

李育,朱耿睿. 三大自然区过渡地带近50年来气候类型变化及其对气候变化的响应[J]. 地球科学进展, 2015, 30(7): 791-801. doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2015.07.0791. [Li Yu, Zhu Gengrui. Changes of climate zones in the transition area of three natural zones during the past 50 years and their responses to climate change[J]. Advances in Earth Science, 2015, 30(7): 791-801. doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2015.07.0791.]

三大自然区过渡地带近50年来气候类型变化及其对气候变化的响应*

李育,朱耿睿

(兰州大学资源环境学院,兰州大学干旱区水循环与水资源研究中心,甘肃 兰州 730000)

摘要: 三大自然区(东部季风区、西北干旱区、青藏高原区)过渡地带,由于其特殊的地理位置,受到亚洲季风、中纬度西风环流共同影响,对气候变化的响应较为敏感。使用国际通用的柯本气候分类法和国内常用的积温与干燥度分类法,研究了 $97.5^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$, $33^{\circ}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$ 的三大自然区过渡地带1961—2010年的气候带类型及其变化过程。并通过将各气候类型的面积变化与主要季风指数、西风指数和南方涛动等主要指数进行了对比,并计算了他们的关系,与此同时结合东亚各气候区气温及降水的变化模式探讨三大自然区过渡地带气候变化对各气候系统的响应。基于此项研究:夏季西风和东亚冬季风的增强会使该区域变湿,东亚夏季风、南亚夏季风增强则会使该区域海拔较低的区域变干,海拔较高的区域变湿。高原夏季风的增强则会使整个区域变干。北大西洋涛动增强,会使该区域变湿;厄尔尼诺增强(减弱),则会使该区域变干(变湿)。总体来讲,该区域的水分状况主要受控于中纬度西风带环流,虽然亚洲夏季风的增强有可能会增加该区域东南部的降水,但是根据计算出的干燥度和气候带类型变化,增温效应可能会抵消降水增加,从而使该区域变干。根据本研究,三大自然区过渡地带受到多个气候系统的相互作用,气温及降水等单一指标,并不能完全代表该区域气候变化特征,气候带类型面积变化可以作为一个重要的指标运用于该区域气候变化评价。

关键词: 三大自然区过渡地带; 气候变化; 柯本气候分类; 积温—干燥度; 响应

中图分类号: P462 文献标志码: A 文章编号: 1001-8166(2015)07-0791-11

1 引言

三大自然区过渡地带(东部季风区、西北干旱区、青藏高原区),由于其特殊的地理位置,受到亚洲季风、中纬度西风环流的共同影响^[1-3],同时,该区域在较小的范围内同时包括山地、沟谷、冰川、绿洲、荒漠等地貌类型,是典型的生态和气候过渡地带,对气候变化和人为影响十分敏感,且陆气相互作用

用比较强烈,以其脆弱性和敏感性在气候变化研究中受到了关注^[4-9]。针对该区域近几十年的气候变化研究已经取得了大量成果:Ma等^[10]的研究表明,石羊河流域气温增长同全球保持一致,年降水量自20世纪90年代以来普遍增加。高尚玉等^[11]对腾格里沙漠南缘树木年轮的研究显示,1940—2000年有轻微的干湿变化,但幅度不大。Xiao等^[12]利用MODIS数据的青海湖湖表水温(Surface Water Tem-

* 收稿日期: 2015-02-01; 修回日期: 2015-06-09.

* 基金项目: 国家自然科学基金项目“风成沉积环境与水循环对流域性千年尺度气候变化的响应——以石羊河流域为例”(编号: 41371009)资助.

作者简介: 李育(1981-),男,甘肃兰州人,教授,主要从事夏季风西北缘长尺度气候变化研究. E-mail: liyu@lzu.edu.cn

perature, SWT) 研究表明, 年均 SWT 增长率约为 $0.01\text{ }^{\circ}\text{C/a}$, 同时期的年均气温增长率则为 $0.05\text{ }^{\circ}\text{C/a}$ 。Tan 等^[13]对黄土高原西部的高分辨率降水变化的重建显示, 过去 370 年中, 降水量变化存在准 50 年周期, 而该区域降水的长期趋势主要受南风水汽输送和亚洲夏季风的影响。Cao 等^[14]研究发现, 祁连山东部的 9 个冰川在 1972—2010 年全部退缩, 并认为气温升高对该区域的冰川变化有重要作用。Yatagai^[15]研究了祁连山区降水的年际变化并发现其与印度夏季降水有很好的对应关系。李霞等^[16]对黄河源区的研究显示, 该区域在 1979—2010 年温度呈上升趋势, 降水量呈减少趋势。程国栋等^[17]对黑河流域的研究显示该区域的冰川、冻土在过去的 40 年中出现明显退化。然而, 这些研究过多注重温度、降水等单一要素, 这些单一气候要素的变化虽能反映很多信息, 但仍有其局限性。无论是对区域植被的适应性还是对人类生活的影响, 同等的年降水量或气温变化, 对不同的区域来说, 影响显然不同。

本文使用基于柯本气候分类法和积温与干燥度分类法的各气候类型面积这一地理学指标来研究三大自然区过渡地带 1961—2010 年年际气候变化特征, 在该区域尚属首次尝试。通过将各气候类型的面积变化与东亚夏季风指数 (East Asian Summer Monsoon Index, EASMI)、南亚夏季风指数 (South Asian Summer Monsoon Index, SASMI)、夏季西风指数 (Summer Westerly Index, SWI)、高原夏季风指数 (Plateau Summer Monsoon index, PSMI)、东亚冬季风指数 (East Asian Winter Monsoon Index, EAWMI)、北大西洋涛动指数 (North Atlantic Oscillation Index, NAOI)、南方涛动指数 (Southern Oscillation Index, SOI)、NINO3.4 指数等指标进行比较, 旨在更全面地研究该区域气候变化对各气候系统的响应。

2 研究区概况

东部季风区、西北干旱半干旱区、青藏高原区, 是我国根据地形轮廓、构造运动、土壤植被、外营力等因素划分的三大自然地理区划, 而要划分这样广大的区划单位, 需要考虑的各项因素的发展与分布不可能完全一致, 其在每一个区内的一致性也很不相同, 所以有些界线只能很粗略地代表自然界开始变化的地方, 不可能是很准确的^[18,19]。因此, 三大自然区的边界并非简单的边界线, 而是一个边界带或者说过渡带, 在这个过渡带中, 较小的空间范围内, 地形、气候、水文、土壤、植被等各方面都存在明

显过渡, 并且该地区受多种气候要素的共同影响, 因而对气候变化的响应较为敏感。本文以 102.5°E , 37°N 作为三大自然区交汇点, 以该点为中心, 取 $97.5^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$, $33^{\circ}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$ 的区域为三大自然区过渡地带, 即本文的研究区域 (图 1)。

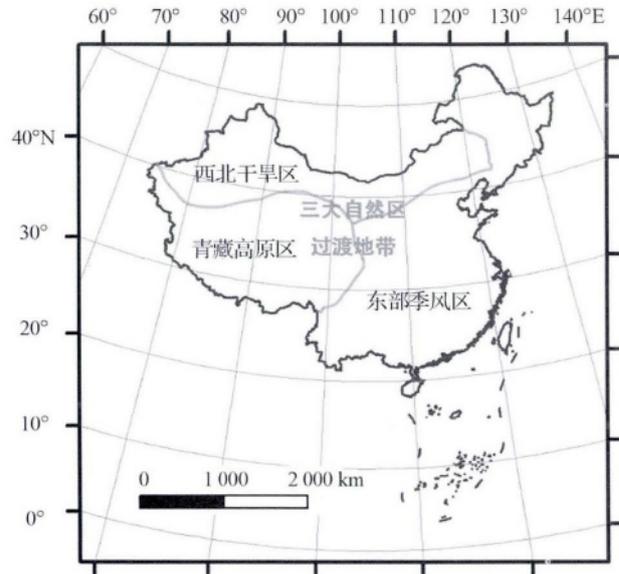


图 1 研究区域位置

Fig. 1 Location of study area

3 数据与方法

(1) 柯本气候分类使用的元数据为中国气象局国家气象信息中心资料服务室下载的 1961—2010 年中国地面降水月值 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点数据集和中国地面气温月值 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点数据集。柯本气候分类方法基于表 1, 根据每年的温度降水数据计算将三大自然区过渡地带每年的气候型进行划分。

(2) 积温分类使用的元数据为中国气象局国家气象信息中心资料服务室下载的 1961—2010 年中国地面降水日值 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点数据集、中国地面气温日值 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点数据集。积温与干燥度分类方法如表 2 所示, 根据每年的温度降水数据计算将三大自然区过渡地带每年的气候型进行划分。

(3) EASMI 和 SASMI 采用李建平等^[20]2005 年提出的计算方法:

$$\delta = \frac{\|\vec{V}_1 - \vec{V}_{m,n}\|}{\|\vec{V}\|} - 2$$

式中: \vec{V}_1 是 1 月气候平均风矢量, \vec{V} 是 1 月和 7 月气候平均风矢量的均值, $\vec{V}_{m,n}$ 是年 (n) 月 (m) 的月平均风矢量。选取 $10^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 范围内,

表 1 柯本气候符号及定义标准

Table 1 Description of Köppen climate symbols and defining criteria

气候带	气候型	特征
A 热带	Af 热带雨林气候	$T_{\text{cold}} \geq 18 \text{ }^\circ\text{C}$ $P_{\text{dry}} \geq 60 \text{ mm}$
	Aw 热带疏林草原气候	$P_{\text{dry}} \leq 60 \text{ mm} \ \& \ P_{\text{dry}} \geq (100 - \text{MAP}/25) \text{ mm}$
	Am 热带季风气候	$P_{\text{dry}} \leq 60 \text{ mm} \ \& \ P_{\text{dry}} \leq (100 - \text{MAP}/25) \text{ mm}$
B 干带	Bs 草原气候	$\text{MAP} < 10P_{\text{th}}$ $\text{MAP} \geq 5P_{\text{th}}$
	Bw 沙漠气候	$\text{MAP} < 5P_{\text{th}}$
C 温暖带	Cs 夏干温暖气候	$T_{\text{hot}} > 10 \text{ }^\circ\text{C} \ \& \ 0 \text{ }^\circ\text{C} < T_{\text{cold}} < 18 \text{ }^\circ\text{C}$ $P_{\text{sdry}} < 40 \text{ mm} \ \& \ P_{\text{sdry}} < P_{\text{wwet}}/3$
	Cw 冬干温暖气候	$P_{\text{wdry}} < P_{\text{swet}}/10$
	Cf 常湿温暖气候	既非 Cw 也非 Cf
D 冷温带	Df 常湿冷温气候	$T_{\text{hot}} > 10 \text{ }^\circ\text{C} \ \& \ T_{\text{cold}} \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $P_{\text{wdry}} \geq P_{\text{swet}}/10$
	Dw 冬干冷温气候	$P_{\text{wdry}} < P_{\text{swet}}/10$
E 极地带	ET 苔原气候	$T_{\text{hot}} < 10 \text{ }^\circ\text{C}$ $T_{\text{hot}} \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$
	EF 冰原气候	$T_{\text{hot}} < 0 \text{ }^\circ\text{C}$

注: T_{cold} 表示最冷月平均气温, T_{hot} 表示最热月平均气温, P_{dry} 表示最干月降水量, P_{sdry} 表示夏半年(4~9月)最干月降水量, P_{wdry} 表示冬半年(10~3月)最干月降水量, P_{swet} 表示夏半年最多雨月降水量, P_{wwet} 表示冬半年最多雨月降水量, MAP 表示年降水量。 P_{th} : 若区域夏季降水量大于等于年降水量的 70% 则 $P_{\text{th}} = 2(\text{MAT} + 14) \text{ mm}$, MAT 表示年平均气温; 若区域冬季降水量大于等于年降水量的 70% 则 $P_{\text{th}} = 2\text{MAT} \text{ mm}$; 不足上述比例 则 $P_{\text{th}} = 2(\text{MAT} + 7) \text{ mm}$

表 2 积温分类的气候符号及定义标准

Table 2 Description of accumulated temperature climate symbols and defining criteria

气候带	$\geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$ 积温(及其天数)	最冷月平均气温	年极端最低气温
I 北温带	$< 1\ 600 \sim 1\ 700 \text{ }^\circ\text{C}$ (< 100 天)	$< -30 \text{ }^\circ\text{C}$	$< -48 \text{ }^\circ\text{C}$
II 中温带	$1\ 600 \sim 1\ 700 \sim 3\ 100 \sim 3\ 400 \text{ }^\circ\text{C}$ (100~160 天)	$-30 \sim -10 \text{ }^\circ\text{C}$	$-48 \sim -30 \text{ }^\circ\text{C}$
III 南温带	$3\ 100 \sim 3\ 400 \sim 4\ 250 \sim 4\ 500 \text{ }^\circ\text{C}$ (160~220 天)	$-10 \sim 0 \text{ }^\circ\text{C}$	$-30 \sim -20 \text{ }^\circ\text{C}$
IV 北亚热带	$4\ 250 \sim 4\ 500 \sim 5\ 000 \sim 5\ 300 \text{ }^\circ\text{C}$ (220~240 天)	$0 \sim 4 \text{ }^\circ\text{C}$	$-20 \sim -10 \text{ }^\circ\text{C}$
V 中亚热带	$5\ 000 \sim 5\ 300 \sim 6\ 500 \text{ }^\circ\text{C}$ (240~300 天)	$4 \sim 10 \text{ }^\circ\text{C}$	$-10 \sim -5 \text{ }^\circ\text{C}$
VI 南亚热带	$6\ 500 \sim 8\ 000 \text{ }^\circ\text{C}$ (300~365 天)	$10 \sim 15 \text{ }^\circ\text{C}$	$-5 \sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$
VII 北热带	$8\ 000 \sim 9\ 000 \text{ }^\circ\text{C}$ (365 天)	$15 \sim 19 \text{ }^\circ\text{C}$	$2 \sim 6 \text{ }^\circ\text{C}$
VIII 中热带	$9\ 000 \sim 10\ 000 \text{ }^\circ\text{C}$ (365 天)	$19 \sim 26 \text{ }^\circ\text{C}$	$5 \sim 20 \text{ }^\circ\text{C}$
IX 南热带	$> 10\ 000 \text{ }^\circ\text{C}$ (365 天)	$> 26 \text{ }^\circ\text{C}$	$> 20 \text{ }^\circ\text{C}$
X 高原气候区域	$< 2\ 000 \text{ }^\circ\text{C}$ (< 100 天)	-	-
干湿情况(气候型)	干燥度	天然植被	水文情况
湿润-1	≤ 0.49 $0.50 \sim 0.99$	森林	排水
亚湿润-2	$1.00 \sim 1.49$	森林、草原	防水不足
亚干旱-3	$1.50 \sim 1.99$ $2.00 \sim 3.99$	草甸、草地、干草原、 荒漠草原	需要灌溉
干旱-4	≥ 4.00	荒漠	

850 hPa 的风场资料计算 EASMI 选取 $2.5^\circ \sim 20^\circ\text{N}$, $70^\circ \sim 110^\circ\text{E}$ 范围内 850 hPa 的风场资料计算 SASMI。

SWI 计算方法: 基于 Rossby 提出的西风指数^[21] 参考李万莉等^[22] 2008 年的工作进行计算 I:

$$I = \overline{H_{35^\circ}} - \overline{H_{55^\circ}}$$

$$= \frac{1}{n} \sum_{\lambda=1}^n H_{\lambda}(35^\circ) - \frac{1}{n} \sum_{\lambda=1}^n H_{\lambda}(55^\circ)$$

$$= \frac{1}{n} \sum_{\lambda=1}^n \Delta H_{\lambda}$$

式中: I 为 $35^\circ \sim 55^\circ\text{N}$, $60^\circ \sim 150^\circ\text{E}$ 范围内计算的 SWI; H 为沿 35°N 和 55°N 的 500 hPa 的高度场;

λ 为沿纬向的经度数,间距为 2.5° ; n 为每个纬向的经度总数。

EAWMI 计算方法:采用王会军等^[23]提出的 EAWMI,定义为 12 月、1 月、2 月期间 $25^\circ \sim 45^\circ \text{N}$, $110^\circ \sim 145^\circ \text{E}$ 范围内 500 hPa 高度场的平均值。

PSMI 计算方法:采用齐冬梅等^[24]提出的 PSMI 计算方法,取 6~8 月 600 hPa $27.5^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, $80^\circ \sim 100^\circ \text{E}$ 范围内平均的西风分量距平与 $35^\circ \sim 37.5^\circ \text{N}$, $80^\circ \sim 100^\circ \text{E}$ 范围内平均的东风分量距平之差作为 PSMI。即:

$$PSMI = U'_{600[27.5^\circ \sim 30^\circ \text{N } 80^\circ \sim 100^\circ \text{E}]} - U'_{600[35^\circ \sim 37.5^\circ \text{N } 80^\circ \sim 100^\circ \text{E}]}$$

厄尔尼诺指数选取 NINO3.4 指数^[25],即 NINO3.4 海域 ($5^\circ \text{S} \sim 5^\circ \text{N}$, $170^\circ \sim 120^\circ \text{W}$) 的海标温度距平指数 (Sea Surface Temperature Anomaly, SSTa),该数据可从美国海洋大气局 NOAA 气候预测中心 CPC 网站 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>) 获得; SOI^[26] 引用塔西提岛 (Tahiti, $17^\circ 33' \text{S}$, $149^\circ 37' \text{W}$) 月平均海平面气压与达尔文港 (Darwin, $12^\circ 26' \text{S}$, $130^\circ 52' \text{E}$) 月平均海平面气压 (Sea Level Pressure, SLP) 之差, Tahiti 站与 Darwin 站 SLP 值和 SOI 指数也可从美国气候预测中心网站 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>) 获得; NAOI^[27] 为英国东安吉利大学气候研究室 (EUA/CRU) 整编的 Gibraltar 和 Reykjavik 观测的逐月气压数据的异常值,也可从美国气候预测中心网站 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>) 获得。

(4) 各气候类型面积的计算通过 ARCGIS 定义 Asia North Albers Equal Area Conic 投影 (使用参数 Central_Meridian 取 105, Standard_Parallel_1 取 25, Standard_Parallel_2 取 47, Latitude_Of_Origin 取 0) 后统计。得到 1961—2010 年三大自然区过渡地带每年的各气候型面积。对面积数据进行归一化处理,表达式如下: $y = x/S$ 。 (x 为统计得到的各气候型面积, y 为归一化后的数值, S 为整个研究区域的面积)。对各气候指数进行归一化处理,表达式如下: $y = (x - \text{MinValue}) / (\text{MaxValue} - \text{MinValue})$, x 和 y 分别为转换前、后的值, MaxValue 和 MinValue 分别为样本的最大值和最小值。并计算各指数与各气候型面积值之间的相关系数。

4 结果

4.1 2 种分类法下的 50 年平均气候类型

4.1.1 柯本气候分类法下的 50 年平均气候类型

从基于柯本气候分类法的区域 50 年平均的气

候分类 (图 2) 来看,三大自然区过渡地带存在干带 (B)、温暖带 (C)、冷温带 (D) 和极地带 (E) 4 种气候带。其中温暖带 (C) 所占面积最小,分布在区域东南角;干带 (B) 所占面积最大,广泛分布在区域北部;极地带 (E) 和冷温带 (D) 面积相似,分别分布在区域西南部和东南部。并且,该区域的温暖带 (C) 气候,全部为冬干温暖气候 (C_w),冷温带 (D) 气候则全部为冬干冷温气候 (D_w),极地带 (E) 气候全部为高地苔原气候 (ET),干带 (B) 气候分为草原气候 (B_s) 和沙漠气候 (B_w),其中沙漠气候 (B_w) 所占面积更大。

4.1.2 积温—干燥度分类法下的 50 年平均气候类型

从基于积温—干燥度分类法下的区域 50 年平均的气候分类 (图 3) 来看,三大自然区过渡地带存在中温带 (II)、南温带 (III)、北亚热带 (IV) 和高原气候区域 (X) 4 种气候带。其中北亚热带 (IV) 所占面积最小,分布在区域东南角;中温带 (II) 所占面积第二小,分布在区域中部。南温带 (III) 所占面积最大,广泛分布在区域北部;高原气候区域 (X) 所占面积第二大,分布在区域西南部。其中中温带 (II) 存在湿润 (II-1)、亚湿润 (II-2)、亚干旱 (II-3) 3 种气候型,湿润气候型 (II-1) 处于区域中南部,亚湿润气候型 (II-2) 处于区域中部偏东,亚干旱气候型 (II-3) 处于区域中北部;其中南温带 (III) 存在湿润 (III-1)、亚湿润 (III-2)、亚干旱 (III-3)、干旱 (III-4) 4 种气候型,湿润气候型 (III-1) 处于区域东南部,亚湿润气候型 (III-2) 处于区域东部,亚干旱气候型 (III-3) 处于区域东北部,干旱气候型 (III-4) 处于区域西北部;其中北亚热带 (IV) 存在湿润 (IV-1)、亚湿润 (IV-2) 2 种气候型,湿润气候型 (IV-1) 处于区域东南角,亚湿润气候型 (IV-2) 处于区域南端偏东位置;高原气候区域 (X) 只存在湿润气候型 (X-1),分布于区域西南部。

4.1.3 两种气候分类法的比较

从图 2 和图 3 来看,柯本分类法下的苔原气候 (ET) 与积温分类法下的高原湿润气候区域 (X-1) 相似,而高原湿润气候区域 (X-1) 包含更广,包括了柯本分类法下苔原气候 (ET) 边缘,一部分冬干冷温气候 (D_w),草原气候 (B_s) 和沙漠气候 (B_w) 的部分。而柯本分类法下的沙漠气候 (B_w) 和草原气候 (B_s) 则大致对应积温分类法下的干旱 (II-4, III-4) 和亚干旱 (II-3, III-3) 气候型,而沙漠气候 (B_w) 与草原气候 (B_s) 的边界则较干旱 (II-4, III-4) 和亚干旱 (II-3, III-3) 气候的边界更靠东南。柯本分类法下的冬干冷温气候 (D_w) 大致包含积温分类法下的中温带

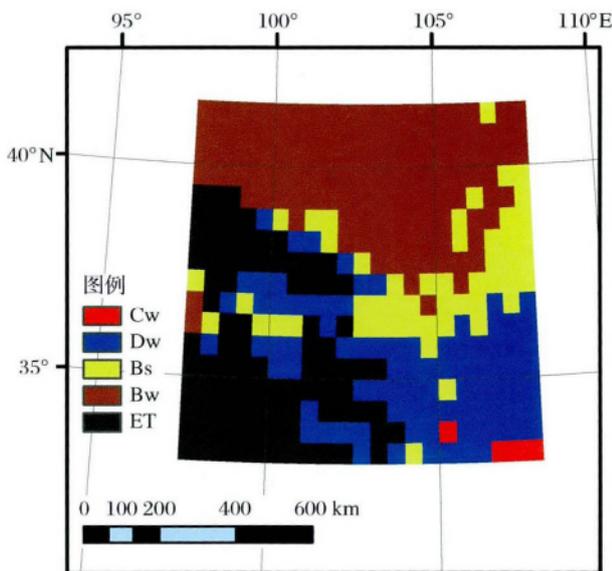


图 2 研究区域基于柯本气候分类的 1961—2010 年气候分布
 Fig. 2 Types of climate zones in the study area from 1961 to 2010 based on Köppen climate classification

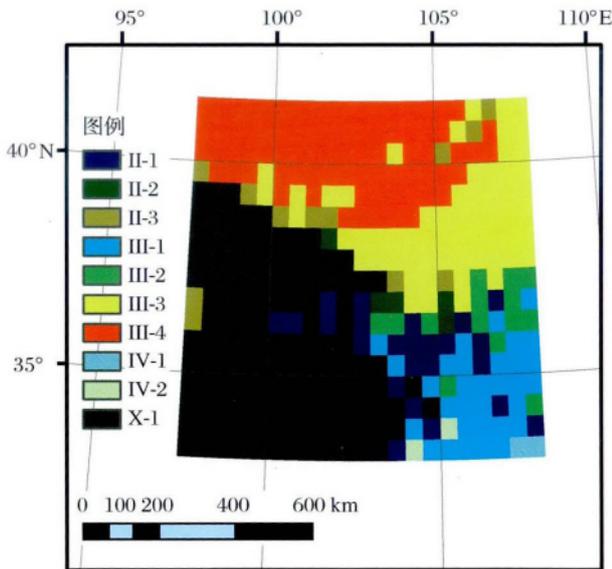


图 3 研究区域基于积温分类法的 1961—2010 年气候分布
 Fig. 3 Types of climate zones in the study area from 1961 to 2010 based on accumulated temperature climate classification

湿润气候(II-1)和亚湿润气候(II-2),南温带湿润气候(III-1)和亚湿润气候(III-2),还包含高原湿润气候区域(X-1)的一部分。在本研究区域,柯本分类法下的冬干温暖气候(Cw)和积温分类法下的北亚热带湿润气候(IV-1)区域相近。

4.2 各主要气候型面积与各气候指数 50 年变化过程

基于柯本气候分类法(图 4),1961—2010 年,三大自然区过渡地带共出现地中海气候(Cs)、冬干温暖气候(Cw)、冬干冷温气候(Dw)、草原气候(Bs)、沙漠气候(Bw)和苔原气候(ET)6 种基于柯本气候分类法的气候型。地中海气候(Cs)出现很少,仅在个别年份少量出现,其中 1988 年面积最大。冬干温暖气候(Cw)出现较少,但在大部分年份都有出现,在 1990 年面积最大,其面积变化与地中海气候有明显的负相关关系。冬干冷温气候(Dw)面积较大,并在平均值附近呈波动变化,无明显上升或下降趋势和明显周期。沙漠气候(Bw)面积较大,草原气候(Bs)面积较小,都在平均值附近呈波动变化,无明显上升或下降趋势和明显周期,2 种气候面积变化呈较明显的负相关关系,并在 1978 年分别出现最大值和最小值。苔原气候(ET)在 1977 年之前面积较大,并在 1977 年出现最大值,1977 年后波动减少,并在 2006 年和 2010 年出现 2 次最小值。

基于积温—干燥度分类法(图 5),1961—2010 年,三大自然区过渡地带共出现中温带、南温带、北亚热带、中亚热带和高原气候区域 5 种气候带。其中中温带和南温带都出现湿润、亚湿润、亚干旱、干旱 4 种气候型,北亚热带和中亚热带都出现了湿润、亚湿润、亚干旱 3 种气候型,高原气候区域只出现了湿润和亚湿润 2 种气候型。而其中中温带的干旱气候型高原气候区域的亚湿润气候型和北亚热带、中亚热带 2 个气候带,出现频率低,面积少,故本文中暂不考虑。中温带湿润气候面积在 1967 年达到峰值,之后波动减少。中温带亚湿润气候面积整体在平均值附近波动变化,无明显趋势和周期。中温带亚干旱气候面积在 1962 年达到峰值,之后呈减少趋势。南温带 4 种气候型面积均在平均值附近波动,无明显趋势和周期,其中湿润型与亚湿润型存在较明显的负相关关系,亚干旱型与干旱型有明显的负相关关系。高原气候区域面积整体波动不大,有不明显的减少趋势,并在 1998 年出现最小值。

从图 6 可知,EASMI 在 1961—1973 年较强,并在 1961 年和 1973 年出现 2 次极强,之后开始减弱,在 1980 年和 1988 年左右出现 2 次极弱,之后波动增强并进入相对稳定阶段。SASMI 在 1961—2008 年整体减弱,在 1961 年最强,之后波动减弱,在 1988 年和 1998 年出现 2 次最弱。SWI 在 1961—2008 年整体减弱,在 1961 年和 1972 年出现 2 次最强,并在 1988 年和 1998 年出现 2 次最弱。EAWMI

在 1961—2008 年减弱更加明显,其在 1962 年和 1967 年出现 2 次最强,之后波动减弱,在 1988 年和 2006 年出现 2 次最弱。PSMI 在 1961—1965 年整体呈波动上升趋势,1965 年后整体保持在较高水平。SSTA 与 SOI 则无明显的增强或减弱趋势,而是表现为周期与振幅都不固定的,在平均值附近的波动,同时 2 个指数之间表现出非常明显的负相关关系。

NAOI 则在 1961—1968 年波动下降,在 1968 年达到极小值,1968—1989 年波动上升,在 1989 年达到最大值,1989 年后波动下降,并在 2010 年达到最小值。

4.3 各主要气候型面积与各气候指数相关关系

从图 4 ~ 6 与表 3 可知,EASMI,SASMI,SWI,EAWMI,PSMI,厄尔尼诺指数(NINO3.4),SOI,NAOI

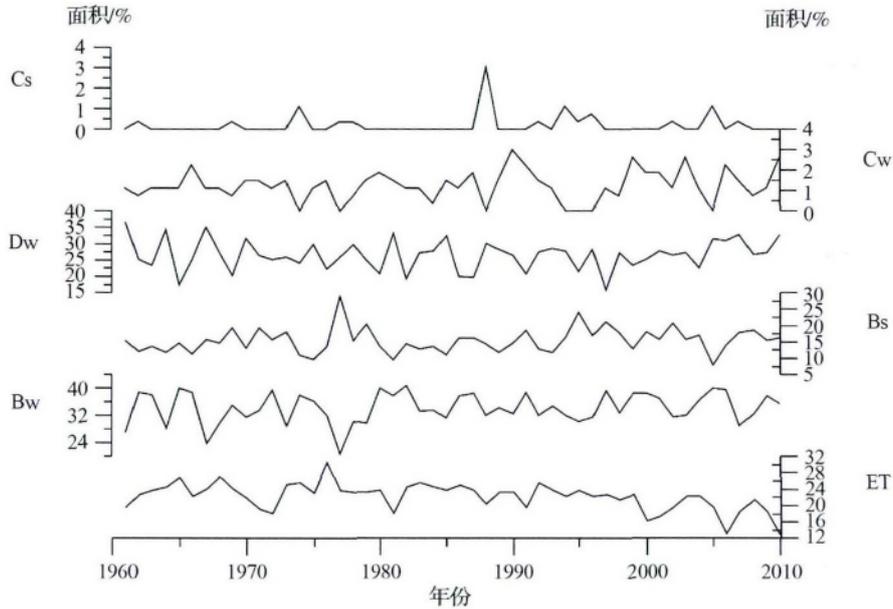


图 4 基于柯本气候分类法的 1961—2010 年各气候类型面积变化

Fig. 4 Area changes for climate zones from 1961 to 2010 based on Köppen climate classification

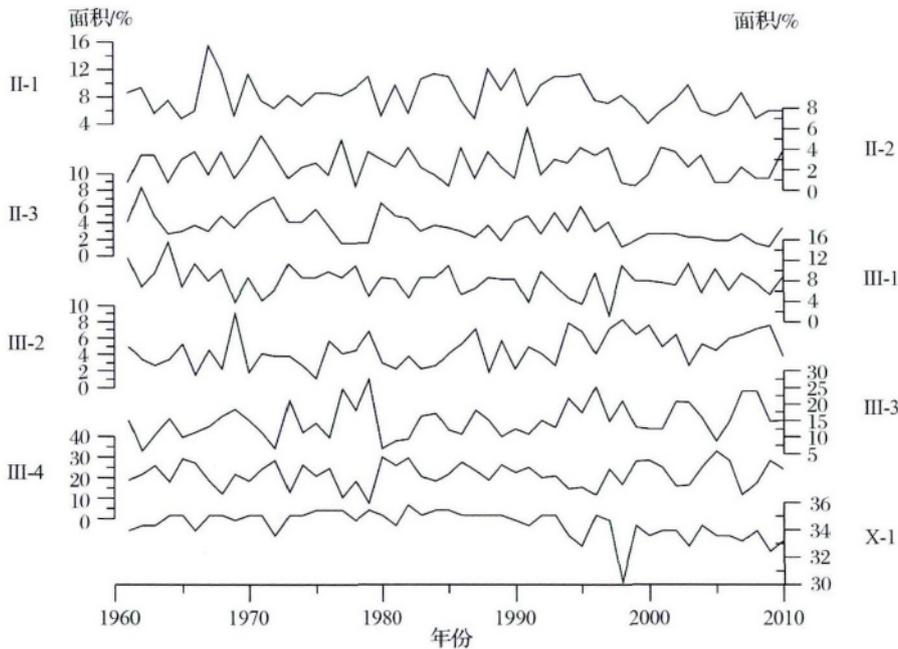


图 5 基于积温分类法的 1961—2010 年各气候类型面积变化

Fig. 5 Area changes for climate zones from 1961 to 2010 based on accumulated temperature climate classification

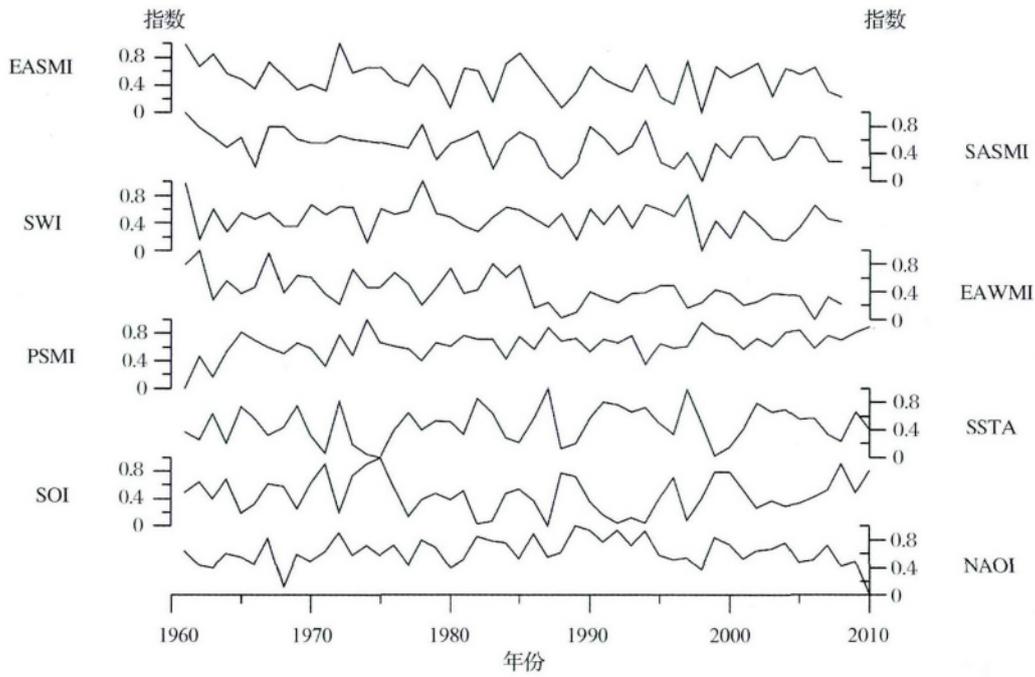


图 6 EASMI SASMI SWI EAWMI PSMI NAOI 厄尔尼诺指数(SSTA) SOI 随时间变化图
 Fig. 6 EASMI SASMI SWI EAWMI PSMI NAOI NINO3.4 index(SSTA) SOI change over time

表 3 各气候类型面积与各指数相关系数表

Table 3 Correlation coefficients between climate zones and climatic indices

	EASMI	SASMI	SWI	EAWMI	PSMI	SSTA	SOI	NAOI
东亚夏季风指数	-	0.7616 ***	0.3824 ***	0.1141	-0.3381 **	0.0239	-0.0291	0.2109
南亚夏季风指数	0.7616 ***	-	0.3862 ***	0.2983 **	-	0.0187	-0.0624	0.0993
夏季西风指数	0.3824 ***	0.3862 ***	-	0.0261	4936 ***	0.0679	-0.1262	0.0874
东亚冬季风指数	0.1141	0.2983 **	0.0261	-	5992 ***	-0.2353	0.1277	-0.1087
高原夏季风指数	-0.3381 **	4936 ***	5992 ***	-0.2404 *	-	0.103	-0.0317	-0.0534
厄尔尼诺指数	0.0239	0.0187	0.0679	-0.2353	0.103	-	0.9186 ***	0.0829
南方涛动指数	-0.0291	-0.0624	-0.1262	0.1277	-0.0317	9186 ***	-	-0.2497 *
北大西洋涛动指数	0.2109	0.0993	0.0874	-0.1087	-0.0534	0.0829	-0.2497 *	-
II-1	0.0125	0.098	0.2287	0.3115 **	-0.2544 *	-0.214	0.0505	0.2324
II-2	-0.1339	-0.079	-0.0416	-0.1655	-0.051	0.2389 *	-0.1517	-0.1234
II-3	0.1767	0.3177 **	0.0854	0.3455 **	-0.2666 *	-0.0912	0.0807	-0.0891
III-1	-0.0294	-0.0267	-0.0271	0.2421 *	-0.1422	-	0.3079 **	-0.1901
III-2	-0.0766	-0.1355	-0.0806	-0.2271	0.1743	4265 ***	-0.1767	0.1044
III-3	-0.3097 **	-0.3587 **	0.1119	-0.0938	-0.0535	0.2722 *	-0.0052	-0.0893
III-4	0.2184	0.1719	-0.1691	-0.176	0.2729 *	0.116	-0.0803	0.0899
X-1	0.1589	0.2464 *	0.2485 *	0.2679 *	-0.2259	-0.1198	0.02	0.2451
Cs	-0.2205	-0.1922	0.0074	-0.2124	0.0722	-0.1627	0.1019	0.0504
Cw	0.0784	0.0521	-0.0316	-0.0715	0.0818	0.0558	0.0264	0.0127
Dw	0.1392	0.147	0.1639	0.1699	-0.1833	-	0.4047 ***	-0.114
Bs	-0.1753	-0.1675	0.1554	-0.11	-0.114	4949 ***	-0.1966	-0.0654
Bw	0.1011	-0.0013	-0.2679 *	-0.3065 **	0.3484 **	0.2946 **	-0.1353	-0.0227
ET	-0.1193	0.018	-0.0283	0.3998 ***	-0.1192	0.0565	-0.1821	0.2431 *

注: * 表示 0.1 水平上显著, ** 表示 0.05 水平显著, *** 表示 0.01 水平显著

与各气候类型面积具有以下关系:

面积与 EASMI 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 南温带干旱气候(A), 中温带亚干旱气候(A), 高原湿润气候区域(A), 冬干冷温气候(K), 沙漠气候(K), 冬干温暖气候(K), 中温带湿润气候(A); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 南温带亚干旱气候(A), 夏干温暖气候(K), 草原气候(K), 中温带亚湿润气候(A), 苔原气候(K), 南温带亚湿润气候(A), 南温带湿润气候(A)。整体来说, 东亚夏季风增强时, 该区域中高原气候型中相对湿润的面积增加, 其他区域相对干旱的面积增加。A 表示该气候型基于积温分类法, K 表示该气候型基于柯本分类法, 下同。

面积与 SASMI 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 中温带亚干旱气候(A), 高原湿润气候(A), 南温带干旱气候(A), 冬干冷温气候(K), 中温带湿润气候(A), 冬干温暖气候(K), 苔原气候(K); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 南温带亚干旱气候(A), 夏干温暖气候(K), 草原气候(K), 南温带亚湿润气候(A), 中温带亚湿润气候(A), 南温带湿润气候(A), 沙漠气候(K)。整体来说, 南亚夏季风的增强时, 该区域中高原气候型中相对湿润的面积增加, 其他区域相对干旱的面积增加。

面积与 SWI 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 高原湿润气候(A), 中温带湿润气候(A), 冬干冷温气候(K), 草原气候(K), 南温带亚干旱气候(A), 中温带亚干旱气候(A), 夏干温暖气候(K); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 沙漠气候(K), 南温带干旱气候(A), 南温带亚湿润气候(A), 中温带亚湿润气候(A), 冬干温暖气候(K), 苔原气候(K), 南温带湿润气候(A)。从以上排序来看, 夏季西风指数增强时, 相对湿润的气候面积增多, 相对干旱的气候面积减少。

面积与 EAWMI 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 苔原气候(K), 中温带亚干旱气候(A), 中温带湿润气候(A), 高原湿润气候(A), 南温带湿润气候(A), 冬干冷温气候(K); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 沙漠气候(K), 南温带亚湿润气候(A), 夏干温暖气候(K), 南温带干旱气候(A), 中温带亚湿润气候(A), 草原气候(K), 南温带亚干旱气候(A), 冬干温暖气候(K)。当东亚冬季风增强, 相对湿润的气候面积增多, 相对干旱的气候面积减少。

面积与 PSMI 相关性为正的气候型按相关性强

弱排序为: 沙漠气候(K), 南温带干旱气候(A), 南温带亚湿润气候(A), 冬干温暖气候(K), 夏干温暖气候(K); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 中温带亚干旱气候(A), 中温带湿润气候(A), 高原湿润气候(A), 冬干冷温气候(K), 南温带湿润气候(A), 苔原气候(K), 草原气候(K), 南温带亚干旱气候(A), 中温带亚湿润气候(A)。高原夏季风增强时, 相对干旱的气候面积增多, 相对湿润的气候的面积减少。

面积与 SSTA 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 草原气候(K), 南温带亚湿润气候(A), 中温带亚湿润气候(A), 沙漠气候(K), 南温带干旱气候(A), 苔原气候(K), 冬干温暖气候(K), 南温带亚湿润气候(A); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 冬干冷温气候(K), 南温带湿润气候(A), 中温带湿润气候(A), 夏干温暖气候(K), 高原湿润气候(A), 中温带亚干旱气候(A)。可以明显看出, 厄尔尼诺增强时, 相对干旱的气候面积增多, 相对湿润的气候面积减少。

面积与 SOI 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 冬干冷温气候(K), 南温带湿润气候(A), 夏干温暖气候(K), 中温带亚干旱气候(A), 中温带湿润气候(A), 冬干温暖气候(K), 高原气候区域(A); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 草原气候(K), 苔原气候(K), 南温带亚湿润气候(A), 中温带亚湿润气候(A), 沙漠气候(K), 南温带干旱气候(A), 南温带亚干旱气候(A)。从以上数据可得, 南方涛动增强时, 相对湿润的气候面积增多, 相对干旱的气候面积减少。

面积与 NAOI 相关性为正的气候型按相关性强弱排序为: 苔原气候(K), 高原气候区域(A), 中温带湿润气候(A), 南温带亚湿润气候(A), 南温带干旱气候(A), 夏干温暖气候(K), 冬干温暖气候(K); 相关性为负的气候型按相关性强弱排序为: 南温带湿润气候(A), 中温带亚湿润气候(A), 冬干冷温气候(K), 南温带亚干旱气候(A), 中温带亚干旱气候(A), 草原气候(K), 沙漠气候(K)。可以明显看出, 北大西洋涛动增强时, 相对湿润的气候面积增多, 相对干旱的气候面积减少。

5 讨论

根据以上结果, 夏季西风和东亚冬季风增强会使研究区域整体变湿, 而夏季西风主要带来降水, 东亚冬季风则是带来降温。东亚夏季风, 南亚夏季风,

则会使非高原区域变干,使高原区域变湿。说明对整个区域来说,亚洲夏季风在非高原区域的影响主要体现在带来热量,而在高原区域则主要带来降水。高原夏季风的增强则使整个研究区域变干。厄尔尼诺的增强(减弱)或南方涛动减弱(增强)会使该区域变干(变湿)。北大西洋涛动的增强,则会使该区域变湿。

即使在区域的东南部(在柯本气候区划中表现为冬干温暖气候,冬干冷温气候,积温分类法下表现为中温带、南温带湿润亚湿润气候区域),亚洲夏季风的增强,对区域湿度的正面影响其实并不明显,甚至有不明显的负面影响。这与前人所做的工作^[28, 29]似乎有矛盾,而实际上,本文所谓的变干,并非是降水的减少,而是水热2种因素共同作用下的变干,亚洲夏季风并非没有带来降水,而是其带来的热量使温带升高从而抵消了降水的影响,使干燥度升高,以此来看,本文得到的结果与前人工作并不矛盾。而亚洲夏季风增强能够使高原区域湿度增加,显然是由于地形作用的影响^[30, 31],使降水效应增强超过增温效应。以此来看,三大自然区过渡地带受到多个气候系统的相互作用,气温及降水等单一指标,并不能完全代表该区域气候变化特征,气候带类型面积变化可以作为一个重要的指标运用于该区域气候变化评价。

除此之外,厄尔尼诺、南方涛动、北大西洋涛动对该区域气候的影响,与Zhang等^[32]厄尔尼诺增强对中国北部降水有负面影响的结论,Wang等^[33]中国北方半干旱区降水与南方涛动指数存在显著相关关系的结论,刘焕才等^[34]NAO强年份青藏高原北部降水偏多的结论,王永波等^[35]冬季强NAO年,河套西北夏季降水偏多的结论基本相同。高原夏季风、东亚冬季风对该区域的影响,也与齐冬梅等^[24]高原夏季风指数与盆西、甘肃、河套地区降水呈负相关,与青海北部、高原东北侧、河套及甘肃一带气温呈正相关的结论,郭其蕴^[36]除西南地区外,中国绝大部分地区的冬季气温受东亚冬季风控制的结论相同。

6 结 论

从基于柯本气候分类法的区域50年平均的气候分类来看,三大自然区过渡地带存在干带(B)、温暖带(C)、冷温带(D)、极地带(E)4种气候带。其中温暖带(C)所占面积最小,分布在区域东南角;干带(B)所占面积最大,广泛分布在区域北部;极地带

(E)和冷温带(D)面积相似,分别分布在区域西南部和东南部。从基于积温—干燥度分类法下的区域50年平均的气候分类来看,三大自然区过渡地带存在中温带(II)、南温带(III)、北亚热带(IV)和高原气候区域(X)4种气候带。其中北亚热带(IV)所占面积最小,分布在区域东南角;中温带(II)所占面积第二小,分布在区域中部;南温带(III)所占面积最大,广泛分布在区域北部;高原气候区域(X)所占面积第二大,分布在区域西南部。

夏季西风和东亚冬季风增强会使研究区域整体变湿,而夏季西风主要带来降水,东亚冬季风则是带来降温。东亚夏季风和南亚夏季风,会使非高原区域变干,而高原区域变湿。说明对整个区域来说,亚洲夏季风在非高原区域的影响主要体现在带来热量,而在高原区域则主要带来降水。高原夏季风的增强则使整个研究区域变干。厄尔尼诺的增强(减弱)或南方涛动减弱(增强)会使该区域变干(变湿)。北大西洋涛动增强,会使该区域变湿。

三大自然区过渡地带受到多个气候系统的相互作用,气温及降水等单一指标,并不能完全代表该区域气候变化特征,气候带类型面积变化可以作为一个重要的指标运用于该区域气候变化评价。

参考文献(References):

- [1] Li Y, Wang N, Chen H, et al. Tracking millennial-scale climate change by analysis of the modern summer precipitation in the marginal regions of the Asian monsoon [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 58: 78-87.
- [2] Akiyo Yatagai, Tetsuzo Yasunari. Variation of summer water vapor transport over and around the arid region in the interior of the Eurasian continent [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1998, 76: 799-815.
- [3] Zhang Qiang, Zhang Jie, Sun Guowu, et al. Research on atmospheric water-vapor distribution over Qiliangshan Mountains [J]. *Acta Meteorology Sinica*, 2007, 65(4): 632-643. [张强, 张杰, 孙国武, 等. 祁连山山区空中水汽分布特征研究 [J]. *气象学报*, 2007, 65(4): 632-643.]
- [4] Fu Congbin, Ye Duzheng. Global change and the future trend of ecological environment evolution in China [J]. *Scientia Atmospherica Sinica*, 1995, 19(1): 116-126. [符淙斌, 叶笃正. 全球变化和我国未来的生存环境 [J]. *大气科学*, 1995, 19(1): 116-126.]
- [5] Akiyo Yatagai, Tetsuzo Yasunari. Interannual variations of summer precipitation in the arid/semi-arid regions in China and Mongolia: Their regionality and relation to the Asian summer monsoon [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1995, 73: 909-923.
- [6] Li Dongliang, Liang Jinnan, Wang Wen. A study of summer precipitation features and anomaly in northwest China [J]. *Scientia*

- Atmospherica Sinica*, 1997, 21 (3): 331-340. [李栋梁, 梁金南, 王文. 中国西北夏季降水特征及其异常研究[J]. 大气科学, 1997, 21(3): 331-340.]
- [7] Fu Congbin, Wen Gang. Several issue on aridification in the Northern China[J]. *Climatic and Environmental Research*, 2002, 7(1): 22-29. [符淙斌, 温刚. 中国北方干旱化的几个问题[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(1): 22-29.]
- [8] Ma Zhuguo, Fu Congbin. Decadal variations of arid and semi-arid boundary in China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2005, 48(3): 519-525. [马柱国, 符淙斌. 中国干旱和半干旱带的10年际演变特征[J]. 地球物理学报, 2005, 48(3): 519-525.]
- [9] Zhao Jingchuan, Liu Shuhua. Research on the impact of vegetation change onland-atmosphere coupling strengthin northwest China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2015, 58(1): 47-62. [赵靖川, 刘树华. 植被变化对西北地区陆气耦合强度的影响[J]. 地球物理学报, 2015, 58(1): 47-62.]
- [10] Ma J, Chen L, He J, et al. Trends and periodicities in observed temperature, precipitation and runoff in a desert catchment: Case study for the Shiyang River Basin in northwestern China[J]. *Water and Environment Journal*, 2013, 27(1): 86-98.
- [11] Gao S, Lu R, Qiang M, et al. Reconstruction of precipitation in the last 140 years from tree ring at south margin of the Tengger Desert, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(21): 2487-2492.
- [12] Xiao F, Ling F, Du Y, et al. Evaluation of spatial-temporal dynamics in surface water temperature of Qinghai Lake from 2001 to 2010 by using MODIS data[J]. *Journal of Arid Land*, 2013, 5(4): 452-464.
- [13] Tan L, An Z, Huh C A, et al. Cyclic precipitation variation on the western Loess Plateau of China during the past four centuries[J]. *Scientific Reports*, 2014, 4, doi: 10.1038/srep06381.
- [14] Cao B, Pan B, Wang J, et al. Changes in the glacier extent and surface elevation along the Ningchan and Shuiguan River source, eastern Qilian Mountains, China[J]. *Quaternary Research*, 2014, 81(3): 531-537.
- [15] Yatagai A. Interannual variation of summertime precipitation over the Qilian Mountains in Northern China[J]. *Bulletin of Glaciological Research*, 2007, 24: 1-11.
- [16] Li Xia, Gao Yanhong, Wang Wanzhao et al. Climate changes and applicability of GLDAS in the headwater of the Yellow River Basin[J]. *Advances in Earth Science*, 2014, 29(4): 531-540. [李霞, 高艳红, 王婉昭等. 黄河源区气候变化与GLDAS数据适用性评估[J]. 地球科学进展, 2014, 29(4): 531-540.]
- [17] Cheng Guodong, Xiao Honglang, Fu Bojie, et al. Advances in synthetic research on the eco-hydrological process of the Heihe River Basin[J]. *Advances in Earth Science*, 2014, 29(4): 431-437. [程国栋, 肖洪浪, 傅伯杰, 等. 黑河流域生态-水文过程集成研究进展[J]. 地球科学进展, 2014, 29(4): 431-437.]
- [18] Wu Guanghe, Wang Naiang, Hu Shuangxi, et al. Physical Geography (Fourth Edition) [M]. Beijing: Higher Education Press, 2008. [伍光和, 王乃昂, 胡双熙, 等. 自然地理学(第四版) [M]. 北京: 高等教育出版社, 2008.]
- [19] Huang Bingwei. Comprehensive physiographic regionalization of China(Draft) [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1959, 4: 348-365. [黄秉维. 中国综合自然区划草案[J]. 科学通报, 1959, 4: 348-365.]
- [20] Li Jianping, Zeng Qingcun. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation[J]. *Climatic and Environmental Research* 2005, 10(3): 351-365. [李建平, 曾庆存. 一个新的季风指数及其年际变化和雨量的关系[J]. 气候与环境研究, 2005, 10(3): 351-365.]
- [21] Zhu Qian'gen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. The Principle and Method of Synoptic (Third Edition) [M]. Beijing: Meteorological Press, 2007. [朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法(第三版) [M]. 北京: 气象出版社, 2007.]
- [22] Li Wanli, Wang Keli, Fu Shenming, et al. The interrelationship between regional westerly index and the water vapor budget in northwest China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(1): 28-34. [李万莉, 王可丽, 傅慎明, 等. 区域西风指数对西北地区水汽输送及收支的指示性[J]. 冰川冻土, 2008, 30(1): 28-34.]
- [23] Wang Huijun, He Shengping. Weakening relationship between East Asian winter monsoon and ENSO after mid-1970s[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(19): 1713-1718. [王会军, 贺圣平. ENSO和东亚冬季风之关系在20世纪70年代中期之后的减弱[J]. 科学通报, 2012, 57(19): 1713-1718.]
- [24] Qi Dongmei, Li Yueqing, Bai Yingying, et al. The definition of plateau summer monsoon index and analysis on its characteristics[J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research*, 2012, 29(4): 1-9. [齐冬梅, 李跃清, 白莹莹, 等. 高原夏季风指数的定义及其特征分析[J]. 高原山地气象研究, 2012, 29(4): 1-9.]
- [25] Chen D, Cane M A, Kaplan A, et al. Predictability of El Niño over the past 148 years[J]. *Nature*, 2004, 428(6984): 733-736.
- [26] Ropelewski C F, Halpert M S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation[J]. *Monthly Weather Review*, 1987, 115(8): 1606-1626.
- [27] Hurrell J W. Decadal trends in the North Atlantic oscillation[J]. *Science*, 1995, 269: 676-679.
- [28] Guo Qiyun, Cai Jingning, Shao Xuemei, et al. Interdecadal variability of east-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China[J]. *Acta Geographica Sinica* 2004, 58(4): 569-576. [郭其蕴, 蔡静宁, 邵雪梅, 等. 东亚夏季风的年代际变率对中国气候的影响[J]. 地理学报, 2004, 58(4): 569-576.]
- [29] He Lifu, Wu Bingyi, Mao Weixing. The interdecadal variability of Indian summer monsoon and the climate state shift in north China[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2005, 21(3): 257-264. [何立富, 武炳义, 毛卫星. 印度夏季风的年代际变化与我国北方的气候跃变[J]. 热带气象学报, 2005, 21(3): 257-264.]
- [30] Fu Baopu. The effects of topography and elevation on precipitation

- on[J]. *Acta Geographica Sinica* ,1992 ,47(4) : 302-314. [付抱璞. 地形和海拔高度对降水的影响[J]. 地理学报,1992 ,47(4) : 302-314.]
- [31] Zhang Jie , Li Dongliang , Wang Wen. Influence of terrain on precipitation in Qinghai-Tibet Plateau during summer monsoon [J]. *Scientia Geographica Sinica* ,2008 ,28(2) : 235-240. [张杰,李栋梁,王文. 夏季风期间青藏高原地形对降水的影响[J]. 地理科学,2008 ,28(2) : 235-240.]
- [32] Zhang R H ,Sumi A ,Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China[J]. *Advances in Atmospheric Sciences* ,1999 ,16(2) : 229-241.
- [33] Wang W C , Li K R. Precipitation fluctuation over semiarid region in Northern China and the relationship with El-Niño Southern Oscillation[J]. *Journal of Climate* 1990 ,3(7) : 769-783.
- [34] Liu Huancai ,Duan Keqin. Effects of north Atlantic oscillation on summer precipitation over the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* 2012 ,34(2) : 311-318. [刘焕才,段克勤. 北大西洋涛动对青藏高原夏季降水的影响[J]. 冰川冻土,2012 ,34(2) : 311-318.]
- [35] Wang Yongbo ,Shi Neng. Relation of north Atlantic Oscillation anomaly to China climate during 1951-1995 [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* 2001 ,24(3) : 315-322. [王永波,施能. 近45a冬季北大西洋涛动异常与我国气候的关系[J]. 南京气象学院学报,2001 ,24(3) : 315-322.]
- [36] Guo Qiyun. Relationship between the variations of east Asian winter monsoon and temperature anomalies in China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* ,1994 ,5(2) : 218-225. [郭其蕴. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系[J]. 应用气象学报,1994 ,5(2) : 218-225.]

Changes of Climate Zones in the Transition Area of Three Natural Zones during the Past 50 Years and Their Responses to Climate Change

Li Yu , Zhu Gengrui

(College of Earth and Environmental Sciences , Center for Hydrologic Cycle and Water Resources in Arid Region , Lanzhou University , Lanzhou 730000 , China)

Abstract: The transition area of three natural zones (Eastern Monsoon Region , Arid Region of Northwest China , Qinghai Tibet Plateau Region) is influenced by the Asian monsoon and middle latitude westerly circulation because of its special geographical position. And it is more sensitive to global climate change. The Koppen climate classification , which is widely used in the world , and the accumulated temperature-dryness classification , which is usually used in China , were used to study the climate zones and changes in the region of longitude $97.5^{\circ} \sim 108^{\circ}E$, latitude $33^{\circ} \sim 41.5^{\circ}N$, from 1961 to 2010. The changing areas of each climate zone were compared to the East Asian Summer Monsoon index , the South Asian Summer Monsoon index , the Summer Westerly index , the East Asian Winter Monsoon index , the Plateau Summer Monsoon index , the North Atlantic Oscillation index , the Southern Oscillation index , NINO3.4 index , to explore the response of the transition area of three natural zones to each climate system. According to the results , this region will become wetter when the Summer Westerly or the East Asian Winter Monsoon is relatively strong. When the East Asian Summer Monsoon or the South Asian Summer Monsoon becomes strong , the climate in low altitude region of the study area will easily become drier , and the climate in high altitude region of the study area is easily to become wetter. When the Plateau Summer Monsoon is relatively strong , the climate in the study area will easily become drier. When the North Atlantic Oscillation is relatively strong , the study area will easily become wetter. And when the El Niño is relatively strong , or the Southern Oscillation is relatively weak , the study area will easily become drier. In general , the moisture status of this region is mainly controlled by the middle latitude westerly circulation. The enhancement of the Asian summer monsoon could increase the precipitation in the southeast part of this regional , but , according to the degrees of dryness and the types of climate change in this paper , warming effects could offset precipitation increasing and make the area drier. The transition area of three natural zones is influenced by multiple interactions of climate systems from East Asia. A single climatic index , such as air temperature or precipitation , can not completely represent the regional features of climate change. As a result , areas of climate zones can be used as an important index in the regional climate change assessment.

Key words: Transition area of three natural areas; Climate change; Koppen climate classification; Accumulated temperature-dryness; Responses.