

文章编号: 1000-0240(2001)02-0156-08

东南极伊利莎白公主地 LGB65 点的 雪层密度与剖面特征

温家洪¹, 康建成¹, 汪大立¹, 孙 波¹, 李忠勤², 李 军³

(1. 中国极地研究所, 上海 200129; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000;

3. Antarctic CRC and Australian Antarctic Division, Hobart Tasmania 7001, Australia)

摘 要: 对东南极冰盖伊利莎白公主地 LGB65 点的 50 m 雪芯及雪坑进行了雪层密度与剖面分析, 结果表明, 该处雪的密实化过程属冷型密实化类型, 第一和第二临界密度深度分别为 10.4 m 和 60.4 m. 深霜不发育, 雪层中为数不多的锥形深霜层厚度仅几厘米, 多分布在冰壳层的上、下两侧. 16.0 m 以上, 雪芯透光性的变化不明显, 之下, 透光性逐渐表现出韵律变化. 雪层中辐射壳和风壳频繁出现, 其中辐射壳可作为划分年层的重要依据. 综合雪层内的各种层位特征, 初步划分出 LGB65 雪芯的年层约为 243 a. 总的年平均积累率为 131.9 mm. 20 世纪 60 年代年积累率低于平均水平, 70 年代中期以后, 积累率出现大幅度增加. 近 250 a 来该处的年积累率呈增大趋势.

关键词: 雪芯; 雪层剖面; 年积累率; 密度; 东南极冰盖

中图分类号: P426.63⁺5(166.1) **文献标识码:** A

冰芯钻取后, 一般的分析程序是首先测定冰芯的密度, 并在透光台上详细地进行冰芯地层编目. 获得的地层层位特征除用于划分年层和确定积累率序列之外, 还可用于与冰川化学、同位素冰川学研究的结果对比分析, 以便更准确地得出有关的气候与环境信息.

中国首次南极内陆冰盖考察队^[1, 2], 于 1997 年 1 月下旬在东南极冰盖的伊利莎白公主地 LGB65 点 (71°11'11" S, 77°21'5" E, 海拔 2 320 m) 钻取了两支浅冰芯, 并进行了雪坑剖面观测^[3]. 两支冰芯的钻孔相距仅约 2 m. 用于本文分析的冰芯长度为 50.32 m. 该冰芯尚未达到成冰深度, 整支冰芯由粒雪构成, 故统一称其为雪芯^[4, 5]. 在中国极地研究所冰雪研究低温实验室对该雪芯进行了密度测定, 并利用透光台详细地进行了地层剖面描述与编目. 本文以上述雪芯与雪坑观测资料, 分析这一地点雪层密度和剖面的基本特征, 利用雪层剖面的韵律变化, 初步确定了该处雪层的年代和积累率.

1 密度-深度剖面

为了保持雪芯完整并尽量减少对样品的污染, 对 LGB65 点雪芯的密度测量是根据雪芯的自然断口, 用游标卡尺测定雪芯的长度和直径, 电子天平称重. 这一方法已为前人采用^[6, 7], 结果表明, 该方法虽然会掩盖雪、冰密度的差异及其随深度变化的细节, 但仍然可以得到密度随深度变化的一般趋势.

1.1 密度-深度剖面的一般特征

南极冰盖浅表层雪的密实化过程可分为 3 种类型, 即暖型、冷型和交替型密实化过程, 其中冷型密实化类型广泛分布于年平均气温温度低于 -25℃的冰盖内陆地区^[8]. 冷型密实化过程是以雪的烧结作用为主要方式进行, 整个过程无融水参与, 因此, 从成冰作用的概念讲, 冷型密实化类型位于干雪带, 并且干雪带内的年平均温度低于 -25℃^[9].

比 LGB65 点海拔高 200 m 的澳大利亚兰伯特

收稿日期: 2000-03-15; 修订日期: 2000-05-30

基金项目: 国家科技攻关计划项目 (98-927-01-05); 国家自然科学基金项目 (49771022); 国家海洋局青年海洋科学基金项目 (98603; 97605) 资助

作者简介: 温家洪 (1966—), 男, 江西兴国人, 副研究员, 1986 年毕业于华东师范大学地理系, 1998 年在该系获得博士学位, 现主要从事

(C)1994-2011 China Academic Electronic Journal Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

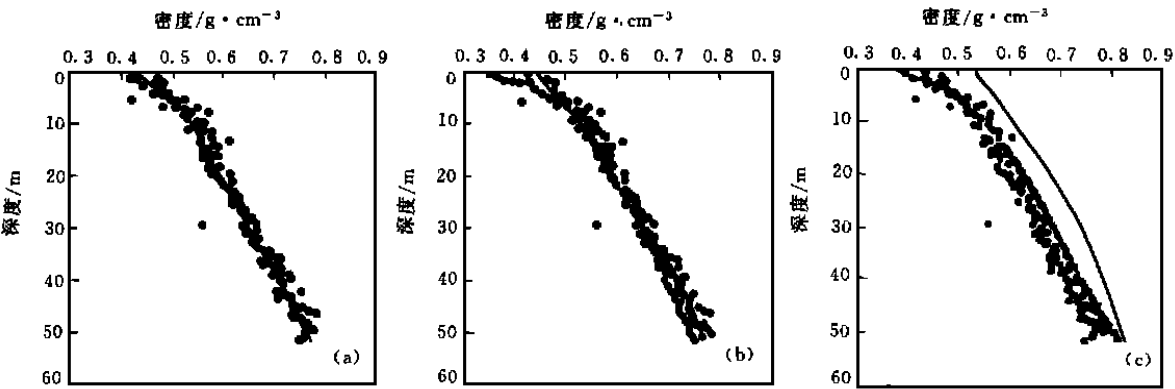


图 1 LGB65 点雪芯的密度-深度剖面图

a. 实测的密度-深度关系; b. 公式(3)(粗线)、公式(5)(细线)的计算结果; c. 公式(6)(粗线)、公式(7)(细线)的计算结果

Fig. 1 Density-depth profiles for the LGB65 firn core

冰川考察路线上的 LGB59 点建有自动气象站。据自动气象站获得的年平均气温、10 m 深的粒雪温度, 以及路线考察时获得的 10 m 深粒雪温度^[10], 3 者平均气温为 $-35.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。结合中山站的年平均气温资料^[11], 计算出内陆冰盖这一考察断面的垂直递减率为 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。由此可得 LGB65 点的年平均气温为 $-33.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。该考察断面年均气温 $-25.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的高度点约在海拔 1 520 m, 该高度即为冷型密实化类型的高度下限, 也是干雪带的下界, 即干雪线。LGB65 点高出干雪线 800 m, 该处雪的密实化过程属冷型密实化类型。从雪层剖面也可以看出, 整个剖面虽含有很多冰壳层, 但这些冰壳层主要是由太阳辐射和风的作用形成的, 剖面中不存在再冻结冰片, 比冰盖沿岸(如 Law Dome 冰帽北侧)或南极半岛地区的雪层剖面明显简单^[12-13]。

一般认为从雪到冰川冰的演化过程中存在两个临界密度: $550\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $830\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, 分别称为第一临界密度和第二临界密度^[14]。在 LGB65 点雪芯的密度-深度剖面中可观察到密度为 $550\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 有转折存在(图 1a), 其深度为 10~11 m。据 11 m 以上的密度 $\rho(\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})$ 和深度 $H(\text{m})$ 资料可得一元线性回归方程: $\rho=0.0123H+0.4247(R^2=0.718)$ 。由该方可推算出 LGB65 点的临界密度所在深度为 10.4 m。该值与 Mizuho 高原上的 W' 200 点的临界密度深度 11.5 m 相近^[15]。W' 200 点的海拔为 2 000 m, 年平均气温为 $-33.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 也与 LGB65 点相当。以 10 m 以下的密度 ρ 和深度 H 资料可得回归方程: $\rho=0.0057H+0.4857(R^2=0.955)$ 。并由该式可推算出 LGB65 点的第二临界密度深度, 即冰内气泡闭合成

为冰川冰的深度为 60.4 m。这一深度与南极冰盖和格陵兰冰盖中温度与降水大体相当的地点, 如南极洲的伯德站, 格陵兰的 I. 莱曼(Inge Lehmann)和克里特(Crête)等的成冰深度相当^[16-18]。

1.2 经验模型的应用

前人一般从理论角度和经验模拟两个方面进行雪成冰的密实化过程研究。1958 年 Schytt^[19]首先建立了粒雪密度与上覆压力的关系。随着两极冰川考察的广泛开展, 基础资料(密度-深度和气象观测数据)的不断积累, 近年来仍有不少冰川学家开展了粒雪密实化的经验模拟研究, 并取得了较大进展。Langway *et al.*^[20]1993 年给出了上覆压力与密度的简单关系:

$$P=A\exp(B(\rho_i-\rho)^2) \tag{1}$$

式中: P 为上覆压力(kPa); ρ_i 为纯冰密度(一般定义为 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时为 $917\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$); A 和 B 为常数。从冰面至某一深度(H)的上覆压力(P)可由下式获得: $P=9.8\times 10^{-5}\int_0^H\rho dh$ 。

式(1)实际上可以转化为上覆压力的对数与孔隙率平方的比例关系, 即:

$$\ln P=C_1S^2+C_2 \tag{2}$$

其中 S 定义为 $(\rho_i-\rho)/\rho_i$ 。

Craven *et al.*^[21]称式(2)为对数-平方(LS)模型。Kameda *et al.*^[22]讨论了该模型的系数, 并得出了系数 C_2 与 10 m 深处粒雪温度的关系, 使 LS 模型成为:

$$\ln P=-12.9S^2-0.0251T+7.6 \tag{3}$$

其中 T 是绝对温度(K).

Kameda *et al.*^[22] 得出的另一模型实际上与 Schytt^[17] 最初得出的密度深度公式一致, 即上覆压力与孔隙率的对数存在以下关系:

$$P = C_3 \ln S + C_4 \tag{4}$$

Kameda *et al.*^[22] 分析了式(4)的系数 C_3 与 10 m 深处粒雪温度的关系, 并得出经验模型:

$$P = (0.0326T - 10.6) \ln S - 1.82 \tag{5}$$

Craven *et al.*^[21] 最近通过进一步检验密实化与年平均风速 $W(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$ 和年平均表面积累率 $A(\text{m} \cdot \text{a}^{-1})$ 的关系, 又扩展了 Kameda *et al.* 的经验模型. 通过将 C_1 和 C_4 看作常数, 对 C_2 和 C_3 进行多元回归分析, 使式(3)、(5)扩展为:

$$\ln P = -12.9S^2 - 0.0249T - 0.1083W + 1.5968A + 7.91 \tag{6}$$

$$P = (0.048T + 0.1067W - 3.1743A - 14.1) \times \ln S - 1.82 \tag{7}$$

Kameda *et al.*^[22] 的经验模型式(3)和(5)不适用于渗浸带的密度-深度剖面, 如 Mizuho 高原上的 S18 点, 也不适用于南极内陆下降风极强, 风对积雪的压实和吹蚀作用明显、年积累率小的地方, 如 Mizuho 高原的 Mizuho 站和 Lambert 盆地的 LGB35 点^[21, 22]. 由图 1b 可见, 式(3)和(5)均适用于 LGB65 点, 从一个侧面反映出该处不属于强下降风、低积累率的地区.

式(6)能够较好地拟合密实化过程的第一阶段直到密度为 $0.7 \sim 0.75 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的数据, 而式(7)却适用于以渐近线接近纯冰密度的高密度部分^[21]. 李忠勤等^[4]和张明军等^[5]通过 LGB65 雪芯的阴、阳离子和 $\delta^{18}\text{O}$ 资料的对比分析, 得出 50 m 雪芯定年结果约为 250 a. 根据本支雪芯的密度-深度资料, 计算出该处年均表面积累率 A 为 122.3 mm. 根据澳大利亚在 Lambert 盆地设立的自动气象站获得的资料, 雪面坡度大的地方风速也大, 年均风速大于 $10 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的站点, 雪面坡度达 $3.2 \sim 5.2 \text{m} \cdot \text{km}^{-1}$. 假定 LGB65 的风速与 Lambert 盆地雪面坡度较小的自动气象站测得的风速一致, 即 W 约为 $7.5 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[10]. 则利用式(6)、(7)可得图 1c. 从该图可得, 式(6)能够较好地拟合 LGB65 点的密度数据, 而式(7)对同一深度的密度数据估算过大. 这和上述 Craven 与 Allison 的结论相同^[21].

由于式(6)、(7)均使用了年均表面积累率 A 作

为变量. 因此, 可以试图用这 2 个经验模型来得出 LGB65 点处年积累率 A . 由实测密度-深度数据可得第一临界密度处的 P 为 0.506 kPa, 则由式(6)、(7)可得 A 分别为 156 mm、237 mm. 由于式(6)能较好地拟合该处的密度数据, A 为 156 mm 应比较接近实际值. 而后者可能和式(7)过高估算同一深度的密度值一样, 高于该地的实际年均表面积累率.

2 地层剖面特征

在透光台上观测到最主要的雪层剖面特征是晶体粒径、深霜构造、透光性以及消融现象、风壳的变化^[23]. LGB65 点处于东南极高原, 雪层中仅有薄冰壳层, 它们主要是辐射壳和风壳.

2.1 晶体粒径

晶体粒径一般分为细粒雪($< 1 \text{mm}$)、中粒雪($1 \sim 2 \text{mm}$)和粗粒雪($> 2 \text{mm}$)或划分得更详细^[9, 24, 25]. 由于南极内陆冰盖的雪层剖面单调, 积累率低, 要进行剖面分析和年层划分, 就必须尽可能细心观测, 以求最大限度地提取冰芯剖面特征的信息. 粒雪粒径随深度的变化是雪层剖面的重要特征之一, 本研究为尽可能细致地观测粒雪的粒径变化, 根据细、中、粗粒雪所占比例, 从细粒雪到粗粒雪把晶体粒径划分为 13 个类型(表 1). 根据雪芯中晶体粒径的相对变化还可标出较细、较粗的粒径变化.

根据上述晶体粒径的分级, 观测发现 LGB65

表 1 晶体粒径类型表
Table 1 The types of grain size

序号	晶体粒径类型	所占比例
1	细粒雪	细粒雪为 100%
2	细粒雪夹少量中粒雪	细粒雪> 80%, 中粒雪< 20%
3	细粒雪夹中粒雪	细粒雪> 60%, < 80%; 中粒雪> 20%, < 40%
4	细粒雪与中粒雪各半	细粒雪< 60%, > 40%; 中粒雪> 40%, < 60%
5	中粒雪夹细粒雪	细粒雪< 40%, > 20%; 中粒雪> 60%, < 80%
6	中粒雪夹少量细粒雪	细粒雪< 20%; 中粒雪> 80%
7	中粒雪	中粒雪为 100%
8	中粒雪夹少量粗粒雪	中粒雪> 80%; 粗粒雪< 20%
9	中粒雪夹粗粒雪	中粒雪> 60%, < 80%; 粗粒雪> 20%, < 80%
10	中粒雪与粗粒雪各半	中粒雪< 60%, > 40%; 粗粒雪> 40%, < 60%
11	粗粒雪夹中粒雪	中粒雪< 40%, > 20%; 粗粒雪> 60%, < 80%
12	粗粒雪夹少量中粒雪	中粒雪< 20%, 粗粒雪> 80%
13	粗粒雪	粗粒雪为 100%

点处雪层剖面的晶体粒径随深度的变化可划分为 4 段: 1) 从表面到 7.76 m, 全由细粒雪构成, 晶体粒径从表面的约 0.2~0.3 mm 逐渐变粗到 0.7~0.8 mm 左右, 只有局部粒径略粗于上、下相邻部位, 但整段粒雪的粒径均小于 1 mm. 2) 7.76~18.35 m, 晶体粒径在细粒雪与中粒雪间波动, 波动幅度大而频繁, 从中可以看出某些韵律变化. 3) 18.35~41.19 m, 雪芯晶体粒径主要为中粒雪、中粒雪夹少量粗粒, 其中 29.68~33.45 m 的粒雪较粗, 主要为中粒雪夹粗粒雪, 局部为粗粒雪夹中粒雪. 该段晶体粒径仍有频繁变化, 但幅度没有上段大, 主要反映在同一晶体粒径类型中出现相对较粗和较细的韵律变化. 4) 41.19 m 到雪芯底部, 肉眼已很难看出晶体粒径的相对粗细变化, 只观察到粒径

类型的单调缓慢变化, 并在 45.6 m 以后, 稳定为粗粒雪夹少量中粒雪.

一般认为夏季层晶体粒径较粗, 而冬季层颗粒较细, 较均匀^[23] (图 2). 上述晶体粒径的粗细变化, 如果排除了深霜的影响, 则可反映季节交替的韵律变化, 可作为年层划分的依据之一. 而雪芯中某些深度段上粒径明显变粗 (如 29.68~33.45 m), 可能反映了气候年代际的变化.

2.2 深霜结构

LGB65 点雪坑剖面未见深霜层, 雪芯中直到 2.85~2.96 m 出现粒雪相对较粗 (0.5~1.0 mm) 的层位, 但它的结构不似深霜层疏松, 因而不属深霜层, 而应为夏季层. 再往下至 3.16~3.19 m 和 3.66~3.70 m, 粒雪较粗, 较疏松, 透光性略好, 应为深霜层. 类似的层位还有一些, 一般仅几厘米, 往往出现在冰壳的上下两侧 (图 2). 但直到 7.76 m 深, 该雪芯的晶体粒径均为细粒雪类型, 因此, 这些层位应该为雏形深霜, 说明该支雪芯深霜层不发育. 这表明上节所述的在 7.76 m 以下, 晶体粒径的频繁变化主要是由气象因子的季节性韵律变化或年代际变化所致.

Higham *et al.*^[26] 通过多年的路线考察发现, Lambert 冰川盆地深霜的发育与年积累率小于 150 mm 的地点紧密相关, 积累率越低, 深霜越发育. 在 Lambert 冰川流域深霜广泛分布于 73°S 以南地区, LGB65 位于 73°S 线以北, 其深霜层不发育, 这从一个侧面反映出该处积累率可能不低于 150 mm.

2.3 透光性

Shoji *et al.*^[23] 主要从格陵兰冰盖冰芯分析中得出, 冰芯的透光性主要表现为, 夏季层位较暗淡有复层, 冬季层位较透明且较均一. 从 LGB65 雪芯的分析看, 由于年积累量小, 年层较薄, 夏季缺乏多层结构. 夏季层位由于晶体粒径较粗, 密度较小而孔隙较多, 透光性较好, 相反, 冬季层位较密实, 一般较暗淡且较均一. 因此, 该雪芯透光性与积累量较大的格陵兰冰芯有所不同. 该支雪芯 16.0 m 以上, 不易观察到透光性的相对变化, 该深度以下, 透光性的相对变化越来越清晰, 表现出韵律变化, 可作为划分年层的依据之一 (图 2). 有的雪芯段, 透光性的相对变化界线较明显, 可以直接划分较亮与较暗层位, 而某些雪芯段, 透光性为渐变趋势, 只能确定其亮度最大或最小的位置, 难以划分亮度相对变化的确切界线 (图 2).

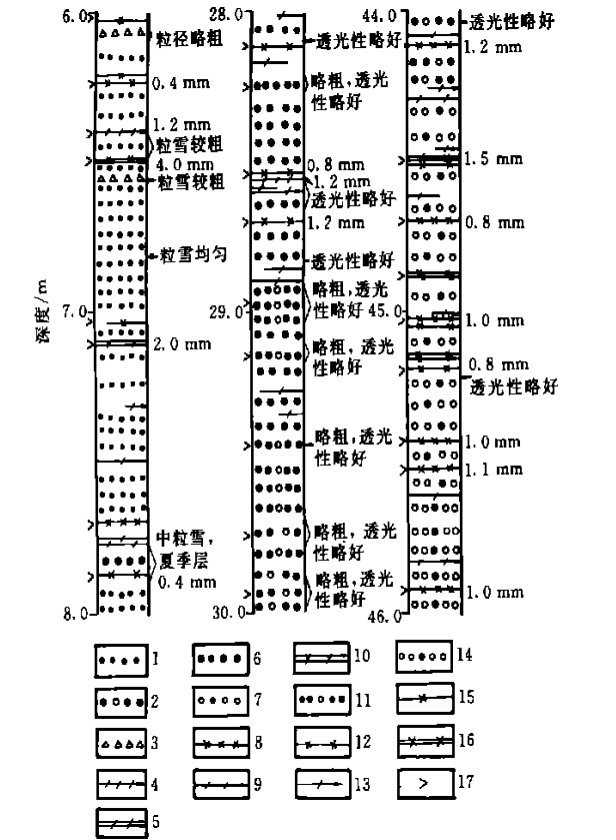


图 2 LGB65 雪芯 6.0~8.0 m、28.0~30.0 m 和 44.0~46.0 m 的地层剖面图

1. 细粒雪; 2. 中粒雪夹粗粒雪; 3. 深霜; 4. 风壳 (强); 5. 多层风壳;
6. 中粒雪; 7. 粗粒雪夹中粒雪; 8. 辐射壳 (强); 9. 风壳 (中);
10. 辐射壳与风壳的混合壳; 11. 中粒雪夹少量粗粒雪;
12. 辐射壳 (中); 13. 风壳 (弱); 14. 粗粒雪夹少量中粒雪; 15. 辐射壳 (弱); 16. 多层辐射壳; 17. 年层标记

Fig. 2 Stratigraphic profiles of the LGB65 ice core from 6.0~8.0 m, 28.0~30.0 m and 44.0~46.0 m

2.4 冰壳层

对冰壳的观测内容包括厚度、透光性, 单层还是多层(紧邻的冰壳两层或以上), 与粒雪间过渡的边界是否清晰, 并综合判断其为强、中、弱等类型. 在透射光下, 由于辐射壳的透光性较好, 边界较清晰, 风壳的透光性较差, 可将两者区分开来. 根据雪芯在透光台上的明暗变化将透光性分为较亮和较暗两种类型. Lambert 冰川盆地中较厚的不透明冰壳应主要形成于秋季, 春末和夏季次之. 透明、半透明冰壳主要形成于夏季, 因此是划分雪层剖面年层的重要依据(图 2)^[27].

LGB65 点 50m 雪芯共有 351 层冰壳层, 平均为每米 7.0 层冰壳, 与澳大利亚整个 Lambert 冰川流域路线考察结果对比来看^[26], 该处粒雪层中含有的冰壳层相当丰富. 随深度的分布为 10 m 以上平均为每米 5.3 层冰壳, 10~20 m 每米 7.2 层, 20~30 m 每米 7.3 层, 30~40 m 每米 4.9 层, 40~50 m 每米 11.0 层, 可见并无明确的规律性, 更没有出现如 Wilkes 地 GC46 点, 冰壳层集中于表面, 某一深度以下, 薄冰壳可能因冰盖内部升华、凝华作用而消失的现象^[14].

雪层中 18.40~20.57 m 和 29.34~32.38 m 段均由粒雪构成, 而且晶体粒径略粗, 只有 30.85 m 深处有一很弱的未穿透冰壳层. 这与其它层位冰壳层频繁出现成为鲜明的对比, 其出现原因, 尚不清楚.

3 积累率

根据辐射壳分布、粒径变化、深霜层位、透光性, 并适当参考密度和多层风壳的层位资料, 初步划分了 LGB65 雪芯的年层, 其中 0~11.38 m 共 38 个年层, 15.0~17.7 m 有 11 个年层, 20.05~37.02 m 有 84 个年层, 39.83~51.28 m 有 69 个年层, 共划分了 202 个年层. 4 段雪芯的年层厚度乘以相应深度的平均密度, 即可得出年积累率, 年积累率随深度变化见图 3. 从图 3 可得, 年积累率最大值为 321.0 mm, 最小值为 25.8 mm, 积累率的年际变化极大. 4 段雪芯的年平均积累率分别为 146.3 mm、139.5 mm、131.0 mm、123.9 mm 水当量, 表明近 200 多年 LGB65 点处的年积累率在持续增加. 4 段雪芯总的年平均积累率为 131.9 mm, 比通过主要阴阳离子和 $\delta^{18}O$ 分析^[4, 5]得出的年均积累率(122.3 mm)略大.

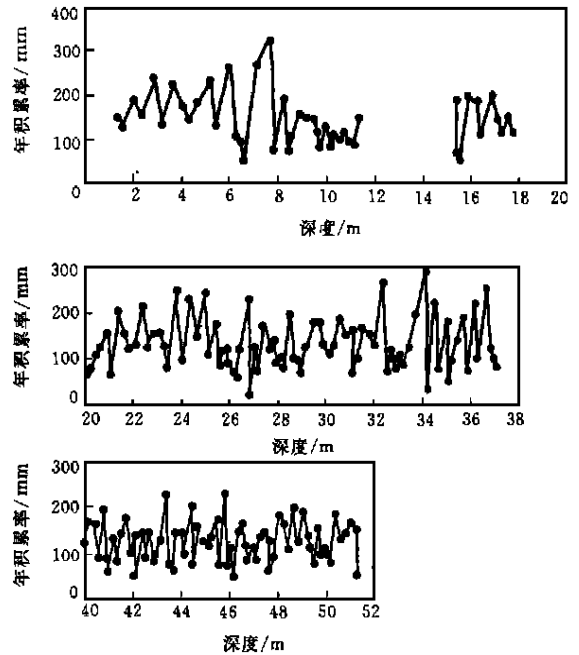


图 3 LGB65 点雪芯的年积累率-深度图

Fig. 3 Annual accumulation rate-depth profiles of the LGB65 firm core

过地层难以划分年层或难以连续划分 10 个以上年层. 如果以其粒雪的平均密度以及获得的年平均积累率(131.9 mm)推算, 8.78 m 雪芯共有 41 个年层, 因此, 从表面到 51.28 m 共约为 243 个年层.

从最近 38 a 的积累率来看, 20 世纪 60 年代的年平均积累率为 105.6 mm, 而 1976—1996 年的年平均积累率达 170.9 mm. 说明该处 20 世纪 60 年代的年积累率低于平均水平, 70 年代中期以后, LGB65 点的积累率出现大幅度增加.

从粒雪密实化的经验模型分析可得, LGB65 点处不属于强下降风作用下的低积累(年积累率仅几十毫米)地区. 利用式(6)推算出第一临界密度深度(10.4 m)以上, 雪芯的年积累率为 156 mm, 通过年层划分得出该深度以上的积累率为 150 mm, 两值相当接近. 另外, van den Broeke *et al.*^[28] 利用式(6)推算 Dronning Maud Land 考察路线的年平均风速, 结果也与实际吻合, 说明 Craven 和 Allison 建立的 IS 模型^[21]具有较广泛的适用性与可靠性.

前人对南极冰盖表面物质积累率历史变化的众多研究结果表明, 近几十年来冰盖许多地区的物质积累速率普遍呈增大趋势, Pourchet *et al.*^[29] 根据包括罗斯冰架地区在内的东南极与西南极部分地区的. 研究结果认为, 1965—1975 年平均积累率比前 10 a 增加了 30%. Morgan *et al.*^[30] 注意到 Law Dome 及其相邻的东南极海岸地区在 20 世纪 50 年代积累率呈

下降趋势, 到 1960 年恢复到以前的水平, 之后到 1985 年增加了 20%。最近的积累率比过去 200 a 的平均值大 20%。Goodwin^[31] 得出 Wilkes Land 的积累率自 20 世纪 60 年代以来增加了约 20%。其他如 Qin Dahe *et al.*^[32]、Mosley—Thompson *et al.*^[33-34] 也都得出了类似的结果。但有些研究结果认为, 南极冰盖某些部分积累率呈减少趋势或无明显变化^[35-37]。特别是 Lambert 盆地的另一侧(西侧), 过去几十年的积累率呈下降趋势^[27-38], 与本研究所的东侧不同, 反映出南极冰盖表面物质积累率的时空分布的复杂性。

4 结 语

通过对 LGB65 点处雪芯与雪坑的密度与雪层剖面分析, 获得了以下主要结果:

(1) LGB65 点雪的密实化过程属冷型密实化类型。根据实测密度资料推算出第一临界密度和第二临界密度的深度分别为 10.4 m 和 60.4 m。

(2) 根据晶体粒径大小与所占比例, 从细粒雪到粗粒雪划分为 13 个粒径类型。LGB65 点处雪一粒雪层的晶体粒径随深度变化可分为 4 段: 0~7.76 m, 7.76~18.35 m, 18.35~41.19 m 和 41.19 m 到雪芯底部, 各段具有不同的晶体粒径变化特征。晶体粒径的变化主要是由气象因子的季节性韵律变化或年际变化所致。

(3) LGB65 点的雪层中深霜不发育, 为数不多的锥形深霜层厚度仅几厘米, 多分布在冰壳层的上、下两侧。

(4) 16.0 m 以上难以观察到雪芯透光性的相对变化, 之下, 透光性逐渐表现出韵律变化, 并可作为划分年层的依据之一。

(5) 整个粒雪层中, 冰壳层平均每米有 7.0 层。除两段雪芯共 5.21 m 均由粒雪构成外, 其余含有较丰富的薄冰壳。辐射壳是划分雪层剖面年层的重要依据。

(6) 应用 Craven *et al.*^[21] 及 Kameda *et al.*^[22] 的粒雪密实化经验模型分析说明, LGB65 点不位于东南极内陆强下降风、低积累率的地区。Craven 和 Allison 的 LS 模型^[19] 具有较广泛的适用性和可靠性。利用该模型得出的 LGB65 点雪芯浅表层的年积累率与通过雪层剖面特征划分年层得出的结果吻合, 也反映了利用雪层剖面的层位特征划分年层的方法具有较大的可信度。

(7) 综合观察到的地层的各种层位特征, 初步

划分了 LGB65 点雪芯的年层, 并得出近 250 a 来该处的年积累率呈增大趋势。总的年平均积累率为 131.9 mm。20 世纪 60 年代的年积累率低于平均水平, 70 年代中期以后, 积累率出现大幅度增加。

参考文献(References):

- [1] Kang Jiancheng, Wang Dali. 300 km glaciological expedition from Zhongshan Station to inland of Antarctic Ice Sheet [J]. Chinese Journal of Polar Research, 1997, 9(3): 238—242. [康建成, 汪大立. 中山站至内陆 330 公里冰川学剖面考察[J]. 极地研究, 1997, 9(3): 238—242.]
- [2] Qin Dahe, Ren Jiawen, Kang Shichang. Review and prospect on the study of Antarctic glaciology in China during the last 10 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(4): 376—383.
- [3] Wang Dali, Kang Jiancheng, Sun Bo, *et al.* Characteristics and implication of microparticle in surface snow samples along a 330 km profile from Zhongshan Station to inland of Antarctica [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(2): 128—132. [汪大立, 康建成, 孙波, 等. 南极中山站至内陆冰盖 330 km 剖面表面雪样微粒分布特征及其意义[J]. 冰川冻土, 2000, 22(2): 128—132.]
- [4] Li Zhongqin, Zhang Mingjun, Qin Dahe, *et al.* A preliminary study on the annual layer effect of $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ and Ca^{2+} in snow/firn in Princess Elizabeth Land, Antarctica [J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(19): 2 114—2 118. [李忠勤, 张明军, 秦大河, 等. 南极洲伊丽莎白公主地区冰雪中 $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ 和 Ca^{2+} 年层效应初探[J]. 科学通报, 1999, 44(19): 2 114—2 118.]
- [5] Zhang Mingjun, Li Zhongqin, Qin Dahe, *et al.* The study on the depositional styles of major ions and the climatic effect of nsSO_4^{2-} in Princess Elizabeth Land, Antarctica [J]. Chinese Journal of Polar Research, 1999, 11(3): 161—168. [张明军, 李忠勤, 秦大河, 等. 南极洲伊丽莎白公主地区主要离子沉积方式及 nsSO_4^{2-} 气候效应研究[J]. 极地研究, 1999, 11(3): 161—168.]
- [6] Alley R.B. Densification and recrystallization of firn at Dome C, East Antarctica [R]. Institute of Polar Studies Report, 77, 1980. 1—62.
- [7] Han Jiankang, Kang Jiancheng, Wen Jiahong, *et al.* General characteristics in stratigraphy and density variation for ice cores from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica [J]. Antarctic Research, 1994, 6(1): 40—46. [韩建康, 康建成, 温家洪, 等. 南极洲乔治王岛柯林斯冰帽冰芯层位和密度变化的一般特征[J]. 南极研究, 1994, 6(1): 40—46.]
- [8] Qin Dahe. Densification process of snow firn in the surface layer of the Antarctic Ice Sheet [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1987, 9(3): 190—204. [秦大河. 南极冰盖表面层内雪的密实化过程[J]. 冰川冻土, 1987, 9(3): 190—204.]
- [9] Qin Dahe. Research on the stratigraphy of shallow snow/firn core in Wilkes Land, Antarctica [A]. The Collection of the Scientific Papers on the Antarctic Research (No. 5) on the Glaciology [C]. Beijing: Science Press, 1988. 22—59. [秦大河. 南极洲威尔克斯地浅层雪—粒雪岩芯的剖面研究[A]. 国家南极考察委员会. 南极科学考察论文集(五): 冰川学研究[C]. 北京: 科学出版社, 1988. 22—59.]
- [10] Allison I. Surface climate of the interior of the Lambert Glacier Basin, Antarctica, from automatic weather station data [J]. Ann. Glaciol., 1998, 27, 515—520.

- [11] Kang Jiancheng, Wang Dali. Report on First Chinese Inland Antarctic Expedition [R]. Polar Research Institute of China, 1997. Shanghai. [康建成, 汪大立. 参加中国首次南极内陆冰盖考察资料报告 [R]. 上海: 中国极地研究所. 1997.]
- [12] Xie Zichu. The study on the snow stratigraphy and ice formation on Law Dome Ice Cap, Antarctica [A]. The Collection of the Scientific Papers on the Antarctic Research (No. 5) on the Glaciology [C]. Beijing: Science Press, 1988. 1—21. [谢自楚. 南极洲洛多姆冰帽雪的地层学及成冰作用研究 [A]. 国家南极考察委员会. 南极科学考察论文集(五): 冰川学研究 [C]. 北京: 科学出版社. 1988. 1—21.]
- [13] Qin Dahe, Ren Jiawen. A preliminary study on the snow profile and surface characteristics of the 6000 km trans—Antarctica [J]. Science in China (Series B), 1991, (9): 963—969. [秦大河, 任贾文. 6000 km 横贯南极洲雪层剖面与表面特征的初步研究 [J]. 中国科学(B辑), 1991, (9): 963—969.]
- [14] Qin Dahe. Physical Process and Modern Climate and Environmental Record in the Surface Layer of the Antarctic Ice Sheet [M]. Beijing: Science Press, 1995. 32—59. [秦大河. 南极冰盖表层雪内的物理过程和现代气候及环境记录 [M]. 北京: 科学出版社, 1995. 32—59.]
- [15] Benson C.S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet [R]. SIPRE Research Report, 70, 1962. 1—35.
- [16] Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers (Second edition) [M]. Oxford: Pergamon Press, 1981. 380.
- [17] Gow A.J. Deep cores studies of the accumulation and densification of snow at Byrd Station and Little America V, Antarctica [R]. CRREL Research Report 197, 1968. 1—45.
- [18] Gow A.J. Time-temperature dependence of sintering in perennial isothermal snowpacks [A]. IAHS 114 [C], 1975. 25—41.
- [19] Schytt V. Glaciology: Snow Studies at Maudheim. Snow studies inland. The inner structure of the ice shelf at Maudheim as shown by core drilling [R]. Norwegian—British—Swedish Antarctic Expedition, 1945—52. Sci. Results, 4(2A), 1958. 1—64.
- [20] Langway Jr C.C., Shoji H., Mitani A. *et al.* Transformation process observations of polar firn to ice [J]. Ann. Glaciol., 1993, 18: 199—202.
- [21] Craven M., Allison I. Firnification and the effects of wind-packing on Antarctic snow [J]. Ann. Glaciol., 1998, 27: 239—245.
- [22] Kameda T., Shoji H., Kawada K., *et al.* An empirical relation between overburden pressure and firn density [J]. Ann. Glaciol., 1994, 20: 87—94.
- [23] Shoji H., Langway Jr C.C. Physical property reference horizons [A]. Oeschger H. and Langway, Jr. C.C. The Environmental Record in Glaciers and Ice Sheets [C]. New York: John & Sons Press, 1989. 161—176.
- [24] Qin Dahe. Report on Glaciological Research of the 1990 International Trans—Antarctic Expedition (1989—1994) [M]. Beijing: Science Press, 1995. 1—117.
- [25] Wen Jiahong, Kang Jiancheng, Han Jiankang *et al.* A preliminary research on the annual layer dating of ice cores and mass balance on the Collins Ice Cap [A]. Zhou Xiuji, Lu Longhua. Studies on the Interaction and Impact between Antarctic and Global Climate and Environment [C]. Beijing: Meteorology Press, 1996. 210—215. [温家洪, 康建成, 韩建康, 等. 柯林斯冰帽排钻冰芯地层划分与物质平衡的初步研究 [A]. 周秀骥, 陆龙华. 南极与全球气候环境相互作用和影响的研究 [C]. 北京: 气象出版社, 1996. 210—215.]
- [26] Higham M., Craven M. Surface mass balance and snow surface properties from the Lambert Glacier Basin traverses 1990—1994 [R]. Antarctic CRC Report No. 9, 1997. 1—45.
- [27] Ren Jiawen, Qin Dahe, Allison I. *et al.* A study of snow stratigraphy and accumulation-rate change in the west part of the Lambert Glacier Basin, East Antarctica [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1995, 17(3): 274—281. [任贾文, 秦大河, Allison I., 等. 东南极洲 Lambert 冰川流域西部地区的雪层剖面和积累速率变化特征 [J]. 冰川冻土, 1995, 17(3): 274—281.]
- [28] Van den Broeke M.R., Winther J., Isaksson E., *et al.* Climate variables along a traverse line in Dronning Maud Land, East Antarctica [J]. J. Glaciol., 1999, 45(150): 295—302.
- [29] Pouchet M., Pinglot F., Lorius C. Some meteorological applications of radioactive fallout measurements in Antarctic snow [J]. J. Geophys. Res., 1983, 88(C10): 6013—6020.
- [30] Morgan V.I., Goodwin I.D., Etheridge D.M., *et al.* Evidence from Antarctic ice cores for recent increases in snow accumulation [J]. Nature, 1991, 354: 58—60.
- [31] Goodwin I.D. Snow-accumulation variability from seasonal surface observations and firn-core stratigraphy, eastern Wilkes Land, Antarctica [J]. J. Glaciol., 1991, 37(127): 383—387.
- [32] Qin Dahe, Wang Wenti. The historical climatic records in ice cores from the surface layer of Wilkes Land, Antarctica [J]. Science in China (Series B), 1990, 33(4): 460—466.
- [33] Mosley-Thompson E., Paskievitch J.F., Groos S.M. Ice core drilling for palaeoclimatic information at plateau remote [J]. Antarctic J.U.S., 1987, 22(5): 78—79.
- [34] Mosley-Thompson E., Thompson L.G., Paskievitch J.F., *et al.* Recent increase in South pole snow accumulation [J]. Ann. Glaciol., 1995, 21: 131—138.
- [35] Satow K., Watanabe O. Seasonal variation of oxygen isotopic composition of firn cores in the Antarctic ice sheet [J]. Ann. Glaciol., 1990, 14: 256—260.
- [36] Jacobs S.S. Is the Antarctic ice sheet growing? [J]. Nature, 1992, 360: 29—33.
- [37] Isaksson E., Karl N.W., Gundestrup N., *et al.* A century of accumulation and temperature changes in Dronning Maud Land, Antarctica [J]. J. Geophys. Res., 1996, 101(D3): 7 085—7 094.
- [38] Ren Jiawen, Qin Dahe. Distribution of stable isotopes in surface snow and climatic change in past decades over the Lambert Glacier Basin, East Antarctica [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1998, 20(4): 425—431.

Snow Density and Stratigraphy at LGB65 in Princess Elizabeth Land, East Antarctica

WEN Jia-hong¹, KANG Jian-cheng¹, WANG Da-li¹, SUN Bo¹, LI Zhong-qin², LI Jun³

(1. Polar Research Institute of China, Shanghai 200129, China; 2. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China; 3. Antarctic CRC and Australian Antarctic Division, Hobart Tasmania 7001, Australia)

Abstract: Snow density measurement and stratigraphic observation of a 50 m firm-core and a snow-pit at LGB65 in Princess Elizabeth Land, East Antarctica, were conducted. The major conclusions were obtained as follows:

(1) Densification of snow/firm belongs to cold type one. The depths of the first and the second critical density are 10.4 m and 60.4 m respectively.

(2) Depth hoar is not well developed. There are only a few embryo depth hoar layers, several centimeters in thickness, and most of them overlie or underlie ice crusts.

(3) Thirteen grain-size classes, from fine to coarse, are divided according to their size and size ratios. Grain-size depth profile of the snow/firm layers at the LGB65 can be divided into four sections: 0 ~ 7.76 m, 7.76 ~ 18.35 m, 18.35 ~ 41.19 m, 41.19 m to the bottom of the core. Grain-size variations are mainly controlled by seasonal or interannual changes of climate factors.

(4) The relative light-transmission of the core varies less above 16.0 m, but varies rhythmically below 16.0 m, which can be considered as an indicator for differentiating annual layers.

(5) Relatively abundant ice crusts can be recognized in the snow stratigraphic profile, 7 crusts per meter on an

average. However, there are two firm sections, 5.21 m in length, without ice crust. Ice crusts can mainly be divided into three types: radiation crust, wind crust and multi-layer crust. Among them, radiation crust is of importance for determining annual layer boundaries.

(6) The process of firmification at the LGB65 has been examined with two empirical models established by Craven and Allison^[21] and Kameda and others^[22]. The results show that the LGB65 is not located in the strong katabatic-wind and low accumulation rate area. The LS model established by Craven and Allison^[21] has wider applicability and higher reliability. In the shallow layer of the LGB65 firm core, the annual accumulation rate derived by the LS model is consistent with the result from firm core dating through the stratigraphic features, which reflects that the stratigraphic method has considerable reliability.

(7) On the basis of various stratigraphic features observed, the LGB65 firm core is dated preliminarily. It is concluded that the annual accumulation presented an increase trend over the last 250 a. The average accumulation rate of the whole profile was 131.9 mm·a⁻¹. In the 1960's the annual accumulation was lower than the average value, and then increased strikingly since the middle of the 1970's.

Key words: firm core; snow stratigraphic profile; annual accumulation; density; East Antarctica