

厚层地下冰的形成过程

程 国 栋

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

摘 要

本文提出了厚层地下冰是由重复分凝作用形成的新见解。它与下列作用有关：(1)由多年冻土自下而上冻结时，水分向冻结锋面处迁移和成冰；(2)未冻水的不等量迁移规律(冷季活动层中未冻水的向上迁移；自下而上冻结时，冻结锋面后方冻土中的水分迁移和成冰；暖季融化界面下仍然冻结的土中水分迁移和成冰等作用的联合效应)；(3)冰的自净；(4)地表加积造成的地下冰的共生生长；(5)上述作用年复一年地重复。据此，确立了一种新的地下冰类型——重复分凝冰。

一、引 言

在多年冻土上限附近的细粒土，或有足够细粒土充填的粗粒土中，往往存在一种特殊类型的地下冰。Mackay^[1]称这种冰为“加积冰”，并正确指出它是以共生方式生长的^[1]。这种冰往往具有一种特殊的冷生构造。Вторина^[2]称之为“斑杂状冷生构造”。在中国则有云雾状和悬浮状冷生构造的叫法。其主要特点是土颗粒和土集合体好象悬浮于冰中，体积含冰量一般超过 50%(图 1 中 1, 2)。

这种厚层地下冰在我国的高纬度和高海拔多年冻土区均有分布，且在年平均地温低的堆积地形中特别发育(图 1 中 3)。它往往呈透镜状分布，其上表面大致与多年冻土上限吻合。由于其埋藏浅(1—3 米)，厚度大(0.3—6 米)，对多年冻土区地壳表层的生物、化学和地质、地貌等作用有重大影响，并是各类工程建筑物发生严重破坏的祸首(图 1 中 4, 5)。因此就成为与寒区有关的各种自然科学和工程科学研究的一个重要对象。

长期以来，对这种冰的成因提出过多种看法。在我国曾有分凝^[3]、胶结^[2]、重力下渗^[2]等假说。在国外，Вторина(1974)专门为具斑杂状冷生构造的冻土划分出了一种新的地下冰——分凝-胶结冰^[2]，而 Жесткова^[4]则认为斑杂状冷生构造的形成与饱水细粒土的冻结有关。通过上述作者的工作，基本上可确定，这种冰主要接受冻结层上水补给，并由从多年冻土自下而上的冻结作用形成。以此为基础，并参照近年来在野外和实验室研究中发现的一些新现象。我们认为，这种冰是由一种特殊的成冰过程——重复分凝作用造成的。

本文 1981 年 5 月 18 日收到。

1) 杜榕恒、谢自楚，青藏公路沿线冻土考察，科学出版社，1965，44—56。

2) 王春鹤，大兴安岭北部多年冻土上限和地下冰，1978(待发表)。



图 1

1. 斑杂状冷生构造, 可见土集合体“悬浮”于冰中; 2. 斑杂状冷生构造, 体积含冰量达 90% 以上; 3. 风火山上限附近的厚层地下冰, 因爆破而冰呈白色 (邢泽民摄); 4. 由地下冰融化而造成的房屋破坏; 5. 地下冰融化造成铁路路堤持续沉降, 照片左边为热融湖塘 (刘正中摄); 6. 冻土的冷生构造, 注意层状和斑杂状冷生构造之间的过渡 (童长江摄)

二、未冻水的不等量迁移规律

在已经冻结的土中, 如果存在温度梯度, 则仍有未冻水向着温度降低方向迁移的现象发生。所以在冷季, 当季节冻层和活动层(季节融化层)中出现正的地温梯度时, 其上部的含冰量将有所增加。我们于 1972 年在祁连山热水 2 号试验路堤冬季含水量变化的观测中曾发现, 从 1 月到 4 月, 已经冻结的季节冻层上部含冰量增大, 而下部含冰量则减少。这一现象 Лагов 和 Пармузина^[5]也提出过, 他们的观测表明, 负温时活动层中含水量变化达 15%, 表现为活动层上部冰夹层的增加。

同理, 在暖季当活动层中地温为负梯度时, 未冻水应向下迁移, 造成多年冻土上部含冰量的增加。地温分别为负、正梯度时所发生的这两种作用, 其造成的未冻水向下和向上迁移的量是不等的。这样, 每年冻融循环的净结果, 活动层中的水分将向多年冻土上部积聚。这一规律可称之为未冻水的不等量迁移规律, 其产生的原因主要有如下两种。

1. 未冻水与负温之间的非线性关系

为了叙述方便, 我们先来观察最简单的情况。假设地温分布呈线性形式, 因而可近似地认

为, 负温条件下当活动层中的地温高于年平均地温时, 地温梯度为负值(图 2 中的 B 部分), 而当活动层中的地温低于年平均地温时, 地温梯度为正值(图 1 中的 A 部分)。

由图 2 可见, 正梯度时未冻水的向上迁移发生在非强烈相变区, 而负梯度时未冻水的向下迁移则发生在强烈相变区内。结果, 当地温梯度的绝对值相等时, 由负梯度造成的向下迁移的未冻水量显然要大于正梯度所造成的向上迁移的未冻水量。这样, 暖季时水分将向下迁移, 而冷季时水分将向上迁移。因此, 由于未冻水与负温之间的非线性关系, 年循环的结果是水分向下迁移并在多年冻土上部积聚。而有利于这种积聚的最佳年平均地温, 对细粒土而言为 $-3 \sim -5^{\circ}\text{C}$ 。

2. 负梯度时外界水源的补给

除了上述活动层和多年冻土上部温度状况的特点外, 活动层中水分状况的特点也是造成不等量水分迁移的重要原因。一般讲, 正梯度时的未冻水向上迁移, 仅仅是已经冻结土中的水分重分布, 是在“封闭”系统中进行的。而负梯度时的水分的向下迁移, 有相当一部分是在有外界水源补给的情况下, 即在所谓的“开敞”系统中进行的, 因而造成了向下迁移水量的进一步增加, 加强了未冻水的不等量迁移。负梯度时, “开敞”系统条件下的水分向下迁移, 主要发生在活动层由多年冻土自下而上冻结和由地面自上而下融化时。

1) 水分向冻结锋面后方已冻土中的迁移

当土层发生自上而下冻结时, 水分不仅向冻结锋面迁移, 在冻结锋面处分凝成冰, 而且在冻结锋面后方已经冻结的土中, 也同样有水分迁移和分凝成冰作用产生。早在 1963 年, 唐树椿等已在东北的天然场地中观测到冻结锋面后方分凝成冰所伴生的冻胀现象。他们测得在埋深 1.2—1.6 米的已冻亚粘土中, 由于冻结锋面后方的水分迁移和分凝成冰, 而产生的冻胀为该层土总冻胀量的 16.4%。

在活动层中, 当发生由多年冻土向上的回冻时, 将有同样的情况发生。而且, 与自上而下冻结相比, 由多年冻层自下而上的冻结具有更有利的水分迁移和分凝成冰条件, 表现为: a. 由于多年冻土作为隔水底板存在, 所以自下而上冻结的开始阶段, 往往是在含水量大的土层中发生的。此时冻结锋面上融土中的水分有可能向下方已冻土中迁移, 即对冻结锋面后方的已冻土而言, 水分迁移是在“开敞”系统中进行的。b. 与自上而下冻结相比, 自下而上冻结的速度相对较慢。如青藏高原火火山地区, 自上而下冻结速度平均为 3.86 厘米/天, 而自下而上冻结速度仅为 1.02 厘米/天, 更有利于水分迁移和分凝成冰。

2) 水分向融化界面下仍然冻结土中的迁移

Ершов 等^[6]的实验发现, 当冻土自上而下融化时, 在融化界面下的仍然还冻结的土中发生着冻土中原有冰透镜厚度的增加, 以及新的冰透镜体的生长, 并伴随有冻胀。在我国, 于现场观测中也曾记录到这一现象。1976 年, 兰州大学现代物理系和铁道部西北科学研究所, 在青

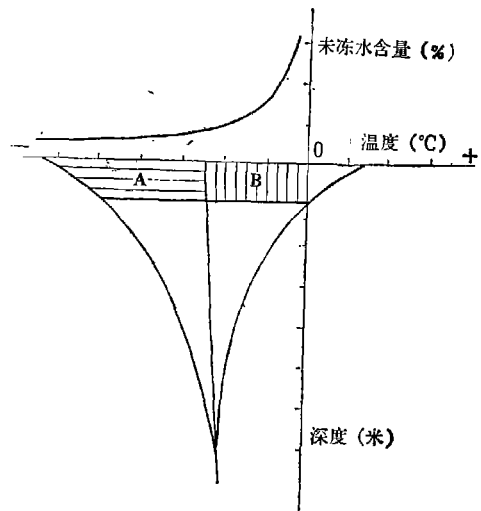


图 2 地温包络线与未冻水含量曲线
(A. 正的地温梯度区, B. 负的地温梯度区)

藏高原风火山地区用中子法进行的水分动态观测中发现,在活动层的融化过程中,融化界面下的含水量,普遍有所增加。每年融化期末,不论是由细粒土组成的天然场地(图 3),还是由碎石亚粘土组成的路堤内(图 4),上限处的含水量较之融化开始时都有增加。图 3 中上限处含水量增加达 12.2%。

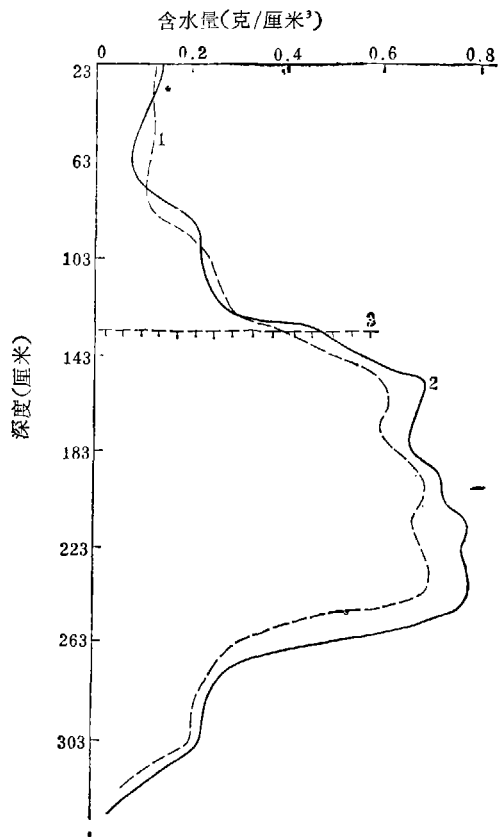


图 3 风火山气象站融化季节的含水量变化
(1. 5 月 22 日含水量曲线, 2. 10 月 2 日含水量曲线, 3. 最大融深)

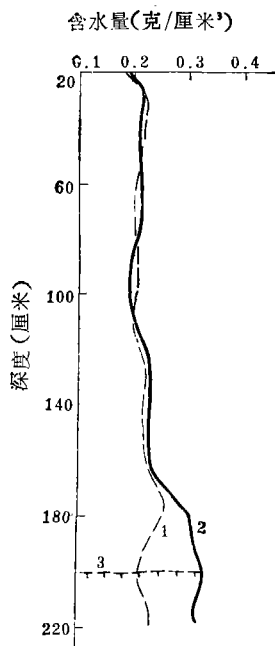


图 4 风火山 DK 0+280-5 孔融化季节的含水量变化
(1. 5 月 24 日含水量曲线, 2. 9 月 18 日含水量曲线, 3. 最大融深)

与自下而上冻结一样,自上而下融化时,融化界面下仍然还有冻结土中的水分迁移和分凝成冰作用,是在地温梯度为负值,且有外界水分补给的条件下发生的。但与前者相比,后者具有更有利于水分迁移和分凝成冰的条件。表现为: a. 在达到最大季节融化深度时,雨季已过。此时土层往往要受到疏干作用,因而自下而上冻结开始时,土的含水量已有一定程度的减少。对祁连山热水试验路堤上方冻结层上水和融化深度的动态观测证实了这一点(图 5)。而在自上而下融化的情况下,融化界面之上经常聚积着上部冰夹层融化产生的水。特别在到达最大融化深度时,由于活动层底部通常为富含地下冰的土层,故其融化后,常常使得上限以上的土层处于饱和或过饱和状态,成为向多年冻土中迁移的水流的充沛补给源,十分有利于多年冻土上部的水分迁移和分凝成冰作用。 b. 自上而下融化速度比自下而上冻结速度要小得多,特别在上限附近更是如此。 c. 对自下而上冻结而言,形成含冰量大的土层的温度条件是要求多年冻土有低的年平均地温,但这又使得冻结速度加快,不利于水分迁移和分凝成冰,两者是

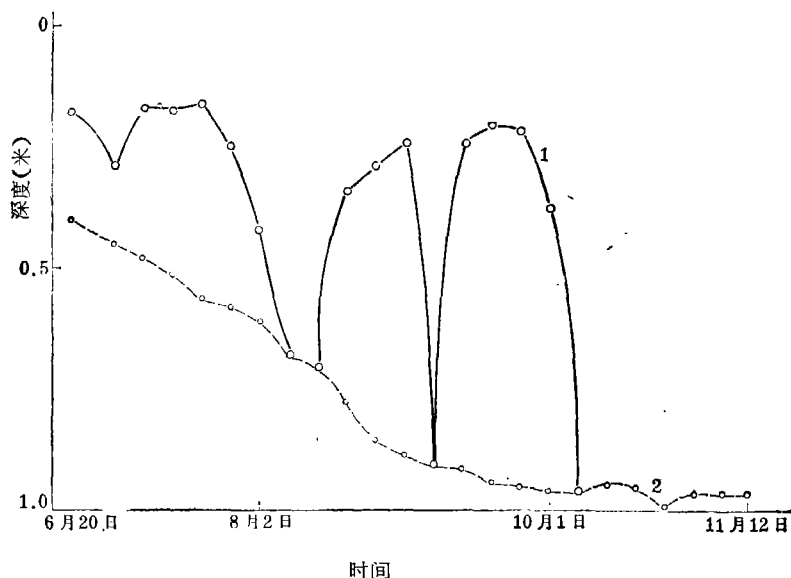


图5 祁连山热水试验路堤上方冻结层上水和融化深度动态曲线
(1.4号孔冻结层上水水位, 2.4号孔融深)

矛盾的。而在自上而下融化的情况下,多年冻土年平均地温越低,则融化速度越慢,从而越有利于水分迁移和分凝成冰,两者是统一的。因此,与自下而上冻结时在冻结锋面后方的水分迁移和分凝成冰相比,自上而下融化时,在融化界面下依然还冻结部分中的水分迁移和分凝成冰条件更为有利,它对多年冻土上部含冰量的增加,起着主要作用。

因此,由于未冻水含量与温度的非线性关系,以及活动层和多年冻土上部的水温状况特点,造成了多年冻土上部未冻水迁移的不等量性。年循环的净结果是多年冻层上部的含水量增加。季节冻融作用年复一年地循环,就造成了多年冻土上部含水量的逐年提高。迁入多年冻层的水分,首先在力学强度薄弱处,即在水-冰界面处成冰,造成已有冰透镜的增厚、扩大,同时伴随着被冰包裹的土集合体的压缩破碎。由于冰透镜增大而产生的冻胀,造成了应力集中的水平带更密的配置,从而形成更密分布的冰层,土集合体被进一步分割、压缩(图1中6)。多年冻土上部的聚冰作用年复一年地发生,上述过程也一年一年地重复,土集合体因而越来越破碎,互相分离得越来越远,最后使得土颗粒和集合体好象“悬浮”于冰中,形成斑杂状冷生构造。

三、冰的自净作用

土颗粒和集合体的进一步分离,最终将导致互相连通的未冻水网络的破坏,但是在这种情况下,仍然可以由于冰的自净作用而使含冰量继续提高。

Hoekstra^[7]发现,当存在温度梯度时,嵌入冰中的土颗粒,将穿过冰体朝着温度高的方向运动。Römkens 和 Miller 用双电层和扩散模型解释了这一现象。根据这两个模型,土颗粒的迁移速度,a.与颗粒半径成反比;b.与温度梯度成正比;c.在双电层模型中与水膜厚度成立方关系,而在扩散模型中与水膜厚度成平方关系^[8]。

这一作用也可能在含冰量高的土中发生。特别是多年冻土上部,地温有较长时间在0℃附近波动。此时未冻水膜厚度增大,有利于自净作用的发生,这在年平均地温低因而地温梯度

大的地区尤为明显。

在多年冻层上部,当地温梯度为正值时,土颗粒向下移动,而当地温梯度为负值时,土颗粒向上移动。由于正梯度期间的地温较之负梯度时为低,相应的未冻水膜厚度较小,因而向下移动的速度较之向上移动的速度为小。这样年循环的净结果是土颗粒向上移动了一定距离。多年冻土上部高含冰量土中的土颗粒在季节冻融过程中的这一不等量移动规律,与未冻水的不等量迁移规律在原理上是相似的。不同之处在于最后结果,未冻水是向下积聚而土颗粒则向上积聚。这种作用的逐年重复,使含土的冰层进一步净化,含冰量继续提高。

四、冰的共生生长

当地表有沉积物周期性地加积时,就可能造成上限周期性地上升。此时,上述各种作用的周期性重复,将形成厚度很大的高含冰量冻土。两次堆积之间间隔的时间越长,土层的含冰量往往越高;累计的堆积越厚,则冰层的厚度一般讲也越大。这一过程可如图 6 所示。

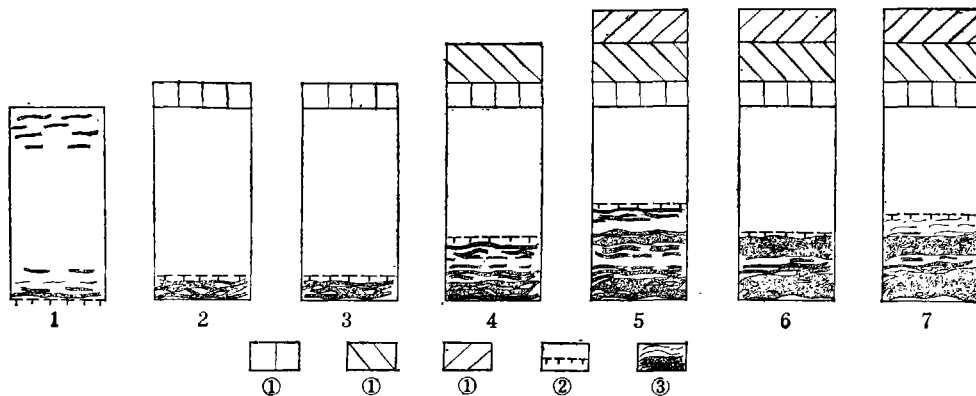


图 6 上限附近厚层地下冰的共生模式(说明见文字部分。

①不同时期的堆积, ②上限, ③不同含冰量的土层)

图中所示的过程可作如下描述: 1. 活动层发生自上而下和自下而上两个方向的冻结, 由于水分向上、下两个冻结锋面迁移, 故上、下部的含冰量较高。下部由于有较多的水分和较慢的冻结速度, 故含冰量较上部要高些。经过冬季以后, 由于未冻水向上迁移, 故上部含冰量有所增加。2. 地表加积, 上限上升。由于融化界面下方冻土中的水分迁移和分凝成冰作用, 进入多年冻土的原活动层底部的土层含冰量提高。3. 上限相对稳定, 由于重复分凝作用, 多年冻土上部土层的含冰量逐年增高。4. 地表有较厚的加积, 上限较大幅度地上升。由于重复分凝作用进行得不充分, 故中间出现含冰量小的段。5. 上限继续有较大的抬升, 再一次出现含冰量小的段。6. 由于气候波动上限下降, 此时未冻水的不等量迁移规律表现得更明显, 上限下土层的含冰量明显提高。7. 气候波动上限上升, 初期, 由于重复分凝作用进行得尚不充分, 故上限与原来的厚冰层之间往往有一层层状构造的冻土相隔。

五、有利于分凝成冰的其它因素

上面在阐述重复分凝作用的同时, 列举了天然条件下有利于这一作用发生的一些因素, 除

此之外,还有下列几种有利因素。

1. 在活动层中,由于每年的冻融循环而导致:1)砂和更大结构体的粉碎,形成原生粉粒;2)胶体和粘粒凝聚形成次生粉粒——微集合体。总的结果是导致活动层土中粉粒含量的提高^[9]。而当地表有堆积,上限上升时,这些粉粒含量高的土进入多年冻土上部,从而有利于多年冻土上部的聚冰作用。在青藏高原上,土中的粉、粘粒含量显著增加^[9],同样有利于多年冻层上部的聚冰作用。

2. 分凝成冰的必要条件是热和质交换的热物理因素,而其充分条件则是土的物理力学因素。在活动层中,除了上面所述的特点能较好地满足分凝成冰的必要条件外,还由于其本身成岩程度差,厚度小因而土压力亦小而能较好地满足充分条件,从而有利于活动层中和多年冻土上部的分凝成冰作用。

3. Osterkamp (1975) 观察到了充填在冰晶晶粒界面中的液体,认为该界面在冻、融时可作为水流的通道。Williams (1977) 得出结论: 2—3 厘米厚的冰透镜的存在不能阻止冻土中水分的运动^[10]。这些情况可能对冰的自净作用有利。

六、结 论

至此,我们可以把重复分凝过程简述如下。当发生由多年冻土自下而上冻结时,活动层底部往往形成较多的冰透镜。当地表与大气圈的热交换条件发生变化(气候转冷或地表加积),造成第二年的最大季节融化深度减少时,活动层底部的这些冰透镜就成为多年冻土的上部,并由于融化界面下依然冻结土中的水分迁移和分凝成冰作用,而使冰透镜增大、增多。当再一次发生自下而上冻结时,由于冻结锋面后方的水分迁移和分凝成冰,多年冻土上部的含冰量又一次得到增加。活动层回冻以后,在冷季,当出现正的地温梯度时,将出现水分向上的迁移,从而使多年冻层上部含冰量有所减小。但根据未冻水的等量迁移规律,年循环后的总结果,多年冻层上部的含冰量仍有所提高。季节冻融作用年复一年地发生,多年冻层上部的含冰量就逐年提高,形成特殊的斑杂状冷生构造。当含冰量提高到一定程度,造成互相连通的未冻水网络破坏时,仍可由于冰的自净作用而继续增加其含冰量。而当地表有堆积,地下冰以共生方式生长时,就有可能形成高含冰量,大厚度的冻层。因此重复分凝过程中的“重复”包含两重含义:其一是在一年内,由各种不同作用造成的分凝成冰的多次重复;其二是指这些作用的年复一年的重复。

上述重复分凝过程可解释本文所述厚层地下冰的如下特点: 1)特殊的斑杂状冷生构造; 2)大的厚度和含冰量在剖面上的大的变化;3)大多数埋藏于上限附近;4)冰化学成分与冻结层上水相近;5)仅存在于细粒和有足够细粒土充填的粗颗粒土中;6)多见于年平均地温低的地区。这种冰由于其厚度大和接近地表,因而有重要的实践意义。所以应和重复脉冰一样,将它从分凝冰中划分出来,而成为一种独立的地下冰类型——重复分凝冰。

铁道部西北科研所黄小铭同志为本文提供了风火山中子测水资料;王绍令等同志在野外工作中给予大力支持,施雅风教授和周幼吾副教授审阅了本文,并提出宝贵意见;在此一并致谢。

1) 张家懿,青藏高原多年冻土区细颗粒土的分类,青藏冻土研究,论文集(待发表)。

参 考 文 献

- [1] Маскау, J. R., *Assoc. Am. Geographers Annals*, 62(1972), 1—22.
- [2] Втюрина, Е. А., *Криогенное строение пород сезонно-протаивающего слоя*, Изд-во «Наука», М., 1974, 60—76, 108—110.
- [3] 周幼吾、杜榕桓, *科学通报* 8 (1963) 2:60—63.
- [4] Кудрявцев, В. А. и др., *Методика мерзлотной съемки*, Изд-во МГУ, М., 1979, 156—182.
- [5] Лагов, П. А., Пармузина, О. Ю., *Общее мерзотоведение, Материалы к 3 международной конференции по мерзотоведению*, Изд-во «Наука», Новосибирск, 1978, 56—59.
- [6] Ершов, Э. Д., и др., *Сб. мерзлотные исследования*, вып. 18, Изд-во МГУ, М., 1979, 179—192.
- [7] Anderson, D. M. & Morgenstern, N. R., *Proc. Second Int'l Conf. Permafrost*, 1973, 257—288.
- [8] Römkens, M. J. M. & Miller, R. D., *J. Colloid Interface Sci.*, 42(1973), 103—111.
- [9] Полтев, Н. Ф., *Сб. мерзлотные исследования*, Изд-во МГУ, М., 1977, 85—88.
- [10] Маскау, J. R., Konishchev, V. N. & Popov, A. I., *Proc. Third Int'l. Conf. Permafrost*, 2(1978), 1—18.