

地理植物系统与 水文条件的关系

(内部资料)

李继侗 译

中国科学院林业土壤研究所

1957年2月印

第六章 水文气候学概论

为了理解地理环境系统水文气候系统的相互作用必须很清楚的说明大陆上气候及水文情况。这一章要把此情况的规律性来加以叙述和说明。

一、海洋是饱和大气以水汽的第一个来源

我们想一想大德在平静的大洋当中，与广阔的平原和丘陵起伏的地带高耸山脉以。

由于海洋和大陆表面受热情况的不一致，造成一种级度，这种级度决定了大气的循环运动。由这种级度构成的大气循环叫做季候风系统。它们的运行原理很简单。夏季在大德上面的空气晒得比较热，大德的气压水平一致地高于海洋，因此在某一个高度，空气从大德流向海洋。海洋上气压因此增高，就造成下面风从海洋吹向大德。在冬季大陆上空气在很大程度上比海洋上冷得多，大德的气压水平一致地低于周围的海洋的空间。在空中某一个高度海洋的气流流向大德，引起大德上气压的增高。因此下面的气流就从大德流向海洋。

在地球上高纬度地点，气温的振幅很小，第一类的季候风系统可始终都是存在于大陆温度影响范围之内。

季候风系统具有表现得很清楚的冬季及夏季的大气循环的节律的最明显实例是大家都知道的。但在许多地方这种季候风节律是为一般大气运动所改变，这种大气运动是由更大的级度所引起的。大气运动一般方向的影响常，达到这样强的程度，我们就得不到冬季风及夏季风方向上对立性，只能在风的方向及强度上发现了与年平均指标是有了偏差。因此季候风系统就进入了与大气衡向运动的相互影响中。

气候风的影响使得大气衡向运动发生了改变和变换。季候风系统的力量和衡向气流运动力量所形成的结果，成为地球大气的循环。

大气的体积从水面转移到陆地，在大陆上是进一步的升高。这种上升的大气运动，是伴随着一种不失去热能的冷却现象，引起一系列有规律的结果。水汽发生凝结现象，形成流质和固体的大气降水，释放出隐藏的水的汽化热和溶解热。这样在大陆上升高的大

气当转移到海洋时就下降。由于下降温度就会增高，而相对湿度当然也就减低。以后在海洋上空气的温度再达到以前的数量。大陆就复一年地在气流中获得从海洋来的某些数量的水，这种水表现为大气降水的形式。

II. 从海洋面蒸发的水一部分是降落在海洋区域，成为雨水。在这儿就直接地回到海洋。在海洋中完成了水的小循环，或水的海洋循环。

在气流中的水气形成的从海洋地区转移到大陆地区，在大陆上由于所发生的凝结条件的影响之下水气降落地面，成为大气的流质或固体降水。

这种到达大陆并且降落在大陆的水，是以两种方法回到海洋。一部分的水在流质水滴或固体情况下按大陆的集水流域结集成河流大动脉或冰川，通过水流回到海洋。另外一部分的水则从大陆地面蒸发成水汽，由气流带回到海洋区域。

正如水文研究所证实的，水的第二种转移运动只起了比较很小的作用，因为这个过程在大气的动态中是在很大的程度上被大陆热所影响所抵消。只有在一年中比较冷的时期在下层大气中气流获得按季候风的方向吹向海洋。正在这个时期在大陆上蒸发的水是相当的少。在冷空气中绝对湿度是不可能高的。因此在气流中是不可能从大陆带走，由海洋上带来的一般水量的相当大的部分。

水回到海洋大部分是通过河流。水通过各种不同的方式从海洋带往大陆，完成整个的循环，又回到原始的地区。水的这样循环叫做大循环。

III. 有些水常从在大陆上的循环中截留下来保持在大陆上。

在水循环中截留下的水有的存于湖中，河床上，厚的岩石中，地下，泥炭地中也有的成为流动的冰块冰川形式及永久的雪。这些水成为在大陆的地球表面部分所增加的体积。

把这些水叫做大陆的滞水，它的量是有些改变的。

IV. 从海洋带来的水汽，在离开海岸某些距离时下落于大陆成为降水。下降的水一部分流到河流中，而另一部再蒸发到大气中，与来源于海洋的水汽一起为气流带到大陆较深的地点，在那里发生新的降水，一部分下降的流质的水再行形成溪流，另一部分的水又重新蒸发到大气中，从近海岸线的性质带到更深的大陆的广大地区中，在那儿再降为雨水。从海洋带来的水完成陆地水的经济周转。在一

年中進行回到海洋之前，保證有幾次的周轉。

落在陸地上的水節節的從進一步的在大陸上周轉中截留下來，落到大動脈的河流中，流向海洋。這種不斷的減少或者截留到河水中，使得海水在大陸轉移中伴隨着大氣所攜帶的水汽減少，反降水的減少。

氣流從海岸深入大陸愈遠，它喪失愈多的濕氣。這些濕氣是直接從海面帶來的，由於這種原因大陸上蒸發的水汽在量的比較上逐漸獲得更大的意義。這就更清楚，如果水分形成了平衡，首先在大陸的邊緣地區，水從那兒回到海洋，主要的是通過河流，其次就致沒有水流到海洋的地區。

在現在有流水的陸地區域，水到達河流而流到海洋去的量按 $\rightarrow$ БРАКНЕРА 的計算約等於降落到該地點降水的九分之二，從江河流到海洋的水量不能和由海洋帶到陸地上的蒸發水量差別太大。因此，在這個區域中有近於九分之七的降水量系從大陸來源的水汽所形成的。

同時在無到海水流的陸地地區，任何降落地面的水量可能相近於蒸發量。

因此，除了底水外在大陸上還有些水量變為內陸循環的水。這種內陸轉變的水叫做大陸活動的水。

到達大陸的海洋的水和內陸循環的水，決定冰川及河川流域的長度，寬度，以及水文強度；通過冰川及河川流域液態的水及固態的水，形成向海洋的水流。

又，水對於地球上大氣溫度的波動，證明是有緩和化的影響。它減少了溫波動的振幅。第一是由于水有最大的含熱量，超過地球上所有物体的含熱量。第二是由于水從一種形態轉變成另一種形態時是和熱力反應有聯繫。在環境的熱力情況變化的關係上水的轉變是一個“熱力緩衝機構”。這種熱反應引起環境熱力的這樣的变化。

當溫度增高而達限度時，水從固體狀態變為液體狀態，這個過程是伴隨着“溶解熱”的吸收。當溫度增高時蒸發加強，但是在水由液體過渡到氣體時，分子熱力的加強，需要相應地從周圍環境大量地吸收“汽化熱”。相反的，溫度降低時，水汽的凝結和冰雪形成就引起了放熱作用。

水量的增加，以及水在大陸表面穩定而長期的存在導致水分蒸發的加強，這種蒸發加強地引起大陸外表地殼活動是年平均溫度的

降低。

水汽、雾、云、阻碍着日光晒热地面，同时也防止了热从地面放射出去。因此在夏天它们证明对大气的下层有冷却的影响。在冬季对大气的下层有保温的影响，它们的这种影响从低纬度向两极纬度是逐步增加的。

所有这些使得人们熟悉海洋气候是很温和的，在海洋气候区域中，一年时间内的温度差数要比我所预期的为小得多。如果我们只计算地面从太阳所受到的热（А. И. Воейков）

三种自然状态下的任何一种的水于我们星球上任何一个地点，可能在某一个时间过程内保持它的位置，或者在垂直方向移动或在水平方向移动。水从属于热条件的变化发生，从一种状态向另一种状态转变，这种转变可能是在同一个位置，或者由于移动运动则转移到新的地点，这样就发生热力作用在时间上及空间上的移动。这种作用是在水从一种状态转变到另一种状态时，所发生的潜热效应，这种效应归结为把放射的热能转变成介子能（吸热作用）以及相反的把介子能转变成放射热能（放热作用）。

我们考虑两个例子。

第一个例子，当水从海洋面蒸发时，消耗了放射的热能，水汽移动到大陆，在大陆的某一高度水汽在大气中凝结，因此，解放出热，当然就把这一高度的空气加热。雨水落在陆地上；从雨水有一部分重新蒸发，就发生热能的吸收，而空气的活动层就发生了冷却的现象。水汽带到大陆的深处，在大气中发生了凝结现象，解放出热能，加热了空气。

第二个例子，任何地点蒸发的水汽达到高山地区，在那儿由于低湿，水汽转变成固体，解放出溶解热，积聚在高山的冰块流到地形的低层上，在那儿气温高。没有时间在冰中溶解的固体火，在以此种方式下流时，增强了溶化作用及水的蒸发作用，当然发生了热力的吸收而冷却了上面的空气层。

当水从一种状态转变到另一种以至第三种状态时，热力作用在时间及空间上的移动，就是这样发生的。在地球上一个地区进行着吸热作用或者放热作用，但过了一些时在另一个地区就发生了相反的热力效应的作用。这种作用是有缓和的效能，弱化，缓和，软化最主要的热力条件，这种条件使得水从一种状态转变到另一种状态。

因为（在公式中）由于从离开海洋到大陆的中心地区时，参加

气流的水在量的程度上是要减少的，那么在这个方向上水作为温度平衡者反依为热平衡体的意义，在量的程度上是要大大地弱化的。我们从海洋的均匀的、反潮湿的气候过渡到强烈大陆性的气候，到一个更明显反更广阔的周期性范围的温度波动。

对于水的内层循环的原理及内层循环作为气候因素所起的作用，做了许多工作，天才地创立了地球的气候学。他的强有力的气候学概念很早就由他奠定了基础，这些概念是超越他的世纪的。一直到今日这些概念仍保持有异乎寻常的、富有成效的力量。

第二章 植被对于气候及大陆水系影响的分析

大陆地面上的植被是处于雨水降落到地面的中途，也是处于水在地形斜坡上径流的中途。

植被是处于日光能作用下照的中途，它对于紧贴的大气层在热力学影响上起了活动层的作用。

我们追寻植被在气候条件上的作用和大陆水文情况上的作用。

蒸发及水又有关植被的作用的一般概念

I. 大气中的降水，降落到植被所盖被的地区并不全部的达到土壤。有一部分更为植物地上部分所保留这些水是消耗在潮湿茎、秆、叶、树幹，不到地面就又蒸发到空气中去。杯幕以这种方法保留和再回到空气的水约为全年全雨量的 10% 到 60%，保持量的大小则从属于树种、年令、杯幕的密度，也从属层的丰富数目、降水量以及其他气候条件，草木植被保留在表面而蒸发的降水量比不草木植被少得很多。

II. 另外一部分大气的降水到达土壤。

生草、森林的被物，小埠、葡萄苗、茎基部、秆、表面根有时形成很奇怪的小地形，机械地防住了雨水及溶雪水在坡地上的表面径流及雪的迁移。在缺乏植被时，部分的降水就会自由地在坡上形成径流很快地就会达到河流。由于这些地面阻碍部分的降水就保留在坡地及地形的下行露上。这种保留的雨水一部分蒸发到空气中，而另一部分则透到土壤中。

表层的死的坠落物及腐殖质首先浸灌了水。大气降水的量保存

在表面矿质土层而再蒸发到空气中是决定于有机残层的厚度，组成及物理的性质。

Ⅲ、雨水透入土壤，有一部分成为自由的沥水。从空隙、疏松的层、裂隙、根的通道及蚯蚓的通道，转移到深的土层。

其它部分水的情况和移动则决定于分子力的相互作用，这种分子力是存在于水与基质点之间的、从属于分子联系的强化作用，不自由的水的情况分为下列几种：毛管水；薄膜水；吸湿水；吸胀水；。

正如我们曾经指出的，分子力的相互作用的增强有一种趋势弱化的、降低水在基质中的透润、并且加强了基质中水的含量。这种分子力现象是在植物坠落物的体积中、腐殖质及泥炭、达到它的最强的表现，在土壤的矿质基质中则表现得比较的弱。

土中沥水，有足够多的量，而又存在着自然排水的便利时则在重力影响之下向下透透，在同样的分子力影响之下在气态状态下水在土壤中总是从更潮湿的地点转移到比较不潮湿的地点，并不论其方向，如果一个土壤层有一般的含水量，但是不同的湿度，那么气体的水从具有高湿地点转移到具有低湿地点。

我们注意到，在土壤中某些水分的积聚也发生于大气水分子的反压力的缘故。

Ⅳ、为植物所吸收的水是用依结构材料。陆生植物的含水量一般地达到它们重量的80-90%。

但是所有用依结构材料的水和吸收的水用在植物地上部分蒸腾作用的量相比较是微乎其微的。关于透入植物经过导管蒸发掉的水分的量，所谈的蒸腾系数提供一些概念，蒸腾系数是以植物积累一克乾重物质所蒸发的水分数量（克）来代表的。各种植物的蒸腾系数的变化从125一直到1000。我们要指出的，植物就是在水汽饱和的空气中还是有条件蒸发水分的。当它由于放射能的吸收或者在呼吸作用的热能解放，植物本身温度高于周围空气的温度，它就能蒸发。

植物适应活动是指向吸收和蒸腾器官功能的生理上协调，这种活动是达到多种多样结果的。许多旱生植物是能够克服水分情况的极端不良条件，克服了生境基质的物理和生理的干燥。

在同一植物上，蒸腾的能力在不同的外界环境条件下，可以有很大限度的变动。特别是土壤水分以及可供水分吸收的一般水量

在很大的程度上反映在蒸腾作用上面。下面的表可以作为很好的例证。这个表的材料是根据 Фиттбоген 对于燕麦的观察，这个观察是从 4 月到 8 月在燕麦的生长季进行的。（Д.И.Ивановский, 1924）。

燕麦水分蒸腾对土壤中水分含量的高性

（据 Д.И.Ивановский）

土壤中水分含量以 % 计	80-60	60-40	40-30	30-20	20-10
在生长季蒸腾的水量（公升）	7354	5556	4715	3191	642
蒸腾水分与干物质增加的关系	538	457	444	414	405

关于树木的蒸腾能力能够达到多大，在经常水分供给的土壤的条件下或者在溶液培养条件下（Волони, Генела）的人工试验是谈到这个问题，蒸腾的数量和年降水量的比较的大为难以相称。这证明本植物蒸腾作用能力的增强在很大的程度上是与水分的多少有相应的关系：所谓水分系数指的是为植物所吸收的水分。

各种类型植被的气候作用及水文作用

我们进一步阐述有关地面植被在自然条件及近于自然条件下的蒸发的意义及水文作用方面的证明资料及结论。

耕地及草甸植被：很早 Волени (1891) 已经做过研究证明，禾本科植物所蒸腾的水和生长季的降雨很相近。

В.А.Власов (1910) 的观察提供整个系列的结论，这个观察的资料是于 1905 及 1906 在 Павловск 和 Власов (列宁格勒省) 对于草甸的生育，燕麦及蒸发计的里对的水分蒸发在接近于自然的条件下进行的试验获得的。

1. 在 1905 年六、七、八三个月共降 303 毫米的水。同一个时期燕麦蒸发 328 毫米，而里蒸发计，则蒸发 191 毫米的水。

2. 从三月到十月草甸植被蒸发了差不多同一个时期所降的雨水。

3. 植被的水分蒸发和蒸发量（水的自由表面的蒸发）的平均关系为：五月 1.4，六月 1.4，七月 1.6，八月 1.8，九月 1.4。蒸腾超过蒸发量的主要原因有下列几点：在一致的投影面积上植被反

土壤盖被的表面和水面相比校是要大得多倍；植被及土壤表面上日光晒热作用比水面大得多；风的影响；植物的活动等。

4. 水分渗入土壤深处，只有可能在秋季雨量多的时期以及春季在雪的盖被融解的时期。

田间作物的盖被于强烈的生长时期在很大的程度上增高空气的绝对及相对湿度。В. Н. Оболенский (1927) 举出下列有证明性的观察结果，这个观察是在 1921 年在 Торьковский 省的试验地上进行的。

在植被中及耕地上于 10 厘米高度当午后 1 时，绝对湿度的相差如下：在三叶草中是 7.3 毫米，在小麦中是 4.1 毫米。在植被中和在空旷地点同米高时的绝对湿度的相差数为：三叶草 8.2 毫米，小麦 5.6 毫米。

将在植被中于土面 10 厘米高处的相对湿度和在空旷面积上两米高地点的相对湿度作一比较，根据晴天的一日间三次观察的平均数在三叶草，小麦及其它禾本科作物中起霜的量为 23%。在某些天的下午一时的时候，在三叶草及小麦中相对湿度的超量量达到 30—40%。

森林盖被：——森林可使风刀弱化，使得它不但能保持它的树冠来剪下的雪盖，也能保存附近没有盖被的田地及草甸上的雪盖。由于风刀的弱化，雪的蒸发减少了。

森林中的积雪是比相邻近的空旷地点的积雪量少 10—40%。但是在森林中积雪保持的时期比在空旷地点长。这就说明了，雪的溶解常，主要的并不是由于它所吸收的光能，这辐射能在很大的程度上为雪反射出去，而是由于在雪上面经过的大气所给与的热量，当大气温度高于冰度时 (С. И. Савинса)。森林在很大的程度上拘束了大气的运动，当然也就减慢了大气与雪之间的热力的交换。因此雪在森林中草地及空地上溶解要比在相邻近的空旷田地上慢得多。在莫斯科及在列宁格勒雪的复盖在森林中要比在田间多保持一个月 (Г. Р. Эитген 1949, В. Н. Оболенский 1927)。

在森林盖被下从土壤表面的蒸发作用于一年中要比空旷地点少 $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ ，原因在于森林在夏季气温低于森林以外的地点，而空气的流动也小；地弱于森林以外的地点，除去这一点森林地被物的结构也防止了水从下面土壤中蒸发。

森林对于表面径流及地下水流有巨大的作用，所谓地下水流是底质向土壤及底土所渗透的水。

由于雪在森林中溶解缓慢，春融表面径流弱化和减少。它把时间延长，慢；地完成。同时在没有森林的地区雪的融化很快，溶解的水流入河流，构成暴烈的、宽高的、破坏性的洪水泛滥，以后河水又随著急遽下降。森林减低，春季洪水最大的流量反暴开可以达到 50%。

森林对于河流流域中平均表面径流的水的大小的影响是很可以依为范围的。

平均径流的水，以平均年降雨量的 % 来表示，叫做径流系数。

在有森林的流域中，表面径流系数只达到 13 %。在这边很多水可能渗透到土中，供给在地形上低下的土壤及底土，后来到达江河。在没有森林的流域，那儿只有草地和草甸，表面径流系数达到 28—32 %。在空旷地区同时具有很紧密的土壤，表面径流可能差不多达到 50 %。

显然地森林提供有调节水流的可能性，减少表面径流，延长了水流的时间，增加土壤内部水流，供给田地，供给地下水流，供给河流。在这样水文情况下，就减少了侵蚀，森林这样的作用在水分贫乏区域特别的大。

森林植物群落和其它群落比较能有最高的保证，使得水分下透到土壤和底土层，引起可以在自然界观察到的重要现象：土壤水分量及地下水的水平在一年中变动很少。这些水的水平在有森林的区域从春季开始慢，地在整个夏季及秋季下降。在这个时期树木吸收和蒸腾很多的水，也有的成为地下水流。在冬季时水平最低，但在春季时它很快地增高，恢复了原来水平。

在有森林的流域中土壤水水平及地下水水平的比较稳定性使得这些水在按地形上向集水流域的底及向小溪、小河及大河的前进运动，具有均匀的特征。这就形成了在森林流域的蓄水池及经常水流的水的亏缺有比较微弱的波动。

森林蒸发许多水，常绿针叶树所蒸腾的水少于阔叶树，但时期较长。有关这一点针叶树还保留在它的树冠上更多的固体降水，这种降水也很潮湿的，因此森林处，都证明它对于空气的绝对及相对湿度影响常，是很大。

在山毛榉森林及田间的比较观察测定是在无风的天气于不同的高度日夜空气相对湿度的下列差数。

在土面不同的高度空气相对湿度（森林——田间）
的差数（按 В. Н. Оболенский）

高而土面高度	相对湿度的差数以%计	
以米计	日	夜
5	13.5	9.1
11	12.9	10.8
15.5	4.4	10.9

在这个森林中，林冠的最上部是有 15.5 米高。林冠最上部在白天是有最高的湿度和最小相对湿度差量，而在夜间则有最低的湿度和最大相对湿度差量。森林中的相对湿度和田间相比，森林中的相对湿度是大得多，这空气中含有水气比田间多，湿度比田间大。

在列宁格勒森林学院的树取园中于 1922 夏季曾进行了一种观察，这个观察使得我们能看出云杉林及橡树林内部在 2 米高度的相对湿度和空旷的田地相比较时的差值量在晴天这个差值量根据 В. Н. Оболенский 的资料、表现如下：七月 20%，而八月则为 15%，在下午一时这个差异则为：七月 22.5%，八月则为 17.1%，平均在所有夏天的晴天林冠内部相对湿度的差值量表现下列的数字：在上午七点 14%，下午一点 19%，而晚上九点则为 11%。在个别日子中相对湿度的差值量可以达到 40% 或者更多。

在有风的天，气气流过森林时要带走水汽。因此不但在边缘就是在近于边缘的田间绝对湿度和相对湿度是会增大的。由于这种原因森林内部的空气绝对湿度可能增加几个毫米，而相对湿度则会多过于 20%。大气流过森林时，它的相对湿度增高了 10—20%，在早晨及晚间这种增加达到最大的数字（В. Н. Оболенский, 1927）

水在蒸发作用中要用掉汽化热，这种热能主要是要取自周围的环境，由于植被蒸发水分，就降低了土壤外部的，热层活动层的温度，也降低了接近它们的，低空气层及在大陆上流动的暖气层的温

度。

所有植被都降低气温并证明对气温的波动有缓和的依用。而森林盖被在这种关系上属于最显然的地位。

А. И. Воейков 早已在 1884 年分析过设置在森林中及在森林以外附近地点的气象站的观察 (А. И. Воейков) 以后许多研究都成功地证明了它的有关森林对温度条件有高度缓和依用的结论。在森林中一昼夜的最大温度是低于森林以外。森林到处都降低夏季的温度。А. И. Воейков 强烈地指出，森林的这种对气温的依用在从具有冷而多雨的夏季气候过渡到具有干燥而热的夏季的气候是有异乎寻常的增长。

总其来说，森林以完善得惊人的程度保举固体反液体水气降水，减慢径流，使水分到达土壤及底土中在时间上平均化；弱化侵蚀作用，减低风力；以水汽丰富空气；弱化气温的波动；温和蒸汽条件；减低夏季的气温，特别是在干旱区。因此森林可能在调节水的情况方面起着巨大的作用，森林是有巨大的保水及护田的作用。

В. Р. Вильямс 写道：森林的局部意义，对于附近的农业地区的湿度是有自动调节的作用。森林的局部意义与森林带结合在一起，必是对于干旱和干风斗争中具有重要意义。但这种森林带必须围绕我们所有的森林。除却局部的意义，森林在分水岭及所有在草地上的林带，在一般祖国经济中已经有很大的意义。所有森林的综合总体调节了所有地方的水分经济。”注

苏联部长会议及苏共中央委员会的决议从 1948 年十月决定巨大的任务：在广大草原及森林草原区或创立旺盛有保护林带并在草原附近和旺盛农场的田地上创立保护林带的分枝网。

藓被 藓恰和地衣一样，在它们的组织中差不多是没有调节蒸腾作用及长期保持水力的适应性。这些有机体的生物学适应使得它们能度过一年的干旱是在于它们能坚强的忍耐干燥。

水藓丛及许多种绿色具有茎叶的藓的种属，由于茎叶假根的组织而形成紧密的地毯式的一层，这一层是适应于水分的吸收和把水分所吸收的水分提高到相当的高度。这种由灯心草或海绵所构成的藓丛把水从下面提上来，由表面蒸发掉。

注：Вильямс В. Р. 耕作学基础 Сельхозгиз 1945 83-90页

М. А. Герасимов 在加里宁省在 Рыкаев 所制的蒸发器帮助下对于水藓丛的蒸发所进行的观察提供了下面的结果：1、在 1923 及 1924 年度夏季月份中的降水量等于或者少过超过沼泽水藓盖板所蒸发的水量；2、自由水面蒸发量及水藓丛蒸发量之间的差异的关系表现为 100:122 的比例 (М. А. Герасимов 1925)

没有定向的沼泽中的水藓丛，自然地分散在草垫、草甸、浅盆地及湿地上的小丘及疏松地槽上面所蒸发的水量要比在金属箱中的小丛计量出来的量大得多，很容易使我们信服，长时间并丰富地吸收了水分的疏松的水藓丛的蒸发量大于自由水面五倍。

四、地植物系统中的植物群落有不同生物学类型的绿色植物，有草本植物及木本植物。这些绿色植物形成色石层的根系层及地上蒸发水分的器官系统层，当根系层多而深并且常穿透岩石，当地上层的营养体有荣茂的发育及高的产量，当生长季节，当吸收系统范围内有丰富的水分而这个水分在生理上是容易利用的，在这些情况下植物群落的吸收作用及蒸发作用大大地增强。

在坡地的下部生境中绝对水量增加，并且在植物的吸收器官系统的范围内，存在的恒度也增加。这种增加决定了在集水流域的下层的植物群落的水分吸收和蒸发有增强的可能性。

在土壤上或者湖泊的盆地中积聚保持水的泥炭引起巨大的水文后果。

泥炭层的保持水的能力是超过土壤矿质母质的持水力。泥炭的持水力计有 86 — 96 % (以它的饱和水分时重量计)。

在泥炭中薄膜水及毛管水提升的高度及速度，特别是在草本草甸泥炭及藓的泥炭中是达到很高的程度，当泥炭表面蒸发时，水从下面补充的高度速度是由它的资料，反映它们的特征来这些资料列在下表。它们说明从泥炭黏土及砂土蒸发的关系，在这些工痕起始时让它常，吸足水分，以后再经过排水。

泥炭 黏土及砂土表面的蒸发 (根据 Д)

土壤种类	蒸发作用	
	于水分饱和时	距水石
泥炭	4442	7078
黏土	4172	5248
砂土	3328	4465

根据 Перелос 薄膜水及毛管水在泥炭中，黏土中及粗砂土中上升的程度表现为 20 : 6 : 1 的比例。

在它们自然层次中，从泥炭层渗透到底土的水是十分少的。泥炭中饱和的水在自然情况下沿泥炭层的自然坡度向下转移的速度差不多是显示出来的，而一般在小的坡度上则近于零。

为水所充满的泥炭的水是大量地沿沼泽植物群落所蒸发。在这种群落中差不多总是有几个地上的植物层。这些层是由木本植物生物型，沼泽草甸类型的草本植物及藓所构成的。在由生物所发生的沼泽微地形划分成草甸，小突起、生草、草垫等时上面蒸散仅用是稍外地加强。

于 1913 及 1914 年我曾在莫斯科省的北部对水藓沼泽的 Макаровский 藓的水分蒸腾加以观察。积聚的資料有设在沼泽上气象站資料，有关于沼泽的观察中水平波动的材料，有关于从排水沟渠的水流材料还有关于在泥炭中水分减少的波动曲线的材料。分析这些材料证明，在五个月中，从四月半到九月半，从沼泽中蒸发的水量超过在这一时的降水（И. А. Мунюв, 1914）。

指出下面一点是很重要的：泥炭吸收，保持及蒸发不仅限于落在这个面积上的大气降水，也蒸发了由集水流域中腹地流向这儿的表面径流土壤水及地下水。这些水一直到发生泥炭形成的基地时是渗透到土壤及底土中，转而流入小溪、小河及大河，而到达泥炭形成基地后的水则在某种程度上为泥炭所阻滞和吸收。转变成汽体状态，蒸发到大气中是水的基尔瓦法特地更自由，在泥炭中获得自由。

从沼泽流出来而流入河流的水一般地是微乎其微的。如果在沼泽中积聚多余的自由水，但是由于地形条件以及田产水在大块泥炭中移动的条件。常：水从沼泽中流而是极端困难的地槽的谷线，随落凹地、小溪的河床，以及从沼泽中流出的小河都为植物群落所充满，这些群落形成了草袋、泥炭障碍物及堤坝；这些结构就增高了沼泽的水平以及附近土壤及底土中的水平。就是从分水岭高地的沼泽例如，从 Орешинский 藓沼泽，水流也是微乎其微的。

沼泽植物群落及田产和聚的泥炭层同样地阻塞了小溪及大河的源流，造成湖；引起大陆上水面积的分布。

有关沼泽所蒸发的水量的材料总结已经叙述于此。

第三章 地理植物系统与气候

水文条件的相互作用

我们想象到任何广大的新形成的土地地区总是为植物群落所占领，并且在集水流域中完成地理植物系统的演化。这些地理植物系统影响了气候。

根据前章所叙述的结论，我们对于下列问题提供彻底的答案。这些问题是：何种的气候及水文因素，会引起土地为植物群落所定居。这些群落在集水流域中形成地理植物系统，以及在演化的地理植物系统和土地上气候水文条件之间将要发生何种的相互作用。

水文情况的改变

有些从海洋带来的水将要为大陆上植被所保留，作为底水的增多量。在这种增多量中包含下列大陆上水的来源：

- 1) 水分常：保持在活的植物多年生茎干中；
- 2) 水分常：保留在植物的坠落物中，在腐殖物层中，在土壤层中；
- 3) 泥炭层所吸收的水；
- 4) 湖水，它的积聚系由于溪流为活的植物体的体积、腐泥成层所阻塞；和次生湖的水，这种湖系在地理植物系统发展的破坏阶段中的大块的泥炭层中所形成的；

5) 在组成水流的障碍的植被，腐殖物层及泥炭层的影响下面在土壤及底土中保留或提高到更高水平的水。

由于腐殖物质、未分解植物残骸及泥炭层的积聚，在集水流域的地区中底水的水量将要增多。

植被及它的死的遗骸到处都妨碍降水在坡地地形上的移动，无论它是液体或是固体，当然在集水流域所有广大面积上，表面径流在内流水流是减慢了，并且缩短了。

发展的植被及植物遗骸的累积除引起一般的底水水量的增多，也引起底水在大陆表面上更平均的分布。

植被还会保留一部分的大气液体降水及固体降水，在它们的地

上器官部分，上面再蒸发到大气中，不到达土壤。

活的植物盖被会从土壤及泥炭中吸收水分，把水分保持移动的的水流中，再蒸发到空气中去。

死的土壤盖被：土壤腐殖质层，在这个方向上，减慢了水的运动，保留大量的水，在它本身中，由于它的高持水力，恰：正恰会加强落在集水流域里的大气降水的蒸发作用。

在大陆上于所有有地理植物系统发育的流域上面比没有高等群落的流域会更快会发生，更经常更受的空气的湿气，更完全地更充分地使降落的水返回到空气中去。

腐殖质及泥炭的积聚是和地理植物系统中大气降水的水有联系，减慢及缩短表面径流，也减慢及缩短了土壤水分和地下水的水流。这样的后果在一定的程度上加强了在地理植物系统范围内腐殖质及植物腐殖质熟速度加快的原因，同时由于表面径流及内部水流的缩短，发生了蒸腾作用的加强，换句话说，保留及积聚在泥炭的植物地理系统中水层增加时，引起水向空气中蒸发作用的加强。

观察证明，在地理植物系统中环境的贫乏是伴随着以行水及特殊积聚过程更多的缩短。在系统的范围以内，这种缩短是伴随着以泥水积聚的增长速度，这就决定了降落在大陆的流域中的大气降水的更充分更完全的蒸发作用的前途；这样的前途于讨论

Офиинский 系的地理植物系统发育的历程时，获得了解释。

水分内陆循环的演化

在植被上面流动的气流要比在大陆上没有植物群落地点的气流保留及带走更多量的水汽。

在大陆上活动水分的增加是依靠从海洋过来的水。从海洋来到大陆的中部区域的途中内流水分循环加快，降水量也增多。

我引用 А. И. Воейков 关于植被对内陆水循环的影响的见解。

“在这儿降落了从海洋中来的许多水，在湿风途径中的山区（在亚美河上游相类似的显著地点）在蒸发作用方面是有巨大的蓄水庫，这个蓄水庫就是生长茂密的热带森林。

在印度我们知道，西南季候雨不能立刻达到距离海较远的地点；起初它只到近海地区，以后由于土壤充满了水从海洋来的风，由于外加蒸发有更多的水汽积蓄，雨更向前推进。

“很可能，从盖被着繁茂植被的蒸带的地区的广大地面上所蒸发的水并不少于在相同密度的海洋所蒸发的水，而甚至于可能还要高一些。这些蒸发的水成为丰富大气中水汽的源泉，当上升或者和更冷而饱和的大气相混时会发生冷却作用，这种大气冷却作用是其它地区降雨的源泉。

如果我们虽然只是大概地知道降雨的量和携带雨水的方向，就会很容易发现这个地区降雨的来源，是海洋、内陆海或湖，或者是盖被繁茂植被的大陆。

类似的降水来源可能很遥远。—— “①

正是这样，植被（生活的能的变化）本身引起由于大气降水所造成更丰富的灌溉，而大气降水的丰富，则通过在大陆的中部干旱区域中的掠夺式运动。

地理植物系统的演化与有机物质的聚集及被保持和阻止的水流是有联系的，它们的演化展开了蒸发作用增强的前途，展开了气流中水汽大量的增长的前途，当然也就增强了大陆广大地区的灌溉。

在地理植物系统的地区上，由于植被发生了强烈的水分蒸发作用，大气的水就有了增加。

在草原地区的河谷中 И. В. Фигуровский (1926) 曾测定而未降水量有大量的增高，我们在下面引用他的研究中的重要资料。

在里海沿岸延伸着差不多是平毛的荒漠，降水很少，个别地点少

1. Воейков А. И. 地球上的气候 1948 242、200 毫米一年。但在这个地区河流的宽浅流域中，降雨量以及按降雨日数计算的降雨频率则相近于在森林区域所测定的正常数。“从这里可能导向一个结论，河谷雨水多的主要原因是归结到它的森林，因为有些靠近河流地点还有些从河流伸入到草原的地带由于森林，或柳丛、白杨及芦葦等，另一方面此地草原植被丰富（肥沃低地）。这样的地段证明对于携带外加海洋水汽的风一般地更为敏感，空气在这儿稍微冷一些，并且很快地为水汽饱和，于上升的气流中可靠地提供了降水以及更外丰富的降水（注 1）。

А. И. Воейков 指出 Укумос 离开太平洋有 24 公里的距离，他写道“假 Укумос (284 厘米一年)，在距离海洋山地都很远的平原上，这样多的雨量是证明了森林的影响。在热带降了大