科 学 通 报
第 42 卷 第 9 期 Chinese Science Bulletin 1997 年 5 月

【研究简报】

温度梯度诱导薄膜水迁移的冻胀机理

徐学祖① 王家澄① 张立新① 邓友生① 邱维林②
叶尔晓夫② 石崎武志③ 福田正已③

(①中国科学院兰州冰川冻土研究所冻土工程国家重点实验室，兰州 730000；②俄罗斯莫斯科大学地质系，莫斯科 119899；③日本北海道大学低温科学研究所，札幌 N19W8)

关键词 温度梯度 薄膜水 冻胀

土体冻结后，由于土颗粒表面能的作用，土中始终存在部分未冻结的薄膜水，在温度梯度诱导下，薄膜水会从温度高处向温度低处迁移，并在土中分凝成冰，引起冻胀. 这早已成为冻土学界的共识，关键在于如何定量.

分凝冻胀量可按下式计算：

用为主时，相对于大气 CO_2 来说，它是一个汇；当岩溶作用表现为以沉淀作用为主时，相对于大气 CO_2 来说，则是一个源.

(2)根据我国碳酸盐岩分布区的裸露面积估算，每年因溶蚀作用从大气中回收的 CO_2 约 1.77×10^{13}g. 从全球考虑，溶蚀作用回收的 CO_2 可能是“遗漏的汇”的重要组成部分，而且这个 CO_2 汇具有不断增加的趋势.

(3)初步研究表明，表层岩溶作用对大气 CO_2 的贡献总的来看是汇大于源.

致谢 中国科学院院士、岩溶地质研究所研究员袁道先先生对本文的撰写和修改给予指导. 岩溶地质研究所何师意、曹建华等同志参加了野外观测工作，在此表示衷心感谢. 本工作为国家自然科学基金(批准号：49070155)和地矿部重要基础研究(批准号：8502218)资助项目.

参 考 文 献

1 Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Climate change. In: The IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge Univ Press, 1990. 365
2 Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Climate change. In: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge Univ Press, 1992. 200
3 田中正之. 地球在变暖. 北京：气象出版社，1990
4 Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO_2 budget. Science, 1990, 247: 1431～1438
5 徐永福. 二氧化碳生物地球化学循环研究的进展. 地球科学进展，1995, 10(4)：367～372
6 袁道先. 碳循环与全球岩溶. 第四纪研究，1993, 1：1～6
7 陈 先等. 黄龙风景区岩溶水及泉化沉积的同位素研究. 中国岩溶，1988, 7(3)：209～212
8 刘再华，袁道先等. 四川黄龙钙华的形成. 中国岩溶，1993, 12(3)：185～191

(1996-06-05 收稿，1996-09-03 收修改稿)

$$Hv = 1.09\ q, \tag{1}$$

$$q = K\frac{\mathrm{d}\psi}{\mathrm{d}x}, \tag{2}$$

式中 Hv 为冻胀量，q 为水分迁移通量(迁移量)，K 为导湿系数(迁移系数)，$\mathrm{d}\psi/\mathrm{d}x$ 为土水势梯度(迁移驱动力).

因此，温度梯度诱导薄膜水迁移的冻胀机理可归纳为水分迁移驱动力、迁移系数和迁移量的研究. 问题在于 K 和 $\mathrm{d}\psi/\mathrm{d}x$ 是土质、温度或温度梯度的函数. 目前尚无测定冻土导湿系数和冻土中未冻水势能的被普遍接受的方法. 为解决此问题，我们提出下列方法：

未冻状态下，土体的导湿系数和土水势均可通过试验实测，且具有下列关系[1,2]：

$$K = aW^{-b}, \tag{3}$$

$$\psi_w = cW^{-d}. \tag{4}$$

通过未冻水含量与温度的关系作为桥梁，建立下列冻土导湿系数和土水势与温度的关系：

$$W_u = e\theta^{-f}, \tag{5}$$

$$K = g\theta^{h}, \tag{6}$$

$$\psi = j\theta^{k}, \tag{7}$$

式中 a, b, c, d, e, f, g, h, j 和 k 均为与土质有关的常数；θ 为温度，取其绝对值(下同).

当土水势与温度的关系建立后，冻结缘中的土水势梯度主要取决于冻结缘的厚度和冰分凝温度. 本文侧重介绍在土、水、盐和力因素影响下，未冻水含量与温度关系及冰分凝温度的确定方法.

1　未冻水含量预报模式

基于冻结温度的叠加原理，以室内试验得到的无盐无压饱水冻土的未冻水含量与温度的关系为基准，把初始含水量、易溶盐浓度和外载等因素对冻土中未冻水含量的影响，统一归纳为冻结温度降低效应，对(5)式中 e 和 f 数值进行修正，从而提出预报未冻水含量的模式.

对任一给定土来说，其冻结温度是土中含水量(W)、水溶液中易溶盐的成分(N)和含量(C)及外加载荷(P)的函数：

$$\theta_a = f(W,\ N,\ C,\ P). \tag{8}$$

试验表明，土、水、盐和力对冻结温度的影响具有叠加效应. 由此得到下列预报模式：

设无盐无压饱水状态下室内试验测得的未冻水含量与温度关系式为

$$W_u = e_1\theta^{-f_1}, \tag{9}$$

则不同含水量、含盐量及外载下的预报式为[3,4]

$$W_u = e\theta^{-f}, \tag{10}$$

$$e = W_1(\theta_a)^f, \tag{11}$$

$$f = e\frac{(\ln W_1)^2}{\ln W_{\theta a}\ln W_0}, \tag{12}$$

$$Q_a = Q_1 + Q_2 + Q_3. \tag{13}$$

由含水量降低引起的冰点降低值 θ_1 按下式计算：

$$\theta_1 = \exp\left(\frac{\ln e_1 - \ln W_1}{f_1}\right) - \exp\left(\frac{\ln e_1 - \ln W_0}{f_1}\right), \tag{14}$$

由溶质引起的冰点降低值 θ_2 按下式计算[5]：

$$\theta_2 = 1.86\frac{CN_m}{Z}, \tag{15}$$

由外载引起的冰点降低值 θ_3 按下式计算：

$$\theta_3 = 0.075P, \tag{16}$$

式中 e 和 f 为预报模式中的系数；W_1 为预报土的初始含水量(%)；W_0 为饱和含水量(%)；θ_a 为冰点降低叠加值(℃)；e_1 和 f_1 为(9)式中的系数；$W_{\theta a}$ 为对应冰点总下降值的未冻水含量(%)，用(9)式算得；C 为溶质浓度(mol/L)；N_m 为离解分子的离子数；Z 为盐的化合价；P 为外载(MPa).

经实验验证，兰州黄土和莫玲粘土在不同初始含水量和含盐量条件下，未冻水含量实测和预报值相差一般小1%，最大达3%.

2 冰分凝温度与冻结缘的厚度

冰分凝的温度指分凝冰层暖端位置的温度. 试验表明，分凝冰最易在无结构联系处出现，这时的冰分凝温度就只取决于无结构联系处的温度. 土体为有内在结构联系的体系，分凝冰层的形成条件是温差造成的能量积聚或称热应力大于体系的抗剪强度. 冻结体系内温差造成的热应力主要来自两方面：一是根据热胀冷缩原理，冻结体系内不同位置处具有不同温度，其收缩力不同；二是根据水分迁移和冻土中冰水平衡原理，一方面在温度梯度引起的未冻水势梯度的作用下，冻结体系中的未冻水源源不断地从高温端向低温端迁移，另一方面冻结体系内不同位置处的温度，决定了该处具有与该温度相对应的未冻水含量. 对于迁移到该处过剩的未冻水将以冰的形式出现，若水变成冰则体积要增大. 在有结构联系的体系内，若体积增大受到约束则产生膨胀力. 收缩与膨胀的一对矛盾构成了冻结体系内由温差引起的剪切力与土体具有的抗剪强度进行对抗. 一旦某处的剪切力大于土体的抗剪强度，则产生剪切破坏并在该处形成分凝冰层. 基于上述理论，提出下面确定冰分凝温度的方法：利用土体的未冻水含量随温度变化曲线，根据土体的起始冻结温度和试验中冷端面的温度，在曲线上找到所对应的两点，过该两点分别做该曲线的切线，两切线交点所对应的温度即为冰分凝温度.

为验证上述原理，利用厚度为2 cm，直径为10 cm的4块凝灰岩板叠加成一个试样，做了顶板温度分别为2.5，5和10℃，底板温度分别为−2.5，−5和−10℃的三次单向冻结试验[6].

(17)式给出凝灰岩在饱水时的未冻水与温度的关系及其冻结温度为−0.24℃：

$$W_u = 19.8\theta^{-0.30}. \tag{17}$$

实测冰分凝温度分别为−0.8，−0.9和−1.0℃. 计算所得冰分凝温度分别为−0.55，−0.64和−0.71℃. 计算值比实测值偏高0.25—0.30℃.

冻结缘的厚度定义为冻结锋面与分凝冰层暖端之间的距离：

$$D_s = H_f - H_s, \tag{18}$$

式中 D_s 为冻结缘的厚度(cm)，H_f 为冻结锋面的位置(通常称为冻结深度)(cm)；H_s 为分凝冰层暖端的位置(cm).

因此，冻结缘的厚度取决于两个变量，冻结锋面和分凝冰层暖端的位置. 在上述两个变量共同作用下，冻结缘的厚度随冻结历时的变化不再是加拿大学者Konrad指出的单一增大模式[7]，而具有三种模式：(1)当冻结锋面前移速度大于分凝冰层暖端的位置上抬速度时，冻结缘的厚度随冻结历时增长而增大；(2)当冻结锋面前移速度等于分凝冰层暖端的位置上抬速度

科 学 通 报
第42卷 第9期 Chinese Science Bulletin 1997年5月

【研究简报】

闽东南晚中生代的壳幔作用:平潭火成杂岩的同位素证据

董传万① 周新民①* 李惠民② 任胜利③ 周新华③
(①南京大学地球科学系,南京 210093;②天津地质矿产研究所,天津 300170;
③中国科学院地质研究所,北京 100029. *联系人)

关键词 壳幔作用 火成杂岩 闽东南

幔源玄武质岩浆底侵并与下部地壳的相互作用,是地壳增生和改造的一种重要方式[1],

时,冻结缘的厚度不随冻结历时变化;(3)当冻结锋面前移速度小于分凝冰层暖端的位置上抬速度时,冻结缘的厚度随冻结历时增长而减小. 由此可见,冻结缘的厚度及其变化不但取决于土体的性质,而且取决于试验的边界条件(如温度和压力). 冷、暖端面温差小,易产生第一种模式;冷、暖端面温差增大,则从第二种模式逐渐向第三种模式转化.

3 结论

根据冻结温度叠加原理提出在考虑土、水、温、盐和力影响的前提下未冻水含量变化的综合预报模式,计算值与实测值的最大差值<3%.

提出利用未冻水含量与温度关系曲线及土体起始冻结温度和冷端面温度预报冰分凝温度,计算值与实测值的最大差值为0.3℃.

冻结缘的厚度随时间的变化有持续增大、增大后相对稳定和增大后逐渐减小三种模式,其确定方法尚待进一步研究.

致谢 本工作为国家自然科学基金(批准号:49171021)和冻土工程国家重点实验室资助项目.

参 考 文 献

1 徐学祖,邓友生. 冻土中水分迁移的实验研究. 北京:科学出版社,1991. 9~35
2 徐学祖,王家澄,张立新,等. 土体冻胀和盐胀机理. 北京:科学出版社,1995. 7~40
3 Xu Xuezu, Oliphant J L, Tice A R. Prediction of unfrozen water content in frozen soils by a two-point or one-point method. The 4th Intl Symp on Ground Freezing, Sapporo, Japan, 1985, 2: 83~87
4 Xu Xuezu, Zhang Lixin, Wang Jiacheng. Establishment of model for predicting unfrozen water content in saline soils. Cryosphere, 1995, 1: 57~62
5 Banin A, Anderson D M. Effects of salt concentration changes during freezing on the unfrozen water content of porous materials. Water Resources Research (Netherlands), 1974, 10(1): 124~128
6 Ishizaki T, Fukuda M, Xu Xiaozu, et al. Frost heave experiments with layered porous material. The 7th Intl. Symp on Ground Freezing, 1994. 399~400
7 Konrad J M, Morgenstern N R. The segregation potential of a frozen soil. Canadian Geotechnical Journal, 1981, 18: 482~491

(1996-05-22 收稿,1996-08-14 收修改稿)