

念青唐古拉山西段高海拔陆—气系统水热特征

谢 健^{1,2}, 刘景时¹, 杜明远³, 康世昌¹, 贾书刚¹, 王忠彦^{1,2}

(1. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100080;

3. 日本农业环境技术研究所, 日本, 筑波, 3050053)

摘 要:利用实测的念青唐古拉山脉南坡海拔 4800 m 和 5333 m, 以及北坡 5400 m 的土壤温、湿度和地表气温一年的数据, 对该地区水热特征作了初步分析, 结果表明: 地、气温差冬季大夏季小, 且相对邻近地区偏大。同时地温与气温有良好相关, 但随深度增加, 相关系数减小。土壤热力梯度的方向低海拔由下而上, 高海拔则相反。土壤湿度高海拔略大于低海拔, 干季和湿季分别受冻融过程和印度洋季风降水影响。高海拔冻结期比低海拔长 3~4 个月, 其下层土壤湿度在冻融交替期表现一个剧烈的跃变现象。念青唐古拉山南、北坡海拔相近区域相同层位土壤温度差异在 0~8℃之间。南坡土壤温度年平均高于北坡 3~4℃。南坡冻结比北坡晚而融化比北坡早, 上层土壤湿度南坡小于北坡, 而下层土壤湿度南坡大于北坡, 南北坡水热过程存在明显差异。

关 键 词:念青唐古拉; 高海拔山地; 陆—气系统; 土壤温度; 土壤湿度; 水热特征

1 引言

陆—气系统的能量和水分交换主要发生在界面层^[1], 通过感热和潜热输送的形式, 土壤和大气不断进行热量交换。前者取决于地气温差, 后者主要与空气和土壤中水分含量有关。一方面, 高海拔地区由于太阳辐射强烈, 地温对气温具有重要的调节和补偿作用^[2]。另一方面, 高海拔山地陆—气系统的水热过程与土壤的冻融状态密切相关^[1,3-4], 如大气和深层土壤间的水分交换会因为地表的冻结而发生改变^[5], 因此对高海拔山地土壤热力状况的研究, 有助于理解土壤冻融过程及其对大气系统的反馈作用。陆—气系统的能量交换对气候系统具有驱动作用^[6-8], 青藏高原因海拔高(平均海拔 4000 m 以上)、面积大(约 $230 \times 10^4 \text{ km}^2$), 地表热状况与亚洲季风、降水等气候现象密切相关^[9-13]。从当地农业气候和生态的角度考虑, 研究区面积最大的自然生态系统是高山草原和草甸, 牧草的生长期对应于印度洋暖湿气流的侵入期, 而土壤温度过低, 水分冻结, 牧草枯萎, 给农牧带来困难, 这说明水热条件对于当地生态系统的维持和农牧经济发展有重要意义。

为了记录并探讨青藏高原高海拔湖盆流域气

候和冻土水热过程, 2005 年中国科学院青藏高原所在念青唐古拉山北坡扎当冰川末端 (S3, 5400 m a.s.l.), 架设了一台简易自动气象站和四层 (20 cm, 40 cm, 60 cm 和 80 cm) 土壤温湿度探头; 同年, 日本农业环境技术研究所所在念青唐古拉山南坡沿海拔梯度架设了 10 个简易气象站和 1 个标准气象站, 每个高度同时配有 1 个翻斗式雨量计和三层 (5 cm, 20 cm 和 50 cm) 土壤温湿度探头。田克明等对北坡冻土水热环境进行了报道^[14-15]; 游庆龙等对念青唐古拉山南北坡气温、相对湿度等气象要素进行了对比研究^[16]; 杜明远等对念青唐古拉山南坡逆温进行了研究和模拟^[17]; 谢健等对该区气温和季风期降水进行了初步分析^[18]。但迄今为止, 尚没有南坡与北坡对比的土壤水热研究报道。为了研究高海拔山坡陆—气系统的水热过程以及这种过程的南北坡差异, 利用第 3 节介绍(见下文)的数据, 对该区陆—气系统相互作用及浅层土壤水热过程作了初步分析, 并重点与北坡进行了对比。

2 研究区简介

念青唐古拉山脉位于青藏高原南部, 平均海拔

收稿日期: 2009-02; 修订日期: 2009-08.

基金项目: 973 “我国冰冻圈动态过程及其对气候、水文和生态的影响机理与适应对策”(2007CB411503); 欧盟第六框架项目 “BRAHMATWINN”(036952); 国家自然科学基金(40561002); 日本环境省项目 “利用青藏高原实施温暖化的早期发现和预测”; 中国科学院 “百人计划” 项目。

作者简介: 谢健(1978-), 男, 江西宜春人, 博士生, 从事寒区气象水文与冻土方面的研究. E-mail: jianxie@itpcas.ac.cn

5000 m 以上,是高原亚寒带气候与温带气候的分界线。冰川发育高度平均变化在海拔 5054~5695 m。据周幼吾等人划分^[9],研究区属于藏北高原南部高寒带大片一岛状多年冻土区,冻土下界基本与年平均气温-2.0~-2.5℃等值线相吻合,推测的岛状多年冻土下界高度约为 4830~4980 m,5200 m 以上则多年冻土广泛发育。观测场地位于念青唐古拉山脉西段(当雄县境内)南坡(30°28~32'N,91°02~03'E)和北坡(30°29'N,90°37'E)。表层土壤为高寒草甸土,50 cm 以下常夹有大量砾石。草线位置在海拔 5200 m 附近。山坡植被主要为嵩草草甸。南坡观测场围有高 1.5 m 左右的铁丝网以防牲畜或人为破坏。观测站点 S1、S2(南坡)和 S3(北坡)的位置及基本信息见图 1、表 1。

3 数据与方法

文中所用数据为念青唐古拉山南坡 S1 和 S2 的自动气象站 1.5 m 气温、三层(5 cm,20 cm 和 50 cm)土壤温度和湿度以及降水量,念青唐古拉山北

坡 S3 用到的数据为自动气象站 1.6 m 气温、三层(20 cm,40 cm 和 60 cm)土壤温度和湿度。数据分析的区间为 2006 年 8 月 1 日-2007 年 7 月 31 日,部分采用 2006 年 6 月 1 日-2007 年 5 月 31 日。南坡的观测仪器采用美国 Onset 公司 (Onset Computer Corporation) 的 Hobo 气象站(Hobo weather station),北坡仪器为美国 Campbell 公司(Campbell Scientific, Inc.)的自动气象站(AWS)。温度和土壤湿度的精度分别为 0.2 ℃和 0.02 m³.m⁻³,降水量的精度为 1%。文中涉及时间均为北京时间。

数据观测频率为 1 分钟,数采仪每 30 分钟存储一个土壤温度平均值或土壤湿度瞬时值。。数据处理方法为常用的求平均或求和等统计方法,个别数据缺失进行了线性或相关差补。北坡 50 cm 土壤温湿度由 40 cm 和 60 cm 观测数据求平均得到。

表 1 观测站点基本信息

Tab.1 Basic information about the studied sites

站点代号	经度/E	纬度/N	海拔/m asl	位置	地表植被
S1	91.055	30.531	4800	南坡	高寒草甸
S2	91.051	30.539	5333	南坡	高寒荒漠
S3	90.624	30.484	5400	北坡	高寒草甸
Sdx	91.100	30.483	4300	当雄	高寒草甸

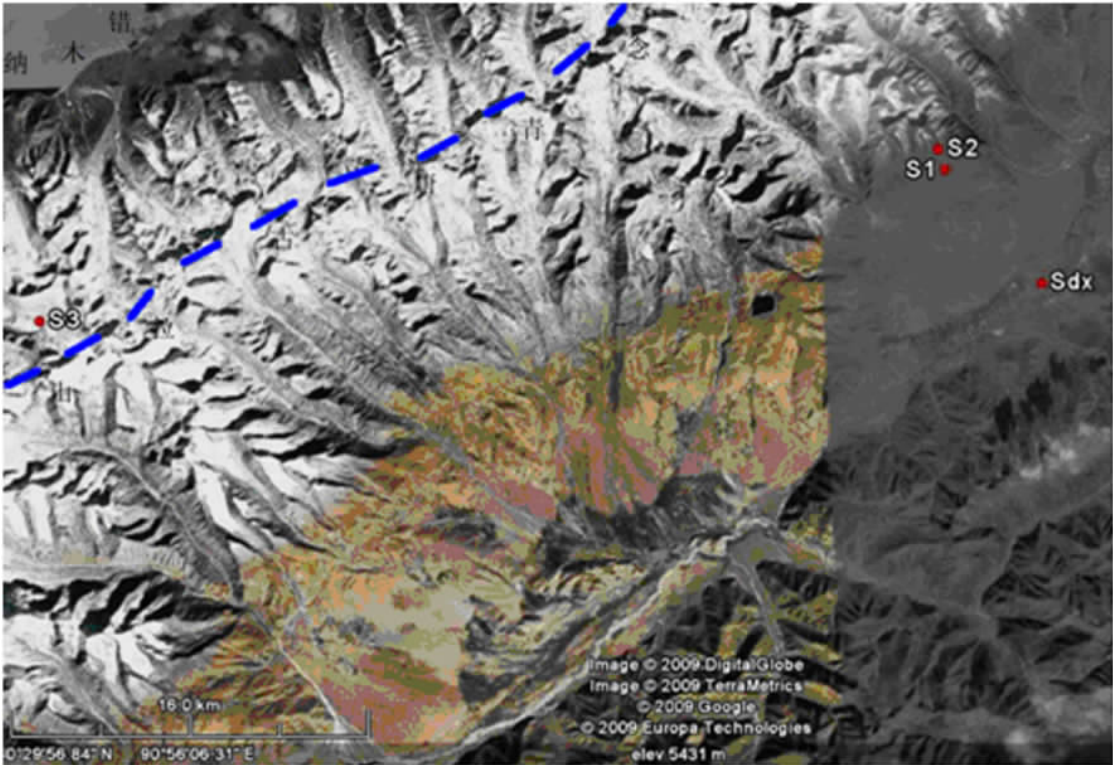


图 1 观测站点分布图

Fig.1 Location map of the observation sites

The information of the sites referred to Table 1: The thick blue dash line indicates the divide of Nyainqentanglha Mts.

注:图中蓝色虚线大致示意念青唐古拉山脉的山脊分水岭走向

4 结果

4.1 土壤热力状况与陆气交换

图 2 给出了 2006 年 8 月 1 日–2007 年 7 月 31 日期间两观测点(S1 和 S2)的日平均气温和三层土壤温度变化,体现较为一致的波动规律。期间 S1 年平均气温为 0.8℃,最高日平均气温为 12.0℃,最低为−13.7℃,变化幅度为 25.7℃。S2 年平均气温为−3.0℃,最高日平均气温为 7.8℃,最低为−17.3℃,变化幅度为 25.1℃。因海拔差异,S2 平均气温明显低于 S1,二者相差最大为 5.2℃。气温年变幅 S2 略小于 S1。

陆—气系统的热量交换以感热和潜热形式进行,而地气温差是感热加热有效表征^[20]。S1 三层土壤年平均温度由浅及深依次为 5.9℃、6.0℃和 6.3℃,5 cm 土壤温度比气温高约 5.0℃; S2 三层

土壤年平均温度由浅及深依次为 2.8℃、2.6℃和 2.4℃,5 cm 土壤温度比气温高约 5.8℃。由此可见,S1 和 S2 最大的差别是土壤热力梯度的方向不同,前者为由地下指向地面,而后者相反。地气温差 S2 略大于 S1。二者的共同点是地气温差相对周围地区(如拉萨、当雄气象站地面 0 cm 土壤温度与气温之差分别为 3.5℃和 3.8℃)都较大,这可能与高海拔山地接受太阳辐射强,且高海拔山坡植被总体比低海拔稀疏,山坡土壤又相对河谷地区干燥有关。另据张文纲等研究^[21],青藏高原多年平均地气温差表现为夏季大冬季小的特点,而 S1 和 S2 地气温差却表现为冬季大夏季小,这可能是由于本研究区全年土壤温度高于气温,夏季季风降水使得土壤温度偏低,而冬季积雪的保温作用及土壤中未冻水的存在使得地面降温缓慢。事实上,Romannovsky^[22]运用考虑未冻水的传导热交换模型 (the conductive

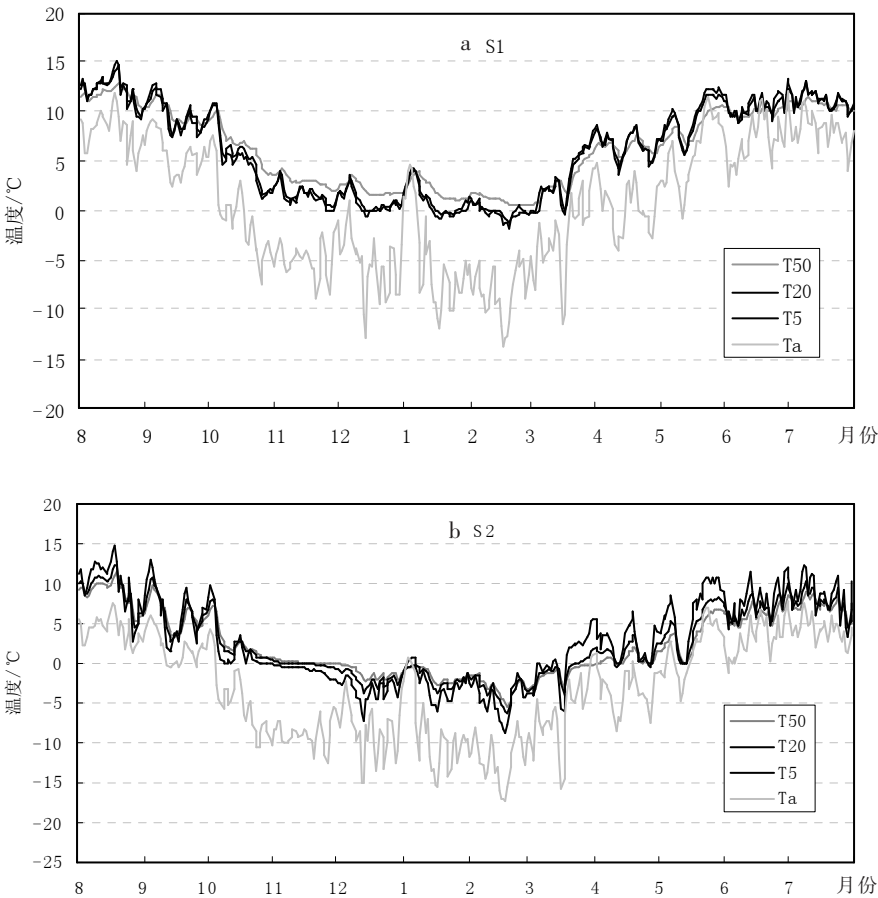


图 2 S1,S2 日平均气温和土壤温度(2006 年 8 月 1 日–2007 年 7 月 31 日)
Fig.2 Daily averages of air and soil temperatures at S1 and S2 (Aug.1,2006–Jul.31,2007)
图中 Ta,T5,T20 和 T50 分别代表气温和 5cm,20cm 和 50cm 土壤温度,下同。

Ta, T5, T20 and T50 in the legend denote air temperature and soil temperatures at 5cm, 20cm and 50cm depth, respectively (the same below).

heat exchange model)在 Deadhorse 地区得出, 冻结期活动层和多年冻土上部因未冻水的存在使地面在冻结期间增温 9℃。而且未冻水的这种效应在积雪越厚、出现越早时越明显。本研究 S1、S2 和 S3 站点都表现为地气温差冬季大夏季小, 表明高海拔山地冬季地面对大气的加热作用比其他地区强烈。

S1 三层土壤由浅及深土壤温度年变幅依次为 16.8℃、15.9℃和 12.5℃, 相当于气温年变幅的 49%~65%。S2 三层土壤由浅及深土壤温度年变幅依次为 23.5℃、18.7℃和 16.9℃, 相当于气温年变幅的 67%~94%。S2 土壤温度年变幅明显大于 S1, 这与两站气温年变幅的差别相反, 这可能是由于 S1 地表植被较 S2 发育造成的。S1 所测土层底部(50 cm)和顶部(5 cm)温度年较差相差 1.6℃, 底部是顶部的 87%。而 S2 同样两个深度的土壤温度年较差相差 2.7℃, 底部为顶部的 82%, S1 和 S2 的这种差异可能与 S2 土壤湿度略大于 S1(图 3b 和图 4b), 且 S2 土壤下部很可能存在多年冻土^[19]有关。

由于大气和土壤比热的差异, 陆—气系统间的热力交换还体现在大气和土壤在热量表现上存在不同程度的时间迟滞, 就某一地点而言, 迟滞时间与辐射强度、地表覆盖, 土壤组成以及层位深度有

关。辐射愈弱, 土壤热通量愈小, 积雪植被愈厚, 土壤导热性愈差, 距地表越深, 迟滞时间越长。如 S1 气温最低值出现在 2 月 16 日, 5 cm 和 20 cm 土壤温度最低值迟后 3 天出现, 50 cm 深度迟后 6 天。而 S2 各深度土壤日平均温度未表现明显迟滞。若分析观测时段的日最低气温序列, 则 S1 最低气温为 2 月 13 日, 5 cm 和 20 cm 深度各迟滞 69 天, 50 cm 深度迟滞 72 天。S2 最低气温为 12 月 13 日, 三层土壤深度都迟滞 69 天。

S1 和 S2 三层地温均与气温有良好相关, 且达到 0.01 的显著性水平, 但随着深度增加, 相关系数呈减小趋势。S1 三层地温与气温的统计关系分别为: $T_{g5}=5.40+0.70T_a, R=0.96; T_{g20}=5.46+0.67T_a, R=0.95; T_{g50}=5.84+0.54T_a, R=0.91$ 。S2 三层地温与气温

表 2 S1 和 S2 站点土壤冻结期

Tab.2 The soil freezing periods of S1 and S2

测点	深度/cm	冻结始日	融化始日	冻结期/d
S1	5	02.08	02.22	14
	20	02.09	03.06	25
	50	—	—	0
	5	10.31	03.19	139
S2	20	11.16	03.24	127
	50	11.27	04.02	125

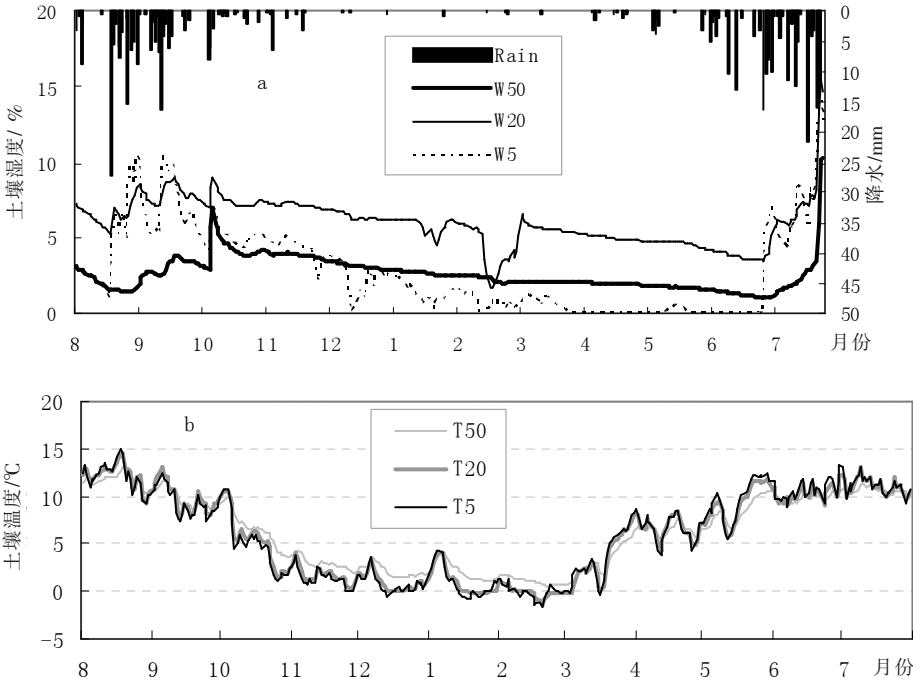


图 3 S1 土壤温度与湿度季节变化

Fig.3 The soil temperatures and moisture at S1 during the studied period

图中 Rain、W5、W20 和 W50 分别代表降水和 5cm、20cm 和 50cm 土壤湿度, 下同。

Rain, W5, W20 and W50 in the legend denote precipitation and soil moisture at 5cm, 20cm and 50cm depth, respectively (the same below)

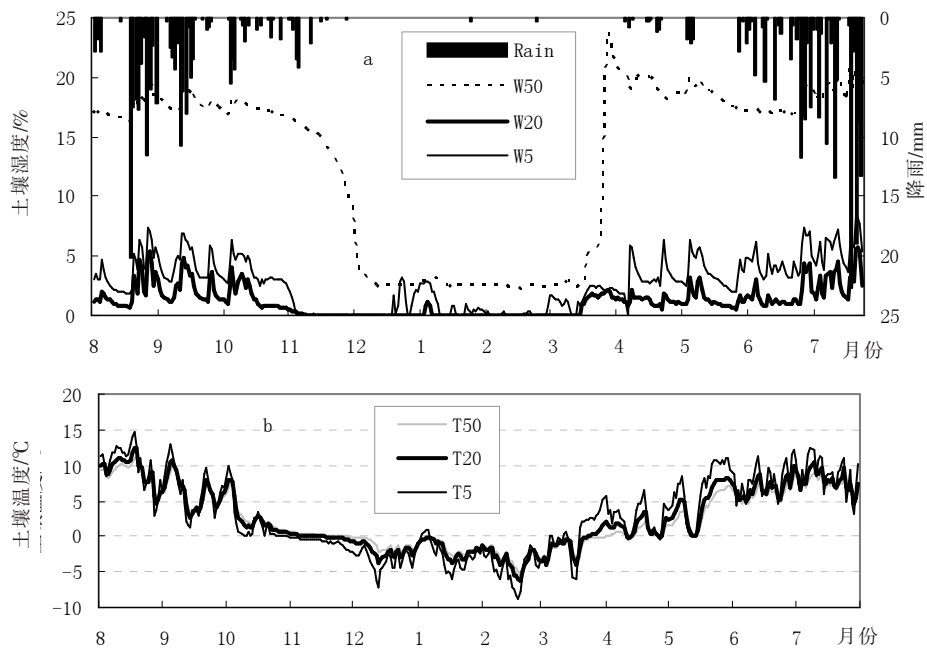


图 4 S2 土壤温度与湿度季节变化

Fig.4 The soil temperatures and moisture at S2 during the studied period

的统计关系分别为： $T_{g5}=5.25+0.81T_a$ ， $R=0.95$ ； $T_{g20}=4.52+0.64T_a$ ， $R=0.92$ ； $T_{g50}=4.10+0.56T_a$ ， $R=0.89$ 。上述回归方程截距项随深度的递变规律，再次印证 S1 和 S2 土壤热力梯度的方向相反。

4.2 土壤冻融循环与未冻水含量

定义日平均土壤温度持续低于 0℃的时段为土壤冻结期。表 2 列出了 S1 和 S2 三层土壤的冻结始日、融化始日以及冻结期。很明显，土壤自地表向下冻结，随着深度增加，冻结期缩短。S1 冻结始日比 S2 迟后约 2 个月，而融化始日比 S2 提前约 1 个月。冻结期 S2 比 S1 长 100 天左右。S1 上层土壤冻结期间平均温度为-0.6℃，而 S2 上层土壤冻结期间较之低 2.0℃。土壤冻融循环与土壤中未冻水含量有着密切的关系。图 3b 给出了 S1 土壤湿度的季节变化。进入冷季(12 月)，降水量极少，冬季上层土壤湿度有小幅而较频繁的波动，主要由土壤间歇发生的冻融过程引起。如 12-1 月期间土壤湿度的两次低值，分别对应于 12 月 12 日和 1 月 20 日土壤冻结点附近(土壤湿度于温度达到冻结点 1~2 天后达到最低)。S1 中层土壤于 2 月 9 日发生冻结，土壤湿度于 10 日后达到全年最低值 (2%)，3 月 6 日土壤融化，土壤湿度达到 6.5%。S1 下层土壤冬季无冻结，而且距地表较深，因此干季土壤湿度稳定。

图 4 为 S2 土壤温度与湿度的季节变化。与 S1

不同的是，由于 S2 的海拔比 S1 高 533 m，且山坡表面几乎终年无植被发育，因此土壤冻结期较 S1 长，土壤湿度的季节差异亦比 S1 大。S2 上层土壤冻结前日湿度为 2.8%，冻结期土壤湿度平均明显低于 2.0%，3 月 19 日土壤融化时土壤湿度<1%。土壤经过冻融循环后土壤湿度减少。土壤湿度于温度达到融化点 9 天后达到融化后首次峰值(2.5%)。S2 下层土壤于 11 月底冻结，冻结前土壤湿度约 12.2%，3 月下旬，土壤湿度迅速增加，至 4 月 1 日土壤融化时土壤湿度达到最大(23.7%)。

冻结期土壤湿度与温度符合指数增加趋势：S1 中层， $W_{u20}=0.054\exp(4.6T_{s20})+0.020$ ， $R=0.92$ ；S2 下层， $W_{u50}=0.149\exp(7.8T_{s50})+0.025$ ， $R=0.93$ 。上述两式表明，土壤温度一旦低于冻结点后，微小的温度降低即可导致未冻水的显著减少。而当温度降低到某一值后，土壤中未冻水含量逐渐趋于一个稳定的最低值。回归方程式中第二和第三个参数的物理意义分别是单对数坐标系下土壤未冻水含量随温度的变化速率和最低未冻水含量。由此不难看出，尽管冻结初期 S2 的未冻水含量随温度降低比 S1 快，但冻结末期的未冻水含量二者相近。

4.3 夏季风降水与土壤含水量

图 3b 还表明，夏季降雨后，雨水入渗地表，导致 S1 顶部土壤湿度短时间内略高于中部，雨后的

蒸发和下渗又导致土壤水分整体下移,使得顶部土壤湿度波动最大,随着深度增加,土壤湿度曲线变得平稳。由于夏季季风降水,S1 上层土壤湿度在 7-9 月处于高值,平均值为 6%。最大值出现在 7 月 29 日,比该月最大降水日滞后 5 天。土壤水的下渗导致下部土壤湿度曲线峰值较上部略微迟后。9 月 12 日后,随着季风降水的消退,上层土壤湿度迅速下降,至 2 月 7 日土壤冻结前,土壤湿度已低于 2%。

S2 上层土壤湿度于 4 月上旬后逐渐表现为受温度与降水的共同影响。图 4b 表明,5 月印度季风来临前的几次降雨事件(如 5 月 9 日降水量 1.8mm)对应土壤湿度的几个峰值。7-9 月上层土壤湿度平均为 4.6%,最大为 8.2%。S2 中层土壤湿度的季节变动态势与上层基本一致,7-9 月中层土壤湿度平均为 2.5%,最大为 5.7%。与上部土层不同,下层土壤湿度在冻融交替期表现一个剧烈的跃变现象。7-9 月下层土壤湿度平均为 18.1%,最大为 21.4%。

4.4 念青唐古拉山脉南、北坡对比

图 5 给出了念青唐古拉山南北坡气温以及土壤温湿度的对比。由图 5a 可知,南坡气温除 5-9 月间的少数时间低于北坡外,全年气温总体高于北坡。南北坡气温差异干季大于湿季,年平均差异约 1.5℃,最大差异发生在南北坡的冻结期,约 5℃(发生在 3 月 5 日,南北坡气温分别为 -4.4℃和 -9.5℃)。相同层位南、北坡土壤温度差异在 0~8℃之间,南坡土壤温度年平均高于北坡 3~4℃。12 月中旬-3 月中旬南北坡温度差异最大,南、北坡 20 cm 和 50 cm 土壤温差最大分别达到 7.6℃和 6.5℃。

由图 5b 可知,在非冻结期,南坡 20cm 土壤湿度小于北坡,而 50 cm 土壤湿度除 6 月上旬,其他时间都大于北坡。11 月底-4 月初,南北坡土壤都处于冻结状态,土壤未冻水含量无明显差异。50 cm 土壤湿度南北坡差异曲线的变化趋势反映了南北坡土壤冻融时间的差异。

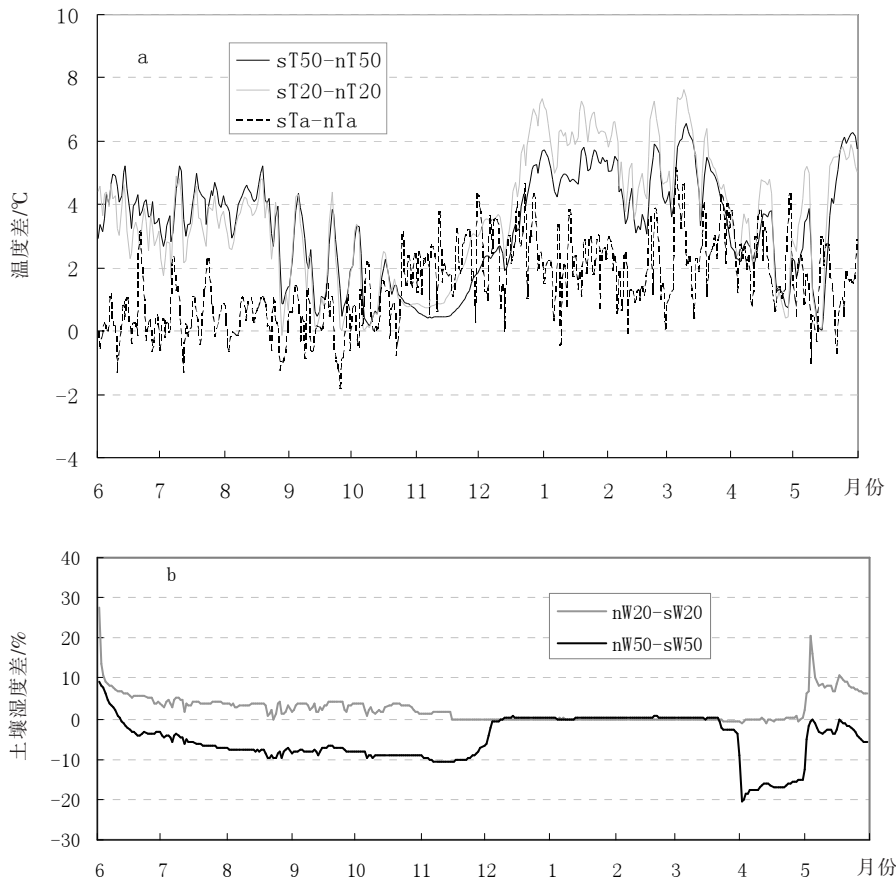


图 5 念青唐古拉山南北坡气温、土壤温度(a)和土壤湿度(b)对比

Fig.5 The difference of air and soil temperatures and moistures between the northern and southern slope of the Nyainqentanglha Mts

图例中“s”和“n”分别表示“南坡”和“北坡”之意,其余同前。

The characters ‘s’ and ‘n’ in the legend indicate southern slope and northern slope, respectively, the rest is the same as above.

图 6 给出了念青唐古拉山北坡 S3 土壤温度的季节变化。由图 6 可知,北坡 20 cm 土壤冻结期自 10 月 24 日—5 月 20 日,冻结始日比南坡提前 23 天,而融化始日比南坡推迟 58 天,因此冻结期比南坡长 82 天。50cm 土壤冻结期自 10 月 31 日—5 月 2 日,冻结始日比南坡提前 27 天,而融化始日比南坡推迟 31 天,因此冻结期比南坡长 59 天。冻结期土壤温度北坡比南坡平均低 2.8℃。

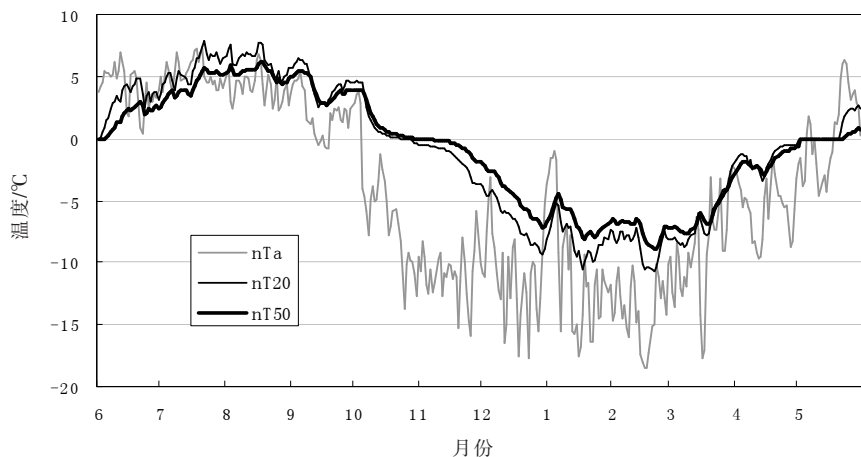


图 6 S3 土壤温度季节变化(2006 年 6 月 1 日—2007 年 5 月 31 日)

Fig.6 The soil temperatures at S3 during Jun.1, 2006–May 31, 2007

5 结论与讨论

念青唐古拉山脉南坡不同海拔土壤温、湿度和地表气温的分析表明:地、气温差表现为冬季大夏季小,且相对邻近地区(如拉萨、当雄气象站)偏大,表明高海拔山地冬季地面对大气的加热作用比其他地区强烈。同时地温与气温有良好相关,但随深度增加,相关系数减小。不同海拔土壤热力梯度的方向相反,即低海拔是由下而上,高海拔则相反,这可能是由于高海拔存在多年冻土的原因。土壤湿度高海拔略大于低海拔,干季和湿季分别受冻融过程和印度洋季风降水影响。高海拔冻结期比低海拔长 3~4 个月,其下层土壤湿度在冻融交替期表现一个剧烈的跃变现象。念青唐古拉山南、北坡海拔相近区域相同层位土壤温度差异在 0~8℃之间。南坡土壤温度年平均高于北坡 3~4℃。南坡冻结比北坡晚而融化比北坡早,上层土壤湿度南坡小于北坡,而下层土壤湿度南坡大于北坡,南北坡水热过程存在明显差异,由于 S2 和 S3 纬度差别微小,而海拔差异也不到 70 m,因此本研究得到的念青唐古拉山南北坡差异可能更多地是反映两个站点局地地形和周围下垫面的差异。

参考文献

[1] Yang Mei Xue, Yao Tan Dong, Gou Xiao Hua, et al. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin, 2007, 52 (1): 136–139.
[2] 高由禧, 蒋世逵, 张谊光, 等. 西藏气候. 北京: 科学出版

社, 1984: 192.
[3] 李述训, 南卓铜. 冻融作用对系统与环境间能量交换的影响. 冰川冻土, 2002, 24(002): 109–115.
[4] 王澄海, 尚大成. 藏北高原土壤温、湿度变化在高原干湿季转换中的作用. 高原气象, 2007, 26 (4): 677–685.
[5] William P J, Smith M W. The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology. Cambridge: Cambridge University Press, 1989: 306.
[6] Eugster W, Rouse W R, Pielke R A, et al. Land – atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: Available data and feedbacks to climate. Global Change Biology, 2000, 6 (Suppl. 1) : 84–115.
[7] Kellner E. Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish Sphagnum mire. Agric. For. Meteorol., 2001, 110: 101–123.
[8] Raupach M R. Influences of local feedbacks on land air exchanges of energy and carbon. Global Change Biology, 1998, 4: 477–494.
[9] 江灏, 王可丽. 青藏高原地表热状况的卫星资料分析. 高原气象, 2000, 19(3): 323–330.
[10] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979: 33.
[11] Li Cheng Feng, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land–sea thermal contrast. Journal of Climate, 1996, 9(2): 358–375.
[12] Ueda H, Yasunari T. Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1998, 76(1):1–12.
[13] Yin Zhiyong, Lin Zhenyao, Zhao Xinyi. Temperature anomalies in central and eastern Tibetan Plateau in relation to general circulation patterns during 1951–1993. International Journal of Climatology, 2000, 20(12):1431–1449.
[14] 田克明, 刘景时, 康世昌, 等. 西藏纳木错流域冻土环境初

- 步研究. 地球科学进展, 2006, 21(12): 1324–1332.
- [15] Tian Keming, Liu Jingshi, Kang Shichang, et al. Hydrothermal pattern of frozen soil in Namco lake basin, the Tibetan Plateau. *Environmental Geology*, 2009, 57 (8): 1775–1784.
- [16] 游庆龙, 康世昌, 田克明, 等. 青藏高原念青唐古拉峰地区气候特征初步分析. *山地学报*, 2007, 25(4): 497–504.
- [17] Du M, Kawashima S, Yonemura S, et al. Temperature distribution in the high mountain regions on the Tibetan Plateau –Measurement and simulation //Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand. MOD-SIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation. NZ Christchurch, 2007, 2146–2152.
- [18] 谢健, 刘景时, 杜明远, 等. 拉萨河流域高山水热分布观测结果分析. *地理科学进展*, 2009, 28(2): 223–230.
- [19] 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000, 353–354.
- [20] Jia Zhijun, Song Changchun, Sun Li. The study on latent and sensible heat flux over mire in the Sanjiang Plain. *Wetland Science*, 2006, 4(1): 13 –20.
- [21] 张文纲, 李述训, 吴通华, 等. 青藏高原地气温差变化分析. *地理学报*, 2006, 61(009): 899–910.
- [22] Romanovsky V E, Osterkamp T E. Effects of unfrozen water on heat and mass transport processes in the active layer and permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2000, 11(3): 219–239.

Hydrothermal Characteristics of the Land–Atmospheric System in an Alpine Area of West Nyainqentanglha Mountains

XIE Jian^{1,2}, LIU Jingshi¹, DU Mingyuan³, KANG Shichang¹, JIA Shugang¹, WANG Zhongyan^{1,2}

(1. Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100085, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China;

3. Department of Agro–Meteorology, National Institute for Agro–Environmental Sciences, Tsukuba 3050053, Japan)

Abstract: A preliminary study was carried out on the hydrothermal characteristics in the Nyainqentanglha mountainous region, using one–year observation data of air temperature, three layers of soil temperature and moisture from two sites at 4800 m a.s.l. and 5333 m a.s.l. on the southern slope, and one site at 5400 m a.s.l. on the northern slope. The results indicated that the differences between soil and air temperatures were greater in winter than in summer, and they were generally larger compared to the nearby areas. The soil thermal gradient could be inverse between higher and lower elevations. The soil at the higher elevation was slightly wetter than at the lower one. The soil moisture at the studied sites was dominated by the freeze–thaw cycle during dry season and by Indian monsoon precipitation during the wet season, respectively. The freezing period at the higher elevation was 3 to 4 months longer than at the lower place. The soil moisture at the lower depth (50 cm) for the higher elevation showed mutation near the phase changing point. The soil temperature differences for the same horizon between the southern and northern slopes of the Nyainqentanglha Mts. were within 0–8°C. The soil temperatures on the southern slope was on average 3–4°C greater than the northern counterpart. The southern slope showed latter freeze but earlier thaw compared to the northern one. The soil at the upper depth (5 cm) for the southern slope was drier than that for the northern counterpart. In contrast, the soil at the lower depth (50 cm) on the southern slope was wetter for than the northern slope. The hydrothermal characteristics showed differences between the two parts of the Nyainqentanglha Mts.

Key words: Nyainqentanglha; alpine mountain; land–atmospheric system; soil temperature; soil moisture; hydrothermal characteristics

本文引用格式:

谢健, 刘景时, 杜明远, 等. 念青唐古拉山西段高海拔陆—气系统水热特征. *地理科学进展*, 2010, 29(2): 151–158.