



## 论文

## 基于 MODIS 的青藏高原植被净初级生产力研究

陈卓奇<sup>①</sup>, 邵全琴<sup>②\*</sup>, 刘纪远<sup>②</sup>, 王军邦<sup>②</sup><sup>①</sup> 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875;<sup>②</sup> 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

\* 联系人, E-mail: shaoqq@lreis.ac.cn

收稿日期: 2011-04-18; 接受日期: 2011-07-23

国家重点基础研究发展计划(编号: 2009CB421105, 2010CB951600)和国家科技支撑计划重点项目(编号: 2009BAC61B01)

**摘要** 利用 MODIS 数据反演光合有效辐射(Photosynthetically active radiation, PAR), 采用 AMSR-E 微波遥感土壤湿度数据, 驱动 GLO-PEM 模型估算青藏高原净初级生产力. 克服了由于降水插值和辐射插值给模型带来的不确定性. 估计的 PAR 与观测值比较, RMSE(均方根误差, Root Mean Square Error)分别为 9 和 19.68 W m<sup>-2</sup>, R<sup>2</sup>分别为 0.89 和 0.67. GLO-PEM 模拟 NPP 与野外采样 NPP 关系明显, R<sup>2</sup>达到 0.93. 2005~2008 年青藏高原植被的净初级生产力平均总量为 0.37 Pg C a<sup>-1</sup>. 总体分布是自东南至西北递减, NPP 在 0~1500 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> 之间变化. 青藏高原植被的水平分布规律受制于水热条件组合. 青藏高原东南部(降水量大于 450 mm)和西北部(降水量小于 450 mm)植被生产力受不同的气象因子制约. 降水量小于 450 mm 的区域内, 青藏高原植被生产力变化的主导因子为降水量; 降水量大于 450 mm 的区域, 植被生产力变化的主导因子为气温, 随着气温的升高, 植被净初级生产力显著的提高.

**关键词**  
MODIS  
青藏高原  
NPP  
GLO-PEM

青藏高原是世界上最高的独立地貌单元, 平均高度在 4000 m 以上, 有“世界屋脊”和世界“第三极”之称, 气候的微小波动会对青藏高原生态系统产生强烈影响, 导致高原生态系统的格局、过程与功能发生改变<sup>[1]</sup>. 过去几十年青藏高原气候发生了很大变化, 气温和降水量总体呈上升趋势<sup>[2]</sup>. 在这样的气候变化背景下, 青藏高原植被状况的监测及其对气候变化的响应是当前迫切需要研究的问题<sup>[3]</sup>. 植被净初级生产力(Net Primary Productivity, NPP)指绿色植物在单位时间和单位面积上所积累的有机干物质总量, 它不仅是表征植物活动的重要变量, 而且是判定生态系统碳汇和调节生态过程的主要因子<sup>[4-8]</sup>. 吕建华和季劲钧<sup>[9]</sup>利用大气植被相互作用模型(AVIM)模拟

了青藏高原 1991~1993 年平均植被 NPP 的空间分布, 给出了青藏高原植被净初级生产力的空间分布特征. 周才平等<sup>[10]</sup>将陆地生态系统模型(Terrestrial Ecosystem Model, TEM)与 MODIS 数据相结合, 模拟了 2001 年青藏高原植被 NPP 的空间分布和季节变化特征. 朴世龙和方精云<sup>[11]</sup>利用 1982~1999 年的遥感数据, 通过 CASA 模型模拟了青藏高原 NPP 的时空变化特征. 黄玫等<sup>[3]</sup>研究了青藏高原植被净初级生产力对气候变化的响应.

青藏高原净初级生产力的状况及其对气候变化响应的研究具有非常重要的意义. 目前对青藏高原净初级生产力的模拟研究都采用气象数据作为输入. 气象数据插值会给模型模拟结果带来一定的不确定

性,尤其是对辐射和降水资料的插值方法存在很大的争议. GLO-PEM(Global production efficiency modeling)是由 Prince 和 Goward<sup>[12]</sup>于 1995 年提出的全遥感 NPP 估计模型. 本文利用 MODIS 数据源驱动 GLO-PEM 模型,克服了传统生态模型中利用降水和辐射资料插值带来的不确定性,模拟了 2005~2008 年间青藏高原净初级生产力并对结果进行验证,最后分析了青藏高原植被 NPP 的分布特点及影响 NPP 分布的主导因子.

## 1 研究区域与研究方法

### 1.1 研究区概况

青藏高原东西长达 2000 km 以上,南北最宽处超过 1400 km,主要分布在我国的青海省和西藏自治区,同时包括新疆、甘肃、四川、云南的部分地区,此外,克什米尔、印度、尼泊尔、锡金、不丹等国家和地区具有高原南部边缘山脉的一部分. 由于可获得数据的限制,本研究只包括青藏高原的国内部分,总面积为  $250 \times 10^4 \text{ km}^2$ .

青藏高原的主要土地覆盖类型为草地和森林,其中以草地分布最为广泛. 青藏高原主要草地类型为高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠. 高寒草甸分布于果洛、玉树、那曲一带. 高寒草原分布于长江源、黄河源及羌塘高原. 高寒荒漠分布于羌塘高原北部以及可可西里一带.

青藏高原由西北至东南年降水量逐渐增加,从祁连山-阿尼玛卿山-巴颜喀拉山-唐古拉山-念青唐古

拉山连线,构成青藏高原年降水量 450 mm 等降水量线(图 1). 450 mm 等降水量线以西(图中白色部分)年降水量少于 450 mm,属于干旱半干旱地区,等降水量线以东至横断山脉(图中灰色部分)年降水量在 450~ 800 mm 之间,横断山脉东(图中黑色部分)年降水量大于 800 mm.

## 1.2 研究方法

### 1.2.1 GLO-PEM 模型

GLO-PEM 模型基于 GPP 与 APAR 间以光能利用率( $\epsilon$ )成线性关系的理论基础上,因此 NPP 可以表示为

$$NPP = PAR \times FPAR \times \epsilon - R_a, \quad (1)$$

其中, PAR 为光合有效辐射, FPAR 是植被吸收光合有效辐射比率,  $\epsilon$  是基于 GPP 概念的现实光能利用率,  $R_a$  是植被自养呼吸(包括维持性呼吸  $R_m$  和生长性呼吸  $R_g$ ).

在 GLO-PEM 模型中实际光能利用率的计算公式如下:

$$\epsilon = \epsilon^* \times \sigma_T \times \sigma_E \times \sigma_S, \quad (2)$$

式中,  $\epsilon^*$  为植物潜在在光合利用率;  $\sigma_T$  为空气温度对植物生长的影响系数;  $\sigma_E$  为大气水汽对植物生长的影响系数;  $\sigma_S$  为土壤水分缺失对植物生长的影响系数<sup>[13]</sup>.

早期的 GLO-PEM 模型采用 Hunt<sup>[14]</sup>的一个经验算法计算植物自养呼吸. 本研究引入了过程模型(BGC, BEPS)中的自养呼吸模型,将植物的自养呼吸( $R_a$ )区分为维持性呼吸( $R_m$ )和生长性呼吸( $R_g$ )<sup>[15-17]</sup>:

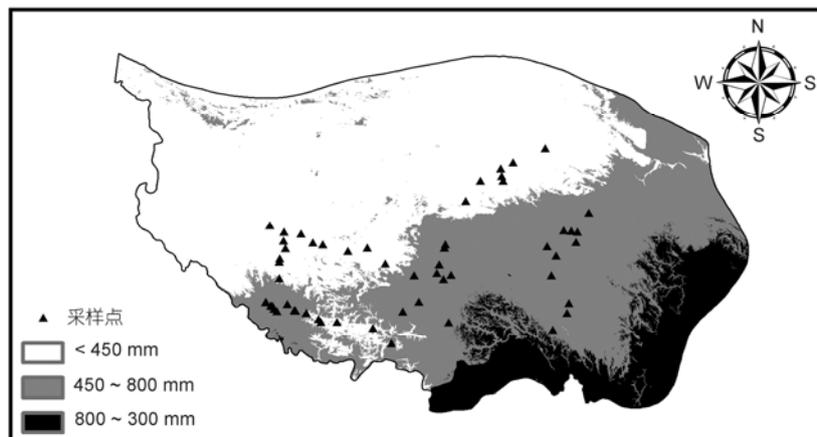


图 1 青藏高原年降水量空间分布图

$$R_a = R_m + R_g = \sum_i (R_{m,i} + R_{g,i}), \quad (3)$$

其中,  $i$  表示不同的植物器官,  $i=1, 2, 3$  分别为叶、茎、根. 维持性呼吸和温度相关:

$$R_{m,i} = M_i r_{m,i} Q_{10}^{(T-T_b)/10}, \quad (4)$$

$$M_i = VGC \times r_{a,i} \times (1 - 1/\text{Turnover}_i), \quad (5)$$

式中,  $M_i$  为植物的第  $i$  器官的生物量; 第  $i$  器官的生物量由碳分配系数 ( $r_{a,i}$ ) 及碳周转比率 ( $\text{Turnover}_i$ ) 得到 (式(5)), 分配系数及碳周转比率由 BGC 模型<sup>[15]</sup>中获得, VGC 为植被碳库;  $r_{m,i}$  是植物器官  $i$  的维持性呼吸系数;  $Q_{10}$  是温度影响因子,  $T_b$  是基温.

植物的生长性呼吸一般认为和温度无关, 而只与总初级生产力 (GPP) 成比例关系:

$$R_{g,i} = r_{g,i} r_{a,i} \text{GPP}, \quad (6)$$

式中,  $r_{g,i}$  是植物器官  $i$  的生长性呼吸系数;  $r_{a,i}$  是植物器官  $i$  的碳分配比例.

### 1.2.2 基于 MODIS 的光合有效辐射估计

太阳辐射是植物生长所需外部能量的唯一来源. 其中能被绿色植被用来进行光合作用的那部分能量 (波长范围在 400~700 nm 之间), 即光合有效辐射 (PAR). 它是形成生物量的基本能源, 控制着陆地生物光合作用的速度, 直接影响植物的生长、发育、产量与产品质量. PAR 是 GLO-PEM 模型最重要的输入参数, 本文采用 CALPAR<sup>[18,19]</sup> 算法估算青藏高原光合有效辐射, 算法表达式如下:

$$\text{PAR} = \int_{0.4}^{0.7} I_s(\lambda) d\lambda, \quad (7)$$

其中,  $I_s$  为单波段光合有效辐射值 ( $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ), 可表示为下式:

$$I_s = I_b \times \cos i + I_d = I_0 \times \tau_b \times \cos i + I_0 \times \tau_s, \quad (8)$$

其中,  $I_0$  为单波段大气顶瞬时辐射 ( $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ),  $I_b$  是单波段直射辐射, 是经过大气后直接到达地面的太阳辐射;  $I_d$  是单波段散射辐射, 是经过大气衰减后偏离直射方向到达地面的太阳辐射.  $\tau_b$  为直射辐射透过率,  $\tau_s$  为散射辐射透过率,  $\cos i$  为地形、纬度以及地球赤纬的校正系数, 采用下式计算:

$$\begin{aligned} \cos i = & \sin \delta (\sin \varphi \cos \alpha - \cos \varphi \sin \alpha \cos \phi) \\ & + \cos \delta \cosh (\cos \varphi \cos \alpha + \sin \varphi \sin \alpha \cos \phi) \\ & + \cos \delta \sin \alpha \sin \phi \sinh, \end{aligned} \quad (9)$$

式中,  $h$  为太阳高度角对应的地方时时角,  $h = 15 \times$

(12-LST),  $\text{LST} = \text{GMT} - \text{longitude}/15$ , GMT 为格林威治时间.  $\alpha$  为坡度,  $\Phi$  为纬度,  $\varphi$  为坡向,  $\delta$  为太阳赤纬, 太阳赤纬的计算公式如下:

$$\delta = 23.45 \times \sin[360 \times (284 + N) / 365], \quad (10)$$

式中,  $N$  为儒历日.

直射辐射  $I_b$  考虑传播过程中瑞利散射、臭氧、气溶胶的吸收和散射等作用, 公式为

$$I_b = I_0 \times \tau_r \times \tau_{oz} \times \tau_w \times \tau_a, \quad (11)$$

$$\tau_r = \exp[-0.008735 \times \lambda^{-4.08} \times m_p], \quad (12)$$

$$\tau_{oz} = \exp[-K_{oz} \times l \times m_o], \quad (13)$$

$$\tau_w = \exp[-0.2385 \times K_w \times w \times m_o / (1 + 20.7 \times k_w \times w \times m_o)^{0.45}], \quad (14)$$

$$\tau_a = \exp[-\beta \times \lambda^{-\alpha} \times m_p], \quad (15)$$

式中,  $\tau_r$  是瑞利散射透过率,  $\tau_{oz}$  是臭氧透过率,  $\tau_w$  是水汽透过率,  $\tau_a$  气溶胶透过率.  $M_o$  是大气路径长度,  $M_p$  是气压归一化的大气路径长度.  $\lambda$  为波长 ( $\mu\text{m}$ ).  $K_{oz}$  是臭氧的吸收系数,  $l$  是臭氧垂直方向上的臭氧质量 (cm).  $K_w$  是水汽的吸收系数,  $w$  是大气含水量 (cm).  $\beta$  是气溶胶的浑浊度参数, 与波长无关, 表示整层大气气溶胶的数量.  $\alpha$  的数值与大气气溶胶粒子平均半径有关, 平均半径越小, 气溶胶的散射性质趋近分子散射. 其中,

$$\alpha = \begin{cases} -1.2060 & (\lambda > 0.5 \mu\text{m}), \\ -1.0274 & (\lambda < 0.5 \mu\text{m}). \end{cases} \quad (16)$$

散射辐射考虑了瑞利散射  $I_r$ , 气溶胶散射  $I_a$ , 公式为

$$\begin{aligned} I_d = I_r + I_a = & I_0 \cos \theta \times \tau_{oz} \times \tau_w \times F \times w_0 \times \tau_r (1 - \tau_a) \\ & + I_0 \cos \theta \times \tau_{oz} \times \tau_w \times 0.5 \times \tau_a \times (1 - \tau_r), \end{aligned} \quad (17)$$

式中,  $w_0$  为单次散射反照率,  $F$  为前向散射,  $\theta$  是太阳高度角.

由于 CALPAR 方法在计算大气路径长度时, 考虑太阳高度角是否大于  $60^\circ$ , 其计算结果差异很大, 因此采用 Chen 等<sup>[20]</sup>的算法替代. 此外单次散射反照率算法也采用 Chen 等<sup>[20]</sup>算法替代.

## 1.3 数据与预处理

### 1.3.1 遥感数据

本研究中使用的遥感数据在表 1 中列出, 其中 Angstrom 浑浊度系数、大气水汽、臭氧含量、云的光学厚度、云顶压力用于反演 PAR. fPAR 和 AMSR-E

表1 本研究使用的MODIS产品

参数	产品	用途
Angstrom 浑浊度系数	MOD04 <sup>[22]</sup>	反演 PAR
大气水汽含量	MOD05 <sup>[23]</sup>	反演 PAR
云的光学厚度	MOD06 <sup>[24]</sup>	反演 PAR
云顶压力	MOD06 <sup>[24]</sup>	反演 PAR
大气臭氧含量	MOD07 <sup>[25]</sup>	反演 PAR
光合有效辐射吸收比率	MOD15 <sup>[26]</sup>	驱动 GLO-PEM
土壤表层湿度	AMSR-E <sup>[27]</sup>	驱动 GLO-PEM

的土壤湿度数据则用于驱动 GLO-PEM 模型。

由于受到天气的影响, 遥感数据往往会出现异常值, 本文采取不同的方式处理不同数据的异常值. Angstrom 浑浊度系数、大气水汽数据中的异常值取值为整景影像中的均值. 臭氧含量出现异常值则赋值为 300 DU(大气中臭氧平均厚度). fPAR 数据采用 Savitzky-Golay 滤波方法进行去云处理<sup>[21]</sup>.

### 1.3.2 气象数据

GLO-PEM 模型需要部分气象数据(气温和相对湿度). 本文收集了青藏高原 80 多个国家气象台站资料, 对气温和相对湿度进行插值, 插值采用 ANUSPLINE 软件<sup>[28]</sup>进行。

采用海北生态实验站的实测数据验证本研究估计的 PAR. 此外, 下行短波辐射与光合有效辐射之间存在线性关系<sup>[29-32]</sup>. 因此本研究将气象局辐射站(表 2)观测的下行短波辐射乘以 0.41<sup>[34]</sup>作为光合有效辐射的估计, 对本研究估计的 PAR 进行验证。

### 1.3.3 野外采样数据

本文基于 2005 年(样地 45 个, 每个样地 3 次重复, 采样时间为 2005 年 8 月 5~30 日)和 2007(样地 19 个, 每个样地 3 次重复, 采样时间为 2007 年 8 月 13~23 日)年两次青藏高原生物量实测数据对模型模拟结果进行验证(采样点分布如图 1, 黑色实心三角)。

表2 气象站基本信息表

站名	省名	级别	纬度(E)	经度(N)	海拔(m)
西宁	青海	气象辐射站	36.72°	101.75°	2295.2°
格尔木	青海	气象辐射站	36.42°	94.9°	2807.6°
果洛	青海	气象辐射站	34.47°	100.25°	3719°
玉树	青海	气象辐射站	33.02°	97.02°	3681.2°
葛尔	西藏	气象辐射站	32.5°	80.08°	4278°
刚察	青海	气象辐射站	37.33°	100.13°	3301.5°
拉萨	西藏	气象辐射站	29.67°	91.13°	3648.7°
海北	青海	生态实验站	37.6°	101.3°	3200°

在采样过程中, 分别获得草地地上生物量(50 cm×50 cm 样方框内人工剪草方式)及地下生物量(采用土钻取地下 75 cm 根系及土壤, 清除土壤获得根系生物量). 地下/地上生物量比(R)的计算方法采用下式<sup>[34]</sup>:

$$R = \text{BNPP} / \text{ANPP}, \quad (18)$$

$$\text{BNPP} = \text{BGB} \times (\text{liveBGB} / \text{BGB}) \times \text{turnover}, \quad (19)$$

$$\text{turnover} = 0.0009 (\text{g m}^{-2}) \times \text{ANPP} + 0.25. \quad (20)$$

BGB 为累积的地下生物量, BNPP 为地下 NPP, ANPP 为地上 NPP, liveBGB 为当年地下活生物量. ANPP 和 BGB 为野外采样数据. Gill 等<sup>[34]</sup>取 liveBGB/ BGB 为 0.6, 本研究中取值为 0.79<sup>[35]</sup>. 由此各草地类型的地下/地上生物量比例为: 高寒草原类 9.75, 高寒草甸类 7.25, 高寒荒漠类 3.29. 同时将干重按照碳素(地上生物量按 36.98%, 地下生物量按 42.91%固定的碳素计算)<sup>[36,37]</sup>比例换算成含碳。

## 2 结果与讨论

### 2.1 PAR 反演及 NPP 模拟验证

#### 2.1.1 PAR 验证

在光能利用率模型中, 光合有效辐射数据是重要的输入参数. 本文利用海北生态实验站观测的光合有效辐射数据与国家气象局观测的短波辐射数据对本文估计的光合有效辐射进行验证. 图 2 为 2005 年海北地区 8 天平均光合有效辐射测量值与估计值之间的关系图, 本文估计的光合有效辐射与实测值具有显著的线性关系( $P < 0.01$ ),  $R^2$  达到 0.89, RMSE 为  $9 \text{ W m}^{-2}$ .

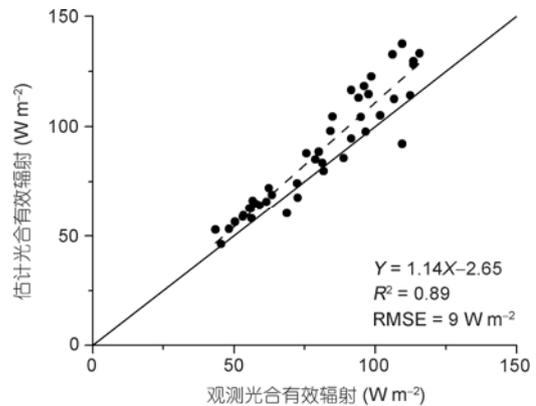


图2 2005年海北地区8天平均光合有效辐射测量值与估计值关系图

利用 2005 气象辐射站观测的辐射值对本文算法进行验证(图 3), RMSE 为  $19.68 \text{ W m}^{-2} \text{ S}^{-1}$ , 决定系数为 0.67.

### 2.1.2 NPP 验证

模型模拟结果的精度检验是目前区域 NPP 模型研究的难点之一. 模拟结果检验方法一般有两种: 与实测数据对比和与其他模型模拟结果对比. 本文模拟 NPP 与野外采样 NPP 线性关系显著( $P < 0.01$ )(图 4).  $R^2$  达到了 0.93.

本文模拟的青藏高原 NPP 虽然与野外采样 NPP 之间有良好的线性关系, 但是仍然存在一定的系统误差, 表现为拟合线与 1:1 线保持一段距离. 这可能是由于采样尺度与模拟尺度不一致造成的.

对 2005~2008 年青藏高原各类植被的年均 NPP 模拟结果显示, 森林为  $405 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 草地为  $135$

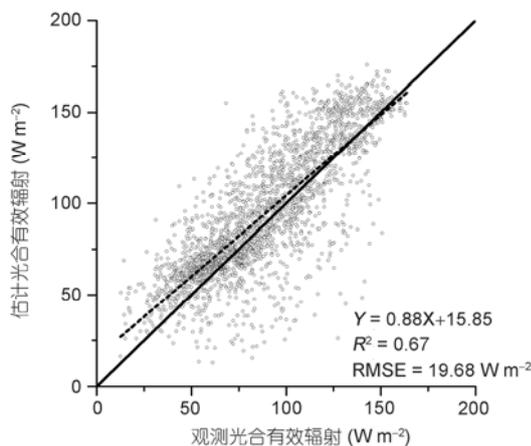


图 3 2005 年青藏高原辐射观测站辐射测量值与估计值关系图

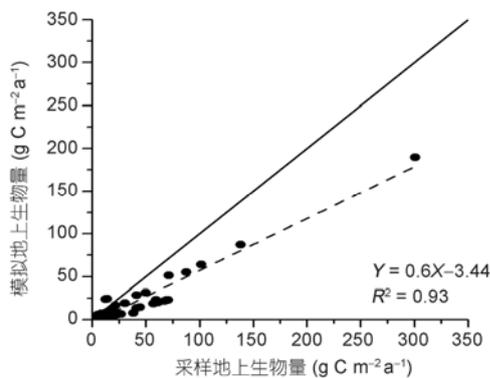


图 4 青藏高原 NPP 野外采样点验证

$\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 灌丛为  $169 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . 其中常绿阔叶林、落叶阔叶林、常绿针叶林和落叶针叶林 NPP 值分别为 627, 397, 445 和  $151 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . 从本文的模拟结果与其他方法在青藏高原模拟结果比较(表 3)可以看出, GLO-PEM 模型对于青藏高原陆地植被 NPP 具有良好的模拟能力.

### 2.2 青藏高原净初级生产力空间分布规律

根据 GLO-PEM 模型, 2005~2008 年青藏高原植被的年总量平均为  $0.37 \text{ Pg C a}^{-1}$ . 从区域分布看(图 5), 青藏高原 NPP 总体分布是自东南至西北递减. NPP 在  $0 \sim 1500 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  之间变化, 与罗天祥等<sup>[39]</sup>的结果一致. 这与该地区的水热条件和植被类型的地带性分异规律是一致的. 青藏高原植被的水平分布规律受制于水热条件的组合, 由东南往西北, 气候也发生由暖到冷、由湿到干的变化, 相应地分布着常绿阔叶林、寒温性针叶林-高寒灌丛、高寒草甸-高寒草原-高寒荒漠. 因此青藏高原东南部地区的 NPP 明显高于高原面上的其他地区, 一般在  $500 \sim 1500 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  之间; 高原西北部植被稀疏, NPP 也相应较小, 大都低于  $50 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 其中, 柴达木盆地是整个高原面上生产力最小的区域, 几乎等于  $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . 不同植被类型中, 常绿阔叶林的 NPP 最大, 为  $627 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ; 高寒荒漠最小, 只有  $18 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (表 3).

### 2.3 青藏高原净初级生产力空间分布的控制机制

水热条件是植被生长的决定要素, 青藏高原地域广阔、具有较高海拔高度和相对高度差, 罗天祥等<sup>[39]</sup>认为温度是影响青藏高原生物生长的主导因子. 本文也将借助模型模拟 NPP, 探讨青藏高原 NPP 空间的分布的控制因子.

表 3 不同研究给出的青藏高原生态系统净初级生产力<sup>a)</sup>

植被类型	本文模拟	朴世龙等 <sup>[11]</sup>	高清竹等 <sup>[38]</sup>	周才平等 <sup>[10]</sup>
林地	405			475
常绿阔叶	627	574		
落叶阔叶林	397			
常绿针叶林	445	297		
落叶针叶林	151			
灌丛	169	102		66
草地	135			
高寒草原	70	80	30.6	64
高寒草甸	301	176	63.5	214.6
高寒荒漠	18	24	15.6	

a) 单位:  $\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$

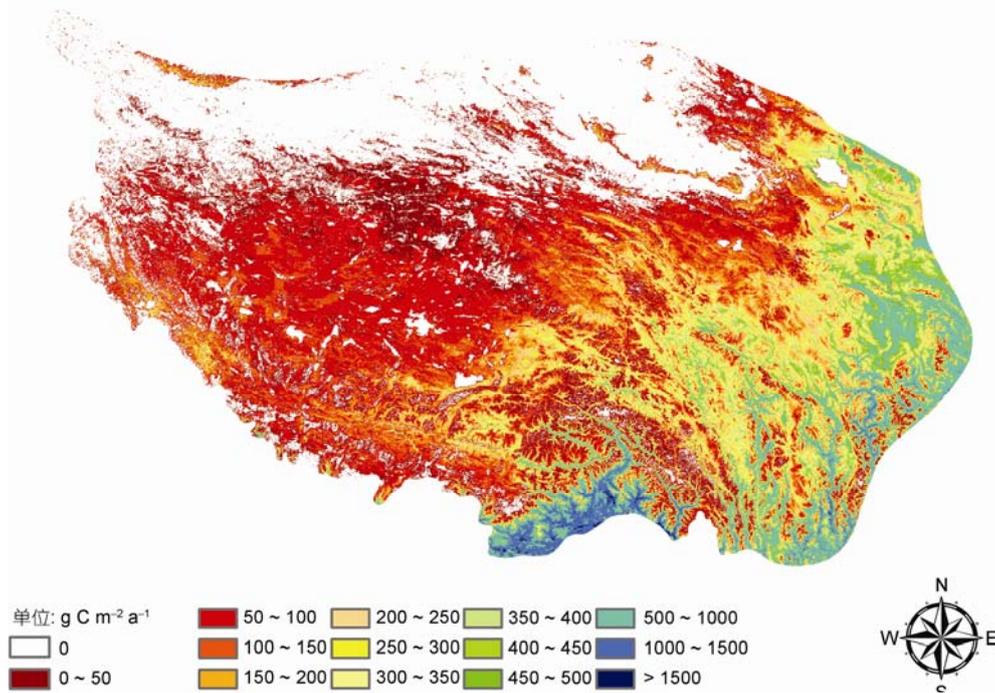


图5 2005~2008年青藏高原年平均净初级生产力空间分布图

青藏高原净初级生产力随着气温和降水的增加而增加。当年降水量大于 1000 mm, 年积温(本文的积温为全年大于 0°C 的温度之和)达到 8000°C 以上, NPP 达到最大值(可超过  $1500 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ); 同时积温和降水在极端条件下也将限制植被的生长。积温小于 1000°C 或者降水小于 200 mm 的区域, 青藏高原 NPP 很低, 不超过  $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。

按降水量 25 mm 为间隔, 进一步分析气温和降水与 NPP 之间的内在联系。青藏高原不同降水量区植被 NPP 与年积温表现为不同关系(图 6)。降水量小于 450 mm 区域, 植被随着积温的升高而升高, 当积温达到 2000°C 时, 植被 NPP 开始下降, 这可能与过高的温度会引起大量的水分蒸发有关。总体来说降水量小于 450 mm 的区域, 由于受到水分条件的制约, 植被净初级生产力变化不大, 不超过  $200 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。降水量在 450~800 mm 之间, 植被净初级生产力随年积温增加的趋势显著。植被净初级生产力的最大值出现在积温 5000°C 左右, 植被净初级生产力的最大值为  $800 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。当降水量大于 800 mm, 积温小于 5000°C 时, 青藏高原 NPP 曲线形状与降水量在 450~800 mm 时基本一致, 绝对值高。当积温达到 7000°C 时, 植被净初级生产力显著提高, 最高可达

$1500 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。

利用二元线性回归分析拟合不同降水量区间内, 降水、气温和 NPP 之间的关系。回归方程形式如下式:

$$Z = aX + bY,$$

$X$  代表降水,  $Y$  代表气温,  $Z$  代表 NPP。回归参数  $a$ ,  $b$  如表 4, 拟合前气温降水数据经过标准化处理。

利用二元线性回归分析拟合气温、降水与 NPP 之间的关系, 在 3 个不同的降水带范围内, 拟合方程都具有显著的线性关系( $P$  值小于 0.001), 拟合方程与原始数据之间的  $R^2$  分别为 0.77, 0.55 和 0.83。拟合系数如表 4 示。根据方程形式,  $a$ ,  $b$  参数越大表明降水或气温对 NPP 值的贡献越大。在降水量小于 450 mm 降水带内, 降水量对 NPP 的影响较大( $a=0.96$ ,  $b=0.67$ )。降水量在 450~800 mm 区间, 气温对 NPP 的影响较大( $a=0.3$ ,  $b=0.6$ )。降水量大于 800 mm 区间, 气温对 NPP 贡献明显大于降水对 NPP 的贡献( $a=0.1$ ,  $b=0.9$ ), 且经过统计分析, 单要素降水与 NPP 线性关系不显著( $P=0.048$ )。这说明青藏高原不同降水量区影响植被生长的主导因子不同。在降水量小于 450 mm 的区域, 降水是影响植被生长的限制因子。而在降水量大于 450 mm 的区域, 气温是限制植被生长的主导因子。

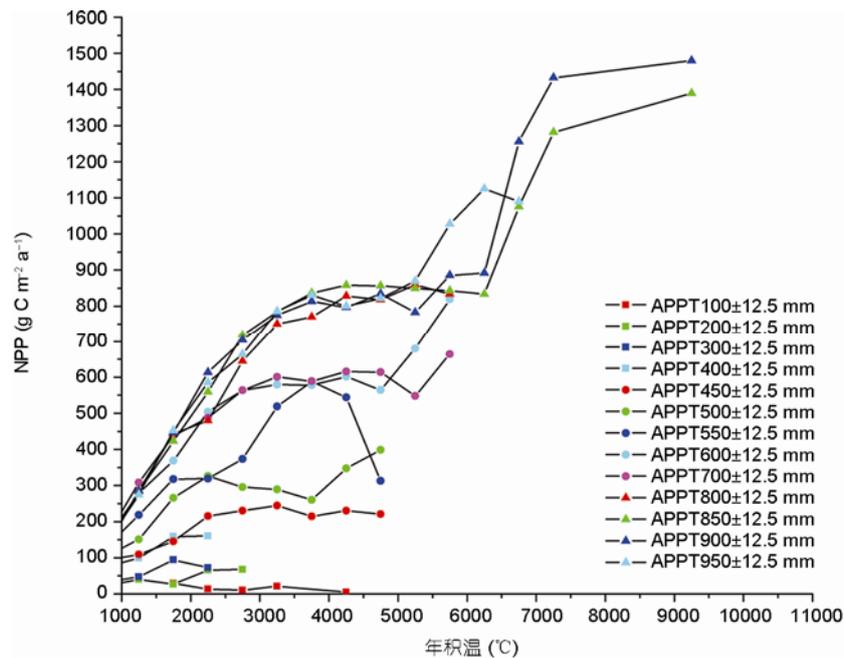


图 6 不同降水条件下植被净初级生产力与年积温的关系

表 4 二元线性回归拟合气温、降水与 NPP 关系

降水量区间	参数 a	参数 b	R <sup>2</sup>	显著性水平	样本数
< 450	0.96	0.67	0.77	P < 0.001	96
450~800	0.3	0.6	0.55	P < 0.001	142
> 800	0.1	0.9	0.83	P < 0.001	65

综上所述, 青藏高原东南部(450 mm 等降水量线以东)和西北部(450 mm 等降水量线以西)主导植被生产力变化的气象因子不同. 通过二元线性回归分析, 450 mm 等降水量线以西的区域(图 2 中白色系区域), 青藏高原植被生产力的主导因子是降水量. 由于降水量的限制, 此区域内植被多为高寒荒漠和高寒草原类植物, 生产力随温度的梯度变化较小, 基本保持在  $200 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  以内. 450 mm 等降水量线以东的东区域(图 2 中灰、黑色系), 植被类型丰富, 植被类型从高寒灌丛、高寒草甸至常绿阔叶林、寒温带性针叶林. 植被生产力控制因子为气温, 随着气温的升高, 植被净初级生产力有显著的提高, 最大可以超过  $1000 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .

### 3 结论

(1) 本文利用 MODIS 数据反演 PAR, 土壤湿度数据采用 AMSR-E 微波遥感数据, 驱动 GLO-PEM 模

型估算青藏高原净初级生产力. 克服了由于降水插值和辐射插值给模型结果带来的不确定性, 并且将模型驱动数据统一为 MODIS 数据源, 克服了不同尺度数据驱动模型带来的不确定性.

(2) 青藏高原模拟 NPP 与野外采样 NPP 关系明显, 与 2005 和 2007 年野外采样数据验证, R<sup>2</sup> 分别达到 0.93. 与其他模型结果对比, 取得了较好的模拟精度.

(3) 2005~2008 年青藏高原植被的净初级生产力平均总量为  $0.37 \text{ Pg C a}^{-1}$ . 总体分布是自东南至西北递减, NPP 在  $0\sim1500 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  之间变化. 青藏高原植被的水平分布规律受制于水热条件的组合, 由东南往西北, 气候也发生由暖到冷、由湿到干的变化, 相应地分布着常绿阔叶林、寒温带性针叶林-高寒灌丛、高寒草甸-高寒草原-高寒荒漠. 上述植被类型中, 常绿阔叶林的 NPP 最大, 为  $627 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ; 而高寒荒漠最小, 只有  $18 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .

(4) 青藏高原不同降水量区植被 NPP 与年积温表现为不同关系, 当年积温达到一定程度, 植被净初级生产力增速出现下降的趋势. 多元回归分析显示, 青藏高原东南部(450 mm 等降水量线以东)和西北部(450 mm 等降水量线以西)主导植被生产力变化的气象因子不同. 450 mm 等降水量线以西的区域, 青

高原植被生产力的主导因子是降水量, 450 mm 等降水量线以东的区域主导因子为气温。

(5) 传统生态模型中依靠降水数据估计土壤湿

度状况, 本研究利用 AMSR-E 数据替代生态模型中水量平衡算法估计土壤湿度, 避免因为降水插值引起的误差。

**致谢** 感谢审稿专家给本文提出的修改意见。本文的完成得到了中国科学院地理科学与资源研究所“三江源生态监测本底年综合评估”项目组全体研究人员的帮助。

## 参考文献

- 1 郑度, 姚檀栋. 青藏高原隆升与环境效应. 北京: 科学出版社, 2004. 1-564
- 2 吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势. 地理学报, 2005, 60: 3-11
- 3 黄玫, 季劲钧, 彭莉莉. 青藏高原 1981-2000 年植被净初级生产力对气候变化的响应. 气候与环境研究, 2008, 13: 608-617
- 4 Cramer W, Kicklighter D W, Bondeau A, et al. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Overview and key results. *Glob Biogeochem Cycle*, 1999, 5: 1-15
- 5 Field C B, Behrenfeld J, Randerson J T, et al. Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 1998, 281: 237-240
- 6 Field C B, Randerson J T, Malmstrom C M. Global net primary production: Combining ecology and remote sensing. *Remote Sens Environ*, 1995, 51: 74-88
- 7 Keeling C D, Chin J F S, Whorf T P. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO<sub>2</sub> measurements. *Nature*, 1996, 382: 146-149
- 8 Ruimy A, Kergoat L, Bondeau A. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Analysis of differences in light absorption and light-use efficiency. *Glob Change Biol*, 1999, 5(Suppl 1): 56-64
- 9 吕建华, 季劲钧. 青藏高原大气-植被相互作用的模拟实验: 植被叶面积指数和净初级生产力. *大气科学*, 2002, 26: 255-262
- 10 周才平, 欧阳华, 王勤学, 等. 青藏高原主要生态系统净初级生产力的估算. *地理学报*, 2004, 59: 74-79
- 11 朴世龙, 方精云. 1982-1999 年青藏高原植被净第一性生产力及其时空变化. *自然资源学报*, 2002, 17: 373-381
- 12 Prince S D, Goward S N. Global primary production: A remote sensing approach. *J Biogeogr*, 1995, 22: 815-835
- 13 Cao M, Prince S D, Small J, et al. Satellite remotely sensed interannual variability in terrestrial net primary productivity from 1980 to 2000. *Ecosystems*, 2004, 7: 233-242
- 14 Hunt E R. Relationship between woody biomass and PAR conversion efficiency for estimating net primary production from NDVI. *Int J Remote Sens*, 1994, 15: 1725-1729
- 15 Running S W, Coughlan J C. A general model of forest ecosystem processes for regional application I. Hydrological balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecol Model*, 1988, 42: 125-154
- 16 Ryan M G. A simple method for estimating gross carbon budgets for vegetation in forest ecosystems. *Tree Physiol*, 1991, 9: 255-266
- 17 Liu J, Chen J M, Cihlar J, et al. Net primary productivity distribution in the BOREAS region from a process model using satellite and surface data. *J Geophys Res*, 1999, 104: 27735-27754
- 18 Laake P E, Azofeifa G A. Simplified atmospheric radiative transfer modeling for estimation incident PAR using MODIS atmosphere products. *Remote Sens Environ*, 2004, 91: 98-113
- 19 Laake P E, Sanchez-Azofeifa G A. Mapping PAR using MODIS atmosphere products. *Remote Sens Environ*, 2005, 94: 554-563
- 20 Chen L, Gao Y, Yang L, et al. MODIS-derived daily PAR simulation from cloud-free images and its validation. *Sol Energy*, 2008, 82: 528-534
- 21 Chen J, Jonsson P, Tamura M, et al. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky-Golay filter. *Remote Sens Environ*, 2004, 91: 332-344
- 22 Kaufman Y J, Tanre D. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosols from MODIS. Algorithm theoretical basis document. Green belt, MD: NASA Goddard Space Flight Center, Revised October 26, 1998
- 23 Gao B, Kaufman Y J. The MODIS near-IR water vapor algorithm, Algorithm technical background document. NASA Goddard Space Flight Center, 1998
- 24 King M D, Tsay S C, Platnick S E, et al. Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius and thermodynamic phase. MODIS algorithm theoretical basis document no. ATBD-MOD-05. MOD06-Cloud product. NASA Goddard Space

- Flight Center, 1997
- 25 Menzel W P, Frey R A, Baum B A, et al. Cloud top properties and cloud phase algorithm theoretical basis document. Algorithm theoretical basis document. NASA Goddard Space Flight Center, 2002
  - 26 Knyazikhin Y, Glassy J, Privette J L, et al. MODIS Leaf Area Index(LAI) and Fraction of Photosynthetically Active Radiation Absorbed by Vegetation (FPAR) Product (MOD15). Algorithm Theoretical Basis Document, 1999
  - 27 Njoku E G, Jackson T J, Lakshmi V, et al. Soil moisture retrieval from AMSR-E. IEEE Geosci Remote Sensing, 2003, 41: 215–229
  - 28 Hutchinson M F. ANUSPLIN version 4.2 user guide. 2001
  - 29 Grant R H. Ultraviolet band photosynthetically active radiation environment to fine leaf surfaces in a maize canopy and implications for modeling. Agr Forest Meteorol, 1999, 9: 187–201
  - 30 Alados I, Foyo-Moreno I, Olmo F J, et al. Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrub-land. Agr Forest Meteorol, 2003, 116: 221–227
  - 31 李英年, 周华坤. 祁连山海拔高寒草甸地区植物生长期的光合有效辐射特征. 高原气象, 2002, 21: 90–95
  - 32 王旭, 尹光彩, 周国逸, 等. 鼎湖山针阔混交林光合有效辐射的时空格局. 北京林业大学学报, 2007, 29: 90–96
  - 33 李英年, 赵亮, 徐世晓, 等. 海拔高寒草甸生态系统定位站辐射气候特征. 山地学报, 2006, 24: 298–305
  - 34 Gill R, Kelly R H, Parton W J, et al. Using simple environmental variables to estimate below-ground productivity in grasslands. Glob Ecol Biogeogr, 2002, 11: 79–86
  - 35 Fan J, Shao Q, Liu J, et al. Assessment of effects of climate change and grazing activity on grassland yield in the Three Rivers Headwaters Region of Qinghai-Tibet Plateau, China. Environ Monitor Assess, 2010, 170: 571–584
  - 36 王启基, 周兴民, 张宴青. 高寒小嵩草草原化草甸植物群落结构特征及其生物量. 植物生态学报, 1995, 19: 225–235
  - 37 张金霞, 曹广民, 周党卫, 等. 高寒矮嵩草草甸大气-土壤-植被-动物系统碳素储量及碳素循环. 生态学报, 2003, 23: 627–634
  - 38 高清竹, 万运帆, 李玉娥. 基于 CASA 模型的藏北地区草地植被净第一性生产力及其时空格局. 应用生态学报, 2007, 18: 2526–2532
  - 39 罗天祥, 李文华, 冷允法, 等. 青藏高原自然植被总生物量的估算与初级生产量的潜在分布. 地理研究, 1998, 17: 832–840