黄河源区多年冻土温度及厚度研究新进展

罗栋梁,金会军,林 琳,何瑞霞,杨思忠,常晓丽

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要:利用新布设的冻土孔及原有冻土资料,分析黄河源区冻土温度和厚度的空间分布。源区实测多年冻土年均地温最低为–1.81℃,冻土最厚74 m,均位于巴颜喀拉山北坡的查拉坪。214国道 (K445-K604段) 沿线多为高温多年冻土 (年均地温> –1℃),但巴山北坡海拔4 520 m、布青山海拔4 300 m以上,年均地温低于–0.5℃。巴山北坡海拔4 610 m、布青山海拔4 420 m以上,年均地温低于–1℃。巴山北坡海拔每升高100 m, 年均地温减少0.47~0.75℃,冻土厚度增加16~25 m;纬度向北增加1°,年均地温减少0.85℃,冻土厚度增加20~30 m。

关 键 词:多年冻土;黄河源区;214国道;年均地温;冻土厚度

中图分类号:P642.14 **文章标识码**:A **文章编号**:1000-0690(2012)07-0898-07

一定深度以下 (一般10~15 m深度),地温在一年内保持相对不变,这一深度为地温年变化深度,年变化深度处的冻土温度为多年冻土年均地温(MAGT)(下简称年均地温),用以衡量多年冻土热稳定状态[1~3]。冻土顶板至冻土底板 (温度为0 ℃处)的深度,即为多年冻土厚度。中国多年冻土80%以上为高原高山多年冻土,面积占到全球高山多年冻土的75%,主要分布于青藏高原、天山、祁连山及阿尔泰山等西部高山地区[4,5],以及大兴安岭南端黄岗梁及长白山等山地[6]。在青藏高原,多年冻土以羌塘高原和昆仑山为中心向周边展开,随地面海拔降低,年均地温升高,多年冻土平面分布连续性减少,由大片连续逐渐过渡为不连续、岛状乃至季节冻土[7]。

处于大片连续多年冻土边缘的青藏高原东部,是片状、岛状多年冻土和季节冻土共存地带[8,9]。近年来,位于青藏高原东部的黄河源区(下简称源区)成为地学界研究热点,其水文地质和草地生态系统等在全球气候变化和人类工程活动干扰下与多年冻土变化的响应引起广泛研究兴趣[10,11]。但目前源区仅有有限的冻土资料[12]。本文以源区沿214国道 (K445-K604) 新布设的12个冻土孔及其2010~2011年测温资料为基础,结合原有的16处水文地质孔冻土资料,探讨源区多年冻土温度和厚度的空间分布特征和分异规律。

1 研究区域概况

目前源区范围尚无定论[13],本文参考《青藏高原地图集》[14],以多石峡 (34°46′26″ N,98°20′59″ E;4 197 m a.s.l) 往上的黄河流域作为源区[15],并经水文分析软件提取90 m分辨率的SRTM DEM数据获得源区地理范围[16](图1)。总体而言, 源区地势构造为北西–南东走向,北以昆仑山中列支脉布青山与柴达木盆地相隔,南抵巴颜喀拉山与长江上游通天河水系相邻,西至各式各雅山高原丘陵与格尔木河流域相邻[14,17]。有一级支流如卡日曲、约古宗列曲、多曲、热曲、勒那曲等,以及黑河(热曲支流)等在内的众多二、三级支流。主要湖泊有扎陵湖、鄂陵湖[18],尕拉拉错、寇察,隆热错、阿涌贡玛错(星星海)、阿涌洼玛错、阿涌尕玛错等玛多四湖。玛多气象站1953~2010年年平均气温为–3.7 ℃,年平均降水量为318 mm。源区年均降水量为300~600 mm,年均蒸发量为1 000~1 500 mm[12,15]。 降水变化对流域径流量影响较大[19],不同汛期、枯水期流量总体存在11~12 a的波动周期,但无明显的规律性干扰因素作用于黄河源来水[20]。

2 基础数据和研究方法

2.1 基础数据

地温数据主要来自2010年新布设的12个冻

收稿日期:2011-09-22;**修订日期**:2011-12-17

基金项目:国家自然科学基金委创新群体项目(41121061)资助。

作者简介:罗栋梁(1983–),男,湖南邵东人,博士研究生,从事冻土学与气候变化研究。E-mail:luodongliang@gmail.com

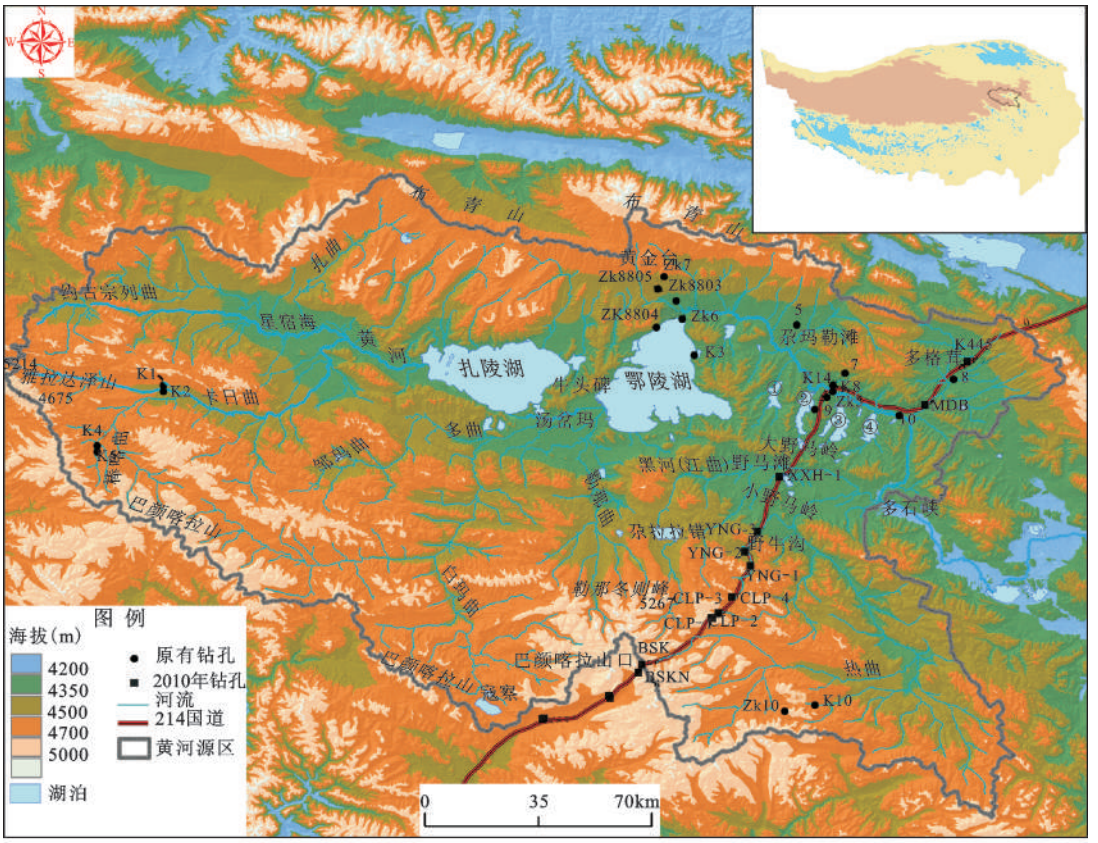


图1　黄河源区及冻土孔分布(右上角冻土分布引自文献[21])

Fig.1　The geographical range and permafrost borehole distribution in the source area of the Huanghe River (The permafrost distribution on the upper right corner quoted from ref.21)

土孔 (表 1), 其中 100 m 深孔 1 个, 30 m 深孔 1 个, 其余 10 个孔深 20 m, 根据海拔每递降约 100 m 布设各孔。鹰眼图显示了青藏高原多年冻土分布。位于片状连续多年冻土的有 BSK、BSKN、CLP-1、CLP-2、CLP-3、CLP-4、K445、MDB 等 8 孔, 位于季节冻土的则有 YNG-2、YNG-3、XXH-1 等 3 孔, 位于片状连续冻土向季节冻土过渡地带的则有 YNG-1 孔。此外, 本文还广泛收集见于文献中的冻土资料[11,12], 来自 16 处水文地质孔(表 1)和 6 处电测深, 其冻土上下限及冻土厚度由当时钻探情况根据经验判断。

2.2　研究方法

2010 年新布设冻土孔采取油压 100 型钻机开钻, 开孔孔径一般为 127 mm, 进尺时每隔 0.5~1.0 m 取样, 并据经验判断冻土类型、地下冰及地下含水层情况。钻探完成后在孔中安置铝塑管 (孔深 20 m 以内) 或铁管 (孔深大于 20 m), 将中国科学院冻土工程国家重点实验室自行研制、测温精度为±0.05℃的铂金探头置于管内。采用 Fluke 287/289 高精度万用表测量电阻, 经各探头的标定参数将电阻值换算为温度值, 每个月月中观测一次。测温结果显示, 地温扰动在钻探完成半年后基本恢复自然状态。为避免误判, 选择 2011 年 5~10 月地温差异小于±0.1℃的深度作为地温年变化深度, 年变化深度处地温即为年均地温。

结合文献[11,12]的水文地质孔和电测深冻土资料分析多年冻土的空间分布。在未钻穿冻土底板而无实测厚度的情况下, 根据年变化层以下地温梯度取值, 计算其厚度[22, 23]:

$$H=(T_M-T_f)/g_T+H_Z-H_t \qquad (1)$$

这里, H 为冻土厚度(m); T_M 为年均地温 (℃); T_f 为冻土底板处冻结温度(℃), 设为 0℃; H_Z 为年变化深度(m); H_t 为冻土上限(m), g_T 为年变化深度以下每增加一定深度温度升高的度数, 即地温梯度[1]。经 CLP-2 和 YNG-1 孔检验: 计算 CLP-2 孔冻土厚 71.9 m, 比实测值偏小 2.1 m; YNG-1 孔冻土厚 16.5 m, 比实测值偏小 0.5 m, 但计算偏差都小于 3%。

表1 214黄河源区新建及原有冻土孔一览表

Table 1 New (setup in 2010) and original permafrost boreholes in the Source Area of the Huanghe River

钻孔编号	G214里程	地点	纬度(° N)	经度(° E)	高程(m a.s.l.)	深度(m)	冻土上限(m)	冻土层厚(m)	地温年变化深度(m)	MAGT(℃)	完成时间(年/月)
BSKN	K604	巴山口南坡	34°06′24″	97°38′43″	4754	20	1.6	54	12	−1.12	2010/8
BSK	K601	巴山口	34°07′44″	97°39′18″	4833	30	0.5	71	13	−1.75	2010/8
CLP-1	K575	查拉坪	34°15′29″	97°50′53″	4727	20	0.7	78	10	−1.81	2010/8
CLP-2			34°15′23″	97°50′59″	4723	100	0.5	74	11	−1.72	2010/8~9
CLP-3	K573		34°16′14″	97°52′04″	4663	20	1.1	53	10	−1.25	2010/8
CLP-4	K567		34°18′53″	97°54′13″	4564	20	0.5	35	10	−0.70	2010/8
YNG-1	K555		34°24′ 05″	97°57′17″	4452	20	1.8	17	10	−0.22	2010/8
YNG-2	K550	野牛沟	34°26′25″	97°56′23″	4395	20	季节冻土		15	+1.34	2010/8
YNG-3	K543		34°29′47″	97°58′29″	4333	20	季节冻土		11	+1.01	2010/8
XXH-1	K523	野马滩	34°38′50″	98°26′14″	4231	20	季节冻土		9	+0.52	2010/8
MDB	K461	玛多东	34°50′45″	98°33′15″	4225	20	1.8	37	13	−0.73	2010/9
K445	K445	玛多东	34°57′57″	98°33′15″	4288	20	2.7	45	15	−0.96	2010/9
Zk5	/	玛多县城南黄河北岸	34°52′59″	98°11′00″	4220	89	/	10	/	/	1988
Zk6	/	鄂陵湖渔场东,距北岸123.9 m	35°06′00″	97°46′04″	4272	201	/	6.5/4.45	/	/	1988
Zk7	/	鄂陵湖北黄金台沟	35°12′02″	97°43′05″	4472	80	/	44.27	/	/	1988
Zk8803	/	鄂陵湖北25 km丘陵脚下	35°10′05″	97°42′02″	4400	171	/	18.2	/	/	1988
Zk8804	/	鄂陵湖西无名湖间湖堤	35°01′07″	97°42′01″	4275	187	/	8.25	/	/	1988
ZK8805	/	鄂陵湖渔场北约6 km	35°08′00″	97°45′04″	4300	201	/	6.5	/	/	1988
No5	/	尕玛勒滩	35°04′00″	98°05′00″	4239	221	/	26.5	/	/	1988
No8	/	多格茸	34°55′00″	98°31′02″	4253	78	/	19.2	/	/	1988
No9	/	阿涌贡玛错东岸	34°50′00″	98°08′00″	4216	64	/	5.1	/	/	1988
No10	/	多石峡黄河谷地	34°49′00″	98°22′02″	4218	155	/	17.8	/	/	1988
K1	/	卡日曲北	34°53′58″	96°20′00″	4583	28	/	1.7	/	/	1988
K2	/	卡日曲南	34°53′00″	96°20′00″	4507	66	/	3.3/15.0	/	/	1988
K4	/	棒喀曲北侧	34°44′00″	96°09′03″	4557	30	/	26	/	/	1988
K5	/	棒喀曲北侧	34°43′00″	96°09′03″	4569	92	/	19.8	/	/	1988
K10	/	小野马岭	34°01′02″	98°08′00″	4294	92	/	2.35	/	/	1988
K14	/	玛多县黄河北侧	34°53′58″	98°11′00″	4221	47	/	8.5	/	/	1988

3 结果和分析

3.1 年均地温

源区多年冻土多为高温多年冻土(年均地温大于−1℃),实测年均地温均小于−2℃。位于查拉坪的CLP-1孔,年均地温−1.81℃,为区内最低。位于查拉坪的100 m深孔CLP-2孔,年变化层内地温以3~4月份最低,年均地温为−1.72℃,地温梯度为2.8℃/100 m。BSK孔海拔4 832 m,为区内海拔最高的冻土孔,年均地温−1.75℃。野牛沟与野马滩,隆热错、阿涌贡玛错(星星海)、阿涌洼玛错、阿涌尕玛错等玛多四湖所在黄河低谷,热曲及黑河等,多为季节冻土,年均地温高于0℃。在野牛沟附近,年均地温高于+1℃。海拔4 520 m以上的巴山北坡、海拔4 300 m以上的布青山、各式各雅山等高山区,年均地温普遍低于−0.5℃。海拔4 610 m以上的巴山北坡,海拔4 420 m以上的布青山脉东支,年均地温低于−1℃。214国道K438-K462 km段,年均地温为−0.6~−1.3℃;K462-K553 km段为季节冻土,年均地温为0.2~1.3℃;K555-K604 km段年均地温为−0.2~−2.0℃ (图2)。

3.2 冻土厚度

源区冻土厚度普遍小于40 m,实测冻土最厚74 m,为位于查拉坪的CLP-2孔(表1,表2)。根据公式(1)的推断计算,巴山口的BSK孔、查拉坪的CLP-1孔,冻土厚70 m以上。布青山脉东支冻土厚35~60 m,如距离玛多县城25 km和42 km的MDB孔和K445孔,其冻土厚度分别为38和45 m。海拔4 350 m以下的鄂陵湖、扎陵湖以北山前缓坡带的高山草原和稀疏化草原地带,冻土层厚小于20 m。海拔4 400 m以上的布青山南坡山前缓坡一带,冻土层厚一般在20 m以上。鄂陵湖和扎陵湖以北、海拔4 500 m以上的布青山,冻土层厚40 m以上。两湖北岸的布青山,冻土层厚随海拔

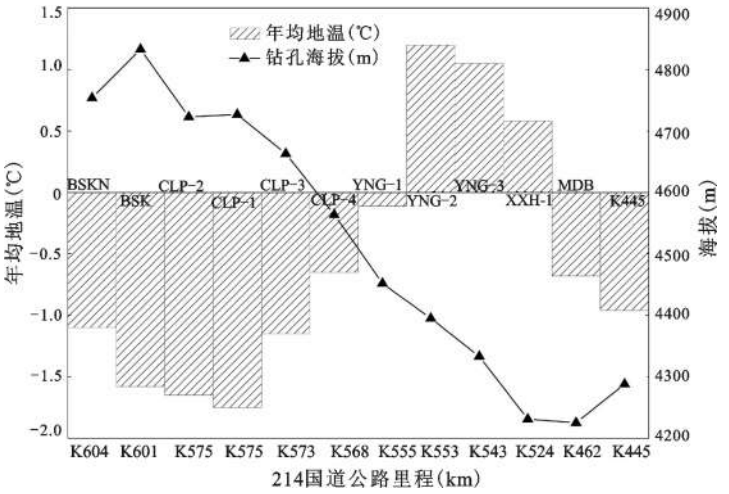


图2　214国道沿线海拔和冻土年均地温

Fig.2 The temperature at depth of zero annual amplitude (MAGT) and altitude along the National Highway No.214

升高而增加，鄂陵湖北岸的ZK6、ZK8803、ZK7孔，水平距离在25 km以内，海拔依次为4 272、4 400、4 472 m，冻土层厚依次为6.5、18.2和44.3 m[8](表1)。野外调查和钻探结果表明两湖等较大水体和卡日曲、棒喀曲、勒那曲等黄河各级支流河床及河漫滩，冻土厚度大多小于20 m。

3.3　多年冻土空间分异规律探讨

1）海拔与纬度的影响。巴山海拔多在4 600 m以上，高海拔及其引起的气温垂直递减[22,23]使得年均气温从巴山口的–7.9℃升至野牛沟的–3.5℃，年均地温也逐渐升高，冻土厚度相应减薄(图2)。经回归分析：海拔每降低100 m，巴山北坡年均地温升高0.47~0.75℃；冻土层厚相应减少16~25 m。由年均地温、冻土厚度与海拔的回归分析：海拔每降低100 m，源区年均地温平均升高约0.3℃(图3a)，冻土厚度平均减少约9.3 m (图3b)。Wu等推算青藏工程走廊一带，随海拔降低，年均地温升高的趋势平均为0.57℃/100 m[19]。由此可见，处于青藏高原东部的巴颜喀拉山相比青藏高原腹地而言，海拔升降对区内多年冻土年均地温和冻土层厚的影响相对要小。

野牛沟以北，年均地温与纬度和海拔表现出二元线性相关性。对黄河源区所有年均地温(T_M)与海拔(H_E)、纬度(L)进行回归分析：

$$T_M = 18.825 - 0.845 \times L - 0.36 \times H_E \qquad (2)$$

这一回归公式表明：纬度单一向北增加1°，年均地温减少约0.845℃，冻土层厚增加20~30 m。由此公式推断，布青山、源区西南部的巴山、各式各雅山等地存在年均地温低于–2℃乃至–3℃的多年冻土，冻土厚度可能超过100 m。最高峰勒那冬则峰的冻土厚度可能超过120 m。

2）坡度坡向的影响。不同坡度和坡向的山坡接受太阳辐射差异极大，造成相同海拔高度多年冻土的分布明显不同[26]。坡度和坡向的微地貌格局对多年冻土分布的影响在野牛沟和布青山山脉东支表现特别明显。YNG-2孔在坡度15°左右的阳坡，YNG-3孔在无坡度的近平坦盆地，YNG-2孔海拔仅比YNG-3孔高约60 m，两者水平距离不超过8 km，干燥的土壤质地和稀疏的植被覆盖条件几近相同，但YNG-3孔比YNG-2孔年均地温低约0.33℃。布青山阴坡的MDB孔，其海拔比阳坡的黄河沿、玛多县城等地更低，黄河沿等地为季节冻土或厚度不超过10 m的零星岛状冻土[8]，MDB孔冻土层厚达37 m。BSKN孔位于巴山口坡度约20°的阳坡，其年均地温比坡度为0°的CLP-1孔、CLP-2孔低0.58℃、0.7℃，三孔海拔相当，水平距离小于25 km，地表覆被和水分条件亦相似。

3）局地因素影响。巴山巨大山体阻挡了西南方向的印度洋暖湿气流，造成源区为干旱和半干旱高寒气候区[8,25]。源区年降水量和蒸发量的空间差异性显著，使各地呈现不同生态景观类型[17]。生态景观、微地形、岩性、水文地质条件等局地因子的差异，对年变化深度内(10~15 m)的冻土及其水热传输过程影响很大。查拉坪多年冻土上限埋深大部分在1 m以内(表1)，与覆盖较厚的泥炭层有关。经钻探和坑探发现，查拉坪冻土上限泥炭层厚达2 m。研究发现，泥炭地通常有利于多年冻土的生成和保存[26,27]。因风蚀作用等造成近地表土壤为角砾、粗

表2 100 m深孔CLP-2孔2010年10月至2011年10月测温结果

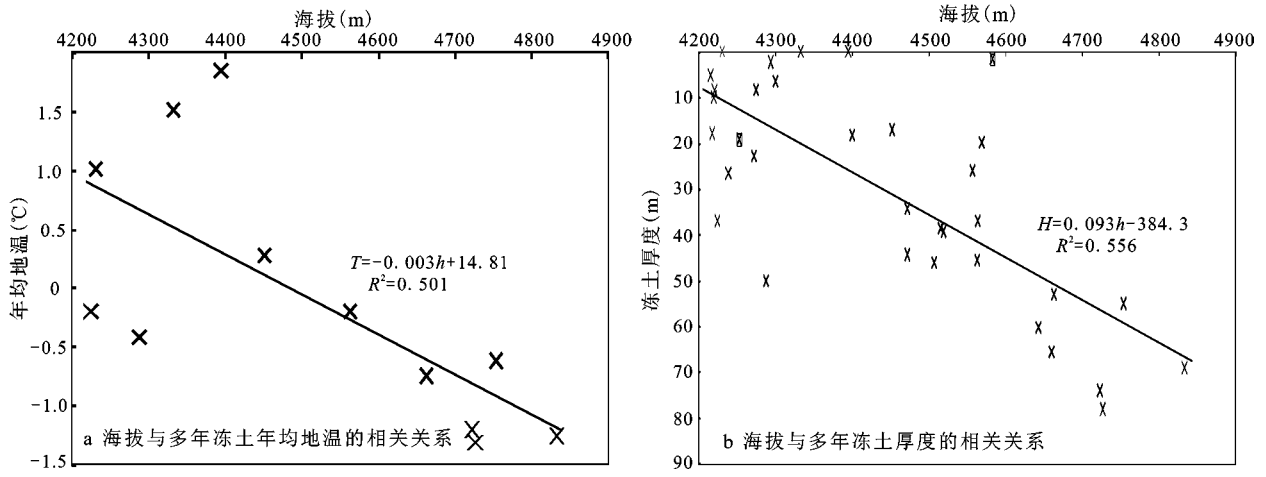
Table 2 Temperature records between October 2010 and October 2011 in borehole CLP-2 with depth 100 m

深度	测温日期(月/日/年)							
（m）	10/22/2010	11/23/2010	1/17/2011	4/26/2011	6/16/2011	7/21/2011	8/11/2011	10/14/2011
0	2.53	−4.48	−6.97	2.01	2.27	12.74	10.34	1.72
0.5	0.01	−1.20	−9.84	−1.74	−0.34	0.72	1.50	0.04
1	−0.01	−0.05	−6.36	−2.64	−1.14	−0.76	−0.52	−0.25
1.5	−0.05	−0.15	−4.11	−3.18	−1.56	−1.15	−0.96	−0.61
2	−0.20	−0.44	−2.64	−3.45	−1.87	−1.44	−1.26	−0.89
2.5	−0.48	−0.66	−1.74	−3.51	−2.06	−1.64	−1.47	−1.10
3	−0.71	−0.84	−1.29	−3.47	−2.21	−1.81	−1.64	−1.29
3.5	−0.81	−0.95	−1.11	−3.30	−2.28	−1.90	−1.74	−1.40
4	−0.92	−1.07	−1.12	−3.09	−2.32	−1.99	−1.84	−1.52
4.5	−1.04	−1.17	−1.19	−2.86	−2.33	−2.04	−1.91	−1.62
5	−1.14	−1.26	−1.26	−2.63	−2.31	−2.07	−1.95	−1.69
6	−1.28	−1.39	−1.40	−2.18	−2.20	−2.07	−1.99	−1.80
7	−1.37	−1.47	−1.50	−1.84	−2.03	−2.00	−1.96	−1.83
8	−1.43	−1.53	−1.57	−1.69	−1.89	−1.92	−1.91	−1.85
9	−1.46	−1.57	−1.62	−1.66	−1.78	−1.84	−1.85	−1.84
10	−1.50	−1.61	−1.67	−1.68	−1.75	−1.80	−1.82	−1.84
11	−1.48	−1.58	−1.64	−1.64	−1.68	−1.71	−1.73	−1.76
12	−1.47	−1.52	−1.64	−1.65	−1.67	−1.68	−1.70	−1.73
13	−1.48	−1.57	−1.63	−1.65	−1.66	−1.66	−1.67	−1.70
14	−1.51	−1.59	−1.65	−1.67	−1.67	−1.67	−1.68	−1.70
15	−1.50	−1.57	−1.62	−1.64	−1.64	−1.64	−1.65	−1.66
16	−1.49	−1.56	−1.62	−1.64	−1.64	−1.64	−1.64	−1.65
17	−1.46	−1.54	−1.60	−1.62	−1.62	−1.62	−1.63	−1.63
18	−1.43	−1.52	−1.58	−1.61	−1.61	−1.61	−1.61	−1.62
19	−1.42	−1.51	−1.58	−1.60	−1.61	−1.60	−1.61	−1.62
20	−1.34	−1.47	−1.55	−1.57	−1.58	−1.58	−1.58	−1.59
25	−1.16	−1.16	−1.46	−1.50	−1.51	−1.50	−1.51	−1.51
30	−1.06	−1.06	−1.38	−1.41	−1.42	−1.42	−1.42	−1.43
35	−1.12	−1.12	−1.28	−1.30	−1.31	−1.30	−1.30	−1.31
40	−1.11	−1.11	−1.21	−1.21	−1.22	−1.21	−1.21	−1.22
45	−0.98	−0.98	−1.07	−1.08	−1.08	−1.07	−1.07	−1.08
50	−0.78	−0.78	−0.87	−0.87	−0.87	−0.87	−0.87	−0.87
60	−0.44	−0.44	−0.51	−0.51	−0.51	−0.51	−0.51	−0.51
70	−0.15	−0.15	−0.20	−0.20	−0.21	−0.20	−0.20	−0.21
80	0.22	0.22	0.19	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
90	0.62	0.62	0.60	0.61	0.60	0.61	0.61	0.61
100	1.14	1.14	1.13	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14

砂、结皮、稀疏化植被的冻土区，相对细颗粒土、植被覆盖良好及地表饱和乃至过饱和含水的冻土区，外界季节变迁所造成的气温波动对其冻土状况影响深度更大，也使得冻土上限埋深更深。

4 讨 论

黄河源区处于季节冻土到片状连续多年冻土的过渡区，相比高原腹地，多年冻土具有温度更高、厚度更薄的特点。研究表明[12]，黄河沿、玛多县城等玛多盆地1970年代曾是多年冻土，1990年代复位钻探表明多年冻土大部分已消融，冻土分布界线也分别向西和向北扩移。2010年复位钻探表明野牛沟、野马滩等地埋藏冻土岛已退化殆尽。研究指出[10]，源区高寒植被生长与冻土埋深及其影响的浅层土壤含水率有关，区域地下水位下降及生态地质环境的恶化与多年冻土层消融导致其隔水作用减弱或消失有关[29,30]，由于缺乏冻土厚度和活动层埋深的实测资料，长时间实地地表、地下水文监测也未开展，因此不好定论。另外，是否因土壤的冻融作用加剧了源区日益严重的荒漠化[31]，及气候变暖条件下冻融作用影响是否加深等，尚需要更多的冻土变化数据予以验证。高原区的纯牧区是牧民生计脆弱区域[32]，牧民放牧行为破坏高寒草地，引起下垫面条件改变，如何作用于冻土变



T.多年冻土年均地温；*H*.冻土厚度；*h*.海拔

图3　黄河源区海拔与多年冻土年均地温和冻土厚度相关关系

Fig.3　The correlation of the MAGT, permafrost thickness and altitude in the source area of the Huanghe River

化，也是值得探讨的问题。由于现有资料的不均匀，源区西部、西南部的冻土, 只能根据已有资料进行统计回归分析，可能存在一定程度的误判。

5　总　结

本文对黄河源区多年冻土的温度和厚度情况进行了比较全面的研究和探讨，形成以下结论：

1) 源区多年冻土的主要受控因子为高海拔和纬度，但在具体表现形式上有差异：巴山北坡、源区西部的各高山区主要受控因子为高海拔，纬度效应同时在起作用。布青山多年冻土的纬度作用效应突出，多年冻土厚度、年均地温与纬度、海拔表现出二元线性相关性。地表条件，坡度、坡向、土壤质地等局地因子对多年冻土起着辅助性的控制作用。

2) 海拔每降低100 m，巴山北坡年均地温升高0.47~0.75℃，冻土厚度减少16~25 m。纬度单一向北增加1°，年均地温减少0.85℃，冻土厚度减少20~30 m。源区年均地温以巴山、布青山等山地较低，实测最低为−1.81℃，实测冻土层最厚74 m，均位于查拉坪。源区多年冻土多为高温冻土。巴山北坡海拔4 520 m以上、布青山4 300 m以上，年均地温低于−0.5℃。巴山北坡海拔4 610 m以上、布青山海拔4 420 m以上, 年均地温低于−1℃。布青山和巴山等高山顶部可能存在年均地温低于−2℃或−3℃的多年冻土，冻土厚度可能超过100 m。

参考文献:

[1] 邱国庆, 刘经仁, 刘鸿绪, 等. 冻土学词典[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社,1994: 56.

[2] Yershov E D. General Geocryology[M]. U K, Cambridge: Cambridge University Press,2004: 39-48.

[3] 程国栋. 我国高海拔多年冻土地带性规律之探讨[J]. 地理学报, 1984, **39**(2): 185~193.

[4] 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.

[5] Zhang T J. Historical overview of permafrost studies in China [J]. Physical Geography, 2005, **26**(4): 279-298.

[6] 孙广友, 于少鹏, 王海霞. 大兴安岭多年冻土的主导成因及分布模式[J]. 地理科学, 2007, **27**(1): 68~74.

[7] 周幼吾, 邱国庆, 郭东信, 等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 43.

[8] 王绍令, 罗祥瑞, 郭鹏飞. 青藏高原东部冻土分布特征[J]. 冰川冻土, 1991, **13**(2): 131~140.

[9] 朱林楠, 吴紫旺, 刘永智. 青藏高原东部的冻土退化[J]. 冰川冻土, 1995,**17**(2): 104~110.

[10] 梁四海, 万　力, 李志明, 等. 黄河源区冻土对植被的影响[J]. 冰川冻土, 2007, **29**(1): 45~52.

[11] 张森琦, 王永贵, 朱　桦, 等. 黄河源区水环境变化及其生态环境地质效应[J]. 水文工程地质工程, 2003, (3):11~14.

[12] 金会军, 王绍令, 吕兰芝, 等. 黄河源区冻土特征及退化趋势[J]. 冰川冻土, 2010, **32**(1): 10~17.

[13] 丁永建, 杨建平, 刘时银, 等. 长江黄河源区生态环境范围的探讨[J]. 地理学报, 2003, **58**(4): 519~526.

[14] 中国科学院地理研究所. 青藏高原地图集[M]. 北京: 科学出版社, 1990: 77.

[15] Jin H J, He R X, Cheng G D, et al. Changes in frozen ground in the Source Area of the Yellow River on the Qinghai-Tibet Plateau, China, and their eco-environmental impacts[J]. Environmental Research Letters, 2009, **4**: 045206.

[16] Luo D L, Jin H J, Jin R, et al. The extraction of watershed characteristics of the Source Area of Yellow River based on SRTM DEM with ArcGIS[C]//International Conference on Remote

Sensing, Environment and Transportation Engineering, Nanjing, 26 June 2011:1799-1802.
[17] 王根绪, 沈永平, 程国栋. 黄河源区生态环境变化与成因分析[J]. 冰川冻土, 2000, **22**(3): 200~205.
[18] 沈德福, 李世杰, 陈 炜, 等. 黄河源区鄂陵湖现代湖盆形态研究[J]. 地理科学, 2011, **31**(10): 1261~1266.
[19] 李道峰, 吴悦颖, 刘昌明. 分布式流域水文模型水量过程模拟——以黄河河源区为例[J]. 地理科学, 2009，**29**(3): 299~304.
[20] 邴龙飞, 邵全琴, 刘纪远, 等. 基于小波分析的长江和黄河源区汛期、枯水期径流特征[J]. 地理科学, 2011, **31**(2): 232~238.
[21] 李树德, 程国栋, 周幼吾, 等. 青藏高原冻土图 (1∶3 000 000)[M]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996: 1~5.
[22] Wu Q B, Zhang T J, Liu Y Z. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Global and Planetary Change, 2010,**72**(1-2): 32-38.
[23] 丁德文, 吴紫汪. 确定多年冻土厚度的一种新方法——计算地热 (地温梯度) 的方法[C]//中国科学院兰州冰川冻土研究所. 青藏冻土研究论文集. 北京: 科学出版社, 1983:157~162.
[24] 朱林楠, 吴紫汪, 臧恩穆, 等. 青藏高原东部冻土退化的差异性初探[J]. 冰川冻土, 1996, **18**(2): 104~110.
[25] 林振耀, 吴祥定. 青藏高原气候区划[J]. 地理学报, 1982, **36**(1): 22~32.
[26] 程国栋. 局地因素对多年冻土分布的影响及其对青藏铁路设计的启示[J]. 中国科学 (D辑), 2003, **33**(6): 602~607.
[27] Goodrich L E. Some results of numerical study of ground thermal regimes[M]//Crawford C B (eds). Proc, 3rd Int. Conf. on Permafrost, Ottawa, Canada: National Research Council of Canada, 1978, Vol I:29-34.
[28] Marchenko S S, Gorbunov A P, Romanovsky V E. Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia[J]. Global and Planetary Change, 2007, **56**: 311-327.
[29] 张森琦, 石维栋, 朱 桦, 等. 黄河源区生态环境恶化的地质原因及发展演化趋势[J]. 西北地质, 2004, **37**(1): 101~106.
[30] 张森琦, 李 原, 王永贵, 等. 黄河源区区域地下水位下降及其生态环境地质问题[J]. 水文地质工程地质, 2009, (6): 109~114.
[31] 封建民, 王 涛, 齐善忠, 等. 黄河源区土地沙漠化的动态变化及原因分析——以玛多县为例[J]. 水土保持学报, 2004, **18**(3): 141~145.
[32] 闫建中, 喻 鸥, 吴莹莹, 等. 青藏高原东部样带农牧民生计脆弱性评估[J]. 地理科学, 2011, **31**(7): 858~867.

New Progress on Permafrost Temperature and Thickness in the Source Area of the Huanghe River

LUO Dong-liang, JIN Hui-jun, LIN Lin, HE Rui-xia,YANG Si-zhong, CHANG Xiao-li

(*State Key Laboratory of Frozen Soils Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu* 730000, *China*)

Abstract: Based on data and information from newly set-up and original permafrost boreholes, the permafrost temperature and thickness in the Source Area of the Huanghe River were analyzed. The lowest permafrost temperature at depth of zero annual amplitude (DZZA) (so-called the MAGT) in-situ is −1.81℃, and deepest permafrost is 74 m, both are located on the north slope of the Bayan Har Mountains. Most permafrost along the National Highway No.214 (K445-K604) is warm permafrost (with the MAGT>−1℃). However, with altitude higher than 4 520 m in the north slope of the Bayan Har Mountains, and higher than 4 300 m in the Buqing Mountains, the MAGT is lower than −0.5℃. With altitude higher than 4 610 m in the north slope of the Bayan Har Mountains, and higher than 4 420 m in the Buqing Mountains, the MAGT is lower than −1℃. In the Bayan Har Mountains, the MAGT decreases with altitude at rates of 0.47-0.75℃/100 m, and permafrost thickness increase 16-25 m/100 m. Besides, the MAGT decreases with latitude at rates of 0.85℃ and permafrost thickness increase about 20-30 m per degree.

Key words: permafrost; the source area of the Huanghe River (SAHR); National Highway No.214; permafrost temperatures at zero annual amplitude(MAGT); permafrost thickness