**ЛОКАЛЬНЫЙ ОТКЛИК ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ
НА ИЗМЕНЕНИЯ ЗЕМЛЯНОГО ПОКРОВА НА МОНГОЛЬСКОМ ПЛАТО**

Цзян Хоу, Ян Япин

Институт географии и природных ресурсов Китайской академии наук, Пекин, КНР

**LOCAL RESPONSE OF LAND SURFACE TEMPERATURE TO LAND COVER CHANGES
ON THE MONGOLIAN PLATEAU**

Jiang Hou¹, Yang Yaping¹

*¹Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, China, Beijing
jiangh.18b@igsnr.ac.cn (H.J.); yangyp@igsnr.ac.cn (Y.Y.)*

Transitions of terrestrial ecosystems associated with land use and cover changes (LUCC) affect the climate at local to regional scales [3]. However, little research has directly quantified the local response of climatic factors to LUCC. In this study, we used satellite measurements of land surface temperature (LST) over changed land covers and adjacent unchanged types on the Mongolian Plateau to understand how LST response to LUCC. The land covers are classified into forest, grassland and non-vegetated land according to leaf area index at $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ spatial resolution. The percentage of different land covers within $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ grids is also quantified. Positive recovery of land covers is observed in the transition zones from 2001 to 2018, i.e., transformation from grassland to forest or from non-vegetated land to grassland. The grids whose major land cover types have changed (denoted as G2F or N2G) are selected to observe the LST response. e. On average, annual daytime LST of G2F is higher than that of forest at about $0.73 \pm 0.83^{\circ}\text{C}$ (mean $\pm$ Standard Deviation) and lower than that of grassland at about $0.71 \pm 1.22^{\circ}\text{C}$; annual nighttime LST of G2F is lower than forest at $0.42 \pm 0.71^{\circ}\text{C}$ and higher than grassland at $0.29 \pm 0.66^{\circ}\text{C}$; annual daytime (nighttime) LST of N2G is higher than that of grassland at $1.06 \pm 0.86^{\circ}\text{C}$ ($0.73 \pm 0.78^{\circ}\text{C}$) and lower than non-vegetated land at $0.98 \pm 0.97^{\circ}\text{C}$ ($0.65 \pm 0.91^{\circ}\text{C}$). It indicates that forest cover gains on grasslands result in net cooling as the magnitude of nighttime warming is smaller than the daytime cooling and grassland cover gains on non-vegetated lands mean daytime and nighttime cooling. The underlying processes of LST responses are different for different types of LUCC. The albedo of forest is lower than that of grassland ($4.95 \pm 3.20\%$) which determines that forest absorbs more incoming solar radiation during the daytime, but reforestation indeed induces daytime cooling because increased energy loss as latent heat fluxes through enhanced evapotranspiration (1.12 ± 1.00 mm/month) exceeds the extra absorbed energy [1]. Nighttime warming of reforestation is attributable to the increase of downward longwave radiation from the atmosphere and the reduction of outgoing longwave radiation from the surface as a combined result of the increase in air humidity and the enhancement of near-surface atmospheric boundary layer originally relating to the enhanced daytime evapotranspiration [2]. The average albedo of grassland is larger than non-vegetated land ($0.56 \pm 2.84\%$), thus low received solar radiation along with higher evapotranspiration (1.76 ± 0.84 mm/month) results in annual daytime cooling of grassland restoration. The same open space of grassland and non-vegetated land does not affect the energy release during the nighttime, thus grassland with low daytime heat storage forms a nighttime cooling effect. LST responses to LUCC also show seasonal variations. In winter, reforestation leads to daytime warming as the evapotranspiration is negligible. In summer, although the albedo of grassland becomes lower than non-vegetated land, daytime cooling still exists due to the increased energy expenditure of vegetation growth and evapotranspiration.

Keywords: transitions of terrestrial ecosystems, land use and cover changes, local response of land surface temperature, the Mongolian plateau.

Трансформации наземных экосистем, связанные изменениями в землепользовании и земельном покрове (ИЗЗП), влияют на климат в локальном и региональном масштабах [3]. При этом немного исследований посвящено непосредственной количественной оценке локального отклика климатических факторов на ИЗЗП. В данном исследовании мы использовали спутниковые измерения температуры поверхности земли (ТПЗ) над изменившимся почвенным покровом и прилегающими неизме-

нившимися формами на Монгольском плато, чтобы понять, как ТПЗ реагирует на ИЗЗП. Земельные покровы подразделяются на леса, луга и нерастительные земли в соответствии с индексом листовой поверхности (LAI) при пространственном разрешении $0,05^\circ \times 0,05^\circ$. Процентное соотношение различных земельных покровов в пределах сетки $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ также определено количественно. Положительное восстановление земельного покрова наблюдается в переходных зонах с 2001 по 2018 год, т.е. при переходе от лугов к лесам или от земель без растительности к лугам. Для наблюдения за изменением ТПЗ выбраны сетки, основные типы растительного покрова которых изменились (обозначены как G2F или N2G). В среднем, годовая дневная ТПЗ в G2F выше, чем в лесу примерно на $0,73 \pm 0,83^\circ\text{C}$ (среднее стандартное отклонение) и ниже, чем в лугах примерно на $0,71 \pm 1,22^\circ\text{C}$; годовая ночная ТПЗ в G2F ниже, чем в лесу на $0,42 \pm 0,71^\circ\text{C}$ и выше, чем на лугах при $0,29 \pm 0,66^\circ\text{C}$; годовая дневная (ночная) ТПЗ N2G выше, чем на лугах при $1,06 \pm 0,86^\circ\text{C}$ ($0,73 \pm 0,78^\circ\text{C}$) и ниже, чем на не покрытых растительностью землях при $0,98 \pm 0,97^\circ\text{C}$ ($0,65 \pm 0,91^\circ\text{C}$). Это указывает на то, что увеличение лесного покрова на лугах приводит к охлаждению, поскольку величина ночного прогревания меньше, чем дневного охлаждения, а увеличение лугового покрова на не покрытых растительностью землях подразумевает дневное и ночное охлаждение. Процессы, лежащие в основе изменений ТПЗ, различны для разных типов ИЗЗП. Альbedo леса ниже, чем альbedo луга ($4,95 \pm 3,20\%$), что указывает на то, что лес поглощает больше поступающей солнечной радиации в дневное время, но лесовосстановление приводит к охлаждению в дневное время, поскольку увеличение потерь энергии в виде потоков скрытого тепла через усиленную эвапотранспирацию ($1,12 \pm 1,00$ мм/месяц) превышает дополнительную поглощенную энергию [1]. Ночное потепление при лесовосстановлении связано с увеличением нисходящего длинноволнового излучения из атмосферы и уменьшением исходящего длинноволнового излучения от поверхности в результате увеличения влажности воздуха и усиления приповерхностного атмосферного пограничного слоя, первоначально связанного с усиленным дневным испарением [2]. Среднее альbedo лугов больше, чем у лишенных растительности земель ($0,56 \pm 2,84\%$), поэтому низкий уровень полученной солнечной радиации наряду с более высокой эвапотранспирацией ($1,76 \pm 0,84$ мм/месяц) приводит к ежегодному охлаждению в дневное время при восстановлении лугов. Одинаковое открытое пространство лугов и лишенных растительности земель не влияет на высвобождение энергии в ночное время, таким образом, луга с низким дневным теплонакоплением формируют эффект ночного охлаждения. Реакция ТПЗ на ИЗЗП также показывает сезонные изменения. Зимой лесовосстановление приводит к дневному потеплению, поскольку испарение ничтожно мало. Летом, хотя альbedo пастбищ становится ниже, чем у лишенных растительности земель, дневное охлаждение все еще существует из-за повышенных затрат энергии на рост растительности и испарение.

Ключевые слова: трансформация наземных экосистем, изменения в землепользовании и земельном покрове, Монгольское плато.

Reference

1. Bright R. M., Davin, E., O'Halloran T., Pongratz J., Zhao K., & Cescatti A. Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes. *Nature Climate Change*, 2017, 7, pp. 296-302.
2. Peng S.-S., Piao S., Zeng Z., Ciais P., Zhou L., Li L. Z. X., Myneni R. B., Yin Y., & Zeng H. Afforestation in China cools local land surface temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2014, 111, 2915.
3. Xian G. Z., Loveland T., Munson S. M., Vogelmann J. E., Zeng X., & Homer, C.J. Climate sensitivity to decadal land cover and land use change across the conterminous United States. *Global and Planetary Change*. 2020, 192, 103262.