

RAPPORT :

Projet de recherche scientifique

SUJET : ÉTUDE DE LA STABILITÉ DU GLACIER ROCHEUX DU FOND DE CHAUVET



ÉTABLISSEMENT :

EOST (École et Observatoire des Sciences de la Terre)

◆ Université de Strasbourg

ÉTUDIANT :

BUCKEL Carole – Master 1^{ère} année

RESPONSABLE SCIENTIFIQUE :

Malet Jean-Philippe

◆ Chargé de recherche (CNRS), Équipe Géophysique Expérimentale

Avril 2010

SOMMAIRE

Introduction	p.2
I. Les glaciers rocheux et les aléas associés	p.3
1. Définition et typologie des glaciers rocheux	p.3
2. Caractéristiques morphologiques des glaciers rocheux	p.3
3. Structure interne des glaciers rocheux	p.4
4. Typologie des aléas associés	p.4
II. Les glaciers rocheux de la Haute-Ubaye	p.5
1. Historique d'englacement glaciaire en Haute-Ubaye	p.5
a. Du Würm au Petit Age de Glace	p.5
b. Englacement au Petit Age de Glace	p.5
c. L'évolution du climat à la fin du Petit Age de Glace	p.5
d. Température de 1975 à 1990 en Haute-Ubaye	p.5
2. Le glacier rocheux du Fond de Chauvet	p.6
a. Le glacier du Fond de Chauvet	p.6
b. Le thermokarst du Plan de Chauvet	p.6
c. Traces morphologiques	p.7
d. Les vidanges glaciaires du lac de Chauvet	p.8
e. Structure interne du Plan de Chauvet	p.9
III. Objectifs de l'étude	p.10
1. Objectifs/Méthodologie (organigramme)	p.10
2. Investigation terrain	p.10
3. Synthèse des connaissances nouvelles	p.10
IV. Méthodes : Rétro-analyse et influence des facteurs sur la stabilité	p.11
1. Calcul du facteur de sécurité	p.11
2. Principe généraux des méthodes de calcul à la rupture	p.11
a. Approche par les tranches	p.12
3. Choix de la méthode : Méthode GLE : General limit equilibrium	p.12
4. Choix des paramètres	p.13
5. Modélisations, résultats et interprétations	p.13
a. Influences des paramètres physiques sur le facteur de stabilité	p.14
b. Modélisation 1 : Cas sec	p.14
c. Modélisation 2 : Cas avec niveau d'eau bas	p.17
d. Modélisation 3 : Cas avec niveau d'eau haut	p.19
6. Synthèse des modélisations	p.21
Conclusion	p.23
Remerciements	p.23
Lexique	p.24
Bibliographie	p.24
Résumés	p.25

INTRODUCTION

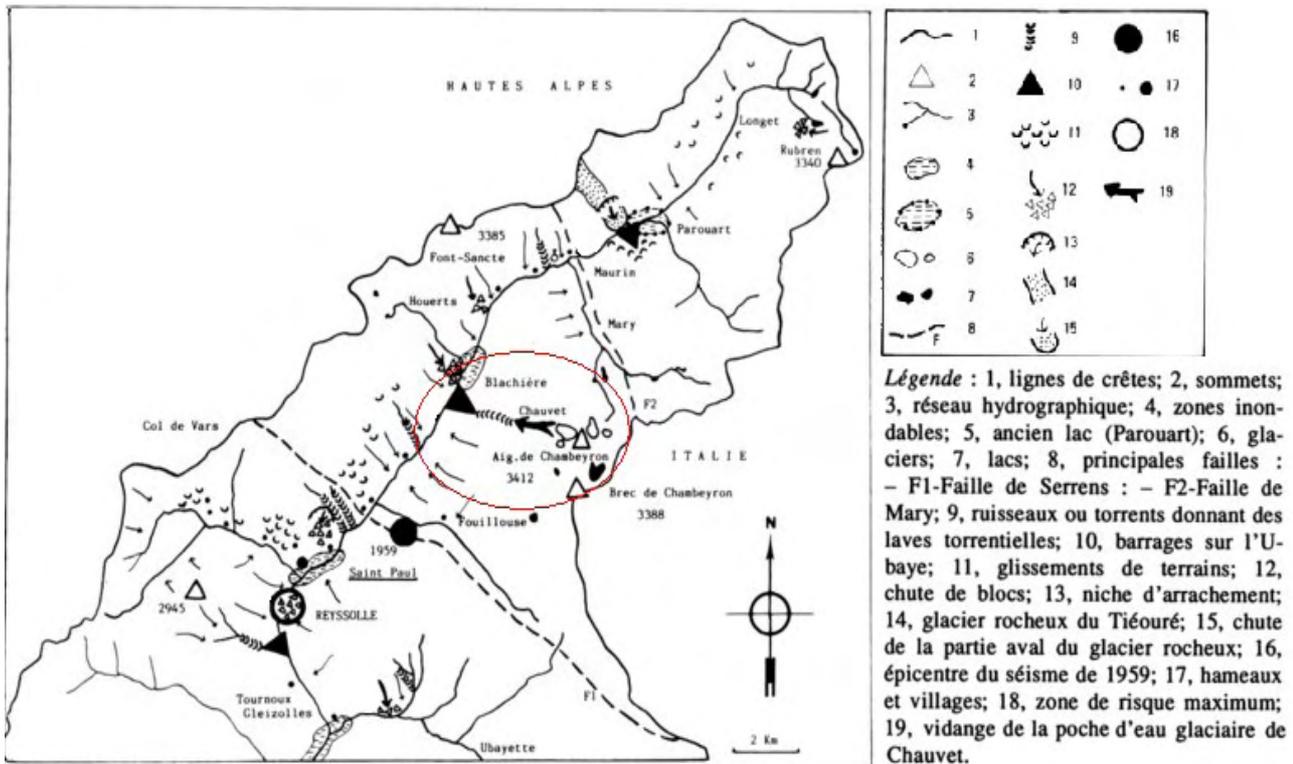
Ce projet de recherche s'insère dans le cadre de l'étude des risques naturels et plus spécifiquement dans le cadre de la définition, de la compréhension et de la modélisation de l'aléa morphologique d'une rupture du glacier rocheux du Fond de Chauvet.

L'objectif de cette étude est donc de déterminer par une approche simplifiée si ce glacier rocheux, situé dans la vallée de l'Ubaye, est stable ou s'il y a un risque de rupture.

Pour cela, le projet s'articulera en quatre parties :

Une première partie sera consacrée à la définition d'un glacier rocheux, à ses caractéristiques morphologiques, à sa structure interne et aux aléas associés. Dans une deuxième partie, après un historique de l'englacement glaciaire de la Haute-Ubaye, une étude approfondie de la morphologie du glacier, de ses vidanges glaciaires et de sa structure interne sera faite. La troisième partie consistera à présenter les objectifs de la méthode, les investigations terrain et une synthèse des connaissances nouvelles. Enfin, la quatrième partie sera dédiée aux méthodes avec l'explication du calcul du facteur de sécurité et du choix de la méthode, suivie par les modélisations de la stabilité du glacier rocheux. Une synthèse de ces modélisations résumant les interprétations des paramètres physiques et des résultats obtenus et les limites de l'étude précédera la conclusion.

Fig 1 : Carte des risques dans la vallée de l'Ubaye. (Evin M., 1990)



I. LES GLACIERS ROCHEUX ET LES ALÉAS ASSOCIÉS.

1. Définition et typologie des glaciers rocheux.

Un glacier rocheux est une masse de débris rocheux mélangés à la glace se déplaçant à très faible vitesse sur un versant. Il se différencie des glaciers et des glaciers couverts par une morphologie, une structure interne et une évolution au cours du temps différentes. L'origine de la glace interne des glaciers rocheux fait l'objet d'un vif débat entre les chercheurs. Pour les uns, la glace présente au sein des glaciers rocheux est tout simplement une glace abandonnée par un glacier en recul et complètement enfouie sous un amoncellement de débris rocheux. Cette glace massive, résiduelle, continue à glisser dans la pente en formant le glacier rocheux que l'on dit dans ce cas d'origine glaciaire. Pour les autres, le glacier rocheux est présenté comme un lambeau fluant de terrain gelé en permanence, de pergélisol*. Les matériaux constituant les moraines ou les éboulis s'enrobent alors de glace, provenant du regel des eaux de fusion de la neige. Les débris se mettent à fluer quand la masse gelée atteint un certain volume, en formant un glacier rocheux périglaciaire.

2. Caractéristiques morphologiques des glaciers rocheux.

Selon la topographie, la géologie, le climat et la présence ou non de glaciers, l'approvisionnement des glaciers rocheux en débris et ne glace peut varier selon les lieux et au cours des temps, et à conduire à trois types de morphologies : Type lobé, type spatulé ou type en langue.

Une distinction souvent délicate à faire par simple observation de la forme, est opérée entre un glacier rocheux actif (c'est-à-dire animé d'un mouvement lié à la présence de glace) et un glacier inactif (lorsque la glace n'est plus en quantité suffisante pour permettre un mouvement).

Le secteur où s'initie un glacier rocheux est appelé la racine alors que sa terminaison est appelée le front. Quelques critères permettent de reconnaître un glacier rocheux :

- La présence d'un talus latéro-frontal raide. Pour les glaciers rocheux actifs, la pente est généralement comprise entre 35 et 45°. Ce talus est composé de matériaux fins, instables. La base du talus est souvent recouverte de blocs grossiers éboulés depuis la surface du glacier rocheux.
- Présence de sillons longitudinaux dans les secteurs en étirement et de rides et sillons transversaux dans les secteurs des ralentissements de l'écoulement. Ces dernières formes appelées bourrelets ont une amplitude de quelques décimètres à quelques mètres et sont particulièrement visibles sur la partie terminale du glacier rocheux.

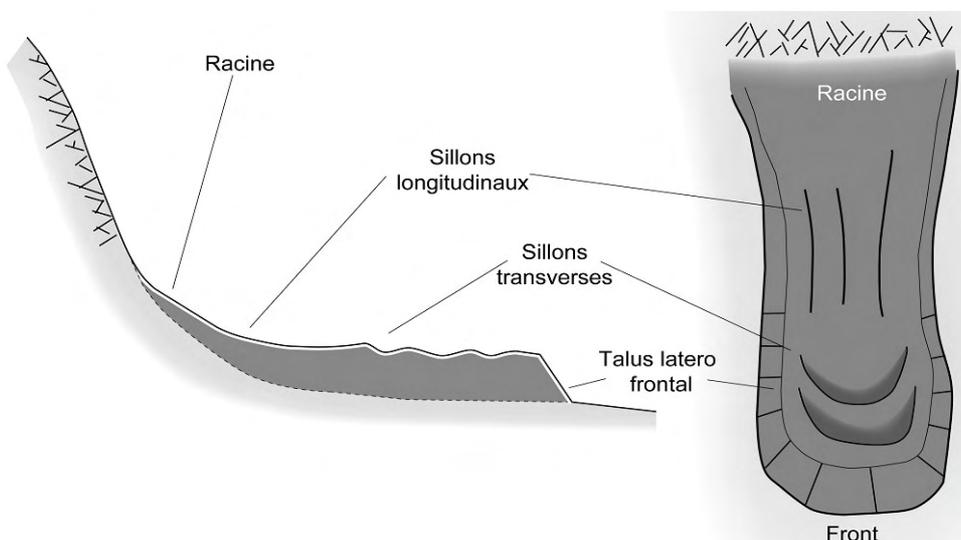


Fig 2 : Morphologie d'un glacier rocheux, en coupe à gauche, vue du dessus à droite.

Les glaciers rocheux reliques présentent une morphologie similaire aux formes actives mais s'en distinguent par des contours moins nets, une allure affaissée de l'ensemble de la forme (liée à la fonte de la glace) et par une présence plus abondante de végétation.

3. Structure interne des glaciers rocheux.

Les observations directes, les investigations géophysiques et les forages ont permis d'établir une structure du glacier rocheux dont les possibilités de variations sont grandes.

De la surface vers la profondeur on distingue :

- Une couche de débris rocheux de tailles très variables pris ou non dans une matrice fine de sédiments. D'un point de vue thermique, cette couche correspond à la partie active du pergélisol.
- Un mélange de débris et de glace dont l'arrangement et la proportion peuvent varier d'une masse de glace quasi-pure à un béton de glace*.
- Une couche de débris rocheux mélangés à de la glace, enfouis sous le glacier au fur et à mesure de son avancée.

4. Typologie des aléas associés.

Il existe différents types d'aléas glaciaires, certains consécutifs à l'avancée des glaciers rocheux, d'autres consécutifs au recul de ceux-ci ou encore liés à la fonte du pergélisol. Parmi les aléas associés aux glaciers rocheux, il y a :

- Les vidanges des lacs glaciaires : Lorsque le front du glacier avance ou recule, des retenues naturelles peuvent se former et mener à la formation de lacs. Comme ces barrages naturels sont faits de matériaux hétérogènes avec une cohésion limitée ils peuvent facilement se rompre, déclenchant des inondations et des laves torrentielles.
- Les poches d'eau glaciaires peuvent être soit intraglacières soit subglaciaires. Les conditions de formation et de rupture des poches d'eau sont méconnues.
- On appelle chute de séracs la chute de bloc de glace se détachant du glacier et tombant dans la pente à l'aval. Dans certains cas extrêmes, la langue du glacier rocheux dans son ensemble peut s'effondrer.

Mais tous les événements glaciaires ne sont pas renseignés et la qualité des informations n'est pas homogène pour tous.

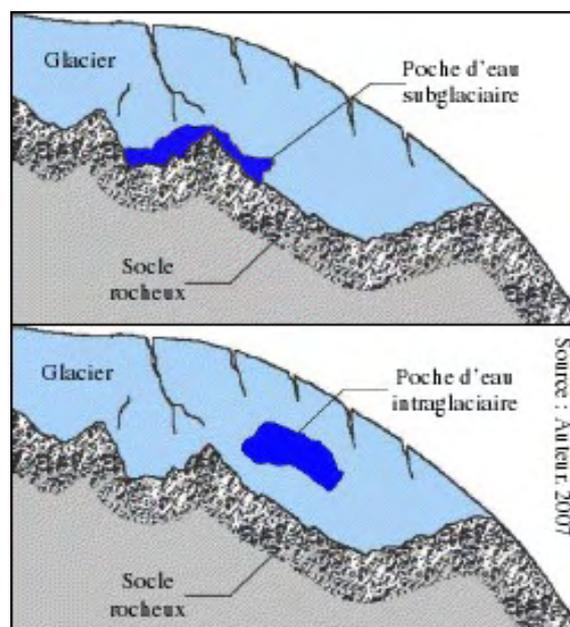


Fig 3 : Poches d'eau glaciaires :

1 : Poche subglaciaire

2 : Poche intraglacière

Figures prises de la synthèse sur les aléas glaciaires (juin 2009) par G. Prudent (PGRN)

Source : AUTEUR 2007

II. LES GLACIERS ROCHEUX DE LA HAUTE-UBAYE

1. Historique de l'englacement glaciaire en Haute-Ubaye.

1.a. Du Würm au Petit Age de Glace.

Le dernier grand maximum d'extension des glaciers se place à la fin de la dernière glaciation appelée Würm, pendant laquelle le froid s'est de plus en plus intensifié entre 115 000 ans et 18 000 ans avant l'époque actuelle. Il y a 20 000 ans, au Pléniwürm, période de froid maximum, la température moyenne annuelle de l'air est inférieure à la notre de 10 à 12 °C et les précipitations sont moitié moins abondantes qu'aujourd'hui. A ce moment, la vallée de l'Ubaye, déjà creusée, est alors occupée par un glacier de 65km de long : le glacier de l'Ubaye.

Le Würm s'achève voici 15 000 ans et, très vite, les glaciers reculent profondément dans les vallées : C'est le début du Tardiglaciaire.

Le tardiglaciaire est suivi de l'Holocène, période qui se poursuit actuellement et durant laquelle il est possible que les glaciers de l'Ubaye aient totalement fondre entre 8 000 et 6 000 BP, car les températures étaient légèrement plus chaudes qu'aujourd'hui. Ceci accredit l'idée que les glaciers actuels des Alpes du Sud ne descendraient pas en ligne directe des grands glaciers du Würm.

Il est certain par contre, que l'expansion glaciaire du dernier stade froid de l'Holocène, le Petit Age de Glace, de 1350 à 1850, est directement à l'origine des glaciers contemporains.

1.b. Englacement au Petit Age de Glace.

Les investigations ont permis de recenser treize appareils glaciaires dont six seulement étaient de vrais glaciers et sept formes mineures appartenant à la catégorie des gros névés* permanents ou glacio-névés*. Il s'agit d'appareils stagnants ayant perduré assez longtemps pour laisser quelques traces morphologiques caractéristiques comme les bourrelets de névés. La majorité des véritables et plus vastes glaciers des Alpes du Sud se localisait dans le massif de l'Aiguille de Chambeyron : Glacier occidental de Marinnet (54 ha), glacier du Fond de Chauvet (34 ha pour 1,5 km de longueur). A cette époque, les glaciers étaient majoritairement orientés au Nord, ce qui traduit déjà une certaine précarité de l'englacement.

1.c. L'évolution du climat depuis la fin du Petit Age de Glace.

On peut étudier les variations des glaciers sur une longue période en utilisant les températures moyennes des mois correspondant à la période de fonte des glaciers (juin à septembre) et les précipitations cumulées des mois composant la saison d'accumulation neigeuse, à l'altitude des glaciers (octobre à mai). Il apparaît qu'au bout du compte l'évolution récente du climat est nettement défavorable au maintien des glaciers sur leurs positions de la fin du Petit Age de Glace.

1.d. Température de 1975 à 1990 en Haute-Ubaye

La température moyenne annuelle de l'air a augmenté de plus de 1°C depuis dix ans en Haute-Ubaye, ce qui n'est pas sans conséquence sur la température de la glace du glacier. Cette variation soudaine est du même ordre de grandeur que celle intervenue en un siècle depuis la fin du Petit Age de Glace. Il est probable que l'amincissement récent du glacier permette la pénétration des fluctuations thermiques saisonnières dans la glace jusqu'à la base du glacier.

La conjugaison de l'évolution de ces paramètres climatique et géométrique (amincissement du glacier) peut entraîner une modification brutale de la structure thermique du glacier. L'apparition d'une pellicule d'eau à l'interface glace-roche est alors possible, ce qui pourrait avoir comme conséquence une accélération subtile du glissement basal ou l'écroulement de tout ou d'une partie du glacier.

2. Le glacier rocheux du Fond de Chauvet.

2.a. Le glacier du Font de Chauvet.

Voisin des glaciers de Marinnet, le glacier du Font de Chauvet est situé sur le versant ouest de l'aiguille de Chambeyron, situé dans la haute vallée de l'Ubaye à l'extrémité Nord-Est du département des Alpes-de-Haute-Provence. L'aiguille est constituée de la nappe de Chambeyron : Calcschistes et calcaires du Malm.

A la fin du XIX^{ème} siècle, le glacier occupait l'intégralité du haut-vallon suspendu du Chauvet, entre 2780 m et 3170 m d'altitude sur une longueur de 1,5 km. L'extrémité du glacier noir dominait alors directement la gorge de raccordement qui mène à l'Ubaye, 1000 m plus bas, comme l'indique l'imposant tablier de matériaux morainique, haut de 300 m, tapissant de verrou fermant le vallon.

Actuellement, le glacier du Fond de Chauvet s'est réfugié dans le fond du vallon, entre 2820 et 3160 m d'altitude. Le front, couvert de 20 à 40 cm de blocs recouvrant des graviers, est difficile à délimiter avec précision. La superficie du glacier s'établit aux environs de 15ha. L'alimentation en neige, en dehors des apports météoriques, se fait par une série de couloirs d'avalanches entaillés dans la paroi nord de la crête qui va de l'aiguille de Chambeyron, à l'est, aux contreforts de la pointe de Chauvet à l'ouest. De l'autre côté du glacier, les flancs du haut vallon, en adret, fournissent en été une grande quantité de débris sur la surface du glacier.



Fig 4 : Le glacier du Fond de Chauvet 2004. Au fond : l'Aiguille de Chambeyron

Depuis le Petit Age de Glace, le glacier, en recul, a libéré devant lui une vaste marge proglaciaire à pente faible (plan de Chauvet), encombré de glaces mortes aux formes thermokarstiques * d'une grande variété.

2.b. Le thermokarst du Plan de Chauvet

Il se développe sur 800 m de longueur et 15 ha de superficie, entre l'accumulation frontale et le glacier actuel. En rive droite, sous le versant exposé au sud, la glace n'est pas visible, la cohérence et stabilité des matériaux, et la colonisation végétale déjà diversifiée incitent à supposer que la glace a fondu en grande partie. Le long du chenal, en rive gauche, on peut facilement observer la glace en bordure du lac de thermokarst.



Fig 5 : Thermokarst du Plan de Chauvet (24.07.09) Photo de l'IPGS

2.c. Traces morphologiques

Le vallon du Chauvet ne présente pas une inclinaison constante, un replat l'interrompt, vers 2 400 m d'altitude. Deux tronçons peuvent être individualisés. L'amont du vallon, entre l'extrémité du thermokarst à 2750 m et le replat, constitue la première unité morphologique. On identifie une zone de mobilisation des matériaux, un chenal d'écoulement et une zone d'épandage. Une autre source de matériaux mobilisables est le tablier d'éboulis qui frange les versants le long du chenal (pente moyenne 30°). Le dépôt, blocs et graviers, se fait sur le replat sans forme d'une accumulation en vrac, non stratifiée. Ce cône d'épandage se forme à chaque débâcle. A l'aval du replat, l'eau dévale le vallon pentu, arrache de nouveaux matériaux aux versants, exhume des polis glaciaires, creuse un chenal et s'achève à l'Ubaye, à 1690 m, par un cône qui peut la barrer temporairement.

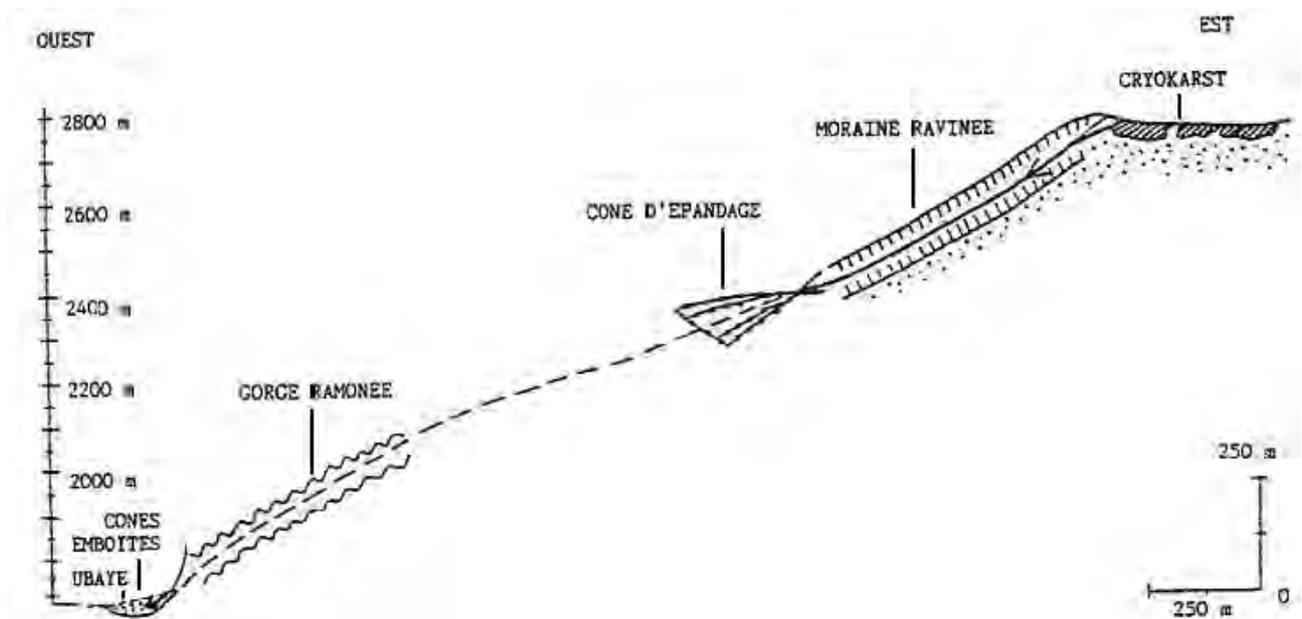


Fig 6 : Profil en long du vallon de Chauvet et effets morphologiques des vidanges. Alain Assier, 1993



Fig 7 :
Image satellite du glacier de Fond de Chauvet, du cryokarst et du vallon de Chauvet prise sur Google Earth©



Fig 8 :

Ci- Dessus : Premier cône d'épandage (2 400 m). Photo prise le 24.07.09 par l'IPGS

A droite: Deuxième cône d'épandage à la confluence avec l'Ubaye (1 690 m). Photo prise le 19.07.08 par le RTM

2.d. Les vidanges glaciaires du lac de Chauvet.

Un des points d'intérêt de ce glacier, en dehors des vastes étendues de glaces mortes que le glacier a abandonné lors de son recul au Petit Age de Glace, est constitué par les vidanges brutales qui dévastent périodiquement le vallon de Chauvet jusqu'à l'Ubaye. Le phénomène survient régulièrement avec une intensité variable. Des traces morphologiques et des témoignages mettent en évidence six vidanges récentes : en 1935-1936, en 1956, en 1969, en 1991, en 1997 et la dernière le 17 juillet 2008. La quantité globale d'information relative à ces événements augmente à chaque des phénomènes, partant de seulement quelques clichés pour les plus anciennes vidanges à des témoignages, vidéos et mesures pour les dernières.

Alain Assier, en 1996, a résumé sous forme d'un diagramme simple les périodes favorables et défavorables aux glaciers de la Haute-Ubaye depuis la fin du Petit Age de Glace à l'aide des températures et des précipitations des stations météorologiques environnantes. On constate sur ce diagramme que les vidanges glaciaires ont eu lieu lors des périodes défavorables.

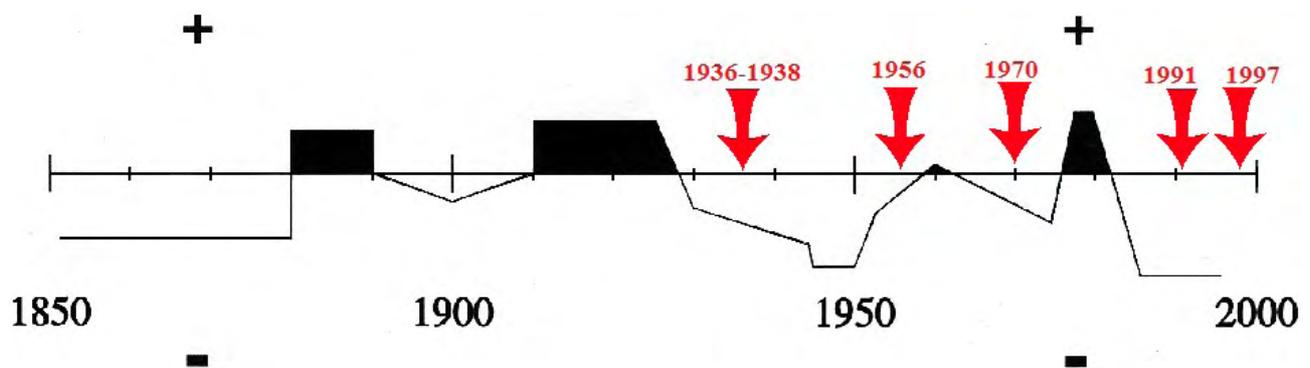


Fig 9 : Périodes climatiques favorables (+) et défavorables (-) aux glaciers de l'Ubaye depuis 1850. Image prise de Glaciers et glaciers rocheux de l'Ubaye, par Alain Assier, 1996

Vidange du 17 juillet 2008.

La vidange du lac de Chauvet se fit en deux fois : Le phénomène débuta le 17 juillet au matin jusqu'à ce que l'écoulement soit empêché par une obstruction du siphon. Le 21 juillet, l'obstruction céda, et une deuxième débâcle eu lieu. Évolution en images (de Michel Peyron, technicien du service de restauration des terrains en montagne) du lac de Chauvet : Photo 1 : avant la première débâcle. Photo 2 : Après la première débâcle. Photo 3 : Après la deuxième débâcle.



Fig 10 : Lac le 3 juillet 2008

Lac le 19 juillet 2008

Lac le 23 juillet 2008

Explication du phénomène de vidange.

Il est vain de vouloir faire appel à la seule explication climatique pour comprendre le mécanisme des vidanges. De nombreuses inconnues subsistent comme la durée de formation du lac vidangé ou même la date du phénomène pour les événements les plus anciens. L'examen des données climatiques de la station de Maljasset dans les mois qui précèdent la vidange de 1991, ne met en évidence ni abondantes chutes de neige, ni températures exceptionnellement élevées, ni précipitations liquides surabondantes.

Les débâcles du Chauvet se placent en juin, juillet, août, qui est la période de fusion nivo-glaciaire privilégiée. Ni dans le Plan de Chauvet, ni dans le vallon, on ne trouve d'écoulements superficiels correspondant à l'ampleur de la fusion nivale et glaciaire. Il existe donc, à l'échelle du massif, sous le Plan du Chauvet, des circulations de type karstique (eau trouve des cheminements profonds dans les nappes de calcaires) dont seulement une infime partie est connue. L'explication des phénomènes de vidange doit être recherchée dans la structure interne du cryokarst*.

2.e. Structure interne du Plan de Chauvet.

Trois sondages géoélectriques, conduits en 1992 sur le glacier et sur le cryokarst (Thèse de Alain Assier 1993), révèlent que le Plan de Chauvet a une structure d'une grande complexité. L'interprétation des résistivités obtenues donne la structure la plus probable du Plan de Chauvet serait donc la suivante : Dans une cuvette largement surcreusée, 35 m de glace massive d'origine glaciaire sont superposés à 40 m de sédiments englacés, ces deux couches recouvertes par une couverture d'éboulis d'épaisseur variable. Malgré l'abondance de sédiments englacés, la forme en glacier rocheux ne s'est pas réalisée à Chauvet, le fluage ayant été entravé par le verrou-barre, situé à l'aval du surcreusement. L'endroit le plus propice à un blocage périodique des eaux paraît être la zone de contact entre la glace basale de glacier et les sédiments englacés sous-jacents. Cette juxtaposition de glace massive et de sédiments noyautés de glace constitue un obstacle efficace à l'écoulement des eaux de fusion glaciaire qui doivent alors se frayer une issue par l'élargissement progressif de chenaux en causant des vidanges glaciaires, ce qui prouve qu'il n'y a pas de rupture brutale du barrage.

Ainsi la cause la plus probable de la formation épisodique du lac de Chauvet résulte de phénomènes complexes liés à la juxtaposition d'épais sédiments gelés et de glace de glacier résiduelle. L'épaisseur des niveaux gelés résiduels, glace et sédiments gelés, est telle qu'une récurrence de vidanges glaciaires est plus que probable durant une longue période encore. Rythmicité et volume écoulé ne semble pas devoir se modifier notablement, à court terme. Les vidanges de Chauvet se placent dans le cadre d'une longue décrue amorcée depuis le Petit Age de Glace et il est encore trop tôt pour évaluer l'impact du réchauffement des dernières années.

III. OBJECTIFS DE L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE.

1. Objectifs / Méthodologie.

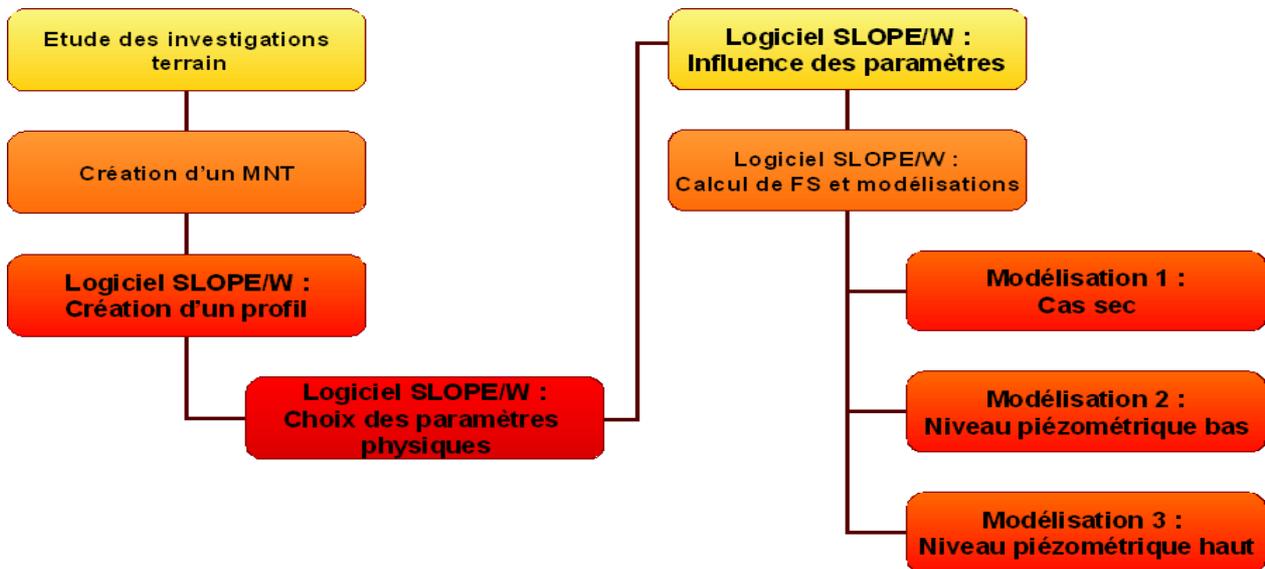


Fig 11 : Organigramme présentant la méthodologie suivie durant le projet de recherche

2. Investigation terrain.

Jusqu'en 1992, seules des études morphologiques avaient été réalisées et confrontées aux données météorologiques des stations alentours. En août 1992, l'équipe de Alain Assier réalise des sondages géoélectriques qui révèlent, grâce aux résistivités, une structure complexe du Plan de Chauvet. En 2009, suite à la constatation de la diminution du temps de retour entre chaque vidange du lac de Chauvet, et donc à l'inquiétude d'une accélération des phénomènes, l'ONF RTM (Office National des Forêts, Restauration des Terrains de Montagne) a mandaté l'IPGS (Institut de Physique du Globe de Strasbourg) pour faire une investigation terrain. L'équipe de l'IPGS a procédé à une acquisition géoradar afin de déterminer la géométrie du toit et du mur de la glace. Les résultats concordent avec la structure obtenue en 1992 par l'équipe de Alain Assier. Ils ont également numériser la topographie par laser scan. Enfin, une tentative de traçage des réseaux hydrogéologiques a été réalisée pour déterminer les systèmes d'écoulement, mais les traceurs n'ont pas été retrouvés à la fin des cinq jours d'investigation.

3. Synthèse des connaissances nouvelles

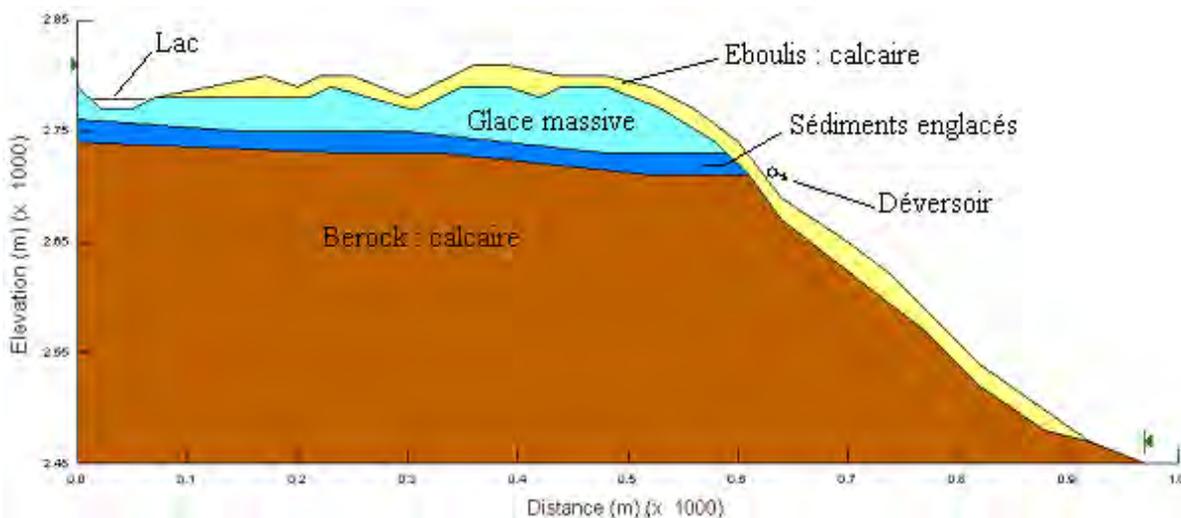


Fig 12 : Voici la coupe obtenue sur SLOPE/W grâce aux mesures géoradar et laser scan (2009, données de l'IPGS)

IV. MÉTHODES : RÉTRO-ANALYSE ET INFLUENCE DES FACTEURS SUR LA STABILITÉ.

L'objectif de cette analyse 2-D est d'évaluer l'influence des conditions hydrogéologiques, pétrologiques, et rhéologiques sur la stabilité théorique du glacier rocheux de Chauvet pour identifier les sites d'instabilité potentielle.

1. Calcul du facteur de stabilité

Le principal outil d'évaluation de la stabilité d'un versant est le facteur de sécurité FS : « factor of safety ». Le principe de calcul de stabilité consiste de déterminer le facteur de sécurité FS par lequel il faut diviser la résistance de la surface de glissement pour que la passe potentiellement stable soit à la limite de l'équilibre.

$$FS = \frac{\text{Résistance au cisaillement}}{\text{Contraintes de cisaillement}} = \frac{\text{Forces résistantes}}{\text{Forces motrices}}$$

L'interprétation du FS peut être faite selon le tableau suivant :

Valeur du Facteur de sécurité	Stabilité du Massif
FS < 1	Versant instable
1 < FS < 1.3	Conditionnellement instable
FS > 1.3	Versant stable

Le coefficient de sécurité est lié :

- à l'approche adoptée pour calculer ce coefficient
- à l'état de contraintes dans le milieu (méthode adoptée)
- aux propriétés du milieu
- à l'hypothèse de la forme de la surface de rupture

Il est donc important de bien choisir la méthode utilisée ainsi que les valeurs accordées aux paramètres rhéologiques et mécaniques des différents matériaux.

2. Principes généraux des méthodes de calcul à la rupture.

Il existe de très nombreuses méthodes de calcul de stabilité au glissement, les plus courantes étant les méthodes dites de « calcul à la rupture ». L'analyse de stabilité d'un versant est traitée comme un problème d'équilibre limite d'une masse de sol ayant tendance à se séparer du reste du versant suivant une surface de rupture privilégiée. Le long d'une surface de rupture S donnée, on calcule la contrainte engendrée par les forces agissant sur la masse instable. On compare cette contrainte de rupture à la résistance au cisaillement du versant (estimée à partir des caractéristiques mécaniques), et on obtient ainsi, une « marge de sécurité » (sous la forme d'un coefficient de sécurité FS) par rapport à la rupture, pour cette surface donnée.

L'objectif est de déterminer, à partir d'un grand nombre de positions de la surface de rupture, la marge de sécurité minimale qui correspond finalement au coefficient de sécurité global du versant étudié. Pour mener à bien ce calcul, un certain nombre d'hypothèses simplificatrices sont

formulées :

- Le problème est considéré comme bidimensionnel
- La rupture est censée s'effectuer instantanément en tous les points de la surface de glissement, le long de laquelle on suppose que s'exprime l'état limite d'équilibre
- On considère une ligne de glissement circulaire

2.a. L'approche par les tranches.

Dans cette approche, la masse réputée instable par rapport à la surface de glissement envisagée est fictivement découpée en (n) tranches verticales juxtaposées de faible épaisseur. Chaque tranche est considérée comme un solide indéformable, en équilibre sur la ligne de glissement.

Soit un cercle pour lequel on vérifie la sécurité vis-à-vis du risque de glissement. La méthode consiste à découper le volume du sol concerné (compris dans l'arc EMF) en un certain nombre de tranches limitées par des plans verticaux. Étudions l'équilibre de l'une de ces tranches. Chaque tranche (i) est soumise aux forces suivantes :

- Son propre poids W_i
- Les forces de réaction du sol de composantes tangentielle T_i et normale N_i
- Les efforts inter-tranches F_{i-1} et F_i s'appliquant sur les surfaces latérales.
- Les pressions hydrauliques

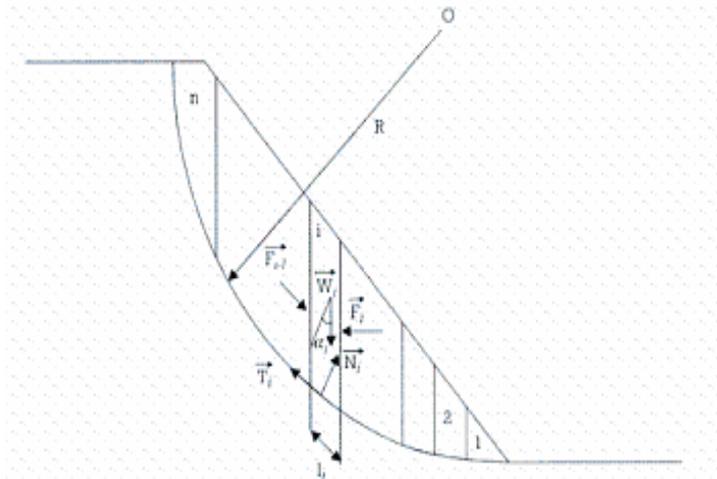


Fig 13 : Diagramme des forces agissant sur les tranches. (Durand J.M., 1999)

On définit par rapport au centre du cercle le moment moteur qui tend à provoquer le glissement et les moments résistants, comme ceux des réactions s'opposant globalement au glissement de la tranche. Dès lors, on peut définir le coefficient de stabilité.

3. Choix de la méthode : Méthode GLE, General Limit Equilibrium

L'approche par les tranches regroupe plusieurs méthodes telles que la méthode GLE « General Limit Equilibrium ». Celle-ci incarne les concepts de toutes les autres méthodes.

Cette méthode permet de spécifier une fonction de forces inter-tranches. Il est nécessaire de définir une série de valeurs de lambda ; lambda représente la relation entre le cisaillement et les forces normales inter-tranches. Une valeur de lambda de zéro signifie qu'il n'y a pas de forces cisailantes entre les tranches. Cette méthode calcule les facteurs de sécurité des forces et des moments pour toutes les valeurs spécifiées de lambda.

4. Choix des paramètres physiques

Pour pouvoir modéliser le glacier et calculer les coefficients de sécurité il faut d'abord choisir les paramètres influençant la stabilité :

(i) Structure du glacier

Les sondages géoélectriques (*Alain Assier 1992, IPGS 2009*) ont montré que le glacier avait la structure suivantes : Une couche de débris de calcaire d'une épaisseur moyenne de 40 m surplombant 35 m de glace massive, puis 40 m de sédiments englacés le tout reposant sur le substratum. On admet que le substratum est stable, on lui donnera donc de fortes valeurs afin qu'il n'influence pas les calculs. De plus, les glissements qui ne se passeraient que dans les éboulis ne nous intéressent pas car ils ne sont pas le signe d'une instabilité glaciaire, ainsi nous ne feront pas varier leurs paramètres.

(ii) Densité

La densité des éboulis de calcaire et du bedrock est fixée à 2 700 kg/m³ (*techno-science.net*). Celle de la glace massive est de 917 kg/m³ à 0°C (*Université de Montréal*). On fera varier ce paramètre de 800 à 1050 kg/m³ car sa température peut être plus basse et son taux de compaction peut influencer son poids volumique. Enfin, on fera varier la densité des sédiments englacés de 800 à 1600 kg/m³ car celle-ci dépend de la proportion de glace et de sédiments.

(iii) Cohésion

Après discussion avec Mr Jean-Philippe Malet, la cohésion des éboulis et de la couche des sédiments englacés est fixée à 5 kPa, celle du substratum de calcaire à 100 kPa car on considère le bedrock stable. Le seul paramètre qui variera est la cohésion de la glace massive dans un intervalle de 0 à 1 kPa d'après les estimations de Nolin-et-al (2007).

(iv) Angle de friction

On accordera des valeurs très élevées pour les éboulis et pour le substratum afin qu'ils n'interagissent pas dans les calculs de facteur de sécurité. Dans la littérature, Lu et Coll (1999) et Shen et Coll (2000) utilisent une valeur de 46° pour l'angle de friction de la glace. Après discussion on a décidé de faire varier l'angle de friction de la glace massive et celui des sédiments englacés entre 30 et 50°.

(v) Présence d'eau

Il faut également prendre en compte la présence d'eau dans le glacier. Selon la période et donc la quantité d'eau de fusion, le niveau d'eau sera plus ou moins important. Ainsi, on étudiera trois cas : un cas sec correspondant à la période hivernale, un cas avec un haut niveau d'eau correspondant à la période estivale et un cas intermédiaire avec un niveau d'eau bas. Dans ces deux derniers cas, il faudra utiliser le poids volumique des glaces saturé, c'est-à-dire, supérieur de 200-300 kg/m³ que le poids volumique à sec.

5. Modélisations, résultats et interprétation.

Le logiciel SLOPE/W permet de lancer un calcul de coefficient de stabilité une fois que tous les paramètres des matériaux ont été assignés. La méthode utilisée est la General Limit Equilibrium méthode. Dans cette étude, on se fixe comme FS une valeur proche de 1,3 pour valider le fait que le glacier est potentiellement instable et une valeur proche de 1 pour valider le fait que le glacier est effectivement instable.

5.a. Influence des paramètres physiques sur le facteur de sécurité.

Pour étudier l'influence des paramètres physiques sur le facteur de sécurité on effectue des modélisations sur le cas sec en faisant varier les différents paramètres dans les intervalles décidés dans le paragraphe IV.4). On observe que certains paramètres ne font pas varier le facteur de stabilité : la cohésion de la glace massive Co_2 (qu'on fait varier de 0 à 1 kPa), son poids volumique W_2 (de 800 à 1050 kg/m³) et le poids volumique des sédiments englacés W_3 (de 800 à 1600 kg/m³) n'influencent pas le facteur de sécurité.

Exemple : Ci-dessous l'évolution du facteur de sécurité en fonction de l'angle de friction de la couche de glace massive pour trois différents poids volumiques de la glace massive W_2 :

Sur ce graphe, on constate que le facteur de sécurité évolue en fonction de l'angle de friction de la glace massive. En revanche, on remarque que le poids volumique n'affecte pas le facteur de stabilité car les trois courbes pour différents poids volumiques sont presque superposées. Pour un même angle de friction, FS varie en moyenne de 0,01 en fonction des différents poids volumiques, ce qui est négligeable.

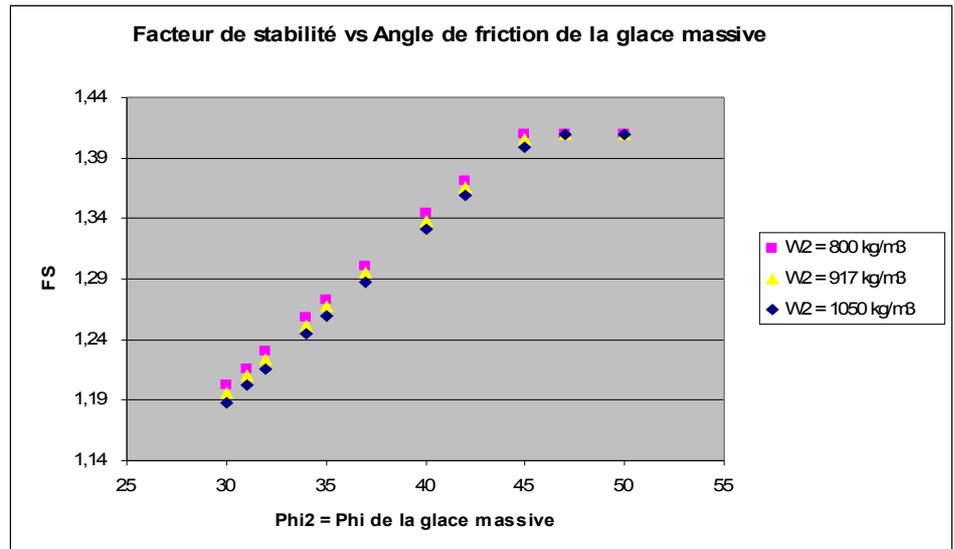


Fig 14 : Autres paramètres : $\Phi_3 = 30^\circ$, $Co = 0$ kPa, $W_3 = 917$ kg/m³

On obtient le même graphe si l'on remplace l'angle de friction de la glace massive par celui des sédiments englacés : le facteur de stabilité évolue en fonction de l'angle de friction des sédiments englacés, mais ne dépend pas de la variation du poids volumiques de la glace massive. De même si on remplace le poids volumique de la glace massive W_2 par celui des sédiments englacés W_3 ou si on fait varier la cohésion de la couche de glace.

Ainsi, les seuls paramètres qui font varier le facteur de stabilité sont les angles de friction de la glace massive Φ_2 et des sédiments englacés Φ_3 . Pour savoir si la présence d'eau influence le facteur de sécurité on va étudier trois cas selon la présence d'eau : un cas sec, un cas avec un niveau d'eau bas et un cas avec un niveau d'eau haut, en faisant varier les angles de friction des deux couches de glace entre 30 et 35° (Au dessus de 35°, le facteur de sécurité est supérieur à 1,3 donc on considère que le glacier est stable).

5.b. Modélisation 1 : Cas sec.

Ce premier cas, sans niveau d'eau, correspond à un cas hivernal où il n'a pas de fonte de glace et donc pas de circulation d'eau souterraine. Chaque modélisation va donner une série de facteurs de sécurité qui correspondent à des géométries de rupture et donc à des aires de rupture. On veut représenter l'aire qui s'effondrera en cas de rupture en fonction des angles de frottement. Pour cela, on va utiliser deux séries de facteurs de sécurité dont les géométries de rupture sont semblables entre elles (cf paragraphe V.2.a.): les facteurs minimaux de stabilité (qui correspondent tous à la

même zone de centres de cercles de rupture), et une zone de centres de cercles dont les facteurs de sécurité sont proches de 1,3 et que les aires de rupture sont importantes. Ainsi, on pourra représenter le minimum et le maximum d'aire qui s'effondrerait en cas de rupture.

Paramètres physiques :

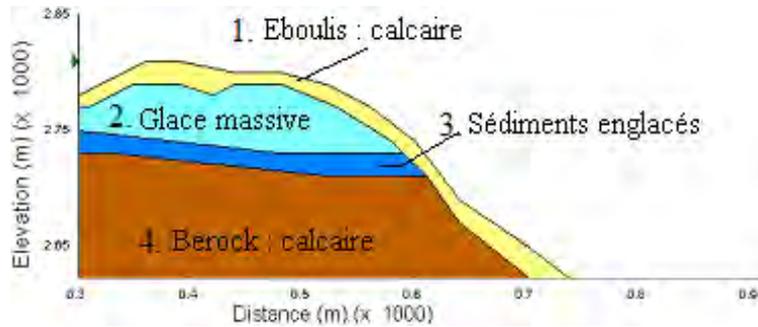


Fig 15 : coupe obtenue sur SLOPE/W

1. Éboulis	2. Glace massive	3. Sédiments englacés	4. Bedrock
$W_1 = 2700 \text{ kg/m}^3$	$W_2 = 917 \text{ kg/m}^3$	$W_3 = 917 \text{ kg/m}^3$	$W_4 = 2700 \text{ kg/m}^3$
$\Phi_{i1} = 55^\circ$	$30^\circ < \Phi_{i2} < 35^\circ$	$30^\circ < \Phi_{i3} < 35^\circ$	$\phi_{i4} = 60^\circ$
$C_{o1} = 5 \text{ kPa}$	$C_{o2} = 0 \text{ kPa}$	$C_{o3} = 5 \text{ kPa}$	$C_{o4} = 100 \text{ kPa}$

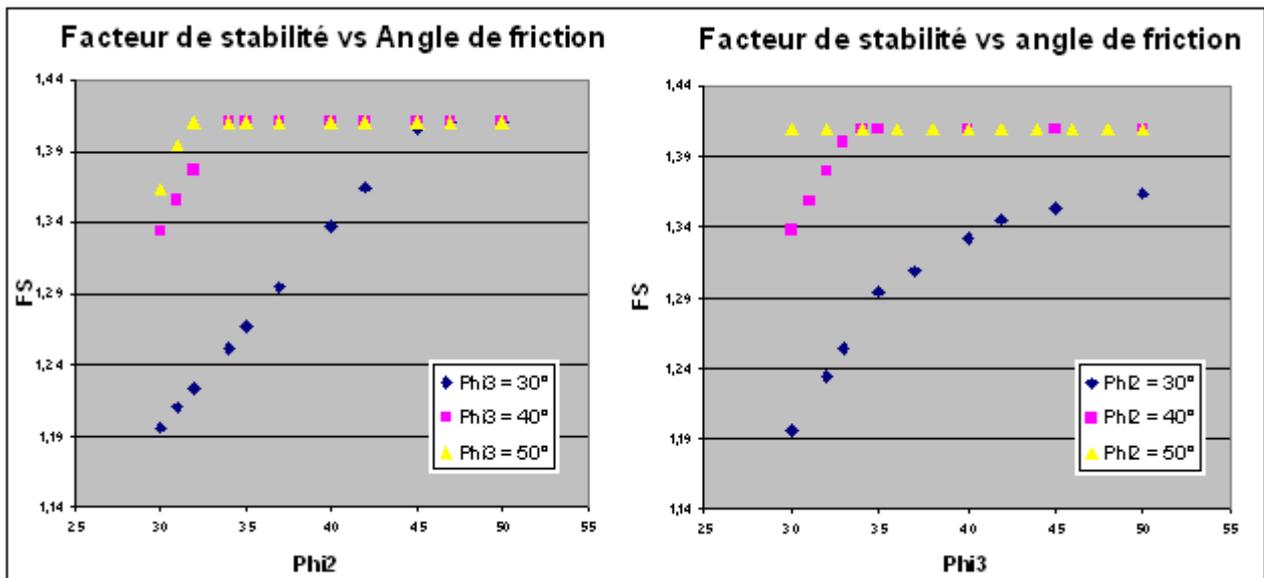


Fig 16 : A gauche : Évolution du facteur de stabilité en fonction de l'angle de friction Phi2. A droite : Évolution du facteur de stabilité en fonction de l'angle Phi3.

Sur ces graphes on observe l'évolution du facteur de sécurité en fonction des angles de friction de la glace massive et des sédiments englacés. On constate que plus l'angle de friction de ces couches est élevé, plus le facteur de sécurité est fort et donc plus le glacier sera stable. On constate également que l'évolution de FS en fonction de Phi2 est différente pour différentes valeurs de Phi3 et vice versa. Plus l'angle Phi3 sera élevé et plus le facteur minimum pour un angle de friction Phi2 sera fort. Ces graphes ont la même allure pour les trois cas, nous pouvons faire les mêmes conclusions, ainsi nous ne les feront pas apparaître dans les deux cas suivants. Maintenant, voyons les graphes représentant l'aire de rupture en fonction des angles de frictions.

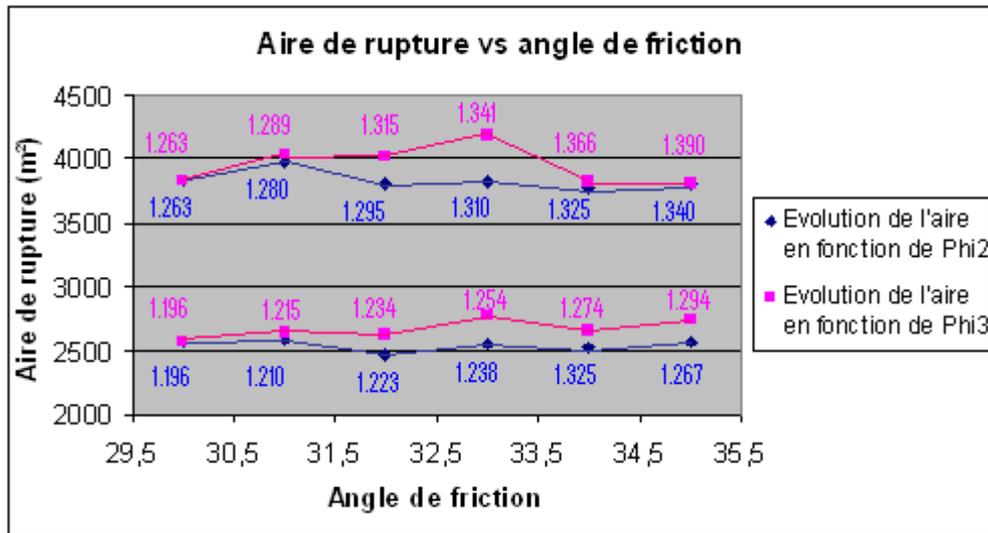


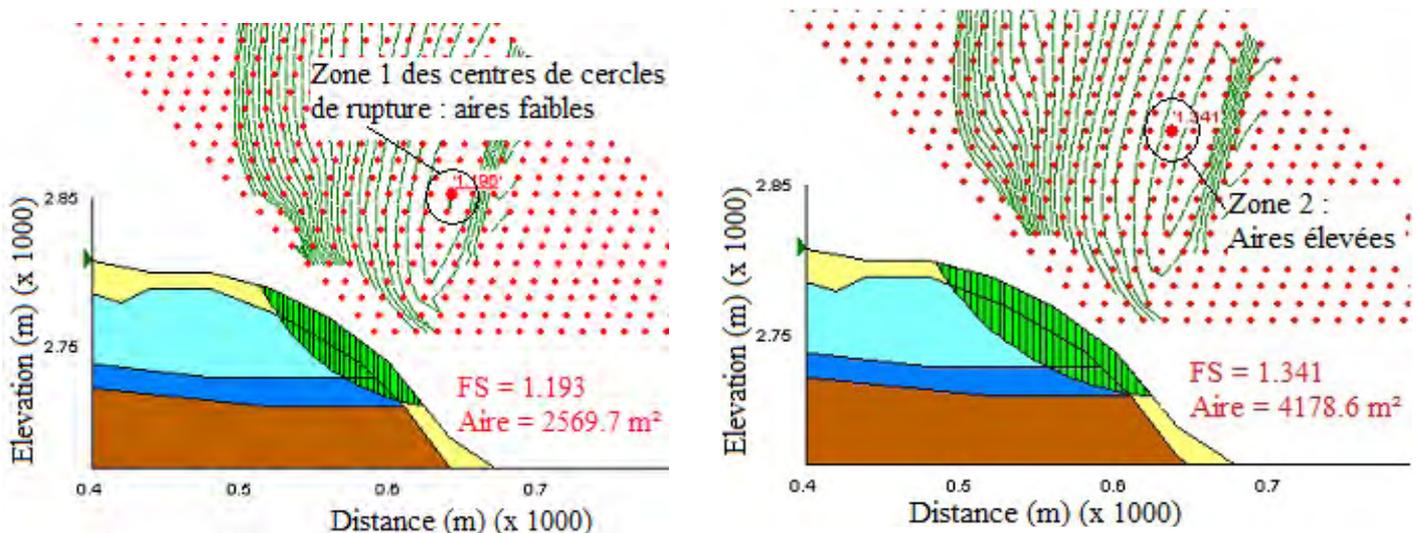
Fig 17 : Chiffres bleus : facteurs de sécurité pour Phi2, Chiffres roses : facteurs de sécurité pour Phi3. Sur ce graphe, il y a quatre séries : deux pour l'évolution de l'aire en fonction de Phi2, et deux pour celle en fonction de Phi3.

On peut faire différentes constatations :

- L'évolution de l'aire en fonction de l'angle de friction de la glace massive Phi₂, et celle en fonction de l'angle des sédiments englacés Phi₃ sont semblables.
- Les facteurs de stabilité minimaux varient entre 1,196 et 1,294.
- L'aire de rupture est plus ou moins constante pour chaque série bien que les facteurs de stabilité soient différents.
- Le facteur de sécurité augmente avec l'angle de friction mais l'aire de rupture n'augmente pas en fonction de l'augmentation du facteur de sécurité.

Ainsi on constate que les aires de rupture ne sont pas fonction des facteurs de sécurité, mais de la géométrie de rupture et donc du centre de cercle de rupture. Différents centres de cercles peuvent donner le même coefficient de stabilité mais pas pour autant la même aire de rupture. Pour un même coefficient de sécurité on peut avoir différentes aires de rupture, car ce coefficient peut provenir de différentes zones et donc d'une géométrie différente : ainsi il y aura différentes aires de rupture pour le même coefficient, ce qui prouve que l'aire de rupture ne dépend pas du coefficient de sécurité.

Fig 18 : exemples de géométries de rupture pour la première zone des facteurs minimaux de sécurité (gauche) et pour la deuxième zone (droite).



5.c. Modélisation 2 : Cas avec un niveau piézométrique bas.

Dans ce deuxième cas, un cas intermédiaire, le niveau d'eau est bas, la fusion de la glace est faible mais pas inexistante. Ce cas pourrait correspondre à la fin de l'hiver, quand la glace commence à fondre, ou à la fin de l'été, quand les températures ne sont plus suffisamment élevées pour faire fondre la glace. On place cette limite d'eau dans la couche de sédiments englacés. Dans ce cas, les angles varient de 30 à 36° et on utilisera le poids volumique des couches de glace saturé.

Paramètres physiques :

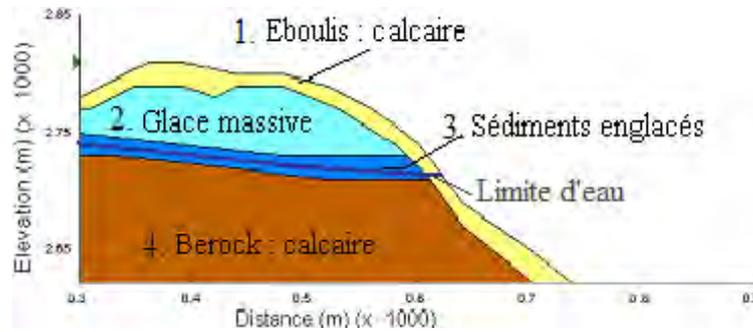


Fig 19 : coupe obtenue sur SLOPE/W

1. Éboulis	2. Glace massive	3. Sédiments englacés	4. Bedrock
$W_1 = 2700 \text{ kg/m}^3$	$W_2 = 1300 \text{ kg/m}^3$	$W_3 = 1300 \text{ kg/m}^3$	$W_4 = 2700 \text{ kg/m}^3$
$\Phi_{i1} = 55^\circ$	$30^\circ < \Phi_{i2} < 36^\circ$	$30^\circ < \Phi_{i3} < 36^\circ$	$\phi_{i4} = 60^\circ$
$C_{o1} = 5 \text{ kPa}$	$C_{o2} = 0 \text{ kPa}$	$C_{o3} = 5 \text{ kPa}$	$C_{o4} = 100 \text{ kPa}$

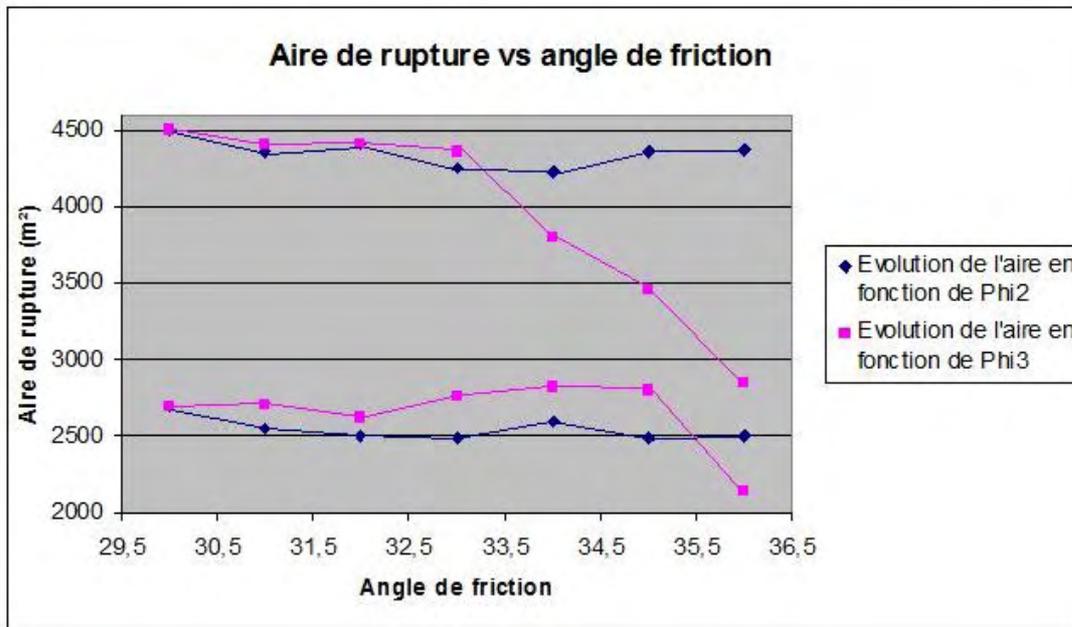


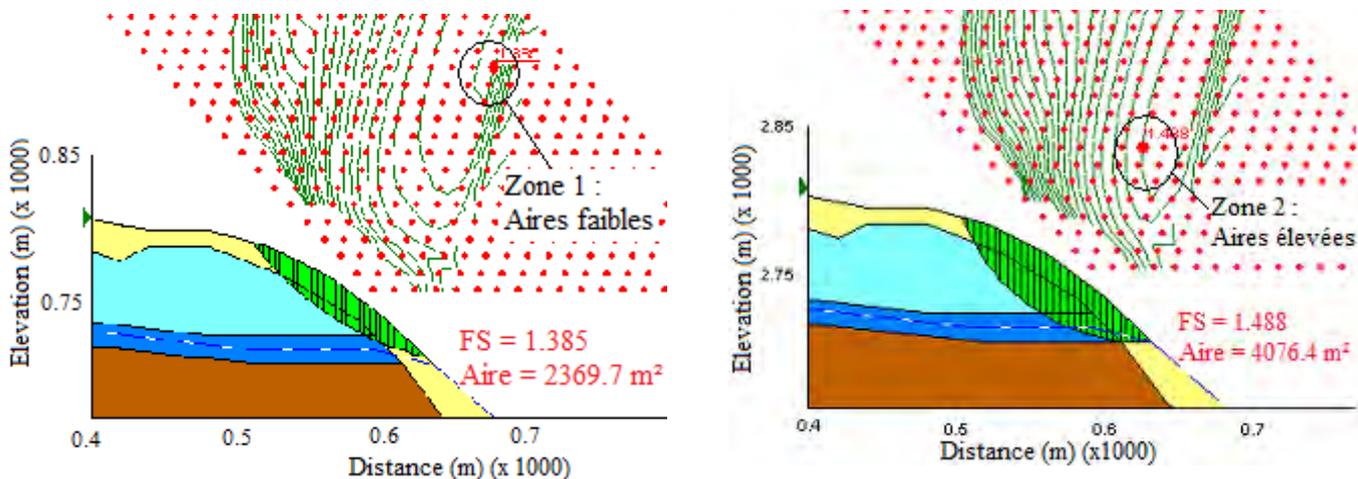
Fig 20 : Chiffres bleus : facteurs de sécurité pour Phi2, Chiffres roses : facteurs de sécurité pour Phi3. Sur ce graphe, il y a quatre séries : deux pour l'évolution de l'aire en fonction de Phi2, et deux pour celle en fonction de Phi3.

Observations :

- Ce graphe ne ressemble pas à celui du cas sec.
- Les facteurs de sécurité minimaux oscillent entre 1,195 et 1,302.
- Les aires de rupture maximales tournent autour de 4500 m², ce qui est plus élevé que dans le cas sec, ou les aires tournaient autour de 4000 m². Les aires minimales tournent toujours autour de 2500 m².
- L'évolution de l'aire en fonction de l'angle de friction de la glace massive Φ_2 est relativement constante comme dans le cas précédent, ce qui n'est pas le cas de l'évolution de l'aire de rupture en fonction de Φ_3 qui chute de façon importante à partir de 33° (seulement pour les aires maximales).
- Comme dans le cas sec, le facteur de sécurité augmente avec l'angle de friction mais l'aire de rupture ne varie pas en fonction du facteur de sécurité.

Cette fois-ci également, on constate que l'aire de rupture n'est pas dépendante du facteur de sécurité. Dans le cas des courbes bleues, qui représentent l'évolution de l'aire de rupture en fonction de l'angle de friction de la glace massive, l'aire de rupture est dépendante de la géométrie de rupture et donc du centre du cercle de rupture. Dans une même zone de centre de cercles de rupture, l'aire sera la même quelque soit le facteur de sécurité. En revanche, ce n'est pas le cas pour les courbes roses. Ainsi, dans ce cas-ci, il y a une différence de comportement entre la couche de glace massive et la couche des sédiments englacés. Après 33°, il ne semble pas y avoir de corrélation entre les aires de rupture maximales et la géométrie des cercles de rupture pour l'évolution de l'angle de friction de la couche des sédiments englacés. En effet, la courbe rose des maximums, constante jusqu'à 33°, chute brutalement. Cette différence peut être due à la présence d'eau.

Fig 21 : exemples de géométries de rupture pour la première zone des facteurs minimaux de sécurité (gauche) et pour la deuxième zone (droite) :

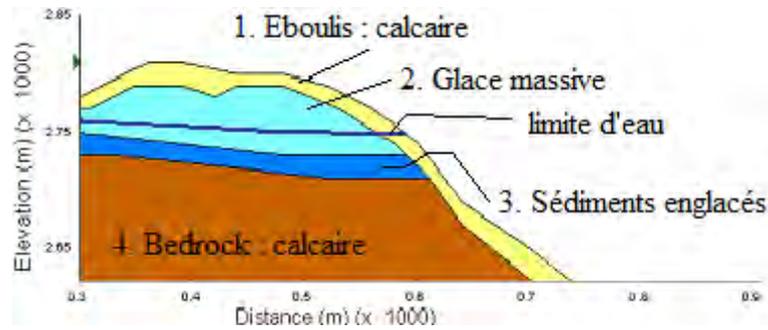


5.d. Modélisation 3 : Cas avec un niveau piézométrique haut.

Ce dernier cas correspond à une période estivale, lorsque les températures de l'air, élevées, entraînent la fonte de la glace. On place la limite d'eau dans la couche de glace supérieure, la couche de glace massive.

Paramètres physiques :

Fig 22 : coupe obtenue sur SLOPE/W



(cf tableau cas n° 2)

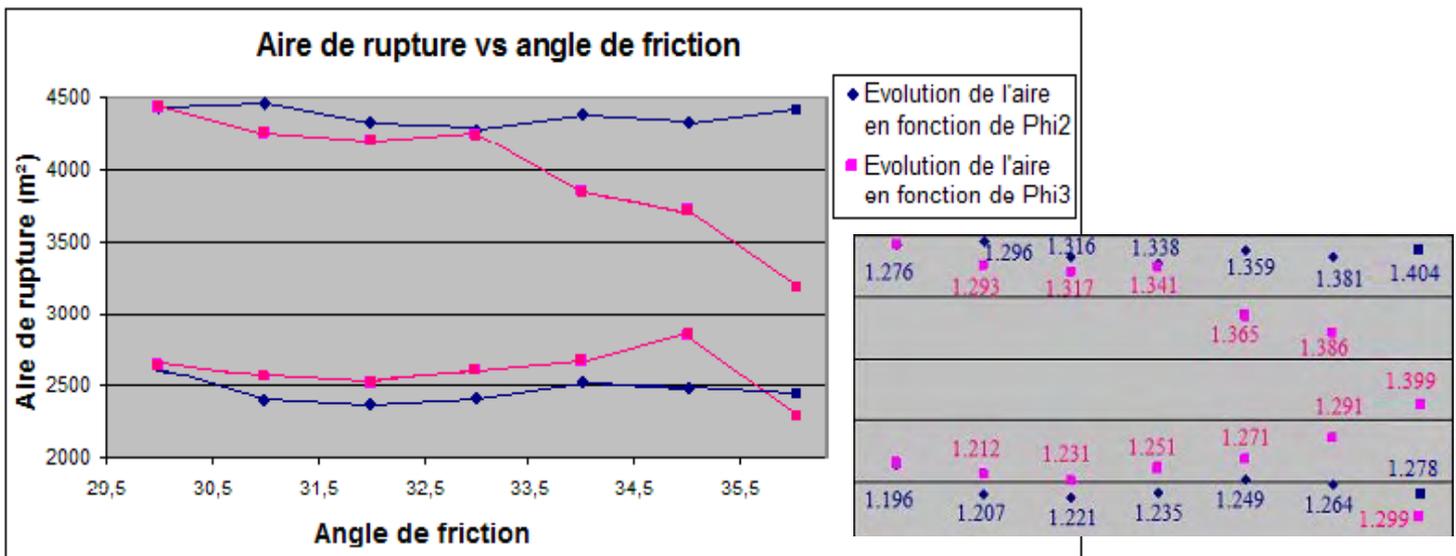


Fig 23 : Chiffres bleus : facteurs de sécurité pour Phi2, Chiffres roses : facteurs de sécurité pour Phi3. Sur ce graphe, il y a quatre séries : deux pour l'évolution de l'aire en fonction de Phi2, et deux pour celle en fonction de Phi3.

Observations :

- Les facteurs de sécurité minimaux sont compris entre 1,196 et 1,291.
- Comme dans le cas précédent, les aires maximales tournent autour de 4500 m² et les aires minimales tournent autour de 2500 m².
- A partir de 33°, les courbes qui suivaient la même évolution se séparent. Les courbes dépendant de Phi₂ restent relativement constantes, alors que les courbes obtenues avec la variation de phi₃ affichent deux comportements différents : la courbe des minimums oscille tandis que la courbe des maximums diminue.
- De la même façon que les deux cas précédents, l'aire de rupture ne varie pas en fonction de l'augmentation du facteur de sécurité, mais celui-ci augmente avec l'augmentation de l'angle de friction.

Dans ce dernier cas on constate encore que l'aire de rupture n'est pas dépendante du facteur de sécurité. Dans le cas des courbes bleues, qui représentent l'évolution de l'aire de rupture en fonction de l'angle de friction de la glace massive, l'aire de rupture est toujours dépendante de la géométrie de rupture et donc du centre du cercle de rupture. Dans une même zone de centre de cercles de rupture, l'aire sera la même quelque soit le facteur de sécurité. Le cas des courbes roses est légèrement plus compliqué et ressemblent à celles du deuxième cas. Elles peuvent être divisées en deux parties : Jusqu'à $\Phi_3 = 33^\circ$, l'évolution de l'aire de rupture donne des valeurs relativement constantes et suit l'allure de la courbe bleue. Ainsi dans cette première partie, l'aire de rupture est dépendante de la géométrie de rupture. En revanche, à partir de 33° , l'allure des courbes roses changent, les valeurs des aires de rupture ne sont plus constantes. La courbe des maximums chute brutalement, alors que la courbe des minimums augmente avant de chuter. Sur cette seconde partie, il semblerait que l'aire de rupture ne soit plus fonction de la géométrie de rupture, comme dans le cas précédent.

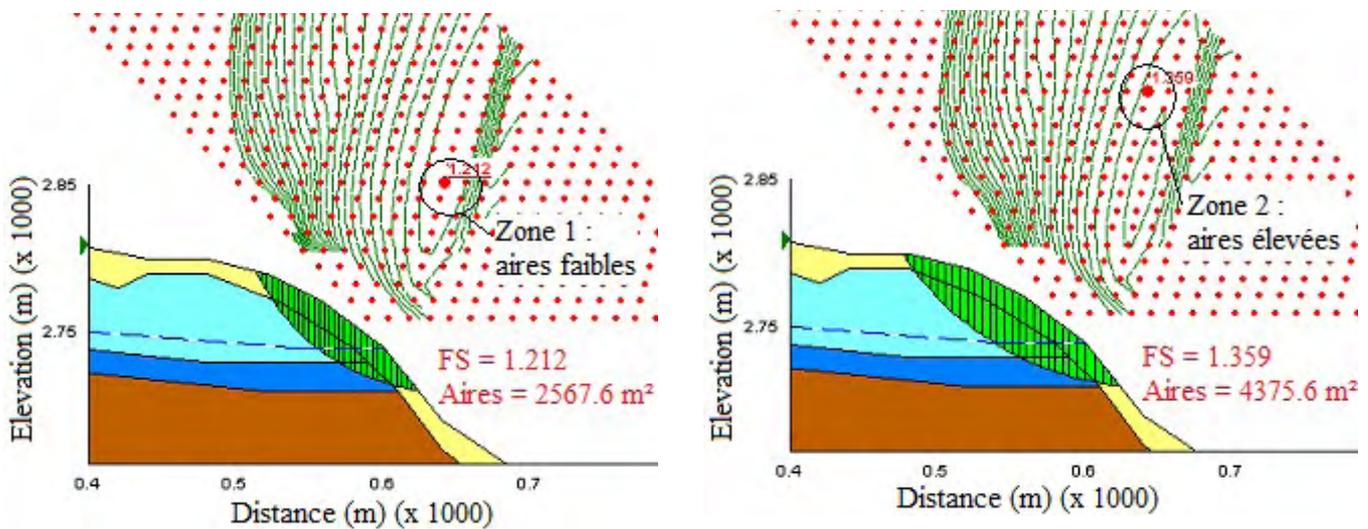


Fig 24 : exemples de géométries de rupture pour la première zone des facteurs minimaux de sécurité (gauche) et pour la deuxième zone (droite)

6. Synthèse des modélisations.

Le début de la modélisation consistait à déterminer l'influence des différents paramètres physiques. On a vu dans le paragraphe IV.5.a) que seuls les angles de friction de la glace massive et des sédiments englacés avaient une influence sur le facteur de stabilité. Nous avons constaté que le facteur de sécurité augmentait en fonction de l'angle de friction, que ce soit pour celui de la glace massive ou pour celui des sédiments englacés.

Puis, nous avons constaté que l'aire de rupture ne dépendait pas du facteur de sécurité et que pour un même facteur il pouvait y avoir différentes aires de rupture.

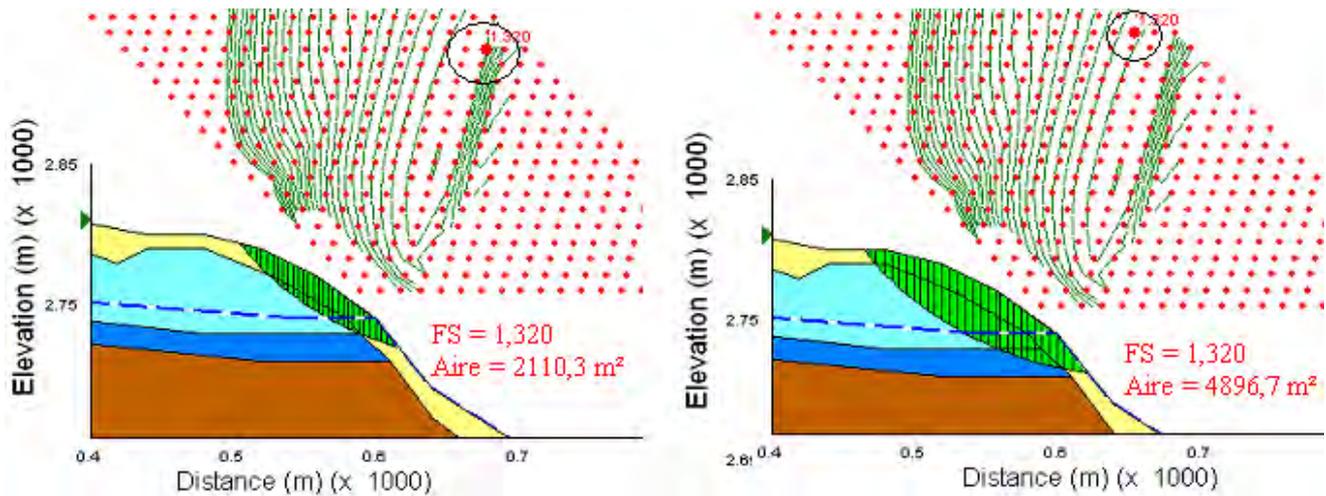


Fig 25: Exemples de deux aires de rupture différentes pour le même coefficient de stabilité 1,320 pour le cas n°3 (niveau piézométrique haut)

Dans ce cas, serait-il possible que les autres paramètres physiques, n'influençant pas le facteur de sécurité, puissent modifier l'aire de rupture en conservant le même facteur de stabilité ? Afin de répondre à cette question, j'ai effectué une nouvelle série de modélisations en faisant varier tour à tour la cohésion C_{o2} de la glace massive, les poids volumiques W_2 et W_3 de la glace massive et des sédiments englacés dans les intervalles décidés au chapitre IV.4). Les résultats obtenus sont les mêmes quelque soit ces paramètres. On peut donc conclure que les variations de C_{o2} , W_2 et W_3 n'ont aucun effet ni sur le facteur de sécurité ni sur l'aire de rupture. Ainsi, les seuls paramètres physiques à avoir une influence sur la stabilité du glacier ainsi que sur l'aire de rupture sont bien les angles de friction de la glace massive et des sédiments englacés.

Ensuite, l'étude de trois cas selon la présence et la quantité d'eau a permis d'observer des différences entre ces cas. Dans le cas sec, les valeurs des aires de rupture en fonction de Φ_2 sont assez proches de celles en fonction de Φ_3 . Ces valeurs sont constantes malgré l'augmentation des angles de frottement. Pour les deux cas suivants, avec présence d'eau, les valeurs sont également constantes et proches selon l'angle Φ_2 et Φ_3 jusqu'à 33° . Après cet angle, il apparaît que, alors que l'évolution de l'aire de rupture en fonction de Φ_2 reste constante, l'évolution de l'aire en fonction de Φ_3 subisse dans changements, quant à elle. Les aires maximales diminuent brusquement tandis que les aires minimales ne diminuent qu'à partir de 34° .

Ce changement, clairement visible dans les deux derniers cas, n'est pas observable dans le cas sec. Il serait intéressant de se pencher sur ce phénomène et de déterminer s'il est inexistant dans le premier cas ou seulement très faible et donc difficilement observable, et donc de déterminer si la présence

d'eau l'accentue uniquement ou si elle le crée. Il serait également intéressant de déterminer à quoi il est réellement dû et pourquoi il se passe à 33° .

Nous avons également remarqué que la présence d'eau ne faisait pas varier les facteurs de sécurité qui sont égaux pour les trois cas :

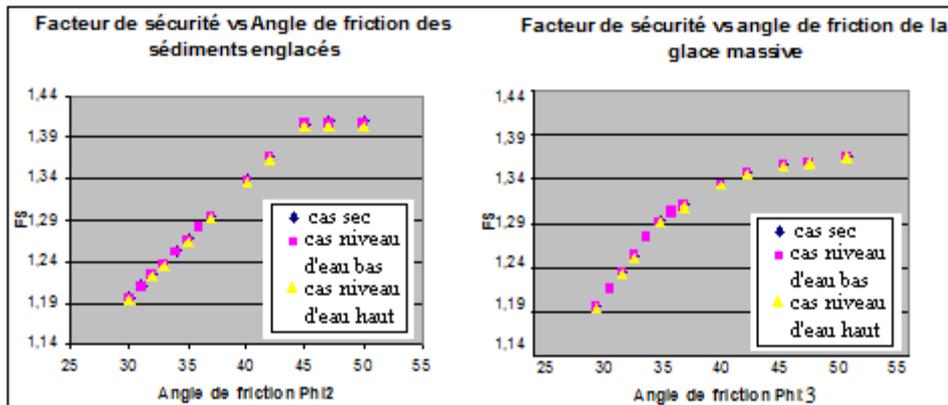


Fig 26 : Évolution du facteur de sécurité en fonction Des angles de friction Φ_2 et Φ_3 pour les trois cas étudiés. A gauche : $\Phi_3 = 30^\circ$, à droite : $\Phi_2 = 30^\circ$.

En revanche, comme on l'a vu avant, la présence d'eau fait varier l'aire de rupture. Ainsi, la présence d'eau n'augmente pas l'instabilité du glacier mais augmente l'aire qui se décrochera en cas de rupture. Sur ces graphes, on peut aussi remarquer que les allures des facteurs minimaux sont différentes en fonction de la variation de Φ_2 et de Φ_3 . Dans le cas de la variation de Φ_3 , les facteurs de sécurité sont plus faibles pour un même angle que les facteurs de sécurité obtenus avec les variations de Φ_2 . Cela signifie que le glacier sera plus instable pour un angle de friction de la glace massive de 45° que pour un angle de friction de 45° des sédiments englacés. Cette différence peut être attribuée à la géométrie de la structure, la couche de glace massive étant au-dessus des sédiments englacés.

Sur ces trois cas, les facteurs minimaux de sécurité sont compris entre 1,193 et 1,410 ainsi on peut considérer que le glacier est potentiellement instable.

Cette étude a été réalisée en 2D, et seuls les paramètres physiques des matériaux ont été pris en compte. Mais il existe beaucoup de paramètres extrinsèques ayant une influence sur la stabilité du glacier. Nous avons admis que chaque couche était homogène (homogène dans sa composition et dans ses paramètres physiques) et nous n'avons pas tenu compte de la pression de fluide, du risque d'événements sismiques, de l'influence de l'érosion, d'une surcharge, d'une modification de la géométrie ou des paramètres physico-chimiques. Un modèle plus complet pourrait prendre en compte tous ces événements et faire une modélisation en 3D ce qui permettrait de prédire le volume qui se décrocherait en cas de rupture puis le volume des sédiments qui s'étaleraient après avoir dévaler le vallon en emportant une partie de la formation superficielle du vallon. Le but de ces études étant de prédire la distance que le glissement parcourrait en cas de rupture et le volume de débris entraîné afin d'évaluer les risques d'une telle situation.

CONCLUSION

Ce projet de recherche a consisté à étudier la stabilité du glacier du Fond de Chauvet à partir d'observations morphologiques, de sondages géoélectriques, de mesures de topographie et de simulations numériques. Cette démarche a conduit à une première approche limitée mais toutefois utile de la stabilité de ce glacier.

Les recherches effectuées dans la littérature sur les paramètres étudiés (géométrie, structure interne, paramètres physiques) et leurs intervalles de confiance ainsi que les premières modélisations ont permis de réduire les degrés de liberté dans la phase calage/validation des modèles.

Notre étude a donc pu mettre en évidence les paramètres n'intervenant pas dans la stabilité du glacier, les paramètres physiques influençant la stabilité du glacier, différents modèles selon le climat et la saison.

Au final, cette approche a démontré l'instabilité potentielle du glacier du Fond de Chauvet. Il faudrait alors effectuer de nouvelles démarches afin d'obtenir une étude plus complète de la stabilité du glacier de Chauvet et des facteurs de déclenchement, du stade de rupture du glacier rocheux aux stades d'étalement des sédiments fluides sur le cône de déjection.



Fig 27 : Glacier rocheux du Fond de Chauvet (Photo de l'IPGS 24.07.2009)

REMERCIEMENTS

Je remercie Mr Jean-Philippe Malet pour son aide concernant la modélisation des glissements, l'utilisation du logiciel SLOPE/W ainsi que pour l'interprétation des paramètres physiques. Je le remercie également pour m'avoir fourni des articles, des livres et des photos sur mon sujet.

LEXIQUE

Béton de glace : Sédiments fins, type sable, dont les interstices sont comblés par de la glace.

Cryokarst : Synonyme de thermokarst.

Glacio-névé : Appareil stagnant ayant perduré assez longtemps pour laisser quelques traces morphologiques caractéristiques comme les bourrelets de névés, cordons de blocaille...

Névé : Accumulation de neige qui peut perdurer en dessous de la limite de neige éternelle et ce même pendant une partie de l'été. C'est un matériau intermédiaire entre la neige et la glace, encore perméable à l'eau.

Pergélisol : désigne un sous-sol gelé en permanence pendant une durée minimum de deux ans. Dans sa partie septentrionale, la couche du sol la plus superficielle dégèle en été : on l'appelle zone active.

Thermokarst : Modèle caractérisé par des dépressions et des affaiblissements de terrains dus aux vides laissés dans le sol par la fonte de la glace du pergélisol.

BIBLIOGRAPHIE

Ouvrages

- « *SLOPE/W : User's Guide* », Geo-Slope international, 1991-2001
- « *SLOPE/W Student version : Teaching Guide* », Geo-Slope international, 1999
- Assier A., 1993 « *L'englacement des Alpes du Sud franco-italiennes du Petit Age de Glace à la fin du XX^{ème} siècle* », thèse de doctorat en géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble, 487p
- Assier A., 1996 « *Glaciers et glaciers rocheux de l'Ubaye* », Sabença de la Valeia, Barcelonnette
- Durand M., 1999 « *Techniques des petits barrages en Afrique sahélienne et équatoriale* », Cemagref édition, 416p.

Articles

- Evin M., 1990 « *Les risques naturels dans un espace montagnard : la Haute-Ubaye* », p181
- Lu, S., Shen, H.T., 1999 « *Numerical study of ice jam dynamics in upper Niagara River* », journal of cold regions Engineering
- Nolin S.-et-al, 2007 « *Modélisation smoothed particle hydrodynamics de la formation d'un embâcle fluvial* », Québec city, CRIPE
- Peyron M. TSF 2008 « *Chronologie des vidanges du lac de Chauvet* », RTM

Sites Internet

- Université de Montréal http://www.esi.umontreal.ca/grofnum//recherche/Beaucagep_rapport1/node6.html
- Techno-science.net <http://www.techno-science.net/?onglet=glossaire&definition=173>

RESUME

Suite à la diminution du temps de retour entre chaque vidange glaciaire du lac de Chauvet, l'hypothèse d'une accélération des phénomènes a été formulée. Cette accélération pourrait déclencher une rupture du glacier du Fond de Chauvet si celui-ci était préalablement instable. Ainsi, face à cette inquiétude, nous nous sommes intéressés à la stabilité de ce glacier. Pour cette étude, nous avons tout d'abord étudié la morphologie du Plan et du vallon de Chauvet, puis nous avons généré un MNT à partir des données topographiques et géoélectriques de l'IPGS. Grâce au MNT et à l'étude des paramètres physiques des différents matériaux, nous avons pu procéder à des modélisations à l'aide du logiciel SLOPE/W. Après avoir étudié l'influence de ces paramètres physiques et le calage des intervalles de confiance dans lesquels nous les faisons varier, nous avons pu modéliser trois cas correspondant à différentes périodes climatiques ou saisonnières : un premier cas sec, un cas avec un niveau piézométrique bas, puis un cas avec un niveau piézométrique haut. Ces modélisations nous ont permis de déterminer des facteurs de sécurité oscillants entre 1,19 et 1,41 ce qui nous permet de conclure à une conditionnelle instabilité du glacier rocheux du Fond de Chauvet. Nous avons pu également déterminer des aires de rupture, premier pas vers une approche de prédiction. Il faudrait maintenant effectuer une approche plus complète de la stabilité de ce glacier afin de vérifier ces premiers résultats et de faire des études de prédictions des risques en cas de rupture.

ABSTRACT

Following the decrease in recovery time between each glacial outburst of the lake Chauvet, assuming an acceleration of events was made. This acceleration could cause a rupture of the glacier bottom Chauvet if it was previously unstable. Thus, given this concern, we are interested in the stability of this glacier. For this study, we first studied the morphology of the Plan and the small valley of Chauvet, and then generated a DEMs from topographic and geoelectric data of the Institute of Earth Physics of Strasbourg. With the DEMs and the study of physical parameters of different materials, we have been able to make models using software SLOPE / W. After studying the influence of these physical parameters and calibration of confidence intervals in which we make them vary, we have modeled three cases corresponding to different climatic or seasonal periods: a dry first case, a case with a low groundwater level then a case with a high groundwater level. These models allowed us to determine safety factors oscillating between 1.19 and 1.41 which allows us to conclude that a the rock glacier of Chauvet is conditionally unstable. We could also identify areas of failure, the first step towards a prediction. We must now conduct a more comprehensive approach to the stability of the glacier to verify these initial results and to study predictions of risk in case of failure.