes proviennent en partie d'autres volcans.

Selon Major et Newhall (1989) et Mothes et al. (1998), la formation d'un lahar nécessite la présence de quatre éléments : 1) une source significative d'eau, 2) une abondance de matériel non consolidé, 3) un fort relief et une pente abrupte sur l'édifice volcanique et 4) un mécanisme de déclenchement. Ces éléments se combinent avec la nature de l'activité volcanique pour influencer le volume final de la coulée. Les volcans de l'arc des Cascades présentent normalement un fort relief, comme la majorité des stratovolcans, et le mécanisme de déclenchement des lahars primaires est toujours en lien avec une éruption.

#### *Source significative d'eau*

La source d'eau nécessaire pour générer un lahar primaire provient de la couverture de neige et de glace recouvrant le volcan. Major et Newhall (1989) ont identifié cinq mécanismes capables de perturber cette couverture et de provoquer des lahars (ou des crues). Ces mécanismes sont :

- 1- l'érosion et la fonte provoquées par des coulées (ou déferlantes) pyroclastiques ou des explosions de gaz chauds et des débris pyroclastiques,
- 2- une fonte de surface provoquée par une coulée de lave,
- 3- une fonte de la base du couvert de neige et de glace provoquée par une éruption ou de l'activité géothermique,
- 4- éjection d'eau du cratère provoquée par une éruption,
- 5- la retombée des téphras sur la couche de neige et de glace.

En analysant les données historiques d'éruption en contexte de couvert de neige, Major et Newhall (1989) ont dégagé quatre constats sur ces cinq mécanismes :

- 1- le premier mécanisme est le plus souvent en cause (40 %), lorsque des lahars ou des crues sont produits et que dans ce cas, ils ont un volume plus grand que  $10^5 \text{ m}^3$ ,
- 2- le deuxième mécanisme ne peut pas faire fondre une grande quantité de neige suffisamment rapidement pour provoquer un lahar,
- 3- le troisième mécanisme est souvent en cause pour la formation de jökulhlaups,
- 4- les dépôts de téphras font légèrement fondre la neige, mais agissent plus comme isolant entre celle-ci et les coulées pyroclastiques.

En étudiant les lahars produits par le Nevado del Ruiz en 1985, Pierson et al. (1990) ont constaté que la surface du couvert nival affectée par l'éruption peut être plus critique pour la formation de lahar que le volume de glace sur le volcan. Ils ont aussi déterminé que la roche chaude doit être mélangée à la neige pour faire un transfert de chaleur efficace et ainsi générer suffisamment d'eau pour former un lahar. C'est pour cette raison que les coulées pyroclastiques qui érodent et se mélangent à la neige sont les plus souvent en cause pour la formation de lahars (Major et Newhall, 1989; Pierson et al. 1990; Pistolesi et al. 2013).

En étudiant les dépôts laissés par les éruptions et les lahars du Cotopaxi depuis le XIII<sup>e</sup> siècle, Pistolesi et al. (2013) ont découvert trois sous-types de mécanismes générateurs de lahars pour les coulées et déferlantes pyroclastiques. Premièrement, les déferlantes (pauvres en pyroclastes) érodent très peu le couvert nival et la fonte est négligeable par rapport à la masse totale du couvert. Les lahars qu'elles génèrent transportent peu de blocs et sont principalement confinés aux vallées. Deuxièmement, les coulées (riches en pyroclastes) générées par un événement à l'intérieur du cratère, comme une explosion ou l'effondrement d'un dôme de lave, entaillent le glacier, pouvant laisser des escarpements de glace de 40 à 50 m de hauteur et la quantité d'eau de fonte est significative. Ces lahars sont riches en blocs, contiennent beaucoup de bombes volcaniques et leurs dépôts sont répandus. Troisièmement, les coulées générées par l'effondrement de la colonne éruptive couvrent pratiquement tout le sommet du volcan. Elles sont très riches en fragments, ce qui leur permet d'éroder une grande quantité de neige et de

glace et ainsi produire une très grande quantité d'eau de fonte. Les lahars qui en découlent sont riches en blocs, très énergétiques et leurs dépôts sont répandus. En 1985, ces trois sous-types de mécanismes ont eu lieu lors d'une séquence de plusieurs coulées et déferlantes pyroclastiques. Ils ont provoqué la fonte de 10 % du couvert nival et généré les lahars catastrophiques sur le Nevado del Ruiz (Major et Newhall, 1989; Pierson et al. 1990).

En plus de l'eau de fonte, d'autres sources d'eau comme le système hydrothermal du volcan ou des cours d'eau peuvent aussi venir s'ajouter et grossir le lahar. Le premier phénomène s'est produit avec le Chilllos Valley Lahar du Cotopaxi au Chili (4,5 ka). Le second a été observé sur les lahars du Mont St. Helens (1980 et 1982) et du Nevado del Ruiz en 1985 (Pierson et al. 1990; Mothes et al. 1998; Vallance, 2000).

#### *Abondance de matériel non consolidé*

Dans la majorité des cas, le matériel non consolidé provient directement de l'éruption. Les coulées pyroclastiques, déjà grandement responsables de la fonte de la neige, sont aussi une source très importante de fragments de roches. Les avalanches de débris qui accompagnent souvent les éruptions explosives sont aussi une source de fragments non consolidés. Major et Newhall (1989) mentionnent que les coulées pyroclastiques ont fourni les lahars du Nevado del Ruiz et qu'une avalanche de débris chargée en neige et en glace, qui a atteint le dôme de lave du Mont St. Helens, est à l'origine du plus gros lahar de l'éruption de 1980.

En plus du matériel volcanique, les lahars ont la capacité de fortement éroder le sol sur leur chemin jusqu'au substrat rocheux, et cela libère une grande quantité de fragments qu'ils incorporent (Pierson et al. 1990; Vallance, 2000). Les lahars sont capables d'incorporer et de transporter sur de grandes distances des blocs de plus de 10 m de diamètre. Les fragments composant les lahars ont aussi un rôle très important dans leur comportement.

#### *Composition d'un lahar*

La concentration en eau est critique pour la formation d'un lahar. Une coulée sursaturée en eau est considérée comme une crue et inversement, une coulée sous-saturée en eau est une avalanche de débris. Pierson et Scott (1985) ont étudié les lahars produits par l'éruption du 19

mars 1982 du Mont St. Helens et ont estimé qu'un lahar est composé de 59 à 77 % de fragments et de 23 à 41 % d'eau par volume.

De plus, la capacité de couvrir de grandes distances des lahars provient de leur cohésion et donc, de la composition des débris qu'ils transportent. L'argile est le matériel qui a assuré la cohésion de l'Osceola Mudflow. Les minéraux argileux proviennent de l'altération de l'édifice du Mont Rainier (Crandell, 1971; Vallance et Scott, 1997). L'argile étant un minéral d'altération, les lahars secondaires générés par un effondrement sont plus susceptibles d'en contenir contrairement aux lahars primaires, qui sont principalement composés de volcanoclastes peu altérés de l'édifice volcanique (Mothes et al. 1998). Cependant, les lahars primaires peuvent avoir le même comportement qu'une coulée cohésive s'ils contiennent suffisamment de cendres fines dans leur matrice, comme pour le Chillos Valley Lahar du Cotopaxi.

Selon Mothes et al. (1998), les cendres ont permis au Chillos Valley Lahar de parcourir 326 km vers le nord et plus de 130 km vers l'est. Les dépôts de ce lahar montrent que la coulée est composée de 80-90 % de matrice de fragments plus fins que 1-2 cm et que les cendres (< 2 mm) représentent de 47 à 79 % de la fraction des fragments plus petits que les blocs ( $\leq 64$  mm; Mothes et al., 1998). La fraction de la taille des argiles ( $\leq 3,9$   $\mu\text{m}$ ) n'est que de 0,24-0,49 % de la matrice. La concentration en eau du Chillos Valley Lahar a été évaluée à 30 % et des blocs de deux mètres ont été observés dans les dépôts.

### *Dilution*

La dilution d'un lahar survient principalement lorsqu'il incorpore l'eau d'un cours d'eau, au point de perdre sa capacité à transporter des fragments (Vallance, 2000). Ce phénomène affecte principalement les lahars primaires pauvres en argile. La dilution a été observée sur les lahars de 1980 et de 1982 du Mont St. Helens (Janda et al. 1982; Pierson et Scott, 1985; Vallance, 2000). En 1982, les lahars se sont progressivement transformés en coulées hyperconcentrées en eau à une distance entre 27 et 43 km du cratère, dans le canal de la rivière Toutle (Pierson et Scott, 1985).

### *Autres observations*

Major et Newhall (1989) et Pierson et al. (1990) ajoutent que des lahars catastrophiques peuvent être formés par de petites éruptions en contexte de couverts de neige. Ainsi, la force explosive de l'éruption qui peut être partiellement définie par l'indice d'explosivité volcanique ne peut pas être reliée efficacement à la force des lahars produits. Par exemple, l'éruption du Mont St. Helens en 1980 (VEI = 5) a produit des lahars relativement petits en comparaison de ceux produits par l'éruption du Nevado del Ruiz (VEI = 3) en 1985. Finalement, selon Pierson et al. (1990), les lahars confinés dans ces vallées étroites de cours d'eau peuvent conserver une très grande vitesse et avoir des impacts catastrophiques à plus de 100 km en aval.

## **2.4 Couvert nival alpin**

La présence de neige et de glace en contexte montagneux dépend principalement du régime climatique, de l'altitude de la montagne et de la latitude à laquelle elle est située (Kunkel et al. 2013). De plus, l'altitude à laquelle la neige est présente varie de façon saisonnière. Cependant, au-delà d'une certaine élévation, le couvert de neige et de glace est présent toute l'année et est appelé l'étage nival (Gaussen, 1971). Plus la latitude est élevée, plus ce niveau est bas (Kunkel et al. 2013) et Major et Newhall (1989) mentionnent que les volcans ayant un couvert nival ont généralement plus de 4000 m d'altitude ou sont situés à des latitudes plus élevées que 35 °.

### 2.4.1 Réservoir d'eau douce

Selon Jansson et al. (2003), les glaciers alpins contiennent 0,375 % des réserves d'eau douce de la Terre. Leur volume est déterminé par l'accumulation de masse et l'ablation (Jansson et al. 2003). L'accumulation est le produit des précipitations et du déplacement par le vent, alors que l'ablation combine le bilan énergétique de surface et le vèlage. Ces réservoirs d'eau naturels ont plusieurs mécanismes de stockage de l'eau qui agissent à long, moyen et court terme.



À long terme, de plusieurs mois à plusieurs siècles, le volume dépend du climat et le glacier agit comme un tampon pour l'eau d'un bassin versant. Pendant les périodes prolongées de faibles précipitations, la fonte s'accroît et lorsque le bassin reçoit plus de précipitations, le glacier en accumule et évite que cette eau se retrouve dans le réseau hydrographique (Jansson et al. 2003).

Les mécanismes de stockage à moyen terme font varier le volume d'un glacier alpin de façon hebdomadaire à annuelle. Le premier mécanisme est la variation saisonnière du ruissellement (Jansson et al. 2003). Il s'agit de la libération estivale des précipitations stockées durant l'hiver. Cependant, les périodes de stockage et de libération varient d'une région à l'autre. Le second mécanisme est le stockage dans le névé qui retient une partie de l'eau de fonte et la pluie. Selon Jansson et al. (2003), les estimations indiquent que 10 % des eaux de ruissellement du glacier sont retenues par le névé. Le dernier mécanisme est le stockage d'eau sous le glacier. Jansson et al. (2003) citent des études qui mentionnent que la surface de certains glaciers se soulève au début de la saison de fonte et attribue ce phénomène au stockage sous-glaciaire.

À court terme, le ruissellement provenant du glacier varie de façon diurne (Jansson et al. 2003). De plus, ce ruissellement est beaucoup plus important lors d'épisodes de pluie durant la période estivale, car cette eau supplémentaire s'ajoute à l'eau de fonte et ruisselle plus facilement.

Plus rarement, il arrive que les glaciers relâchent très rapidement une grande quantité d'eau sous forme liquide ou solide (Jansson et al. 2003). Lorsque l'eau est liquide, il s'agit de la libération d'un lac glaciaire ou sous-glaciaire, comme dans le cas des jökulhlaups. D'un autre côté, une grande quantité de glace est libérée lors de l'effondrement du glacier. Ces effondrements sont précédés d'épisodes de 1-2 ans où le glacier grossit avant que la glace située plus haut dans le glacier soit redistribuée très rapidement vers le bas (Jansson et al. 2003).

#### 2.4.2 Précipitations et processus d'accumulation

En région montagneuse, les précipitations sont largement influencées par les montagnes. Ce phénomène est appelé l'effet orographique (Houze, 2012) et il se produit lorsque les masses

d'air humide sont bloquées par les montagnes, le vent les pousse à s'élever (Siler et al. 2012; Grünewald et al. 2014). Cela fait en sorte que l'air humide se refroidit, ce qui diminue la pression de vapeur saturante. Quand le niveau de saturation est atteint, la condensation forme des nuages et provoque des précipitations (Houze, 2012; Grünewald et al. 2014; Mott et al. 2014). En plus des précipitations à grande échelle, des précipitations préférentielles à petite échelle sont aussi présentes (Mott et al. 2014). Selon Mott et al. (2014), des précipitations localisées entraînent une plus forte évaporation, ce qui alimente les nuages et produit de plus fortes précipitations.

Le gradient positif d'augmentation des précipitations avec l'altitude atteint toutefois un pic, à une altitude où l'humidité n'est plus suffisamment présente, ce qui diminue considérablement les précipitations (Grünewald et al. 2014). De l'autre côté des montagnes, du côté sous le vent, l'air se réchauffe et l'humidité redevient gazeuse, ce qui diminue les précipitations et crée une ombre pluviométrique (Siler et al. 2012). L'hétérogénéité spatiale des précipitations en région montagneuse provient principalement de la complexité orographique (Grünewald et al. 2014). Cependant, puisque la topographie est inerte, elle ne peut pas être la cause des précipitations, mais uniquement les faciliter et les accélérer (Houze, 2012).

Selon Grünewald et al. (2014), la relation entre les précipitations et l'élévation se corrèle positivement avec l'épaisseur du couvert ou l'équivalent en eau de la neige (EEN) jusqu'à un maximum, où l'épaisseur tend à diminuer pour les montagnes les plus hautes. Selon eux, ce maximum varie de 2500 à 3100 m au-dessus du niveau de la mer. Cependant, la distribution du couvert de neige sur une montagne n'est pas homogène (Mott et al. 2010; Lehning et al. 2011; Grünewald et al. 2014). Selon Lehning et al. (2011), la distribution se fait non seulement en fonction du gradient positif de précipitations avec l'altitude, mais aussi en fonction de la variation locale de déposition de la neige, de la rugosité du terrain et du déplacement par le vent et par glissement sur des pentes plus raides. Selon Grünewald et al. (2014), au point de vue local, les interactions entre la topographie et le vent modifient les patrons de précipitations et d'accumulation au sol. La redistribution des précipitations par le vent peut être le facteur le plus important influençant l'accumulation, surpassant même l'altitude et cela affecte encore plus la neige qui descend plus lentement (Grünewald et al. 2014). De plus, l'érosion par le vent de la

neige au sol augmente avec l'altitude (Grünewald et al. 2014). Selon Mott et al. (2010) et Mott et al. (2014), en plus de déplacer la neige au sol, le vent modifie aussi la trajectoire de la neige, ce qui diminue la déposition du côté au vent et la favorise dans les pentes sous le vent.

Du côté ouest de l'Amérique du Nord, les chaînes de montagnes ont la particularité d'être orientées nord-sud et situées très près de la côte. De cette façon, elles contrôlent une grande partie du climat en séparant les masses d'air continentales et froides à l'est et maritimes et chaudes à l'ouest (Chilton, 1981). Les masses d'air maritimes humides sont poussées par les vents d'ouest et l'effet orographique provoque de plus fortes précipitations à l'ouest des montagnes (Chilton, 1981). Cette séparation fait en sorte que l'altitude à laquelle la neige se retrouve est beaucoup plus basse à l'est qu'à l'ouest (Steenburgh et al. 1997).

### 2.4.3 Les changements climatiques

Les changements climatiques d'origine anthropique ont un impact sur le couvert nival alpin. Selon Mote (2003), plusieurs études montrent une diminution de la neige, dans plusieurs parties du monde, reliée à l'augmentation des températures, depuis le milieu du XX<sup>e</sup> siècle. Selon Jansson et al. (2003), les changements climatiques modifient le volume des glaciers en faisant varier la balance entre l'accumulation et l'ablation, ce qui peut faire en sorte qu'ils rétrécissent et même disparaissent complètement.

Mote (2003) mentionne que le déclin du couvert de neige dans le nord-ouest des États-Unis est plus prononcé dans l'arc des Cascades et est un effet du réchauffement, de la diminution des précipitations et de l'élévation modérée des montagnes. Selon Casola et al. (2009), une augmentation de 1 °C peut engendrer une perte de 16 % du volume des glaciers dans l'arc des Cascades et que ceux-ci ont déjà diminué de 8 à 16 % dans les 30 dernières années. Cette perte de glacier alpin est observable dans d'autres arcs volcaniques. Par exemple, au Chili, le glacier du volcan Mocho-Choshuenco a diminué de 40 % de superficie entre 1976 et 2003 (Rivera et al. 2005).

#### 2.4.4 Les Cascades

Selon Steenburgh et al. (1997), la chaîne de montagnes des Cascades est une particularité topographique du nord-ouest des États-Unis avec des hauteurs de crêtes moyennes de 2000 à 2500 m. Jansson et al. (2003) mentionnent que le stockage annuel de précipitations des glaciers des Cascades se fait jusqu'en mai, alors que la perte de masse a lieu entre juin et septembre.

Suite aux lahars provoqués par l'éruption du Mont St. Helens en 1980, Driedger et Kennard (1986) ont estimé le volume de glace des monts Rainier (Washington), Hood (Oregon), Shasta (Californie) et des Three Sisters (Oregon), à l'aide d'un radar portable et de cartes topographiques. Selon leurs estimations, le Mont Rainier a le plus grand volume et superficie de neige et de glace avec plus de 4,423 km<sup>3</sup> et 92 km<sup>2</sup>. Driedger et Kennard (1986) concluent que le rôle du couvert nival comme géorisque lors d'une éruption dépend des caractéristiques de celui-ci, mais aussi de l'extension saisonnière du couvert.

En plus de l'étude de Casola et al. (2009), d'autres études viennent appuyer la perte du couvert nival alpin de l'arc. McCabe et Fountain (1995) ont constaté une diminution de la balance de masse du South Cascade Glacier par rapport au milieu des années '70. Ils attribuent ce résultat à la diminution des précipitations hivernales et à l'augmentation de la température hivernale. Selon Littell et Raymond (2014), la température annuelle moyenne de la région a augmenté de 0,8 °C entre 1920 et 2000 et l'ÉEN a diminué de 15 à 35 % entre la moitié du XX<sup>e</sup> siècle et 2006. Selon Mote et al. (2005) et Littell et Raymond (2014), les variabilités du climat comme *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) ou le *Pacific decadal oscillation* (PDO) ne peuvent expliquer l'amplitude de la diminution des précipitations de la région. Ils concluent que ce phénomène est conséquent avec l'augmentation des températures d'origine anthropique.

Même si les changements climatiques provoquent une perte du couvert nival alpin, celui-ci reste important en hiver. L'eau de fonte produite en cas d'éruption hivernale pourrait donc alimenter des lahars primaires très volumineux. Avec un volume suffisant, ces lahars pourraient affecter les habitants et les infrastructures au pied des volcans de l'arc des Cascades.

### **3. CHAPITRE 3 — DONNÉES ET MÉTHODES**

#### **3.1 Site d'étude**

Les stratovolcans de l'arc des Cascades se sont imposés comme un choix idéal de site d'étude, car ils répondent aux trois critères suivants : 1) Ils sont considérés comme endormis ou actifs car la majorité d'entre eux ont fait éruption depuis le début de l'Holocène, après la dernière glaciation du Quaternaire. 2) Plusieurs présentent un couvert nival et des dépôts de lahars ont été identifiés à proximité de ceux-ci. 3) Ils posent un risque pour une population importante et les infrastructures.

L'éruption du Mont St. Helens en 1980 a posé un grand risque pour la région métropolitaine de Portland en Oregon, à moins de 70 km. Elle a fait réaliser aux populations environnantes que les volcans de la région posent un plus grand problème qu'elles le croyaient au départ. Elle a produit des coulées pyroclastiques, projeté une grande quantité de téphras et généré l'effondrement latéral de l'édifice. Cette éruption et les subséquentes ont aussi produit plusieurs lahars. D'autres volcans se retrouvent aussi très près de grands centres urbains. Notamment, le Mont Rainier et le Glacier Peak, respectivement au sud-est et à l'est de la région métropolitaine de Seattle dans l'État de Washington, le Mont Baker au sud-est de la région métropolitaine de Vancouver en Colombie-Britannique et le Mont Hood au sud-est de la région métropolitaine de Portland.

Après 1980, le USGS a produit plusieurs rapports en lien avec les risques que posent les différents volcans (Crandell, 1980; Crandell et Mullineaux, 1981; Hyde et Crandell, 1981; Beget, 1982; Beget, 1983; Hoblitt et al. 1995; Scott et Vallance, 1995; Waitt et al. 1995; Scott et al. 2000) et spécifiquement sur les risques reliés aux lahars (Scott et al. 1995; Scott et al. 2001; Vallance et al. 2003; Wood et Soulard, 2009). Ces rapports montrent que les volcans et leurs lahars posent un risque bien réel dans la région.

La région métropolitaine de Seattle (RMS) et le volcan Mont Rainier ont donc été choisis pour cette étude (Fig. 4). La RMS se situe dans les basses-terres du Détroit de Puget (Puget Sound)

dans l'État de Washington. Selon les estimations basées sur le recensement de 2010 du gouvernement américain, la population de la zone statistique combinée Seattle-Tacoma-Olympia (Puget Sound) en 2015 est d'environ de 3,73 millions d'habitants (U.S. Census Bureau, 2017). Elle est au pied des montagnes de l'arc et à moins de 50 km du Mont Rainier.

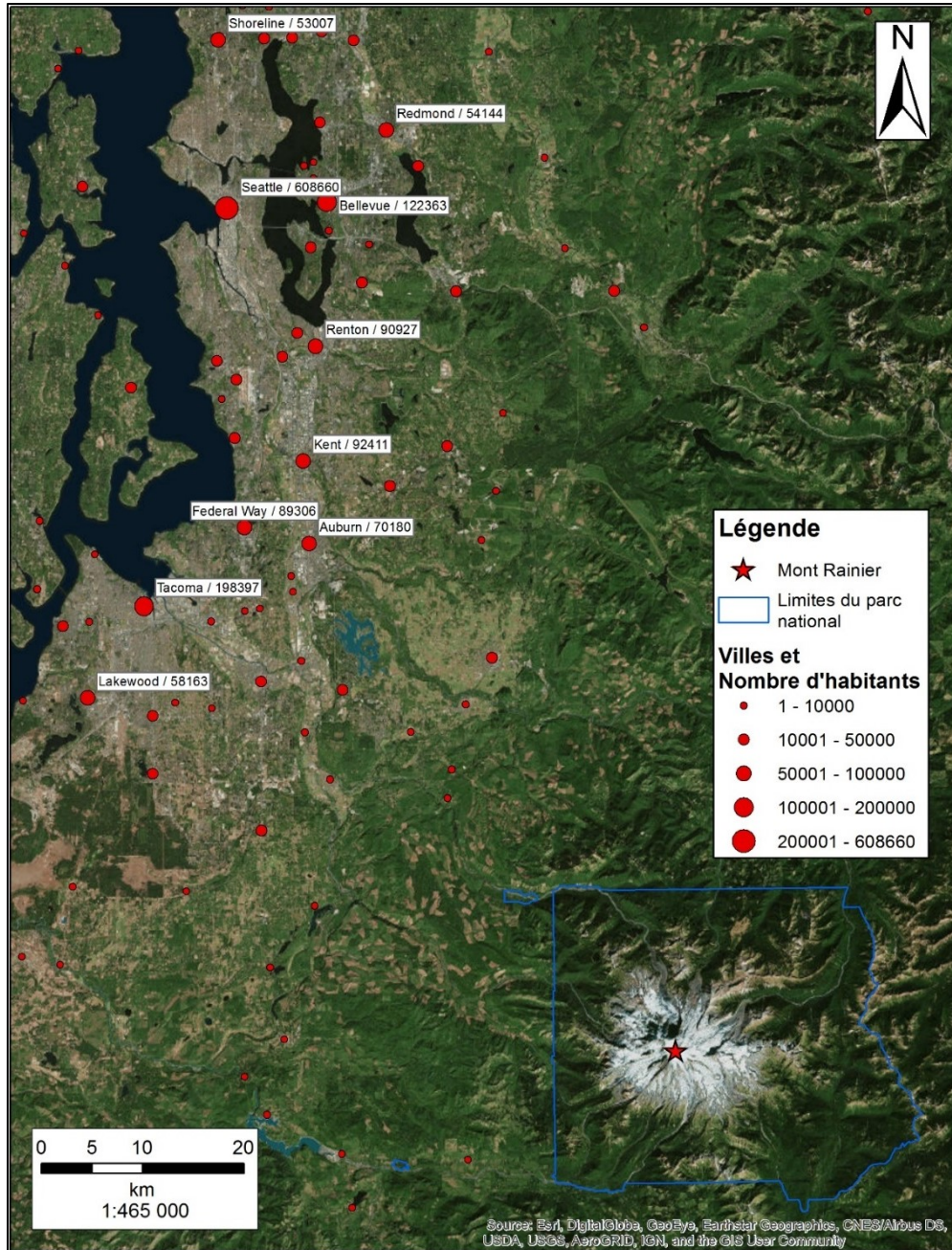


Fig. 4. Positions du Mont Rainier et des villes du Détroit de Puget. Les villes de plus de 50 000 habitants sont identifiées avec leur population (ville/population), dont celles de la région métropolitaine de Seattle. Les limites du parc proviennent de Milberg (2013) et les données sur les villes proviennent du National Atlas of the United States (2014).

### 3.1.1 Le Mont Rainier

Le Mont Rainier se situe dans le parc national du même nom, du côté ouest de la chaîne des Cascades, à environ 50 km au sud-est de la région de Seattle-Tacoma-Olympia (Fig. 4). Le parc a été créé en 1899 et a une superficie de 960 km<sup>2</sup>, dont 97 % est considérée comme sauvage (Marcinkowski et al. 2014). Selon le National Park Service (2017), 58 % du parc a un couvert forestier. Au-dessous de 800 m, la forêt est composée de pruches, de sapins Douglas et de cèdres rouges. De 800 jusqu'à 1400 m, le sapin argenté du Pacifique, le cèdre jaune d'Alaska, le pin blanc et le sapin noble sont présents. Le sapin subalpin et la pruche des montagnes viennent s'ajouter entre 1400 et 1800 m. Au-dessus de 1800 m se trouve la partie subalpine qui représente 23 % du parc (National Park Service, 2017). La végétation de la partie subalpine est une mosaïque de bosquets et de prairies herbacées jusqu'à la limite forestière, à environ 2100 m (National Park Service, 2017). Finalement, la zone alpine s'étend de la limite forestière jusqu'au sommet et est couverte de 50 % de neige et de glace éternelle (National Park Service, 2017).

Le Mont Rainier est la plus haute montagne de la chaîne des Cascades avec 4393 m (Hoblitt et al. 1995) et est aussi le pic unique le plus fourni en glacier et neige éternelle du nord-ouest des États-Unis, avec un total d'environ 90 km<sup>2</sup>, où se retrouvent 27 glaciers majeurs (Marcinkowski et al. 2014; National Park Service, 2017). En hiver (décembre à février), le point de congélation sur la montagne se situe à environ 1200 m et la pluie se change en neige de 100 à 200 m sous ce niveau (Kunkel et al. 2013).

#### *Hydrologie*

Selon Crandell (1971) et le National Park Service (2017), cinq cours d'eau majeurs prennent leurs sources aux pieds des glaciers du Mont Rainier. Ces cours d'eau sont rassemblés dans trois bassins versants distincts, ceux de Cowlitz, de Nisqually et de Puyallup-White (Department of Ecology, 2017). La rivière Cowlitz est la rivière principale du bassin éponyme et prend sa source sur le flanc sud-ouest du Mont Rainier. Elle coule sur environ 170 km vers le sud-ouest et borde plusieurs petites municipalités de moins de 2000 habitants. Elle traverse aussi les municipalités de Kelso (11 925 hab.) et de Longview (36 648 hab.) juste avant de se

jeter dans le fleuve Columbia. Le cours d'eau principal du bassin de Nisqually est le fleuve Nisqually qui tire sa source sur le flanc sud-est du Mont Rainier. Il traverse la ville de Yelm (6848 hab.) et quelques municipalités de moins de 1000 hab. Il se jette dans le Détroit de Puget, à 130 km de sa source. Le fleuve Puyallup, la rivière Carbon et la rivière White sont les trois cours d'eau majeurs du bassin Puyallup-White. Ils prennent leur source sur toute la moitié nord du Mont Rainier et se rejoignent avant le Détroit de Puget. La rivière Carbon fait 48 km de long, le fleuve Puyallup a une longueur de 72 km et la rivière White est longue de 120 km. Ces trois cours d'eau peuvent affecter un très grand nombre de gens, car ils traversent de nombreuses villes, dont celles de Tacoma (198 397 hab.), Puyallup (37 022 hab.), Bonney Lake (17 374 hab.) et Enumclaw (10 669 hab.). Les populations des villes proviennent du U.S. Census Bureau (2017).

### *Géologie*

La géologie du Mont Rainier est particulièrement visible au-dessus de la ligne des arbres et dans certains ravinements autour du cône principal. Au-dessus de la ligne des arbres, Fiske et al. (1964) et Graham (2005) ont décrit les affleurements comme étant principalement de l'andésite du Mont Rainier, datant du Pléistocène, riche en pyroxène et avec une quantité variable en olivine, accompagné d'intrusions granodioritiques et monzonitiques riches en quartz datant du Pliocène. D'autres formations géologiques plus anciennes se retrouvent aussi au-dessus de la ligne des arbres. Selon Fiske et al. (1963) et Graham (2005), il s'agit principalement des formations volcano-sédimentaires de Ohanapecosh (Oligocène) et de Stevens Ridge (Miocène). Très près de la ligne des arbres, les dépôts meubles plus anciens que le Mont Rainier ou formés durant la Winthrop Creek Glaciation (3 ka; Crandell et Miller, 1974) sont présents dans les ravinements (Crandell, 1969). La dernière éruption de ce volcan s'est terminée le 24 décembre 1894 et son indice d'explosivité était de 1 (Global Volcanism Program, 2013).

### *Lahars*

Le Mont Rainier a généré au moins 60 lahars depuis 10 ka (Hoblitt et al. 1995). Selon Crandell et Mullineaux (1981), les lahars sont le risque le plus important du Mont Rainier et, selon Wood et Soulard (2009), un lahar atteignant Puget Sound, à plus d'une centaine de kilomètres, est l'un



des plus grands risques que court la RMS. De plus, des lahars de cette taille se produisent tous les 500 à 1000 ans. Le lahar secondaire Electron Mudflow qui a emprunté la rivière Puyallup, il y a environ 550 ans, est le dernier en date (Crandell, 1971; Crandell et Mullineaux, 1981; Scott et Vallance, 1995). En se basant sur les paramètres et le comportement de ce lahar, Wood et Soulard (2009) ont établi que 78 049 personnes et 3890 compagnies demeurent dans les zones à risques dans la RMS, entre le volcan et Pudget Sound. Par contre, le volume de ce lahar ne représente qu'environ 4 % du Osceola Mudflow, le plus gros lahar produit par le Mont Rainier (Vallance et Scott, 1997).

### 3.1.2 Climat et régime de précipitations

Dans l'État de Washington, la région des Cascades a deux climats distincts créés par l'effet orographique. Du côté ouest de la chaîne des montagnes, un climat maritime tempéré influencé par l'océan Pacifique et Puget Sound est observé (Kunkel et al. 2013; Littell et Raymond, 2014). En hiver, la chaîne des Cascades bloque à l'est les masses d'air froid provenant de l'Arctique, ce qui donne des températures plus douces (Kunkel et al. 2013). Les précipitations de la partie ouest vont de 1000 à 2500 mm par année (Fig. 5A; Marcinkowski et al. 2014). Le côté est a un climat de type continental influencé par l'effet orographique de la chaîne des Cascades (Kunkel et al. 2013; Littell et Raymond, 2014), abordé à la section 2.4, et les précipitations varient de 1300 mm dans le cœur de la chaîne des Cascades, à 250 mm au pied des montagnes (Fig. 5A; Marcinkowski et al. 2014). Selon Kunkel et al. (2013), la région à l'ouest des Cascades reçoit des précipitations plus de 200 jours par année alors que l'est reçoit seulement 70-80 jours de précipitations.

Selon Marcinkowski et al. (2014), la température annuelle moyenne est similaire des deux côtés de la chaîne, mais une plus forte variation est observée du côté est. Selon Kunkel et al. (2013), la température moyenne varie de -1 °C dans les hautes montagnes à 10 °C au pied de celles-ci (Fig. 5B).

Généralement, plus de 70 % des précipitations ont lieu pendant les mois de novembre à mars (Littell et Raymond, 2014) et proviennent de cyclones extratropicaux très fréquents amenés par

les vents d'ouest dominants (Kunkel et al. 2013). Selon Kunkel et al. (2013), les régions côtières du Nord-Ouest sont les plus humides des États-Unis.

La température diminue et les précipitations augmentent avec l'altitude dans la chaîne des Cascades (Littell et Raymond, 2014). La neige s'accumule à partir d'octobre et peut atteindre des profondeurs de plus de sept mètres à plus de 1500 m d'altitude (Marcinkowski et al. 2014). Le record de chute de neige national (hors Alaska) est détenu actuellement par le Mont Baker, avec 29 m en 1998-99 et était précédemment détenu par le Mont Rainier, avec 28,5 m en 1971-72 (Kunkel et al. 2013; Marcinkowski et al. 2014). Par rapport aux autres régimes de neige des chaînes de montagnes de l'Ouest américain, celui des Cascades est caractérisé par une plus courte période d'accumulations (220 jours), un maximum d'accumulations plus élevé et une période de fonte plus hâtive (Trujillo et Molotch, 2014).

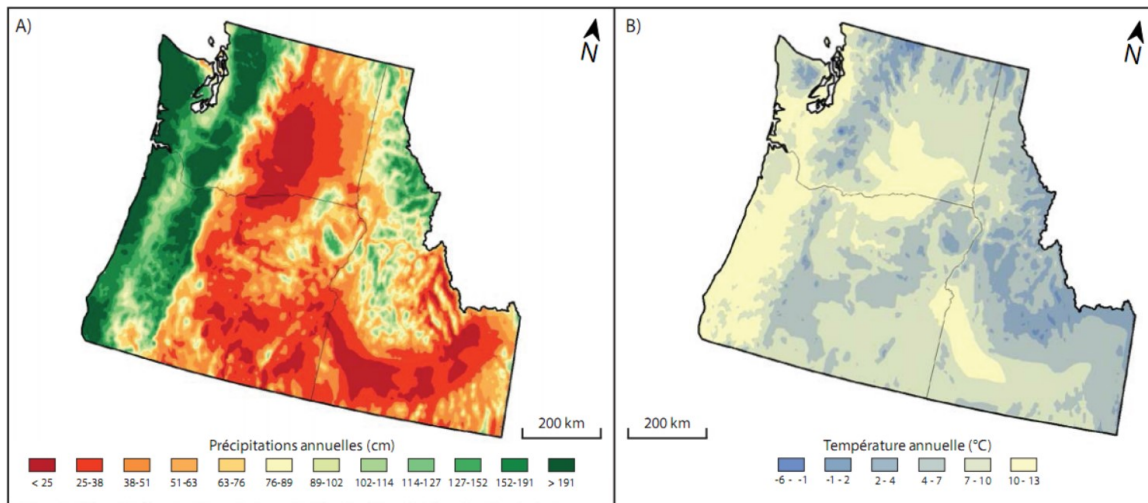


Fig. 5. Cartes des précipitations annuelles moyennes (A) et des températures annuelles moyennes (B) des états de l'Idaho, de l'Oregon et de Washington, de 1981 à 2010, modifiées de Kunkel et al. (2013).

Selon Littell et Raymond (2014), le climat de la région varie dans le temps en fonction des phénomènes ENSO qui affectent les températures et précipitations hivernales, et du PDO qui produit des effets comparables au ENSO, mais sur une période décennale.

Durant les hivers 2014 et 2015, la chaîne des Cascades a enregistré des records pour les plus bas manteaux neigeux (Cooper et al. 2016). Dans l'Oregon, les températures étaient de 2 °C (2014) et 4 °C (2015) au-dessus de la moyenne historique. Selon les modèles utilisés par Cooper

et al. (2016), pour chaque augmentation de 1 °C, l'EEN d'un bassin diminue de 22-30 %, la date d'EEN maximum avance de 13 jours, la durée du couvert de neige diminue de 31-34 jours et la neige disparaît 22-25 jours plus tôt. L'EEN au 1er avril était à 68 et 11 % de la normale en 2014 et 2015 (Cooper et al. 2016). Selon les simulations de Mote et al. (2016), la température de surface de l'océan a une contribution deux fois plus élevée que le forçage anthropique au risque de sécheresse nivale dans les états de l'Oregon et de Washington.

### 3.1.3 Année à l'étude

Afin d'obtenir des résultats crédibles pour cette étude, il est important de choisir une année où les précipitations et la température ont été similaires ou supérieures à la moyenne pour la région des Cascades de l'État de Washington. Puisque la région a connu une baisse importante des précipitations pendant les années 2014 et 2015, ces deux années ont été exclues. Pour identifier la meilleure année pour cette étude, les données compilées disponibles sur le site du *National Centers for Environmental Information* (NCEI) du *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), ont été analysées. Il est apparu que lors de l'hiver 2010-2011, les précipitations ont été légèrement supérieures à la moyenne et la température hivernale était sous la moyenne de 1901 à 2000 (NOAA, 2017).

## **3.2 Simulations SNOWPACK**

En 1996, l'Institut fédéral suisse pour l'étude de la neige et des avalanches (SFL) a commencé la construction de stations météorologiques pour inclure des données *in situ* et améliorer la résolution spatiale et temporelle de ses prévisions. Pour traiter les données et simuler les risques d'avalanche associés au couvert neigeux, ils ont aussi développé le modèle SNOWPACK (Lehning et al. 1999). Ce système et ce modèle se sont montrés d'une grande utilité lors de l'hiver 1998-1999 pour limiter les conséquences de plus de 3000 avalanches qui ont, tout de même, tué 17 personnes (Bartelt et Lehning, 2002).

SNOWPACK est un modèle thermodynamique multicouche de neige simulant les propriétés physiques du couvert neigeux (Madore, 2016). Selon Bartelt et Lehning (2002), il peut simuler le couvert neigeux pour plusieurs heures, jours, semaines, mois, et même plusieurs années. Selon Côté et al. (2017), lorsque la densité de stations météorologiques est faible, les données de réanalyses météorologiques offrent une précision et une représentativité spatiale suffisantes pour être utilisées dans un modèle et obtenir de l'information sur les caractéristiques du couvert neigeux. En Amérique du Nord, les données climatiques *North American Regional Reanalysis* (NARR) offrent une continuité temporelle intéressante pour être utilisées dans un modèle tel que SNOWPACK. En plus des données climatiques, le modèle SNOWPACK nécessite d'autres paramètres géophysiques pour fonctionner optimalement, tels que l'albédo de surface et les caractéristiques physiques du terrain.

### 3.2.1 Les données climatiques

Les données climatiques NARR sont produites par le *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) en utilisant le modèle de très haute résolution NCEP Eta (grille de 32 km et 45 couches) et le *Regional Data Assimilation System* (RDAS) qui assimile une grande quantité de données météorologiques ponctuelles. Les données NARR contiennent notamment des informations sur les précipitations, les températures terrestres et de surface des mers, les vents et l'humidité (Mesinger et al. 2006). La fréquence temporelle des données peut être disponible de façon mensuelle ou quotidienne et ce, jusqu'à huit fois par jour (Physical Sciences Division, 2017). NARR est un jeu de données climatiques réanalysées dynamiques de haute résolution et de haute fréquence de l'atmosphère et de surface de l'Amérique du Nord, disponible sans discontinuité depuis 1979 (Mesinger et al. 2006). Cependant, puisque les données NARR sont disponibles en couches de 25 mbar, entre 100 et 1000 mbar, une interpolation doit être faite pour obtenir les valeurs des données climatiques à une altitude précise et ainsi alimenter le modèle.

### 3.2.2 Les données géophysiques

Pour alimenter le modèle SNOWPACK, des paramètres en lien avec la topographie sont nécessaires. Il s'agit de l'altitude, de l'inclinaison (Fig. 7A) et de l'aspect (Fig. 7B) de la pente. Ils peuvent être obtenus à partir d'un modèle numérique de terrain. Pour cette étude, un modèle numérique de terrain produit à partir des données de la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM; Farr et Kobrick, 2000), a été utilisé. Un filtre gaussien a été appliqué sur les données brutes pour retirer les artéfacts (Nixon et Aguado, 2008) et améliorer la précision des résultats des traitements informatiques.

En plus des paramètres topographiques, l'albédo de la surface doit aussi être inclus dans le modèle, qu'il s'agisse de mort terrain ou du socle rocheux. Pour cette étude, les sites de simulation ont été positionnés sur des affleurements d'andésite du Mont Rainier pauvre en olivine. L'andésite a une réflectivité dans le spectre du visible d'environ 25 % (Fig. 6).

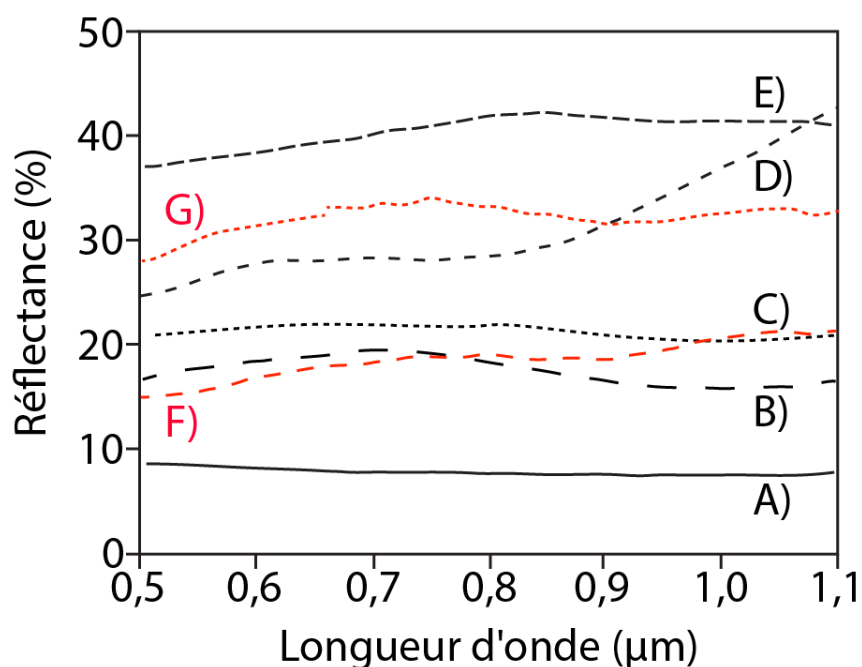


Fig. 6. Courbes spectrales de roches volcaniques. A) Basalte (mafique; Rowan et al. 1976), B) Basalte (Adams et Filice, 1967), C) Andésite (intermédiaire; Gad et Kusky, 2006), D) Andésite (Pohn, 1974), E) Rhyolite (felsique; Rowan et al. 1976), F) Altération riche en oxydes de fer de l'andésite du Mont Rainier (Crowley et Zimbelman, 1997) et G) Altération argileuse riche en sulfates de l'andésite du Mont Rainier (Crowley et Zimbelman, 1997).

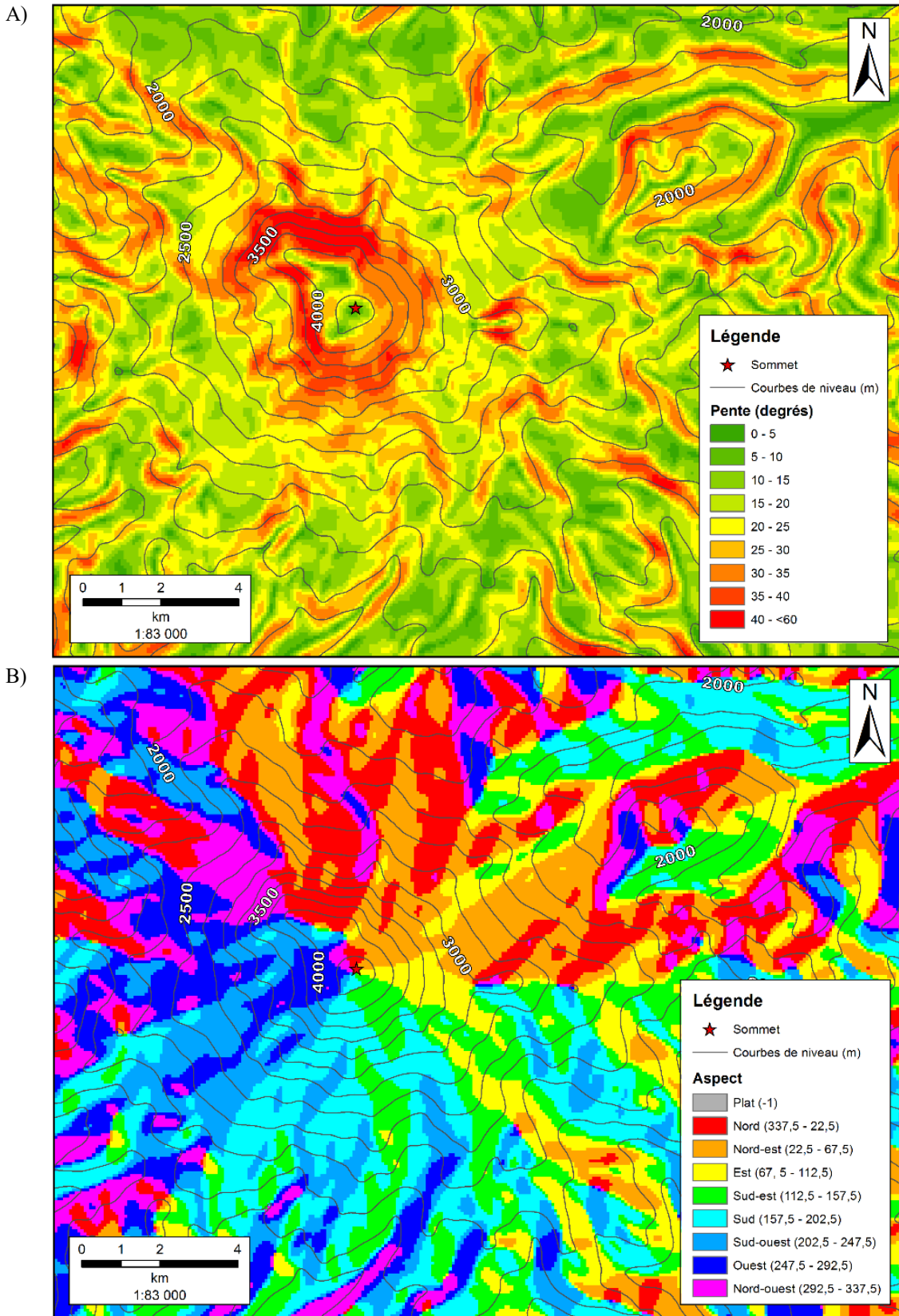


Fig. 7. Cartes montrant les paramètres d'inclinaison (A) et d'aspect (B) de la pente du Mont Rainier. Les courbes de niveau représentent un changement d'élévation de 250 m.

### 3.2.3 Les données en sortie

Pendant les simulations, SNOWPACK crée deux fichiers principaux : un fichier météo (*.met*) et un fichier de profil (*.pro*).

Le fichier météo contient des informations sur le bilan radiatif (chaleur sensible, chaleur latente, absorption nette des courtes et longues longueurs d'onde, etc.), la température de l'air et de la surface, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent, les précipitations solides et liquides ainsi que des informations sur le couvert de neige (épaisseur, densité, EEN, ruissellement, etc.).

Le fichier de profil contient des informations concernant uniquement l'intérieur du couvert de neige, telles que sa température, son contenu en eau, sa fraction d'air et de glace, le type de grain et sa viscosité. Il contient aussi des indices, tels que l'indice de stabilité naturelle et l'indice de stabilité du taux de déformation.

De toutes les données disponibles en sortie, deux sont utilisées dans cette étude. L'épaisseur n'est utilisée que pour visualiser l'évolution annuelle du couvert nival et à quel moment il atteint son maximum. Cependant, la valeur de l'EEN est celle qui est indispensable pour calculer le volume d'eau disponible dans le couvert nival.

### 3.2.4 Les sites de simulations

Deux sites doivent être choisis pour les simulations SNOWPACK. Le premier doit se situer au niveau de la ligne des arbres et le second dans la toundra alpine. En tenant compte de toutes les conditions nécessaires pour le choix des sites, le premier est positionné à environ 1970 m sur le flanc ouest et le second est à 3900 m sur le flanc sud. Le second est aussi le point le plus près du sommet libre de glaciers. Le tableau 5 donne les caractéristiques des deux sites et la figure 8 montre leur position.

Tableau 5. Caractéristiques des deux sites utilisés pour les simulations SNOWPACK.

Nom	Altitude (m)	Longitude	Latitude	Pente (degré)	Aspect (degré Nord)
1970 m	1971,6	-121,834348	46,864290	25,18	283,4
3900 m	3902,7	-121,758622	46,841577	29,26	163,2

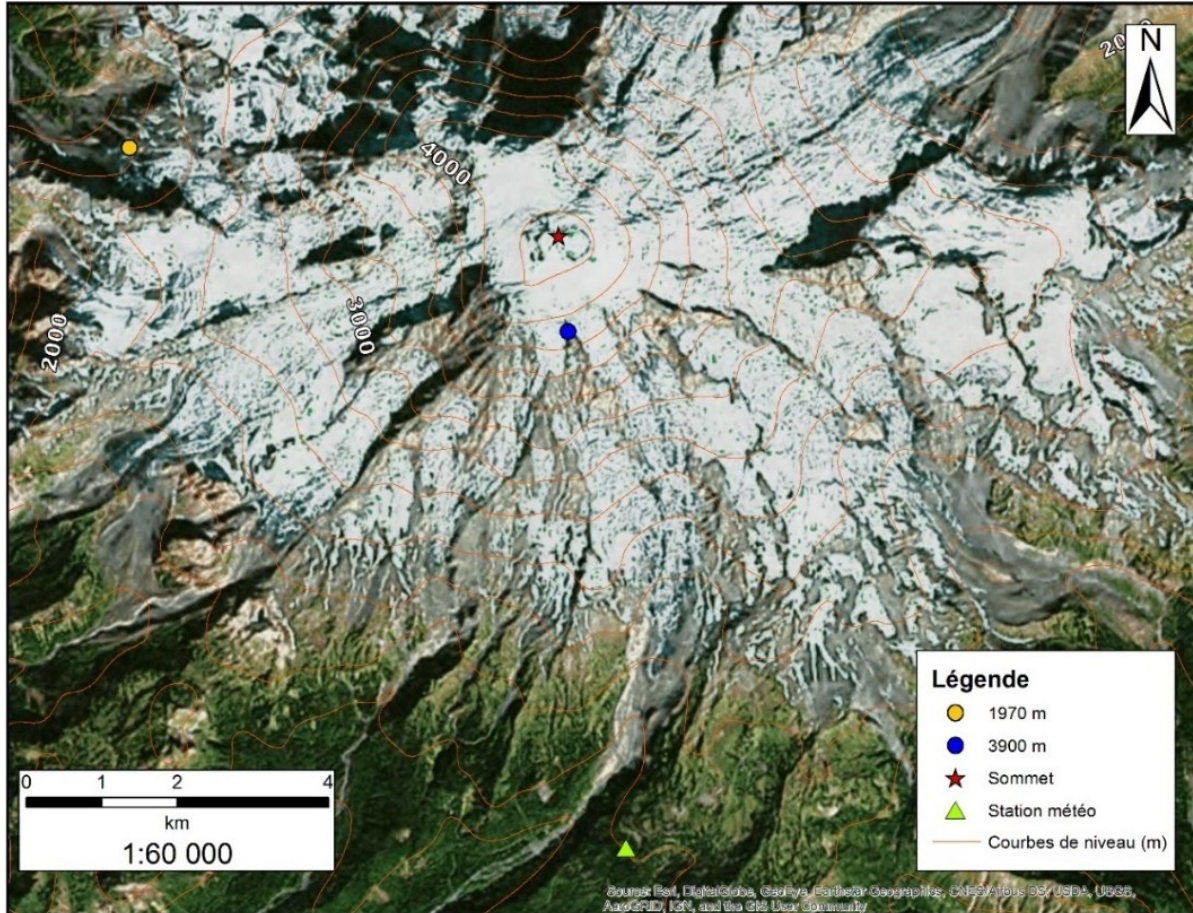


Fig. 8. Carte de localisation des deux sites utilisés pour les simulations SNOWPACK sur le Mont Rainier. La station météorologique Paradise est aussi représentée.

### 3.3 Calculs

#### 3.3.1 Volume d'eau disponible

Le volume d'eau total disponible ( $V_{\text{eau}}$ ) est obtenu en multipliant la superficie de la toundra alpine du Mont Rainier avec les valeurs d'EEN et du contenu en eau liquide de la neige.



Tout d'abord, la superficie est obtenue en créant des polygones à partir des courbes de niveau provenant du modèle numérique de terrain (Fig. 8). Pour faciliter le calcul de la quantité de neige et obtenir une plus grande précision sur le volume d'eau, la superficie de la toundra alpine du Mont Rainier a été divisée en huit niveaux de 250 m, entre 2000 et 4000 m (Fig. 9). De plus, le couvert de neige est considéré comme homogène sur toute la surface pour un même niveau d'altitude. Pour éviter l'extrapolation, les niveaux supérieurs à 4000 m ont été inclus dans la superficie du niveau de 3750 à 4000 m et ont été considérés comme ayant la même couverture de neige.

Par la suite, les valeurs d'EEN des deux altitudes simulées sont utilisées pour extraire une équation linéaire ( $y = mx + b$ ), où  $x$  représente l'altitude et  $y$  la valeur d'EEN. Une équation similaire est extraite en utilisant les valeurs du contenu en eau liquide de la neige. Pour chaque niveau, les valeurs d'EEN et d'eau liquide sont calculées en utilisant la valeur d'altitude médiane dans les deux équations. Les résultats ainsi obtenus, en  $\text{kg m}^{-2}$ , sont additionnés avant d'être multipliés par la superficie du niveau, ce qui donne la masse d'eau.

Enfin, la masse totale d'eau est obtenue en additionnant les résultats de chaque niveau. La division de cette masse par la masse volumique donne le volume total d'eau disponible. Cependant, même si tout le couvert nival est affecté, l'eau provenant de la fonte n'est pas toute dirigée vers le même bassin hydrographique. Un second calcul doit être fait en tenant uniquement compte de la superficie de chaque niveau d'altitude dans chacun des trois bassins hydrographiques du Mont Rainier. La limite de chacun des bassins a été obtenue à partir du modèle numérique de terrain.

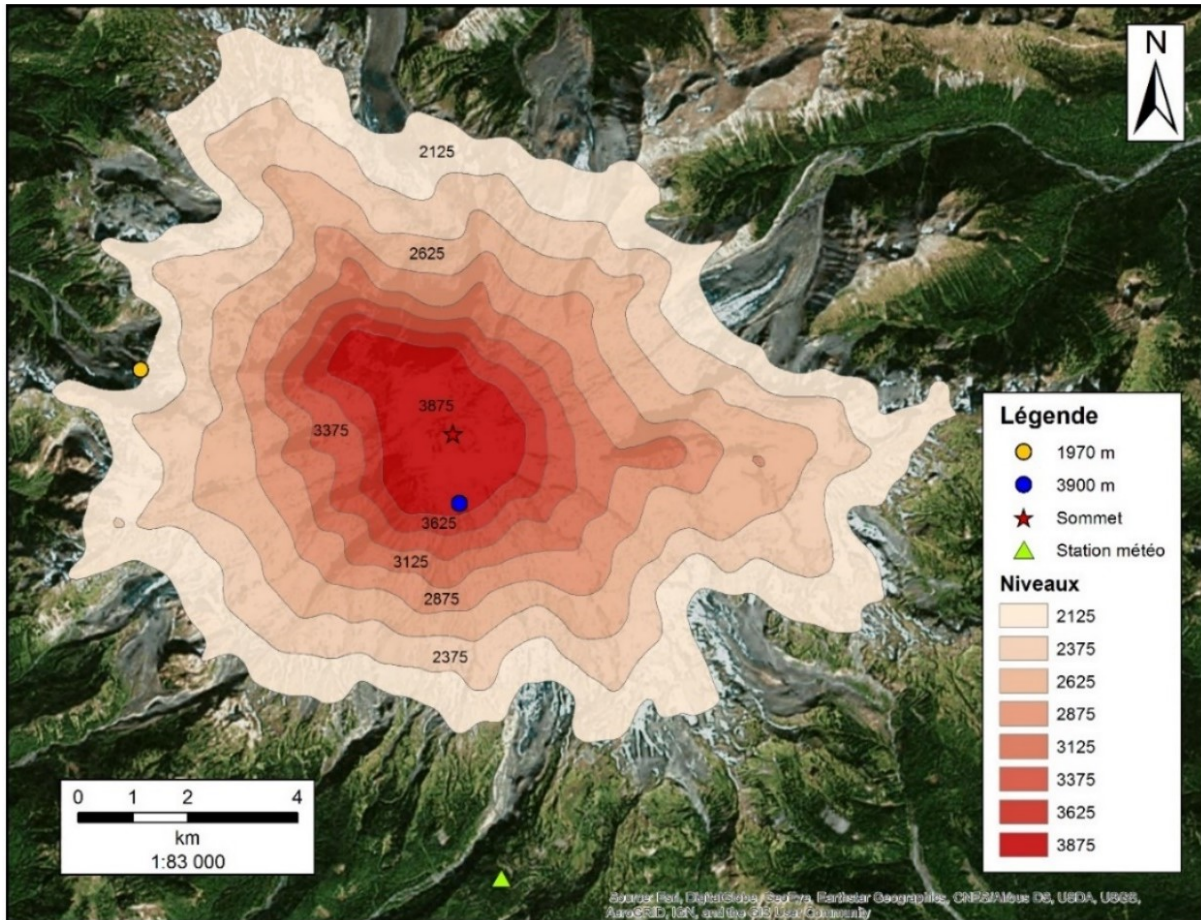


Fig. 9. Carte présentant les différents niveaux de 250 m utilisés pour estimer le couvert de neige. Les niveaux sont identifiés par leur altitude médiane.

### 3.3.2 Matériel transportable

Selon Major et Newhall (1989), pour être un lahar, une coulée de débris doit être saturée en eau. Cependant, plusieurs études montrent que la quantité d'eau est variable entre différents lahars. Selon Vallance (2000), il existe une limite graduelle entre 40 à 50 % d'eau par volume pour séparer un lahar d'une coulée hyperconcentrée en eau. Selon Pierson et Scott (1985), un des lahars produits par l'éruption du Mont St. Helens en 1980 avait entre 23 et 41 % d'eau par volume. De plus, il a commencé à se comporter comme une coulée hyperconcentrée lorsqu'il a atteint 43 % d'eau. Finalement, Mothes et al. (1998) ont décrit la composition du Chillos Valley Lahar comme étant de 30 % d'eau par volume.

Scott et Vallance (1995) et Scott et al. (1995) utilisent le terme « lahar maximal » pour définir la pire coulée possible d'un point de vue hydrologique. Dans cette étude, en considérant que le matériel solide non consolidé est disponible en quantité suffisante, un lahar maximal dépend uniquement du volume d'eau disponible ( $V_{eau}$ ). Puisque l'étude de Pierson et Scott (1985) porte sur un volcan de l'arc des Cascades, les limites qu'ils proposent sont donc utilisées pour calculer la quantité de matériel transportable. Le volume de matériel représente entre 59 et 77 %, où un rapport de 77 % représente un lahar maximal.

L'équation 1 est utilisée pour déterminer le volume final (eau et matériel) du lahar ( $V_{Final}$ ). L'équation 2 sert à calculer le volume de matériel solide transportable par le lahar ( $V_{Fragments}$ ).

$$V_{Final} = \frac{V_{Eau}}{\% V_{Eau}} \quad (1)$$

$$V_{Fragments} = V_{Final} - V_{Eau} \quad (2)$$

Dans ces équations,  $V_{Final}$  représente le volume final en  $\text{km}^3$ ,  $V_{Eau}$  le volume d'eau de fonte disponible en  $\text{km}^3$ ,  $V_{Fragments}$  le volume de matériel solide transporté en  $\text{km}^3$  et  $\%V_{Eau}$  la fraction que représente l'eau dans le lahar.  $\%V_{Eau}$  varie entre 0,41 (coulée hyperconcentrée) et 0,23 (lahar maximal).

## 4. CHAPITRE 4 — ANALYSE ET RÉSULTATS

### 4.1 La température de l'air

La température de l'air est une variable cruciale pour cette étude, car il s'agit d'une de celles variant le plus avec la différence d'altitude. Une fois l'interpolation faite sur les données NARR, la moyenne des températures de l'air, pour toute la durée des simulations, est de 1,24 °C à 1970 m d'altitude et de -7,19 °C à 3900 m. La figure 10 présente la variation de température de l'air sur toute la durée des simulations et pour les deux altitudes.

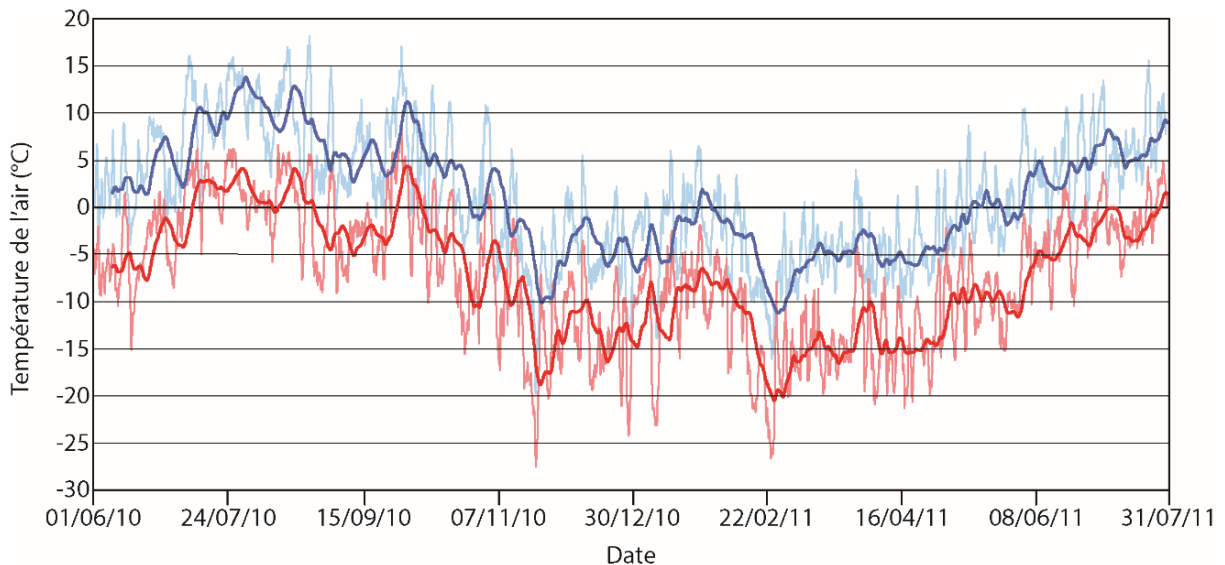


Fig. 10. Valeurs des températures de l'air provenant des données NARR utilisées dans SNOWPACK. Les valeurs du site à 1970 m sont en bleu pâle et ceux du site à 3900 m sont en rouge pâle. Les traits foncés sont les moyennes calculées sur une semaine pour chaque station.

La station météorologique Paradise est présente au pied du Mont Rainier à 1563,6 m d'altitude (Fig. 8). Les données qu'elle mesure sont disponibles sur le site du *National Water and Climate Center* du *Natural Resources Conservation Service* (NRCS, 2017). Elles ont été utilisées pour comparer et valider les données de température de l'air NARR à 1971,6 m (Fig. 11). La plus grande amplitude générale des données NARR provient du fait qu'elles ont une résolution temporelle plus élevée (huit fois par jour) que la station météo qui donne uniquement une valeur moyenne par jour. Néanmoins, les données de température NARR sont très similaires aux mesures sur le terrain et peuvent donc être utilisées pour faire les simulations SNOWPACK.

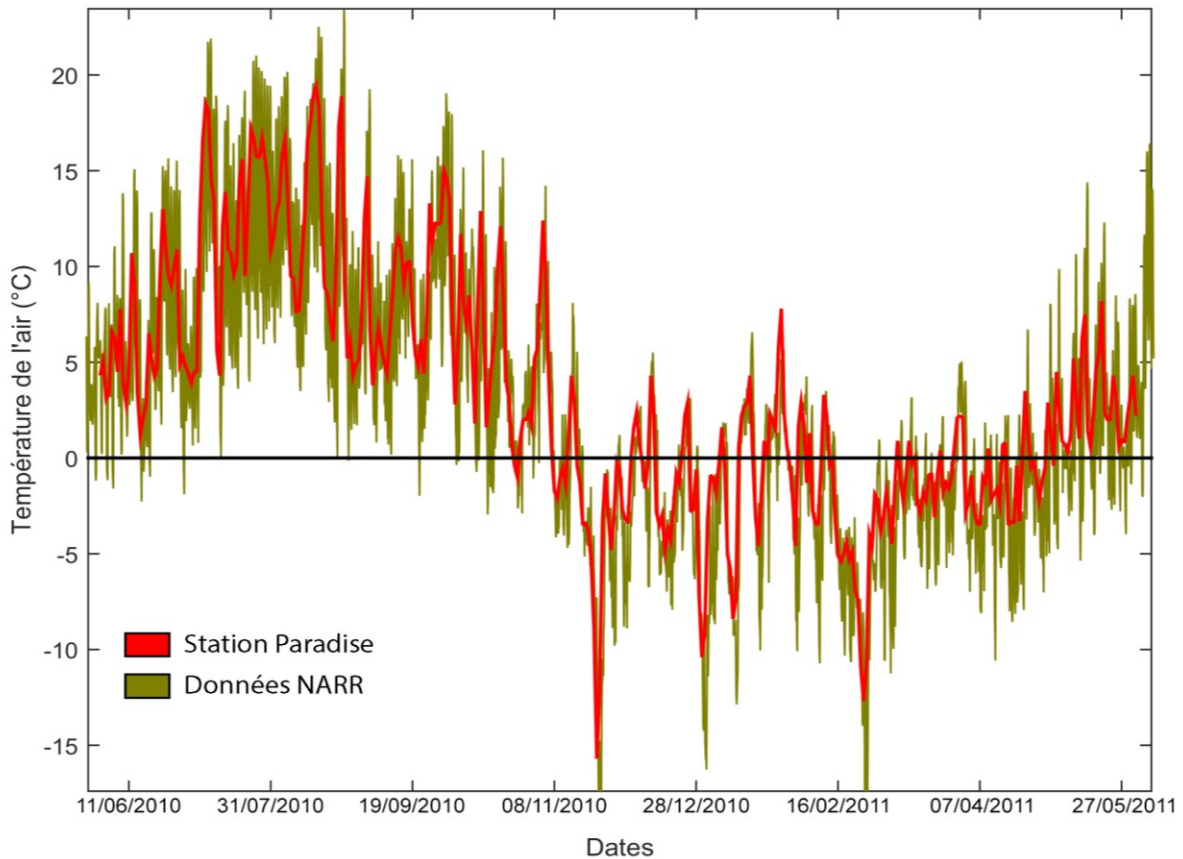


Fig. 11. Comparaison des températures de l'air entre les données climatiques NARR (1971,6 m) et les mesures de la station météorologique Paradise (1563,6 m).

#### 4.2 Paramètres de la couverture de neige avec le modèle

Pour cette étude, les deux paramètres les plus importants du couvert de neige du Mont Rainier sont l'épaisseur et l'EEN. Selon les simulations SNOWPACK, lors de l'hiver 2010-2011, l'épaisseur maximale de la couverture neigeuse à la ligne des arbres a été de 146,7 cm le 8 mai 2011. Dans la toundra alpine, près du sommet, l'épaisseur maximale a été de 338,2 cm le 15 mai 2011. La figure 12 montre l'évolution de l'épaisseur du couvert pour les deux altitudes simulées ainsi que la température interne de celui-ci.

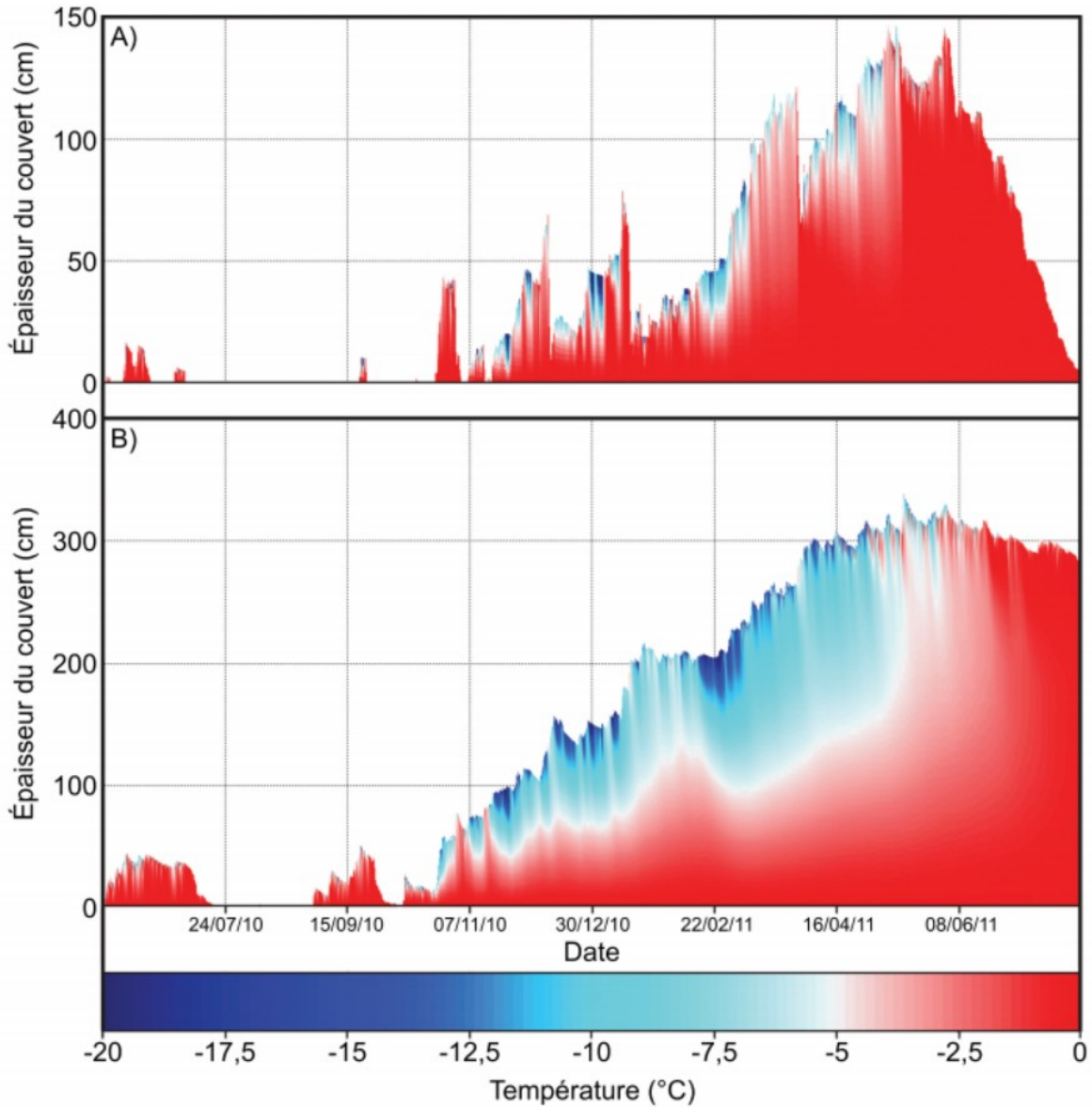


Fig. 12. Évolution de l'épaisseur du couvert de neige lors de l'hiver 2010-2011 pour les deux sites. La figure présente également la température de la neige à l'intérieur du couvert. A) Site à la ligne des arbres, à 1970 m d'altitude. B) Site près du sommet du Mont Rainier à 3900 m d'altitude.

#### 4.2.1 Équivalent en eau

La masse du couvert neigeux est donnée par la valeur d'EEN en  $\text{kg m}^{-2}$ . Toujours selon les simulations SNOWPACK (Fig. 13), pour le site à la ligne des arbres, l'EEN a atteint un maximum de  $575,79 \text{ kg m}^{-2}$  le 5 juin 2011 avec une masse d'eau liquide de  $49,29 \text{ kg m}^{-2}$ . Pour le site au sommet du Mont Rainier, l'EEN a été au maximum de  $1183,18 \text{ kg m}^{-2}$  le 21 juillet 2011 et est accompagnée d'une masse d'eau liquide de  $2,95 \text{ kg m}^{-2}$ .

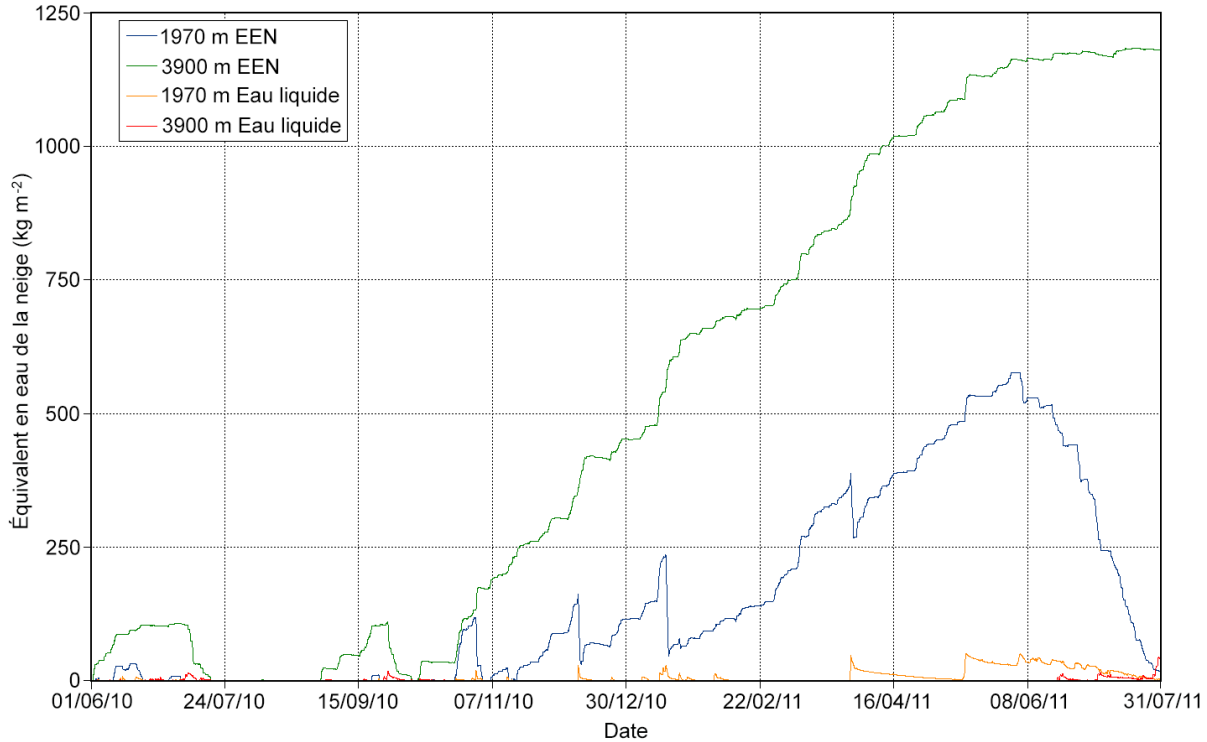


Fig. 13. Évolution de l'équivalent en eau de la neige lors de l'hiver 2010-2011. La figure montre à la fois l'EEN et le contenu en eau liquide pour les deux sites simulés.

La masse a donc été interpolée en utilisant les équations des droites entre les valeurs EEN et entre les valeurs du contenu en eau liquide de la neige de 1970 m et 3900 m en date du 5 juin 2011, où cette valeur est maximale à la ligne des arbres (Tableau 6). Le tableau 7 présente les résultats de masse et de volume d'eau des différents niveaux du Mont Rainier.

Tableau 6. Les équations linéaires ( $y = mx + b$ ) de l'EEN et du contenu en eau liquide.

<b>Équation de l'EEN</b>	$y = 0,3030860400x - 15,77518500$
<b>Équation du contenu en eau liquide</b>	$y = -0,0254959003x + 99,55620696$

Tableau 7. Masse et volume d'eau pour chaque niveau d'altitude.

Niveau <sup>(1)</sup>	Superficie (m <sup>2</sup> )	EEN (kg m <sup>-2</sup> )	Masse eau (kg m <sup>-2</sup> )	Masse totale (kg)	Volume * (m <sup>3</sup> )
2125 m	35 961 700	628,283	45,377	24 225 958 822	24 225 304,7
2375 m	26 397 931	704,054	39,003	19 615 167 415	19 614 637,8
2625 m	20 763 500	779,826	32,629	16 869 409 393	16 868 953,9
2875 m	13 164 553	855,597	26,255	11 609 187 392	11 608 873,9
3125 m	8 705 100	931,369	19,882	8 280 735 080	8 280 511,5
3375 m	5 747 260	1007,140	13,508	5 865 929 424	5 865 771,0
3625 m	4 297 450	1082,911	7,134	4 684 413 885	4 684 287,4
3875 m	7 641 262	1158,683	0,760	8 859 607 737	8 859 368,5

<sup>(1)</sup> Les niveaux sont identifiés par leur altitude médiane. \*La masse volumique de l'eau est de 0,999973 kg/L.

#### 4.2.2 Paramètres de la couverture de neige avec la station météo

La station Paradise est située sous la ligne des arbres. La végétation protège donc le couvert neigeux de la pluie, du vent et du rayonnement solaire incident. Cela lui permet d'atteindre une épaisseur beaucoup plus importante qu'au-dessus de la ligne des arbres. À titre comparatif, les mesures de la station pour l'épaisseur et l'EEN du couvert sont présentées sur la figure 14. L'épaisseur maximale a été atteinte le 3 mai avec 556 cm et la masse maximale a été de 2677 kg m<sup>-2</sup> le 15 mai.

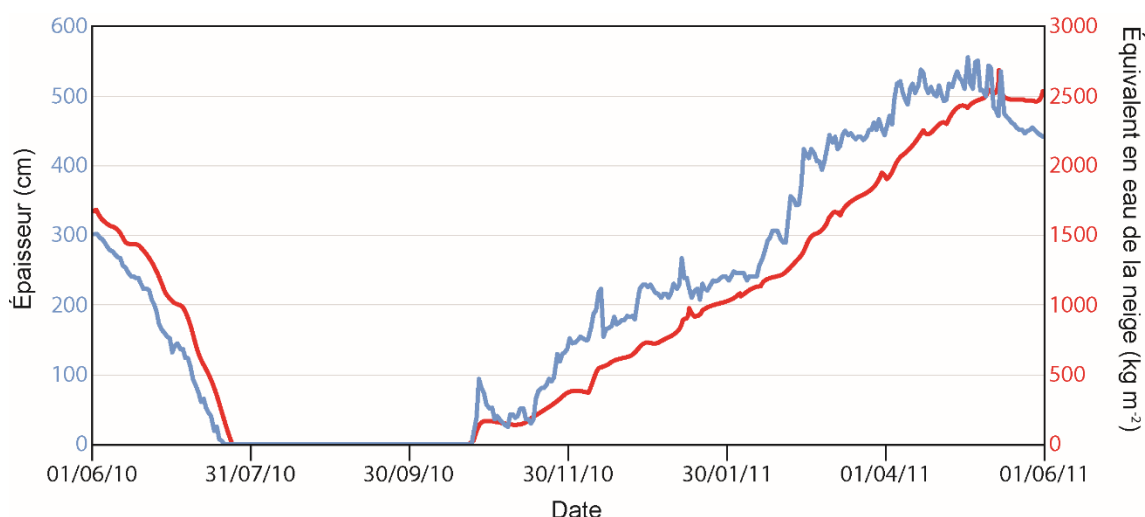


Fig. 14. Épaisseur et équivalent en eau du couvert neigeux mesuré par la station Paradise. Le trait bleu montre l'épaisseur et le trait rouge montre l'EEN.

En comparant les mesures de la station Paradise (1563,6 m) et les résultats des deux simulations (1971,6 m et 3902,7 m), il apparaît que l'épaisseur maximale du couvert de neige est attendue au mois de mai, peu importe l'altitude. Évidemment, l'épaisseur maximale survient plus tard dans la toundra alpine, où la température reste plus longtemps sous le point de congélation. Une plus grande variabilité temporelle est observée pour l'EEN. En effet, le maximum survient au milieu du mois de mai sous la ligne des arbres, en juin à la ligne des arbres et dans la troisième semaine de juillet près du sommet, dans la toundra alpine. Encore une fois, le très long délai observé provient du fait que la température tarde beaucoup à atteindre des valeurs au-dessus du point de congélation au sommet du Mont Rainier.



### 4.3 Impact d'une éruption volcanique

Comme Major et Newhall (1989) et Pistolesi et al. (2013) le mentionnent, les éruptions affectant le plus le couvert de neige sont un mélange de différents types de coulées pyroclastiques et de déferlantes. Ces coulées de gaz et de fragments de roches peuvent atteindre une température de 1000 °C (Nakada, 2000) et ont un pouvoir d'érosion de la neige et de la glace très important (Pistolesi et al. 2013). Dans ce contexte, la neige fond donc très rapidement. Enfin, dans le cas du Mont Rainier, une éruption peut générer un maximum de 100 007 708,9 m<sup>3</sup> d'eau ou environ 0,1 km<sup>3</sup>.

Évidemment, il est invraisemblable de penser que toute l'eau provenant de la fonte du couvert de neige soit dirigée vers la même rivière ou le même bassin hydrographique. Le couvert doit donc être divisé en fonction de ces bassins (Fig. 15). Une répartition du volume d'eau pour chacun des bassins donne 15 738 737 m<sup>3</sup> (0,0157 km<sup>3</sup>) pour celui de Cowlitz, 27 673 802 m<sup>3</sup> (0,0277 km<sup>3</sup>) pour celui de Nisqually et 56 595 101 m<sup>3</sup> (0,0566 km<sup>3</sup>) pour celui de Puyallup-White. Le bassin versant de Puyallup-White contient donc 56,6 % du couvert total du Mont Rainier, alors que les bassins de Nisqually et de Cowlitz contiennent respectivement 27,7 % et 15,7 % du couvert nival du volcan.

#### 4.3.1 Volume d'un lahar

Après avoir obtenu le volume d'eau ( $V_{\text{Eau}}$ ) disponible à la suite de la fonte rapide du couvert neigeux perturbé par l'éruption volcanique, il est possible de calculer le volume final que peut atteindre un lahar en utilisant l'équation 1.

Cette équation donne un volume total de lahar entre 0,244 et 0,435 km<sup>3</sup>. 0,435 km<sup>3</sup> est donc le volume maximum théorique que peuvent avoir les lahars primaires du Mont Rainier si l'eau n'occupe que 23 % des coulées. Pour chacun des bassins hydrographiques, le volume de lahar minimal et maximal est de 0,0384 à 0,0684 km<sup>3</sup> pour celui de Cowlitz, 0,0675 à 0,1203 km<sup>3</sup> pour celui de Nisqually et 0,138 à 0,246 km<sup>3</sup> pour celui de Puyallup-White. Cependant, peu importe la fraction occupée par l'eau, un grand volume de fragments doit être disponible.

En utilisant le volume final ( $V_{Final}$ ) et le volume d'eau ( $V_{Eau}$ ) dans l'équation 2, il est possible de calculer le volume de fragments transporté par la coulée. Le volume minimal de fragments nécessaire est de  $0,144 \text{ km}^3$  et le volume nécessaire pour former le volume de lahar maximal est de  $0,335 \text{ km}^3$ .

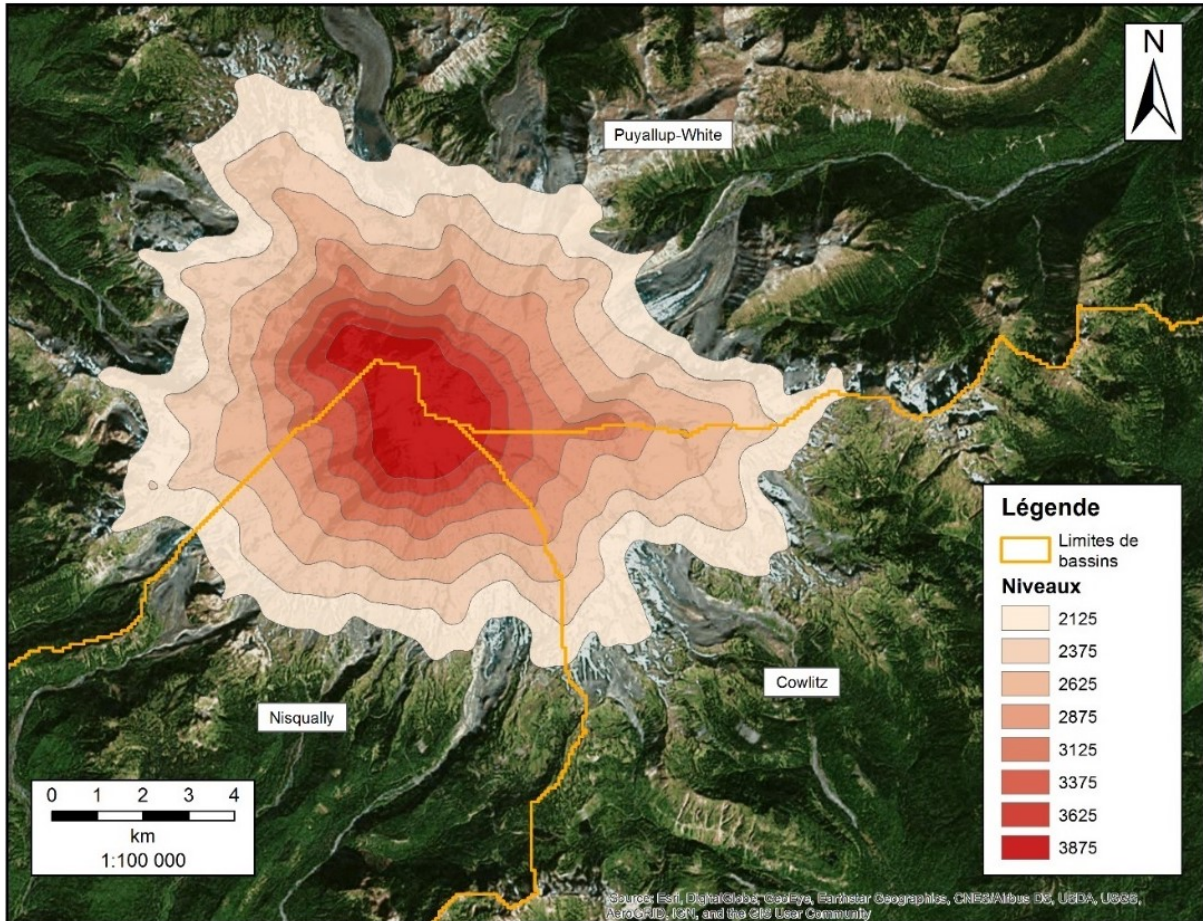


Fig. 15. Limites et noms des bassins versants présents sur le Mont Rainier. Les limites ont été déterminées à l'aide du modèle numérique de terrain.

## 5. CHAPITRE 5 — DISCUSSION

### 5.1 Retour sur les résultats

La différence de température de l'air entre les deux sites reste relativement constante sur toute la durée de la simulation. Cependant, les oscillations des données n'ont pas exactement la même forme. La variation de la température, bien que similaire, n'est pas la même à 1970 et 3900 m d'altitude. Par ailleurs, en comparant les données de température NARR au sol aux mesures de température de la station météorologique Paradise, il est possible de constater que les données NARR sont très semblables aux mesures prises par la station météo. Les données de température NARR montrent donc un bon niveau de fiabilité et de précision.

L'épaisseur et la masse du couvert neigeux sont beaucoup plus variables au bas du volcan (1970 m). À cette altitude, le couvert perd très rapidement de sa masse au printemps. Selon Pierson et al. (1990), la surface du couvert nival affectée par l'éruption peut être plus critique pour la formation de lahar que le volume de glace sur le volcan. Pour ces raisons, une éruption survenant à la fin du printemps, au mois de juin, peut former les lahars les plus graves. Au sommet du volcan, le couvert et la masse sont plus stables et restent importants même en pleine saison estivale, au mois de juillet. À cette altitude, le pire scénario est une éruption survenant entre les mois de juin ou juillet. Donc, une éruption survenant au printemps peut affecter un couvert nival à son extension maximale. Les mesures de la station Paradise (1563 m d'altitude) viennent corroborer les résultats de la simulation et indiquent également un maximum de volume et de masse au mois de mai, environ deux semaines avant les résultats de la simulation à 1970 m. Cette différence s'explique à la fois par la différence d'altitude et la présence de végétation protégeant le couvert nival.

Le but de ce travail est d'évaluer le pire scénario de formation de lahars. C'est pour cela que la date hypothétique de l'éruption a été fixée au 5 juin, au moment où la masse du couvert est à son maximum à la ligne des arbres. Les calculs de volume d'eau disponible ont donné une masse d'environ 0,1 km<sup>3</sup> d'eau, pour un volume final de lahars situé entre 0,244 et 0,435 km<sup>3</sup>. Le volume final du lahar dépend de la proportion de l'eau dans la coulée, qui varie de 41 %

(coulée hyperconcentrée) à 23 % (lahar maximal), selon Pierson et Scott (1985). Évidemment, les glaciers alpins du Mont Rainier ont un apport en termes de volume d'eau de fonte en cas d'éruption. Cependant, la neige jouant un rôle isolant entre les produits de l'éruption et les glaciers, la fonte devrait être restreinte en grande partie aux glaciers de la zone du cratère en éruption. La contribution des glaciers au volume final d'eau est donc faible au début de l'éruption. Cependant, une éruption plus longue peut faire fondre les glaciers, après avoir fait fondre tout le couvert de neige, et générer une grande quantité d'eau. Cela provoquerait une crue qui suivrait les lahars produits au début de l'éruption et continuerait d'inonder les régions déjà affectées. En 1986, les glaciers représentaient un volume de glace de 4,423 km<sup>3</sup> (Driedger et Kennard, 1986). Cela représente un total d'environ 4 km<sup>3</sup> d'eau supplémentaire disponible.

## **5.2 Procédure et méthode**

Le but de cette étude est de développer une procédure pour quantifier l'ampleur totale probable que peuvent prendre des lahars primaires produits lors d'une éruption sous un couvert nival, en utilisant le modèle thermodynamique multicouche Suisse SNOWPACK. Cette étude est aussi basée sur l'hypothèse qu'un modèle de neige peut être utilisé pour évaluer le volume d'eau de fonte produite par une éruption. Cette section présente une analyse et une critique de la procédure de quantification des lahars, de la méthode et des données utilisées.

### **5.2.1 Procédure**

La procédure qui a été développée dans cette étude a permis de quantifier l'eau de fonte possible lors d'une éruption et ainsi l'ampleur totale des lahars primaires d'un volcan. Le Mont Rainier dans l'État de Washington aux États-Unis a été choisi pour cette étude, car il présente une forte population vivant à proximité, ainsi qu'un fort couvert neigeux en hiver (Marcinkowski et al. 2014) et donc un risque de lahar important (Wood et Soulard, 2009). La simulation a couvert une période de plus d'un an pour bien visualiser l'évolution du couvert durant toute la saison hivernale. L'hiver choisi a été celui de 2010-2011, car il montre une quantité de précipitations au-dessus de la normale annuelle (NOAA, 2017). Le modèle a été alimenté par des données de

forçage météorologique NARR et un modèle numérique de terrain. Deux altitudes ont été simulées (sur la ligne des arbres et dans la toundra alpine).

SNOWPACK a permis de modéliser l'évolution du couvert nival pendant toute l'année. Le paramètre modélisé de l'EEN est le plus critique pour cette étude. C'est à partir de celui-ci, qui représente aussi la masse du couvert, que le calcul de la masse totale de neige entre la ligne des arbres et le sommet a été fait. Bien que la masse calculée ne soit pas exacte, elle représente une première approximation réaliste du couvert de neige présent sur le Mont Rainier.

Cette étude s'est basée sur l'hypothèse que tout le couvert nival au-dessus de la ligne des arbres est affecté par une éruption. Bien qu'il soit plausible qu'une éruption recouvre entièrement la partie au-dessus de la ligne des arbres du volcan, il est peu probable que les produits de l'éruption interagissent et fassent fondre tout le couvert de neige (Major et Newhall, 1989). De la même façon, les produits de l'éruption peuvent descendre plus bas que la ligne des arbres et affecter une plus grande masse de neige. Il existe donc une incertitude sur la proportion de neige qui produit l'eau alimentant les lahars. Une modélisation d'éruption peut apporter de meilleures connaissances au niveau du comportement des coulées et déferlantes pyroclastiques et ainsi, mieux cerner les secteurs plus problématiques pour les lahars.

Un objectif secondaire de l'étude est de calculer le volume de matériel transportable par l'eau de fonte. Ce calcul s'est basé sur le volume occupé par l'eau de certains lahars historiques. Les valeurs extrêmes de 23 et 41 %/vol. ont été données par Pierson et Scott (1985). Les résultats du calcul sont réalistes, car une éruption plinienne produit une grande quantité de téphras qui sont majoritairement incorporés aux lahars (Pierson et al. 1990). De plus, de grands dépôts glaciaires et volcaniques non consolidés sont déjà présents sur les flancs du Mont Rainier (Crandell, 1969). L'hypothèse, qu'une quantité suffisante de matériel non consolidé pour former les lahars soit disponible sur le volcan, est donc très plausible dans le cadre de cette étude.

### 5.2.2 Méthode

Le modèle s'est donc montré efficace pour simuler l'épaisseur et la masse du couvert de neige. Il est donc simple de déterminer la quantité de neige sur tout le sommet du volcan ou d'un secteur en particulier. Cependant, cette méthode est incomplète et doit être améliorée pour tenir compte de plusieurs autres facteurs pouvant jouer un rôle critique pour la formation des lahars.

#### *Glaciers*

Le modèle ne prend pas en compte la masse des glaciers alpins. Leurs mécanismes de stockage font en sorte que leur masse augmente en hiver et diminue en été (Jansson et al. 2003). Cette variation hebdomadaire à annuelle est essentielle à ajouter pour une analyse détaillée des risques de lahars en temps d'éruption, puisque la glace ne joue qu'un rôle très faible et décalé en cas de lahar secondaire. Il peut constituer une partie de fragments solides et peut avoir un impact uniquement lors de la fonte dans les dépôts.

#### *Paramètres manquants*

Pour qu'un modèle comparable à SNOWPACK soit développé et utilisé dans les analyses de risques volcaniques et les systèmes d'alerte, plusieurs paramètres importants doivent être pris en compte pour les simulations.

Le premier est de pouvoir inclure un réchauffement géothermique du sol affectant le couvert nival par le dessous. En ce moment, SNOWPACK ne tient compte que des facteurs météorologiques dans ses simulations. Un réchauffement du sol peut avoir de graves conséquences sur le couvert nival. Un réchauffement prolongé avant une éruption peut provoquer la fonte d'une grande quantité de neige et de glace. Cela peut avoir comme effet de diminuer l'importance de lahars lors de l'éruption, mais peut aussi générer des jökulhlaups si l'eau de fonte s'accumule au lieu de s'échapper graduellement (Major et Newhall, 1989; Vallance, 2000).

Le second est de pouvoir inclure une fonction de mélange du matériel volcanique, telle que les pyroclastes, avec la neige dans les niveaux superficiels du couvert nival. Ces fragments et les

gaz qui les accompagnent ont une température de 100 à 1000 °C (Nakada, 2000). Ce phénomène a pour effet d'accélérer la fonte (Major et Newhall, 1989) et doit être pris en compte pour des prédictions à court terme, en cas d'éruption imminente. Dans cette étude, l'utilisation d'une source de chaleur d'au moins 750 °C, substituée à la température de l'air, aurait été une avenue intéressante pour déterminer la vitesse de fonte et la quantité d'eau produite en cas d'éruption. Cependant, cela n'a pas été possible car une telle température provoque une erreur dans le modèle SNOWPACK, puisqu'il considère la température extérieure comme erronée.

Un volcan dont certains risques augmentent en fonction de la météo, tel que le Mont Rainier, devrait avoir plusieurs stations météo fournissant des données utilisables dans un modèle pour les simulations de risques. Actuellement, le Mont Rainier est surveillé par plusieurs stations mesurant certains paramètres géologiques, tels que les séismes ou la déformation (USGS, 2017). Ces stations servent à mesurer le degré d'activité du volcan et voir si celui-ci sort de sa phase de dormance actuelle et devient actif. Cependant, une seule station météo est présente au pied du versant sud du Mont Rainier. Elle ne permet pas d'avoir une résolution précise de certains paramètres météorologiques, comme les précipitations, l'épaisseur du couvert nival et son équivalent en eau.

Bref, le réseau de stations géologiques doit être couplé à un réseau de stations météorologiques grandement bonifié, pour fournir des données précises à un modèle tel que SNOWPACK pour que la prédiction des lahars à court terme soit plus efficace.

#### *Autres approches*

Si un réseau de stations météorologiques ne peut être implanté, une approche par télédétection satellitaire ou aéroportée peut aussi être envisagée pour répondre aux questions d'épaisseur et de masse du couvert de neige d'un volcan. Par contre, une attention particulière doit être portée à la résolution temporelle. En cas de réveil du volcan, elle doit être relativement élevée (1 fois par semaine).

Tout d'abord, selon Chang et al. (1987), il est possible d'utiliser les micro-ondes passives pour déterminer l'épaisseur et l'EEN d'un couvert de neige. Cette étude se base sur les données

fournies par le capteur SMMR (*Scanning Multispectral Microwave Radiometer*) du satellite NIMBUS-7. Cependant, la résolution spatiale de ce capteur varie de 25 à 150 km. Cette résolution est beaucoup trop faible pour étudier le couvert neigeux d'un volcan spécifique et doit être améliorée.

D'autre part, l'Agence spatiale européenne (ESA) prépare en ce moment la mission *Earth Explorer Cold Regions Hydrology high-resolution Observatory* (CoReH<sub>2</sub>O). Cette mission a pour but de quantifier l'eau douce, stockée dans la neige de surface, et emmagasinée dans les glaciers et les calottes de glace (ESA, 2012). Selon l'ESA (2012), la mission CoReH<sub>2</sub>O consiste en un seul satellite muni d'un radar à synthèse d'ouverture à bande X et K<sub>u</sub>. La bande K<sub>u</sub> est plus sensible à la neige sèche et peu profonde, alors que la bande X offre une meilleure pénétration des couches de neige profondes et fournit de l'information à propos du sol sous-jacent (ESA, 2012). La mission permettra d'obtenir des informations sur les propriétés de la neige et de la glace telles que l'EEN, l'étendue et l'épaisseur du couvert nival et alimenter, entre autres, les recherches sur le climat. La résolution spatiale des informations sera de quelques centaines de mètres et la résolution temporelle sera de 15 jours. Selon l'ESA (2012), il s'agit donc de la première mission du genre, car ces informations ne peuvent pas être acquises efficacement par des capteurs au sol, aéroportés ou satellitaires actuels.

Dans un autre ordre d'idées, Painter et al. (2016) ont combiné l'information obtenue par un lidar à balayage ainsi qu'un spectromètre-imageur aéroportés et un modèle de distribution de la neige pour cartographier l'EEN d'un couvert de neige. Une approche similaire peut très bien être utilisée pour estimer le risque que représente une éruption imminente sous un couvert de neige. Par contre, il s'agit d'une solution plus ponctuelle et le suivi de l'évolution du couvert, dans le temps, nécessiterait un financement important pour effectuer des vols successifs.

Donc, deux options sont possibles pour remplacer un réseau de stations météorologiques. Celle qui peut être mise en place la plus rapidement est une combinaison de méthodes aéroportés. Cependant, cette méthode requiert beaucoup d'argent pour assurer une bonne résolution temporelle. La seconde méthode est d'utiliser le capteur de la mission CoReH<sub>2</sub>O. Cependant, le lancement de ce satellite n'est prévu que pour 2019 (ESA, 2012).



### 5.2.3 Données

Pour fonctionner, le modèle SNOWPACK a besoin de données de forçage météorologique, ainsi que des données géophysiques. Les données utilisées dans cette procédure de quantification sont les données météorologiques NARR et les données géophysiques extraites du modèle numérique de terrain SRTM du Mont Rainier.

#### *NARR*

Les données NARR sont un jeu de données climatiques réanalysées de haute résolution et de haute fréquence de l'atmosphère et de surface de l'Amérique du Nord. Il est disponible sans discontinuité depuis 1979. La résolution de la grille est de 32 km et la fréquence temporelle est disponible jusqu'à huit fois par jour. Étant des données de réanalyses produites par assimilation de mesures météorologiques ponctuelles par le modèle NCEP Eta, les données NARR ne sont pas exactes et une incertitude accompagne le forçage météorologique. De plus, pour cette étude, la résolution spatiale de ces données n'est pas suffisante pour suivre l'évolution d'un couvert de neige d'une montagne particulière. En Suisse, pour être utilisé comme système de prédiction d'avalanche, SNOWPACK est alimenté par des données provenant d'un réseau de stations météorologiques déployé sur la montagne. Pour ces deux raisons, une approche similaire est à privilégier dans la surveillance du couvert de neige d'un volcan comme le Mont Rainier. De cette manière, la distribution spatiale du couvert est mieux définie et les secteurs à risque plus efficacement identifiés. Toutefois, la résolution temporelle des données NARR est excellente et permet de suivre l'évolution temporelle du couvert de neige, mais de façon décalée.

#### *Modèle numérique de terrain*

Le modèle numérique SRTM a une résolution spatiale de 75 m et est disponible gratuitement. Ce produit peut donc être utilisé pour déterminer les paramètres d'altitude, d'inclinaison et d'aspect de la pente nécessaires pour alimenter le modèle SNOWPACK. Cependant, ce modèle numérique de terrain comporte de nombreux artefacts qui doivent être corrigés à l'aide de filtres. Un modèle numérique plus précis peut donc fournir des données plus précises. Encore une fois, ce problème peut aussi être résolu en utilisant un réseau de stations météorologiques dont les paramètres géophysiques sont contrôlés lors de l'installation.

### 5.3 Perturbation du couvert nival

Cette section présente une analyse des résultats en termes de vraisemblance et d'ampleur du risque que posent les lahars du Mont Rainier. Cette analyse est faite dans l'optique du pire scénario envisageable et compare les lahars possibles à certains lahars historiques documentés.

#### 5.3.1 Type d'éruption et conséquence

Pour obtenir une fonte rapide du couvert nival, le mécanisme le plus probable est celui des coulées pyroclastiques produites par une éruption explosive (Major et Newhall, 1989). Ces coulées ont la capacité d'éroder et de se mélanger à la neige. De plus, même de petites éruptions peuvent générer des lahars catastrophiques (Major et Newhall, 1989; Pierson et al. 1990). Selon Crandell et Mullineaux (1981), de telles éruptions sont déjà survenues sur le Mont Rainier et ont un temps de récurrence d'une fois tous les 2500 à 5000 ans.

D'autre part, des éruptions effusives de moins grande intensité ou moins volumineuses (VEI 0 ou 1) ne peuvent suffisamment perturber le couvert de neige pour former des lahars de grandes tailles (Major et Newhall, 1989). Inversement, des éruptions plus importantes (VEI 6 ou plus) peuvent provoquer la vaporisation d'une grande partie du couvert de neige. Donc, la prochaine éruption du Mont Rainier peut donc être trop faible ou trop forte pour générer des lahars.

Cependant, pour pouvoir perturber toute la surface du couvert nival au-dessus de la ligne des arbres, les coulées pyroclastiques doivent pouvoir le couvrir en totalité. Pour une éruption avec un indice d'explosivité entre 2 et 5, la distance observée pour les coulées pyroclastiques a été de 8 à 10 km sur le Mont Hood (VEI de 2; Crandell, 1980) et le Mont St. Helens (VEI de 5; Rowley et al. 1982). La figure 16 montre qu'une distance de 10 km est amplement suffisante pour couvrir la totalité du couvert nival au-dessus de la ligne des arbres.

De plus, les coulées pyroclastiques peuvent être confinées aux dépressions du terrain (Wilson et Houghton, 2000). Deux situations permettent aux coulées pyroclastiques et aux déferlantes d'affecter tout le couvert nival au-dessus de la ligne des arbres. Premièrement, les déferlantes

pyroclastiques (riches en gaz et pouvoir érosif faible) ne sont pas affectées par la topographie. Deuxièmement, les coulées pyroclastiques (riches en fragments et pouvoir érosif fort) formées par l'effondrement de la colonne éruptive recouvrent généralement tout le sommet du volcan. Il est donc très probable qu'une éruption explosive perturbe tout le couvert alpin.

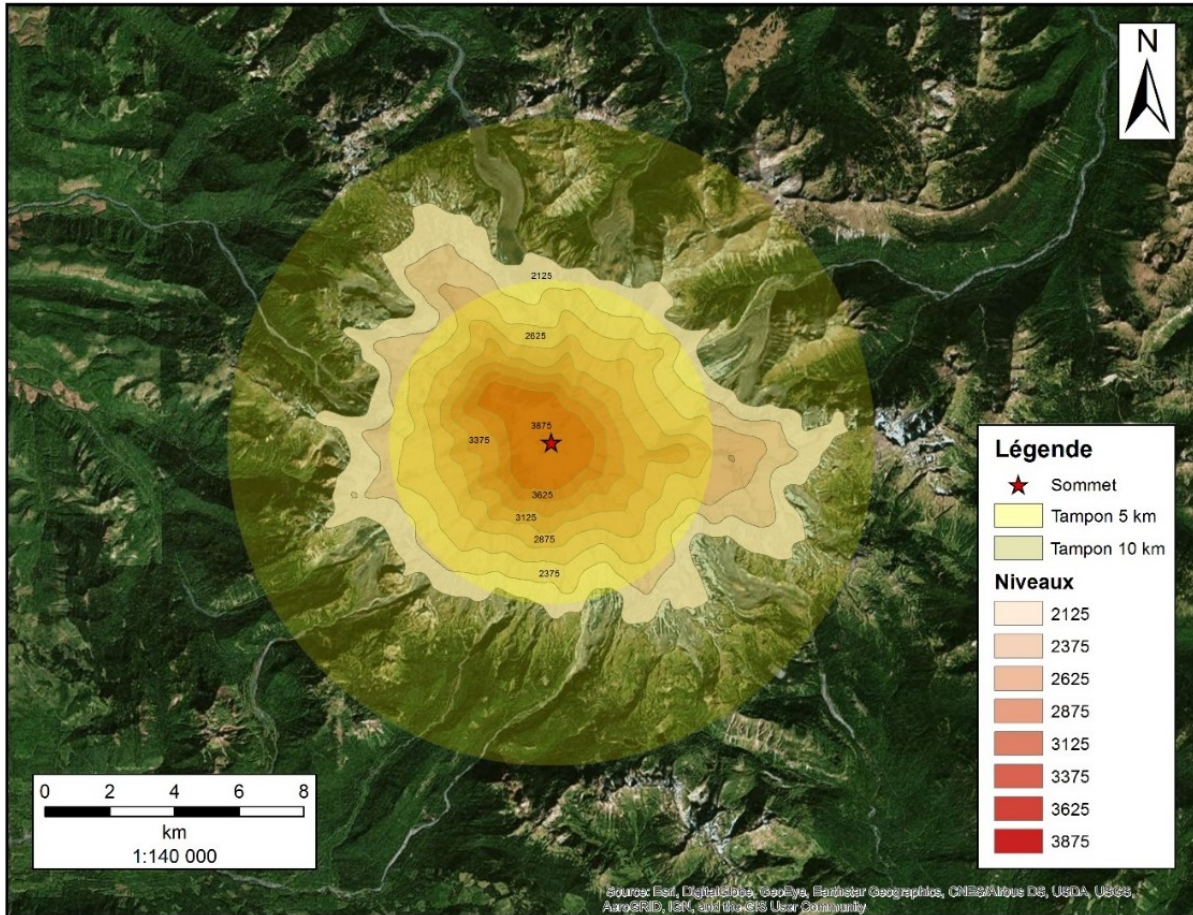


Fig. 16. Distances que peuvent couvrir des coulées pyroclastiques. La figure montre des extensions de 5 et 10 km par rapport au sommet du Mont Rainier.

### 5.3.2 Nature du matériel solide

Une fonte totale du couvert nival nécessite  $0,335 \text{ km}^3$  de matériel solide pour former un volume de lahars primaires maximal. Un tel volume peut être produit par une éruption explosive d'indice 4 ou plus (Newhall et Self, 1982). Il s'agirait donc de fragments primaires. Cependant, le Mont Rainier présente une grande quantité de matériel secondaire non consolidé provenant de la dernière glaciation ou de précédentes éruptions (Crandell, 1969). Donc, les fragments des

lahars seraient possiblement primaires et secondaires. Une plus grande quantité de fragments secondaires peut faire en sorte d'augmenter la cohésion des lahars produits. Selon Vallance et Scott (1997), les lahars cohésifs tendent à être beaucoup plus volumineux que les non cohésifs, mais les deux types peuvent atteindre de très longues distances.

### 5.3.3 Comparaison de l'ampleur des lahars possibles

Crandell (1971) mentionne qu'une éruption du cratère sommital peut affecter les vallées de tous les côtés du volcan. Cependant, les tailles maximales possibles des lahars primaires des différents bassins versants du Mont Rainier varient grandement. Il est donc nécessaire de comparer ces lahars possibles avec certains anciens lahars pour évaluer leurs conséquences. Les plus grands lahars qui ont eu lieu sur le Mont Rainier sont décrits à la section 2.3.1. Bien qu'ils soient secondaires, ils peuvent servir à estimer le comportement qu'auraient des lahars primaires de tailles similaires. Les paramètres des lahars primaires, pouvant être produits dans les trois bassins versants par une éruption volcanique, sont présentés dans le tableau 8.

Tableau 8. Paramètres des lahars possibles pour les trois bassins versants du Mont Rainier.

<b>Bassin versant</b>	<b>Volume d'eau disponible (km<sup>3</sup>)</b>	<b>Volume total de lahar (km<sup>3</sup>)</b>	<b>Volume de sédiments minimum (km<sup>3</sup>)</b>	<b>Volume de sédiments maximum (km<sup>3</sup>)</b>
Puyallup-White	0,0566	0,138 à 0,246	0,0814	0,1894
Nisqually	0,0277	0,0675 à 0,1203	0,0398	0,0926
Cowlitz	0,0157	0,0384 à 0,0684	0,0227	0,0527

Selon Crandell (1971) et Hoblitt et al. (1995), plus de 60 lahars ont eu lieu sur le Mont Rainier depuis 10 ka. Le plus important de ces lahars est l'Osceola Mudflow qui contenait 3,8 km<sup>3</sup> de sédiments (Vallance et Scott, 1997). Ce volume est beaucoup plus important que ceux des lahars primaires possibles et n'est pas comparable.

Le second lahar le plus volumineux du Mont Rainier est l'Electron Mudflow avec un volume de sédiments d'environ 0,15 km<sup>3</sup> (Crandell et Mullineaux, 1981; Scott et Vallance 1995). Sa taille est dans le même ordre de grandeur que les lahars possibles pour le bassin Puyallup-White. Donc, il est facile de constater que ce bassin est celui où les lahars posent le risque le plus important. Un lahar moderne de cette ampleur peut facilement couvrir la même distance

avant d'être dilué. Toutefois, la crue subséquente inonderait tout de même les zones à risque de plusieurs villes de la RMS. Selon Wood et Soulard (2009), 78 049 personnes sont en danger direct en cas de lahar de cette taille dans ce bassin versant.

Le Paradise lahar est le troisième plus grand lahar du Mont Rainier. Il a envahi le fleuve Nisqually et avait un volume de sédiments de 0,05 à 0,1 km<sup>3</sup> (Crandell, 1963; 1971). Sa taille se compare aux lahars susceptibles de se produire dans les bassins de Nisqually et Cowlitz. Cependant, peu de gens habitent près du volcan dans ces bassins versants. Donc, si des lahars parcourent une distance comparable au Paradise lahar, leurs conséquences seront beaucoup moins graves hors des berges de ces deux cours d'eau.

Les bassins versants de Puyallup-White et de Nisqually sont donc ceux ayant vu les plus grands lahars du Mont Rainier. Un temps de récurrence ne peut être qu'indicatif, puisque les lahars sont plus fréquents en période d'activité volcanique, mais selon Wood et Soulard (2009) les lahars atteignent les basses terres du Détroit de Puget une fois tous les 500 à 1000 ans. Cependant, l'étude de Crandell (1971) montre que seul l'Osceola Mudflow est demeuré au stade de lahar dans les basses terres du Détroit de Puget alors que les autres n'étaient plus que des crues. La taille possible des lahars primaires du Mont Rainier fait donc en sorte de confirmer que seule une crue subséquente peut rejoindre les villes plus peuplées de la RMS.

Pour ce qui est des lahars possibles dans le bassin versant de Cowlitz, Crandell (1971) mentionne qu'un lahar d'une taille comparable à l'Electron Mudflow ne dépasserait pas la ville de Randle, à une distance d'environ 57 km du Mont Rainier, en suivant la vallée de la rivière Cowlitz. En regardant le volume des lahars susceptibles de se produire dans ce bassin versant, il est possible de constater que même les estimations supérieures ne donnent qu'un lahar correspondant à environ 35 % de l'Electron Mudflow. Ce bassin est donc peu à risque, contrairement aux deux autres.

Parallèlement, les grands lahars du Mont Rainier ont eu lieu lorsque l'occupation du sol n'avait pas été modifiée par l'homme. De nos jours, la déforestation qui a eu lieu dans les vallées entourant le volcan fait en sorte que des lahars peuvent couvrir une plus grande distance sans

être ralentis par les arbres (Scott et Vallance, 1995). Des barrages en sabot grillagés près de la source des cours d'eau sont une alternative peu coûteuse pour jouer en partie le rôle de la forêt et retenir les plus gros fragments des lahars (Takahashi, 2008).

D'autres lahars comparables en termes de volume sont ceux ayant eu lieu lors de l'éruption du Nevado del Ruiz en 1985. Ces lahars primaires ont eu un volume total de sédiments de  $0,09 \text{ km}^3$  et ont voyagé sur 104 km (Pierson et al. 1990). Ces lahars sont très similaires, tant en termes de tailles que de mode de formation, à ceux qui peuvent être produits par une éruption du Mont Rainier, dans les bassins Nisqually et Puyallup-White. Selon Pierson et al. (1990), ils se sont formés à la suite d'une petite éruption plinienne (VEI de 3), principalement par l'interaction de coulées et de déferlantes pyroclastiques avec le couvert nival, ce qui a produit entre  $0,036$  et  $0,072 \text{ km}^3$  d'eau. La grande différence entre le Nevado del Ruiz et le Mont Rainier est que les vallées de ce dernier s'élargissent plus rapidement, ce qui fait en sorte de diminuer considérablement l'énergie des lahars et donc, leur pouvoir destructeur. Néanmoins, des lahars de cette taille auraient des conséquences catastrophiques pour les populations des bassins versants près du Mont Rainier.

Enfin, Wood et Soulard (2009) mentionnent que l'impact économique que peuvent avoir ces lahars est très important pour la RMS et l'État de Washington. Une perte économique proviendrait en partie de la destruction d'infrastructures, mais essentiellement de la paralysie des institutions et des industries qui en découleraient. Toutefois, cette perte n'est pas chiffrée dans cette étude.

## **6. CHAPITRE 6 — CONCLUSION**

Les volcans sont une source de plusieurs géorisques qui peuvent affecter l'homme et ses infrastructures. Un de ces géorisques est le lahar, qui est une coulée de débris saturée en eau. Les débris sont généralement rocheux, ce qui leur confère un pouvoir destructeur très important. Ils sont d'ailleurs responsables d'une des éruptions les plus coûteuses du XX<sup>e</sup> siècle, tant au niveau du bilan humain qu'économique. Cette éruption est celle du Nevado del Ruiz en Colombie, le 13 novembre 1985. Plusieurs études se concentrent sur le mode de formation des lahars, leur comportement et les risques encourus par les populations environnantes. Cependant, peu d'études sont faites sur l'ampleur qu'ils peuvent atteindre en cas d'éruption. Cela provient du fait qu'ils sont difficilement prévisibles et que leur formation dépend de la présence de nombreux facteurs.

Cette étude démontre qu'il est possible d'utiliser un modèle de couvert de neige pour évaluer le volume d'eau pouvant être produit lors d'une éruption volcanique. L'eau étant le principal facteur limitant pour les lahars, elle est donc critique pour estimer l'ampleur qu'ils peuvent atteindre. Cette étude est basée sur l'estimation du lahar maximal possible. Cependant, pour former un tel volume de lahar, une éruption doit affecter tout le couvert nival du volcan et la quantité nécessaire de matériel non consolidé doit être présente. Ce matériel peut provenir de l'éruption et être primaire ou être déjà présent sur les flancs du volcan ou dans le fond des vallées et être secondaire.

Le Mont Rainier de l'arc des Cascades aux États-Unis a été choisi comme site d'étude, car il représente un risque très important pour la région métropolitaine de Seattle. Il présente un couvert nival très imposant en hiver et a un important historique de formation de lahars. Le modèle de couvert de neige utilisé dans cette étude est le modèle thermodynamique multicouche Suisse SNOWPACK. Il est alimenté par les données météorologiques de réanalyses NARR et les données géophysiques qui ont été extraites d'un modèle numérique de terrain pour chaque site d'étude. Le premier site a été positionné à la ligne des arbres et le second dans la toundra alpine, près du sommet du volcan. L'année étudiée est celle couvrant l'hiver 2010-2011.

Pour cette étude, la superficie au-dessus de la ligne des arbres (2000 m) a été divisée en section de 250 m d'altitude. Une fois la simulation faite, l'approximation du volume d'eau du couvert neigeux du Mont Rainier se calcule en multipliant la superficie de chacune des sections avec la valeur obtenue par l'équation linéaire reliant la valeur d'EEN et du contenu en eau liquide de la neige des deux sites. Les résultats de la simulation pour les paramètres de température, d'épaisseur du couvert neigeux et d'EEN, sont comparables aux mesures prises sur le terrain par la station météorologique Paradise, au pied du Mont Rainier. Une simulation à l'aide de SNOWPACK offre une bonne alternative à un manque de stations de mesure sur le volcan et permet donc de faire une estimation efficace du couvert nival.

Dans le cas du Mont Rainier, le volume d'eau maximal présent dans le couvert nival est d'environ 0,1 km<sup>3</sup> d'eau à la fin de l'hiver 2010-2011. Cependant, ce volume se répartit sur trois bassins versants, 56,6 % pour celui de Puyallup-White, 27,7 % pour celui de Nisqually et 15,7 % pour celui de Cowlitz. En utilisant les extremums de composition suggérés par Pierson et Scott (1985), pour le volume occupé par l'eau, le volume total de lahars primaires possible en cas d'éruption se situe entre 0,244 et 0,435 km<sup>3</sup>. Un tel volume de lahar a besoin de 0,144 à 0,335 km<sup>3</sup> de matériel non consolidé pour se former.

L'EEN et l'épaisseur du couvert neigeux varient fortement et atteignent leur maximum plus rapidement à la ligne des arbres, comparativement à près du sommet. Pour représenter un lahar maximal, la date de l'éruption a été fixée au 5 juin, où la masse du couvert est à son maximum pour le volcan. Comme cela s'est produit sur certains volcans dont le Nevado del Ruiz, une éruption plinienne produisant divers types de coulées et des déferlantes pyroclastiques peut perturber tout le couvert nival de la toundra alpine (Major et Newhall, 1989; Pierson et al. 1990; Pistoletti et al. 2013).

Les deux plus grands bassins du Mont Rainier, Puyallup-White et Nisqually, ont connu plusieurs lahars importants depuis 10 ka et les volumes de lahars possibles présentent un risque très important pour les populations à proximité du volcan. Le volume estimé entre 0,138 et 0,246 km<sup>3</sup> du bassin Puyallup-White s'apparente à celui du lahar historique Electron Mudflow. Un lahar de cette taille mettrait 78 049 personnes en danger, selon Wood et Souldard (2009).



Toutefois, les volumes estimés font en sorte qu'ils ne peuvent pas parcourir toute la distance jusqu'au Déroit de Puget et les populations plus éloignées, comme celles de la région métropolitaine de Seattle, ne subiraient que les crues volcaniques subséquentes à la dilution de ces lahars. Dans le bassin de Cowlitz, le volume estimé de lahars est assez faible et de tels lahars ne peuvent qu'inquiéter les populations vivant directement au pied du volcan. Donc, cette étude montre que le couvert nival hivernal du Mont Rainier représente une augmentation du risque potentiel en cas d'éruption.

Bien que la méthode se soit montrée efficace pour estimer le volume d'eau disponible dans le couvert de neige, elle ne tient pas compte de l'apport en eau provenant de la fonte possible des glaciers. Cette fonte peut être critique en cas d'éruption prolongée, car les glaciers du Mont Rainier contiennent près de  $4 \text{ km}^3$  d'eau supplémentaire. De plus, des paramètres tels que le réchauffement géothermique et le mélange des couches superficielles de neige avec du matériel éruptif doivent aussi être mesurés et inclus dans un modèle plus complet. Cela permettrait d'estimer plus précisément les volumes d'eau disponible et de lahars. L'utilisation des données NARR est aussi une source d'inexactitude pour cette méthode, car leur résolution spatiale est très faible à 32 km et la tundra alpine du Mont Rainier ne représente que  $122 \text{ km}^2$ . L'utilisation de données provenant directement du Mont Rainier est à privilégier, pour obtenir des résultats beaucoup plus précis, pour l'estimation du couvert nival. Pour cette méthode, le modèle numérique de terrain SRTM présente une résolution spatiale suffisante pour obtenir les paramètres géophysiques nécessaires.

Dans le cas où l'acquisition de données *in situ* plus précises est impossible ou trop onéreuse, des méthodes de télédétection peuvent aussi être utilisées. La première est un calcul de masse du couvert de neige à l'aide de satellites munis de capteurs à micro-ondes actives ayant une résolution appropriée. Actuellement, aucun capteur radar ne répond à ces critères pour l'observation de la neige et de la glace. Cependant, l'ESA prépare la mission CoReH<sub>2</sub>O qui offrira une grande quantité d'informations dont celle de la masse du couvert nival, grâce à un radar à bande X et K<sub>u</sub>. Le lancement de ce satellite est prévu pour 2019. Dans le cas des satellites, les repassages permettent le suivi de l'évolution du couvert nival. La seconde est une approche aéroportée combinant des données qui proviennent d'un lidar à balayage, d'un

spectromètre imageur et d'un modèle de distribution de neige. Cependant, cette méthode permet uniquement de cartographier la masse d'un couvert nival de façon ponctuelle dans le temps et nécessite donc un financement important pour obtenir une bonne résolution temporelle.

Cette étude présente une approche pouvant être utilisée par les autorités pour l'évaluation de risques et la prise de décisions. Elle suggère aussi la mise en place d'appareils de mesures supplémentaires pour surveiller ce volcan. En cas d'éruption, ces recommandations permettraient une prise de décision rapide en tenant compte de toutes les variables en jeu. Les lahars étant un risque très sérieux dans les environs du Mont Rainier, la communication avec les populations doit être rapide et précise pour être efficace et permettre de sauver un grand nombre de vies.

## 7. RÉFÉRENCES

- Acocella, V. (2007) Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, vol. 85, n° 3-4, p. 125–160.
- Adams, J. B. and Filice, A. L. (1967) Spectral Reflectance 0.4 to 2.0 Microns of Silicate Rock Powders. *Journal of Geophysical Research*, vol. 72, n° 22, p. 5705–5715.
- Adriani, A., Congeduti, F., Fiocco, G. and Gobbi, G. P. (1983) One-year lidar observations of the stratospheric aerosol at Frascati, March 1982 - March 1983. *Geophysical Research Letters*, vol. 10, n° 11, p. 1005–1008.
- Ambrose, S. H. (1998) Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter, and differentiation of modern humans. *Journal of Human Evolution*, vol. 34, p. 623–651.
- Bagley, M. (2013) Krakatoa Volcano: Facts About 1883 Eruption. Live Science, New York, NY, [www.livescience.com/28186-krakatoa.html](http://www.livescience.com/28186-krakatoa.html) Consulté le 26-02-2017
- Bartelt, P. and Lehning, M. (2002) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, p. 123–145.
- Barth, C. A., Sanders, R. W., Thomas, G. E., Jakosky, B. M. and West, R. A. (1983) Formation of the El Chichon aerosol cloud. *Geophysical Research Letters*, vol. 10, n° 11, p. 993–996.
- Beget, J. E. (1982) Postglacial Volcanic Deposits at Glacier Peak, Washington, and Potential Hazards from Future Eruptions. U.S. Geological Survey: Open-File Report 82-830, 81 p.
- Beget, J. E. (1983) Glacier Peak, Washington: A potentially hazardous cascade volcano. *Environmental Geology*, vol. 5, n° 2, p. 83–92.
- Begét, J. E. (2000) Volcanic tsunamis. p. 1005–1013, in Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Bélizal, E. De, Lavigne, F., Sri, D., Degeai, J., Aria, G., Wahyu, B., Aris, M., Coquet, M. and Le, B. (2013) Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 330–347.
- Bignami, C., Ruch, J., Chini, M., Neri, M., Buongiorno, M. F., Hidayati, S., Sayudi, D. S. and Surono. (2013) Pyroclastic density current volume estimation after the 2010 Merapi volcano eruption using X-band SAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 236–243.
- Björnsson, H. (2002) Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, vol. 35, p. 255–271.
- Breene, K. (2016) Which was the costliest volcanic eruption in history? World Economic Forum, Geneva, [www.weforum.org/agenda/2016/05/costliest-volcanic-eruption-in-history/](http://www.weforum.org/agenda/2016/05/costliest-volcanic-eruption-in-history/) Consulté le 01-03-2017
- Bressan, D. (2013) June 8, 1783: How the “Laki-eruptions” changed History. in *History of Geology*, Scientific American, Nature America Inc. Springer Nature, Armonk, [blogs.scientificamerican.com/history-of-geology/8-june-1783-how-the-laki-eruptions-changed-history/](http://blogs.scientificamerican.com/history-of-geology/8-june-1783-how-the-laki-eruptions-changed-history/) Consulté le 26-02-2017
- Cadle, R. D., Kiang, C. S. and Louis, J.-F. (1976) The Global Scale Dispersion of the Eruption Clouds From Major Volcanic Eruptions. *Journal of Geophysical Research*, vol. 81, n° 18, p. 3125–3132.
- Cann, J. R., Elderfield, H. and Laughton, A. S. (Eds.) (1999) *Mid-Ocean Ridges, Dynamics of Processes Associated with the Creation of New Oceanic Crust*. Cambridge University Press, Cambridge, 310 p.
- Carey, S., Morelli, D., Sigurdsson, H. and Bronto, S. (2001) Tsunami deposits from major explosive eruptions: An example from the 1883 eruption of Krakatau. *Geology*, vol. 29, n° 4, p. 347–350.

- Casola, J. H., Cuo, L., Livneh, B., Lettenmaier, D. P., Stoelinga, M. T., Mote, P. W. and Wallace, J. M. (2009) Assessing the Impacts of Global Warming on Snowpack in the Washington Cascades. *Journal of Climate*, vol. 22, p. 2758–2772.
- Castillo-Guimond, L. E. (2012) Distribution et caractérisation des faciès volcaniques du secteur de Monsabrais, Abitibi, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, 131 p.
- Chang, A. T. C., Foster, J. L. and Hall, D. K. (1987) NIMBUS- 7 SMMR derived global snow cover parameters. *Annals of Glaciology*, vol. 9, p. 39–44.
- Charbonnier, S. J., Germa, A., Connor, C. B., Gertisser, R., Preece, K., Komorowski, J., Lavigne, F., Dixon, T. and Connor, L. (2013) Evaluation of the impact of the 2010 pyroclastic density currents at Merapi volcano from high-resolution satellite imagery, field investigations and numerical simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 295–315.
- Chesner, C. A., Rose, W. I., Deino, A., Drake, R. and Westgate, J. A. (1991) Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, vol. 19, p. 200–203.
- Chilton, R. R. H. (1981) A summary of climatic regimes of British Columbia. BC Ministry of Environment, Victoria, BC, 46 p.
- Chorowicz, J. (2005) The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 43, p. 379–410.
- Christiansen, R. L. (1984) Yellowstone magmatic evolution: its bearing on understanding large-volume explosive volcanism. p. 84–95, *in* Boyd, F. R. (Ed.) *Studies in Geophysics: Explosive volcanism: inception, evolution and hazards*. National Academic Press, Washington DC, 194 p.
- Christiansen, R. L. and Peterson, D. W. (1982) Chronology of the 1980 eruptive activity. p. 17–30, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. and Sbrana, A. (2000) Plinian and subplinian eruptions. p. 477–493, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Clynne, M. A. (1999) A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, vol. 40, n° 1, p. 105–132.
- Cooper, M. G., Nolin, A. W. and Safeeq, M. (2016) Testing the recent snow drought as an analog for climate warming sensitivity of Cascades snowpacks. *Environmental Research Letters*, vol. 11, p. 1–12.
- Côté, K., Madore, J.-B. and Langlois, A. (2017) Uncertainties in the SNOWPACK multilayer snow model for a Canadian avalanche context: sensitivity to climatic forcing data. *Physical Geography*, vol. 38, n° 2, p. 124–142.
- Crandell, D. R. (1963) Paradise debris flow at Mount Rainier, p. 135–139, *in* *Short papers in geology and hydrology*. U.S. Geological Survey: Professional Paper 475-B, Washington DC, 219 p.
- Crandell, D. R. (1969) Surficial Geology of Mount Rainier National Park Washington. U.S. Geological Survey: Bulletin, 1288, Washington DC, 47 p.
- Crandell, D. R. (1971) Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano, Washington. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 667, Washington DC, 80 p.
- Crandell, D. R. (1980) Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon, and potential hazards from future eruptions. U.S. Geological Survey: Bulletin, 1492, Washington DC, 91 p.
- Crandell, D. R. and Miller, R. D. (1974) Quaternary Stratigraphy and Extent of Glaciation in the Mount Rainier Region, Washington. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 847, Washington DC, 66 p.
- Crandell, D. R. and Mullineaux, D. R. (1981) Volcanic hazards at Mount Rainier Washington. U.S. Geological Survey: Bulletin, 1238, Vancouver, WA, 36 p.

- Crowley, J. K. and Zimbelman, D. R. (1997) Mapping hydrothermally altered rocks on Mount Rainier, Washington, with Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data. *Geology*, vol. 25, n° 6, p. 559–562.
- de Guzman, E. M. (1997) Eruption of Mount Pinatubo in the Philippines in June 1991. p. 1-18, *in* Eruption of Mount Pinatubo in the Philippines, Asian Disaster Reduction Center, Kobe.
- DeFoor, T. E., Robinson, E. and Ryan, S. (1992) Early lidar observations of the June 1991 Pinatubo eruption plume at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 187–190.
- Department of Ecology. (2017) Watershed Management. Washington State Department of Ecology, Lacey, WA, [www.ecy.wa.gov/watershed/index.html](http://www.ecy.wa.gov/watershed/index.html)
- Deplus, C., Bonvalot, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjono, H. and Dubois, J. (1995) Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 64, p. 23–52.
- DiPietro, J. A. (2013) Cascadia Volcanic Arc System. p. 265–280, *in* DiPietro, J. A. (Ed.) *Landscape Evolution in the United States: An Introduction to the Geography, Geology, and Natural History*. Elsevier, Boston, MA, 480 p.
- Donnelly-Nolan, J. M. (1988) A Magmatic Model of Medicine Lake Volcano, California. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, p. 4412–4420.
- Donnelly-Nolan, J. M., Champion, D. E. and Grove, T. L. (2016) Late Holocene Volcanism at Medicine Lake Volcano, Northern California Cascades. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 1822, Reston, VA, 59 p.
- Driedger, C. L. and Kennard, P. M. (1986) Ice Volumes on Cascade Volcanoes: Mount Rainier, Mount Hood, Three Sisters, and Mount Shasta. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 1365, Washington DC, 38 p.
- Druitt, T. H. and Bacon, C. R. (1986) Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 29, n° 1, p. 1–32.
- Endo, E. T., Malone, S. D., Noson, L. L. and Weaver, C. S. (1982) Locations, magnitudes, and statistics of the March 20–May 18 earthquake sequence. p. 93–107, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- ESA. (2012). Report for Mission Selection: CoReH2O, ESA SP-1324/2 (3 volume series). European Space Agency, Noordwijk, 192 p.
- Farr, T. G. and Kobrick, M. (2000) Shuttle Radar Topography Mission Produces a Wealth of Data. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, vol. 81, n° 48, p. 583–585.
- Fink, J. H. and Anderson, S. W. (2000) Lava domes and coulees. p. 307–319, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Fisher, R. V. (1961) Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society Of America Bulletin*, vol. 72, p. 1409–1414.
- Fiske, R. S., Hopson, C. A. and Waters, A. C. (1963) *Geology of Mount Rainier National Park Washington*. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 444, Washington DC, 102 p.
- Fiske, R. S., Hopson, C. A. and Waters, A. C. (1964) *Geologic map and section of Mount Rainier National Park, Washington*. U.S. Geological Survey: IMAP, 432, Washington DC, 1 : 62500.
- Foucault, A. et Raoult, J.-F. (2005) *Dictionnaire de Géologie* (6e ed.). Dunod, Paris, 382 p.
- Gad, S. and Kusky, T. (2006) Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). *Journal of African Earth Sciences*, vol. 44, p. 196–202.
- Gao, C., Robock, A. and Ammann, C. (2008) Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, p. 1–15.

- Gardner, J. E., Carey, S. and Sigurdsson, H. (1998) Plinian eruptions at Glacier Peak and Newberry volcanoes, United States: Implications for volcanic hazards in the Cascade Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 110, n° 2, p. 173–187.
- Gausson, H. (1971) Un climat de haute montagne. *Revue Forestière Française, Les Parcs nationaux français*, p. 163–166.
- Giacomelli, L., Perrotta, A., Scandone, R. and Scarpati, C. (2003) The eruption of Vesuvius of 79 AD and its impact on human environment in Pompei. *Episodes*, vol. 26, n° 3, p. 234–237.
- Global Volcanism Program. (2013) *Volcanoes of the World*, v. 4.5.3. Venzke, E. (Ed.) Smithsonian Institution, Washington DC. Téléchargé le 08-02-2017.
- Graham, J. (2005) Mount Rainier National Park Geologic Resource Evaluation Report. Natural Resource Report NPS/NRPC/GRD/NRR—2005/007. National Park Service, Denver, CO, 46 p.
- Grünewald, T., Bühler, Y. and Lehning, M. (2014) Elevation dependency of mountain snow depth. *The Cryosphere*, vol. 8, p. 2381–2394.
- Halmer, M. M., Schmincke, H.-U. and Graf, H.-F. (2002) The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 115, p. 511–528.
- Hammond, P. E. (1979) A Tectonic Model for Evolution of the Cascade Range. p. 219–237, in Armentrout, J. M., Cole, M. R. and TerBest, H. J. (Eds.) *Cenozoic Paleogeography of the Western United States*. Los Angeles: Pacific Section, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symposium 3, Anaheim, CA, 335 p.
- Hickson, C. J., Russell, J. K. and Stasiuk, M. V. (1999) Volcanology of the 2350 B.P. Eruption of Mount Meager Volcanic Complex, British Columbia, Canada: implications for Hazards from Eruptions in Topographically Complex Terrain. *Bulletin of Volcanology*, vol. 60, p. 489–507.
- Hoblitt, R. P., Walder, J. S., Driedger, C. L., Scott, K. M., Pringle, P. T. and Vallance, J. W. (1995) *Volcano Hazards from Mount Rainier, Washington*. U.S. Geological Survey: Open-File Report 95-273, Vancouver, WA, 13 p.
- Houze, R. A. J. (2012) Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, vol. 50, p. 1–47.
- Hyde, J. H. and Crandell, D. R. (1981) Postglacial volcanic deposits at Mount Baker, Washington, and potential hazards from future eruptions. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 1022-C, Washington DC, 26 p.
- Jäger, H. (1992) The Pinatubo eruption cloud observed by lidar at Garmisch-Partenkirchen. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 191–194.
- Janda, R. J., Scott, K. M., Nolan, K. M. and Martinson, H. A. (1982) Lahar movement, effects, and deposits. p. 461–477, in Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Jansson, P., Hock, R. and Schneider, T. (2003) The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, vol. 282, p. 116–129.
- Jenkins, S., Komorowski, J., Baxter, P. J., Spence, R., Picquout, A. and Lavigne, F. (2013) The Merapi 2010 eruption: An interdisciplinary impact assessment methodology for studying pyroclastic density current dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 316–329.
- Joyce, K. E., Samsonov, S., Manville, V., Jongens, R., Graettinger, A. and Cronin, S. J. (2009) Remote sensing data types and techniques for lahar path detection: A case study at Mt Ruapehu, New Zealand. *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, n° 8, p. 1778–1786.

- Kervyn, M., Kervyn, F., Goossens, R., Rowland, S. K. and Ernst, G. G. J. (2007) Mapping volcanic terrain using high-resolution and 3D satellite remote sensing. Geological Society, London, Special Publications, vol. 283, p. 5–30.
- Kilburn, C. R. J. (2000) Lava Flows and Flow Fields. p. 291–305, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Klug, C., Cashman, K. V. and Bacon, C. R. (2002) Structure and physical characteristics of pumice from the climactic eruption of Mount Mazama (Crater Lake), Oregon. *Bulletin of Volcanology*, vol. 64, p. 486–501.
- Knollenberg, R. G. and Huffman, D. (1983) Measurements of the aerosol size distributions in the El Chichon cloud. *Geophysical Research Letters*, vol. 10, n° 11, p. 1025–1028.
- Kubaneck, J., Westerhaus, M., Schenk, A., Aisyah, N., Brotospito, K. S. and Heck, B. (2015) Volumetric change quantification of the 2010 Merapi eruption using TanDEM-S InSAR. *Remote Sensing of Environment*, vol. 164, p. 16–25.
- Kunkel, K. E., Stevens, L. E., Stevens, S. E., Sun, L., Jassen, E., Wuebbles, D., Redmond, K. T. and Dobson, J. G. (2013) Regional Climate Trends and Scenarios for the U.S. National Climate Assessment, Part 6. Climate of the Northwest U.S. NOAA Technical Report NESDIS 142-6, Washington DC, 83 p.
- Laaksonen, A., Kulmala, M., Berndt, T., Stratmann, F., Mikkonen, S., Ruuskanen, A., Lehtinen, K. E. J., Dal Maso, M., Aalto, P., Petäjä, T., Riipinen, I., Sihto, S.-L. Jason, R., Arnold, F., Hanke, M., Ücker, J., Umann, B., Sellegri, K., O'Dowd, C. D. and Viisanen, Y. (2008) SO<sub>2</sub> oxidation products other than H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> as a trigger of new particle formation. Part 2: Comparison of ambient and laboratory measurements, and atmospheric implications. *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 8, n° 8, p. 7255–7264.
- Labitzke, K. and McCormick, M. P. (1992) Stratospheric temperature increase due to Pinatubo aerosols. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 207–210.
- Lamb, H. H. (1970) Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 266, n° 1178, p. 425–533.
- Lavigne, F., Degeai, J.-P., Komorowski, J.-C., Guillet, S., Robert, V., Lahitte, P., Oppenheimer, C., Stoffel, M., Vidal, C. M., Surono, Pratomo, I., Wassmer, P., Hajdas, I., Hadmoko, D. S. and de Belizal, E. (2013) Source of the great A.D. 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani Volcanic Complex, Indonesia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 110, n° 42, p. 16742–16747.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stockli, U. and Zimmerli, M. (1999) SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a network of weather and snow stations a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 30, p. 145–157.
- Lehning, M., Grünwald, T. and Schirmer, M. (2011) Mountain snow distribution governed by an altitudinal gradient and terrain roughness. *Geophysical Research Letters*, vol. 38, p. 1–5.
- Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) (1982) The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Littell, J. S. and Raymond, C. L. (2014) Climate and Climate Change in the North Cascade Range. Chap. 3, p. 25–44, *in* Raymond, C. L., Peterson, D. L. and Rochefort, R. M. (Eds.) *Climate Change Vulnerability and Adaptation in the North Cascades region*, Washington. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Portland, OR, 291 p.
- Madore, J.-B. (2016) Évaluation de la modélisation de la taille de grain de neige du modèle multi-couches thermodynamique SNOWPACK : implication dans l'évaluation des risques d'avalanches. *Mémoire de Maîtrise*, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 75 p.
- Major, J. J. and Newhall, C. G. (1989) Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bulletin of Volcanology*, vol. 52, p. 1–27.

- Marcinkowski, K., Raymond, C. L. and Cerveny, L. K. (2014) Ecological, Biogeographical, and Historical Context of the North Cascade Range. Chap. 2, p. 15–24, *in* Raymond, C. L., Peterson, D. L. and Rochefort, R. M. (Eds.) *Climate Change Vulnerability and Adaptation in the North Cascades region*, Washington. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Portland, OR, 291 p.
- Marti, J. and Gudmundsson, A. (2000) The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 103, p. 161–173.
- Mathews, W. H. and Clague, J. J. (1993) The record of jökulhlaups from Summit Lake, northwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 30, p. 499–508.
- Mazzocchi, M., Hansstein, F. and Ragona, M. (2010) The 2010 volcanic ash cloud and its financial impact on the European airline industry. *CESifo Forum 11*, vol. 2, p. 92–100.
- McBirney, A. R. (1978) Volcanic evolution of the Cascade Range. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 6, p. 437–456.
- McCabe, G. J. and Fountain, A. G. (1995) Relations between Atmospheric Circulation and Mass Balance of South Cascade Glacier, Washington, USA. *Arctic and Alpine Research*, vol. 27, n° 3, p. 226–233.
- McCormick, M. P. and Veiga, R. E. (1992) SAGE II measurements of early Pinatubo aerosol. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 155–158.
- McNutt, S. R. (2000) Volcanic seismicity. p. 1015–1033, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D. and Shi, W. (2006) North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, n° 3, p. 343–360.
- Milberg, C. (2013). Mt Rainier National Park Boundaries and Trails. [www.arcgis.com/home/item.html?id=be0a5d4b382349d3a013ddc35943eb64](http://www.arcgis.com/home/item.html?id=be0a5d4b382349d3a013ddc35943eb64) Consulté le 17-05-2017
- Miller, T. P. and Casadevall, T. J. (2000) Volcanic ash hazards to aviation. p. 915–929, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Moore, J. G., Lipman, P. W., Swanson, D. A. and Alpha, T. R. (1982) Growth of lava domes in the crater, June 1980-January 1981. p. 541–547, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Moore, J. G. and Sisson, T. W. (1982) Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge. p. 421–437, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Mote, P. W. (2003) Trends in snow water equivalent in the Pacific Northwest and their climatic causes. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, n° 12, p. 1–4.
- Mote, P. W., Hamlet, A. F., Clark, M. P. and Lettenmaier, D. P. (2005) Declining mountain snowpack in Western North America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 86, n° 1, p. 39–49.
- Mote, P. W., Rupp, D. E., Li, S., Sharp, D. J., Otto, F., Uhe, P. F., Xiao, M., Lettenmaier, D. P., Cullen, H. and Allen, M. R. (2016) Perspectives on the causes of exceptionally low 2015 snowpack in the western United States. *Geophysical Research Letters*, vol. 43, p. 10980–10988.
- Mothes, P. A., Hall, M. L. and Janda, R. J. (1998) The enormous Chillos Valley Lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, vol. 59, p. 233–244.



- Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünewald, T. and Lehning, M. (2010) Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere*, vol. 4, p. 545–559.
- Mott, R., Scipión, D., Schneebeli, M., Dawes, N., Berne, A. and Lehning, M. (2014) Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 119, p. 1419–1439.
- Mueller, W. U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L. and Mortensen, J. (2012) Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, vol. 214-215, p. 1–27.
- Mullineaux, D. R. and Crandell, D. R. (1982) The eruptive history of Mount St. Helens. p. 3–15, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Nakada, S. (2000) Hazards from pyroclastic flows and surges. p. 945–955, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- National Atlas of the United States. (2014). USGS Small-scale Dataset - Cities and Towns of the United States 201403 Shapefile. *in* Data Catalog, Rolla, MO, [catalog.data.gov/dataset/usgs-small-scale-dataset-cities-and-towns-of-the-united-states-201403-shapefile](http://catalog.data.gov/dataset/usgs-small-scale-dataset-cities-and-towns-of-the-united-states-201403-shapefile) Consulté le 17-05-2017
- National Park Service. (2017) Mount Rainier National Park Washington. National Park Service, U.S. Department of the Interior, Ashford, CT, [www.nps.gov/mora/index.htm](http://www.nps.gov/mora/index.htm)
- Newhall, C. G. and Self, S. (1982) The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, p. 1231–1238.
- Nixon, M. S. and Aguado, A. S. (Eds.). (2008) *Feature Extraction and Image Processing*. Elsevier, London, 423 p.
- NOAA. (2017) National Centers for Environmental Information. National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Asheville, NC, [www.ncdc.noaa.gov/](http://www.ncdc.noaa.gov/)
- NRCS. (2017) SNOTEL Site: Paradise. *in* National Water & Climate Center, Natural Resources Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Portland, OR, [wcc.sc.egov.usda.gov/nwcc/site?sitenum=679](http://wcc.sc.egov.usda.gov/nwcc/site?sitenum=679)
- Oppenheimer, C. (2003) Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in Physical Geography*, vol. 27, n° 2, p. 230–259.
- Painter, T. H., Berisford, D. F., Boardman, J. W., Bormann, K. J., Deems, J. S., Gehrke, F., Hedrick, A., Joyce, M., Laidlaw, R., Marks, D., Mattmann, C., McGurk, B., Ramirez, P., Richardson, M., Skiles, S. M., Seidel, F. C. and Winstral, A. (2016) The Airborne Snow Observatory: Fusion of scanning lidar, imaging spectrometer, and physically-based modeling for mapping snow water equivalent and snow albedo. *Remote Sensing of Environment*, vol. 184, p. 139–152.
- Pallister, J. S., Schneider, D. J., Griswold, J. P., Keeler, R. H., Burton, W. C., Noyles, C., Newhall, C. G. and Ratdomopurbo, A. (2013) Merapi 2010 eruption—Chronology and extrusion rates monitored with satellite radar and used in eruption forecasting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 144–152.
- Pearson, V. and Daigneault, R. (2009). An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, vol. 168, n° 1-2, p. 66–82.
- Pérez-Torrado, F. J., Paris, R., Cabrera, M. C., Schneider, J.-L., Wassmer, P., Carracedo, J.-C., Rodriguez-Santan, A. and Santana, F. (2006) Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, vol. 227, p. 135–149.
- Peterson, D. W. and Tilling, R. I. (2000) Lava flow hazards. p. 957–971, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.

- Physical Sciences Division. (2017) NCEP North American Regional Reanalysis: NARR. in Earth System Research Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Asheville, NC, [www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html#detail](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html#detail)
- Picquout, A., Lavigne, F., Mei, E. T. W., Grancher, D., Noer, C., Vidal, C. M. and Hadmoko, D. S. (2013) Air traffic disturbance due to the 2010 Merapi volcano eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 366–375.
- Pierson, T. C., Daag, A. S., Delos Reyes, P. J., Regalado, T. M., Solidum, R. U. and Tubianosa, B. S. (1997) Flow and Deposition of Posteruption Hot Lahars on the East Side of Mount Pinatubo, July–October 1991. in Newhall C. G. and Punongbayan R. S. (Eds.) *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. University of Washington Press, Seattle, WA, 1126 p.
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J.-C. and Borrero, C. A. (1990) Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado de Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 41, p. 17–66.
- Pierson, T. C. and Scott, K. M. (1985) Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. *Water Resources Research*, vol. 21, n° 10, p. 1511–1524.
- Pierson, T. C., Scott, W. E., Vallance, J. W. and Pringle, P. T. (2009) Eruption-related lahars and sedimentation response downstream of Mount Hood: Field guide to volcanoclastic deposits along the Sandy River, Oregon. p. 221–236, in O'Connor, J. E., Dorsey, R. J. and Madin, I. P. (Eds.), *Volcanoes to Vineyards: Geologic Field Trips through the Dynamic Landscape of the Pacific Northwest: Geological Society of America Field Guide 15*. The Geological Society of America, Boulder, CO, 874 p.
- Pistolesi, M., Cioni, R., Rosi, M., Cashman, K. V, Rossotti, A. and Aguilera, E. (2013) Evidence for lahar-triggering mechanisms in complex stratigraphic sequences: the post-twelfth century eruptive activity of Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, vol. 75, n° 698, p. 1–18.
- Pohn, H. A. (1974) Near-Infrared Reflectance Anomalies of Andesite and Basalt in Southern California and Nevada. *Geology*, vol. 2, n° 11, p. 547–550.
- Post, M. J., Grund, C. J., Langford, A. O. and Proffitt, M. H. (1992) Observations of Pinatubo ejecta over boulder, Colorado by lidars of three different wavelengths. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 195–198.
- Priest, G. R. (1990) Volcanic and Tectonic Evolution of the Cascade Volcanic Arc, Central Oregon. *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, p. 19583–19599.
- Pyle, D. M. (2000) Sizes of volcanic eruptions. p. 263–269, in Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Reiter, R., Jäger, H., Carnuth, W. and Funk, W. (1983) The El Chichon cloud over central Europe, observed by lidar at Garmisch-Partenkirchen during 1982. *Geophysical Research Letters*, vol. 10, n° 11, p. 1001–1004.
- Ridley, D. A., Solomon, S., Barnes, J. E., Burlakov, V. D., Deshler, T., Dolgii, S. I., Herber, A. B., Nagai, T., Neely III, R. R., Nevzorov, A. V., Ritter, C., Sakai, T., Santer, B. D., Sato, M., Schmidt, A., Uchino, O. and Vernier, J. P. (2014) Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. *Geophysical Research Letters*, vol. 41, p. 7763–7769.
- Rivera, A., Bown, F., Casassa, G., Acuña, C. and Clavero, J. (2005) Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40°S) / Rétrécissement glaciaire et bilan massique négatif dans la Région des Lacs du Chili (40°S). *Hydrological Sciences Journal*, vol. 50, n° 6, p. 963–974.
- Robertson, A., Overpeck, J., Rind, D., Mosley-Thompson, E., Zielinski, G., Lean, J., Koch, D., Penner, J., Tegen, I. and Healy, R. (2001) Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, p. 14783–14803.
- Robock, A. (2000) Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, vol. 38, n° 2, p. 191–219.

- Robrock, A. and Mao, J. (1995) The Volcanic Signal in Surface Temperature Observations. *Journal of Climate*, vol. 8, p. 1086–1103.
- Rosen, J. (2015) Benchmarks: May 8, 1902: The deadly eruption of Mount Pelée. in *Earth, The American Geosciences Institute*, Alexandria, VA, [www.earthmagazine.org/article/benchmarks-may-8-1902-deadly-eruption-mount-pelee](http://www.earthmagazine.org/article/benchmarks-may-8-1902-deadly-eruption-mount-pelee) Consulté le 26-02-2017
- Rowan, L. C., Wetlaufer, P. H., Goetz, A. F. H., Billingsley, F. C. and Stewart, J. H. (1976) Discrimination of rock types and altered areas in Nevada by the use of ERTS images. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 883, Washington DC, 44 p.
- Rowley, P. D., Kuntz, M. A. and Macleod, N. S. (1982) Pyroclastic-flow deposits. p. 489–511, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Saepuloh, A., Urai, M., Aisyah, N., Widiwijayanti, C. and Jousset, P. (2013) Interpretation of ground surface changes prior to the 2010 large eruption of Merapi volcano using ALOS/PALSAR, ASTER TIR and gas emission data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 261, p. 130–143.
- Sarna-Wojcicki, A. M., Shipley, S., Waitt, R. B. J., Dzurisin, D. and Wood, S. H. (1982) Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. p. 577–599, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Schmincke, H.-U. (2005) *Volcanism*. Springer. Berlin-Heidelberg, 324 p.
- Schoolworkhelper Editorial Team. (2016) *Volcanoes: Types, Formation, Elements*. in. *School Work Helper*, St. Rosemary Educational Institution, [schoolworkhelper.net/volcanoes-types-formation-elements/](http://schoolworkhelper.net/volcanoes-types-formation-elements/) Consulté le 01-03-2017
- Scott, K. M., Macias, J. L., Naranjo, J. A., Rodriguez, S. and McGeehin, J. P. (2001) Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment, and Mitigation Strategies. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 1630, Reston, VA, 72 p.
- Scott, K. M. and Vallance, J. W. (1995) Debris flow, debris avalanche, and flood hazards at and downstream from Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey: Hydrologic Investigations Atlas, 729, Reston, VA, 9 p.
- Scott, K. M., Vallance, J. W. and Pringle, P. T. (1995) Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey: Professional Paper, 1547, Washington DC, 66 p.
- Scott, W. E., Iverson, R. M., Schilling, S. P. and Fisher, B. J. (2000) *Volcano Hazards in the Three Sisters Region, Oregon*. U.S. Geological Survey: Open-File Report 99-437, Vancouver, WA, 18 p.
- Searle, M. P. (1986) Structural evolution and sequence of thrusting in the High Himalayan, Tibetan—Tethys and Indus suture zones of Zaskar and Ladakh, Western Himalaya. *Journal of Structural Geology*, vol. 8, n° 8, p. 923–936.
- Sigurdsson, H. (2000) Volcanic episodes and rates of volcanism. p. 271–279, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Siler, N., Roe, G. and Durran, D. (2012) On the Dynamical Causes of Variability in the Rain-Shadow Effect: A Case Study of the Washington Cascades. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 14, p. 122–139.
- Simkin, T. and Siebert, L. (2000) Earth's Volcanoes and Eruptions: An Overview. p. 249–261, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Smith, R. B. and Braile, L. W. (1994) The Yellowstone hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 61, n° 93, p. 121–187.

- Smith, R., Sammonds, P. R., Tuffen, H. and Meredith, P. G. (2011) Evolution of the mechanics of the 2004–2008 Mt. St. Helens lava dome with time and temperature. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 307, p. 191–200.
- Solikhin, A., Pinel, V., Vandemeulebrouck, J., Thouret, J. and Hendrasto, M. (2015a) Mapping the 2010 Merapi pyroclastic deposits using dual-polarization Synthetic Aperture Radar (SAR) data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 158, p. 180–192.
- Solikhin, A., Thouret, J., Gupta, A., Sayudi, D. S., Oehler, J.-F. and Liew, S. C. (2015b) Effects and Behavior of Pyroclastic and Lahar Deposits of the 2010 Merapi Eruption based on High-Resolution Optical Imagery. *Procedia Earth and Planetary Science*, vol. 12, p. 1–10.
- Stanley, W. D. (1984) Tectonic Study of Cascade Range and Columbia Plateau in Washington State Based Upon Magnetotelluric Soundings. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, p. 4447–4460.
- Steenburgh, W. J., Mass, C. F. and Ferguson, S. A. (1997) The Influence of Terrain-Induced Circulations on Wintertime Temperature and Snow Level in the Washington Cascades. *Weather and Forecasting*, vol. 12, p. 208–227.
- Stowe, L. L., Carey, R. M. and Pellegrino, P. P. (1992) Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 159–162.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H. and Bacon, C. R. (1993) Evolution of the Caldera-Forming Eruption at Crater Lake, Oregon, Indicated by Component Analysis of Lithic Fragments. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, p. 14059–14074.
- Takahashi, T. (2008) Mechanics-Based Approach Toward the Mitigation of Debris Flow Disasters. p. 89-113, *in* Sassa, K. and Canuti, P. (Eds.), *Landslides – Disaster Risk Reduction*. Springer, Berlin Heidelberg. 650 p.
- Tatsumi, Y., Tamura, Y., Nichols, A. R. L., Ishizuka, O., Takahashi, N. and Tani, K.-I. (2016) Izu-Bonin Arc. p. 175-200, *in* Moreno, T., Wallis, S. R., Kojima, T. and Gibbons, W. (Eds.) *The Geology of Japan*. Geological Society London, Dorchester, 536 p.
- Textor, C., Graf, H.-F., Timmreck, C. and Robock, A. (2003) Emissions from volcanoes. Chap. 7, p. 269-303, *in* Granier, C., Reeves, c. and Artaxo, P. (Eds.) *Emissions of Atmospheric Trace Compounds*. Springer, Dordrecht, 560 p.
- Theys, N., De Smedt, I., Van Roozendaal, M., Froidevaux, L., Clarisse, L. and Hendrick, F. (2013) First satellite detection of volcanic OClO after the eruption of Puyehue-Cordón Caulle. *Geophysical Research Letters*, vol. 41, p. 667–672.
- Thomas, G. E., Jakosky, B. M., West, R. A. and Sanders, R. W. (1983) Satellite limb-scanning thermal infrared observations of the El Chichon stratospheric aerosol: first results. *Geophysical Research Letters*, vol. 10, n° 11, p. 997–1000.
- Thordarson, T. and Self, S. (2003) Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 Laki eruption: A review and reassessment. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, p. 1–29.
- Timmreck, C., Graf, H.-F., Lorenz, S. J., Niemeier, U., Zanchettin, D., Matei, D., Jungclaus, J. H. and Crowley, T. J. (2010) Aerosol size confines climate response to volcanic super-eruptions. *Geophysical Research Letters*, vol. 37, p. 1–5.
- Trujillo, E. and Molotch, N. P. (2014) Snowpack regimes of the Western United States Ernesto. *Water Resources Research*, vol. 50, p. 5611–5623.
- Tuttle, M. L., Clark, M. A., Compton, H. R., Devine, J. D., Evasn, W. C., Humphrey, A. M., Kling, G. W., Koenigsberg, E. J., Lockwood, J. P. and Wagner, G. N. (1987) The 21 August 1986 Lake Nyos gas disaster, Cameroon. U.S. Geological Survey: Open-File Report 87-97, 61 p.

- U.S. Census Bureau. (2017) Annual Estimates of the Resident Population: April 1, 2010 to July 1, 2015. in American FactFinder, U.S. Census Bureau, U.S. Department of Commerce, Washington DC, [factfinder.census.gov/faces/tableservices/jsf/pages/productview.xhtml?src=bkmk](http://factfinder.census.gov/faces/tableservices/jsf/pages/productview.xhtml?src=bkmk)
- Ui, T., Takarada, S. and Yoshimoto, M. (2000) Debris avalanches. p. 617–625, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- USGS. (2017) Mount Rainier Monitoring. in Volcano Hazards Program, U.S. Geological Survey, U.S. Department of the Interior, Reston, VA, [volcanoes.usgs.gov/volcanoes/mount\\_rainier/monitoring\\_summary.html](http://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/mount_rainier/monitoring_summary.html)
- Valentine, G. A. and Fisher, R. V. (2000) Pyroclast surges and blasts. p. 571–579, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Vallance, J. W. (2000) Lahars. p. 601–615, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Vallance, J. W., Cunico, M. L. and Schilling, S. P. (2003) Debris-Flow Hazards Caused by Hydrologic Events at Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey: Open-File Report 2003-368, Vancouver, WA, 10 p.
- Vallance, J. W. and Scott, K. M. (1997) The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 109, n° 2, p. 143–163.
- Vidal, C. M., Métrich, N., Komorowski, J.-C., Pratomo, I., Michel, A., Kartadinata, N., Robert, V. and Lavigne, F. (2016) The 1257 Samalás eruption (Lombok, Indonesia): the single greatest stratospheric gas release of the Common Era. *Scientific Reports*, vol. 6, p. 1-13.
- Vidal, V. and Bonneville, A. (2004) Variations of the Hawaiian hot spot activity revealed by variations in the magma production rate. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, p. 1–13.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R. J. and Douglass, P. M. (1982) Catastrophic rockslide avalanche of May 18. p. 347–377, *in* Lipman, P. W. and Mullineaux, D. R. (Eds.) *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, Washington DC, 867 p.
- Waite, R. B., Mastin, L. G. and Begét, J. E. (1995) Volcanic-Hazard Zonation for Glacier Peak Volcano, Washington. U.S. Geological Survey: Open-File Report 95-499, Vancouver, WA, 9 p.
- Wesely, P. W., Steensen, T., Stuefer, M., Grell, G., Freitas, S. and Pavolonis, M. (2012) Analyzing the Eyjafjallajökull 2010 eruption using satellite remote sensing, lidar and WRF-Chem dispersion and tracking model. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, p. 1–21.
- White, J. D. L. and Houghton, B. (2000) Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions, p. 495–511, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.
- Wiegner, M., Gasteiger, J., Groß, S., Schnell, F., Freudenthaler, V. and Forkel, R. (2012) Characterization of the Eyjafjallajökull ash-plume: Potential of lidar remote sensing. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, vol. 45-46, p. 79–86.
- Williams, H. and McBirney, A. R. (1979) *Volcanology*. Freeman, Cooper and Company, San Francisco, CA, 397 p.
- Wilson, C. J. N., Blake, S., Charlier, B. L. A. and Sutton, A. N. (2006) The 26.5 ka Oruanui Eruption, Taupo Volcano, New Zealand: Development, Characteristics and Evacuation of a Large Rhyolitic Magma Body. *Journal of Petrology*, vol. 47, n° 1, p. 35–69.
- Wilson, C. J. N. and Houghton, B. F. (2000) Pyroclast transport and deposition. p. 545–553, *in* Sigurdsson H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix, J. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, London, 1442 p.

- Wilson, D. S. (1988) Tectonic History of the Juan de Fuca Ridge Over the Last 40 Million Years. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, p. 11863–11876.
- Wilson, D. S. (2002) The Juan de Fuca plate and slab: Isochron structure and Cenozoic plate motions. p. 9-12, *in* Kirby, S., Wang, K. and Dunlop S. (Eds.) *The Cascadia Subduction Zone and Related Subduction Systems—Seismic Structure, Intraslab Earthquakes and Processes, and Earthquake Hazards*. U.S. Geological Survey: Open-File Report 02–328, Menlo Park, CA, and Geological Survey of Canada: Open File 4350, Victoria, BC, 182 p.
- Winker, D. M. and Osborne, M. T. (1992) Airborne lidar observations of the Pinatubo volcanic plume. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, n° 2, p. 167–170.
- Wolfe, E. W. and Hoblitt, R. P. (1997) Overview of the Eruptions. *in* Newhall C. G. and Punongbayan R. S. (Eds.) *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle, WA, 1126 p.
- Wood, N. J. and Soulard, C. E. (2009) Community exposure to lahar hazards from Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey: Scientific Investigations Report 2009-5211, Reston, VA, 26 p.
- Yuan, X., Sobolev, S. V, Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, Ch., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Rower, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M. and Comte, D. (2000) Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, vol. 408, p. 958–961.