

贡嘎山东坡亚高山森林区蒸散力的估算

周杨明, 程根伟, 杨清伟

(中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘 要: 以海螺沟 3 000m 气象站的观测资料为基础, 运用 Penman 公式法、空气饱和差法和桑斯维特公式法, 计算了贡嘎山东坡亚高山森林的年平均蒸散力, 其结果为分别为 431.81mm、171.4mm 和 446.4mm。通过分析蒸散力的影响因素, 对这三种计算蒸散力的方法作了比较, 对计算结果存在的差异作了比较合理的解释, 认为用 Penman 公式法可以估计出本研究区的蒸散力。同时, 对蒸散力及其影响因子进行了相关分析, 指出湿度和风不是制约研究区蒸散力的主导因子, 并分析了蒸散力与水面蒸发的关系, 由此推导出估算蒸散力的简便方程: $PE = 6.677 + 0.691E_{601} + 0.751IT_m + 0.0396P_m$ 。

关键词: 蒸散力; Penman 公式; 贡嘎山

中图分类号: P332.2; P463.22⁺2

文献标识码: A

蒸发力 (potential evaporation) 或称为位势蒸发、可能蒸发, 是蒸发计算中应用最为广泛的一个参数。蒸发力的概念是 19 世纪 40 年代由桑斯维特 (Thornthwaite C. W.) 和彭曼 (Penman H. L.) 提出来的, 此概念有两个基本点, 即土壤水分充分供给使蒸发不因水分不足而减少; 较大范围的同类作物覆盖。符合这些条件的地段, 其测定或计算所得的蒸发量为蒸发力。蒸发力是计算实际蒸发、蒸散的基础, 其计算的准确性直接影响实际蒸发和蒸散的计算结果。蒸发力是热量水平衡研究的最基本项, 研究蒸发力对于了解水分循环的机理, 评价一地区的干旱或湿润程度有重要意义。五十年代以来, 不少学者运用用彭曼公式计算了我国大范围的陆面蒸发力。如朱岗昆 (1955)、孙惠南 (1984) 等, 他们的研究可以很好的代表大范围内的蒸发力, 但是这不能很好的反映局部特殊气候类型区的蒸发力。对于有植被覆盖的下垫面, 蒸发力又称为蒸散力或潜在蒸散。本文基于贡嘎山东坡亚高山森林的气候特征, 对该地区森林蒸散力做了初步研究。

1 研究地概况

贡嘎山位于青藏高原东缘, 主峰海拔 7 556m。

贡嘎山行政上处于四川省甘孜藏族自治州的泸定、康定、九龙和雅安地区的石棉四县交界地区, 其地理位置介于 29°20'N ~ 30°20'N 和 101°30'E ~ 102°15'E 之间, 面积约 1 万 km²。境内 5 000m 以上的极高山区的面积占全区面积的六分之一, 是横断山区著名的极高山区^[1-4]。根据海螺沟 3 000m 气象站的 1988 ~ 1997 年观测资料分析, 贡嘎山东坡亚高山地区气候冷凉而阴湿, 年平均温度约为 4.0℃, 多年平均降水量约为 1 926.3mm, 多年平均相对湿度 91%。

贡嘎山地区位于我国东部亚热带温暖湿润季风区与青藏高原东部高原温带半湿润区的过渡地带, 发育了从亚热带至寒带的垂直自然带谱。其亚高山地区主要分布有暗针叶林。林内土壤以山地棕色暗针叶林土为主, 此外还有山地暗棕壤和山地灰化土, 土壤呈酸性, pH 值为 4.0 ~ 5.0。该群落物种丰富, 结构复杂。乔木层以冷杉 (*Abies fabri*) 为优势种, 此外还有糙皮桦 (*Betula utilis*)、香桦 (*B. insignis*)、野樱桃 (*Prunus stipulacea*)、美容杜鹃 (*Rhododendron calophyllum*)、麻花杜鹃 (*Rh. maculiferum*)、心叶英迷 (*Viburnum cordifolium*)、石灰花楸 (*Sorbus folgneri*) 等树种。灌木层以冷箭竹 (*Sinarundinaria fangiana*) 为优势种。引外还有长串茶藨 (*R. longiracemosum*)、宝兴槭 (*Cotoneaster*

收稿日期: 2001-12-19。

基金项目: 国家自然科学基金重点 (39930130) 资助。

作者简介: 周杨明 (1977-), 男 (汉), 江西莲花人, 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所自然地理学专业硕士研究生。

moutinensis)、峨眉蔷薇(*R. omiensis*)、短柱柃(*Eurya brevistyla*)、钝叶柃(*E. obtusifolia*)等。草本层组成种类较多,但分布稀疏,盖度一般在 5%~40%之间,主要有鹿药(*Smilacina japonica*)、甘青鼠尾(*Salvia przewalskii*)、藜芦(*Veratrum grandiflorum*)、紫花碎玉荠(*Cardamine tangutica*)、川滇苔草(*Carex schneideri*)、三穗苔草(*C. tristachya*)、玉竹(*Polygoantum* sp.)、珠牙蓼(*Polygonum viviparum*)、黄水枝(*Tiarella polyphylla*)、石松(*Lycopodium annotinum*)等。活地被物层十分发达,苔藓种类繁多,盖度均不小于 90%,厚度达 10cm~15cm。^[3]

2 研究方法

2.1 气象与森林小气候的观测

依托于中国科学院贡嘎山高生态观测实验站,采用 AMRS-I 气象辐射自动观测系统和 MAOS-I 小气候自动观测系统,进行大气压强、降水、气温、风速、相对湿度土壤热通量、辐射、净辐射等项目的观测。水面蒸发使用 E601 玻璃钢蒸发器进行观测。

2.2 蒸散力的计算方法

关于蒸散力的测定方法,国内外很多学者进行过研究,得出了较多的经验公式,但是由于区域性小气候的影响,加上制约蒸散力的因素比较复杂,使得这些公式在实际当中难以推广应用,到目前为止仍没有一个统一的测算方法。本研究采用 Penman 公式、桑斯维特公式、空气饱和差等方法分别计算研究区的蒸散力,并进行比较,试图找出适合于本研究区森林蒸散力的计算方法。

2.2.1 Penman 公式法^[1,8-10]

Penman (1948)综合了能量平衡和空气动力学方法,推导出蒸散力计算的理论公式。其表达式

$$E_0 = \frac{R_n \Delta + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (1)$$

式中 E_0 为蒸散力($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$);

γ 为干湿表常数($\text{hPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$),该值为与气压有关的常数,可以由下式计算

$$\gamma = \frac{C_p P}{\epsilon \lambda} = 0.67 \times 10^{10} P \quad (2)$$

式中 C_p 为空气定压比热;

P 为测站实际气压(hPa);

λ 为蒸发潜热, $\lambda = 2.45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$;

$\epsilon = 0.622$, 为水汽和空气的克分子量比值。

式(1)中, Δ 为在平均气温 T_a ($^\circ\text{C}$)时的饱和水

汽压曲线的斜率($\text{hPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$),其计算公式为

$$\Delta = \frac{25030.584}{(273 + T_a)^2} \times \text{EXP} \left(\frac{17.27 T_a}{T_a + 237.3} \right) \quad (3)$$

式(1)中, E_a 为空气干燥力($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), Penman 在英国罗桑斯特(Rothamsted)气象观测场对水面蒸发和土壤蒸发进行研究,对系数进行修正后得到如下估算式^[1]

$$E_a = 0.35 \times (0.5 + 0.5 V_2) \times (e_a - e_d) \quad (4)$$

式中 V_2 为林地 2m 高度处测定的风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$);

e_d 为林地 2m 高度处的实际水汽压(hPa);

e_a 为 2m 高度处当时气温下的饱和水汽压(hPa)。

式(1)中, R_n 为林冠作用面所得到的净辐射通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$),可以通过净辐射计测得,或由下式计算出

$$R_n = (1 - r) R_0 (0.18 + 0.55 \frac{n}{N}) - S \sigma (273.15 + T_a)^4 (0.56 - 0.092 \sqrt{e_d})^x (0.1 + 0.9 \frac{n}{N}) \quad (5)$$

式中 γ 为反射率;

n 为实际日照时数,

N 为天文上可能出现的最大日照时数,

n/N 为日照率;

S 为地面灰度系数(≈ 0.95);

σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼(Stefan-Boltzmann)常数,其值为 $2.01 \times 10^{-9} \text{ mm} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{d}^{-1}$;

R_0 为天空辐射量,即碧空条件下可能的太阳总辐射量,可以由下式计算

$$R_0 = 7.7695 \frac{S}{P^2} (\omega_0 \sin \alpha \sin \delta + \sin \omega_0 \cos \alpha \cos \delta) \quad (6)$$

式中 s 为太阳常数,其值为 $1.367 \times 10^3 \cdot \text{m}^{-2}$;

p 为以日地平均距离的分数所表示的日地距离,其值约为 1;

ω_0 为中午到日落或日出的时间长度,它通过日落或日出到中午的时角(弧度)来表示;

α 为当地的地理纬度(弧度);

δ 为太阳赤纬(弧度),可在天文年历中查算。

2.2.2 空气饱和差法

空气饱和差法是根据月平均气温和月平均相对湿度来计算蒸散力^[9],公式如下

$$E_0 = 0.18 (t + 25)^2 (1 - f) \quad (7)$$

式中 E_0 为蒸散力($\text{mm} \cdot \text{月}^{-1}$);

t 为月平均气温 ($^{\circ}\text{C}$);
 f 为月平均相对湿度 (%).

2.2.3 桑斯维特公式法

美国桑斯维特 (1948) 提出一个利用月平均气温来的计算蒸散力的经验公式^[8]

$$E_0=16C\left(\frac{10T_j}{I}\right)^a, 0<T_j<26.5 \tag{8}$$

式中 E_0 为月蒸散力 ($\text{mm}\cdot\text{月}^{-1}$);
 T_j 为月平均气温 ($j=1\sim12$);
 I 为热指数, 定义为: $I=\sum_{i=1}^{12}\left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514}$;
 a 为经验参数, $a=6.75\times10^{-7}\times I^3-7.71\times10^{-5}\times I^2\times1.79\times10^{-2}\times I+0.49$;
 C 为校正系数, $C=(d/30)\times(h/12)$, d 为该月的总日数, h 为该月日平均天文日照时数。
当 $T_j\leq0^{\circ}\text{C}$ 时
 $E_0\leq0$.

3 结果与分析

3.1 蒸散力的计算结果

根据气象观测资料, 利用空气饱和差法、桑斯维特公式法和 Penman 公式法分别计算出研究区的森林年平均蒸散力 (见表 1), 其结果的分别为 171.4mm、446.4mm 和 431.8mm, 最大与最小估计值相差 275mm。由于每个公式都包含一些假设条件和经验系数, 以及原始数据中所包含的误差, 最终都会导致估算结果的误差。通过人为地加入一些误差到原始数据中去, 再用公式计算出结果, 根据两次计算结果的一致性结果, 根据两次计算结果的一致性程度, 来分析这三种方法的灵敏性^[1]。这里引入 $\pm10\%$ 的误差到原始数据中, 分析结果如表 2, 发现空气饱和差法对相对湿度的灵敏性非常高, 要重新确定公式中相对湿度的经验系数才能正确估算本研究区蒸散力。当气温变动 $\pm10\%$, Penman 公式法和桑斯维特公式法估算结果变动率分别为 2.35% (10.4mm) 和 2.0% (8.5mm)。虽然 Penman 公式法的总误差为 9.5%, 这是多个参数共同作用的结果, 因此它要比只有一个参数的桑斯维特公式法稳定性更好、适用范围更广。下文的进一步分析也将证明这一结论。根据 3 000m 气象站的 1994~1997 年水面蒸发器的观测资料, 得到年平均水面蒸发为 346.1mm, 与同期 Penman 公式计算得的结果有相同的季节变化趋势。

由图 1 可知, 本研究区森林蒸散量要大于同期的林外自由水面蒸发量, 其中 4~10 月森林蒸散力明显大于林外的自由水面蒸发, 这是由于生长季节植物蒸腾作用旺盛所致; 11~3 月森林蒸散力与林外的自由水面蒸发十分接近。

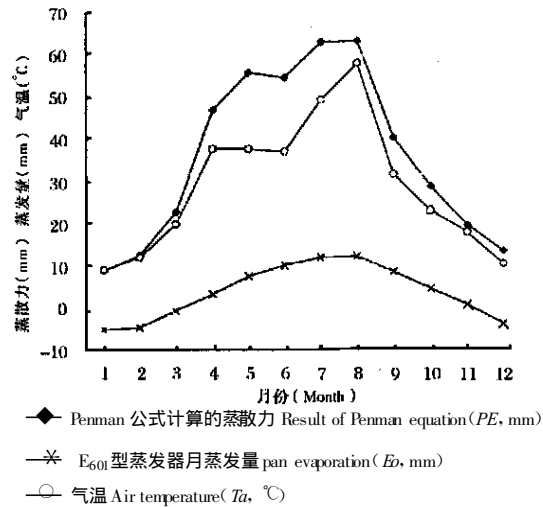


图 1 蒸散力的季节变化曲线

Fig. 1 Seasonly change curve of potential evapotranspiration

3.2 影响本研究区蒸散力的因素

3.2.1 反射率和日照率

能量是水分循环的原动力, 是制约蒸散的主要因素之一。蒸散的能量来源于太阳辐射能, 而日照率和反射率的大小直接决定陆面获得太阳辐射能的多少。根据 AMRS—I 气象辐射自动观测系统的观测资料 (1998—02~1999—01) 计算该地区的反射率, 得到各月的反射率 (如图 2)。该地区年总辐射为 750.505MJ/m², 年总反射辐射为 186.211MJ/m², 反射率冬末春初最大平均达 0.356, 其它各月反射率稳定在 0.185 左右, 月平均反射率为 0.228。反射率除了受气象因素的影响外, 主要由下垫面的性质决定。在海螺沟冬末春初一般被冰雪覆盖, 因而反射率比其它各月高。
一个地区所能接受到太阳辐射能的多少, 除了受到其地理纬度的影响外, 还受到局地气象状况 (地形、云量和大气物理性质等) 的影响, 通常用日照率来反映一个地区的实际日照状况。由于该地区海拔较高, 空气湿度大, 一年四季云量都比较丰富, 各月日照率变化也不大, 年平均日照率为 18.5%。因此, 该地区所接收的太阳辐射能也较同纬同海拔的其它地区低。

3.2.2 气温、风速和湿度

气温和湿度是影响蒸散力的重要因素。气温高低主要由太阳辐射能的多少决定,同时也受到当地下垫面和大气物理状况的影响。该地区多年平均气温为 4℃,最热月 8 月,气温为 12.6℃;最冷月 1

月,气温为-5.1℃。月平均气温与月蒸散力的变化基本上是同步的(见图 1)。

正常情况下,风速的增大有助于水汽从蒸发表面扩散到大气中,从而导致蒸发速度加快。但在本研究区,蒸散力与风速的相关性不明显,相关系数仅

表 1 3 种方法计算出的贡嘎山东坡亚高山森林区的蒸散力
Table 1 Potential evapotranspiration of subalpine forest zone in the east slope of Mt. Gongga

方 法	年份	蒸散力(mm)												合计
		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	
彭曼修正式	1994	8.9	13.3	22.1	53.0	57.7	56.0	71.7	74.0	38.9	28.4	22.8	14.7	461.5
	1995	8.1	11.3	21.2	44.2	56.4	47.8	68.1	59.1	43.8	30.3	18.6	12.1	421.0
	1996	9.2	14.3	26.0	46.7	49.1	59.2	54.0	59.4	39.2	30.0	18.9	14.3	420.3
	1997	9.2	11.6	22.3	43.4	59.5	55.0	59.2	61.4	39.9	28.0	20.2	47.7	424.3
	平均	8.8	12.6	22.9	46.8	55.7	54.5	63.2	63.5	40.4	29.2	20.1	14.0	431.8
空气饱和差	1994	9.9	9.1	11.1	21.2	22.0	16.2	22.8	28.7	10.4	10.8	16.3	10.5	189.1
	1995	4.6	6.2	8.0	13.8	25.2	14.0	23.0	22.5	14.9	11.7	7.8	3.9	155.6
	1996	8.9	10.3	13.6	15.8	14.3	22.4	14.9	22.9	16.7	11.4	7.1	10.6	168.8
	1997	8.5	7.0	10.2	12.9	25.3	17.4	19.6	22.7	15.4	9.2	12.4	11.5	172.1
	平均	8.0	8.2	10.7	15.9	21.7	17.5	20.1	24.2	14.3	10.8	10.9	9.1	171.4
桑斯维特方法	1994	0.0	0.0	0.0	38.9	62.4	77.2	88.4	87.1	58.7	31.2	18.1	0.0	462.0
	1995	0.0	0.0	0.0	24.2	60.5	78.9	9.6	83.9	61.8	38.9	0.0	0.0	438.8
	1996	0.0	0.0	1.9	28.7	53.8	76.3	88.6	86.8	60.9	37.8	6.6	0.0	441.5
	1997	0.0	0.0	2.1	29.4	63.3	74.3	88.2	86.5	54.8	33.2	11.5	0.0	443.3
	平均	0.0	0.0	1.0	30.3	60.0	76.7	88.9	86.1	59.1	35.3	9.0	0	446.4

表 2 各输入参数有 10% 误差时的估算结果变化
Table 2 Percentage prediction errors in evapotranspiration estimate resulting from 10% error in the input parameters

观测项目	估算结果的变化 Change in prediction(%)			
	桑斯维特公式法	空气饱和差法	Perman公式法	方程(9) ¹⁾
气温 air temperature(T_a)	2.35	3.1*	20	2.82*
相对湿度 relative humidity(R_h)	—	98.7*	5.2	—
2m 高度风速 wind speed at two meters high(V_2)	—	—	0.3	—
日照时数 actual duration of sunshine(n)	—	—	2.0	—
月降水量 monthly precipitation(P_m)	—	—	—	1.78
E ₆₀₁ 型蒸发器的月蒸发量 monthly pan evaporation(E_{601})	—	—	—	5.54
总误差 Cumulated error	2.35	101.8	9.5	8.14

1) 方程(9)见下页;

* 表示该项目为月平均值。Note: *denotes average monthly value of the item.

为 0.23, 这是由于该地区处于贡嘎山东坡, 是西南季风的背风坡, 又是东南季风的作用末端, 风速小且季节变化小, 因此对蒸散力影响很小。分析气象站观测资料发现, 该地区降水丰沛, 雨日多但雨强小, 多平均年降水量高达 1 926.3mm, 且年平均气温低, 故湿度大。本研究区 1994~1997 年的多年平均湿度高达 90.7%, 并且年内变差系数仅 0.03 都很小, 因此空气饱和差年际和年内变化也很小。自然地, 我们也不能将其作为影响该地区蒸散力的主要因素。而空气饱和差公式将相对湿度作为蒸散力的一个主要影响因素, 并且选择的影响因子比较单一, 最终导致计算结果偏小。桑斯维特公式以月平均气温为单一的主导因子, 它假设温度为 0℃时蒸发停止, 这显然与实际情况不符, 因此它不能正确估算月蒸散量。彭曼公式则不同, 它有着深厚的理论基础, 虽然有些参数是用经验公式求得, 但是它考虑的影响因子比较全面, 适应性强, 不会因为某个因子影响力的降低而产生较大的误差, 因此它具有较高的推广应用价值。

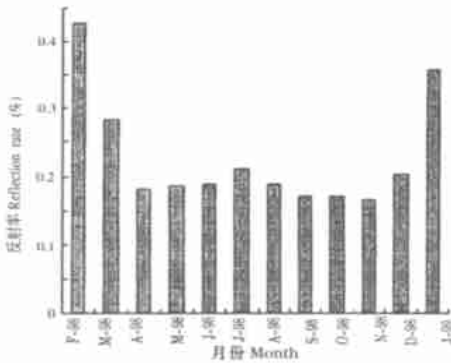


图 2 贡嘎山东坡亚高山下垫反射率的月变化

Fig. 2 Monthly change of reflection rate in subalpine zone at Mt. Gongga

贡嘎山亚高山地区分布的森林主要是山地寒温带阴暗针叶林, 那里气候冷凉而阴湿, 属于亚高山潮湿森林。根据美国植物生态学家 L. R. Holdridge 的生命地带分类系统(分类方法参见文献 7), 计算出 1994~1997 年研究区的年平均生物温度(BT)为 5.1℃, 用 Penman 公式估算的年平均蒸散力(431.8mm)与相应的年平均降水量(1 940.9mm)之比计算出该地区的可能蒸散率为 0.223。而在 Holdridge 的生命地带分类系统中的相应的亚高山雨林的蒸散率为 0.125~0.25, 亚高山潮湿森林的可能蒸散率为 0.25~0.5。如果 Holdridge 的生命地

带分类系统完全适用于本研究区的话, 用 Penman 公式估算的年蒸散力就略为偏小了。

4 经验公式的建立

森林蒸散和水面蒸发都受到各种气象因子的综合作用, 但是森林蒸散和水面蒸发的机理存在差异, 因此各气象因子对二者的影响程度也不一样。由于在本研究区降水量较大, 各月平均相对湿度高达 90.7%, 水源不是制约的主要因素, 而植物的蒸腾作用成为导致森林蒸散与水面蒸发差异的主要方面。植物的蒸腾作用是植物生命活动的表现, 而植物生长除了立地条件外, 主要受气温、降水是制约。由于湿度和风速的年内和年际变化都很小, 将它们对的蒸散力的影响视为固定, 计算出月蒸散力(PE)和月平均气温(T_m)、月降水量(P_m)、E601 型蒸发器月蒸发量 E₆₀₁的偏相关系数分别为 0.9539、0.8985、0.9483, 并进行了回归分析, 其回归方程为

$$PE=6.677+0.691E_{601}+0.751T_m+0.0396P_m \tag{9}$$

方程(9)的 R²=0.958, F 检验值为 338.071, 总样本数 N=48。用(9)式估算的年平均蒸散力为 431.7mm, 其中 1997 年的估算结果偏差最大(以 penman 公式计算结果为标准), 达 4.56%(偏差 19.4mm), 其余各年均小于 3.32%。表 2 列出了该方程的灵敏性分析结果, 当输入参数有 ±10%的误差时, 其总误差比 Penman 公式法还低, 为 8.14%, 而且该方程所需参数少, 计算简便, 在没有完备的气象数据时, 可以用该方程估算本研究区的月蒸散力。

参考文献:

[1] 裴步祥. 蒸发和蒸散的测定与计算[M]. 北京: 气象出版社, 1989.
[2] 陈富斌, 高生淮. 贡嘎山高山生态环境研究[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1993.
[3] 钟祥浩, 吴宁, 罗辑, 等著. 贡嘎山森林生态系统研究[M]. 北京: 气象出版社, 1998: 25~49.
[4] 孙惠南. 用自然地理观点探讨蒸发力[J]. 地理学报, 1984, 39(1): 44~50.
[5] 闫俊华, 周国逸, 陈忠毅. 鼎湖山人工林森林生态系统蒸散务及计算方法的比较[J]. 生态学杂志, 2001, 20(1): 5~8.
[6] 沈卫明, 姚德良, 李家春. 阿克苏地区陆面蒸发的数值研究[J]. 地理学报, 1993, 48(5): 457~466.
[7] 张新时, 杨莫安, 倪文革. 植被的 PE(可能蒸散)指标与植被—气候分类(三)——几种主要方法与 PEP 程序介绍[J]. 植物生态学与地植物学报, 1993 17(2): 97~109.
[8] 张新时. 植被的 PE(可能蒸散)指标与植被—气候分类(二)——

几种主要方法与 PEP 程序介绍[J] . 植 物 生 态 学 与 地 植 物 学 学 报, 1989 13(3): 197 ~ 207.

[9] 高国栋、陆渝蓉、李怀瑾. 我国最大可能蒸发量的计算和分布[J] . 地理学报, 1978, 33(2): 102~ 111.

[10] Penman H. L. , Natural Evaporation fom Open Water, Bare Soil and Grass[J] . Proc. Of Royal Society of London 1948, 193(A).

[11] Christine Vallet — Coulomb, Dagnachew Legesse, Yves Travi and Tesfaye Chernet. Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia)[J] . Journal of Hydrology, 2001, 245: 1 ~ 18.

Potential Evaporation of Subalpine Forest Zone in the East Slope of Mt. Gongga

ZHOU Yang-ming, Cheng Gen-wei and YANG Qing-wei
(*Institute of Mountain Hazards & Environment, CAS, Chengdu 610041 PRC*)

Abstract: On the basis of the long-term observational datum of 3000m weather station, potential evapotranspiration in subalpine zone in the east slope of Mt. Gongga are calculated by three different methods. And the performances of the three methods are appraised. The conclusion is Penman equation is very fit for calculating potential evaporation of subalpine zone in the east slope of Mt. Gongga. The Penman method gives an annual potential evapotranspiration rate of 631.8mm ·yr⁻¹. Meanwhile, the correlation between potential evapotranspiration and weather factors are analyzed, and the domination factors are found. With this understanding, an empirical equation is built.

Key words: potential evapotranspiration; penman equation; Mt. Gongga