

大小兴安岭多年冻土的主导成因及分布模式

孙广友¹, 于少鹏², 王海霞³

(1. 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 吉林 长春 130012 2 哈尔滨学院地理系,
黑龙江 哈尔滨 150000 3 吉林师范大学旅游与地理科学学院, 吉林 四平 136000)

摘要: 大小兴安岭海拔高度由北向南增高对纬度偏低带来的温升具有相对补偿功能, 从而使冻土分区界线大大南凸。大兴安岭山地为一个连续的整体, 不宜仅将南部视为山地多年冻土, 而将中、北部划为高纬多年冻土。多年冻土南界应在黄岗梁山南麓通过。小兴安岭的多年冻土南界应在呼兰河源中山的南麓通过。大兴安岭北端断续多年冻土区应将伊勒呼里山平均海拔 1 000 m 的中山部分包括在内; 岛状融区多年冻土区南伸至阿尔山附近终结; 小兴安岭南端汤旺河与呼兰河的河源区存在岛状融区多年冻土闭合圈。

关 键 词: 大小兴安岭; 多年冻土; 南界及分区

中图分类号: P931.8 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2007)01-0068-07

大小兴安岭是中国纬度最高的山地, 多年冻土分布南界的发现, 以及冻土类型的识别和在此基础上的冻土分区, 便是这些成就的核心成果^[1~9]。他们将大小兴安岭冻土南界确定为西起阿尔山附近, 然后沿大兴安岭东坡向东北延伸, 经嫩江南侧沿小兴安岭西坡转向东南, 绕过伊春后复向东北, 止于嘉荫附近, 这就是比较公认的大小安岭多年冻土“W”型南界。同时在冻土分类与分区上, 划分出大兴安岭北部的大片(断续)多年冻土区和外围的岛状融区多年冻土区, 最外层为岛状多年冻土区, 在国内外均有重要影响。作者根据实地考察并综合有关资料, 认为该区多年冻土形成的主导因素不是纬度地带规律, 而是垂直地带规律。

1 多年冻土发育主导地带规律分析

1.1 垂直地带规律在多年冻土发育中起主导作用
大小兴安岭多年冻土是区域气候、地貌、土壤、水文及植被等多种要素综合作用的结果, 集中表现为纬度地带规律与垂直地带规律之间的相互作用, 从而决定冻土发育规模及空间分布模式。前人皆认为是纬度地带规律在其中起主导作用^[2~10]。前人把大小兴安岭冻土中北部划为主要受纬度地带规律控制的中国高纬多年冻土, 仅将南端黄岗梁山

的多年冻土划为高山多年冻土。

上述观点值得商榷。尽管大小兴安岭位于 115°30′~130°30′E, 43°00′~53°30′N, 属于中国纬度较高地区。但从全球来看^[11, 12], 该区却属于中纬度环境(40°~55°N), 在亚洲东部是一个横亘中国的华北和东北、朝鲜和日本的广大区域, 具有气候偏湿润、寒冻风化强烈、流水侵蚀和化学风化过程弱等特征。因此, 中国东北地区明确地被划定为中纬地带的湿润森林气候区。大小兴安岭地区也具备上述特征, 属中纬度气候中的大陆湿润气候^[13]。可见, 不能将中国相对的高纬区与全球高纬环境相混淆。将本区多年冻土称为高纬度冻土是不恰当的。在从欧亚大陆冻土带来看, 欧亚大陆纬度冻土带结束于 60°N 附近, 在此恰遇大规模隆起山地, 主要是垂直地带规律效应, 才使欧亚大陆冻土带从北向南延伸近 12 个纬度, 这在世界冻土分布图(亚洲部分)上表现十分明显(图 1)。欧亚大陆纬度地带冻土区与该区山地多年冻土汇接连成一片, 容易使人产生该区是欧亚大陆纬度多年冻土带自然延伸和组成部分的误解。但欧亚大陆冻土带和欧亚大陆纬度多年冻土带不是同一概念, 两者分属于纬度冻土带和山地冻土带。

收稿日期: 2005-09-20; 修订日期: 2005-11-20

基金项目: 冻土工程国家重点实验室基金(SKLFSE200405)、中国科学院金会军百人计划基金(2005~2007)资助。

作者简介: 孙广友(1939-), 男, 黑龙江哈尔滨人, 研究员, 博士生导师, 主要研究方向为地貌与第四纪、湿地科学。E-mail: sun_guangy-
ou@163.com



据 M. K. Gavrilova, 世界多年冻土分布图, 1993

图 1 亚洲冻土分布图

Fig 1 Distribution of permafrost in Asia

1.2 山地效应是冻土发育的主因

从本区冻土发育来看, 大小兴安岭北部为气温 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的大片多年冻土区, 平均海拔高度为 600 m 左右, 如这里没有低山丘陵, 只有海拔 100 m 左右平原, 按气温垂直变化率 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 计算, 这里的年均温度就不是 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 而仅是 $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 只可能有小面积零星的稀疏岛状多年冻土, 而不可能有大片多年冻土。而事实上即使按前人的划分^[2], 该区的岛状多年冻土沿山地 向南延伸至至少到阿尔山附近, 小兴安岭多年冻土延伸到伊春南侧。从大小兴安岭多年冻土发育的现状看, 应是纬度与垂直地带规律叠加基础上, 垂直地带规律起主导作用结果, 该区冻土应属于山地冻土性质。

2 地貌结构及气候效应

明确了垂直地带规律在本区冻土形成的主导作用之后, 就能够进一步定量评价山地在该区多年冻土发育中的作用。

2.1 大兴安岭的地貌结构

区域地貌格局是太平洋与欧亚两板块碰撞引起东岸大陆地貌的分化、增生和重组的结果^[13]。大兴安岭东麓的山前壳断裂是与陆缘岛弧构造走向相一致的, 沿此断裂, 大小兴安岭整体上升, 形成了 NNE 与 NW 的“人”字型山体。大兴安岭南北长 1 400 km, 东西平均宽度 200 km, 面积约 $28 \times 10^4\text{ km}^2$, 总体上属于小起伏中-低山(图 2)^[14]。

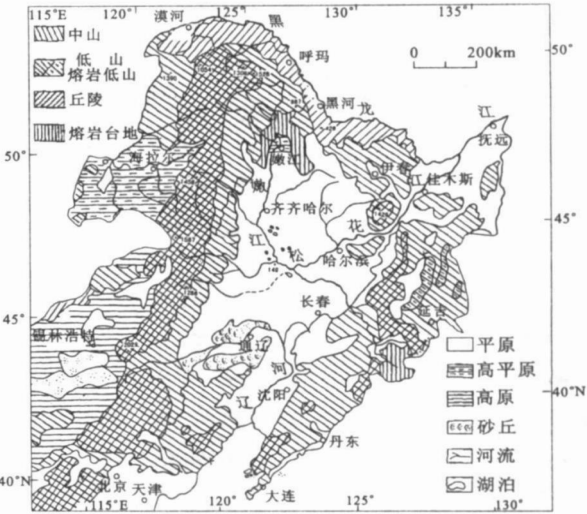


图 2 大小兴安岭地貌结构

Fig 2 Geomorphological structure of Daxing'anling Mountains and Xiao Xing'anling Mountains

掀斜作用使东西两坡不对称, 东坡较陡, 西坡向蒙古高原倾伏; 差异性抬升也使山体海拔由南向北降低。大体可分为三段: 北段漠河至满归, 为浅切割宽谷-低山, 海拔一般小于 1 000 m, 北端平均海拔 600 m。偶见大于 1 000 m 高峰, 如奥科里堆山(海拔 1 530 m)。中段满归至霍林河源, 为中、浅切割中-低山, 大兴安岭第二高峰太平岭出现在这里, 海拔 1 712 m。南段霍林河至西拉木伦河源, 为沙地局部覆盖的中山。岭顶平均高度达 1 000 m 以上, 主峰黄岗梁山出现在最南端, 海拔 2 029 m。

大兴安岭在发育中, 曾有两次重大夷平时期, 先后留下了兴安期和布西期夷平面。布西期海拔高度在 500~700 m 左右, 兴安期在 800~1 000 m 左右。新生代第四纪, 山地以间歇性缓慢上升为主, 形成 3 级河流阶地, 而且每级都发育成广阔的面积, 河漫滩也十分宽广。夷平面、阶地与河漫滩组合, 使区域地貌高亢而和缓, 基本无“V”型谷。黑龙江在该区出现游荡型河道, 也是山地河流少见的现象^[15]。中、浅切割使山体保留着宽达 70 km 的山脊带, 山体具有连续性。其上分布着大量大于 1 000 m 的缓山, “山原”特征突出。山地现代冰缘地貌普遍而典型。石河、倒石堆、冻胀泥炭丘、融冻滑塌、冰堆及热融湖等分布十分普遍^[16]。大兴安岭南段因趋于干旱而出现风沙地貌。

本图系孙广友依据中华人民共和国自然图集编撰委员会编《中华人民共和国自然图集》(上海中华书局, 1975)中国地貌图(1:1 000万)适做修改编制。

2.2 大兴安岭的山地气候效应

山地地貌垂直地带规律与纬度地带性规律相叠加,凸显该区高寒特征,山地平均海拔大于 1 000 m,特别是达 1 200~1 500 m 甚至 1 700~2 000 m 的高山,使山地垂直地带规律更突出,受控于地貌格局,气候特征线具有与山地走向平行的趋势;其次,南高北低使南段因纬度偏低带来的温增受到高度降温的抑制。借鉴程国栋等研究成果^[27],经计算,在松嫩平原纬度每升高 1℃,气温降低 0.92℃,大兴安岭南北差 10 个纬度,相当于温差 9.2℃,但高度南北差 1 400 m,按气温高度递减率 0.6℃/100 m,降温为 8.40℃,两者仅相差 0.8℃,相当接近,具有使山体气候维持整体寒冷的效应。基于纬度与地貌分异,传统的大兴安岭气候相应地分为三个亚区:满归以北为半湿润寒温带,满归至霍林河上游间的地带为半湿润中温带,霍林河至西拉木伦河河源区之间为半干旱中温带^[17]。但这种划分方案与综合自然区划矛盾较大^[18]。作者认为,大兴安岭约在满归以北已出现年均温 -5.0℃ 闭合圈。中国的寒极也出现在这里,满归 1993 年曾记录到 -54.0℃ (低于南极最低温),年均温 $\geq 10^\circ\text{C}$,积雪仅 1 500℃ 左右,积雪期达 9 个月。据徐文铎、赵景波等研究^[19~21],海拔 1 530 m 的奥科里堆山,海拔 1 400~1 530 m 处存在山地苔原,地貌为水缘石海等,植被为极地-高山成分的岩高兰 (*Empetrum nigrum* L. var. *japonicum*) 和北极林奈草等成分,偃松的大量出现。这与青藏高原亚寒带特征是较一致^[22]。因此,将大兴安岭最北端多年冻土连片分布区划为半湿润亚寒带是恰当的。

大兴安岭中、南段气候在湿度、温度和热量的差异均较明显。霍林河源头区至根河间,河谷的年均温小于 -2.0℃,年辐射量 $\leq 1\,500\text{ kw}/(\text{h}\cdot\text{m}^2)$ 。山体中上部自然更加高寒,将其划为与松嫩平原北部等同的中温带显然不宜。据此,该段应属于半湿润寒温带较宜,当然不排除山麓河谷有半湿润中温带的成分。霍林河河源以南的大兴安岭南段划为半干旱中温带大体合理,其中也含有黄岗梁山主峰所在的斑块状亚寒带和其外围的寒温带小区。

2.3 小兴安岭地貌结构

小兴安岭位于 127°42′~103°14′E, 46°28′~49°21′N。绵延约 500 km,宽度 90~220 km。呈西北-东南走向,与大兴安岭呈“人”字形汇接。地貌分为三段:北段为逊河以北部分,为 500~600 m 低

山丘陵;中段为逊河中下游地区,为丘陵宽谷,一般海拔为 330 m 左右;南段属于断块山地,其中伊春以北为逊河、汤旺河河源区,为海拔小于 800 m 的低山,主峰大黑顶山海拔 1 047 m。伊春以南的呼兰河源头区,平均海拔 1 000 m,并出现小兴安岭最高峰平顶山(海拔 1 429 m)。海拔 1 000 m 以上的山峰有 7 座,形成小山原。过去将该区统划为低山是不正确的,根据地貌分类^[23],应是中、低山。地貌类型的误判,自然会导致气候分析的偏差。

2.4 小兴安岭山地的气候效应

小兴安岭的中、北段纬度效应与山地效应结合,使年均温小于 -2.0℃,年降水量 600 mm 左右,年辐射量小于 1 300 kw/(h·m²)。为湿润寒温带气候,植被以针阔混交林占较大比例。但小兴安岭南段汤旺河上游,经气温垂直递减率换算(表 1),存在一个低温小区,年均温 -4.0℃ 左右,多年冻土在平坦的山顶夷平面上连片分布,发现这里分布着兴安落叶松-玉簪苔草-泥炭藓沼泽^[24~26],五营降水量 672.3 mm,较丰富,对冻土发育有利。与大兴安岭大片多年及岛状冻土区一致。呼兰河河源中山区,海拔 1 000 m 处山原,上部同样缺少气象观测资料,需根据气温垂直递减率加以补充(表 1)。经换算后,该高度年平均温应在 -4.8℃ 左右,发育多年冻土条件充分。因此,岛状融区多年冻土应在伊春断块中山出现一个闭合圈。

3 多年冻土南界

50 余年来,大小兴安岭冻土界线与区划产生多种划法。有代表意义的主要为任奇甲、辛奎德多年冻土南界,周幼吾、郭东信等多年冻土南界与区划。前者以勘测资料为依据提出经验性界线^[11],是该区冻土第一条南界,产生重要影响。主要不足为实测资料有限,东段从伊春以北小兴安岭中部切过显然欠妥,后被周幼吾等纠正(图 3)^[2]。

周幼吾等是在任奇甲等界线基础上,以自身积累并综合诸多部门的数据,经过理论分析和建立数学模型基础上提出的分类和分区(表 2)。

他们揭示的一条重要规律是,多年冻土南界约与年均温 0℃ 平衡线相吻合,其西段波动于 -1.0~-0℃,东段波动于 0~1.0℃。同时以 $A/t_a > 10^\circ\text{C}$ 为大片(断续)多年冻土区, $-20^\circ\text{C} < A/t_a < -10^\circ\text{C}$ 为岛状融区多年冻土区, $A/t_a < -20^\circ\text{C}$ 为岛状多年冻土区,为定量划分提供了科学依据。这一界线和分

表 1 大小兴安岭垂直气温换算 (系数: 0.6℃ /100 m)

站名	阿里河	海拉尔	牙克石	苏格河	呼玛	霍林郭勒	伊春	五营
海拔 (m)	423.7	612.9	658.7	820.9	177.4	850.0	231.3	296.5
1月 (℃)	-25.0	-27.3	-28.6	-25.0	-27.7	-15.2		-24.1
7月 (℃)	18.2	19.4	18.4	16.1	20.1	19.5		19.8
年均温 (℃)	-2.2	-2.2	-3.1	-3.3	-2.1	-0.7	0.2	-0.7
年较差 (℃)	43.2	46.7	47.0	41.1	47.8	34.7		
同纬度相关山脊带海拔 (m)	800	800	800	1000	800	1000	1000	1000
山脊带宽度 (km)	80	150	120	120	100	90	55	55
增加温度 (℃)	-3.2	-2.6	-2.4	-1.5	-3.4	-1.7	-4.2	-3.9
换算后年均温度 (℃)	-4.9	-3.3	-4.0	-4.4	-5.8 -4.0	-1.6	-4.4 -3.2	-4.9 -3.7



图 3 现有大小兴安岭多年冻土南界与分区

Fig 3 Existing south borderline and subareas of permafrost of Daxing'an Mountains and Xiao Xing'an Mountains

分区代表了近代中国冻土研究的最新水平。

不过作者认为, 尽管上述分类与分区的指标是恰当的, 但涉及大小兴安岭多年冻土南界以及分区界限的具体走向却仍有进一步商榷的必要。

第一, 前人认为大小兴安岭冻土南界西段波动于-1.0~0℃间, 故界线西端起于阿尔山附近。但实际上西段年均温-1.0℃线不在阿尔山附近, 在其南部180 km的归流河源, 阿尔山地也曾被划为岛状融区多年冻土区^[3]。而且对所谓南界的概念也应重新界定。大小兴安岭冻土南界应是该山地冻土分布最南端。因此, 应重视中山顶部环境特点。实际上, 自归流河向南至西拉木伦河源间的中山带, 不仅超过1100 m的山峰集群分布, 而且海拔1300~1700 m山峰也不断沿主脊带出现 (表3)。

表 2 中国东北多年冻土分布特征^[2]

冻土分区	年平均气温 (℃)	年平均地温 (℃)	多年冻土所占面积比率 (%)	多年冻土厚度 (m)
大片或断续分布	< -5	-4~0	70~80	50~100
大片-岛状分布	-3~-5	-1.5~2	30~70	20~50
岛状和稀疏岛状	0~-3	-1~3~4	5~30	5~20
及零星分布			<5	

表 3 大兴安岭南主脊带 (归流河至西拉木伦河间) 海拔高度 > 1300 m 山峰

气象站名称	海拔高度 (m)	地理位置	名称	海拔高度 (m)	地理位置
巴代艾来	1540	119°35'E, 45°03'N	兴安岭平杠	1305	120°04'E, 46°49'N
军马场山	1385	119°55'E, 45°50'N	三广山	1539	120°10'E, 46°59'N
老头山	1392	120°55'E, 45°55'N	新站附近	1550	120°07'E, 47°15'N
也门都拉	1347	120°00'E, 46°25'N	太平岭	1711	120°30'E, 47°30'N

山脊带海拔大于 1 000 m 处年均温经换算后,均在 -1.6°C 以下;考虑黄岗梁山海拔 1 500~1 700 m 仍有多年冻土分布的事实^[3],归流河与霍林河河源之间的中山段,较黄岗梁山高约 3~4 个纬度,据程国栋等的冻土纬度递减率(纬度每增加 1° ,冻土升高 172 m)推算^[27],则多年冻土下限应在海拔 900~1 100 m,那么,海拔大于 1 100 m 的岭脊的沼泽地段,应存在多年冻土。根据表 2 一些高山上部仍有 400 m 左右的适宜空间,出现疏岛状多年冻土应是没有问题的。因此,大兴安岭多年冻土南界自然应沿山脊部南凸至黄岗梁山南麓。植被学者发现,作为多年冻土发育的指示性植物兴安落叶松林,自大兴安岭北部向南连续分布到黄岗梁山^[19]。

第二,小兴安岭山体规模远逊于大兴安岭,不过同样具有北低南高的特点,也同样补偿了南部因纬度降低而产生的温升,并在南段的中山区形成低温中心。该山南段伊春中山区,气温垂直递减率换算后,年均温小于 -4.0°C ,个别山峰处达 -5.0°C ,无疑存在岛状多年冻土发育的条件,而且该区具有与大兴安岭北部大片冻土区类似的沼泽类型,以及代表多年冻土发育的兴安落叶松群落^[26]。受山地格局的控制,形成多年冻土小闭合圈。因此,多年冻土南界不应从该中山中部的伊春附近东西向通过,而应在该中山的南麓通过。

由上可见,大小兴安岭多年冻土的南界应在该两座山脉的南麓。

4 多年冻土分区

4.1 北部大片多年冻土区

前人未将伊勒呼里山主脊东段划入此区,值得商榷。该山地呈东西走向,属于大小兴安岭的山麓,是平均海拔高度 1 000 m 的中山,最高峰 1 390 m。山顶面较稳定,是嫩江、呼玛河(南源)诸河的河源。调查显示,年平均温可达 -5°C ^[28],另据呼玛气象站资料,按海拔 800 m 换算,得到年均温小于 -5.8°C ($A/t_{\text{a}} \leq -20^{\circ}\text{C}$),两者一致。可见,伊勒呼里山主体与最寒冷的大兴安岭北部应划为同一个气候区,而且它们的沼泽类型也比较一致^[29]。因此,多年冻土界线从该山中段呈近南北向穿过是不恰当的,应东移至 125°E 稍西处,这里是伊勒呼里山海拔 800 m 的谷肩坡折线。海拔 800~1 100 m 有 300 m 左右的垂直空间,对冻土发育是很有利的。王春鹤等的发现也为上述划法提供了佐证。

4.2 岛状融区多年冻土区

前人划法是在大片多年冻土区外约 80 km 处,以半圆图型包围前者。这值得商榷。该山地海拔在 500~800 m 之间,经过换算以后,年平均温度为 $-4.0 \sim -5.8^{\circ}\text{C}$ 。王春鹤等在此区多处发现岛状融区多年冻土^[8],合理的界线应东移至该山脉东端于呼玛丘陵的分界处,这样,应沿该山脊带东移约 120 km。其次是阿尔山至满归之间界限的冻土分布走向。原划法是在大兴安岭中段偏北的牙克石附近横切山地形成与大片冻土亚区约略平行的半封闭状态,前已述及,大兴安岭岭脊带不仅是连续展布,而且由此向南海拔逐渐增高产生的降温补偿效应,使大兴安岭主脊带产生强烈南凸的低温弧。本次根据山地气温递减率换算,海拔 800 m 处年均温为小于 -3.3°C 。而且满归至阿尔山之间具有基本连续的山脊带,多年冻土的指示性植物兴安落叶松及表征高寒的兴安落叶松-偃松群落,在该山脊呈连续性分布^[19],泥炭藓-越桔沼泽从北部大片冻土区一直分布到阿尔山一带,只不过中低河谷段的沼泽湿地已不是大片发育^[29]。而且阿尔山太平岭(海拔 1 712 m)周围的大兴安岭脊部带发现有片状冻土存在。前人曾在苏格河至阿尔山之间划出封闭的岛状融区多年冻土区^[3]。据此,我们有理由认为大兴安岭北端连片多年冻土亚区外的岛状融区冻土亚区呈象鼻状一直延伸到阿尔山附近。

小兴安岭山脉的南段——汤汪河与呼兰河的河源区,面积约 $3\,780\text{ km}^2$,前人将该区统归于岛状冻土亚区内。表 1 说明,经高度换算后该区海拔 800~1 000 m 年均温在 $-3.2 \sim -4.9^{\circ}\text{C}$ 左右。尹怀宁在此发育大面积狭叶杜香-泥炭藓沼泽,苔草泥炭的厚度大于 1.0 m,最厚 1.5 m,这种景观特征是与大兴安岭岛状融区多年冻土带相一致的。经探坑证实该小区存在片状连续存在的多年冻土,沿山脊带伸展^[26]。因此,应将此小区单独划为小兴安岭岛状融区多年冻土区(图 4)。

5 结论与讨论

关于大小兴安岭多年冻土的形成,以往认为是在纬度与垂直地带规律叠加效应基础上,纬度地带规律起主导作用的结果,是欧亚大陆纬度冻土带的南缘,也被称为中国高纬冻土带,这一结论是不正确的。从该区冻土形成因素和分布规律看,如果没



图 4 大小兴安岭多年冻土分布模式

Fig 4 Distribution pattern of permafrost in Da Hinggan Mountains and Xiao Hinggan Mountains

有大兴安岭山地的存在,即使该山地最北部也只能有疏岛状多年冻土,甚至无多年冻土。因此,该区属于由垂直地带规律起主导作用所形成的山地多年冻土类型。该区如此,则整个中国范围内皆不存在纬度地带性多年冻土。

大兴安岭山地北段海拔平均高度一般为 600 m,中、南段 1 000 m 左右;小兴安岭北段平均海拔 500 m 左右,中段 300 m 左右,南段 600~1 000 m,都是南高北低。海拔高度相应补偿了纬度偏低造成的温升,从而使冻土类型及分区界线出现沿山岭呈长鼻状南凸的格局。局地山地气候具有复杂性,大兴安岭北段由于额尔木尔断陷的存在,再加湿度较大,逆温现象突出,促进了河谷湿地的发育,多年冻土的连续性和厚度都优于山体上部。

大兴安岭山地为一个整体,不宜将其划分为中、北部的高纬多年冻土和南端的山地多年冻土。大兴安岭多年冻土的南界应在黄岗梁山南麓通过,小兴安岭多年冻土的南界应在呼兰河源中山的南麓通过,嫩江南侧的界线在丘陵-台地的前缘通过,共同连接成完整的大小兴安岭多年冻土南界。

大兴安岭北端断续多年冻土区应将海拔 1 000 m 左右的伊勒呼里山中山部分包括在内,即该亚区东界移至新林以东约 70 km 处。

大兴安岭岛状融区多年冻土亚区呈长鼻状沿该山脉中脊带南伸至阿尔山附近终结;在小兴安岭南端汤汪河与呼兰河河源的中山区出现岛状融区多年冻土闭合圈。结合上述讨论,构建了该区多年冻土空间分布的新模式。

前人确立的多年冻土类型区划的年均温指标反映了大小兴安岭冻土分异的客观规律。但类型

定名北部为大片多年冻土亚区,中部为大片一岛状多年冻土亚区,南部为稀疏岛状多年冻土亚区,不完全符合科学术语命名规范,以断续多年冻土区,岛状融区多年冻土区和岛状多年冻土区更为合适,也便于同欧亚冻土带对比。

由于自然与人为作用的影响,大小兴安岭地区的多年冻土界限出现伴随冻土退化而北移的趋势,限于研究目的,本文没有反映这一趋势。但推测不会影响本文确立的总格局。

参考文献:

- [1] 辛奎德,任奇甲. 中国东北地区多年冻土的分布[J]. 地质知识, 1965, (10): 2~3
- [2] 周幼吾,邱国庆,郭东信,等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000. 9~26, 39~42, 171~206
- [3] 郭东信,周幼吾,鲁国威. 东北大小兴安岭多年冻土分区[J]. 冰川冻土, 1981, 3(3): 10~14
- [4] 鲁国威,翁炳林,郭东信. 中国东北部多年冻土的地理南界[J]. 冰川冻土, 1993, 15(2): 214~218
- [5] 戴竟波. 大兴安岭北部多年冻土地区地温特征[J]. 冰川冻土, 1982, 4(3): 50~60
- [6] 周幼吾,吴紫汪. 大兴安岭北部的冻土[A]. 见: 青藏铁路沿线冻土考察队(编). 青藏铁路沿线冻土考察[C]. 北京: 科学出版社, 1965. 60~70
- [7] 东北冻土协作组. 中国东北部多年冻土分布的基本特征[A]. 见: 中国地理学会,中国土木工程学会(编). 第二届冻土学会会议论文集[C]. 兰州: 甘肃人民出版社, 1983. 101~105
- [8] 王春鹤. 中国东北冻土区融冻作用与开发建设[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 8~18, 77~81
- [9] 施雅风(主编). 中国冰雪冻土图(1:400万)(第一版)[M]. 北京: 中国地图出版社, 1988
- [10] 任美镔,杨纫章,包浩生. 中国自然地理纲要[M]. 北京: 商务印书馆, 1979. 41
- [11] A·N·斯特拉斯, A·H·斯特拉斯. 自然地理学原理[M]. 北京: 人民教育出版社, 1981. 113~205
- [12] A·N·斯特拉斯, A·H·斯特拉斯. 现代自然地理学[M]. 北京: 科学出版社, 1983. 475
- [13] 刘南威. 自然地理学[M]. 北京: 科学出版社, 2002. 215
- [14] 中华人民共和国自然图集编撰委员会. 中华人民共和国自然图集[M]. 上海: 中华书局, 1965. 35
- [15] 孙广友,黎劲松. 黑龙江干流河道特征及梯级开发后库岸稳定与库淤北京的初步分析[A]. 见: 孙广友. 黑龙江干流梯级开发对右岸自然环境与社会经济发展的影响[C]. 长春: 吉林科学技术出版社, 1995. 59~77
- [16] 丁锡钊,裘善文,孙广友. 大兴安岭北部的冰缘现象[A]. 见: 中国地质学会第四纪冰川与第四纪地质专业委员会(编). 第四纪冰川与第四纪地质论文集[C]. 北京: 地质出版社, 1987. 184~189

- [17] 张家诚. 中国年平均气温图 [A]. 见: 中国科学院长春地理研究所 (主编). 中国自然保护地图集 [M]. 北京: 科学出版社, 1989. 26~ 27.
- [18] 黄秉维. 中国综合自然区划图 [A]. 见: 中国科学院长春地理研究所 (主编). 中国自然保护地图集 [M]. 北京: 科学出版社, 1989. 20~ 21.
- [19] 徐文铎, 邹春野. 中国东北植被生态研究的热点问题 [J]. 应用生态学报, 2004, 15 (10): 1712~ 1721.
- [20] 张汉文. 大兴安岭林区植被与冻土的关系 [A]. 见: 中国地理学会, 中国土木工程学会 (编). 第二届冻土学会会议论文集 [C]. 兰州: 甘肃人民出版社, 1983. 81~ 84
- [21] 鲁国威. 中国东北部兴安松植被与多年冻土的环境变化特征 [A]. 见: 第二届全国冻土学术会议论文集 [C]. 北京: 科学出版社, 1989. 37~ 42.
- [21] 孙广友. 论青藏高原苔原带 [J]. 冰川冻土, 2004, 26 (2): 121~ 128
- [23] 杨景春. 地貌学教程 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1985.
- [24] 郎惠卿, 祖文辰, 金树仁. 中国沼泽 [M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1983. 105~ 107.
- [25] 郎惠卿 (主编). 中国湿地植被 [M]. 北京: 科学出版社, 1999. 270~ 271
- [26] 尹怀宁. 关于小兴安岭东段沼泽形成问题 [J]. 植物生态与地植物学丛刊, 1984, 3 (3): 101~ 111
- [27] 程国栋, 王绍令. 试论中国高海拔多年冻土带的划分 [J]. 冰川冻土, 1982, 4 (2): 1~ 17.
- [28] 赵魁义, 孙广友, 杨永兴, 等. 中国沼泽志 [M]. 北京: 科学出版社, 1999. 194~ 196.
- [29] 王化群 (主编). 中国沼泽图 (1 : 400 万) [M]. 北京: 科学出版社, 2000.

Causes South Borderline and Subareas of Pemm frost in Da H inggan M ountains and X iao H inggan M ountains

SUN Guang-You¹, YU Shao-Peng², WANG H a i X i a³

(1 Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, Changchun, Jilin 130012;

2 Department of Geography, Harbin College, Harbin, Heilongjiang 150086; 3 College of Tourism and

Geographical Science, Jilin Normal University, Siping, Jilin 136000)

Abstract Based on other scholars' research, the paper establishes a new distributing pattern of pemma frost in the Da H inggan M ountains and X iao H inggan M ountains. It has made important progress in the formation causes and distribution pattern of the pemma frost, but the conclusion that the pemma frost was engendered mainly by latitudinal zonality, which was a part of Eurasian pemma frost zone, should be discussed. The paper considers vertical zonality the dominant action in the formation of the pemma frost. The elevation of the Da H inggan M ountains and X iao H inggan M ountains heighten gradually from north to south. The descending temperature coming from elevation rising compensated the ascending temperature coming from low latitude relatively. The result made the types and subarea borderline protrude to south enormously. Taking the Da H inggan M ountains as a whole, it was not feasible to take the south as mountain pemma frost only. So the south pemma frost borderline of the Da H inggan M ountains was in the south of Huanggangliang Mount and also 120 km south to Aer Mount. The south pemma frost borderline of the X iao H inggan M ountains was in the south of middle mount nearby the Hulan River. The sheet pemma frost subarea in the north of the Da H inggan M ountains should include the region with an elevation of about 1000 m of Yilehuli Mount. That was to say, the east borderline of it was 70 km east to Xinlin. The insular thawy region of pemma frost subarea in the Da H inggan M ountains extend from middle chine of Yilehuli Mount to Aer Mount. And there were closed loops of insular thawy pemma frost in middle mountains nearby the Wangtang River and the Hulan River in the south of the X iao H inggan M ountains.

Key words Da H inggan M ountains; X iao H inggan M ountains; pemma frost; pemma frost cause; pemma frost subarea