

秦岭—黄淮平原交界带自然地理若干特征分析

马建华, 千怀遂, 管 华, 施其仁

(河南大学环境与规划学院, 河南 开封 475001)

摘要: 文章探讨了秦岭—黄淮平原交界带划分的依据和方法, 然后就其自然地理过渡性、暴雨频繁发生和坡地暖带及其自然地理效应进行讨论。研究表明: 交界带自然地理要素不仅具有西部山地和东部平原之间的过渡性, 而且北亚热带和暖温带地理成分在这里彼此交汇。交界带暴雨频繁, 且以大暴雨为主, 集中分布在海拔 100~200 m 之间。交界带冬季气温高于平原 0.5~0.8℃, 1月最高气温出现在海拔 350~400 m 之间, 形成特有的坡地暖带, 暖带厚度 100~250 m。交界带暴雨频繁和暖坡效应是大气环流和交界带地貌格局共同作用的结果, 且对本区土壤发育和植物分布等具有重大影响。

关键词: 秦岭—黄淮平原交界带; 自然地理特征; 暴雨; 坡地暖带

中图分类号: P042 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2004)06-0666-08

自然地理交界带是相邻不同性质的自然地理系统相互作用所形成的独具特点的交接地带。开展自然地理交界带研究有利于发展自然地理学综合理论和方法, 是开展全球变化研究的敏感区域之一, 可以为自然资源开发利用、自然灾害防御以及制定区域发展规划提供科学依据^[1]。自 20 世纪 80 年代中期开始, 为适应全球变化和自然地理学综合研究的需要, 各种自然地理界面研究不断深入。本文就秦岭—黄淮平原交界带(以下简称交界带)自然地理若干特征进行初步探讨。

1 交界带的划分

交界带西部是秦岭向东延伸的余脉——豫西山地, 东边是广袤无垠的黄淮平原, 区内自然地理成分径向变化十分明显。其界限划分按两步进行。首先根据县(市)统计资料, 分别计算交界带及其附近县(市)的森林覆盖率(山区大、平原小)、耕地面积占土地总面积的百分比(山区小、平原大)、潮土占土地总面积的百分比(山区小、平原大), 勾绘出不同纬度地带上述指标的经度变化曲线, 寻找曲线变化拐点, 确定交界带包括的县(市)范围——交界带概略范围。然后, 考虑到交界带是一自然地域单元, 我们又在交界带概略范围之内以地形为主导因子, 结合其它自然地理要素综合确定交界带范围

交界带具体范围(图 1)。

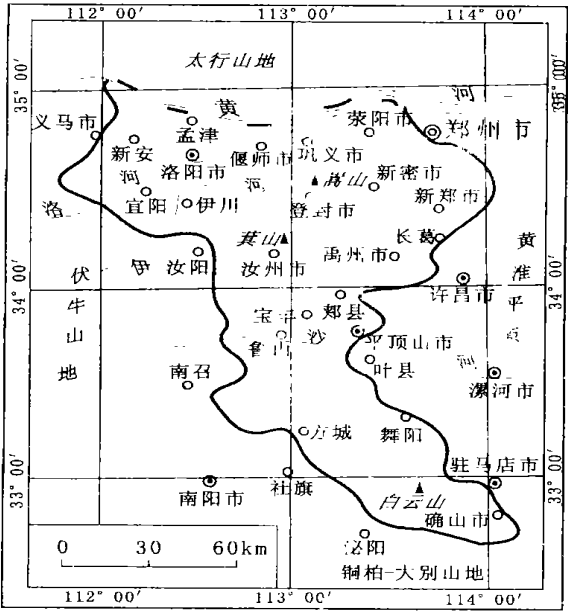


图 1 秦岭—黄淮平原交界带位置和范围

Fig. 1 Location and range of the transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain

如图 1 所示, 交界带北界以黄河干流为界, 以北是太行山地, 以南是秦岭山地。考虑到黄淮平原一般海拔为 50~100 m, 近山麓地带为 100~200 m^[2], 我们确定交界带东部界限大致以海拔 100 m

收稿日期: 2004-04-19; 修订日期: 2004-09-22
基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49070028)。
作者简介: 马建华(1958-), 男, 河南省清丰县人, 教授, 主要从事自然地理学研究。mjh@henu.edu.cn

等高线为界。交界带西部界限的划分比较复杂, 大致从 方城缺口 处分为南北两段。南段西部是南阳盆地东缘, 地形以岗地与河谷平原相间的岗地平原, 河谷平原的海拔高度一般在 160 m 以上^[2], 故交界带南段西部界限大致以海拔 160 m 等高线为界。交界带北段西部是伏牛-熊耳中山区, 海拔一般在 500 m 以上, 故交界带北段西部界限大致以海拔 500 m 等高线为界。但考虑到山地系统包括山岭和山谷两种地貌单元, 而以山岭为主, 所以 500 m 等高线沿山谷向西部山地延伸的狭长区域应属于山地系统的一部分, 不应包括在交界带范围之内。这样一来, 交界带北段西部海拔 500 m 等高线在汝阳县城东部、陆浑水库东部和宜阳县城西部分别切过汝河谷地、伊河谷地和洛河谷地。交界带南部界限以近乎东西向的水体或水域为界, 以北是伏牛-桐柏低山丘陵区, 以南是桐柏-大别山地。

交界带位于 111 54 ~ 114 08 E 和 32 41 ~ 35 00 N 间, 呈北宽南窄的不规则长条状, 南北长约 260 km, 北宽约 190 km, 南宽约 71 km, 总面积约 $2.6 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占河南省国土面积的 15.9%。

2 经纬双向过渡性明显

交界带自然地理成分自西向东表现出明显的过渡性。从区域地貌来看, 交界带位于中国第二阶梯与第三阶梯之间, 地貌类型以丘陵、台地占主导地位, 占全区面积的 50% 以上; 低山仅星散分布于交界带之中(如北部的嵩山和箕山, 南部的白云山), 约占全区面积的 15%; 各类平原约占全区面积的 35%。虽然交界带地貌的空间展布具有交错性, 但是东西递变性仍然十分明显, 西部主要是低山和高丘陵, 中部主要是低丘陵, 东部以高平原为主。作者运用地貌系统信息熵理论^[3,4]分析了交界带地貌演化的东西差异^[5]。研究表明, 交界带自西向东地貌系统信息熵(H)逐渐减小。交界带北部黄河流域东部地区的 H 平均为 0.45, 西部地区平均为 0.23; 交界带中部沙汝河流域东部的 H 平均为 0.47, 西部地区平均为 0.37; 交界带南部白河流域东部地区的 H 平均为 0.65, 西部地区平均为 0.38。这表明, 交界带地貌发育具有东部较老、西部较轻的特点。实际上, 交界带以西的豫西山处于新构造运动的强烈上升区, 地势起伏大, 侵蚀强烈, 地表比较破碎, 地貌发育处于中年期; 东部黄淮平原处于新构造运动的强烈沉降区,

堆积强烈, 地势坦荡, 地貌发育处于老年期^[2]。总之, 交界带地貌类型和地貌演化均具有经向过渡性特点。

据研究^[6,7], 中国现代北亚热带与暖温带之间的界线横贯交界带南部, 大致在 33°N, 即南阳至驻马店一线。在该线以南, 10℃ 活动积温大于 4 500, 最冷月平均气温 > 0 , 年极端最低气温高于 -10 , 年平均降水量在 900 mm 以上, 属北亚热带季风气候, 面积较小(仅占全区面积的 10%); 该线以北, 属暖温带季风气候, 面积较大。交界带中东部的年干燥度在 1.11~1.44 之间, 为半湿润气候区; 西部的干燥度在 1.50~1.69 之间, 为半干旱气候区。这说明交界带属于中国半湿润向半干旱气候过渡的区域。

交界带植被类型和植物成分的经向和纬向过渡性十分明显。从交界带西部到东部, 植被类型逐渐由森林、灌丛、草丛向农田过渡, 如交界带中部自西向东依次出现栓皮栎林、栓皮栎林灌丛或黄荆-酸枣灌丛、胡枝子-狗尾草草丛和农田群落。交界带西部和带内以山地森林群落为主, 夹杂一些灌丛群落; 东部高平原以农田群落为主, 夹杂一些草丛群落。从群落生物多样性层次来说, 交界带明显大于西部山地和东部平原, 边际效应十分明显。在南北方向上, 大致以沙河为界, 界线以北很少出现亚热带植物成分, 残存的自然和半自然成分是暖温带成分, 主要有栓皮栎(*Quercus variabilis*)、麻栎(*Q. acutissima*)、油松(*P. tabulaeformis*)、辽杨(*Populus maximowiczii*)和侧柏(*Platycladus orientalis*)等; 大致以南召-方城-驻马店一线为界, 界线以南亚热带植物成分逐渐增多, 植被类型主要是落叶阔叶与常绿阔叶混交林, 亚热带植物成分主要有马尾松(*Pinus massoniana* L.)、杉木(*Cunninghamia lanceolata* L.)、青冈栎(*Q. glauca*)、短柄栎(*Q. var. brevipedunculata*)、湖北枫杨(*Pterocarya hupehensis*)、枫香(*Liquidambar formosana* Hance)等^[8]; 在上述两条界线之间, 亚热带和暖温带植物成分彼此过渡。

交界带土壤的过渡性与植物类似。在南北方向上, 沙河一线以南的土壤淋溶作用较强, 发生一定程度的脱硅富铁铝作用, 在残积风化壳上主要形成北亚热带地带性土壤——黄棕壤和黄褐土, 在冲积平原上形成灰潮土和砂姜黑土; 沙河一线以北的土壤, 淋溶作用较弱, 不发生富铁铝作用, 在残积风

化壳上主要形成暖温带地带性土壤 棕壤和褐土,在冲积平原上形成黄潮土^[9,10]。在东西方向上,交界带土壤表现出从山地土壤向平原土壤过渡的特征。一般来说,交界带北部西侧出现棕壤或淋溶褐土,向东随着海拔高度的下降依次出现典型褐土、粗骨褐土、潮褐土和黄潮土;南部西侧出现典型黄棕壤,向东依次变化为粗骨黄棕壤、薄层粗骨黄棕壤、黄褐土、灰潮土或砂姜黑土。交界带西侧的土壤以棕壤和黄棕壤为主,表现出山地土壤的性质;东侧土壤以黄潮土和灰潮土为主,表现出平原土壤的性质。

3 强暴雨及其自然地理效应

3.1 交界带暴雨分布及成因

据统计 ,交界带 1951~ 1975 年共发生暴雨 194 次,平均每年发生 7.76 次,远远超过交界带西部山区和东部的平原区。表1反映了34 05 N和 33 45 N 纬线附近交界带及其东西两侧大暴雨发

生情况,可以很好地说明交界带是河南省暴雨频繁发生地区。交界带暴雨以大暴雨(24 小时降雨量在 100.0~ 199.9 mm 的暴雨)和特大暴雨(24 小时降雨量大于 200 mm 的暴雨)为主,二者共占暴雨次数的 77.84%,其中大暴雨占 57.22%,特大暴雨占 20.62%。1975 年 8 月 5 日到 7 日,发生在交界带南部板桥水库附近的特大暴雨(简称 75 8 特大暴雨),暴雨中心降水总量达 1 631 mm,24 小时最大降水量达 1 060 mm,6 小时降水量达 685 mm,1 小时降水量达 189.5 mm。1 小时和 6 小时雨强均创中国历史最高记录,造成板桥水库等多个水库垮坝,给人民生命财产带来巨大损失。交界带暴雨主要集中在 6 月下旬至 8 月中旬,其间的暴雨次数占总次数的 75%;尤其集中在 7 月下旬、8 月上旬和 7 月上旬,三旬的暴雨次数占总次数的 50%。年平均暴雨量为 178.9 mm,占年降水量的 25% 左右,其中汛期暴雨量占汛期降水量的 35% 左右^[1,11]。

表 1 1951~ 1975 年秦岭— 黄淮平原交界带及其东西两侧部分县(市)大暴雨分布
Table 1 Distribution of strong torrential rain (1951– 1975) in some counties or cities in the eastern plain, the western mountain and the transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain

项 目		西部山区		交界带			东部平原区		
34 05 N	县(市)	卢氏	嵩县	汝阳	汝州	禹州	长葛	鄢陵	
	纬度	34 00	34 09	34 09	34 11	34 09	34 13	34 07	
	附近	大暴雨次数	2	3	5	4	5	2	3
		平均次数	2.5		4.7		2.5		
33 45 N	县(市)	栾川		鲁山	叶县		西华		
	纬度	33 47		33 45	33 43		33 47		
	附近	大暴雨次数	4	27	8		1		
		平均次数	4		17.5		1		

交界带的南部出现两个强度较大的暴雨中心,一个位于鲁山附近,一个位于泌阳附近(图 2)。在 1951~ 1975 年期间,这两个暴雨中心共出现大暴雨 89 次,占全区大暴雨总次数的 58.94%。从暴雨发生的垂直分布来看,交界带的暴雨主要集中在海拔 400 m 以下。图 3 反映的是交界带大暴雨分布与海拔高度的关系。从图 3 可以看出,交界带大暴雨集中分布在 100~ 200 m 之间的低丘地带,大暴雨次数占总次数的 54%。由此向上,大暴雨次数明显减少,但在 300~ 400 m 又出现一个大暴雨次多带,海拔 500 m 以上,大暴雨次数很少。

交界带暴雨多发的原因不仅与大尺度大气环

流和天气系统有关,而且与交界带所处地理位置和地形特点有关。6~ 8 月份,西太平洋副热带高压和西风带低压槽是控制交界带水汽输送的主要气压场,交界带位于副高的西部边缘,水汽从偏东或偏南方向进入本区。在水汽输送过程中,受交界带西高东低地形的屏障和摩擦的影响,风速减小,气流在山前平原强烈辐合,并沿坡自东向西缓慢爬升,形成面积广大的层状云系。另外,黄淮平原和大别山区形成的对流积雨云团也在低空偏东或偏南气流的带动下向交界带汇集。这样,在交界带上空就形成双层复合云系(上部是层状云系,下部是积雨云系)。在山前平原区,由于积雨云团的合并

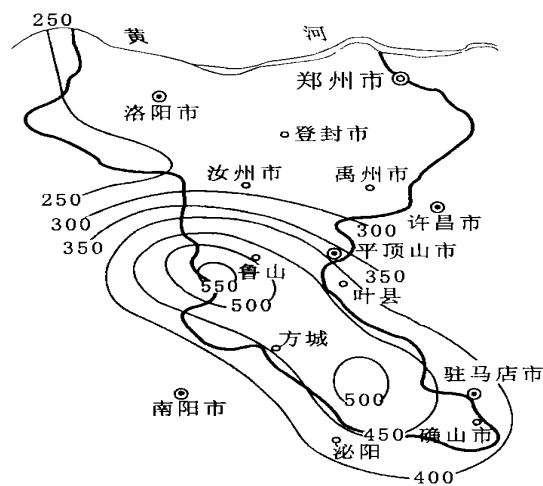


图 2 交界带百年一遇最大 24 小时雨量(mm) 和暴雨中心分布

Fig. 2 Maximum rainfall(mm) in 24 hours in a century and distribution of torrenitail rain centers in transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain

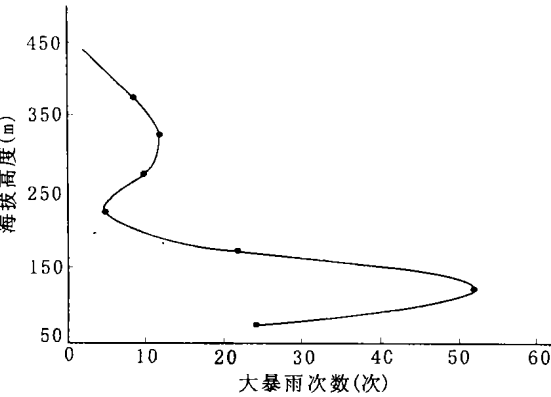


图 3 秦岭- 黄淮平原交界带大暴雨随海拔高度的变化

Fig. 3 Changes of number of strong torrential rain along the altitude in the transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain

以及移动速度的下降, 出现一定程度的降水, 但上部层状云不明显, 所以山前平原区的降水强度较小, 达到暴雨标准的降雨较少。当积雨云团沿坡爬升到海拔 100 m 以上时, 云团进一步合并, 速度进一步下降, 且上空存在大范围层状云系, 从而在海拔 100~ 200 m 的地带最易形成暴雨。如果高、低云系的垂直距离差别较大, 云系复合的高度则有所增加, 但很少超过海拔 500 m, 所以在交界带海拔 300~ 400 m 之间的地带出现一个大暴雨次多带。交界带中南部发育着一些向东敞开, 西部相对

封闭的喇叭口地形, 它们都是西部河流在平原处的出口。自北向南有三个大而典型的喇叭口地形, 分别是郏县附近的北汝河喇叭口地形、鲁山附近的北沙河喇叭口地形和驻马店西部的汝河喇叭口地形。这些喇叭口地形有利于气流的辐合与抬升, 更容易形成暴雨。所以, 图 2 中的两个暴雨中心均出现在喇叭口地形区, 鲁山暴雨中心出现在北沙河喇叭口地形上, 泌阳暴雨中心出现在汝河喇叭口地形上。

3.2 暴雨的自然地理效应

作者在应用 TM 假彩色合成影像编绘 秦岭- 黄淮平原交界带土壤类型图 时^[12], 发现交界带南部泌阳暴雨中心区(图 2) 及其附近有一形状大致呈椭圆形、颜色为灰白色背景夹杂淡蓝色斑点的区域(面积约 2 500 km²), 它与周围稍带红色的暗蓝色区域的景观形成了鲜明的对比。经研究发现, 灰白色椭圆形区域的地形和岩性与邻近地区完全一样, 所以自然地理景观的差异是由暴雨影响造成的。泌阳暴雨中心区(以下简称中心区) 的植被可分为森林、疏林灌丛和荒草坡三种类型。森林集中分布在板桥水库南侧的白云山、北侧的蜡烛子山以及西北侧的韭菜皮山等海拔 300 m 以上的高丘和低山区, 面积较小; 疏林灌丛主要分布在低山区的森林下部和板桥水库西部的高丘地带, 面积也较小。荒草坡主要分布在板桥水库四周及西部低丘岗地区, 面积较大。可以看出, 除浅山区外, 中心区因暴雨强烈, 土壤侵蚀严重, 土壤淋溶作用强烈, 土体风化程度高, 植被覆盖度较低, 光山秃岭面积广大, 使中心区的自然地理景观与非中心区形成鲜明的对比。表 2 反映的是中心区与非中心区土壤组成和性质的差异^[10]。

4 坡地暖带及其自然地理效应

4.1 坡地暖带及其成因

众所周知, 气温随着海拔高度的升高而降低, 直减率约 0. 65 /100 m。但是, 在交界带却出现异常情况, 特别在冬季(12~ 2 月) 尤为明显。从 1960~ 1980 年交界带及其附近县(市) 1 月份平均气温分布图(图 4) 可看出, 交界带中部平顶山市附近出现一个 1 月份平均气温高于 1 的中心, 交界带区域比东部平原区和西部山区 1 月平均气温高出 0. 5~ 0. 8 , 暖脊位于确山- 叶县- 汝州- 洛阳一线, 其走向与交界带延伸方向一致。表 3 可看出, 交界带内自东向西 1 月平均气温随着海拔高度

表 2 泌阳暴雨中心区与非暴雨中心区土壤组成和性质的比较

Table 2 Comparison of soil components and properties between the central area and the non-central area of Biyang torrential rain

区 域	土壤类型	土壤 厚度	发生层 数目	颗粒组成	铁锰结核	pH	盐基 淋溶率	表层硅 铝铁率
中心区	薄层粗骨 黄棕壤	< 25 cm	2	> 1 mm 砾石含量> 25%;< 0.01 mm 物理性黏粒 13%~ 17%	无	6.35~ 6.80	0.80	6.80
非中心 区	基岩母质 典型黄棕壤	> 30 cm	3	> 1 mm 砾石含量 5%~ 10%;< 0.01 mm 物理性黏粒 15%~ 31%	含量为 0.09%~ 0.35%	6.77~ 7.23	1.08	8.43

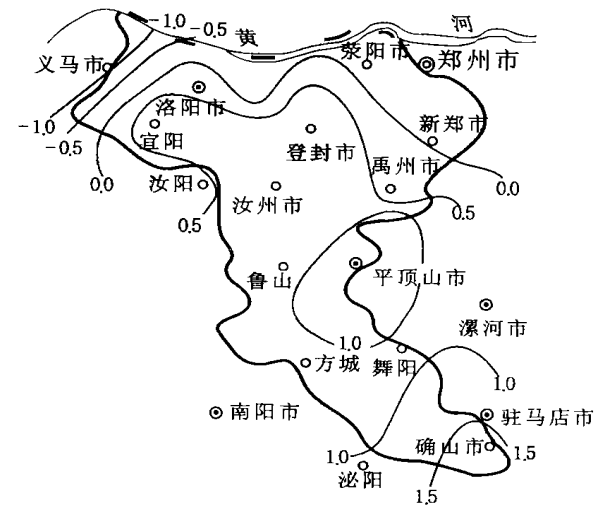


图 4 秦岭- 黄淮平原交界带 1 月份
平均气温分布图

Fig. 4 Distribution of average air temperature in
January in the transitional region between
Qinling Mountains and Huanghuai Plain

表 3 秦岭- 黄淮平原交界带 34°09'N 附近
1 月平均气温随海拔高度的变化

Table 3 Average air temperature in January about
34°09'N in the transitional region between
Qinling Mountains and Huanghuai Plain

县(市)	纬度	经度	海拔高度 (m)	1 月平均 气温(℃)
鄢陵	34°07' N	114°11' E	59.4	0.1
禹州	34°09' N	113°30' E	116.1	0.3
汝州	34°11' N	112°50' E	212.9	0.6
汝阳	34°09' N	112°28' E	313.3	0.3

的增加明显升高;再向西进入豫西中低山地,1 月平均气温不断下降;1 月最高平均气温出现在 212 m 的汝州市。

作者利用已有测站(三门峡、灵宝和卢氏)月平均气温数据推求任意地点月平均气温的分离综合法^[13],提出嵩山南坡 1 月和 7 月平均气温随海拔

高度变化的计算公式:

$$T_{1A} = T_{1B} + 1.35(\varphi_B - \varphi_A) + 0.04(\lambda_B - \lambda_A) + 1H(H_B - H_A)$$
$$T_{7A} = T_{7B} + 0.35(\varphi_B - \varphi_A) + 0.03(\lambda_B - \lambda_A) + 7H(H_B - H_A)$$

式中, T_{1A} 和 T_{7A} 分别为推求地点的 1 月和 7 月平均气温, T_{1B} 和 T_{7B} 分别为已知测站的 1 月和 7 月平均气温, φ_A 和 φ_B 分别为推求地点和已知测站的地理纬度, λ_A 和 λ_B 分别为推求地点和已知测站的地理经度, H_A 和 H_B 分别为推求地点和已知测站的海拔高度, $1H$ 和 $7H$ 分别为 1 月和 7 月平均气温垂直递减率^[14, 15](图 5)。

比较表 3、图 5 可知: (1) 冬季交界带内的山麓地带普遍存在逆温层, 气温直减率为负值, 1 月份最明显; 夏季逆温层消失, 气温直减率为正值, 但非常小, 7 月份约为 0.001 /100 m, 接近同温层; (2) 1 月最高平均气温出现的高度一般变化于海拔 350~ 400 m 之间。在个别地区, 1 月最高气温出现的高度可能会低于上述高度, 这主要是受小地形和大气环流影响的缘故(表 4); (3) 山地逆温层厚度在 100~ 250 m 间, 随相对高差增大而增大。

当山地逆温层顶与逆温层底的气温差大于或等于 0.5℃ 时, 山地逆温层所处的地带就称为坡地暖带, 简称暖带^[16]。据大量研究, 坡地暖带是世界各山地中普遍存在的一种山地气候现象, 且以冬季最为常见^[17~ 20]。从前述交界带逆温层强度来看, 交接带范围内的坡地暖带是普遍存在的。

以往的研究认为, 暖带的形成主要是在有利的天气情况下(晴朗少云、无风或微风), 地面强烈辐射降温, 坡地上的冷空气沿坡下滑堆积于谷底, 形成冷湖所致。坡地暖带的厚度、高度和强度随地理位置、山地绝对高度和相对高度、山坡坡度等因素而变化^[17~ 19]。而交界带坡地暖带的形成除上述冷湖因素外, 主要与交界带特殊的大地形位

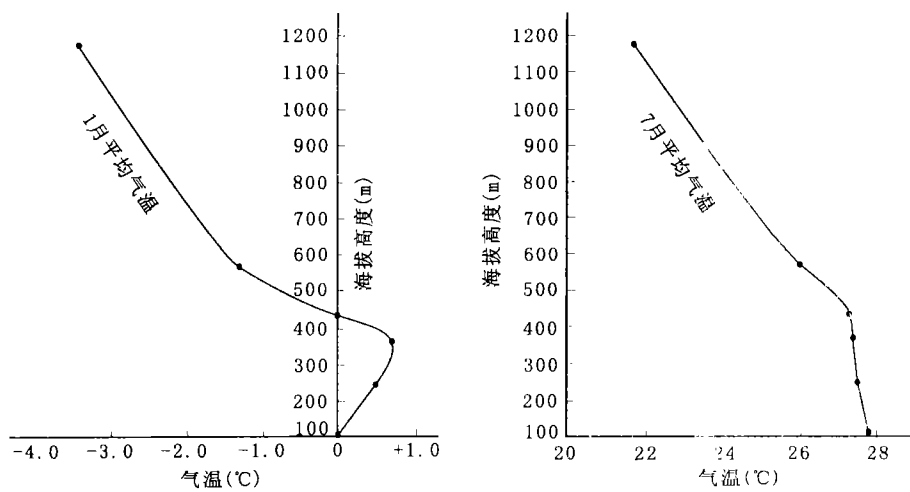


图 5 嵩山南坡 1 月和 7 月平均气温垂直分布

Fig. 5 Vertical changes of average air temperature in January and July on the south slope of Songshan Mountain

表 4 秦岭- 黄淮平原交接带西侧山地对西路冷空气的消弱作用

Table 4 Reduced effect to cold air from west by mountains west of the transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain

站名	纬度	经度	海拔高度(m)	冬季各月均温()		
				12月	1月	2月
洛宁(位于交接带西侧的熊耳山西部)	34 23 N	111 41 E	314.8	1.5	- 0.4	1.8
汝阳(位于交接带之中)	34 09 N	112 28 E	313.3	2.1	0.3	2.1

置、地貌格局以及坡面状况等因素有关。

冬季影响河南省的冷空气主要有两路: 一是来自河套地区的西路冷空气, 二是来自华北平原的东路冷空气。当西路冷空气活动频繁时, 受交界带西部和北部的高大山体的阻挡, 减弱了冷空气的势力和强度(表 4)。进入交接带的冷空气又受交接带低山丘陵的阻挡, 势力也进一步减弱。例如, 交接带北部的偃师站和荥阳站具有相似的纬度(图 1), 而在西路冷空气活动时, 东部荥阳站的气温一般比西部偃师站高 0.2~ 0.7 , 平均高 0.34^[15]。另一方面, 减弱后的西路冷空气在交接带地势西高东低、谷地多东西走向和喇叭口地形发育的情况下, 很难在交接带停留和聚集, 而很快向东部黄淮平原泄出。从华北南下的东路冷空气经黄淮平原侵入本区时, 受交界带东部丘陵和某些低山的阻挡也被减弱, 并且东路冷空气在高空偏西气流的引导下大量流向东南平原区, 不易向西长驱直入进入本区。这是交界带坡地暖带形成的主要原因。在冬季无大型冷空气活动时, 强烈的地面辐射冷却, 使交界带坡地上空的冷空气沿坡下滑, 并沿西高东低的地势向黄淮平原泄出, 暖而轻的空气则占据坡地, 造

成东部平原气温低于交接带的独特现象。另外, 交接带受人类活动影响比较强烈, 坡地上的森林覆被很差, 光山秃岭面积广大。这种坡面对下滑冷空气的阻滞作用不明显, 从而也加剧暖坡效应。

4.2 坡地暖带的自然地理效应

坡地暖带的长期存在必然在交界带区域自然地理景观中留下烙印。首先, 坡地暖带近地面气温和土温相对较高, 蒸发力较强, 进入低层大气的水汽容易随山谷风移出本区, 土壤水分易发生匮乏, 出现干旱的频率增加。这是坡地相对多旱带形成的主要原因之一^[1, 21, 22]。作者用大量数据拟合交界带干旱频率与海拔高度的关系, 发现干旱频率极大值位于海拔 300 m 附近, 此高度正好与坡地暖带的最大高度相吻合。其次, 在交界带亚热带北界以北的某些坡地上, 由于暖坡的存在, 热量比较丰富, 以至于出现有别于暖温带的亚热带景观, 形成所谓暖温带中的亚热带小区^[15]或亚热带飞地^[21]。例如, 在鲁山县西部昭平台水库附近, 以及沿北沙河向西直达交界带西界两侧的坡地上, 分布着大面积、长势良好的亚热带油桐林和乌柏林。利用这些飞地栽植柑桔, 不仅能成活, 而且产量

高,品质好^[23]。另外,在交接带亚热带北界以南的某些谷地或山间盆地中,由于坡地暖带下部的气温较低,暖温带成分多见,而其上部的坡地暖带范围内却分布长势良好的亚热带植被。这种现象被称为植被倒置^[20,21,24]。利用交界带亚热带飞地和植被倒置规律,我们可以因地制宜,在暖温带坡地推广种植一些亚热带作物,在亚热带谷地或山间盆地推广种植一些暖温带作物,在农业生产上具有重要意义。第三,交界带坡地暖带不仅与相对多旱带一致,而且也与前述的大暴雨次多带基本一致,这种水热条件及其变化对土壤形成和发育有重要影响。作者以交界带中部叶县-鲁山-石人山一线为断面,研究了不同海拔高度土壤物质迁移与积累规律^[9]。研究发现,海拔400 m以上的高丘陵和中低山区,成土母质为花岗岩风化残积和坡积物,随高度上升,土壤淋溶和水解风化作用逐渐增强,土体表层硅铝铁率(SaF)由6.49逐渐减小至4.82,土壤pH从中性变化至酸性,土壤类型为典型褐土和棕壤。海拔为150 m以下的洪积扇和平原区,成土母质为河流冲积或湖积物,接受了上部迁移下来的游离硅酸和盐基离子,土壤风化程度低,土体表层硅铝铁率(SaF)在7.5左右,土壤呈弱碱性反应,土壤类型为灰潮土和砂姜黑土。海拔150~400 m之间的土壤形成和发育比较特殊,大部分氧化物(SiO₂、TiO₂、MnO等)发生迁移,土体风化程度较高,土体表层SaF值仅为4.73,它不仅小于海拔400 m以上的所有土壤,更小于150 m以下的土壤,土壤剖面中出现大量铁锰新生体(胶膜和结核),形成具有亚热带特征的基岩母质黄褐土。为什么交界带海拔150~400 m之间出现采样断面上最为活跃的土壤地球化学特征,这无疑与坡地暖带独特的水热条件有关。虽然该地段位于暖温带之中,但由于暖坡效应的存在,热量条件却具有亚热带特征,有利于土壤矿物质的风化和分解。另一方面,交界带海拔150~400 m不仅是暴雨频发的地段,而且也是相对多旱带所处的地段,其降水特点是强度大、年内分配不均,这有利于土壤风化物质的淋溶和淀积,出现一定程度的脱硅富铁铝作用,形成亚热带地带性土壤。

5 结束语

(1) 秦岭-黄淮平原交界带的自然地理特征除上述双向过渡性、暴雨频繁和坡地暖带之外,还

存在独特的生态边际效应、水沙运移和土壤物质迁移转化规律,需要今后进一步开展深入研究;(2)特殊的地理位置和地貌结构是交界带自然地理特征形成的主导因素,暴雨影响和暖坡效应是制约带内微观分异的区域因素;(3)交界带是一种独特的自然地理单元,应在中小尺度的综合自然区划中体现出来;(4)交界带自然地理系统稳定性较差,易受系统内外干扰的影响,属于自然地理脆弱区或敏感区,是全球变化研究的理想区域之一。

参考文献:

- [1] 李克煌,管华,马建华,等.自然地理界面理论与实践[M].北京:中国农业出版社,1996.
- [2] 张光业,周华山,孙宪章.河南省地貌区划[M].郑州:河南科学技术出版社,1985.
- [3] 艾南山.侵蚀流域地貌系统的信息熵[J].水土保持学报,1987,1(2):1~7.
- [4] 艾南山,岳天祥.再论流域系统的信息熵[J].水土保持学报,1988,2(4):1~7.
- [5] 管华.秦岭-黄淮平原交界带地貌演化阶段信息熵判定[J].地理科学,2002,22(6):671~676.
- [6] 李克煌.伏牛山地的温度场和亚热带北界[J].河南大学学报(自然科学版),1981,11(2):43~55.
- [7] 全石琳,司锡明.我国东部亚热带分界方法的探讨[J].河南大学学报(自然科学版),1984,14(1):39~49.
- [8] 张金泉.从地植物学角度试论河南省境内亚热带与暖温带的分界线问题[J].地理学报,1981,36(2):216~222.
- [9] 马建华,马向忠.秦岭-黄淮平原交界带土壤物质迁移与积累[J].山地学报,1997,15(1):36~41.
- [10] 马建华.暴雨对土壤组成和性质的影响——以泌阳暴雨中心区为例[J].地理研究,2004,23(1):55~62.
- [11] 千怀遂,李明霞.秦岭-黄淮平原过渡带地形对降水的影响[J].地理研究,1992,11(3):84~88.
- [12] 马建华.应用TM影像编制秦岭-黄淮平原交界带土壤类型图的初步研究[J].地域研究与开发,1995,14(1):81~85.
- [13] 傅抱璞.关于山地气候资料的延长和推算问题[J].气象学报,1982,40(4):23~34.
- [14] 施其仁.坡地暖带和无测站山地气温估算方法的初步探讨[A].见:山地气候文集编辑委员会(编).山地气候文集[C].北京:气象出版社,1984.
- [15] 施其仁.秦岭-黄淮平原交界带热量资源初步分析[J].河南大学学报(自然科学版),1993,23(4):1~6.
- [16] 胡毅,王中,尹晓毅,等.袁牢山东西坡暖带及其规律研究[J].成都气象学院学报,1994,9(2):43~50.
- [17] 傅抱璞.山地气候[M].北京:科学出版社,1983.
- [18] 罗杰 G.巴里.安顺清,王长根(译).山地天气和气候[M].北京:气象出版社,1988.
- [19] 潘守文.略论我国山地气候研究工作的进展[A].见:山地气候文集编辑委员会(编).山地气候文集[C].北京:气象出版

社, 1984.

[20] 王利溥. 滇南山地地面逆温[A] . 见: 山地气候文集 编辑委员
会(编) . 山地气候文集[C] . 北京: 气象出版社, 1984.

[21] 钟兆站, 李克煌. 秦岭- 黄淮平原交界带气候边际效应初探
[J] . 地理研究, 1996, 15(4) : 66~ 73.

[22] 苗 冬, 刘军臣. 坡地暖带与农业生产条件[J] . 河南气象,
1997, (3) : 25~ 26.

[23] 李居信, 刘书贵. 浙川县柑桔生态环境与宜桔地选片评价[J] .
地理学报, 1986, 41(2) : 184~ 190.

[24] 林 茂. 地面逆温与植被倒置[J] . 气象, 1977, 3(1) : 11~ 14.

Some Features of Physical Geography in Transitional
Region Between Qinling Mountains and Huanghuai Plain

MA Jian-Hua, QIAN Hua-Sui, GUAN Hua, SHI Qi-Ren

(College of Environment and Planning, Henan University, Kaifeng, Henan 475001)

Abstract: The boundary of the transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain was divided first in this paper, then some features of physical geography in the transitional region were discussed. (1) The east boundary of the transitional region is at the contour about 100 m, and the west boundary is at the contour about 500 m. The area of the transitional region is about 26 000 km², which makes up 15. 9% of total area in Henan Province. (2) The natural features in the transitional region possess transitional characters evidently in two directions, one is from the western mountain to the eastern plain and the other is from southern subtropical zone to northern temperate zone. (3) Torrential rain especially for strong torrential rain is frequent in the transition region, and there are many torrential rain centers, such as Lushan torrential rain center, Biyang torrential rain center, and so on. A majority of torrential rain is distributed among 100– 200 m above sea level. (4) The winter temperature at 100– 400 m above sea level in the transitional region is not only higher than in Huanghuai Plain where its altitude is lower than the transition region s, but also higher than in Qinling Mountains where its altitude is higher than the transitional region s. The highest temperature in January appears at 350– 400 m above sea level in the transitional region. The warmer belt in the transitional region is called warm slope belt, of which thickness varies from 100 m to 250 m above sea level. (5) Torrential rain and warm slope belt in the transitional region were formed by atmospheric circulation and local terrain. Frequent torrential rain and warm slope belt had tremendous influence on soil properties, plant distribution and local climate in the transitional region.

Key words: transitional region between Qinling Mountains and Huanghuai Plain; features of physical geography; torrential rain; warm slope belt