

东南极拉斯曼丘陵区的湖泊^{*}

李栓科

(中国科学院地理研究所, 北京 100101)
国家计划委员会

提要 拉斯曼丘陵区的湖泊均为淡水湖, 总数近 150 个, 湖泊总面积 6.3 km², 占陆地总面积的 3.15%。东部地区湖泊数量少但多深大湖, 西部地区数量多但多浅小湖。湖泊地貌发育初始, A_1/A_0 之值较大, 湖岸地貌形态不发育, 全年封冻期长达 300 天, 限制了湖水动力对地貌和沉积物形成的作用强度, 冰雪融水量与湖面蒸发量控制了湖水平衡和湖面变化过程。湖积物厚度小, 颗粒粗、分选差, 风力混杂堆积作用明显。夏季水温变化复杂, 并常有明显的逆温现象。水体 pH 值介于 8.0~8.6 之间, Na⁺ 占绝对优势。

关键词 淡水湖泊 拉斯曼丘陵 东南极

南极大陆的淡水湖泊分布在年平均气温低于 0℃ 的地区。这些湖泊之所以存在是因为夏季较高的太阳辐射使大量的冰雪融化, 冰雪融水在先前由冰蚀、雪蚀、风蚀、海蚀及构造等形成的盆洼地集聚, 从而形成并维持了淡水湖泊。淡水湖泊生态系统的复杂性和脆弱性, 使南极大陆这块地球上最恶劣的气候环境里各种环境因子的改变都能引起淡水生态系统的高灵敏度响应。正是南极淡水湖泊的这一特征, 已引起地学家和生物学家的广泛重视, 尤其在全球变化研究的大潮中, 许多科学家转向从极地湖泊中收集更灵敏、更精确的古环境证据。

1 区域研究简史

拉斯曼丘陵 (Larsemann Hills) 是全新世形成的无冰区^[1], 面积近 200 km², 由 5 大半岛和 128 小海岛组成。介于 69°17'~69°28'S 及 76°00'~76°30' E 之间, 位于东南极伊丽莎白公主地 (Princess Elizabeth Land) 的英格丽特·克里斯滕森海岸 (Ingrid Christensen Coast), 占据普里兹湾 (Prydz Bay) 的东岸, 是南极大陆沿海为数不多的绿洲之一 (图 1)。

1935 年 2 月, 挪威著名捕鲸者 C. L. Christensen 派出的“Thorshavn”号船首次在该丘陵区登岸, 进行航空摄影调查, 完成了当时南极地区精度最高的地形图。1954 年 3 月, Phillip G. Law 率领的澳大利亚探险队踏上该丘陵, 他们的活动以 C. L. Christensen 1937 年出版的地形图为依据, 并在图上标注了挪威人尚未命名的湖泊和山丘。目前该区地名中挪威文与

* 前国家南极考察委员会和中国科学院地理研究所所长基金资助课题。

收稿日期: 1993 年 12 月 4 日; 接受日期: 1994 年 6 月 13 日。

作者简介: 李栓科, 男, 1964 年生, 副研究员。1987 年北京师范大学地理系研究生毕业。主要从事青藏高原和南、北极地区的地貌过程与第四纪环境演变的研究。已发表有关论文 30 余篇, 并参与编写专著若干本。

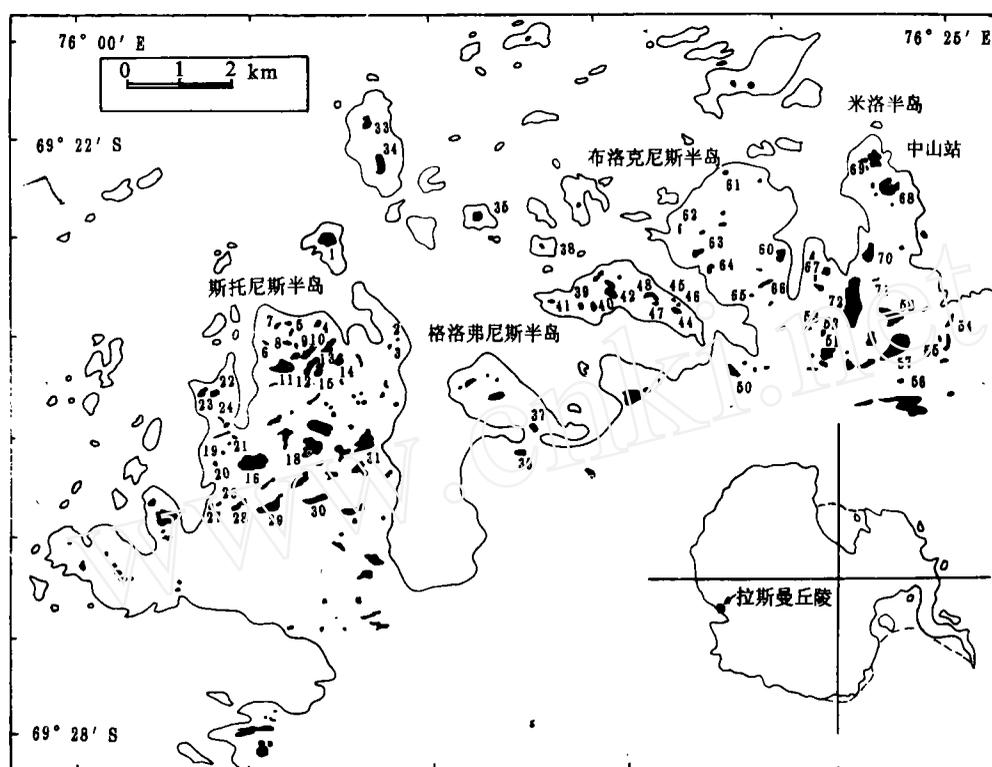


图1 拉斯曼丘陵地区湖泊分布

Fig. 1 Distribution of lakes in the Larsemann Hills

英文混杂的现象即源于此。

该地区真正的科学考察始于80年代。1986年2月,澳大利亚在拉斯曼丘陵的米洛半岛(Mirror Pen.)上建立了该区第一个夏季科考基地——劳基地(Law Base)。1986年12月~1987年2月,澳大利亚两名地质学家、三名生物学家和两名水文学家先后在该地区进行渡夏科考;1988~1992年,又有三批地质学家、两批生物学家和水文学家在该区进行调查,对湖泊水化学成分(主要是Ca, Mg, Na, K和Cl离子浓度)、pH值、电导率进行野外简易测定^[1],还调查了部分湖泊的水温、溶解氧和氧同位素组成等。目前已基本查明湖泊水体中主要生物种属,并认为较深湖泊夏季出现的逆温现象是蓝绿藻层强烈吸收阳光的结果^[2]。

1986年12月~1987年4月,前苏联在该区建立了第一个常年科学基地——进步1号站,1989年又修建了进步2号站。科学研究限于地质学、矿产学、地球物理学、测绘学和气象学等方面。

1989年2月,我国在该区建立了南极中山站(69°22'24"S, 76°22'40"E)。作者于1990年11月~1991年4月、1991年11月~1992年12月及1993年1月~1993年4月,先后参加了中国南极考察中山站七次渡夏队、八次越冬队和九次渡夏队。对该区包括湖泊在内的地貌与沉积特征进行了广泛的调查和采样,还采集了大量的湖水、季节性流水、冰(冰川冰和海水冰)和不同季节降雪的样品。本文即是对该区湖泊地貌、沉积和水文方面的初步总结报告。

2 湖泊地貌

拉斯曼丘陵区的湖泊约 150 个,主要集中在斯托尼斯半岛(Storness Pen.)和米洛半岛上(图 1)。

2.1 湖泊分布

拉斯曼丘陵区湖泊总面积约 6.3km^2 ,占陆地总面积的 3.15%,湖泊面积较小,平均为 0.0042km^2 。内拉湖(Nella L.)面积最大,约为 0.13km^2 。斯托尼斯半岛和米洛半岛集中了近 80%的湖泊,前者有大小湖泊 81 个,占本丘陵区湖泊总数的 54%,后者有 36 个,占 24%。

在地区分布上,东部区湖泊稀少,西部区密集。米洛半岛的湖泊密度为 1.5 个/ km^2 ,而斯托尼斯半岛为 5 个/ km^2 。湖盆性状在地域上也有较大差异,东部区湖盆较深,湖面也较广,湖泊大都呈现逐渐收缩状态,如进步湖(Progress L.)、米尔湖(Mirror L.)和大湖(Big L.)等,西部除了少数象长湖(Long L.)、奥斯卡湖(Oscar L.)、冰封湖(Frozen L.)等较大湖盆外,大多湖盆浅小、湖面狭窄,几乎所有的浅小洼地都为湖泊占据,呈“凡注即湖”现象。这种差异可能与丘陵区无冰历史的长短有关,即冰盖后退是由东北向西南方向进行的,东部地区无冰历史长于西部地区。

湖泊的分布与冰川和冰盖变化密切相关。在现代冰盖前缘,发育较密集的湖群,平面上构成弧形,与冰盖前缘线相吻合。远离现代冰盖前缘的湖泊大都与古冰流有关,许多湖泊的长轴方向一致,并座落在同一谷地内,而这些谷地多是古冰川谷地。

深大湖泊与浅小湖泊在地域分布上也有明显的差异,这与湖盆成因有关。深大湖盆多呈线状展布,彼此间或构成串珠状或呈雁行式排列,浅小湖盆则呈离散或集群分布,即呈不同密集型的斑点状,这种斑点状的小湖群在斯托尼斯半岛最为典型(图 1、表 1)。许多面积不足 100m^2 的湖泊集中在托厄马林脊(Tormalin)东南侧的高地上,彼此间多有季节性流水联通,在片麻岩山脊、拉姆都德尔山(Lamddell)等高地上,散布有众多的小湖泊。可以认为,这些浅小的斑点状湖泊的形成都与冰蚀雪蚀作用有关,而深大湖盆则与构造有关,或为构造洼地或是构造控制下冰蚀作用的产物。

2.2 湖泊地貌

拉斯曼丘陵区的各种湖泊地貌特征均说明该地区湖泊发育的年轻化或初始性,主要表现在以下几个方面:

(1) 湖盆发育不充分。湖面面积与湖泊补给区面积之比(A_1/A_c)较大(表 1),有些湖泊 A_1/A_c 之值甚至大于 1,如斯托尼斯半岛北部的 4 号湖和 13 号湖,即补给区狭窄,尚未超过湖面面积,此乃湖盆发育不充分的必然结果。即使本区湖面面积最大的内拉湖,其补给区面积仅 0.259km^2 , A_1/A_c 值为 0.50。可见, A_1/A_c 值高是本区湖盆的主要发育特征。

(2) 湖岸线发育不充分。绝大多数湖泊没有明显的湖岸线,即既缺乏湖蚀崖、湖蚀陡坎等侵蚀形态,也缺乏诸如湖岸堤、滨岸砂堆等沉积形态。

(3) 湖积物稀少。拉斯曼丘陵区众多湖泊基本上都以零散稀薄的粗大底质为主,这些粗颗粒物大都是先期冰川作用或雪蚀作用的产物。湖积物较薄,究其原因有两方面,一是本区湖泊形成时间甚短,与该丘陵相距仅 100 km 的维斯特福尔德丘陵(Vestfold Hills)无冰历

表1 拉斯曼丘陵湖区湖泊特征^{(1), (2), (3)}

Tab. 1 Lake characteristics in the Larsemann Hills

湖泊	海拔 (m)	最大 深度 (m)	湖面积 A_l (km^2)	补给区 面积 A_c (km^2)	$\frac{A_l}{A_c}$	最大 长度 (m)	最大 宽度 (m)	长宽 比	长轴 方向	pH	水化学组分(ppm)					底质 组成
											Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
1号湖	100	7.6	0.025	0.135	0.19	240	90	2.67	NE	7.7		2.7	5.4	36.8	7.4	砂砾石
2号湖	55	1.1	0.005	0.010	0.5	75	30	2.5	NEE	7.2		2.5	5.4	34.4	1.6	基岩
3号湖	55	1.5	0.005	0.010	0.5	60	15	4.0	NNE	6.9		2.3	5.0	32.6	1.5	基岩
4号湖	10	3.4	0.035	0.031	1.13	120	105	1.14	NE	7.1		2.5	5.5	36.2	1.4	砂砾石
5号湖	5	3.0	0.060	0.251	0.24	75	30	2.50	NE	7.2		1.1	3.3	20.8	0.9	砂砾石
6号湖	5	4.7	0.045	0.079	0.57	105	45	2.33	NEE	7.0		1.2	3.5	21.7	0.8	砂砾石
7号湖	5	4.8	0.025	0.107	0.23	165	60	2.75	NE	6.9		3.1	7.2	52.7	2.0	基岩
8号湖	25	4.5	0.025	0.129	0.19	105	60	1.75	NW	6.4		1.7	4.0	24.2	1.0	砂
9号湖	30	3.8	0.025	0.072	0.35	90	45	2.0	NW	6.1		1.3	3.5	20.8	0.8	砂
海地湖	60	5.0	0.075	0.121	0.62	305	76	4.01	NE	7.8		2.0	4.9	31.4	1.2	砂
法里斯湖	50	4.2	0.105	0.511	0.21	375	155	2.27	NE	6.0						砂
长湖	80	11	0.050	0.027	0.58	390	75	5.20	NE	6.5						基岩
13号湖	75	4.8	0.050	0.047	1.06	270	75	3.6	NE	7.6		5.4	9.7	72.9	3.0	基岩
14号湖	60	4.7	0.055	0.071	0.77	165	90	1.83	NE	7.6						基岩
15号湖	75	1.0	0.045	0.072	0.63	150	55	2.73	NE	6.8						基岩
约库尔湖	75	2.0	0.120	0.430	0.28	570	270	2.11	NE	6.2		1.0	3.5	19.9	0.8	砂
奥斯卡湖	85	18.0	0.090	0.207	0.44	330	240	1.38	NE	8.0		6.3	7.0	57.1	2.2	砂
19号湖	90	4.0	0.005	0.023	0.22	56	40	1.4	NE	7.0		4.1	8.4	61.0	2.6	基岩
20号湖	80	3.4	0.005	0.064	0.08	50	25	2.0	NE	6.4	18.9	0.9	1.5	5.2	0.3	基岩
21号湖	50	2.1	0.010	0.086	0.12	105	30	3.5	NE	7.4	462.0	34.6	30.7	236.7	12.4	基岩
22号湖	20	2.2	0.010	0.150	0.07	105	90	1.17	NE	6.5	41.3	1.4	3.6	20.2	0.8	砂砾石
普勒古恩湖	5	4.6	0.010	0.078	0.13	105	90	1.17	NE	7.2	210.0	5.2	8.8	66.5	2.6	砂
24号湖	50	4.8	0.015	0.029	0.52	150	60	2.50	NE	8.0	282.0	42.1	34.9	250.8	12.4	砂砾石
25号湖	50	7.2	0.005	0.036	0.14	90	45	2.0	NE	6.7	41.0	1.2	3.7	22.5	0.9	砂
26号湖	65	4.8	0.020	0.049	0.41	135	50	2.7	NE	6.6	25.0	1.0	2.9	13.8	0.6	砂
27号湖	65	6.3	0.005	0.076	0.07	90	50	1.8	NE	6.5	26.6	0.9	2.7	13.0	0.6	砂砾石
马拉奇特湖	85		0.040	0.106	0.38	165	40	4.13	NE	6.9	22.2	0.6	2.1	9.3	0.4	砂砾石
约库吉尔湖	80	3.5	0.070	0.212	0.33	390	150	2.6	NE	6.4	24.7	1.0	2.7	12.8	0.6	砂砾石
布兰德尔湖	95	5.7	0.070	0.104	0.67	195	50	3.9	NE	6.7	46.0	1.3	3.5	19.7	0.7	砂砾石
四指湖	80	6.7	0.050	0.179	0.28	300	60	5.0	NE	7.8	38.0	1.0	3.1	15.7	0.6	砂
32号湖	75	2.2	0.030	0.151	0.20	240	60	4.0	NE	7.1	43.5	0.9	3.5	21.1	0.8	砂砾石
冰封湖	80		0.100	0.300	0.33	350	220	1.59	NW	6.2						砂砾石
33号湖	30	3.0	0.040	0.184	0.22	195	60	3.25	NNE	6.6	59.3	0.5	3.0	14.7	0.5	基岩
34号湖	5	9.0	0.012	0.165	0.07	210	90	2.33	NNE	6.7	75.7	0.5	3.0	13.1	0.5	砂
35号湖	30	12.0	0.013	0.093	0.14	285	90	3.17	NE	7.5	704.0	30.1	46.5	363.0	13.3	砂
36号湖	60	15.0	0.055	0.176	0.31	120	60	2.0	NW	7.8	534.0	29.3	21.1	157.6	6.2	砂砾石
37号湖	5.0	1.1	0.050	0.197	0.25	240	165	1.46	NW	7.3	68.3	11.3	5.5	34.7	1.4	砾石、砂
38号湖	25	1.5	0.005	0.022	0.23	90	45	2.0	NW	7.4	414.0	13.5	19.5	172.4	7.5	基岩
39号湖	40	3.7	0.005	0.091	0.06	90	75	1.20	NNW	7.9	448.0	50.2	26.0	188.5	8.0	基岩
40号湖	45	3.6	0.005	0.050	0.10	135	75	1.80	NS	6.6	23.0	1.5	2.5	10.5	0.5	砂
41号湖	25	4.0	0.005	0.079	0.06	60	60	1.0		7.2	50.5	2.3	3.1	15.5	0.7	砂砾石
42号湖	25	11.0	0.040	0.135	0.30	345	135	2.56	NS	8.2	498.0	57.9	42.7	270.2	11.6	砂
43号湖	10	6.5	0.025	0.099	0.25	135	60	2.25	NE	7.3	38.4	2.4	3.6	19.2		基岩、砂
44号湖	45	7.7	0.030	0.096	0.31	210	60	3.50	NW	8.0	826.0	73.4	48.4	442.8	14.9	砂砾石
45号湖	45	3.2	0.005	0.009	0.56	45	25	1.80	NW	7.5	346.0	18.0	14.9	123.4	4.2	基岩
46号湖	45	1.3	0.010	0.305	0.03	120	15	8.0	NW	7.6	288.0	10.9	10.9	84.3	3.1	基岩
47号湖	60	1.1	0.025	0.126	0.20	75	25	3.0	NW	7.1	238.0	7.4	8.2	62.0	2.0	基岩
48号湖	60	2.1	0.040	0.096	0.31	75	60	1.25	NW	7.6	476.0	34.6	28.9	225.3	7.4	基岩

续表 1

49号湖	30	3.5	0.020	0.243	0.08	300	240	1.25	EW	6.6	340.0	26.6	23.0	114.3	4.3	砂砾石
50号湖	60	1.6	0.030	0.130	0.23	120	75	1.60	NW	6.5	14.7	0.6	1.5	4.3	0.3	砂
51号湖	85	7.6	0.025	0.173	0.15	210	150	1.40	NW	7.0	80.5	2.4	3.5	20.8	0.8	砂砾石
52号湖	80	0.7	0.010	0.228	0.04	105	45	2.33	NE	6.7	41.9	1.3	3.5	20.8	0.8	砂砾石
53号湖	80	2.6	0.010	0.163	0.06	90	30	3.0	NEE	6.3	20.4	0.4	2.7	15.0	0.7	砂
54号湖	90	14.0	0.005	0.059	0.09	120	40	3.0	NNE	7.5	45.0	9.4	5.8	29.0	0.6	砂
55号湖	55	4.2	0.020	0.190	0.11	110	40	2.75	NE	6.3	23.3	0.5	2.2	11.3	0.5	基岩
56号湖	115	1.4	0.020	0.142	0.14	210	30	7.0	EW	6.1	16.4	0.0	1.5	4.5	0.3	砂砾石
进步湖	65	34	0.105	0.391	0.27	600	300	2.0	NE	6.7	103.3	3.8	6.8	64.4	1.8	砂
米尔湖	60	0.7	0.125	0.820	0.15	375	165	2.27	NW	6.4	37.3	0.5	2.9	18.3	0.3	砂
莫尔湖	20	3.8	0.015	0.488	0.03	150	25	6.0	NW	6.4						砂
60号湖	45	5.4	0.015	0.239	0.06	195	90	2.17	NE	7.1	264.0	7.4	9.9	71.2	2.5	基岩
61号湖	50	0.5	0.005	0.062	0.08	75	40	1.88	NE	6.5	40.2	0.7	3.5	22.8	1.0	砂
62号湖	60	2.8	0.005	0.188	0.03	50	30	1.57	NE	6.3	41.4	1.0	3.1	18.8	0.8	砂砾石
63号湖	60	3.3	0.010	0.252	0.04	150	60	2.5	NE	6.9	53.6	0.4	2.0	9.7	0.5	砂砾石
64号湖	55	0.7	0.005	0.144	0.03	50	40	1.25	NEE	7.1	286.0	9.2	10.0	79.0	3.1	基岩
65号湖	20	0.7	0.010	0.317	0.03	90	15	6.0	NE	7.5	426.0	28.0	9.8	170.5	6.8	基岩
66号湖	25	2.3	0.025	0.263	0.09	375	60	6.25	NE	7.4	460.0	34.7	18.9	236.3	8.2	砂
67号湖	45	5.0	0.045	0.063	0.71	165	75	2.2	NNE	7.5	382.0	18.8	21.1	147.7	4.5	砾石
团结湖	5	4.5	0.050	0.578	0.09	255	225	1.13	NEE	6.7	388.0	7.4	12.3	127.1		砂砾石
莫愁湖	10	3.8	0.005	0.127	0.04	50	30	1.67	NNE	6.8						砂
大湖	30	3.8	0.055	0.196	0.28	300	90	3.33	NE	7.3	502.0	31.4	31.3	425.6	14.0	砂
71号湖	75	2.5	0.010	0.057	0.18	120	60	2.0	NW	7.3	103.8	46.8	50.4	538.8	16.4	砂
内拉湖	15	18.2	0.130	0.259	0.50	945	195	4.85	NE	6.9	39.4	0.9	2.2	19.7	0.8	砂
73号湖	85	3.5	0.035	0.182	0.19	225	120	1.88	NS	7.2						砂砾石
讨论湖	5	4.0	0.020	0.748	0.03	195	90	2.17	NEE	6.6						砂

1) 本区大多数湖泊尚未定名,故图表中以数字编号;

2) 少数已命名的湖泊在图 1 中也以数字代表,如表 1 中的海地湖(10)、法里斯湖(11)、长湖(12)、约库尔湖(16)、奥斯卡湖(17)、普勒古恩湖(23)、马拉奇特湖(28)、约库吉尔湖(29)、布兰德湖(30)、四指湖(31)、米尔湖(58)、莫尔湖(59)、进步湖(57)、团结湖(68)、莫愁湖(69)、大湖(70)、内拉湖(72)、讨论湖(74);

3) 湖泊深度是指长、宽两条剖面线测制中的最深处,剖面线是运用直升飞机机载声纳自记仪器记录编绘而成。仅有少数湖泊通过橡皮艇密集测深。

时较其更长,与后者的沉积特征、地貌结构和测年资料^[3]相比,拉斯曼丘陵成为无冰区约在中全新世,如此短时间内发育的湖盆亦难以形成广泛的湖积层;二是物源缺乏,本区初始的寒冻风化作用不但使风化物粗大而且数量很少^[4]。

(4) 湖泊底面曲折。大都与原始基底的起伏一致,稀少的堆积物尚未改变成湖前盆底的微小起伏形态,图 2 是该地区几个湖盆的底面起伏形态。

(5) 湖盆形态呈不规则长圆状。与集水盆地的轮廓一致,长宽比介于 1.14~5.20 之间,平均为 2.42(表 1)。

3 湖泊水文

拉斯曼丘陵湖区湖水来源主要由两部分:一是冰盖冰川融水,另一是季节性积雪融水。湖水补给主要在不足 2 个月的短暂夏季。由于拉斯曼丘陵终年持续的强劲下沉风的作用,使冬季降雪量难以测量。因此,中山气象站无年降水量的记录,但据维斯特福德丘陵戴维斯

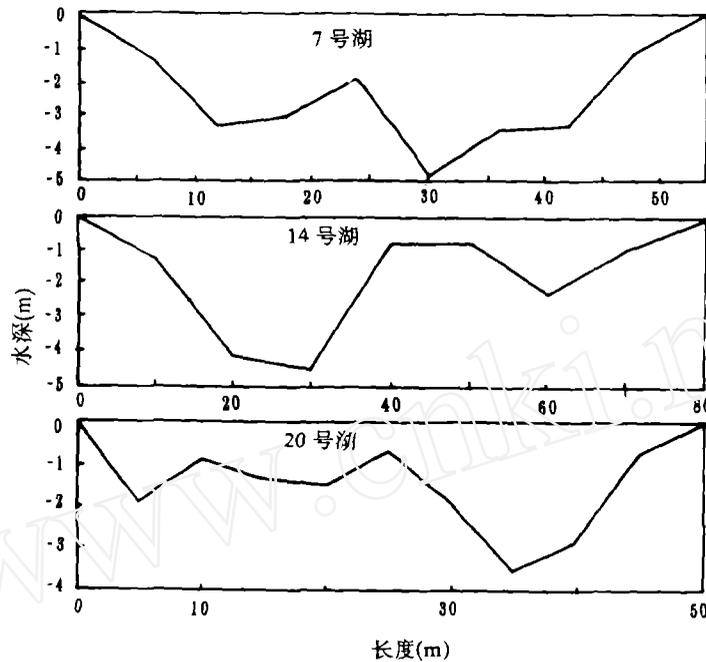


图2 部分湖盆底面起伏曲线

Fig. 2 Topographic profiles of several lake beds

站 (Davis Station of Australia) 的观测数据估计, 年降雪量平均为 $20 \sim 25 \text{g/cm}^2$, 折合降水深约为 $200 \sim 250 \text{mm}$ 。夏季积雪融水与冰融水一起汇聚湖盆之中, 使湖面在短时间内快速抬升。表 2 是实测到的几个湖泊湖面的变化过程, 说明该区湖面上升期主要在 12 月到来年 1 月, 此时期气温快速升高, 使前年积雪几乎全部融化, 外加冰川和冰盖冰体的部分融化, 导致湖面的急剧扩张抬升。自 2 月中上旬湖面开始收缩下降, 虽则 2 月份的气温仍在 0°C 左右, 即仍存在产生冰雪消融的气候条件, 但消融强度的明显减弱以及季节性积雪的枯竭, 已难提供丰富的水源。与之同时, 明显增大的风力却促使蒸发作用的加强, 其结果使湖面快速收缩下降, 直到 3 月中下旬, 湖面结冰封冻, 下降趋势方中止, 湖面达到全年的最低位置。其后, 这一位置基本上保持稳定, 直到 11 月中下旬湖面冰体开始融化, 湖面又再次开始抬升。

湖水的损耗途径主要是蒸发和外流。蒸发损耗与冰雪融水的补给时间同步, 尤其在夏末

表 2 1992 年部分湖泊的湖面变化过程*

Tab. 2 Lake-level changes of several lakes in 1992

湖泊名称	时段	幅度(cm)	时段	幅度(cm)	时段	幅度(cm)
莫愁湖(69号湖)	1991. 12. 13~1992. 1. 10	+35~+40	1992. 1. 10~1992. 2. 8	+30~+32	1992. 2. 8~1992. 3. 8	-60~-65
海地湖(10号湖)	1992. 1. 20~1992. 1. 28	+10				
进步湖(57号湖)	1992. 1. 30~1992. 2. 9	+5~+8				
内拉湖(72号湖)	1992. 1. 13~1992. 2. 9	+20~+25	1992. 2. 9~1992. 3. 15	-40~-50		

* 表内“+”代表上升, “-”代表下降。

(即 2 月中下旬到 3 月上旬), 蒸发作用很显著, 是湖面快速下降的根本原因。外流也有明显的季节性变化, 有些湖泊常年维持封闭系统, 即不存在外流水体; 而大多数湖泊则有季节性的外流—封闭交替变化。在夏季开始时, 冰雪融水快速充溢使湖水增加而产生外流, 至夏末时, 融水减少但蒸发增强, 湖水亏损, 外流减弱甚至消失, 即使象内拉湖这类滨海低盆大湖, 当湖面封冻时, 外流也中止了。

4 湖泊沉积

本区湖积物在地域上有显著的差异, 湖积物较发育的湖盆, 均集中在滨泻和冰盖前缘两个地带。

滨海地带的湖积物较细, 有时也夹有海相或滨泻相沉积层。这些湖盆海拔低, 盆地集水面积相对较广, 此乃构成较多碎屑物堆积的先决条件。湖积碎屑的来源由两部分组成, 首先是冰盖前进将丘陵区的众多风化残积物或先期松散堆积物向海域方向裹带推挤, 一俟冰盖消融后退, 则大量碎屑就地堆积, 或伏于山丘之顶, 或伏于坡洼地之上, 后期的各种外力作用又使其向湖盆汇集; 其次是海面上升使海洋动力波及此地带, 在湖盆中建造海相或过渡相沉积层。这类湖积物的共同特征是颗粒较细, 多为亚粘土、亚砂土, 分选和磨圆度均较好。

现代冰盖前缘地带湖盆中沉积物的来源主要有两部分: 一是消融季节, 冰盖冰体挟带的碎屑物直接进入湖盆区, 受湖泊动力改造重新堆积, 成为湖积物的一部分; 另一来源是冰盖前缘的进退波动对基岩的破坏, 这种作用通常产生大量的碎屑物, 在多种外力作用下也进入湖盆, 冰盖前缘湖盆沉积物虽也发育, 但颗粒粗, 分选差, 几乎没有磨圆。

拉斯曼丘陵区湖积物的产生与冻融风化、冰蚀冻拔等寒冻作用有关, 此外风力搬运和生物堆积作用(主要是水藻类)也不可忽视, 风力作用在湖积物中产生明显的混杂现象(图 3)。图中大湖沉积物以细砾中砂为主, $Mz(\varphi)$ 介于 0.44~0.66mm 之间, 概率累积曲线为典型的三段式; 其中推移质含量在 20~47% 之间, 且有自剖面底部向顶部增多的趋势; 跃移质约占 50~60%, 而悬移质仅 10% 左右, 推移质和跃移质中亦有风积组分。这种湖积特征与本区独特的气候条件、风化状况及水动力结构是密不可分的。

5 湖水物理

湖水结冰始于 2 月中下旬, 终于 12 月中下旬(表 3)。说明湖水结冰之初, 冰体厚度迅速增大, 而后逐渐减缓; 冰由变薄到消失则呈加速的趋势。湖面结冰由岸线带向湖心推进, 而湖水解冻则由湖心向湖岸推进, 这种现象与水冰介质的热传导率以及湖水动力有关。

表 3 莫愁湖湖冰变化观测表(1992 年)

Tab. 3 Ice changes of Lake Mochou in 1992

日期	2月8日	2月28日	3月12日	3月28日	4月25日	5月26日	6月26日
冰厚(cm)	离散薄冰	全冰	12~15	35	45	55~60	110
日期	7月26日	8月26日	9月26日	10月26日	11月26日	12月26日	1月8日
冰厚(cm)	130	132	140	135	100	离散薄冰	无冰

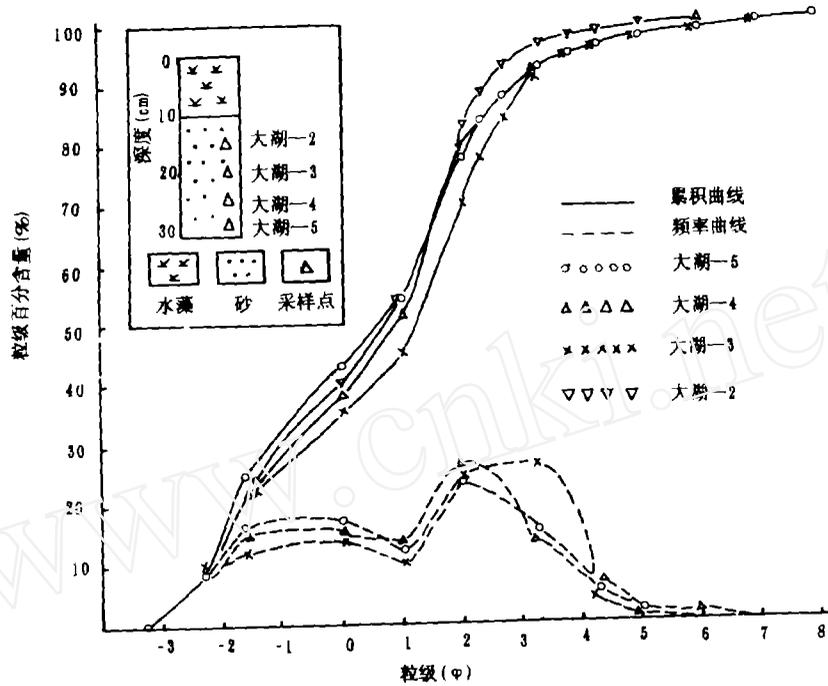


图 3 大湖沉积物的面颗粒分配图式

Fig. 3 Grain-size distributions of Big Lake profile

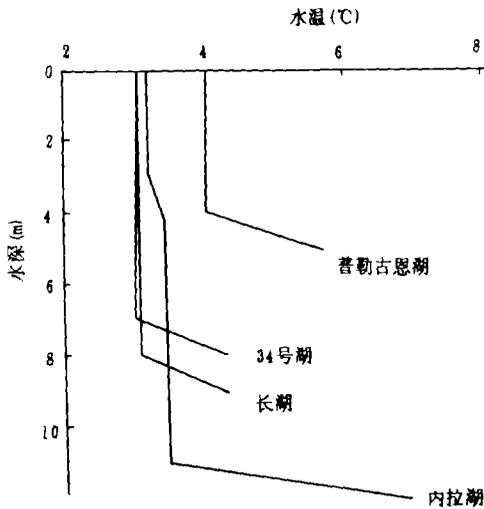


图 4 部分湖泊水温与深度的关系(据文献[1])

Fig. 4 Relationships between lake depth and water temperature

湖水温度随气温而异,气温与表层水温大致呈正相关关系,而湖水温度随深度的变化则较复杂(图 4)。夏季多数湖泊水温增高,尤其是一些浅小的湖泊,表层水温迅速升高到 7~8℃,如 1990 年 1 月,52 号湖达 8℃,51 号湖达 7.2℃。而大多数湖泊表层水温最高可达 4℃。不同湖泊之间的差异取决于湖泊的深度,一般湖泊越深,表层水温越低,但对某一湖泊其水温梯度很少超过 0.2℃/m,这与本区强劲的下沉风引起水体的高度混合有关。接近湖底,水温有明显升高的现象,可比上层增高 1~2℃,最大可达 3.5℃。如内拉湖。通常在这些湖底都有大量的蓝绿藻层,最厚可达 1m(如内拉湖)。南极淡水湖泊中湖底逆温层的产生正是这些藻类大量吸收太阳辐射能的结果,因为深层湖水不可能获得比表层更多的太阳

能,关于这一现象,早在 70 年代初期就已为湖泊水文学家和生物学家所注意^[5]。

6 湖水化学

湖水 pH 值变化于 6.0~8.0 之间(表 1),最高值出现在滨海湖盆,而最低值则集中出现在冰盖前缘的湖泊。湖水化学成分随深度的变化极小,反映了水体的高度混合性。从地区分布上看,湖水 pH 值有自西向东增加的趋势。

湖水化学组分中,Na⁺占绝对优势,其浓度 5.0~54.0mg/L,大多数湖泊在 50.0mg/L 左右;其次是 Mg²⁺,其值变化于 2.0~50.0mg/L,但大多数湖水不超过 10.0mg/L;Ca²⁺和 K⁺的浓度最低,多数湖泊不超过 3.0mg/L 和 1.5mg/L。以上离子的浓度自丘陵西部向东部地区增大。

7 结 语

拉斯曼丘陵区的湖泊是特殊自然条件以及独特自然环境演变背景的综合体,许多特征反映了湖盆历史的短暂性和湖水性状的复杂性。作为南极“绿洲”中重要生态系统的淡水湖泊,尚存在许多问题有待更进一步深入研究,如水化学特征的形成过程分析、水物理过程的观测研究、湖泊沉积过程的外力复合效应,这些都是将来该领域工作中有待解决的问题。

致谢 感谢张青松先生的指导。中国科学院地理研究所实验中心完成了有关项目的测试分析,特此鸣谢。

参 考 文 献

- 1 Gillieson D *et al.* ANARE Research Notes 74. Australia Antarctic Division, 1990
- 2 Burgess J *et al.* On the thermal stratification of freshwater lakes in the Snowy Mountains, Australia, and the Larsemann Hills. *Antarctic Search*, 1988, 19: 147~149
- 3 张青松. 晚更新世以来南极维斯特福德丘陵区的自然环境. 见:中国科学院地理研究所编. 南极维斯特福德丘陵地区晚第四纪地质和地貌研究. 北京:科学出版社, 1985. 210~220
- 4 李栓科. 东南极拉斯曼丘陵区的沉积. *地理研究*, 1994, 13(4): 8~18
- 5 Fogg G E, Horne A J. The physiology of Antarctic freshwater algae. In: M W Holdgate, ed. *Antarctic Ecology Vol.2*. London: Academic Press, 1970. 632~638
- 6 李栓科. 东南极拉斯曼丘陵地区斯托尼斯半岛地貌特征初论. *南极研究*, 1993, 5(1)

LAKES OF THE LARSEMANN HILLS, EAST ANTARCTICA

Li Shuanke

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and the State Planning Committee of P. R. China, Beijing 100101)

Abstract

The Larsemann Hills, located at $69^{\circ}17' \sim 69^{\circ}28'S$ and $76^{\circ}00' \sim 76^{\circ}30'E$, consists of a series of granite and gneiss peninsulas and islands extending into Prydz Bay. The hilly area is about 200km^2 , with a lake area of mere 6.3km^2 . In the hills are over 100 freshwater lakes ranging from small ponds less than 1m deep to glacial lakes up to 0.13km^2 and 38m deep. Lakes in this region distribute unevenly, i. e., there are 81 lakes in the Storness Peninsula and 36 lakes in the Mirror Peninsula. The lake density of the hills decreases from west to east.

The lake basin has its own characteristics, such as: the ratios of the lake area to catchment area are over 1.0 in several lakes, and the undevelopment of lakeshore means that they belong to young lakes. The lakes are generally shallow ponds and snow-and-ice-deepened basins that thaw (or partially thaw) from December to February, or in some cases, remain permanently frozen. Sedimentary accumulations in the lakes are thin, and the dominant sediment type is coarse gravel in a number of lakes. Fluvioglacial sediments and aeolian sediments are the main composition, while pure lacustrine sediments are very thin and rare.

Variations in the characteristics of the lakes reflect deglaciation history, proximity to the continental ice margin and exposure to the ocean. The main source of the water comes from snow and ice melt, so that the water temperature usually changes within a narrow range of $0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$, but near the beds of some lakes does a sharp increase occur. The water has near-neutral pH values. The ionic order is $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$.

Key Words Freshwater lakes, Larsemann Hills, East Antarctica