

# 黑河流域生态系统动态模拟研究

## 摘要

全球气候变化越来越引起各国科学家、政府的关注,研究干旱区是全球气候变暖中响应机制和变化是非常重要的问题。黑河流域内分布着高山冰雪带—山区森林草原带—绿洲—荒漠,是一个研究不同景观在气候变化中的响应变化的理想区域。

与传统研究手段相比,生态模型克服了时空、设备和资金上的限制,解决了景观研究中的不可重复性,可以从多尺度研究景观生态的动态变化和预测。本论文利用陆地生态系统模拟模型TESim,将黑河流域按照植被分为阔叶林生态系统、针叶林生态系统、农田生态系统、荒漠生态系统、草甸草原生态系统、灌木生态系统和典型草原生态系统,模拟了1971~2005年黑河流域35年的动态变化。

对于模拟结果,本论文采用了实测数据、卫星遥感数据、涡度相关数据进行验证。验证结果表明, TESim模型能够较好的模拟黑河流域的动态变化,但是在营养元素结果输出、地下部分的模拟还存在不足。

本论文通过当前气候情景下的黑河流域生态系统进行模拟,对模拟结果中的净初级生产力(*NPP*)、异养呼吸(*HR*)和净生态系统生产力(*NEP*)的季节动态、年际动态和空间分布进行了分析。通过GCMs模型对未来气候情景的预测结果,对未来的气候变化进行情景假设,分为降水增加20%、气温升高1.4℃、降水增加20%+气温升高1.4℃三种情景进行模拟,得出未来可能的气候变化情景下黑河流域生态系统的*NPP*和*NEP*的变化情况。通过对当前气候情景和未来气候情景假设的模拟结果的分析,得出以下规律:

### 一、年际动态

从整个黑河流域来看,1971~2005年的35年间,*NPP*和*NEP*总的变化趋势是上升,*NEP*的年际间变化幅度较大,超过*NPP*的幅度。黑河流域的*NEP*在上世纪70年代到80年代中期,正值和负值数目大体相当,交替充当着“碳汇”和“碳源”的角色,在其后约20年内,基本上起着“碳汇”的作用。

从各个生态系统来看,灌木林、草甸草原、针叶林的年*NPP*最低值和最高值分别出现温度的最低年和最高年,荒漠的*NPP*与降水成正相关( $r=0.65$ ,  $P < 0.01$ )。

### 二、碳固定量

从整个黑河流域来看,单位面积*NPP*的平均值为  $62.2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ,*NPP* 总量平均值为 8.00

$\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，在 1971~2005 年的 35 年间， $NPP$  增长了  $2.77 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，约提高了 40%。

模型估算的 1971~2005 年流域的单位面积  $NEP$  的平均值为  $5.72 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ， $NEP$  总量平均值为  $0.74 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，表明 1971~2005 年期间黑河流域是一个碳汇。黑河流域的陆地生态系统总碳贮量为  $345.3 \text{ TgC}$ ，其中植被碳贮量和土壤碳贮量分别为  $22.0 \text{ TgC}$  和  $323.3 \text{ TgC}$ 。

不同生态系统的单位面积  $NPP$  由高到低的顺序依次为：阔叶林 > 针叶林 > 灌木林 > 草甸草原 > 农田 > 典型草原 > 荒漠。从不同生态系统的  $NPP$  总量来看，从高到底的顺序依次为：草甸草原 > 荒漠 > 典型草原 > 灌木林 > 农田 > 针叶林 > 阔叶林。

从碳储量的分布来看，上游的面积最小却是碳的主要贮存区，而下游有广阔的面积，但是单位面积的碳储量很低，整个黑河流域的碳产量呈现“大面积贫瘠，小面积富集”的特点。

### 三、未来气候变化情景下的动态变化

#### 1、降水和气温同时改变的叠加效应要超过单独一个因子变化的效应

#### 2、不同气候变化情景对 $NPP$ 和 $NEP$ 的作用是不相同的

降水增加 20%： $NPP$  和异养呼吸增加， $NPP$  的增幅要超过异养呼吸，从而使  $NEP$  也增加，都充当“碳汇”的作用。

温度升高  $1.4^\circ\text{C}$ ： $NPP$  和异养呼吸增加，部分植被生态系统  $NEP$  降低，成为“碳源”，但是整个黑河流域的  $NEP$  是增加的，充当着“碳汇”的作用。

降水增加 20%+气温升高  $1.4^\circ\text{C}$ ： $NPP$  和异养呼吸增加，但是不同生态系统的  $NPP$  和异养呼吸增幅不同，部分生态系统  $NEP$  下降且成为“碳源”，大部分增加，整个黑河流域仍然是“碳汇”。

#### 3、各个植被生态系统对降水和气温的改变的响应不同

未来气候变化情景的不同对  $NPP$  的影响是不同的，通过  $NPP$  对不同情景的响应进行分析，发现不同的生态系统对气温和降水的响应方式是不同的。

针叶林、荒漠对降水增加要比对气温升高更加敏感，草甸草原、阔叶林、灌木林对气温升高比对降水增加更加敏感。其中的原因各不相同，有些是由其所处的环境影响的，有些是由于模型的处理方案造成。

#### 4、草本植物对气温升高和降水增加的敏感程度要超过木本植物

通过对未来气候变化下的情景模拟，模型可以较好的模拟出相应的变化，各植被生态系统对降水和气温的响应结果可以得到较好的解释。

关键词：黑河流域 TEsIm 情景设置 净初级生产力 净生态系统生产力

# Study on Dynamic Simulation of Ecosystem in Heihe River Basin

Peng Hongchun (*Cartology and Geographic Information System*)

Directed by Professor Cheng Guodong

## Abstract

Governments and scientists in the world are paying more and more attention to global climate change. Study on the response of arid region to the global warming is an important issue. There are alpine ice-snow belt, forest-steppe zone, oasis and desert in Heihe River Basin, which is an ideal study region on a response of different landscape to climate change.

Comparing with traditional methods, an ecological model conquers temporal and spatial, equipment and fund limits, and resolves the non repeatability of landscape research and studies and predicts dynamic landscape change from multiple scales. This article simulated the dynamics of Heihe River Basin from 1971 to 2005 with TESim model which classified the vegetation into 7 classes, broadleaf forest, needleleaf forest, crop, desert, meadow, steppe and scrub ecosystems.

Simulated results were validated with data from measurements and remote sensing eddy covariance method. The validation shows that TESim model was able to simulate the dynamics of Heihe River Basin in a whole, whereas simulated nutrient elements and below-ground parts poorly.

This article analyzed the simulated results of net primary productivity (*NPP*) and heterotrophic Respiration (*HR*) and net ecosystem productivity (*NEP*) from seasonal and interannual dynamics. The three scenario setting of future climate change in Heihe River Basin, which were increments of 20% precipitation and 1.4 °C air temperature and the Simultaneous change of both, were assumed with GCMs prediction and the climate dynamics of the past 35 years. The results of current and future climate scenarios showed:

### 1. Interannual Dyanmics

The trend of *NPP* and *NEP* from 1971 to 2005 was increasing generally. The interannual change of *NEP* was more intensive than that of *NPP*. *NEP* in Heihe River Basin was positive and negative values in turn from 1970's to the middle of 1980's, which means that Heihe River Basin

played role in "Carbon Sink" and "Carbon Source". Heihe River Basin was a "Carbon Sink" thereafter.

## 2. Carbon Fixation

The mean  $NPP$  was  $62.2 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , total  $NPP$  was  $8.00 \text{ TgC.a}^{-1}$  in the past 35 years. The increment of total  $NPP$  was  $2.77 \text{ TgC.a}^{-1}$  and increased 40% from 1971 to 2005. The simulated  $NEP$  mean was  $5.72 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , and total  $NEP$  was about  $0.74 \text{ TgC.a}^{-1}$ , which shows that Heihe River Basin was a "Carbon Sink" during the period. The total carbon storage capacity in Heihe River Basin was  $345.3 \text{ TgC}$ , in which storage capacity of vegetation and soil were  $22.0 \text{ TgC}$  and  $323.3 \text{ TgC}$  respectively.

The sequence of  $NPP$  of vegetation ecosystems per area was broadleaf forest, needleleaf forest, scrub, meadows, crop steppe and desert ecosystems from high to low, and of total  $NPP$  was meadows, desert, steppe, scrub, crop, needleleaf and broadleaf forests.

Spatially the carbon storage capacity was distributed the upper range of the river mostly, which is the smallest part in the whole basin. Despite of the largest area, the storage capacity per unit in the lower basin was less. The distribution of carbon storage capacity was characterized by "Enrichment in a Small Zone, Poverty in a Large Zone".

## 3. Dynamics of future climate scenarios

The interactive effect of precipitation and temperature change surpassed ones of one-factor change.

The effect of different climate scenarios on  $NPP$  and  $NEP$  was different. In the scenario of precipitation change, the increment of 20% precipitation augmented  $NPP$  and  $HR$ . Because the increment of  $NPP$  exceeded that of  $NEP$ .  $NEP$  of all ecosystem were up and all ecosystems served as a "Carbon Sink".

In the scenario of temperature change, the increment of  $1.4^\circ\text{C}$  augmented  $NPP$  and  $HR$ , and  $NEP$  of part of ecosystems decreased, the ecosystems served as "Carbon Sources". But  $NEP$  of whole basin increased, and Heihe Basin played a role in "Carbon Sink".

In the scenario of Simultaneous change of precipitation and temperature, the change augmented  $NPP$  and  $HR$ , different ecosystems had different increment.  $NEP$  of part ecosystems were down and served as "Carbon Sources", and the others up. In a whole, Heihe Basin was a "Carbon Sink" in this scenario.

Responses of different ecosystems to precipitation and temperature changes were different. Needleleaf and desert ecosystems were sensitive to the temperature increase, the ecosystems of meadow and broadleaf forests and scrub to the precipitation change. Different ecosystems had different reasons for the sensitivity, which of part ecosystems were because of environmental factor, and of parts were the scheme of the model which substituted water potential of soil bottom for a model of below-ground water.

The herb vegetations were more sensitive to the change of temperature and precipitation than woody ones to that.

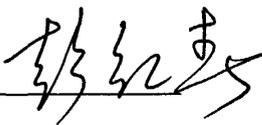
This article simulated the dynamics of Heihe River Basin with TESim model, and the simulated results reflected the dynamics of Heihe ecosystem in the scenarios of current and future climate changes, and the results were explained with proper reasons.

Keywords: Heihe River Basin; TESim model; Scenario Setting; Net Primary Productivity; Net Ecosystem Productivity

## 原创性声明

本人声明所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

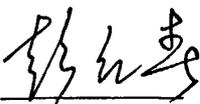
研究生签名：

日期：2007年5月29日

## 关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程研究所有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国科学院寒区旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内 容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：

日期：2007年5月29日

导师签名：  
\_\_\_\_\_

日期：2007年5月29日

# 第一章 前言

## 1.1 研究目的和意义

### 1.1.1 论文的选题背景

IPCC 的研究表明,从 1861 年开始,地球气候的变化趋势是变暖,地球表面的平均温度大约升高了  $0.6^{\circ}\text{C}$  (Zwiers *et al.*,2000) (图 1-1),全球气候变化越来越引起各国科学家、政府的关注,它所引起的环境变化也越来越与人类的生存息息相关。我国西北干旱区是全球变化中一个比较敏感的地区,其生态环境极为脆弱,自然灾害十分频繁,全球气候变化和人类活动诱发的土地沙漠化、土壤盐渍化、草地退化、河湖水质恶化、生物多样性减少等一系列生态环境问题日趋严重。全球气候持续变暖、气候异常和区域人类活动的干扰对中国干旱区山地—绿洲—荒漠生态系统产生了深远的影响。

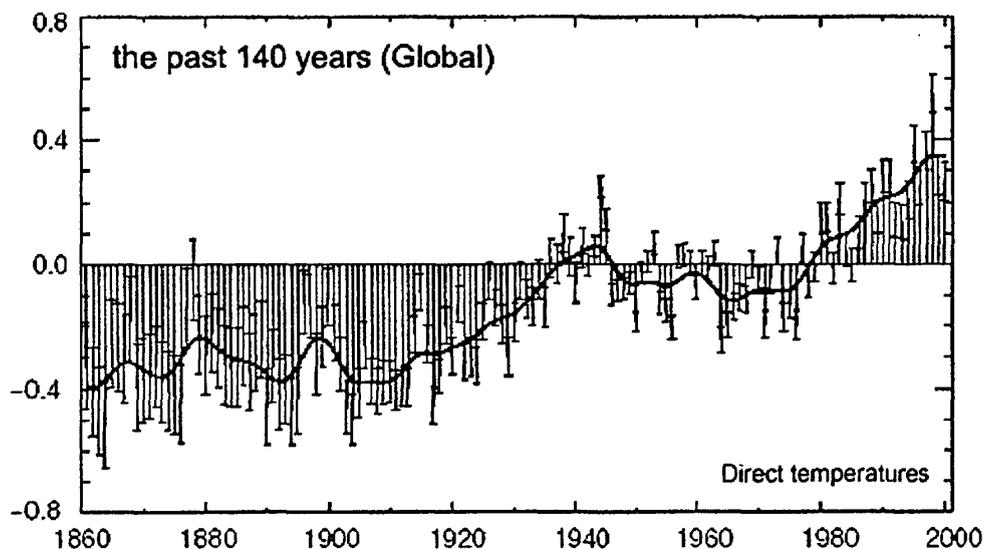


图 1-1 1860 年以来全球气温的变化

(引自 IPCC 2001 年报告, 横坐标代表年份, 纵坐标代表温度, 单位是摄氏度)

准确地预测气候变化和未来气候变化对生态系统的可能影响已经成为“国际地圈—生物圈计划(IGBP)”的主要研究目标。丹麦理论生态学家Jorgensen(1988)

说：“要想了解复杂生态系统的功能，在生态学中应用模型几乎是必不可少的”。近年来，利用计算机进行数值模拟和预测研究得到了迅速发展。这类研究为陆地生态系统碳循环研究的量化提供了较为科学、有效和理想的方法，极具潜力，在许多方面不可替代。比如，对区域甚至全球尺度碳循环格局及其变化的研究，对碳源碳汇未来格局变化的预测，只能在模式研究的基础上进行。又如利用模式所作的控制试验具有独特作用，可以通过设定实际观测很难见到的各种状况研究碳循环的许多关键过程，研究人类活动的影响等，也可通过控制试验研究碳循环的未来变化。在各种生态系统模型中，具有物理基础的机理模型克服了概念模型及统计模型的不足，可在时间尺度上进行生态系统的动态变化研究，具有广泛适用性，从而使得生态系统机理模拟成为过去10年碳循环研究中发展最快的领域之一。

实验手段、观测系统和计算机技术的进展，大力推动了生态系统模拟。过去10年以大型试验环境控制、涡度相关测定和定量遥感为代表的新技术手段的发展和运用推动了多尺度、长期生态试验和观测系统和网络的建立，获得和积累了大量的试验和观测数据，推动了模型的发展和运用。

在过去的20年里，随着计算机技术的广泛运用以及遥感等数据获取获取手段的革命性进展，使生态模型尤其是宏观植物生态模型得到广泛运用并日渐完善（Warning & Running, 1998）。对真实生态系统的模拟成为可能，卫星遥感观测第一次为大尺度提供了生态观测证据。特别是Tucker等人（1985）有关地面对可见光和近红外吸收的的差别（NDVI）与植被光合作用相关性的开拓性研究以来，遥感已成为生产力变化研究的主要手段。遥感是目前进行生态系统变化大尺度、连续和定量观测的唯一可行手段，它在生态系统研究中的优势在于观测环境条件、植被分布格局与活动和土地利用等动态变化，为生态系统模型运行提供高分辨率和实时变化数据。

### 1.1.2 研究意义

本文将通过模型模拟的方法对黑河流域生态系统的动态变化进行研究，具有以下意义：

- 1、有助于科学地认识我国西部干旱区生态环境变化，预测其变化趋势。

2、不同景观对气候变化响应是否一致，是一个非常重要的问题，尤其是研究大面积人工灌溉绿洲与荒漠景观之间对气候变化响应的差异，对于合理有效的流域管理具有重要的意义。

3、对极端干旱环境下的生态环境的变化特点及其规律进行探讨。

## 1.2 国内外研究进展

### 1.2.1 国外研究进展

随着全球气候变化，各国科学家越来越关心与人类息息相关的环境问题。作为陆地生态系统的非常重要的部分——植被，其对气候变化中的适应和反馈作用越来越被重视。植物生理生态特性的变化会带来生态系统的变化，最终是陆地碳循环过程发生改变。所以对植物生理生态过程的模拟非常重要。

#### 1.2.1.1 光合作用模型

现有的光合作用模型按各类不同的建模目的和数据条件可以归纳为三种类型：基于经验公式的生产力模型、基于机理的生产力模型和光能利用率模型。

##### 1、基于经验公式的生产力模型

上世纪 70 年代初，Lieth 首倡通过环境变量用模型估算净第一性生产力，Miami 模型就是 Lieth 在 1971 年于迈阿密的一个学术研讨会上提出的第一个估算模型，为净第一性生产力 ( $NPP$ ,  $g\ m^{-2}\ a^{-1}$ ) 的计算开辟了一条新路径 (Lieth, 1971)。该模型通过对大量  $NPP$  实测资料和相应气候资料的比较分析，发现它们与年均气温 ( $T$ ,  $^{\circ}C$ ) 及年降水 ( $P$ ,  $mm$ ) 都具有密切的相关关系：

$$NPP(T) = 3000 / [1 + e^{(1.315 - 0.1197T)}]$$

$$NPP(P) = 3000 \times [1 - e^{(-0.000664P)}]$$

其后，Lieth 在 Thornthwaite 研究的基础上，于 1972 年在 Montreal 举行的第 22 届国际地理学大会上，提出由实际蒸发散量 ( $ET$ ,  $mm$ ) 预测净第一性生产力的模型，即 Montreal 模型，后来改称为 C. W. Thornthwaite 纪念模型：

$$NPP(ET) = 3000 \times [1 - e^{-0.0009695(ET-20)}]$$

日本学者 Uchijima 等 (1985) 基于植被上层的  $CO_2$  通量与水汽通量之比确

定植被水份作用效率，利用国际生物学计划（IBP, International Biology Program）研究中取得的 682 组森林植被资料及相应的气候因素通过统计分析而建立模型。该模型通过计算太阳辐射、光合有效辐射与净辐射（ $R_n$ ）和辐射干燥度（ $RDI$ ）<sup>1</sup>，得到  $NPP$  与净辐射的统计关系，即 Chikugo 模型，该模型考虑了最基本的生理生态机理：

$$NPP(RDI, R_n) = 0.29 \times R_n \times e^{-0.216RDI^2}$$

## 2、基于机理的生产力模型

关于光合作用的深刻机理是 20 世纪 80 年代才揭示出来的。最早提出光合同化形成机制的模型是 Farquhar 等（1980）提出的。他们最先提出了光合速率同时被光合酶促反应的羧化速率和光合过程中电子传递的光量子效应所决定，

Ball 等（1987）观察到植物可以通过改变叶气孔导度的大小控制进入叶胞间  $CO_2$ 、 $H_2O$  通量，得出了气孔导度与净光合速率、空气湿度和叶表二氧化碳分压关系模型。其后 Collatz 等（1991）把光合产物的外输速度限制也看成是另一个光合速率的决定，因此产生了基本的光合输出机理模型。

当前，多数碳循环模型都采用了上述光合机理模型的框架，所不同的是对个别过程的重新参数化。例如，一些模型不考虑  $C_3$  和  $C_4$  植物的光合机制的差别，如 CARAIB<sup>2</sup> (Warnant *et al*, 1994)、BIOME3 (Haxeltine *et al*, 1996)、BIOME-BGC (Running, 1991; Running *et al*, 1993) 和 LoTEC (Post *et al*, 1997; King *et al*, 1997) 等；而另一些则考虑这种差别，如 SiB2 (Sellers *et al*, 1996)、IBIS (Foley *et al*, 1996, 1998)、LSM (Bonan *et al*, 1996) 等；还有一些模型可以分阳面和阴面叶分别考虑计算光合作用，如 BEPS (Liu *et al*, 1997)、CLASS (Verseghy, 1991)、ECOSYS (Grant, 2001a, 2001b) 等。更加详细的信息，可以翻阅附表 7。

## 3、光能利用率模型

另一类初级生产力经验模型是基于遥感信息的，即光能利用率模型，这类模型主要是考虑光合有效辐射和光合有效辐射有效比率  $fPAR$ ，

$$GPP(fPAR, PAR) = fPAR \times PAR \times LUE \times f(T, W, CO_2)$$

<sup>1</sup>辐射干燥度（ $RDI$ ）是辐射能量的年净收入与蒸发掉年降水所需的能量的比值（ $=R/r$ ），是表示气候干燥程度的一种指数。

<sup>2</sup>模型全称见附录 2

$LUE$  (Light Use Efficiency) — 光能利用率

$f(T, W, CO_2)$  — 温度、土壤湿度、大气中  $CO_2$  浓度对辐射的世纪光合利用效率的影响

这类模型的代表模型有: CASA (Field *et al*, 1995)、TURC (Ruimy *et al*, 1996)、SiB2 (Sellers *et al*, 1996)、GLO-PEM (Prince, 1991)。不过这几个模型稍有不同, CASA 建立的是  $NPP$  与  $PAR$  的关系, 而 TURC、SiB2、GLO-PEM 建立的是  $GPP$  与  $fPAR$  的关系。

目前经验性生产力模型的主要发展趋势是, 不再采用单纯的生产力—气候经验关系, 而是采用基于遥感信息的生产力-光合有效辐射吸收率-环境综合模型。

### 1.2.1.2 生态系统模型的研究进展

生态系统过程模型又称机理模型 (Mechanistic ecophysiological models) 或生物地球化学模型 (BGC, Bio-GeoChemistry Models) 该类模型的机理性和系统性较强、具有处理不同过程的交互和反馈作用的能力、在不同条件下能灵活而详细地描述生物学过程, 但是由于过程模型往往设计比较复杂, 要求输入参数多, 这也会因数据的可获取性而导致模型受到实用性的限制 (陈镜明, 1996)。

按照在整个模拟过程中, 任一区域内植被的类型或结构能否进行自主适应于环境的变换, 区域尺度的陆地生态系统碳循环模型可分为基于静态植被的生态系统碳循环模型和基于动态植被的生态系统碳循环模型。

#### 1、基于静态植被的生态系统碳循环模型

依照模型的主要应用目的不同分为三类: 生物地理模型、生物地球化学模型、陆气界面生物物理模型。

生物地理模型的主要目的是模拟现实气候与区域植被的对应关系, 或者说因气候变化而引起的生物分布的变迁。生物地理模型以植物对环境的生态生理适应性和资源竞争能力为基础模拟植被分布和组成, 它们应用植物功能类型的概念把植物分为乔木、灌木和草本生活型 (Lifeform), 针叶和阔叶及常绿和落叶生理类型, 以及  $C_3$  和  $C_4$  光合类型。代表模型有 BIOME3、DOLY (Woodward *et al*, 1995) 和 MAPPS (Neilson, 1995)。这类模型的缺点是不能模拟生态系统的功能。

生物地球化学模型以气候、土壤条件和植被类型为输入变量, 模拟生态系统光合作用、呼吸作用和土壤微生物分解过程, 计算植物-土壤-大气之间碳和养分循

环以及温室气体交换通量,主要用来模拟3个关键循环:碳、水和营养物质循环。而生物地球化学模型部分主要模拟给定的生态系统每月的碳和营养物质动态,地上、地下过程都被详细模拟,包括植物生长、土壤有机物分解和水、营养物质循环。生物地球化学模型主要用来模拟在当前或历史气候条件下的生态系统过程,加深对生态系统功能基本理论的理解,其最重要的应用是预测生态系统对全球变化尤其是大气中温室气体包括CO<sub>2</sub>浓度增高的反应,缺点是不能模拟生态系统类型的分布。

代表性模型有: CENTURY (Parton *et al.*, 1993)、TEM (Raich *et al.*, 1991; McGuire *et al.*, 1992, 1995)、FBM (Kindermann *et al.*, 1993)、HRBM (Esser *et al.*, 1994)、BGC-FOREST(Running & Coughlan, 1988)以及由其发展而来的 BIOME-BGC、GESSys (Hunt *et al.*, 1996)和 RHESSys(Band *et al.*, 1993)。其中的 CENTURY 模型对土壤碳循环的模拟方案,是目前大部分模型采用的方法,也是今后对土壤有机碳分解过程模拟最有前途的方案。该方案是把土壤碳库分成了地上和地下结构性凋落物、地上和地下代谢性凋落物 4 个碳库。

陆面生物物理模型的主要目的是研究陆面覆盖(生态系统)对其临近大气特征的反馈作用,以 Monteith-Penman 方程和 Darcy 方程(土壤液态水垂直交换与重力和基质水势的关系)为基础,考虑植物叶片对不同波段辐射的选择吸收和反射以及植被冠层对蒸腾作用、水热转化和动量交换的影响等,对土壤-植物-大气连续体的水热交换过程进行统一的描述。

代表性模型有: SiB 系列 (Sellers *et al.*, 1986, 1996)、LSM (Bonan, 1996)、CLASS (Verseghy, 1991)、BATS (Dickinson *et al.*, 1993) 和 LEAF, 它们都是很有效的陆面生物物理模型(Dickinson, 1995), 该类模型多用于气候研究。这类模型的缺点是对碳在植被和土壤中的运移过程描写太简单, 仅给出界面上的通量, 对碳库量不加考虑。这类模型一般适用于较大面积(景观尺度以上), 不适合于生态系统尺度(斑块尺度)的模拟。

## 2、基于动态植被的生态系统碳循环模型

这类模型的特点就是用动态植被模型的输出结果作为输入, 代替陆地生态系统中的植被类型, 或者说把动态植被模型和静态植被的生态系统模型耦合起来, 从而解决估算季节际、年际和年代际以上区域森林生态系统碳收支变化的估算问

题。可分为三类模型：动态植被-生物物理模型 (Foley *et al*, 1996)、动态植被-生物地球化学模型、动态植被模型。

动态植被模型的主要特征是植被类型可以以月或年为步长逐渐变化, 某些植被结构会以天为步长变化, 植被物候也匹配以日到星期为时间步长。其应用于碳循环的主要改进是耦合了以月到年为时间步长的土壤元素循环过程模型, 解决了估算季节、年际和年代际以上生态系统碳收支变化问题。

代表模型是 LPJ (Sitch, 2000), 其设计上类似于静态植被模型 BIOME3, 可以称为生物地理型模型, 不需要增加新的输入参数, 得到的却是依时间步长变化的植被类型、组成和结构。另一类动态植被模型, 是基于种群竞争理论的植被功能竞争排斥模型。例如, TRIFFID 模型 (COX *et al*, 2001)。

动态植被-生物地球化学耦合模型以动态植被为基础的生物地球化学模型, 把生物地球化学模型的初始植被(随后固定)用依赖于气候和土壤变化的动态植被演替, 使得每个时刻的植被的结构(包括冠层叶面积剖面、植物高度分布)和组成特征(包括物种或植物功能型的配比)更接近实际, 植被的光合、呼吸、凋落参数由于严格依赖于植被结构和组成, 所以光合、呼吸和凋落乃至土壤分解过程的模拟更加客观。代表性模型是 HYBRID 模型 (Friend *et al*, 1997) 和 LPJ-TEM (Pan *et al*, 2002)。

动态植被-生物物理耦合模型主要是回答两个问题: 植被如何影响陆面过程, 从而影响大气系统; 气候变化如何作用于植被。这类模型的基本特点是: 气候在大尺度和小尺度上都影响植被, 而植被仅仅在更小时间尺度上影响气候过程。这类模型的代表就是集成生物圈模拟器 (Foley *et al*, 1998)。这一类模型代表着全球碳循环模型的研究方向, 因为其正好反映了全球碳循环过程的复杂性, 即全球碳循环过程受到生物物理学、生物地球化学和植被演替诸个时间尺度截然不同自然过程的影响。

### 1.2.1.3 植物生理生态学的发展

植物生理生态学(Plant Physioecology) 是研究生态因子与植物生理现象之间关系的科学, 它从生理机制上探讨植物与环境的关系、物质代谢和能量流动规律以及植物在不同环境条件下的适应性(Larcher, 1995)。由于它能够给许多生态环境问题以生理机制上的解释, 因而得到日益广泛的重视, 推动了生态模拟模型的

发展。

围绕区域或全球碳循环,各国科学家对森林、农业活动、极地冻原、海洋生态系统对温室气体的影响进行了大量的研究 (Valentini *et al.*, 2000; Robertson *et al.*, 2000; Hu *et al.*, 2001; Oechel *et al.*, 2000; Rivkin *et al.*, 2001; Watson *et al.*, 2000; 蒋高明, 2001), 获取了第一手的实验数据。

对植物在胁迫环境下的植物生理生态响应,例如植物适应高温和低温的机制 (Filella *et al.*, 1998; Rossa *et al.*, 1989; Taub *et al.*, 2000; Singsaas *et al.*, 2000)、过量的光辐射在植物中产生的光胁迫 (Thiele *et al.*, 1997; Krause *et al.*, 1999; Manuel *et al.*, 1999; Maxwell *et al.*, 1999; Rivadossi *et al.*, 1999; Barth *et al.*, 2001)、紫外辐射 (Jansen *et al.*, 1998; Sandermann *et al.*, 1998; Schnitzler *et al.*, 1999; Laakso *et al.*, 2000)、盐胁迫 (Bohnert *et al.*, 1996; Gosset *et al.*, 1996; Hernández *et al.*, 1999; 2000)、干旱胁迫 (Cohen *et al.*, 1983; Jones *et al.*, 1985; 滕文元等, 1993; Schlze *et al.*, 1972; Menzel *et al.*, 1986; 汤章城, 1986; Syvertsen *et al.*, 1982; Torrecillas *et al.*, 1988) 等进行了大量的研究。

在这些研究中,研究的技术手段也在不断更新中,例如稳定同位素技术解释了很多悬而未决的问题,利用生态探针 DNA 技术研究微生物活动对碳循环的作用 (Radajewski *et al.*, 2000)、对长期水分利用效率的指示研究 (Qu *et al.*, 2001) 等,在自然状态下植物群落对高 CO<sub>2</sub> 浓度响应的 FACE (自由 CO<sub>2</sub> 施肥实验) 进行野外气体的分析技术也取得了重要进展 (Valentini *et al.*, 2000; Garcia *et al.*, 1998; Smith *et al.*, 2000)。

植物生理生态过程的模式参数化方法很大程度取决于对植物生理生态机理的了解程度,如对光合作用机理的研究较深入,光合作用模型就得到较全面和深入的发展。可见,植物生理生态过程的模式研究必须是有生理生态研究者与数值模式研究者的共同参与的工作,需要不断改进和深入。

#### 1.2.1.4 先进仪器的应用

20 世纪 80 年代末,一大批先进的生理生态测试仪器相继问世,为植物生理生态学的研究提供了新的研究手段,也应运而生了大量的研究成果。如美国 Li-COR 公司生产的便携式光合作用测定系统,可在植株活体条件下同步测定光合速率、蒸腾速率、气孔导度、胞间 CO<sub>2</sub> 浓度,并可同步监测光合有效辐射、气温、空气

相对湿度、大气 CO<sub>2</sub> 浓度等环境因子的变化,测定时间短、采集的数据量大、精度高,利于建立植物与环境相互作用的生理生态模型(周海燕,2001),例如喻梅等(1998)就利用该仪器采集的大量数据,建立了干旱区植物的生理生态模型。利用该测定系统,国内学者近十余年来先后毛乌素沙地、腾格里沙漠、科尔沁沙地和沙坡头地区等地方的干旱区植物进行了研究(周海燕等,1996;张利平等,1998;周海燕,2000;蒋高明等,1996),测定了油蒿、中间锦鸡儿、旱柳和青杨冷蒿、差巴嘎蒿、小叶锦鸡儿和杂交杨的光合、蒸腾等生理生态特性。

PV 曲线技术的应用为沙生灌木体内水分状况的研究找到了一个新途径,有关学者利用该技术研究大量沙生灌木的水分生理生态学特性,以及在干旱胁迫条件下体内水分的变化特征(董学军,1994;董学军,1998;王孟本等,1996a;1996b;周海燕,1999;周海燕和赵爱芬,2000;周海燕等,2000)。

不同学科的学者为了准确测定森林耗水量,在叶片、单株到林分3个水平上,做了许多尝试,发展了很多的方法,以寻找适当的测定蒸腾量方法。其中的热技术方法经历半个多世纪的发展和不断完善,如茎部热量平衡法(SHB)(Grimes *et al*,1995; Whiltshire *et al*,1995)、树干热平衡法(THB)、热脉冲法(HPVM)(Huber,1932; Marshall,1958)、热扩散法(TDM)(Granier,1985)。这些技术为准确测定树木的水分运输格局和储存、水分利用提供技术支持;同时可以更加深入揭示树木水分利用与气孔导度、叶水势、叶面积、边材面积和整树水分导度关系。若同时利用同位素法来识别树木根部水分吸收的来源,可完整清楚地了解树木根部水分吸收、树干传导、叶部散逸等树木生理自身调节机制及与外界环境因子的关系,揭示复杂多变的树木生理过程。同时通过长期连续测定不同地带性森林主要树种的蒸腾量,为正确评价森林的水文效应提供科学的数据支持,并为在斑块、景观、区域乃至全球尺度的植被模型提供可靠的水分参数。

陆地生态系统CO<sub>2</sub>和水热通量的长期观测研究一直是国际上关注的热点问题。由于涡度相关法(eddy covariance method)是通过测定大气中湍流运动所产生的风速脉动和物理量脉动,直接求算能量和物质通量。从这个意义上来说,涡度相关法在通量求算过程中,几乎不存在任何假设(Moncrieff *et al*,1996)。因此,涡度相关技术自从Swinbank(1951)开始应用于草地感热和潜热通量的测定,到1968年进行近地大气边界层大规模观测中超声风速计的使用(Kaimal *et al*,

1994)。目前已经广泛应用于陆地生态系统CO<sub>2</sub>吸收与排放的测定中(Grace *et al.*, 1996; Goulden *et al.*, 1996; Black *et al.*, 1996; Berbigier *et al.*, 2001)。目前涡度相关法已经成为直接测定大气与群落CO<sub>2</sub>交换通量的主要方法,也是世界上CO<sub>2</sub>和水热通量测定的标准方法(Balcochi, 1996),所观测的数据已经成为检验各种模型估算精度最权威资料。该方法已经得到为气象学和生态学家们的广泛认可,成为目前通量观测网络FLUXNET的主要技术手段。

TRAC、LAI2000仪器对叶面积的测定,也为模型提供了输入或者验证数据。

#### 1.2.1.5 数据的积累

建立长期定位观测站,是当今陆地生态系统研究中最常采用和不可替代的方法,也是生态系统研究的基础,是揭示生态系统结构与功能变化规律的重要手段。从上世纪80年代以后,各国相继建立了大量的野外观测站,例如我国的CERN,美国的LTER,英国的ECN,加拿大的EMAN,全球陆地观测系统GTOS,全球气候观测系统GCOS,全球海洋观测系统GOOS等,为生态模型提供了大量生态系统检测数据和历史资料,为大区域和长时间尺度的生态系统模型的开发奠定了良好的基础。这些定位观测站针对不同的生态系统,选择固定样地或测站对生态系统的组成、结构、生物量与生物生产力、养分循环、水循环、能量利用、植物光合与呼吸量、凋落物、土壤碳、氮含量等进行长期的动态监测,从而获得大量规范、系统、可比的数据。这些观测数据不仅可以用来研究生态系统的各种过程、机理,也可以作为建立模型的验证数据集和输入数据集。

FIFE、GAME-TIBET、GAME-SAHEL、BORES、HEIFE、IMGRASS等国际大型的地—气相互作用野外观测实验研究,也为生态模型提供了大量的观测数据。

为了配合近年来一系列的国际合作计划(IGBP、WCRP、IHDP等),国际上于1997年组建了全球性的通量观测网络(FLUXNET),其后有相继出现EUROFLUX、AmeriFlux、Fluxnet-Canada、MEDEFU、AsiaFlux、ChinaFlux等研究碳循环的大型国际项目,得到大量的观测数据,为模型提供了大量驱动数据、参数和验证数据。

#### 1.2.1.6 遥感的研究进展

卫星遥感技术首次使大范围、快速、连续、客观和直接监测和记录生态系统

变化成为可能，已经成为生态系统研究中的关键技术手段和重要研究方向。

遥感技术在 LUCC 与陆地碳循环方面的应用主要表现在两个方面：一方面，人们能够通过遥感影像解译陆地表层土地覆盖的变化，再通过计算不同土地覆被类型的碳储量来研究土地覆被变化对陆地生态系统碳循环的影响；由于遥感技术的发展，已经有多种遥感数据被用于 LUCC 研究。另一方面，遥感数据也被直接用于观测陆地碳通量等地球表面生物地球化学过程。比如美国地球观测系统 (EOS) 就定期生产陆地表面 1km 空间分辨率的陆地生态系统总初级生产力 (GPP) 和净第一性生产力 (NPP) 数据 (Running *et al.*, 2000)。上述遥感方法的应用极大地推动了 LUCC 的研究进展。

传统的土地覆盖、土地利用制图主要采用地面调查和测量的手段，具有工作量大、更新周期长等缺点。遥感技术提供了确定土地覆盖类型和面积的能力，是地面调查技术的一次质的飞跃 (延昊, 2002)。特别是全球 1km NOAA 数据集产品的提供，为大范围的森林监测和制图提供了一条可能途径。

近 10 年来各国都广泛运用 AVHRR 数据，采用不同的分类算法进行土地利用和土地覆盖分类。采用归一化植被指数 (NDVI)，便于进行区域和结果的统一比较。到目前为止，已形成全球 1km 分辨率的土地覆盖产品。代表性的有两种全球 1km 土地覆盖产品：IGBP DISCover 和 UMD 1km 土地覆盖产品 (Hansen *et al.*, 2000)。

进行空间大尺度土地覆被分类的重要意义在于因此可以理解土地覆被类型的空间配置，即空间分异规律以及各种覆被类型正在发生的变化。NOAA/AVHRR 对光谱的红光及近红外光的敏感性导致了其被大量应用于地表研究。由于随着时间的变化，不同土地覆被类型的光谱特征表现出不同的变化形式，所以这种变化可以被用来区分不同的土地覆被类型。已有大量的工作来评估卫星遥感数据特别是 NOAA/AVHRR 数据在表征和分类大区域的土地覆盖中的作用 (Coward *et al.*, 1985; Justice *et al.*, 1985; Townsend *et al.*, 1985, 1986, 1987; Tucker *et al.*, 1985; Loveland, 1991; Rowshend, 1994)，并且利用这些数据建立多时相的对地观测数据库，例如非洲大陆季节土地覆被图、全美季节性土地覆被图、全球土地覆被图等。

1994 年，由 Townshend 为国际遥感杂志特别主编了“由 AVHRR 建立全球土

地数据库”专辑，全面总结了利用 NOAA/AVHRR 资料对全球及区域土地利用/土地覆被动态进行监测研究的技术与方法以及现状问题。美国的“地球观测系统”（Earth Observation System: EOS）计划大大提高对不同空间尺度地球表层的动态监测能力，使得建立以土地利用/土地覆被动态变化为特征的地球表层动力学将成为现实。MODIS 250m 分辨率全球数据的提供将兴起新一轮全球环境变化遥感研究的高潮。

传统的植被分类，更新时间长，远远不能满足目前对数据更新的要求。另外，由于传统的植被分类是基于潜在植被成图的，所以不能反映真实的情况。传统植被分类方法的这些劣势恰恰是遥感的优势所在，可以通过植被指数对植被进行分类，首先，遥感获取的是现实植被分布而不是潜在植被分布，真实地反映了植被实际的空间分布（盛永伟等，1995）。其次，由于遥感数据更新速度快，在植被分布变化的及时表达上具有极大的优势。能有效地满足模型和研究对于快速了解现实植被分布的需求。

随着卫星遥感资料的不断丰富，使用卫星遥感资料进行植被的物候的研究是近年来遥感应用的一个热点。高时间分辨率的 NOAA AVHRR 数据可以根据植被季相的不同来区分不同的植被类型。这种方法所用的技术主要是根据不同植被类型的 NDVI 值随时间变化形式来区分各种植被类型。NOAA/AVHRR 数据已被广泛用于描述植被的区域分布及季相变化情况。它使得研究者能够深入理解区域、大洲甚至全球尺度的植被动态以及超过 10 年以上的年际变化。Defries 等（1995）应用季节性植被在不同的物候期有不同的遥感特征，使用物候参数进行了植被制图，其后 Moulin 等（1997）对全球植被季节性的数量特征进行了概述，用休眠—生长—衰老时期来描述植被的季节循环，用 NDVI 的动态变化决定植被开始季节性增长和落叶的日期，从地面观测资料计算对应日期的 5℃ 以上积温，在模式中就用得到的积温值作为物候期的判据。

反演生物物理参数是遥感在生态研究中的另一个主要作用（Plummer, 2000），是用遥感数据提供模型所需要参数的估测，测试、订正或验证模型的预测，更新或调整生态学过程模型，用生态学过程模型来理解遥感数据。与传统的地面观测相比，遥感技术在获取陆表参数具有独特的优势，其优势在大尺度方面表现尤为显著，目前已被广泛地应用于生态系统模拟中（方精云，2000）。

通过遥感技术手段,可以获得植被面积、*NPP*、*NEP*等宏观参数,另外也可以通过直接或间接手段,从遥感数据中得到其他参数,例如LAI、冠层化学组分、冠层温度、气孔导度、PAR、APAR、冠层结构、土壤含水量、地表温度等参数,而这些参数是生态模型很重要的参数。卫星遥感在模型参数化、驱动模型及模型验证中的作用得到碳循环研究者的认同(Running, 1998; Running *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2000)。

## 1.2.2 国内研究进展

我国生态模型的研究始于上世纪80年代,80~90年代主要还是将国外相关模型进行应用和适应性改造,形成了自己模型,近年来自主开发了一些优秀的生态过程模拟模型。

### 1.2.2.1 模型应用

国内学者将各种国外模型在中国进行了应用。例如张新时等(1993)首次将Holdridge生命地带系统与Chikugo模型向结合,研究全球变化对于中国植被的分布与生产力的可能影响。肖向明等(1996)利用CENTURY模型应用到内蒙古草原,模拟羊草草原和大针茅草原的生物量动态和土壤有机质含量以及对于未来气候变化的反应。Cao等(1998)等基于IPCC IS92a情景数据,利用CEVSA模式模拟了1861年到2070年间生态系统碳循环对全球气候变化的相应。高志强等(2004)应用过程CEVSA模型和遥感模型GLO-PEM模拟估计的中国北方20年的*NPP*数据同其20年气候数据结构,以及遥感获得的两期土地利用数据,对二者的结果进行比较分析、以及气候对*NPP*的影响。

Gao等(1997)在中国东北样带(NECT),应用AVHRR遥感数据计算的NDVI,模拟在CO<sub>2</sub>浓度加倍、降水增加的气候情景下*NPP*的变化。Gao等(1998)又对NECT进行模拟,预测在2倍CO<sub>2</sub>、增加20%的降水、增温4℃的条件,落叶林、针叶-阔叶混合林、典型草原、湿地、盐化草甸的*NPP*下降15%~20%,落叶阔叶林、林地和灌木、草甸草原、荒漠草地则增加20%~115%。

### 1.2.2.2 模型发展

众多学者在把国外模型应用与中国的时候发现,尽管很多模型在国外得到很好的应用,模拟效果很好,但是在中国模拟效果不是很理想,不能适应中国的自

然环境。因此,开始在国外模型的基础上开始改进。起初改进的生态模型都是基于模拟净第一性生产力( $NPP$ )的模型,例如Chikugo模型在推导过程中是以土壤水分供给充分、植物生长很茂盛条件下的蒸散来估算自然植被 $NPP$ 的,对于世界广大干旱半干旱地区该条件并不满足,而且该模型并没有包括草原与荒漠等植被资料,北京模型、综合模型等就是基于Chikugo模型的缺陷而改进形成的。

### 1 北京模型

朱志辉(1993)为弥补Chikugo模型对于草原及荒漠考虑的不足,以Chikugo模型为基础,增加了Efimova在IBP期间获得的23组自然植被资料及中国森林和草原46组资料建立的Chikugo改进模型,称为北京模型,其公式:

$$NPP = 6.93 \exp(-0.224RDI^{1.82}) \times R_n \quad RDI < 2.1$$

$$NPP = 8.216 \exp(-0.498RDI) \times R_n \quad RDI > 2.1$$

式中: $NPP$ 和 $R_n$ 的单位分别是 $t.DM.hm^{-2}.a^{-1}$ 和 $GJ.m^{-2}.a^{-1}$ 。但是,该模型在建立过程中采用了大量的人工林资料。

### 2 综合自然植被净第一性生产力模型(简称综合模型)

考虑到Chikugo模型对于干旱和半干旱地区水分不足及没有包括草原与荒漠等植被资料的不足,周广胜与张新时(1995)基于Chikugo模型相似的推导过程,根据植物的生理生态学特点及联系能量平衡和水量平衡方程的实际蒸散模型,根据Efimova在国际生物学计划(IBP)期间获得的世界各地的23组森林、草地及荒漠等自然植被资料及相应的气候资料建立了自然植被 $NPP$ 模型:

$$NPP = RDI \times \frac{rR_n(r^2 + R_n^2 + rR_n)}{(R_n + r)(R_n + r^2)} \times \exp[-(9.87 + 6.25RDI)^{0.5}]$$

其中 $R_n$ 为地表净辐射, $r$ 为降水量,二者的单位都换算成了毫米(mm),该模型是以与植被光合作用密切相关的蒸散为基础,综合考虑了诸因子的相互作用。经过比较,该模型优于Chikugo模型,特别是对于干旱半干旱地区。

### 3 水热双因子复合估算模型

刘洪杰(1997)用湿润指数作为水分变量,用Holdridge的生物温度(BT)以取代年平均气温,建立水热双因子复合估算模型:

$$NPP = 3000 \times \left[ \frac{1 - \exp(-0.00031W)}{1 + \exp(0.12345 - 0.2606T)} \right]^{0.5}$$

$W$  为湿润指数<sup>\*</sup>,  $T$ 为温度指数。

#### 4 AVIM模式

随着对国外模型的适应性改造、模型剖析的深入,国内逐渐自主开发一些比较优秀的生态模型,这些模型对中国的自然环境、植被状况进行充分的考虑,AVIM模型就是其中之一。

AVIM模式的全称为植被与大气相互作用模式(Atmosphere-Vegetation Interaction Model),是由季劲均和吕建华等人创建和发展(Ji, 1996; 吕建华, 1999)。AVIM模式主要由两个模块组成:陆面过程模块(PHY)和植被生理生长模块(VEG)。AVIM区别于其他模式的一个重要特点在于将陆表物理过程和植被的生理过程形成不可分割的整体。

AVIM模式首先用于青藏高原,其后Lu等(2006)对AVIM模型进行了修改,应用到东北样带(NECT),对NECT进行了41年的模拟。李银鹏等(2004)、何勇等(2005)将AVIM模型用于对内蒙古半干旱草原和全国进行了模拟。

AVIM模型包含了大气—植被—土壤之间的物理传输和植物的生理生长过程,缺乏土壤碳的动态变化过程。Li *et al* (2001)耦合了一个土壤碳库变化和异氧呼吸的模块,初步构成了一个陆地表层水分、热量和碳交换的模型,称为AVIM2(Atmosphere-Vegetation Interaction Model version2),并且参加了GEWEX/WCRP组织的陆面参数化方案(包括地表碳通量)国际模式比较计划(PILPSC)。比较结果表明AVIM2与其它同类国际先进模型处于同一水平上。

#### 5 TESim模型

TESim模型也叫做陆地生态系统模拟器(Terrestrial Ecosystem Simulator),是北京师范大学高琼教授在过去工作的基础上,从模型的构建到代码的编写,全部有他完成,是一个机理性较强的模型。从植被的气孔导度模型(Gao *et al*, 2003)、光合作用模型(Gao *et al*, 2004)、生态系统、景观各个尺度都进行了扎实的研究和相关模拟。该模型其中一个与其他生态系统过程模型的显著区别是没有应用大多数模型采用的Farhquar等的光合模型,而是采用了Thornley and Johnson的模型。该模型已在北方农牧交错带进行了区域尺度、石灰庙小流域和纸坊沟小流域两个景观尺度上的模拟。

<sup>\*</sup>以降水代表水分收入,蒸发代表水分支出,多年平均蒸发量与降水量之比,称为干燥指数,干燥指数和倒数叫湿润指数,干燥指数大于1,表示干燥;当湿润指数大于1时表示湿润。

本论文就是采用了高琼教授发展的TESim模型对黑河流域进行动态模拟研究的，关于模型更加详细的介绍，可以参见第三章。

## 6 EEPML模型

EEPML模型的全称是生态系统生产力过程模型(EPPML, Ecosystem Productivity Process Model for Landscape),以地理信息系统和遥感图像作为支持,景观尺度的模型。EPPML是在Century、Forest-BGC、BIOME-BGC、BEPS等模型的基础上建立的(张娜等, 2001; 张娜等, 2003a; 张娜等, 2003b)。EPPML中最主要的子模型是Farquhar的叶尺度光合模型、叶尺度蒸腾量和蒸发量的Penman-Monteith方程。该模型还考虑了雪融解和雪升华,参考的是BIOME-BGC模型。EPPML模型在长白山自然保护区进行了模拟应用。

## 7 CEVSA模型

CESVA全称为(Carbon Exchange in the Vegetation-Soil-Atmosphere System),是基于生态生理过程模拟净初级生产力(NPP)、土壤异养呼吸分解、植被与土壤中的碳贮量和净生态系统生产力(NEP)的机理型模型(Cao *et al*, 1998a,1998b; Cao *et al*, 1995; Cao *et al*, 2002),已应用于全球和区域(包括中国)生态系统碳循环研究(陶波等, 2006; 李克让等, 2003, 2006),并且参加了VEMAP的模型比较(Jackson *et al*, 2000)。CEVSA模型与AVIM、AVIM2都是自主开发的优秀生态模型,在国内得到了很好的应用和肯定。尤其是CEVSA模型,也在国际上用于全球碳循环研究。

# 1.3 研究内容和技术路线

本论文通过应用模型模拟的方法对黑河流域生态系统的动态变化进行研究,利用实测数据、卫星遥感数据和相关模型结果对输出结果进行验证,通过改变未来气候的情景来模拟未来的变化(图1-2)。

## 1.3.1 数据的收集

通过从数字黑河网站获得模型需要的植被、土壤、土地利用和DEM等模型所需要的基础数据,从黑河流域各个行政县、市的土壤普查数据中获得土壤的深度、质地、容重等数据。从甘肃省气象局获得多年的气象数据,与其它数据一起

作为驱动数据。

通过从书籍、文献、研究年报、研究人员手中获得相关数据，作为模拟结果的验证数据。

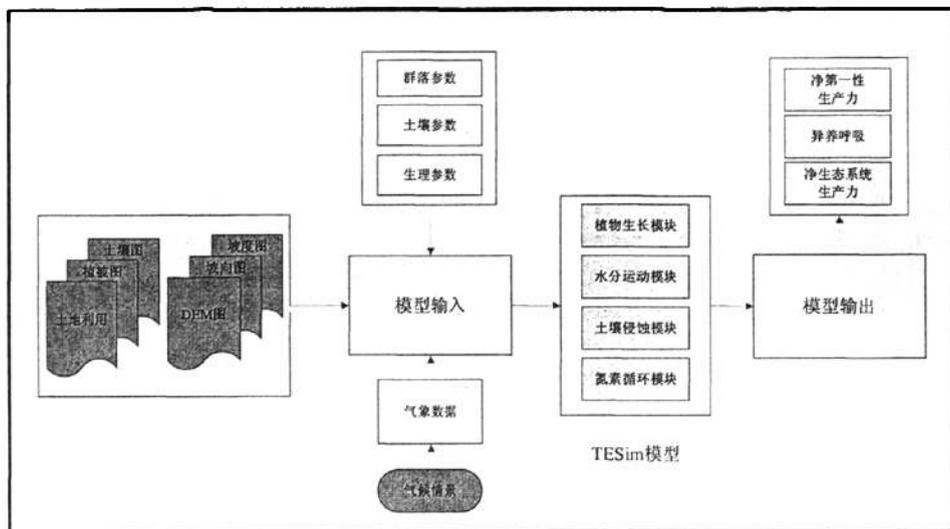


图 1-2 技术路线框图

### 1.3.2 运行模型

为了使模型尽快进入平衡态，在模型运行前对各变量设定的初始值，调整好相应的植被生理、土壤等参数。首先用前10年的气象数据对模型运行多次将每次的输出结果作为下一次运行的初始值，使模型达到平衡态。模型达到平衡态后，在用要模拟的年份的所以气象数据对进行模拟，获得模拟结果。

#### 1.3.3 数据验证

模拟结果的验证是一项非常重要的工作，本论文对模型输出的地上生物量、地下生物量、净第一性生产力（*NPP*）、蒸散发、叶面积指数（*LAI*）、植被和土壤氮/碳含量进行验证。数据来源主要有地面的实测数据，包括样方的实测数据和涡度相关数据；卫星遥感数据和其它模型数据用来对进行大范围的验证，包括MODIS卫星遥感数据用来验证*LAI*，C-FIX模型利用SPOT/VEGETATION计算得到*NPP*。

### 1.3.4 模拟结果分析

对模型模拟的净第一性生产力、异养呼吸和净生态系统生产力进行分析，从它们的季节动态、年际动态、不同生态系统的比较，分析其中的机理。

### 1.3.5 情景预测

根据GCMs对未来气候的预测，设置在未来可能的气候变化情景下，模拟未来黑河流域生态系统的变化情况。气候情景设置分为降水增加20%、温度升高1.4℃、降水增加20%+温度升高1.4℃三种情景假设。

## 第二章 研究区域简介

本论文的研究区域为黑河流域，该流域流经青海、甘肃和内蒙古三省（区）的，对流域内的自然地理概况、植被、土壤、气候等状况，本章进行了较为详细的介绍介绍。在过去的20~30年的时间内，在黑河流域开展了大量的研究工作，本章对这些工作进行了回顾。

### 2.1 流域自然地理概况

黑河流域是我国西北干旱、半干旱地区第二大内陆河流域，位于 $96^{\circ}42' \sim 102^{\circ}00'E$ ， $37^{\circ}41' \sim 42^{\circ}42'N$ 之间，流域面积约 $12.8 \text{万km}^2$ 。黑河水系东起金瑶岭，西至讨赖山西段，由东、西两支干流组成，东支干流为黑河，西支干流为讨赖河，以东支为黑河水系的主干流。

黑河主干流的上游在青海省祁连县，又分为东、西两岔，东岔俄博河又称八宝河，源于俄博滩东的锦阳岭，自东向西流长80余km；西岔野牛沟，源于铁里干山，由西向东流长190余km。东西两岔汇于黄藏寺折向北流称为甘州河，至出山口莺落峡，进入张掖盆地始称黑河，上述流域为黑河(干流)的上游。莺落峡为黑河干流上、中游的分界。在张掖城西北10余公里处，纳山丹河、民乐洪水河折向西北流，经临泽县、高台县汇梨园河、摆浪河，于正义峡穿出走廊北山。自黄藏寺至出山口莺落峡河长90公里，张掖盆地中干流长200公里。

源头为冰川。黑河全长821km。水资源主要来源于祁连山区的降水和冰雪融水，径流在流出山口进入走廊区后，绝大部分被引用于灌溉农田，有相当一部分被蒸发所消耗，只有很少一部分地下水和夏季洪水才汇入河流终端的嘎顺诺尔湖。出山口以上为径流形成区，以下为径流消散区，下游额济纳旗存在广大的无流区。

西支干流讨赖河发源于讨赖南山，流入酒泉盆地，在酒泉城北与洪水坝河汇合，称北大河。向西北流出佳山峡入金塔盆地，折向东北流出盆地，在鼎新与东支黑河干流汇合，称弱水，又名额济纳河。由于鸳鸯池水库的建立，黑河西支已经不能汇入黑河而成了独立的河流，所以黑河目前以正义峡为中游和下游的分

界。下游在狼心山处分出东、西两河，北流注入东、西居延海（索果淖尔、嘎顺淖尔）。额济纳河是黑河水系经河西走廊从地表和地下在盆地的北山峡口出流汇合而成的，也是内蒙古西部高原的唯一的一条内陆河。

黑河流域东面以山丹大黄山为界，与石羊河流域接壤，西面以嘉峪关的黑山为界，与疏勒河流域相邻，南以祁连县境内的托勒南山为分水岭与疏勒河上游和大通河上游相邻，北抵额济纳旗境内的居延海（中蒙边境）。行政上，辖青海、甘肃和内蒙3省区11个县、市，包括青海省海北州祁连县的一部分，甘肃省张掖市的肃南县、民乐县、山丹县、甘州区、临泽县、高台县，嘉峪关市，酒泉市的肃州区、金塔县，内蒙古自治区阿拉善盟的额济纳旗的一部分。

黑河上游位于青藏高原北缘的祁连山区，东、西两条较大的支流，均发育成宽阔的横向谷地，其余短小山溪顺纵向河谷切祁连山北坡。祁连山最高峰海拔5584m，河流出山口的海拔高程一般在2000m左右。中游为河西走廊高平原中段，海拔高程在1200—2000m，南有祁连山耸峙，北有走廊北山（龙首山、合黎山）横亘。东面以大黄山与石羊河流域为界。西面以黑山与疏勒河流域相邻。受地质

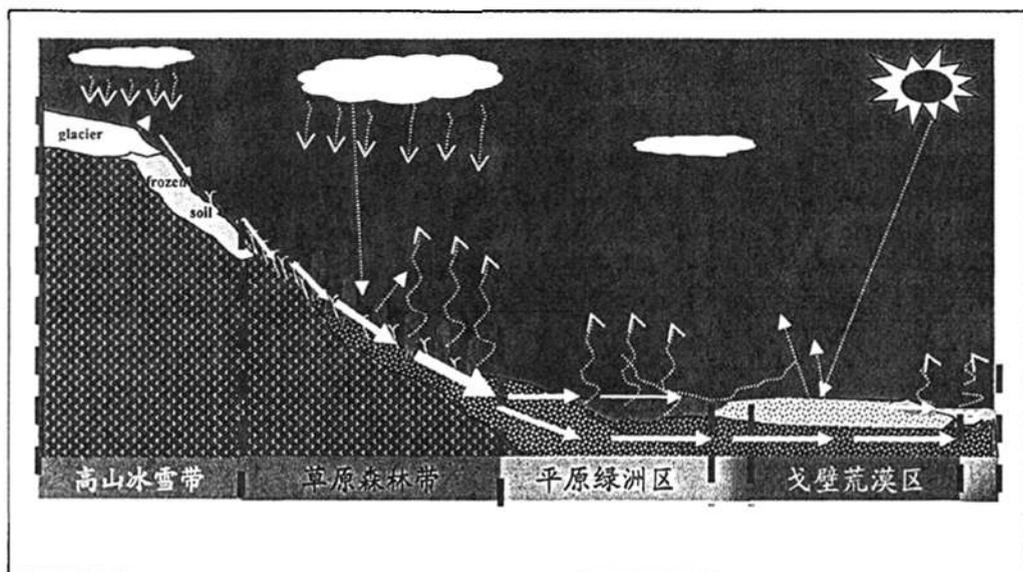


图 2-1 黑河流域景观变化示意图\*

构造影响，走廊中段自西而东分出大马营盆地、山丹盆地、张掖盆地、酒泉东、西盆地。下游属内蒙古高原西部的阿拉善高原，系由一系列剥蚀中、低山河干三角洲、盆地组成，海拔高程980—1200m。除金塔盆地位于黑河西支北大河下游

\* 引自徐中民《黑河流域气候变化脆弱性与适应性对策综合评估》报告幻灯，略有修改。

外，干流下游是巨大的弱水洪积扇，至河尾流长约400公里，冲积扇面积约3.8万平方公里。下游分布有古日乃湖、古居延泽、东、西居延海等一些列湖盆洼河广阔的戈壁、沙漠（参见“黑河流域水景观图，1：100万”，西安地图出版社，1988年10月）。

黑河流域景观分异十分鲜明，从南到北可划分出南部祁连山地、中部河西走廊和北部阿拉善高原三大地貌单元，并部分与巴丹吉林大沙漠和腾格里大沙漠接壤，各单元具有独特的地质地貌、水文气象和土壤植被条件。包括了高山冰雪带、草原森林带、平原绿洲带及戈壁荒漠带不同的水文地貌单元，流域水文地理及水文地质条件十分复杂（图2-1）。

## 2.2 植被

黑河源头的祁连山区植被属山地森林草原，生长着呈片状、块状分布的高山灌丛和乔木林，垂直带谱极其分明，东西山区略有差异。海拔4000—5000m为高山垫状植被带；3800—4000m为高山草甸植被带；3200—3800m为高山灌丛草甸带，有高山柳(*Salix oritrepha* Shneid.)、鬼箭锦鸡儿(*Caragana jubata* (Pall.) Poir.)、金露梅(*Potentilla fruticosa* L.)等灌丛林生长；山地森林草原带一般分布在海拔2800—3200m，但就分布部位而言，阴坡主要树种为青海云杉(*Picea crassifolia* Kom.)，阳坡有零星祁连圆柏(*Sabina przewalskii* Kom.)分布。这些山地及其植被对形成径流，调蓄河水量，涵养水源有着重要作用。海拔2300—2800m为山地干草原带；2000—2300m为草原化荒漠带，对山地径流形成和汇集也有一定作用。

流域中、下游地带性植被为温带小灌木、半灌木荒漠植被，以藜科、疾藜科、麻黄科、菊科、禾本科、豆科为多见植物。受河流水源和人类活动影响，中游山前冲积扇下部和河流冲积平原上分布有绿洲栽培农作物和林木，呈现以人工植被为主的景观。而在河流下游两岸、三角洲上与冲积扇缘的湖盆洼地里生长有荒漠地区特有的荒漠河岸林、灌木林和草甸植被，主要树种有胡杨(*Populus euphratica* Oliv.)、沙枣(*Elaeagnus angustifolia* L.)、红柳(*Tamarix spp.*)和梭梭(*Haloxylon ammodendron* (C. A. Mey.) Bunge)等，草甸植被有芦苇(*Phragmites communis*)、芨芨草(*Achnatherum splendens* (Trin.) Nevski)、苏枸杞(*Lycium ruthenicum*

Murr.)、白刺 (*Nitraria tangutorum* Bobr.)、苦豆子 (*Sophora alopecuroides* L.)、甘草 (*Glycyrrhiza uralensis* Fisch.) 等, 呈现出荒漠天然绿洲的景观。

## 2.3 土壤

祁连山地受山地气候、地形和植被影响, 为高山寒冷荒漠土壤系列、高山草甸土壤系列、山地草甸草原土壤系列、山地草原土壤系列和山地森林土壤系列形成分布区, 主要土类有寒漠土、高山草甸土 (寒冻毡土)、高山灌丛草甸土 (泥炭土型寒冻毡土)、高山草原土 (寒冻钙土)、亚高山草甸土 (寒毡土)、亚高山草原土 (寒钙土)、灰褐土、山地黑钙土、山地栗钙土、山地灰钙土等。土壤垂直带谱同植被带一样, 亦很显著。海拔4000—5000m为寒漠土; 3600—4000m为高山灌丛草原土和高山灌丛草甸土; 3200—3600m为亚高山灌丛草甸土; 3200—3400m的阴坡为灰褐土, 阳坡为山地黑钙土; 2600—3200m的阴坡为灰褐土, 阳坡为山地暗栗钙土; 海拔2300—2600m为山地栗钙土; 海拔1900—2300m为山地灰钙土。

流域中、下游地区属灰棕荒漠土与灰漠土与灰漠土分布区。除这些地带性土类外, 还有灌淤土 (绿洲灌溉耕作土)、盐土、潮土 (草甸土)、潜育土 (沼泽土) 和风沙土等等非地带性土壤 (参见“黑河流域土壤图”, 1:100万, 西安地图出版社, 1988年10月)。

在下游额济纳旗境内, 以灰棕漠土为主要地带性土壤, 受水盐运移条件和气候及植被影响, 也分布硫酸盐盐化潮土、林灌草甸土及盐化林灌草甸土、碱土、草甸盐土、风沙土及龟裂土等非地带性土壤。

## 2.4 气候特征

受青藏高原气候影响, 上游山区属青藏高原的祁连山—青海湖气候亚区、河谷气候较干燥, 东部祁连谷地降水量不到400mm, 西部托勒谷地降水量也小于300mm。整个山区, 特别是北坡, 高寒阴湿, 山区气候按高度分异明显。流域中、下游地区属温带蒙—甘区, 按区内干燥程度的差异, 还可分为中游河西走廊温带干旱亚区, 下游水分条件相差悬殊, 河西走廊年降水量为100—250mm, 而最下

游极端干旱亚区降水量甚至不到50mm。河西走廊盆地为黑河流域中游灌溉农业区，光照和热能都很丰富，年平均气温5—8℃，农作物需要灌溉才能获得收成。黑河中、下游地区，降水量为50—200mm，年平均气温7—8℃，潜在蒸发量2500—3000mm，热量相对丰富，农作一季有余，但无灌溉即无农业；最下游地区年平均气温8—9℃，蒸发极其强烈，潜在蒸发量为3000—4500mm，相对湿度小于40%，灌溉农牧业需水量大，林业生长耗水量也大，并遭受风沙、盐碱危害。

## 2.5 黑河流域研究回顾

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所及其前身中国科学院冰川冻土研究所、沙漠研究所、高原大气物理研究所，20多年来一直把黑河流域作为重要的科研和实用技术试验示范的基地，开展了大量水文水资源、自然地理、生态环境、陆面过程、经济地理和遥感与地理信息系统技术等方面的研究，积累了丰富的数据、资料和科研成果。这些工作可以分为三个阶段。

第一阶段，1980年代~1990年代初期为研究积累阶段，以基础性的调查和观测为主。1984年中国科学院组织了“河西走廊水土资源利用与生态环境现状调查”研究项目，摸清了黑河流域水土资源和生态环境的状况，并提出水土资源的开发利用潜力。1985~1986年，由原水电部计划司立项，委托中国科学院兰州沙漠所开展水土资源利用与生态环境保护研究，研究了水土和草场资源开发潜力，以及水资源开发利用可能造成的生态环境变化。在这些项目的基础上，编制了黑河流域系列专题地图，出版了《河西走廊水土资源合理开发利用》、《黑河流域水资源合理利用》等专著。

1988~1993年，中科院高原大气物理研究所在黑河开展的“中日合作黑河地区地—气相互作用野外观测实验研究(HEIFE)”(简称“黑河实验”)，由于它在全球变化监测和研究中的意义和地位，被列为WCRP关于水文大气先行性实验(HAPEX)的第三个较大的国际性实验项目，同时被列为“国际地圈—生物圈研究计划(IGBP)”的组成部分。该项目对黑河流域陆面过程、特别是绿洲和沙漠交互带的能量和水汽交换进行了系统的观测，积累了大量气象和水文观测资料，以系统的观测事实证实了绿洲的冷岛效应和临近绿洲沙漠的逆湿现象，为流域尺度的水平衡研究奠定了基础。

第二个阶段,1990年代中后期为系统研究阶段,各类研究工作逐渐走向整合。以国家“九五”攻关项目“黑河流域水资源合理利用与经济社会和生态环境协调发展研究”与“冰雪水资源和出山口径流量变化及其趋势预测研究”,以及自然科学基金重大项目“西北干旱区内陆河流域水资源形成与变化的基础研究”为契机,深入开展了流域水资源形成与变化机理、冰雪水资源和出山口径流量变化及其趋势预测,以及水资源合理利用与经济社会和生态环境协调发展等方面研究。通过这些研究,收集了大量的基础资料,建成了比较完善的水资源信息系统,并建立了流域水资源承载力的决策支持系统的雏形,在流域生态耗水方面的研究也取得了较好的进展。

第三个阶段2000年至今为集成研究阶段,将流域内的“经济—水—生态”作为整体进行研究,并设立了众多定位(半定位)观测台站,完善了黑河观测系统,建立了共享数据量达200GB的“数字黑河”信息系统。强调多学科模型的交叉集成,进一步完善了黑河流域的观测数据和模型数据集,发展了山区分布式水热耦合模型,应用和改进了一系列的陆面过程模型、水文模型和生态模型,在此基础上,初步形成内陆河流域综合集成研究的通用建模环境和决策支持系统。这些研究成果,为本项目的实施提供了宝贵经验,奠定了研究基础。

“黑河流域交叉集成研究的模型开发和模拟环境建设”项目就是在第三个阶段由中科院寒区旱区环境与工程研究所资助的所创新项目,从“水—土—气—生—人”复杂系统集成的角度出发,运用集成的流域管理模型和模拟模型,利用大量空间数据,把流域作为生态—水—经济整体研究,既定量地描述流域过程机理,又回答宏观层面的战略决策问题。由于模型集成比单学科模型要复杂得多,模型构建本身难度大,属于学科前沿的一个研究项目,强调综合性和集成。该项目由程国栋院士领衔,由水文、生态、大气、生态经济、生态水文、遥感与地理信息系统等多学科人员组成。

在过去数10年中,在黑河流域进行了大量的研究工作,进行长期观测和研究不同地域、不同能量、水分和养分条件下不同生态系统的长期动态行为,积累了大量的有关生态系统生产力、植被结构动态以及养分循环方面的数据。而这些数据中蕴藏的大量信息,特别是将黑河流域生态系统作为一个整体方面的信息,并没有被发掘出来,更谈不上充分的利用。对同时含有空间变化和时间变化的生态系统数据的信息开发和利用的重要途径之一是计算机模拟模型,目前国际上这方

面的研究正是方兴未艾。

本论文为模型集成项目中的生态模型部分，是模型集成的一个方面。由于目前我们在生态模型的建模工作很薄弱，所以利用适合于黑河流域生态系统的生态模型，对黑河流域的动态变化进行模拟，研究模型的适用性和生态系统环境的变化规律，是本论文的重点。

## 第三章 TESim 模型介绍

TESim模型的全称是陆地生态系统模拟器 (Terrestrial Ecosystem Simulator), 是由北京师范大学高琼教授构建的应用于干旱区的模型。其模型的发展可以追溯到MALS模型 (Mosaic Arid Land Simulator), 该高琼教授在杜克大学 (Duke University) 工作期间, 由PALS模型 (Patch Arid Land Simulator) 基础上形成的。TESim模型的构建就是在MALS基础上形成的, 根据中国干旱地区的特性形成的。

TESim模型的建模, 有扎实的工作基础, 模型作者在叶片、细胞尺度做了大量的工作 (Gao *et al.*, 2002; Gao *et al.*, 2003; Gao *et al.*, 2005)。该模型的采用的气孔导度模型, 是高琼教授对其它气孔导度模型的基础上形成的 (Gao *et al.*, 2002)。另外, Gao等 (2004) 对常用的Farhuqar等 (1980, 1982, 1984) 的光合模型和较少应用的Thornley and Johnson (Thornley *et al.*, 1995) 等的光合模型进行比较, 认为机理性很强但参数复杂的Farhuqar并不比机理性弱但是参数简单的Thornley and Johnson表现好。Farhuqar模型对气孔导度不敏感, 适合应用于水分充沛的湿润地区, 而后者对气孔导度敏感, 在干旱半干旱去是一个很好的选择。得益于高琼教授多年工作积累, 使得TESim模型具有很好机理性。TESim模型的建立和改进经历了10余年的过程, 所以它并不是一个完全从新开始的模型 (Gao *et al.*, 1996; Gao *et al.*, 1997; Gao *et al.*, 1998; Gao *et al.*, 2003a; Gao *et al.*, 2003b; Gao *et al.*, 2004a; Gao *et al.*, 2004b; Gao *et al.*, 2006)。

该模型与一般生态系统模拟模型不一样的是, TESim是一个多尺度模拟模型, 包括了群落 (空间匀质生态系统)、景观、区域 (空间异质) 三个尺度的模拟。在景观尺度上, 不仅包括了生态系统的垂直过程, 而且还包括了由于空间异质性导致的物质的横向流动, 即相邻生态系统之间的物质交换过程。特别是径流的产生、流动、重新吸收、积累, 以及其导致的土壤侵蚀对生态系统的影响。模型在农牧交错带的景观和区域两个尺度上已开展了多次应用。研究了农牧交错带对上世纪80年代初的气候突变的响应、土壤侵蚀对区域生态系统碳平衡的影响、农牧交错带对放牧和土地利用改变的响应。

本论文用TESim模型对黑河流域生态系统进行动态模拟, 对其结果进行分析。另外根据GCMs的预测结果, 对未来可能的气候变化情景下进行模拟, 分析

到2030年期间黑河流域生态系统的动态变化。

本章从 TESim 模型的四大模块进行介绍，这四大模块分别是净初级生产力、水分运动模块、土壤侵蚀模块和氮素循环模块(见图 3-1)。另外，也介绍了 TESim 模型为适应黑河流域极端的生态环境，对地下水和冰雪融化所做的改进。

### 3.1 净初级生产力模块

光合作用、异养呼吸和自养呼吸这三个过程与大气圈直接相连，所以这三个过程是所有陆地生态系统模型建模中需要关注的过程。TESim 模型将植被分为 C3 植物和 C4 植物，采用不同的光合模型进行模拟。

基于植物生化机理建立的光合模型(Farquhar *et al*, 1980; Berry and Farquhar, 1978; Collatz *et al*, 1992)，主要考虑了光合作用中的羧化氧化过程和电子传递过程等生化过程，考虑了胞间  $\text{CO}_2$  浓度、光强和叶温等对于光合作用的影响，但是没有考虑气孔对光合作用的影响。其中 Farquhar 的 C3 植物模型，已经 Berry 和 Farquhar 的 C4 植物模型在生态系统模型模拟中得到了广泛的应用。而 Thornley 和 Johnson (1990) 提出的基于叶片尺度的光合模拟，强调了气孔导度的控制作用，在机理上相对简单，目前在生态系统模型中应用比较少。Gao 等 (2004) 经过比较，认为在干旱半干旱区，后者更加适用。因此，TESim 模型中的光合模型采用的是后者。

#### 3.1.1 C3 植物

C3 植物的净光合速率公式为：

$$P_n = \frac{b_1 - \sqrt{b_1^2 + 4b_2b_0}}{2b_2} \quad (3-1)$$

$$b_2 = P_a(g_{so}g_x - g_{sc}g_p) \quad (3-2)$$

$$b_1 = g_{sc}g_{so}(\alpha I_p + g_x C_a + g_p O_a) - R_d P_a(g_{so}g_x - g_{sc}g_p) + \alpha I_p P_a(g_{sc}g_p + g_{so}g_x) \quad (3-3)$$

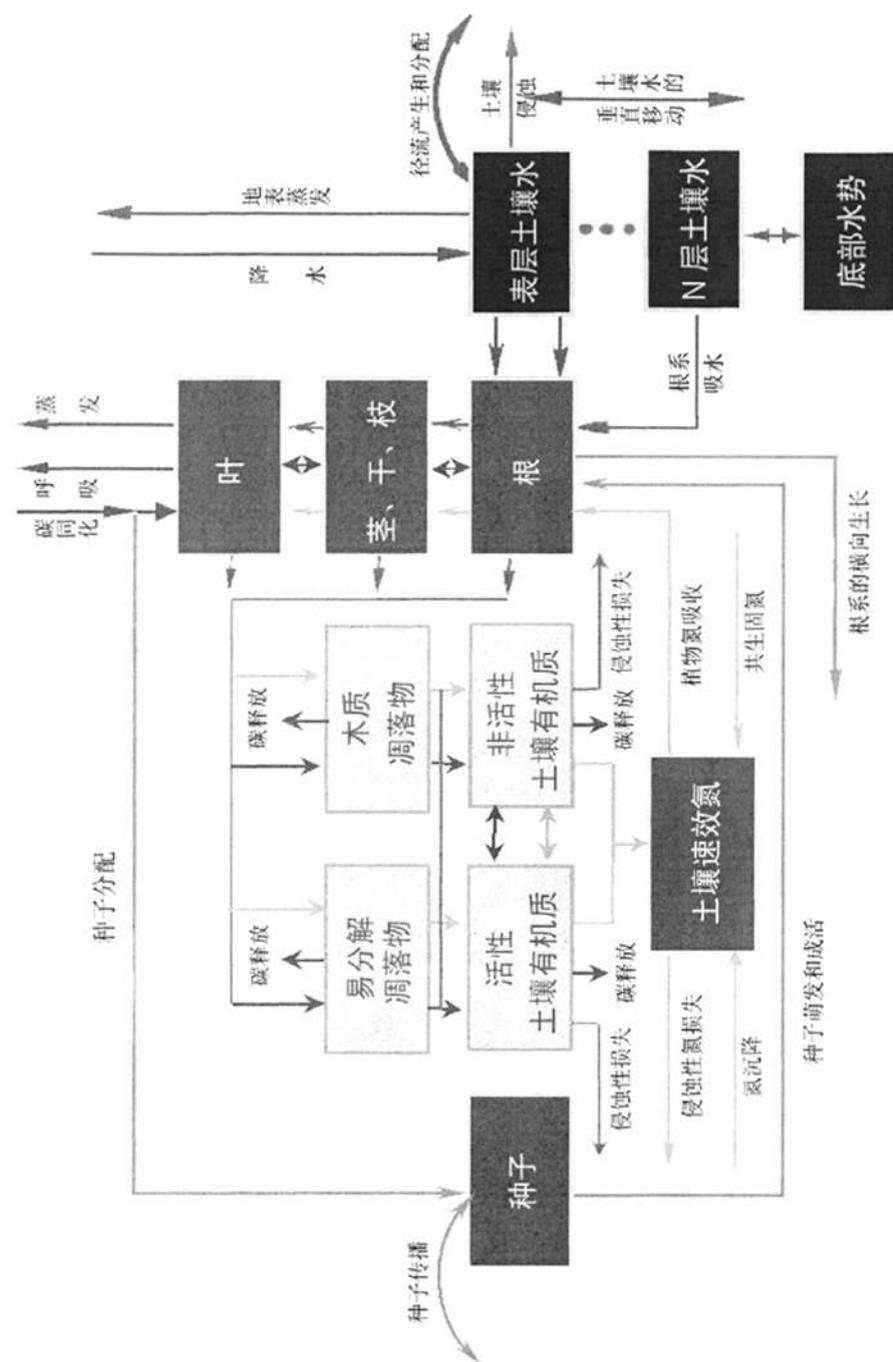


图 3-1 Tesim 模型结构图

$$b_0 = g_{sc}g_{so}[R_d(\alpha I_p + g_x C_a + g_p O_a) + \alpha I_p (g_p O_a - g_x C_a)] \quad (3-4)$$

符号解释:

$P_n$  — 植物的净光合速率( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$P_a$  — 大气压(kPa)

$g_{so}$  —  $\text{O}_2$ 气孔导度( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$g_{sc}$  —  $\text{CO}_2$ 气孔导度( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$g_x$  — 羧化速率系数( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{kPa}^{-1}$ )

$g_p$  — 光呼吸速率系数( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{kPa}^{-1}$ )

$\alpha$  — 光量子效率( $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$ )

$I_p$  — 光合有效辐射( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$C_a$  — 大气中 $\text{CO}_2$ 分压(kPa)

$O_a$  — 大气中 $\text{O}_2$ 分压(kPa)

$R_d$  — 暗呼吸速率( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

其中, 暗呼吸速率  $R_d$  是温度的函数, 可以下面的公式进行描述:

$$R_d = R_{d0} \exp\left(\frac{T_{leaf} - 25}{14.427}\right) \quad (3-5)$$

符号解释:

$R_{d0}$  — 常数( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), 定义为 $25^\circ\text{C}$ 时的暗呼吸速率

$T_{leaf}$  — 叶片温度

羧化速率系数  $g_x$  可以用下面的公式描述:

$$g_x = g_{x0}[1 + k_t(T_{leaf} - 20)] \quad (3-6)$$

$$g_p = g_{p0}[1 + k_t(T_{leaf} - 20)] \quad (3-7)$$

$$a = a_0[1 + k_t(T_{leaf} - 20)] \quad (3-8)$$

其中,  $g_{x0}$ 、 $g_{p0}$ 、 $a_0$  分别为羧化速率、光呼吸速率、光合效率在 $20^\circ\text{C}$ 时的系数,

$k_t$  为经验系数, 设定为0.05

### 3.1.2 C4 植物

C4植物的净光合速率用以下公式描述：

$$P_n = g_{scb} \frac{C_a - C_b}{P} + g_{scm} \frac{C_a - C_m}{P} = g_{sob} \frac{O_b - O_a}{P} \quad (3-9)$$

$$P_n = \frac{ag_x I_p C_b - ag_p I_p O_b}{aI_p + g_x C_b + g_p O_b + g_l C_m} - R_d \quad (3-10)$$

$$g_{scm} \frac{C_a - C_m}{P} = \frac{aI_p g_l C_m}{aI_p + g_x C_b + g_p O_b + g_l C_m} \quad (3-11)$$

符号说明：

$C_b$  — 维管束鞘的CO<sub>2</sub>分压 (kPa)

$O_a$  — 大气中的O<sub>2</sub>分压 (kPa)

$O_b$  — 维管束鞘O<sub>2</sub>分压 (kPa)

$g_l$  — CO<sub>2</sub>从叶肉细胞到维管束鞘的速率系数 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$C_m$  — 叶肉细胞的CO<sub>2</sub>分压 (kPa)

$g_{scb}$  — CO<sub>2</sub>从大气到叶肉细胞的导度 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$g_{scm}$  — CO<sub>2</sub>从大气到维管束鞘的导度 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$g_{sob}$  — O<sub>2</sub>从维管束鞘到大气的导度 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

CO<sub>2</sub>从叶肉细胞到维管束鞘的速率系数  $g_l$  可以描述为：

$$g_l = g_{l0} [1 + k_l (T_{leaf} - 20)] \quad (3-12)$$

符号说明：

$g_{l0}$  — CO<sub>2</sub>从叶肉细胞到维管束鞘在20℃时的系数

### 3.1.3 气孔导度模型

TESim模型采用Leuning (1995) 的气孔导度模型计算CO<sub>2</sub>的气孔导度，采用如下的数学表达形式：

$$g_{sc} = g_0 + \frac{aP_n}{(c_s - \Gamma)(1 + D_s / D_0)} \quad (3-13)$$

其中,

$g_0$  — 光补偿点的气孔导度 ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$c_s$  — 叶表面的  $\text{CO}_2$  浓度 ( $\text{umol} \cdot \text{mol}^{-1}$ )

$\Gamma$  —  $\text{CO}_2$  补偿点 ( $\text{umol} \cdot \text{mol}^{-1}$ )

$D_s$  — 水汽压亏缺 (VPD) (kPa)

$a$  — 常数系数 (无单位)

$D_0$  — 常数系数 (kPa)

Gao等(2002)提出的气孔导度模型基于保卫细胞结构机制和叶片的水分关系,主要应用于大尺度的生态系统模型。模型采用其计算水分的气孔导度下列的数学形式:

$$g_{sw} = \frac{g_{0m} + (k_\psi \psi_s + k_{\epsilon\beta} I_p) / 1000}{1 + k_{\beta g} d_{vp}} \quad (3-14)$$

其中,

$g_{sw}$  — 水分的气孔导度 ( $\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )

$g_{0m}$  — 土壤水势为0时的黑暗条件下的最大可能气孔导度 ( $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$k_\psi$  — 保卫细胞结构的弹性柔顺系数 ( $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{kPa}^{-1}$ )

$\psi_s$  — 土壤水势 (kPa)

$k_{\epsilon\beta}$  — 单位光合有效辐射引起的气孔导度的变化参数 ( $\text{mmol} \mu\text{mol}^{-1}$ )

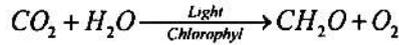
$I_p$  — 瞬间光合有效辐射 ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )

$k_{\beta g}$  — 表征气孔导度对于水汽压亏缺敏感性的参数 (unitless)

$d_{vp}$  — 相对水汽压亏缺 ( $\text{kPa kPa}^{-1}$ )

### 3.1.4 第一性生产力模型

在介绍第一性生产力模型之前，需要将几个概念弄清楚。植物的光合过程可以表示为：



植物叶绿素在阳光下作用吸收 $CO_2$ 和 $H_2O$ ，生成 $CH_2O$ 和 $O_2$ ，形成初级总生产力（GPP, Gross Primary Productivity），为生态系统提供能量。另一方面，由于植物自身呼吸消耗部分有机物并释放 $CO_2$ ，剩余的有机物叫做生态系统净初级生产力（NPP, Net Primary Productivity）（图3-2）。NPP的积累形成陆地植被生物量碳库。根据定义，可以将NPP（ $gC \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ）用以下公式描述：

$$NPP = A_{NC} - R_{RS} \quad (3-15)$$

其中， $A_{NC}$ —日同化速率（ $gC \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ）

$R_{RS}$ —根茎的呼吸速率（ $gC \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ）

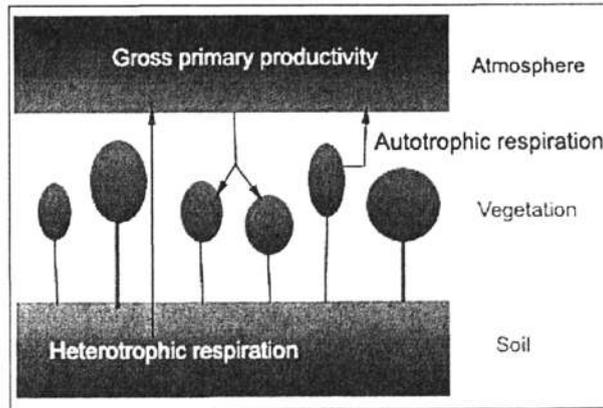


图 3-2 陆地生态系统碳的吸收和储存

（引自 [http://www.geosuccess.net/geosuccess/relay.do?dispatch=NEP\\_more](http://www.geosuccess.net/geosuccess/relay.do?dispatch=NEP_more)）

生物量在异养呼吸（HR, Heterotrophic Respiration）的作用下分解部分有机物并释放 $CO_2$ 。剩余的有机物，加上土壤和凋落层的碳库积累，构成了生态系统净生产力（NEP）。NEP则可以用一下公式描述：

$$NEP = NPP - H_{av} - R_H \quad (3-16)$$

其中， $H_{av}$ —农田的收获速率（ $gC \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ）

$R_H$ —异养呼吸（ $gC \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ ）

异养呼吸是通过表层的土壤温度和土壤有机质的函数进行计算的。

$$R_H = D_{dec} \{ K_S C_{litS} [0.3 L_{LitS} + 0.5(1 - L_{LitS})] + 0.55 K_M C_{LitM} + 1000 Z_N D_{bulk} [E(f_{CS}) K_{SOA} C_{SOA} + 0.55 K_{SOS} C_{SOS}] \} \quad (3-17)$$

其中,  $D_{dec}$  — 土壤温度和土壤水分含量的分解函数 (unitless)

$L_{LitS}$  — 结构凋落物中的木质素含量 (unitless)

$C_{litS}$ 、 $C_{LitM}$  — 分别是结构凋落物和代谢凋落物中的碳含量 ( $gC \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ )

$f_{CS}$  — 土壤中粘粒和粉粒含量之和 (unitless)

$C_{SOS}$ 、 $C_{SOA}$  — 缓慢土壤有机质和活性土壤有机质的碳含量

$K_S$ 、 $K_M$ 、 $K_{SOA}$ 、 $K_{SOS}$  — 分解系数 ( $d^{-1}$ )

$Z_N$  — 含有凋落物和有机质的平均土层厚度 (cm)

$D_{bulk}$  — 土壤容重 ( $g \cdot cm^{-3}$ )

$E(f_{CS})$  —  $f_{CS}$  的函数

TESim模型中的土壤异养呼吸机理主要来自于Parton等(1987), Parton等(1988)和Lormander等(1998)的研究成果。

### 3.2 水分运动模块

大气降水到达冠层作用层以后,一部分通过冠层枝叶的间隙直接到达土壤表面,形成穿透降水;其余部分被冠层及林下植物截留。被冠层截留的降水绝大部分直接蒸发返回到大气中。当截留量达最大值后,降水以树干径流和枝叶滴流的形式从树体流入地面,与穿透降水共同形成林下降水。林下降水先落到枯枝落叶上。枯枝落叶上的水分一部分被蒸发消耗,一部分到达土壤表层。当土壤含水量达到饱和状态时,土壤表层有部分水以地表径流形式输出;其余水一部分转化为地下水和壤中流,另一部分被土壤吸附,变为土壤水。土壤水一部分为植物吸收利用,或存在于植物体内,或以蒸腾形式散失到大气中;其余土壤水则以物理蒸发形式散失到大气中。

TESim模型假设每日最大的下渗深度为一个固定值,当截留后日降水量大于此深度时,产生径流,其处理方法类似与MALS模型(Gao and Reynolds, 2003)。

土壤含水量计算公式如下：

$$\frac{\partial W_c^j}{\partial t} = k_s^j \left( \frac{\partial^2 \psi_s^j}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi_s^j}{\partial y^2} \right) + f_{in}^j - f_{out}^j \quad (3-18)$$

其中， $W_c^j$ —第  $j$  层土壤含水量 (V/V)

$\psi_s^j$ —第  $j$  层土壤水势  $j$  (MPa)

$k_s^j$ —第  $j$  层土壤的导水率 ( $m \cdot s^{-1}$ )

$f_{in}^j$ —第  $j$  层土壤流入的水量 (cm)

$f_{out}^j$ —第  $j$  层土壤流出的水量 (cm)

对于植物单位叶面积蒸腾速率的计算，模型采用如下公式：

$$T_r = \frac{\rho_{wi} - \rho_{wa}}{r_{dw}} \quad (3-19)$$

其中， $T_r$ —蒸腾速率 ( $mg (H_2O) \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ )

$r_{dw}$ —气孔阻力 (水分子) ( $s \cdot m^{-1}$ )

$\rho_{wi}$ —气孔内水汽密度 ( $mg \cdot m^{-3}$ )

$\rho_{wa}$ —气孔外水汽密度 ( $mg \cdot m^{-3}$ )

### 3.3 土壤侵蚀模块

土壤侵蚀假定为随着坡面流和坡度的增加而增加，随着生物量的增加而减少，坡长对于侵蚀的影响包含在坡面流中，因为较长的坡可以聚集较多的坡面流。水蚀引发的土壤的径流按照如下公式计算：

$$E_{water} = C_{water}^i \gamma^g 10 R_{ONC} [1 - \exp(-\frac{R_{ON}}{R_{ONC}})] \exp[-\phi \frac{VM_R}{M_{RC}}] \quad (3-20)$$

其中， $E_{water}$ —径流引起的日侵蚀量 ( $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ )

$C_{water}^i$ —植被类型决定的系数 ( $g \cdot L^{-1}$ )

$\gamma$ —坡度角 (degree)

$R_{ON}$ —表层留的量 (即为流经一个格点的径流总量) ( $cm \cdot d^{-1}$ )

$R_{ONC}$ —取值为1 ( $cm \cdot d^{-1}$ )

$\phi$  — 形状系数，描述植物对于细沟侵蚀的保护功能 (unitless)

$v$  — 细根的数量比 (unitless)

$M_R$  — 植物的根部生物量 ( $g \cdot m^{-2}$ )

$M_{RC}$  — 主根生物量 ( $g \cdot m^{-2}$ )

$\rho$  — 取值为0.410471 (unitless)

10 — 因子数 ( $L \cdot m^{-2} \cdot cm^{-1}$ )

### 3.4 氮素循环模块

植物对于氮的吸收是植物氮亏缺、细根生物量、日碳同化量、有效土壤氮的增函数。凋落物的分解、土壤有机质、土壤呼吸和氮的矿化与CENTURY模型的处理相似 (Parton *et al*, 1987; Parton *et al*, 1988)，并根据土壤生化实验的结果进行了订正 (Lomander *et al*, 1998)，见图3-3。

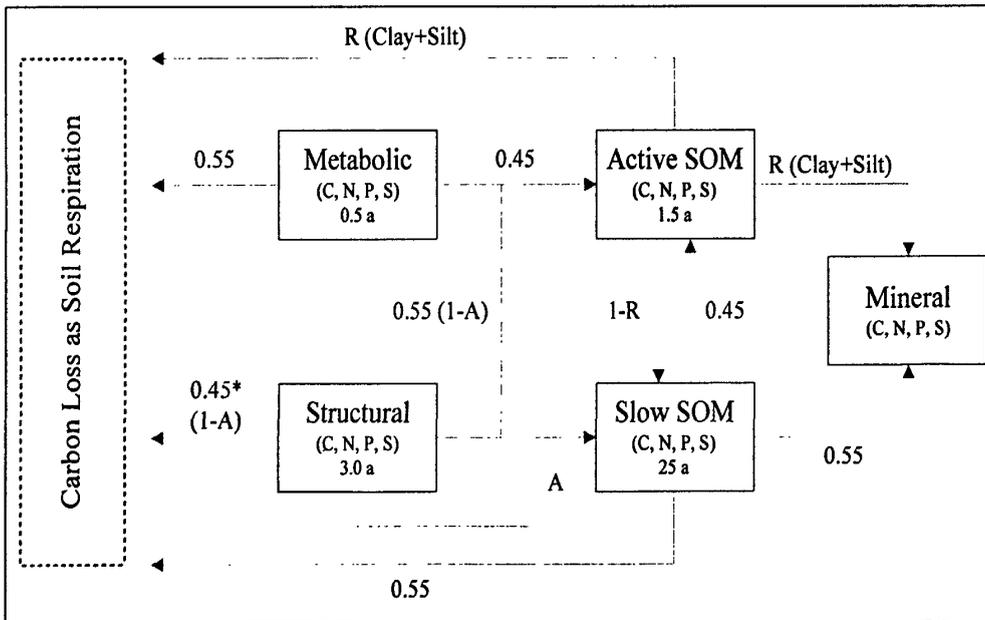


图 3-3 CENTURY 凋落物的分解

### 3.5 TESim 模型的应用

TESim模型首先是应用于北方农牧交错带，该地区是我国北方半湿润农区与半干旱牧区接壤的过渡地带，大体上处于年降水量250~500mm两条等水线之间，

自然降水基本可以满足植被生长的需要。因此，应用于该区域时，TESim模型考虑地下水的分布和影响。

黑河是一条典型的内陆河流域，跨越了高山冰雪冻土带—绿洲—荒漠，降水和温度在空间上有很强异质性，主要表现为上游温度低、降水多，下游温度高、降水少。尤其对下游，年平均降水不足50mm，这样的降水量根本不足供给植被生长的需要。模型的改进之一就是对于地下水的利用，原来的地下水利用效率太低，不足以支持像乔木这样的植被类型。如果仍然按照植被生长以来自然降水的模式模拟的话，模拟出来的结果会出现下游一片荒漠，这是与事情不符的。有鉴于此，模型作者高琼教授对TESim内部进行了修改，考虑了地下水的作用，把河岸区域的地下水固定为3m以内，底边界设为-0.01MPa，表示地下水在1米左右的深处，是浅层地下水，这样设置就可以使河岸的植被，尤其是胡杨林利用地下水生长。另外也考虑到上游的高山冻土和冰雪的处理，暂时也是通过底边界水势要使植物能够利用冰雪融水生长。

对于上述处理方法，需要对其原理做简单的解释。土壤水势是土壤中单位体积的水分子的化学能，由基质势、渗透势、重力势等组成，水势梯度是土壤水分运动的基本驱动力。

$$\psi = \psi_m + \psi_o + \psi_g \quad (3-21)$$

水势的单位可以是  $\text{MJ m}^{-3}$ ， $\text{kJ kg}^{-1}$ ，MPa，m，bar，其换算关系是：

$$1 \text{ MJ m}^{-3} = 1 \text{ MPa} \approx 10 \text{ bar} \approx 100 \text{ m} \approx 1000 \text{ J kg}^{-1}$$

底边界的水势设定的主要是根据对地下水位的大致估计。在地下水位以下，可以认为基质势近似为零，所以此时一般只有重力势。如果以地表为参照点（重力势为零），则地下一米深的水位意味着底边界的水势就近似是-0.01 MPa。

另外一个改进是土层厚度的变化的适应，现在土层可以在40 cm 到 180 cm 范围内变化。而在北方农牧交错带模拟时，土壤基本上是定为180cm的。

不过，由于TESim模型主要的考虑自然生态系统的模型，所以对农业生态系统考虑较少，对于灌溉的处理基本上是只要作物需要灌溉，就立即灌溉，设计成了理想的状态，这方面是模型的缺陷之一，也是模型作者将来想要改进的主要问题之一。

## 第四章 模型数据处理

模拟结果的可信性至少取决于两个方面：模型的有效性和输入变量空间化的可靠性。其中，输入变量空间化可靠与否在于经转换后的要素在数值上是否代表该区域（网格）的真实情况或接近真实情况。所以保证模型输入变量的可靠性非常重要。

本章对模型需要的输入数据的类型、来源、处理方法、格式加以介绍，对于模型中涉及到的输入参数进行了简单的介绍。另外，介绍模型的输出结果以及结果的输出格式。

### 4.1 模型输入

TESim模型的主要输入数据如下：

- 气象数据
- 植被类型
- 土壤类型
- 土地利用类型
- 高程

数据的处理是通过ESRI公司的ArcView软件和Arc/Info软件，其中大部分工作是在Arc/Info的grid模块下通过AML语言完成的。TESim模型应用于黑河流域所使用的空间分辨率是4km，步长为1天。模型的输入数据可以分为图文件、文本文件。文本文件输入的主要是图文件的名称和分辨率、植被生理参数、气象站位置等。而图文件主要是作为变量输入的，以二进制的形式存储。

#### 4.1.1 气象数据的获取与空间分布

气象数据与植被类型、土壤类型和土地利用类型等数据共同驱动模型的运行，需要的气象数据步长为天：

- 降水量  $\text{mm}$
- 太阳总辐射、最大太阳辐射  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

- 光合有效辐射、最大光合有效辐射  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$
- 温度  $^{\circ}\text{C}$
- 风速  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
- 相对湿度 %
- 总云量

气象数据来源于甘肃省气象局，一共20个气象站，气象站的经纬度和海拔见图4-1。黑河流域内的气象观测以酒泉站为最早，开始于1935年。但多数站的观测开始于50年代末期。本论文收集到的气象数据最早时间为1953年1月，所有站点的结束时间都是2005年12月（见表4-1）。由于模型需要的是起始和中止年月一致的气象数据，因此，输入模型的气象数据从1971年1月~2005年12月，共35年的气象数据，输入数据的步长是天。

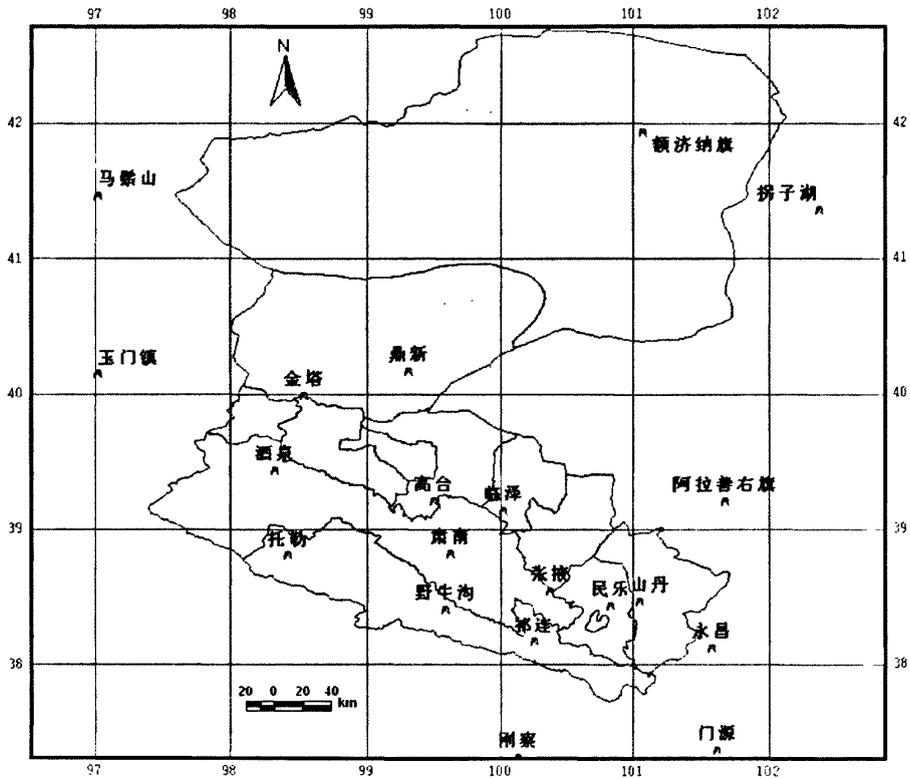


图 4-1 气象站位置

输入的气象数据项目分别为日最大太阳入射辐射、最大光合有效辐射、均温、最高温、最低温、相对湿度、风速、日照时数、降水量、云量。由于在这20个气象站中，只有酒泉有辐射观测数据，其他气象站都没有辐射观测数据。所以，模

型需要输入的日最大太阳入射辐射和日最大有效光合辐射通过利用Campbell等(1997)的方法,利用云量和日照时数来计算。太阳辐射中能被绿色植物用来进行光合作用的那部分能量称为光合有效辐射,简称PAR,它是形成生物量的基本能源,直接影响着植物的生长、发育、产量和产品质量。PAR是农业气象的基本要素,是作物生长模拟和光合潜力研究中必不可少的基础数据。因此,模型需要输入PAR,而光合有效辐射一般只有在农业气象站才进行观测,所以这部分数据必须进行计算获得。对于PAR的波段选择,有的选择380-710nm,有的选择400-700nm,在这里采用400-700nm作为PAR波段范围。对入射辐射和光合有效辐射的计算采用Campbell *et al* (1997)的方法,需要用到云量、日照时数。

表 4-1 模型输入气象站数据

代码	站名	纬度(°)	经度(°)	海拔(m)	起始年月	结束年月
52323	马鬃山	41.48	97.02	1770.0	1958.1	2005.12
52436	玉门镇	40.16	97.02	1526.0	1953.1	2005.12
52446	鼎新	40.18	99.31	1177.0	1955.1	2005.12
52447	金塔	40.00	98.54	1270.0	1958.1	2005.12
52533	酒泉	39.45	98.33	1470.0	1951.1	2005.12
52546	高台	39.22	99.50	1332.0	1953.1	2005.12
52557	临泽	39.15	100.02	1454.0	1967.1	2005.12
52643	肃南	38.83	99.62	2312.0	1957.1	2005.12
52652	张掖	38.56	100.37	1480.0	1951.1	2005.12
52656	民乐	38.45	100.82	2271.0	1958.1	2005.12
52661	山丹	38.48	101.05	1765.0	1953.1	2005.12
52674	永昌	38.14	101.58	1976.0	1959.1	2005.12
52267	额济纳旗	41.95	101.07	940.5	1960.1	2005.12
52378	拐子湖	41.37	102.37	960.0	1960.1	2005.12
52576	阿拉善右旗	39.22	101.68	1510.1	1960.1	2005.12
52633	托勒	38.82	98.42	3360.7	1957.1	2005.12
52645	野牛沟	38.42	99.58	3180.0	1960.1	2005.12
52657	祁连	38.18	100.25	2787.4	1957.1	2005.12
52754	刚察	37.33	100.13	3301.5	1958.1	2005.12
52765	门源	37.38	101.62	2707.6	1957.1	2005.12

入射辐射 ( $W \cdot m^{-2}$ ):

$$R = S_0 \times SH \times (\tau^\theta + 0.3 \times (1.0 - \tau^\theta)) \quad (4-1)$$

光合有效辐射 ( $mmol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ )

$$PAR = R \times 0.45 \times 4.2553 \quad (4-2)$$

其中,  $\tau$ 为大气透射率, 公式为:

$$\tau = 0.7 - 0.4 \times Cloud \quad (4-3)$$

$SH$  为太阳高度角正弦函数（ $\sin$ （高度角）），公式为：

$$SH = \sin(\delta) \times \sin(lat) + \cos(\delta) \times \cos(lat) \times \cos(\pi \times (T - 12) / 12.0) \quad (4-4)$$

$\delta$  为太阳赤纬，公式为：

$$\delta = 0.408407045 \times \cos(2\pi \times (day - 172.0) / 365.25) \quad (4-5)$$

其他符号说明如下：

$\theta$  — 大气光程，为太阳高度角的倒数（ $\theta = 1 / SH$ ）

$S_0$  — 太阳常数（ $1360 \text{ W.m}^{-2}$ ）

$Cloud$  —— 总云量

$day$  — 儒略日

$lat$  — 纬度

$T$  — 时间

最大入射辐射是当日中午最大的入射辐射，而最大光合有效辐射则是这个时间的光合有效辐射。

对于原始数据缺失情况，如果是降水数据，就作为0，其他数据则使用前后几天的数据的平均值替代。

气象数据的输入格式是以文本的格式输入的，模型综合考虑高程、经纬度等因素经过空间内插驱动模型。

#### 4.1.2 植被数据

植被数据来源于黑河数据的1: 100万的矢量图，该数据是从全国1: 100万的植被图截取得到。源数据的投影为Albers投影，依据模型的需要转换成经纬度坐标，该植被图基本可以代表当前黑河流域植被类型实际分布状况。

植被类型指具有建群植物的外貌相同且其生物生态学特性相似的植物群落。黑河流域的植被类型分成8种，分别为针叶林、阔叶林、灌木、草甸草原、典型草原、农作物和荒漠。

植被数据不仅包括植被类型数据，还需要给各植被的各个变量输入初始值，使模型可以更快达到平衡态，因此需要给叶、茎、根的生物量和氮含量，另外还

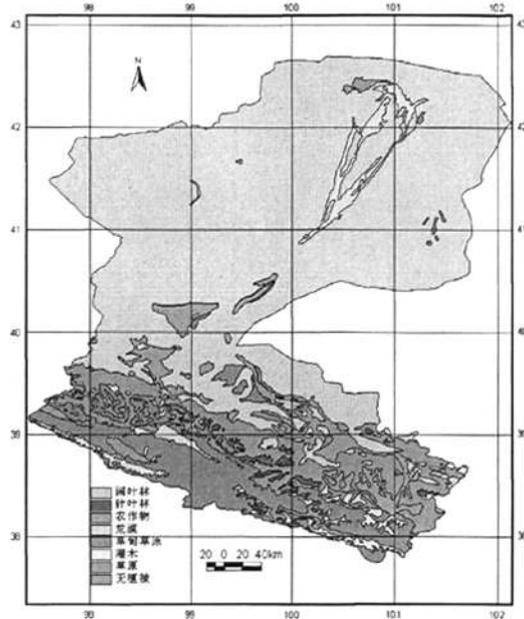


图 4-2 植被类型图

有结构性凋落物、代谢性凋落物的凋落生物量及其氮含量进行赋予初始值，初始值详见附表6。每一个植被类型的每一个变量作为一个图文件输入到模型中。模型给予每个植被类型一组生理参数，每个类型有59个参数，这些参数主要是气孔饱和度、光合效率、暗呼吸、光呼吸、叶子凋落的阈值温度、根系模式参数、固氮系数、种子的死亡系数、非叶子部分的呼吸系数等等，更加详细的参数列表可见附表 4。

#### 4.1.3 土壤数据

土壤类型数据来自黑河数据库，该数据来自于全国1:10万的土壤类型图，投影为Gauss投影。由于TESim模型应用的是经纬度坐标，所以将投影转换成经纬度投影。源数据依据土壤分类系统（1992年标准）将土壤划分到了土壤亚类，共57种土壤亚类。在模型输入中被划分到土类一级，为潮土、风沙土、高山草甸土、高山草原土、高山寒漠土、灰钙土、灰褐土、灰棕漠土和栗钙土9个土类，冰川雪被被划分到其它一类。

在土壤类型的合并过程中，按照各土类面积的大小，确定几个大的土类，在此基础上将面积较小，以及土壤质地和有机质含量等土壤理化性质比较相近的土壤划分到相应的土类中。



## 4.1.4 土地利用数据

土地利用数据来源于黑河数据库1: 100万矢量图, 时间为2000年, 投影为Albers。源数据将土地利用分类到了二级类型, 其一级名称分别为耕地、林地、草地、水域、城乡、工矿、居民用地和未利用土地。作者把黑河流域的土地利用分为八种类型: 水田、旱地、林地、灌木林、草地、沙地、建筑用地以及其它。

表 4-2 土地利用归并方案

代码	一级类型	代码	二级类型	归并方案	模型代码
1	耕地	11	水田	水田	1
		12	旱地	旱地	2
2	林地	21	有林地	林地	3
		22	灌木林	灌木林	4
		23	疏林地	林地	3
		24	其他林地		
3	草地	31	高覆盖度草地	草地	5
		32	中覆盖度草地		
		33	低覆盖度草地		
4	水域	41	河渠	其他	8
		42	湖泊		
		43	水库坑塘		
		44	永久性冰川雪 地		
		45	滩涂		
		46	滩地		
5	城乡、工 矿、居民用 地	51	城镇用地	城镇用地	7
		52	农村居民点		
		53	其他建设用地		
6	未利用土 地	61	沙地	沙地	6
		62	戈壁		
		63	盐碱地	其他	8
		64	沼泽地		
		65	裸土地		
		66	裸岩石砾地		
		67	其他		

其中, 水田和旱地与土地资源分类系统一致, 灌木林其中的二级分类一致, 而有林地、疏林地和其它林地则为林地, 草地则不分中、高、低覆盖草地, 统称为草地; 沙地、戈壁被划入沙地, 城乡、工矿、居民用地称为建筑用地, 而水域划入

其它。图 4-2 的前三列是 1:100 万中国土地利用图分类系统，后两列为模型的归并方案和代码。

#### 4.1.5 DEM

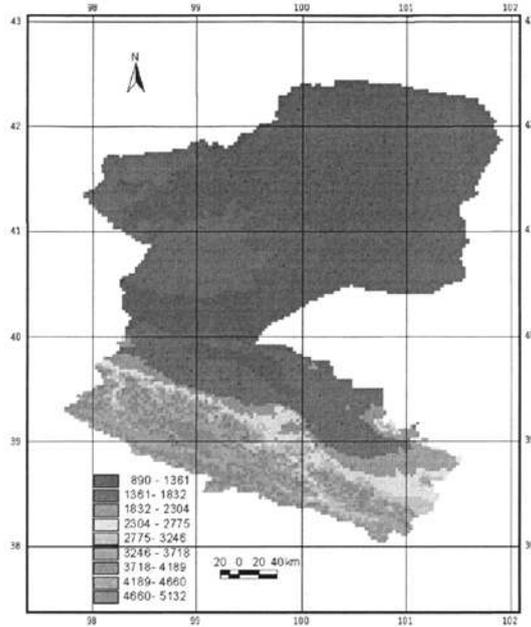


图 4-5 黑河 DEM

DEM (Digital Elevation Model) 数据来源黑河数据库 1km 的数据，投影为 Albers 投影。在 ARC/INFO 中的 GRID 模块中用命令 ASPECT 和 SLOPE 从 DEM 数据得到坡度、坡向数据，然后再将投影转换成经纬度坐标。

#### 4.1.6 底边界水势

TESim 模型最早是应用于中国北方农牧交错带，中国北方农牧交错带分布在年降水量 250~400mm 的地区，降水变化对该地带的影响十分显著。该地区的降水可以满足植物的生长发育，所以 TESim 模型在应用于北方农牧交错带时，并没有考虑地下水的问题，植物依靠自然降水生长。但是黑河流域的中下游处于极端干旱区，尤其是下游的额济纳旗，年均降水量 47mm，这么低的降水很难满足植物的生长。由于目前 TESim 模型还没有与地下水模型耦合，所以在应用到黑河流域的过程中，对地下水采用底边界水势来控制，把荒漠地区的底边界水势设定为

-2.0MPa，下游的河岸地区设定为-0.01MPa。上游有冰雪融化的问题，为了体现植物可以在返青季节利用融水进行生长，把这些地区的底边界水势也设定为-0.01MPa。底边界水势设定为-0.01MPa，是认为植物可以利用3米深的地下水，再深的地下水就不能为植物所利用。

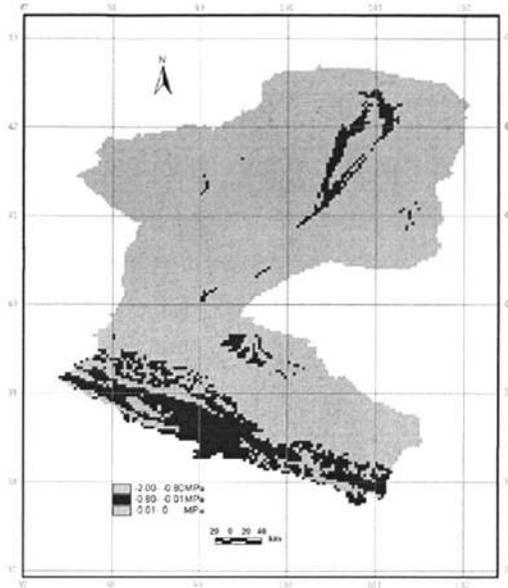


图4-6 模型设定的底边界水势

#### 4.1.7 输入数据格式

由于各背景数据的分辨率不同，所以经过转换后边界会出现不一致的情况。为了处理这种情况，利用ARC/INFO的shapegrid将矢量数据转换为格网数据，然后在GRID模块下通过掩模得到共同边界，使所有输入模型的图文件边界大小完全一致，否则可能导致模型不能正常运行。

输入数据以两种文件形式输入，一种是文本文件形式，例如气象数据、植被生理参数；另一种是图文件形式，例如植被类型、土壤类型、DEM、坡度、坡向、植被各变量的初始值等。

以图文件形式输入的文件，都是把数据转成GRID，分辨率都是0.033330（4km），然后再用ARC/INFO下的GRIDFLOAT转成二进制文件，根据共同的边界，采用C++程序提取出研究区域的有效值，这样可以减少对计算空间使用，提高计算效率。

## 4.2 模型输出

用来模拟黑河流域生态系统动态变化TESim模型的版本使2.0,输出的是月估算值,主要的输出项目如下,更加详细的信息可见附表2和附表3:

- 生物量(叶、茎、根、凋落物)  $\text{g.m}^{-2}$
- 氮含量(叶、茎、根、凋落物、土壤)  $\text{g.m}^{-2}$
- 有机质  $\text{g.kg}^{-1}$
- 碳含量(植物、土壤)  $\text{gC.m}^{-2}$
- *NPP*  $\text{gC.m}^{-2}$
- *NEP*  $\text{gC.m}^{-2}$
- 异养呼吸  $\text{gC.m}^{-2}$
- 土壤含水量 V/V
- 蒸散发 cm
- 有效降水 cm
- 径流月估 cm
- 风蚀、水蚀  $\text{g.m}^{-2}$
- 叶面积指数  $\text{m}^2.\text{m}^{-2}$

TESim模型的输出结果以两种文件输出:一种是文本形式,一个文件代表一个植被类型的输出结果,每个输出变量以月估算值输出;另外一种是以二进制文件的形式输出,一个文件就是一种植被类型的一个变量,通过处理可以用GIS软件进行显示。

### 1、文本文件(.PRN)

这种文本文件格式是一种植被类型一个文件,输出项目包括上表中所有的变量,时间步长是月。列出的每个月各个变量的平均值。这些数据便于使用者进行数据分析,做时间变化趋势、动态分析。

### 2、二进制文件(.MPN)

这部分文件是以二进制文件的形式输出的,和输入的图文件形式一样,也是只列出了有效值的数值,而将大量无值区域的数字省略,需要通过还原成完整的图文件,加上头信息,在ARC/INFO下利用ASCII GRID命令将它们转换成GRID格式,进行显示和分析。

二进制文件的数据是每种变量的各植被的多年平均值，可以用来做空间分析，显示各种变量在空间上的分布。

### 4.3 模型运行

为了使模型达到平衡态，通常有两种做法：一是选择一个正常年份的值作为平衡态的值，缺点是不容易确定什么年份是正常年份，主观性太强。另外一种方法是，首先给定输入变量初始值，然后用驱动数据运行至平衡态，把该平衡态的值作为初始值。这种模型运行，可以消除假定的生态系统变量初始值，即平衡态假设，对动态模拟输出的影响。

在运行TESim模型模拟黑河流域生态系统的过程中，采用的是后一种方法。在模型模拟中，首先应用1971年~1980年每日气象数据驱动模型，多次运行直至生态系统平衡态，即各个状态变量如植被和土壤有机碳、氮含量以及土壤含水量年际变化小于1%，并且NPP、总凋落物产生量和土壤呼吸相等（即NEP为零）。然后用1971年~2005年每月气象数据进行动态模拟，得出35年间模型的模拟结果。从1971~1980年的模型运行是为了清除假定的生态系统状态变量初始值（即平衡假设）对动态模拟结果的影响。

## 第五章 模拟结果验证

模型预测结果的可靠性取决于模型本身是否被试验观测结果所验证,因此验证工作是一项非常重要的工作。但是由于数据的缺乏,以及点观测向面模拟的时空推广的尺度转化问题,使验证工作成为一项比较困难的工作。

利用实测值与模型模拟得到的各估算值进行比较是检验和改进模型的重要依据和不可缺少的工作。实验观测不仅为验证生态系统模型提供数据,而且进一步加深对生态系统过程的认识。模型模拟是应用现有的知识对系统可能的变化进行分析和预测,而对真实生态系统变化的试验观测是有关生态系统新知识的唯一途径。

由于卫星遥感技术的发展,以及涡度相关法(eddy covariance method)测定技术的大量应用,使区域和全球水平上生态系统变化的连续观测成为可能,这些观测数据的大量积累为模型的验证提供了大量的验证数据。卫星遥感所获得的观测数据可以从大尺度上对模型的模拟结果进行验证,扩大了验证的区域。涡度相关法通过测定大气中湍流运动所产生的风速脉动和物理量脉动,直接求算能量和物理通量。从这个意义上来说,涡度相关法在通量求算过程中,几乎不存在任何假设(Moncrieff *et al.*, 1996)。目前,涡度相关法已经成为直接测定大气与群落CO<sub>2</sub>交换量的主要方法,也是世界上CO<sub>2</sub>和水热通量测定的标准方法(Baldocchi, 1996),所观测的数据已经成为检验各种模型估算精度的最权威资料。该方法已经得到微气象学家和生态学家们的广泛认可。

本章利用收集到实测数据、涡度相关数据和卫星遥感数据,对TESim模型模拟的部分结果进行验证,主要从变化趋势和模拟值的大小来进行验证。由于TESim模型目前还处在修改阶段,所以对其输出结果的验证更多是从相对变化(随时间和空间的变化)来考虑其是否能在一定程度上反映极端干旱地区的特点。对于绝对值的验证,更多的是留待以后数据多了再去解决。

通过运行TESim模型,得到了1971~2005年共35年的模拟结果。由于模拟输出结果很多,不可能一一进行验证,只能依据收集到的数据进行相应的验证。在这里作者主要对模拟输出的生产力、蒸散发和叶面积指数(LAI)以及营养元素进行验证。

TESim 模型对黑河流域的模拟,把整个黑河流域按照植被类型分为了七个生态系统,分别是落叶阔叶林生态系统(BRD)、常绿针叶林生态系统(CNF)、农田生态系统(CRP)、荒漠生态系统(DST)、草甸草原生态系统(MDS)、灌木林生态系统(SHB)和草原生态系统(STP),另外把整个黑河流域作为一个生态系统(TTT)。在本文的论述中,为了便于叙述和作图方便,大量的采用其英文字母的缩写。

## 5.1 生产力验证

### 5.1.1 地上生物量验证

由于实测生物量的工作量很大,而且覆盖面也比较少,所以通常不容易得到大量的生物量数据,因此对生物量数据的验证只能在某个范围内进行验证,验证模型模拟的生物量是否在实测值范围内。还有一个更重要的限制因素是实测数据的共享情况不是很好,虽然科研人员做了大量的实际工作,但是目前还没有形成一个验证模型的生态及相关观测数据集,黑河流域也是如此。

TESim模型对高寒草甸、典型草原、荒漠草原的地上部分干物质产量的模拟,其多年的模拟平均值分别为177.85、123.55、41.74  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ,李博等(1990)根据多年的研究表明,高寒草甸、典型草原、荒漠草原的地上部分干物质产量的范围分别在150~300、70~150、20~50  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ (表5-1),模拟值处于相应的数值范围内。

表 5-1 部分生态系统地上部分干物质产量 ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ )

草地类型	实测值	模拟值
典型草原	70~150	123.55
荒漠化草原	20~50	41.74
高寒草甸	150~300	177.85

另外,根据周兴民(2001)对草甸草原的35个地点的大量实测数据的总结(表5-2),实测的草甸草原的地上净生产量一般在93.7~525.4  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 范围内,平均值为276.50  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ,而模型的模拟值在92.8~281.0  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ 范围内,平均值

177.85 g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup> 范围内, 在实测值的范围内。

表 5-2 嵩草草甸的产草量及其环境因子 (引自周兴民, 2001)

县	海拔(m)	气温 (°C)			全年降水 量(mm)	日照时数 (h)	地上 净生产量 (g.m <sup>-2</sup> )
		年平均 气温	一月 平均气温	七月 平均气温			
西宁	2 261.2	5.7	-8.4	17.2	368.2	2 762.0	335.10
乐都	1 979.7	6.9	-7.2	18.5	334.3	2 776.4	228.60
循化	1 870.3	8.6	-5.3	19.9	264.4	2 685.8	334.35
同仁	2 491.4	5.2	-8.0	16.0	425.7	2 568.6	387.75
尖扎	2 084.6	7.8	-6.2	19.2	353.0	2 660.8	281.10
贵德	2 237.1	7.2	-6.7	18.3	254.2	2 913.9	329.55
互助	2 480.0	3.4	-10.7	14.4	482.7	2 576.5	388.50
大通	2 567.8	2.8	-11.4	14.1	513.8	2 590.5	335.10
湟中	2 667.5	2.8	-10.9	14.3	528.2	2 580.4	332.10
祁连	2 787.4	0.7	-13.6	12.8	391.4	2 873.6	227.70
天峻	3 417.1	-1.5	-15.0	10.5	324.7	2 996.0	176.10
海晏	3 080.0	-0.3	-15.0	11.8	397.4	2 768.2	149.40
刚察	3 301.5	-0.6	-14.0	10.7	370.3	3 036.8	288.30
共和	2 835.0	3.3	-11.0	15.2	306.6	3 001.3	215.55
兴海	3 323.2	0.9	-12.2	12.1	340.5	2 790.7	294.00
贵南	3 200.6	2.0	-11.4	13.4	398.6	2 701.0	283.95
同德	3 289.4	0.2	-13.4	11.7	427.2	2 745.8	287.85
都兰	3 191.1	2.7	-10.6	14.9	179.7	3 110.2	163.95
乌兰	2 981.5	3.7	-11.0	15.6	176.1	3 182.8	213.60
格尔木	2 678.9	5.1	-10.4	19.1	23.4	3 153.0	93.75
大柴旦	3 173.2	1.1	-14.3	15.1	82.0	3 243.5	93.75
茫崖	3 138.5	1.4	-12.4	13.5	46.1	3 310.6	93.75
称多	4 415.4	4.9	-17.0	6.4	503.6	2 555.4	378.60
玉树	3 681.2	2.9	-7.8	12.5	480.5	2 454.7	294.15
昂欠	3 643.7	3.8	-6.6	13.2	526.1	2 560.2	361.35
泽库	3 662.6	2.4	-14.8	8.7	468.1	2 651.3	388.50
久治	3 628.5	0.1	-11.2	9.9	764.4	2 314.5	484.80
班玛	3 750.0	2.5	-7.7	11.6	652.4	2 328.3	525.45
玛沁	3 719.0	-0.7	-12.7	9.7	509.4	2 571.3	351.45
甘德	4 050.0	-2.7	-14.9	7.6	477.6	2 498.0	366.90
达日	3 967.5	-1.3	-12.9	9.1	536.6	2 370.1	309.15
玛多	4 272.3	-4.1	-16.8	7.5	303.9	2 702.7	151.95
曲麻莱	4 231.2	-2.5	-14.1	8.5	391.7	2 667.6	148.95
治多	4 179.1	-1.7	-12.6	8.8	387.0	2 653.2	148.05
杂多	4 067.5	0.2	-11.3	10.6	511.1	2 447.1	235.35

### 5.1.2 地下生物量验证

地下生物量的测定通常采用破坏性的，将根系从土壤中挖出，用水冲洗后，将枯死凋落物和活体部分分开烘干称重。测定的工作量大，所以这方面的数据比较少。从中国科学院海北高寒草甸生态系统定位研究 1980 年~1982 年矮嵩草草甸植物群落地下生物量季节变化规律来看，不同生长季节和年间矮嵩草草甸地下生物量各不相同。季节变化和年际动态都比较大，规律性不是很强，因此对于地下部分生物量的模拟也是比较困难的。

而 TESim 在模型草甸草原的地下部分是，采用了一个“S”型的变化规律来模拟季节动态（图 5-2），并且年际变化不大。由于地下部分的动态变化差异很大，所以对其的模拟是比较困难，在这方面需要进行进一步的研究和大量的实测数据来解释其变化的机理，推动模型的改进。

### 5.1.3 NPP 验证

对 NPP 的验证使用的是卢玲等（2005）计算的 2002 年的 NPP 数据。卢玲等（2005）采用比利时 VITO 研究所提供的 1998 年至 2002 年黑河流域逐旬 1km 分辨率 SPOT/VEGETATION NDVI(10d 最大化 NDVI)数据产品来计算 C-FIX 模型（Prince *et al*, 1995）所需的关键参数光合有效辐射比例 fAPAR，与气温和辐射等驱动模型，估算得到 NPP。C-FIX 模型是基于 Monteith 理论的光能利用率模型，可以在区域及全球尺度上估算 GPP、NPP 和 NEP，该模型的主要设计者是 Frank Veroustraete 博士（卢玲等，2005）。

该模型已经在卢玲的博士学位论文（2003）和发表的论文中（卢玲等，2005）得到验证和应用，证明该模型可以较好的模拟黑河流域的 NPP。相关的数据也可以在相关网站下载（比利时 VITO 研究所网站 <http://free.vgt.vito.be>，以及 <http://www.geosuccess.net/geosuccess/relay.do?dispatch=introduction>）。因为卢玲等（2005）对 C-FIX 模型在黑河流域的参数进行了调整，使之更加适合于黑河流域，所以在这里采用卢玲的结果。

通过与 C-FIX 模型计算的 2002 年的 NPP 进行比较（图 5-1），模拟值的季节动态模拟效果不错，尤其是对 CNF、SHB、STP 的月 NPP 的模拟，二者趋势一致性很好。通过统计分析表明，各生态系统的 NPP 与 SPOT 的 NPP 相关系数在 0.62~

0.99之间，呈极显著相关 ( $P < 0.01$ )。

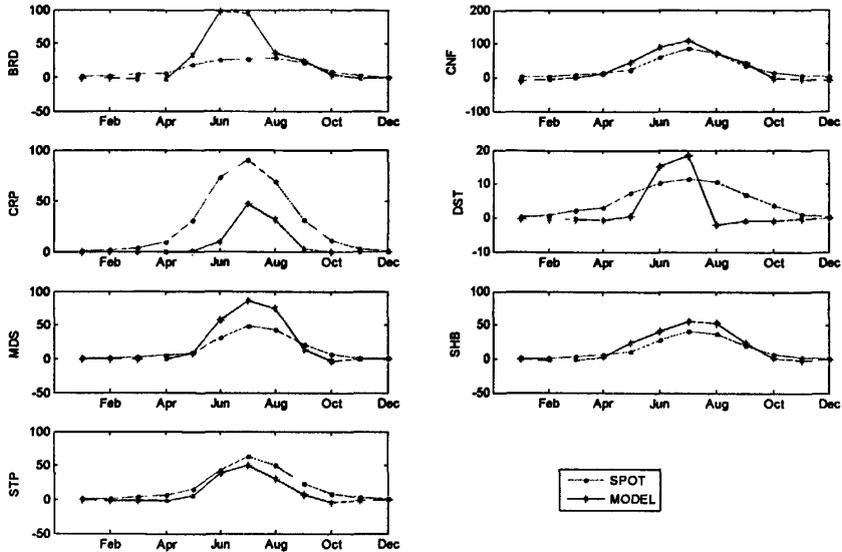


图 5-1 SPOT-NPP 与 TESim-NPP 比较

#### 5.1.4 凋落物生物量

在黑河流域的草甸草原生态系统，主要是由小嵩草草甸、矮嵩草草甸等组成，属于嵩草草甸。根据周兴民等（2001）对嵩草草甸的多年观测，嵩草草甸的生长

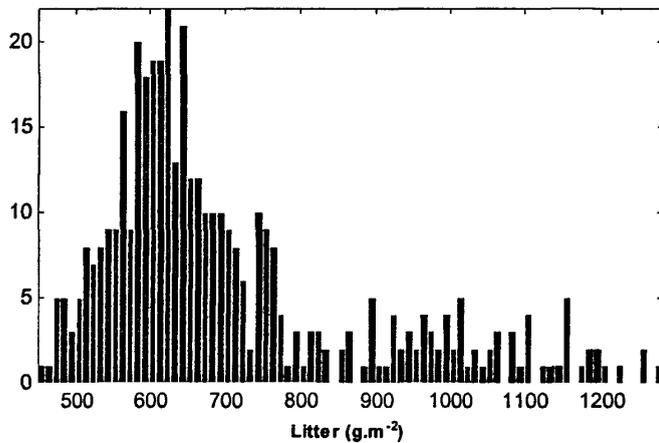


图 5-2 草甸草原生态系统凋落物模拟结果直方图

季节的凋落物的月测定值在  $5.0 \sim 97.8 \text{ g.m}^{-2}$  之间。模型模拟的凋落物的范围在  $450 \sim 1280 \text{ g.m}^{-2}$  之间，大部分结果在  $500 \sim 700 \text{ g.m}^{-2}$  之间（图5-2）。模拟值与测定值之间的差距很多，说明模型对草甸草原生态系统凋落物的模拟，还需要对范围做进一步的调整。

## 5.2 叶面积指数验证

叶面积指数 (LAI) 是指单位面积土地上所有植物叶片面积的总和。叶面积指数对陆地生态系统和大气间能量、水汽和  $\text{CO}_2$  交换是非常重要的影响,也是大多数生态系统过程模型的重要输入参数之一 (Cower *et al*, 1999; Law *et al*, 2001)。LAI 可通过直接的野外破坏性观测和利用冠层辐射传输模型间接估计。而通过遥感可以在更大时空尺度上观测 LAI 的变化。美国的对地观测系统 (Earth Observing System, EOS) 将遥感反演 LAI、FPAR 和 *NPP* 等参数作为重要目标之一。

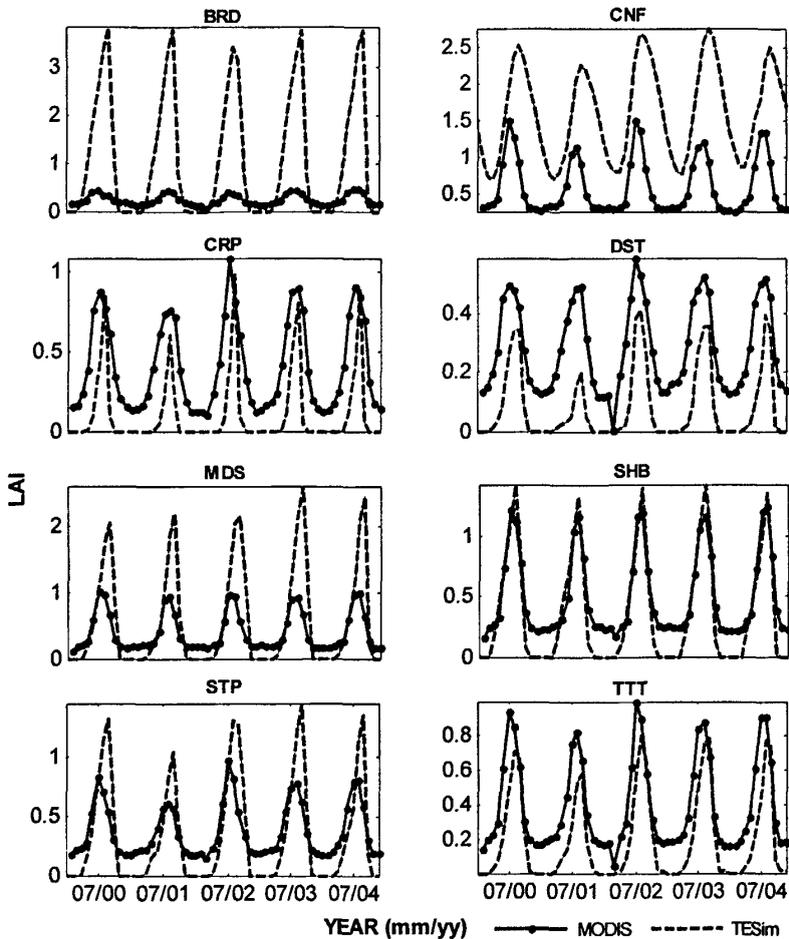


图 5-3 LAI 的验证 (MODIS 和模拟值)

我们从NASA的网站 (<http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/index.php>) 获得MOD15产品, 时间是2000年2月~2004年12月, 共58个月的MODIS LAI数据。这些数据已经经过大气校正、几何校正。在下载的数据中有两种文件, 分别QA

文件和LAI数据，QA文件用来控制各个点的LAI数据质量，根据QA文件可以从中提取出合理范围内的LAI值，剔除异常值。利用QA文件处理后LAI数据，可以得到黑河流域各植被类型生态系统各个月份的LAI，计算得到各个植被类型生态系统的LAI平均值。从图5-3可以看出，MODIS的LAI值与模型模拟值的变化趋势一致性很好。对MODIS的LAI与模拟LAI进行统计分析，各植被类型生态系统的LAI与MODIS的LAI的相关系数在0.57~0.96之间，呈显著相关 ( $P < 0.01$ )。

由于MODIS LAI产品也是通过参数反演间接估计的，所以我们通过在黑河流域实测的LAI数据和Gregory等（2002）的全球LAI观测数据对模拟值进行验证（表5-3）。根据Gregory等（2002）对各植被类型的研究表明，除了农田生态系统以外，模拟的LAI值均在其范围之内。

黑河流域实测的LAI是在2003年7月中旬观测的（Lu *et al*, 2005），包括阔叶林、针叶林、农田、灌木的LAI，其平均值分别为2.10、2.40、2.99和1.68，总共279个实测数据。而相应的模拟值的平均值分别为2.53、2.20、0.85和1.28。

从下面的数据来看，阔叶林的模拟值为5.30，在Gregory等的范围之内，但是对于黑河流域而言就显得有些大。而农田的LAI无论对于Gregory的LAI还是对于实测的LAI值，显得太小。

表 5-3 全球 LAI、黑河流域实测 LAI 和模型模拟 LAI

植被 类型	全球观测				黑河流域实测				模拟		
	Mean	Max	Min	std	Mean	Max	Min	Std	Mean	Max	Min
BRD	5.1	8.8	0.4	1.6	2.10	4.08	0.88	0.73	5.30	5.82	4.78
CNF	5.5	15.0	0.01	3.4	2.40	4.75	0.75	0.81	2.20	2.75	1.17
CRP	3.6	8.7	0.2	2.1	2.99	6.13	1.31	1.22	0.85	1.25	0.52
DST	1.3	2.8	0.6	0.9					0.36	0.60	0.20
MDS	1.9	8.4	2.5	1.9					1.60	2.61	0.79
SHB	2.1	4.5	0.4	1.6	1.68	3.27	0.42	0.60	1.28	1.48	1.08
STP	1.7	5.0	0.3	1.2					1.11	1.60	0.70

模型模拟得到的LAI通过和遥感资料及实测数据的比较，是可信的，证实了模式的模拟能力。

### 5.3 蒸散发验证

蒸散发的验证主要是通过应用涡度相关数据来验证,利用大野口架设的涡度相关数据来验证针叶林生态系统的蒸散发验证。大野口位于黑河流域上游的祁连山水源涵养林,经纬度为100.28°E 和38.55°N,海拔为2765m,该区域的植被为青海云杉、青海圆柏等植物,属于针叶林植被生态系统。涡度相关仪器从2004年9月20日开始启动,至今仍在观测。通过使用涡度相关数据中潜热计算出蒸散发,该项在涡度相关数据中为LE\_wpl,为经过WPL变化的潜热通量(LE,单位是 $W \cdot m^{-2}$ )。通过蒸发潜热 $r$ (latent heat of vaporization,  $r=2.051 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$ ),计算得到蒸散发,用水的密度将单位换算成毫米(mm)。

$$ET = LE / r$$

数据的质量由涡度相关数据中自动增益控制项来控制,符号表示为agc\_Avg(1),这个值一般在55~65之间,通过该项可以将大部分异常数据剔除,从而用正常LE\_wpl值来计算蒸散发。

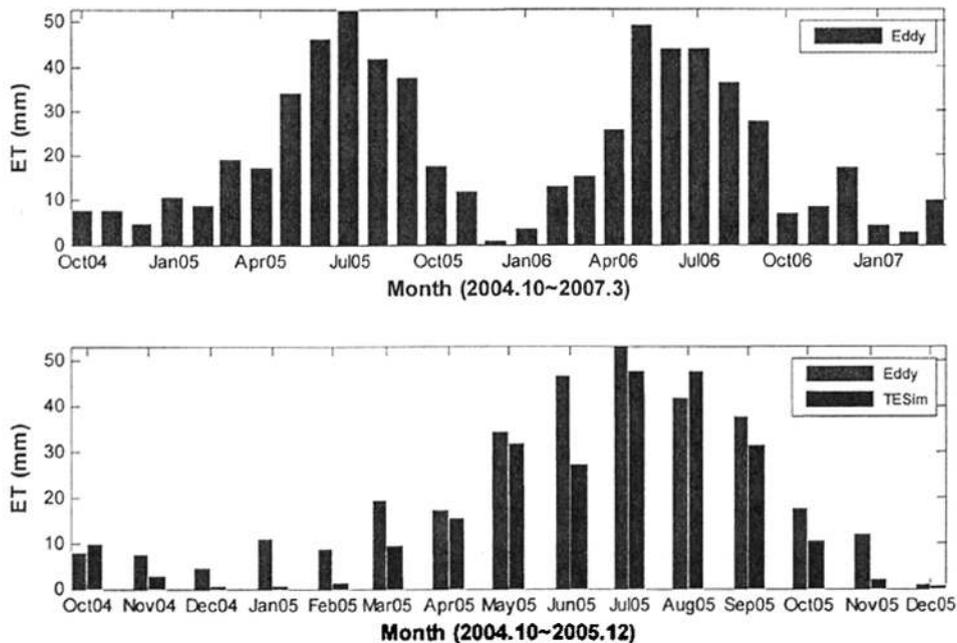


图 5-4 针叶林生态系统蒸散发模拟值验证

图5-4中上面的图为涡度相关数据2004年10月~2007年3月的月蒸散发,月蒸散发在1.1~53mm范围内,平均为21.0mm,高峰期出现在4~9月份,也就是

出现在温度高、降水多、植被生长的时期能够很好的表现出蒸散发的季节动态的单峰曲线，可以用来验证模型的蒸散发。

图5-4中下面的图为涡度相关数据计算出的蒸散发与模型估算的蒸散发的比较，从中可以看出模拟估算值能够很好模拟出蒸散发的季节动态，对蒸散发的趋势模拟非常好。模型模拟的针叶林生态系统的蒸散发变化范围在-0.1~116.4mm，平均为29.5mm。年蒸散发在225.1~434.5mm，平均值为353.6mm，2005年的蒸散发为225.1mm。而涡度相关数据计算的2005年蒸散发为300.0mm，模拟值与之相差74.9mm。

对模拟值和实测值进行相关性分析表明，模型估算值与实测值有极显著性的正相关 ( $R^2=0.88$ ,  $P<0.01$ )。

从分析可以看出，TESim模型对针叶林生态系统的蒸散发模型是比较可靠的。不过我们也要注意，模型估算值总体偏低，这可以通过调节模型的参数来提高精度。另外一个不足的地方，就是模型对于冬季的蒸散发模型值偏低，反应出模型对于蒸散发比较微弱的冬季模拟不足。

## 5.4 营养元素模拟值的验证

养分对陆地生态系统净初级生产力 (NPP) 的限制非常明显，尤其是光合作用对氮的需求和许多陆地生态系统氮的有效性水平密切相关，因而陆地生态系统碳贮量和碳通量受氮循环的密切调控 (Vitousek *et al*, 1991)。氮影响植物光合、有机质分解、同化产物的分配以及生态系统对大气CO<sub>2</sub> 浓度升高的响应等多方面生态过程，氮的任何变化都可能导致碳贮量和碳通量的变化。关于碳氮循环相互作用的实验和模型工作在以往的研究中并没有得到足够的重视，目前生态系统模型还主要是模拟生态系统的碳贮量以及在气候变化条件下的变化趋势。这些模型中关于氮循环影响的研究并不全面，有的甚至没有考虑氮循环。而TESim模型对氮循环进行了模拟，输出与氮有关的变量。

在TESim模型在中国北方农牧交错带的应用中，对碳和氮的模拟结果还没有经过验证，虽然在本论文中并不准备对模拟的碳和氮进行分析，但是对模拟结果进行验证，有利于未来的模型改进和应用。

### 5.4.1 植被碳和氮含量验证

模型模拟的氮含量包括叶、茎、根、凋落物和总氮含量，模型模拟的氮含量用的单位是 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ ，而实测的地上部分的N含量用的是百分比，为了便于比较，把模型估算的氮含量换算成百分比。

#### 1、针叶林碳和氮含量验证

根据宋采福等(1995)对青海云杉的氮含量的测定，得出青海云杉的叶、根、茎和凋落物的氮含量分别为0.649%、0.232%、0.190%和0.605%，平均值为0.419%。模型的估算值分别为0.237%、0.402%、0.110%和0.011%，平均值为0.19%。实测值与模拟值的差距较大。不过由于分析样品比较少的缘故，以及点测定数据向面模拟的扩展存在尺度转化的问题，所以并不能因为实测值和模拟值的差距过大而认为模拟值有问题，还是需要更多的验证数据才能确定植物的含氮量的范围。

#### 2、草甸草原碳含量和氮含量验证

草甸草原的实测数据是作者于2001年、2002年海北站进行野外观测期间分析得到的，分析的样品数为190个，对草甸草原的主要植物矮嵩草、针茅、美丽凤毛菊、小嵩草等19种植物地上部分和地下部分的碳和氮含量进行样品分析。图5-5的左图为实测根据样品的直方图分布，可以看出草甸草原植物的叶氮含量实测数据在0.62~3.02%之间，大部分集中在1.2~2.25%之间，平均值为1.76%。图5-5的右图为模拟值的直方图分布，可以看出模拟值在0.77~1.44%之间，大部分值在1.20%左右，平均值为1.12%，模拟值处于实测值范围内，模型对叶氮含量模拟不错。

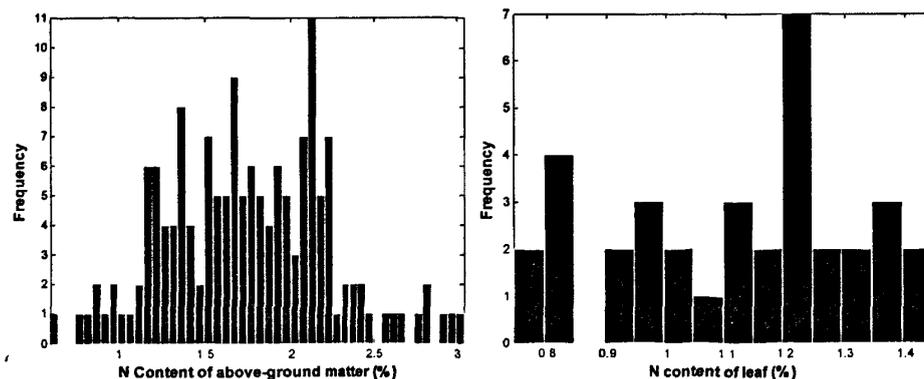


图 5-5 地上部分 N 含量的实测值和模拟值 (%)

根氮含量的实测值在0.73~1.91%之间，大部分在1.00%左右，平均值为1.11%。模拟值在0.25~0.48%，大部分值在0.40%左右，平均值为0.48%，与实测值的差距较大，相差1倍多，说明模型模拟根氮含量的范围需要调整。

对于植物碳含量，模型模拟的是整株植物碳含量，包括部分地上部分和地下部分。从实测的植物全碳含量来看，植物含碳量在37~47%之间，平均值为41.7%，模型将MDS的植物含碳固定在40%，与实测值接近。

#### 5.4.2 土壤碳含量验证

土壤碳含量的验证，主要是通过收集到的针叶林的土壤碳含量进行比较。

对于针叶林土壤含碳量的估算，不同学者所研究的结果并不相同，王金叶等（1996）对青海云杉林碳密度估算的结果  $23.15\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ，解宪丽等（2004）给出了温带常绿针叶林土壤碳密度  $20.79\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ，李克让等（2003）估算结果为常绿针叶林土壤碳密度  $17.98\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ，周玉荣等（2000）研究结果表明温性针叶林土壤碳密度 18.96，胡启武等（2006）对祁连山青海云杉林的研究认为青海云杉林土壤碳密度变化范围在  $14.16\sim 24.12\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$  之间，平均值为  $18.13\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

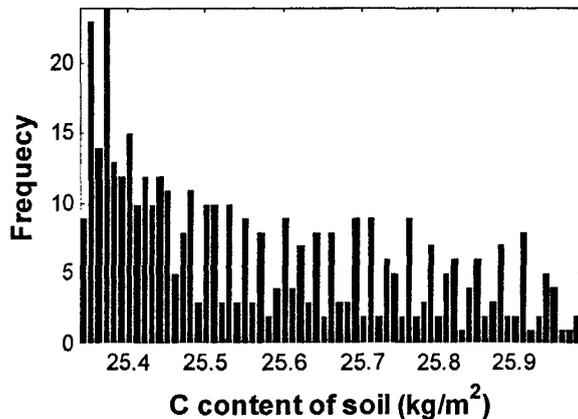


图 5-6 CNF 生态系统土壤碳含量模拟值

根据这些研究结果，青海云杉林的土壤碳含量应该在  $18.0\sim 23.2\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$  之间。模型对针叶林土壤含碳量的模拟值在  $25.3\sim 26.0\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$  之间，大部分值在  $25.0\sim 25.4\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$  之间，平均值为  $25.6\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。与这些实测结果相比较，模拟值显得有些大，高估了青海云杉林的土壤碳含量。

胡启武等（2006）对高寒灌丛土壤碳密度的测定为  $21.375\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ，王金叶等

(1996) 的测定结果为 $25.12 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。模型估算值在 $4.16\sim 4.23 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间, 平均值为 $4.19 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ , 模型估算值是实测值的1/5左右。出现原因可能在上游的灌木林和下游的灌木林并没有分开模拟, 而模型给出的仅仅是平均值, 导致模拟值过低。另外的原因是对于灌木林的土壤碳含量的范围估算不确定所致。

## 5.5 小结

通过对模型模拟的生物量、*NPP*、*LAI*、蒸散发以及营养元素的验证, 认为 *TESim* 模型总体上能够较好的模拟黑河流域生态系统的动态变化, 尤其是对于 *NPP*、*LAI* 和蒸散发的验证效果不错, 对它们变化趋势能够很好的模拟, 模拟值也基本在合理范围之内。因此, 可以认为 *TESim* 模型能够较好的模拟黑河流域生态系统的动态变化。

在模拟结果的验证过程中, 存在以下不足:

1、验证数据的收集比较困难, 由于数据分散在大量的文献中, 虽然从中找到了不少的数据, 但是对于验证模拟结果远远不够。因此, 对于验证数据的收集仍然是未来工作需要加强的部分, 建立相关数据集是一个应该考虑的问题。

2、在验证初级生产力的过程中, 发现模型对于地上部分的模拟比较好, 但是对于地下部分的模拟还需要改进。原因是地下部分的复杂性远远超过地上部分, 涉及的因素很多, 并且实测数据很少, 要想很好的模拟地下部分, 还有待于生态学家和生理学家做大量的工作。

对于凋落物的模拟, 估算结果与实测值差距很大, 需要黑河流域的各生态系统凋落物的变化范围, 这方面改进需要收集更多的数据来加以确定。

### 3、营养元素的模拟

营养元素的模拟结果虽然不是本论文的重点, 但是将是未来模型需要考虑和完善的方面。营养元素的模拟目前还是模型的不足, 通过不断的验证, 可以促进模型的发展

### 4、地下水模型的耦合

对阔叶林生态系统 *LAI* 的验证发现, *LAI* 的变化范围很小, 其中的原因是模型通过底边界水势来解决下游河岸胡杨林对地下水的利用, 相当于把地下水固定在一定深度, 胡杨林可以一直利用, 不受自然降水的影响, 因此受外界的影响很

小。

鉴于利用实测数据与模拟数据的空间尺度不匹配，仍存在一定问题。因此对验证模型的测点如何设置和选取，以及如何将测点向空间扩展等有待进一步研究。

## 第六章 模拟结果分析

TESim 模型对黑河流域的模拟,是把整个黑河流域按照植被类型分为了七个生态系统,分别是落叶阔叶林生态系统(BRD)、常绿针叶林生态系统(CNF)、农田生态系统(CRP)、荒漠生态系统(DST)、草甸草原生态系统(MDS)、灌木林生态系统(SHB)和草原生态系统(STP),另外把整个黑河流域作为一个生态系统(TTT)。

TESim 模型的输出结果非常多,在这里作者主要想对模拟的净第一性生产力(*NPP*)、净生态系统生产力(*NEP*)、土壤异养呼吸(*HR*)的季节动态和年际动态进行分析,对不同生态系统进行比较。

### 6.1 净初级生产力

自然植被的净第一性生产力(Net Primary Productivity, *NPP*)是指绿色植物在单位面积和时间内所累积的有机物的数量,是由光合作用所产生的有机质总量中扣除自养呼吸后剩余的部分,包括植物的枝叶和根等生产量及植物枯落部分的数量。它代表从空气中进入植被的纯碳量(Kimmins, 1986),可以反映植被结构与功能的变化,是生态系统结构和功能的体现。由于人为因素造成的气候变化、CO<sub>2</sub>浓度升高等原因将导致陆地生态系统*NPP*空间格局的变化,了解*NPP*空间格局变化和评估它对全球环境变化的敏感性是估算陆地生态系统对全球环境变化反馈作用重要的第一步(Hong Jiang *et al.*, 1999)。

#### 6.1.1 *NPP* 季节动态

在黑河流域,5~9月份属于植物的生长季节,5月份初植物开始返青,7~8月份植物进入生长高峰期,9月份开始进入枯黄期,从10月份~来年的4月份植物处在休眠期。图6-1显示了黑河流域1971~2005年各月*NPP*的季节动态特征。可以看出黑河流域*NPP*的季节变化呈现单峰曲线,其峰值出现在7~8月份,“雨热同季”的气候特点,其降水量和气温均为全年最高,再加上充足的光照,是植被生长最旺盛的季节,也是*NPP*月积累最高的季节。而每年4月底,是当地

植被的返青季节，植物开始萌发、复苏，*NPP* 开始积累。而到了 9 月份，随着温度的降低，太阳辐射的减弱，植被生长开始减弱，逐渐进入枯黄期，开始停止生长，*NPP* 不再积累。除了常绿针叶林 (CNF)，其他植被在冬季基本停止生长。

整个黑河流域 (TTT) 在 *NPP* 的高峰期，也就是 6~8 月份，这期间的月 *NPP* 的变化范围在  $20.5\sim 39.9\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}$ ，平均值为  $29.02\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}$ ，这个时期是 *NPP* 积累的关键时期。而在 1~4 月份和 10~12 月份这段时间植物停止生长，月 *NPP* 变化范围在  $-4.79\sim 0.50\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}$ ，平均值为  $-0.65\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}$ 。这期间的月 *NPP* 出现了负值，表明植物在冬季不能积累能量，相反需要消耗原来积累的能量。

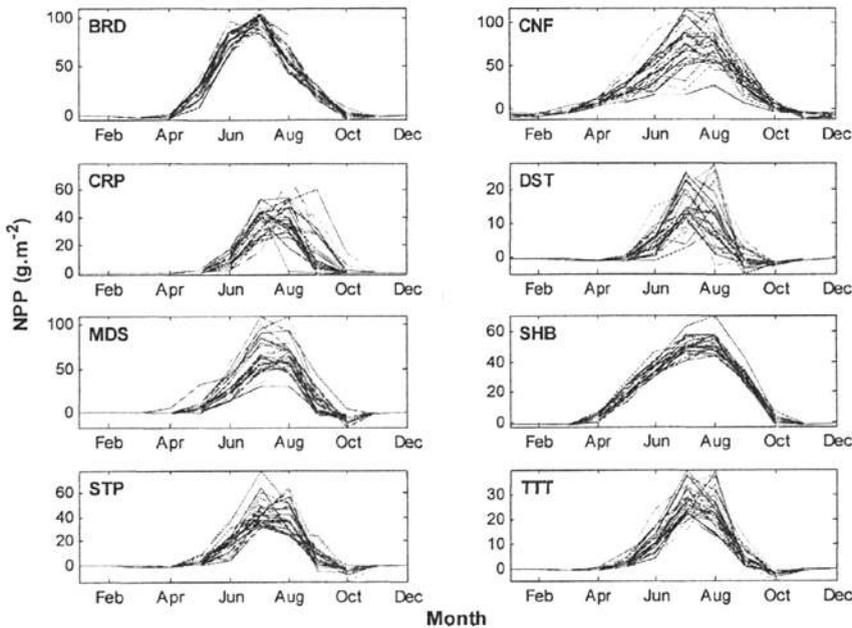


图 6-1 *NPP* 季节动态 ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ )

### 6.1.2 *NPP* 年际动态

从整个黑河流域来看，1971~2005 年的 35 年间，*NPP* 呈上升趋势，70 年代到 80 年代中期，*NPP* 的年际动态表现为振荡，上升趋势不明显；从 80 年代后期开始，*NPP* 表现出明显的上升趋势，在 2005 年达到最大值。1971~2005 年的 35 年间，单位面积上 *NPP* 的变化范围在  $44.8\sim 93.7\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  之间，平均值为  $62.2\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，波动幅度为  $48.9\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。在 1971~2005 年的 35 年间，黑河流域的气温比 70 年代上升了  $1.42^\circ\text{C}$ ，单位面积平均 *NPP* 从 70 年代的  $54.1\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，到 80 年代的

58.5gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>和90年代的62.3gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，本世纪的前5年增加到75.6gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，增长了21.4gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，约提高了40%。

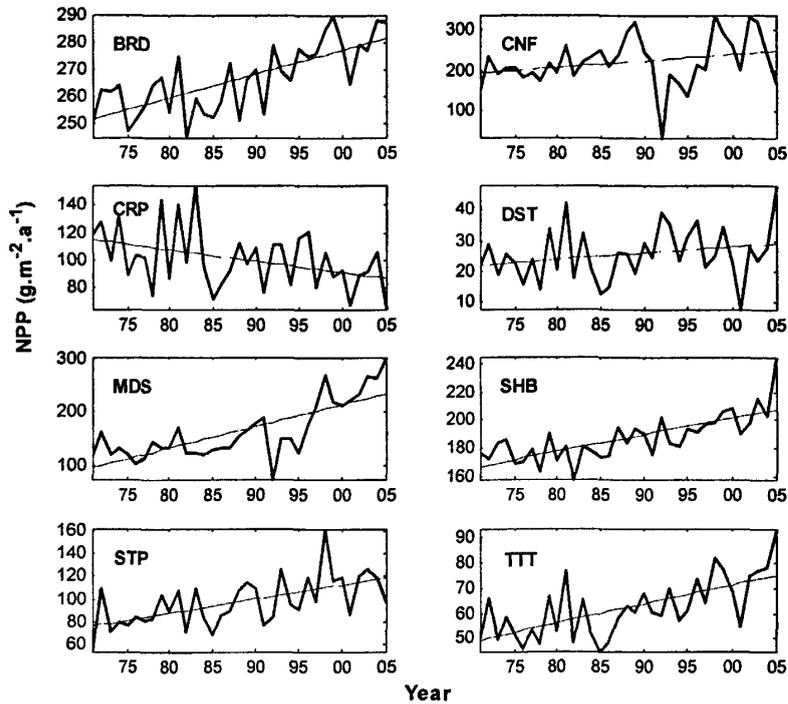


图 6-2 NPP 年际动态

对于各个生态系统而言，BRD、MDS、SHB和STP生态系统总体上表现为较为明显的上升趋势，只是在个别年份出现较为强烈的下降，其它年份总体表现为上升趋势；CNF和DST生态系统表现为较为平缓的上升趋势，而CRP生态系统在激烈的振荡中表现为下降。

BRD生态系统的NPP的年际变化在245.2~290.6gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>之间，平均值为266.7gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>。赵文智等(2006)依据NDVI和生产量的关系推算出的胡杨林的生产力，认为胡杨林的平均生产力为116g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，最大NPP为208g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，模拟值与其最大NPP相比高出40%。BRD生态系统是黑河流域所有生态系统中变异系数最小，仅为5%，与有效降水没有明显的相关性，与气温有显著的相关性( $r=0.57$ ,  $P<0.001$ )。这是由于模型目前存在的局限性造成，因为模型目前还没有耦合地下水模型，所以BRD生态系统的植被生长对河岸地下水的利用，是通过底边界水势来控制的，所以自然降水对它没有太大的作用。从这里可以看出，模型急需一个好的地下水模型来模拟地下水的变化。

SHB生态系统的NPP的年际变化在158.1~245.2  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间，平均值为187.3  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，最小值和最大值分别出现在1982年和2005年，变异系数为9%，与气温呈显著性相关 ( $r=0.66$ ,  $P<0.001$ )，与降水没有显著相关性。出现这种情况的原因是有两个，一个缺乏地下水模型，另外一个缺少对冰雪融化的模拟。为了解决上游的春季冰雪融水的问题，下游河岸植被利用地下水的问题，TESim目前都是采用底边界水势来控制，地下3米以内的降水可以为植物所利用，超过这个深度就不能在被植物利用了。从BRD生态系统和SHB生态系统的NPP变化来看，都证明了要想对黑河流域进行很好的模型，必须考虑冰雪融化和地下水的问题。

CNF生态系统NPP年际变化在36.2~339.2  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间，平均值266.7  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，最小值和最大值分别出现在1992年和1998年。通过相关性分析，CNF的年NPP与年均温和年有效降水量呈显著正相关 ( $r=0.46$ 和 $r=0.60$ ,  $P<0.001$ )，与有效降水的相关性要超过与温度的相关性。其原因是由于针叶林的根系比较深，降水的增加有利于土壤水分渗入深层土壤，为植物吸收利用，促进有机物的积累。其次是由于针叶林处于上游的高海拔地区，较低的温度会影响植物的光合作用，降低光合速率，影响有机物的合成，从而影响了NPP的积累。而温度的升高，会加速光合速率，加速土壤中有有机物的分解，增加土壤中的营养元素，为植物所吸收利用，提高NPP的积累。所以说，有效降水和温度共同影响着CNF的NPP积累。

MDS生态系统NPP的最小值和最大值分别出现在1992年和2005年，NPP分别为73.4  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和303.1  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，其它年份的NPP平均为63.1  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。1992年的年均温和生长季节均温分别为-0.55 $^{\circ}\text{C}$ 和8.0 $^{\circ}\text{C}$ ，2005年的年均温和生长季节均温分别为7.5 $^{\circ}\text{C}$ 和19.3 $^{\circ}\text{C}$ ，其它年份的年均温和生长季节均温分别为2.35 $^{\circ}\text{C}$ 和12.3 $^{\circ}\text{C}$ 。从35年的气温来看，1992年和2005年的年均温和生长季节均温分别是最低和最高的，从中可以判断出影响MDS生态系统NPP积累的主要因子是气温。

DST生态系统所占面积最大，占到了总面积的67%，它的NPP变化对整个流域有很大的影响。其NPP年际变化在7.8~48.2  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间，平均值为25.6  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，NPP的最小值和最大值出现在2001年和2005年，变异系数为34%，是所有黑河流域所有生态系统中变异系数最大，主要原因是DST生态系统所处环境

属于极端干旱的下游，年有效降水的变异系数为21%，仅次于BRD生态系统的27%，但是由于BRD生态系统植被生长主要依靠河岸的地下水，所以有效降水对它的影响远没有DST生态系统的那么明显。DST生态系统的 $NPP$ 年际变化与有效降水呈正相关 ( $r=0.65$ ,  $P < 0.01$ )， $NPP$ 的高值年（正距平，例如1979、1981、1983、2005年等）除个别年份以外都出现在有效降水的高值年， $NPP$ 的低值年（负距平，例如1974~1978，1980、1982、2001年等）除个别年份以外都出现在有效降水的低值年。DST生态系统的 $NPP$ 与年均温没有明显的相关性。

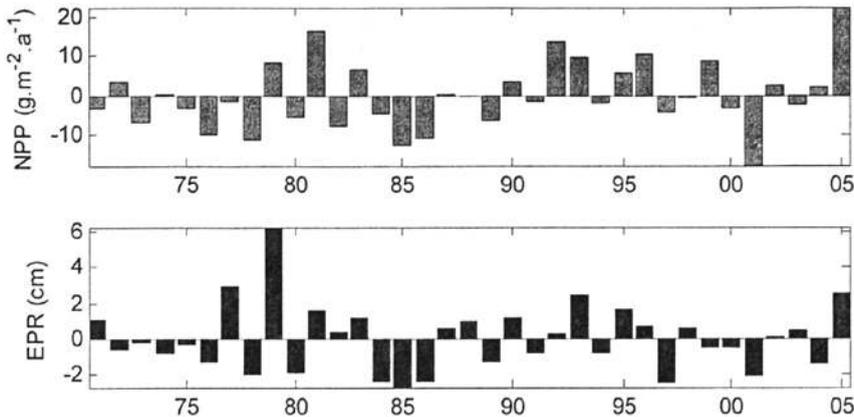


图 6-3 DST 生态系统  $NPP$  和有效降水 (EPR)

CRP 生态系统的  $NPP$  年际变化在  $65.0 \sim 154.7 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  之间，平均值为 101.2，卢玲的博士论文《中国西部地区净初级生产力及碳循环研究》中 C-FIX 模型对西部地区的  $NPP$  进行模型，西部地区旱地和农田分别为 492 和 632  $\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，是 TESim 模型模拟值的 5~6 倍。与有效降水呈正相关 ( $r=0.67$ ,  $P < 0.01$ )，与气温呈负相关 ( $r=-0.49$ ,  $P < 0.01$ )。TESim 模型是一个模拟自然生态系统的模型，在农业操作方面比较薄弱，只有内定的自动灌溉（即在土壤水分小于田间持水量的某一百分比（用户设定）时实施自动灌溉至田间持水量）和生长季结束时实施完全收获两项。农作物病害、农田的施肥操作都未考虑。鉴于黑河流域主要是灌溉农业，灌溉的方法、措施、灌溉量都应该考虑得比较充分。

### 6.1.3 不同生态系统 $NPP$ 评价

对黑河流域的不同生态系统的  $NPP$  评价，可以从单位面积的  $NPP$  和  $NPP$  总量来分析，二者的单位分别是  $\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  和  $\text{TgC.a}^{-1}$ ，前者指的是单位面积上年  $NPP$ ，

后者为单位面积  $NPP$  乘以面积得出该生态系统的年  $NPP$  总量。

表6-1 TESim模型估算的碳通量

生态系统	Min ( $gC \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ )	Max ( $gC \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ )	Mean ( $gC \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ )	Std ( $gC \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ )	C.V
BRD	245.2	290.6	266.7	12.49	0.05
CNF	36.2	339.2	221.9	60.39	0.27
CRP	65.0	154.7	101.2	21.56	0.21
DST	7.8	48.2	25.6	8.63	0.34
MDS	73.4	303.1	164.5	54.64	0.33
SHB	158.1	245.2	187.3	16.64	0.09
STP	53.7	162.0	97.6	21.59	0.22
TTT	44.8	93.7	62.2	11.88	0.19

从整个黑河流域来看，多年的单位面积  $NPP$  在  $44.8 \sim 93.7 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$  之间，平均值为  $62.2 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ，标准差为  $11.9 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ，变异系数 (C.V) 为 19%。

从单位面积的年  $NPP$  来看，各个生态系统的  $NPP$  以林地的  $NPP$  水平最高，其中 BRD 为  $266.7 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 、CNF 为  $221.9 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 、SHB 为  $187.3 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 。而高寒草甸的  $NPP$  可以达到  $164.5 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ，最小的为荒漠，仅为  $25.63 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ，单位面积内对黑河流域的  $NPP$  贡献是最小的，STP 的  $NPP$  水平仅仅高于荒漠，为  $97.65 g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 。所以，我们可以看出，黑河流域不同生态系统单位面积  $NPP$  差异很大，最高的 BRD 生态系统是最低的 DST 的 10 倍。

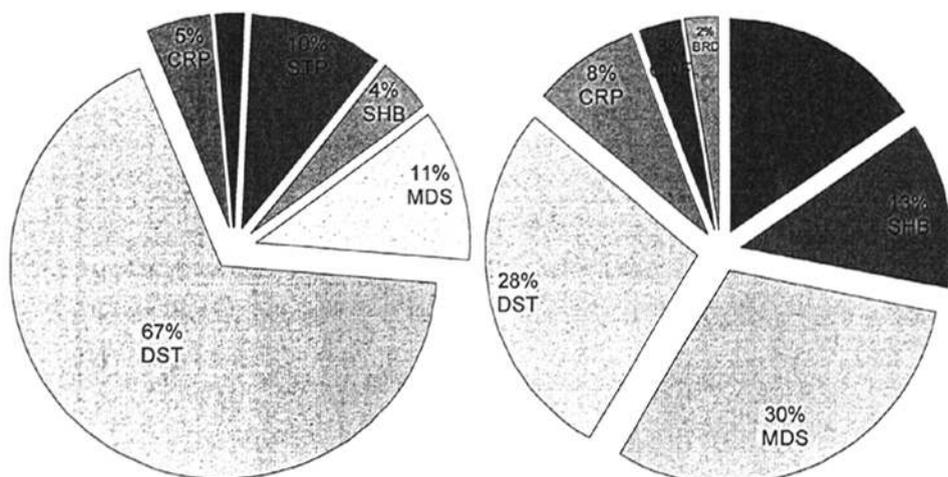


图 6-4 生态系统面积比例和生态系统  $NPP$  总量比例

$NPP$  总量等于单位面积  $NPP$  乘以面积，与各生态系统所占的面积有关。模

型模拟的黑河流域的总面积约为  $12.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，其中面积最大的是 DST 生态系统，约为  $8.7 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占到了总面积的 67%，如此大的面积比例，使得 DST 生态系统的单位面积 *NPP* 尽管是最低，但是其 *NPP* 总量仍然很高。MDS 生态系统的面积约为  $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占黑河流域总面积的 11.5%，仅次于 DST 生态系统的面积。BRD 生态系统的面积约为  $0.71 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，仅占黑河流域总面积的 0.5%，是面积最小的生态系统。另外，还有  $0.84 \times 10^4 \text{ km}^2$  属于裸土/裸岩等无植被区域，占到总面积的 0.7%。

从整个黑河流域的 *NPP* 总量来看，其年际变化在  $5.76 \text{ TgC.a}^{-1} \sim 12.05 \text{ TgC.a}^{-1}$  ( $1 \text{ Tg} = 10^{12} \text{ g}$ ) 之内，平均值为  $8.00 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，波动幅度为  $6.29 \text{ TgC.a}^{-1}$ 。从 1971~2005 年的 35 年间，黑河流域的气温比上世纪 70 年代升高了  $1.42^\circ\text{C}$ ，*NPP* 总量从  $6.96 \text{ TgC.a}^{-1}$  (70 年代)、 $7.53 \text{ TgC.a}^{-1}$  (80 年代)、 $8.65 \text{ TgC.a}^{-1}$  (90 年代)，2001~2005 年达到了  $9.73 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，增长了  $2.77 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，约提高了 40%。其中 90 年代增加得最多，增加了  $1.13 \text{ TgC.a}^{-1}$ 。

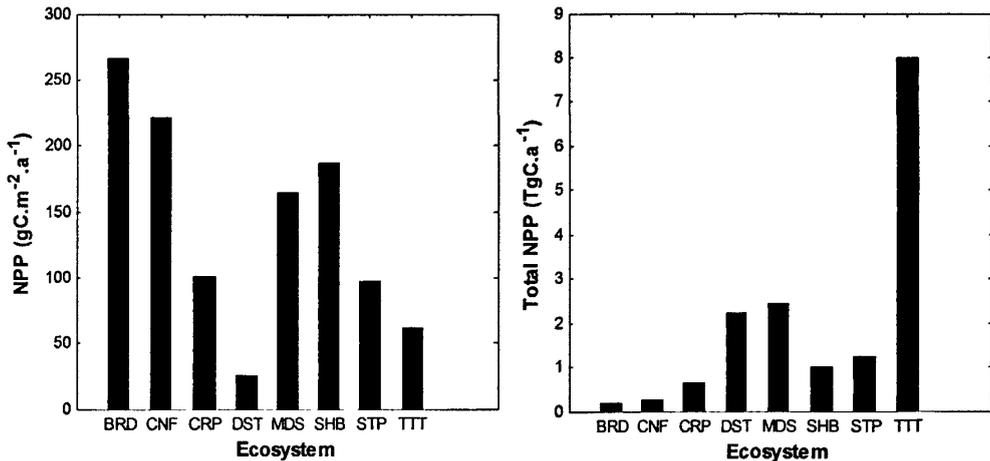


图 6-5 不同类型 *NPP* 平均值和总量

从不同生态系统的 *NPP* 总量来看，从高到底的顺序依次为：MDS > DST > STP > SHB > CRP > CNF > BRD。在所有生态系统中，虽然 MDS 的 *NPP* 平均值不是最高的（第四位），面积不是最大的（ $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占总面积的 11%），但是其 *NPP* 总量却是所有生态系统中最高的，达到  $2.43 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，占整个黑河流域 *NPP* 总量的 30%；居于其次的 DST 生态系统，处于极端干旱的下游荒漠中，单位面积 *NPP* 水平最低（ $25.63 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ），但是由于所占的面积是最高的（占总面积的 67%），因此 *NPP* 总量还是居于 MDS 其后，为  $2.22 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，占整个黑河流

域 *NPP* 总量的 28%。虽然 BRD 生态系统单位面积 *NPP* 最高，但是由于其面积最小(仅占 0.5%)，因此 *NPP* 总量为所有生态系统中最小的，仅仅为  $0.189 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，占流域 *NPP* 总量 2%。

综上所述，我们可以看出，黑河流域各生态系统，不仅 *NPP* 的平均水平差异极大，*NPP* 总量的差异也很大。MDS、SHB 和 STP 三种生态系统的面积约占黑河流域总面积的 25%，但是它们的 *NPP* 总量却占 58%，是黑河流域 *NPP* 的主要贡献者。而面积约占黑河流域总面积 67% 的 DST 植被类型，其 *NPP* 总量却仅仅占流域 *NPP* 总量的 28%。黑河流域 *NPP* 的分布呈现“大面积贫瘠，小面积富集”的特点。

从单位面积 *NPP* 的空间分布来看，黑河流域下游的单位面积 *NPP* 大部分地区处于  $47\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  以下，河岸地区的胡杨林和灌木等植被是整个黑河流域单位面积 *NPP* 最高的地区，在  $400\sim 700\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  之间，但是所占面积非常小，仅仅局限在河岸地带。

中游地区仍然有荒漠，这些地区的单位面积的 *NPP* 与下游基本相似，但是有农田和草甸草原，单位面积的 *NPP* 在  $100\sim 235\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  之间。

上游分布有 CNF、SHB、STP 和 MDS 生态系统，这几个生态系统的单位面积 *NPP* 较高，也是整个流域 *NPP* 总量的主要贡献者。单位面积 *NPP* 在  $100\sim 142\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  之间，高值区域可以达到  $300\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  以上。

表 6-2 单位面积 *NPP* 和 *NPP* 总量

植被类型	面积 ( $\text{km}^2$ )	面积百分比 (%)	<i>NPP</i> 平均值 ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ )	<i>NPP</i> 总量 ( $\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ )	<i>NPP</i> 总量 百分比 (%)
BRD	707.2	0.5	266.74	0.189	2.4
CNF	1182.8	0.9	221.85	0.262	3.3
CRP	6366.0	4.9	101.22	0.644	8.1
DST	86686.3	67.4	25.63	2.222	27.8
MDS	14771.3	11.5	164.50	2.430	30.4
SHB	5399.7	4.2	187.33	1.012	12.7
STP	12707.3	9.9	97.65	1.241	15.5
No Vegetation	842.9	0.7	0	0	0
合计	128663.4	100		7.999	100

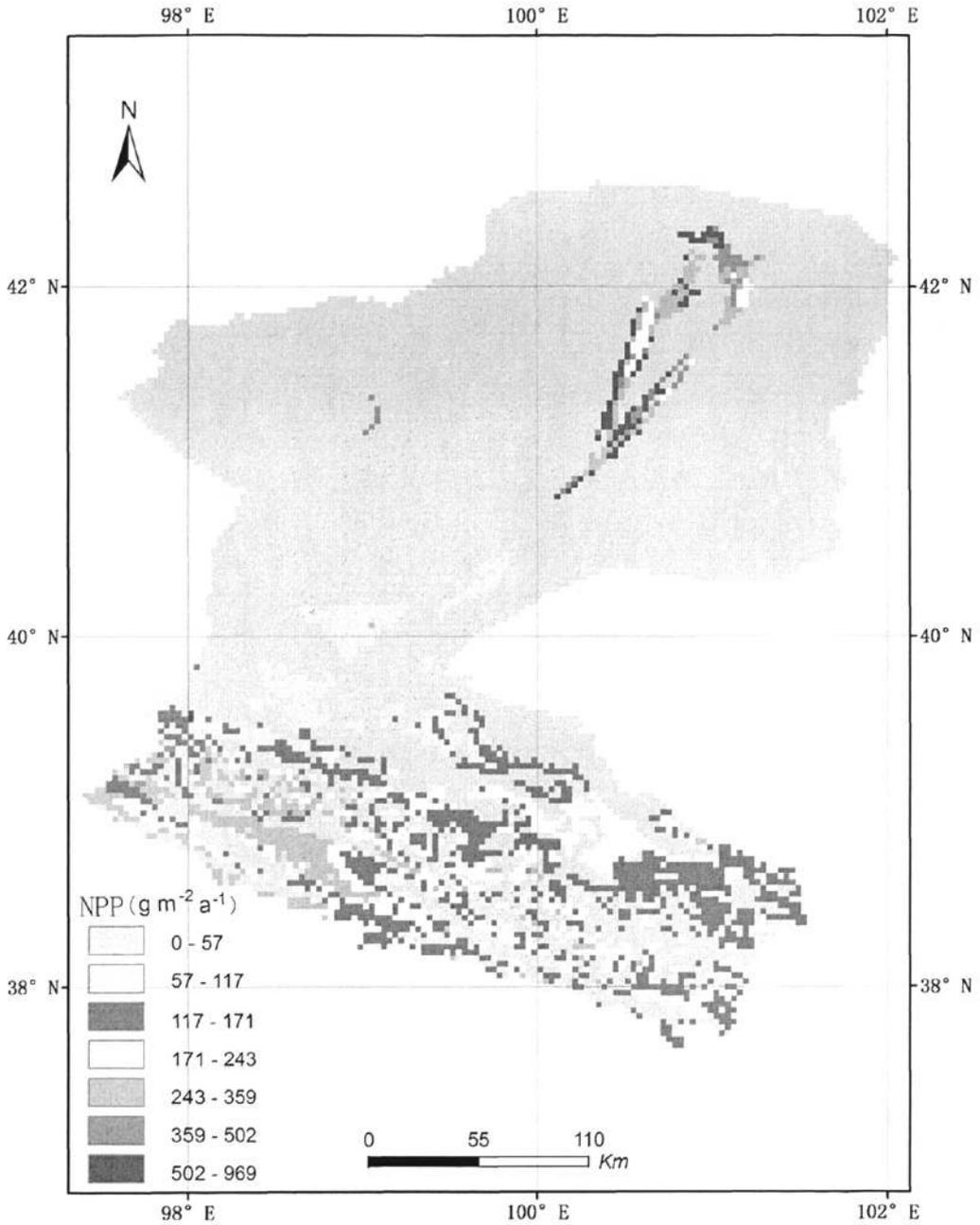


图 6-6 黑河流域单位面积  $NPP$  空间分布 ( $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ )

## 6.2 土壤异养呼吸

陆地生态系统中的土壤异养呼吸 (Heterotrophic Respiration, *HR*) 是指在土壤微生物和小动物参与下, 土壤表面枯落物和土壤有机物氧化分解释放出  $\text{CO}_2$  的过程。不生长植物的陆地生态系统中所进行的异养呼吸常被认为是土壤呼吸 (朱祖祥, 1983)。严格意义上的土壤呼吸是指未扰动土壤中产生  $\text{CO}_2$  的所有代谢作用, 包括了异养呼吸和植物根系自养呼吸; 土壤呼吸由三个生物学过程 (土壤微生物呼吸、根系呼吸、土壤动物呼吸) 和一个非生物学过程 (含碳矿物质的化学氧化作用) 组成 (Redmann, 1978; Raich and Tufekcioglu, 2000)。有研究表明土壤呼吸中根系的贡献可达 10%~90% (崔玉亭等, 1997; Hanson *et al.*, 2000)。TESim 模型模拟的土壤异养呼吸不包括根系呼吸。

### 6.2.1 *HR* 季节动态

从图 6-1 可以看出, 黑河流域 (TTT) 的 *HR* 季节变化规律为单峰曲线, 高峰值出现在夏季的 7 月份, 不同生态系统呈现的高峰期略有不同, 此时的气温是全年最高的, 月 *HR* 在  $10.8\sim 14.4\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}$  之间, 平均值为  $12.1\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 波动幅度为  $3.6\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 变异系数为 6.5%。1、2 月份是全年中异养呼吸最低月份, 在  $0.01\sim 0.04\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  之间, 平均值为  $0.014\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

从图 6-1 可以看出, BRD、SHB 生态系统的每年的季节动态波动不大, 变异系数 8%, 而 MDS 生态系统的每年季节动态变化, 是所有生态系统中变化最大, 变异系数为 37%, 其它生态系统的变异系数在 12~18%。从前面的 *NPP* 分析中, 我们知道 TESim 模型在处理 SHB 和 BRD 利用地下水和冰雪融化方面用底边界水势来控制, 在 *NPP* 年际动态中得到了反应, 在异养呼吸的季节动态同样显示出来, BRD 和 SHB 的变异系数非常小, 每年相应月份的 *HR* 变化比较小。以 SHB 为例, 4~6 月份的变异系数在 3%~6% 之间, 变化非常小, 而这个时期冰雪已经融化, 植被开始利用地下水生长的时期, 而每年的植被的生长差异不大, 地面的覆盖较为相近, 所以这个时期的异养呼吸年变化不大; 其它月份因为植被基本停止生长, 异养呼吸的变化主要受到自然因素的影响, 变异系数在 10%~23% 之间。

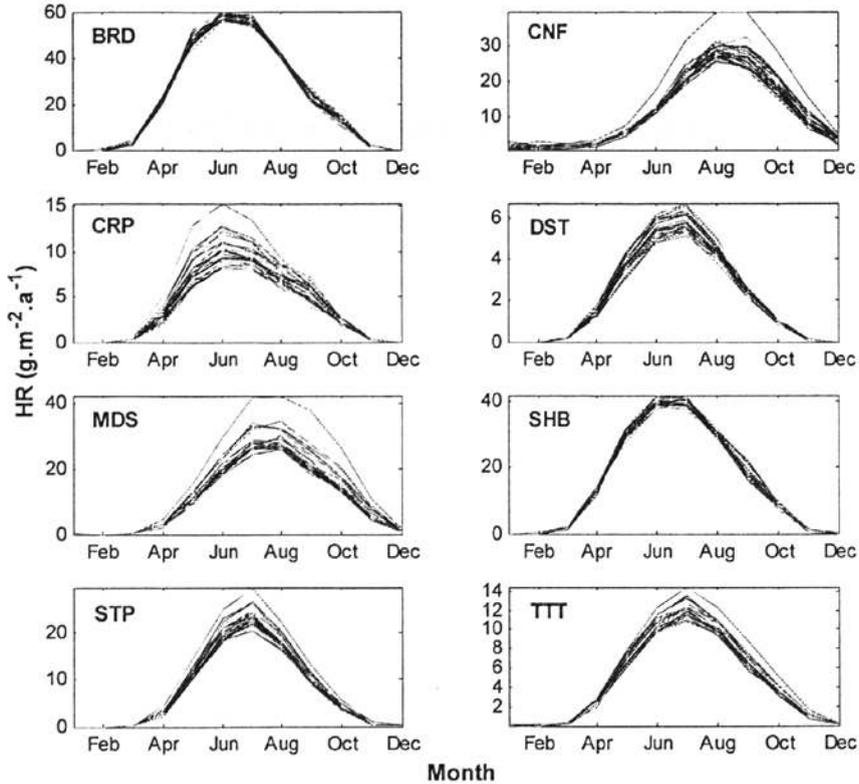


图 6-7 异养呼吸的季节动态

### 6.2.1 HR 年际动态

从整个黑河流域 (TTT) 来看, 异养呼吸的年际动态呈现上升趋势, 70 年代到 80 年代后期,  $HR$  没有明显的上升趋势, 在某个范围内浮动; 从 80 年代后期,  $HR$  呈现明显的上升趋势, 在 2005 年达到最大值。从各个生态系统系统来看, CRP 生态系统呈现较为平缓的下降趋势, 其它生态系统都呈现上升趋势, 但是上升的幅度和时期各不相同。CNF 生态系统几乎呈现直线的上升, 只是在 1992 年出现较为大幅度的下降后 2005 年较为剧烈的上升趋势; BRD 生态系统在 80 年代中期以前表现为剧烈的振荡, 从 80 年代中期到 90 年代后期, 呈现明显的上升, 其后进入平缓的振荡状态; MDS 生态系统的  $HR$  从 90 年代后期开始表现为土壤的上升, 在此之前几乎没有太大的变化; SHB 生态系统的  $HR$  在剧烈振荡中上升, STP 生态系统则是平缓中上升。

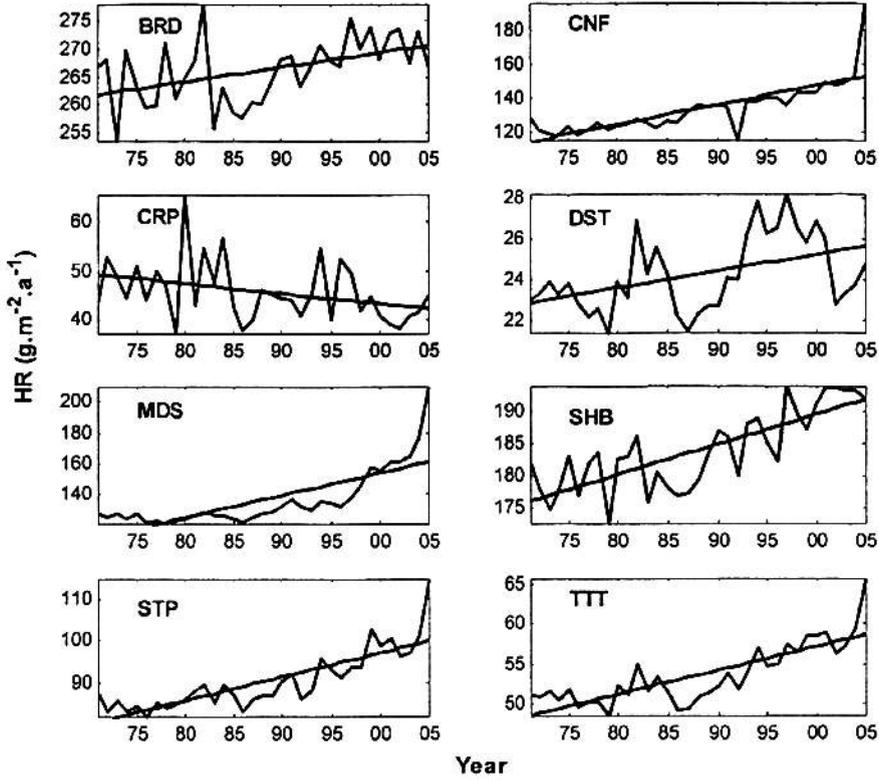


图 6-8 异养呼吸年际动态

从黑河流域的  $HR$  来看, 土壤异养呼吸的年际变化与温度呈正相关 ( $R^2 = 0.5652$ ,  $P < 0.01$ )。  $HR$  的高值年份 (正距平, 如 1993~2005 年) 除个别年份

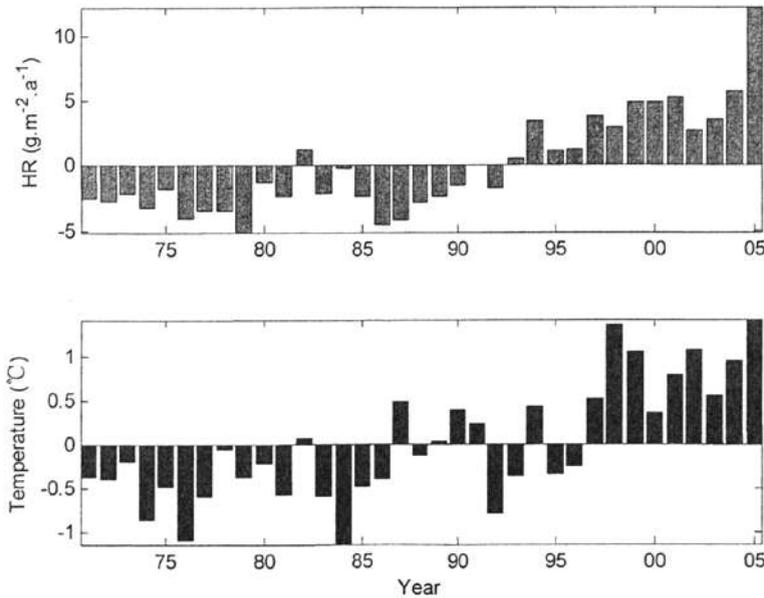


图 6-9 黑河流域异养呼吸与温度的距平图

基本上都出现在气温的高值年（正距平），*HR* 的低值年（负距平，如 1971~1992 年）除个别年份基本上都出现在气温的低值年（负距平）。整个黑河流域的 *HR* 年际变化与降水量没有直接明显的相关。

在 1971~2005 年，黑河流域的平均气温与上世纪 70 年代相比增加了  $1.42^{\circ}\text{C}$ ，单位面积平均异养呼吸从 70 年代的  $50.61\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 、80 年代的  $51.47\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 、90 年代的  $55.73\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，到本世纪前 5 年的  $59.48\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增长了  $9.32\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，约提高了 18.4%，其增长趋势低于单位面积 *NPP*。

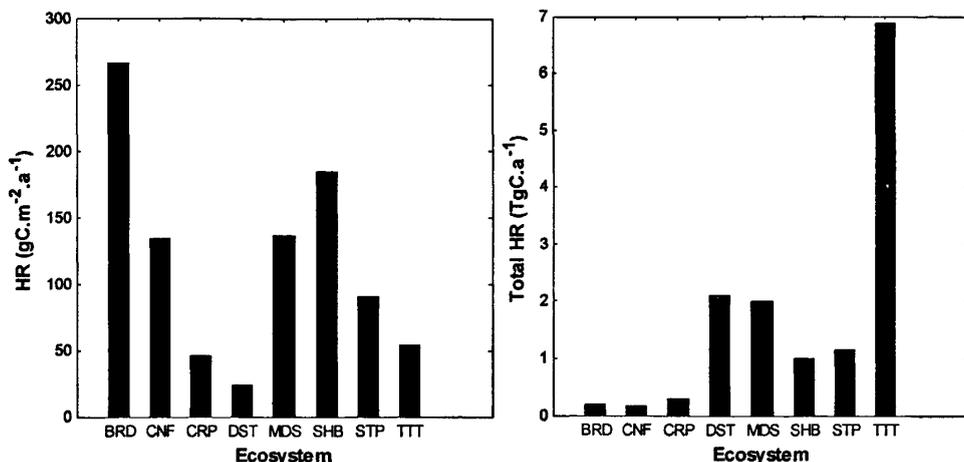
### 6.2.3 不同类型生态系统的 *HR* 比较

从整个黑河流域（TTT）的单位面积 *HR* 来看，从 1971~2005 年期间，模拟的单位面积 *HR* 在  $48.5\sim 65.8\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，平均值为  $53.6\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，变异系数为 7%。模拟的土壤异养呼吸的流域 *HR* 总量在  $6.24\sim 8.47\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$  之间，平均值为  $6.89\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，波动幅度为  $2.23\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，比 *NPP* 的波动幅度小，仅为 *NPP* 的 35%。在模拟的 35 年间，黑河流域平均气温增加了  $1.42^{\circ}\text{C}$ ，土壤碳排放（*HR*）从 20 世纪 70 年代的  $6.51\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 、80 年代的  $6.62\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 、90 年代的  $7.17\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，上升到本世纪前 5 年的  $7.65\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增加了  $1.14\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，约提高了 17.5%，其增长趋势低于 *NPP*。

表 6-3 单位面积 *HR* 统计

	Min	Max	Mean	Std	C.V
BRD	253.7	277.9	266.1	5.70	0.02
CNF	115.8	195.7	133.8	14.81	0.11
CRP	37.4	65.5	45.8	6.08	0.13
DST	21.5	28.2	24.3	1.81	0.07
MDS	120.3	210.5	135.9	19.45	0.14
SHB	158.1	245.2	187.3	16.64	0.09
STP	82.1	114.8	90.4	7.06	0.08
TTT	48.5	65.8	53.6	3.80	0.07

黑河流域不同生态系统的单位面积 *HR*，从高到低依次为：BRD > SHB > MDS > CNF > STP > CRP > DST。*HR* 最高的 BRD 单位面积 *HR* 为  $266.1\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，其次的 SHB 为  $184.0\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，最低 DST，为  $24.3\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，仅为 BRD 的 1/11。整个黑河流域单位面积 *HR* 在  $48.5\sim 65.8\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  之间，平均值为  $53.6\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

图 6-10 单位面积  $HR$  和  $HR$  总量

从各个生态系统的  $HR$  总量来看,从高到低依次为:  $DST > MDS > STP > SHB > CRP > BRD > CNF$ 。  $DST$  的  $HR$  总量为  $2.10 \text{ TgC.a}^{-1}$ , 尽管其单位面积  $HR$  仅为  $24.3 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 但是由于其面积占到了总面积的 30.5%, 所以总量仍然最高; 其次的  $MDS$  为  $2.01 \text{ TgC.a}^{-1}$ , 占流域总量的 29.1%, 最小的  $CNF$  为  $0.16 \text{ TgC.a}^{-1}$ , 占流域总量的 2.3%, 仅为  $DST$  的 7.5%。

从单位面积的  $HR$  空间分布来看, 下游和中游的绝大部分地区属于荒漠, 单位面积  $HR$  在  $14 \sim 51 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 属于  $HR$  的低值区, 但是对流域的  $HR$  总量贡献不小。上游主要是  $CNF$ 、 $STP$ 、 $MDS$ , 单位面积  $HR$  的大部分在  $142 \sim 187 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 属于  $HR$  的高值区, 也是  $HR$  的主要贡献区域。单位面积  $HR$  最高的区域出现在下游的河岸区域, 也就是胡杨林和灌木林所在区域, 但是整个区域所占面积很小, 所以其对整个流域的  $HR$  总量贡献不大。

### 6.3 净生态系统生产力

陆地生态系统碳的净吸收或净排放被称为净生态系统生产力(net ecosystem productivity,  $NEP$ )。  $NEP$  直接定性定量地描述陆地生态系统碳源/汇的性质和能力, 并且通过  $\text{CO}_2$  对气候系统直接产生着影响。  $NEP$  研究中最大的问题是需要测定 2 个较难测准的关键变量( $NPP$  和  $HR$ ), 其中任何一个变量的微小不确定性都将直接影响着最终的定性结论( $NEP$  大于零或小于零)。对于全球变化与土壤呼吸相互作用的研究是理解陆地生态系统碳循环过程的必要条件, 也是准确估算  $NEP$

的关键。在不考虑砍伐、火灾、病虫害等各种扰动情况下，净生态系统生产量（NEP）可以近似看作是陆地生态系统与大气间的净碳交换量，因而是衡量陆地生态系统碳源分布的重要指标。NEP 的正值和负值代表了碳汇和碳源的问题，也就是说正值表示生态系统固定的碳要高于释放到大气中的碳，起到一个“汇”的作用，而负值表示释放到大气中的碳要高于植被固定的碳。碳汇和碳源是当前碳循环最关注的问题。

### 6.3.1 NEP 的季节动态

从整个黑河流域（TTT）NEP 的季节动态来看，呈“W”型曲线，高峰值出现在 7、8 月份，月 NEP 在  $7.92 \sim 29.0 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2}$  之间，平均值为  $17.1 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2}$ 。其它月份的 NEP 都是负值，表明在一年中的 12 个月里，除了 7、8 月份黑河流域是一个碳汇，其它月份都是碳源。年际间各月份 NEP 差异非常大，9 月份的变异系数超过 100%，属于强变异性，其它月份也在 7~53% 之间。NEP 的低值月份出

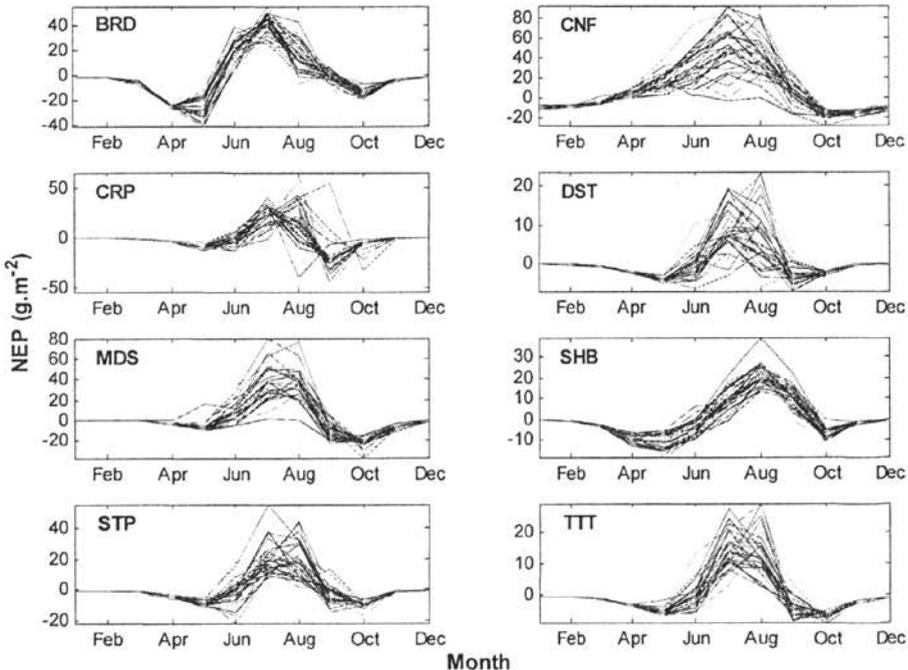


图 6-11 NEP 季节动态

现在大部分出现在 9 月份。各个生态系统的 NEP 季节动态不尽相同，但是高峰值基本都出现在 7~8 月份，充当是碳汇的作用，而其它月份 NEP 都是负值，充当的碳源作用。

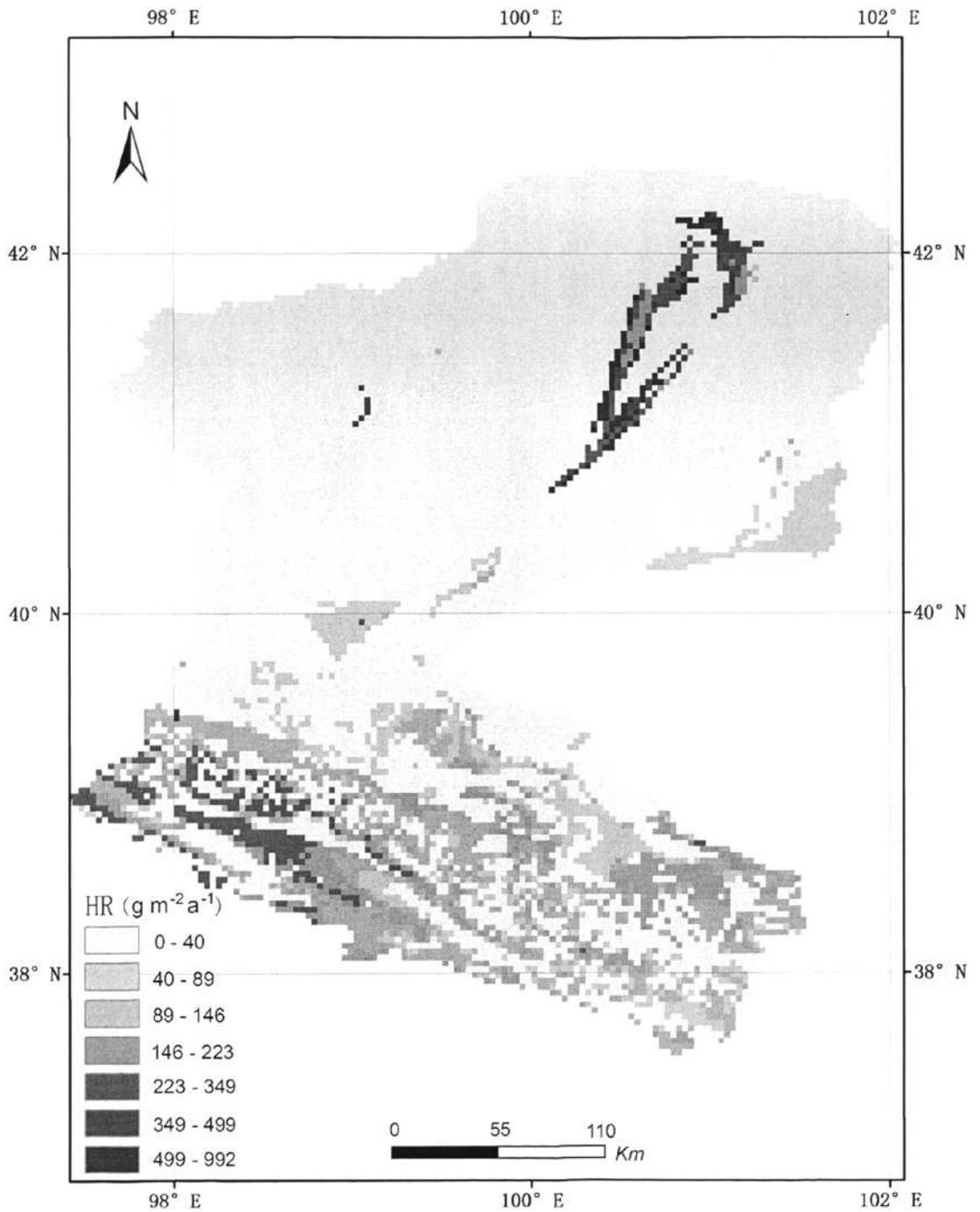


图 6-12 土壤异养呼吸空间分布 ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ )

BRD 和 SHB 年际间的季节动态比较小, 而 CNF、CRP、MDS、DST 的变异性非常强。总体来说,  $NEP$  的季节动态规律性没有  $NEP$  和  $HR$  那么明显, 主要原因是  $NEP$  是由  $NPP$  和  $HR$  的差值得到的, 而二者受影响的因素是不同的, 所以  $NEP$  的积累受到影响的因素很多。

### 6.3.2 $NEP$ 年际动态

与  $NPP$  和  $HR$  相比,  $NEP$  的年际变化更大。从整个黑河流域 (TTT) 来看, 1971~2005 年的 35 年间  $NEP$  的总趋势是上升, 变化范围在  $-9.7 \sim 26.1 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 平均值为  $5.7 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 波动幅度为  $35.8 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 标准差为  $9.8 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 变异系数 170%, 属于强变异性。

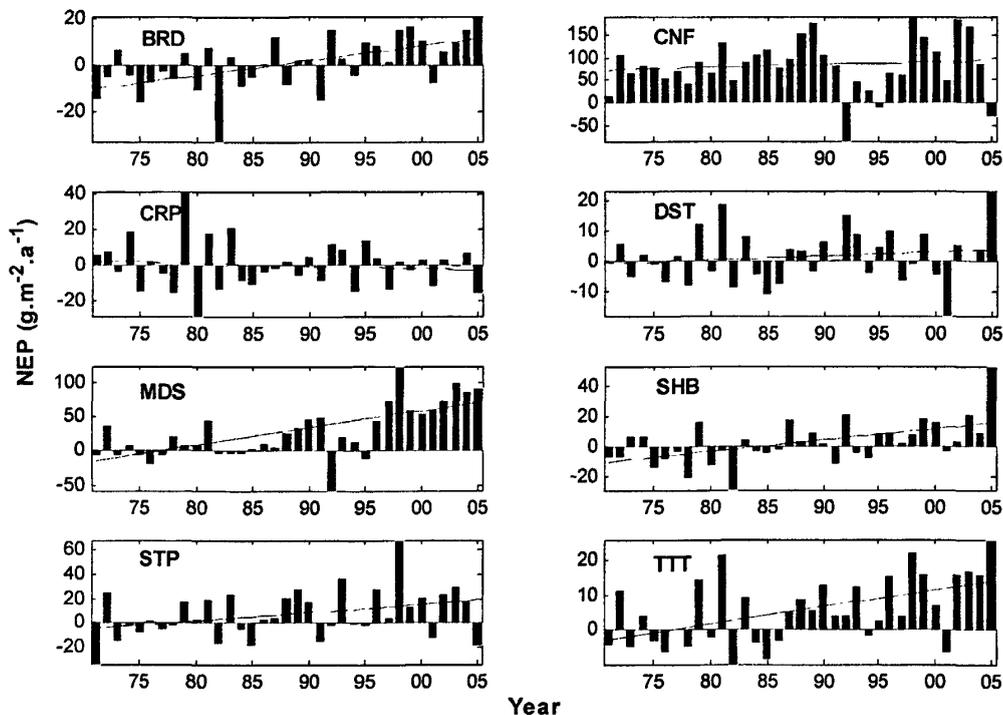


图 6-13  $NEP$  年际动态

黑河流域的  $NEP$  在上世纪 70 年代到 80 年代中期, 正值和负值数目大体相当, 也就是说在此期间黑河流域充当着碳汇和碳源, 在此之后的大约 20 年内, 除了 1994 年和 2002 年, 其它年份黑河流域起着碳汇的作用。从各个生态系统来看, 情况差异很大。

CNF 在 35 年间, 除了 1992 年和 2005 年, 在其它的 33 年内都是起到碳汇的

作用，而且固定的碳是所有生态系统中最多的，但是其 *NEP* 的呈平稳状态。在这 35 年间，*CNF* 的 *NEP* 在  $-82.7 \sim 190 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，平均值为  $83.1 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，标准差为  $58.4 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，变异系数为 70%，是整个流域生态系统中变异系数最小。

*MDS* 的 *NEP* 年际变化趋势与 *TTT* 的情况类似；其它生态系统在 35 年间充当碳汇和碳源的年份基本相当，除了 *CRP* 的 *NEP* 变化趋势是略有的下降外，其它的生态系统的 *NEP* 呈上升趋势。

由于 *NEP* 是 *NPP* 与 *HR* 的差值，所以影响 *NPP* 和 *HR* 的因子也是影响 *NEP* 的因子，主要是看 *NPP* 和 *HR* 的变化强度。

### 6.3.3 不同类型生态系统的 *NEP* 比较

*NEP* 作为 *NPP* 与 *HR* 的差值，比它们低一到两个数量级。模型估算的 1971~2005 年流域的单位面积 *NEP* 在  $-9.74 \sim 26.07 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  之间，平均为  $5.72 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，*NEP* 总量在  $-1.25 \sim 3.35 \text{ TgC.a}^{-1}$  之间，平均约为  $0.74 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，表明 1971~2005 年期间黑河流域是一个碳汇。黑河流域的陆地生态系统总碳贮量为  $345.3 \text{ TgC}$ ，其中植被碳贮量和土壤碳贮量分别为  $22.0 \text{ TgC}$  和  $323.3 \text{ TgC}$ 。1971~2005 年的 35 年间，黑河流域的陆地生态系统碳贮量从 20 世纪 70 年代的  $341.1 \text{ TgC}$ 、80 年代的  $342.4 \text{ TgC}$ 、90 年代的  $347.5 \text{ TgC}$ ，到 2001~2005 年的  $355.1 \text{ TgC}$ ，共增加了  $14 \text{ TgC}$ ，其中植被碳增加了  $5.38 \text{ TgC}$ ，土壤碳增加了  $8.66 \text{ TgC}$ 。

黑河流域各个生态系统的单位面积 *NEP* 从大到小依次为：*CNF* > *MDS* > *STP* > *SHB* > *DST* > *BRD* > *CRP*。*CNF* 的 *NEP* 为  $83.1 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，其次的 *MDS* 为  $28.36 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，最小的为 *CRP*，*NEP* 小于  $0.001 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，其原因是农田秋天收割，地上部分全部被取走，所以 *NEP* 很低；其它生态系统的 *NEP* 在  $0.53 \sim 7.14 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  之间变化。*BRD* 的单位面积 *NEP* 很低，仅仅为  $0.53 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，原因是它的 *NPP* 和 *HR* 几乎相当，分别是  $266.73 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  和  $266.10 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ，高的 *NPP* 积累基本上被高的土壤异养呼吸所抵消，导致 *NEP* 积累很低。各生态系统的单位面积 *NEP* 的差异性远远大于 *NPP* 和 *HR* 之间的差异，最高的是最低的上百倍。

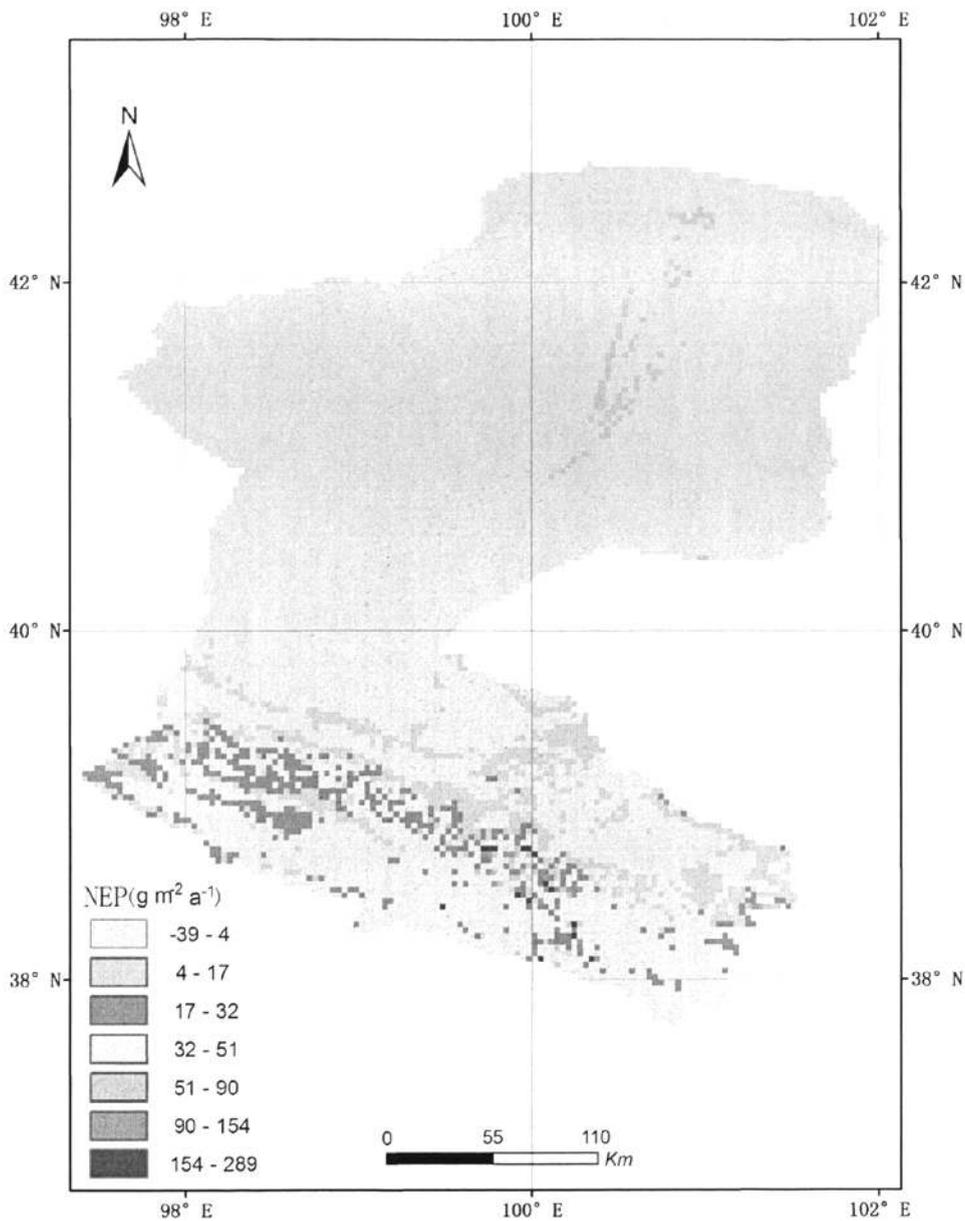
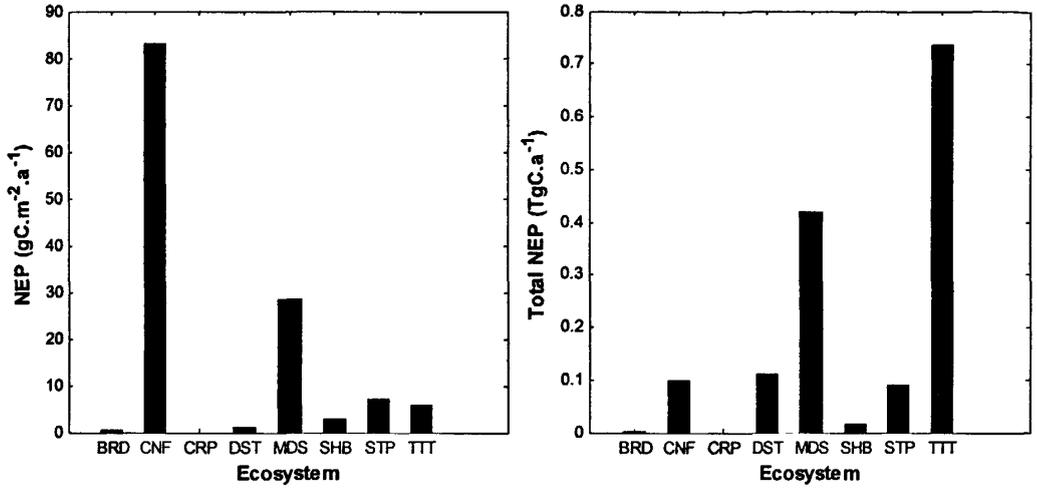


图 6-14 单位面积  $NEP$  空间分布 ( $g \cdot m^{-2}$ )

图 6-15 单位面积  $NEP$  和  $NEP$  总量

不同生态系统的  $NEP$  总量，从高到低的顺序依次为：MDS > DST > CNF > STP > SHB > BRD > CRP。MDS 的  $NEP$  总量约为  $0.42 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，占到了流域  $NEP$  总量 57%，DST 和 STP 的  $NEP$  总量分别为  $0.11 \text{ TgC.a}^{-1}$  和  $0.09 \text{ TgC.a}^{-1}$ ，占到流域  $NEP$  总量的 15.2% 和 12.3%。

从空间分布来看（图 6-14），下游的荒漠单位面积  $NEP$  主要在  $-1 \sim 5 \text{ g.m}^{-2}$  之间，是  $NEP$  的低值区域，另外在河岸地区灌木林已经中游的农田是全流域  $NEP$  最低的，在  $-39 \sim -2 \text{ g.m}^{-2}$  之间。上游的  $NEP$  主要集中在  $34 \sim 45 \text{ g.m}^{-2}$  之间，属于  $NEP$  的高值区。在上游有青海云杉等针叶林，是黑河流域中  $NEP$  最高的，在  $115 \sim 166 \text{ g.m}^{-2}$  之间，最高可以达到  $289 \text{ g.m}^{-2}$ 。

## 6.4 小结

模型对黑河流域生态系统 1971~2005 年的 35 年动态变化进行了模拟，输出的步长为月，空间分辨率为 4km。本章对输出结果中净第一性生产力 ( $NPP$ )、异养呼吸 ( $HR$ ) 和净生态系统生产力 ( $NEP$ ) 的季节动态、年际动态进行了分析，并对不同生态系统的进行了比较。

### 1、 $NPP$ 、 $HR$ 和 $NEP$ 的季节动态：

黑河流域的  $NPP$  季节动态表现为单峰曲线，峰值出现在“雨热同季”7~8 月份，5~9 月份是植物的生长期， $NPP$  积累，而其它月份的  $NPP$  出现了负值，

表明植物在冬季不能积累能量，相反需要消耗原来积累的能量。

*HR* 的季节动态表现出明显的规律性，呈单峰曲线，与 *NPP* 的季节动态类似。

*NEP* 的季节动态表现 7、8 月份为 *NEP* 积累期，各生态系统系统充当碳汇的作用，而其它月份都是负值，表现为碳源的作用。各年的 *NEP* 的季节变异性非常大。

## 2、*NPP*、*HR* 和 *NEP* 的年际动态

黑河流域 *NPP* 年际动态呈上升趋势，在 1971~2005 年气温升高了 1.42℃，增长了 21.4gC.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，约提高了 40%。对于各个生态系统而言，BRD、MDS、SHB 和 STP 生态系统总体上表现为较为明显的上升趋势，CNF 和 DST 生态系统表现为较为平缓的上升趋势，而 CRP 生态系统在激烈的振荡中表现为下降。

从整个黑河流域（TTT）来看，异养呼吸（*HR*）的年际动态呈现上升趋势，70 年代到 80 年代后期，*HR* 没有明显的上升趋势，在某个范围内浮动；从 80 年代后期，*HR* 呈现明显的上升趋势。从各个生态系统系统来看，CRP 生态系统呈现较为平缓的下降趋势，其它生态系统都呈现上升趋势。

与 *NPP* 和 *HR* 相比，*NEP* 的年际变化更大。从整个黑河流域（TTT）来看，1971~2005 年的 35 年间 *NEP* 的总趋势是上升，变化范围在 -9.7~26.1g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>，平均值为 5.7 g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>。黑河流域的 *NEP* 在上世纪 70 年代到 80 年代中期，在此期间黑河流域充当着碳汇和碳源，在此之后的大约 20 年内，黑河流域基本上起着碳汇的作用。从各个生态系统来看，CNF 在 35 年间在 33 年内都是起到碳汇的作用，而且固定的碳是所有生态系统中最多的；MDS 的 *NEP* 年际变化趋势与 TTT 的情况类似；其它生态系统在 35 年间充当碳汇和碳源的年份基本相当，除了 CRP 的 *NEP* 变化趋势是略有的下降外，其它的生态系统的 *NEP* 呈上升趋势。

## 3、不同生态系统的 *NPP*、*HR* 和 *NEP* 比较

从整个黑河流域来看，多年的单位面积 *NPP* 在 44.8~93.7 g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup> 之间，平均值为 62.2 g.m<sup>-2</sup>.a<sup>-1</sup>。不同生态系统的单位面积 *NPP* 由高到低的顺序依次为：BRD > CNF > SHB > MDS > CRP > STP > DST。

从整个黑河流域的 *NPP* 总量来看，其年际变化在 5.76 TgC.a<sup>-1</sup>~12.05 TgC.a<sup>-1</sup> 之内，平均值为 8.00 TgC.a<sup>-1</sup>，在 1971~2005 年的 35 年间，*NPP* 增长了 2.77 TgC.a<sup>-1</sup>，约提高了 40%。从不同生态系统的 *NPP* 总量来看，从高到底的顺序依

次为: MDS > DST > STP > SHB > CRP > CNF > BRD。我们可以看出, 黑河流域各生态系统, 不仅 *NPP* 的平均水平差异极大, *NPP* 总量的差异也很大。MDS、SHB 和 STP 三种生态系统的面积约占黑河流域总面积的 25%, 是黑河流域 *NPP* 的主要贡献者。黑河流域 *NPP* 的分布呈现“大面积贫瘠, 小面积富集”的特点。

模型估算的 1971~2005 年流域的单位面积 *NEP* 在  $-9.74 \sim 26.07 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  之间, 平均为  $5.72 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , *NEP* 总量在  $-1.25 \sim 3.35 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$  之间, 平均约为  $0.74 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 表明 1971~2005 年期间黑河流域是一个碳汇。

黑河流域各个生态系统的单位面积 *NEP* 从大到小依次为: CNF > MDS > STP > SHB > DST > BRD > CRP; 不同生态系统的 *NEP* 总量, 从高到低的顺序依次为: MDS > DST > CNF > STP > SHB > BRD > CRP。MDS 的 *NEP* 总量约为  $0.42 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 占到了流域 *NEP* 总量 57%, DST 和 STP 的 *NEP* 总量分别为  $0.11 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$  和  $0.09 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 占到流域 *NEP* 总量的 15.2% 和 12.3%。

## 第七章 黑河流域未来气候变化情景下的生态系统响应

近年来, 气候变化特别是温室效应增强导致的全球气候变暖成为现代地理学、环境学和生态学等学科共同关心的热点。

对于陆地生态系统的研究, 一是根据植被与气候和土壤之间的相互关系, 建立模型, 研究自然因素对生态系统的影响, 二是从人类活动的角度对陆地生态系统的研究。人类活动对陆地生态系统的影响, 大体可以归于两个方面: 一方面是化石燃料的燃烧以及工业生产消耗能源向大气直接释放CO<sub>2</sub>等温室气体; 另一方面通过土地利用变化影响CO<sub>2</sub>等温室气体源和汇的分布和大小(李克让, 2002)。

在一系列科学假设基础上, 对未来气候状态时空的分布形式进行合理的定量化的描述, 称为气候变化情景(吴金栋等, 2000)。目前, 气候变化情景生成的主要方法有历史资料类比分析、古气候资料重建与分析、综合情景设置、GCMs输出和天气发生器系统生成(吴金栋等, 1998; 李克让等, 1999)。气候变化情景的设置, 是考虑自然因素对于生态环境的影响。

对于未来气候变化对生产力的影响, 利用GCMs对未来气候预测的结果, 通过各种气候模型来模拟, 然后与当前气候情形下所模拟的结果想比较, 是现在越来越多生态模型采用的办法(Gao *et al.*, 1997; Xiao *et al.*, 1998)。

### 7.1 黑河流域未来气候变化预测

#### 7.1.1 GCMs 气候模型对于黑河流域的气候变化预测

根据丁一汇(2002)主编的《中国西部环境演变评估》对中国西部气候变化预测, 认为在未来的10~50年内, 西北气温有变暖、降水有增加的趋势。下表给出了综合考虑气候的自然变化(主要考虑太阳活动)与人类活动(主要考虑排放的温室气体和硫化物气溶胶)造成的未来10~50年气温与降水的变化。从表中注意到, 自然与人类的联合作用, 可能造成未来西北气温有变暖趋势。例如到大约2050年, 西北气温降可能变暖约2.1℃。还注意到, 在大约2010年, 自然

的降冷作用与人类的增暖作用基本相互抵消，人类活动的增暖效应越来越明显。表 7-1 中反映出，综合影响得结果是西北地区降水可能明显增加。

表 7-1 未来西部地区部分省区气温 (°C)、降水 (%) 的综合预测 (引自丁一汇, 2002)

区域		甘肃		青海		内蒙古	
		气温	降水	气温	降水	气温	降水
2010 年	自	-0.6	-5~+5	-0.8	6~15	-0.6	6~15
	人	0.7	8	0.7	7	0.7	6
	综	-0.1~0.3	3~13	-0.3~0.1	13~22	-0.1~0.3	11~20
2030	自	-0.3	-1~+5	-0.5	-5~+5	-0.3	-5~+5
	人	1.4	16	1.5	14	1.3	9
	综	0.9~1.3	11~21	0.8~1.2	9~19	0.8~1.2	4~14
2050	自	0.1	6~15	0.2	-15~-6	0.1	-15~-6
	人	2.1	23	2.2	21	2.0	14
	综	1.9~2.3	29~38	2.2~2.6	6~15	1.9~2.3	-1~8

注：1、表中“自”表示自然变化预测的气候变化，“人”表示人类活动预测的气候变化，“综”表示综合自然与人类的联合作用的未来气候变化的预测。

2、预测的气候变化是相对于目前气候（指大约 1990 年或 1961~1990）。

对于气候预测的可信度，丁一汇等（2002）认为模拟的西部年平均气温的误差一般在 $-2\sim 0^{\circ}\text{C}$ ，个别地区误差高达 $-4^{\circ}\text{C}$ 。模拟西部年降水量的误差一般在 $0\sim 50\%$ ，个别地区误差在 $100\%$ 以上（高学杰，2000）。但是由于考虑的人类活动气候影响是计算的敏感试验与控制试验的差值，可以抵消气候模式在模拟中造成的一定误差。因此，模式模拟的气温与降水的分布型与数量级一般是可信的。因此，我们可以认为在未来 $10\sim 50$ 年内，黑河流域的气候变化趋势是气温升高和降水增加。

根据施雅风等（1995）关于气候变化对西北地区水资源影响的研究，预期到2030年左右，温室气体增加将使西北地区升温 $1.5\pm 1^{\circ}\text{C}$ ，而山区升温要低一些，可能只有 $1\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ ，山区降水量可能会有一定幅度的增加（施雅风，1995）。如以1959~1993年35年的平均降水量和气温为基本气候条件，可假设在未来到2030年左右的平均气温和降水变化为气温增加 $0.5^{\circ}\text{C}$ ， $1.0^{\circ}\text{C}$ 和降水增加 $5\%$ 和 $10\%$ 的各种组合气象情景条件下，对径流的可能变化和相应进行模拟计算和研究。

另外根据康尔泗等（2002）出版的《中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流》一书中对于河西走廊地区未来50年气候变化情景的预测，给出了未来50年河西走廊的气温和降水的变化情况，同样认为河西地区未来的气候变化是气温升高和降

水增加。

在该书中，作者所用的GCMs模型是HadCM2。该模型是对GCMs气候模型不断进行改进，由英国气候研究院(Climatic Research Unit)的气候预测中心(Hadley Centre)，近年发展起来的第二代海气耦合GCM气候模型(Viner, 1996)，是较先进的一种。该模型的空间分辨率为纬度2.5度和经度3.75度。在用HadCM2气候模型进行的模拟试验中，既考虑了温室气体的增温作用，又考虑了气溶胶离子的降温作用。

表7-2 黑河流域未来50年和20世纪80年代比较的气温变化情景(°C)  
(根据HadCM2GSa气候模型模拟结果经区域性修正) (引自康尔泗等, 2002)

年代	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
1980	-12.8	-8.1	-1.0	6.0	11.6	16.3	19.0	16.7	11.0	3.1	-5.3	-10.1	3.8
1990~1980	0.1	-0.3	0.4	-0.5	0	-0.3	-0.3	-0.3	0.5	0.6	1.3	-0.3	0.1
2000~1980	1.0	-0.6	0.3	-0.7	0	-0.3	0.4	0.4	0.4	1.3	1.4	-0.2	0.3
2010~1980	0.8	-0.8	-0.3	0.7	0.8	0.7	0.6	1.6	1.2	0.8	1.2	0.2	0.6
2020~1980	0.9	0.2	0.3	0.4	0.6	1.1	1.0	1.0	1.6	2.1	1.6	-0.4	0.9
2030~1980	1.4	1.3	0.5	0.9	1.4	1.3	1.6	1.7	1.7	1.8	2.5	0.3	1.4
2040~1980	1.8	1.2	0.8	0.2	1.0	0.8	1.3	1.9	1.6	1.4	2.2	0.4	1.2

表7-3 黑河流域未来50年和1980年比较的降水变化情景(mm)  
(根据HadCM2GSa气候模型模拟结果经区域性修正) (引自康尔泗等, 2002)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
1980	5.4	6.6	18.6	30.8	36.5	34.2	24	21.7	10.9	9.2	7.9	6.6	212.5
1990~1980	0.8	2.1	6.3	2.4	11.1	-3.5	3.9	5.6	2.4	1.4	1.4	1.3	35.1
2000~1980	0.9	2.6	5.9	7.7	11.6	-1.4	3.5	2.8	3	5.2	4.5	1.2	48.5
2010~1980	1.4	3.5	5.6	14.5	12	1.8	9.2	2.5	2.8	3.9	3.7	4.2	65.1
2020~1980	2.3	3.3	6.8	12.6	9	1.2	11.3	-0.2	0.9	4.2	4.3	1.5	57.7
2030~1980	0.9	5.8	5.1	10.4	15.4	3.2	6.6	0.9	2.5	3.1	4.9	3.3	62
2040~1980	2.7	6.3	7.1	16.1	18.6	4.3	4.1	0	4.3	3.8	6.4	3.2	77.5

根据HadCM2GSa气候模型模拟结果，在93.75~105°E和42.5~37.5°N的经纬度范围内(TESim模型所采用的气象站所处范围为97°~103°E和43°~37°N)。根据HadCM2GSa模型模拟结果表明，20世纪90年代和50年代比较，年平均气温增加了0.6°C，而年降水量减少了7.2mm。综合上述近40年来河西地区气象台站观测资料的变化趋势相比较，气温估计偏高，而降水量的估计偏少较多。为使气候

模型的模拟结果更符合该区域的实际情况，经比较研究后，将其模拟的河西地区未来年代际平均值的气温变化加一个 $-0.3^{\circ}\text{C}$ 的系统修正值，而降水量则取 $+25\%$ 的修正值。这样，得出了和1980年代相比较，从上世纪90年代到本世纪40年代河西地区的气温和降水量的可能变化情景值（康尔泗等，2002）（见表7-2和表7-3）。

### 7.1.2 黑河流域过去 35 年的气温和降水变化

根据黑河流域20个常规气象台站过去35年来的观测资料，对1971~2005年35年间的变化趋势进行分析，将年平均气温和年降水量的变化趋势表示成图。图7-1显示了20个气象站35年间的气温变化，其中行1为下游气象站，行2为中游气象站，行3和行4为上游气象站。对于整个黑河流域来说，35年来平均气温有明显的升高，表明全球气候变暖同样明显地影响到黑河流域。

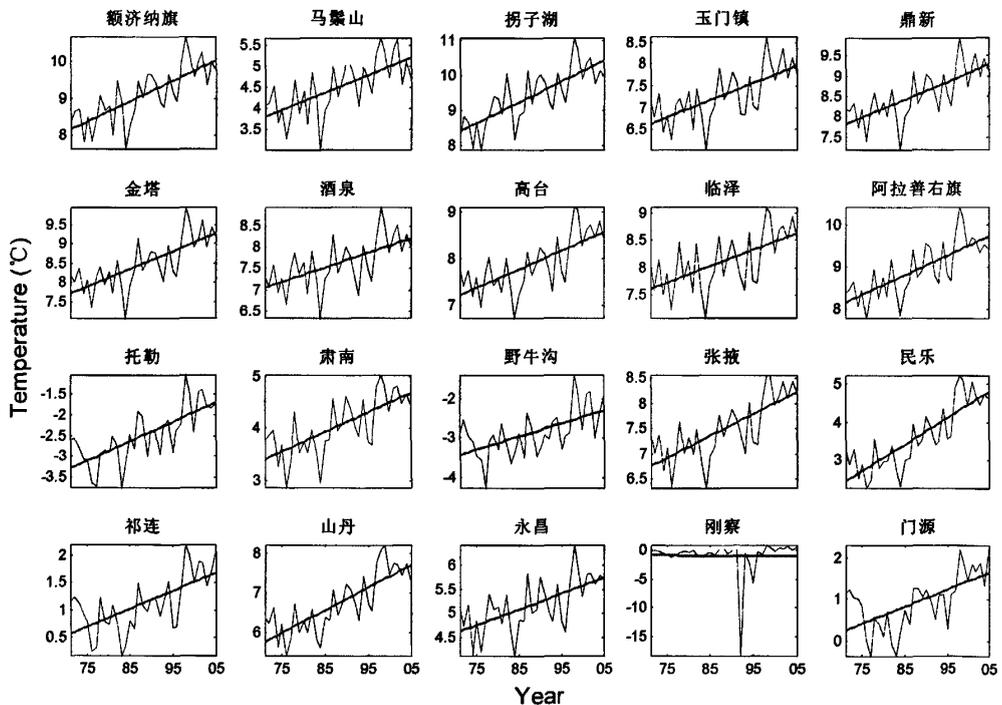


图 7-1 过去 35 年各站点温度变化

对于降水而言，其变化趋势并没有气温变化那么明显的趋势，各个气象站所表现的趋势有所不同（图 7-2）。上游的气象站的降水量总体呈现上升的趋势，而中游气象站则表现为大部分升高，下游则表现为下降趋势。但是由于上游的降水量是整个黑河流域水量的主要来源，远远高于下游，所以黑河流域的降水量总体上呈现上升趋势。

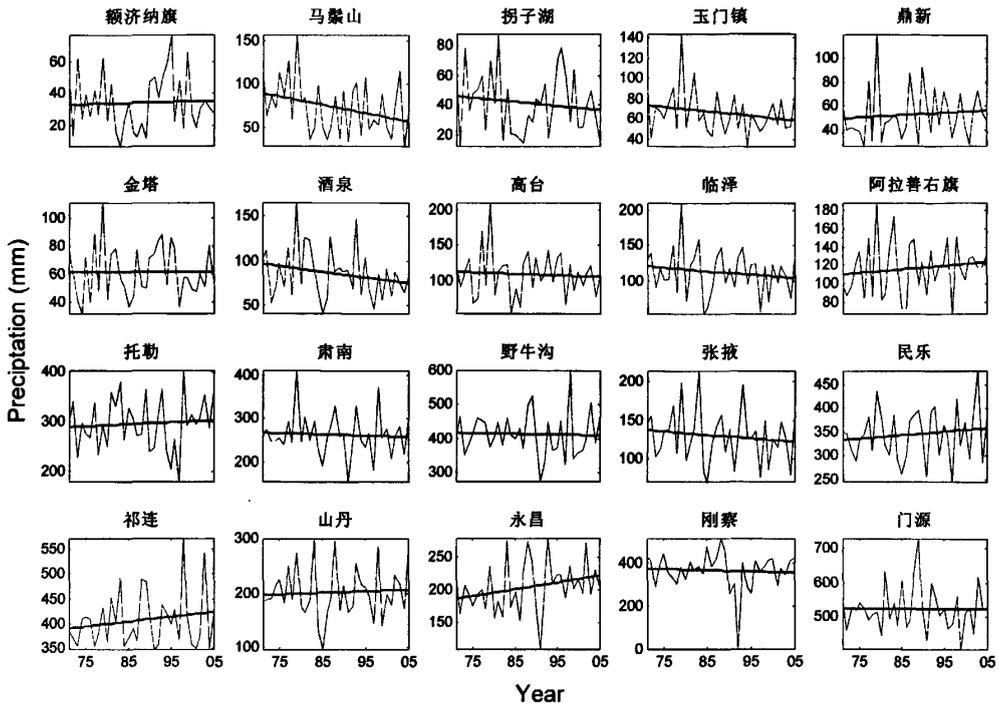


图 7-2 过去 35 年各站点降水变化

因此，鉴于历史气候数据的变化情况，以及GCMs对于西北地区的预测和HadCMGSA的预测结果，TESim模型对于未来气候变化的情景设置，采用康尔泗等（2002）的气候情景方案中的气温方案，参考丁一汇等（2002）的降水方案：在20世纪80年代的基础上，到2030年黑河流域的气温升高1.4℃，降水增加20%。

## 7.2 未来气候变化情景下的预测

图 7-3、图 7-4 和图 7-5 分别为气候变化情景下的 TESim 模型模拟 *NPP*、*NEP* 和 *HR*，各个图的左图表示单位面积的量，右图表示总量。图例中的 S000 表示基于历史气象资料进行的模拟，S001 为降水增加 20%情景下的模拟结果，S010 为气温增加 1.4℃下的情景下的模拟结果，S011 为降水增加 20%+气温升高 1.4℃下的情景下的模拟结果。

对于未来气候变化情景下模拟结果的分析，主要从 *NPP* 和 *NEP* 的变化分析，与当前气候情景下的 *NPP* 和 *NEP* 模拟结果进行比较，了解未来气候可能的变化情景下的变化和原因。

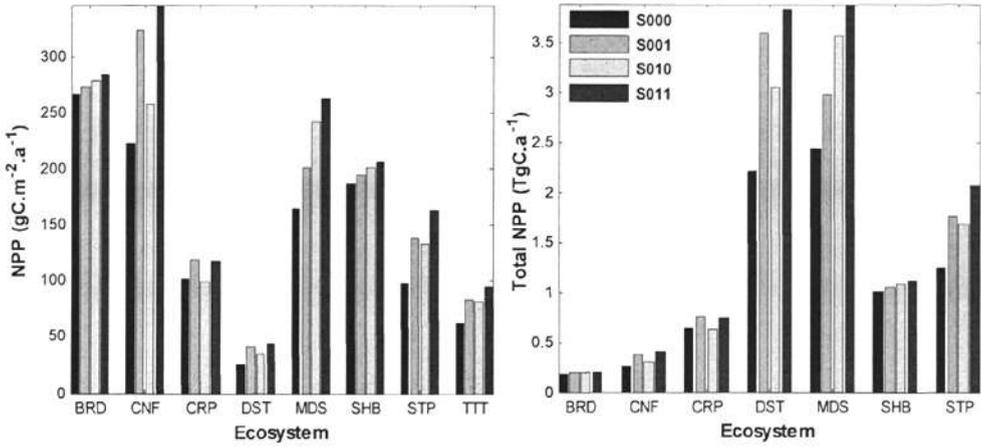


图 7-3 气候变化情景下的 *NPP* 模拟结果

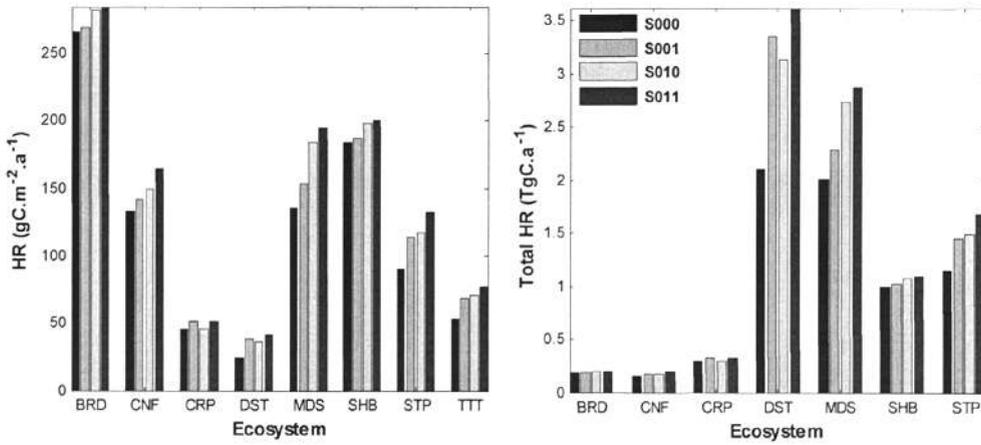


图 7-4 气候变化情景下的 *HR* 模拟结果

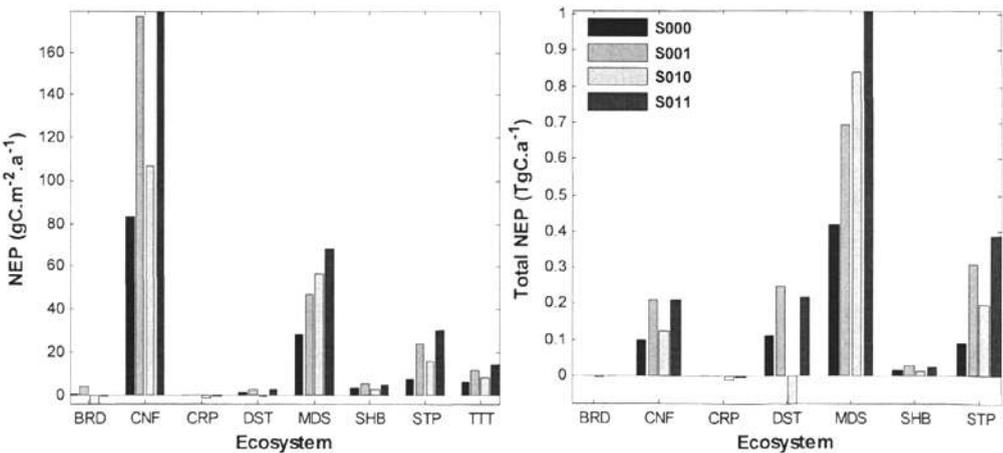


图 7-5 气候变化情景下的 *NEP* 模拟结果

## 7.2.1 降水增加 20% (S001)

在情景 S001 下, 降水增加 20%, 从变化趋势来看, 增加 20% 的降水增加了 *NPP* 的积累。整个黑河流域单位面积 *NPP* 为  $83.21 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 比当前情景下增加  $21.02 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到 34%, *NPP* 总量达到  $10.71 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $2.71 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

各生态系统单位面积 *NPP* 在  $41.85\sim 322.99 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  范围内变化, *DST* 最低, 最高值为 *CNF*。从增长幅度和增长量来看, *CNF* 增长量为  $101.14 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 46%, 增长量最大; *DST* 的增长量为  $15.95 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到了 62%, 增幅为所有类型中最大。另外 *STP* 的增长量和增幅也分别达到  $40.92 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  和 42%。而 *BRD* 和 *SHB* 的增长量和增幅是所有类型中最低, 表现出对降水增加很不敏感。而 *CNF* 表现出对降水增加很敏感。

降水的增加, 使各生态系统的 *NEP* 积累升高, 只是变化幅度不同。对于整个黑河流域, 单位面积 *NEP* 由  $5.72 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  增加到  $11.56 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $5.84 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了 1 倍, *NEP* 总量从  $0.74 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$  增加到  $1.49 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

降水的增加, 使各生态系统单位面积 *NEP* 的变化范围在  $3.6\sim 176.78 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  内变化, 最高值为 *CNF*, 而最低值为 *BRD*。从增长量和增幅来看, *CNF* 的增长量最大, 为  $93.67 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 113%; *STP* 的增长量为  $17.17 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 240%; *BRD* 的增长量为  $3.07 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 579%, 增幅最大。各个生态系统 *NEP* 因为降水而增加的幅度和增长量都要超过气温升高的相应值, 说明降水相对于气温而言, 是黑河流域更重要的因子。

*NEP* 的增幅如此大, 因为降水的增加有利于 *NPP* 的积累, 虽然在一定程度上增加了 *HR* 的量, 但是增长的幅度很小, 总体才在 27%, 大部分 *NPP* 用来转换成了 *NEP* 的积累, 增加了 1 倍。降水的增加, 会相应的降低土壤温度, 从而使 *HR* 速率相应的降低。不过由于降水的增加也促进了植物的生长, 从而使根系的呼吸相应增加, 使 *HR* 有一定升高。

在降水量增加 20% 的情况下, *CNF* 的 *NPP* 增加了  $101.44 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 主要原因可能在于降水量的增加, 增加了降水在土壤中的深度。我们知道, *CNF* 的根系很深, 对于少量的降水, 由于不能渗入土壤很深, 而 *CNF* 的根系不容易利用浅层的降水。但是随着降水量的增加, 导致降水渗入土壤的深度增加, 容易被

CNF 所利用，所以导致 CNF 的 *NPP* 大幅度增加。

## 7.2.2 温度升高 1.4°C (S010)

在情景 S010 下，温度升高了 1.4°C，从总的变化趋势来看，气温的升高增加了 *NPP* 的积累。从整个黑河流域来看，*NPP* 为 81.84  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，比当前情景下的 62.19  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  增加了 19.65  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增幅达到 32%。整个黑河流域的 *NPP* 总量也从 8.00  $\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$  上升到 10.53  $\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增加了 2.53  $\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

各生态系统单位面积 *NPP* 在 35.28~278.83  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  范围内变化，仍然是 DST 最低，而 BRD 最高。从上升的幅度和量来看，MDS 增加 77.14  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增长幅度也是最大的，达到了 47%，说明 MDS 对于温度的升高还是非常敏感的。另外，DST、STP 的增加幅度都达到了 38%、36%。从增长的幅度来看，草本对温度敏感程度高于非草本植被类型。

在情景 S010 下，温度升高 1.4°C，整个黑河流域 *NEP* 变化趋势为增加，单位面积 *NEP* 从 5.72  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  增加到了 8.44  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增加了 2.72  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，增幅为 48%，*NEP* 总量增加了 0.35  $\text{TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

各生态系统单位面积 *NEP* 在 -4.59~28.44  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  范围内变化，最小值为 BRD，最大值为 MDS。从变化趋势来看，气温的升高使大部分生态系统的 *NEP* 降低，为负值，成为“碳源”，但是也是部分生态系统例如 MDS 和 CNF 的 *NEP* 增加，而且 MDS 增加了 1 倍，使 STP 增加了 1.2 倍，增加的幅度非常大。但是对于 BRD 来说，温度的升高使得单位面积 *NEP* 急剧减少，由过去的 0.53  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  下降到 -4.06  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，下降了近 9 倍。对于 DST 来说，气温的升高同样不利于其 *NEP* 的积累，出现了负增长，从 1.29  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  下降到 -0.87  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，下降了 0.42  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，下降幅度为 167%，虽然减少量不大，但是由于 DST 的面积占到了整个黑河流域的 67%，所以对整个流域的 *NEP* 影响很大。MDS 的增加幅度虽然不是最大，但是其增长量确实最大，加上其面积占 11%，所以其 *NEP* 的升高对整个流域 *NEP* 的增加有很大的作用。

出现大部分 *NEP* 下降的原因是由于气温的升高，使所有类型的异养呼吸都上升，增加对 *NPP* 的消耗，使 *NEP* 的积累减少。气温的升高，使各生态系统的单位面积 *HR* 在 36.11~282.8  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  范围内变化，最小和最大的仍然为 DST

和 BRD。从  $HR$  的增加量和增幅来看, MDS 的增幅最大, 达到了  $48.88 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 36%; 而 DST 的增加量为  $11.84 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 但是增幅达到 49%, 几乎提高了一半。气温的升高使 MDS 的  $NPP$  和  $HR$  都升高, 但是对  $NPP$  的积累使是  $HR$  升高了, 单位面积  $HR$  从  $53.59 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  上升到了  $70.63 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $17.04 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ,  $HR$  总量增加了  $2.19 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ,  $HR$  的增加量超过了  $NEP$  的增加量, 气温的升高对带来  $NPP$  的升高 86% 被  $HR$  消耗了, 而仅仅有 14% 用于  $NEP$  的积累。

在 7 个生态系统中, 在当前气候情景下 SHB 的  $NPP$  要超过 MDS, 但是在温度升高后, MDS 的  $NPP$  超过 SHB。这是由于 MDS 处于高海拔、降水相对充足、温度较低, 温度是限制其生长的主要因子, 所以 MDS 对于温度更敏感, 温度升高后  $NPP$  升高更快。另外一个原因是 MDS 的土壤中有机物分解比较慢, 温度的升高加快了有机物的分解, 更加有利于 MDS 的生长。

### 7.2.3 温度增加 $1.4^\circ\text{C}$ + 降水增加 20% (S011)

在情景 S011 下, 从整个黑河流域的变化趋势来看, 气温升高和降水增加, 有利于  $NPP$  的积累。单位面积  $NPP$  为  $95.11 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 比当前情景下增加  $32.92 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到了 53%,  $NPP$  总量达到了  $12.24 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $4.00 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

各生态系统单位面积  $NPP$  在  $44.28\sim 346.05 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  范围内变化, 仍然是 DST 最低, CNF 最高。从增长量和增幅来看, CNF 的增长量为  $124.2 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到 56%, 增长量最大; MDS 的增长量达到  $98.55 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到 60%; DST 的增长量为  $18.65 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到 73%, 增幅最大; STP 的增长量为  $65.44 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到 67%。从对同时增加气温和降水的情景来看, 作为以草本植物为主的 DST、STP、MDS 的增幅要大于以木本为主的 BRD、SHB, 不过 CNF 的增幅也达到了 56%。从增幅来看, 草本类型对气温和降水同时增加的敏感程度要超过木本类型。

在情景 S011 下, 气温升高和降水增加, 从变化趋势来看, 气温和降水的同时变化, 使 BRD 和 CRP 的  $NEP$  降低, 而使其它生态系统呈现上升。从整个黑河流域来看, 单位面积  $NEP$  为  $11.56 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 150%。

各生态系统单位面积  $NEP$  在  $-1.55\sim 96.37\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  范围内变动, 其中 BRD 为最低, 而 CNF 为最高。从增长量和增幅来看, CNF 的增长量最大, 增加了  $96.37\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 而增幅最大的为 STP, 达到 328%; 而降量和下降幅度最大的都是 BRD。

CNF 所处地带为高海拔、雨量相对充足、低温的山区, 原本认为温度的增加应该是它  $NPP$  增加的主要原因, 现在看来, 似乎 CNF 所处地区的降水同样不能完全满足其生长需要, 似乎水份是其生长的主要因素, 原因大概还是因为少量降水只能湿润表层, 不能渗入深层被根系利用。另外的一个原因可能是温度增加的幅度不是很大, 所以对 CNF 的  $NPP$  积累的效应没有超过降水的作用。

#### 7.2.4 气候变化情景下的不同变化

从 S001、S010 和 S011 三种情景来看, 气温升高、降水增加以及气温和降水的同时增加都会使各生态系统的  $NPP$  积累增加和  $HR$  升高, 只是升高幅度不同而已。而对  $NEP$  的各有不同, 会使部分生态系统的  $NEP$  降低, 但是大部分  $NEP$  升高。对于整个黑河流域来说, 这三种情景下,  $NPP$  和  $HR$  都是升高的。

对于整个黑河流域来说, 情景 S011 对  $NPP$ 、 $HR$  和  $NEP$  的作用都要超过情景 S001 和 S010, 显示出气温和降水的双重作用的效应要超过单个因素的影响, 二者起到了叠加的作用。

就各个生态系统而言, 气温升高、降水增加和二者同时改变的作用是不相同的。下面进行一一论述。

BRD: 从  $NPP$  的积累来看, 三个情景设置下,  $S011 > S010 > S001$ , 即气温升高+降水增加的所引起的  $NPP$  积累超过后面两种情景。我们来分析后面两种情况, 降水量增加 20% 的对  $NPP$  的积累作用并没有气温的效应完整, 其原因是由于 BRD 处于降水极少、气温较高、海拔较低的黑河下游, 降水应该是主要的限制因子, 但是在降水增加的情况下并没有气温升高的作用明显, 在 S010 情景下, 单位面积  $NPP$  增加了  $12.09\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 而 S001 情景下  $NPP$  增加了  $6.49\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 前者是后者的近 2 倍。其原因在于 TESim 在处理下游河岸植被时, 采用的是用底边界水势要解决地下水的问题, 所以 BRD 的生长主要不是靠降水, 而是地下水, 所以降水的作用并没有温度升高的作用大。另外一个原因是由于

BRD 处于干旱的下游, 植被的根系比较深, 降水量少且强度不大, 降水不能渗入到深层土壤, 并不能为植被所利用, 所以降水的利用率不高。

CNF: 从 *NPP* 的积累来看, 三个情景设置下,  $S011 > S001 > S010$ , 气温和降水的同时作用效应仍然超过单因子的作用。从  $S001$  和  $S010$  情景来看, 降水增加对单位面积 *NPP* 的积累作用要超过气温升高的作用, 二者分别增加  $101.14 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$  和  $36.06 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 前者是后者的近 3 倍, 增加作用非常明显。CNF 处于黑河上游, 从附近的气象站来看, 分别是肃南、野牛沟、祁连、张掖、托勒等气象站, 这些气象站的年平均气温在  $-2.86\sim 7.49\text{ }^{\circ}\text{C}$  之间, 平均气温为  $1.46\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 年降水量在  $130.07\sim 414.19\text{ mm}$  之间, 平均值为  $302.33\text{ mm}$ 。从上、中、下游的气温和降水情况来看, 上游属于气温较低、降水较为充足, 原本认为限制其 *NPP* 积累的应该是气温, 但是从情景设置的结果来看, 降水增加 20% 对 *NPP* 的积累作用比气温升高  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  的作用要高。分析其中的原因, 是因为在情景设置过程中, 降水的设置是在有降水的天内增加 20% 的降水, 等于是增大了当日的降水强度, 大强度降水的增加, 有利于水份渗入到土壤深层, 为 CNF 的根系利用。我们知道, 乔木的根系一般处于比较深的土壤中, 对表层土壤的水份不容易利用。因此, 降水的增加主要增加了降水强度, 导致 CNF 能够更好的利用土壤深层水份, 同时也促进了土壤营养被更好的利用。

DST: 从三种情景设置来看, 对于 *NPP* 积累的促进作用, 其顺序为  $S011 > S001 > S010$ , 分别为  $18.65$ 、 $15.95$ 、 $9.65 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 气温和降水共同作用仍然大于单因子的作用。从气温和降水单独作用来看, 降水的作用要超过气温的升高的作用, 前者增加的 *NPP* 约是后者的 1.5 倍。DST 生态系统处于广阔的下游荒漠, 植被覆盖低、气温相对高、降水稀少, 从下游的附近的气象站额济纳旗、马鬃山、拐子湖、玉门镇、鼎新和金塔的气温和降水来看, 年平均气温在  $4.50\sim 9.40\text{ }^{\circ}\text{C}$  之间, 平均值气温为  $7.89\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 年降水量在  $34.27\sim 73.21\text{ mm}$  之间, 平均降水为  $55.0\text{ mm}$ 。DST 生态系统所处的环境是气温较高, 而降水极度缺乏的区域。充足的日照、足够的气温和极端干旱的环境, 导致 DST 生态系统的 *NPP* 在所有生态系统是最低的, 水份在这里是植物生长的限制因子, 降水的增加缓解了这种限制条件。另外, 荒漠植被主要是草本植物, 根系比较浅, 强度小的降水也容易被浅根系的植物所利用。这和 BRD 生态系统不同, DST 生态系统的植物靠自然降水生存, 而

BRD 的阔叶林，主要是胡杨林主要在中下游的河岸一带，主要靠地下水补给水份。

MDS: MDS 生态系统在降水充裕、气温低、高海拔的上游，气温和降水改变对其的作用不同于其它生态系统。在三个情景中，*NPP* 的高低顺序为  $S011 > S010 > S001$ ，增加量分别为 98.55、77.14、37.34  $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ，气温和降水共同作用仍然大于单因子的作用。从附近的气象站的气温和降水量来看。与 DST 生态系统相反，MDS 生态系统是气温低、降水多，气温是其植物生长的限制因子，所以对气温的升高比较敏感，而对降水表现不是很明显，表明现有的降水已经能够基本满足植物的生长。与 DST 生态系统中的植物一样，MDS 生态系统的主要植物也是草本植物，根系很浅，MDS 生态系统所在的土壤主要是高山草原土和高山草甸土，土壤厚度分别为 40cm、54cm，所以其根系不会很深，完全可以利用浅层的水份。另外，MDS 生态系统由于气温较低，所以土壤中的有机质含量较多，分解速度比较慢，活性元素较少，不利于植物吸收利用。温度升高促进了土壤中营养元素的分解，使植物在短期内出现 *NPP* 增加，但是从长期来看，土壤中储存的营养元素很快就会被分解和消耗，逐渐会出现 *NPP* 降低的现象。

SHB: 从三个情景来看，*NPP* 的高低顺序为  $S011 > S010 > S001$ ，气温升高的作用要超过降水的增加作用。其原因同 BRD 生态系统类似，主要是通过利用底边界水势来控制对地下水和冰雪融水的利用，所以降水对其的作用表现不出来。

### 7.3 小结

丁一汇等（2002）和康尔泗等（2002）通过 GCMs 模型对西部地区和黑河流域未来的气候预测，认为在未来 30~50 年内，黑河流域的气温将升高，降水将增加。基于他们的预测和对过去 35 年黑河流域 20 个气象站的实测资料，对黑河流域目前到 2030 年的气候变化情景设置了三种情况：

S001: 降水增加 20%

S010: 气温升高 1.4℃

S011: 降水增加 20%+气温升高 1.4℃

通过对这三种情景下模拟的 *NPP* 和 *NEP* 进行分析, 得出以下结论:

1、降水和气温同时改变的效应要超过单独一个因子变化的效应

降水增加 20%+气温升高 1.4℃ 的气候变化情景, 对 *NPP* 和 *NEP* 的作用都要超过降水增加 20%、气温升高 1.4℃ 的气候变化情景的作用。

2、不同气候变化情景对 *NPP* 和 *NEP* 的作用是不相同的

降水增加 20%: *NPP* 和异养呼吸增加, *NPP* 的增幅要超过异养呼吸, 从而使 *NEP* 也增加, 都充当“碳汇”的作用。

温度升高 1.4℃: *NPP* 和异养呼吸增加, 部分植被生态系统 *NEP* 降低, 成为“碳源”, 但是整个黑河流域的 *NEP* 是增加的, 充当着“碳汇”的作用。

降水增加 20%+气温升高 1.4℃: *NPP* 和异养呼吸增加, 但是不同生态系统的 *NPP* 和异养呼吸增幅不同, 部分生态系统 *NEP* 下降且成为“碳源”, 大部分增加, 整个黑河流域仍然是“碳汇”。

3、各个植被生态系统对降水和气温的改变的响应不同

未来气候变化情景的不同对 *NPP* 的影响是不同的, 通过 *NPP* 对不同情景的响应进行分析, 发现不同的生态系统对气温和降水的响应方式是不同的。

针叶林、荒漠对降水增加要比对气温升高更加敏感, 草甸草原、阔叶林、灌木林对气温升高比对降水增加更加敏感。其中的原因各不相同, 有些是由其所处的环境影响的, 有些是由于模型的处理方案造成。

针叶林对降水敏感是因为降水强度的增加, 使得降水可以渗入更深的土壤, 从而为深层根系所利用, 存进了 *NPP* 的积累; 荒漠是由于影响其植被生长的限制因素是降水, 降水的增加植被生长发育, 即使是少量的降水也会为植物所利用, 从而促进植被生长。

草甸草原的降水充足、气温降低, 气温的增加促进植物的光合作用, 加速土壤中有机的分解, 为植物所利用, 使得 *NPP* 积累增加。

阔叶林和灌木林的原因有所不同, 是由于为了解决下游河岸地区的阔叶林和灌木林利用地下水, 采用了底边界水势的方法来替代地下水模型, 这样的处理使

得地下水是固定的，没有变化，受外界的影响。

#### 4、草本植物对气温升高和降水增加的敏感程度要超过木本植物

除了 CNF 降水增加 20%表现得最敏感以外，在设置的这三个气候情景中，草本植物都要比木本植物更加敏感。分析其原因，是由于草本植物的根系浅，生长在土壤的表层。表层土壤受外界的因素影响最为剧烈，外界的气温、降水的变化，首先影响的就是土壤表层。在如此变化剧烈的土层中生长，使得草本植物最容易对气温和降水产生反映。

通过对未来气候变化下的情景模拟，模型可以较好的模拟出相应的变化，各植被生态系统对降水和气温的响应结果可以得到较好的解释。

## 第八章 结论与展望

### 8.1 结论

本论文应用陆地生态系统过程模型TESim模型,空间分辨率为4km,利用逐日的气象数据、植被类型数据、土壤类型、土地利用数据、DEM数据等,估算了1971~2005年35年间黑河流域的净第一性生产力(*NPP*)、异养呼吸(*HR*)和净生态系统生产力(*NEP*)的季节动态变化和年际变化,对不同植被类型生态系统的年*NPP*、*HR*和*NEP*进行了分析,定量描述了黑河流域不同植被类型生态系统的碳循环的动态变化。基于GCMs模型对未来气候的变化的预测,对未来的降水和气温进行设置,分析了在未来气候变化的情景下,黑河流域的动态变化。

#### 一、*NPP*、*HR*和*NEP*的季节动态

黑河流域的*NPP*季节动态表现为单峰曲线,峰值出现在“雨热同季”7~8月份,5~9月份是植物的生长期,*NPP*积累,而其它月份的*NPP*出现了负值,表明植物在冬季不能积累能量,相反需要消耗原来积累的能量。

*HR*的季节动态表现出明显的规律性,呈单峰曲线,与*NPP*的季节动态类似。

*NEP*的季节动态表现7、8月份为*NEP*积累期,各生态系统系统充当碳汇的作用,而其它月份都是负值,表现为碳源的作用。各年的*NEP*的季节变异性非常大。

#### 二、*NPP*、*HR*和*NEP*的年际动态

黑河流域*NPP*年际动态呈上升趋势,在1971~2005年气温升高了 $1.42^{\circ}\text{C}$ ,增长了 $21.4\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ ,约提高了40%。对于各个生态系统而言,BRD、MDS、SHB和STP生态系统总体上表现为较为明显的上升趋势,CNF和DST生态系统表现为较为平缓的上升趋势,而CRP生态系统在激烈的振荡中表现为下降。

从整个黑河流域(TTT)来看,异养呼吸(*HR*)的年际动态呈现上升趋势,1970年代到1980年代后期,*HR*没有明显的上升趋势,在某个范围内浮动;从1980年代后期开始,*HR*呈现明显的上升趋势。从各个生态系统系统来看,CRP生态系统呈现较为平缓的下降趋势,其它生态系统都呈现上升趋势。

与*NPP*和*HR*相比,*NEP*的年际变化更大。从整个黑河流域(TTT)来看,

1971~2005 年的 35 年间单位面积 *NEP* 的总趋势是上升, 变化范围在  $-9.7 \sim 26.1 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 平均值为  $5.7 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ 。黑河流域的 *NEP* 在上世纪 70 年代到 80 年代中期交替充当着“碳汇”和“碳源”, 在此之后的大约 20 年内, 黑河流域基本上起着碳汇的作用。从各个生态系统来看, *CNF* 在 35 年间在 33 年内都是起到碳汇的作用, 而且固定的碳是所有生态系统中最多的; *MDS* 的 *NEP* 年际变化趋势与 *TTT* 的情况类似; 其它生态系统在 35 年间充当碳汇和碳源的年份基本相当, 除了 *CRP* 的 *NEP* 变化趋势是略有的下降外, 其它的生态系统的 *NEP* 呈上升趋势。

### 三、不同生态系统的 *NPP*、*HR* 和 *NEP* 比较

从整个黑河流域来看, 多年的单位面积 *NPP* 在  $44.8 \sim 93.7 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$  之间, 平均值为  $62.2 \text{ g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ 。不同生态系统的单位面积 *NPP* 由高到低的顺序依次为:  $\text{BRD} > \text{CNF} > \text{SHB} > \text{MDS} > \text{CRP} > \text{STP} > \text{DST}$ 。

从整个黑河流域的 *NPP* 总量来看, 其年际变化在  $5.76 \text{ TgC.a}^{-1} \sim 12.05 \text{ TgC.a}^{-1}$  之内, 平均值为  $8.00 \text{ TgC.a}^{-1}$ , 在 1971~2005 年的 35 年间, *NPP* 增长了  $2.77 \text{ TgC.a}^{-1}$ , 约提高了 40%。从不同生态系统的 *NPP* 总量来看, 从高到底的顺序依次为:  $\text{MDS} > \text{DST} > \text{STP} > \text{SHB} > \text{CRP} > \text{CNF} > \text{BRD}$ 。我们可以看出, 黑河流域各生态系统, 不仅 *NPP* 的平均水平差异极大, *NPP* 总量的差异也很大。*MDS*、*SHB* 和 *STP* 三种生态系统的面积约占黑河流域总面积的 25%, 是黑河流域 *NPP* 的主要贡献者。黑河流域 *NPP* 的分布呈现“大面积贫瘠, 小面积富集”的特点。

### 四、未来气候变化情景下的动态变化

#### 1、降水增加20%的情景下 (S001)

降水增加 20%+气温升高  $1.4^\circ\text{C}$  情景下, 降水和气温的双重作用使 *NPP* 和 *HR* 增加, 但是由于各生态系统的 *NPP* 和 *HR* 增长的幅度不同, 使得 *BRD* 和 *CRP* 的 *NEP* 下降, 并且成为碳源, 而其它生态系统上升。

从整个黑河流域来看, 单位面积 *NPP* 为  $95.11 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 比当前情景下增加  $32.92 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 增幅达到了 53%, *NPP* 总量达到了  $12.24 \text{ TgC.a}^{-1}$ , 增加了  $4.00 \text{ TgC.a}^{-1}$ ; 单位面积 *NEP* 为  $11.56 \text{ gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ , 增幅为 150%。

从不同植被类型生态系统来看, 单位面积 *NPP* 为  $\text{CNF} > \text{BRD} > \text{MDS} > \text{SHB} > \text{STP} > \text{CRP} > \text{DST}$ , *NPP* 总量为  $\text{MDS} > \text{DST} > \text{STP} > \text{SHB} > \text{CRP} > \text{CNF} > \text{BRD}$ 。

从增长量和增幅来看, CNF 的增长量最大, DST 的增幅最大。从对同时增加气温和降水的情景来看, 作为以草本植物为主的 DST、STP、MDS 的增幅要大于以木本为主的 BRD、SHB, 不过 CNF 的增幅也达到了 56%。从增幅来看, 草本类型对气温和降水同时增加的敏感程度要超过木本类型。

不同植被类型生态系统的单位面积  $NEP$  为  $CNF > MDS > STP > SHB > DST > BRD > CRP$ ,  $NEP$  总量为  $MDS > STP > DST > CNF > SHB > BRD > CRP$ , MDS 的  $NEP$  总量占到了整个流域  $NEP$  总量的约 55%, 表明 MDS 对降水增加和气温升高的双重效应反应最敏感。

## 2、气温升高 $1.4^{\circ}\text{C}$ 的情景下 (S010)

温度升高  $1.4^{\circ}\text{C}$  情景下, 增加了  $NPP$  和  $HR$ , 使部分生态系统的  $NEP$  降低为负值, 成为碳源, 小部分生态系统增加, 但是整个黑河流域的  $NEP$  表现为增加, 仍然是碳汇。 $HR$  的增加量超过了  $NEP$  的增加量, 说明气温的升高对带来  $NPP$  的升高 86% 被  $Rh$  消耗了, 而仅仅有 14% 用于  $NEP$  的积累。

从整个黑河流域来看, 单位面积  $NPP$  为  $81.84 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 比当前情景下增加了  $19.65 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅为 32%;  $NPP$  总量为  $10.53 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $2.53 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

从不同生态系统来看, 单位面积  $NPP$  为  $BRD > CNF > MDS > SHB > STP > CRP > DST$ ,  $NPP$  总量为  $MDS > DST > STP > SHB > CRP > SNF > BRD$ 。从单位面积  $NPP$  增长幅度和增长量来看, MDS 增长幅度和增长量都是最大, 说明 MDS 对于温度的升高还是非常敏感的。从增长的幅度来看, 草本对温度敏感程度高于非草本植被类型。

不同植被类型生态系统的单位面积  $NEP$  为  $CNF > MDS > STP > SHB > DST > CRP > BRD$ ,  $NEP$  总量为  $MDS > STP > CNF > SHB > BRD > CRP > DST$ 。

## 3、降水增加20%+气温升高 $1.4^{\circ}\text{C}$ 的情景下(S011)

降水增加 20% 增加了  $NPP$  和  $HR$ , 由于  $NPP$  增长的幅度超过  $HR$  的幅度, 从而使得  $NEP$  的积累增加。

从整个黑河流域来看, 单位面积  $NPP$  为  $83.21 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 比当前情景下增加  $21.02 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增幅达到 34%,  $NPP$  总量达到  $10.71 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $2.71 \text{ TgC}\cdot\text{a}^{-1}$ ; 单位面积  $NEP$  为  $11.56 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了  $5.84 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ , 增加了 1 倍,  $NEP$  总量从  $736 \text{ PgC}\cdot\text{a}^{-1}$  增加到  $1086 \text{ PgC}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

从不同植被类型生态系统来看,单位面积  $NPP$  为  $CNF > BRD > MDS > SHB > STP > CRP > DST$ ,  $NPP$  总量为  $DST > MDS > STP > SHB > CRP > CNF > BRD$ 。从单位面积的增长幅度和增长量来看,  $CNF$  增长量最大,  $DST$  增幅最大。而  $BRD$  和  $SHB$  的增长量和增幅是所有类型中最低,表现出对降水增加很不敏感。而  $CNF$  表现出对降水增加很敏感。

不同植被类型生态系统的单位面积  $NEP$  为  $CNF > MDS > STP > SHB > BRD > DST > CRP$ ,  $NEP$  总量为  $MDS > STP > DST > CNF > SHB > BRD > CRP$ ,  $CRP$  的单位面积  $NEP$  的原因是模型考虑了秋季的收获。

#### 4、不同情景假设的比较

从  $S001$ 、 $S010$  和  $S011$  三种情景来看,气温升高、降水增加以及气温和降水的同时增加都会使各生态系统的  $NPP$  积累增加、 $R_h$  升高、 $EVT$  和  $TRN$  升高,只是升高幅度不同而已。而对  $NEP$  的各有不同,会使部分生态系统的  $NEP$  降低,但是大部分  $NEP$  升高。对于整个黑河流域来说,这三种情景下,  $NPP$ 、 $R_h$ 、 $EVT$  和  $TRN$  都是升高的。

对于整个黑河流域来说,情景  $S011$  对  $NPP$ 、 $R_h$ 、 $NEP$ 、 $EVT$  和  $TRN$  的作用都要超过情景  $S001$  和  $S010$ ,显示出气温和降水的双重作用的效应要超过单个因素的影响,二者起到了叠加的作用。

就各个生态系统而言,气温升高、降水增加和二者同时改变的作用是不相同的。

$BRD$ : 从  $NPP$  的积累来看,降水增加没有气温升高的作用明显,其原因在于  $TESim$  在处理下游河岸植被时,采用的是用底边界水势要解决地下水的问题,所以  $BRD$  的生长主要不是靠降水,而是地下水,所以降水的作用并没有温度升高的作用大。另外一个原因是由于  $BRD$  处于干旱的下游,植被的根系比较深,降水量少且强度不大,降水不能渗入到深层土壤,并不能为植被所利用,所以降水的利用率不高。

$CNF$ : 从  $NPP$  的积累来看,降水增加对  $NPP$  的积累作用要超过气温升高的作用,增加作用非常明显。其中的原因,是因为在情景设置过程中,降水的设置实在有降水的天内增加 20% 的降水,等于是增大了当日的降水强度,大强度降水

的增加,有利于水份渗入到土壤深层,为 CNF 的根系利用。

DST: 从气温和降水单独作用来看,降水对 *NPP* 的作用要超过气温的升高的作用。DST 生态系统所处的环境是气温较高,而降水极度缺乏的区域。充足的日照、足够的气温和极端干旱的环境,导致 DST 生态系统的 *NPP* 在所有生态系统是最低的,水份在这里是植物生长的限制因子,降水的增加缓解了这种限制条件。另外,荒漠植被重要是草本植物,根系比较浅,强度小的降水也容易被浅根系的植物所利用。这和 BRD 生态系统不同,DST 生态系统的植物考虑自然降水生存,而 BRD 的阔叶林,主要是胡杨林主要在中下游的河岸一带,主要靠地下水补给水份。

MDS: 对气温的升高比较敏感,而对降水表现不是很明显,表明现有的降水已经能够基本满足植物的生长。另外,MDS 生态系统由于气温较低,所以土壤中的有机质含量较多,分解速度比较慢,活性元素较少,不利用植物吸收利用。温度升高促进了土壤中营养元素的分解,使植物在短期内出现 *NPP* 增加,但是从长期来看,土壤中储存的营养元素很快就会被分解和消耗,逐渐会出现 *NPP* 降低的现象。

SHB: 气温升高的作用要超过降水的增加作用。其原因同 BRD 生态系统类似,主要是通过利用底边界水势来控制对地下水和冰雪融水的利用,所以降水对其的作用表现不出来。

STP: 三种情景中,STP 生态系统的 *NPP* 顺序为  $S011 > S001 > S010$ 。

## 8.2 展望

TESim 模型作为一个应用于干旱地区的陆地生态系统过程模型,充分考虑了干旱区的极端环境,例如在选取光合作用模型时,并没有使用被广泛采用的 Farquhar 等的光合作用模型,虽然该模型有很好的机理性,并且在很多模型中得到很好的应用,但是对于极端干旱的环境,它的应用受到挑战。TESim 模型的作者经过对比后,使用了较少为人所注意的 Thorneley and Johnson 的光合模型。该模型虽然机理性没有 Farquhar 光合模型那么强,但是在水份缺乏地区,气温升高对光合作用的影响却能够很好地模拟。大部分模型对未来气温升高的预测中,认为 *NPP* 会升高,这些模型使用的就是基于 Farquhar 光合作用模型。这些结论

对于在湿润地区而言，是比较合理的，但是对于干旱地区，温度升高带来的光合速率的升高很快就会被水份缺乏所抵消，Farquhar 模型不能很好的模拟出来这种变化，而 Thorneley and Johnson 模型则能够在这种情况使气孔开合受到影响，进而影响光合作用。

TESim 模型虽然尽量考虑了干旱区的环境极端性，但是由于极端干旱区的异质性很强，所以模型的很多参数和变量的范围的确定对于 TESim 模型来说仍然是一个急需解决的问题，也是未来需要做大量工作来完善的地方。

TESim 模型最早是应用于中国北方农牧交错带，这个地区的降水在 250~500mm 之间，自然降水基本可以满足植被的正常生长，因此在建模时并没有考虑地下水问题，没有耦合地下水模型。应用到黑河流域，强烈的景观异质性，例如上游植被在初春时利用冰雪融水进行生长，下游河岸地区的胡杨林和灌木对地下水的利用，使得 TESim 模型在黑河流域应用中受到严峻的考验。虽然模型作者高琼教授为了解决这些问题，采用底边界水势作为目前的替代方式，解决了上述问题，使得模型的模拟值的估算值在一个合理的范围内，但是并不能解决其动态变化。由于植被利用地下水和冰雪融水进行生长，所以这些区域的植被生长受到外界的变化比较小，尤其是降水的影响很小。而这种现象在上游还比较容易解释，因为上游的降水比较充足，但是对于极端干旱的下游，显然有些困难。

TESim 模型作为一个自然生态系统模型，对农业生态系统的模拟是一个弱点。对于大田农作物的生长，模型基本上是把放在一个理想的环境下，适时灌溉，不考虑农田施肥等等耕作措施，就像把草甸草原、针叶林生态系统作为自然生态系统模拟一样，对农田的模拟也没有考虑人为因素的影响。在未来的模型改进中，农田生态系统将是不得不面对的问题。

模型的验证对于大部分模型来说都是一个瓶颈，模拟的结果如果得不到充分的验证，会严重制约其推广和应用，TESim 模型在黑河流域的应用也同样存在这些问题。TESim 模型输出的结果很多，但是能够被验证的结果很少，原因就是验证数据的缺乏。很多模拟结果找不到验证数据，同时有很多数据并没有被应用于验证结果，其原因是黑河流域有大量数据目前仍然在数据库内，并没有被挖掘利用。例如 HEIFE 试验积累的大量数据，有很多数据并没有被使用。因此在未来的模型验证工作中，不仅要大量收集验证数据，同时也要挖掘现有数据的价值。

由于极端环境下的植物具有特殊的生理生态特性,所以其它地区的植被参数应用于黑河流域显得不合适,那么对于生理参数范围的确定,就需要利用仪器进行测定,例如使用 Licor-6400 测定一些模型特有或者重要的参数。TESim 模型需要大量生理参数,除了应用前人做过的大量工作确定所需的参数以外,模型使用者也需要考虑一些参数的测定来加强模型的模拟精确性。

## 参考文献

1. Baldocchi D D, Valentini V, Running et al. Strategies for measuring and modeling CO<sub>2</sub> and water vapor fluxes over terrestrial ecosystem. *Global Change Biology*, 1996, 2: 159-168
2. Ball J T, Woodrow I E, Berry J A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. In Giggins J(ed). *Progress in Photosynthesis Research*, Vol IV, Martinus Nijhoff Publishers, Netherlands. 1987. 221-224.
3. Band, L.E., 1993. Effect of land surface representation on forest water and carbon budgets. *Journal of Hydrology*, 150, 749-772.
4. Barth, C. G , H. Krause & K. W inter. 2001. Responses of photo system I compared with photo system II to high light stress in tropical shade and sun leaves. *Plant, Cell and Environment*, 24:163-176.
5. Berbigier P, Bonnefond J M, Mellmann P. CO<sub>2</sub> and water vapor fluxes for 2 years above euroflux forest site. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 108: 183-197
6. Black T A, den Hartog G, Neumann H H et al. Annual cycles of water vapor and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest. *Global Change Biology*, 1996, 2:219-229
7. Bohnert, H. J. & R. G. Jensen. Metabolic engineering for increased salt tolerance. *Australian Journal of Plant Physiology*, 1996, 23: 661-667.
8. Bonan G. B., A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide, NCAR/TN-417+STR, NCAR technical note, climate and global dynamics division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. 1996
9. Campbell, G. S. *An Introduction to Environmental Biophysics*. New York: Springer-Verlag, 1977.
10. Cao M K, Tao B, Li K R, et al. Interannual variation in terrestrial ecosystem carbon fluxes in China from 1981-1998. *Acta Botanica Sinica*, 2003, 45(5): 552-560.
11. Cao Mingkui, Prince S D, Li K.R., et al. Response of terrestrial carbon uptake to climate interannual variability in China. *Global Change Biology*, 2003, 9: 1-11.
12. Cao MK, Stephen SD, Prince, Shugart HH (2002). Increasing terrestrial carbon uptake from the 1980s to the 1990s with changes in climate and atmospheric CO<sub>2</sub>. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1069, doi: 10.1029/2001 GB001553.
13. Cao MK, Woodward FI. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature*, 1998a, 393: 249-252.
14. Cao MK, Woodward FI. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their response to climatic change. *Global Change Biology*, 1998b, 4: 185-198.
15. Chen J, Chen W, Liu et al. Annual carbon balance of Canada's forests during 1859-1996. *Global Biogeochemical Cycles*, 2000, 14 (3): 827-838
16. Chen J, Chen W, Liu J et al. Annual carbon balance of Canada's forests during 1859-1996. 14(D22). *Global Biogeochemical Cycles*, 2000. 27945-27958.
17. Chen W, Chen J, Cihlar J. An integrated terrestrial ecosystem carbon-budget model based on changes in disturbance, climate, and atmosphere chemistry. *Ecological Modeling*, 2000, 135: 55-79.
18. Cohen S, Cohen, Y. Field studies of leaf conductance response to environmental variables in citrus. *Journal of Applied Ecology*, 1983;20:561-570.
19. Coughlan, J. C. & S. W. Running. Regional ecosystem simulation: a general model for simulating snow accumulation and melt in mountainous terrain. *Landscape Ecology*, 1997, 12: 119-136.

20. Coulsen M L, Munger J W, Fan S M et al. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability. *Science*, 1996, 271: 1576-1578
21. Cox P M, Betts R A, Jones C D, Spall S A, Totterdell I J. Modelling vegetation and the carbon cycle as interactive elements of the climate system. In: pearce R (ed). *Meteorology at the Millennium*. Academic Press. 2001
22. Cropper, W. P. J. & H. L. Gholz. Simulation of the carbon dynamics of Florida slash pine plantation. *Ecological Modeling*, 1993, 66: 231-249.
23. Daly, C., D. Bachelet, J. M. Lenihan , R. P. Neilson , W. Parton & D. Ojima. Dynamic simulation of tree-grass interactions for global change studies. *Ecological Applications*, 2000, 10: 449-469.
24. de Kroon , H., J . van Groenendael & J . Ehrlén. Elasticities: a review of methods and model limitations. *Ecology*, 2000, 8: 607-618.
25. DeFries R S et al. Global Discrimination of Land Cover Types from Metrics Derived from AVHRR Pathfinder Data. *Remote Sensing of Environment*, 1995, 54: 209-222
26. Dickinson R, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme(BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR, Tech Note. NCAR/TN-387+STR, 1993,72
27. Dickinson, R. E. Land processes in climate models. *Remote Sensing Environment*, 1995, 51: 27-38.
28. Dominique, B., P. N. Ronald, M. L. James & J. D. Raymond. Climate change effects on vegetation distribution and carbon budget in the United States. *Ecosystems*, 2001, 4: 164-185.
29. Edwards W R N. Operator's manual of custom heat velocity data logger[R]. 1991: 3-4.
30. Esser G, Lautenschlager M. Estimating the change of carbon in the terrestrial biosphere from 18000BP to present using a carbon cycle model. *Environ Pol*, 1994, 83: 45-53.
31. Farquhar G D et al. 1980. A biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. *Planta*, 149: 78-90.
32. Farquhar G D, von Caemmerer S. Modeling of photosynthetic response to environmental conditions. In: Lange O, Nobel P, Osmond C, Zieger H (eds). *Physiological Plant Ecology II: Water relations and Carbon Assimilation Vol 12B*. Springer-Verlag, Berlin. 1982: 549-587.
33. Farquhar G D, Wong S C. An empirical model of stomatal conductance. *Aust J Plant Physiol*, 1984, 11: 191-210.
34. Farquhar, G D., Sharkey, T. D. Stomatal conductance and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology*, 1982, 33: 317-345.
35. Field C B, Randerson J T, Malmstrom C M. Global net primary production: combining ecology and remote-sensing. *Remote Sensing of Environment*, 1995, 51(1): 74-88.
36. Filella, I. , J. L. Lusià, J. Pinzol & J. Pennzuelas. Leaf gas exchange and fluorescence of *Philly realatifolia*, *Pistacia lentiscus* and *Quercus ilex* saplings in severe drought and high temperature conditions. *Environmental Experimental Botany*, 1998, 39: 213-220.
37. Foley J A, Levis S, Prentice I C, Pollard D, Thompson S L. Coupling dynamics models of climate and vegetation. *Global Change Biol*, 1998, 4: 561-579
38. Foley, J. A., I. C. Prentice & N. Ramankutty. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10: 603-628.
39. Gao Q, Li J, Zheng H. A dynamic landscape simulation model for the alkaline grasslands on Songnen Plain in northeast China. *Landscape Ecology*, 1996, 11(6): 339-349.
40. Gao Q, Li X, Yang X. Responses of vegetation and primary production in North-South China transect to global change under land use constraint. *Acta Botanica Sinica*, 2003a, 45(11): 1274-1284.
41. Gao Q, Liang N, Dong X. A modeling analysis on dynamics of hilly sandy grassland landscapes using spatial

- simulation. *Ecological Modelling*, 1997,98:163-172.
42. Gao Q, Peng S, Zhao P, Zeng X, et al. Explanation of vegetation succession in subtropical southern China based on ecophysiological characteristics of plant species. *Tree Physiology*, 2003b,23:641-648.
  43. Gao Q, Reynolds J.F. Historical shrub-grass transition in the northern Chihuahuan desert: Modeling the effect of shifting rainfall seasonality and event size over a landscape gradient. *Global Change Biology*, 2003, 9:1475-1493.
  44. Gao Q, Yang X. A relationship between spatial process and a partial patchiness index in a grassland landscape. *Landscape Ecology*, 1997, 12:321-330.
  45. Gao Q, Yu M, Wang J.H., Jia H. K., et al. Relationships between regional primary production and vegetation patterns. *Ecological Modelling*. 2004a,172 (1):1~12.
  46. Gao Q, Yu M, Yang X. A simulation analysis of the relationship between regional production and vegetation structure under climatic change scenarios. *Ecological Modeling*, 2000, 131:33-45. Gao Q, Yu M. A model of regional vegetation dynamics and its application to the study of northeast China transect (NECT) responses to global change. *Global Biogeochemical Cycles*, 1998,12(2):329-344. Gao Q, Zhang X S, Huang Y M, et al. A comparative analysis of four models of photosynthesis for 11 plant species in the Loess Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004b,126:203-222.
  47. Gao Q, Zhao P, Zeng X, et al. A model of stomatal conductance to quantify the relationship between leaf transpiration, microclimate and soil water stress. *Plant, Cell and Environment*, 2002,25(11):1373-1381.
  48. Gao, Q. and J. F. Rayholds. Historical shrub-grass transitions in the northern Chihuahuan desert: Modeling the effects of shifting rainfall seasonality and event size over a landscape gradient. *Global Change Biology*, 2003, 9: 1475-1493.
  49. Gao, Q., Yu, M. A model of regional vegetation dynamics and its application to the study of northeast China transect (NECT) responses to global change, *Global Biogeochemical Cycles* 1998, 12(2): 329-344.
  50. Gao, Q., Yu, M., Liu, Y., Xu, H. Net ecosystem carbon balance of the crop-pasture transition region in northern China – A multi-scale study to access impacts of climate shift, soil erosion, livestock grazing, and land use change, Annual Conference of the Ecological Society of America, Memphis, US, August 2006: 11-16.
  51. Gosset, D. R., S. W. Bank s, E. P. Millhollon &M. C. Lucas. Antioxidant response to NaCl stress in a control and an NaCl-to lerant cotton cell line grown in the presence of paraquat, buthionine sulfoximine, and exogenous glutathione. *Plant Physiology*, 1996, 112: 803-809.
  52. Gower S T, Vogel J G, Norman J M. Direct and indirect estimation of leaf area index, fAPAR, and net primary production of terrestrial ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, 1999, 70: 29-51.
  53. Grace J, Lloyd J, MchIntyre J et al. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain in Southwest Amazonia, 1992-1993. *Science*, 1996,270: 778-780
  54. Granier A. 1985. A new method for measure sap flow. *Ann Sci For* ,42 :193-200
  55. Grimes VL ,Morrison J IL ,Simmonds L P. Including the heat storage term in sap flow measurements with the stem heat balance method. *Agric For Meteorol*, 1995, .74:1-25
  56. Hansen M C, Reed B. A comparision of the IGBP DISCover and University of Maryland 1km global land cover products. *International Journal of Remote Sensing*, 2000, 21(6&7): 1365-1373.
  57. Haxeltine A, Prentice I. BIOME3: an equilibrium biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability and competition among plant functional types. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10: 693-710.
  58. Heppell, S. S., H. Caswell &L. B. Crowder. Life histories and elasticity patterns: perturbation analysis for species with minimal demographic data. *Ecology*, 2000, 81: 654-665.

59. Hernández, J. , A. Camp illo, A. Jiménez, J. J. A larcón & F. Sevilla. 1999. Response of antioxidant systems and leaf water relations to NaCl stress in pea plants. *New Phytologist*, **141**: 241-251.
60. Hernández, J. , A. Jiménez, P. M ullineaux & F. Sevilla. Tolerance of pea (*Pisum sativum* L. ) to long-term salt stress is associated with induction of antioxidant defences. *Plant, Cell and Environment*, **200**, **23**: 853-862.
61. Holt, R. D. & S. W. Pacala. Linking contemporary vegetation models with spatially explicit animal population models. *Ecological Applications*, 1995, **5**: 20-27.
62. Hu, S. , F. S. Chap in È , M. K. F irstone, C. B. F ield & N. R. Chiariello. 2001. Nitrogen limitation of microbial decomposition in a grassland under elevated CO<sub>2</sub>. *Nature*, **409**: 188- 191.
63. Huber B. Observation and measurements of sap flow in plant. *Berichte der Deutscher Botanischen Gesellschaft*, 1932, **50**: 89-109.
64. Huber *Berichte der Deutscher Botanischen Gesellschaft*. 1932, **50**: 89
65. Hunt, E. R., S. C. Piper, Jr. R. Nemani, C. D. Keeling, R.D. Otto & S. W. Running. Global net carbon exchange and intra-annual atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations predicted by an ecosystem process model and three-dimensional atmospheric transport model. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, **10**: 431-456.
66. Huston, M. A. Use of individual-based forest succession models to link physiological whole tree models to landscape-scale ecosystem models. *Tree Physiology*, 1991, **9**: 293-306.
67. Jansen, M. A. K. , V. Gaba & B. M. Greenberg. Higher plants and UV B radiation: balancing damage, repair and acclimation. *Trends in Plant Science*, 1998, **3**: 131-135.
68. Jarvis, P. G. The interpretation of the variations in water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, 1976, **273**: 593-61.
69. Ji, J-J. A climate-vegetation interaction model: simulating physical and biological processes at the surface, *Journal of Biogeography*, 1995, **22**: 445-451.
70. Jones H G, Lakso A N, Syvertsen J P. Physiological control of water status in temperate and subtropical fruit trees. *Horticultural Review*, 1985; **7**: 301-344.
71. Jorgensen S E. *Fundamentals of ecological modelling* (3rd edition). New York: Elsevier Science, 2003.
72. Jorgensen S. E. *Fundamentals of ecological modeling* (second edition) [A]. Amsterdam: Elsevier, 1988, 630.
73. Kaimal J C, Finning J J. *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*. Oxford University Press, Oxford, U K. 1994, 289
74. Karl, T. R., R. W. Knight, D. R. Easterling & R. G. Quayle. Trends in U. S. climate during the twentieth century. *Consequences*, 1995, **1**: 3-12.
75. Keser, A. R., J. S. Kimball, R. R. Nemani & S. W. Running. Simulating the carbon balance of North American high-latitude forests. *Global Change Biology*, 2000, **6**: 1-11.
76. Kimball, J. S., M. A. White & S. W. Running. BIOME-BGC simulations of stand hydrologic processes for BOREAS. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(D24): 29043-29051.
77. Kindermann J, Ludeke M K B, Badeck F W, et al. Structure of a global and seasonal carbon exchange model for the terrestrial biosphere-The Frankfurt Biosphere Model (FBM). *Water, Air and Soil Pollution*, 1993, **70**(1~4): 667-684.
78. Kindermann J, Wurth G, Kohlmaier G H, Badeck F W. Interannual variation of carbon exchange fluxes in terrestrial ecosystems. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, **10**: 737-756.
79. King, A. W., W. M. Post, and S. D. Wullschlegel 1997. The potential response of terrestrial carbon storage to changes in climate and atmospheric CO<sub>2</sub>. *Climatic Change* **35**: 199--227.

80. Koorevaar, P., Menilik, G., Dirksen, C. Elements of Soil Physics. Elsevier, Amsterdam. 1983.
81. Korol, R. L., M. S. Milner & S. W. Runnig. Testing a mechanistic model for predicting stand and tree growth. Forest Science, 1996, 42: 139-153.
82. Krause, G. H., C. Schmude, H. Garden, O. Y. Koroleva & K. W. Inter. Effects of solar ultraviolet radiation on the potential efficiency of photo system II in leaves of tropical plants. Plant Physiology, 1999, 121: 1349-1358.
83. Larcher, W. 1995. Physiological plant ecology, 3rd ed. Berlin Heidelberg, New York: Springer Press.
84. Larcher, W. Physic logical plant ecology, 3rd ed. Berlin Heidelberg, New York: Springer Press. 1995.
85. Law B E, Tuyl SV, Cescatti A, Baldocchi D D. Estimation of leaf area index in open-canopy ponderosa pine forests at different successional stages and management regimes in Oregon. Agricultural and Forest Meteorology, 2001 (108): 1-14.
86. Leemans, R. & I. C. Prentice. FORSKA, a general forest succession model. Institute of Ecological Botany, Uppsala. 1989, 70.
87. Li, Y., Ji J. Model estimates of global carbon flux between vegetation and the atmosphere, Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18: 807-818.
88. Lieth, H. Modeling the primary production of the world. In: Lieth H, Whittaker R H (eds). Primary productivity of the Biosphere Springer-Verlag. 1975: 237-263.
89. Liu, J., Chen, J. M., Cihlar, J., Park, W. M. A process-based boreal ecosystem productivity simulator using remote sensing inputs, Remote Sensing of Environment, 1997, 62: 162.
90. Liu, J., Chen, J. M., Cihlar, J., Park, W. M. A process-based boreal ecosystem productivity simulator using remote sensing inputs, Remote Sensing of Environment, 1997, 62: 162.
91. Logan, J. A. & J. C. Allen. Nonlinear dynamics and chaos in insect population. Annual Review of Entomology, 1992, 37: 455-477.
92. Loveland T R et al. Development of a land-cover characteristics database for the conterminous U S. Photogrammetry Engineering & Remote Sensing, 1991, 57 (11): 1453-1463
93. Lubchenco, J. The sustainable biosphere initiative: an ecological research agenda. Ecology, 1991, 72: 371-412.
94. Laak so, K., J. H. Sullivan & S. Huttunen. The effects of UV 2B radiation on ep idermal anatomy in loblolly pine (*Pinus taeda* L.) and Scots (*Pinussy lvestris* L.). Plant, Cell and Environment, 2000, 23: 461-472.
95. Manuel, N., G. Cornic, S. Aubert, P. Choler, R. Bligny & U. Heber. Protection against photo inhibition in the alpine plant *Geum montanum*. Oecologia, 1999, 119: 149-158.
96. Marshall D C. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. Plant Physiology, 1958, 33: 385.
97. Marshall DC. 1958. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. Plant Physiol, 33 (6): 385-396
98. Maxwell, K., J. L. Marrison, R. M. Leech, H. Griffiths & P. Horton. 1999. Chloroplast acclimation in leaves of *Guzmania monostachia* in response to high light. Plant Physiology, 1999, 121: 89-96.
99. McGuire A D et al. Equilibrium response of soil carbon to climate change-empirical and process based estimates. Journal of Biogeography, 22: 785-796.
100. McGuire A D et al. Interactions between carbon and nitrogen dynamics in estimating net primary productivity for potential vegetation in North America. Global Biogeochemical Cycles. 1992, 6: 101-175.
101. Menzel C M, Simpson D R. Plant water relations in lychee: diurnal variations in leaf conductance and leaf water potential. Agricultural and Forest Meteorology, 1986; 37:267-277.
102. Moncrieff J B, Mahli Y, Leuning R. The propagation of errors in long term measurements of land atmosphere fluxes of carbon and water. Global Change Biol, 1996,2: 231-234
103. Neilson R P. A model for predicting continental scale vegetation distribution and water balance. Ecological

- Application, 1995, 5: 362-385.
104. Nobel, P. *Biophysical Plant Physiology and Ecology*. New York: W.H. Freeman and Company. 1983.
  105. Oechel, W. C. , G. L. Vourlitis, S. J. Hastings, R. C. Zulueta, L. H. Inzman & D. Kane. 2000. A climation of eco system CO<sub>2</sub> exchange in the Alaskan Artic in response to decadal climate warming. *Nature*, 406: 978-981.
  106. Pan Yude, McGuire A D, Mellio J M, Kicklighter D W, Sitch S, Prentice I C. A biogeochemistry-based dynamic vegetation model and its application along a moisture gradient in the continental United States. *Journal of Vegetation Science*, 2002, 13: 369-382.
  107. Parton W J et al. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci Soc Am J*, 1987, 51: 1173-1179.
  108. Parton W J et al. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci Soc Am J*, 1987, 51: 1173-1179.
  109. Parton W J et al. Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochem Cycles*, 1993, 7: 785-809.
  110. Parton W J et al. Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochem Cycles*, 1993, 7: 785-809.
  111. Pastor J, Post W M. Influence of climate soil moisture and succession on forest carbon and nitrogen cycles. *Biogeochemistry*, 1986, 2: 3-27.
  112. Peddel D R, Forrest G H, LeDrew E F. Spectral mixture analysis and geometric-optical reflectance modeling of boreal forest biophysical structure. *Remote Sensing of Environment*, 67: 288-297.
  113. Plummer S E. 2000. Perspectives on combining ecological process models and remotely sensed data. *Ecological Modeling*, 1999, 129(2000): 169-186.
  114. Post, W. M., A. W. King, and S. D. Wullschleger. Historical variations in terrestrial biospheric carbon storage. *Global Biogeochemical Cycles*, 1997, 11:99-109.
  115. Postor J, Post W M. LINKAGE –An individual-based forest ecosystem model. *Climatic Change*, 1996, 34 (2): 253-261.
  116. Prince S. A model of regional primary production for use with coarse resolution satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 1991, 12: 1313-1330.
  117. Qu, C. M., X. G. Han , B. Su, J. H. Huang & G. M. Jiang. 2001. The characteristics of foliar δ<sup>13</sup>C values of plants and plant water use efficiency indicated by E<sub>13</sub>C values in two fragmented rainforests in Xishuangbanna, Yunnan. *Acta Botanica Sinica*, 2001, 43: 186-192.
  118. R F Grant, P G Jarvis, J M Massheder, et al. Controls on carbon and energy exchange by a black spruce - moss ecosystem: Testing the mathematical model Ecosys with data from the BOREAS experiment. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15(1): 129-147.
  119. R F Grant. A review of the Canadian ecosystem model - ecosys. *Modeling Carbon and Nitrogen Dynamics for Soil Management*, edited by M J Shaffer, Liwang Ma, S Hansen, Lewis Publisherw. 2001. 173-264
  120. R. B. Jackson, a H. J. Schenk, a, b E. G. Jobbágy, a J et al. Belowground Consequences of Vegetation Change and their Treatment in Models. *Ecological Application*. 2000, 10(2): 470-83.
  121. Radajewski, S. , P. Ineson, N. R. Parekh & J. C. Murrell.. Stable-isotope probing as a tool in microbial ecology. *Nature*, 2000, 403: 646-649.
  122. Renshaw, E. *Modeling Biological Populations in Space and Time*, Cambridge University Press, London. 1991.
  123. Rivadossi, A. , G. Zucchelli, F. G. Garlaschi & R. C. Jennings. The importance of PS I chlorophyll reforms in light-harvesting by leaves. *Photosynthesis Research*, 1999, 60: 209-215.

124. Rivkin, R. B. & L. Legendre. 2001. Biogenic carbon cycling in the upper ocean: effects of microbial respiration. *Science*, 291: 2398-2400
125. Robertson, G. P., E. A. Paul & R. R. Harwood. 2000. Green house gases in intensive agriculture: contributions of individual gases to the radiative forcing of the atmosphere. *Science*, 289: 1922-1925.
126. Rosenberg, N. J., Blad, B. L., Verma, S. B. *Microclimate*, John Wiley and Sons, New York. 1983.
127. Rossa, B. & D. J. von Willert. Physiological characteristics of geophytes in semi-arid Namaqualand, South Africa. *Plant Ecology*, 1999, 142: 121-132.
128. Rowe, G. W. *Theoretical Models in Biology*, Oxford University Press, New York. 1994.
129. Ruimy A, Dedieu G, Saugier B. TURC: a diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10: 269-286.
130. Running S. W., Hunt, E. R. Generalization of a Forest Ecosystem Process Model for Other Biomes, BIOME2BGC, and an Application for Global2scale Models [A]. In: *Scaling Ecology*.
131. Running S W, Baldocchi D D, Turner D P et al. A global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling, ecosystem modeling and EOS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 1999, 70: 108-127.
132. Running S W, Coughlan J C. A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrological balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecol Modeling*, 1988, 42: 125-154.
133. Running S W, Gower E R. FOREST-BGC, a general model of forest ecosystem processes for regional applications, II. Dynamic carbon allocation and nitrogen budgets. *Tree Physiol*, 1991, 9: 147-160.
134. Running S W. A blueprint for improved global change monitoring of the terrestrial biosphere. *NASA Earth Observation*, 1998, 10(1): 8-11.
135. Running W W, Hunt E R J. Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC and an application for global-scale models. In: Ehleringer J R, Field C B (eds). *Scaling Physiological Processes: Leaf to Globe*. San Diego: Academic Press Inc. 1993: 141-158.
136. Sandermann, H., D. Ernst, W. Heller & C. L. angebartels. Ozone: an abiotic elicitor of plant defence reactions. *Trends in Plant Science*, 1998, 3: 47-50.
137. Schlze E D, Lange O L, Buschbom U et al. Stomatal responses to changes in humidity in plants growing in the desert. *Planta*, 1972;108:259-270.
138. Schnitzler, J. P., C. L. angebartels, W. Heller, J. Liu, M. Lippert, T. Dohring, G. Bahnweg & H. Sandermann. Ameliorating effects of UV-B radiation on the response of Norway spruce and Scots pine to ambient ozone concentrations. *Global Change Biology*, 1999, 5: 83-94.
139. Sellers P J et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J Climate*, 1996a, 9: 676-705.
140. Sellers P J et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric general circulation models. Part II: The generation of global climate fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J Climate*, 1996b, 9: 706-737.
141. Singsaas, E. L. & T. D. Sharkey. The effects of high temperature on isoprene synthesis in oak leaves. *Plant, Cell and Environment*, 2000, 23: 751-757.
142. Sitch S, Prentice I C, Smith B. Other LPJ Consortium Members. LPJ-a coupled model of vegetation dynamics and the terrestrial carbon cycle. In: Sitch S(ed). *The Role of Vegetation Dynamics in the Control of Atmospheric CO<sub>2</sub> Content*, Doctoral Thesis, Lund University, Sweden. 2000.
143. Swanson R H, Whitfield D W A. A numerical analysis of heat pulse velocity theory and practice. *Journal of Experimental Botany*, 1981, 32: 221 - 239.

144. Swinbank E C. Measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J Meteorol.* 1951, 8: 135-145
145. Syvertsen J P. Minimum leaf water potential and stomatal closure in citrus leaves of different ages. *Ann. Bot.*, 1982;49:827-843.
146. Taub, D. R., J. R. Seemann & J. S. Coleman. Growth in elevated CO<sub>2</sub> protects photosynthesis against high temperature damage. *Plant, Cell and Environment*, 2000, 23: 649-656.
147. Thiele, A. , K. W inter & G. H. Krause. Low inactivation of D1 protein of photo system II in young canopy leaves of *A nacardium excelsum* under high-light stress. *Journal of Plant Physiology*, 1997, 151: 286-292.
148. Thom, A. S. Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities. IN: Monteith, J. L. (ed.), *Vegetation and the Atmosphere*, Vol 1, Academic Press, London, pp. 1975: 57-109.
149. Thornley, J. M., Johhson, I. R. *Plant and Crop Modelling*, Clarendon Press, Oxford, U.K. 1990.
150. Torrecillas A, Ruiz-sanchen M C, Del Amor F et al. Seasonal variations water relations of *Amygdalus communis* L. under dripirrigated and non-irrigated conditions. *Plant and Soil*, 1988; 106:215-220.
151. Townshend J R G. Global data sets for land application from the Advanced Very High Resolution Radiometer: an introduction. *International Journal Remote Sensing*, 1994, 15: 3319-3332.
152. Townshend J T G, Justice C O, Kalb V. Characterization and classification of South American land cover types using satellite data. *Internation Journal of Remote Sensing*, 1987, 7: 1395-1416.
153. Tucker C J, Townshend J R G, Goff T E. African land-cover classification using satellite data. *Science*, 1985, 227: 369-375.
154. Uchijima Z, Seino H. Agroclimatic evaluation of net primary productivity of natural vegetation: I Chikugo model for evaluating net primary productivity. *J Agric Meteorol*, 1985, 40: 343-352.
155. Valentini R , Matteucci G Dolman A J , et al . Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature* , 2000 ,404: 861-864
156. Verseghy D L. CLASS – A Canadian land surface scheme for GCMs. I: Soil model. *Int J Climatol*, 1991, 11: 111-113
157. Viner D. The climate impacts LINK projects: data sets available for climate change research, <http://www.nerc.ac.uk>. 1996.
158. Vitousek P M, Howarth R W. Nitrogen limitation on land and in the sea: How can it occur? *Biogeochemistry*, 1991, 13: 87-115.
159. Waring, R. H. &S. W. Running. Forest ecosystem analy sis at multiple time and space scales. In: Waring, R. H. &S.W. Running eds. *Forest ecosystems analysis at multiple scales*.San Diego: Academic Press. 1998: 1-16.
160. Warnant, P., Francois, L., Strivay, D., & Gerard, J-C. CARAIB, a global model of terrestrial biological productivity. *Global Biogeochemical Cycle*, 1994, 8(3): 265-270
161. Watson, A. J. , D. C. E. Bakker, A. J. Ridgwell, P. W. Royd & C. S. Law. Effect of iron supply on Southern Ocean CO<sub>2</sub> uptake and implications for glacial atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, 2000,407: 730-733
162. Wiltshire JJJ ,Wright CJJ ,Colls JJ , et al . 1995. Effects of heat balance stem flow gauges and associated silicone compound on ash trees. *A gric For Meteorol* ,73 :135-142
163. Woodward F I et al. A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9: 471-490.
164. Woodward FI, Smith TM, Emanuel WR. A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9: 471-490.
165. Zwiers F W, Weaver A. J. Climate change: the causes of 20th century warming. *Science*, 2000, 290(5499): 2081-2083.

166. 陈镜明. 利用卫星成像技术反演生物物理学参数和模拟生态系统碳循环. “遥感技术与应用高级研讨班”资料, 1996, 南京大学
167. 丁一汇. 中国西部环境演变评估. 第二卷 中国西部环境变化的预测. 北京: 科学出版社. 2002, 1-46.
168. 方精云, 等. 全球生态学: 气候变化与生态响应. 北京: 教育出版社, 2000. 175-190.
169. 甘肃省山丹县土壤普查报告. 山丹县土壤普查办公室, 1986年5月. 1-102.
170. 甘肃省肃南裕固族自治县土壤志. 肃南裕固族自治县土壤普查办公室, 1985年6月. 1-108.
171. 甘肃省张掖县土壤志. 张掖县土壤普查办公室, 1984年12月. 1-116.
172. 甘肃土种志. 甘肃省土壤普查办公室. 甘肃科学技术出版社, 1993年8月, 1-438.
173. 高台县土壤. 高台县土壤普查办公室, 1984年11月. 1-160.
174. 高学杰. 人类活动对中国气候变化影响检测研究. 中国科学院大气物理所博士论文. 2000.
175. 何勇, 董文杰, 季劲均, 丹利. 基于 AVIM 的中国陆地生态系统净初级生产力模拟. 地球科学进展, 2005, 20(3): 345-349
176. 胡启武, 欧阳华, 刘贤德. 祁连山北坡垂直带土壤碳氮分布特征. 山地学报, 2006, 20(6): 654-661.
177. 蒋高明. 当前植物生理生态学研究的几个热点问题. 植物生态学报, 2001, 25(5): 514-519
178. 解宪丽, 孙波, 周慧珍, 等. 中国土壤有机碳密度和储量的估算与空间分布分析. 土壤学报, 2004, 41(1): 35-43.
179. 康尔泗, 程国栋, 董增川. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流. 北京: 科学出版社. 2002, 270-294.
180. 李克让, 王介强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳贮量. 中国科学(D 辑), 2003, 33(1): 72-80.
181. 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳贮量. 中国科学(D 辑), 2003, 33(1): 72-80.
182. 刘洪杰. Miami 模型的生态学应用. 生态科学, 1997, 16(1): 52-55.
183. 卢玲, 李新, Frank Veroustraete. 黑河流域植被净初级生产力的遥感估算. 中国沙漠, 2005, 25(6): 823-830
184. 吕建华. 区域性季节和年际出度大气-植被相互作用的模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士论文, 北京, 1999.
185. 盛永伟, 陈维英, 肖乾广等. 利用气象卫星植被指数进行中国植被的宏观分类. 科学通报, 1995, 40(1): 68-71
186. 施雅风, 张祥松. 气候变化对西北干旱区地表水资源的影响和未来趋势. 中国科学 (B 辑), 1995, 25(4): 968-977.
187. 施雅风. 气候变化对西北华北水资源的影响. 济南: 山东科学技术出版社. 1995, 1-369.
188. 汤章城. 水分胁迫和植物和气孔运动. 北京植物生理学会编辑. 植物生理生化进展, 1986; 4: 43-50.
189. 陶波, 曹明奎, 李克让, 等. 1981-2000 年中国陆地净生态系统生产力空间格局及其变化. 中国科学(D 辑), 地球科学. 2006, 36(12): 1131-1139.
190. 滕文元, 周湘红. 植物气孔反应及其对叶水势的调控. 干旱地区农业研究, 1993; 11(4): 61-64.
191. 田庆久, 闵祥军. 植被指数研究进展. 地球科学进展, 1998, 13(4): 327-333.
192. 王金叶, 车克钧, 蒋志荣. 祁连山青海云杉林碳平衡研究. 西北林学院学报, 2000, 15(1): 9-14.
193. 王金叶, 车克钧, 张学龙, 等. 祁连山森林土壤碳的初步研究. 甘肃农业大学学报, 1996, 4: 356-360.
194. 肖向明, 王义凤, 陈佐忠. 内蒙古锡林河流域典型草原初级生产力和土壤有机质的动态及其对气候变化的反应. 植物学报, 1996, 38(1): 45-52
195. 于天仁. 土壤化学原理. 北京: 科学出版社, 1987.
196. 喻梅, 高琼, 郭建平. 植物个体对全球变化响应的敏感度分析. 植物学报, 1998, 40(12): 1143-1145.
197. 张惠明. 地球科学概论. 北京: 气象出版社, 1984.
198. 张利平, 王新平, 刘立超等. 沙坡头主要建群植物油蒿和柠条的气体交换特征. 生态学报, 1998, 18(2): 133-137.
199. 张娜, 于贵瑞, 于振良, 等. 基于景观尺度过程模型的长白山地表径流量时空变化特征的模拟. 应用生

- 态学报, 2003b, 14(5): 653-658.
200. 张娜, 于贵瑞, 赵士洞, 等. 基于遥感与地面数据的景观尺度生态系统生产力的模拟. 应用生态学报, 2003a, 14(5): 643-652.
201. 张娜, 于振良, 赵士洞. 长白山植被蒸腾量空间变化特征的模拟. 资源科学, 2001, 23(6): 91-96.
202. 张新时. 研究全球变化的植被—气候分类系统. 第四纪研究, 1993, 5 (2) : 157-169.
203. 张掖地区土壤. 张掖地区土壤普查办公室. 1986年7月. 1-281.
204. 赵文智, 常学礼, 何志斌, 张智慧. 额济纳荒漠绿洲植被生态需水量研究. 中国科学 D 辑, 2006, 36(6):59-566
205. 中国土壤. 全国土壤普查办公室. 中国农业出版社. 1998年3月. 1-1253.
206. 中国土种志. 全国土壤普查办公室 (第四卷) (上册). 中国农业出版社. 1955年12月. 1-372.
207. 中国土种志. 全国土壤普查办公室 (第四卷) (下册). 中国农业出版社. 1955年12月. 372-806.
208. 中国土种志. 全国土壤普查办公室 (第五卷) (上册). 中国农业出版社. 1955年12月. 1-410.
209. 中国土种志. 全国土壤普查办公室 (第五卷) (下册). 中国农业出版社. 1955年12月. 410-886.
210. 中国土种志. 全国土壤普查办公室 (第一卷) (上册). 中国农业出版社. 1955年12月. 484-924.
211. 中国土种志. 全国土壤普查办公室 (第一卷) (上册). 中国农业出版社. 1955年12月. 1-483.
212. 周广胜, 张新时. 自然植被第一性生产力模型初探. 植物生态学报, 1995, 19(3): 193-200.
213. 周广胜, 郑元润, 陈四清. 自然植被净第一性生产力模型及其应用. 林业科学, 1998, 34(5): 2-11.
214. 周广胜、张新时. 全球气候变化的中国自然植被的净第一生产力研究. 植物生态学报, 1996, 20(1) :11-19
215. 周海燕, 黄子琛. 不同时期毛乌素沙区主要植物种的光合作用和蒸腾作用特征. 植物生态学报, 1996, 20 (2):120-131.
216. 周海燕, 张景光, 龙利群等. 脆弱生态带典型区域几种锦鸡儿属优势灌木的光合特征. 中国沙漠, 2001, 21 (3):227-231.
217. 周海燕. 科尔沁沙地主要植物种的生理生态学特性. 应用生态学报, 2000, 11(4):587-590.
218. 周玉荣, 于振良, 赵士洞. 我国主要森林生态系统碳贮量和碳平衡. 植物生态学报, 2000, 24(5): 518-522.
219. 朱志辉. 自然植被净第一性生产力估计模型. 科学通报, 1993, 38(15): 1422-1426.

# 致谢

——谨以此文献给那些曾经指导过我、帮助过我、支持过我的人

文章写完了，感觉到轻松了不少，要写致谢了，感觉到有很多很多的东西要写，要感谢的人很多，很担心在致谢中遗忘曾经帮助过我、支持过我的人。

在所有要感谢的人中，我首先要感谢导师程国栋院士，感谢先生为我指定的论文方向。初次见到先生的时候，是在2003年夏季的沙漠小楼，先生的随和消除了我的紧张。在之后的交往中，让我对先生有了更多的认识。有事找先生从来不用预约，先生很忙，但是对我们这些学生，办公室的门时刻都是敞开的。先生常说：“十年铸一剑”，要求我们能够静下心来做学问，能够忍受长时间的默默无闻。先生对我说过，通过项目来培养人，让我感触很深。在模型集成项目中，我接触到了多个学科的知识。项目组织的培训，让我增长了见识，扩展了思路。和先生的交谈中，感受到他能够正视困难，他经常说“困难是有的，但是还是可以克服的”，当我对自己失去信心的时候，我就想起这句朴实的话语，增强了我克服苦难的信心。

其次要感谢的人是李新研究员，他为人善良、热心、正直。为了加强我的专业功底，李新老师把我送到北京师范大学学习专业课。那个学期的学习，是我生平学习最刻苦的时候，也是我收益最多的时候，感到思维开阔了，眼睛变亮了！这段时间的学习，对我博士论文的完成起到了不可低估的作用，在这里要对李新老师表示由衷的感谢！在遥感室学习的几年里，我从来没有为买书发愁，只要需要，李新老师从来都是大力支持，而且经常给我们推荐好书。

在北京师范大学学习的日子里，我从高琼教授那里学习到了大量的建模知识、数学知识和计算机知识。在做博士论文期间，高琼教授为了让我熟悉TESim模型，花费了大量的时间进行讲解；为了使模型能够让我尽快运行起来，对其中的几百个参数进行了调整，使我可以尽可能小的范围对模型进行调试。模型应用所遇到的大量问题，我们都通过电子邮件进行交流，每次他都给予详尽的解答，使我的论文可以顺利进行下去。

博士论文能够顺利完成，除了自身的努力以外，也凝聚了很多人的辛勤劳动。师妹李海英在这四年里，给予了我无私的帮助。博士的专业，对于我们来说，是一个全新的专业，尤其对于我，地学是一个非常陌生的专业。刚开始的1年半的时间里，天天都是在压力中渡过。在这段日子立，我们互相支持、互相鼓励，使彼此都相信困难只是暂时的，一定可以携手渡过艰难的岁月。我们互相学习，相互传授自己学到的知识，加快了学习进程。

在论文的撰写过程中，得到许多同学和老师的大力帮助，水土室的赵文智研究员为我提供了临泽站的年报，副所长吕世华研究员为我提供了涡度相关数据，文莉娟博士为我讲解大气知识，王建研究员为我提供NPP数据，师弟韩旭军博士为我处理数据，钞振华博士为我收

集缩略词, 梁继博士为我下载遥感数据, 盖春梅为我多次绘制和修改图, 钟兰鸿为我扫描了大量的资料, 王树果博士为了提供和解释了大野口的湍度相关数据, 南京师范大学的硕士生康杰伟为我校稿和绘制图形, 肖笃宁老师多次解答景观生态学的知识, 杨国靖副研究员为我提供了验证数据, 马明国研究员为我提供了 SPOT/VEGETATION 数据, 司建华博士和常学向博士为我提供蒸散发的数据和讲解了 Sap Flow 的测定方法, 陈仁升研究员为我讲解太阳辐射的相关知识, 中科院西北高原生物研究所的周华坤博士为我提供高寒草甸的验证数据, 水土室的肖洪浪研究员为我解答土壤知识的疑惑, 王介民研究员为我解释湍度相关数据, 北京气象局的李磊博士为我解答气象知识的疑问, 中科院遗传与发育研究所的刘会涛博士为我在北京的学习和生活提供了极大的便利, 甘肃省气象局的陆登荣工程师, 遥感室的冉有华硕士为我提供了大量模型输入数据, …… , 对我论文帮助的人很多, 我深恐有遗漏。如果在此没有提及到曾经帮助过我的人, 在此表示歉意! 对自己遗漏和疏忽表示道歉!

在几年的博士学习和生活中, 让我结交了很多的朋友, 远在美国的王书功博士, 少校军官王建宏博士, 师妹李净博士, 远在杭州的陈正华博士, 即将从美国回来的黄春林博士, 已经毕业前往云南的董婧师妹, 为人热心的晋锐博士, 即将结束研究基础课学习的冉有华师弟, 热心助人的吴立宗博士, …… , 忘不了与他们在一起 AOB 的日子, 忘不了集体行动去吃饭的日子, 忘不了向他们请教和探讨问题的时刻。很幸运能够在遥感室渡过我的博士生活, 结交这些师兄、师弟、师妹们, 为我增添美好的回忆!

博士的四年里, 研究生处的张明娟老师、陈辉以及处长段争虎研究员为我提供了诸多便利, 在此表示感谢。

在这个世界上, 此时此刻最高兴的莫过于从下把我养育成人的父母, 他们一直在盼望这一时刻, 盼望我完成学业, 早日成家立业。我的童年是在乖巧中渡过的, 母亲经常说我从小“身体好、听话、不哭不闹、不要人抱, 都不知道你是怎么长大的”。可是从大学开始却让他们格外操心, 让他们挂念我的漂泊, 惦记我的孤身一人, 担心我的房子, …… , 只要能担心的, 他们都为我担心, 让我深感内疚。除了父母, 我也要感谢从小就宠爱、容忍我的大姐, 她是最值得信赖的人, 也是我这一生最需要报答的人之一。

彭红春

2007年5月于兰州

# 个人简历

彭红春，男，1971年1月出生，湖南省湘乡市人。

## 教育经历

2003年9月~2007年5月	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所	博士
1998年9月~2001年7月	中国科学院西北高原生物研究所	硕士
1990年9月~1994年7月	青海大学	本科

## 工作经历

2001年8月~2003年9月	中国科学院西北高原生物研究所	助理研究员
1996年3月~1996年8月	深圳市深纺集团金兰公司	业务主管
1990年7月~1996年2月	广州市陆仕水产企业有限公司	技术主管

## 奖励

2001年 获得中国科学院“彭荫刚科技二等奖学金”

## 作为主要参加人员参与的科研项目情况

1. 柴达木盆地畜牧业与生态环境协调发展示范研究. “九五”国家科技（攻关）项目“柴达木盆地可持续发展重大问题研究”的子专题（课题号 97-924-02-03）1998-2000 主要参加人
2. 高寒草甸主要优势植物对降水的模拟实验. 中国科学院知识创新工程方向性项目“我国关键地区全球变化的生态安全机制与调控”子课题课题号 KSCX2-1-07）2001-2003（主要完成人
3. 江河源区退化草地治理技术与示范. “十五”国家科技攻关计划重大项目“中国西部重点脆弱生态区综合治理技术与示范”子课题（课题号 2001BA606A-02）2001—2003 参加人
4. 黑河流域交叉集成研究的模型开发和模拟环境建设. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目（课题号 2003102）2003—2006 主要参加人

## 已发表学术论文列表

1. Hongchun Peng, Haiying LI, Xin Li, Wanchang Zhan, Yanhua Chen. Mapping LAI Using BRDF Model in Arid and Semi-arid Northwestern China. SPIE,2006, 63661H1-9. (EI)
2. Haiying Li, Hongchun Peng, Xin Li. The generation of China land surface datasets for CLM. SPIE (5983), 2005. (EI)
3. Haiying Li, Hongchun Peng, Xin Li. Mapping LAI of different plant communities in arid and semi-arid Northwestern China. SPIE (5983), 2005. (EI)
4. 彭红春, 李海英, 沈振西, 王启基. 草业学报, 利用人工种草改良柴达木盆地弃耕盐碱地. 2003, 12(5):26-30.
5. 李海英, 彭红春, 王启基等. 高寒草甸不同退化演替阶段植物地上部氮磷元素比较. 西北植物学报, 2004, 24 (11):2069-2074.
6. 李海英, 彭红春, 王启基等. 高寒草甸草地不同退化演替阶段植物群落地上生物量分析. 草业学报, 2004, 13(5):26-32.
7. 高艳红, 刘伟, 彭红春, 李海英, 冉有华, 程国栋, 吕世华. 黑河流域土壤质地分类数据建立及其模拟效果检验, 高原气象, 接收。
8. 高艳红, 刘伟, 崔文瑞, 柳媛普, 李海英, 彭红春, 吕世华, 程国栋. 黑河流域土壤参数修正及其对大气要素模拟的影响, 高原气象, 接收。

# 附录 1 附表

附表 1 模型输入变量

变量名称	单位	类型	变量说明
MLV	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	N	叶生物量
MST	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	N	茎生物量
MRT	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	N	根生物量
MSD	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	N	种子生物量
NLV	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	叶 N 含量
NST	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	茎 N 含量
NRT	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	根 N 含量
ASM	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	光合作用速率
RES	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	呼吸作用速率
LIT	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	凋落速率
HAV	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	收获强度
THETA1	$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$	N	第一层土壤含水量
THETA2	$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$	N	第二层土壤含水量
THETA3	$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$	N	第三层土壤含水量
THETA4	$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$	N	第四层土壤含水量
WPSBOT	MPa	N	土壤底边界水势
MLSTR	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	N	结构性凋落物凋落量 (难分解)
MLMET	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	N	代谢性凋落物凋落量 (易分解)
NLSTR	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	结构性凋落物 N 含量 (难分解)
NLMET	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	代谢性凋落物 N 含量 (易分解)
MSOMA	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	土壤慢分解有机质含量
MSOMS	$\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	N	土壤活性有机质含量
NSOMA	$\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$	N	土壤慢分解氮含量
NSOMS	$\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$	N	土壤活性氮含量
NASOIL	$\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$	N	土壤速效氮含量
CTSOIL	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	A	土壤总含 C 量
CTPLNT	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	A	植物体总含 C 量
NABSOR	$\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	植物体在土壤中氮吸收速率
NRELES	$\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	凋落物向土壤中释放的 N 的速率
EPRECP	$\text{cm}\cdot\text{mol}^{-1}$	F	有效降水量

续附表1

变量名称	单位	类型	变量说明
AEVTRN	cm.mol-l	F	蒸散量
AEVAPR	cm.mol-l	F	地表蒸发量
ATRANS	cm.mol <sup>-1</sup>	F	蒸腾量
RUNOFL	cm.mol <sup>-1</sup>	F	径流量
RUNONA	cm.mol <sup>-1</sup>	F	积累流量
EROWIN	g m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	风蚀速率
EROWAT	g m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	水蚀速率
NALOSS	g m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	总的 N 损失量
NLITTR	mg m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	植物体向凋落物转化的 N 的量
CRESPL	g m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	异养呼吸量
NPPROD	g m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	NPP
NEPROD	g m <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>	F	NEP
IRRIGR	cm.mol <sup>-1</sup>	F	灌溉
TADMAX	℃	A	日最高温度
TADMIN	℃	A	日最低温度
TADAVE	℃	A	日平均温度
PRECIP	mm mol <sup>-1</sup>	F	降水
VDWIND	m s <sup>-1</sup>	A	风速
CLOUDD	10%	A	云量
RHDAVE	%	A	相对湿度
RADMAX	W m <sup>-2</sup>	A	日最大辐射量
PARMAX	mmol.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	A	最大光合有效辐射
VEGETN	NONE	N	植被类型
LANDUS	NONE	N	土地利用类型
ELEVTN	m		海拔高度
SLOPED	°		坡度
ASPECT	°		坡向
SOILTP	NONE		土壤类型
SOITHC	cm		土层厚度

注：N—表示状态变量，F—表示随机变量

附表 2 二进制图形文件输出项目

文件名称	内容说明	文件名称	内容说明
ACPT000	植物含 C 量	AWPB000	底边界水势
ACSL000	土壤含 C 量	AWS1000	第一层含水量
AEVP000	平均蒸发	AWS2000	第二层含水量
AEVT000	平均蒸散	AWS3000	第三层含水量
AEVTRN000_00	平均蒸散	AWS4000	第四层含水量
AEWN000	风蚀	EROWAT000_00	水蚀
AEWT000	水蚀	HUMR000	相对湿度
AHAV000	平均收获强度	MSOMA000_00	活性有机质
AMLT000	总生物量	NASOIL000_00	土壤速效 N
AMLV000	叶生物量	NEPROD000_00	NEP
AMRT000	根生物量	NPPROD000_00	NPP
AMSO000	有机质	NSOMA000_00	活性有机质含 N 量
AMST000	茎生物量	NSOMS000_00	慢性有机质含 N 量
ANAB000	氮吸收	PARM000	光合有效辐射
ANEP000	生态系统净第一性生产力	PREC0	有效降水量
ANLT000	总 N 含量	PNMX000	最大净光合速率
ANLV000	叶含 N 量	RUNOFL000_00	径流流出量
ANPP000	第一性生产力	TAVE0	平均温度
ANRT000	根含 N 量	THETA1000_00	第一层土壤含水量
ANSL000	土壤含 N 量	THETA2000_00	第二层土壤含水量
ANSO000	有机质	THETA3000_00	第三层土壤含水量
ANST000	茎含 N 量	THETA4000_00	第四层土壤含水量
ANNT000	总含 N 量	TMAX000	最高温度
AROF000	径流流出	TMIN0000	最低温度
ARON000	径流流入	VEGETN000_00	逐年植被类型
ASRS000	异养呼吸	VEGT000	植被类型
ATRANS000_00	分年的蒸腾	VWIN000	风蚀
ATRN000	蒸腾		

附表 3 文本文件输出项目

字段名称	单位	内容说明
NMON		月
MLV	$\text{g.m}^{-2}$	叶生物量
MST	$\text{g.m}^{-2}$	茎生物量
MRT	$\text{g.m}^{-2}$	根生物量
CPT	$\text{gC.m}^{-2}$	植物含 C 量
CSL	$\text{gC.m}^{-2}$	土壤含 C 量
NLV	$\text{g.m}^{-2}$	叶 N 含量
NST	$\text{g.m}^{-2}$	茎 N 含量
NRT	$\text{g.m}^{-2}$	根 N 含量
NTT	$\text{g.m}^{-2}$	总 N 含量
NPPm	$\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	总的生物量/占重要的格点面积
NPPv	$\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	占重要的格点的生物量(含有其它类型)/占重要的格点面积
HAV	$\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	收获量
CRS	$\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	异氧呼吸
NEP	$\text{gC.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	生态系统净生产力
NAB	$\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	吸 N 量
NSA	$\text{g.m}^{-2}$	土壤速效 N
MSO	$\text{g.kg}^{-1}$	土壤有机质含量(两种的合并)
NSO	$\text{mg.kg}^{-1}$	土壤 N 含量(两种的合并)
MLT	$\text{g.m}^{-2}$	凋落物生物量
NLT	$\text{g.m}^{-2}$	凋落物含 N 量
WS1	V/V	第一层土壤含水量
WS2	V/V	第二层土壤含水量
WS3	V/V	第三层土壤含水量
WS4	V/V	第四层土壤含水量
WPB	MPa	底边界水势
ROF	$\text{cm.a}^{-1}$	径流流出
RON	$\text{cm.a}^{-1}$	径流流入
EVT	$\text{cm.a}^{-1}$	蒸散量
EVP	$\text{cm.a}^{-1}$	蒸发量
TRN	$\text{cm.a}^{-1}$	蒸腾量
EWN	$\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	风蚀
EWT	$\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$	水蚀
TAV	$^{\circ}\text{C}$	每月的平均温度
TMX	$^{\circ}\text{C}$	每月的最大温度
TMN	$^{\circ}\text{C}$	每月的最低温度
EPR	$\text{cm.a}^{-1}$	有效降水
HUMR		相对湿度
VWIN	$\text{M s}^{-1}$	风速
RNMX	$\text{W m}^{-2}$	净最大辐射
PARM	$\text{mol.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$	光合有效辐射
VARA	%	含有该植物种的面积比例
MARA	%	占重要的格点面积比例

附表 4 模型植物生理生态参数

序号	参数名称	单位	参数说明	
1	FT	NONE	Functional type	功能型
2	P0	MPa	Dark osmotic pressure	暗渗透压
3	PD	MPa	Maximum possible osmotic pressure inducible by light	光诱导最大渗透压
4	KI	$\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Half light-saturation constant	光强半饱和参数
5	KG	$\text{mol.m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Half stomata-saturation constant	气孔半饱和参数
6	RZ	$\text{MPa m}^2 \text{s}^{-1} \text{mol}^{-1}$	Soil-to-leaf resistance	土壤对叶片的胁迫
7	BT	$\text{MPa m}^2 \text{s}^{-1} \text{mol}^{-1}$	Elastic modulus of guard cell structure	保卫细胞结构的弹性模数
8	CP	NONE	Carbon pathway indicator	碳途径指示物
9	AP	$\text{mol mol}^{-1}$	Photon efficiency offset	光率偏差
10	KA	$\text{mol mol}^{-1} \text{g}^{-1} \text{mg}^{-1}$	hoton efficiency coefficient for leaf nitrogen concentration	叶片含氮量的光率系数
11	GX	$\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{kPa}^{-1}$	Carboxylation/transfer conductance offset	羧化/转化传导偏差
12	KX	$\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{kPa}^{-1} \text{g}^{-1} \text{mg}^{-1}$	Carboxylation/transfer conductance coefficient	羧化/转化传导系数
13	GP	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{kPa}^{-1}$	Photorespiration fraction	感光反应能力
14	RD	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Dark respiration coefficient	暗反应系数
15	RN	$\text{mol m}^{-2} \text{MPa}^{-1}$	Non-leaf respiration coefficient	非叶片反应系数
16	AR	$\text{d}^{-1}$	Rhizome propogation coefficients	根茎繁殖系数
17	DD	$\text{d}^{-1}$	Death coefficients of seeds	种子死亡系数
18	DL	$\text{d}^{-1}$	Rate of natural senescence of leaves	叶片自然衰老率
19	DS	$\text{d}^{-1}$	Rate of root senescence	根衰老率
20	DR	$\text{d}^{-1}$	Rate of death of stems	茎死亡率
21	GM	$\text{d}^{-1}$	Germination coefficients	萌发系数
22	SLA	$\text{m}^2 \text{g}^{-1}$	Specific leaf area	比叶面积
23	MT	$\text{g m}^{-2}$	Maturity biomass	成熟期生物量
24	RL	NONE	Coefficient of leaf partitioning	叶分配系数
25	RS	NONE	Coefficient of stem partitioning	茎分配系数
26	RR	NONE	Coefficient of root partitioning	根分配系数
27	SD	NONE	Seed production coefficients	种子产量系数
28	SG	m	Seed dispersal shape parameter	种子散落形式参数
29	SV	NONE	Germination survival coefficient	萌发存活率
30	TL	$\text{d}^{-1}$	Translocation coefficient	转移系数
31	TC	$^{\circ}\text{C}$	Threshold temperature for leaf fall	叶片凋落起点温度

续附表 4

序号	参数名称	单位	参数说明	
32	TAC	℃	Critical accumulated temperature for leaf fall	叶片凋落临界积温
33	T10	℃	Minimum 10 day accumulated temperature for seed germination	种子萌发所需的 10 天最低积温
34	YD	NONE	Yeld coefficient	产量系数
35	AN	mg g <sup>-2</sup> m <sup>-2</sup>	Nitrogen uptake coefficient	氮吸收率
36	KN	d m <sup>-1</sup>	Nitrogen uptake shape parameter	氮吸收形式参数
37	NL	mg g <sup>-1</sup>	Maximum leaf nitrogen concentration	叶片最大氮含量
38	NS	mg g <sup>-1</sup>	Maximum stem nitrogen concentration	茎最大氮含量
39	NR	mg g <sup>-1</sup>	Maximum root nitrogen concentration	根最大氮含量
40	PL	NONE	Coefficient of nitrogen partitioning to leaf	叶片中氮的分配系数
41	PS	NONE	Coefficient of nitrogen partitioning to stem	茎中氮的分配系数
42	PR	NONE	Coefficient of nitrogen partitioning to root	根中氮的分配系数
43	CV	g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	Wind erosion coefficient	风蚀系数
44	CW	g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	Water erosion coefficient	水蚀系数
45	HR	cm h <sup>-1</sup> MPa <sup>-1</sup>	Maximum Hydraulic redistribution coefficient by roots	根的最大液压再分配系数
46	RF1	NONE	Rooting pattern parameter	根模式参数
47	RF2	cm	Rooting pattern parameter	根模式参数
48	RF3	NONE	Rooting pattern parameter	根模式参数
49	RF4	cm	Rooting pattern parameter	根模式参数
50	DM	cm	Maximum rooting depth	根最大深度
51	MC	g m <sup>-2</sup>	Root biomass value at which root depth reaches 63% of DM	63% 最大根深处的根生物量
52	GL	NONE	Lignin content of leaf	叶片的木质素含量
53	GS	NONE	Lignin content of stem	茎的木质素含量
54	GR	NONE	Lignin content of root	根的木质素含量
55	HP	Day	Harvesting period	收获期
56	HC	Day	Harvesting control level (proportion of left on ground)	收获期对照
57	HS	Day	Starting time of grazing	放牧开始期
58	HE	Day	End of grazing	放牧结束期
59	NF	mg g <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup>	Nitrogen fixation coefficient	固氮系数

附表 5 土壤输入变量的初始值

CODE	NAME	WCS1	WCS2	WCS3	WCS4	WPSB	MSOS	MSOA	NSOS	NSOA	NASN	THICK
1	栗钙土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	8.0	200.0	1400.0	60.0	60.0
2	灰钙土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	6.0	100.0	900.0	18.0	65.0
3	灰褐土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	3.0	500.0	3500.0	30.0	100.0
4	风沙土	0.06	0.05	0.05	0.04	-2.0	0.03	0.5	10.0	50.0	1.0	650.0
5	潮土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	6.0	500.0	3500.0	6.0	125.0
6	高山草甸土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	6.0	500.0	3500.0	6.0	54.0
7	高山草原土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	6.0	500.0	3500.0	6.0	40.0
8	高山寒漠土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	6.0	500.0	3500.0	6.0	22.0
9	灰棕漠土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	0.1	6.0	500.0	3500.0	6.0	88.0
10	盐土	0.11	0.11	0.11	0.11	-2.0	1.3	30.0	1000.0	6000.0	60.0	100.0

注：单位参见附表1

附表 6 植被变量初始值

CODE	NAME	MLV	MST	MRT	MSD	NLV	NST	NRT	MLST	MLMB	NLST	NLMB
1	CNF	20.0	600.0	300.0	0.0	22.9	4.3	5.9	0.0	0.0	0.5	0.5
2	BRD	0.0	500.0	300.0	0.0	33.7	1.3	4.5	0.0	0.0	0.3	0.3
3	SHB	0.0	100.0	100.0	0.0	23.0	3.3	5.2	0.0	0.0	0.2	0.2
4	MDS	0.0	0.0	200.0	0.0	18.8	0.0	9.0	0.0	0.0	0.3	0.3
5	STP	0.0	0.0	200.0	0.0	16.2	0.0	8.0	0.0	0.0	0.3	0.3
6	DST	0.0	0.0	50.0	0.0	14.4	0.0	7.0	0.0	0.0	0.2	0.2

注：单位参见附表1

附表 7 部分模型的光合机理

模型	区分阴/阳叶	光合作用	气孔导度	凋落库	SOM 库
BEPS	否	Farquhar	$f(T, VPD, PPRD, SWP)$	2	4
BIOME-BGC	否	Farquhar	$f(T, VPD, PPRD, SWP)$	1	1
CLASS	是	Farquhar	Ball-Berry 模型	3	4
Ecosys	是	Farquhar	Ball-Berry 模型	2	2
FORFLUX	是	Farquhar	Ball-Berry 模型	0	0
LoTEC	否	Farquhar	Ball-Berry 模型	2	2 活性 1 惰性
NASA-CASA	否	无	无	5	4
SPAM	否	$f(\text{叶片 } N, PPF, T, CO_2)$	$f(VPD)$	每年 50 份	4
TEM	否	$f(PPRD, T, \text{植物 } N, CO_2, SWP)$	$f(AET/PET, CO_2)$	SOM 部分	1

注: SOM: 土壤有机质 (Soil Organic Matter)

VPD: 水汽压亏缺 (Vapor Pressure Deficit)

PET: 潜在蒸散量 (Potential Evapotranspiration)

AET: 实际蒸散量 (Actual Evapotranspiration)

T: 温度 (Temperature)

PPRD: 光合光子通量密度 (Photosynthetic Photon Flux Density)

SWP: 土壤水分势 (Soil Water Potential)

## 附录 2 缩略词

### 模型全称

AVIM: Atmosphere-Vegetation Interaction model  
BATS: The biosphere-atmosphere transfer scheme  
BEPS: Boreal Ecosystem Productivity Simulator  
BIOME3: Global Biome Model  
BIOME-BGC: BIOME-Biogeochemical Cycles  
BORES: Background Optical Radiation Experiment  
CARAIB: Carbon Assimilation In the Biosphere  
CASA: Carnegie Ames Stanford Approach  
CESVA: Carbon Exchange in the Vegetation-Soil-Atmosphere System  
CLASS: Canadian Land Surface Scheme  
EEPML: Ecosystem Productivity Process Model for Landscape  
FBM: Frankfurt Biosphere Model  
GESSys: Global Ecosystem Simulation System  
GLO-PEM: Global Production Efficiency Model  
HRBM: the High Resolution Biosphere Model  
IBIS: Integrated Biosphere Simulator  
LEAF: Land Ecosystem-Atmosphere Feedback  
LoTEC: Local Terrestrial Ecosystem Carbon  
LPJ: Lund-Postdam-Jena Model  
LSM: Land Surface Model  
MAPPS: Mapped Atmosphere-Plant-Soil  
PILPS: Project for Intercomparison of Landsurface Parameterization Schemes  
RHESSys: Regional Hydro-Ecologic Simulation System  
SiB: the Simple Biosphere Model  
SiB2: Simple Biosphere Model Version 2  
TEM: Terrestrial Ecosystem Model  
TRIFFID: Top-Town Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics  
TURC: Terrestrial Uptake and Release of Carbon

### 长期定位观测站

ECN: the Environmental Change Network (英国)  
EMAN: Ecological Monitoring And Assessment Network (加拿大)  
LTER: The Long Term Ecological Research Network (美国)  
CERN: the Chinese Ecosystem Research Network (中国生态系统研究网)  
GCOS: Global Climate Observing System (全球气候观测系统)  
GOOS: Global Ocean Observing System (全球海洋观测系统)  
GTOS: Global Terrestrial Observing System (全球陆地观测系统)

### 国际合作计划

IGBP: the International Geosphere-Biosphere Programme (国际地圈生物圈计划)  
IHDP: International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change  
(国际全球环境变化人文因素计划)  
WCRP: World Climate Research Programme (世界气候研究计划)

地—气相互作用野外观测实验研究

FIFE: The First ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project Field) Experiment

HAPEX-Sahel : Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel

GAME-TIBET: the GEWEX ( Global Energy and Water cycle Experiment ) Asian Monsoon Experiment on the Tibetan Plateau (全球能量水分循环亚洲季风之青藏高原试验研究)

HEIFE: Atmosphere-Land Surface Procaines Experiment at Heihe River Basin (中日合作黑河地区地—气相互作用野外观测实验研究)

IMGRASS: the Inner-Mongolia Grassland Atmosphere Surface Study

其它:

IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change (政府间气候变化小组)

FACE: Free-Air CO<sub>2</sub> Enrichment

IBP: International Biology Program

NPP: Net Primary Productivity

NEP: Net Ecosystem Productivity

HR: Heterotrophic Respiration