

# Frost in der Geotechnik

## Le gel en géotechnique

Inhalt  
Table des matières

- |  |  |
|--|--|
| M. Dysli                                 | 25 ans de développements en matière de gel   |
| O. Gicot                                 | Gel et dégel des chaussées dans le canton de Fribourg                                |
| M.A. Gautschi                            | Ist Frostdimensionierung des Oberbaus noch zeitgemäß?                                |
| Prof. F. Descoeuilles<br>J.-F. Hotellier | Ecran de congélation sous une enceinte de fouille à Genève                           |
| R. Egli                                  | Die Anwendung des Gefrierverfahrens bei der Unterquerung der Limmat durch die S-Bahn |
| Prof. W. Haeberli                        | Alpiner Permafrost - Einführung und Forschungsperspektiven                           |
| Prof. S. Springman                       | Forschungsprojekte im Oberengadin 1998-2000  |
| Dr. D. Vonder Mühl                       | Thermische Aspekte aufgrund von Messungen in Bohrungen                               |
| R. Delaloye                              | Pergélisol et constructions de remontées mécaniques<br>L'exemple des Lapires         |
| Dr. M. Wegmann                           | Frostverwitterung im Permafrostfels  |

# Frost in der Geotechnik

## Le gel en géotechnique

### Inhalt Table des matières

M. Dysli	25 ans de développements en matière de gel	3
O. Gicot	Gel et dégel des chaussées dans le canton de Fribourg	17
M.A. Gautschi	Ist Frostdimensionierung des Oberbaus noch zeitgemäß?	27
Prof. F. Descoedres J.-F. Hotellier	Ecran de congélation sous une enceinte de fouille à Genève	37
R. Egli	Die Anwendung des Gefrierverfahrens bei der Unterquerung der Limmat durch die S-Bahn	53
Prof. W. Haeberli	Alpiner Permafrost - Einführung und Forschungsperspektiven	69
Prof. S. Springman	Forschungsprojekte im Oberengadin 1998-2000	85
Dr. D. Vonder Mühll	Thermische Aspekte aufgrund von Messungen in Bohrungen	95
R. Delaloye	Pergélisol et constructions de remontées mécaniques L'exemple des Lapires	103
Dr. M. Wegmann	Frostverwitterung im Permafrostfels	115

## **25 ans de développements en matière de gel**

**Michel Dysli**

# 25 ans de développements en matière de gel

Michel Dysli, Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL

## 1. Préambule

Pour le constructeur de routes ou de voies ferrées et, en général pour l'ingénieur civil, le gel est un phénomène dont ils doivent tenir compte et qu'ils peuvent aussi utiliser (par exemple congélation artificielle). Sous les climats tempérés, l'ingénieur doit surtout le maîtriser; il doit concevoir ses constructions de manière à ce qu'elles résistent aussi bien au gel qu'au dégel des sols, le dégel étant le phénomène le plus critique.

Dans un pays au relief important comme la Suisse, le gel est un phénomène critique qui conditionne le dimensionnement de nombreux ouvrages dont les routes, les voies ferrées et les constructions réalisées en altitude. Cependant, le climat se réchauffe. Ce n'est pas un phénomène récent car il a débuté vers 1850 à la fin du Petit âge glaciaire. En déterminant la tendance des températures moyennes de l'air annuelles mesurées au Säntis (2500 m), au Grand-St-Bernard (2479 m) et à Davos (1590 m) de 1901 à 1994, l'accroissement a été de 1,2° C. Faut-il donc continuer à apporter autant d'attention au dimensionnement au gel des fondations?

La figure 1 décrit la variation de 1929 à 1999 des indices de gel de l'air  $FI$  calculés sur la base des températures de l'air mesurées à Davos, Château-d'Oex et Lausanne. Sur cette figure, la courbe épaisse est une moyenne mobile à 10 ans de la moyenne de ces indices. Elle montre bien la lente diminution des indices de gel. Si la pente de cette tendance perdure, il faudra au moins un siècle pour que nos méthodes de dimensionnement au gel deviennent obsolètes. Qui plus est, une autre tendance vient, pour l'ingénier civil, "corriger" les effets du réchauffement du climat. C'est la tendance à construire des ouvrages toujours plus hauts en altitude, notamment de par le développement du tourisme hivernal et estival en montagne.

Cet article est un florilège des résultats des recherches sur l'action du gel sur les sols et les fondations effectuées par le Laboratoire de mécanique des sols de l'École polytechnique fédérale de Lausanne (EPFL) depuis 1975 environ (Dysli 1991). Le dernier chapitre montrera comment utiliser des connaissances du domaine routier pour un problème de fonte d'un pergélisol alpin.

Une grande partie des matières exposées dans cet article ont, bien entendu, déjà fait l'objet de publications. Il comprend cependant certaines nouveautés et des présentations de développements qui n'ont été publiés qu'en anglais dans des publications internationales.

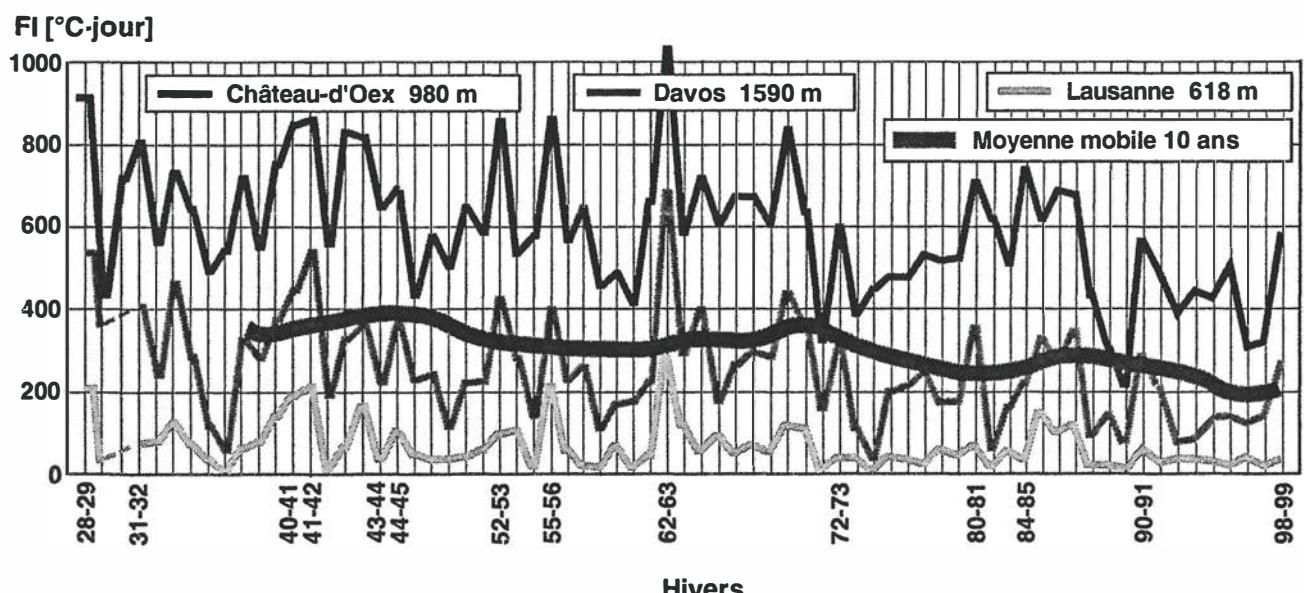


Fig. 1 : Indices de gel de l'air  $FI$ , de 1929 à 1999, pour les stations de Davos, Château-d'Oex et Lausanne. La moyenne mobile de 10 ans montre la tendance. Cette moyenne est elle-même lissée.

## 2. Un peu d'histoire

En Suisse, les recherches en matière de gel ont débuté pendant la Deuxième Guerre mondiale par la thèse de Robert Ruckli (1943) réalisée à l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (dénommée à l'époque: École d'ingénieurs de l'université de Lausanne) et, un peu après, par son livre (Ruckli 1950) (fig. 2 et 3).

Cette thèse apportait des notions nouvelles aux ingénieurs routiers et une interprétation des idées de Taber (1929, 1930). A la différence de Taber, Ruckli ne connaissait pas les travaux de Buckingham (1907), de Richards (1932) et de Shofield (1935) sur le potentiel capillaire et l'écoulement dans les sols non saturés. Ruckli assimile, par exemple, les lentilles de glace à des puits hydrodynamiques, ce qui est très juste, mais il considère le sol adjacent comme un milieu saturé avec une conductivité hydraulique et une force d'aspiration constante, ce qui est faux. Ces recherches ont été ensuite intimement liées à la normalisation de la construction routière suisse.



Fig. 2 : Le Dr Robert Ruckli, ancien directeur de l'Office fédéral des routes et père des autoroutes suisses.

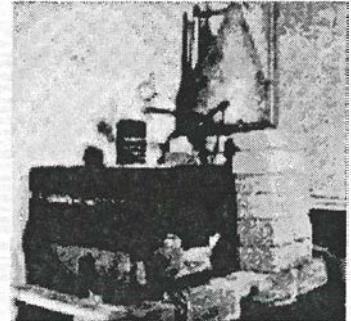


Fig. 3 : Mesure de gonflements au gel pendant la thèse de Robert Ruckli en 1942 environ.

Elles se sont donc faites sous le contrôle et avec l'aide financière de l'Office des routes de l'Administration fédérale de même qu'en collaboration étroite avec l'Union des professionnels suisses de la route (VSS), le maître d'œuvre de cette normalisation. Elles ont été surtout le fait de l'*Institut für Geotechnik* de l'École polytechnique fédérale de Zurich (à l'époque, une section de la *Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau*) sous la direction du Professeur F. Baldazzi et du Laboratoire de mécanique des sols de l'École polytechnique fédérale de Lausanne (dénommé à l'époque: Laboratoire de géotechnique) sous la direction du Professeur D. Bonnard puis du Professeur E. Recordon.

Elles ont commencé par de nombreuses mesures in situ de la profondeur de pénétration du gel sous les routes et de leur diminution de portance lors du dégel et, par des analyses statistiques des climats de toutes les régions de Suisse. En parallèle, des essais en laboratoires ont été menés pour mettre au point des procédures de détermination de la sensibilité au gel des matériaux des infrastructures et des superstructures routières. Dès 1975 environ, c'est surtout le Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL qui a conduit, en Suisse, les recherches en matière de gel, notamment grâce à une installation d'essais en vraie grandeur construite sur le nouveau site de l'EPFL à Ecublens. Avec cette installation, les hivers les plus rudes peuvent être simulés, sur des routes en vraie grandeur, pendant toute l'année (Dysli & Pfister 1982, Dysli & Bourdeau 1984, Lefebvre & Dysli 1988, Dysli 1993). De 1979 à 1985, des mesures météorologiques couplées avec la mesure des températures à la surface de la route et dans sa fondation ont permis de mieux appréhender l'effet des radiations solaires sur la propagation de l'isotherme 0° C dans une chaussée; ces mesures ont notamment permis d'introduire, en Suisse, une nouvelle méthode de dimensionnement au gel des superstructures routières (Dysli 1988, Dysli 1989, Dysli et al 1997). Plus récemment, une nouvelle procédure d'essai en laboratoire pour la détermination de la sensibilité au gel a été mise au point (Dysli, 1995), et de nouvelles analyses statistiques ont permis d'établir une carte des indices de gel de la Suisse (Dysli et al 1997).

## 3. L'indice de radiation

### 3.1 Indice de gel de l'air et indice de gel de la surface de la route

Les températures juste sous la surface d'une route ou d'une voie ferrée, et donc la profondeur de pénétration du front de gel, ne sont pas directement fonction de la température de l'air car elles dépendent aussi de paramètres météorologiques tels que les radiations solaires directes, celles émises par la Terre, les changements de phases à la surface du sol (évaporation, fonte de verglas ou de neige), les apports calorifiques dus aux précipitations et le vent (fig. 4). On sait cependant aujourd'hui que dans les régions tempérées, approximativement en deçà du 60° de latitude, les radiations sont de loin le paramètre le plus important, les autres pouvant être négligés pour des indices calculés sur une période de plusieurs mois.

C'est l'indice de gel de la surface  $FI_S$  et non pas celui de l'air  $FI$  qui est donc déterminant pour le dimensionnement au gel des fondations des voies de communication. Il se calcule, théoriquement, comme l'indice de gel de l'air, mais avec la température mesurée à la surface, ou plutôt juste sous la surface de la route ou du sol.

Il peut y avoir une très grande différence entre l'indice de gel de l'air  $FI$  et l'indice de gel de la surface de la route ou du sol  $FI_S$ , différence causée en grande partie par le rayonnement solaire. Les nombreux résultats de mesures réalisées par le Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL ont confirmé cet effet du rayonnement solaire. La figure 5 est un exemple de ces mesures.

### 3.2 Facteur de correction $n$ et indice de radiation

La température de la surface du sol n'étant mesurée qu'exceptionnellement, l'indice de gel de la surface ne peut être calculé systématiquement. Il doit donc être estimé sur la base de corrélations entre la température de la surface, la température de l'air et le rayonnement solaire. Il existe deux méthodes pour cette estimation : l'une basée sur un facteur de correction et l'autre, récente, sur l'indice de radiation.

Le facteur de correction  $n$  permet de calculer l'indice de gel de la surface de la route par la relation  $FI_S = n \cdot FI$ .

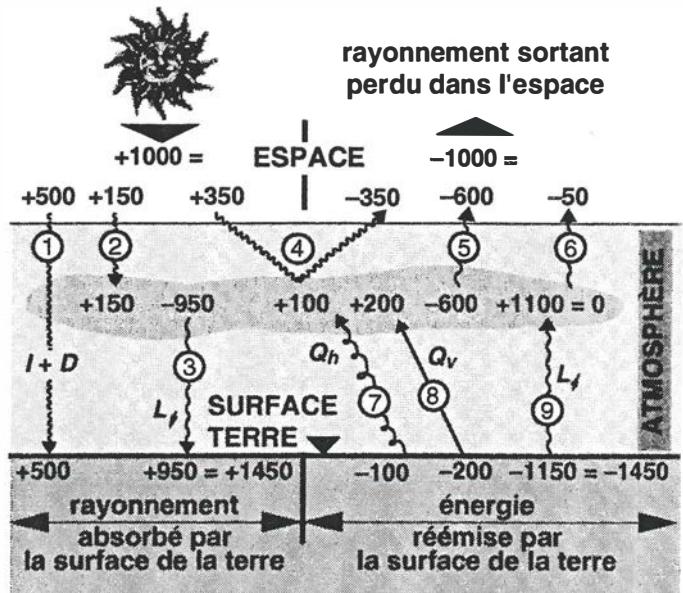
Ce facteur est souvent assez mal utilisé; dans la littérature, on lui donne en effet et le plus souvent des valeurs comprises entre 0,8 et 0,9 qui sont, comme le montre la figure 5, beaucoup trop fortes dans bien des cas. En outre, le facteur  $n$  est un multiplicateur de l'indice de gel de l'air alors que le phénomène qui produit la différence entre les deux indices découle d'un bilan énergétique qui se modélise par une somme.

Pour ces raisons, Dysli (1988, 1989) a proposé d'utiliser plutôt la relation  $FI_S = FI - RI$  où  $RI$  est l'indice de radiation.

Comme l'ont montré Dysli et al (1997), il existe une relation précise entre le facteur  $n$  et l'indice de radiation  $RI$ . L'usage du facteur  $n$  est donc toujours possible à condition d'utiliser des valeurs correctes comme celles données par Dysli et al (1997).

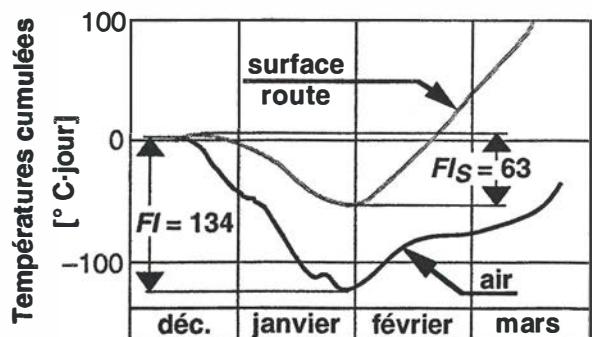
### 3.3 Usage de l'indice de radiation

Sur la base des résultats des mesures entreprises avec une station météorologique automatique placée en bordure des Préalpes suisses, dans une région au climat varié et assez rigoureux, une relation entre l'indice de radiation et le rayonnement solaire a pu être déterminée; elle fait l'objet de la figure 6. Sur cette figure, la courbe en trait plein est la courbe de régression des résultats des mesures représentés par sept points noirs; ces sept points correspondent à la synthèse de quelque deux millions d'observations météorologiques. La droite en gris est la relation introduite dans la norme suisse sur le gel. Ce diagramme n'est bien entendu valable que pour l'Arc alpin en Europe; des mesures de calage seraient nécessaires pour l'adapter à d'autres régions du monde.



- ① rayonnement solaire direct et diffus
- ② rayonnement solaire absorbé par l'atmosphère
- ③ rayonnement à ondes longues émis par les nuages vers la terre
- ④ rayonnement réfléchi par l'atmosphère
- ⑤ rayonnement à ondes longues émis par l'atmosphère vers l'espace
- ⑥ rayonnement à ondes longues pour lequel l'atmosphère est transparente
- ⑦ convection, turbulence
- ⑧ évapotranspiration
- ⑨ rayonnement à ondes longues émis par la terre

**Fig. 4 :** Schématisation du bilan radiatif annuel du système Terre - atmosphère - espace. La valeur de 1000, attribuée au rayonnement du Soleil, est relative.



**Fig. 5 :** Comparaison entre l'indice de gel de l'air  $FI$  et l'indice de gel de la surface de la route  $FI_S$  pour une route située à 860 m d'altitude dans les Préalpes suisses, ceci pour un hiver moyennement froid.

Au moyen du diagramme de la figure 6, on peut estimer l'indice de radiation :

- par le rayonnement global net  $GH$  (rayonnement réémis par la surface du sol non déduit) moyen journalier reçu par une surface horizontale pendant les mois de gel correspondant au calcul de l'indice de gel de l'air,
- en connaissant le nombre d'heures d'ensoleillement journalier pendant cette période,
- par une estimation plus approximative mais cependant suffisante de l'ensoleillement : nul, faible, moyen ou fort.

On commence à connaître les valeurs du rayonnement global  $GH$  pour de nombreux endroits. Dans les régions tempérées et pour des voies de communication, cette valeur peut être utilisée pour l'estimation de l'indice de radiation car le rayonnement à ondes longues émis par la surface du sol y est faible relativement au rayonnement global reçu de l'atmosphère.

Lors de l'estimation de l'indice de radiation  $RI$ , il faut tenir compte du degré d'ensoleillement général de la région du projet et des ombres portées sur chaque tronçon de la voie de communication par, entre autres, des arbres, des bâtiments et des versants de montagne. Par exemple, si la région est très ensoleillée et que le tronçon de route traverse une forêt, le degré d'ensoleillement sera nul.

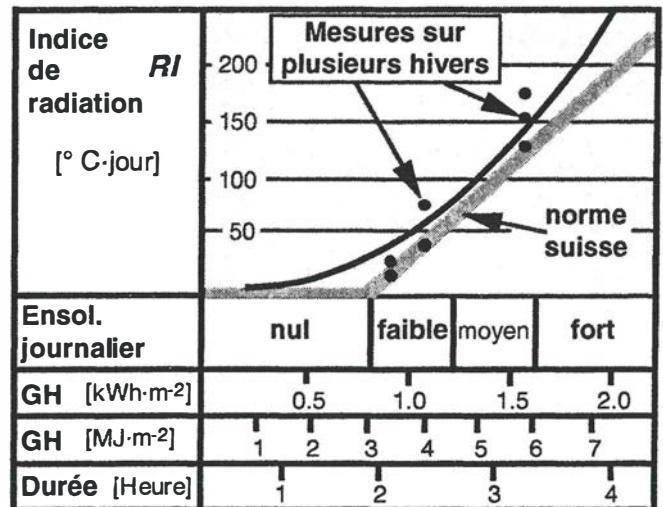


Fig. 6 : Indice de radiation en fonction de diverses méthodes de mesure et d'estimation des radiations solaires. Les points noirs sont les résultats des mesures (environ 2 millions) et la droite grise est la relation introduite dans la norme suisse sur le gel.

## 4. Effet de la vitesse du dégel sur les déformations permanentes des routes

### 4.1 Module résilient de gel-dégel

Pour le dimensionnement au gel de superstructures routières ou ferroviaires, on peut utiliser directement la capacité portante du sol d'infrastructure pendant le dégel au moyen d'un module résilient de gel-dégel  $M_r$  du sol naturel gélif. Cette façon de procéder paraît très rationnelle car elle est une transposition du phénomène naturel. Elle est utilisée par exemple en Finlande, (Dysli 1991). Dans ce pays, c'est un modèle multicouche élastique qui est utilisé pour évaluer l'épaisseur de chaque couche de la fondation dont on connaît les modules de déformation.

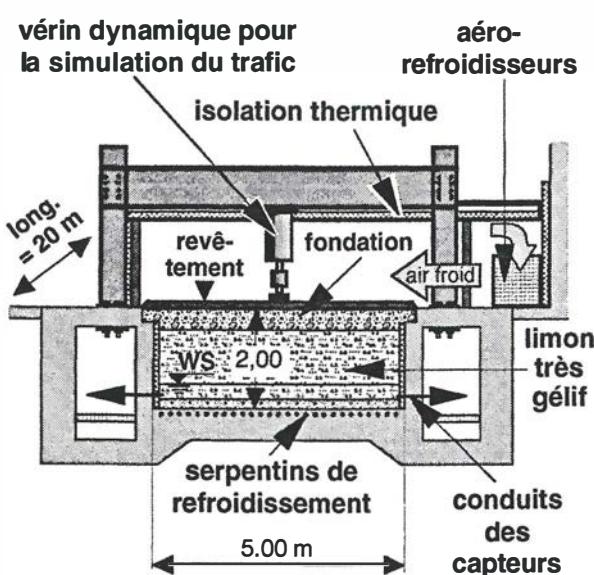


Fig. 7 : Coupe du dispositif d'essais en vraie grandeur du Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL.

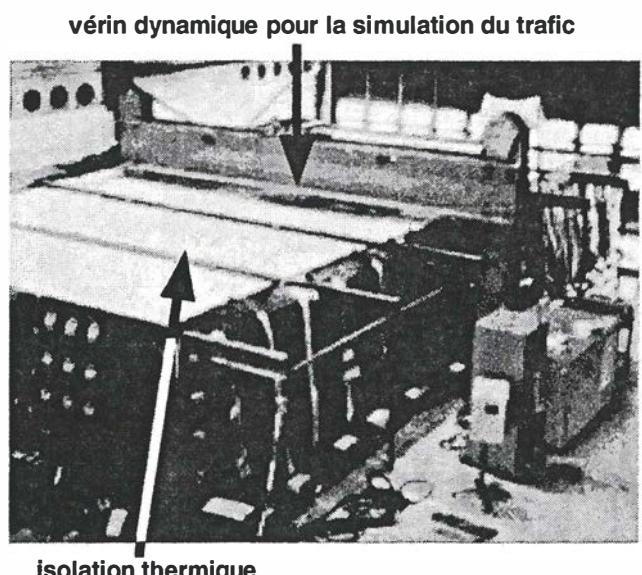


Fig. 8 : Photographie du dispositif d'essais en vraie grandeur du Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL pendant un essai au gel.

Cependant, la détermination d'un module résilient réaliste correspondant à la capacité portante du sol lors du dégel est difficile. Ce module est en effet fonction de nombreux facteurs, dont le niveau de contraintes, les caractéristiques thermiques de l'infrastructure et de toutes les couches de la chaussée et des conditions climatiques à la surface de la chaussée.

## 4.2 Influence de la vitesse du dégel

De nombreux essais en vraie grandeur exécutés dans le dispositif d'essais du Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL (figures 7 et 8) ont pu quantifier l'influence de la vitesse du dégel sur la diminution de la capacité portante durant le dégel, soit donc du module résilient (Dysli & Pfister 1982, Dysli & Bourdeau 1984). La figure 9 est un exemple résumé des résultats obtenus pendant un des nombreux essais en vraie grandeur.

Le module résilient est fonction surtout de la vitesse du dégel ( $M_r = f(\text{vitesse dégel})$ ). La figure 10 montre cette relation. Chaque point de cette figure correspond à un essai de gel-dégel d'une durée de plus de deux mois. Cette figure montre clairement que plus la vitesse du dégel est importante, plus la déformation permanente de la surface de la route après le dégel est grande. En outre, elle montre encore que le gonflement total pendant la période de gel, à savoir la masse d'eau accumulée sous forme de lentilles de glace (approximativement fonction de l'indice de gel de la surface de la route), n'a que peu de relation avec le module résilient de dégel car c'est la vitesse du dégel qui est déterminante.

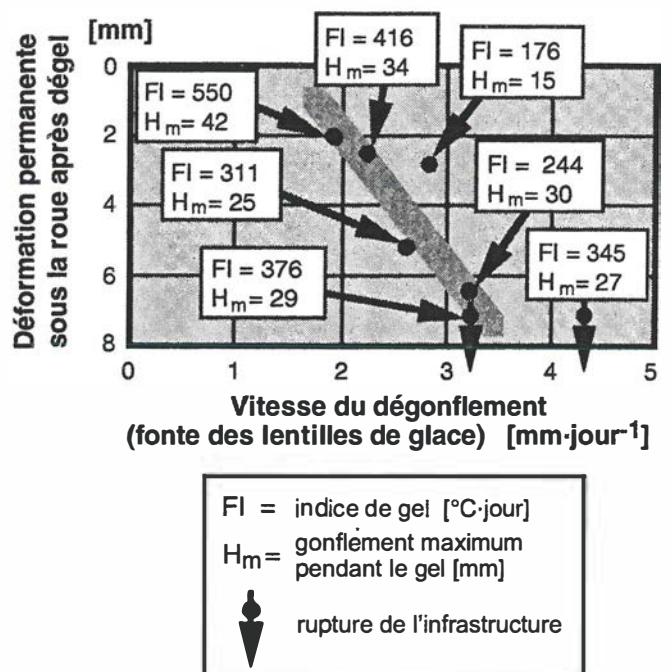


Fig. 10 : Relation entre les déformations permanentes de la surface d'une route et la vitesse du dégel. Chaque point de la figure correspond à un essai en vraie grandeur d'une durée de quelque deux mois.

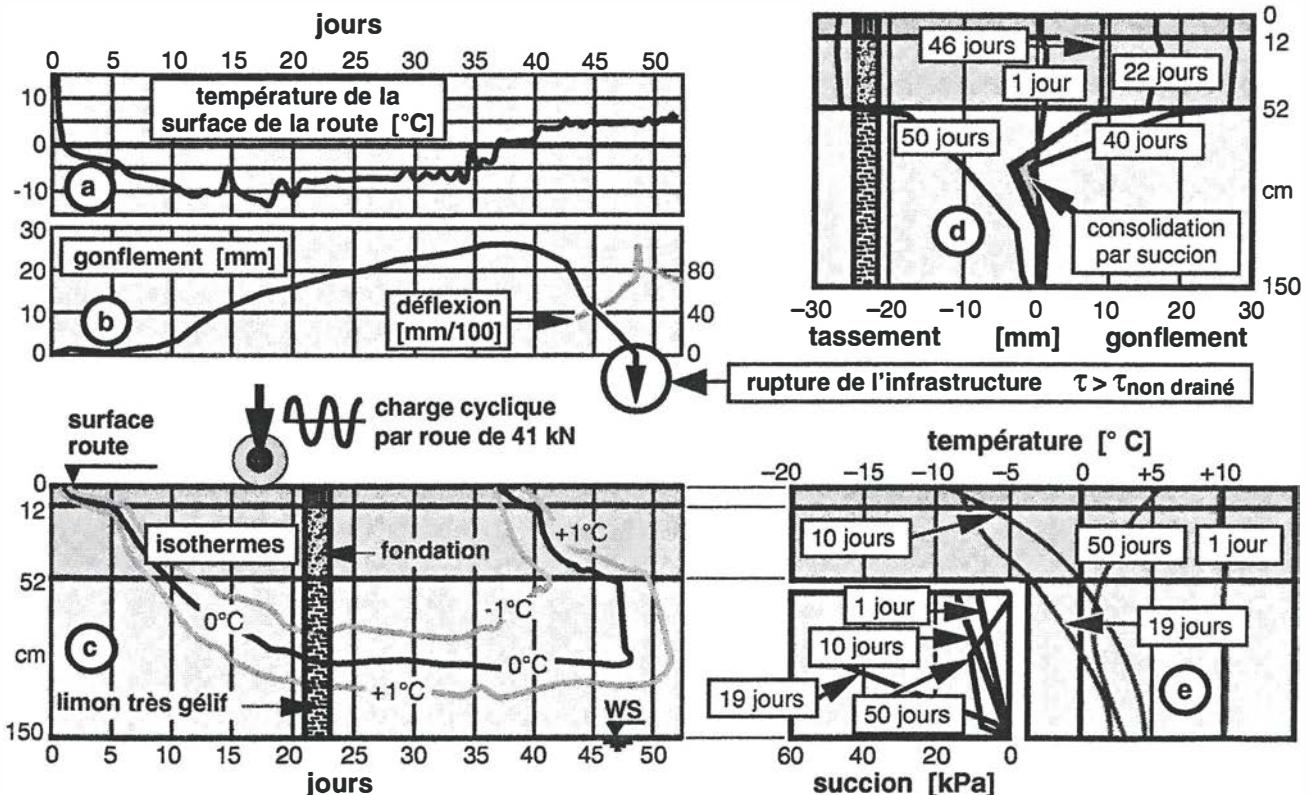


Fig. 9 : Synthèse résumée des résultats d'un essai exécuté dans le dispositif d'essais en vraie grandeur du Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL : a) Températures sur la surface de la route; b) Gonflements, déflexions et poinçonnement de l'infrastructure; c) Isothermes sous la surface de la route; d) Gonflements et tassements en fonction de la profondeur; e) Tautochrones et succions mesurées.

## 5. Où va l'eau de fonte des lentilles de glace sous une chaussée

### 5.1 Le dégel des lentilles de glace

Les recherches en matière de gel, en Suisse, à l'étranger et depuis tout temps, ont surtout concerné les phénomènes associés au gel : formation des lentilles de glace et gonflement. Curieusement, le dégel n'a fait l'objet que de rares études alors qu'il est la cause des dégâts aux constructions les plus importants. Notamment, le processus même du dégel était fort mal connu avant la recherche entreprise par le Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL (Lefebvre & Dysli 1988, Dysli 1993).

Par exemple, où va l'eau de fonte des lentilles de glace pendant le dégel? La figure 11 est une illustration de cette question.

### 5.2 Utilité d'une couche drainante sous la fondation d'une chaussée

Si l'efficacité des tranchées drainantes ou des fossés latéraux de drainage n'est jamais discutée, celle de la couche drainante placée horizontalement, au-dessous d'une superstructure routière ou ferroviaire, sur le terrain naturel ou sur un remblai, fait, par contre, l'objet d'avis divergents. Cette couche peut, en effet, dans certaines circonstances comme lors de la mise en légère pression d'une tranchée drainante, apporter de l'eau plutôt que d'en évacuer.

Sur un sol naturel *non gélif* ou un remblai constitué de matériaux non gélifs, cette couche n'est pas souhaitable quant à son action drainante. Elle assure cependant une fonction anticontaminante entre les matériaux de l'infrastructure et ceux de la superstructure, fonction qu'il ne faut pas sous-estimer lorsque la couche de fondation n'est pas stabilisée avec un liant et surtout si la superstructure est faiblement dimensionnée. Cette fonction anticontaminante peut cependant être assurée par un géotextile.

Sur un sol *gélif*, dans lequel des lentilles de glace peuvent se former, il peut paraître souhaitable de favoriser, lors du dégel des lentilles, l'évacuation de l'eau interstitielle excédentaire par une couche drainante placée sur cette infrastructure gélive. Cette technique est ainsi largement utilisée dans de nombreux pays comme les pays du nord de l'Europe. Dysli (1993) a cependant montré, par des essais en vraie grandeur exécutés dans des conditions de laboratoire, que, pour des routes ou voies ferrées fondées sur des sols gélifs et soumises à des gonflements modérés, cette couche drainante était presque inutile.

### 5.3 Essais démontrant l'inutilité de la couche drainante

Les essais ont été réalisés dans le dispositif d'essais en vraie grandeur décrit sur la figure 12. Le champ d'essai était pourvu d'un géocomposite drainant dans son plan de 5 mm d'épaisseur, placé à l'interface entre la couche de limon très gélif et la couche de fondation. Deux drains latéraux devaient recueillir l'eau drainée par le géocomposite et la diriger vers un dispositif de mesure de son volume. Afin qu'aucune quantité d'eau provenant de la fonte des lentilles de glace ne puisse pénétrer dans la fondation de la route et ainsi être soustraite aux mesures de volume, le géocomposite était recouvert d'une membrane de caoutchouc synthétique.

Ce champ fut soumis à deux cycles de gel et dégel. La durée et les conditions thermiques du gel ont été les mêmes pour les deux essais. Compte tenu des gonflements mesurés pendant ces deux essais (47 mm à l'axe longitudinal, plus faibles sur les bords) le volume des lentilles de glace a pu être estimé à 30 litres par m<sup>2</sup>.

Pour bien comprendre ce qui va suivre, il est intéressant d'examiner en détail la figure 9e. Avant le gel (1 jour), la succion capillaire au-dessus de la nappe phréatique varie linéairement avec la profondeur et correspond au régime permanent des succions dans un limon au-dessus d'une nappe. Tant que l'isotherme 0 °C est dans la fondation non gélive, l'accroissement de la succion est très faible (10 jours). Dès que cette isotherme pénètre dans le limon gélif, la succion augmente brutalement (19 jours) pour atteindre une valeur de quelque 50 kPa (5 mètres d'eau !) juste sous le front de gel. Quelques jours après le dégel (50 jours), la succion capillaire est nulle sous la fondation où les lentilles de glace sont en train de fondre, alors qu'elle dépasse encore le régime d'équilibre au-dessous.

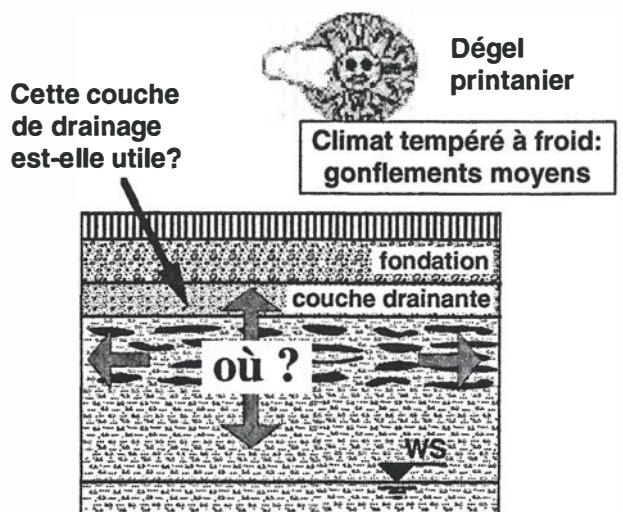


Fig. 11 : Une question essentielle mais non résolue avant les essais du Laboratoire de mécanique des sols de l'EPFL.

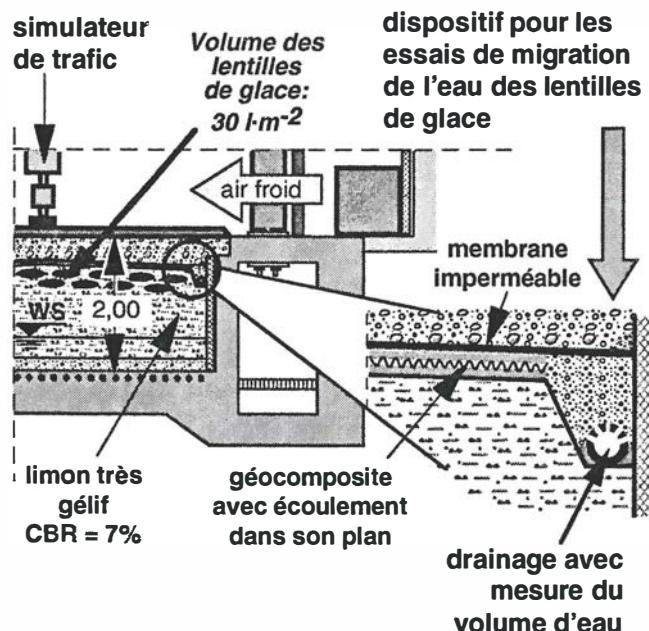
Le dégel du premier essai a été progressif et lent; la température de la surface du revêtement a passé de -4° C à +3° C en 25 jours. Lors de cette longue période de dégel, absolument aucune eau n'a été récoltée dans le dispositif de mesure.

Il fut alors décidé de provoquer, lors du deuxième essai, un dégel extrêmement rapide : passage instantané de la température de l'air de -8° C à environ +20°C (surface du revêtement : -4° C à +7° C en 7 jours). Lors de ce dégel très rapide, seulement 0,45 litres d'eau par m<sup>2</sup> de route ont été drainés par la couche drainante (à comparer aux 30 l·m<sup>-2</sup> des lentilles de glace). La première goutte d'eau a été récoltée 3 jours après le début du dégel et la dernière 9 jours après. En considérant la saturation du géocomposite constatée par une fouille de reconnaissance exécutée juste après le dégel, on peut admettre à quelque 0,5 l·m<sup>-2</sup> le volume d'eau drainé par le géotextile. Cette quantité d'eau correspond à environ 2% du volume total des lentilles de glace et elle a été obtenue dans des conditions de dégel qui sont absolument irréalistes.

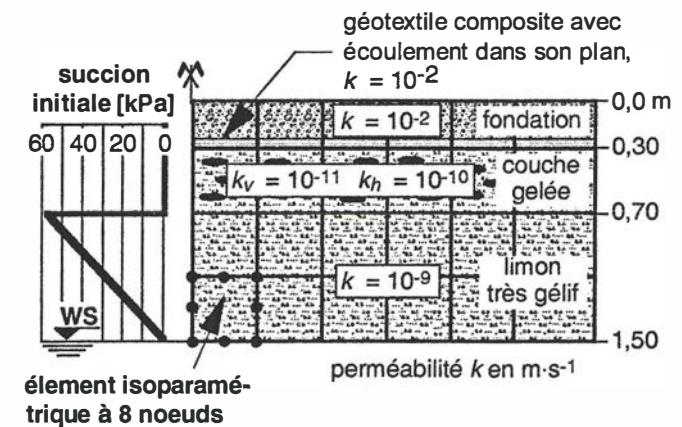
Après donc 9 jours de dégel, à un moment où environ la moitié du dégonflement de la surface de la route s'est produit, plus aucune eau n'est recueillie. Le drainage de la forme de l'infrastructure n'a permis de récolter l'eau provenant du dégel que sur les premiers centimètres supérieurs de la couche de limon.

Un point restait à éclaircir : puisque le drainage ne récolte que très peu d'eau dégelée, quel est le cheminement de l'eau de fonte des lentilles de glace lors du dégel? Pour essayer de répondre à cette question, une modélisation des écoulements a été effectuée à l'aide de la méthode des éléments finis qui permet de simuler des écoulements souterrains transitoires ou permanents dans un milieu composé de plusieurs couches saturées ou non.

Le massif a été divisé en trois couches horizontales distinctes : la grave de fondation, le limon gelé et le limon non gelé, siège des succions capillaires. L'eau de fonte des lentilles de glace a été simulée par une variation de la charge hydraulique en fonction du temps au niveau de l'interface grave / limon gelé. La conductivité hydraulique de la couche de limon gelé est orthotrope; la composante verticale a été admise cent fois plus faible que la conductivité hydraulique du sol non gelé et saturé et la composante horizontale 10 fois plus grande que la composante verticale. La conductivité hydraulique de la couche de limon non gelé est isotrope et fonction de la succion capillaire; les valeurs adoptées au stade initial sont celles mesurées lors d'essais précédents; lorsque la succion est nulle, la valeur adoptée est celle de la conductivité hydraulique verticale déterminée par l'essai cédrométrique ou le perméamètre. Le coefficient d'emmagasinement est resté constant tout au long de la simulation pour chacune des couches.



**Fig. 12 :** Halle fosses d'Ecublens (EPFL). Dispositif pour l'étude de la migration de l'eau de fonte des lentilles de glace avec mesure exacte du volume d'eau drainé.



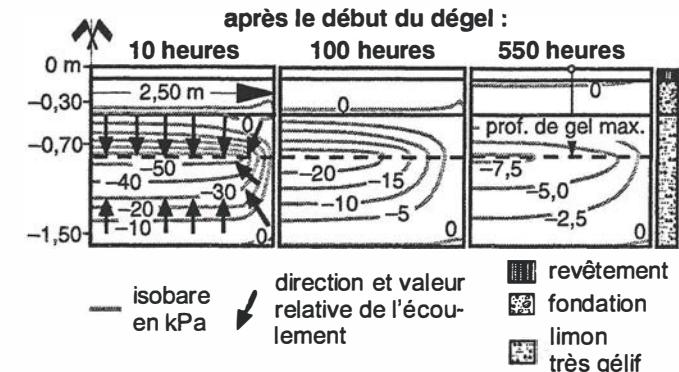
**Fig. 13 :** Données de la simulation numérique par la méthode des éléments finis du cheminement de l'eau de fonte des lentilles de glace.

Les principales données de cette simulation font l'objet de la figure 13. Les graphiques de la figure 14 présentent les résultats obtenus au moyen de la simulation par éléments finis, à différents moments après le début du dégel. Ils montrent que la succion capillaire engendrée par le phénomène du gel réaspire progressivement toute l'eau de fonte des lentilles de glace vers le bas et qu'aucun flux ne s'écoule vers la couche drainante simulée par une couche de grande perméabilité ( $k = 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ). La succion capillaire diminue au cours du dégel et le modèle non linéaire utilisé pour la simulation le montre bien.

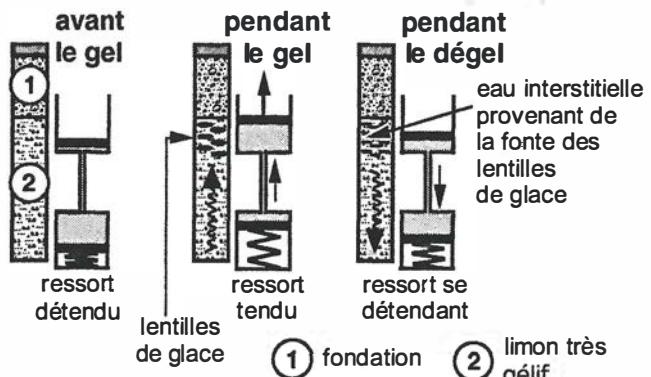
#### 5.4 Schématisation du phénomène

La figure 15 tente de schématiser plus simplement ce phénomène. Le sol gélif, sous la fondation, est représenté par deux pistons reliés par un petit tube. Le piston inférieur correspond à la partie non gelée du sol gélif et le piston supérieur à la zone des lentilles de glace. Avant le gel, le ressort sous le piston est au repos (détendu); pendant le gel, l'eau est aspirée vers le front de gel et le ressort se tend. Pendant le dégel, la succion diminue et le ressort tendu réaspire l'eau dans son cylindre de départ.

La couche drainante n'a pas ainsi le rôle que d'aucun voudrait lui voir jouer. Il est probable cependant, qu'au moment du passage d'un essieu, elle répartisse un peu la surpression de l'eau interstitielle provenant de la fonte des lentilles et qu'ainsi, elle réduise un peu les risques de poinçonnement de l'infrastructure.



**Fig. 14 :** Résultats de la simulation numérique par la méthode des éléments finis du cheminement de l'eau de fonte des lentilles de glace. Isobares (suction) à différents moments après le début du dégel. Les directions de l'écoulement ne sont représentées que sur le graphique de gauche.



**Fig. 15 :** Schéma du cheminement de l'eau interstitielle lors du gel et du dégel.

### 6. Comment utiliser des connaissances du domaine des routes dans l'explication d'un autre phénomène lié au gel

#### 6.1 Le bienfait des études multidisciplinaires

L'interdisciplinarité est souvent la clé des développements scientifiques et techniques. En matière de gel, les ingénieurs civils d'aujourd'hui doivent beaucoup aux ingénieurs agronomes de la première moitié de ce siècle.

Jusqu'à il y a environ vingt ans, les pergélisolos, à savoir des sols gelés en permanence en profondeur et dans lesquels seule leur couche superficielle dégèle du printemps à l'automne, étaient surtout étudiés par des géologues et des géographes. Ces derniers, souvent plus naturalistes que scientifiques, ont décrit plutôt qu'expliqué sur la base de modèles physiques reconnus, la nature et le comportement de ces sols particuliers. Les ingénieurs civils se sont cependant mis à construire sur ces pergélisolos, par exemple pour exploiter des gisements de pétrole dans le Grand Nord ou, dans les pergélisolos alpins, pour le développement des stations de ski. Il leur a fallu ainsi développer des modèles de calcul du comportement thermique et mécanique de ces sols. En outre, le réchauffement du climat est la cause de la fonte des pergélisolos alpins qui peut produire des laves torrentielles aux conséquences parfois catastrophiques.

L'étude du comportement des pergélisolos exige donc de plus en plus une approche scientifique rationnelle basée sur une modélisation numérique élaborée, utilisant les lois de la mécanique.

## 6.2 La perte de portance au dégel des infrastructures routières

Le chapitre 4 traite d'essais en vraie grandeur réalisés dans des conditions de laboratoire sur différents types de chaussées routières. On remarque notamment sur la figure 9 la brutale fermeture de l'isotherme  $0^\circ\text{C}$  due à la chaleur latente de fusion de la glace des lentilles. Elle conduit à la fonte rapide de ces lentilles et à la diminution brutale de la résistance au cisaillement de l'infrastructure de par une teneur en eau beaucoup plus élevée que la teneur en eau naturelle. Comme le montre la figure 16 (photo), une perte de portance de l'infrastructure d'une route peut la rendre inutilisable.

Cette fermeture brutale de l'isotherme  $0^\circ\text{C}$  peut être simulée en utilisant la très classique équation de Fourier (Dysli, 1998). Le résultat d'une telle simulation entreprise par la méthode des éléments finis en utilisant les résultats des mesures décrites succinctement sur la figure 9 fait l'objet de la figure 17. Cette simulation tient compte de la chaleur latente de fusion de la glace qui est introduite par une relation spéciale entre la capacité thermique et la température autour du  $0^\circ\text{C}$ ; le modèle est donc non linéaire.

Cette figure montre que l'on peut simuler assez correctement la fermeture brutale de l'isotherme  $0^\circ\text{C}$  avec un code un peu élaboré basé sur une équation très classique.

## 6.3 Les pergélisol alpins

Les hautes montagnes des régions froides à chaudes du globe (Alpes, Montagnes rocheuses, Andes, etc.) comprennent de très nombreuses zones de pergélisol dans lesquelles le volume de glace est parfois plus important que celui de la matière minérale alors que, lorsque les névés ont fondu, leur surface est minérale (éboulis, blocs) et parfois végétalisée. On rencontre ces pergélisol alpins approximativement au-dessus de l'isotherme  $-2^\circ\text{C}$  (moyenne multi-annuelle). Cette température de l'air est approximative car elle dépend de l'effet des radiations solaires.

La limite inférieure de ces pergélisol dépend de différents facteurs climatiques : dans les régions au climat très maritime, les pergélisol alpins sont absents et dans celles au climat très continental, on peut les trouver sous des forêts.

La structure interne des pergélisol alpins était très mal connue jusqu'à ces dernières années, où des constructions en haute montagne et des moyens financiers importants dévolus à des recherches scientifiques, ont permis la réalisation de forages de reconnaissance. Ces forages ont montré notamment que la teneur en glace des pergélisol alpins était beaucoup plus importante que ce que l'on présumait précédemment. C'est ce que montre la figure 18 qui décrit les résultats d'un forage instrumenté, entrepris en 1987 (Vonder Mühl 1993) dans un glacier rocheux (pergélisol en mouvement sous l'effet de la gravité) des Alpes suisses.

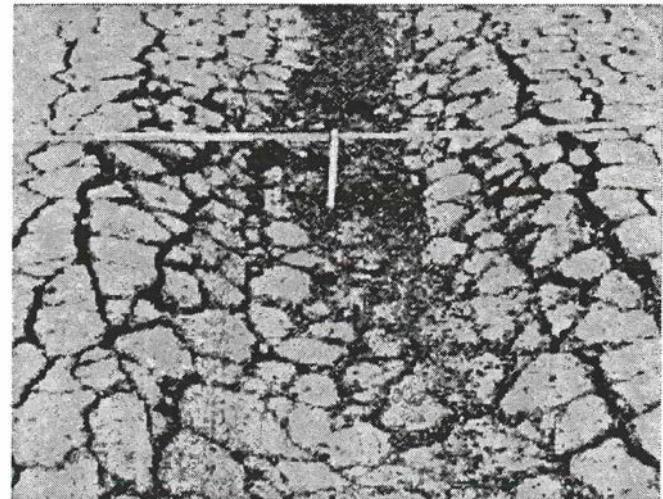


Fig. 16 : Route détruite par perte de portance de l'infrastructure au dégel (hiver 1962-63).

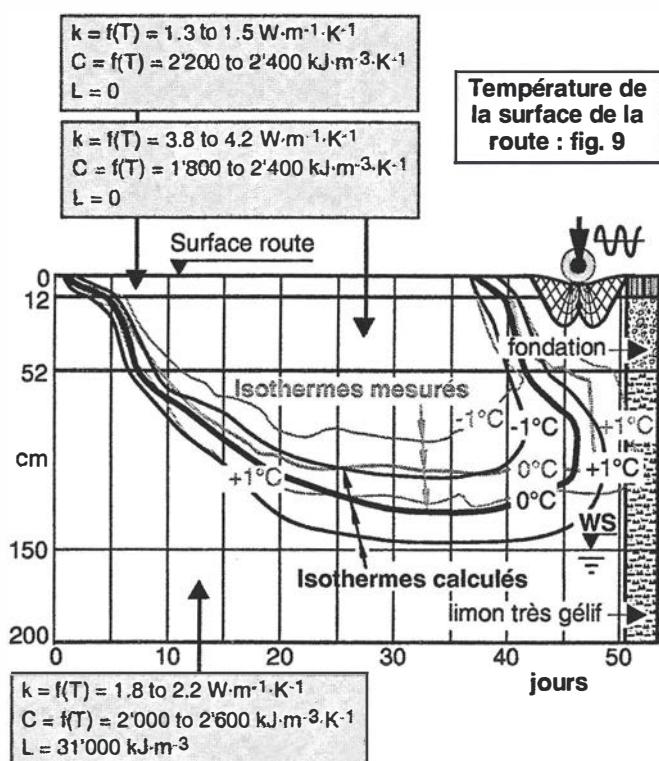
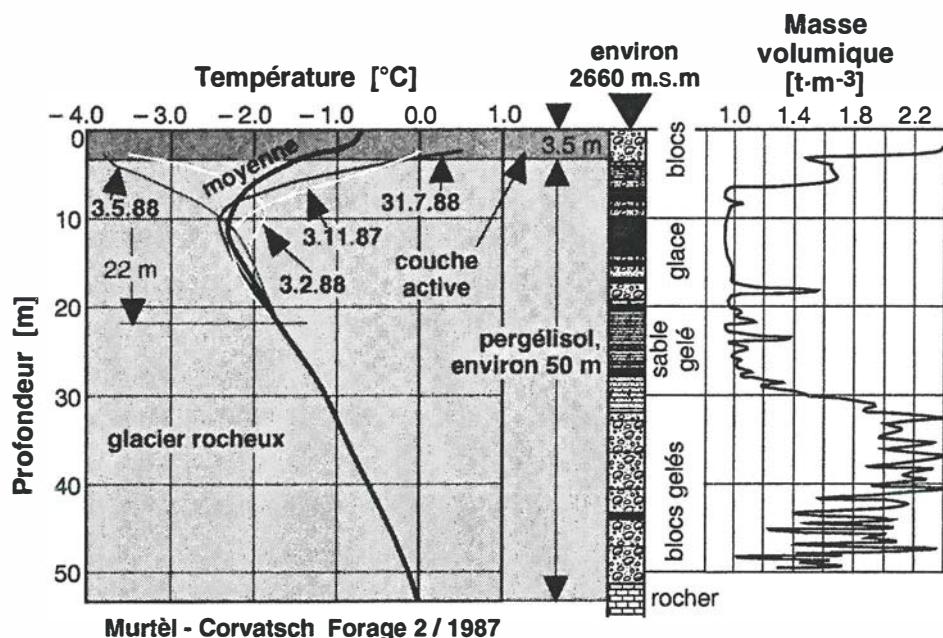


Fig. 17 : Résultat de la simulation numérique de la fermeture brutale de l'isotherme  $0^\circ\text{C}$  lors du dégel sous une route.  $k$  = conductibilité thermique,  $C$  = capacité thermique,  $L$  = chaleur latente de fusion de la glace.



**Fig. 18 :** Résultat d'un forage dans un pergélisol alpin et des mesures qui y ont été réalisées. On pourra remarquer sur cette figure la teneur en glace très élevée dans la zone supérieure du forage. Adapté de D. Vonder Mühll 1993.

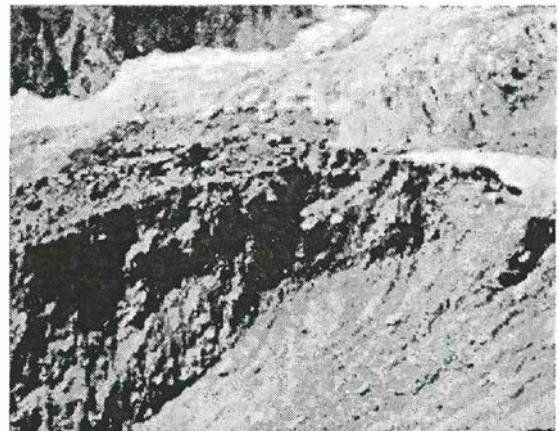
#### 6.4 Laves torrentielles dans les pergélisols alpins provoquées par le réchauffement du climat

Depuis la fin du Petit âge glaciaire (1350 à 1850 AD environ), le climat des régions alpines se réchauffe. Pour les Alpes et des altitudes comprises entre 1600 et 2500 m, cet accroissement de température a été d'environ 1° C de 1900 à aujourd'hui. En altitude, la conséquence première de ce réchauffement est le retrait des glaciers et la fonte des pergélisols alpins, le premier pouvant être la cause du second. Des fluages, des tassements et des laves torrentielles seront le résultat de ce passage du pergélisol au gélisol, phénomène dont pâtiront, par exemple, les constructions érigées sur le passage des laves torrentielles.

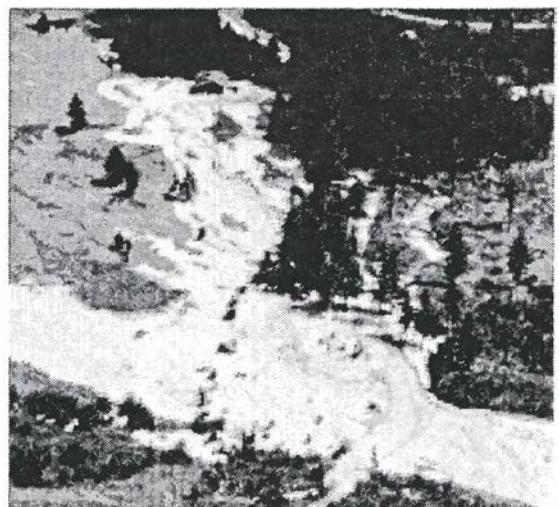
Comme dans une infrastructure gélive d'une route, la fonte de la glace contenue dans les pergélisols alpins peut être brutale. Cela provient de la chaleur latente de fusion de la glace qui doit être entièrement "consommée" pour que la glace fonde. Cette fonte est alors très rapide (quelques jours) et peut engendrer, si la pente est forte, des laves torrentielles. Ces laves peuvent avoir des conséquences catastrophiques. Cela n'a heureusement pas été le cas pour l'exemple traité ci-après où les laves torrentielles du 10 juillet 1990 n'ont provoqué que des dégâts mineurs (fig. 19 et 20).

#### 6.5 Modélisation numérique de l'activation de laves torrentielles dans les pergélisols alpins

Le processus de fonte d'un pergélisol alpin soumis au réchauffement du climat peut être modélisé comme celui de la diminution de la portance de l'infrastructure d'une voie de communication lors d'un dégel printanier.



**Fig. 19 :** Laves torrentielles produites par la fonte d'un pergélisol alpin. Niche d'arrachement supérieure située à environ 2650 m.s.m.



**Fig. 20 :** Laves torrentielles produites par la fonte d'un pergélisol alpin. Partie inférieure de la coulée vers 1600 m.s.m.

nier. La seule différence, ou presque, est la durée des périodes de gel et de dégel. Dans les Alpes, le début du gel permanent peut correspondre au début du Petit âge glaciaire (1350 AD environ) et le début du dégel à la fin de cet âge (1850 AD environ), à savoir au commencement de la période de réchauffement actuel du climat.

Si dans le cas des fondations de routes, nous possédons des résultats précis de mesures des températures pendant le gel et le dégel, ce n'est pas le cas pour les pergélisol alpins. De telles mesures devraient en effet couvrir plusieurs siècles et être réalisées sous la couverture neigeuse et à grande profondeur.

Il faut donc passer par les températures de l'air qui sont mesurées dans certaines stations de mesures alpines depuis 1900 environ et, avant ces premières mesures, estimées sur la base de différents critères. Il faut ensuite :

- soit faire différentes hypothèses pour estimer la température sous la couche de neige en hiver et au printemps, la température sous les glaciers et, en été, la température de la surface du sol compte tenu des radiations solaires. C'est la solution adoptée pour l'exemple choisi à l'endroit d'où sont parties les laves torrentielles décrites par les figures 19 et 20;
- soit utiliser la température de l'air et introduire l'effet de la couche neigeuse et des radiations solaires.

La modélisation numérique a été réalisée avec le même code que celui utilisé pour celle du gel et du dégel sous une route avec, en plus, la prise en compte du flux géothermique. En ce qui concerne les pergélisol alpins, ce code permet notamment :

- l'introduction, comme conditions aux limites, de la radiation solaire, de la convection et de l'évaporation;
- l'introduction de la couche de neige avec la variation de son épaisseur pendant l'hiver et le printemps et de sa masse volumique en fonction de la profondeur.

Un résumé de son résultat fait l'objet de la figure 21. Sur cette figure, seule la partie supérieure du réseau d'éléments finis est représentée; il a en effet 2000 mètres de profondeur.

Le résultat de cette modélisation numérique montre que, si l'on fait abstraction de l'échelle du temps, le phénomène est le même que sous une route et que l'on retrouve cette brutalité dans la fonte de la glace contenue dans le pergélisol, brutalité due à la chaleur latente de fusion de la glace.

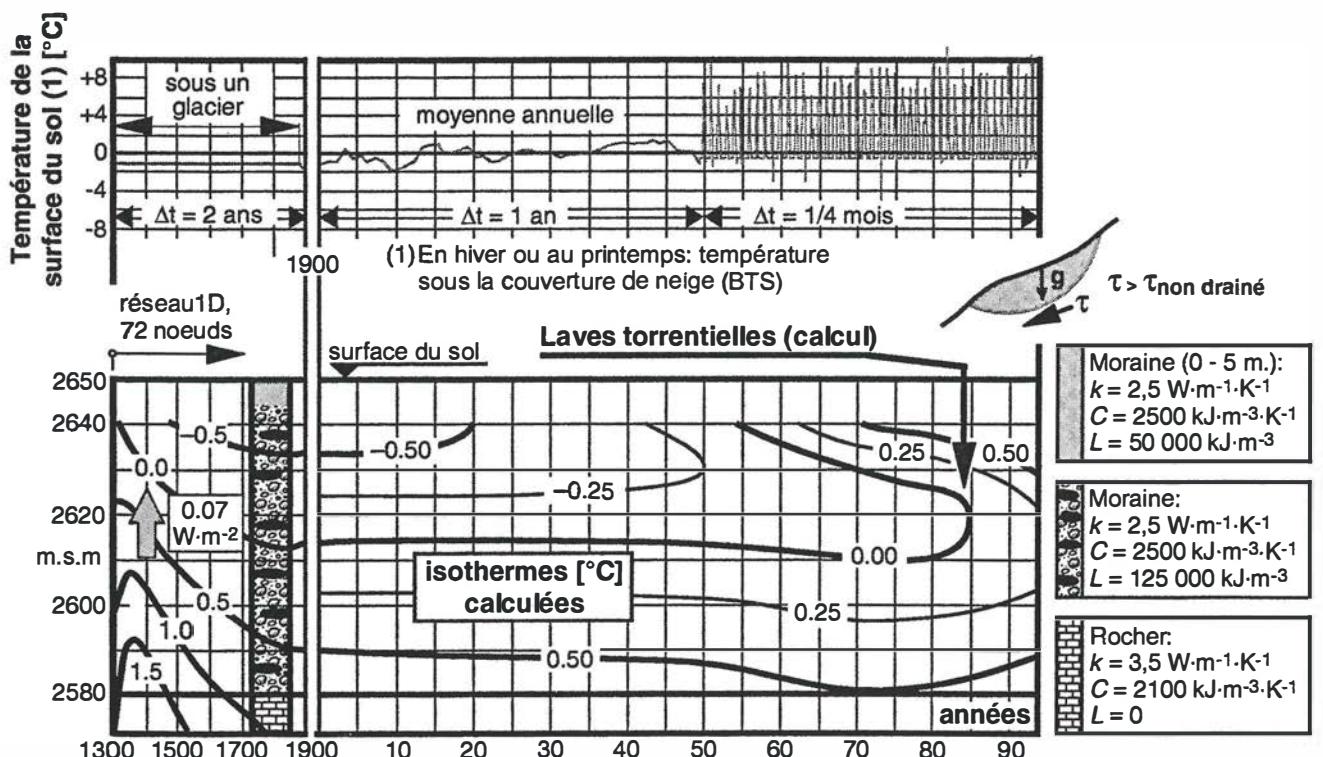


Fig. 21 : Résultats de la simulation numérique de la fonte d'un pergélisol alpin soumis au réchauffement du climat.

## 6.6 Conclusion

L'utilisation de connaissances bien établies d'un domaine scientifique ou technique peut ainsi permettre, dans d'autres domaines, l'explication de phénomènes encore mal connus. Dans le cas des pergélisol alpins, on a montré, en utilisant un modèle numérique tout ce qu'il y a de plus classique, que le déclenchement des laves torrentielles pouvait être expliqué par la fermeture brutale de l'isotherme 0°C elle-même due à la chaleur latente de fusion de la glace contenue dans ce sol. Il ne sera cependant jamais possible de prédire le moment où se produira ce déclenchement car, pour cela, il faudrait connaître, avec une bonne précision, les températures à la surface du sol de ces mille dernières années.

## 7. Références

- Buckingham E. 1907, Studies on the movement of soil moisture, *US Depart. of Agriculture, Bur. of soils, Bull. No 38.*
- Dysli M. & Pfister R. 1982. Test of bearing capacity during thaw. *Frost I Jord Nr. 24*, pp. 14-21.
- Dysli M. & Bourdeau P.L. 1984. *Influence du milieu ambiant sur la force portante d'une chaussée*. Départ. féd. des transports, des communications et de l'énergie. Office des Routes. Rapport No 79.
- Dysli M., 1988. L'indice de radiation. Der Strahlungsindex. *Route et Trafic, No 4*, pp. 208-211.
- Dysli M., 1989. The radiation index. *Int. Symp. on Frost in Geotech. Eng., Saariselkä, Finland*, pp. 233-238.
- Dysli M., 1991. *Le gel et son action sur les sols et les fondations*, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 250 p.
- Dysli M. 1993, Where does the water go during ice lenses thaw, *Proc. 2nd Int. Symp. on Frost in Geotechnical Engineering, Anchorage, Alaska*, pp. 45-50.
- Dysli M. 1995, Etat des normes suisses en matière d'essais en laboratoire. *Publ. de la Soc. Suisse de Mécanique des Sols et des Roches No 131.*
- Dysli M., Lunardini V., Stenberg L. 1997, Related effects on frost action : Freezing and solar radiation indices, *Proc. Int. Symp. on Ground Freezing and Frost action in Soils, Luleå, Sweden*, pp. 3-23.
- Dysli M., 1998, Loss of bearing capacity of roads during thaw and debris flows in mountain permafrost : the same phenomenon, *Proc. Int. Symp. Permafrost and actions of natural and artificial cooling, Paris - Orsay*, pp. 208-216.
- Lefebvre, H. & Dysli, M. 1988. *Effet du gel sur les superstructures routières avec fondation en matériaux concassés*. Rapport de rech. No 165 du Départ. Féd. des Transp., des Commun. et de l'Energie, Office des Routes.
- Richards L.A. 1932, *Physics*.
- Ruckli R. 1943, *Gélicité des sols et fondation des routes*, Thèse École d'Ingénieurs de l'Université de Lausanne, 142 p.
- Ruckli R. 1950, *Der Frost im Baugrund*, Springer Verlag, Wien, 279 p.
- Shofield R.K. 1935, The pF of the water in soil, *Trans. 3rd Int. Cong. of Soil Sci.*, Vol. 2, Discussion 3.
- Taber S. 1929, Frost heaving, *Journ. of Geology*, Vol. 37.
- Taber S. 1930, The mechanism of frost heaving, *Journ. of Geology*, Vol. 38, No 4.
- Vonder Mühl D., 1993. *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*, Mitteilungen Nr. 122, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETHZ.

Michel Dysli  
Ingénieur EPFL SIA  
Laboratoire de mécanique des sols  
Ecole polytechnique fédérale de Lausanne  
EPF - Ecublens  
1015 Lausanne



## **Gel et dégel des chaussées dans le canton de Fribourg**

Olivier Gicot

# Gel et dégel des chaussées dans le canton de Fribourg

Olivier Gicot

## 1. PREAMBULE

Le traitement du problème du gel et du dégel des terrains comprend de multiples facettes qui vont de la connaissance des phénomènes proprement dits jusqu'aux incidences qu'ils ont sur les constructions. L'une de ces facettes concerne le développement du gel et du dégel dans les sols, autrement dit la propagation de températures en dessous ou en dessus de l'isotherme 0°C. La construction routière est particulièrement concernée par les influences climatiques qui peuvent conduire à de graves dommages si les précautions indispensables ne sont pas prises pour parer à tout danger. Il est vrai que l'absence d'hiver particulièrement rigoureux depuis de nombreuses années (le dernier hiver significatif date de 1962-63) porte à croire que les problèmes sont résolus de manière satisfaisante. Certes, les connaissances se sont considérablement élargies ces dernières années. Il n'en demeure pas moins que les efforts accomplis jusqu'ici dans la recherche appliquée doivent être poursuivis afin d'être mieux armé face à un brusque retour des choses.

C'est dans cet esprit que le Département des Ponts & Chaussées du Canton de Fribourg a, à la fin des années 70, décidé d'acquérir une meilleure connaissance des phénomènes de gel et de dégel dans les routes en faisant entreprendre une étude sur les phénomènes thermiques qui se produisent dans les chaussées et leur infrastructure, étude devant conduire à un dimensionnement amélioré, et donc meilleur économiquement, construction et entretien confondus, et prenant en compte de manière plus affinée les conditions climatiques du canton.

## 2. DISPOSITIF DE MESURE ET IMPLANTATION DE STATIONS D'OBSERVATION

La réalisation d'une telle étude dans une région déterminée était liée à deux facteurs :

- disposer d'un système de mesure approprié
- planter les stations d'observation dans des sites représentatifs.

Utilisant les seuls appareils de mesure disponibles à la fin des années 70 sur le marché, le "cryomètre à ampoules", et le "cryotherme" (fig. 1) (déscrits dans l'ancienne norme SNV 670 350) et choisissant un certain nombre de sites d'implantation, une première phase d'étude fut entreprise. Mise à part une saisie sur ordinateur des mesures en vue de leur exploitation, les observations sur le terrain ne pouvaient se faire que manuellement. Il fallut rapidement se rendre à l'évidence de la nécessité de disposer d'un appareillage mieux adapté, autorisant une prise des mesures et leur transfert sur ordinateur de manière entièrement automatique.

Une telle station de mesure, devant répondre à de sévères critères (simplicité de fonctionnement et d'utilisation, fiabilité en particulier dans des conditions climatiques très rudes, autonomie complète et suffisante, facilité d'exploitation des mesures, robustesse, entretien réduit, coût raisonnable) ne se trouvait pas sur le marché. Elle fut alors conçue et développée dans le cadre des activités du bureau Gicot Géotechnique et mise au point en 1984 par MM. R. et J.-N. Bays. Cette station comprend 3 éléments principaux :

- une sonde de mesure de la température du sol à des profondeurs variables (fig. 1), de longueur adaptée au lieu d'implantation de la station, avec câble de raccordement à l'appareil d'enregistrement; cette sonde a la particularité de pouvoir, si besoin est, être extraite, respectivement remise en place sans nouveau forage

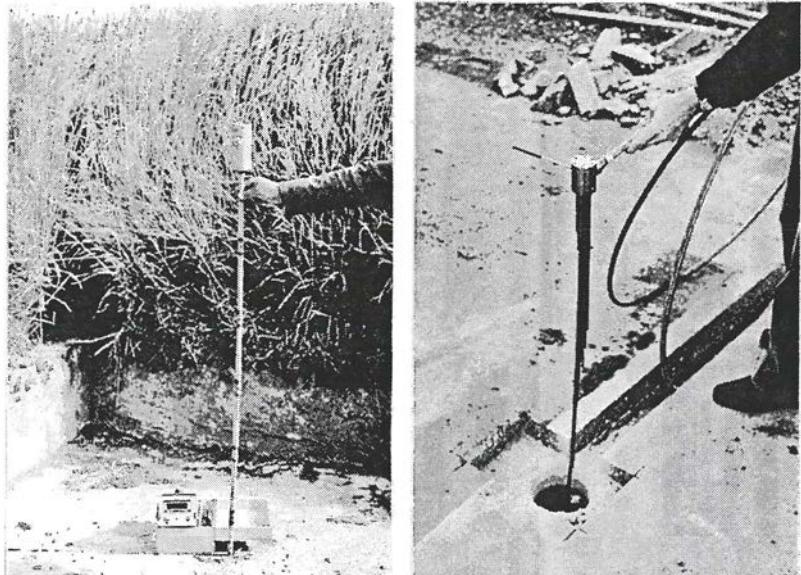
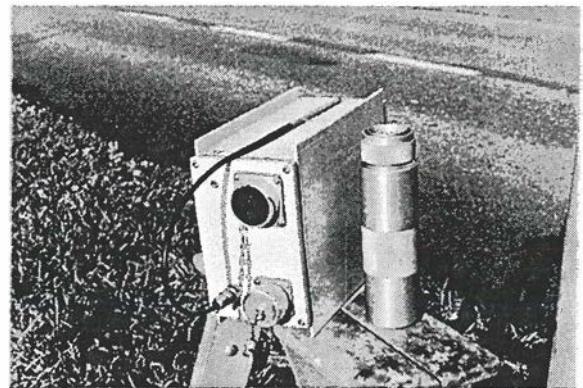


Fig. 1 A gauche, cryotherme. A droite, nouvelle sonde de mesure de température

- un appareil d'enregistrement automatique des températures, auquel est reliée une sonde de température de l'air (fig. 2)
- un module-mémoire interchangeable externe (fig. 2).

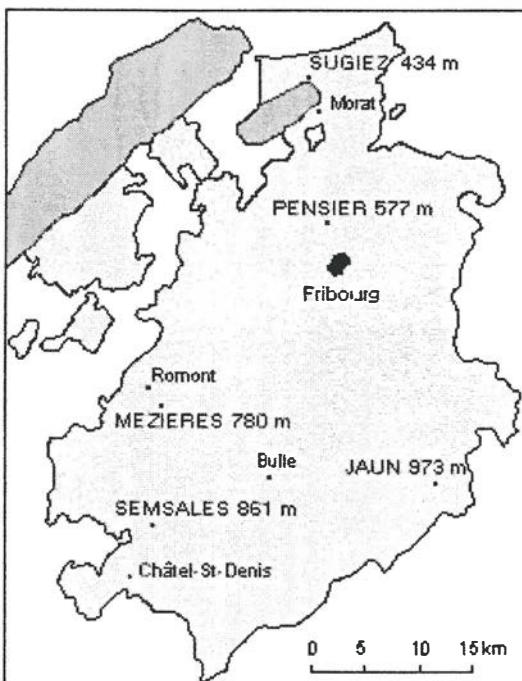
La sonde comprend 15 capteurs de température placés chacun dans un tube indépendant à des profondeurs adaptées au site d'implantation. Les capteurs utilisés sont des thermistances de type NTC de précision très élevée ( $\pm 0.1^\circ\text{C}$ ).

L'appareil d'enregistrement automatique est conçu pour effectuer des mesures à intervalles prédéfinis (p. ex. toutes les 2 heures), mesures enregistrées dans le module-mémoire interchangeable, connecté par la suite à un ordinateur pour le transfert des informations.



**Fig. 2 Appareil d'enregistrement automatique des températures, avec module-mémoire**

Afin de répondre aux critères de l'Institut Suisse de Météorologie, la sonde de température de l'air (et par la même occasion l'appareil d'enregistrement et le module-mémoire) est placée à 2.00 m de hauteur au-dessus du sol dans une cabine météorologique (simplifiée en l'occurrence).



**Fig. 3 Stations de mesure**

mesure par l'EPFL [4]) une reconnaissance correspondante, par un sondage par rotation avec carottage continu et l'exécution d'essais géotechniques en laboratoire.

Ces investigations permirent de déterminer notamment l'épaisseur de la chaussée qui varie de 50 cm à 110 cm selon la station considérée.

#### 4. PERIODES DE MESURES AUTOMATIQUES DE TEMPERATURE

Les mesures de température se sont déroulées en principe entre novembre et avril. Les observations se sont étendues des hivers 1984-85 (partiellement en raison des étapes de mise en place des stations) à l'hiver 1996-97. Pour des raisons d'ordre économique, elles ont été depuis lors suspendues. A cela s'ajoute l'absence d'hiver très rigoureux (si l'on excepte le mois de janvier 1985), le Département des Ponts & Chaussées du Canton de Fribourg se réservant toutefois la possibilité de reprendre ultérieurement les mesures, si un hiver très froid allait s'annoncer ou se développer.

## 5. RESULTATS DE MESURES DE TEMPERATURE DU SOL ET DE L'AIR

La présentation des résultats de l'ensemble des mesures effectuées de 1984-85 à 1996-97 conduirait à une somme de tableaux ou de graphiques qui n'a pas sa place dans ces colonnes. Aussi a-t-on retenu les informations illustrant de manière significative les divers aspects de l'étude. A ce titre, la figure 4 traduit graphiquement l'évolution des températures de l'air, et du sol aux profondeurs de 2.5 cm (surface de la route), 20 et 80 cm à la station de Jaun située à l'altitude de 973 m, durant le mois de février 1987. Ce genre de graphique n'est toutefois qu'un maillon dans l'exploitation de mesures de températures. A lui seul, il ne répond pas de manière tangible à la question de la profondeur de pénétration du gel, de sa vitesse de propagation ou de celle du dégel, ni ne fournit directement les éléments liés aux prévisions de comportement thermique d'une chaussée et de son infrastructure. Une exploitation plus poussée des mesures de températures, sous forme de paramètres, est en conséquence nécessaire.

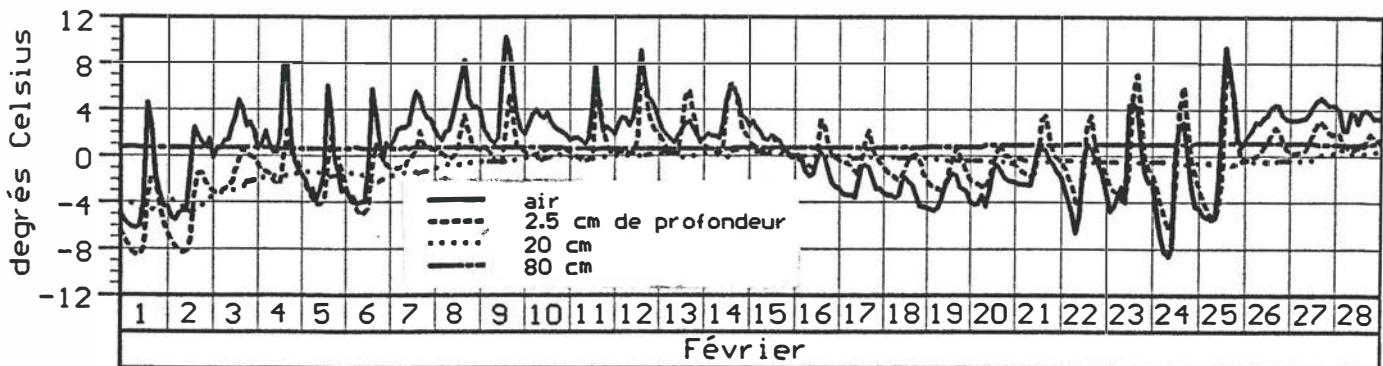


Fig. 4 Station de Jaun : températures de l'air et du sol en février 1987

## 6. PARAMETRES TIRES DES MESURES DE TEMPERATURE

### 6.1 Température moyenne journalière de l'air

La température moyenne journalière de l'air représente le premier paramètre météorologique tiré des températures instantanées. En Suisse, cette valeur moyenne est calculée à partir de mesures prises à 7h30, 13h30 et 19h30 selon la formule :

$$T_m = n - k \cdot (n - \text{Min.}) \quad (1)$$

avec :

$T_m$  = température moyenne journalière

$n$  =  $(T_{7h30} + T_{13h30} + T_{19h30}) / 3$

$k$  = facteur variant en fonction du mois, du lieu et des heures de mesure

Min. = minimum entre la température enregistrée le soir précédent et celle du soir même

La relation (1) s'applique à des mesures manuelles. Pour des mesures automatiques suffisamment fréquentes, la moyenne journalière de l'air devient une moyenne arithmétique, moyenne appliquée dans le cas présent aux 12 mesures journalières effectuées sur 24 h (fréquence de 2 h).

La figure 5 restitue graphiquement l'évolution de la température moyenne journalière de l'air de la station la plus basse (Sugiez, alt. 434 m) et de la plus élevée (Jaun, alt. 973 m) durant l'hiver 1986-87. Cette illustration met en évidence d'une part les différences de températures d'un site à l'autre (micro-climat, altitude) et d'autre part l'évolution similaire de ces températures, témoin des conditions climatiques globales caractérisant un hiver donné.

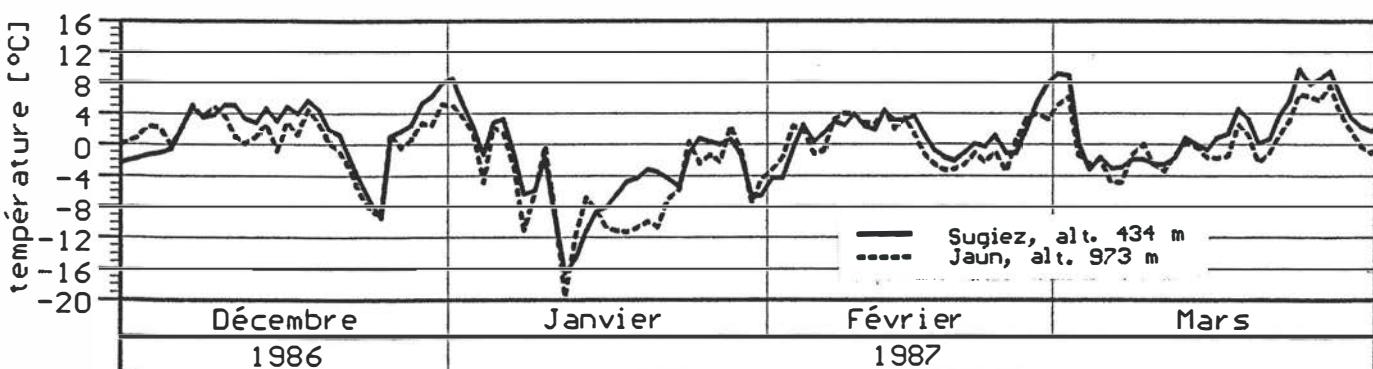


Fig. 5 Stations de Sugiez, et de Jaun, hiver 1986-87 : températures moyennes journalières de l'air

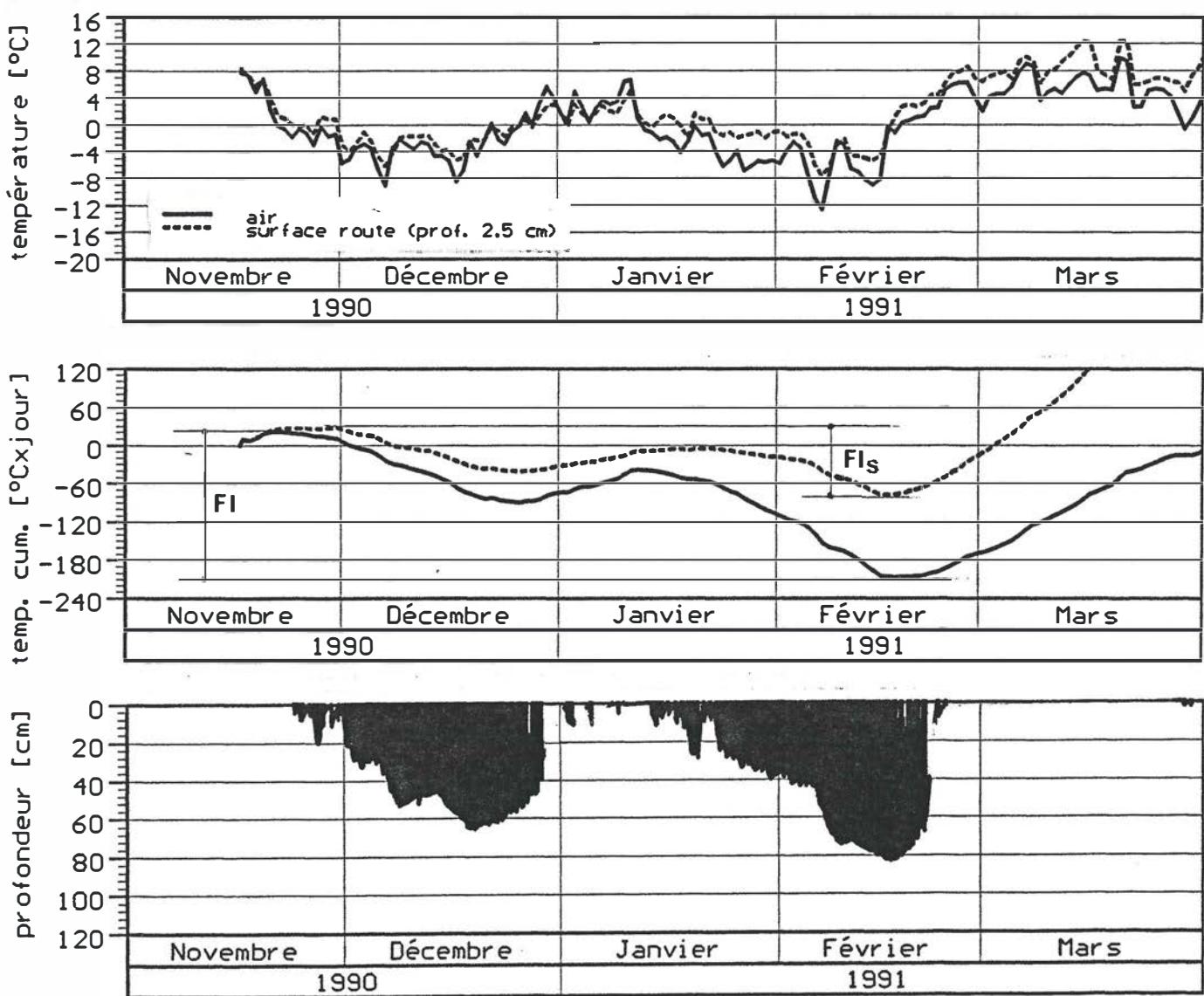
Disposant également de relevés de températures du sol, il est évidemment loisible d'y appliquer aussi la notion de température moyenne journalière (par exemple de la surface de la route).

## 6.2 Courbes cumulatives des températures moyennes journalières

Etablie à partir des températures moyennes journalières, la courbe cumulative de ces mêmes températures représente l'évolution de son intégrale au cours de l'hiver. Sa valeur est exprimée en [ $^{\circ}\text{C} \times \text{jour}$ ].

A côté de celles de l'air, il est notamment intéressant d'établir de telles courbes pour la surface de la route à partir de laquelle se propage le gel ou, pro parte, s'effectue le dégel.

La relation entre les températures moyennes journalières (de l'air et de la surface de la route) et leur courbe cumulative est représentée graphiquement à titre d'exemple dans la figure 6 pour ce qui concerne la station de Semsales pour l'hiver 1990-91. Durant la période des hivers 1984-85 à 1996-97, les valeurs de l'intégrale des températures de la surface de la route sont toujours demeurées plus élevées que celles de l'air, à l'exception de la station de Jaun dont les conditions climatiques (températures, radiations entre autres) divergent notablement de celles des autres stations.



**Fig. 6 Station de Semsales, hiver 1990-91 : températures moyennes journalières, courbes cumulatives des températures et profondeur de pénétration du gel**

## 6.3 Indices de gel

La profondeur de pénétration du gel étant liée entre autres aux valeurs de températures et à leur évolution dans le temps, on définit un paramètre, l'indice de gel, qui représente la différence entre le maximum et le minimum de la courbe cumulative des températures. Il s'agit dans ce cas d'un indice dit global car il se calcule sur l'hiver entier, sans prendre en compte d'éventuels dégels intermédiaires complets de la chaussée (fig. 6). Cet indice de gel sert

de base à l'estimation de la profondeur de pénétration du gel. Contrairement à la norme SNV 670 140 de juin 1970, la norme actuelle SNV 670 140a fait appel à l'indice de gel de la surface de la route (revêtement) calculé à partir de celui de l'air (global) par le biais d'un indice de radiation. La notion d'indice global de gel est sujette toutefois à critique. Dans la révision en cours de ladite norme, elle sera accompagnée de la notion de l'indice partiel de gel, indice qui, comme on le verra, prend alors sa véritable signification.

#### 6.4 Profondeur de pénétration du gel

La profondeur de pénétration du gel est par définition la profondeur où la température du sol atteint 0°C. En construction, notamment routière, l'intérêt réside dans la détermination de la profondeur maximale de pénétration du gel durant un hiver donné ou sur une période définie. Intervient également la connaissance de la vitesse de propagation du gel et du dégel.

Cette profondeur ne dépend pas que de la température de l'air, mais de bien d'autres facteurs météorologiques, dont le plus important est le rayonnement ou radiations émises par l'atmosphère (donc depuis le haut) et par le sol (depuis le bas).

La figure 7 traduit graphiquement, à titre d'exemple, l'évolution de la profondeur de pénétration du gel sur le site de la station de Semsales, située à l'altitude de 861 m, durant l'hiver 1991-92. Cette illustration met en évidence plusieurs cycles consécutifs de gel-dégel durant l'hiver ainsi que les vitesses de propagation du gel et du dégel. A relever en particulier le court laps de temps du dégel complet de la chaussée et de son infrastructure. Pour sa part, la figure 8 représente la profondeur maximale de pénétration du gel enregistrée à la station de Pensier (alt. 577 m) durant les hivers 1984-85 à 1996-97.

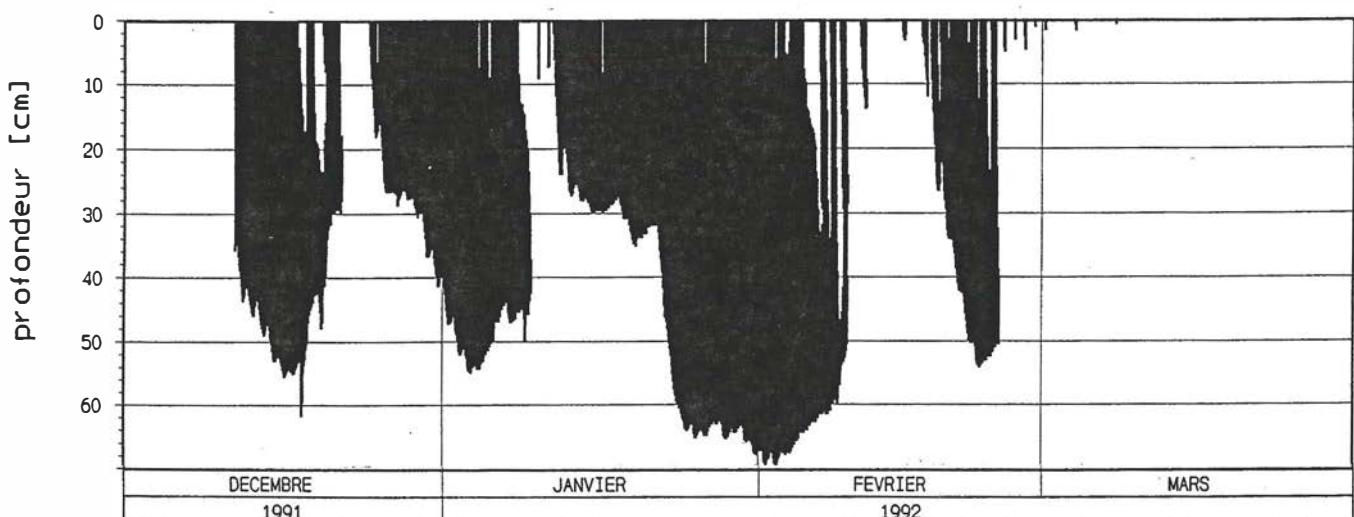


Fig. 7 Station de Semsales, hiver 1991-92 : profondeur de pénétration du gel (depuis le 11.12.91)

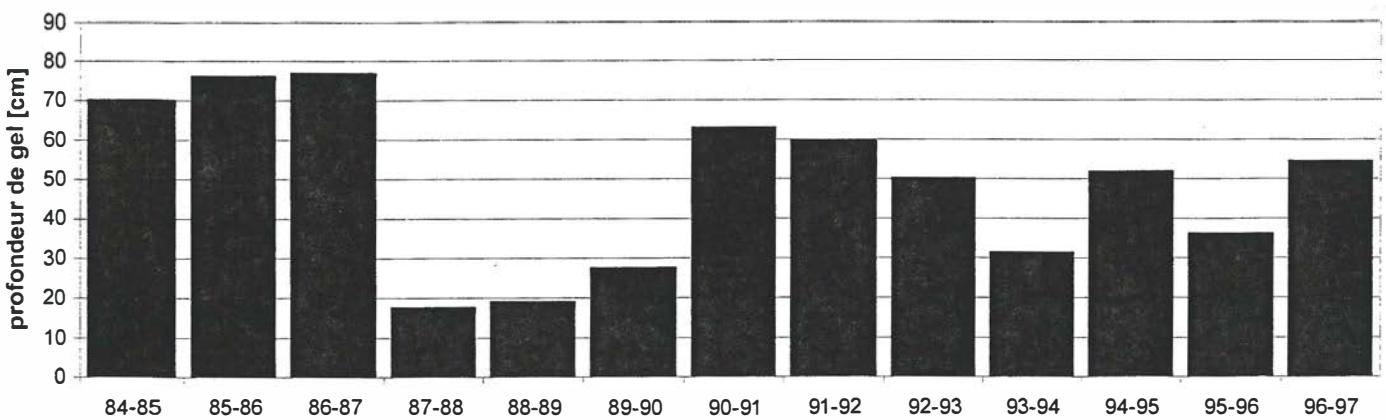


Fig. 8 Station de Pensier, hivers 1984-85 à 1996-97 : profondeur de pénétration du gel

## 7. ANALYSE RELATIONNELLE DES RESULTATS DES MESURES DE TEMPERATURE

Les divers paramètres définis au chapitre 6 reposent tous sur des températures. Il paraît logique de tenter d'établir une relation entre ces paramètres pour les 5 sites de l'étude entreprise dans le canton de Fribourg et d'en tirer dans la mesure du possible des conclusions applicables de façon plus générale.

## 7.1 Courbes cumulatives et profondeurs de pénétration du gel

La profondeur de pénétration du gel dépend notamment de l'intensité et de la durée du gel. Elle a donc un lien direct avec la courbe cumulative des températures.

La figure 6 représente les courbes cumulatives de l'air et de la surface de la route en regard de la profondeur de pénétration du gel pour la station de Semsales (alt. 861 m) et l'hiver 1990-91.

En procédant de la même manière pour les autres stations, on en tire notamment la particularité importante suivante :

- la profondeur maximale de gel ne coïncide souvent pas avec le point bas des courbes cumulatives de températures [8]. Autrement dit l'indice global de gel ne tient pas compte des périodes de gel et de dégel intermédiaire complet du sol (y c. chaussée). C'est la raison pour laquelle a été introduite la notion d'indice partiel de gel de l'air et de la surface de la route. Contrairement à l'indice global de gel qui se calcule toutes périodes de gel et de dégel confondues (fig. 6), l'indice partiel de gel ne prend en considération que la phase de gel comprise entre deux périodes de dégel et pour laquelle la profondeur de pénétration du gel est maximale (période inscrite dans les mois de janvier et février 1991 de la fig. 6 p. ex.).

## 7.2 Indices partiels de gel et profondeur de pénétration du gel

En appliquant la notion d'indices partiels de gel, on a calculé ces derniers pour l'air et la surface de la route pour chaque station et chaque hiver de mesure complet.

Partant de ces valeurs, on a cherché à établir tout d'abord une relation entre les deux indices partiels de gel de l'air et de la surface de la route, relation qui, sur la base de la répartition de ces indices, a été admise linéaire. On a alors trouvé :

Station de Sugiez	$Fl_s = 0.492 \cdot Fl - 4.0$	$c = 0.924$
Station de Pensier	$Fl_s = 0.462 \cdot Fl - 6.8$	$c = 0.963$
Station de Jaun	$Fl_s = 0.734 \cdot Fl + 48.7 !$	$c = 0.619$
Station de Semsales	$Fl_s = 0.428 \cdot Fl + 5.0$	$c = 0.912$
Station de Mézières	$Fl_s = 0.600 \cdot Fl - 15.4$	$c = 0.982$

avec  $Fl_s$  = indice partiel de gel de la surface de la route, c. à d. à 2.5 cm de profondeur

$Fl$  = indice partiel de gel de l'air

$c$  = coefficient de corrélation

La figure 9 illustre comme exemple la relation correspondante relative à la station de Mézières.

Comme on pouvait s'y attendre, les résultats de la station de Jaun font exception par leur disparité en raison des conditions climatiques et de rayonnement particulières du site.

La norme SN 670 140a fait appel à l'indice de gel de la surface de la route pour estimer la profondeur de pénétration du gel. Il était en conséquence opportun de mettre en relation ces deux paramètres, relation d'allure parabolique. Pour la transformer en une relation linéaire, il suffit de considérer la racine carrée de l'indice partiel de gel de la surface de la route, ce qui donne (en excluant la station de Jaun pour les raisons citées plus haut) :

Station de Sugiez	$p = 12.18 \cdot Fl_s^{1/2} - 3.5$	$c = 0.972$
Station de Pensier (fig. 10)	$p = 9.08 \cdot Fl_s^{1/2} + 10.6$	$c = 0.967$
Station de Semsales	$p = 8.33 \cdot Fl_s^{1/2} + 11.7$	$c = 0.905$
Station de Mézières	$p = 7.09 \cdot Fl_s^{1/2} + 13.2$	$c = 0.952$

avec  $p$  = profondeur de pénétration du gel

$Fl_s$  = indice partiel de gel de la surface de la route

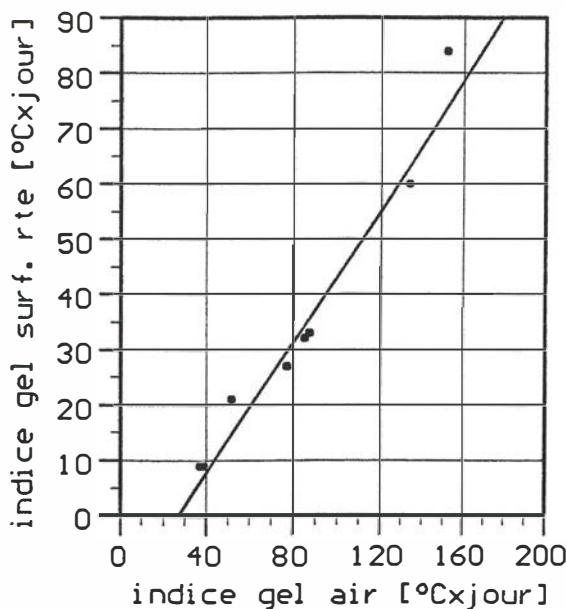
$c$  = coefficient de corrélation

En considérant l'ensemble des stations de mesure ci-devant, on trouve :

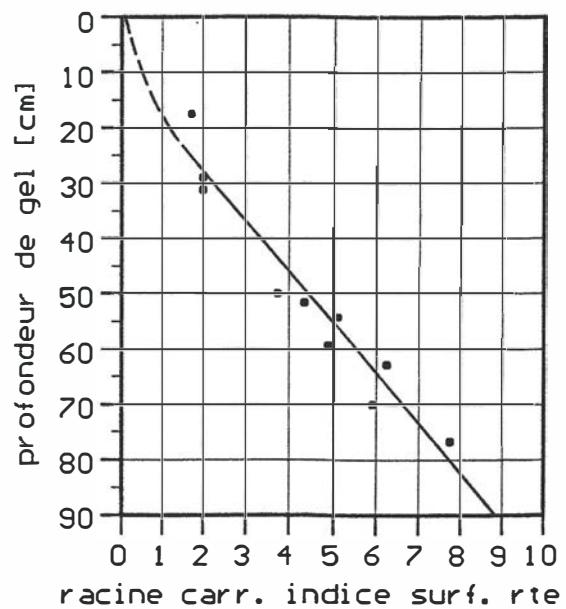
$$p = 8.93 \cdot Fl_s^{1/2} + 8.3 \quad c = 0.932$$

La profondeur de pénétration du gel est notamment gouvernée par le régime des radiations. Partant de la relation  $Fl_s = Fl - RI$  définie dans [1], on a calculé les indices de radiations RI à partir des indices de gel de l'air Fl et de la

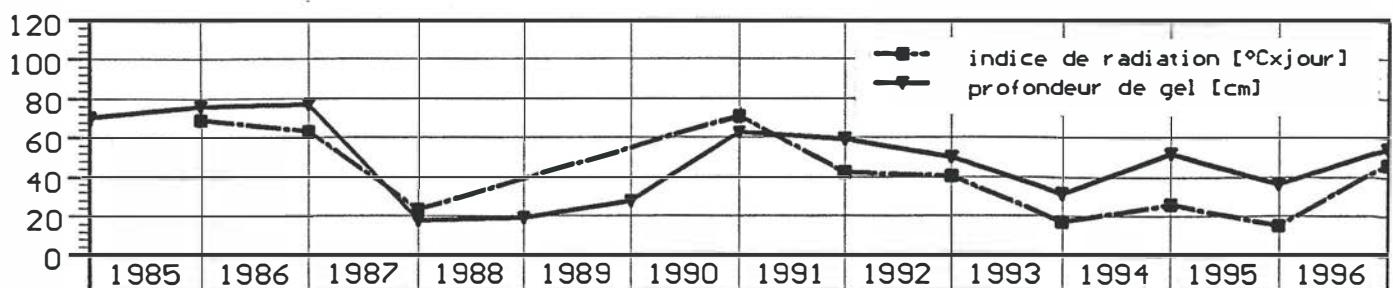
surface de la route  $F_{IS}$  tirés des mesures et les a comparés à la profondeur de pénétration du gel. Même si la similitude reste approximative, la comparaison n'en demeure pas moins intéressante (si l'on fait abstraction de la station de Jaun), comme le montre la figure 11 relative à la station de Pensier.



**Fig. 9** Station de Mézières : relation entre les indices partiels de gel de l'air  $Fl$  et de la surface de la route  $F_{IS}$  (hivers 1985-86 à 1987-88 et 1989-90 à 1992-93)



**Fig. 10** Station de Pensier : relation entre la racine carrée de l'indice partiel de gel de la surface de la route  $F_{IS}$  et la profondeur de gel (hivers 1985-86 à 1987-88 et 1990-91 à 1996-97)



**Fig. 11** Station de Pensier, hiver 1985-86 à 1996-97 : indice de radiation RI et profondeur de pénétration du gel

## 8. CONCLUSION

Dans le but d'acquérir une meilleure connaissance des conditions de pénétration de la profondeur de gel, et plus largement des phénomènes de gel et de dégel dans les routes, le Département des Ponts & Chaussées du Canton de Fribourg a fait entreprendre une étude de longue durée sur 5 sites de caractéristiques topographiques, climatiques et géotechniques variables.

Même si la période d'observation, de 13 hivers, n'a pas été marquée par un hiver qualifiable de très rigoureux (à l'exception du mois de janvier 1985), les résultats obtenus n'en ont pas moins abouti à établir certaines relations entre paramètres régissant la pénétration du gel et à bien cerner les phénomènes d'évolution du gel et du dégel dans les routes et leur infrastructure. Ces résultats ne sont évidemment pas transposables inconsidérément à d'autres sites. Ils peuvent néanmoins servir de guide dans une approche concrète des phénomènes et fournir des bases intéressantes, que ce soit dans le cadre d'un dimensionnement de chaussée, ou dans celui d'une recherche plus approfondie dans le domaine du gel et du dégel.

## **9. REFERENCES**

- [1] Norme SN 670 140a : "Gel"
- [2] Organisation de coopération et de développement économiques : "Action du gel sur les chaussées", recherche routière, 1974
- [3] Laboratoire Central des Ponts & Chaussées (France) : "Gel et dégel des chaussées", note d'information technique, janvier 1975
- [4] M. Dysli, T. Engel, T. Martinenghi : "Effet du micro-climat sur les superstructures routières", rapport final, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, mandat de recherche 21/78 et 25/82 du Département fédéral des transports, des communications et de l'énergie, Office des routes.
- [5] M. Dysli, T. Engel : "Influence du micro-climat sur les superstructures", revue Route et Trafic, 7/82
- [6] M. Dysli : "Le gel et son action sur les sols et les fondations", complément au traité de génie civil de l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Presses polytechniques universitaires romandes, 1991
- [7] M. Dysli, J. Rybisar : "Indices de gel 1956-1990", Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, mandat de recherche 28/89, Département fédéral des transports, des communications et de l'énergie, Office des routes, décembre 1992.
- [8] M. Dysli, V. Lunardini, L. Stenberg : "Related effects on frost action : freezing and solar radiation indices", Int. Symp. on group freezing and frost action in soils, Lulea, April 1997.
- [9] M. Dysli : "Quelques nouveautés en matière d'effet du gel sur les chaussées et les constructions", sommet mondial de la nordicité, Québec, février 1999.

Adresse de l'auteur :     Olivier Gicot  
                                  Ing. civil dipl. EPF/SIA/ASCE  
                                  Gicot Géotechnique  
                                  Route de Bertigny 11 CP 64  
                                  1703 Fribourg

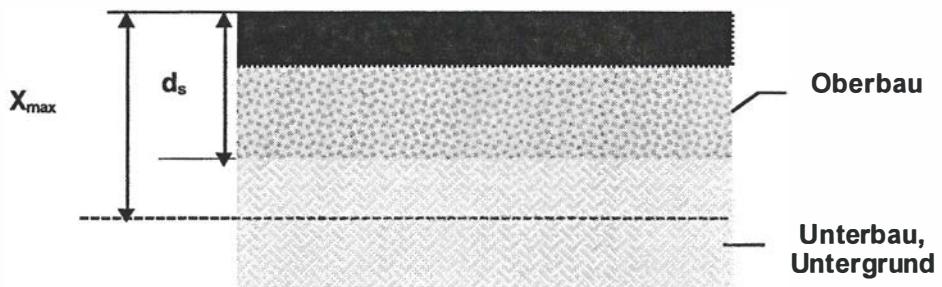


## Ist Frostdimensionierung des Oberbaus noch zeitgemäß?

Mark A. Gautschi

## 1. Fragestellung

Um Frostsäden an einer Strasse sicher zu vermeiden, muss verhindert werden, dass der Frost ( $0^\circ$  Isotherme) frostempfindlichen Boden erreicht. Der Oberbau muss also frostbeständig sein. Sofern der Untergrund oder Unterbau aus frostempfindlichem Material besteht, muss die Oberbaudicke  $d_s$  grösser als die maximale Frosteindringung  $X_{max}$  (Norm 640 317b Dimensionierung Unterbau und Untergrund:  $X_{30}$ ) sein. Die Frosteindringung ist abhängig von den örtlichen klimatischen Verhältnissen (Frostindex) und den thermischen Eigenschaften des vom Frost erfassten Oberbaumaterials.



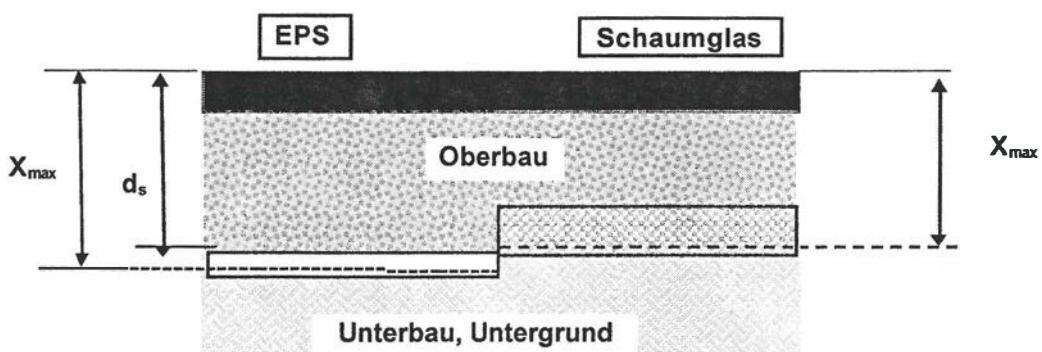
**Bild 1 Straßenaufbau und Frosteindringung**

Die nach der Norm SN 670 140 a nicht frostempfindlichen Böden, d.h. Kiese, deren Feinanteil ( $\emptyset \leq 0,002$  mm) weniger als 3% beträgt, haben eine hohe Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$ :

z.B. GP-Material	$\gamma^* = 20 \text{ kN/m}^3$	$w^* = 4\%$	$\lambda = 2.5 \text{ W/mK}$	gefroren $\lambda = 1.67 \text{ W/mK}$
EPS Hartschaum	$\gamma^* = 0.38 \text{ kN/m}^3$		$\lambda = 0.031 \text{ W/mK}$	
Schaumglasschotter	$\gamma^* = 3.5 \text{ kN/m}^3$		$\lambda = 0.091 \text{ W/mK}$	

Je höher das Raumgewicht ist, desto höher ist auch die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$ .

Die natürlich vorkommenden frostsicheren Schüttmaterialien mit guter bis sehr guter Tragfähigkeit weisen darum grosse Frosteindringtiefen auf. Genügt die Oberbaudicke  $d_s$ , die zur Gewährleistung der Tragfähigkeit notwendig ist, nicht zum Verhindern der Frosteindringung in den Untergrund, eine Situation die in der Schweiz leider sehr oft vorkommt und in den Bergen die Regel ist, so muss entweder die Oberbaustärke entsprechend vergrössert oder eine thermische Isolationsschicht angeordnet werden, um die Frostsicherheit zu gewährleisten.



**Bild 2: Straßenaufbau mit Isolationschicht**

## 2. Isolationsschichten im Strassenbau

Da es keine gut geeigneten, natürlich vorkommenden Materialien gibt, müssen dazu industriell hergestellte verwendet werden. Das Material muss nicht nur, wie im Hochbau, eine geringe Wärmeleitfähigkeit, sondern idealerweise noch viele andere Eigenschaften aufweisen:

- geringe Wasseraufnahmefähigkeit
- dauerhaft gegenüber chemischen
- gut wasserdurchlässig
- biologischen
- gut tragfähig
- mechanischen Einwirkungen
- frostsicher
- einfach einzubauen (erdbautauglich)
- umweltverträglich

In der Tabelle werden 3 industriell hergestellte Produkte, welche bereits sporadisch im Strassenbau Verwendung fanden, qualitativ miteinander verglichen.

Material	EPS Hartschaum	Blähton	Schaumglas
Isolierfähigkeit	3	1	2
geringe Wasseraufnahmefähigkeit	2	1	3
gut wasserdurchlässig	0	3	3
gut tragfähig	1	3	3
frostsicher	3	1	3
umweltverträglich	2	3	3
dauerhaft gegenüber chemischen Einwirkungen	1	2	3
dauerhaft gegenüber biologischen Einwirkungen	2	2	3
dauerhaft gegenüber mechanischen Einwirkungen	1	2	2
einfach einzubauen (erdbautauglich)	1	1	3
Punktetotal	16	19	28

**EPS Hartschaum**, welcher bevorzugt als Isolierschicht eingebaut wurde, hat zwar hervorragende Isoliereigenschaften ( $\lambda = 0.031$ ), seine Tragfähigkeit ist aber beschränkt, da er sich unter Belastung viskoelastisch verhält. Er kann also nicht als Teil der Fundationsschicht verwendet werden. Seine Wasseraufnahme bei Unterwasserlagerung ist nur etwa 10 Vol.% und er ist praktisch wasserundurchlässig. Bei isolationstechnisch einwandfreier Verlegung (dichte Fugen) wirkt die Schicht also wasserstauend.

Im eingebauten Zustand hat er kaum nachteilige Einflüsse auf die Umwelt, beim Rückbau allerdings ist eine vollständige Trennung vom Fundationsmaterial nötig, wenn Nachteile beim Recycling vermieden werden sollen. Gegenüber Benzin, Dieselöl, organischen Lösungsmitteln und unverdünnten Säuren ist er chemisch nicht beständig. Er gehört zudem zu den schwer, aber doch entflammabaren Stoffen.

Der Einbau muss diesen zum Teil ungünstigen Eigenschaften Rechnung tragen durch ebenes Verlegeplanum mit Gefälle, gute Fugendichte, Vermeiden von direkter mechanischer Einwirkung, verhindern gröserer Setzungsdifferenzen nach dem Einbau.

**Blähton** ist zwar mehrfach als Leichtschüttgut im Strassenbau verwendet worden. Die kugeligen Körner entstehen in Drehöfen bei 1000° bis 2000° C. Ihre Oberfläche schmilzt und geht in einen vorwiegend keramisierten Zustand über. Im Innern entstehen durch Dehn- bzw. Quellvorgänge eine Vielzahl von Luftporen. Da die Hülle nicht ganz wasserdicht ist, kann der nur gebrannte Kern Wasser aufnehmen und die Wärmeisolation beeinträchtigen. Er ist als Frostisolierung darum nicht geeignet.

**Geschäumtes Glas** hat zwar ein geringeres Isoliervermögen ( $\lambda = 0.091$ ) als EPS- Hartschaum infolge seines höheren Raumgewichtes, entspricht aber sonst weitgehend den idealen Voraussetzungen für die Verwendung im unteren Teil der Fundationsschicht. Einzig bei der direkten mechanischen Einwirkung (Befahren, verdichten) werden die Kontaktstellen des kantigen Kornes durch die Reibung abgeflacht; es entstehen grössere Kontaktflächen, die Druckübertragung und damit die Tragfähigkeit des Korngefüges werden besser. Für das Verständnis dieser ungewöhnlichen Kombination von guten Eigenschaften, die sich beim - gängigen Schüttgut konkurrenzieren, ist eine detaillierte Beschreibung des Materials notwendig.

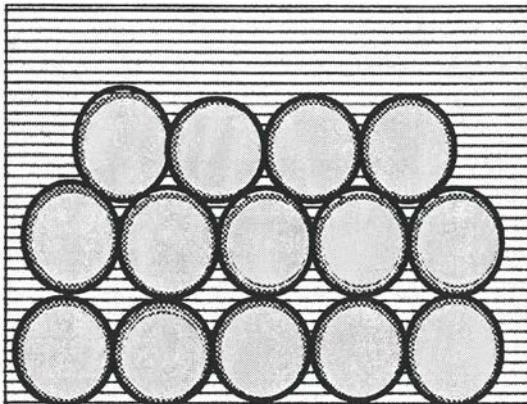


Bild 3 Blähton

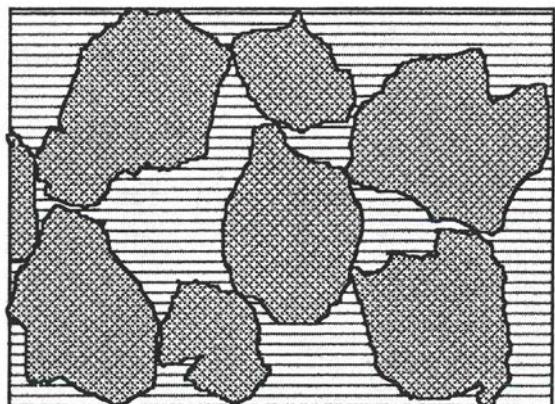


Bild 4 Schaumglasschotter

### 3. Geschäumtes Glas

#### 3.1 Herstellung und Kennwerte

Fein gemahlenes Glas wird zusammen mit einem Aktivator („Treibmittel“) auf ca. 800°C erhitzt. Im zähflüssigen Teig entstehen Millionen von kleinen, kugelförmigen Gasblasen. Bei der anschliessenden raschen Abkühlung entsteht der starre Glasschaum, welcher in kantige Würfel bricht. Obwohl das einzelne Korn, um ein Beispiel zu nennen, ein spezifisches Raumgewicht von nur ca. 4.5 kN/m<sup>3</sup> oder 1/6 eines Mineral-Kieskornes hat, weist es dank der Kugelschalenstruktur und der extremen Poredichte von 1 Million Poren/cm<sup>3</sup> eine Würfeldruckfestigkeit von ca. 6 N/mm<sup>2</sup> auf. Drückt man den Würfel unter Wasser, z.B. zur Bestimmung von Raumgewicht und Auftrieb, so bleibt sein Gewicht konstant, d.h. er ist wasserundurchlässig, die inneren Poren sind dicht. Dem gegenüber weist das Haufwerk der Schaumglaskörner (zerbrochener Schotter) sehr viele und zusammenhängende Hohlräume auf; es ist extrem wasserdurchlässig. Sein Raumgewicht bewegt sich im eingangs erwähnten Beispiel, je nach Verdichtungsgrad und Haftwasseranteil, zwischen 2.3 bis 3.5 kN/m<sup>3</sup>.

Man muss also zwischen (geschlossenen) Poren im Korninnern und (offenen) Poren des Korngefüges unterscheiden. Die schematische Darstellung in Bild 4 veranschaulicht dies. Bei der bodenmechanischen Behandlung des geschäumten Glases muss also unterschieden werden zwischen dem spezifischen Gewicht des Rohmaterials Glas von  $\gamma_s = 25 \text{ kN/m}^3$ , dem spezifischen Gewicht des Kornes  $\gamma_L$  von ca. 4.5 kN/m<sup>3</sup> und dem Raumgewicht des Haufwerkes von  $\gamma$  von 2.5 ÷ 3.5 kN/m<sup>3</sup>.

#### 3.2 Vorgänge beim Verdichten des Haufwerkes

Wird der Schaumglasschotter verdichtet, so entsteht durch den Abrieb der Kanten und Ecken ein Glasmehl, das kaum noch geschlossene Poren enthält, d.h. seine Festpartikel haben das spezifische Gewicht von Glas ( $\gamma_s = 25 \text{ kN/m}^3$ ) und nehmen darum nur noch wenig Volumen in Anspruch. Das Raumgewicht der Mischung Schaumglas / Glasmehl nimmt aber nicht nur durch diese Umwandlung von Schaumglas in Glassstaub zu, sondern vor allem durch den Verlust von offenem Porenvolumen; ungefähr die Hälfte des Gröbstkornes bricht in 2 bis 4 Stücke, d.h. vor allem die Fraktionen zwischen 8 und 22 mm nehmen auf Kosten der über 30 mm grossen zu. Nur wenige Körner entstehen in den Fraktionen zwischen 4 mm und 0.5 mm (ca. 1 Vol.%). (siehe Kornverteilungskurven in Bild 4)

Die Korngrößen können durch Trockensiebung bestimmt werden, wobei ein geringer Abrieb entsteht. Der Siebrückstand enthält kaum noch schwimmfähige Anteile, d.h. Körner mit geschlossenen Poren, so dass die Schlämmanalyse sich auf den Anteil an Glassstaub beschränkt und damit kaum Verfälschungen ergibt. Die Auswertung muss allerdings mit dem entsprechenden spezifischen Gewicht von Glas erfolgen.

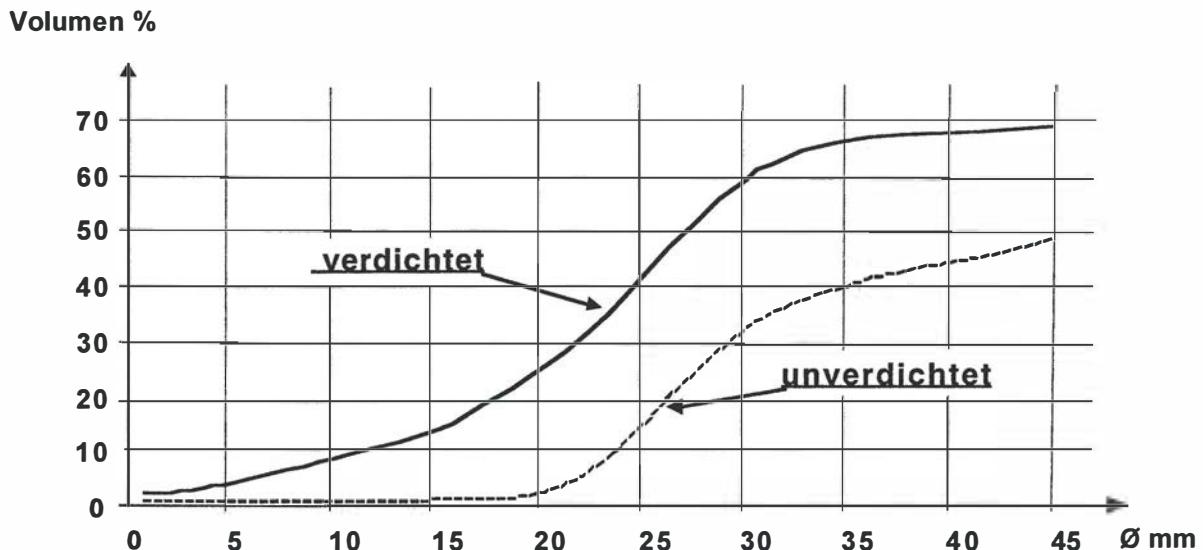


Bild 5 : Kornverteilung des Schaumglases in Volumen -%

### 3.3 Auftrieb und Porenvolumen

Neben dem Volumen des Schüttgutes  $V_{\text{tot}}$ , dessen Gewicht  $G_{\text{tot}}$  und dem durch Ofentrocknung ermittelten Wassergehalt  $w$  ist auch der wirksame Auftrieb  $A$  zu messen, damit die bodenmechanischen Kennwerte errechnet werden können. Dazu eignet sich die Tauchwägung:

An eine Waage wird ein Gehänge angehängt und soweit beschwert, dass das Gehängegewicht grösser als der zu messende Auftrieb wird. Nun wird auf der austarierten Waage das Probengewicht  $G_L^*$  gemessen. Anschliessend wird der Wasserbehälter soweit hochgefahren, dass der Stempel, der die Probe unter Wasser halten wird, eingetaucht ist. Der so gemessene Auftrieb des Stempels ergibt zusammen mit dem Probengewicht die Ausgangsgrösse (Tara) für die nachfolgende Auftriebsmessung. Die Probe wird nun mit dem Stempel unter Wasser gedrückt und mit der Waage der dabei entstehende Gewichtsverlust (Auftrieb)  $A$  gemessen.

#### 3.3.1 Kennwerte des Einzelkornes

Neben den Ausgangsgrössen • Spezifisches Gewicht Glas  $\gamma_s = 25 \text{ kN/m}^3$   
                          • Spezifisches Gewicht Wasser  $\gamma_w = 10 \text{ kN/m}^3$   
 werden also folgende Werte gemessen:     • Gewicht feucht  $G_{\text{tot}}^*$  [kN]  
                          • Auftrieb  $A$  [kN]  
                          • Gewicht trocken  $G_L^*$  [kN]  
                          • Gewicht Wasser  $G_w^*$  [kN]      $= G_{\text{tot}}^* - G_L^*$

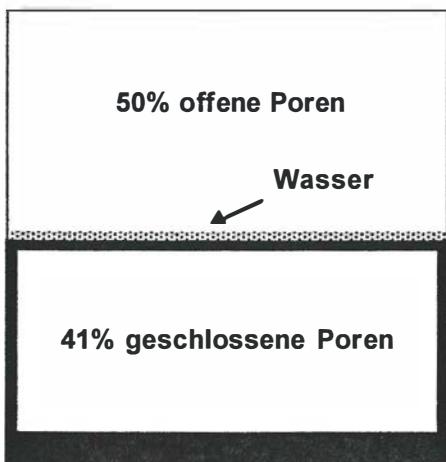


Bild 6 Schaumglas unverdichtet

Die notwendigen Kennwerte lassen sich wie folgt berechnen:

$$\text{Volumen Schaumglaskörper } V_L = \frac{A^*}{\gamma_w} [\text{m}^3]$$

$$\text{Volumen Glas } V_{Gs} = \frac{G_L^*}{\gamma_s} [\text{m}^3]$$

$$\text{Volumen geschl. Poren } V_p^* = \frac{A^*}{\gamma_w} - \frac{G_L^*}{\gamma_s} [\text{m}^3]$$

$$\text{Wassergehalt } w^* = \frac{G_w^*}{G_L^*} = \frac{G_w^*}{G_{tot}^* - G_w^*} [\text{Gew. \%}]$$

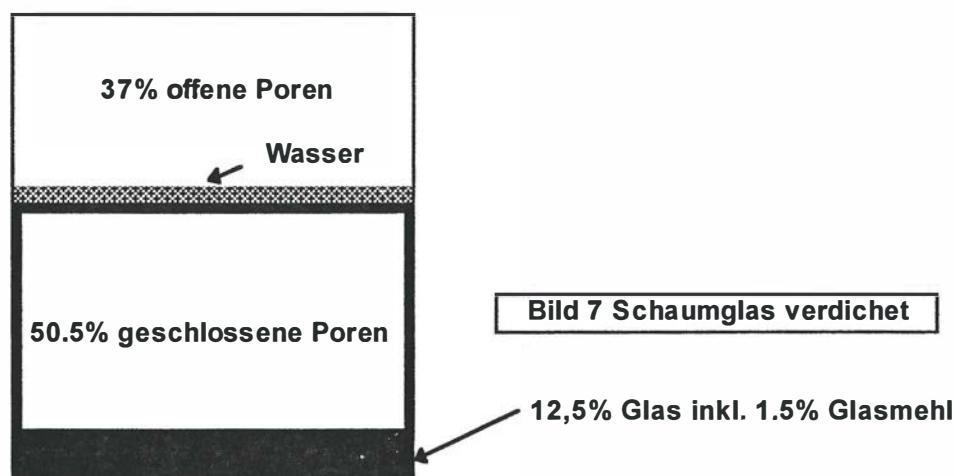
$$\text{spez. Gewicht Korn } \gamma_L^* = \frac{G_L^*}{V_L} = \frac{(G_{tot}^* - G_w^*) \cdot \gamma_w}{A^*} [\text{kN/m}^3]$$

$$\text{innere Porosität } n^* = \frac{V_p^*}{V_L} = 1 - \frac{G_L^* \cdot \gamma_w}{A^* \cdot \gamma_w} = \frac{\gamma_L^*}{\gamma_s} [\text{Vol. \%}]$$

### 3.3.2 Kennwerte des Schüttgutes

Da das Schüttgut Schaumglas immer, wenn auch wenig Glasmehl ohne geschlossene Poren enthält, ist dies z.B. aufgrund der Kornverteilungsanalyse vom Schaumglas getrennt zu erfassen. Das spezifische Gewicht des Schaumglasteils  $\gamma_L$  muss an einer repräsentativen Anzahl Einzelkörnern bestimmt werden, damit das Glasmehl nicht mitgemessen wird (spez. Gewicht Schaumglasfraktion  $\gamma_L$  [ $\text{kN/m}^3$ ]).

- gemessen:
- Volumen Schüttgut  $V_{tot}$  [ $\text{m}^3$ ]
  - Gewicht Schüttgut  $G_{tot}$  [ $\text{kN}$ ]
  - Gewicht trocken  $G_s$  [ $\text{kN}$ ]
  - Gewicht Wasser  $G_{tot} - G_s = G_w$  [ $\text{kN}$ ]
  - Auftrieb  $A$  [ $\text{kN}$ ]
  - Anteil  $\emptyset < 0.5 \text{ mm}$  (Glasmehl)  $m$  [ $\text{Gew. \%}$ ]



Daraus ergeben sich die gesuchten Werte mit folgenden Formeln:

$\text{Feuchtraumgewicht } \gamma = \frac{G_{\text{tot}}}{V_{\text{tot}}} \quad [\text{kN/m}^3]$ $\text{Raumgewicht trocken } \gamma_d = \frac{G_s}{V_{\text{tot}}} \quad [\text{kN/m}^3]$ $\text{Raumgewicht gesättigt } \gamma_g = \frac{G_s + V_p \cdot \gamma_w}{V_{\text{tot}}} \quad [\text{kN/m}^3]$ $\text{Wassergehalt } w = \frac{G_w}{G_s} \quad [\text{Gew. \%}]$ $\text{äus. Porosität } n = \frac{V_p}{V_{\text{tot}}} = \gamma_d \cdot \left( \frac{1 - m}{\gamma_L} + \frac{m}{\gamma_s} \right) \quad [\text{Vol. \%}]$ $\text{Sättigungszahl } S = \frac{V_w}{V_p} \quad [\text{Vol. \%}]$ $\text{Gewicht Glasmehl } G_m = m \cdot G_s \quad [\text{kN}]$ $\text{Gewicht geschäumtes Glas } G_L = (1 - m) \cdot G_s \quad [\text{kN}]$	$\text{Volumen Glasmehl } V_m = \frac{G_m}{\gamma_s} \quad [\text{m}^3]$ $\text{Volumen gesch. Glas } V_L = \frac{G_L}{\gamma_s} \quad [\text{m}^3]$ $\text{Volumen offene Poren } V_p = \frac{A}{\gamma_w} \cdot \frac{G_L}{\gamma_L} \cdot \frac{G_m}{\gamma_s} \quad [\text{m}^3]$ $\text{Wassergehalt } w_V = \gamma_d \cdot \frac{w}{\gamma_w} \quad [\text{Vol. \%}]$ $\text{Schaumglas in Vol\%} = \gamma_d \cdot \frac{1 - m}{\gamma_L}$ $\text{Glasmehl in Vol\%} = \gamma_d \cdot \frac{m}{\gamma_s}$
--	---

### 3.4 Kennwerte durch Zumischen von schwerem mineralischem Schüttstoff

Durch Zumischen von Sand mit  $\gamma_s = 27 \text{ kN/m}^3$  kann das Raumgewicht stark beeinflusst werden. Bei Kies erschwert dagegen die grosse Differenz zwischen den spezifischen Gewichten der beiden Schüttstoffe ( $\gamma_s / \gamma_L = 6!$ ) ihre Durchmischung. Bei Wassersättigung des Gemisches ist zudem die Gefahr der Entmischung als Folge des wirksamen Auftriebes offensichtlich. Angesichts des grossen Volumens an offenen Poren des Leichtschüttgutes Schaumglas lassen sich aber kleinere Mengen von Sand durch Einstreuen und anschliessende Vibrationsverdichtung beimischen. Die Veränderung der Kennwerte bei diesem Vorgang lässt sich am folgenden Beispiel veranschaulichen: Ein  $\text{m}^3$  Schaumglas werde mit  $0.1 \text{ m}^3$  Sand vermischt und verdichtet. Einerseits wird dadurch das Schaumglas im Kornaufbau verändert und andererseits findet der Sand in den offenen Poren des Schaumglasschotters Platz.

Kennwert	Symbol	Einheit	Schaumglas unverdichtet	Schaumglas verdichtet	Sand	Gemisch Sand - Schaumglas
Spez. Gewicht	$\gamma_s, \gamma_L$	$[\text{kN/m}^3]$	4.50	4.50	27.00	
Feuchtraumgewicht	$\gamma$	$[\text{kN/m}^3]$	2.50	3.50	19.00	5.59
Trockenraumgewicht	$\gamma_d$	$[\text{kN/m}^3]$	2.25	3.15	17.27	4.88
Glasmehl ( $\emptyset < 0.5 \text{ mm}$ )	m	Gewichts % Vol.-%	5.00 0.45	12.00 1.51		7.75 1.51
Schaumglas	$1 - m$	Gewichts % Vol.-%	95.00 47.50	88.00 61.60		56.80 61.60
Wassergehalt	w	Gewichts % Vol.-%	11.00 2.48	11.00 3.47	10.00 17.30	11.20 5.47
Porosität (äussere)	n	%	52.00	37.00	36.03	25.00
geschlossene Poren	$n^*$	%	37.40	50.50	0	50.50

Das offene Porenvolumen verringert sich von 52% auf 37%, wobei 5,5% davon durch Haftwasser und 6,4% davon durch Sandkörner gefüllt sind.

Die bescheidene Zugabe von  $0.1 \text{ m}^3$  Sand bewirkt also eine wesentliche Zunahme des Raumgewichtes, die offenen Poren nehmen um 20% ab, primär wegen der Zerkleinerung des Gröbstkornes der Schaumglas-Komponente durch die Verdichtung, sekundär durch die Einlagerung der Sandkörner. Der Anteil an inneren, geschlossenen Poren steigt aber auf über 50 Vol.-%, d.h. der Auftrieb wird wesentlich vergrössert

### 3.5 Wärmeisolierung und Durchlässigkeit

Die guten Isolationseigenschaften verdankt das Schaumglas vor allem seinen geschlossenen Poren. Wie der Vergleich des unverdichteten mit dem verdichteten Schaumglasschotter zeigt, ist trotz höherem Raumgewicht mit einer wesentlich verbesserten Isolationswirkung zu rechnen. Auch die Beimischung von Sand in bescheidenen Mengen wird dies kaum verändern.

Was die Wasserdurchlässigkeit betrifft, so bleibt der Anteil offener Poren nach dem Verdichten mit 37% noch hoch und wird auch durch den beigemischten Sand nicht entscheidend verringert. Die Wirksamkeit als Drainageschicht bleibt erhalten.

### 3.6 Tragfähigkeit

Entscheidend für die Wirtschaftlichkeit von Schaumglasschotter als Isolationsschicht ist seine Eignung als unterster Teil des Oberbaus. Will man seine Tragfähigkeit mit dem im Straßenbau üblichen Plattenversuch testen, so muss bei der Anwendung und der Interpretation dem sehr geringen Raumgewicht und den sehr guten Reibungseigenschaften des Schaumglasschotters Rechnung getragen werden. Der Platten-druckversuch mit einem Durchmesser D simuliert die Last eines Doppelrades unter der Fahrbahndecke. Die Beanspruchung der Isolationsschicht durch den Verkehr wird also immer über eine mehr oder weniger dicke Auflast erfolgen. Wird nun der Plattendruckversuch direkt auf der Schaumglasschicht durchgeführt, so fällt diese Auflast weg. Was bedeutet dies?

Für Asphaltbetonbeläge verlangt die Norm  $M_E \geq 100 \text{ MN/m}^2$  in der Laststufe von 150 auf  $250 \text{ kN/m}^2$ .

$$M_E \geq \frac{\Delta\sigma \cdot D}{\Delta s} \quad \Delta s \geq \frac{\Delta\sigma \cdot D}{M_E} = \frac{100 \text{ kN/m}^2 \cdot 0.3 \text{ m}}{100 \text{ MN/m}^2} = 0.3 \text{ mm}$$

Bei der verlangten Tragfähigkeit bewegen sich die zulässigen Setzungen im Bereich 1/10 mm. Damit können auch kleine Messungenauigkeiten bzw. Versuchsfehler, wie ungenügende Ebenheit der Versuchsfäche oder Verformungen am Plattenrand, zu Resultatverfälschungen führen. Je kleiner die Sicherheit gegen Grundbruch ist, desto grösser ist die Gefahr einer solchen Verfälschung, wie die folgende Betrachtung zeigt.

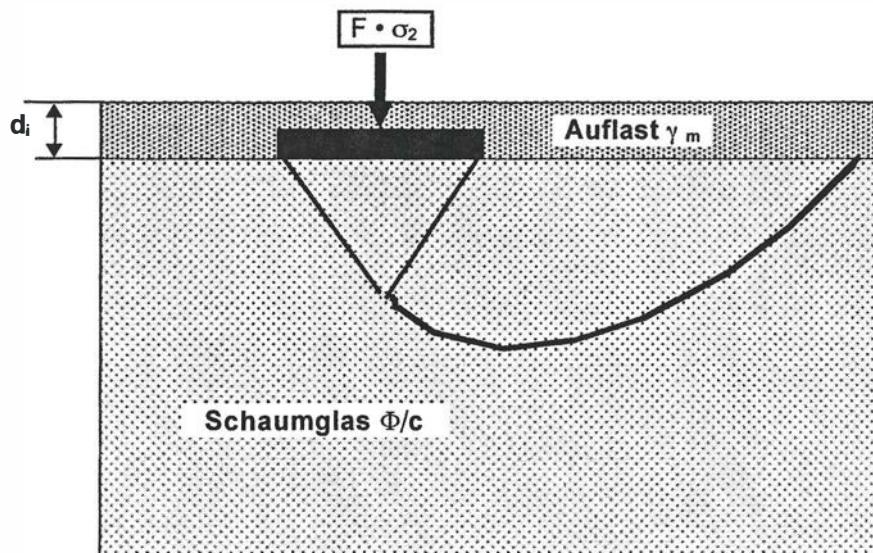


Bild 7 Plattendruckversuch

Die Sicherheit gegen Grundbruch  $F$  beim Plattendrucktest beträgt

$$F = \frac{\sigma_{\text{Bruch}}}{\sigma_2} \quad \sigma_{\text{Bruch}} = F \cdot \sigma_2 = 1/2 \cdot \gamma \cdot D \cdot N_y + q \cdot N_q + c \cdot N_c$$

Der Widerstand des Bodens gegenüber einer Lastfläche ist also nicht nur von seinen Schereigenschaften ( $\Phi$  und  $c$ ) abhängig, sondern von der Grösse und Form der Lastfläche ( $D$ ), vom Raumgewicht des Bodens ( $\gamma$ ) und vor allem von der allfälligen Auflast ( $q = d_i \cdot \gamma_m$ ) neben der Lastfläche.

Verlangt man eine minimale Sicherheit gegen Grundbruch von  $F \geq 2.0$ , so müssen beim Plattendruckversuch folgende Bedingungen erfüllt werden:

$\Phi = 40^\circ$				$\Phi = 45^\circ$				$\Phi = 50^\circ$			
$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$\gamma_m$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$c$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$d_i$ [m]								
2.5	-	6.25	0	3.17	0	1.08	0				
2.5	5	4.54	0.400	1.15	0.400	0	0.180				
2.5	20	0	0.366	0	0.157	0	0.045				
3.5	-	6.09	0	2.95	0	0.755	0				
3.5	5	4.375	0.400	0.94	0.400	0	0.126				
3.5	20	0	0.356	0	0.146	0	0.032				

$\gamma_m$  = Raumgewicht der Überlagerung

$d_i$  = Tiefe der Isolationsoberfläche unter O.K. Fahrbahn

Wird der Plattendruckversuch direkt auf dem Schaumglas ausgeführt, so ist je nach wirksamem Reibungswinkel eine mehr oder weniger grosse Kohäsion (Verzahnung der Schotterkörner) nötig, um eine Sicherheit von 2 zu erreichen. Beim Leichtschüttgut hat das Raumgewicht nur geringen Einfluss; die Werte für  $\gamma = 2.5$  bzw.  $3.5$  kN/m<sup>3</sup> zeigen dies. Dagegen hat  $d_i$  grösseren Einfluss, speziell wenn das Raumgewicht  $\gamma_m = 20$  kN/m<sup>3</sup> oder mehr beträgt.

Um zu verhindern, dass Material mit zu geringer Festigkeit geliefert wird, müssen noch einfache Prüfmethoden eingeführt werden; die Herstellung von Prüfkörpern zur Bestimmung der Würfeldruckfestigkeit ist zu aufwendig für einen Routineversuch. In Deutschland ist man im Rahmen der Ausarbeitung eines Merkblattes zur Verwendung von Schaumglas oder Blähton als Leichtschüttgut daran, eine Art Oedometerversuch am Haufwerk zu entwickeln, welcher Auskunft über die Festigkeit der Körner gibt. Ebenso laufen Belastungsversuche auf verschiedenen aufgebauten Strassenkörpern über Leichtschüttgut.

M. A. Gautschi, dipl. Ing. ETH, Zürichstrasse 39, 8118 Pfaffhausen



## **Ecran de congélation sous une enceinte de fouille à Genève**

Prof. F. Descoedres

J.-F. Hotellier

# Combinaison d'une paroi moulée et d'un écran de congélation Exemple de la construction du siège de la Banque Bruxelles-Lambert Suisse SA à Genève

J.-F. Hotellier – Géotechnique Appliquée Dériaz SA - Genève  
F. Descoedres – Laboratoire de Mécanique des Roches EPFL

## 1ère partie : Le projet et son exécution

### 1.1. Le projet

Le nouveau siège de BBL est situé à Genève dans le quartier de Frontenex - Eaux-Vives en rive gauche du Lac. C'est un bâtiment de 7 étages et 3 niveaux de sous-sols, conçu par les architectes BOTTA et TSCHUMI, construit en 1994-1995 (fig 1).

### 1.2. Cadre géologique

Le sous-sol du quartier comprend sous les remblais de couverture, des limons argileux de retrait fermes , une moraine limono-argileuse semi consolidée également ferme puis les sables et graviers de l'Alluvion Ancienne, très compacts. (fig 2)

L'ensemble repose vers 40 m de profondeur sur la molasse grise à gypse, à dominante marneuse.

Du point de vue perméabilité, les formations limono-argileuses sont très peu perméables ( $K \sim 10^{-8} \text{ m/s}$ ). Il en est de même pour la molasse.

La perméabilité moyenne de l'Alluvion Ancienne, évaluée à partir d'essais de pompage, est de l'ordre de 1 à 1.5  $10^{-3} \text{ m/s}$ .

Notons que la partie supérieure de la formation présente une perméabilité environ 10 fois plus faible que le reste de la couche.

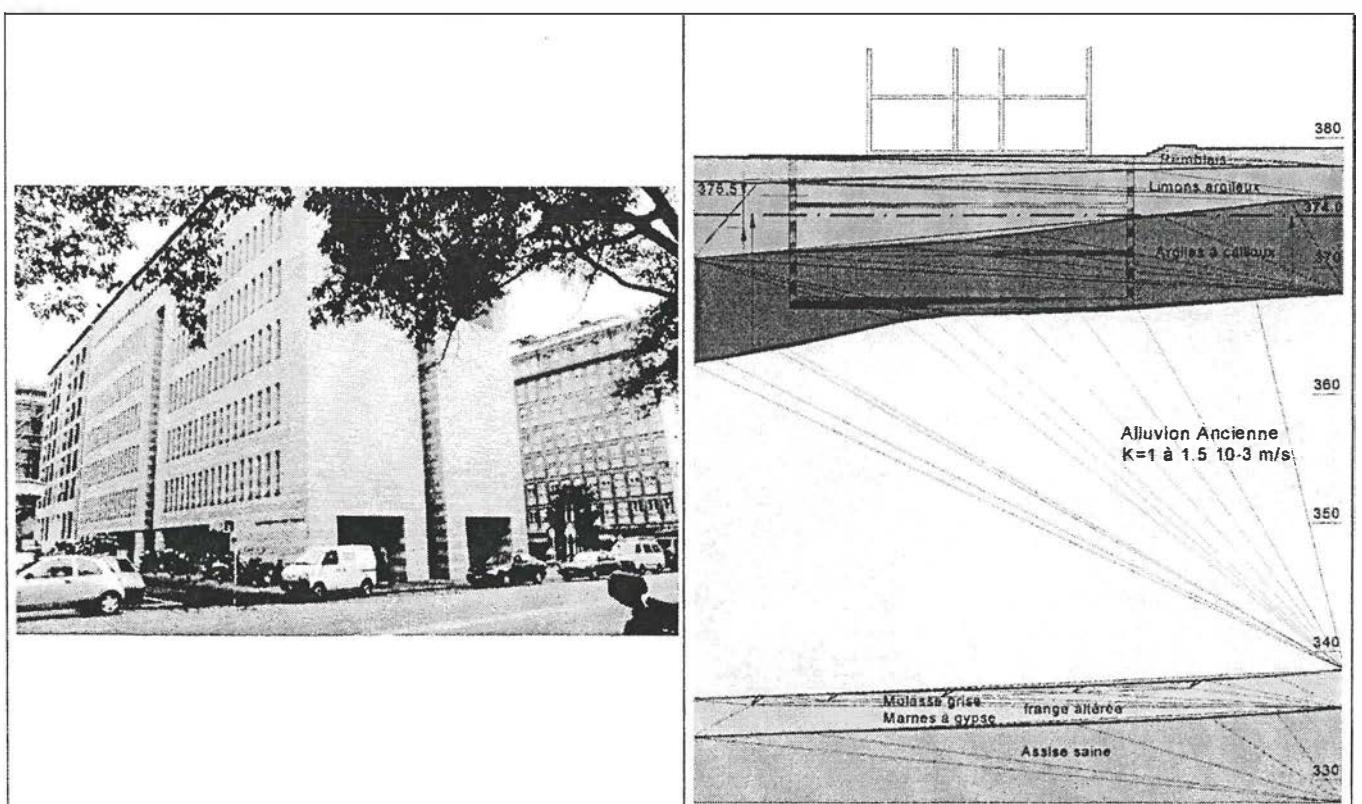


Fig. 1 : Vue du bâtiment

Fig. 2 – Coupe géologique et emprise des sous-sols

Dans le secteur du projet, l'Alluvion Ancienne est le siège d'une nappe nettement captive sous la moraine limono-argileuse, dont niveau oscille entre les cotes 373.0 et 375.5 m/mer.

Il s'agit là d'une nappe importante, utilisée pour l'alimentation en eau potable de Genève et de la France voisine, et de ce fait, protégée par la loi. Elle est d'ailleurs réalimentée artificiellement à partir d'eau prélevée dans l'Arve.

Dans le quartier des Eaux-Vives, la nappe ne présente pas d'écoulement bien défini. Dans le voisinage du projet, elle est influencée par la présence d'un doublet de puits utilisé pour la climatisation d'un immeuble, avec un débit de 170 m<sup>3</sup>/h.

Les mesures de niveau d'eau permettent de dresser l'allure de la surface piézométrique. Le gradient de circulation est de l'ordre de 2‰. On constate une assez bonne concordance entre l'écoulement théorique du doublet et les mesures piézométriques.

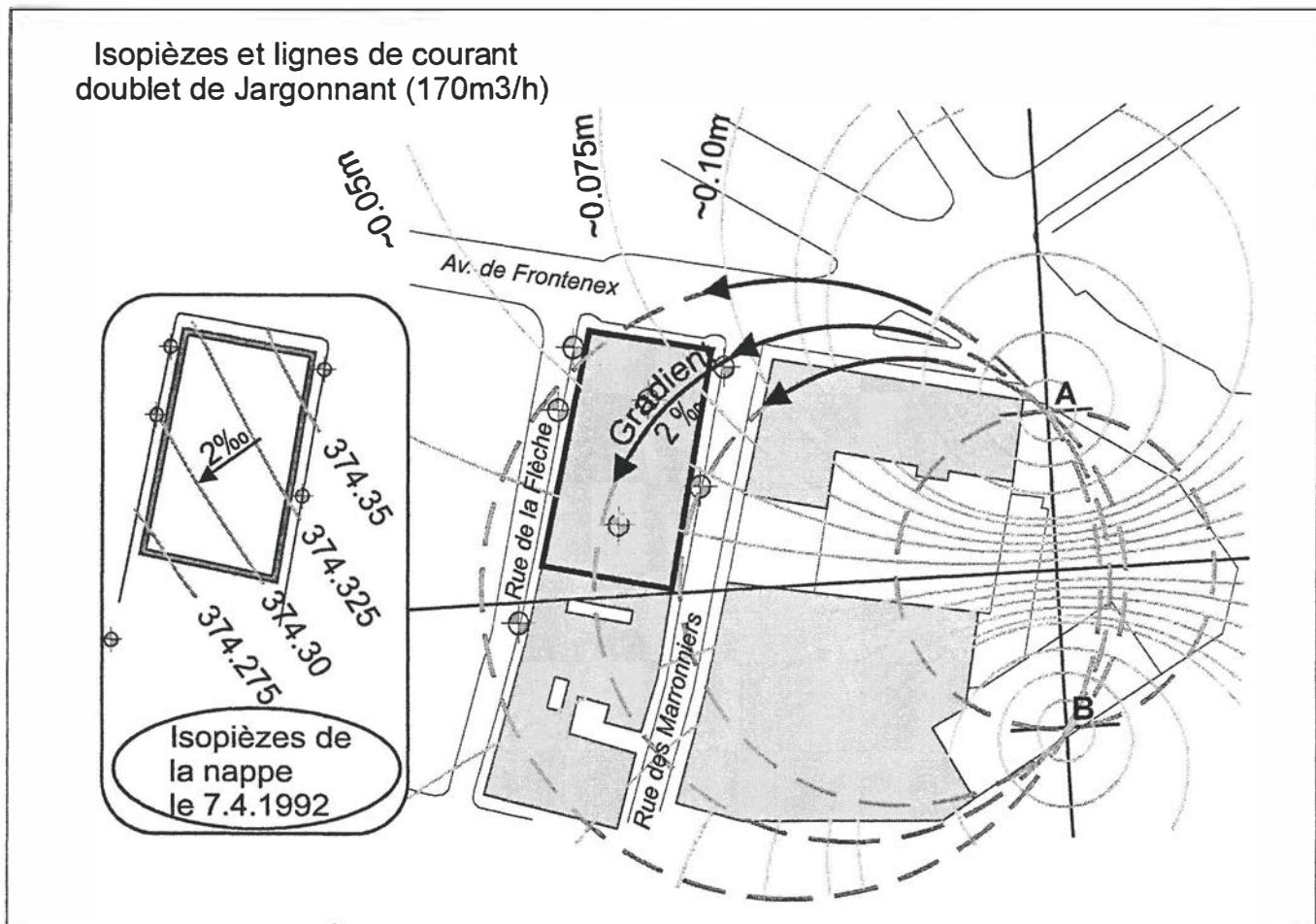


Fig. 3 Carte hydrologique locale

### 1.3 Solutions envisagées

La présence de la nappe posait des problèmes à la fois administratifs et techniques.

Administratifs, car la nappe est protégée et on ne doit pas y porter atteinte.

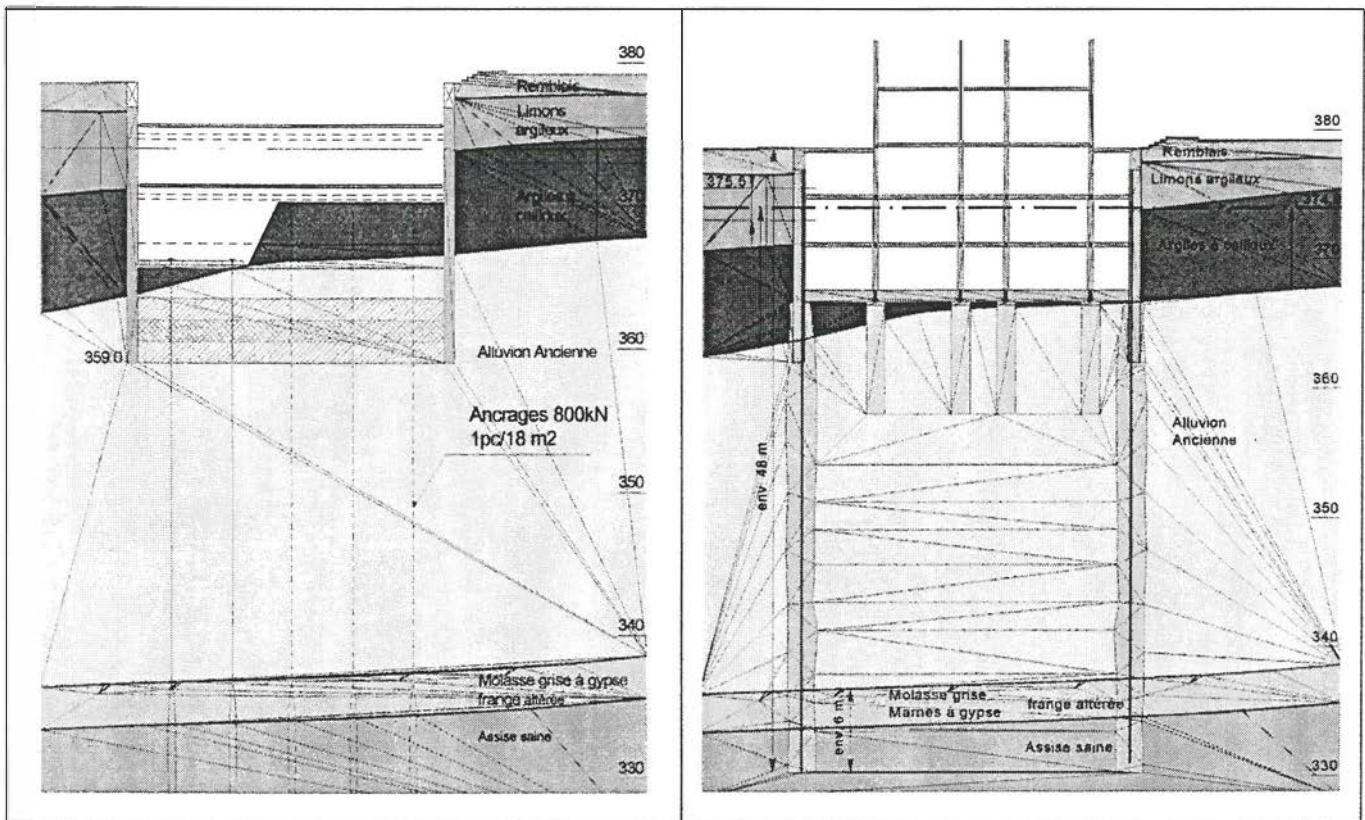
Il était bien entendu hors de question de procéder à un rabattement par pompage. Compte tenu de la position marginale du chantier par rapport à l'aquifère et de la présence d'une frange supérieure moins perméable, les autorités – en l'occurrence le Géologue Cantonal – ont admis qu'on pouvait intervenir avec des éléments continus jusqu'à la cote 359 m/mer environ.

Après passage en revue de différentes solutions allant du terrassement et bétonnage du radier sous l'eau à la réalisation d'un bouchon congelé, c'est la solution bouchon injecté qui a été mise en soumission.

Le bouchon injecté était composé d'un sandwich bentonite ciment/gel chimique. Il devait être ancré à l'avancement car son poids était insuffisant pour supporter la sous-pression. (fig. 4)

Le succès de cette solution était étroitement lié à la qualité de l'injection, ce qui n'était pas acquis d'avance.

C'est une variante congélation, présentée par l'entreprise ZSCHOKKE avec en sous-traitance FORAKY qui a finalement été retenue et mise en œuvre.



*Fig. 4 Solution bouchon injecté*

*Fig. 5 Solution congélation*

## 1.4. Ecran congelé

### 1.4.1 Principe

Il s'agit simplement de prolonger la paroi moulée par un écran congelé atteignant la molasse et qui tient le rôle de voile d'étanchéité temporaire. On s'affranchit ainsi totalement des problèmes de sous-pression. (fig. 5)  
Le phasage est le suivant :

- Réalisation de la paroi moulée
- Réalisation des colonnes préfondées; forage et pose des congélateurs
- Bétonnage de la dalle du 1<sup>er</sup> sous-sol et mise en route de la congélation
- Pendant la formation du mur de glace, terrassement sous dalle du 2<sup>ème</sup> sous-sol en bénéficiant du bouchon étanche représenté par la moraine argileuse.
- Le mur étant fermé et suffisamment épais (2m) – en principe au bout de 6 semaines-, poursuite du terrassement et bétonnage par tranches d'un sous-radier
- Bétonnage du radier. Ce dernier étant lié à la paroi et aux pieux, et donc apte à supporter la sous-pression d'eau, la congélation peut alors être stoppée.

### 1.4.2 Réalisation

Le forage des congélateurs est effectué au travers de tubes de réservation acier, fixés à l'armature de la paroi moulée, côté intérieur et espacés de 1.2 m.

Les congélateurs acier 3"1/2 sont testés en pression, contrôlés en déviation par inclinométrie puis scellés au coulis de ciment pour assurer un contact avec le terrain et obturer les éventuels niveaux graveleux très perméables qui pourraient être le siège de circulations actives.

Sur la hauteur de la fouille, un vide d'air est laissé entre le congélateur et le tube de réservation pour limiter le flux de froid en direction du béton de la paroi et du terrain.

#### Quelques chiffres

##### Congélateurs :

Nombre de congélateurs théorique	110 pc
Nombre de congélateurs effectif	119 pc
Fenêtre maximum tolérée	2.0 m
Fenêtre max effective	1.95 m
Consommation moyenne de coulis par ml	102 l
Surface de l'écran (y.c fiche de la paroi moulée)	4700 m <sup>2</sup>

##### Instrumentation

Forages avec sondes de température	5 équipés chacun de 6 thermistances
Piézomètres intérieurs	2 dont 1 avec enregistreur MADD
Piézomètres extérieurs	3 dont 1 ou 2 avec enregistreurs MADD

##### Centrale frigorifique

Nombre de groupes	3
Puissance frigorifique installée	800 000 kfrig/h
Consommation électrique journalière	Formation : 14000 à 12000 kWh Entretien : 9000 kWh
Température de la saumure	-22 à -24 °C (-16 à -21°C durant le 1er mois)

### 1.4.3 Suivi de la congélation

La mise en froid débute le 25 septembre 94. L'évolution est suivie au moyen des sondes de température placées dans les forages de contrôle.

La figure 6 donne un exemple des courbes de descente des températures. Cette descente est régulière et conforme aux prévisions. Le décalage entre courbes provient du fait que les points de mesure se situent à des distances différentes du congélateur voisin.

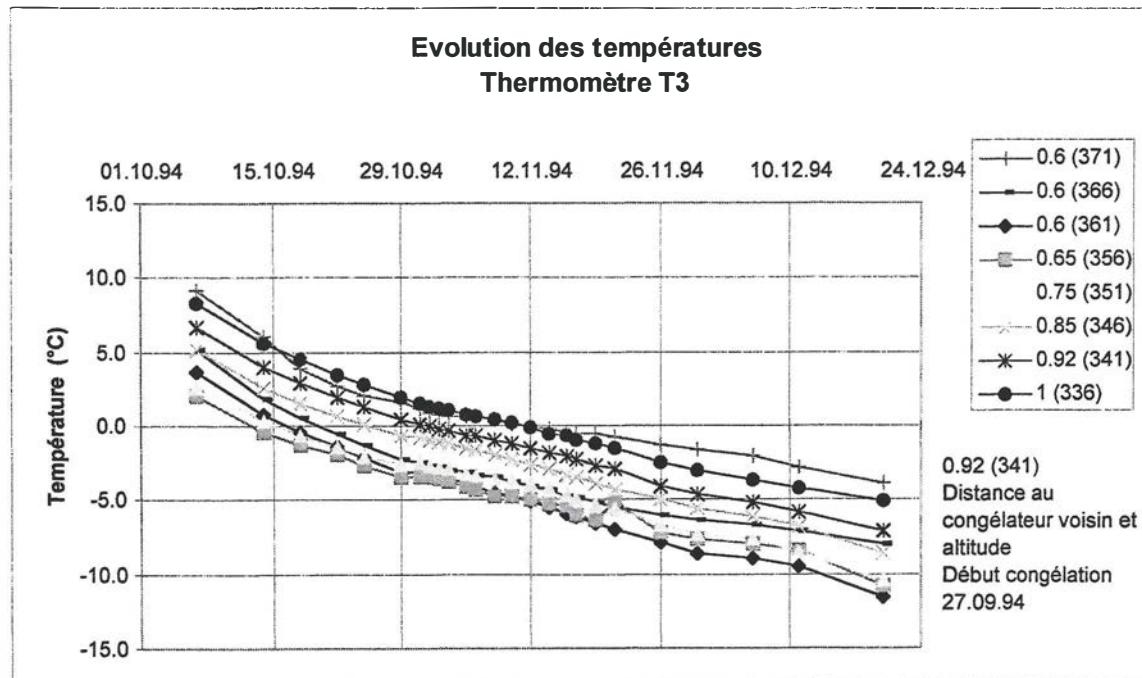
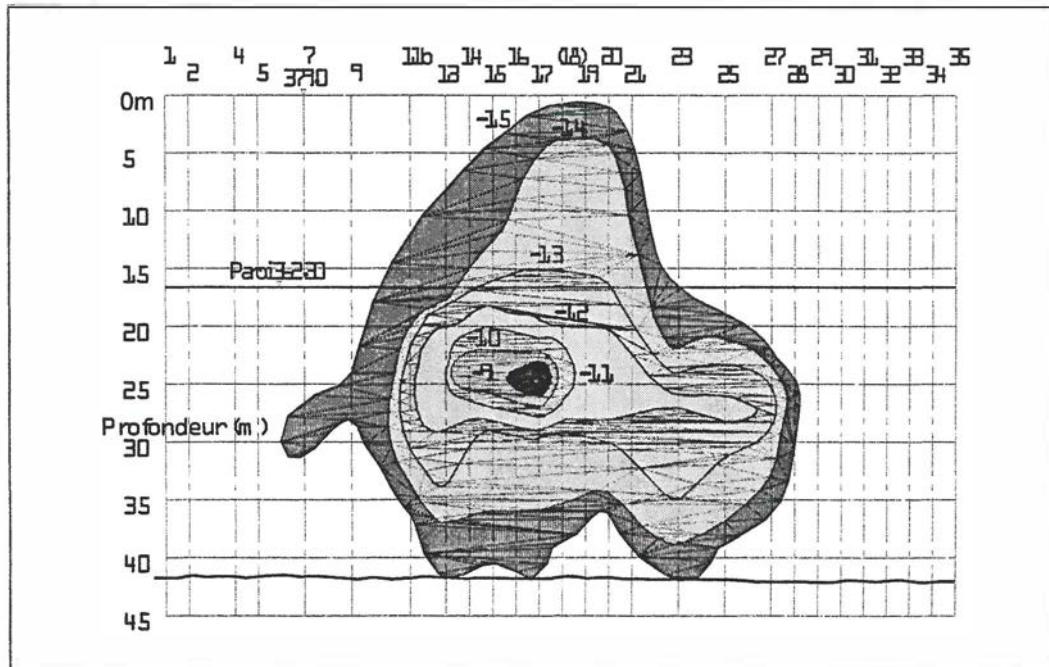


Fig. 6 Thermomètre T3 - Evolution des températures en fonction du temps, à différentes profondeurs.

Compte tenu de la fenêtre max. de l'ordre de 2m, on aurait dû fermer au bout de 6 semaines maximum soit vers la mi novembre, mais la montée des piézomètres intérieurs – signe caractéristique de la fermeture - ne s'est pas produite à cette date.

On n'avait pas attendu ce délai pour effectuer des diagraphies de température dans les congélateurs. Elles consistent à relever les températures sur la hauteur d'un congélateur donné, en principe 1 h après avoir stoppé la circulation de saumure. En répétant l'opération sur différents congélateurs, on peut mettre en évidence des zones où le réchauffement est plus rapide, signe de circulations d'eau plus actives.

La fig 7 représente une élévation de l'écran congelé côté rue des Marronniers au début novembre soit au bout de 35-40 jours de congélation. On voit se dessiner une zone de réchauffement plus rapide vers 25m de profondeur. Il n'est pas possible de dire, sur cette seule base, si une telle anomalie correspond à un passage d'eau au travers de l'écran, ou le long de celui-ci.



*Fig. 7 Relevés de température dans les congélateurs, après 1h d'arrêt.*

Cinq anomalies de ce type ont été repérées sur le pourtour de l'enceinte. Il est à noter cependant que sur le côté sud, les congélateurs n'étaient pas accessibles et qu'on avait là une sérieuse lacune dans les mesures.

Un programme de forages et d'injections a été élaboré pour freiner les circulations d'eau dans ces zones et permettre la fermeture.

Une première zone a été traitée côté rue de Frontenex dans la 2ème quinzaine de novembre. L'anomalie thermique a été corrigée, mais on s'est aperçu que durant ce laps de temps, les autres anomalies s'étaient fortement estompées d'elles-mêmes.

On s'est donc retrouvé, début décembre, avec un mur non fermé mais pratiquement sans anomalie thermique nette. Il a cependant été décidé de poursuivre le programme d'injections défini précédemment.

#### 1.4.4 Noyage de la fouille

Début décembre, la nappe qui avait fortement baissé, a amorcé une remontée. De petites venues d'eau – de l'ordre de 2 à 3 litres par minute - qui étaient apparues en octobre au pied de la paroi moulée ont commencé à croître, s'accompagnant d'érosion régressive. Craignant l'accélération du phénomène, il a été décidé de noyer la fouille sur la hauteur du 2ème sous-sol et de rétablir ainsi l'équilibre avec la nappe.

Cette opération a été réalisée entre le 10 et le 13 décembre. Le 15 décembre à midi, la rapide montée des piézomètres intérieurs montrait que le mur était fermé. (fig. 8)

Pourquoi la fermeture n'est-elle pas intervenue dans les délais escomptés ? Cette question est analysée dans la 2ème partie de cette communication.

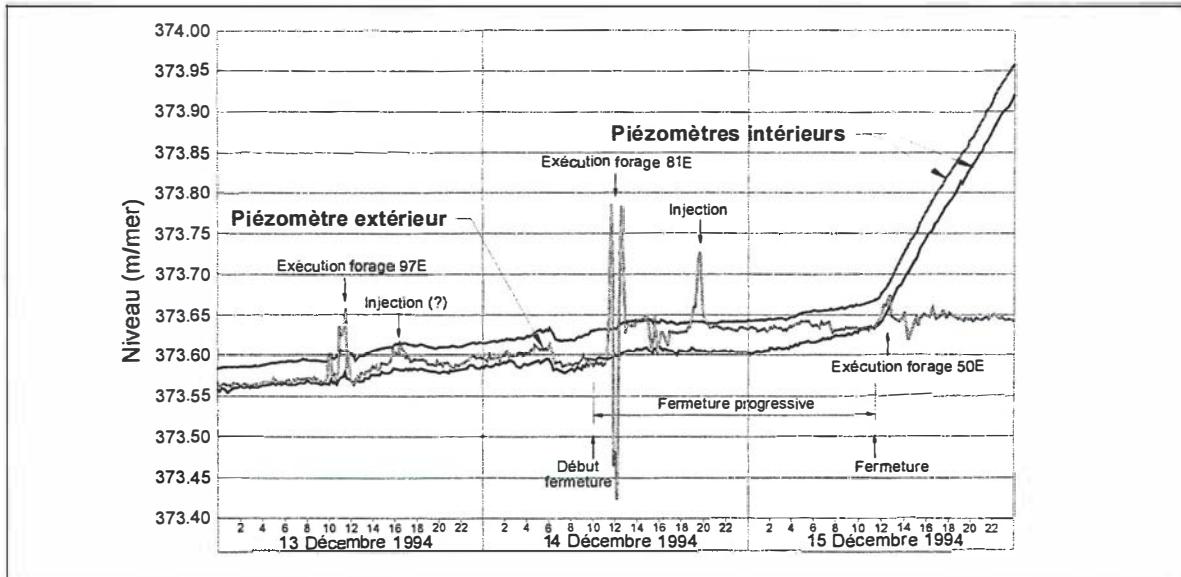


Fig. 8 Evolution des piézomètres à la fermeture

#### 1.4.5 Déformations de la paroi moulée

D'octobre 94 à début janvier 95 soit durant 3 mois, le terrassement est resté au niveau de la dalle sur 3<sup>ème</sup> sous-sol.

Une mesure des inclinomètres placés dans la paroi, effectuée début janvier avant la reprise des excavations a montré que la paroi s'était déformée durant cette période, surtout côté rue de la Flèche, où les graviers sont les plus profonds. La flèche de la paroi atteignait une dizaine de mm. (fig. 9)

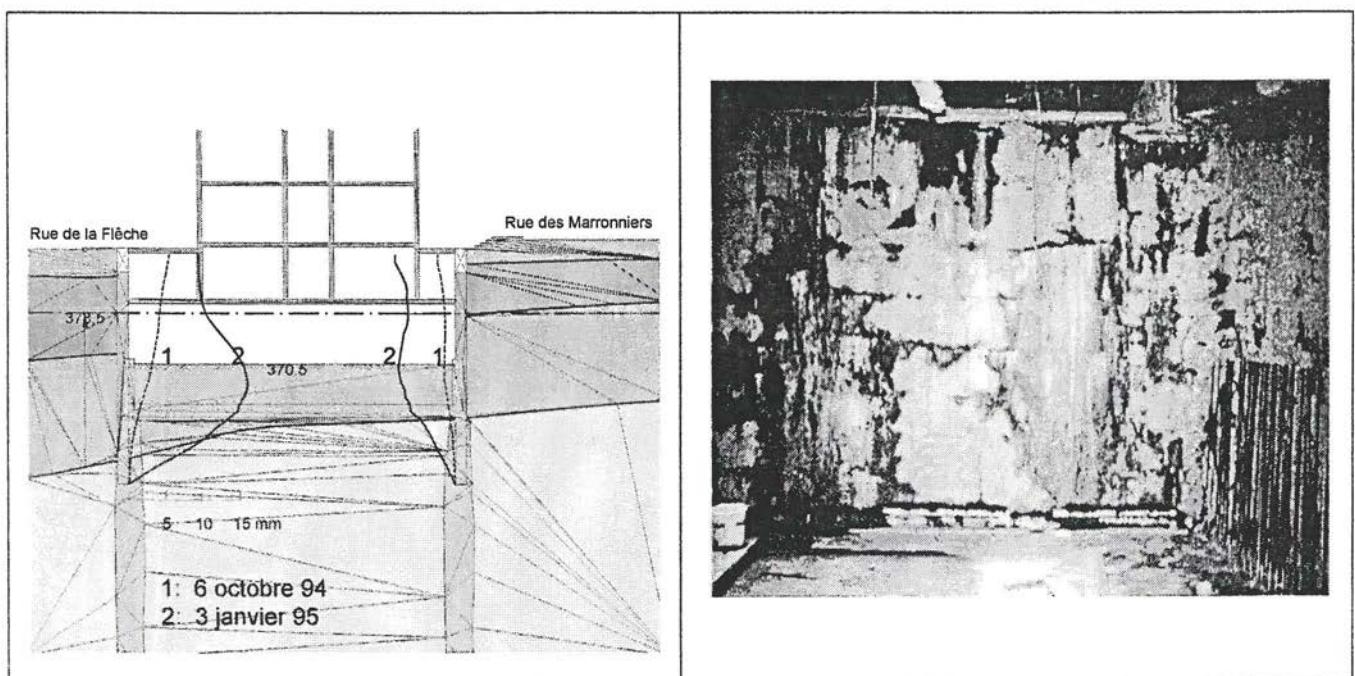


Fig. 9 Déformations de la paroi moulée

Fig. 10 Paroi fissurée avec suintements pendant la phase de formation du mur de glace

Cette phase de terrassement n'était normalement pas critique, et de telles déformations d'une paroi de 0.80m ne peuvent guère s'expliquer que par l'effet du gel du terrain. Un calcul à l'envers a montré qu'il fallait appliquer une surcharge verticale de 250 kPa au niveau de la dalle sur 2<sup>ème</sup> sous-sol pour obtenir de telles déformations. Pour éviter de sur-solliciter encore la paroi lors du terrassement du 3<sup>ème</sup> sous-sol, il a été décidé de bétonner la dalle intermédiaire avant de poursuivre l'excavation.

Les déformations de la paroi se sont manifestées par une fissuration accompagnée de suintements d'eau (fig. 10).

#### 1.4.6 Décongélation

La congélation a été stoppée au bétonnage du radier le 8 mai 1995.

On a suivi la remontée des températures et la décongélation tant que les tubes congélateurs restaient accessibles, sur 4 mois.

La fig. 11 correspond au congélateur 14 situé sur la rue des Marronniers, dans une zone qui présentait une anomalie thermique avant fermeture. La décongélation est régulière, et ne fait pas apparaître de zones de circulations préférentielles le long de l'écran.

Les autres congélateurs donnent des images semblables.

On a également suivi l'évolution de la pression d'eau sous le radier. On a pu ainsi repérer "l'ouverture" du mur qui s'est produite début octobre 1995 soit 5 mois après l'arrêt de la congélation.

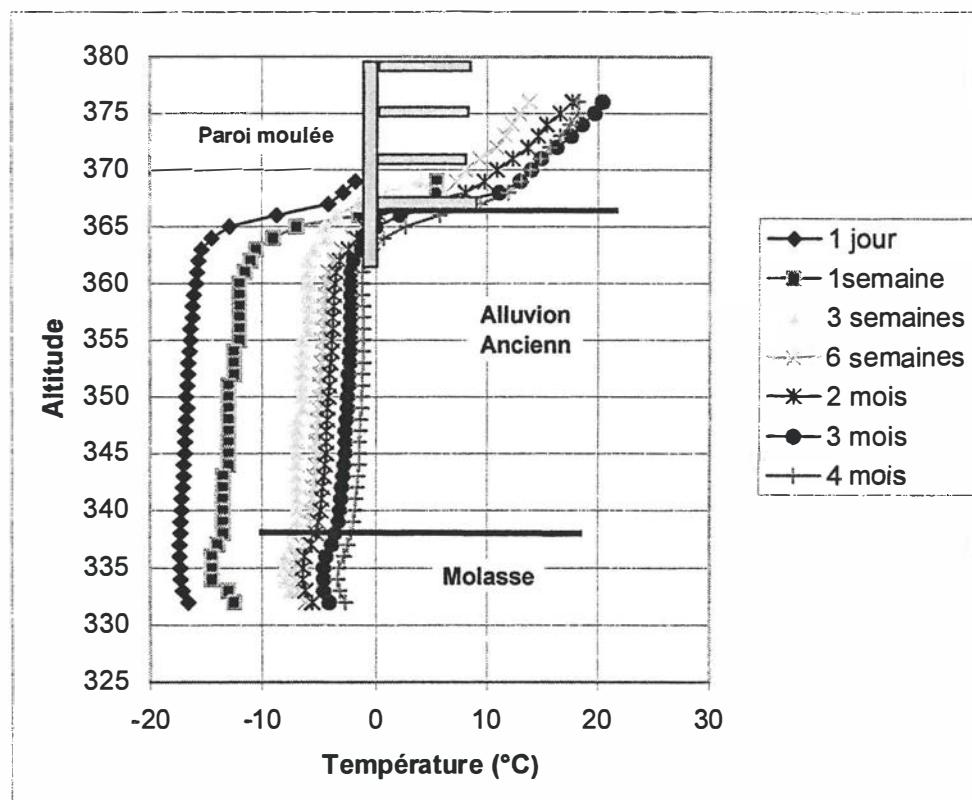


Fig. 11 Evolution des températures après arrêt de la congélation

## 2<sup>e</sup> partie : Evolution de la congélation

### 2.1. Introduction

La congélation sous la paroi moulée n'a pas évolué comme prévu, et la durée de fermeture du mur de glace a plus que doublé par rapport aux six semaines définies contractuellement. Cela a entraîné non seulement des retards dans la construction de l'immeuble, mais aussi des travaux supplémentaires dans les infrastructures pour garantir la stabilité de l'ouvrage, et bien entendu des surcoûts importants.

Comment peut-on expliquer le retard de fermeture, constaté de façon indiscutable, puisque le contrôle de l'étanchéité du mur de glace – c'est là un avantage unique de la méthode de congélation – se fait à coup sûr en relevant le niveau d'eau au centre de la fouille : ce niveau monte brusquement quand l'eau confinée dans l'enceinte congelée est repoussée par la glace.

## 2.2 Analyses thermiques

Les analyses thermiques sont indispensables pour prévoir l'évolution de la congélation. Elles reposent évidemment sur l'équation diffusive de la chaleur (Berest 1988, Gonze 1988, Dysli 1991) que l'on peut écrire sous la forme générale :

$$\Delta T = \frac{C}{\lambda} \frac{\partial T}{\partial t} \quad [1]$$

avec  $\Delta$  : Laplacien  
 $T$  : température [ $^{\circ}$ C]  
 $C$  : capacité thermique volume [kcal/m<sup>3</sup>. $^{\circ}$ C]  
 $\lambda$  : conductivité thermique [kcal/m·h· $^{\circ}$ C]  
 $t$  : temps

Dans le cas de la congélation de sols saturés, en modèle plan d'écoulement de chaleur, l'équation à résoudre s'écrit :

$$\lambda \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) = C \frac{\partial T}{\partial t} \quad [2]$$

La conductivité thermique est différente dans le sol gelé ( $\lambda_1$ ) ou non gelé ( $\lambda_2$ ).

L'ordre de grandeur retenu pour les graviers du site de Genève est  $\lambda_1 = 3.4$  kcal/m·h· $^{\circ}$ C et  $\lambda_2 = 2.5$  kcal/m·h· $^{\circ}$ C.

La capacité thermique (ou chaleur spécifique) dépend de celles des particules solides et de la glace ( $C_1$ ) ou des particules solides et de l'eau ( $C_2$ ). En fonction de la porosité  $n$  du sol, de la teneur en eau  $w$  et de la masse volumique des grains  $\rho_s$ , il vient :

$$C_1 = (1-n)\rho_s (0.2 + 0.5w) \quad [3]$$

$$C_2 = (1-n)\rho_s (0.1 + 1.0w) \quad [4]$$

Soit pour le site concerné, avec  $n = 0.2$ ,  $w = 0.094$  et  $\rho_s = 2650$  kg/m<sup>3</sup>:  $C_1 = 524$  kcal/m<sup>3</sup>. $^{\circ}$ C et  $C_2 = 623$  kcal/m<sup>3</sup>. $^{\circ}$ C.

Lors du changement de phase, il faut extraire une quantité de chaleur correspondant à la chaleur latente de transformation de l'eau en glace  $\sigma = 79.6$  kcal/kg, ou pour un mètre cube de sol,  $q_0 = \sigma w (1-n) \rho_s = 79.6 \cdot 0.094 \cdot 0.8 \cdot 2650 = 15'860$  kcal/m<sup>3</sup>.

L'importance du changement de phase est donc vérifiée, si l'on compare cette valeur  $q_0$  à celle qu'il faut pour abaisser par exemple de  $10^{\circ}$ C la température du sol gelé ou du sol non gelé  $q_1 = C_1 \cdot 10 = 5'240$  kcal/m<sup>3</sup> ou  $q_2 = C_2 \cdot 10 = 6'230$  kcal/m<sup>3</sup>.

La résolution de l'équation de la chaleur [2] doit se faire numériquement. Toutefois, avec certaines simplifications, des solutions analytiques ont été développées pour les cas de voiles de congélation en ligne ou sur un périmètre circulaire.

## 2.3. Solutions de Khakimov

### 2.3.1 Méthode de résolution

A partir de recherche conduites à l'époque par les chercheurs de l'Institut du permafrost de l'Académie des Sciences de l'URSS, Khakimov (Khakimov, 1966) a développé des méthodes pratiques pour l'ingénieur applicables à la congélation artificielle des sols. Il a résolu l'équation instationnaire du flux de chaleur en considérant une succession d'états stationnaires, partant de la propagation du gel autour d'un tube-congélateur de rayon  $r_0$ .

Pour un état stationnaire en coordonnées cylindriques, l'équation [2] sans second membre devient :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} = 0 \quad [5]$$

Sa solution donne le profil des températures de la figure 12 :

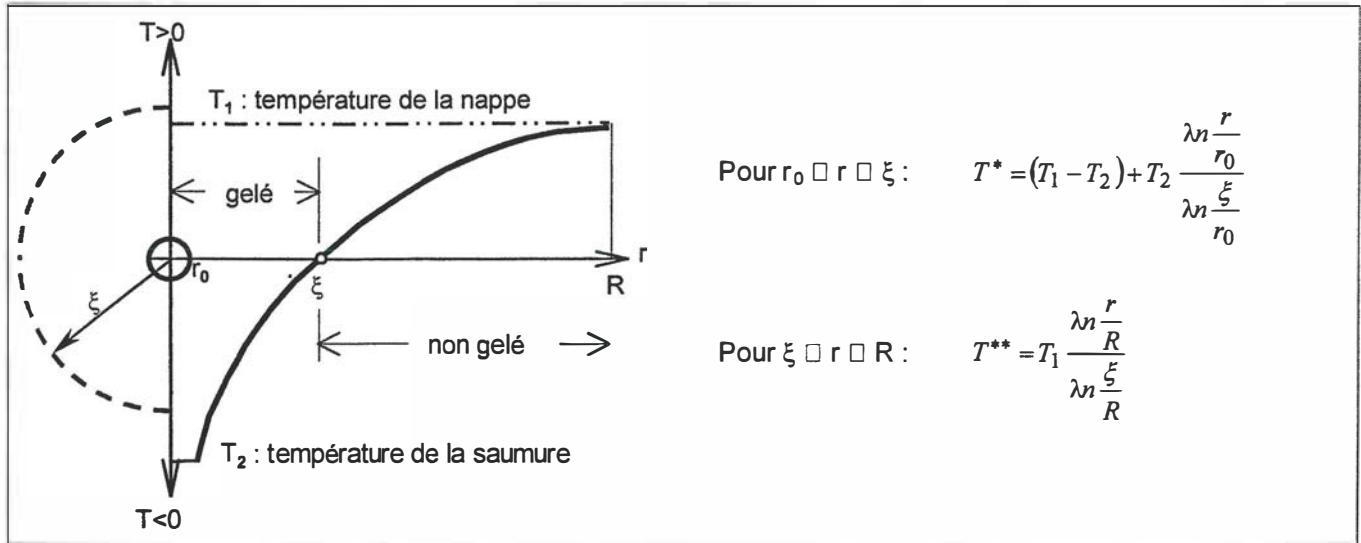


Fig.12 : Distribution des températures dans le sol

$\xi$ : rayon du cylindre gelé

$R$ : « rayon d'action » de la congélation  $R = a\xi$

(A partir de nombreux essais *in situ*, Khakimov a trouvé pour un seul tube-congélateur un coefficient «  $a$  » compris entre 4 et 5 selon la nature du sol)

La chaleur extraite pour atteindre un cylindre de glace de rayon  $\xi$  vaut alors :

$$Q(\xi) = \pi (\xi^2 - r_0^2) (1-n) w \rho_s \sigma + 2\pi C_1 \int_{r_0}^{\xi} T^* r dr + 2\pi C_2 \int_{\xi}^R T^{**} r dr \quad [6]$$

L'évolution de la congélation correspond à une succession d'état où  $\xi$  atteint  $\xi + d\xi$  pendant un temps  $dt$ , la chaleur  $dQ$  étant extraite à la surface du tube-congélateur :

$$dQ = -2\pi r_0 \lambda_1 \left. \frac{\partial T^*}{\partial r} \right|_{r=r_0} \cdot dt \quad [7]$$

Par intégration, on trouve  $t = f(\xi)$ .

### 2.3.2 Temps de fermeture d'un voile de congélation dans un sol saturé, sans écoulement d'eau

Si les tubes congélateurs placés sur une ligne sont distants de  $L$ , le temps de fermeture correspond au moment où le rayon  $\xi$  atteint  $\xi = L/2$

Il suffit donc d'effectuer le calcul selon la méthode exposée ci-dessus, en remarquant que le coefficient  $a$  est plus petit pour une ligne de compilateurs que pour un tube isolé, Khakimov conseille de prendre  $a = 3$  avant la fermeture (effet de l'interaction de deux tubes voisins).

La figure 13 donne la solution de Khakimov, en notant que la formule donnée considère les chaleurs spécifiques massiques  $c_1, c_2$  au lieu des chaleurs spécifiques volumiques  $C_1 = \rho_1 c_1, C_2 = \rho_2 c_2$ ,  $\rho_1$  et  $\rho_2$  étant respectivement les masses volumiques apparentes saturées du sol gelé et non gelé.

$$t = \frac{1}{2\lambda_I |T_2|} \left[ (1-n) w \rho_s \sigma + c_1 \rho_1 T_1 + c_2 \rho_2 T_1 \left( \frac{a^2 - 1}{2 \ln a} - 1 \right) \left( \frac{\xi^2 \ln \frac{\xi}{r_0}}{r_0} - \frac{\xi^2 - r_0^2}{2} \right) + \frac{c_1 \rho_1 \xi^2 - r_0^2}{2 \lambda_I} \right]$$

n : porosité du sol

w : teneur en eau

$\rho_s$  : masse vol. du squelette [kg/m<sup>3</sup>]

$\rho_1$  : masse vol. du sol saturé gelé [kg/m<sup>3</sup>]

$\rho_2$  : masse vol. du sol saturé non gelé [kg/m<sup>3</sup>]

c<sub>1</sub> : chaleur spécifique du sol gelé [kcal/°C·m<sup>3</sup>]

c<sub>2</sub> : chaleur spécifique du sol non gelé [kcal/°C·m<sup>3</sup>]

$\lambda_I$  : conductivité thermique du sol gelé [kcal/m·h·°C]

$\sigma$  : chaleur latente [ $\sigma = 79$  kcal/kg]

T<sub>1</sub> : température de la nappe [°C]

T<sub>2</sub> : température de la saumure [°C]

r<sub>0</sub> : rayon du congélateur [m]

$\xi$  : rayon du sol gelé [m]

a $\xi$  : rayon d'action du gel [m]

(a = 3 avant fermeture)

t : temps de fermeture pour  $\xi = L/2$

L : distance entre 2 congélateurs

Fig 13 Temps de fermeture d'un voile de congélation (Solution de Khakimov-1966)

L'application au cas de l'enceinte BBL donne le temps de fermeture en jours, en fonction de l'espacement L (Fig. 14). Sur le chantier L a été fixé à L = 1.20 m, pouvant atteindre L = 2.00 m en cas de déviation maximale, qui n'a pas été dépassée selon les contrôles effectués. La température de la saumure T<sub>2</sub> est prise comme paramètre des courbes, du fait que la valeur T<sub>2</sub> = -25°C prévue n'a pas été atteinte effectivement, mais qu'elle a varié entre -15°C et -20°C au cours du temps.

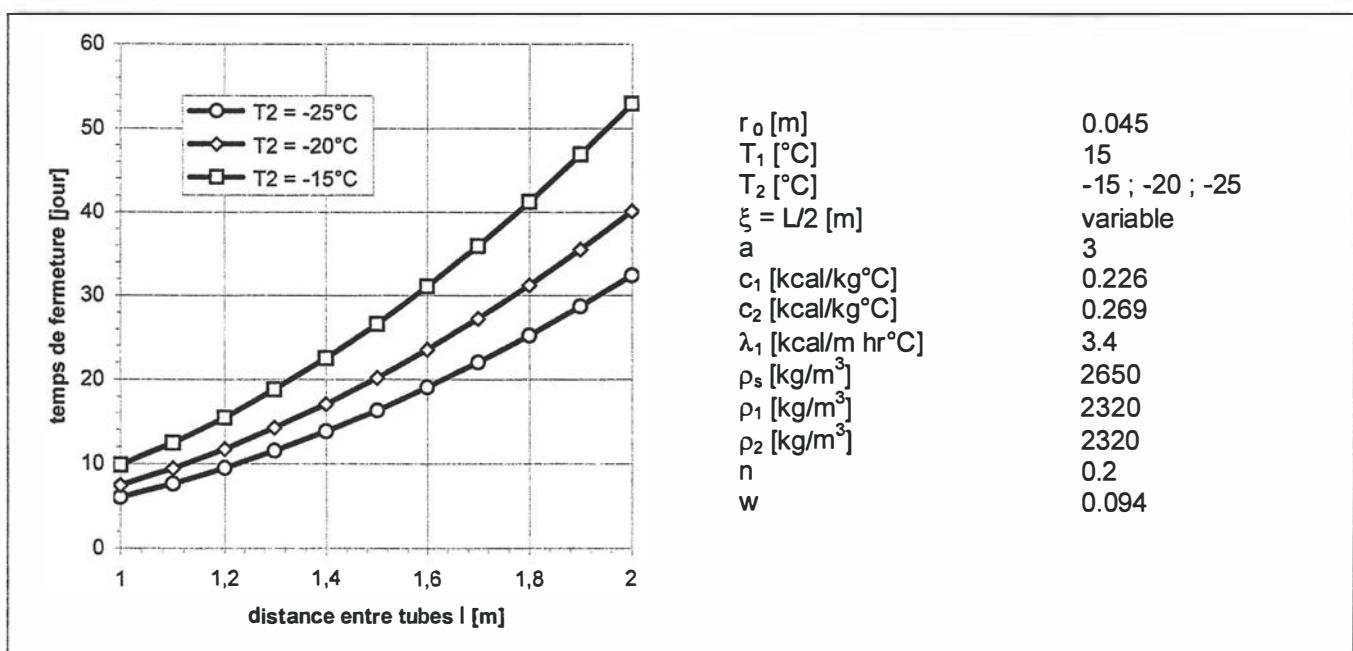


Fig. 14 Temps de fermeture selon Khakimov

On voit que le temps de fermeture aurait dû se situer entre 12 et 15 jours pour l'espacement théorique de 1.20 m et autour de 40 jours pour des tubes déviés jusqu'à 2.00 m, compte tenu des températures de la saumure réellement mesurées.

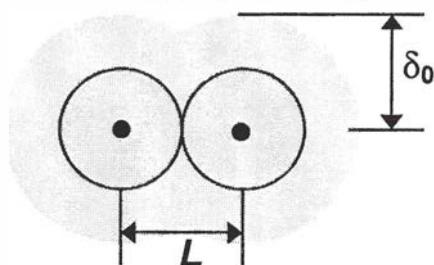
### 2.3.3 Temps de formation d'un mur de glace d'épaisseur donnée (congélateurs en ligne)

Après la fermeture du mur de glace, la congélation se poursuit et l'épaisseur du mur augmente progressivement.

La figure 15 donne le temps additionnel qu'il faut ajouter au temps de fermeture pour obtenir une épaisseur de glace 2δ<sub>0</sub>, toujours selon Khakimov dans le cas d'une nappe sans écoulement. La solution est évidemment approchée car l'épaisseur n'est pas constante entre les congélateurs, mais tend à s'uniformiser.

$$t_{ad} = \frac{1}{2\lambda_1(T^* - T_1)} \left[ (1-n) w \rho_s \sigma + c_1 \rho T_1 + c_2 \rho T_1 \left( \frac{a^2 - 1}{2 \ln a} - 1 \right) \right] \left[ \delta_0 \xi \left( \ln \frac{\xi}{\delta_0} - 1 \right) + \delta_0^2 \right] + \frac{c_1 \rho}{\lambda_1} \left( \delta_0 \xi - \delta_0^2 \right)$$

$$T^* = (T_1 - T_2) - \frac{|T_2|}{\ln \frac{\delta_0}{r_0}} \ln \frac{\xi}{r_0}$$



$t_{ad}$  : temps additionnel après fermeture]  
 $\xi = L/2$  : rayon à la fermeture [m]  
 $a=4.5$  après fermeture  
 $\delta_0$  : demi-épaisseur du mur de glace

Fig. 15 Développement du mur de glace après la fermeture (congélateurs en ligne)

L'application en cas de l'enceinte BBL donne les courbes de la demi-épaisseur atteinte en fonction de la durée totale de congélation (Fig. 16). Sur cette même figure on a également reporté les épaisseurs effectivement mesurées sur cinq forages de contrôle placés à proximité des tubes congélateurs où l'évolution des températures dans le sol à différentes profondeurs était enregistrée (Fig. 17, à titre d'exemple).

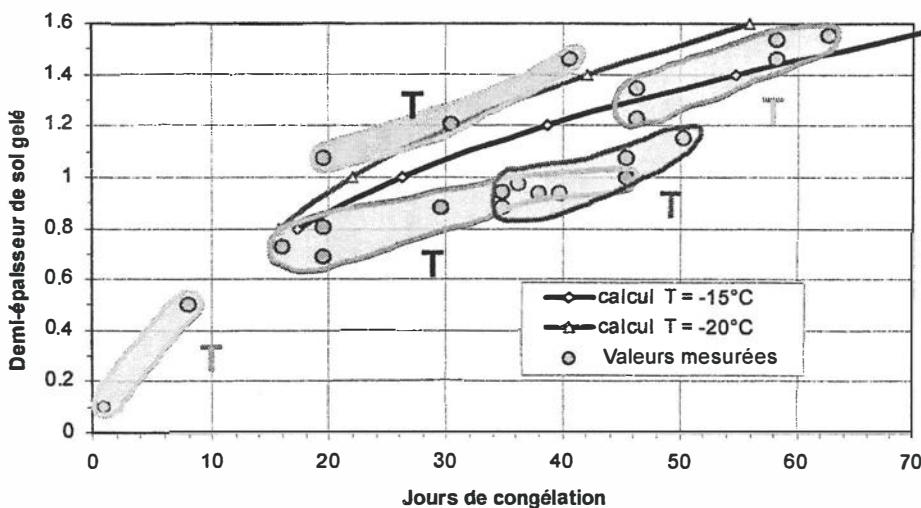


Fig. 16 Progression de la congélation

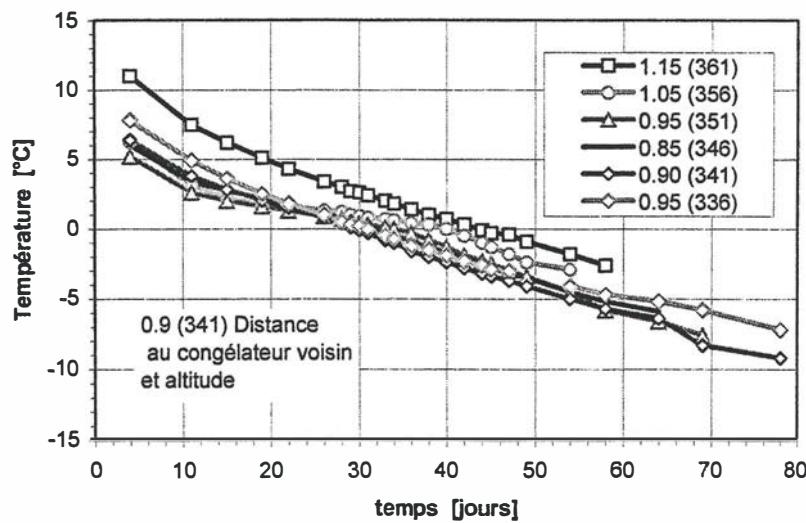


Fig. 17 Evolution des températures – Thermomètre T2

On constate sur la figure 16 que le calcul théorique coïncide relativement bien avec les mesures, avec toutefois des retards sur les thermomètres des forages T2 et T3 placés du côté de la rue des Marronniers. Comme on le verra plus loin, ces retards sont probablement dû au fait que la nappe n'était pas statique mais accusait un gradient d'écoulement (Fig. 18).

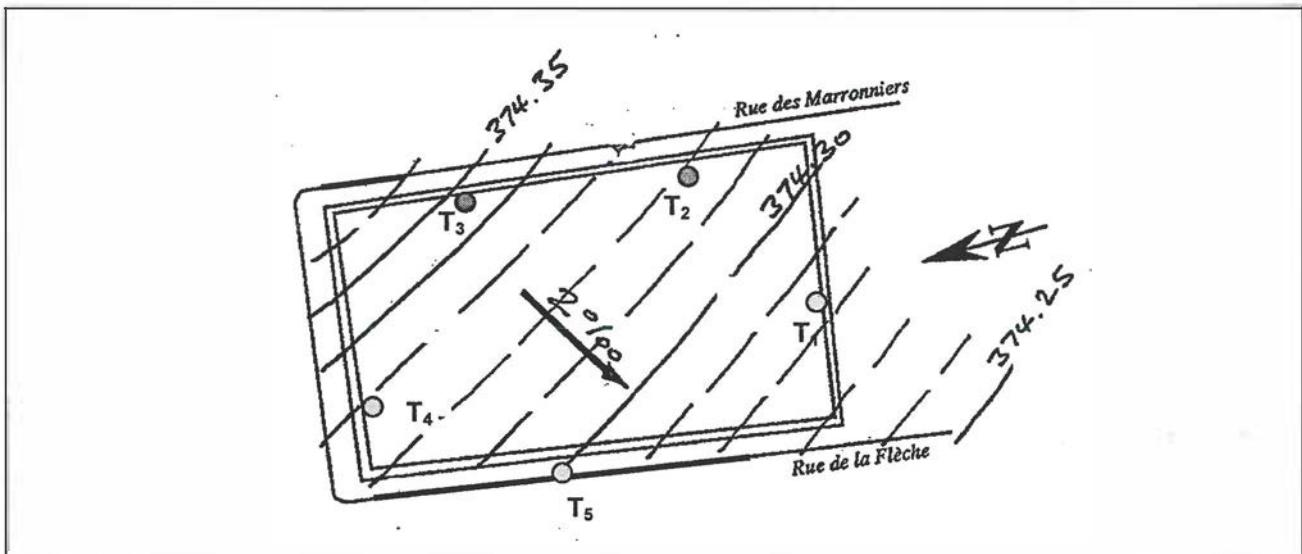


Fig. 18 : Position des témoins de température

### 2.3.4 Vitesse critique d'écoulement de la nappe empêchant la fermeture du voile

Dans l'hypothèse d'un écoulement perpendiculaire au voile de congélation, Khakimov a défini un critère de vitesse limite pour qu'il y ait fermeture, en considérant que la chaleur extraite par les congélateurs doit être supérieure à la somme de la chaleur emportée par l'écoulement et de celle nécessaire au gel du terrain (Fig. 19).

Avant la congélation, le débit passant entre deux tubes vaut (en négligeant l'épaisseur des tubes-congélateurs) :

$$Q_0 = Q_x (\xi = 0) = \frac{V_{\text{lim}} L}{2} \quad [8]$$

La variation du débit durant la formation du cylindre de glace s'exprime par un facteur

$$\chi = \frac{Q_x}{Q_0} = g - (1-g)^2 \left[ \sum_{k=-m}^{+m} \frac{1}{2k-1+g} - \sum_{k=-m}^{+m} \frac{1}{2k-1} \right] \quad [9]$$

Ce facteur varie entre 1 (pas de gel) et 0 (fermeture), il dépend du nombre de congélateurs ( $2m + 1$ ).

$g$  représente l'ouverture normalisée entre deux cylindres de glace :

$$g = \frac{L - 2\xi}{L} \quad [10]$$

La vitesse  $V_\xi$  entre deux cylindres de glace est supérieure à  $V_{\text{lim}}$  :

$$V_\xi = V_{\text{lim}} \cdot \frac{\chi}{g} \quad [11]$$

La chaleur emportée par l'écoulement en un jour vaut :

$$Q_{\text{éc}} = c_w n \rho_w V_{\text{lim}} \chi L \Delta T \quad [12]$$

La baisse de température de l'eau au passage du voile est généralement admise  $\Delta T = 3^\circ\text{C}$ .

La chaleur nécessaire au gel du terrain, en un jour :

$$Q_g = \pi 2\xi \Delta\xi (1-n) w \rho_s \sigma = \pi (1-g) L \Delta\xi n \rho_w \sigma \quad [13]$$

Pour qu'il y ait fermeture, la chaleur extraite  $Q$  par les congélateurs doit être supérieure ou égale à la somme  $Q_{\text{éc}} + Q_g$  :

$$Q = \frac{2\pi \lambda_1 |T_2| 24}{\lambda n (\xi/r_0)} = \frac{2\pi \lambda_1 |T_2| 24}{\lambda n \left[ (1-g) \frac{L}{2r_0} \right]} \quad [14]$$

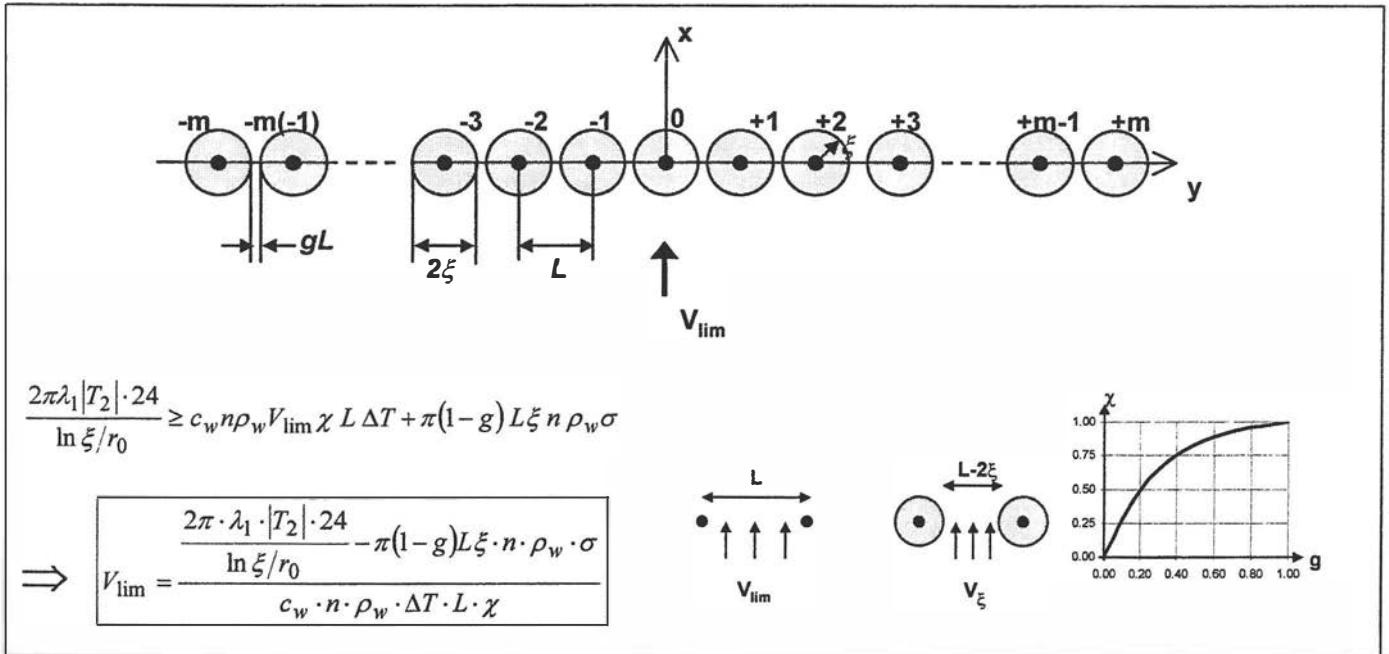


Fig. 19 : Vitesse de filtration limite pour fermeture d'un voile congelé (solution de Khakimov)

L'application au chantier BBL (Fig. 20) pour un gradient d'écoulement  $i = 2\%$  et un coefficient de perméabilité  $k = 1.5 \cdot 10^{-3}$  m/s des graviers donne des vitesses limites de filtration  $V_{\text{lim}}$  comprises entre 6 et 7.5 m/s pour une distance entre tubes de 1.20 m et entre 2.5 et 3.5 m/s pour la distance maximale de 2.00 m.

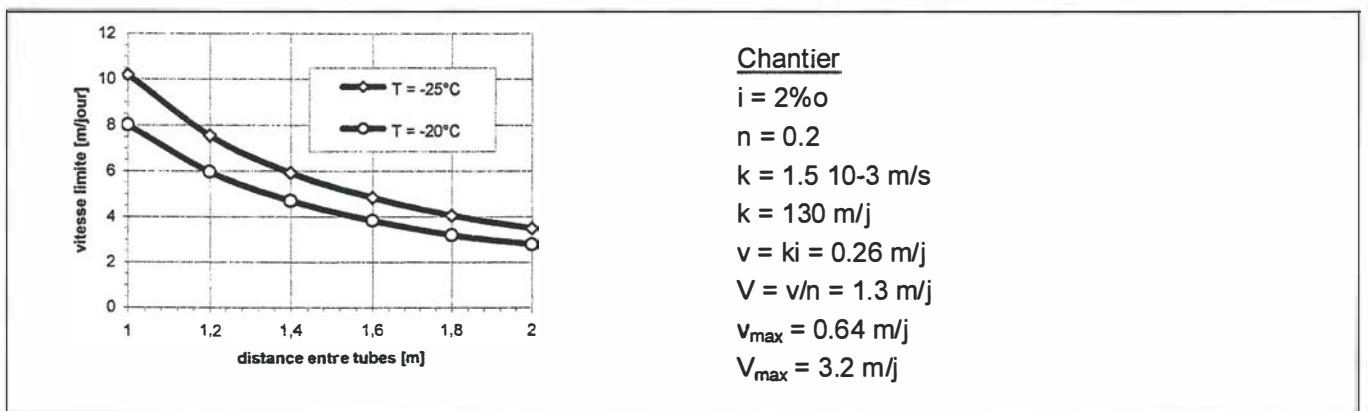


Fig. 20 : Vitesses de filtration limites calculées pour 55 congélateurs (demi périmètre)

Il s'agit ici des vitesses « réelles » de filtration et non pas des vitesses de Darcy  $v = ki$ . La relation entre ces deux vitesses dépend de la porosité efficace qui devrait être inférieure ou égale à la porosité  $n$  du sol. En la supposant égale :

$$V = \frac{v}{n} = \frac{ki}{n} \quad [15]$$

Les calculs d'écoulement effectués plus loin (chapitre 2.4) montrent que le voile devait bien fermer, mais avec un retard que l'on ne peut pas chiffrer exactement avec la méthode de Khakimov, faute de pouvoir résoudre le problème en cas d'inégalité des quantités de chaleur extraites et emportées.

## 2.4. Rôle de l'écoulement de la nappe

Les pompages effectués à proximité de la fouille BBL dans le doublet des puits de Jargonnant ont provoqué avec certitude un écoulement d'eau dans les graviers que l'on peut définir avec une assez bonne précision (Fig. 18).

Le gradient moyen  $i = 2\%$  avant les travaux a pu toutefois être modifié par l'enceinte de paroi moulée qui pénétrait d'environ 4 m dans les graviers perméables placés sous les limons de couverture.

Une modélisation numérique de l'écoulement sous le fond de la fouille montre que si la perméabilité horizontale est uniforme sur toute la hauteur des graviers, la fiche partielle de la paroi accroît localement le gradient d'écoulement sous le pied de l'écran (Fig. 21).

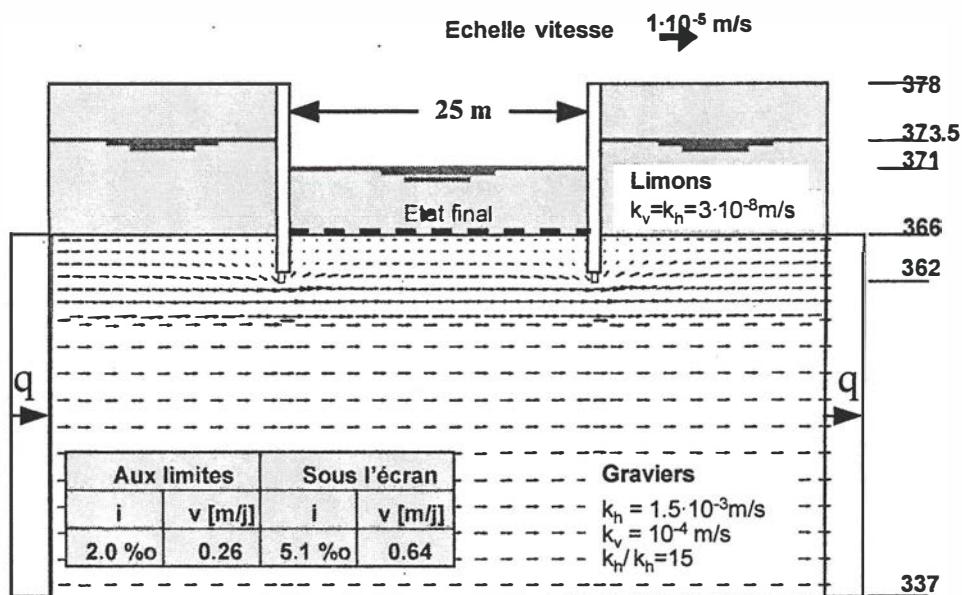


Fig.21 : Gradients et vitesses d'écoulement

Pour le gradient  $i = 2\%$ , la vitesse moyenne de Darcy vaut  $\bar{V} = 0.26 \text{ m/jour}$  et la vitesse de filtration  $\bar{v} = 1.3 \text{ m/jour}$ . Sous le pied de la paroi, le gradient atteint  $i = 5.1\%$ , la vitesse de Darcy  $V_{\max} = 0.64 \text{ m/j}$  et la vitesse de filtration  $\bar{V}_{\max} = 3.2 \text{ m/j}$  (voir également Fig. 20).

Il n'est pas sûr que cette augmentation de vitesse se soit effectivement produite, parce qu'il est possible que la zone supérieure des graviers soit moins perméable que la partie inférieure. Toutefois, on a relevé certaines anomalies thermiques dans l'évolution des températures, particulièrement sous le niveau du pied de la paroi, côté rue des Marronniers. La figure 17 montre un ralentissement de la progression du froid vers la température de  $0^\circ\text{C}$  à la profondeur 356 qui est assez caractéristique de cette zone alors qu'au-dessous on ne constate plus rien.

De plus, c'est toujours du côté exposé à l'écoulement vers la fouille, rue des Marronniers, que des venues d'eau le long de la paroi moulée ont été constatés.

## 2.5 Rôle de l'excavation sous le niveau de la nappe avant la fermeture du mur de glace

La fouille a été excavée jusqu'à la cote 370.5 environ, soit à peu près 3 m sous le niveau de la nappe des graviers, avant la fermeture du voile de congélation.

Cette disposition impliquait un risque vis-à-vis de la stabilité du fond de fouille et un autre risque vis-à-vis de la durée de la congélation.

Pour la stabilité du fond de fouille, la sécurité au soulèvement était suffisante, grâce à la présence du bouchon étanche formé par la moraine argileuse, mais le risque de fuites à travers ce bouchon d'argile, pouvant conduire à de l'érosion régressive subsistait tant que le voile n'était pas fermé. Début décembre, avec la remontée de la nappe, les venues d'eau observées en fond de terrassements ont montré que le risque d'érosion était réel mais localisé le long de la paroi côté Marronniers.

Pour la durée de la congélation, quelques fissures à travers le bouchon d'argile ont probablement été créées par l'un ou l'autre des forages intérieurs réalisés pour compenser des écarts de déviation entre congélateurs. Même si les débits de fuite observés sont restés très limités, ils ont pu entraîner un supplément de retard de la fermeture. Ce retard n'est pas chiffrable, s'agissant de fissures de géométrie et caractéristiques totalement indéterminées.

On sait par contre que le noyage de la fouille (voir 1.4.4) a été réalisé entre le 10 et le 13 décembre 1994 et que le 15 décembre la fermeture intervenait.

Il est donc probable que le retard de fermeture a été initié par les vitesses de circulation d'eau due au doublet de Jargonnant, augmentés sous le pied de la paroi moulée, puis accentué plus tardivement par les fuites à travers le bouchon d'argile. L'excavation sous le niveau de la nappe avant la fermeture du voile de congélation s'est avérée finalement une expérience qu'il ne faudrait pas renouveler.

### 3. Conclusions générales

La congélation est une méthode très sûre une fois que l'enceinte est fermée.

La partie délicate, en milieu perméable, est précisément la phase de formation du mur, qui peut être gênée par les circulations d'eau. Il faut tenir compte également de l'effet de barrage qui tend à augmenter les gradients de circulation au fur et à mesure que le mur se forme. Tout pompage permanent à l'intérieur de l'enceinte, surtout lorsqu'on s'approche de la fermeture, est à proscrire. Les diagraphies de température sont un élément important du suivi mais leur interprétation est parfois délicate.

Enfin, le gel développe dans les terrains fins, des efforts importants dans toutes les directions (poussées latérales, soulèvements) efforts auxquels les structures BA ont de la peine à résister. Les déplacements se produisent alors dans la direction de moindre confinement, dans la partie excavée et également sous le fond de fouille.

### 4. Références

- Berest P. et Weber Ph., 1988 : La thermomécanique des roches. Manuels et Méthodes No 16, BRGM-Editions Orléans, 327 p.
- Dysli M., 1991 : Le gel et son action sur les sols et les fondations. PPUR, Lausanne, 250 p.
- Gonze P., 1988 : Techniques de calcul utilisées en congélation des terrains, in « La thermomécanique des roches (loc. cit.) », pp. 260-291
- Khakimov Kh.R., 1966 : Artificial Freezing of Soils – Theory and Practice. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 121 p.

#### Remerciements

*Les auteurs remercient le Maître d'ouvrage, représenté par M. Taberlet, d'avoir autorisé la publication de cet article.*

Prof François Descoedres  
EPFL  
Lab. de mécanique des roches  
1015 Lausanne

Hotellier Jean-François  
Ingénieur ENSG  
Géotechnique appliquée Dériaz SA  
1227 Carouge

## **Die Anwendung des Gefrierverfahrens bei der Unterquerung der Limmat durch die S-Bahn**

Rolf Egli

## 1. EINLEITUNG

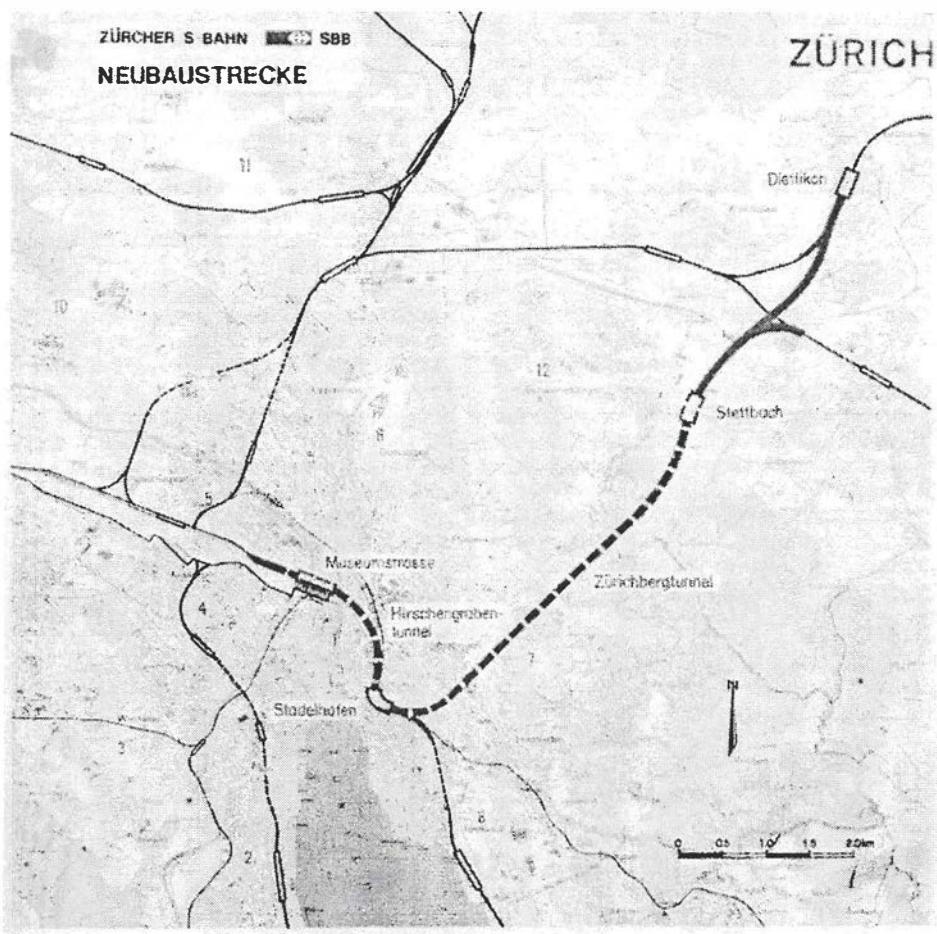
Das Gefrieren der Böden als temporäre Bauhilfsmassnahme kann auf eine **langjährige Tradition** zurückblicken.

Als eigenständige Technologie im Schacht-, Stollen- und Tunnelbau bietet das Gefrierverfahren für Spezialfälle einige gewichtige Vorteile:

- Es ist grundsätzlich in jedem Boden anwendbar.
- Es ist das einzige Verfahren, mit dem zuverlässig eine temporäre Wasserdichtigkeit erreicht werden kann.
- Es ist eine flexible Bauhilfsmassnahme
- Es ist ein umweltfreundliches Verfahren, da keine Fremdstoffe in den Boden eingebracht werden.

## 2. DAS PROJEKT IN KÜRZE

Die 12 km lange Neubaustrecke der Zürcher S-Bahn führt vom Hauptbahnhof über Stadelhofen nach Dübendorf und Dietlikon. Die Strecke bildete das Kernstück für den Aufbau des heute rund 400 km langen S-Bahnnetzes im Grossraum Zürich. (Bild 1)

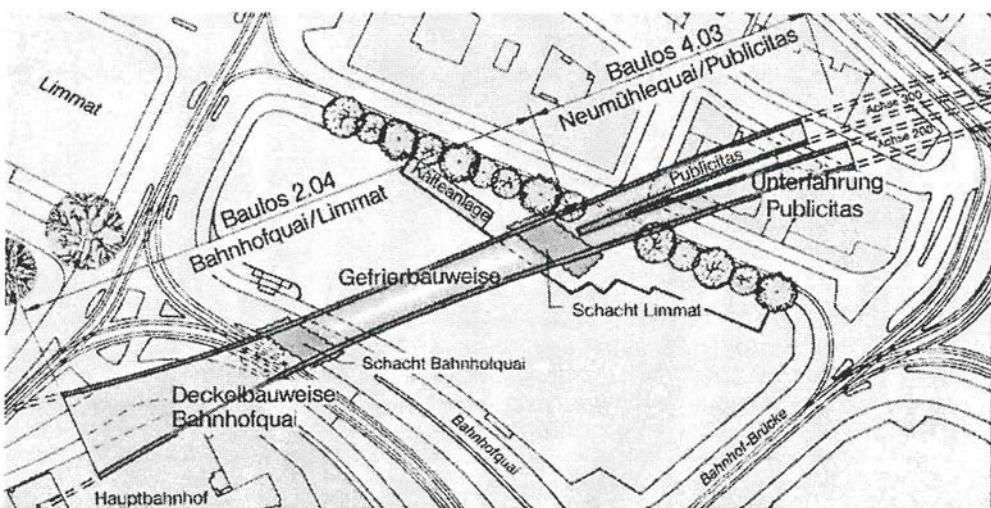


(Bild 1)

Das unter enormem Zeitdruck zu realisierende Bauwerk im Stadtzentrum sprengte die bis anhin gewohnten Massstäbe bezüglich Komplexität und Anforderungen an die Bautechnik. Der Baubeginn erfolgte im März 1983, der Kostenvoranschlag auf der Preisbasis 1980 betrug 653 Mio. CHF.

Das Bauwerk konnte nach rund 7-jähriger Bauzeit erfolgreich seiner Bestimmung übergeben werden und hat entscheidend zur Förderung des öffentlichen Verkehrs in der Agglomeration von Zürich beigetragen. Der Kostenvoranschlag konnte dabei grundsätzlich eingehalten werden.

Die beiden Baulose Bahnhofquai/Limmattquai und Neumühlequai/Publicitas, von denen hier die Rede ist, weisen unterschiedliche Querschnittsformen und -weiten auf. Mit aussergewöhnlich geringen Ueberdeckungen mussten verschiedene Hauptverkehrsadern, die Limmat und Ueberbauungen unterquert werden. (Bild 2)



(Bild 2)

Der sich nach beiden Seiten stetig aufweitende Querschnitt unter der Limmat ist bis 15 m breit, wobei die Ueberdeckung zur Flusssohle lediglich 2.5 m bis 3.5 m beträgt.

Die beiden Einspurröhren im Baulos Neumühlequai/Publicitas haben im Gefrierabschnitt unter dem Neumühlequai die Form aufgestellter Ellipsen. Unter dem Publicitasgebäude, bei dessen Neubau seinerzeit das S-Bahntrasse bereits freigehalten wurde, ist die Profilform rechteckig.

### 3. BAUKONZEPT UND SONDERVORSCHLAG

Bei der Bearbeitung des technischen Konzeptes wurden vom Projektverfasser verschiedene Lösungen studiert und verglichen:

- die Deckelbauweise in trockener Baugrube,
- die Deckelbauweise unter Wasser, sowie
- das Gefrierverfahren.

Der Anwendung des Gefrierverfahrens wurden dabei gute Chancen eingeräumt. Um die Bearbeitung in der verfügbaren Zeit überhaupt zu ermöglichen, wurden bereits **vor** der Submission ergänzende geologische Erkundungen vorgenommen und mit Bodenproben Gefrierversuche durchgeführt. Die Resultate sowie die Randbedingungen wurden den Ausschreibungsunterlagen beigelegt.

Es war zu diesem Zeitpunkt auch ersichtlich, dass das Gefrierverfahren nur eine Chance hatte, wenn die beiden Baulose „Limmatt“ und „Neumühlequai“ kombiniert werden konnten. Beide Baulose wurden daher koordiniert und gleichzeitig ausgeschrieben.

Die Arbeitsgemeinschaft Limmatquerung hat in enger Zusammenarbeit mit der Philipp Holzmann AG den Sondervorschlag erarbeitet und schliesslich den Zuschlag erhalten.

Das Konzept sah zwei Schächte vor, wodurch technisch machbare Gefrierabschnitte entstanden, indem die Gefrierbohrungen auf eine maximale Länge von 40 m begrenzt werden konnten.

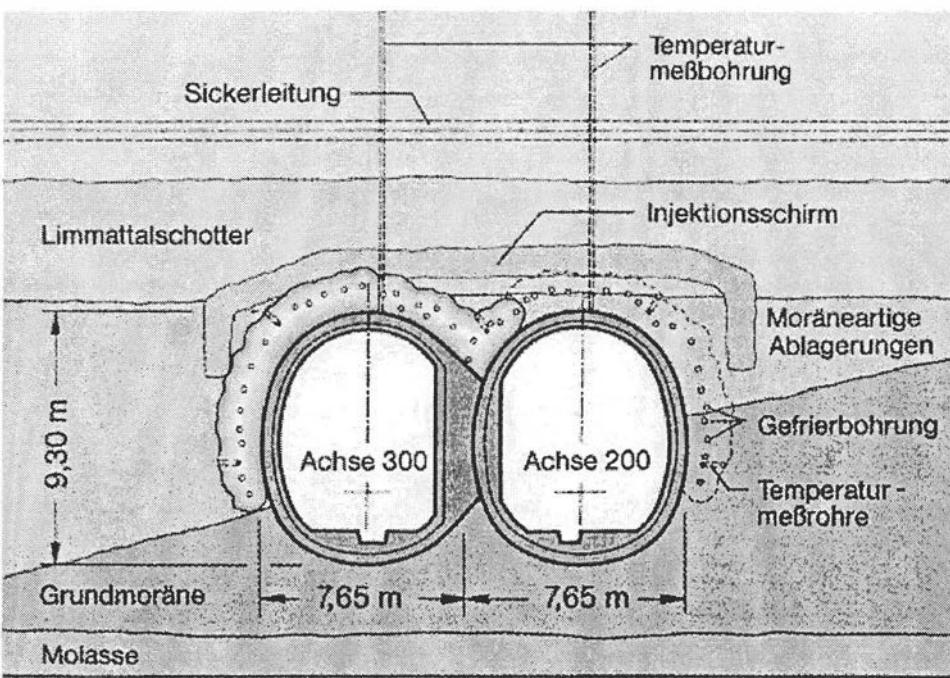
Vom Hauptschacht in der Limmat aus erfolgten die gesamten Tunnelbauarbeiten; einerseits bis zum Bahnhofquai und andererseits bis zur Losgrenze zum nachfolgenden Hirschengrabentunnel.

Der zweite Schacht am Bahnhofquai diente ausschliesslich zur Herstellung der Gefrierbohrungen für den westlichen Abschnitt unter der Limmat.

Der Sondervorschlag brachte gegenüber dem Ausschreibungsprojekt wesentliche **Vorteile**:

- Kein Angriffsschacht am Neumühlequai
  - ⇒ geringere Immissionen für Anlieger
  - ⇒ Erhaltung des Baumbestandes
- Kürzere Bauzeit
- Geringere Beeinträchtigung des Limmatraumes
  - ⇒ Abflussprofil wird weniger eingeschränkt
- Einfachere Erschliessung und kleinere Transportkubaturen
  - ⇒ keine Dienstbrücke über die Limmat
  - ⇒ nur 43% der Kubaturen des Ausschreibungsprojektes und damit wesentlich weniger Strassentransporte

Die Einspurröhren unter dem Neumühlequai (Bild 3) wurden nacheinander aufgefahren. Zuerst wurde der Gefrierkörper des Tunnels Achse 200 aufgebaut und dieser Abschnitt bis unter das Publicitasgebäude ausgebrochen. Der daneben liegende Gefrierkörper des Tunnels Achse 300 stützte sich gegen den bereits mit der **Innenschale** versehenen Nachbartunnel ab. Mit einem Injektionsschirm über den Tunnelfirsten wurde die starke Grundwasserströmung unter der Quaimauer hindurch vermindert.



(Bild 3)

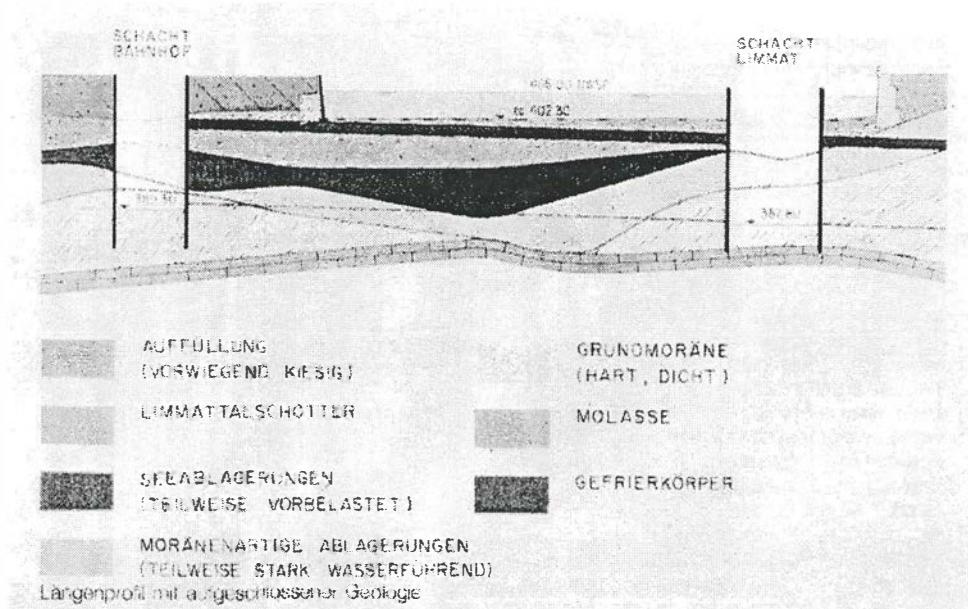
Vor Inangriffnahme der Ausbrucharbeiten unter der Limmat mussten flankierende Massnahmen ergriffen werden, auf die an anderer Stelle eingegangen wird.

## 4. BAUGRUND UND AUFSCHLÜSSE

Die **Geologie** in der Umgebung von Zürich ist geprägt von der letzten Eiszeit. Der Linth-Rhein-Gletscher hinterliess bei seinem Rückzug markante Endmoränenwälle. Die Baustelle Limmatquerung befand sich etwa 400 m talwärts des grossen Endmoränenwalls aus dem „Zürcher-Stadium“. Hinter diesen Moränenwällen staute sich ein See auf, in dem siltig-feinsandige Seeablagerungen entstanden. Durch Pendelbewegungen des Gletschers wurden die Seeablagerungen glazial vorbelastet und verfaltet oder von Moräne bedeckt. Am Gletscherrand gelangten heterogene Sedimente zur Ablagerung, welche ein Spektrum von sehr grobkörnigen Blockzonen bis zu feinen tonigen Silten umfassen. Nach dem Rückzug des Gletschers wurden von der Sihl bis zu 30 m mächtige Schottermassen auf die eiszeitlichen Ablagerungen geschüttet.

Der anstehende Baugrund ist sehr heterogen aufgebaut. (Bild 4). Der Bahnhof **Museumsstrasse** liegt in den Schottern der Sihl und der Limmat. Im Bereich des Bauloses Limmat liegen über dem Fels der Oberen Süßwassermolasse kompakte, feinkörnige **Grundmoräne**, moränenartige Ablagerungen sowie vorbelastete **Seeablagerungen**, die etwa beim Schacht Limmat auskeilen. Sie sind überschüttet

durch die **Limmatschotter**. Im Abschnitt Neumühlequai steigt die Grundmoräne stark an. Der steil ansteigende Molassefels erreicht die Tunnelsohle unter dem Publicitashaus. An der Losgrenze liegt der Tunnel vollständig im Fels.



(Bild 4)

Im Verlaufe der Bauarbeiten konnten durch umfassende geologische Aufnahmen wichtige, bis dahin zum Teil unbekannte Erkenntnisse gewonnen werden.

Die Vorbohrungen für die Spundwände des Schachtes Limmat, vor allem aber die Bohrungen für die Anker im Schacht liessen eine tiefe, limmatparallele **Rinne** in der Grundmoräne erkennen, welche teilweise bis auf den Fels hinunterreichte. Die Grundmoräne fehlte auf einer Teilstrecke ganz, sodass randglaziale Ablagerungen oder Seeablagerungen **teilweise** direkt auf dem Fels lagern. Zwischen Grundmoräne und Seeablagerungen wurde eine Schicht heterogener Ablagerungen festgestellt. Diese bestand aus in Lagen gehäuften, grossen Blöcken, aus Kies sowie Sanden und Silten. Die Lagerungsdichte und die Durchlässigkeit in diesen Ablagerungen wiesen eine viel grössere Streubreite auf, als ursprünglich angenommen werden durfte.

## 5. MASSNAHMEN ZUR SICHERSTELLUNG DES GEFRIERVERFAHRENS

### Voraussetzungen

Das Gefrierverfahren ist grundsätzlich in jedem Boden anwendbar; die Grenzen sind jedoch in Relation zu den vorhandenen Randbedingungen zu setzen.

Beim vorliegenden Bauwerk bildet die Grundwasserströmung das **Hauptkriterium** für die Beurteilung. Eine maximale Fließgeschwindigkeit von 2 m pro Tag (24 Std.) ist als Grenzwert für den sicheren Aufbau eines Frostkörpers vorgegeben.

### Weitere Bedingungen

- Zielgenaues Bohren.
- Kontrolle der Bohrgenauigkeit.
- Eine Kälteanlage von ausreichender Leistung und die systemgerechte Verteilung der erzeugten Kälte.
- Ueberwachung der Temperaturverhältnisse im Frostkörper durch laufende Temperaturmessungen.
- Verhinderung eines übermässigen Wachstums des Frostkörpers, resp. Kälteabtrages.

## Konzept der Massnahmen

Die geringe Ueberdeckung zwischen Tunnelfirst und Flussohle, bestehend aus locker gelagerten Schottern, die Wassertemperaturen der Limmat von bis zu 22° C im Sommer sowie die Grundwasserverhältnisse bildeten die grössten Hindernisse, die sich der Anwendung des Gefrierverfahrens entgegenstellten.

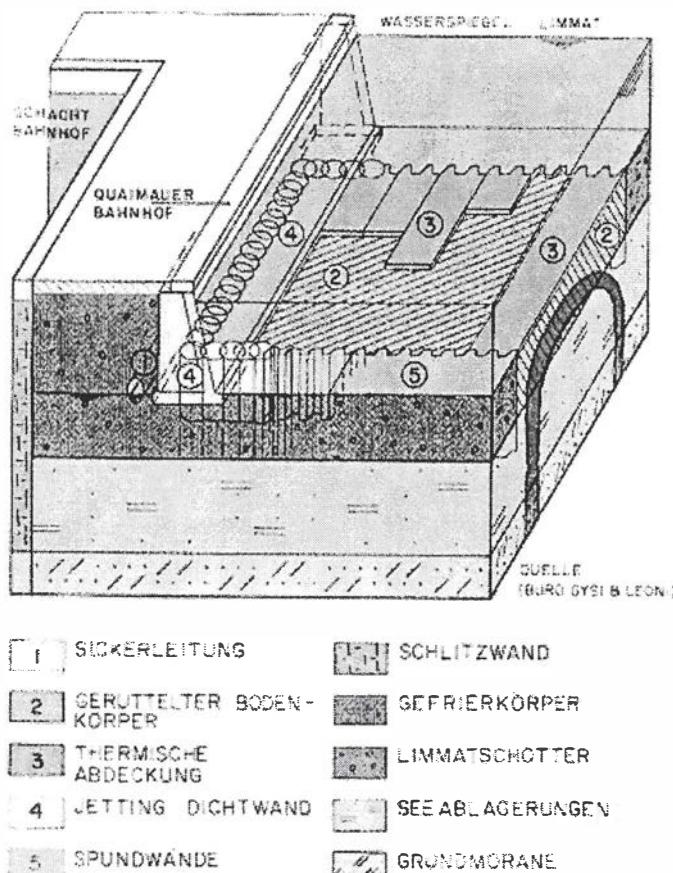
Bei der Konzeption des Sondervorschages wurden bereits

- eine zweite Lage Gefrierbohrungen über dem Scheitel,
- eine thermische Isolation der Flussohle sowie
- Injektionen zur Verminderung der Wasserdurchlässigkeit vorgesehen.

Aufgrund einer Risikoanalyse wurden vom projektierenden Ingenieur und der Unternehmung verschiedene Varianten zur Reduktion der Grundwasserströmung studiert.

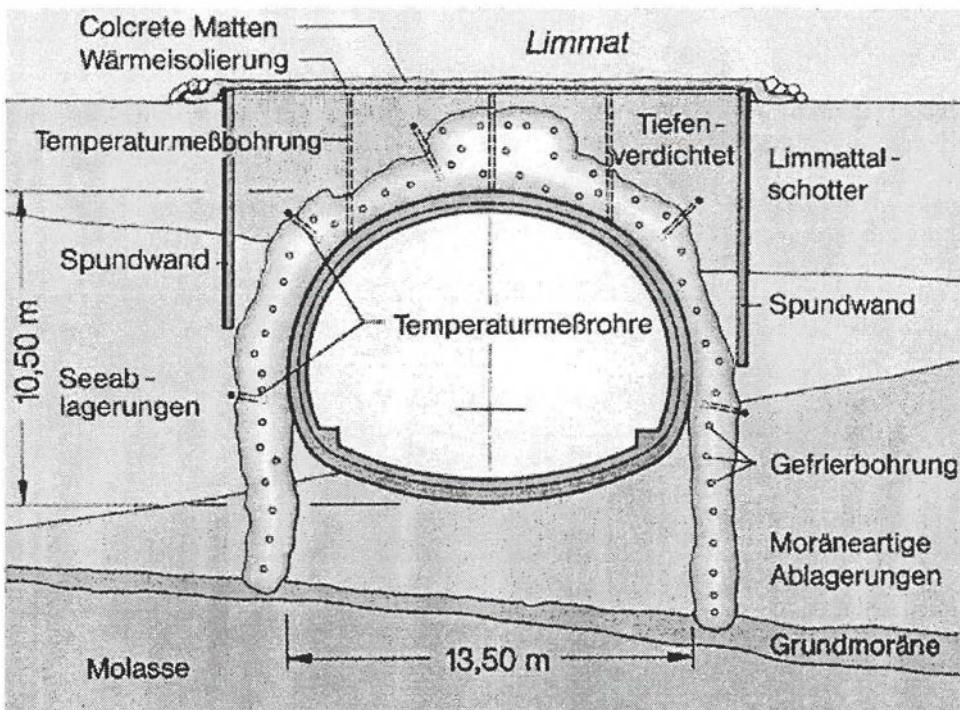
Die gewählte Lösung „Trog-RDV“ ist im (Bild 5) dargestellt und beinhaltet folgende **Massnahmen**:

1. Spundwände parallel zum Tunnel.
2. Rütteldruckverdichtung im Bereich des Limmatschotters.
3. Wärmedämmung auf der Limmatsohle.
4. Injektionsschirm horizontal unter dem Neumühlequai und vertikale Jettingwand hinter der Quaimauer am Bahnhofquai.
5. Bohrverfahren mit möglichst geringen Störungen des Bodens. Kein Bodenentzug!
6. Zusätzliche Injektionen beim Einbau des Vereisungsrohre zur Begrenzung der örtlichen Grundwasserströmung.



(Bild 5)

Als Folge der erwähnten Rinne mussten Wassereintritte unter dem Gefrierkörper hindurch erwartet werden; mit der ursprünglichen Grösse der Frostkörper war deren **Einbinden** in die Grundmoräne nicht mehr gegeben. Diesem Umstand wurde durch zusätzliche Gefrierbohrungen Rechnung getragen, welche fächerförmig bis in die Molasse hinunter reichten. Die **Vergrösserung** der Frostkörper war erheblich, wuchs doch das zu vereisende Bodenvolumen um etwa 25%. (Bild 6)



(Bild 6)

## Rütteldruckverfahren

Mit dem **Rütteldruckverfahren** konnte die notwendige Grundlage für die Tragfähigkeit des Frostkörpers geschaffen werden.

In einem dreieckigen Raster mit 2 m Seitenlänge wurde der Limmatbereich von einer Schiffsbatterie aus systematisch auf eine mittlere Tiefe von 5 m bearbeitet.

Mit einem - über jeden Rüttelpunkt auf den Flussgrund abgestellten - Mantelrohr konnte trotz freifallender Materialzugabe das Ausschwemmen von Feinkomponenten weitgehend verhindert werden. Je nach den vorgefundenen Bodenverhältnissen wurde ein abgestuftes Kies-Sand-Gemisch oder in den schlammigen Partien reiner Schotter zugegeben.

Es zeigte sich, dass die notwendige Menge Zugabematerial etwa das Zweifache des üblichen Masses betrug, sodass man mehr als 1 m<sup>3</sup> Fremdmateriale pro Tiefenmeter und Rüttelpunkt zugeben musste. Dies weist auf eine sehr lockere Lagerung des Limmatbodens hin.

Mit einem einfachen Pumpversuch im Mantelrohr konnten nahe dem Flussgrund Durchlässigkeitsbeiwerte von  $k = 1 \times 10^{-7}$  bis  $1 \times 10^{-5}$  m/s gemessen werden, wodurch sich der Erfolg dieser Massnahme bestätigte.

## Abdeckung der Limmatsohle

Eine Besonderheit stellte der Einbau einer thermischen Abdeckung auf der Limmatsohle dar. Der Gefrierkörper bildete sich als Folge der geringen Ueberdeckung bis unmittelbar unter die Flussohle, so dass das Limmatwasser übermäßig viel Kälte abführen konnte. Der Gefahr einer Temperatur-Erosion des Frostkörpers wurde durch den Einbau einer Isolation begegnet.

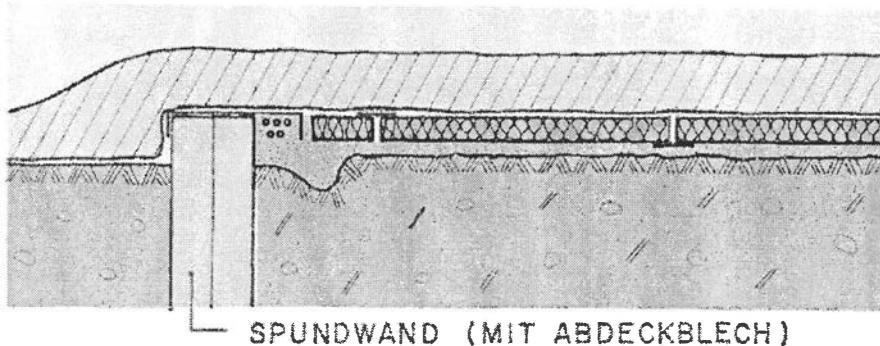
Nach verschiedenen Vorversuchen wurde folgende Lösung (Bild 7) ausgeführt:

- PVC Hartschaumplatten, die in 6 cm starke Platten geschnitten und teilweise beschichtet wurden.  
Die Platten sind mittels Scharnieren verbunden und mussten für die Verlegung zusammengefaltet werden.

- Auftriebssicherung mit VSL-Beschwerungsmatten, die während des Verlegevorganges kontinuierlich mit Colcrete-Mörtel verfüllt wurden.
- Das System wurde mittels eines Kastens verlegt, der unter der Ueberwachung von Tauchern über die Flusssohle gezogen wurde; die gefüllten Matten legten sich auf die, aus dem Kasten gezogenen Isolationsplatten und verhinderten damit das Aufschwimmen.
- Die Fugen zwischen den einzelnen Bahnen sowie alle Randabschlüsse mussten von Tauchern in Handarbeit eingepasst und beschwert werden.
- Der Hohlraum zwischen der Fussohle und der Abdeckung wurde nachträglich mit Mörtel ausgegossen.

Die Temperaturen an der Flussohle wurden durch ein System von Messkabeln überwacht. Tauchgänge sowie Nivellements ausgesuchter Punkte vervollständigten das Ueberwachungssystem.

## THERMISCHE ABDECKUNG DETAIL



VERDICHTETER LIMMATBODEN ( RDV )

VERFÜLLUNG MIT COLCRETE MÖRTEL

PVC - HARTSCHAUMPLATTEN , AIREX

VSL - BESCHWERUNGSMATTEN

(Bild 7)

Das System hat sich bewährt, obwohl als Folge des bis zum Flussgrund gewachsenen Frostkörpers Hebungen von bis zu 15 cm auftraten.

## 6. GEFRIERARBEITEN

### Bohrarbeiten

Das Bohrverfahren musste den wechselhaften Bodenverhältnissen und dem unter Druck stehenden Grundwasser Rechnung tragen.

Der Abstand der Bohrungen untereinander betrug zwischen 80 und 90 cm.

Um eine möglichst hohe Zielgenauigkeit bei den bis zu 45 m langen Bohrungen zu erreichen, wurde erstmals das sogenannte „Doppelkopf-Ueberlagerungsbohrverfahren“ angewandt.

Hierbei wird mit Aussen- und Innengestänge gearbeitet. Beide Gestänge haben unterschiedliche Drehzahlen und gegenläufige Drehrichtungen.

Aussen- und Innengestänge können gegeneinander verschoben werden, sodass das Versatzmass variiert werden kann. Bohrgerät und -werkzeug mussten schrittweise an die teilweise extremen Bodenverhältnisse angepasst werden.

Auf den Einsatz von Bohrschablonen musste wegen der voneinander abweichenden Tunnelquerschnitte verzichtet werden. Stattdessen wurden die Bohrgeräte auf den verstellbaren Bohrplattformen eingemessen und festgesetzt.

Als Massnahme gegen drückendes Wasser und die damit drohenden Bodenausspülungen wurden an den Bohransatzpunkten wasserdruckhaltende Stopfbüchsen angebaut.

War die Bohrlänge erreicht, wurde das Gestänge von der Bohrkrone ausgeklinkt, die alsdann als Verschluss des Bohrrohrs im Boden verblieb.

Das Gestänge konnte dadurch ohne unkontrollierten Wasserzutritt und Bodenentzug ausgebaut und die Gefrierrohre eingeschoben werden. Mit dem Zurückziehen des Bohrrohrs wurde gleichzeitig der Ringspalt zwischen dem Gefrierrohr und dem Erdreich mit einer Zement-Bentonit-Suspension verpresst. Die lockere Lagerung des Baugrundes führte stellenweise zu grossen Verpressmengen.

Der Ausbau der Bohrrohre erfolgte mittels einer hydraulischen Ziehpresse.

Die geforderte Genauigkeit betrug 1% der Bohrlänge. Die Bohrlochvermessung erfolgte mit einem Deflectometer.

Für die Beurteilung des ganzen Systems der Bohranordnungen ist die gegenseitige Lage der Gefrierrohre wichtiger, als die absolute Abweichung der einzelnen Bohrungen.

## Aufbau und Betrieb der Gefrierkörper

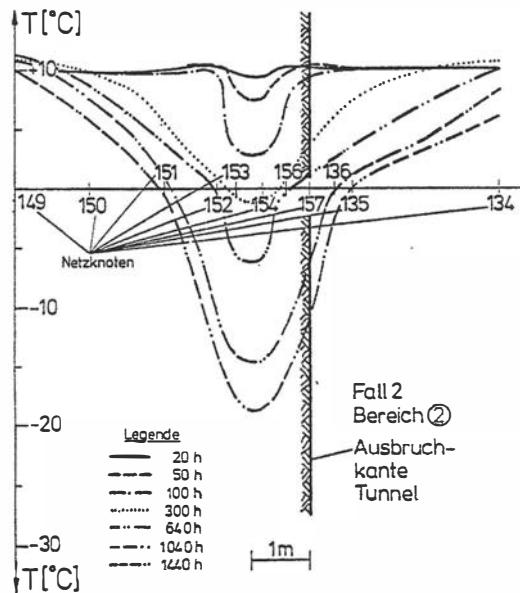
Das Gefriersystem muss so bemessen werden, dass es den Aufbau des Frostkörpers mit den statisch erforderlichen Abmessungen sicherstellt. Gleichzeitig ist eine Minimierung der Energiekosten anzustreben.

Die wärmetechnischen Berechnungen wurden vom Institut von Prof. Jessberger mittels der FE-Methode durchgeführt. Dabei können verschiedene Parameter, wie

- Geometrie des Ausbruchs
- Bauablauf
- Anordnung der Gefrierrohre
- Leistung, Betrieb und Steuerung der Kälteanlage
- Grundwasserströmungen

berücksichtigt werden.

Als Ergebnis erhält man neben der zu erreichenden Frostkörperdicke auch die Temperaturverteilung im Frostkörper in Abhängigkeit der Gefrierzeit. (Bild 8)



(Bild 8)

Die Berechnungen wurde im Laufe der Bauzeit an die eingetretenen Änderungen - sei es in der Grösse der Gefrierkörper oder im Bauablauf - angepasst; gleichzeitig konnten die gewonnenen Aufschlüsse berücksichtigt werden.

Grundsätzlich kann festgestellt werden, dass die errechneten Gefrierzeiten für die Dichtigkeit und Tragfähigkeit der Frostkörper sehr gut mit den effektiven Zeiten übereinstimmten.

Nachdem die Tragfähigkeit erreicht war, wurde der Gefrierkörper im intermittierenden Kühlbetrieb erhalten, um ein unnötiges Anwachsen zu vermeiden. Die Dauer der Einschaltphasen ergab sich dabei aus der Beurteilung ausgesuchter Temperaturmessgeber.

## Ueberwachung

Die erforderliche Gefrierkörperdicke betrug 1.50 m bei einer mittleren Frostkörpertemperatur von - 10° bis - 15° C.

Die Kälteanlage wies einen Leistungsbereich von 200'000 bis 430'000 kcal/h bei einer Soletemperatur von - 10° bis - 40° C auf.

Der Betrieb der Kälteanlage, das Rohrsystem sowie die Temperaturen im Untergrund mussten ständig überwacht werden. Folgende Methoden kamen zur Anwendung:

- Messketten in vertikalen und horizontalen Bohrungen, sowie unter der Abdeckung der Limmat.
- mobile Messketten, die nach Bedarf in einzelne Gefrierrohre eingeführt werden konnten,
- Temperatur-, Druck- und Durchflussmessungen im Rohrleitungssystem und in der Kälteanlage,
- durchgehende Ueberwachung durch einen Geräteträger.

Eine automatische Messanlage erfasste und registrierte die Werte der über 350 Temperaturmessgeber zyklisch.

Zu den Kontrollmessungen gehörte auch das Beobachten der Verformungen während der Gefrier- resp. Auftauphase.

Verschiebungsmessungen und Präzisions-Nivellements in einem engen Rasternetz dienten zur Ueberwachung der Bewegungen an der Geländeoberfläche. Mit Konvergenzmessungen in verschiedenen Querschnitten wurden die Deformationen des Außen- und Innengewölbes überwacht.

## Beurteilung der Dichtigkeit; Unregelmässigkeiten

Für die Beurteilung der Gefrierkörper sind die Temperaturmessungen massgebend. Sie geben Aufschluss darüber, ob der Frostkörper geschlossen ist, resp. die geforderte Stärke erreicht hat. Abweichungen einzelner Geber in der Temperaturentwicklung lassen in der Regel auf Unregelmässigkeiten im Frostkörper, bzw. Untergrund schliessen.

Der besonderen Situation der Baustelle - Gefrierkörper im Grundwasser und unmittelbar unter der Flussohle liegend - wurde mit einem Sicherheitsplan Rechnung getragen, dem ein Konzept zusätzlicher Massnahmen zur Kontrolle der Dichtigkeit zugrunde lag:

1. Drainage-Entlastungsbohrungen im Ausbruchquerschnitt - verschliessbar.
2. Druckmanometer an ausgewählten Stellen der Schachtwände.
3. Zusätzliche Temperaturmessungen in „verdächtigen“ Bereichen des Frostkörpers; Beurteilung der Temperaturmessungen im Zusammenhang mit den geologischen Schichten des Bodens.
4. Färbversuche aus vorhandenen Piezometer- oder Sondierbohrungen.
5. Prüfung des Frostkörpers durch Ultraschallmessungen.

Mit diesen Methoden konnten Unregelmässigkeiten in den Gefrierkörpern mit ausreichender Genauigkeit geortet werden.

Die Drainagebohrungen zeigten undichte Stellen in einem Bereich, der nicht durch Temperaturmessungen überwacht werden konnte. Färbversuche ergaben kein eindeutiges Bild.

Mittels Ultraschallmessungen zwischen benachbarten Gefrierohten konnten schliesslich Fehlstellen genauer lokalisiert werden. Das System basiert auf den unterschiedlichen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Schallwellen im Wasser (etwa 1500 m/s) und im Eis (etwa 3600 m/s).

Die Störungen lagen in den bereits erwähnten Ablagerungen („Blockteppich“), die durch die seinerzeitigen Sondierbohrungen nicht erfasst worden waren; der Grenzwert der Durchlässigkeit wurde hier deutlich überschritten.

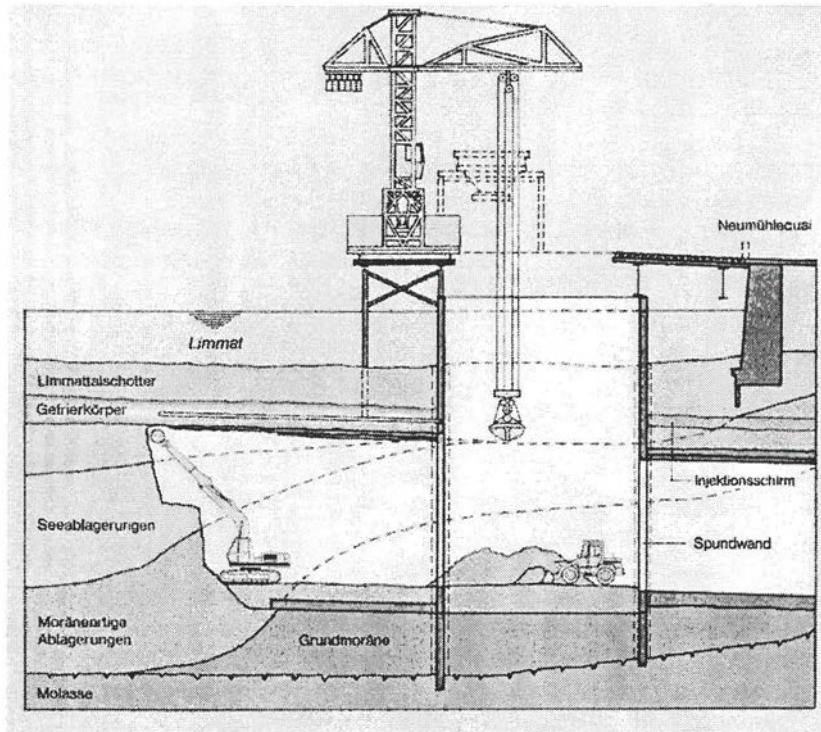
Mit Injektionen wurde erfolgreich gegen die vorhandenen Schwachstellen vorgegangen. Zement-Bentonitmischungen wurden über Manschettenrohre in die kritischen Zonen gepresst, ergänzt durch punktuelle, aber wirkungsvolle Kunstharzinjektionen.

Als weitere Massnahme zum Schliessen von „Fenstern“ wurden Versuche mit dem sogenannten „Intensiv“-Gefrieren unternommen; während eines vorgegebenen Zeitraumes werden Teile des Gefrierkörpers mit der vollen Kälteleistung beaufschlagt, während die restlichen Rohrstränge abgeschaltet sind. Dadurch sinkt die Vorlauftemperatur rasch auf bis zu - 40°C.

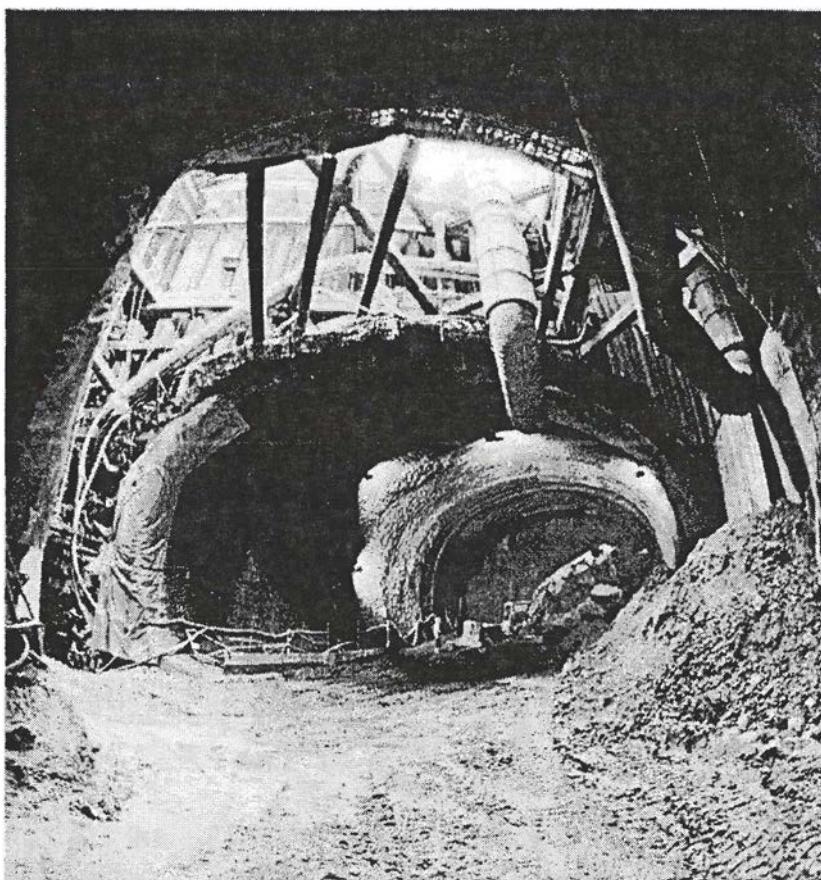
Die Wirkung dieser Massnahmen war jedoch bescheiden und eignet sich allenfalls im „Verbund“ mit Injektionen.

## 7. TUNNELBAU

Die drei Tunnelabschnitte wurden im vollen Profil aufgefahren, wobei die Ortsbrust gestaffelt und leicht geneigt ausgebildet war. (Bild 9, Bild 10)



(Bild 9)



(Bild 10)

Kalotte-Strosse wurden in Etappenlängen von etwa 1.50 m ausgebrochen und mit Spritzbeton und Netzen gesichert. Der Ringschluss erfolgte innerhalb 8 m hinter der Ortsbrust, das Sohlgewölbe wurde in 4 m-Etappen betoniert und der Ring mittels Gitterbogen und Spritzbeton geschlossen.

In der Kalotte wurde unmittelbar nach dem Ausbruch ein Brustverzug zusammen mit der ersten Spritzbetonschicht aufgebracht.

Die gefrorenen Bodenzonen wurden mit einem Schrämbagger abgebaut. Der mit einem Teilschnittkopf ausgerüstete Raupenbagger verfügte über den notwendigen Aktionsradius und hat sich bewährt.

Kern und Sohle wurden unter der Limmat mit einem weiteren Hydraulikbagger ausgebrochen.

Das Ausbruchmaterial wurde mit Pneu- und Radladern in den Schacht Limmat geschüttet und im Kranbetrieb an die Oberfläche gefördert.

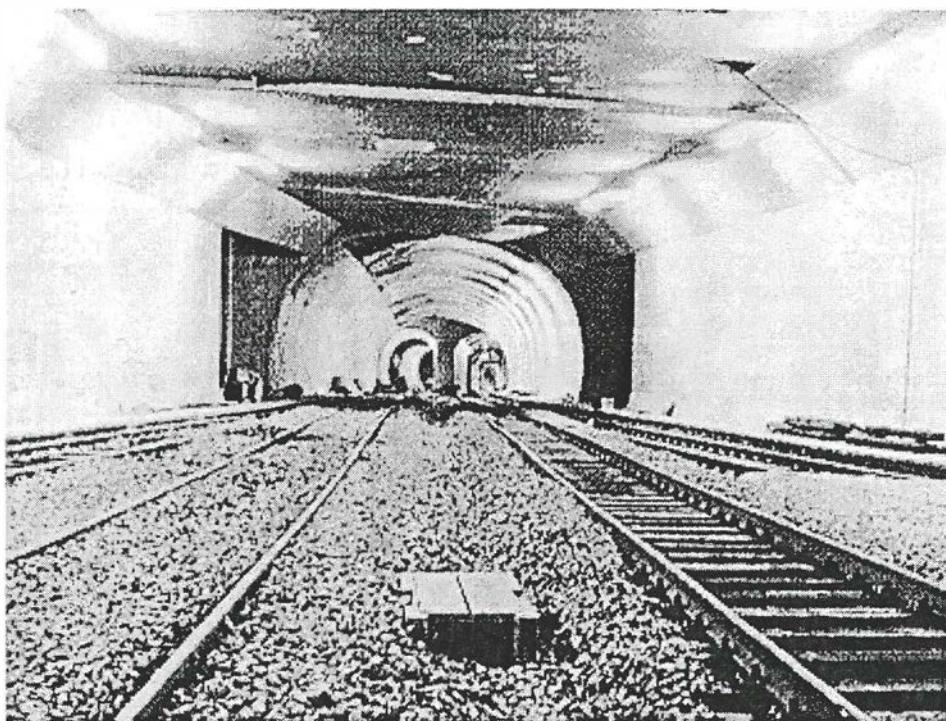
In den Einspurröhren konnten etwa 5 m bis 6 m Vortrieb pro Woche erreicht werden.

Unter der Limmat betrug die Vortriebsleistung im Mittel etwa 4.5 m pro Woche, wobei im Dreischichtenbetrieb gearbeitet wurde.

Das Erhalten der Gefrierkörper während den Ausbrucharbeiten bot keine besonderen Probleme. Die Temperaturen konnten dank genügender Reserven des Kälteaggregates und mit einem angepassten Betriebsprogramm jederzeit sicher im Griff gehalten werden.

Der ersehnte Durchschlag im Schacht Bahnhofquai konnte am 7.10.1986 gefeiert werden. Anschließend wurde die Abdichtung verlegt und der Innenring betoniert; als letzte Arbeit mussten beide Schächte ausgebaut und geschlossen werden.

Nach dreieinhalb jähriger, hektischer Bautätigkeit konnte das Werk dem Bauherrn übergeben werden. (Bild 11)



(Bild 11)

## **8. SCHLUSSBEMERKUNGEN**

Die angestrebten Vorteile des Sondervorschlags konnten bei der Unterquerung der Limmat ohne Abstriche realisiert werden.

Mit dem Gefrierverfahren, in Kombination mit vielen Sondermassnahmen, konnten die Voraussetzungen für die sichere Durchführung dieser schwierigen Bauaufgabe geschaffen werden.

Die angetroffenen Baugrundverhältnisse führten dazu, dass der Grenzbereich des Verfahrens verschiedentlich erkennbar wurde.

Dank der Zusammenarbeit und dem Engagement aller Beteiligten konnten die vielfältigen Probleme jedoch gemeistert und damit das Gefrierverfahren in extremen Verhältnissen erfolgreich angewandt werden.

**SBB Zürcher S-Bahn, Limmatquerung**

**Projektleitung:**

SBB, Bauabteilung Kreis III, Zürich

**Projekt und Bauleitung Unterfahrung Neumühlequai:**

Elektrowatt Ing. Unternehmung AG, Zürich

**Projekt und Bauleitung Limmatquerung:**

Basler & Hofmann, Ing. und Planer AG, Zürich

**Arbeitsgemeinschaft Limmatquerung:**

Locher & Cie AG, Zürich

Ed. Züblin & Cie AG, Zürich

Walo Bertschinger AG, Zürich

Schafir & Mugglin AG, Zürich

**Gefrierarbeiten für die Arbeitsgemeinschaft:**

Philipp Holzmann AG, D-7800 Freiburg

**Geotechnisch-geologische Beratung der Arbeitsgemeinschaft:**

Gysi & Leoni, Ingenieurbüro für Geotechnik + Geologie, Zürich

**Literaturverzeichnis**

- Gysi H.: Limmatquerung im Gefrierverfahren: geotechnische Probleme; SIA-Dokumentation 94, Referate der SIA-Studentagung vom 27. September 1985.
- Gründler H.: Bahnhof Museumstrasse und Unterquerung der Limmat; Hagmann A. J.: SIA-Dokumentation 94.
- Jessberger H. L.: Theorie und Anwendungsgrenzen des Gefrierverfahrens im Bauwesen; SIA-Dokumentation 32, Referate der Studentagung vom 30./31. März 1979.
- Jonuscheit P.-G.: Anwendung des Gefrierverfahrens im Tunnel- und Stollenbau; SIA-Dokumentation 32.
- Egli R.: Limmatquerung: Erfahrungen mit der Ausführung; SIA-Dokumentation D 004.
- Schmid L.: Unterquerung der Limmat in Zürich mittels des Gefrierverfahrens, Baugrundtagung Nürnberg 1986.
- Wind H.: Gysi H.: Ground Freezing  
Technique: It's use in extreme hydrological conditions  
IX. ECSMFE, Dublin 1987
- Fechtig R.: Projektierung und Bau der S-Bahn Zürich  
Glättli M.: Stäubli Verlag Zürich, 1990

Rolf Egli

Dipl. Ing. ETH/SIA

Zschokke Locher AG

Untertagbau Ingenieurterfbau Spezialtiefbau

8022 Zürich



## **Alpiner Permafrost – Perspektiven eines jungen Forschungsgebietes**

**Prof. W. Haeberli**

# Alpiner Permafrost – Perspektiven eines jungen Forschungsgebietes

Wilfried Haeberli, Martin Hözle und Andreas Kääb

## Einleitung

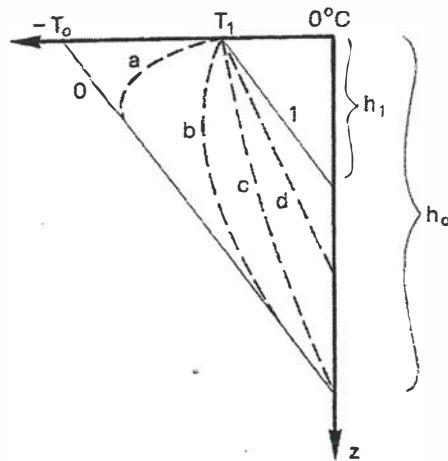
Seit Jahrhunderten sind Vorkommen von dauernd gefrorenem Untergrund in polaren und subpolaren Regionen bekannt. Technische Probleme im Zusammenhang mit Grossbauten wie etwa der Transsibirischen Eisenbahn oder der Alaska-Pipeline wurden mit umfangreichen Forschungsaktivitäten gelöst. Im Hochgebirge wird das Phänomen – primär ausgehend von den auffällig lavastromartigen Kriechformen der Blockgletscher – erst seit rund drei Jahrzehnten systematisch untersucht. Der entsprechende Wissenschaftszweig wie auch die Mehrzahl der involvierten Forscherinnen und Forscher ist deshalb ausgesprochen jung und dynamisch. Speziell in Europa sind rasche Fortschritte zu beobachten. Markanteste Brennpunkte des Interessens liegen zurzeit bei (a) den numerischen Simulationen von komplexen räumlichen Verbreitungsmustern, (b) hochentwickelten Mess- und Sondertechnologien, (c) den erwähnten Kriechprozessen in eisreichem Lockermaterial, (d) erweiterten Dimensionen der Frosteinwirkung auf Fels und (e) neuestens auch bei Langfristmessungen im Rahmen weltweiter Klimabeobachtungsprogramme. Die folgenden Hinweise sollen – vor allem für die Schweizer Alpen – einen kurzen Überblick geben, einige Akzente setzen und auf Tendenzen für die kommenden Jahre hinweisen.

## Grundbegriffe

Mit dem Begriff "Permafrost" (aus PERMANenter BodenFROST) bezeichnet man Lithosphärenmaterial, das während mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0°C aufweist. Es handelt sich also um eine spezielle geothermische Situation, wobei der Eisgehalt für die meisten Betrachtungen eine entscheidende Rolle spielt. Permafrost als Phänomen einer negativen mittleren Bodentemperatur ist vom Wärmehaushalt an der Bodenoberfläche und dem Wärmefluss aus dem Erdinnern abhängig. Saisonale Schwankungen der Energiebilanzkomponenten, modifiziert durch verschiedene Faktoren wie Schneedecke, Vegetation, Bodenwassergehalt etc., machen sich als Temperaturschwankungen bis in die Tiefe von rund 20 Meter bemerkbar. Im Sommer taut an der Oberfläche eine dünne Auftauschicht auf. Die Untergrenze dieser Auftauschicht ist der Permafrostspiegel. Die Permafrostmächtigkeit ist die vertikale Distanz zwischen Permafrostspiegel und Permafrostbasis, der 0°C-Isotherme in der Tiefe. Als grobe Faustregel kann man im Gebirge mit ca. 50 Meter pro negatives °C an der Oberfläche rechnen; typische Mächtigkeiten in den Alpen sind einige Zehner von Metern in der Schuttstufe [1] bis mehr als ein Kilometer für den Fels der höchsten Alpengipfel [2].

Friert die Auftauschicht im Winter nicht durch, spricht man von inaktivem Permafrost. Zwischen Auftauschicht und Permafrostspiegel existiert dann eine ungefrorene Zone, ein sogenannter Talik. Grundwasser existiert in der Auftauschicht als Supra-, in Taliks als Intra- und unterhalb der Permafrostbasis als Subpermafrost-Grundwasser. Die Permafrostverbreitung ist kontinuierlich (Permafrost überall vorhanden außer unter grossen Gewässern und Gletschern), diskontinuierlich (fleckhaft) oder sporadisch.

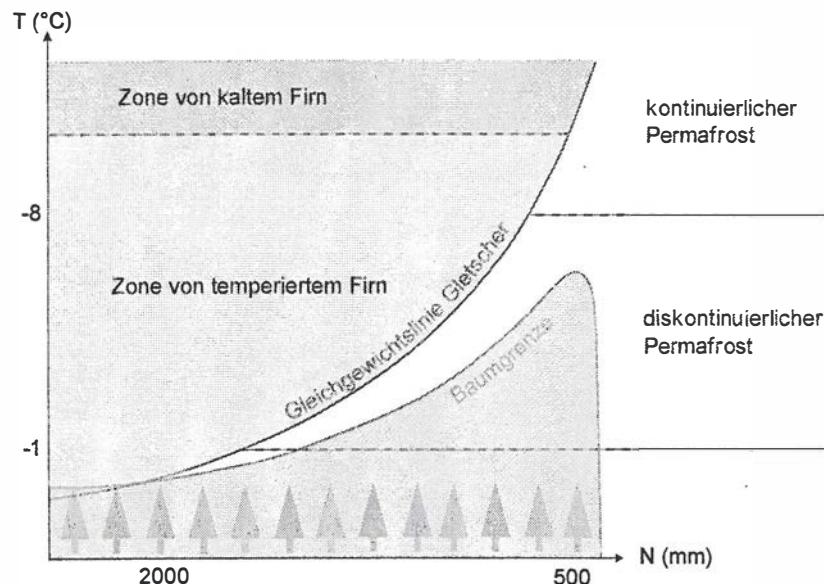
Auf eine Veränderung der mittleren Oberflächentemperatur (Fig. 1) reagiert zuerst (innerhalb von Jahren) die Lage des Permafrostspiegels und damit die Mächtigkeit der Auftauschicht. Darauf verändert sich als Folge des veränderten vertikalen Wärmeflusses das Temperaturprofil im Untergrund. Dieser Vorgang kann je nach Mächtigkeit Jahrzehnte, Jahrhunderte oder auch Jahrtausende dauern. Erreicht die Störung schliesslich die Permafrostbasis, verändert sich die Permafrostmächtigkeit in der Tiefe um ein neues Gleichgewicht zu erreichen. Je nach Eisgehalt und Tiefenbereich kann dieser Anpassungsvorgang Jahrhunderte bis Jahrzehntausende in Anspruch nehmen. Störungen im Wärmehaushalt des Permafrosts haben deshalb ausserordentlich langfristige Folgen. Eine Übersicht über praktische Probleme im Gebirge gibt Haeberli [3].



**Figur 1:** Schema der thermischen Bedingungen im Permafrost für das Gleichgewicht und die Anpassung an eine stufenförmige Änderung der Oberflächentemperatur (vgl. Text); vereinfachende Annahmen: homogener Untergrund, reine Wärmeleitung. Symbole:  $z$  = Tiefe unter der Oberfläche,  $T_0$  = Oberflächentemperatur für den Gleichgewichtszustand,  $T_1$  = neue Oberflächentemperatur nach stufenförmigem Anstieg, 0 resp. 1 = Temperatur-/Tiefenprofil im Ausgangszustand und nach vollständiger Anpassung,  $h_0$  resp.  $h_1$  = Permafrostmächtigkeit im Ausgangszustand und nach vollständiger Anpassung, a bis d = Zwischenstadien der Temperatur-/Tiefenprofile.

## Verbreitungsmuster

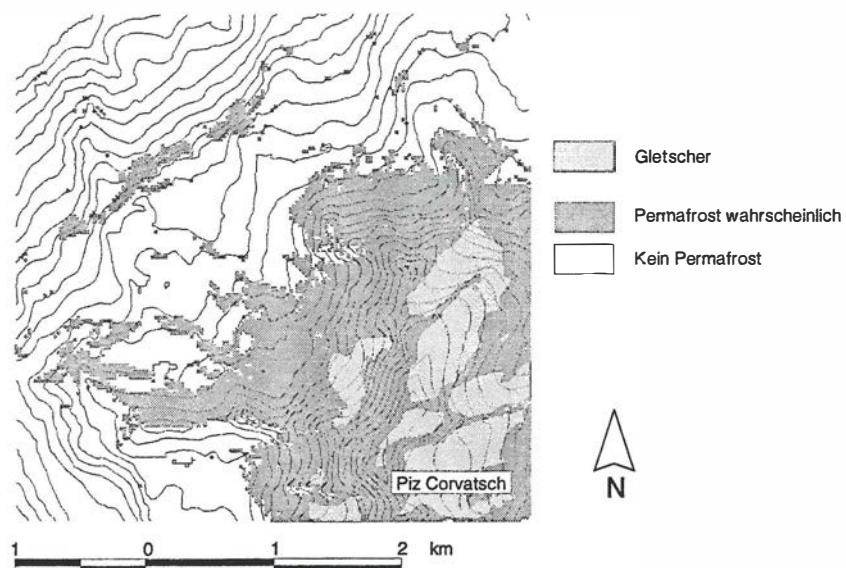
Weltweit kommt Gebirgspermafrost [4] in zwei Typen – selbstverständlich mit allen möglichen Übergangsformen – vor (Fig. 2). In feucht-maritimen Klimaten (z.B. Atlantikküste Skandinaviens, Kaskadengebirge, Patagonien) mit meist grossen, temperierten und aktiven Gletschern bis in die Waldzone hinunter sind ganzjährig negative Untergrundtemperaturen auf die aus dem Eis aufragenden Felspartien beschränkt. Unter arid-kontinentalen Bedingungen (z.B. Anden, Tibet, Tien Shan) sind polythermale oder kalte Gletscher innerhalb der Permafrostzone konzentriert: ausgedehnte Schuttmassen (Moränen, Schuttkegel) sind dauernd gefroren und enthalten hohe Anteile von Eis.



**Figur 2:** Schema der Verbreitung von Permafrost, Gletschern und Wald als Funktion von mittlerer Lufttemperatur und Jahresniederschlag ( $T$  = Jahresmittel der Lufttemperatur;  $N$  = Jahresniederschlag).

Die erste Kartierung von Permafrost in den Alpen mit ihrem feuchten bis gemässigt kontinentalen Klima wurde im Albulagebiet durchgeführt [5]. Die Interpolation zwischen den lokalen Messpunkten erfolgte dabei anhand geländeklimatischer Faktoren, die die entscheidenden Energiebilanzfaktoren reflektieren: Meereshöhe für Temperatur/fühlbare Wärme, Exposition für Strahlung, Topologie hinsichtlich Schnee-Umverteilung durch Wind und Lawinen für thermische Isolation und Albedo. In den 1980-er Jahren wurden entsprechende Faustregeln und Empfehlungen für die Anwendung in Forschung und Praxis aufgestellt (vgl. Anhang). Die Umsetzung der empirisch-numerischen Grenzwerte in Geographischen Informationssystemen (GIS) erlaubt es seit einigen Jahren, aufgrund von digitaler Geländeinformation räumliche Permafrost-Verbreitungsmuster für grössere Gebiete automatisiert zu simulieren. In der Schweiz beträgt beispielsweise der Anteil der Permafrostfläche ca. 5% der Landesfläche und damit rund doppelt so viel wie der Anteil der Gletscherfläche [6]. Oberhalb der Waldgrenze ist Permafrost weit verbreitet, in extremen Schattenlagen können oberflächennahe Erdschichten aber auch weit unterhalb der Waldgrenze im Sommer gefroren bleiben.

Neuere Ansätze verwenden anstelle der Exposition die aufgrund digitaler Geländemodelle berechnete direkte Sonnenstrahlung [7], was zuverlässigere Extrapolationen in Raum und Zeit erlaubt (Fig. 3; [8]). Zurzeit werden Energiebilanzansätze entwickelt, mit denen letztlich Oberflächentemperaturen geschätzt werden können [9]. Ziel solcher Anstrengungen ist es, globale und regionale Klimamodelle mit GIS-gestützten Simulationen regionaler und lokaler Skala zu koppeln. Damit verbunden muss auch die vertikale Temperaturverteilung im Untergrund zeitabhängig behandelt werden können, was wiederum Kenntnisse über den Eisgehalt des Permafrostes und die damit verbundenen latenten Wärmeflüsse voraussetzt. Zentrales Problem ist derzeit die Behandlung der ausgeprägten lateralen Energieflüsse (Luft- und Wasserzirkulation) in grobblockigen und geneigten Aufschichten [10]: die mittlere Oberflächentemperatur kann um mehrere °C von der mittleren Temperatur am Permafrostspiegel abweichen [11], ein Phänomen das als "thermal offset" bekannt ist. Zur Lösung dieser Fragen werden in zunehmendem Masse moderne Sondier- und Messmethoden verwendet.



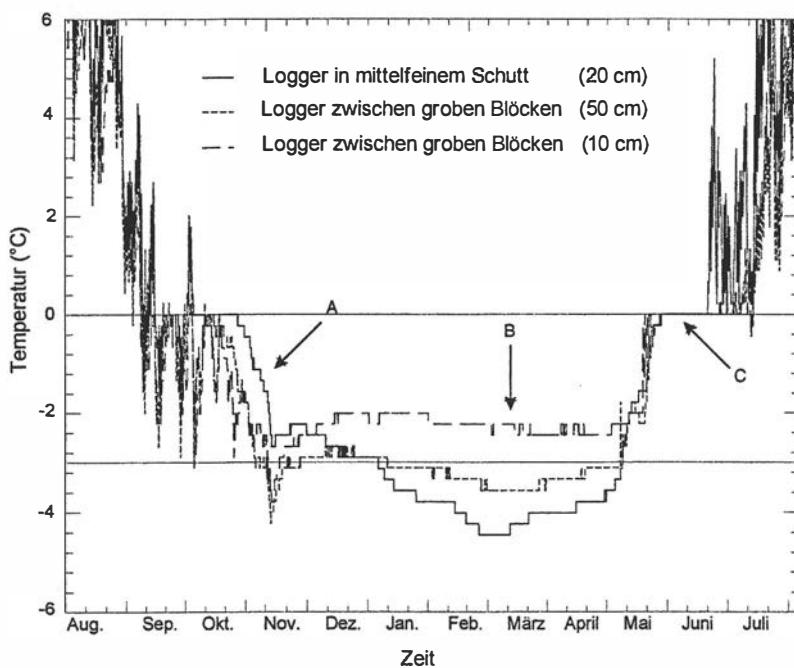
**Figur 3: Mutmassliche Verbreitung des Permafrostes im Gebiet Corvatsch-Furtschellas, Oberengadin berechnet mit dem Programm Permamap [8].**

## Sondier- und Messmethoden

Neben empirischen Faustregeln und GIS-Modellen für das Auftreten von Permafrost in den Alpen hilft eine reiche und sich ständig erweiternde Palette von geophysikalischen Sondiermethoden wie Refraktionsseismik, Geoelektrik, Gravimetrie oder Georadar [12], allfällige Permafrostvorkommen im Zusammenhang mit Lawinenverbauungen, Seilbahnen, Skipisten, Kraftwerksanlagen usw. rechtzeitig zu erfassen (vgl. Beitrag [13] in diesem Band). Eine besonders einfache Prospektionsmethode ist die sogenannte BTS-Methode [14]: In den Monaten Februar und März verrät die Bodenoberflächen-Temperatur (BT) unter einer mindestens 1 m mächtigen, ungestörten Schneedecke (S), ob mit Permafrost zu rechnen ist oder nicht. Im Winter filtert nämlich der thermisch isolierende Schnee kurzfristige Witterungseffekte heraus und der Wärmefluss aus den oberflächennahen Bodenschichten wird massgeblich durch die Präsenz von Permafrost beeinflusst. Die grosse Zahl der

mit dieser attraktiven Methode gesammelten Feldbefunde hat entscheidend zur Zuverlässigkeit der rechnergestützen räumlichen Simulationen beigetragen [7, 8].

Einen Durchbruch brachten die in zunehmender Zahl durchgeführten Bohrungen und Bohrlochmessungen [15; (vgl. Fig. 9) und Beiträge 16, 17 in diesem Band]. Es ist nun klar, dass der Permafrost zwischen Wald- und Schneegrenze in den Alpen relativ warm ist und damit sensibel auf Klimaänderungen reagiert. Eisgehalte sind unterschiedlich, doch können sie den Schuttanteil bei weitem übersteigen. Geradezu eine Flut interessanter Daten kommt nun mit der Technik der Miniatur-Temperaturlogger (Fig. 4) auf uns zu. Mit diesen Messungen kann Information über den Jahresgang und das Jahresmittel der Temperatur, die Schneedeckendauer und die BTS in bisher nicht bekanntem Detail und an schwierig zugänglichen Stellen ermittelt werden [18]. Falls es gelingt, diese Information gezielt und standardisiert (d.h. vergleichbar) zu erheben, können Temperaturen für verschiedene charakteristische Oberflächen wie alpine Rasen, grobblockige Schutthalden, wasserhaltiges Feinmaterial oder steile Felswände in ihren räumlichen Abhängigkeiten parametrisiert und modelliert werden.



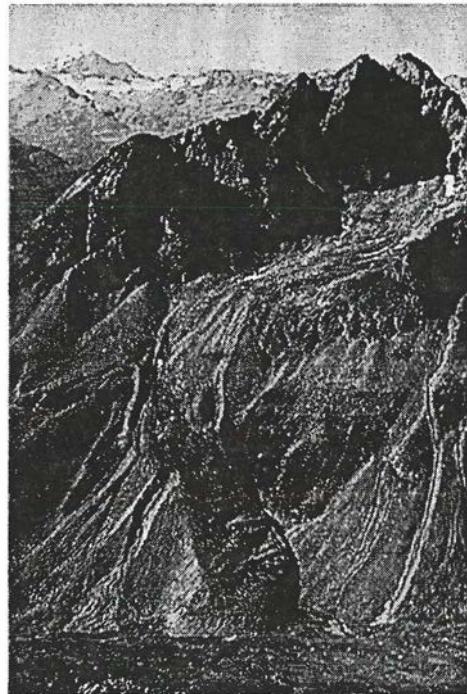
**Figur 4:** Temperaturmessungen in der Auftauschicht auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch. Die Temperaturen zeigen den unterschiedlichen Verlauf innerhalb eines Jahres abhängig von Oberflächencharakteristik und Tiefe. Die Daten wurden mittels Miniatur-Temperaturlogger (Typ UTL1) erhoben. A = Eindringen des Frostes im Herbst bei geringer Schneehöhe, B = dämpfende Wirkung der Schneedecke im Hochwinter mit BTS als Permafrostindikator, C = Schneeschmelze im Frühjahr [19].

Als Untergrundphänomen hat sich Permafrost bisher der direkten Erfassung aus der Luft und dem Weltraum weitgehend entzogen. Die Möglichkeiten der Mikrowellen-Radiometrie in Kombination mit der BTS-Methode sind allerdings noch nicht ausgenutzt. Neue Dimensionen für Energiebilanz-Modelle in komplexer Topographie auch entfernter Gebirgsregionen wird in Zukunft der Einsatz von multi- und hyperspektralen Sensoren und von Radar-Technologien eröffnen. Traditionell stark und im digitalen Bereich in rascher Entwicklung begriffen [20] sind photogrammetrische Verfahren, wie sie vor allem für Kriechformen (Blockgletscher) zum Einsatz kommen.

## Kriechphänomene

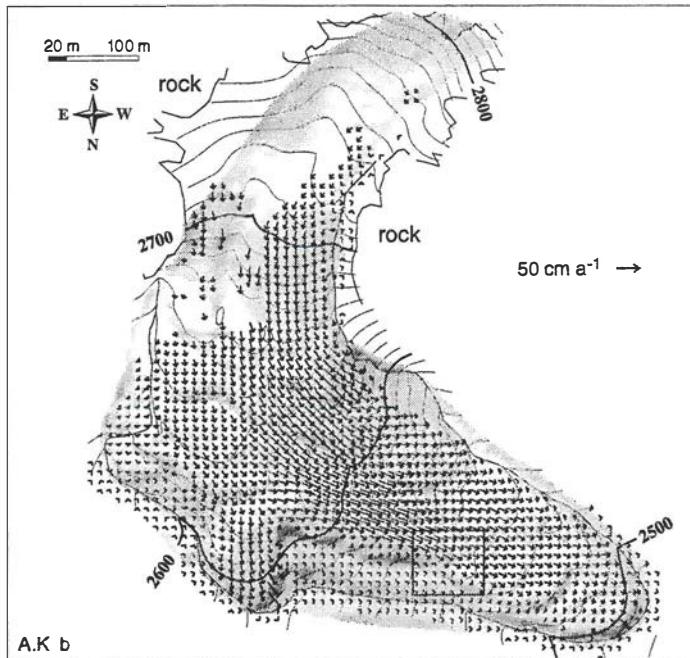
Mit dem Aufbau von Eis im Porenraum und in der Form von kleineren und grösseren Eislinzen (Eisübersättigung und Volumenzunahme) verändern sich die geotechnischen Eigenschaften von Lockergesteinen grundlegend: die innere Reibung wird abgebaut und mit dem die Gesteinskomponenten verbindenden Eis können Spannungen über grosse Distanzen übertragen werden. Dauernd gefrorene, eisreiche Schutthalden und Moränen sind kurzfristig standfest und erosionsresistent, langfristig verformen sie sich hingegen ähnlich wie

Gletscher mit konstanter Geschwindigkeit bei konstanter Last (steady-state creep). Der über Zeiträume von Jahrtausenden kumulierte Kriechprozess von eisreichem Permafrost verformt Schutthalden und Moränen zu lavastromartigen Gebilden (Fig. 5), die man – historisch bedingt und eher unglücklich – als Blockgletscher bezeichnet [21]. Blockgletscher gehören zu den spektakulärsten Permafrost-Phänomenen der Erde und sind aus vielen kalten Gebirgsregionen beschrieben. Das wissenschaftliche Interesse an diesem früher oft verkannten Aspekt der Hochgebirgsforschung hat mit dem Einsatz moderner Messmethoden [22-25] in den letzten Jahrzehnten markant zugenommen.



**Figur 5:** Nordosthang des Piz Albana (3100 m ü. M.) vom Piz Nair aus (Oberengadin). Ein 1-km langer Blockgletscher kriecht bis auf eine Höhe von 2300 m ü. M. in das Tal "Suvretta da S. Murezzan" hinunter. Seine Front hat den Bach der "Ova da Suvretta" überfahren und an seiner orographisch rechten Flanke haben sich rezente Murgänge gebildet. Die Aufnahme verdeutlicht die Nachbarschaft und wechselseitige Beziehung zwischen drei besonders typischen Phänomenen des alpinen Permafrosts: Schutthalden, Permafrostkriechen und Murgänge. Bild: W. Haeberli, 6. September 1990.

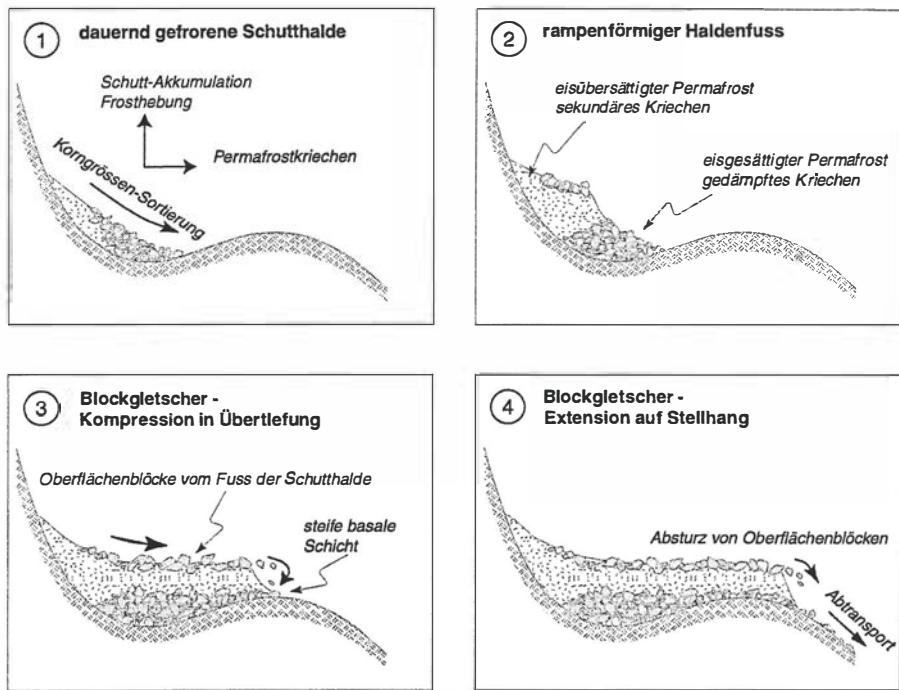
Die Analyse der Bohrlochdeformation und erste Pressuremeter-Tests in aktiven Blockgletschern geben Hinweise auf das langfristige Kriechverhalten von Eis/Schutt-Gemischen bei niedrigen Spannungen und bei Temperaturen nahe am Schmelzpunkt [26, 27, vgl. auch Beitrag 16 in diesem Band]. Detaillierte Fliessfelder wurden für mehrere aktive Blockgletscher der Alpen aufgrund von modernen photogrammetrischen Verfahren (Direktvergleich, digitale Verfahren mit image matching) bestimmt (Fig. 6) [18, 28, 29, 30]. Die Analyse solch detaillierter Fliessfelder zeigt, dass sowohl räumlich wie (lang-)zeitlich eine Kontinuität der Bewegung existiert, dass der Aufbau der kriechenden Permafrostkörper Jahrtausende gedauert haben dürfte und dass vertikale Änderungen der Oberflächengeometrie durch Frier- und/oder Schmelzprozesse typischerweise im Bereich von Zentimetern pro Jahr liegen (vgl. dazu Gletscher: Dezimeter bis Meter pro Jahr). Zusammen mit den Resultaten aus einer Grosszahl von geophysikalischen Sondierungen ergibt sich heute eine plausible Modellvorstellung für die überwiegende Zahl von Blockgletschern, die sich aus gefrorenen Schutthalden entwickeln.



**Figur 6:** Photogrammetrisch bestimmtes Fliessfeld des Blockgletschers Muragl mit eingetragenen Bohrstellen. Man beachte die Kontinuität des Vektorfeldes, die auf die thermische Kontrolle des dauernd gefrorenen Untergrundes zurückzuführen ist. Das Rechteck bezeichnet den Bereich der Bohrstellen des ETH-Projektes [16].

In der obersten Zone, am Fuss der schuttliefernden Felswände, entsteht Eis innerhalb der sich aufbauenden Schutthalde. Reste von perennierenden Lawinenkegeln können miteingebettet werden und massives Eis bilden, das bei geoelektrischen Sondierungen aufgrund sehr hoher elektrischer Widerstände erkannt werden kann. Durch Längsdehnung im Bereich zunehmender Fliessgeschwindigkeiten werden Auftauschicht und Permafrost im Vergleich zum thermischen Gleichgewichtszustand mechanisch ausgedünnt, es kommt entsprechend zu Eisschmelze am Permafrostspiegel und Eisbildung an der Permafrostbasis. Gegen die Stirn zu folgt meist eine Zone kompressiven Fliessens, in der Auftauschicht und Permafrost mechanisch verdickt werden. Dies verursacht Schmelze an der Permafrostbasis und Gefrierprozesse am Permafostspiegel. Überlagert wird dieser thermomechanisch gekoppelte Prozess durch die generelle Temperaturzunahme entlang der Fliesslinien (Höhenabnahme, weniger Schatten, kürzere Schneedeckendauer). Wo die Auftautiefe in massives Eis hineinreicht, schmilzt dieses vollständig ab. Im Gegensatz zu Eis/Schuttgemischen kann massives Eis nämlich keinen Schutt zur Verdickung der Auftauschicht und damit zur thermischen Stabilisierung (negative Rückkopplung) liefern. Es wird damit verständlich, wieso massives Eis fast ausschliesslich in den obersten Partien von Blockgletschern vorkommt und die elektrischen Widerstände des Permafrostes generell gegen die Front zu abnehmen [31].

Ausgangspunkt der zeitlichen Entwicklung (Fig. 7) ist wiederum die gefrorenen Schutthalde mit typischer Korngrössensorientierung. Das grobe Material am Hangfuss ist nur eingesättigt und fliesst nicht (gedämpftes Kriechen). Das Feinmaterial im oberen Hangteil übersättigt sich, schwollt an (Frosthebung), beginnt zu kriechen (sekundäres Kriechen) und über den Blöcken am Hangfuss einen Wulst zu bilden (protalus rampart). Auf der Oberfläche dieses nun entstehenden Blockgletschers akkumulieren weiterhin Blöcke. Da die Fliessgeschwindigkeit an der Oberfläche am grössten ist, übersteilt sich die Stirn, der Schutt rutscht ab; die Oberflächenblöcke kollern über die Stirn, werden vom vorrückenden Blockgletscher überfahren und bilden unter dem gefrorenen Feinmaterial eine steife gefrorene Blocksicht. Diese Blocksicht ist in Übertiefungen mächtig, da die Blöcke nicht evakuiert werden können. Mit einer derartigen Schichtung ist auch eine Inversion der vertikalen Altersabfolge verbunden: der Permafrost der Oberfläche wird gegen die Front zu älter, der Permafrost der basalen Blocksicht jedoch wird rückwärts gegen die Startzone hin älter. Wie jüngste Radiokarbonatierungen nahe der Oberfläche bestätigen, dürfte die hier beschriebene generelle Blockgletscherentwicklung insgesamt das ganze Holozän umfasst haben [32, 33].



**Figur 7: Qualitatives Modell der Blockgletscherentwicklung aus einer dauernd gefrorenen, eisreichen Schutthalde (vgl. Text und [32]).**

Diese Modelle numerisch durchzurechnen und auch auf komplexe Fälle mit Gletscherkontakt anzuwenden ist eine Hauptaufgabe der kommenden Jahre. Da Blockgletscher wie Fließbänder den Schutt aus den umliegenden Felswänden mit sich führen, sind sie Archive der Information über die Steinschlag- und Felssturz-Aktivität der vergangenen Jahrtausende und damit eine entscheidende Referenz für die Frage nach der Stabilität zerrütteter Permafrost-Felsflanken, falls die atmosphärische Temperatur in Zukunft weiterhin oder gar mit wachsender Geschwindigkeit ansteigt. Auch hinsichtlich solch kurz- und langfristiger Frostverwitterungsprozesse haben sich in den letzten Jahren ganz neue Perspektiven ergeben.

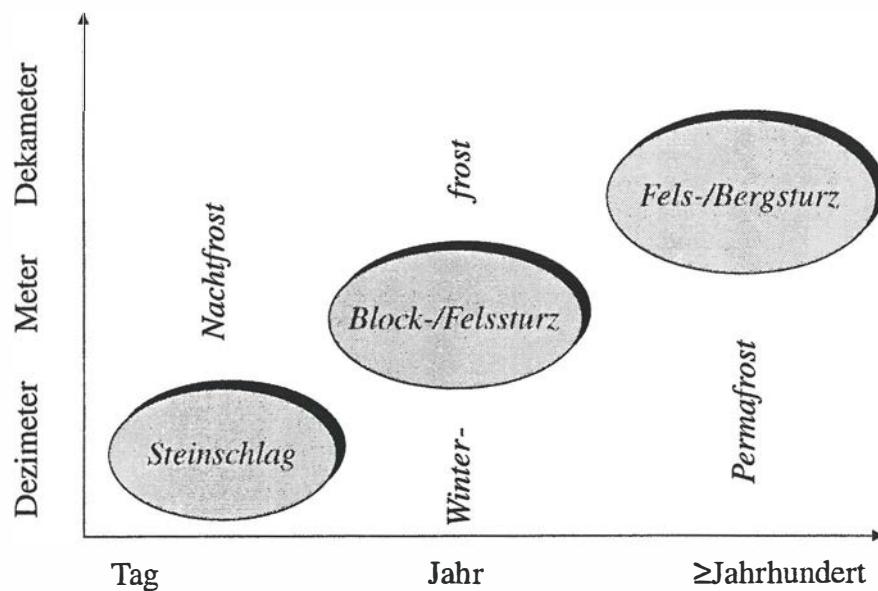
## Frostverwitterung und Felsstabilität

Jahrzehntelang hat man in der Frostverwitterung vor allem einen Effekt der Volumenexpansion beim Frostwechsel gesehen. Obwohl Beobachtungen in der Natur beträchtliche Zweifel an der Effizienz dieses Prozesses offen ließen, schienen doch Laborversuche die Theorie zu bestätigen. In den letzten Jahren hat sich dieses Verständnis nun allerdings grundlegend geändert [vgl. Beitrag 34 in diesem Band]. Akustische Signale von Laborproben, die Frier-/Tauvorgängen unterworfen wurden, zeigten eine maximale Häufung der Rissbildung nicht etwa beim Durchgang durch den Gefrierpunkt sondern bei anhaltend negativen Temperaturen von einigen °C. Die effizienteste Felszerstörung erfolgt demnach wahrscheinlich durch das Wachstum von Eislinsen in Poren und "microcracks" des Gesteins. Zusammen mit dem Phänomen des Permafrosts ermöglicht dieses erst jüngst entwickelte Segregationseis-Modell ein ganz neues Verständnis für die Prozesse der Frostverwitterung im Hochgebirge. Wichtigste Punkte sind:

- langfristig negative Temperaturen sind wahrscheinlich effektiver als Frier-/Tauwechsel;
- Winterfrost mit Eindringtiefen von Dezimetern bis Metern ist deshalb wesentlich wichtiger als bisher angenommen wurde;
- besonders ideale Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse herrschen in der Permafrost-Aufbauschicht;
- extreme Temperaturgradienten und Feuchtigkeitsangebote entstehen, wenn Frühjahrs-Schneeschmelzwasser in die noch kalte Permafrost-Aufbauschicht eindringt;
- die besonders starke Zerrüttung von Schattenflanken und der Aktivitätspeak im Frühling (Steinschlag auf Schnee) erscheinen plausibel;

- die Tiefe (Blockschutt) der Verwitterung in Permafrost-Felswänden (vgl. Blockschicht der "Blockgletscher") ist besser verständlich.

Auch auf die Stabilität grosser Gesteinspakete in Permafrostflanken fällt ein neues Licht (Fig. 8). Mit dem Auftauen von Eis im Kluftsystem zerrütteter Felsflanken ändern sich nicht nur die mechanischen sondern auch die hydraulischen Eigenschaften des Gesteins. Permafrost beeinflusst deshalb neben vielen anderen Faktoren (z.B. Neigung, Schichtung, Klüftung) die Stabilität steiler Bergflanken im Hochgebirge (vgl. Bergstürze im Veltlin 1987 oder in der Brenvaflanke des Mont Blanc 1997 [35-37]). Mit dem Faktor Permafrost verbunden sind die Tiefendimensionen der Meter (sommerliche Auftauschicht) bis Dekameter und mehr (Permafrostbasis). Im Zusammenhang mit der Migration der Gefrierfront an der Permafrostbasis spielen sich Veränderungen über Zeiträume von Jahrzehnten, Jahrhunderten und Jahrtausenden ab. Entscheidend dürfte dabei allerdings das Verhalten des Bergwassers und die hydraulische Durchlässigkeit der Kluftsysteme sein. Wo Kluftwasser zu zirkulieren beginnt, können sich Temperatur und Eisgehalt wesentlich schneller ändern. Besonders hohe Kluftwasserdrücke dürften sich in einem teilweise gefrorenen, d.h. vor allem in den äusseren, kälteren Partien hydraulisch abgedichteten System bilden, was die Ablösung mächtiger Gesteinspakete fördert.



**Figur 8: Raum-zeitliche Skalenbereiche von Eindringtiefen der Frostverwitterung und entsprechenden Sturzereignissen in Felsflanken.**

Für vergletscherte Hochgebirge wie die Alpen sind noch andere wichtige Aspekte zu berücksichtigen. Im Zusammenhang mit dem massiven Gletscherschwund der letzten etwa 150 Jahre haben die Spannungs- und Temperaturfelder in den umliegenden Felsflanken begonnen, sich markant, langfristig und komplex zu verändern. Das Verständnis dieser schwierig zu erfassenden Prozesse ist noch rudimentär [38, 39; vgl. Beitrag 40 in diesem Band]. Bekannt ist hingegen, dass Felsstürze über Gletscher besonders grosse Reichweiten (kleine Pauschalgefälle) erreichen, da bei derartigen Ereignissen (a) die basale Reibung über Schnee- und Eisflächen reduziert ist, (b) durch Reibungswärme und Schmelze von Schnee und Eis in der Fließmasse basale Porenwasserdrücke aufgebaut werden, (c) miteinbezogene Schnee- und Eisvolumina Fels und Schutt verflüssigen und (c) (historisch/holozäne) Moränen die Sturzmassen kanalisieren oder aber auch in die Luft katapultieren können [41]. Bei all diesen Überlegungen bleibt eine Frage zentral: erwärmt sich der Permafrost im Inneren der Berge tatsächlich?

### Klimabezogene Langfristbeobachtung

In gefrorenen, hydraulisch dichten Gesteinspaketen breiten sich thermische Störungen der Oberfläche nach den Gesetzen der Wärmeleitung langsam und stark verzögert in der Tiefe aus. Permafrost-Temperaturprofile in den obersten 100 Metern unter der Erdoberfläche geben die Entwicklung der vergangenen ungefähr 100 Jahre wider. Im Rahmen des von der EU finanzierten PACE-Projektes (Permafrost and Climate in Europe) wurden in Berggipfeln von der Sierra Nevada bis nach Svalbard 100m-Bohrlöcher erstellt (Fig. 9) und für langfristige Beobachtung instrumentiert [42, 43; vgl. Beitrag 17 in diesem Band]. Erste Resultate deuten

darauf hin, dass die Oberflächentemperatur in allen Fällen mindestens in gleichem Ausmass angestiegen ist wie die mittlere jährliche Lufttemperatur, also ca. 1°C, wobei sich dieser Trend in den letzten Jahrzehnten beschleunigt haben dürfte. Meteorologische Messungen an den Bohrstellen sollen helfen, die entscheidenden Energiebilanzfaktoren zu finden und Modelle für die Koppelung Atmosphäre/Permafrost zu entwickeln und zu eichen. Solche Modelle wiederum sollen es ermöglichen, rückwärts in der Zeit die Entwicklung des Permafrostes in alpinen Felsflanken zu rekonstruieren und vorwärts in die Zukunft hinein die Auswirkung von Klimaszenarien abzuschätzen, die mit globalen und regionalen Klimamodellen berechnet werden. Es versteht sich von selbst, dass der Eisgehalt verschiedener Gesteinsformationen (massiver Fels, zerrütteter Fels, Lockerschutt) dabei eine entscheidende Rolle spielt.



**Figur 9: Permafrost-Bohrung beim Stockhorn (Zermatt) für das EU-Projekt PACE. Im Hintergrund Castor und Pollux. Bild: W. Haeberli Juli 2000.**

Die PACE-Bohrlöcher sind Teil des weltweiten klimabezogenen Beobachtungssystems (Global Climate Observing System GCOS) von WMO, UNEP, UNESCO, ICSU. Die terrestrische Komponente dieses Systems (Global Terrestrial Observing System GTOS; [44]) enthält neben dem weltweit koordinierten Gletscher-Messnetz [45] auch ein soeben gegründetes Permafrost-Messnetz [46; vgl. zu den Langfristmessungen in der Schweiz 47, 48]. Schlüsselvariablen sind dabei (a) die Auftauschicht und (b) die thermischen Untergrundverhältnisse. Das schwierige Problem der raum-zeitlichen Repräsentativität wird mit einer Kombination von in-situ Messungen (z.B. Bohrlochtemperaturen) sowie Modellen für die zeitabhängige Simulation räumlicher Verbreitungsmuster angegangen. Die Bohrlöcher in den europäischen Gebirgen stellen einen Nord-Süd Transekt entlang des Nordatlantiks dar, der seinerseits mit seinen grossräumig-marinen Austauschvorgängen (Tiefenwasserbildung, conveyor belt) eine entscheidende Komponente des globalen Atmosphäre/Ozean-Systems ist. Der langfristige Unterhalt der Bohrlöcher und die Interpretation der gemessenen Temperaturprofile bilden einen wichtigen Beitrag Europas, zu globalen Klimabeobachtung.

## Ausblick

Innerhalb von wenig mehr als einem Vierteljahrhundert hat sich ein beträchtlicher Wissensstand über Permafrost in Gebirgsregionen entwickelt. Vor allem die Resultate aus dem Einsatz moderner Mess-Technologien und rechnergestützter Verfahren haben das "unsichtbare" Phänomen des dauernd – wenn auch gerade eben nicht "ewig" – gefrorenen Untergrundes in das Bewusstsein einer internationalen Fachwelt wie auch einer breiteren Öffentlichkeit gebracht. Viele grundsätzliche Frage bleiben jedoch offen und Herausforderungen für

innovative Forschung sind reichlich vorhanden. Ganz speziell im Hochgebirgsland Schweiz stellt die Problematik der Hangstabilität in gefrorenen Schutt- und Felsflanken grosse Anforderungen an gezielte inter- und transdisziplinäre Arbeitsweisen. Die Geotechnik wird hier Beiträge von zentraler Bedeutung liefern können.

## Literatur

- [1] Vonder Mühll, D. and Haeberli, W. (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). *Journal of Glaciology*, 36/123, 151-158.
- [2] Lüthi, M. (2000): Rheology of cold firn and dynamics of a polythermal ice stream – studies on Colle Gnifetti and Jakobshavn Isbrae. *Mitteilung VAW/ETHZ* 165.
- [3] Haeberli, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost and Periglacial Processes* 3/2, 111-124.
- [4] Cheng, G. and Dramis, F. (1992): Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 3/2, 83-91.
- [5] Haeberli, W. (1975): Untersuchung zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Graletsch (Graubünden). Dissertation der Universität Basel. *Mitteilung VAW/ETHZ*, 17.
- [6] Keller, F., Frauenfelder, R., Gardaz, J. M., Hözle, M., Kneisel, C., Lugon, R., Philips, M., Reynard, E. and Wenker, L. (1998): Permafrost map of Switzerland. *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, N.W.T., 23-26 June 1998; edited by A.G. Lewkowicz and M. Allard, Quebec City, Quebec. Collection Nordicana, 57, 557-562.
- [7] Hözle, M., Haeberli, W. and Keller, F. (1993): Application of BTS measurements for modelling mountain permafrost distribution. *Permafrost Sixth International Conference*, South China University of Technology Press, Proceedings I, 272-277.
- [8] Hözle, M. and Haeberli, W. (1995): Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 399-405.
- [9] Hözle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. and Haeberli, W. (im Druck): Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*.
- [10] Bernhard, L., Sutter, F., Haeberli, W. and Keller, F. (1998): Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtèl/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, N.W.T., 23-26 June 1998; edited by A.G. Lewkowicz and M. Allard, Quebec City, Quebec. Collection Nordicana, 57, 35-41.
- [11] Mittaz, C., Hözle, M. and Haeberli, W. (2000): First results and analyses of energy flux measurements on Alpine permafrost. *Annals of Glaciology*.
- [12] Vonder Mühll, D.S. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitt. der VAW/ETH Zürich* 122.
- [13] Delaloye, R. (dieser Band): Pergélisol et construction de remontées mécaniques – L'exemple des Lapires. xxx
- [14] Haeberli, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, IX/1-2, 221-227.
- [15] Vonder Mühll, D. (1996): Drilling in Alpine permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50/1, 17-24.
- [16] Springman, S. (dieser Band): Forschungsprojekte im Oberengadin 1998-2000. xxx
- [17] Vonder Mühll, D. (dieser Band): Thermische Aspekte aufgrund von Messungen in Bohrungen. xxx
- [18] Hözle, M., Wegmann, M. and Krummenacher, B. (1999): Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experiences from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10/2, 113-124.
- [19] Naguel, C. (1998): Permafrostvorkommen in der Frontpartie und räumliche und zeitliche Repräsentativität von BTS-Messungen: Untersuchungen an zwei Blockgletschern im Oberengadin. Diplomarbeit Universität Zürich.
- [20] Kääb, A. and Vollmer, M. (2000): Surface geometry, thickness changes and flow fields on rock glaciers: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*.
- [21] Barsch, D. (1996): Rockglaciers. Berlin, Springer.
- [22] Berthling, I., Etzelmüller, B., Iken, T. and Sollid, J.L. (1998): The rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: Internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes* 9/2, 135-145.
- [23] Elconin, R.F. and LaChapelle, E.R. (1997): Flow and internal structure of a rock glacier. *Journal of Glaciology* 43/144, 238-244.

- [24] *Evin, M., Fabre, D. and Johnson, P.* (1997): Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St. Elias Mountains, Yukon. *Permafrost and Periglacial Processes* 8/2, 179-189.
- [25] *Francou, B., Fabre, D., Pouyaud, B., Jomelli, V. and Arnaud, Y.* (1999): Symptoms of degradation in a tropical rock glacier (Bolivian Andes). *Permafrost and Periglacial Processes* 10/1, 91-100.
- [26] *Arenson, L. and Springman, S.* (2000): Slope stability and related problems of Alpine permafrost. *Proceedings of the International Workshop on Permafrost Engineering, Longyearbyen*, 183-196.
- [27] *Wagner, S.* (1992): Creep of alpine permafrost investigated on the Murtèl rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (2), 157-162.
- [28] *Kääb, A., Haeberli, W. and Gudmundsson, G.H.* (1997): Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photo-grammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8/4, 409-426.
- [29] *Kääb, A., Gudmundsson, G.H. and Hözle, M.* (1998): Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on Murtèl Rock Glacier, Swiss Alps. *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, N.W.T.*, 23-26 June 1998; edited by A.G. Lewkowicz and M. Allard, Quebec City, Quebec. Collection Nordicana, 57, 531-537.
- [30] *Kaufmann, V.* (1998): Deformation analysis of the Doesen Rock Glacier (Austria). *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, N.W.T.*, 23-26 June 1998; edited by A.G. Lewkowicz and M. Allard, Quebec City, Quebec. Collection Nordicana, 57, 551-556.
- [31] *Haeberli, W. and Vonder Mühll, D.* (1996): On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 104, 43-57.
- [32] *Haeberli, W., Hözle, M., Kääb, A., Keller, F., Vonder Mühll, D. and Wagner, S.* (1998): Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered Questions and new perspectives. *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, N.W.T.*, 23-26 June 1998; edited by A.G. Lewkowicz and M. Allard, Quebec City, Quebec. Collection Nordicana, 57, 403-410.
- [33] *Haeberli, W., Kääb, A., Wagner, S., Vonder Mühll, D., Geissler, P., Haas, J.N., Glatzel-Mattheier, H. and Wagenbach, D.* (1999): Pollen analysis and  $^{14}\text{C}$  age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps: geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology*, 45/149, 1-8.
- [34] *Wegmann, M.* (dieser Band): Frostverwitterung im Permafrostfels. xxx
- [35] *Dramis, F., Govi, M., Guglielmin, M. and Mortara, G.* (1995): Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps: the Val Pola landslide. *Permafrost and Periglacial Processes* 6/1, 73-82.
- [36] *Barla, G., Dutto, F. and Mortara G.* (2000): Brenva Glacier rock avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc Range, NW Italy. *Landslide News* 13, 2-5.
- [37] *Deline, Ph.* (im Druck): Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*.
- [38] *Haeberli, W., Wegmann, M. and Vonder Muehll, D.* (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 90, 407-414.
- [39] *Wegmann, M., Gudmundsson, G.H. and Haeberli, W.* (1998): Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9/1, 23-33.
- [40] *Keusen, H.-R.* (dieser Band): Temperaturabhängige Felsdeformationen im kalten Gebirge (Jungfraujoch, Sphinx, Eigerwand). xxx
- [41] *Evans, S.G. and Clague, J.J.* (1988): Catastrophic rock avalanches in glacial environments. *Landslides. Proceedings of the fifth International Symposium on Landslides, 10-15 July 1988, Lausanne*, 2, 1153-1158.
- [42] *Isaksen, K., Vonder Muehll, D., Gubler, H.U., Kohl, Th. and Sollid, J.L.* (im Druck): Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. *Annals of Glaciology*.
- [43] *Harris, C., Haeberli, W., King, L. and Vonder Mühll, D.* (im Druck): Permafrost and climate in Europe: a global context. *Permafrost and Periglacial Processes*.
- [44] *Cihlar, J., Barry, T.G., Ortega Gil, E., Haeberli, W., Kuma, K., Landwehr, J.M., Norse, D., Running, S., Scholes, R., Solomon, A.M. and Zhao, S.* (1997): GCOS/GTOS plan for terrestrial climate-related observation. *GCOS 32, version 2.0, WMO/TD-796, UNEP/DEIA/TR*, 97-7.
- [45] *Haeberli, W., Barry, R. and Cihlar, J.* (2000): Glacier monitoring within the Global Climate Observing System. *Annals of Glaciology*.
- [46] *Burgess, M.M., Smith, S.L., Brown, J., Romanowsky, V. and Hinkel, K.* (2000): Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P): permafrost monitoring contributing to global climate observations. *Current Research 2000-E14, Geological Survey of Canada*, 1-8.

- [47] Haeberli, W., Hözlle, M., Keller, F., Schmid, W., Vonder Mühl, D. and Wagner, S. (1993): Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. Permafrost Sixth International Conference, South China University of Technology Press, Proceedings I, 214-219.
- [48] Delaloye, R. and Vonder Mühl, D. (1998): Concept for a swiss permafrost observation network. 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, N.W.T., 23-26 June 1998, Program, Abstracts and IPA Reports, 134-135,

Adresse der Autoren: Prof. Dr. Wilfried Haeberli  
 Dr. Martin Hözlle  
 Dr. Andreas Käab  
 Geographisches Institut  
 Universität Zürich  
 Winterthurerstrasse 190  
 CH - 8057 Zürich

## Anhang

### ***Tipps und Faustregeln (T + F) für die Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Alpen***

Seit einigen Jahren kann die potentielle Verbreitung von alpinem Permafrost als Funktion der Topographie mit automatisierten Verfahren – vor allem innerhalb Geographischer Informations-Systeme (GIS) – abgeschätzt werden. Die Entwicklung entsprechender Computerprogramme hat das Wissen um das Phänomen Gebirgs-Permafrost rasch aus einem kleinen Kreis von Spezialisten hinausgetragen und breiteren, praxisorientierten Fachkreisen zugänglich gemacht. Parallel mit dieser erfreulichen Entwicklung wächst allerdings auch die Distanz zu den ursprünglichen, naturwissenschaftlichen Grundlagen der nun automatisierten Schätzverfahren. Eine solche vielverwendete Grundlage sind die anlässlich der Gründung der SANW-Koordinationsgruppe Permafrost herausgegebenen und nachfolgend nochmals abgedruckten "Tipps und Faustregeln für die Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Alpen" – im weiteren kurz T+F genannt – , wie sie heute etwa im Skript der Vorlesung "Gletscher und Permafrost" den Studierenden der ETH und der Universität Zürich abgegeben werden.

Im Rahmen von GIS-Simulationen werden oft nur die unter Punkt (3) der T+F angeführten numerischen Grenzwerte verstanden. Diese numerischen Grenzwerte sind jedoch ganz bewusst in 9 andere, verbal formulierte Hinweise eingebettet, um die Problematik allfälliger Permafrostvorkommen in den Alpen nicht nur frühzeitig sondern auch ganzheitlich erfassen zu können. Die verbal formulierten Hinweise enthalten in der Tat entscheidende Information, die auch bei automatisierten Schätzverfahren berücksichtigt werden muss und die deshalb hier nochmals kurz kommentiert werden soll.

Die Punkte (2) und (3) der T+F enthalten zwei verschiedene und voneinander unabhängige Schätzverfahren, die beide in den 1970-er Jahren im Gebiet Flüela/Grialetsch entwickelt und "geeicht" wurden. Die numerischen Grenzwerte von Punkt (3) bauen auf einer groben geländeklimatischen Klassifikation topologischer Situationen auf, während Punkt (2) einen biogeographischen Indikator benutzt. Ausführliche Tests mit einer Grosszahl von BTS-Messungen im Bereich der Bündner Alpen bestätigt die *regionale* Tauglichkeit der Angaben. Diese Tauglichkeit muss aber in anderen Regionen überprüft werden und hat eine grundsätzliche Grenze bei tiefliegenden Vorkommen in extremen Schattenlagen (vgl. dazu Punkt (1) der T+F), die ursprünglich nicht erfasst werden konnten. Die geländeklimatisch-topologische Klassifikation in Punkt (3) der T+F bezieht sich auf einen horizontalen Skalenbereich von rund 100 m. Sie geht davon aus, dass primär die einfallende Strahlung (Exposition), die mittlere JahresTemperatur der Luft (Höhe) und der durch Wind und Lawinen umverteilte Schnee (thermische Isolation und Albedo-Effekte) die Energiebilanz an der Erdoberfläche steuern. Die Unterscheidung zwischen "geschlossenem Rasen" und "unbewachsenem Schutt" in Punkt (2) der T+F basiert hingegen auf der Annahme, dass die Vegetation wie der Permafrost die Energiebilanz integriert widerspiegelt und in dieser Randzone des Pflanzenwachstums ähnlichen Grenzwerten (v.a. Schneedeckendauer, Sommertemperatur) – allerdings mit gegensätzlicher Wirkung – unterworfen ist. Ein Vergleich der beiden Schätzverfahren erlaubt es, Gebiete mit sichereren resp. unsichereren Aussagen auseinanderzuhalten. Packt man dagegen die Punkte (2) und (3) in eine "kombinierte Faustregel", schaltet man einen wichtigen Schritt der kritischen Reflexion aus.

Die numerischen Grenzwerte von Punkt (3) in den T+F müssen unbedingt für alle angegebenen topologischen Klassen geschätzt werden. Eliminiert man nämlich z.B. die windgeschützten Verflachungen, so werden generell relativ warme Muldenlagen durch extrem expositionsabhängige Hanglagen ersetzt, was zu systematischen Fehleinschätzungen führt (zuviel Permafrost in Nord-, zuwenig in Südexpositionen). Die entscheidende Schwäche der numerischen Grenzwerte in den T+F und damit auch der entsprechenden GIS-Simulationen ist die Neigung der "Steilhänge". Da diese Steilhänge im Sinne der erwähnten topologischen Klassifikation Lawinenhänge sein sollen, werden weder senkrechte Felswände noch flache Hangpartien erfasst. Wesentlich verbessert wird diese Situation mit den neuen Programmen zur Strahlungsberechnung. Diese neuen Programme enthalten jedoch im Gegensatz zu den bisherigen numerischen Grenzwerten (noch) keine Effekte der Schnee-Umverteilung.

Punkt (4) der T+F weist daraufhin, dass die Resultate der Schätzungen nach den Punkten (2) und (3) mit Beobachtungen in der Natur verglichen werden sollen. Vor allem perennierende Eisflecken sind erstklassige Permafrostindikatoren, da die Temperaturen an der Eisoberfläche im Sommer nicht über den Gefrierpunkt ansteigen, im Winter jedoch weit darunter sinken können. Mit Charakteristiken der Oberfläche können die Modelle zukünftig verbessert werden. Geeignete Messungen und Sondierungen im Felde bringen erst die vor allem für die Praxis entscheidende Sicherheit der Aussage (Punkte (5), (6) und (7)) und detaillierte Zusatzinformation. Diese aufwendigeren Studien können aufgrund der T+F – am besten kombiniert mit BTS-Kartierungen – gezielt und damit kostensparend eingesetzt werden. Dazu gehört auch eine Unterscheidung zwischen Fels und Lockermaterial, da in letzterem der Eisgehalt und damit das Verhalten des lokalen Permafrostes ganz anders ist (vgl. dazu die Punkte (9) und (10)). Auf die komplexen Interaktionen, die zwischen einem Bauwerk und dem Permafrost entstehen können, verweist Punkt (8) der T+F, die nach wie vor in erster Linie für die *Umsetzung* durch Praktiker und Forscher gedacht sind.

1. Unterhalb der **Waldgrenze** muss nur in Ausnahmefällen (extrem schattige Waldpartien), **oberhalb der Waldpartien** muss grundsätzlich mit der **Existenz von Permafrost** gerechnet werden.
2. Im Gebiet der **geschlossenen Rasen** ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost gering (< 25%), in **unbewachsenen Schuttgebieten** dagegen gross (> 75%).
3. Aufgrund der **Topographie** (Landeskarte) kann die Permafrostverbreitung grob abgeschätzt werden. Man benutzt dazu folgenden **Schlüssel**:

	Permafrost möglich oberhalb.... (m ü.M.)		Permafrost wahrscheinlich oberhalb.... (m ü.M.)	
	Steilhänge > 5°-10°	Hangfusslagen	Steilhänge > 5°-10°	Hangfusslagen
Exp. N	2400	2100	2600	2550
	2450	2300	2600	2700
	2600	2400	3000 ?	2700
	2850	2300	3000 ?	2700
	3000	2250	?	2600
	2700	2150	2900	2550
	2500	2100	2600	2450
	2350	2050	2400	2400
<b>Verflachungen:</b>				
windexponiert	2600		2700	
windgeschützt	2650		3000 ?	

Zwischen den beiden Grenzwerten ist die Treffsicherheit rund 50:50, sonst bedeutend höher.

4. Mit Hilfe von Luftbildern kann das Bild verfeinert werden.  
Eindeutige **Zeigerphänomene** sind:
  - **intakte** (aktive/inaktive, aber nicht eingesunkene) Blockgletscher
  - **perennierende Eisflecken** und Lawinenresten, die regelmässig den Sommer ganz oder nahezu überdauern
  - zudem: **grobblockiges Oberflächenmaterial** ist permafrostgünstig (Wärmeleitung!), feinkörniges, wasserführendes Material hingegen permafrostungünstig.
5. Einen raschen Überblick über die tatsächlich vorhandenen Verhältnisse schafft man sich durch eine "**BTS-Kartierung**" (Schneebasis-Temperatur im Hochwinter). Diese Arbeit ist simpel, sicher, billig und bisweilen köstlich (Pulverschnee!). Sie bewahrt einen leicht vor unangenehmen Überraschungen!
6. Für Detailstudien eignen sich **geophysikalische Sondierungen**, v. a. **Refraktionsseismik** und **Geoelektrik**. Eindeutige Ergebnisse sind aber nur über eine **Kombination von Sondiermethoden** zu erhalten!
7. Bohrungen auf Untergrundeis müssen mit **Doppel- oder Dreifachkernrohr** durchgeführt werden. In das Bohrloch gehören **Temperaturfühler**. Dabei muss das Abklingen der **thermischen Störung** abgewartet oder beobachtet werden.
8. Ein **Bauwerk** kann das **Lokalklima** verändern.  
Ein Staudamm z.B. kann neu
  - einen **Kaltluftsee** induzieren und damit die Oberflächentemperaturen absenken,
  - einen windexponierten Grat (Dammkrone) und einen schneearmen Steilhang (Damm-Luftseite) schaffen, durch Blockwurf die Wärmeleitfähigkeit der Oberflächenschicht beeinflussen.
9. Dauernd gefrorene **Lockersedimente** (Schutthalden, Moränen etc.) sind normalerweise **extrem eisreich** (50-100 Vol. %). Das heisst, dass der **Eisgehalt** das **Porenvolumen** des ungefrorenen Sedimentes bei weitem übersteigt, der Permafrost ist "**eisübersättigt** (supersaturated)".
10. Beim Gefrieren und Tauen dauernd gefrorener Materialien können grosse **Hebungs- und Setzungsbewegungen** eintreten. Eisreicher alpiner Permafrost kriecht ähnlich wie Gletschereis (secondary creep), aber meist wesentlich langsamer.



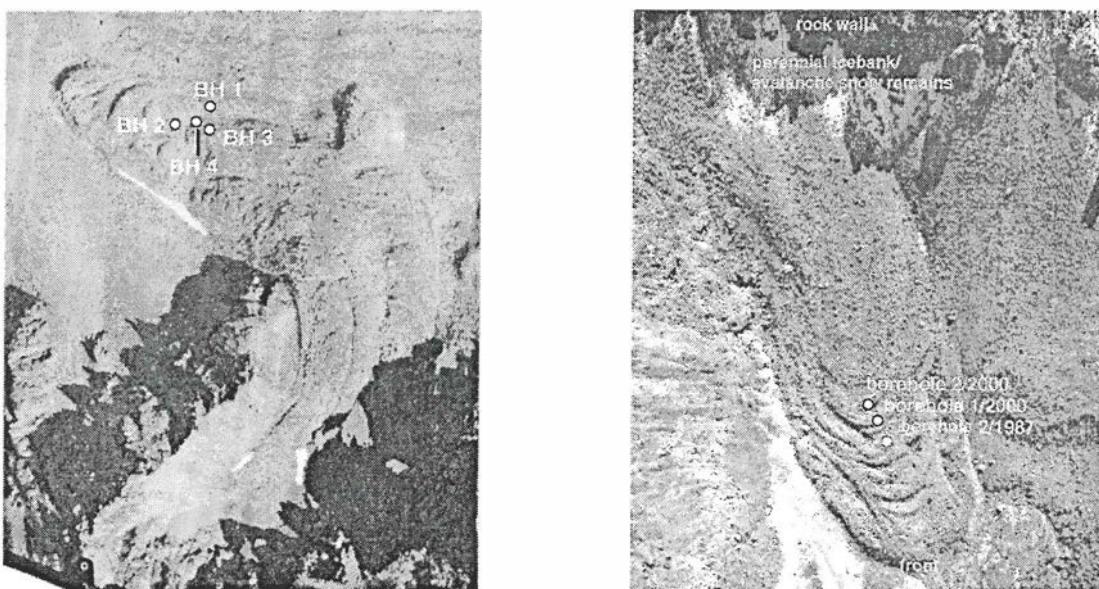
## Forschungsprojekte im Oberengadin 1998-2000

Prof. S. Springman

## Einleitung

Klimatisch bedingte Temperaturveränderungen haben auch einen Einfluss auf ganzjährig gefrorene Böden, sogenannten Permafrost. In einer Studie des Nationalfonds (NFP31) wurde das Aufschmelzen dieser Böden als eine ernstzunehmende Naturgefahr speziell erwähnt [1]. Obwohl das Phänomen Permafrost in den Alpen bereits seit den 70er Jahren intensiv untersucht wird, sind noch sehr viele offenen Fragen zu beantworten. Innerhalb eines ETH Mini-Poly-Projektes wird nun versucht, die mechanischen und thermischen Eigenschaften gefrorener Böden besser zu verstehen. Die Stabilität gefrorener Hänge soll quantifiziert werden können, und die dafür erforderlichen Hilfsmittel erarbeitet werden.

Für das aktuelle Projekt wurden in kriechendem Permafrost, sogenannten Blockgletschern, Bohrungen abgeteuft und mit verschiedenen Instrumenten ausgerüstet. Es wurden zwei Blockgletscher gewählt, welche bereits verschiedentlich untersucht wurden (Bild 1). Die bisherigen Forschungsarbeiten befassten sich vornehmlich mit der Morphologie oder der inneren Struktur dieser Blockgletscher und nicht mit der Geotechnik respektive der Stabilität (u.a.: [2], [3], [4]).



**Abbildung 1: Blockgletscher Muragl (links) und Blockgletscher Murtèl-Corvatsch (rechts).** Bei beiden Blockgletschern sind die Bohrstandorte entsprechend gekennzeichnet

Die Bohrungen wurden bis in Tiefen von 52m bis maximal 72m abgeteuft und in den gefrorenen Zonen wurden mit Hilfe eines Dreifachkernrohres und Kaltluftspülung, Kerne entnommen. In verschiedenen Bohrlöchern wurden Thermistorenketten eingebaut, im Muragl Blockgletscher zusätzlich noch Inklinometerrohre, um das Deformationsverhalten über einen längeren Zeitraum zu beobachten. Im Bohrloch 1/2000 auf dem Murtèl-Corvatsch Blockgletscher wurden zur Bestimmung der *in situ* Festigkeit, Dilatometerversuche ausgeführt. Aus [2] war der Aufbau und das Verhalten des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch bereits bekannt (Bild 2) und deshalb konzentrierten sich die Dilatometerversuche auf den Bereich der möglichen Scherzone. Es wurden insgesamt sieben Versuche in Tiefen zwischen 14.7m und 24.5m durchgeführt.

Die Schwerpunkte innerhalb dieses ETH Mini-Poly-Projektes liegen im Verständnis des mechanischen Verhaltens alpinen Permafrostes in Abhängigkeit der Struktur, Temperatur, physikalischer Kenngrößen oder aber des Deformationsmechanismus (Kriechen). Repräsentative Stoffgesetze werden untersucht und innerhalb erster numerischer Modellierungen angewendet. Mit Hilfe von geophysikalischen Methoden und Langzeitbeobachtungen sollen die räumliche und zeitliche Variabilität der physikalischen Parameter erfasst werden. In der Tabelle 1 sind die beteiligten Institute und deren Anteile übersichtlich dargestellt.

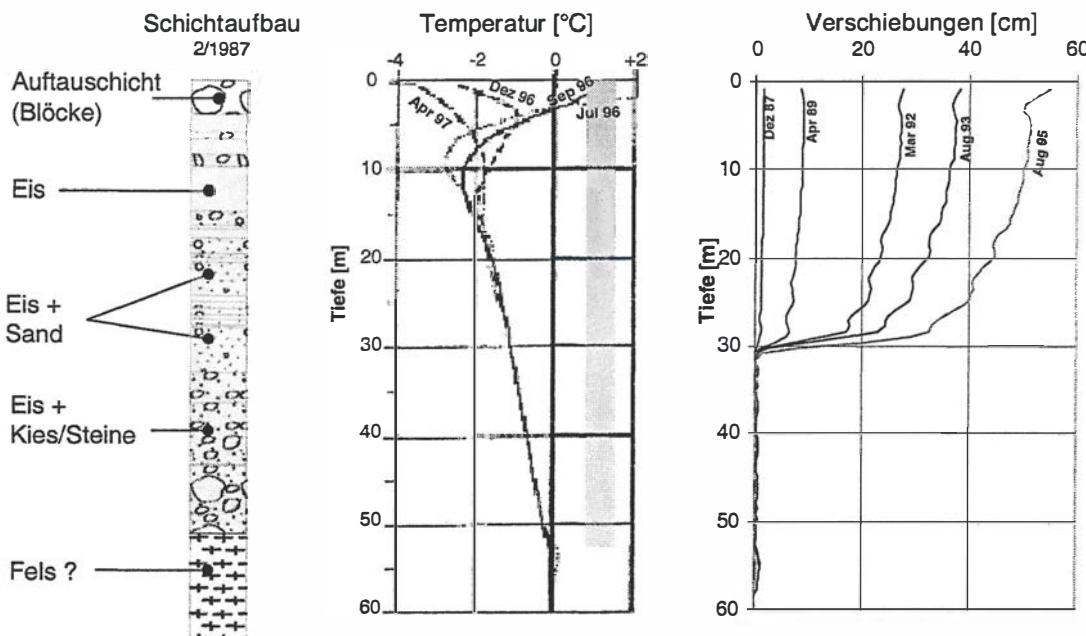


Abbildung 2: Ergebnisse der Bohrung 2/1987 im Blockgletscher Murtèl-Corvatsch [2]

	Institut für Geotechnik (IGT)	Institut für Geophysik (IG)	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW)
Insgesamt wurden 6 Bohrlöcher gebohrt und unterschiedlich genutzt	Entnahme ungestörter Bodenprobe für mechanische Laborversuche	Oberflächen-Geophysik Räumliche Untersuchung	Bohrloch-Geophysik Lokale Untersuchung
	<ul style="list-style-type: none"> <li>• In-situ Versuche</li> <li>• Laborversuche</li> <li>• Deformationsmessungen</li> </ul>	„Bohrloch-zu-Bohrloch“ Geophysik	Temperaturmessungen
Zur Zeit: 3 Doktorarbeiten geplant: weitere Nachfolgeprojekte	Stoffgesetz	„Joint-Inversion“	erste numerische Modellierungen

Tabelle 1: Übersicht ETH Mini-Poly-Projekt: 1998 – 2001

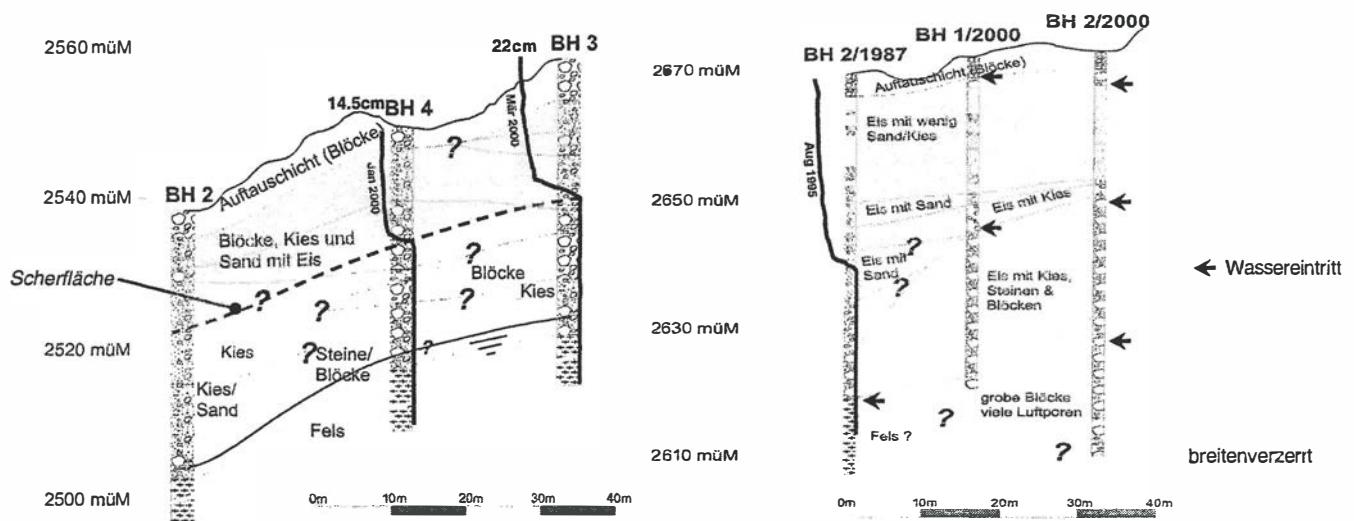
## Resultate der Bohrungen

Die ersten Kernbohrungen im Val Muragl, 1999, gestalteten sich sehr schwierig. Der hohe Feststoffanteil im Eis und Temperaturen von knapp unter Null Grad Celsius, führten dazu, dass nur wenig ungestörte Proben guter Qualität gewonnen werden konnten. Die zwei eingebauten Slope Inklinometer zeigen einen ausgeprägten Scherhorizont in einer Tiefe von 15m-18m (Bild 3). In dieser Tiefe wurden Temperaturen von  $-0.02^{\circ}\text{C}$  bis  $-0.15^{\circ}\text{C}$  gemessen. Der Scherhorizont liegt im untersten Teil der Permafrostzone (Tabelle 2).

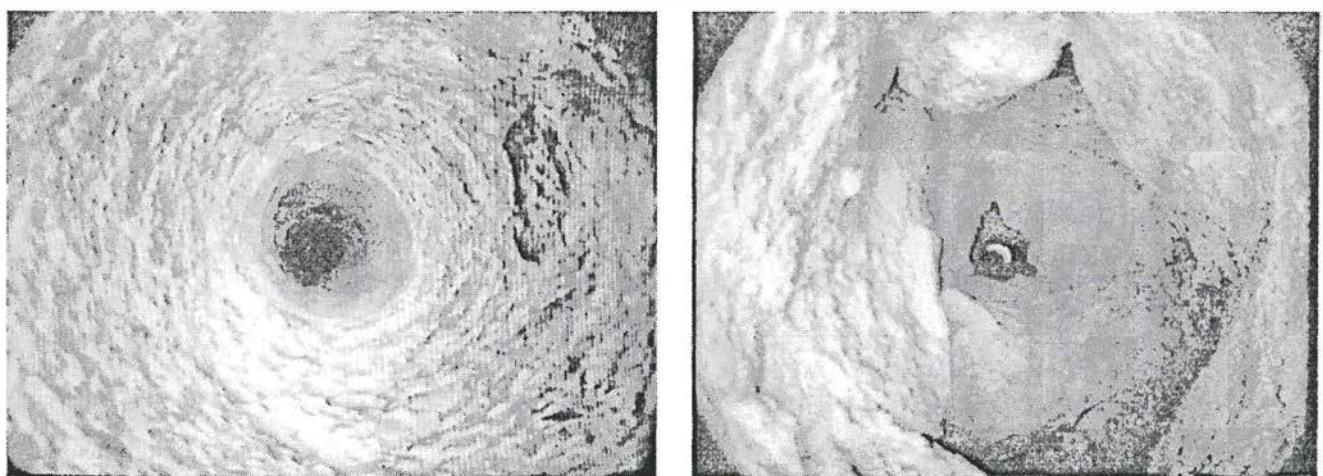
Im Gegensatz dazu, ist die Scherfläche im Murtèl-Corvatsch in Mitten der Permafrostschicht zu finden. Die Temperatur liegt deutlicher unter dem Gefrierpunkt, was neben der um ca.  $10^{\circ}$  flacheren Topographie auch die Hauptursache dafür sein wird, dass die Verformungen um eine Größenordnung geringer sind. Der höhere Eisanteil und die kälteren Temperaturen ergaben zudem bessere Probenqualitäten. Die Bohrlochstabilität war im Bereich oberhalb der Scherzone sehr gut (Bild 4). Ab einer Tiefe von ca. 49m waren nur noch grobe Blöcke mit grossen Poren vorhanden, die dazu führten, dass das Bohrloch kurz nach dem Bohren zusammenfiel. Auffallend sind auch die Wasserlinsen, die während der Bohrung im Eis angetroffen wurden.

	Muragl	Murtèl-Corvatsch 2/1987
	BH 3	BH 4
Tiefe	15.5m	17.9m
Dicke	2.7m	1.6m
Material	kiesiger Sand mit wenig Eis	Sand mit viel Eis
Ort	UK Permafrost	In der Mitte der Permafrostschicht
Temperatur	-0.15°C	-0.02°C
Dehnung	$6.6 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1}$	$1.1 \cdot 10^{-8} \text{ s}^{-1}$
„Lebensdauer“ Slope Inklinometer	278d	122d
		2900d

**Tabelle 2: Zusammenstellung der Eigenschaften der Scherflächen der beiden untersuchten Blockgletscher**



**Abbildung 3: Baugrundmodelle für den Blockgletscher Muragl (links) und den Blockgletscher Murtèl-Corvatsch (rechts)**



**Abbildung 4: Bohrlochkameraaufnahmen des Bohrloches 1/2000 (Murtèl-Corvatsch) in Tiefen von 28m (links) und 49m (rechts)**

## Verhalten von gefrorenem Boden

Verschiedene Untersuchungen haben gezeigt, dass das Eis das mechanische Verhalten stark beeinflusst (z.B. [5]). [6] zeigt, dass die einaxiale Druckfestigkeit mit höherem Sandgehalt zunimmt, wofür verschiedenen Mechanismen verantwortlich sind (Bild 5). Im Gegensatz zu ungefrorenen Böden, spielen im Permafrost Kriechdeformationen und Bruch infolge Kriechens eine entscheidende Rolle. Es ist deshalb wichtig dieses Verhalten zu kennen. Nach einer Initialphase (Bild 6, I) tritt eine Phase konstanten Kriechens ein (Bild 6, II), deren Länge und Gradient von verschiedenen äusseren Einflüssen kontrolliert werden. Stabilitätsprobleme können dann auftreten, wenn die dritte Phase eintritt, d.h. wenn die Verformungen wieder beschleunigen (Bild 6, III). In der Abbildung 6 ist die Kriechdeformation räumlich in Abhängigkeit der Spannung dargestellt (Phase II: secondary creep region).

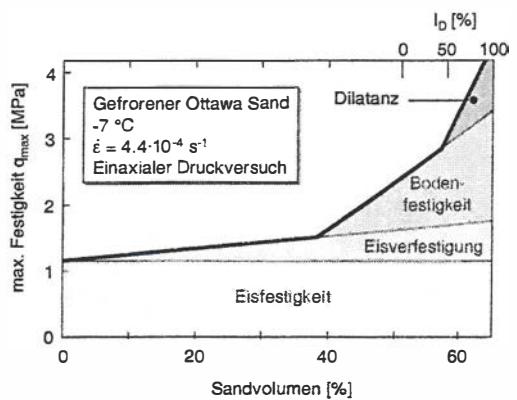


Abbildung 5: Einaxiale Druckfestigkeit in Abhängigkeit des Sandvolumens [6]

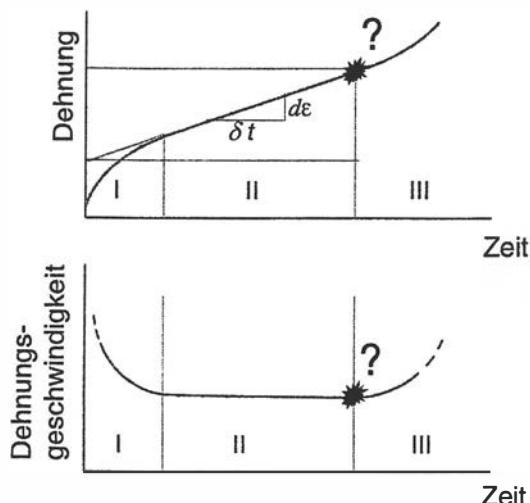


Abbildung 6: Die drei Phasen des Kriechens [7]

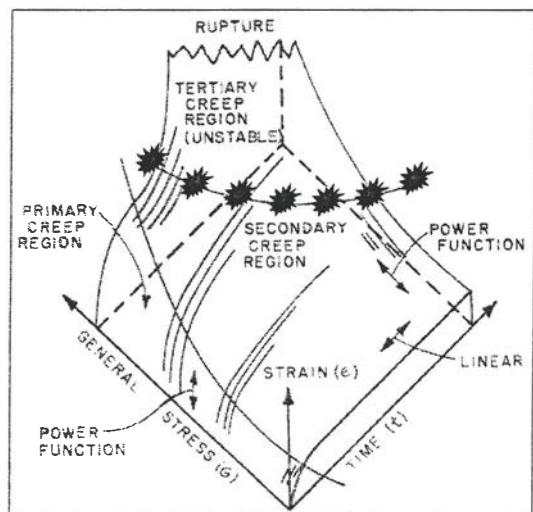


Abbildung 7: Kriechdeformationen in Abhängigkeit der Zeit und der vorhandenen Spannung [8]

Das stationäre Kriechen (Bild 6, II) kann gemäss [9] für eine konstante Temperatur mit der folgenden Beziehung beschrieben werden:

$$\varepsilon_e^{(c)} = A \sigma_e^n t^b \quad \text{mit} \quad A = \left( \frac{\dot{\varepsilon}_c}{b} \right)^b \sigma_c^{-n}$$

Dabei ist die Kriechdehnung  $\varepsilon_e^{(c)}$  eine Funktion der vorhandenen Spannung  $\sigma_e$ , der Zeit  $t$  sowie dreier Kriechparameter welche bei einer entsprechenden Dehnungsgeschwindigkeit  $\dot{\varepsilon}_c$ , resp. Spannung  $\sigma_c$  ermittelt werden. Die Kriechparameter  $b$ ,  $n$  und  $\sigma_c$  können mit Hilfe von Kriechversuchen bestimmt werden (s. Anhang).

## Dilatometerversuche

Zum ersten Mal wurden Dilatometerversuche in einem alpinen Blockgletscher durchgeführt. Mit Hilfe dieses, v.a. im Fels angewandten Feldversuches, können mechanische Parameter direkt im Bohrloch gemessen werden. Die gute Stabilität der Bohrlochwand im Blockgletscher Murtèl-Corvatsch erlaubte sieben Tests in Tiefen zwischen 14.7m und 24.5m. Dabei wurde der Test in der Regel direkt nach dem Erreichen der entsprechenden Tiefe durchgeführt, wodurch die Störungen infolge Bohrung minimiert werden konnten. Die Kriechdeformationen waren so gross, dass die Festigkeit nicht direkt

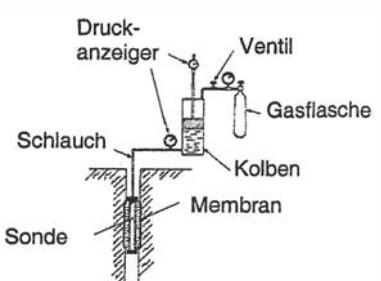


Abbildung 8: Schema eines Dilatometers [9]

bestimmt werden konnte. Zur Anwendung kam ein Dilatometer der Firma CamInstitu (HPD, Ø95mm) welcher eine maximal Kapazität von 30MPa und eine maximale radiale Deformation von 22mm zulässt (Bild 8). Das Prinzip des Dilatometerversuches und die entsprechenden Signaturen sind in der Abbildung 9 zusammengefasst. Mit einer Zunahme des Druckes innerhalb des Dilatometers ( $p_0 \rightarrow p_f$ ), nimmt die Radialspannung  $\sigma_r$  zu und die Tangentialspannung  $\sigma_c$  um das Bohrloch ab, bis die Schubspannungsgrenze erreicht ist und es zu einer Zunahme der Tangentialspannungen kommt, bis die maximale Festigkeit erreicht wird ( $p_{max}$ ). Mit Hilfe von Entlastungs- und Wiederbelastungszyklen können zusätzlich Steifigkeitsparameter ermittelt werden (Bild 9b).

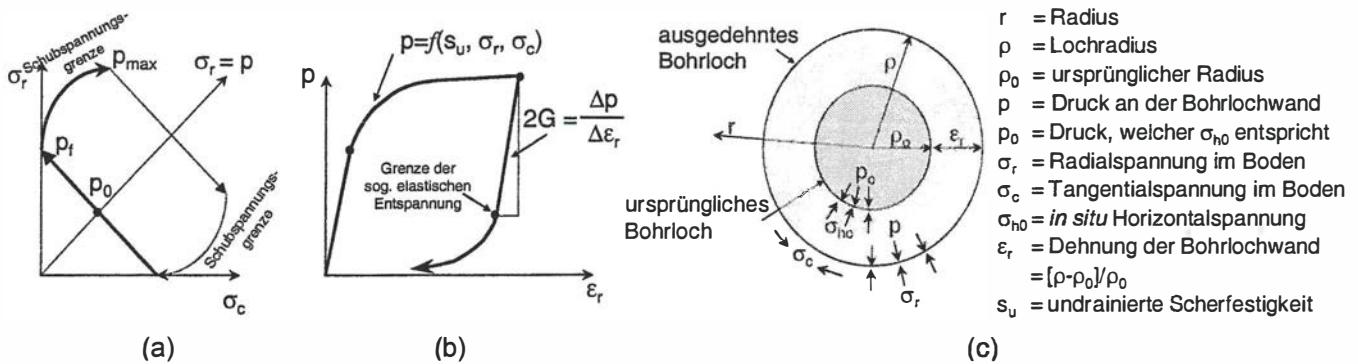


Abbildung 9: Prinzip eines Dilatometerversuches: (a) Spannungspfad; (b) Spannungs-Dehnungs-Diagramm; (c) Bezeichnungen

Bei den durchgeföhrten Versuchen handelt es sich um Kriechversuche mit verschiedenen Kriechstufen (Bild 10). Im dargestellten Versuch war die Sonde zu Beginn des Versuches trotz Vorkühlung zu warm, so dass es zu grossen Verformungen infolge leichten Schmelzens gekommen ist. Am Ende einer Kriechstufe wurde jeweils ein Entlastungs- und Wiederbelastungszyklus gefahren. Zur Bestimmung der Schubmodule wurde die Dehnung um einen Anteil des Kriechens reduziert (Bild 11).

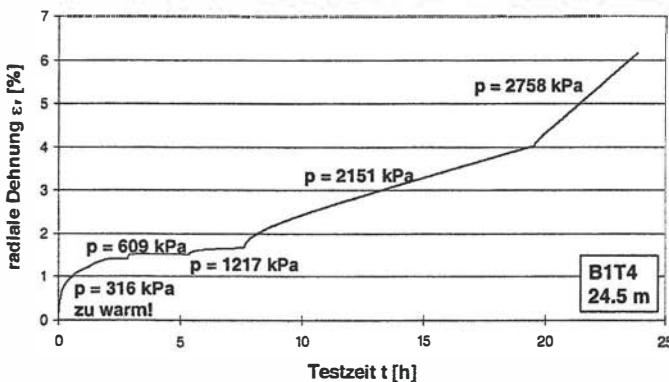


Abbildung 10: Mehrstufiger Kriechversuch mit dem Dilatometer, Bohrloch 1/2000 Blockgletscher Murtèl-Corvatsch

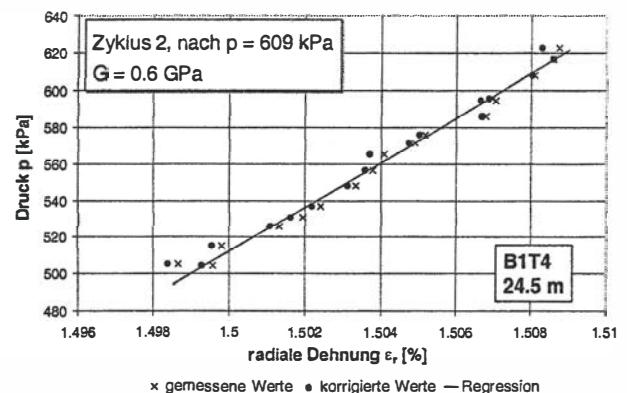


Abbildung 11: Ent- und Wiederbelastungszyklus nach der zweiten Kriechstufe

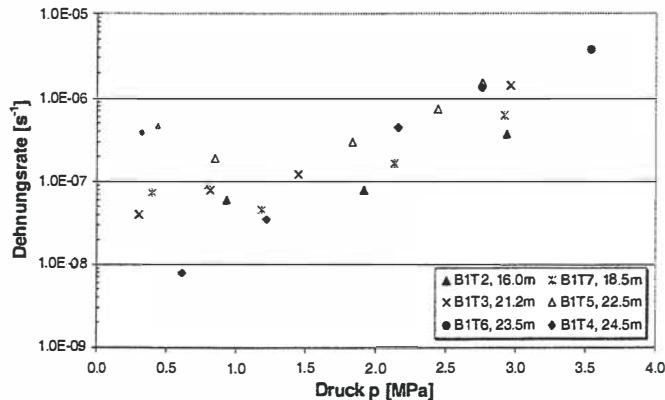
In den Abbildungen 12 und 13 sind sämtliche Kriechversuche und Entlastungszyklen zusammengefasst. Obwohl der Boden teilweise sehr unterschiedlich war, ist ein Trend gut erkennbar: die Dehnungsrate der sekundären (resp. stationären) Kriechphase nimmt mit zunehmendem Druck exponentiell zu. Der Schubmodul nimmt bei geringen Drücken linear zum aufgebrachten Druck zu, dann scheint er sich aber einem Maximalwert anzupassen. Für  $-18^{\circ}\text{C}$  kaltes Eis liegt der Schubmodul bei ca. 3.5GPa [10], und somit höher als bei dem vorgefundenen Permafrost, der sich aufgrund der Feststoffe steifer verhalten sollte. Der Grund liegt in der um einiges wärmeren Umgebung in einem Blockgletscher, welcher einen starken Einfluss auf die Steifigkeit hat.

Für die im Bohrloch 1/2000 des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch durchgeföhrten Kriechversuche können die folgenden Kriechparameter hergeleitet werden:

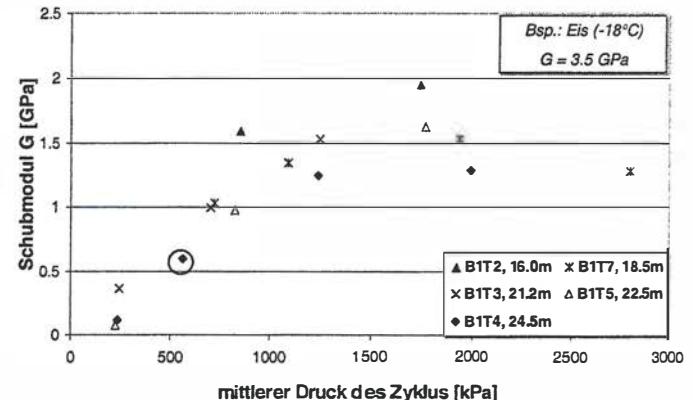
$$n \approx 0.6 - 1.0$$

$$b \approx 0.5 - 2.3$$

$$A \approx 3 - 14 \cdot 10^{-5} \text{ min}^b$$



**Abbildung 12: Zusammenstellung der Kriechversuche, Bohrloch 1/2000 (sekundäres Kriechen)**



**Abbildung 13: Zusammenstellung der Schubmodule, Bohrloch 1/2000**

## Zusammenfassung

Zwei sich äusserlich gleichende Blockgletscher wurden untersucht und dabei konnte festgestellt werden, dass sie verschiedenartig aufgebaut sind und sich unterschiedlich verhalten. Beide weisen im Unterschied zu Gletschern, klare Scherhorizonte auf, deren Lage, Temperatur, aber auch Geschwindigkeit stark voneinander abweichen. Die Stabilität eines Blockgletschers hängt somit von vielen sich gegenseitig beeinflussenden Faktoren wie, der Topografie, der Temperatur, des Eisgehaltes, der wirkende Spannungen oder der Drainagemöglichkeiten ab.

Während im Blockgletscher Murtèl-Corvatsch sehr eisreiches Material vorgefunden wurde, war der Feststoffanteil im Muragl Blockgletscher signifikant höher, i.d.R aber kleiner als 50 Volumenprozente. Auch die Inhaltsstoffe waren grundsätzlich grösser, so dass im Muragl immer wieder grössere Steine oder Blöcke angetroffen wurden, welche im Murtèl-Corvatsch nur in grösseren Tiefen, d.h. unterhalb der Scherfläche zu finden sind.

In einem stabilen Bohrloch erweisen sich Dilatometerversuche als sehr geeignet, um mehr über das mechanische Verhalten des gefrorenen Bodens zu erfahren, und entsprechende Parameter zu bestimmen. Bohrstörungen und andere Einflüsse müssen bei der Interpretation der Resultate jedoch berücksichtigt werden.

Die grosse Streuung der Parameter liegt darin, dass in unterschiedlichen Tiefen unterschiedliche Materialien und Zusammensetzungen vorgefunden werden. In Abbildung 12 ist trotzdem gut erkennbar, dass ein Trend klar vorhanden ist. Die Ergebnisse der Dilatometerversuche müssen in Zukunft noch mit Hilfe anderer Modelle interpretiert und mit Laborversuchen verglichen werden. Erst dann sind konkretere Aussagen über das Kriechverhalten der untersuchten Blockgletscher möglich.

Die Langzeitbeobachtung der beiden Blockgletscher wird im Rahmen des Schweizerischen Permafrost Beobachtungsmessnetzes (PERMOS) weitergeführt. Thermo-mechanische Modellierungen können mit Hilfe angepasster oder neu entwickelten Stoffgesetzen durchgeführt werden, welche an den Feldversuchen, den Langzeitbeobachtungen sowie den Laborversuchen kalibriert werden müssen.

## Danksagung

Die Autoren möchten der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich für die finanzielle Unterstützung dieses Projektes, sowie den beteiligten Instituten und deren Vertretern Dr. Hansruedi Maurer (Institut für Geophysik) und Dr. Daniel Vonder Mühll (Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie) danken. Zusätzlich gilt der Dank Philip Hawkins von Cambridge Insitu sowie den Brüdern Meier der Firma Stump Bohr AG für ihren Einsatz während den Versuchen und Bohrarbeiten. Und all denjenigen Helfern und Firmen, welche die aufwändigen Feldarbeiten ermöglichten oder bei deren Organisation mithalfen sei an dieser Stelle nochmals herzlich gedankt.

## Literatur

- [1] Bader, St. (1998): Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz: wissenschaftlicher Schlussbericht NFP 31 / hrsg. von der Programmleitung des Nationalen Forschungsprogramms "Klimaänderung und Naturkatastrophen", NFP 31. vdf. Hochschulverlag.
- [2] Haeberli, W., Hoelzle, M., Kääb, A., Keller, F., Vonder Mühll, D. und Wagner, St. (1998): Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. Seventh International Conference on Permafrost, 1998, Yellowknife, Canada. Proceedings. 403-410.
- [3] Haeberli, W. (1993): Research on permafrost and periglacial processes in mountain areas - status and perspectives, *Sixth International Conference on Permafrost, Proceedings*, 2, 111-124.
- [4] Kääb, A. (1998): Oberflächenkinematik ausgewählter Blockgletscher des Oberengadins. Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie, VAW Mitteilung Nr. 158, 121-140.
- [5] Huder, J. (1979): Technologie des gefrorenen Bodens, Mitteilung der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik Nr. 100.
- [6] Ting, J.M., Martin, R.T. und Ladd, C.C. (1983): Mechanisms of strength for frozen sand. Journal of Geotechnical Engineering Division, Vol. 104, GT 10, 1289-1306.
- [7] Andersland, O.B., Sayles, F.H. und Ladanyi, B. (1978): Mechanical Properties of Frozen Ground. Kap. 5 in Geotechnical Engineering for Cold Regions, McGraw-Hill, 216-275.
- [8] Phukan A. (1985): Frozen Ground Engineering. Prentice-Hall Inc.
- [9] Andersland, O.B. und Ladanyi, B. (1994): An Introduction in Frozen Ground Engineering. Chapman and Hall.
- [10] Petrenko, V.F. und Whitworth, R.W. (1999): Physics of Ice. Oxford University Press.
- [11] Odqvist, F.K.G (1966): Mathematical Theory of Creep and Creep Rupture. Oxford Mathematical Monographs. Oxford: Clarendon Press.

## Adressen der Autoren:

Lukas Arenson, Dipl. Ing. ETH  
Institut für Geotechnik  
ETH Hönggerberg  
CH-8093 Zürich  
Tel: 01/633 66 02  
Fax: 01/633 10 79  
E-mail: [arenson@igt.baug.ethz.ch](mailto:arenson@igt.baug.ethz.ch)

Sarah Springman, Prof.  
Institut für Geotechnik  
ETH Hönggerberg  
CH-8093 Zürich  
Tel: 01/633 38 05  
Fax: 01/633 10 79  
E-mail: [springman@igt.baug.ethz.ch](mailto:springman@igt.baug.ethz.ch)

## Anhang

Bestimmung der Kriechparameter b, n und  $\sigma_c$ :

$$\frac{dr}{r} = F(p)d\tau \quad \tau = t^b \quad \text{s. [11]}$$

$$\frac{dr}{d\tau} = \frac{\sqrt{3}}{2} Ar \left( \frac{\sqrt{3}(p_i - p_0)}{n} \right)^n \quad F(p) = \frac{\sqrt{3}}{2} A \left( \frac{\sqrt{3}p}{n} \right)^n \quad p = p_i - p_0 \quad A = \left( \frac{\dot{\varepsilon}_c}{b} \right)^b \sigma_c^{-n}$$

Für ein endliches Zeitintervall mit konstanter Spannung gilt:  $\ln r = F(p)\tau + C$

$$\text{mit } r = r_{i-1} \text{ bei } \tau = 0, C=0 \text{ und } (r/r_{i-1})^2 = V/V_{i-1} \text{ wird: } \frac{V}{V_{i-1}} = \exp 2F(p)t^b$$

wird nun zuerst der natürliche Logarithmus und anschliessend der 10er Logarithmus genommen, kann b ermittelt werden:

$$\log \left( \ln \frac{V}{V_{i-1}} \right) = \log 2F(p) + b \log t$$

Für eine bestimmte Zeit (z.B. t = 1min) können die entsprechenden Spannungen als Funktion aufgeschrieben werden:

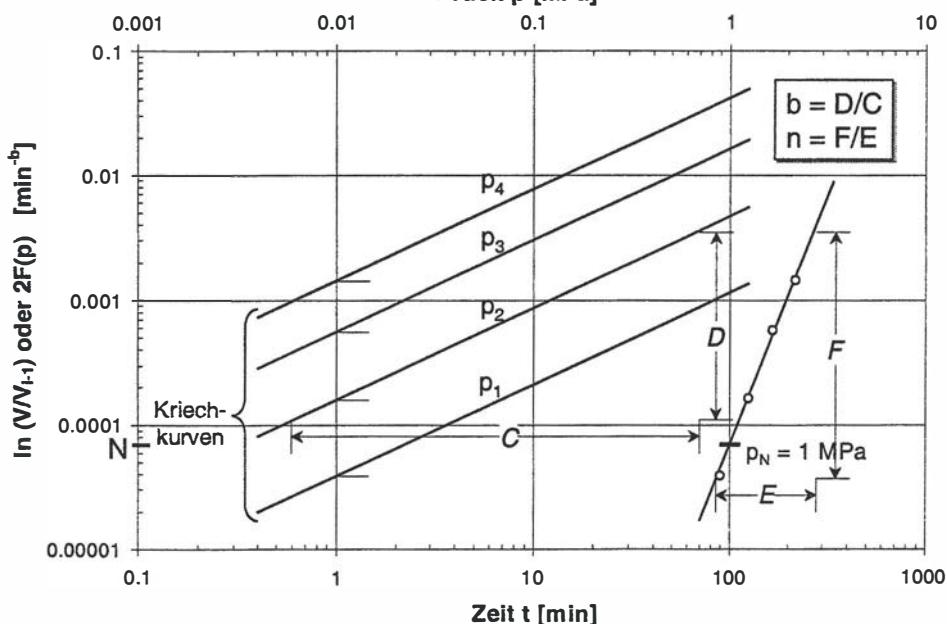
$$\ln \left( \frac{V}{V_{i-1}} \right) = 2F(p) = \sqrt{3} A \left( \frac{\sqrt{3}p}{n} \right)^n = \sqrt{3} \left( \frac{\dot{\varepsilon}_c}{b} \right)^b \left( \frac{\sqrt{3}p}{n} \right)^n \sigma_c^{-n}$$

$$\log 2F(p) = \log M - n \log \sigma_c + n \log p \quad \text{mit } M = \sqrt{3} \left( \frac{\dot{\varepsilon}_c}{b} \right)^b \left( \frac{\sqrt{3}p}{n} \right)^n \sigma_c^{-n}$$

Für einen beliebigen Wert p = p<sub>N</sub> (hier 1MPa) kann der Schnittpunkt N und danach die beiden weiteren Kriechparameter n und  $\sigma_c$  ermittelt werden:

$$N = M \left( \frac{p_N}{\sigma_c} \right)^n \quad \sigma_c = p_N \left( \frac{M}{N} \right)^{\frac{1}{n}}$$

Druck p [MPa]



Bestimmung der Kriechparameter b und n aus einer Anzahl Kriechversuche



## **Thermische Aspekte aufgrund von Messungen in Permafrost-Bohrungen**

**Dr. Daniel Vonder Mühl**

# Thermische Aspekte aufgrund von Messungen in Permafrost-Bohrungen

Daniel Vonder Mühll, Universität Basel (bis 31. Oktober 2000: VAW-ETH Zürich)

## Einführung

Permafrost ist ein geothermisches Phänomen des Untergrundes. Im Sommer steigt nur in der Auftauschicht die Temperatur von der Oberfläche her über 0°C an. Darunter und somit nicht direkt sichtbar befindet sich der eigentliche Permafrost. Zwar wird es mit zunehmender Tiefe aufgrund des Erdwärmeflusses wärmer, positive Werte werden jedoch erst wieder in der Tiefe der Permafrostbasis erreicht. Da Permafrost ausschliesslich über die Temperatur definiert ist, entsteht das Eis lediglich die Folge des thermischen Regimes. Dementsprechend gibt es auch trockenen Permafrost, welcher kaum Eis enthält.

Die Verbreitung von Permafrost hängt global gesehen von der mittleren Jahrestemperatur ab. Regional und insbesondere in Gebirgen mittlerer Breite wie beispielsweise den Alpen spielen Strahlung und topografische Effekte eine wichtige Rolle. Letztlich entscheiden verschiedenen Energiefüssen (Strahlungsbilanz, geothermer Wärmefluss, etc) über das Auftreten dauernd negativer Bodentemperaturen. Die Energiefüsse zwischen Permafrost und Atmosphäre werden teils rückgekoppelt durch folgende drei Schichten beeinflusst: Schnee, Bodenoberfläche und Auftauschicht. Deshalb ist das Verbreitungsmuster in den Alpen komplex.

Dauernd gefrorenes Gesteinsmaterial kommt in der Schweiz vor allem oberhalb der Waldgrenze vor. Die Untergrenze liegt in Nordexpositionen bei rund 2000 m ü. M., Südhänge können dagegen bis auf 3000 m ü. M. permafrostfrei sein. Dies ist aus geotechnischer Sicht deshalb fundamental, weil bei Bauwerke im Permafrost bereits bei der Planung der Tatsache der negativen Bodentemperaturen Beachtung geschenkt werden sollte. Als Folge von veränderten thermischen Verhältnissen mussten häufig Bauten sehr kostspielig saniert werden. Entsprechend schlechte Erfahrungen sind in den Alpen wie in der Arktis mit Gebäuden, Lawinenverbauungen, Masten für Stromleitungen oder Luftseilbahnen und Wasserleitungen gemacht worden.

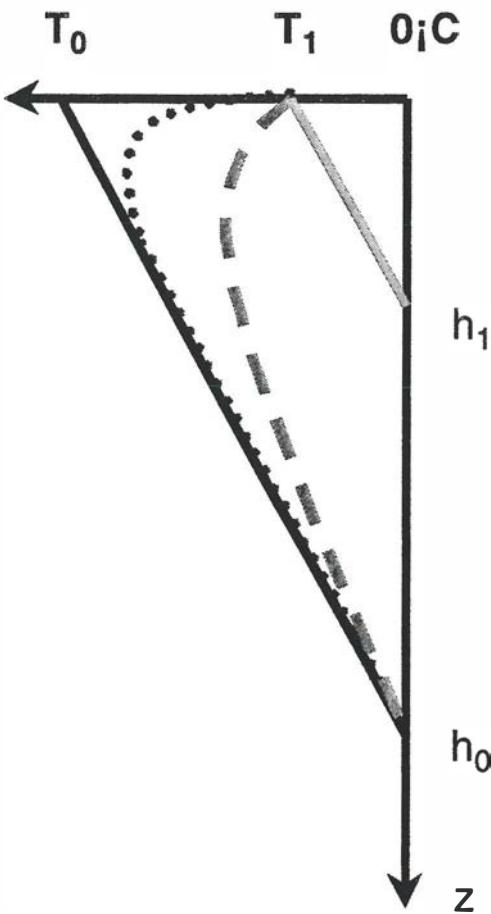
Im Jahre 1987 ereigneten sich schwere Unwetter, die vor allem im Wallis, im Bündnerland und im Reusstal verheerend wirkten. Es waren 8 Todesopfer und ein Sachschaden von rund 1200 Mio. SFr.— zu beklagen. Die nachfolgende Ursachenanalyse zeigte, dass rund ein Drittel der Murgänge an der Permafrostuntergrenze losbrach.

## Thermische Verhältnisse im Permafrost

Die Mächtigkeit des Permafrostes wird durch die mittlere Temperatur an der Basis der Auftauschicht, die thermischen Eigenschaften (Wärme- und Temperaturleitfähigkeit) des gefrorenen Materials sowie den geothermen Wärmefluss gesteuert. Da im Permafrost kein Grundwasser zirkulieren kann, breitet sich die Wärme ausschliesslich durch den langsamen Prozess der Wärmeleitung aus.

Im Gleichgewichtszustand nimmt die Temperatur linear mit der Tiefe zu. Variiert die Wärmeleitfähigkeit im Untergrund, wirkt sich das entsprechend auf den Temperaturgradienten aus. Figur 1 zeigt, wie der Permafrost thermisch auf eine stufenförmige Temperaturänderung an der Oberfläche reagiert, nämlich in drei Zeit- und Tiefenskalen [1]:

1. Anpassung der **Auftauschicht** und des **Permafrostspiegels** (Mächtigkeit und Temperatur) innerhalb von **einem bis mehreren Jahren**.
2. **Krümmung** des Temperatur-Tiefen-Profil innerhalb von **Jahren bis Jahrzehnten**. Saisonale Temperaturschwankungen sind in der Regel auf die obersten rund 20 m messbar.
3. Anpassung der **Permafrostmächtigkeit** innerhalb von **Jahrzehnten, Jahrhunderten bis Jahrtausenden**. Bohrlochtemperaturen aus grösserer Tiefe (mehrere Dekameter) geben Auskunft über die Gesamtmächtigkeit der Permafrostschicht und das verzögerte Eindringen thermischer Störungen in grössere Tiefe. Aus der Temperaturkurve im tiefen Bohrloch lässt sich so die Klimgeschichte rekonstruieren [2].



**Figur 1: Reaktion des Temperatur-Tiefen-Profs auf einen stufenförmigen Anstieg der Oberflächentemperatur von  $T_0$  auf  $T_1$ .**

die zum Temperaturprofil passende Geschichte der Oberflächentemperatur rekonstruiert [3]. Für die Spitzbergen-Bohrung beträgt die Erwärmung in den letzten rund 100 Jahren  $1.0^\circ\text{C}$  bis  $1.5^\circ\text{C}$  [4].

Alle anderen PACE-Bohrungen, aus welchen erste Temperaturdaten vorliegen (alle ausser Stockhorn / Zermatt und Veleta / Sierra Nevada), deuten auf eine Zunahme der Oberflächentemperatur im 20. Jahrhundert um  $0.5^\circ\text{C}$  bis  $1.5^\circ\text{C}$  hin.

In Alaska gibt es eine grosse Anzahl von tiefen Bohrungen im Permafrost. Viele wurden in Rahmen der Ölprospektion und -exploration und dem Bau der Trans-Alaska Pipeline durchgeführt. Die systematische Auswertung der entsprechenden Permafrostmessungen zeigt, dass die Oberflächentemperaturen in Alaska seit 1900 um  $2^\circ\text{C}$  bis  $4^\circ\text{C}$  angestiegen sind [5]

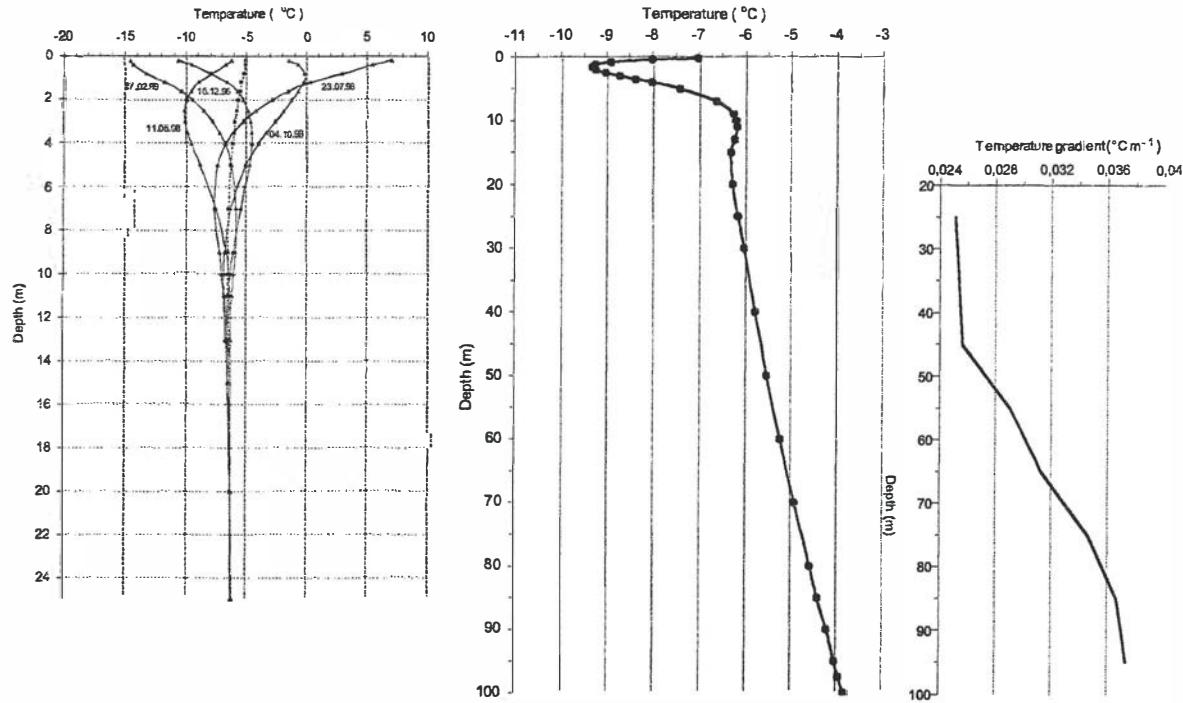
Die Temperatur ist also nicht nur die Grösse, welche den Permafrost definiert, sie erlaubt auch durch eine relativ einfache Messung, in verschiedenen Zeit- resp. Tiefenskalen ablaufende Veränderungen zuverlässig zu dokumentieren. Die Wärme des Sommers braucht zum Beispiel etwa ein halbes Jahr, um bis in zehn Meter Tiefe vorzudringen. Aus einem hundert Meter tiefen Bohrloch kann man die Klimgeschichte von etwa hundert Jahren rekonstruieren.

## Das 20. Jahrhundert: Erste Resultate aus tiefen Permafrost-Bohrungen in Europa

Variationen der Oberflächentemperatur, welche mehrere Jahrzehnte zurück liegen, äussern sich in Form von Änderungen des Temperaturgradienten. Temperaturveränderungen aus vergangener Zeit, von welcher keine systematischen Messungen vorliegen, können so abgeschätzt werden.

Im Rahmen des EU-Projektes „Permafrost and Climate in Europe – PACE“ wurden zwischen 1998 und 2000 entlang einer Nord-Süd-Achse sieben jeweils mindestens 100 m tiefe Bohrungen im Permafrost abgeteuft [3]. Die Bohrstellen liegen bei Janssonhaugen / Longyearbyen (Spitzbergen), Tarfala / Kiruna (Nord-Schweden), Juvvasshøe / Jotunheimen (Süd-Norwegen), Schilthorn / Interlaken, Stockhorn / Zermatt (Schweiz), Stelvio / Bormio (Italien) und Veleta / Sierra Nevada (Spanien).

Die nördlichste PACE-Bohrung wurde im Frühling 1998 am Janssonhaugen in Spitzbergen durchgeführt. In Figur 2 ist neben den Temperatur zusätzlich der Temperaturgradient bis in 100 m Tiefe dargestellt. Unterhalb 17m sind keine jahreszeitlichen Temperaturschwankungen festzustellen. Darüber gut erkennbar sind die Amplitudenabnahme und die Phasenverschiebung des jährlichen Temperatursignals mit der Tiefe. Obwohl die Bohrung durchwegs in derselben Formation (erzreicher Sandstein) verläuft, weicht die Temperatur zwischen 20 m und 100 m von einer Geraden ab. Der Temperaturgradient verdeutlicht dies, indem er nicht konstant ist, sondern mit der Tiefe zunimmt. Durch inverse Modellierung wurde



**Figur 2:** Temperatur-Tiefen-Profil (links und Mitte) der PACE-Bohrung 10/1998 Janssonhaugen (Spitzbergen, Norwegen). Temperaturgradient (rechts) nimmt mit der Tiefe zu. Das deutet auf eine Erwärmung der Oberflächentemperatur um 1.0°C bis 1.5°C im 20. Jahrhundert hin.

### Die 1980-er und 1990-er Jahre: Die zeitlich längste Temperaturreihe im Permafrost

Im Rahmen eines Forschungsprojektes der VAW - ETH Zürich wurde im Jahre 1987 nahe der Mittelstation Murtèl der Luftseilbahn Surlej-Corvatsch eine 60 m tiefe, wissenschaftliche Bohrung auf kriechendem Permafrost, einem sogenannten Blockgletscher, durchgeführt [6, 7]. Bohrkeme wurden entnommen, geophysikalische Messungen im Bohrloch durchgeführt und Instrumente für weitere, langfristige Beobachtungen installiert [8].

Die Oberfläche des Blockgletschers besteht aus Blöcken unterschiedlichen Durchmessers (Zentimeter bis einige Meter). Unterhalb dieser ungefähr 2 m dicken Schicht folgt bis in eine Tiefe von 30 m fast reines Eis. Zwischen 30 m und 57 m, wo der anstehende Fels erbohrt wurde, dominieren wiederum Gesteinsblöcke, deren Zwischenräume mit Eis gefüllt sind.

Bei der Bohrstelle kriecht der Permafrost mit 6 cm pro Jahr talwärts. Die Messungen der Bohrlochdeformation zeigen, dass rund zwei Drittel davon dem Scherhorizont in 28 bis 30 m Tiefe entstammen. Seit 1994 ist das Bohrloch so stark verformt, dass die Messsonde nicht mehr durchgezogen werden kann [9].

Die Temperaturen zwischen 3.6 m und 52.6 m Tiefe liegen ganzjährig unter 0°C. Die Jahresschwankungen sind bis 20 m messbar. Zwischen 52 m und 56 m Tiefe treten überraschenderweise ebenfalls jahreszeitliche Schwankungen auf, während unterhalb wiederum stabile, negative Temperaturen registriert werden. Dies deutet auf einen jeweils im Sommer aktiven Grundwasserschicht innerhalb oder unmittelbar unterhalb des Permafrostkörpers hin.

In Figur 3 sind die Temperaturreihen aus 2.6 m, 11.6 m und 20.6 m Tiefe dargestellt. Die Amplitude nimmt mit der Tiefe zu und der hochfrequente Signalanteil wird reduziert: Je tiefer desto sinusförmiger ist der Temperaturverlauf. Die Permafrostspiegel liegt bei rund 3 m Tiefe, d.h. die Werte steigen in 2.6 m im Sommer über null Grad an. Im Herbst und im Frühling kann teilweise eine „zero curtain“ beobachtet werden. Die Energie wird in Form von latenter Wärme für die Phasenumwandlung Eis ↔ Wasser gebraucht, weshalb die Temperatur bei 0°C konstant bleibt. Die Minimaltemperaturen im Winter variieren zwischen -6°C und -2°C.

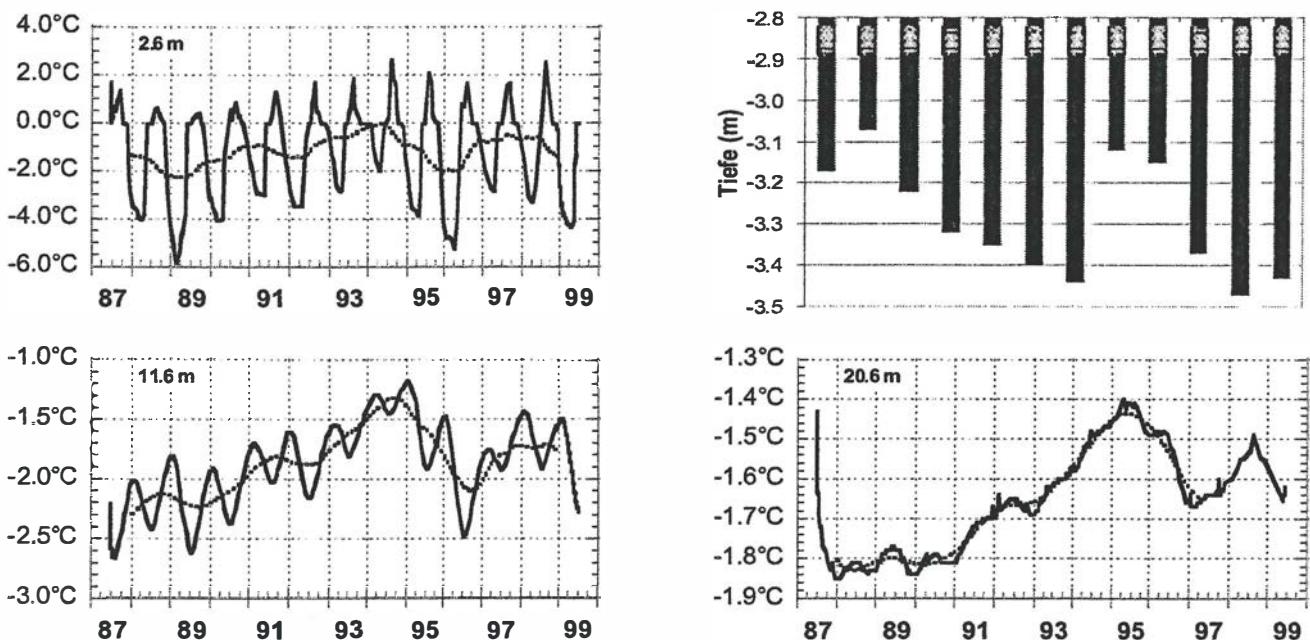
In 11.6 m Tiefe ist das Signal klassisch sinusförmig mit einem überlagerten Trend. Das Verhältnis von Nutzsignal zu Rauschen ist in diesen Tiefen bezüglich dem jährlichen Verlauf optimal. Die Jahresextrawerte liegen zirka

0.5°C auseinander und die Phasenverschiebung beträgt rund ein halbes Jahr. Das Jahresmittel variierte in der Beobachtungsperiode zwischen  $-2.4^{\circ}\text{C}$  und  $-1.4^{\circ}\text{C}$ .

Das gemessene Signal in 20.6 m Tiefe entspricht ungefähr dem jährlichen Mittel. Ein mittelfristiger Trend ist hier besonders gut erkennbar. Die Rückbildung der durch die Bohraktivitäten eingebrachte Wärme dauerte etwa ein halbes Jahr. Die jahreszeitlich bedingten Schwankungen fallen geringer als  $0.1^{\circ}\text{C}$  aus. In den 12 Jahren fluktuierten sie jedoch immerhin um fast  $0.5^{\circ}\text{C}$ !

Die obersten 30 m erwärmen sich zwischen 1987 und 1994 teilweise stark. Die wichtige Rolle des Schnees lässt sich anhand der beiden extremen Winter 1988/1989 und 1993/1994 beispielhaft aufzeigen. Ersterer war im Engadin ausgesprochen schneearm und der erste grosse Schnee fiel erst im Februar 1989. Dementsprechend kühlte der Boden aus und erreichte sehr tiefe Temperaturen. Im Gegensatz dazu schmolz der August-Schnee im Jahre 1993 nicht mehr bis zum Winter. Die in der Auftauschicht gespeicherte Wärmeenergie blieb deshalb im Boden gespeichert, da er vom isolierenden Schnee bedeckt war. Weitere Faktoren, die das thermische Regime im Untergrund beeinflussen sind die Dauer der schneefreien Zeit, die Länge der „zero curtain“-Periode sowie die Temperatur- und Strahlungsverhältnisse in den Sommermonaten [10].

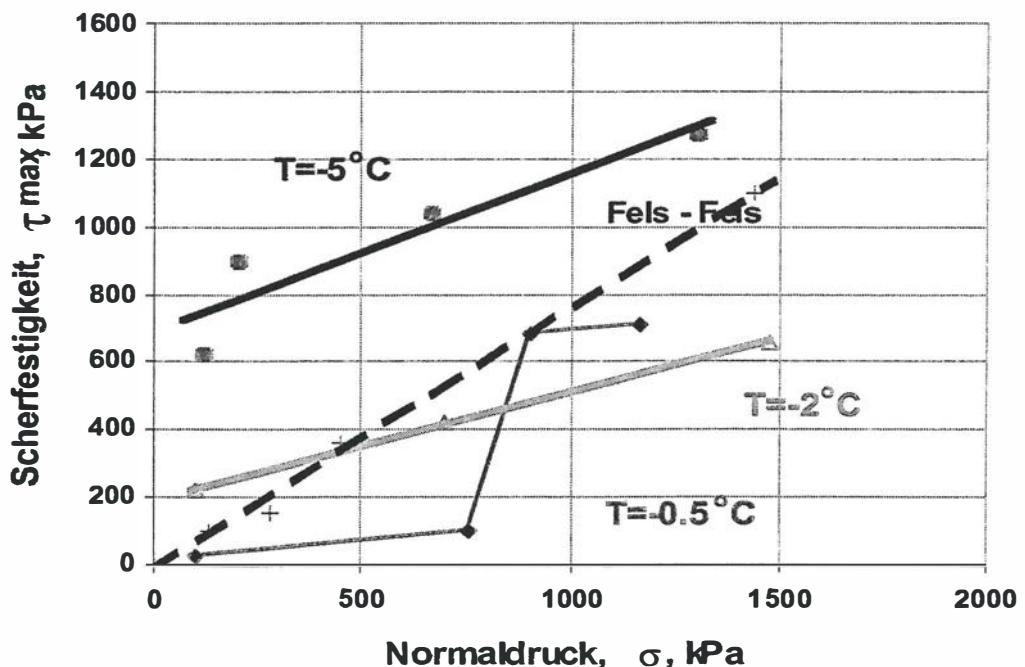
Es zeigt sich also, dass sowohl Permafrosttemperatur wie auch Mächtigkeit der Auftauschicht in entscheidendem Maße vom Verlauf des Schneeniederschlages beeinflusst werden [10]. Es ist deshalb wichtig, zusätzlich zu den Bohrlochtemperaturen bodennahe Oberflächentemperatur [11] und zeitlicher, qualitativer Verlauf der Schneehöhe zu berücksichtigen.



**Figur 3:** Permafrosttemperaturen und Mächtigkeit der Auftauschicht (oben rechts) 1987 bis 1999 aus der Bohrung 2/1987 Murtèl-Corvatsch. Gemessene Werte (ausgezogen) und gleitendes Jahresmittel (gestrichelt). Das Signal erfährt mit zunehmender Tiefe eine Dämpfung der Amplitude sowie eine Phasenverschiebung. Beispiele aus 2.6 m, 11.6 m und 20.6 m Tiefe.

## Auswirkungen für die Geotechnik

Für geotechnische Aspekte ist in erster Linie der Anteil von Eis die zentrale Fragestellungen. Es empfiehlt sich, eine Unterscheidung zwischen gefrorenen Lockergesteinen (z.B. Schutthalde, Moränenmaterial, etc) und Felsgesteine vorzunehmen. In Lockergesteinen kann Eis eine Matrix darstellen, in welcher einzelne Gesteinskomponenten und Blöcke eingebettet sind [12]. Im gefrorenen Fels äußert sich Permafrost meist in Form eisgefüllter Klüfte. Temperaturveränderungen und insbesondere Erwärmungen können jedoch für beide Typen schwerwiegende Folgen haben, die sich in Oberflächenbewegungen und sich reduzierender Stabilitäten manifestieren. Wie Experimente in der Zentrifuge an der Universität Dundee (Schottland) an gefrorenen Felsgesteinen im Rahmen des EU-Projektes PACE gezeigt haben, verringert sich die Scherfestigkeit (Figur 4) und somit auch der Sicherheitsfaktor  $F$  bei einem Temperaturanstieg von  $-5^{\circ}\text{C}$  auf  $-0.5^{\circ}\text{C}$  erheblich [13]. Überraschend dabei ist, dass der Fels nicht unbedingt dann die geringste Festigkeit aufweist, wenn das Eis abgeschmolzen ist. Vielmehr kann die Felspartie je nach Situation die minimale Stabilität bereits bei Temperaturen zwischen  $-1^{\circ}\text{C}$  und  $-2^{\circ}\text{C}$  erreichen.



Figur 4: Coulomb-Diagramm für Fels mit eisgefüllten Klüften resultierend aus Experimenten in einer Zentrifuge (University of Dundee) bei 100g. Die Versuche fanden bei Temperaturen von  $-5.0^{\circ}\text{C}$ ,  $-2.0^{\circ}\text{C}$  und  $-0.5^{\circ}\text{C}$  statt (Quelle: Michael Davies, [13]).

## Schlussfolgerungen und Ausblick

Variationen der Untergrundtemperaturen entstehen durch natürliche Schwankungen, aber auch durch Bautätigkeiten irgendwelcher Art. Unter natürlichen Verhältnissen spielt der Schnee, insbesondere der Zeitpunkt des ersten Einschneien, eine wichtige Rolle. Die geotechnischen Lösungsansätze müssen daher darauf hinwirken, dass die natürlichen Temperaturverhältnisse beibehalten werden. Ist eine Veränderung unumgänglich, empfiehlt sich anstelle eines wärmenden, einen kühlenden Effekt anzustreben. Eine Temperaturbeobachtung ist deshalb bereits in der Planung vorzusehen und in der Betriebsphase systematisch durchzuführen.

Die weltweiten Zirkulationsmodelle, die Trends der Klimaveränderung berechnen, prognostizieren für die Alpen vermehrte Winterniederschläge und höhere Sommertemperaturen. Daraus würde insgesamt eine Erwärmung der Permafrosttemperaturen resultieren. Die heute bereits „warmen“ Permafrostzonen mit Temperaturen knapp unter  $0^{\circ}\text{C}$  müssen deshalb bezüglich Stabilität besonders im Auge behalten werden.

## Literatur

- [1] Haeberli, W. (1994): Accelerated glacier and permafrost changes in the Alps. In: Mountain environments in changing climates (Ed. M. Beniston). Routledge. 91-107.
  - [2] Harris, C. und Vonder Mühl, D. (in press): Permafrost and Climate in Europe: Climate Change, Mountain Permafrost Degradation and Geotechnical Hazard. In: Global Change in Protected Areas. Kluwer Academic Publisher.
  - [3] Wang, K. (1992): Estimation of ground surface temperatures from borehole temperature data, J. Geophys. Res., 97(B2), 2095-2106.
  - [4] Isaksen, K., Vonder Mühl, D., Kohl, T., Gubler, H. und Sollid, J. L. (in press): Permafrost temperatures and climatic reconstruction from a deep borehole at Janssonhaugen, Svalbard. Annals of Glaciology, 31.
  - [5] Osterkamp, T. E. und Romanovskj, V. E. (1999): Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. Permafrost and Periglacial Processes 10 (1), 17-37.
  - [6] Haeberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J. und Röthlisberger, H. (1988): Core drilling through rock glacier-permafrost. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim N. Proceedings, 2. 937-942.
  - [7] Haeberli, W., Hoelzle, M., Kääb, A., Keller, F., Vonder Mühl, D. und Wagner, S. (1998): Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. Seventh International Conference on Permafrost, 1998, Yellowknife, Canada. Proceedings. 403-410.
  - [8] Dysli, M. (dieser Band): 25 ans de développements en matière de gel. Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik. Herbsttagung 2000.
  - [9] Wagner, St. (1996): DC resistivity and seismic refraction soundings on rock glacier permafrost in northwestern Svalbard. Norsk geografisk Tidsskrift, 50, 1. 25-36.
  - [10] Vonder Mühl, D., Stucki, Th. und Haeberli, W. (1998): Borehole temperatures in Alpine permafrost: A ten year series. Seventh International Conference on Permafrost, 1998, Yellowknife, Canada. Proceedings. 1089-1095.
  - [11] Krummenacher, B., Budmiger, K., Mihajlovic, D. und Blank, B. (1998): Periglaziale Formen und Prozesse im Furggental, Gemmipass. Analysen zur räumlich-zeitlichen Entwicklung der Permafrostverbreitung und der Solifluktion, basierend auf der Entwicklung und Anwendung moderner Arbeitsmethoden. Mitteilungen des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschungsinstitutes, 56.
  - [12] Springman, S. und Arenson, L. (dieser Band): Forschungsprojekte im Oberengadin 1998 bis 2000. Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik. Herbsttagung 2000.
  - [13] Davies, M.C.R., Hamza, O. und Harris, C. (in press): The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice filled discontinuities. Permafrost and Periglacial Process

## Adresse des Autors:

Daniel Vonder Mühl, Dr. sc. nat. ETH  
Leiter Forschung  
Rektorat Universität Basel  
Petersgraben 35/3, Postfach  
CH-4051 Basel  
Tel: 061 267 09 03  
Fax: 061 267 12 39  
m@ail: Daniel.VonderMuehll@UniBasel.ch

(bis 31. Oktober 2000: VAW-Glaziologie, 8092 ETH Zürich)



## **Pergélisol et construction de remontées mécaniques: l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais)**

Reynald Delaloye

## INTRODUCTION

L'objectif de cette communication est de décrire une méthode permettant, en prévision de toute construction de haute altitude dans des **matériaux meubles** (remontées mécaniques, pistes de ski, routes, ouvrages de protection contre les avalanches, etc.), d'établir les caractéristiques de la répartition de la glace pouvant exister dans le sous-sol.

Cette méthode est basée sur l'interprétation de données issues de plusieurs techniques géophysiques largement utilisées dans les travaux de recherche sur le pergélisol. Il s'agit, après avoir reconnu la **géomorphologie** du site :

- (1) de réaliser des sondages et traînés **géoelectriques** ;
- (2) de les combiner à des mesures (instantanées et/ou continues) de **température** hivernale de la surface du sol;
- (3) si nécessaire de procéder à la réalisation de pseudo-sections (**tomographie**), une autre méthode géoelectrique.

Ces techniques (les deux premières du moins) ont l'avantage d'être légères, rapides et peu onéreuses tout en s'avérant d'une fiabilité satisfaisante.

Le cas des Lapires (Mont-Gelé, VS) (fig. 1), où deux pylônes de télécabine ont été érigés en 1998 dans le substratum gelé d'un éboulis (fig. 2) est proposé comme exemple. Au moment de débuter les travaux de construction, la présence de glace dans le sol n'avait pas été suspectée par les auteurs de l'ouvrage. L'unique excavation réalisée à fin octobre 1997 dans le but d'estimer la profondeur de la roche en place à proximité du pylône 10 n'avait rien laissé présager de tel (Glassey 1997). Les mesures effectuées par la suite nous ont permis :

- (1) de cartographier précisément la répartition du pergélisol dans la pente d'éboulis,
- (2) de démontrer le caractère hétérogène de la distribution des zones soumises au gel permanent dans un milieu apparemment homogène,
- (3) de caractériser le pergélisol présent,
- (4) d'estimer la profondeur à laquelle peut se trouver la roche en place.

Aux Lapires, les données nécessaires à la cartographie du pergélisol ont été complétées par des mesures de température réalisées dans les fondations des pylônes ainsi que dans un forage de 20 m de profondeur. A long terme, ces enregistrements devraient permettre d'une part d'observer l'influence du pylône sur les conditions thermiques du sous-sol, et d'autre part, de connaître la réponse du pergélisol face aux modifications climatiques en cours.

## 2. GEOMORPHOLOGIE DE L'EBOULIS DES LAPIRES

L'éboulis des Lapires constitue une vaste pente de plus de 500 m de large (fig. 1), orientée au NE, entre 2350 et 2700 m d'altitude. Les gélifracts, avant tout des gneiss et des roches vertes, proviennent des parois délitées du flanc N de la Pointe des Lapires (2973 m). Le voile d'éboulis n'est pas régulier : le profil est concave, le granoclassement (normalement les gros blocs se retrouvent vers l'aval, les plus petits à l'amont) n'est pas systématique. De multiples processus géomorphologiques construisent ce dépôt sédimentaire : avalanches, éboulisation, coulées torrentielles, cryoturbation, solifluction, pour ne citer que les plus évidents. Des embryons de formes dues à la reptation lente et profonde de certaines parties de l'éboulis (surtout dans la partie amont), de même que l'altitude du site et la quasi absence de végétation, laissent présager l'existence de pergélisol qui, si elle n'est pas généralisée, est du moins partielle.

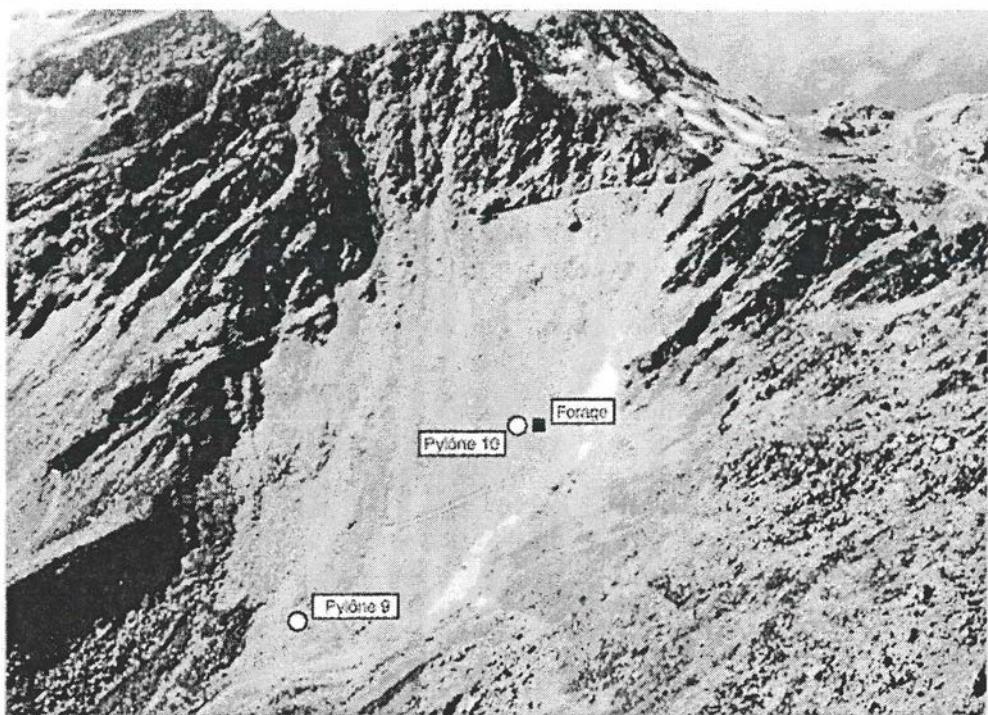


Fig. 1 : L'éboulis des Lapires (Photo C. Lambiel).

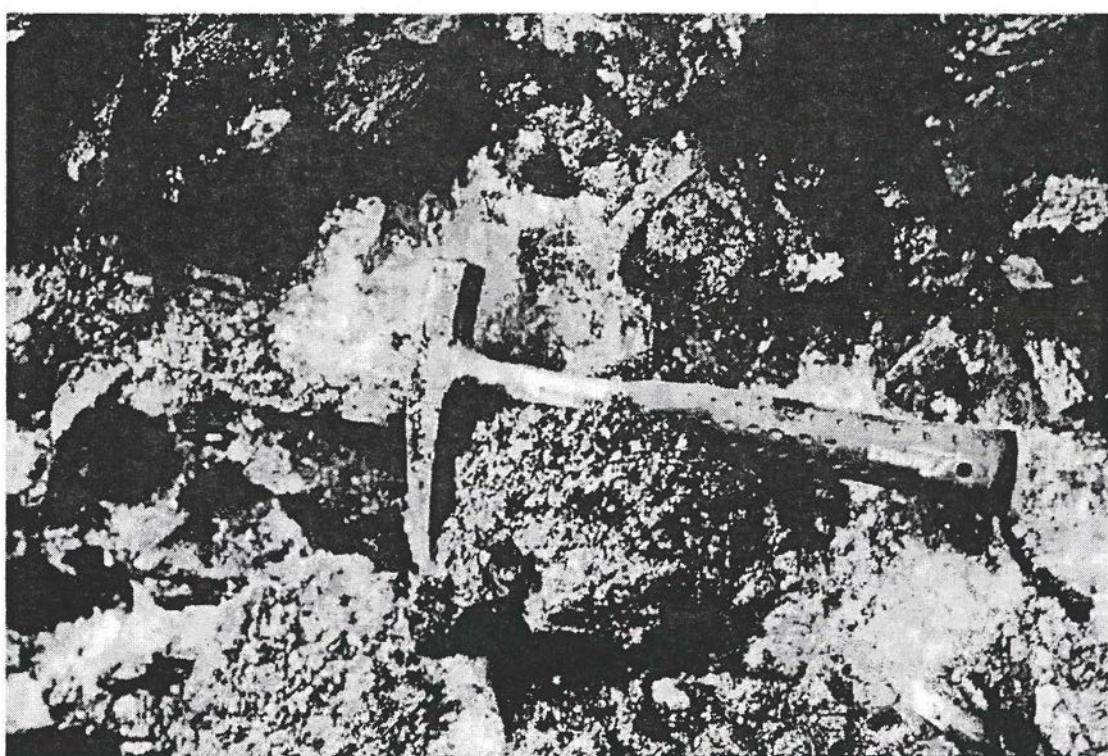


Fig. 2 : Glace interstitielle (pergélisol) découverte au-dessous de 3 m de profondeur lors de travaux d'excavation réalisés dans l'éboulis des Lapires en juin 1998 (Photo E. Reynard).

### 3. PERGELISOL

La présence de pergélisol dans des sédiments meubles (éboulis, moraines) est à envisager dès que l'on dépasse la limite supérieure de la forêt et devient probable au-dessus de 2500 m d'altitude environ. Il n'est toutefois pas évident de déterminer les zones concernées par le gel permanent. Comme le pergélisol n'est pas visible à la surface du sol, le recours à des **méthodes de prospection indirectes** s'avère indispensable. Les caractéristiques physiques (nature du matériel, teneur en glace) et thermiques des corps sédimentaires constituent la cible des méthodes de mesure.

L'interprétation des résultats obtenus par les différentes méthodes est basée sur le modèle stratigraphique suivant :

- (1) Proche de la surface règnent les processus de gel/dégel saisonnier : c'est le niveau actif (ou couche active) dont l'épaisseur est de quelques mètres (1-5 m). La partie supérieure de cette couche active est parfois constituée de blocs de rocher séparés par d'importants espaces vides, alors que la partie inférieure est beaucoup plus riche en matériaux fins et nettement plus humide.
- (2) En dessous, le pergélisol - au sens strict - concerne dans les Alpes une épaisseur de 10 à 100 m. Toutefois, ce corps gelé peut fréquemment être séparé en deux niveaux : une partie supérieure, la plus froide, où l'on peut rencontrer des lentilles ou des niveaux de glace massive (pergélisol sursaturé) ; une partie inférieure où la température est proche du point de fusion de la glace, où la teneur en eau augmente avec la profondeur, où le pergélisol n'est que saturé ou sous-saturé en glace. Le niveau supérieur est nettement moins épais que le niveau inférieur.
- (3) En raison du flux géothermique, on passe ensuite progressivement à des matériaux non gelés : il peut s'agir soit de matériaux sédimentaires, soit directement de la roche en place.

Deux caractéristiques supplémentaires sont encore à prendre en compte:

- d'une part, la distribution spatiale du pergélisol (en tant qu'état **thermique** du sol) peut s'avérer fortement discontinue ; cette discontinuité diminue néanmoins au fur et à mesure que l'on s'élève en altitude;
- d'autre part, à l'intérieur d'une zone de pergélisol, la répartition de la **glace** contenue dans le sol n'est pas nécessairement homogène non plus.

### 4. GEOELECTRIQUE

Les procédés géoélectriques sont utilisés pour estimer les propriétés physiques, ainsi que la répartition verticale et latérale des différentes couches composant le sous-sol (cf. Milsom 1997, Parasnis 1997, et plus particulièrement dans le domaine du pergélisol : Vonder Mühl 1993, Reynard & al. 1999). L'objectif de la méthode est de déterminer la résistivité électrique du sous-sol. Cette résistivité est notamment fonction de la nature du matériel, du contenu en eau, de la porosité, de la compacité, etc., et, ce qui est fondamental dans notre cas, de la teneur en glace.

<b>Matériaux non gelés</b>	
Eboulis fins, moraines, roche en place (roches métamorphiques)	1 – 10 kΩm
Eboulis fins, moraines, roche en place (roches sédimentaires)	0.1 – 5 kΩm
Eboulis très grossiers (blocs et vides d'air)	30 – 200 kΩm
Corps sédimentaire meuble (éboulis, moraine) humide, aquifère	0.02 – 1 kΩm
<b>Matériaux gelés</b>	
Glac (de glacier tempéré)	1000 – 10000 kΩm
Pergélisol composé de glace de congélation, interstitielle (en fonction de la température, du taux de saturation en glace et de la nature du matériel rocheux)	(2) 10 – 500 kΩm
Pergélisol composé de glace (de glacier) enterrée	100 – 2000 kΩm

**Tabl. 1** : Quelques valeurs de résistivité électrique typiques

La glace étant un corps extrêmement résistant au courant électrique, elle a pour effet de multiplier la résistivité du matériel dans lequel elle est contenue, ce qui rend particulièrement fiable l'interprétation des données

géoelectriques relevées sur les terrains périglaciaires (tabl. 1). Il s'avère également possible d'estimer grossièrement la teneur en glace d'un corps gelé (plus la résistivité est élevée, plus la teneur en glace est forte).

Deux techniques « légères » sont appliquées en premier lieu: le sondage vertical et le traîné. Leur combinaison est indispensable afin d'obtenir la meilleure interprétation possible du dépôt sédimentaire étudié. Une technique plus « lourde », la pseudo-section (tomographie), est ensuite engagée afin de compléter les informations.

#### 4.1. Le sondage vertical

En augmentant progressivement l'intervalle entre les deux électrodes A et B par lesquelles est injecté le courant, le champ électrique créé se trouvera affecté par des couches de plus en plus profondes. Ce procédé permet de reconstruire la stratigraphie du sous-sol au-dessous d'un point (*i.e.* le centre fixe du dispositif (O), à mi-chemin de A et B), stratigraphie exprimée en termes d'épaisseur et de résistivité spécifique des différents niveaux identifiés. Une variante consiste à utiliser une électrode C fixe placée perpendiculairement au dispositif afin de déterminer quelle est l'influence respective des deux branches OA et OB dans le sondage. Ce dispositif dissymétrique est indispensable à notre type d'étude car il est rare de trouver, en haute montagne, des terrains homogènes d'une dimension suffisante (200 m sont souvent nécessaires à la réalisation d'un sondage). Il est fréquent de constater de fortes différences, parfois même des comportements opposés, entre les deux branches du sondage. Dans de tels cas, l'interprétation du simple sondage AB peut perdre toute signification.

Les études utilisant les *sondages verticaux* pour la prospection du pergélisol sont nombreuses; parmi les plus récentes, on peut signaler dans les Alpes suisses Gardaz (1997), Kneisel (1998), Reynard & al. (1999), Imhof & al. (2000) ou Delaloye & Devaud (2000). Les limites de la méthode reposent avant tout sur les dimensions restreintes et l'hétérogénéité de certains corps sédimentaires analysés ; si l'on n'y prend pas garde, ceci peut conduire à des interprétations fortement erronées. En dépit de ces précautions, des contraintes inévitables subsistent et rendent approximatif le modèle stratigraphique calculé sur la base d'un sondage géoelectrique. En général, les résultats sont toutefois suffisamment éloquents pour pouvoir déterminer la nature du substratum prospecté.

#### 4.2. Les traînés

L'utilisation du *traîné* pour la prospection du pergélisol alpin est récente (Reynard & al. 1999, Delaloye & Devaud 2000). Ce procédé permet la cartographie (à une dimension) des variations latérales de la résistivité apparente du matériel en fixant une profondeur de mesure, c'est-à-dire un écartement des électrodes, et en déplaçant le dispositif le long d'une ligne. La répétition de traînés le long d'autre lignes tout en gardant le même écartement des électrodes permet d'insérer une deuxième dimension à la cartographie.

#### 4.3. La pseudo-section

Il s'agit de la combinaison des deux précédentes méthodes (le sondage et le traîné) en une seule. On place à intervalles réguliers jusqu'à plusieurs dizaines d'électrodes le long d'une ligne. Toutes les possibilités envisageables de mesure avec des écartements différents des électrodes sont ensuite effectuées. Cette technique permet en quelque sorte de réaliser un scan du terrain prospecté. La *pseudo-section* (ou tomographie) est actuellement en développement dans le domaine périglaciaire et l'on manque encore d'expérience pour pouvoir obtenir une interprétation aussi pointue qu'avec les méthodes classiques précédentes.

#### 4.4. Résultats

Le nombre et le positionnement des sondages à réaliser dépend de la dimension du site et des observations géomorphologiques effectuées au préalable. Dans le cas des Lapires, seuls deux sondages ont été entrepris (août 1998).

L'interprétation du sondage **Ch1** (fig. 3), réalisé près du pylône 9 (aval, 2400 m) de la télécabine, indique que sous une couche active de 1.5 à 2 m constituée de sédiments grossiers (résistivité variant entre 6.5 et 20 kΩm), le sol est gelé en permanence sur une épaisseur d'une dizaine de mètres. La faible résistivité spécifique de ce pergélisol (17 à 27 kΩm) laisse penser que le contenu en glace est relativement faible.

Le sondage **Ch2** (fig. 4), situé 20 m à l'est du pylône 10 (amont, 2510 m) montre un pergélisol plus épais (17 à 26 m) et de nature quelque peu différente. Au-dessous d'une couche active de 2 m d'épaisseur, le corps gelé est décomposé en deux parties : un niveau supérieur d'environ 1.5 m d'épaisseur de résistivité plus élevée (35 à 65 kΩm) pouvant correspondre à une lentille de glace relativement massive surmonte une couche inférieure épaisse mais peu résistante (résistivité 9 à 12 kΩm). Le sondage montre aussi que la roche en place est située à plus de 20 m de profondeur.

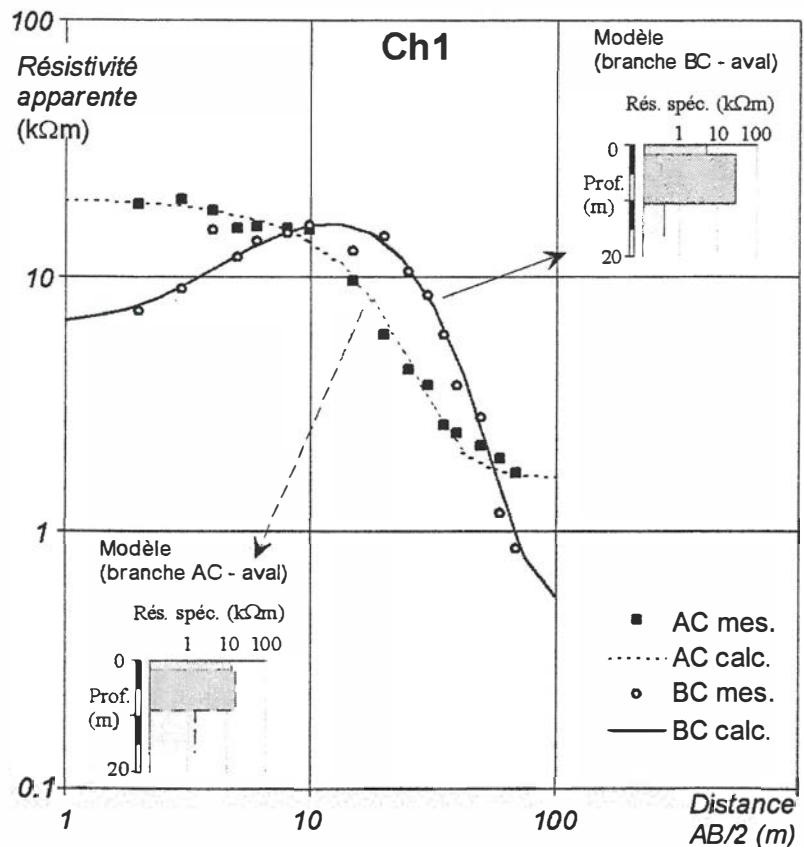


Fig. 3 : Interprétation du sondage Ch1.

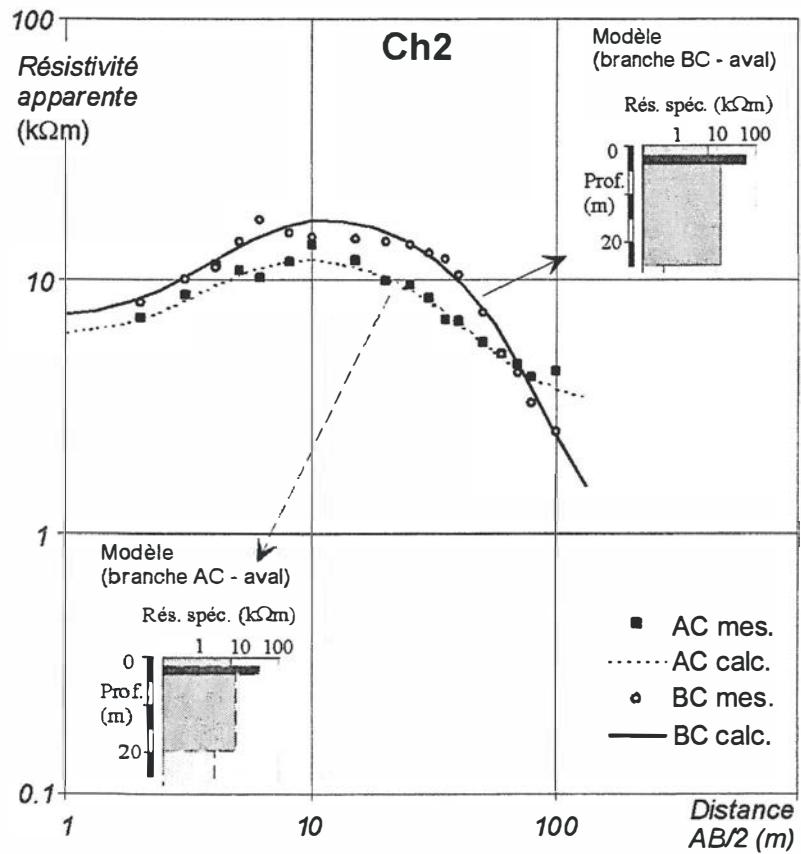
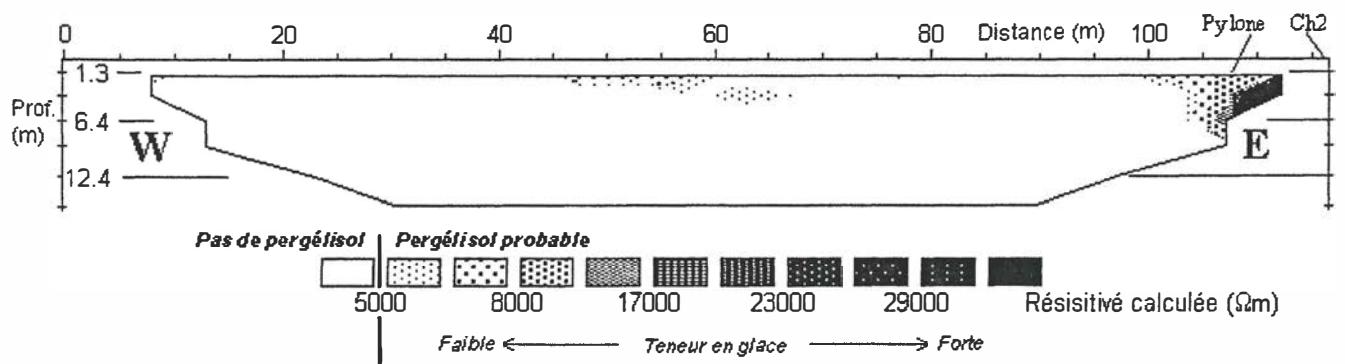
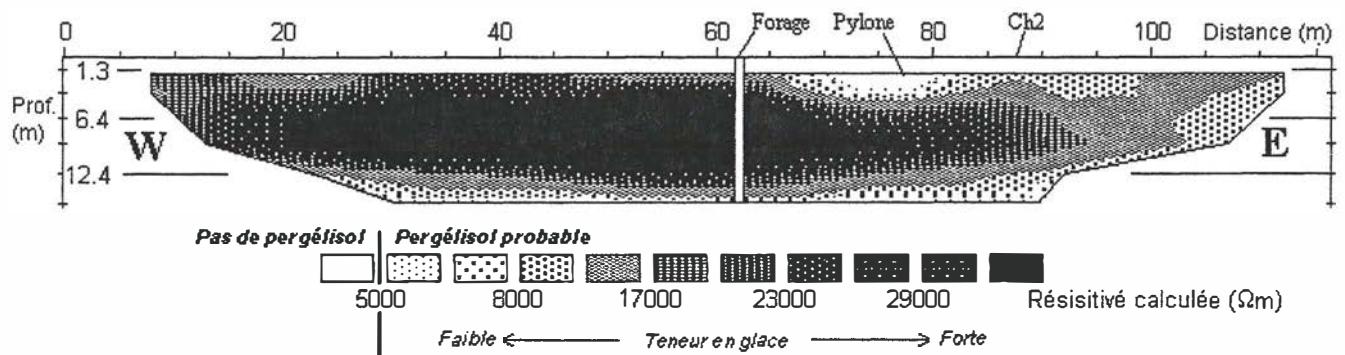


Fig. 4 : Interprétation du sondage Ch2.

L'interprétation de ces deux sondages correspond, dans les couches supérieures, aux observations relevées lors des excavations de 1998 (Lambiel 1999). Une campagne de tomographie réalisée en 1999 montre des résultats tout à fait concordants avec les interprétations de Ch2 (fig. 6) et Ch1 (fig. 5). La température enregistrée dans un forage situé 35 m à l'ouest du sondage Ch2 indique une profondeur de dégel estival de 3 m

environ à fin août 1999, ainsi que la présence de conditions de gel permanent au moins jusqu'à 20 m de profondeur, des valeurs parfaitement comparables à celles fournies par les sondages géoélectriques.



Les traînées réalisées sur une grande partie de l'éboulis des Lapires nous ont permis de détecter deux zones gelées en permanence (fig. 8). L'une se situe à l'amont, dans les environs du pylône 10. La seconde est localisée à l'est du pylône 9, ce dernier marquant approximativement la limite d'extension du pergélisol. Entre les deux zones, le sous-sol est en général libre de glace.

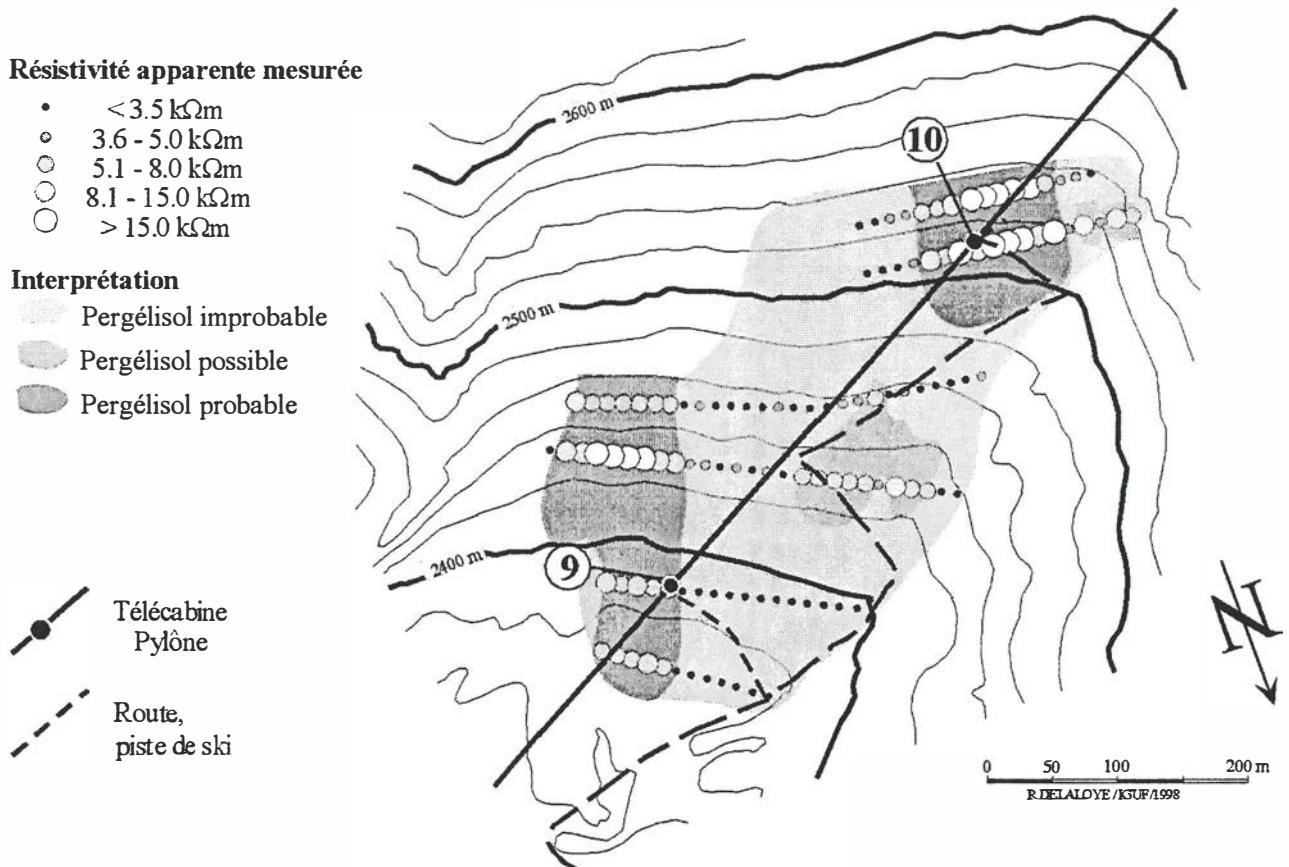


Fig. 8. Distribution du pergélisol dans l'éboulement des Lapires, sur la base de l'interprétation des traînés.

## 5. TEMPERATURE HIVERNALE DU SOL (BTS)

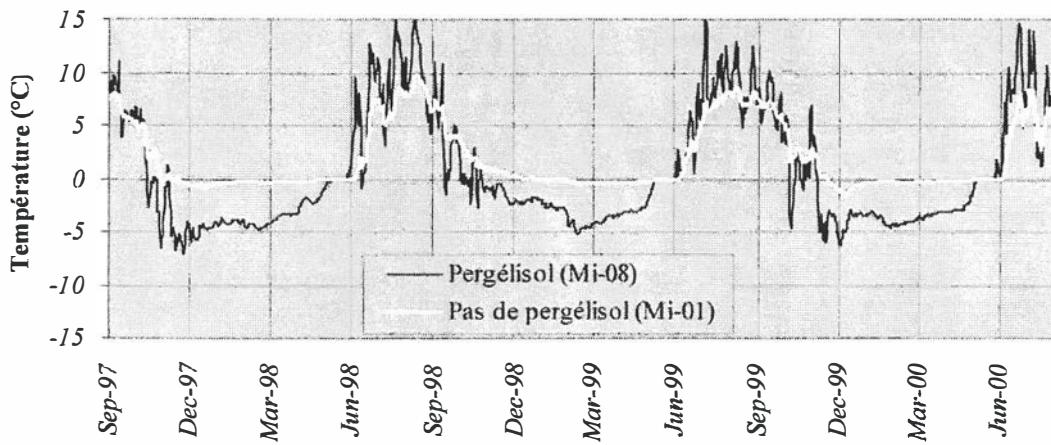
La géoélectrique ne renseigne pas directement sur les conditions thermiques du sol. La méthode BTS (*Bottom Temperature of the winter Snowcover*, mesure effectuée à l'aide d'une sonde munie d'un thermistor que l'on enfonce au travers de la couche de neige), développée par Haeberli (1973), est maintenant fort répandue et permet de pallier cette lacune.

### 5.1. Méthode

Au cœur de l'hiver (février-mars), la température à l'interface sol/neige est égale à 0°C si le sol n'est pas gelé en profondeur et si la couche de neige est suffisamment épaisse (>100 cm env.) pour isoler convenablement le sol des conditions thermiques très froides régnant à l'interface neige/atmosphère. Par contre, en cas de présence de pergélisol, la température BTS s'abaissera au-dessous de 0°C (fig. 9). Classiquement, la limite entre présence et absence probables de pergélisol est située aux environs de -2/-3°C, mais cette limite dépend tout de même fortement de la nature des couches supérieures du terrain (porosité, humidité) ainsi que des conditions d'enneigement qui ont marqué le début de la période hivernale.

Depuis quelques années, les « température mini-dataloggers » (Krummenacher 1997, Krummenacher & al. 1998, Hoelzle & al. 1999) permettent de suivre l'intégralité de l'évolution hivernale de la température à l'interface sol/neige. Installés à même le sol dans le courant l'automne, ces mini-sondes fonctionnent sans problème jusqu'à la saison d'été suivante, cela au rythme d'une prise de donnée horaire (!).

La réalisation d'une cartographie d'un site par la méthode BTS (ponctuelle) s'avère en général très aisée. Afin d'éviter toute erreur d'interprétation liée à des conditions météorologiques particulières en première moitié d'hiver, la combinaison des mesures ponctuelles avec des mesures continues (mini-dataloggers) est fortement recommandée.



**Fig. 9 :** Evolution de la température du sol en fonction de la présence ou de l'absence de pergélisol dans des cas idéaux (données IGUF).

## 5.2. Résultats

Les mesures BTS sont relativement difficiles à réaliser sur le site des Lapires en raison de la présence d'une neige souvent très tassée (avalanches, piste de ski). Deux enseignements principaux peuvent tout de même être tirés. D'une part, les 230 mesures réalisées sur cinq années mettent en évidence la forte hétérogénéité spatiale de la distribution du pergélisol, confirmant ainsi les observations relevées à l'aide de la méthode géoélectrique. Les deux zones à pergélisol probable mises en évidence par les traînés (fig. 8) présentent des températures nettement plus froides (généralement en dessous de -3/-4°C) que les autres secteurs prospectés. D'autre part, la comparaison des cinq campagnes laisse apparaître, pour des secteurs identiques, de grandes différences de température d'une année à l'autre.

Une dizaine de mini-dataloggers répartis dans les environs des deux secteurs gelés, donc à proximité des deux pylônes, indiquent, pendant la période où sont effectuées généralement des mesures BTS (février-mars), des températures moyennes nettement inférieures à 0°C (en gras dans le tabl. 1). Sauf une exception (La-02 en 2000), elles sont toutes également inférieures à -2°C, ce qui est classiquement interprété comme indicateur de la présence possible de pergélisol.

Afin de s'assurer que les températures mesurées pendant la période « BTS » peuvent être prises en considération dans la prospection du pergélisol, il est conseillé de les comparer avec celles du début de l'hiver. Il est possible qu'un début d'hiver très froid et peu enneigé ait généré une température du sol excessivement basse et induise dans les mois qui suivent une anomalie thermique fortement négative dans le sol. Ceci pourrait conduire à une interprétation erronée des BTS (KELLER 1994). Afin de s'assurer que tel n'est pas le cas, nous proposons par exemple pour les mini-dataloggers de comparer la température moyenne de la période BTS (mi-février/mi-mars) avec celle de la période mi-décembre/mi-janvier. En règle général, on observe un abaissement de la température du sol dans le courant de l'hiver (entre janvier et mars) ou une très légère hausse. Une élévation marquée (> 1°C) de la température dans la majorité des sites de mesure démontre à notre avis un effet de sur-refroidissement de début d'hiver et pourrait amener à conclure à la présence de pergélisol à des endroits où il n'existe pas. Ce cas ne s'est pas présenté lors des deux années de mesure présentées dans le tableau 1.

	La-01	La-02	La-03	La-04	La-05	La-06	La-07	La-08	La-09	La-10
15 Déc. 98 – 14 Janv. 99	-1.1	-2.2	-1.8	-1.8	-1.4	-2.9	-3.9	-1.4	-2.2	
15 Fév. 99 – 14 Mars 99	<b>-2.7</b>	<b>-2.8</b>	<b>-2.4</b>	<b>-2.1</b>	<b>-2.3</b>	<b>-4.1</b>	<b>-3.8</b>	<b>-3.6</b>	<b>-4.3</b>	
Différence	-1.6	-0.6	-0.6	-0.3	-0.9	-1.2	+0.1	-2.2	-2.1	
15 Déc. 99 – 14 Janv. 00							-1.6	-3.1	-4.5	-1.7
15 Fév. 00 – 14 Mars 00							<b>-2.3</b>	<b>-1.6</b>	<b>-2.0</b>	<b>-2.7</b>
Différence							+0.3	+0.1	-0.3	-1.2
							-0.9	-0.2	-0.2	-0.4

**Tabl. 1 :** Température moyenne du sol (°C) mesurée à 10 emplacements dans l'éboulis des Lapires (La-01 – La-06 dans les environs du pylône 10, La-10 à côté du forage, La-07 – La-09 à proximité du pylône 9).

## 6. INFLUENCE THERMIQUE DU PYLÔNE

Aux Lapires, les données nécessaires à la cartographie du pergélisol ont été complétées par des mesures de température réalisées dans les fondations des pylônes ainsi que dans un forage de 20 m de profondeur. A long

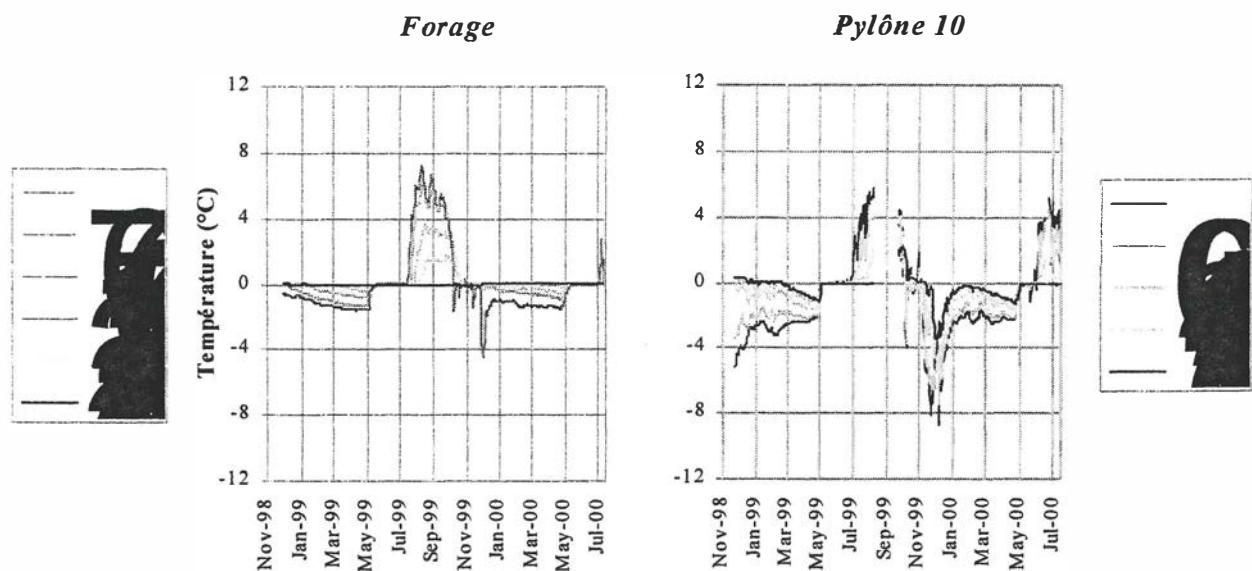
terme, ces enregistrements devraient permettre d'une part d'observer l'influence du pylône sur les conditions thermiques du sous-sol environnant, et d'autre part, de connaître la réponse du pergélisol face aux modifications climatiques en cours.

Les données relevées dans le forage depuis novembre 1998 indiquent que des conditions de gel permanentes règnent jusqu'à une profondeur de 20 m au moins. Les températures sont toutefois très proches du point de fusion. Entre 3.5 et 20 m, elles sont comprises entre 0 et  $-0.2^{\circ}\text{C}$  et n'ont montré aucune variation significative jusqu'à présent (septembre 2000).

Par rapport à ce qui est enregistré dans le forage, le comportement thermique du sol dans les fondations du pylône 10 diffère sur deux points dont les conséquences sur le bilan thermique du sol sont opposées (fig. 10).

- En raison de la présence d'un manteau neigeux réduit autour du pylône (accélération du vent), le froid pénètre très rapidement et profondément au début de l'hiver ( $-4.4^{\circ}\text{C}$  à 6 m de profondeur en décembre 1999). A la fin de l'hiver, la température à 6 m de profondeur est d'environ  $-2^{\circ}\text{C}$  dans le pylône mais de  $0^{\circ}\text{C}$  dans le forage.
- A l'inverse le déficit d'enneigement permet au sol de se réchauffer beaucoup plus tôt en été au pied du pylône (45 jours de différence en 2000).

Seule la poursuite à long terme des mesures permettra de connaître l'influence réelle du pylône sur le pergélisol sous-jacent. Toutefois, après les observations de Phillips (2000) dans son étude sur les paravalanches (diminution du manteau neigeux hivernal à l'aval du paravalanche en hiver et persistance de la neige en été à l'amont du paravalanche, ce qui est favorable au maintien du pergélisol), il apparaît une nouvelle fois que ce n'est pas la construction elle-même, mais la répartition de la neige autour de l'ouvrage qui semble dicter l'évolution des conditions thermiques du sous-sol.



**Fig. 10.** Evolution de la température à différentes profondeurs dans les fondations du pylône 10 et du forage situé à 20 m de distance.

## 7. CONCLUSIONS

Le pergélisol est une contrainte importante pour tous les travaux de génie civil et d'aménagement de haute montagne. Une connaissance précise de l'extension spatiale et des caractéristiques essentielles (épaisseur, température et contenu en glace) des corps de pergélisol devrait être acquise systématiquement **avant** la réalisation d'ouvrages de haute altitude.

L'approche proposée est relativement simple, légère et peu onéreuse. Elle peut être mise en œuvre sur une durée restreinte (environ un an et demi, 2 étés et 1 hiver) et permet d'obtenir des résultats pertinents pour orienter les choix techniques (position des ouvrages, mesures supplémentaires, etc.).

Les méthodes thermiques et géoélectriques sont complémentaires. Elles permettent de caractériser le pergélisol selon les deux dimensions majeures en matière de travaux de génie civil en montagne : la température (si le pergélisol est proche du  $0^{\circ}\text{C}$ , il sera plus sensible à un éventuel réchauffement, naturel ou

induit par les infrastructures construites) et le contenu en glace (un pergélisol riche en glace nécessite de prendre des mesures de consolidation des structures construites).

Il est important de combiner plusieurs approches (observations géomorphologiques, différentes méthodes de prospection géoélectrique, mesures de température ponctuelles et en continu) pour obtenir des résultats pertinents. Une approche combinée permet d'éviter des interprétations erronées (par exemple, la cartographie de zones de pergélisol à partir d'une campagne de mesures BTS réalisée à un moment particulièrement froid de l'hiver).

## 8. BIBLIOGRAPHIE

- DELALOYE, R. & G. DEVAUD. 2000. La distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires des glaciers de Challand, d'Aget et du Sanetschhorn (Valais, Alpes suisses), in : HEGG C. & D. VONDER MÜHLL (Hrsg). *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft, 8-10. Juli 1999 in Bramois (VS)*, Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, 87-96.
- GARDAZ, J.-M. 1997. Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, 101-105.
- GLASSEY, P. 1997. *Rénovation de la télécabine Tortin - Col de Chassoure. Sondage au futur pylône 10*. Nendaz, Bureau technique Paul Glassey SA, rapport non publié.
- HAEBERLI, W. 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9/1-2, 221-227.
- HOELZLE, M., WEGMANN, M. & KRUMMENACHER, B. 1999. Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas : First Experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 10, 113-124.
- IMHOF, M., PIERREHUMBERT, G., HAEBERLI, W. & KIENHOLZ, H. 2000. Permafrost Investigation in the Schiltorn Massif (Bernese Alps, Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol 11/3.
- KELLER, F. 1994. *Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin*. Zürich, Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 127.
- KNEISEL, C.. 1998. Vergesellschaftung und Charakteristiken von Oberflächen- und Untergrundeis bzw. Permafrost in jüngst eisfrei gewordenen Gletschervorfeldern: eine Grundlagenstudie mit ersten Ergebnissen aus dem Oberengadin. *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 158, 141-151.
- KRUMMENACHER, B. 1997. Mini - Temperatur-Datalogger UTL1, In: Vonder Mühl D. (Hrsg.) : *Aktuelle Beiträge laufender Projekte zum Thema Permafrost*, Report zum Treffen der SANW-Koordinationsgruppe Permafrost, Zürich, 29. April 1996, Arbeitsheft VAW ETH Zürich, 19, pp. 10-13.
- KRUMMENACHER, B., BUDMIGER, K., MIHAJLOVIC D. & B. BLANK. 1998. *Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentälvi, Gemmipass*, Davos, Eidgenössisches Institut für Schee- und Lawinenforschung, Mittel. Nr. 56.
- LAMBIEL, C. 1999. *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Université de Lausanne, Institut de Géographie. Mémoire de licence non publié, 167 p.
- MILSOM, J. 1997. *Field Geophysics*. Geological Society of London Professional Handbook Series (Second edition).
- PARASNIS, D.S. 1997. *Principles of applied geophysics*. London, Chapman (Fifth edition).
- PHILLIPS, M. 2000. *Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain*, Davos, Eidgenössisches Institut für Schee- und Lawinenforschung.
- REYNARD E., DELALOYE R. & C. LAMBIEL. 1999. Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont-Gelé (Nendaz, VS), *Bull. de la Murithienne* 117, 89-103.
- VONDER MÜHLL, D. 1993. *Geophysikalische Untersuchungen in Permafrost des Oberengadins*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 122, 121 p.

Adresses des auteurs :

Reynald Delaloye  
Institut de Géographie, Université  
1700 Fribourg  
e-mail : [reynald.delaloye@unifr.ch](mailto:reynald.delaloye@unifr.ch)

Emmanuel Reynard  
Institut de Géographie, BFSH2, Université  
1015 Lausanne-Dorigny  
e-mail : [Emmanuel.Reynard@igul.unil.ch](mailto:Emmanuel.Reynard@igul.unil.ch)

Christophe Lambiel  
Institut de Géographie, BFSH2, Université  
1015 Lausanne-Dorigny  
e-mail : [Christophe.Lambiel@rect.unil.ch](mailto:Christophe.Lambiel@rect.unil.ch)



## Frostverwitterung im Permafrostfels

Dr. Matthias Wegmann

# Frostverwitterung im Permafrostfels

Matthias Wegmann

## Zusammenfassung

Theoretische Untersuchungen zeigen, dass selbst bei negativen Celsiustemperaturen Frostverwitterungsprozesse im Fels stattfinden sollten. Laborexperimente bestätigt diese Theorien. In der Natur konnte der Nachweis derartiger Verwitterungsmechanismen bis anhin nicht erbracht werden, weshalb deren praktische Bedeutung ein ungelöstes Problem blieb.

Die vorliegende Arbeit beschreibt detaillierte *in situ* Messungen von Felstemperaturen und -deformationen die in Felswänden auf 3700 m ü.M. am Ostgrat der Jungfrau erhoben wurden. Aus den raum-zeitabhängigen Variationen im Temperaturfeld liessen sich die Gefrier- und Tauraten bestimmen. Bei negativen Celsiustemperaturen wurden sowohl Gefrier-, wie auch Tauprozesse im Fels erkannt. Die thermisch bestimmten Gefrier- und Tauraten in der Gesteinsfeuchtigkeit sollten in den Gesteinsdeformationen erkennbar sein. Tatsächlich konnte eine grosse Übereinstimmung mit den gemessenen Deformationsraten erkannt werden.

Die jährlichen Variationen der Felstemperaturen korrelieren mit den Felsdeformationen. Extensionen werden während Abkühlungs- und Kontraktionen während Erwärmungsperioden beobachtet. Im weiteren können Zusammenhänge zwischen den räumlichen Variationen der Deformationen und dem mechanisch aktiven Kluftsystem aufgezeigt werden.

## 1 Einleitung

Bei der Entstehung alpiner, periglazialer Landschaften ist die Frostverwitterung von zentraler Bedeutung [1]. In der Vergangenheit wurden verschiedene Frostverwitterungsprozesse beschrieben. Das traditionelle Verständnis der Frostverwitterung basiert auf der Volumenexpansion (ca. 9%) des Wassers beim Einfrieren. Das sogenannte *Volumenexpansions-Modell* besagt, dass eine grosse Anzahl von Gefrier-Taudurchgängen zu Ermüdungsbrüchen führt. Damit das Volumenexpansions-Modell wirksam wird, müssen die folgenden wichtigen Voraussetzungen erfüllt sein:

- hoher Wassersättigungsgrad ( $\geq 91\%$ )
- hydraulisch geschlossenes Poresystem (keine Spaltenextrusion)
- grosse Anzahl von Gefrier- Taudurchgängen [2,3]

In der Natur existieren diese Randbedingungen lediglich in unmittelbarer Nähe der Felsoberfläche, wo grosse tägliche und jährliche Temperaturvariationen stattfinden.

In hochalpinen Felswänden ist Permafrost weit verbreitet. Unter Permafrost versteht man den thermischen Zustand des dauernd gefrorenen Lithospärenmaterials unabhängig von dessen Eis- oder Wassergehalt. Die maximale saisonale Eindringtiefe der 0°C-Isotherme beschreibt die Mächtigkeit der Auftauschicht (active layer), welche über dem eigentlichen Permafrostkörper liegt [4]. Frostverwitterung aufgrund des Volumenexpansions-Modells kann ausschliesslich innerhalb der Auftauschicht erwartet werden [2]. Seit geraumer Zeit wird die Möglichkeit erwogen, dass auch unterhalb der Auftauschicht, im eigentlichen Permafrost, Frostverwitterungsprozesse stattfinden könnten.

Ein Überdenken der klassischen Vorstellungen zur Frostverwitterung wurde erstmals 1970 von Mellor [5] gefordert, der in Experimenten ungefrorenes, mobiles Wasser in kalten Gesteinsproben beobachtet hatte. Nachfolgende theoretische Untersuchungen zeigen, dass bei Permafrostbedingungen durch das Wachstums von Segregationseis in Mikrospalten, Frostverwitterungsprozesse stattfinden sollten [6,7]. Weitere Voraussetzungen für das *Segregationseis-Modell* sind ein hydraulisch offenes System und geringe thermische Variationen. In Laborexperimenten konnte das Wachstum von Segregationseis in Gesteinsproben, die einem konstanten Temperaturgradienten ausgesetzt wurden nachgewiesen werden [8].

Ein weiterer möglicher Frostverwitterungsprozess in Permafrostgesteinen wurde von Thrap [9] vorgeschlagen. Saisonal anfallendes Schmelzwasser, das in Gesteinsspalten eindringt, sollte in der Tiefe wieder gefrieren und dadurch die Kluft erweitern. Diese Idee der *Eiskeilbildung* im Fels wurde theoretisch beschrieben, die Wirksamkeit eines derartigen Prozesses ist jedoch nicht geklärt.

Weder das Segregationseis-Modell noch die Idee einer Eiskeilung wurden bis anhin mit Experimenten in der Natur untersucht. Deshalb blieben auch die Existenz, die Bedeutung und die notwendigen Bedingungen für Frostverwitterungsprozesse innerhalb des Permafrostfels ungeklärte Fragen.

In dieser Publikation werden *in situ* Messungen von Felstemperaturen und Deformationen, beschrieben und diskutiert. Sie wurden im Permafrostfels am Jungfrau-Ostgrat (3700 m ü.M.) erhoben [10]. Es wird aufgezeigt, dass Gefrier- und Tauprozesse nicht auf die Auftauschicht beschränkt sind, sondern auch innerhalb der Permafrost Zone stattfinden können. Aufgrund der Analyse der zeitlichen und räumlichen Variationen der Temperaturen und Deformationen werden erstmals Indizien für theoretisch vorhergesagte Prozesse beschrieben.

## 2 Jungfrau Ostgrat

Etwa ein Kilometer von der höchsten Eisenbahnstation Europas entfernt, auf dem Ostgrat der Jungfrau befindet sich eine Richtstrahl Station (Fig. 1). Ein Tunnel verbindet dieses Gebäude mit der Bahnstation Jungfraujoch. Auf ca. 3700 m ü.M. sind zu beiden Seiten des Gebirgsgrates Fenstergalerien angelegt. Diese Stollen ermöglichen einen einfachen Zugang zu den Felsoberflächen im Norden und Süden des Grates.

Die atmosphärischen Bedingungen werden durch die automatische Wetterstation (A-Netz der SMA-MeteoSchweiz) am Jungfraujoch erfasst. Die mittlere jährliche Lufttemperatur beträgt ungefähr -8°C und kontinuierlicher Permafrost ist allgegenwärtig. Die Lithologie am Untersuchungsgebiet sind Chlorit-Serizitgneisse des Innertkirchen-Lauterbrunnen Kristallins. Die Gneisse befinden sich im Bereich einer grösseren tektonischen Überschiebungszone und sind deshalb stark deformiert und intern zerschert. Die Schieferung fällt unter ca. 30° gegen Süden ein. Das dominante aktive Kluftsystem streicht in nord-östliche Richtung und fällt subvertikal ein. Im Zuge der Bauaktivitäten beim benachbarten Sphinxobservatorium (Jungfraujoch) wurden in diesen Lithologien eisgefüllte Klüfte beobachtet [11]. Obwohl diese Gesteine durch mehrere Orogenesen [12] tektonisch stark beansprocht wurden sind sie massiv und gesund.

## 3 Messanordnung und Messresultate

Im Sommer 1995 wurden von den Seitenstollen gegen die Felsoberflächen im Süden und Norden des Gebirgsgrates zwei zwanzig Meter tiefe, leicht geneigte Sondierbohrungen vorangetrieben. Zur Messung der axialen Bohrlochdeformationen wurde in jedes Bohrloch ein hochpräzises Sechsfachextensometer eingebaut. Um die Felstemperaturen zu überwachen wurden zusätzlich jedes Bohrloch mit acht Thermistoren ausgerüstet. Die Thermistoren sind bei fünf verschiedenen Temperaturen kalkuliert. Ihre absolute Messgenauigkeit beträgt wenige Hundertstel Kelvin. Die Extensometer wurden vom Hersteller kalkuliert (Genauigkeit besser als  $\pm 0.02\text{mm}$ ). Die Extensometergenauigkeit wurde zusätzlich verbessert indem die lineare thermische Expansion der Extensometerstangen berücksichtigt wurde. Alle Sensoren sind mit einer Datalogger-Station verbunden, die via Telefonmodem direkt vom Arbeitsplatz aus gesteuert werden konnte. Temperaturen und Deformationen werden täglich zwölf Mal automatisch aufgezeichnet.

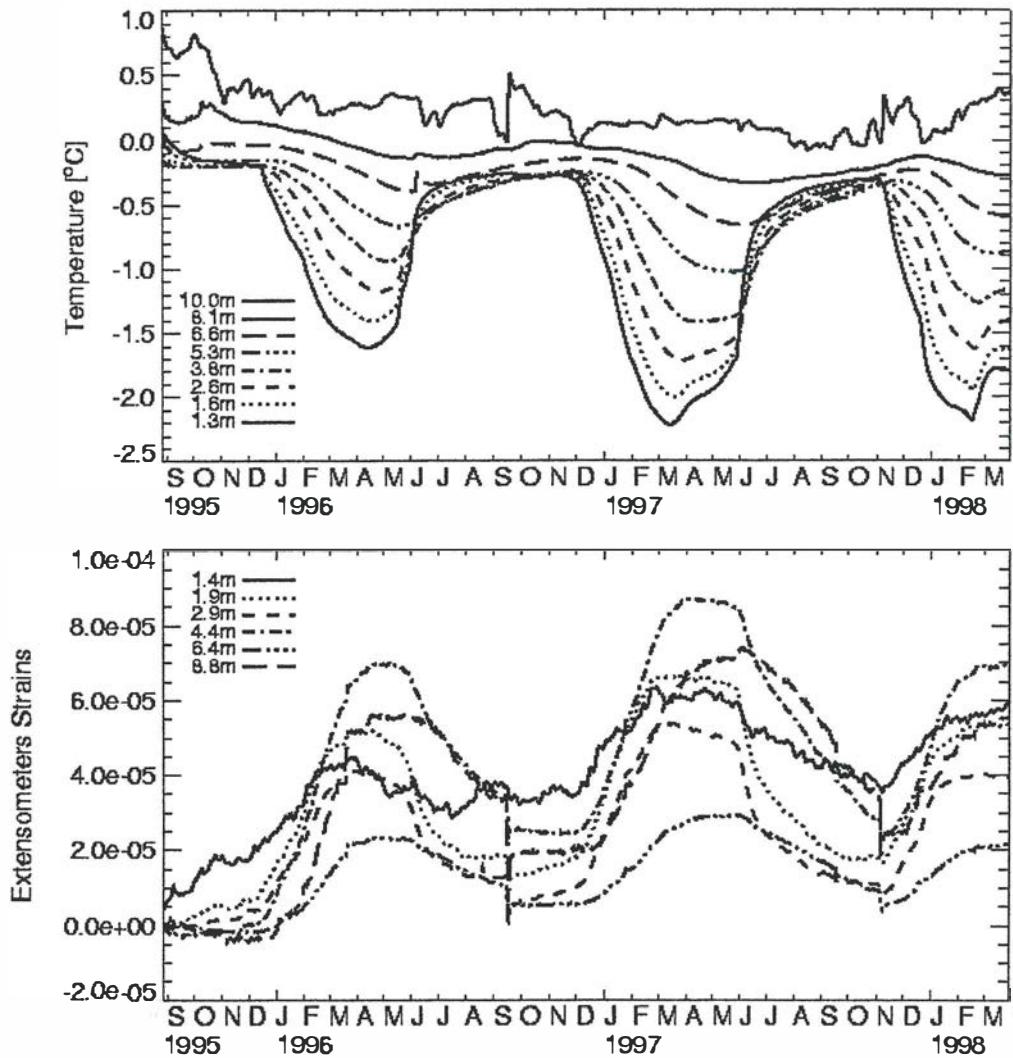


**Abbildung 1:** Jungfrau-Ostgrat mit Richtstrahlstation. Blick vom Jungfraujoch

Extensometer messen die axiale Bohrlochdeformation relativ zu einem Fixpunkt. Die natürliche Deformation des Gesteins beträgt  $\varepsilon_{xx} = \ln(l_1/l_0)$ , wobei  $l_0$  die ursprüngliche Distanz zwischen zwei Extensometerfixpunkten zum Zeitpunkt  $t_0$  und  $l_1$  der neue Abstand zum Zeitpunkt  $t_1 > t_0$  ist.

Die genaue Lage der Bohrlöcher und jene der Sensoren relativ zur Felsoberfläche wurden geodätisch einge-messen.

In Abbildung 2 sind die Deformations- und Temperaturmesswerte welche im Bohrloch auf der Südseite des Berggrates gemessen wurden in Abhängigkeit der Zeit eingetragen. Der äusserste Thermistor befindet sich 1.3m unter der Felsoberfläche. In dieser Tiefe sind die jährlichen Temperaturvariationen deutlich erkennbar. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Amplituden ab und der Temperaturgang weist eine Phasenverzögerung auf. Der am tiefsten liegende Temperatursensor befindet sich ungefähr 10m unterhalb der Felsoberfläche. In dieser Tiefe werden die Temperaturen durch den belüfteten Fensterstollen beeinflusst, was in den hochfrequenten Temperaturvariationen erkennbar ist.



**Abbildung 2:** Messwerte der Felstemperaturen und Felsdeformationen des Bohrlochs auf der Südseite des Jungfrau-Ostgrats. Die Bohrung durchdringt das mechanisch aktive Kluftsystem unter einem steilen Winkel und die Deformationen werden deshalb als Kluftöffnungen und Kluftschliessungen interpretiert.

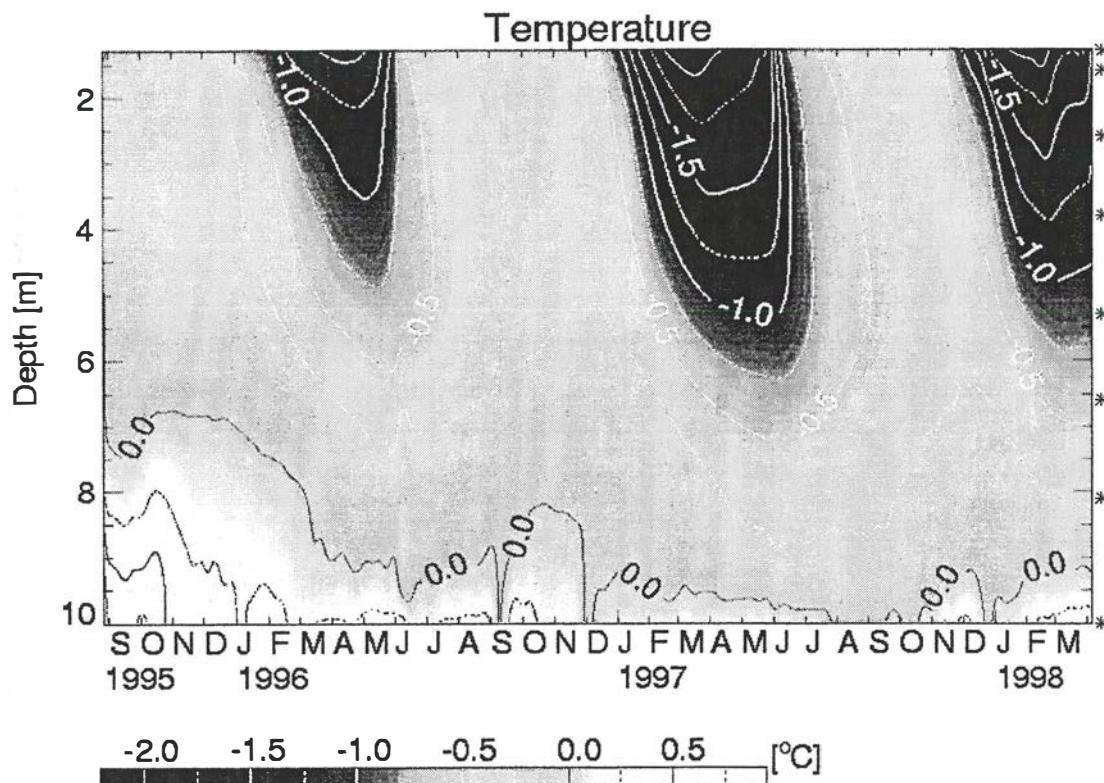
Die Deformationsmessungen zeigen ebenfalls deutliche Variationen (Abbildung 2). Die jährlichen Deformationsvariationen korrelieren mit den Felstemperaturen. Wobei Extensionen während Abkühlungsphasen und Kontraktionen bei Erwärmungen auftreten. Dieses Deformations-Temperaturmuster kann lediglich mit saisonalem Gefrieren und Auftauen von Eis im Kluftsystem erklärt werden. Die beiden konstanten Verschiebungen in den Deformationen (Abbildung 2) im September 1996 und im November 1997 sind Artefakte, welche durch einen mechanischen Stoß am Extensometerkopf entstanden.

Die Gefriermenge des Wassers (resp. Taumenge des Eises) in einer bestimmten Bohrlochtiefe kann durch eine Separation der Wärmeleitung und der freigesetzten latenten Energie abgeschätzt werden. Eine analoges Vorgehen wurde zur Bestimmung der Schmelzwasserinfiltration in eine Scheidecke verwendet [13, 14]. Die eindimensionale Wärmeleitungsleichung kann folgendermassen geschrieben werden

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + H \quad (1)$$

wobei  $T$  die Temperatur,  $t$  die Zeit,  $K$  die thermische Leitfähigkeit,  $\rho$  die Dichte,  $C$  die Wärmekapazität und  $H$  die volumetrische Rate der lokalen Energiesenken resp. -quellen ist. Die Materialeigenschaften der Gesteine ( $\rho$ ,  $C$ ,  $K$ ) wurden an Kernproben bestimmt [10]. Der räumliche Gradient  $\nabla T$  ist in drei Dimensionen variabel. Modell-

rechnungen haben ergeben, dass die Richtung des Wärmeflusses im Gebirgsgrat primär durch die Topographie bestimmt ist. Im Bereich der Bohrlöcher verläuft der Wärmefluss senkrecht zur Felsoberfläche [10]. In den Berechnungen wurden deshalb die normale Tiefe der Sensoren berücksichtigt.



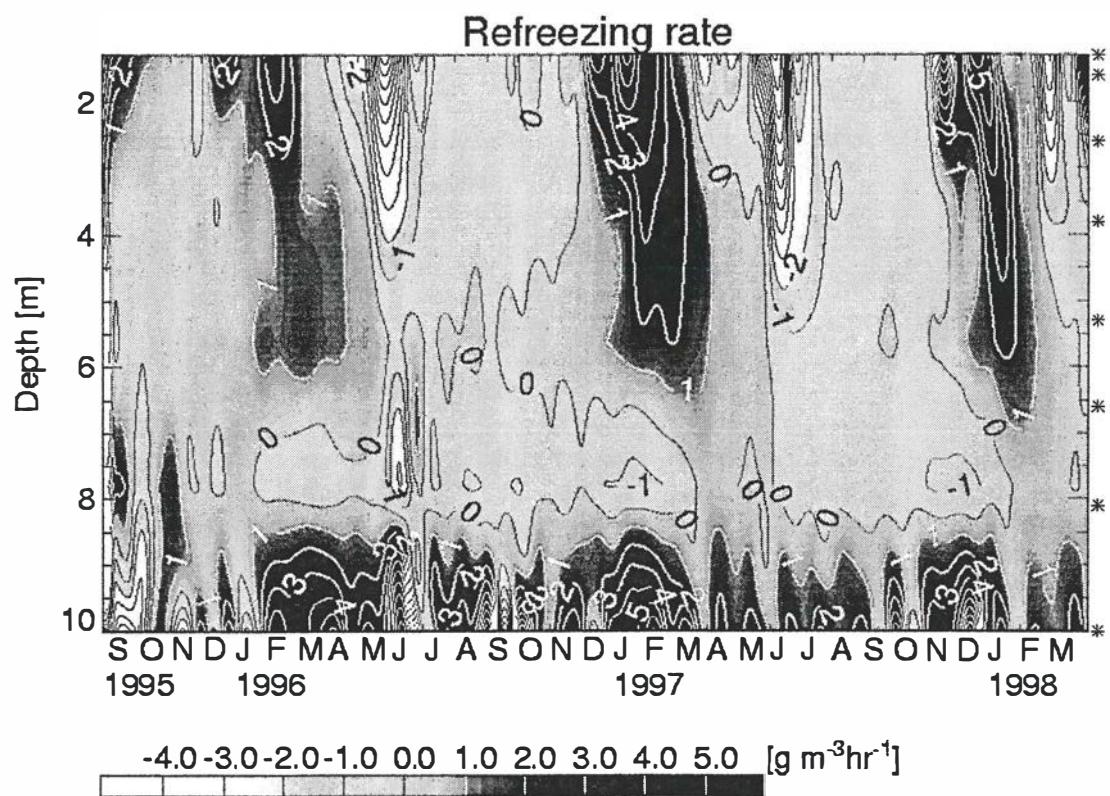
**Abbildung 3:** Temperaturfeld in Abhängigkeit der Tiefe und der Zeit. Die Tiefen der Thermistoren sind mit einem Sternchen auf der rechten Seite markiert.

Das Temperaturfeld stellt die tiefen- und zeitabhängigen Temperaturwerte dar. Zur flächenhaften Darstellung wurde eine zweidimensionale Tensorprodukte-Spline-Interpolation verwendet (Abbildung 3). Mit der Ausnahme eines kleinen Bereichs in der Nähe des Tunnels, bleiben die Temperaturen während der gesamten Beobachtungszeit unterhalb des Gefrierpunktes. Der thermisch ungestörte Bereich liegt vollkommen innerhalb der Permafrostzone und alle Thermistoren befinden sich unterhalb der Auftauschicht.

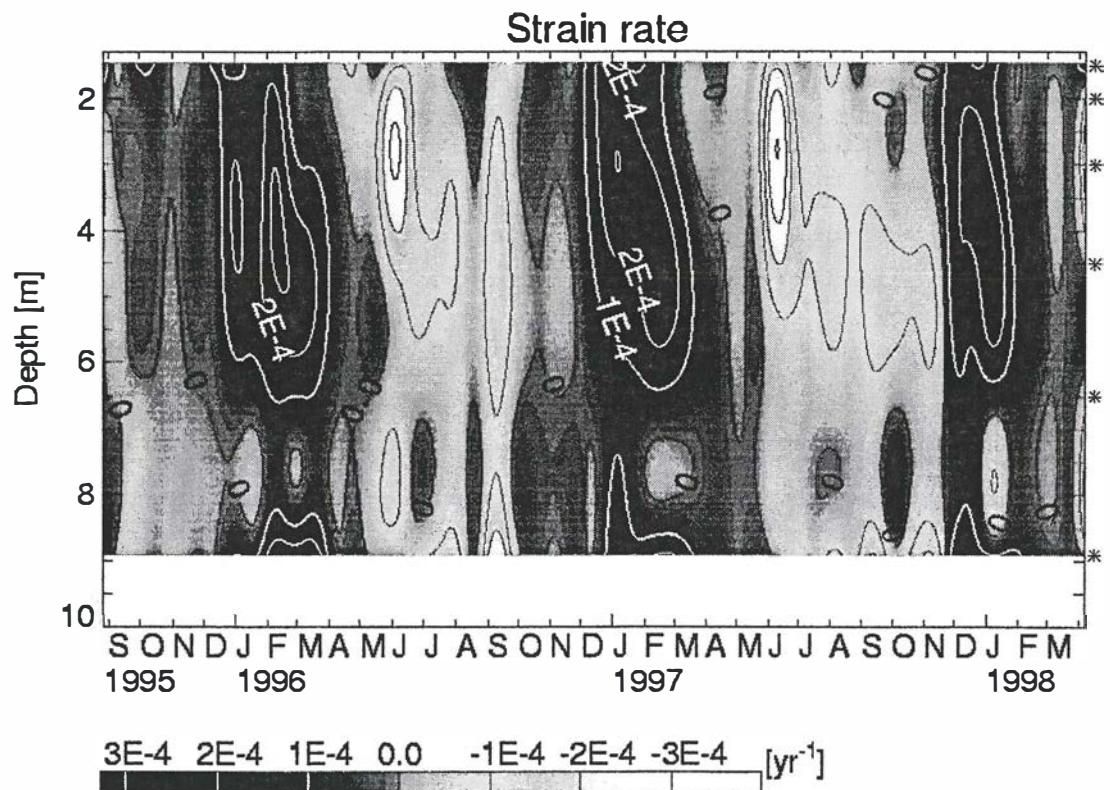
Aus dem Temperaturfeld wurden anhand Gleichung (1) die Raten der lokalen volumetrischen internen Energiequellen und -senken berechnet. Falls die berechnete Energierate ( $H$ ) das alleinige Resultat aus Gefrier- und Tauprozessen ist, beträgt die Wiedergefrierrate  $H/L_f$ , wobei  $L_f$  die latente Wärme von Wasser ist ( $L_f = 3.338 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ ). In Abbildung 4 ist die Wiedergefrierrate als eine Funktion der Zeit und der Tiefe dargestellt.

Die Wiedergefrierraten lassen zwischen 1.3m und 7m Tiefe (innerhalb der Permafrostzone) ein jährlich sich wiederholendes Muster erkennen (Abb. 4). Im Beobachtungszeitraum beginnt jeweils im Dezember eine Kältewelle von der Oberfläche gegen die Tiefe einzudringen. In Oberflächennähe ist die damit verbundene Gefrieraktivität Ende Februar beendet. In einer Tiefe von ca. 6m dauert die Gefrierphase etwa ein bis zwei Monate länger an. Im Frühsommer (Juni/Juli) kann ein Schmelzimpuls beobachtet werden, der beinahe zeitgleich von der Oberfläche bis in eine Tiefe von etwa 5m vordringt.

Um die berechneten Wiedergefrierraten mit den Extensometermessungen vergleichen zu können, wurde aus den Deformationsmessungen die Deformationsraten ( $\dot{\epsilon}$ ) berechnet und diese in Abhängigkeit von Tiefe und Zeit dargestellt (Abb. 5). Die Extensometermessungen decken nicht den selben Tiefenbereich wie die Temperaturmessungen ab. Zu Vergleichszwecken wurden die Tiefenskalen in den Abbildungen 3 - 5 jeweils gleich gross gewählt. Innerhalb der Permafrostzone kann eine gute Korrelation im berechneten Feld der Wiedergefrierraten und jenem der gemessenen Deformationsraten erkannt werden. Extensionen werden während Gefrier- und Kontraktionen während Schmelzphasen beobachtet.



**Abbildung 4:** Lokale interne Wiedergefrierraten in Abhängigkeit der Tiefe und der Zeit, berechnet aus dem Temperaturfeld (Abb. 3)



**Abbildung 5:** Deformationsraten in Abhängigkeit der Tiefe und der Zeit. Die Tiefen der Extensometermesspunkte sind mit einem Sternchen auf der rechten Seite markiert.

## 4 Schlussfolgerungen

Die Wiedergefrierraten wurden unter Anwendung der Wärmeleitungsgleichung (1) berechnet (Abbildung 4). Mit Ausnahme des Tiefenbereichs, in welchem die Felstemperaturen durch ein Tunnel beeinflusst werden, kann ein sich jährlich wiederholendes Muster aus Gefrieren und Tauen erkannt werden. Dieser Prozess löst eine interne Wärmeproduktion resp. -vernichtung aus. Veränderungen in der Verbreitung des Permafrosts sind – selbst in Permafrostvorkommen mit sehr geringen Eisgehalten (einige Volumenprozente) – durch die Produktion latenter Wärme stark verzögert [15].

Während den Wintermonaten dringt langsam eine Gefrierfront von der Oberfläche in die Tiefe vor. Das Auftauen im Frühsommer dagegen erfolgt beinahe zeitgleich (Abb. 4). Dieser Schmelzimpuls kann durch das Eindringen von Schmelzwasser ins vertikal stehende Kluftsystem erklärt werden. Im kühlen Permafrostmaterial sollte diese Feuchtigkeit unmittelbar wieder einfrieren und damit zu einer Volumenexpansion führen (Eiskeilung [9]). Die Deformationsmessungen zeigen jedoch das Gegenteil, der Schmelzimpuls führt zu einer Kontraktion des Felsmaterials (Abb. 5).

Innerhalb der Permafrostzone zeigen die berechneten Wiedergefrierraten (Abb. 4) und die gemessenen Deformationsraten (Abb. 5) eine grosse Korrelation in den zeitlichen und räumlichen Variationen. Kontraktionen werden zu Tau- und Expansionen zu Gefrierzeiten beobachtet. Dies ist ein klares Indiz für Gefrier-Tauprozesse innerhalb des Felspermafrosts. Ein gleichartiges thermomechanisches Verhalten wurde auch im Umfeld einer Baustelle am benachbarten Jungfraujoch beobachtet [11]. Ein derartiges Deformationsverhalten kann als Resultat der Frostverwitterung nach dem Volumenexpansions-Modell erwartet werden [2]. Die maximalen Gefrierraten werden jedoch in einem Bereich, in welchem die Temperaturen ca. -1.5°C kühl sind beobachtet (Abb. 3, 4). Diese Felstemperaturen widersprechen jedoch den thermischen Voraussetzungen des Volumenexpansions-Modells.

Das beobachtete thermomechanische Verhalten könnte das Resultat von Eissegregationsprozessen im Felsmaterial sein [7]. Die Voraussetzungen für diese Annahme gegeben, sie kann anhand der vorliegenden Messresultate allerdings nicht bewiesen werden.

Obwohl die vorgestellten Temperatur- und Deformationsmessungen klare Gefrier- und Tauprozesse im Permafrostfels aufzeigen, können die ihnen zu Grunde liegenden Prozesse nicht eindeutig identifiziert werden. Von den beiden Permafrost-Verwitterungsmodellen, Eiskeilung und Eissegregation lassen sich mit letzterem die Beobachtungen eher beschreiben. Weitere Felduntersuchungen sind notwendig, um die Frostverwitterungsprozesse im Felspermafrost zu verstehen. Bei künftigen Untersuchungen, können Messungen der Gesteinsfeuchte wesentlich dazu beitragen Prozesse der Wassermigration zu erkennen.

## Literatur

- [1] Embleton C. and King C.A.M. (1975) *Glacial geomorphology*. John Wiley & Sons, New York. 573p
- [2] McGreevy J.P. and Whalley W.B. (1982) The geomorphic significance of rock temperature variations in cold environments: A discussion. *Arctic and Alpine Research*. **14(2)**, 157-162
- [3] Matsuoka N. (1991) A model of the rate of frost shattering: Application of field data from Japan, Svalbard and Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes*. **2(4)**, 271-281
- [4] Burn C.R. (1998) The active layer: two contrasting definitions. *Permafrost and Periglacial Processes*. **9(4)**, 411-416
- [5] Mellor M. (1970) Phase composition of pore water in cold rocks. *CRREL report*. **292**, 61p
- [6] Walder J. and Hallet B. (1985) A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America, Bulletin*. **96(3)**, 336-346
- [7] Walder J. and Hallet B. (1986) The physical basis of frost weathering: Towards a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research*. **18**, 27-32

- [8] Hallet B., Walder J. and Stubbs C.W. (1991). Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*. **2**(4), 283-300
- [9] Thrap T.M. (1987) Conditions for crack propagation by frost wedging. *Geological Society of America, Bulletin*. **99**(1), 94-102
- [10] Wegmann M. (1998) Frostdynamik in Hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfraujoch-Aletsch. *Mitteilungen No. 161* der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Gloriastrasse 37-39, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich
- [11] Wegmann M. and Keusen H.R. (1998) Recent geophysical investigations at a high Alpine permafrost construction site in Switzerland. In *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Permafrost Conference*, Yellowknife, Canada. *Nordicana Series*. 1119-1124
- [12] Abrecht J. (1994) Geologic units of the Aar massiv: A critical review. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. **74**(1), 5-27
- [13] Echelmeyer K., Harrison W.D., Clarke T.S. and Benson C. (1992) Surficial glaciology of Jakobshavn Isbrae, West Greenland: Part II. Ablation, accumulation and temperature, *Journal of Glaciology*. **38**(128), 169-181
- [14] Pfeffer W.T. and Humphrey N.F. (1996) Determination of timing and location of water movement and ice-layer formation by temepature measurements in sub-freezing snow. *Journal of Glaciology*. **42**(141), 292-304
- [15] Wegmann M., Gudmundsson G.H. and Haeberli W. (1998) Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers - thermal modeling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*. **9**(1), 23-33

Adresse Autor:

Dr. Matthias Wegmann  
 Ernst Basler + Partner AG  
 Zollikerstrasse 65  
 CH – 8702 Zollikon

E-mail weg@ebp.ch  
 Tel 01 / 395'11'11  
 Fax 01 / 395'12'34