



## LE FLUAGE DE LA GLACE \*

Communication présentée au  
Comité Technique de la Société Hydrotechnique de France  
le 20 mars 1970

PAR L. LLIBOUTRY \*\*

### Mécanismes de fluage de la glace

Pour calculer l'écoulement des glaciers, on a cherché à déterminer les lois de déformation de la glace en laboratoire.

Un monocristal de glace se déforme normalement par glissement sur des plans cristallographiques de base. A l'échelle microscopique la plupart de ces plans de glissement sont groupés en bandes de glissement, visibles par strioscopie, et écartées entre elles de quelques centaines de microns. Ces déformations plastiques se produisent aisément dès que la contrainte de cisaillement sur les plans de base dépasse 0,2 bar, et se poursuivent indéfiniment : c'est le *fluage* (en anglais : *creep*). Dans le cas présent elles s'accroissent au cours du temps : on dit que le cristal s'adoucit.

Si les forces de liaisons atomiques peuvent être vaincues, c'est (comme pour tous les corps) parce que les contraintes se concentrent là où existent des défauts linéaires du réseau (dislocations). A l'intersection des dislocations avec la surface du cristal on peut obtenir de microscopiques « piqûres » (*etch pits*). On a dénombré ainsi sur les plans de base  $10^5$  à  $10^7$  dislocations au  $\text{cm}^2$ .

En se déplaçant, ces dislocations peuvent venir se bloquer contre des obstacles (joints de grain par exemple), et s'empiler les unes contre les autres. Cela entraîne dans presque tous les métaux un durcissement (écrouissage), mais on n'observe rien de tel dans la glace. Sans doute cela est dû, comme dans les métaux à gros grains proches de leur point de fusion, à une libération des dislocations bloquées grâce à une « montée ». Cette montée serait donc le

mécanisme qui contrôle le fluage. La théorie conduit à une vitesse de déformation proportionnelle au cube de la contrainte, ce qui est conforme à l'expérience pour des contraintes de cisaillement inférieures à quelques bars. Au-delà, la vitesse de déformation varie selon une puissance plus élevée de la contrainte. Cette vitesse est également proportionnelle à  $\exp(-W/RT)$ , où  $T$  est la température absolue,  $R$  la constante des gaz parfaits et  $W = 16$  kcal/mole environ, énergie d'activation égale à celle que des mesures électriques donnent pour la diffusion des protons dans le réseau cristallin.

Sous l'effet de contraintes très hétérogènes, ou lorsque les contraintes sont telles qu'elles n'exercent aucune force de cisaillement sur les plans de base, des glissements sur des plans  $(10\bar{1}0)$ , parallèles à l'axe optique, peuvent survenir. Il y a alors « montée » des dislocations coin, ce qui laisse une ligne de sites d'atomes inoccupés, puis, par regroupement de ces « vacances », formation de vacuoles. Simultanément la déformation devient plus malaisée (écrouissage), ce qui n'est pas le cas dans la déformation habituelle selon des plans de base.

Dans la glace en masse, polycristalline, les monocristaux ne peuvent se déformer librement, puisque leurs axes optiques ne sont pas parallèles. Aussi, à contraintes égales, la déformation est un millier de fois plus lente. Mais les lois du fluage sont aussi différentes qualitativement. L'application de la contrainte provoque d'abord une déformation de plus en plus lente, sans doute proportionnelle à  $t^{1/3}$  (loi d'Andrade valable pour les métaux à haute température),  $t$  étant le temps écoulé depuis l'application de la contrainte. Après ce fluage transitoire on observe un fluage dit secondaire à vitesse constante puis, une recristallisation étant intervenue, un fluage tertiaire plus rapide, avec une nouvelle vitesse constante.

Si pour des contraintes de l'ordre du bar ou supérieures la relation entre vitesse de déformation et contrainte est

\* Communication présentée par P. DUVAL, chercheur, Laboratoire de Glaciologie du C.N.R.S.

\*\* Directeur du Laboratoire de Glaciologie du C.N.R.S.

de la même forme que pour le monocristal, aux très faibles contraintes il semble y avoir proportionnalité (viscosité parfaite). Ce dernier résultat a été obtenu en étudiant l'écoulement de glaciers peu actifs, et retrouvé par Kingery pour de la glace colonnaire, à axes  $c$  parallèles, déformée dans une direction défavorable (aucun cisaillement sur les plans de base). Cela prouverait qu'aux très faibles contraintes ce sont les cristaux défavorablement orientés qui contrôlent la déformation de la glace polycristalline de glacier. Les expériences de Kingery permettent aussi de ne retenir, parmi les théories du fluage en présence (toujours pour de très faibles contraintes et des grains défavorablement orientés) que celle de Nabarro-Herring: les dislocations empilées pourraient s'échapper grâce à une diffusion dans le corps du cristal.

Dans les glaciers actifs (déformations de l'ordre de 10 % par an), un cristal défavorablement orienté ne reste pas longtemps dans cette position: il pivote, et d'autres mécanismes de fluage interviennent. Les dislocations doivent surtout s'empiler contre les joints de grains et disparaître par diffusion le long de ces joints ou par recristallisation. Pour les très fortes déformations c'est même la recristallisation qui doit contrôler le fluage.

Sous de faibles pressions (ce qui est le cas des expériences de laboratoire), des vides et des microfissures se forment. Mais au-dessus de  $-10^{\circ}\text{C}$ , ce sont des fusions et regels qui commencent à se produire aux points où, par suite des incompatibilités géométriques dans la déformation de cristaux voisins, les contraintes se sont concentrées. Il y a donc formation de gouttelettes, canaux capillaires et peut-être films locaux de saumure d'un côté d'un grain à un autre (mais pas du tout comme il a été dit film continu de liquide faisant lubrifiant entre les grains). De ce fait au-dessus de  $-10^{\circ}\text{C}$  la vitesse de fluage croît plus vite avec la température que ne le voudrait la loi en  $\exp(-W/RT)$ . Si on l'adopte quand même, on trouve une chaleur d'activation apparente de 25 à 43 kcal/mole. Une loi en  $\exp k\theta$ ,  $\theta$  étant la température centésimale, suffit à représenter les résultats dans le faible domaine de températures qui intéresse le glaciologue. On peut prendre  $k = 0,25$  au-dessus de  $-10^{\circ}\text{C}$  et  $k = 0,09$  en dessous.

La glace est également élastique. Par suite du fluage, les contraintes consécutives à une déformation élastique fixe imposée se relaxent en moins d'une heure, mais les vibrations élastiques sont parfaitement transmises. La vitesse des ondes longitudinales dans la glace de glacier tempérée, renfermant des inclusions liquides est 3 660 m/s, dans la glace modérément froide elle est 3 870 m/s.

### Hypothèses fondamentales concernant le fluage des glaciers

Les hypothèses à la base de la dynamique des glaciers, qui ne sont pas propres aux glaciologues, mais courantes dans la mécanique des milieux continus incompressibles, doivent être soigneusement dégagées. Certaines sont en effet contestables et donneront lieu dans les années à venir à des révisions déchirantes.

a) **Non-influence de la pression hydrostatique** (pression octaédrale des mécaniciens).

En surimposant une pression isotrope (une étreinte), même très forte, aux contraintes que subit un échantillon, on ne modifie pas sa vitesse de déformation, à condition d'abaisser sa température comme s'est abaissé le point de

fusion (0,0074 degré/bar). Cette loi, énoncée par Rigsby pour le monocristal de glace, a été récemment prouvée pour de la glace polycristalline soumise aux plus fortes pressions qui puissent exister au sein des calottes polaires. On néglige donc toute compression ou élasticité de la glace.

Les contraintes en un point constituent un tenseur, représenté par une matrice symétrique  $(\sigma_{ij})$  (six paramètres: trois pressions  $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$  et trois cisssions  $\sigma_{xy}, \sigma_{yz}, \sigma_{zx}$ ). C'est donc seulement sa partie anisotrope, le déviateur  $(\sigma'_{ij})$ , de composantes  $\sigma_{xx} - p, \sigma_{yy} - p, \sigma_{zz} - p, \sigma_{xy}, \sigma_{yz}, \sigma_{zx}$ , avec:

$$p = (\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})/3$$

qui provoque la déformation.

b) **Non-influence des déformations finies ou de discontinuités** (failles).

On admet que seules les vitesses de déformation à un instant donné (définies à l'aide de déformations infinitésimales) interviennent, et qu'elles restent partout finies. Elles sont représentées par un autre tenseur symétrique, le tenseur des vitesses de déformation  $\dot{\epsilon}_{ij}$ . L'incompressibilité du milieu fait que la partie isotrope de ce tenseur soit nulle.

c) **Proportionnalité en un point entre contraintes anisotropes et vitesses de déformation.**

On admet qu'en un point du milieu les six composantes du tenseur des vitesses de déformation sont proportionnelles aux six composantes correspondantes du déviateur des contraintes:

$$\sigma'_{ij} = -2 \eta \dot{\epsilon}_{ij}$$

c'est-à-dire, si  $u, v$  et  $w$  sont les composantes de la vitesse au point  $(x, y, z)$ .

$$\frac{\sigma_{xx} - p}{\partial u / \partial x} = \frac{\sigma_{yy} - p}{\partial v / \partial y} = \frac{\sigma_{zz} - p}{\partial w / \partial z} = \frac{2 \sigma_{xy}}{\partial u / \partial y + \partial v / \partial x} = \frac{2 \sigma_{yz}}{\partial v / \partial z + \partial w / \partial y} = \frac{2 \sigma_{zx}}{\partial w / \partial x + \partial u / \partial z} = -2 \eta$$

La constante positive  $\eta$  est la *viscosité*. Elle varie d'un point à l'autre du glacier. Le signe  $-$  vient de ce que nous comptons positivement les compressions, qui provoquent un raccourcissement ( $\epsilon_{ii}$  correspondant négatif).

On cherche à justifier cette hypothèse par le fait que l'orientation statistique des axes optiques s'ajuste très vite aux contraintes locales. Mais il n'en va pas de même pour la foliation du glacier (bandes bleues), et une bonne partie de la déformation se fait dans ces bandes bleues.

On a tort aussi de négliger les failles possibles. Ainsi dans une « chute » du glacier (qu'on appellerait un « rapide » dans une rivière), dans la partie haute, on voit le glacier former des marches d'escalier, séparées par des crevasses transversales. Seules des failles prolongeant les crevasses jusqu'à la base du glacier peuvent les expliquer. Signalons aussi la forte déformation observée dans les 10 ou 15 premiers mètres des trous de forage, contraire à la théorie. Il faut sans doute incriminer de nombreuses petites failles superficielles obliques, qui soulagent la compression ou extension parallèle à la surface à laquelle est soumise la glace. (On en voit d'ailleurs souvent les traces sur le glacier.)

d) **Viscosité ne dépendant que de la température et du deuxième invariant du déviateur des contraintes.**

Un principe général de la physique fait que contraintes et vitesses de déformation, grandeurs tensorielles, ne peu-

vent influencer la viscosité, grandeur scalaire, que par leurs trois invariants. Les premiers sont nuls. Les troisièmes aussi dans tous les cas simples traités. Plutôt que d'utiliser les seconds, on préfère utiliser les racines carrées de leur valeur absolue, la *cission effective*  $\tau$  et la *vitesse de cisaillement effective*  $\dot{\gamma}$ . Dans le cas d'un problème plan (contraintes et vitesses indépendantes de  $y$ ), en appelant  $u$  et  $w$  les composantes de la vitesse selon  $ox$  et  $oz$  :

$$\tau^2 = \left( \frac{\sigma_{xx} - \sigma_{zz}}{2} \right)^2 + \sigma_{zx}^2$$

$$\dot{\gamma}^2 = \left( \varepsilon_{xx} - \varepsilon_{zz} \right)^2 + 4 \varepsilon_{zx}^2 = 4 \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$$

Dans le cas d'un essai de laboratoire, où l'on comprime une calotte de longueur  $L$  avec une contrainte uniaxiale  $\sigma$  :

$$\tau = \sigma/\sqrt{3} \quad \dot{\gamma} = -\sqrt{3} d(\log L)/dt$$

Dans tous les cas l'hypothèse de proportionnalité entraîne :

$$\tau = \eta \dot{\gamma}$$

On admet donc de plus que  $\eta$  n'est fonction que de  $\tau$ , ainsi que de la température par rapport au point de fusion,  $\theta$ . C'est dire qu'on admet que toutes les glaces de glacier

ont les mêmes propriétés mécaniques. Une analyse que nous avons faite de huit déterminations de la loi de fluage, par des auteurs différents et selon des méthodes différentes, dans des calottes froides ou des shelves, montre qu'il n'en est rien. En se ramenant toujours à  $\tau = 0,5$  bar et  $\theta = -13$  °C (valeurs moyennes pour la série de mesures), les valeurs de  $\dot{\gamma}$  s'échelonnent entre 0,0014 et 0,0186. Il semble que, à la base des calottes polaires, dans de la très vieille glace, une orientation très favorable des plans de base pour tous les cristaux diminue considérablement la viscosité.

Jusqu'à preuve du contraire, la loi reste valable pour des glaciers tempérés. De nombreuses formulations mathématiques ont été données. En prenant le bar et l'année pour unités :

1/η = 0,296 τ <sup>4,2</sup>	(Glen)
1/η = 0,25 τ <sup>2</sup>	(Haefeli)
1/η = 0,036 + 0,128 τ <sup>4,5</sup>	(Meier)
1/η = 0,036 + 0,080 τ <sup>2</sup> + 0,053 τ <sup>4</sup>	(Lliboutry)

Les lois de Haefeli et de Lliboutry sont beaucoup plus aisées à manipuler, dès qu'on aborde des modèles mathématiques un peu plus réalistes et donc plus compliqués.  $\tau$  étant de l'ordre du bar dans les glaciers actifs, on voit que la viscosité de la glace  $\eta$  est de quelques bar.ans (1 bar.an = 3,156 × 10<sup>13</sup> poises).

## Discussion

Président : M. RACT-MADOUX

M. le Président donne la parole à M. DUVAL qui présentera en l'absence de son auteur empêché, la communication de M. le Professeur L. LLIBOUTRY.

A cette occasion, M. le Président rappelle qu'il existe au sein de la Société Hydrotechnique de France une section de glaciologie très active. M. MESSINE DU SOURBIER qui en assurait depuis plus de vingt ans la présidence avec un dynamisme exceptionnel et une souriante autorité a demandé à être déchargé de son mandat.

Lors de sa dernière réunion le 18 mars 1970, la section de glaciologie a appelé à lui succéder un spécialiste bien connu : M. DE CRÉCY, ingénieur en chef des Eaux et Forêts à Grenoble.

M. DUVAL, collaborateur de M. le Professeur LLIBOUTRY, donne lecture du mémoire ci-dessus.

M. le Président remercie M. DUVAL pour cet exposé qui l'a beaucoup intéressé car il a l'occasion au début de sa carrière de creuser des galeries sous la mer de Glace en vue d'y aménager des prises d'eau sous-glaciaires. Il ouvre la discussion en demandant : « Quelle est la température des glaciers « tempérés » ? »

Dans la glace vive à altitude relativement basse, répond M. DUVAL, le glacier suit sur une très faible épaisseur les variations de la température extérieure, mais la glace étant très mauvaise conductrice de la chaleur on suppose qu'à partir de 1 m au-dessous de sa surface tout la masse du glacier se trouve à 0 °C.

M. VAN GEEN intervient en ces termes :

« Je n'ai absolument aucune compétence en matière de rhéologie de la glace, mais j'ai eu le privilège d'assister au Congrès de rhéologie de Kyoto il y a un an et d'être invité à présider une séance entière consacrée au problème de la rhéologie de la glace, ce qui prouve bien l'intérêt de la question.

J'ai été frappé par l'abondance des communications (essentiellement d'origine japonaise et soviétique) : celles-ci témoignaient d'une part de recherches d'un type universitaire fondamental sur les propriétés de la glace et d'autre part de recherches appliquées menées sur les glaciers, ces pays ayant le privilège d'avoir accès à ce type d'expérimentation.

De la discussion extrêmement vive qui a eu lieu à l'occasion de cette session, j'ai retenu les trois points essentiels suivants :

1° La glace semble être un des corps pour lequel le gradient de température joue un rôle déterminant sur son comportement. C'était la première fois que je rencontrais de manière concrète un matériau dont on me montrait par des courbes obtenues soit en laboratoire, soit même *in situ*, l'influence du gradient de température. Je n'ai pas perdu le souvenir des chiffres qui m'ont été cités. Vous avez parlé de températures de surface de l'ordre de -40 °C qui allaient jusqu'à 0 °C dans la masse. Il se trouve que les savants soviétiques, en particulier, ont eu la possibilité d'accéder à des mesures où la température de surface atteignait -88 °C et où celle-ci, en 3 mn, atteignait le chiffre que vous avez cité : de l'ordre de grandeur de -40 °C. Il y a eu d'ailleurs à cette occasion toute une discussion quant à la signification des mesures de températures faites en surface, mais il apparaissait clairement de l'avis des gens concernés, qu'il y avait une très grande influence du gradient de température sur les propriétés rhéologiques de la glace.

2° Il y a désaccord profond sur le point de savoir s'il y a ou non des effets de triaxialité importants.

3° Le troisième point me tient fort à cœur, car mon activité essentielle est la photoélasticité. J'ai eu l'occasion de voir au Japon que l'effet photoélastique dans la glace est une source d'information extraordinaire, et cela n'a rien d'étonnant dans la mesure où, comme vous l'avez montré tout à l'heure, la position des axes optiques joue un rôle particulier sur le comportement des glaciers.

A Kyoto, a été présentée toute une série de travaux sur la photoélasticité de la glace d'une part et, d'autre part, sur la mesure des contraintes dans ce milieu au moyen de jauges à fil résistant pour lesquelles des techniques spéciales ont été mises au point par les Japonais. Ces deux méthodes ont été utilisées conjointement avec succès.

Comme la France est le pays où la photoélasticité a fait ses débuts et connaît, à l'heure actuelle, des développements considérables grâce à la mise au point d'appareils tout à fait remarquables, j'ai cru utile de vous signaler ces intéressantes communications. Il serait dommage que cette mine de renseignements ne soit pas exploitée dans l'étude du comportement rhéologique de la glace, puisque en raison de la structure cristalline de celle-ci, les observations photoélastiques sont reliées de manière extrêmement serrée aux déformations du massif. »

M. le Président remercie vivement M. VAN GEEN de sa contribution qui présente un grand intérêt pour tous les spécialistes de la glace.

Il demande ensuite à M. DUVAL s'il a quelques informations à apporter à ce propos.

« Je n'ai pas insisté beaucoup sur les gradients de température, dit M. DUVAL, parce qu'en France nous avons des glaciers « tempérés » de très grande surface où les phénomènes de température n'interviennent pas. Au contraire, les Russes et les Japonais font des expéditions dans l'Antarctique où se trouvent des glaciers « froids » pour lesquels les problèmes de gradient sont très importants. En France, des expéditions sont en préparation pour effectuer des forages à la base Dumont d'Urville, en Terre-Adélie, et là on devra tenir compte de ces problèmes de gradient. M. LLIBOUTRY a déjà proposé des théories à ce sujet, et aussi pour expliquer les phénomènes de recristallisation. »

Pour les travaux auxquels j'ai fait allusion au début, dit M. le Président, nous avons fait de nombreux essais sismiques en vue de déterminer le profil sous-glaciaire. Je crois me souvenir que la célérité des ondes élastiques était de 3 500 m environ.

Cette vitesse observe M. DUVAL dépend évidemment des inclusions pouvant exister dans la masse du glacier : air, débris morainiques, etc. Autrefois très employée, cette méthode de mesure de l'épaisseur

des glaciers tend à être supplantée, notamment dans l'Arctique, par des mesures au radar en utilisant des bandes de fréquences donnant lieu à une faible absorption. Dans les glaciers « tempérés » les résultats ont été au début très décevants en raison de la forte absorption du rayonnement par l'eau liquide existant le plus souvent dans la masse du glacier; aujourd'hui, il semble que l'on puisse obtenir de bons résultats en utilisant des fenêtres de fréquences donnant lieu à une faible absorption par l'eau liquide.

Comme les lois de l'hydraulique, celles du fluage de la glace ont été établies pour des cas simples : régime uniforme, lit prismatique, etc., remarque M. RÉMÉNIÉRAS. Dans les cas complexes rencontrés en pratique, a-t-on tenté de réaliser des « modèles réduits » — analogues, *mutatis mutandis*, à ceux largement employés par les hydrauliciens — en utilisant l'un des nombreux fluides rhéologiques que la chimie moderne met à notre disposition ?

Il n'y a pas eu de tentative de ce genre à ma connaissance répond M. DUVAL. Pour l'instant, on cherche à vérifier les théories proposées pour expliquer le mouvement des glaciers au moyen de mesures *in situ*.

M. le Président clôt la discussion en remerciant M. DUVAL et par son intermédiaire le Professeur LLIBOUTRY ainsi que toutes les personnes qui sont intervenues.

## Abstract

### Ice creep

An ice monocrystal can undergo plastic deformation by slip along basic crystallographic planes, without strain hardening occurring. The strain rate then varies as the cube of stress (for the deviatoric stress of the order of 1 bar observed in glaciers). The creep rate variation with temperature is due to activation energy of about 16 kcal/mol. These relationships do not apply to slip along planes running parallel to the optical axis, which is much less common.

The rate of creep of polycrystalline glacier ice under very low stress must depend on the latter type of slip, but in more highly stressed ice it depends on recrystallization. In addition, pressure-

melting and re-freezing effects are apt to take place above  $-10^{\circ}\text{C}$ , resulting in greater apparent activation heat (25-43 kcal/mol).

The basic glacier dynamics assumptions are:

- 1) Hydrostatic pressure has no effect on ice creep (confirmed experimentally);
- 2) Nor have finite strains and discontinuities (e.g. faults);
- 3) Deviatoric stress is proportional to creep rate at a given point (fairly doubtful);
- 4) Viscosity only depends on temperature and the second invariant of the stress deviator (probably incorrect, at least for the polar ice caps).