

DIE ERMITTLUNG DER MÖGLICHEN OBERFLÄCHEN- UND PFLANZEN-
VERDUNSTUNG, DARGELEGT AM BEISPIEL VON AUSTRALIEN

Das Suchen nach einer Formel.

J. Gentili

Mit 1 Abbildung

Estimating potential evapotranspiration in Australia.

Summary: This study reviews earlier methods used for the estimate of evapotranspiration, i. e. the methods evolved by Prescott (1931, 1949, 1952), by Blaney and Criddle (1945, 1950), and by Thornthwaite (1945, 1948) and Leeper (1950).

The first method gives satisfactory results but requires the knowledge of humidity data which are seldom available. The other methods give results which conflict with the theoretical results to be expected from our knowledge of the dominant air masses, especially with regard to the contrast between the western and the eastern coasts.

The paper then reviews an entirely new formula suggested by Halstead (1951) from theoretical foundations, which are fully discussed here. The values of potential evapotranspiration computed from this formula agree both with the values measured by tank evaporation and with those expected from air-mass characteristics. The formula is therefore recommended for further study.

Im Statistical Year Book of the Commonwealth of Australia (1951) wurde ein erster Versuch veröffentlicht, die ermittelte Verdunstung freier Wasseroberflächen kartographisch darzustellen. Diese generalisierte Karte ist in einem zu kleinen Maßstab entworfen und kann daher für geographische und klimatologische Studien kaum gebraucht werden; sie gibt aber eine generelle Übersicht über die Verdunstungsgebiete Australiens.

Die theoretische Grundlage zur Entwicklung dieser Karte ist der Waite Index, d. i. der Verdunstungsindex, der im Waite Agricultural Research Institute von Prescott und seinen Mitarbeitern entwickelt wurde.

Prescott (1931) zeigte, daß unter den Bedingungen, die im gemäßigten Klima Australiens herrschen, gilt

$$E_w = 230 \text{ s. d.} \quad (1)$$

wobei E_w die gesamte jährliche Verdunstung von einer freien Wasseroberfläche (in Inches) und s. d. das mittlere jährliche Sättigungsdefizit, ausgedrückt in Inches Quecksilber, ist. Es wurde angenommen, daß die Gleichung auch für Monatswerte Gültigkeit habe; dabei sollten dann 12 E_w genommen werden.

Die oben genannte Karte gründet sich auf diese Formel mit besonderen Abänderungen für die nördlichen Gebiete. Hierüber ist jedoch kein erläuternder Text veröffentlicht worden.

Erst kürzlich schlugen Prescott u. a. (1952) für monatliche Werte

$$E_w = 21 \text{ s. d.} \quad (2)$$

vor, ebenfalls ausgedrückt in Inches, auf Wasser bzw. Quecksilber bezogen. Prescott (1949) entwickelte auch einen allgemeinen Index als einen Klima-Einheitswert („single value“), nämlich

$$\frac{P}{E_w^{0,75}} \quad (3)$$

Darin bedeuten P den gesamten monatlichen Niederschlag in Inches und E_w die gesamte monatliche Verdunstung von einer freien Wasseroberfläche, ebenfalls in Inches gemessen. Die Werte werden beobachtet oder aber, wenn beobachtete Daten nicht zur Verfügung stehen, nach Gleichung (2) berechnet.

Prescott u. a. (1952) berechnen Indexwerte von 1,6 für Vegetation mit hoher Transpiration und 2,0 für Reisfelder, d. h. sie nehmen an, daß das Verhältnis des Niederschlags zum Wert $E_w^{0,75}$ gleich 1,6 sein muß, um Vegetation mit hoher Transpiration unter optimalen Bedingungen zu erhalten, und daß das Verhältnis bei Reisfeldern gleich 2,0 sein muß.

Man kann daher schreiben

$$1,6 E_w^{0,75} \text{ bzw. } 2,0 E_w^{0,75}$$

um den in jedem Falle benötigten Wasserbedarf auszudrücken. Oder wenn die wirkliche Verdunstung nicht bekannt ist, wohl aber das Sättigungsdefizit, kann man schreiben

$$16 \text{ s. d.}^{0,75} \text{ bzw. } 20 \text{ s. d.}^{0,75}$$

mit der gleichen Benennung wie in Gleichung (2).

Für die wenigen Orte, für die Verdunstungsdaten zur Verfügung stehen, kann man Werte für diesen Index leicht erhalten (Prescott, 1943) und es ist insbesondere üblich, die Werte für Orte an den West- bzw. Ostküsten mittlerer Breiten zu vergleichen. Chapman, W.A., 28°30'S, 114°49'E, 15 m über dem Meeresspiegel gelegen, und Brisbane, Q., 27°28'S, 153°02'E, 42 m über dem Meeresspiegel, können als typische Orte für die betreffenden Küstenbezirke genommen werden. Beide liegen nicht unmittelbar an der Küste, sie liegen ihr aber sehr nahe. Im Winter sind die

Klimaverhältnisse an beiden Orten einigermaßen ähnlich, aber die sommerlichen Verhältnisse sind sehr unterschiedlich. Chapman wird von tropisch-kontinentalen und stärker modifizierten Luftströmungen beeinflusst, die von den großen Antizyklonen kommen, die das Sommerwetter dieser Breiten beherrschen (*Gentilli*, 1949). Brisbane er-

hält vorwiegend tropisch-maritime Luftmassen vom SW-Pazifik.

Die Werte für Chapman und Brisbane sind für jeden Kalendermonat nach Gefäß-Verdunstungs-Registrierungen berechnet worden nach der Formel von *Prescott*; dabei ergaben sich folgende Zahlen:

Monat	Nach der Waite- (Prescott-) Formel berechnete mögliche Oberflächen- und Pflanzenverdunstung (computed potential Evapotranspiration) in cm				Beobachtete Gefäß-Verdunstung (tank Evaporation) in cm	
	höchsttranspirierende Vegetation		Reisfeld-Transpirations- vermögen		Chapman	Brisbane
	Chapman	Brisbane	Chapman	Brisbane		
Januar	26,3	17,1	32,9	21,4	30,4	17,1
Februar	22,6	14,2	28,2	17,7	25,6	13,7
März	21,7	13,8	27,1	17,2	23,5	12,8
April	17,1	11,5	21,4	14,4	17,2	10,2
Mai	11,9	9,5	14,9	11,9	10,5	7,9
Juni	8,4	7,8	10,5	9,8	6,7	6,1
Juli	8,1	8,6	10,1	10,7	6,3	6,8
August	9,2	10,3	11,5	12,9	7,4	8,7
September	11,6	12,2	14,5	15,3	10,3	11,0
Oktober	16,5	15,2	20,7	19,1	16,3	14,7
November	21,0	16,1	26,3	20,2	22,7	16,0
Dezember	25,4	17,5	31,7	21,9	28,9	17,7
Jahr	199,3	153,8	249,8	192,5	206,2	142,7

Die Ergebnisse zeigen, daß ein bestimmter Unterschied im Regime der jahreszeitlichen Wasserabgabe zwischen den beiden Küsten besteht; die Differenz ist sehr groß, wie man schon aus den allgemeinen klimatologischen Gegebenheiten erwarten würde. Ähnliche Ergebnisse kann man bei Benutzung der anderen Formel erhalten, die auf dem Sättigungsdefizit basiert. Nach den vom Waite Agricultural Research Institute ausgeführten experimentellen Arbeiten scheint die Formel unter ähnlichen Klimabedingungen zuverlässige Werte geben zu können. Die einzige Überlegung, nach der dieser Index in der geographischen Erforschung einer differenzierten Natur nicht verwandt werden kann, ist nach *Andrews* und *Maze* (1933) die Tatsache, daß „eine Karte, die auf dieser Grundlage und mit diesen Daten entworfen wird, nur so höchst schematisch sein kann, daß sie für den Zweck der Festlegung klimatischer Grenzen wenig Wert hat. Bestimmungen der relativen Feuchte sind selten, und die Ermittlung des Sättigungsdefizits durch deren Mittelwerte kann nur für eine Anzahl von Stationen in bestimmten Gegenden erhalten werden . . . Die gegebene Genauigkeit in der Beziehung zwischen Sättigungsdefizit und Verdunstung ist sehr einleuchtend, aber nicht ganz reell. Sie ist teilweise fragwürdig, wenn sie auf tropische und zentrale Teile des Kontinents angewandt wird, weil zuverlässige Stationen für die Korrelation kaum vorhanden und nur im südlichen Australien zu finden sind.“

Der Index ist jedoch von großem theoretischem Interesse und wertvoll für Gegenden, für die ent-

sprechende Daten verfügbar sind, vorausgesetzt, daß die allgemeine Beziehung zwischen Sättigungsdefizit und Gefäß-Verdunstung an diesen Orten gültig ist, und vorausgesetzt, daß die Wasserverluste der Vegetation und der Böden in ihrer Beziehung zur Verdunstung von der freien Wasseroberfläche nicht wesentlich von den Versuchsergebnissen, die man in Adelaide erhalten hat, abweichen.

Bei dieser Sachlage ist es notwendig, die mögliche Definition der Gesamtverdunstung (Evapotranspiration), und zwar der wirklichen und möglichen, zu diskutieren. Der Ausdruck Evapotranspiration bezeichnet den gesamten Wasserverlust durch Evaporation (Oberflächenverdunstung) und Transpiration (Pflanzenverdunstung). Die anorganische Welt veranlaßt die Evaporation und die organische Welt die Transpiration, obwohl ein Teil der Wasserabgabe von Pflanzen und Lebewesen auf dem Wege über die Evaporation abgegeben wird. Ein toter Organismus gibt noch einige Zeit Wasser durch Evaporation ab, nachdem die Transpiration schon aufgehört hat. Die Transpiration ist eine notwendige organische Funktion und unterscheidet sich von der Evaporation dadurch, daß die Höhe des für sie verfügbaren Wassers durch die Öffnungen (Poren, Stomata usw.) kontrolliert wird, welche die Wasserabgabe automatisch oder nicht automatisch regulieren können. Deshalb ist die Transpiration eine physiologische Funktion; dagegen die Evaporation eine gänzlich physikalische Angelegenheit.

Wie durch Thornthwaite (1945) festgestellt wurde, „ist die Evapotranspiration selbstverständlich eingeschränkt, wenn der Niederschlag fehlt; zu anderen Zeiten scheint sie aber ganz unabhängig vom Niederschlag zu sein. Da einige Monate mit Niederschlagsdefizit überall auftreten, müssen zwei Gesichtspunkte der Evapotranspiration, nämlich der möglichen und wirklichen, erforscht werden. Mögliche Evapotranspiration ist der Wasserverlust, der auftreten wird, wenn niemals ein Wassermangel im Boden für den Verbrauch der Vegetation vorhanden ist. Der Ausdruck ‚Consumptive use‘, der in der Bewässerungsliteratur gebräuchlich ist, ist dem Begriff mögliche Evapotranspiration gleichwertig. Die wirkliche Evapotranspiration kann in Regenklimate dieselbe sein wie die mögliche, aber sie ist öfters kleiner infolge eines Niederschlagsdefizits zu irgendeiner Jahreszeit.“ Die mögliche Evapotranspiration ist ein Ausdruck des Klimas und kann definiert werden als die Menge Wasser, die unter den atmosphärischen Bedingungen zu gegebener Zeit und an einem gegebenen Ort verdunsten würde, wenn an diesem Wasser unbegrenzt verfügbar wäre, und die Pflanzendecke den Boden vollständig bedecken würde.

So ist die Lage mit jedem Begriff „möglich“: der Übergang zu „wirklich“ zerstört das Gleichgewicht, auf dem die möglichen Bedingungen aufgebaut wurden. Wenn folglich unbegrenzt Wasser in einem ariden Gebiet geliefert wird, würde die mögliche Evapotranspiration, die auf der Basis der normalen klimatologischen oder meteorologischen Verhältnisse der betreffenden Gegend berechnet wurde, nicht länger auftreten, weil das unbegrenzte Wasserangebot die Luftfeuchte vermehren und dadurch irgendeine weitere Evapotranspiration vermindern würde. Die Grenze dieser Wechselbeziehung wird erreicht, wenn die Luft gesättigt ist und keine Verdunstung mehr stattfinden würde, obwohl sogar Pflanzen in einer schwach übersättigten Luft weiter transpirieren können (Miller, 1938, S. 460).

Der Übergang zu dieser Bedingung würde eine gewisse Zeit benötigen, je nach der Größe des betreffenden Gebietes. Wenn das Gebiet groß ist, kann es sehr lange dauern, bis die Sättigung der darüber liegenden Luft erreicht wird. Wenn das Gebiet sehr klein ist, kann die Heranführung trockener Luft von außen die wirkliche Evapotranspiration stärker vergrößern, anstatt sie zu verringern. Young und Blaney (1942) zeigen, daß Taylor bei Teichbinsen (große Binse, amerikanisch „tules“), die in einem Versuchsgefäß in trockener Lage gewachsen waren, eine Transpiration ermittelte, die das 3,3fache von ähnlichen Pflanzen, die in Versuchsgefäßen in einem Sumpf wuchsen,

erreichte. Dies erklärt die Widersprüche vieler Versuche, die auf Gefäß-Wachstum basieren.

Auf jeden Fall ist dieser Begriff der möglichen Evapotranspiration ganz theoretisch, weil er die möglichen Wasserverluste für eine ideale Vegetation zugrunde legt, die nur in bestimmten Gegenden, z. B. in Wäldern und Grasländern, gefunden wird. Er kann nicht für andere Gebiete, etwa für semiaride und aride Gegenden gültig sein, wo die Vegetation ganz spärlich ist und kahle Bodenflächen bedeutend sind.

Andererseits kann die „potentielle Evapotranspiration“ als die Evapotranspiration definiert werden, die zu gegebener Zeit und an einem gegebenen Ort mit der vorhandenen Pflanzendecke auftreten würde. In diesem Falle, selbst wenn die Transpiration jeder einzelnen Pflanze sich nach dem möglichen (potentiellen) Wert richten würde, wäre die Verdunstung von unbewachsenem Boden sehr groß, besonders im Anfangsstadium der Verdunstung bei einer erhitzten Bodenoberfläche.

Unter diesen Bedingungen, die von dieser zweiten Definition der möglichen Evapotranspiration eingeschlossen werden, würde die Vegetation, die normalerweise zu einem ariden Klima gehört, sich selbst mit einer unbeschränkten Wassermenge versorgt finden. Im Anfangsstadium würde die Verdunstung von der unbewachsenen Bodenoberfläche die Evapotranspiration der Pflanzen überschreiten. Bald danach würde sich eine dichte kurzlebige Pflanzenbedeckung entwickeln, und der Wasserhaushalt beginnt sich bereits zu ändern. Weitere ökologische Veränderungen, die nach diesem Stadium entstehen würden, können nur experimentell ermittelt werden.

Ob man die kutikuläre Transpiration (d. i. die unmittelbare Verdunstung von den nassen Membranen durch die Kutikula) betrachtet, oder die stomatare Transpiration (d. i. die Diffusion von Wasser in die Atmosphäre aus dem Blatt), die Transpirationsmenge für jede Pflanze wird im großen durch dieselben Faktoren, die die Verdunstung kontrollieren, bestimmt. Ohne einen Gradienten in der absoluten Feuchte und ohne Turbulenz, die einen Dampftransport bewirkt, könnte keine Verdunstung stattfinden. Die Temperatur ist ein bedeutender Faktor in der Verdunstung, weil sie die Feuchte unter den gegebenen Rahmenbedingungen kontrolliert. Eben auf diesem indirekten Weg kann die Lufttemperatur die Höhe des transpirierten Wassers zu etwa 60 % bestimmen, der Wind (über eine lange Periode) zu etwa 5 % und die relative Feuchte für den größten übrigen Teil (Lee, 1942).

Bei sehr humiden Verhältnissen können einige Pflanzen eine Menge Wasser durch Guttation abgeben, d. h. durch ausfließende Wassertropfen,

die wegen der vollständigen oder annähernden Sättigung der umgebenden Luft meist zu Boden fallen. Vom Standpunkt des klimatologischen Wasserhaushaltes aus gesehen, ist die Guttation noch ganz unbedeutend.

Leider liegen gar keine vergleichbaren Untersuchungen oder Umwandlungskoeffizienten vor, nach denen man die Verdunstung von der freien Wasseroberfläche, die mit australischen Verdunstungsgefäßen und anderen Typen der Verdunstungsgefäße oder -schalen gemessen wurde, beurteilen kann. In Größe und Ausführung sind aber das australische Verdunstungsgefäß und das Colorado-Gefäß einander sehr ähnlich. Nach *Rohwer* (1931) ist die Temperatur des Wassers im Meßgefäß gegenüber der Lufttemperatur verzögert, weil das Versuchsgefäß sich unter der normalen Oberfläche befindet. Das ist einer der Gründe der Trägheit des versenkten Colorado-Gefäßes im Vergleich zu den US. Weather Bureau land tank „A“; dieser tank „A“ ist über dem Boden erhöht aufgestellt, um unterhalb die freie Luftzirkulation zu ermöglichen. Nach *Rohwer's* Versuchen in Fort Collins, Colorado, betrug die Verdunstung von dem U. S. Weather Bureau land tank „A“ 112,7 % der Verdunstung, die mit dem versenkten Colorado-Gefäß gemessen wird.

Verdunstungsgefäße werden gewöhnlich sorgfältig in Lichtungen aufgestellt, wo die Windgeschwindigkeit um etwa 25 % durch Bodenreibung reduziert ist, wie man aus einer von *Rohwer* (1931) mitgeteilten graphischen Darstellung ersehen kann. Eine Studie detaillierterer Daten wurde von *Johnson* (1948) veröffentlicht und scheint diese grobe Schätzung zu bestätigen.

Unter natürlichen Verhältnissen haben Pflanzenbedeckung und rauhe Bodenoberfläche eine viel anscheinlichere Bremswirkung gegenüber dem Wind.

Dampfdruck und Wind sind für sehr wenige Orte verfügbar, so daß auf solchen Daten keine Formel basiert, die mit aller Sorgfalt auf große Gebiete angewandt werden kann.

Blaney und *Criddle* (1945, 1950), die Beobachtungen von bewässerten Flächen im SW der Vereinigten Staaten von Nordamerika verarbeiteten, kamen zu der Formel

$$U = KF \quad (4)$$

in der U den gesamten monatlichen Wasserverbrauch (d. i. die potentielle Evapotranspiration einer gegebenen Pflanzenart unter zuträglichen Bedingungen und normaler Umweltbeeinflussung) ausgedrückt in Inches bedeutet und K einen empirischen Koeffizienten für die betreffende Pflanzenart sowie F oder „consumptive use factor“ das Produkt der mittleren monatlichen Temperatur, multipliziert mit dem Prozentsatz des jährlichen Tageslichtes, das in dem betreffenden Mo-

nat erhalten wird, bedeuten. In den Arbeiten von *Blaney* und seinen Mitarbeitern ergeben die verschiedenen Pflanzenarten K-Werte, die von 0,45 bis 0,96 reichen. Aber es stört eigentlich, daß sogar Pflanzen derselben Spezies, die in derselben Landschaft wachsen, sehr verschiedene Werte für K an den verschiedenen Standorten haben können. Offenbar ist die genaue Bestimmung von K sehr schwierig, weil die benötigte Wasserhöhe von den verschiedenen Beobachtern unterschiedlich beurteilt werden kann. In einigen Fällen mag man tatsächlich die Pflanzen mit allem Wasser versorgen, das sie überhaupt verbrauchen können; in anderen Fällen mag man sich damit begnügen, sie nur über dem Welkungspunkt zu halten, ohne das Verbrauchsmaximum zu erreichen.

Im Hinblick auf die Nichtübereinstimmung der für K gefundenen Werte ist nur F für Chapman und Brisbane berechnet worden:

Berechnete mögliche Evapotranspiration

(Estimated possible Evapotranspiration) nach der Formel von *Blaney*:

Monat	Consumptive use factor F (Bedarfsfaktor)		100 · Faktor F Gefäßverdunstung	
	Chapman cm	Brisbane cm	Chapman %	Brisbane %
Januar	19,2	18,9	63,2	110,5
Februar	16,4	16,1	64,1	117,5
März	16,4	16,2	69,8	126,6
April	13,7	13,7	79,7	134,3
Mai	11,9	12,3	113,3	155,7
Juni	10,2	10,7	152,2	175,4
Juli	10,4	11,0	165,1	161,7
August	11,2	12,1	151,3	139,0
September	12,3	13,4	119,4	121,8
Oktober	14,3	16,0	87,7	108,8
November	16,3	17,2	71,8	107,5
Dezember	18,5	19,4	64,0	109,6
Jahr	170,8	176,8	82,8	123,9

Brisbane hat demnach eine höhere jährliche Evapotranspiration als Chapman, aber die Differenz ist nicht sehr groß. Die Nichtübereinstimmung mit den beobachteten Verdunstungswerten ist jedoch beträchtlich. Die berechneten Werte sind während des Winters für Chapman zu hoch und erst recht der Jahreswert für Brisbane. Wenn K solche Werte geben würde, wie es nötig wäre, um die für die Wintermonate ermittelten charakteristischen Zahlen in größere Übereinstimmung mit den Beobachtungen zu bringen, dann würden die für die Sommermonate berechneten bei weitem zu niedrig sein. Die Formel, ohne Rücksicht auf die für K sich ergebenden Werte, kann sich also nicht mit den verschiedenen Verhältnissen decken, die man an den beiden Orten in den verschiedenen Jahreszeiten findet.

Vor allem sollte bemerkt werden, daß dort kaum ein Unterschied zwischen den Sommermo-

naten für Chapman und Brisbane besteht, ungeachtet der beträchtlichen Feuchtigkeitsunterschiede der an beiden Orten vorherrschenden Luftmassen.

Thornthwaite (1945) entwickelte eine neue empirische Formel, die sich ebenfalls auf Daten der Bewässerungspraxis gründete, um die potentielle Evapotranspiration aus den Werten der mittleren monatlichen Temperatur, der mittleren monatlichen Tagesdauer und Monatslänge zu berechnen. Die Formel lautet:

$$e = 1,6 \left(\frac{10 t}{T-E} \right)^a \quad (5)$$

Darin bedeuten e die monatliche potentielle Evapotranspiration in Zentimeter für einen Monat von 30 Tagen zu je 12 Stunden, t die mittlere monatliche Temperatur in Grad Celsius, $T-E$ die „temperature efficiency“ (Temperaturwirksamkeit) der früheren *Thornthwaiteschen* Klimaklassifikation (1931), die man von den 12 Monatswerten aus $(t - 32)/4$ erhält, wobei t die mittlere monatliche Temperatur in Grad Fahrenheit ist. a erhält man aus $a = 0,000\,000\,675 (T-E)^3 - 0,000\,077\,1 (T-E)^2$

$$+ 0,017\,92 (T-E) + 0,492\,39 \quad (6)$$

In dieser Gleichung hat $T-E$ dieselbe Bedeutung wie oben. Später (1948) veränderte *Thornthwaite* die Formeln durch Substitution von I für $T-E$; der Wert I ist die Summe der 12 Monatswerte, die man aus $(t/5)^{1,514}$ erhält, wobei t die mittlere monatliche Temperatur in Grad Celsius bedeutet. Eine Abänderung der Gleichung ist gegeben durch

$$a = \frac{0,9262188}{2,4232459 - \log I} \quad (6a)$$

Die ganze Methode wurde sehr kompliziert und für die Praxis mußten Nomogramme entwickelt werden. Sowohl die Werte von e , die aus Gleichung (5) oder aus Nomogrammen gewonnen werden, als auch die aus den von *Thornthwaite* (1948) mitgeteilten Tabellen entnommenen müssen berichtigt werden für die Tagesdauer und Monatslänge. Der Hauptunterschied zwischen den Methoden von *Thornthwaite* und *Blaney* war der, daß *Thornthwaite* annahm, alle Pflanzenspezies hätten denselben Wasserbedarf ohne Rücksicht auf ihre klimatische Umgebung,

in der sich das Wachstum vollzieht. Er unterscheidet sich ferner dadurch, daß seiner Meinung nach einige Pflanzen besser als andere in der Lage wären, weit trockeneren Bedingungen zu widerstehen als jene, die man gemeinhin dafür ansetzt. Wenn unbegrenzt Wasser zur Verfügung stände, würden alle Arten dieselben Mengen transpirieren.

Thornthwaite führte auch den „Heat-Index“ I (Wärme-Index) ein, der sich in einem gewissen Verhältnis zur Temperatur verändert und als ein veränderlicher Koeffizient bei der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration angewandt wurde; dadurch gab er eine anpassungsfähigere Formel als *Blaney*.

Verfasser hatte kürzlich Gelegenheit, eine Karte der potentiellen Evapotranspiration in Australien nach der Methode *Thornthwaite's* zu entwerfen. Die Karte zeigt einen klaren Höhen- und Breitenausschnitt, der der Tatsache Rechnung trägt, daß die mittlere Temperatur eine solch bedeutende Rolle in der Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration nach dieser Methode spielt.

Eine genauere Analyse der Karte zeigt, daß darin ein sehr kleiner Unterschied in der berechneten möglichen Gesamtverdunstung in der Nähe des West- und Ostrandes des Kontinents auf gleicher Breitenlage besteht. Das würde man aber nicht erwarten, weil der nördliche tropennahe Teil Australiens im Winter durch die östlichen tropischen Strömungen beherrscht wird, welche der Ostküste viel Feuchtigkeit, dem Inneren und der Westküste aber Trockenheit bringen.

Als Beispiel seien Derby, W. A. und Cape York, Q. genommen. Man kann sagen, daß im Winter tropisch-kontinentale Luftströmungen das Wetter in Derby bestimmen, während in der gleichen Jahreszeit tropisch-maritime Luftströmungen das Wetter von Cape York beherrschen. Im Sommer bewegt sich die Inner-Tropic-Front nach Süden, und beide Orte sind vielleicht zeitweilig und nicht sehr lange der Drift äquatorialer Luft ausgesetzt (*Gentili*, 1952 pp. 51, 56). Sowohl die beobachteten Werte der relativen Feuchte als auch die nach dieser Methode berechneten Werte der potentiellen Evapotranspiration unterscheiden sich wie folgt:

Monat	Mittlere relative Feuchte			Ermittelte potentielle Evapotranspiration (nach <i>Thornthwaite</i>)		
	Derby %	Cape York %	100 · $\frac{\text{Cape York}}{\text{Derby}}$ %	Derby cm	Cape York cm	100 · $\frac{\text{Cape York}}{\text{Derby}}$ %
Januar	68	82	110,8	18,5	15,1	122,5
Februar	71	83	110,7	16,1	13,4	120,1
März	64	82	113,9	17,1	14,7	116,3
April	52	80	131,1	14,9	14,1	105,7
Mai	47	79	143,6	11,0	13,6	80,9
Juni	48	78	144,4	6,6	11,6	56,9
Juli	46	77	150,1	5,8	11,3	51,3

Monat	Mittlere relative Feuchte		
	Derby %	Cape York %	100 · $\frac{\text{Cape York}}{\text{Derby}}$ %
August	45	73	135,2
September	46	72	126,3
Oktober	49	70	120,7
November	56	70	111,1
Dezember	62	75	108,7
Jahr	54	77	124,2

Es ist klar, daß unter sonst gleichen Voraussetzungen die Pflanzen in der humiden Luft des Winters von Cape York viel weniger Wasser transpirieren können, als in der trockenen Winterluft von Derby. Die rechnerischen Bestimmungen der potentiellen Evapotranspiration müßten daher für Cape York viel niedriger als für Derby sein; sie müssen von Mai bis August am kleinsten sein und nicht höher, wie es sich aus obiger Tabelle ergibt.

Eine Abweichung, die noch mehr stört, wird durch den Vergleich der IsoPLEthen an der West- und der Ostküste in den niederen mittleren Breiten offenbar. Die jährliche IsoPLEthe 99,7 beginnt am Indischen Ozean bei etwa 28° S, allmählich sich von Süden nach Osten wendend, erreicht sie einige 1500 Meilen weiter östlich 32° S in Süd-Australien. Wenn sie die östlichen Hochländer erreicht, wendet sie sich plötzlich genau nordöstlich, um an die Pazifische Küste in der Nähe von Brisbane bei etwa 28° S heranzukommen. Chapman und Brisbane haben etwas ähnliche mittlere Temperaturverhältnisse und daher ähnlich berechnete Werte, nämlich 94,7 bzw. 105,4 für das Jahr. Nach diesen berechneten Ergebnissen würde die potentielle Evapotranspiration in Brisbane um 11,1 % höher sein als in Chapman.

Die Beschreibung der Charakteristik der vorherrschenden Luftmassen wurde oben gegeben, und es ist klar, daß man für Chapman eine viel höhere potentielle Evapotranspiration erhalten müßte als für Brisbane, vor allem in den Sommermonaten. Folgende Werte wurden berechnet:

Die berechnete potentielle Evapotranspiration nach der Methode von *Thornthwaite*

Monat	Berechnete Werte		100 · $\frac{\text{Berechnete PE}}{\text{Gefäßverdunstung}}$	
	Chapman cm	Brisbane cm	Chapman %	Brisbane %
Januar	15,1	14,0	49,7	81,9
Februar	12,9	13,0	50,5	94,9
März	11,3	11,5	48,1	89,8
April	7,9	8,4	45,9	82,4
Mai	4,6	5,5	43,8	69,6
Juni	2,8	3,8	41,8	62,3
Juli	2,5	3,3	39,7	48,5
August	2,8	4,3	37,8	49,4
September	3,9	6,2	37,9	56,4

Monat	Ermittelte potentielle Evapotranspiration (nach <i>Thornthwaite</i>)		
	Derby cm	Cape York cm	100 · $\frac{\text{Cape York}}{\text{Derby}}$ %
August	8,3	11,4	72,8
September	13,4	11,8	113,6
Oktober	16,7	14,0	119,3
November	17,8	15,6	114,1
Dezember	19,2	15,9	120,8
Jahr	165,4	162,5	101,8

Monat	Berechnete Werte		100 · $\frac{\text{Berechnete PE}}{\text{Gefäßverdunstung}}$	
	Chapman cm	Brisbane cm	Chapman %	Brisbane %
Oktober	5,4	9,3	33,1	63,3
November	9,2	11,5	40,5	71,9
Dezember	16,3	14,6	56,4	82,5
Jahr	94,7	105,4	45,9	73,9

Die berechneten Reihen unterscheiden sich damit sehr von dem, was man nach den beobachteten Gefäßverdunstungen erwartet. Zusammenfassend heißt das: Diese Formeln für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration müssen als eine empirische *ad-hoc*-Formel behandelt werden, die nur für die Gebiete gebraucht wird, für die sie erdacht wurde. Die Bedeutung der Unterschiede der physikalischen Charakteristiken der vorherrschenden Luftmassen ist früher in einer klimatologischen Arbeit aufgezeichnet worden (*Forbes*, 1932) und es ist klar, daß keine Formel, die auf der mittleren Temperatur basiert, allein diesen Unterschieden gerecht werden kann. *Leeper* (1950) schlug eine Abänderung der Formel *Thornthwaite's* vor, die in Wirklichkeit aber eine neue Richtung darstellt, weil sie den Gedanken des Sättigungsdampfdrucks als einen Faktor bei der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration einführt. Die von *Leeper* vorgeschlagene Formel lautet:

$$E_t = 4.4 S + (T - m) \quad (5)$$

Darin ist E_t die Evapotranspiration in Millimetern, S der Dampfdruck bei Sättigung in Millimeter bei der monatlichen Temperatur T und m die mittlere jährliche Temperatur. Die Temperaturen werden in Grad Fahrenheit angegeben. Die Werte der möglichen Gesamtverdunstung, die man nach dieser veränderten Formel berechnet, sind für Chapman und Brisbane die folgenden:

Monat	Berechnete mögliche Verdunstung		100 · $\frac{\text{Berechnete PE}}{\text{Gefäßverdunstung}}$	
	Chapman cm	Brisbane cm	Chapman %	Brisbane %
Januar	14,2	13,3	46,7	77,8
Februar	12,2	11,4	47,7	83,2
März	11,1	10,8	47,2	84,4
April	8,6	8,1	50,0	79,4
Mai	5,5	6,0	52,4	75,9
Juni	3,9	4,3	58,2	70,5

Monat	Berechnete mögliche Verdunstung		Berechnete PE	
	Chapman cm	Brisbane cm	100 · Chapman %	100 · Brisbane %
Juli	3,5	4,1	55,5	60,3
August	3,9	4,9	52,7	56,3
September	5,0	6,7	48,5	60,9
Oktober	6,7	9,2	41,1	62,6
November	9,8	11,2	43,2	70,0
Dezember	12,5	13,0	43,3	73,4
Jahr	96,9	103,0	47,0	72,2

Die nach dieser Formel berechneten Werte liegen sehr dicht bei denen, die man aus der Formel *Thronthwaite's* von 1948 erhält, aber sie werden mit weniger und einfacheren Mitteln gewonnen. In die Addition ist ein Humiditätsfaktor eingefügt und es ist möglich, daß der jetzt auf *S* bezogene Koeffizient, wenn er den Verhältnissen angepaßt wird, sogar bessere Resultate geben kann. Die Kritik an den Ergebnissen, welche man aus *Thronthwaite's* Formel erhielt, läßt sich auch auf die Resultate anwenden, die man aus *Leeper's* Formel, wie sie jetzt steht, berechnet.

Halstead (1951) arbeitet im Forschungsprogramm des Laboratoriums für Klimatologie der *John Hopkin's University* und schlug eine ganz neue Näherungsformel vor, in der feste theoretische Methoden verwandt wurden, um zu einer Gleichung zu kommen, die so weitgehend einfach ist, wie die einfachsten vorgeschlagenen empirischen Gleichungen.

Er geht von der fundamentalen physikalischen Gleichung aus.

$$e = D \cdot \frac{d\varrho'}{dz} \tag{8}$$

Darin bedeuten

e = Wasserdampfstrom pro horizontaler Flächeneinheit und Zeiteinheit.

D = Koeffizient der Wasserdampfdiffusion durch ruhige Luft.

ϱ' = die Masse oder Dichte des Wasserdampfes für ein gegebenes Volumen der Luft,

z = Höhe über dem Boden, so daß

$\frac{d\varrho'}{dz}$ = der vertikale Gradient der Wasserdampfdichte ist.

In der Originalschrift wurde der 2. Teil der Gleichung stets mit einem Minuszeichen vorangestellt, welches hier der Klarheit wegen weggelassen wird.

Wenn die Luft in turbulenter Bewegung ist, kann *D* nicht mehr physikalischen Tabellen entnommen werden und es muß beachtet werden, daß *D* mit der Entfernung von der Oberfläche wächst.

Wenn angenommen wird, daß der Wasserdampfgradient mit der Höhe variiert, in einem Verhältnis, das sich in den verschiedenen Flä-

chen nicht ändert, dann ist es möglich, nach Durchführung einer entsprechenden mathematischen Annäherung zu schreiben,

$$e = \frac{D}{Z_1} (\varrho'_1 - \varrho'_0) C_1 \tag{9}$$

wobei *e* = Betrag der Verdunstung (Evaporation) in cm pro sec., ϱ'_1 und ϱ'_0 = die Masse oder Dichte des Wasserdampfes in den Flächen *Z*₁ bzw. *Z*₀, und *C*₁ = eine Größe, die hier als konstant angenommen wird; sie drückt das Maß der Änderung des Wasserdampfgradienten mit der Höhe aus.

Gleichung (9) gibt den Betrag der Verdunstung in cm/sec., so daß es notwendig ist — wenn man die gesamte Evaporation erhalten will — mit der Länge der Zeit, in der Verdunstung stattfindet, zu multiplizieren. Das ist also ein Monat, wenn wir von den klimatologischen Standardwerten Gebrauch machen. Turbulentes Mischen kommt häufig mit dem üblichen (mathematisch-statistischen) Fehlerbetrag vor. Es wird aber sehr eingeschränkt durch die Temperatur-Inversionen. Daher ist es zweckmäßig anzunehmen, daß des Nachts, wenn fast immer eine Inversion auftritt, nur eine sehr kleine Durchmischung der Luft stattfindet und die Verdunstung vernachlässigt werden kann. Die Tagesdauer am gegebenen Orte und zur gegebenen Jahreszeit wird daher als ein zweckdienlicher Multiplikator benötigt. Gleichung (9) wird dann

$$E = \frac{C_1 L_0 D}{Z_1} L (\varrho'_1 - \varrho'_0) \tag{10}$$

E = die gesamte monatliche Verdunstung (Evaporation),

*L*₀ = die Zahl der Sekunden in einem Monat von 30 Tagen zu je 12 Stunden,

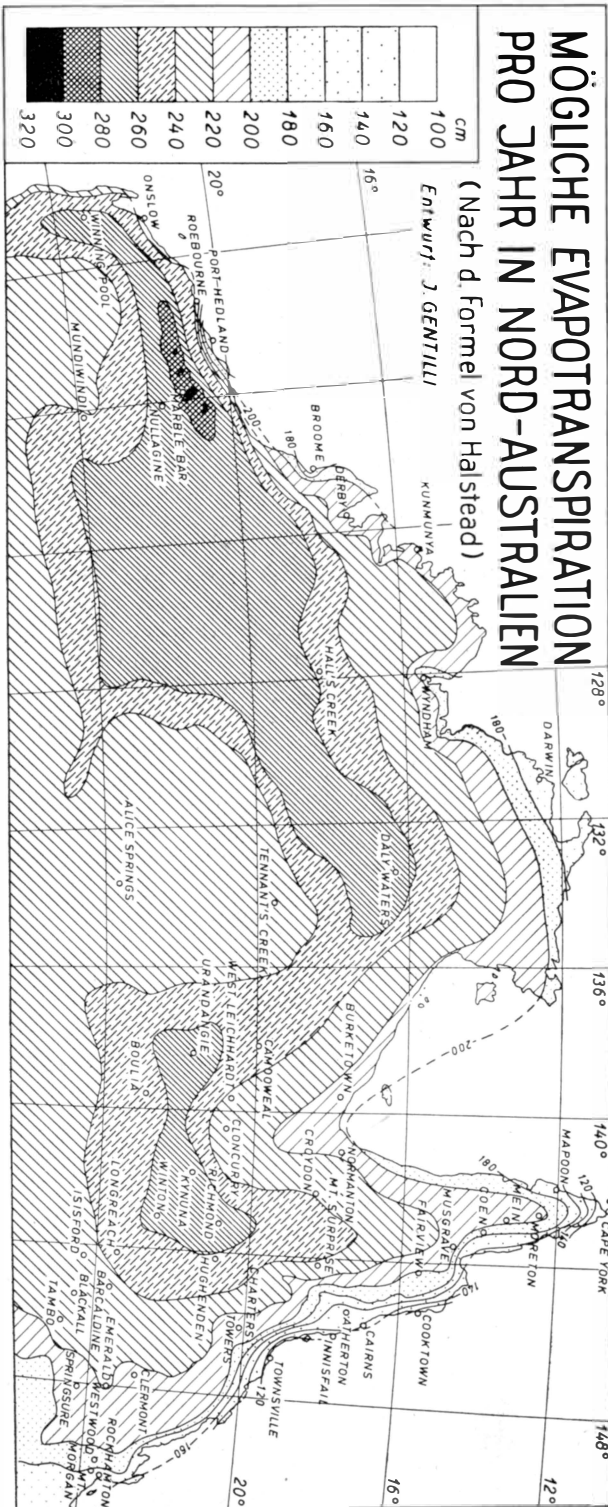
und *L* = die mittlere monatliche Tageslichtdauer in der gegebenen Breite und Jahreszeit, ausgedrückt in Einheiten der 30 Zwölfstundentage.

Der Bruch in Gleichung (10) besteht aus Konstanten und man kann daher auch schreiben

$$E = C L (\varrho'_1 - \varrho'_0) \tag{11}$$

C steht für den Wert des Bruches in Gleichung (10). Diese Gleichung mag richtig sein, aber seitdem sie beides einschließt, nämlich die Wasserdampfdichte an der Oberfläche und in der freien Luft, ist sie in einer Form, die für klimatologische Daten nicht verwertbar ist.

Um diesen Mangel der Werte zu umgehen, macht *Halstead* zwei Annahmen, die im Folgenden genauer geprüft werden. Erstens nimmt er an, daß die mittlere absolute Feuchte der freien Luft ϱ'_1 keine bedeutende tägliche Schwankung hat und daß sie aus dem Temperaturminimum gewonnen werden kann. Dabei wird unterstellt,



daß das Temperaturminimum die Taupunkttemperatur jede Nacht erreicht. Wenn diese Annahme richtig ist, müßte es möglich sein, in Gleichung (11) für q_1 den Wert q_{Tmin} zu substituieren.

Halstead nimmt ferner an, daß unter den idealen Bedingungen, die von der ersten Definition der möglichen Gesamtverdunstung gefordert werden, der Boden vollständig von Vegetation bedeckt wird, die so aktiv wie möglich transpiriert, so daß die Luft in unmittelbarem Kontakt mit jeder äußeren Blattoberfläche gesättigt wird. Er nimmt weiter an, daß das Temperaturmaximum, das in dem geschützten Standardinstrument gemessen wird, das gleiche ist, wie das Temperaturmaximum der äußeren Vegetationsoberfläche. Es wird in der ersten Definition der potentiellen Evapotranspiration angenommen, daß über dem Boden eine ununterbrochene Vegetationsoberfläche vorhanden sei.

Wenn dies der Fall ist, ist es möglich, in Gleichung (11) q_{Tmax} für q_0 zu substituieren. Vorausgesetzt wird dabei, daß die Konstante C entsprechend geändert wird, um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß $(q_{Tmax} - q_{Tmin})$ eher den maximalen als den mittleren vertikalen Feuchtigkeitsgradienten repräsentiert. Halstead nimmt an, daß der Wert C halbiert werden kann.

Gleichung (11) wird dann:

$$E_p = C L (q_{Tmax} - q_{Tmin}) \quad (12),$$

wobei E_p die potentielle Evapotranspiration bedeutet und C die oben angegebene Bedeutung hat. Der Wert C kann entweder indirekt aus Turbulenzmessungen erhalten werden oder direkt aus Daten, von denen sowohl das eine als auch das andere die mögliche Gesamtverdunstung und die maximale und minimale Temperatur ergeben. Der Wert ist 1, wenn E_p in mm pro Monat ausgedrückt wird und q' in gm/m^3 .

Soviel zu Halstead's Veröffentlichung.

Werte von L können aus veröffentlichten Tabellen, z. B. Thornthwaite (1948) oder Mather (1950) erhalten werden. Werte für q' werden mitgeteilt von Fowle (1934, Tafel 209), von Hodgman, (1950, Seite 2080), und in viel detaillierter Weise von List (1951, Tafel 108). Dort sind einige Annahmen gemacht, die durchaus diskutiert werden müssen.

Die Annahme, daß die Minimum-Temperatur und die Taupunkttemperatur sich entsprechen, ist viele Jahre hindurch von Wetterbeobachtern für richtig gehalten worden; es erschien aber wünschenswert, ihre Richtigkeit zu prüfen. Das Temperaturminimum für jeden Monat wurde ermittelt und der mittleren Taupunkttemperatur für den betreffenden Monat gegenübergestellt, was auf gewöhnlichem graphischem Papier gemacht wurde. Die Mehrzahl der Beobachtungen paßte

sich einer Geraden an, deren Neigung durch die Formel

$$T_{dp} = 0.97 T_{min} \text{ ausgedrückt werden kann, } T_{min} \geq 25^\circ \text{ F.}$$

Für $T_{min} < 25^\circ \text{ F}$ wird die Neigung steiler, und die Beziehung kann durch die Gleichung

$$T_{dp} = 6 + 0.7 T_{min}$$

ausgedrückt werden. Der Streuungsgrad ist merkwürdig klein, gewöhnlich nicht größer als 1 oder 2° Fahrenheit über oder unter der Linie. Eine Anzahl von Beobachtungen richtete sich nicht nach der gewöhnlichen Beziehung und die geographische Analyse ergab, daß diese von sehr trockenen und in einigen Fällen von sehr feuchten Orten kamen. Beobachtungen von sehr trockenen Orten liegen über der theoretischen Linie und Beobachtungen von sehr feuchten Orten etwas unter ihr. Ein Versuch, die Korrelation mit der relativen Feuchte für die USA zu beschreiben — er wurde aus der graphischen Analyse von 100 Beobachtungen erhalten — wird durch die Gleichung

$$T_{min} - T_{dp} = 117.45 - 63.45 \log RH$$

gegeben mit einer Streuung, die mit niedrigerer relativer Feuchte zunimmt, so daß ein Fehler von $\pm 3^\circ \text{ F}$ und ganz ausnahmsweise $\pm 5^\circ \text{ F}$, erwartet werden kann. Es muß darauf hingewiesen werden, daß die mittlere relative Feuchte, wie sie das US Weather Bureau veröffentlicht, das Mittel der Ablesungen von 7.30 Uhr und 19.30 Uhr ist. Ablesungen, die zu diesen Zeiten genommen werden, geben gewöhnlich höhere Werte als sie nach dem 24stündigen Mittel erwartet werden können. Australische Ablesungen der Feuchte werden um 9 Uhr und 15 Uhr vorgenommen. Sie zeigen daher bekanntlich eine niedrigere relative Feuchte als die Ablesungen in den USA für gleichartige Lagen. Die Hauptwerte, die aus den offiziellen Veröffentlichungen verfügbar sind, sind die 9-Uhr-Beobachtungen, die dem Tagesmittel der relativen Feuchte sehr nahekommen. Die Darstellungen der relativen Feuchte, die über die USA veröffentlicht wurden, geben ein wenig höhere Werte an als die korrekten täglichen Mittelwerte, weil die Ablesungen von 7.30 Uhr wohl über den täglichen Mittelwerten liegen, etwa um 2 oder 3 %, wenn die Feuchte hoch ist, vielleicht 10 oder 12 %, wenn sie niedrig ist. Dagegen kommen die Ablesungen um 19.30 Uhr dem Mittelwert sehr nahe.

Nach dem Studium der Beziehung zwischen der mittleren Tiefsttemperatur und der mittleren Taupunkttemperatur scheint es, daß die Annahme, diese zwei Temperaturreihen seien annähernd gleichsinnig, nur gerechtfertigt ist, wenn die mittlere monatliche relative Feuchte höher als 60 % in den USA und 55 % in Australien ist. Wenn die mittlere monatliche relative Feuchte

unter diesen Werten liegt, dann ist das mittlere Temperaturminimum viel höher als die Taupunkttemperatur. Die Annahme, daß bei der Minimumtemperatur Sättigung stattfindet, ist nicht länger haltbar, weil die Taupunkttemperatur annähernd gleich

$$T_{min} = (117.45 + 63.45 \log RF) \text{ (RF = Relative Feuchte).}$$

Es ist einleuchtend, daß die Formel *Halstead's* abgeändert so lautet:

$$E_p = C L [\rho' T_{max} - \rho' T_{min} - (117.45 + 63.45 \log RF)]$$

Sie ist wohl nicht länger so zu gebrauchen, wie sie in der ursprünglichen Form war, weil die Addition der relativen Feuchte hinzugekommen ist. Sie ist nur für ein begrenztes Stationsnetz zu gebrauchen, da eine verwickelte Additionsarbeit damit verbunden ist.

Halstead's 3. Annahme geht dahin, daß die mittlere Höchsttemperatur im Instrumentgehäuse die gleiche ist, wie die mittlere Höchsttemperatur der Pflanzenoberfläche. Diese Annahme irrt, obwohl irgend etwas daran ist. Die Temperatur der Blätter im hellen Sonnenlicht liegt gewöhnlich etwas über der Lufttemperatur (*Meyer und Anderson, 1939, Seite 168; auch Curtis und Clark, 1950, Seite 208/209*) und nur im diffusen Licht der bewölkten Tage fällt sie etwa um $0,1$ bis 3° C darunter (*Miller, 1938, Seite 478*). *Halstead's* Formel mag daher unter der potentiellen Evapotranspiration liegen, wo die relative Feuchte gering ist.

Kürzliche Versuche von *Bethlahmy (1952)* zeigen, daß sogar Böden mit Feldfeuchtigkeit, wenn sie sich abkühlen, einen wachsenden elektrischen Widerstand entwickeln, in der gleichen Weise, wie Böden, die der Austrocknung unterworfen sind.

In der *Thornthwaite*-Methode wird jeder Monat mit einer mittleren Temperatur unter dem Gefrierpunkt bewertet, als habe er keine potentielle Evapotranspiration — während es sicher ist, daß auch unter diesen Bedingungen etwas Verdunstung stattfindet. Die Transpiration wird dabei meist gerne vernachlässigt. Einige Zugeständnisse müssen hier gemacht werden.

Der Vergleich der möglichen Gesamtverdunstung von Chapman und Brisbane nach der Formel von *Halstead* wird in folgender Tabelle gezeigt:

Monat	Berechnete potentielle Evapotranspiration nach der Formel von <i>Halstead</i>		Berechnete PE Gefäßverdunstung	
	Chapman cm	Brisbane cm	Chapman %	Brisbane %
Januar	26,3	14,2	86,5	83,0
Februar	21,6	11,5	84,4	83,9
März	19,3	11,4	82,1	89,1
April	14,9	10,0	86,6	88,0

Monat	Berechnete potentielle Evapotranspiration nach der Formel von <i>Halstead</i>		Berechnete PE Gefäßverdunstung	
	Chapman	Brisbane	Chapman	Brisbane
	cm	cm	‰	‰
Mai	10,2	8,7	97,1	110,1
Juni	6,9	7,2	103,0	118,0
Juli	7,0	7,9	111,1	116,2
August	8,0	9,6	108,1	110,3
September	10,6	11,0	102,9	100,0
Oktober	13,8	13,1	84,7	89,1
November	19,0	13,8	83,7	86,3
Dezember	23,2	15,1	80,3	85,3
Jahr	180,8	133,5	87,6	93,6

Die berechneten Resultate stimmen mit der beobachteten Gefäßverdunstung genügend überein, um auch weiterhin die Anwendung der Formel von *Halstead* zu rechtfertigen und sie auf andere Versuchsgebiete auszudehnen. (siehe Seite 88)

Ein kartographischer Versuch, der die potentielle Evapotranspiration im nördlichen Australien darstellt, wurde mit den Werten gemacht, die durch diese Formel berechnet wurden. Er wird

	Jan.	Febr.	März	April	Mai
Derby cm	16,8	14,6	16,9	18,9	17,1
Cape York . . cm	8,5	7,8	8,6	7,8	7,8

Die Jahressummen sind 214,8 für Derby und 102,2 für Cape York. Das ist ein sehr großer Unterschied, der aber im Hinblick auf die großen Differenzen der relativen Feuchte an beiden Orten, wie oben schon erläutert wurde, zu erwarten war.

Australien hat kein äquatoriales Klima, aber viele Varianten der äquatorialen Verhältnisse findet man in Neu-Guinea. In der folgenden Tabelle wird die berechnete potentielle Evaporation für die genannten Orte Neu-Guineas mitgeteilt, für die die Minimum- und Maximumtemperaturen aus den amtlichen Quellen verfügbar waren.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
(a)	14,8	13,6	13,5	11,0	9,5	7,8	7,8	8,3	9,4	11,7	12,8	15,6	135,8
(b)	13,4	11,4	12,5	10,7	9,3	7,6	7,6	7,5	8,8	10,8	12,1	14,1	125,8
(c)	16,8	14,7	15,3	11,9	11,0	9,2	9,9	10,6	12,6	16,0	16,6	17,8	162,4
(d)	12,1	10,3	10,7	9,6	8,5	7,5	7,1	6,5	7,6	9,3	10,6	12,5	112,5
(e)	11,3	10,1	10,8	9,0	7,6	6,1	6,4	5,8	7,0	9,0	10,0	11,3	105,1
(f)	11,0	9,0	9,2	7,4	5,8	5,0	5,2	14,4	6,2	8,1	9,5	10,6	92,8
(g)	16,7	15,2	16,5	14,8	14,5	13,0	13,7	8,1	15,3	17,8	16,6	17,7	186,2
(h)	14,5	13,2	13,2	10,9	10,0	8,2	8,4	7,3	8,7	10,5	12,3	14,5	132,5
(i)	15,3	14,0	15,4	12,5	9,8	7,9	7,1	11,1	9,3	12,8	14,2	15,6	141,2
(j)	10,3	8,9	10,5	10,6	11,2	11,0	11,0		11,2	11,7	11,2	11,2	129,9

Von etwa Mai bis Oktober sind viele Orte mit einer südlicheren Lage den relativ kühlen Luftströmungen ausgesetzt, die noch von weiter südlich herkommen. Die Temperaturmaxima sind bekanntlich niedriger, als es sonst der Fall sein würde, und daher wird die potentielle Evaporation erniedrigt. Die winterliche potentielle Eva-

poration von Cape Nelson und Daru wird für diese Breiten bemerkenswert niedrig.

hier vorgelegt. Die Karte unterscheidet sich von einer nach *Thorntwaite's* Formel entworfenen durch die höheren Werte, die sie für das nordwestliche Australien zeigt und die viel niedrigeren Werte für die humide nordöstliche Küste. Nach der Formel *Thorntwaite's* von 1948 ist die höchste jährliche potentielle Evapotranspiration 185,7 für Darwin, N. T., wogegen nach der Formel von *Halstead* der höchste jährliche Wert von 304,8 in Marble Bar, W. A. berechnet wird.

Die Wirkung des Reliefs wechselt vollständig; sie ist nicht mehr eine Frage der höheren möglichen Gesamtverdunstung in der Ebene und der niedrigeren potentiellen Evapotranspiration in den Gebirgen, sondern vielmehr der niedrigeren potentiellen Evapotranspiration auf der humiden Luvseite und der höheren auf der trockenen Lee-seite.

Die potentielle Gesamtverdunstung für Derby und Cape York, die nach der Formel von *Halstead* berechnet wurde, ist folgende:

	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Derby cm	15,1	15,9	18,6	20,8	22,0	19,5	18,6
Cape York . . cm	7,4	7,8	8,0	8,4	9,9	10,7	9,5

- (a) Samarai, 10°47'S, 150°40'O, 7 m über NN an der Küste
- (b) Orangerie Bay, 10°18'S, 149°38'O an der Küste
- (c) Kemp Welch River, 10°02'S, 147°42'O, an der Küste
- (d) Port Moresby, 9°29'S, 147°09'O, 42 m über NN (Küste)
- (e) Cape Nelson, 9°07'S, 149°17'O, 71 m (Küste)
- (f) Daru, 9°04'S, 143°12'O, 8 m (Küste)
- (g) Kokoda, 8°54'S, 147°34'O, über 650 m im Inneren
- (h) Kerema, 8°00'S, 145°50'O, Küste
- (i) Kikori, 7°24'S, 144°10'O, im Mündungsgebiet
- (j) Madang, 5°00'S, 145°45'O, 6 m (Küste).

Berechnete potentielle Evaporation nach der Formel von *Halstead* in cm

poration von Cape Nelson und Daru wird für diese Breiten bemerkenswert niedrig.

Ein interessanter Gegensatz besteht zwischen Daru und Kokoda. Die Orte haben eine jährliche potentielle Gesamtevaporation von 92,8 bzw. 186,2. Das erklärt sich daraus, daß Kokoda im Inneren liegt und folglich einen kontinenta-

leren Klimacharakter als der Küstenort Daru hat. Eine höhere Evaporation ist das Ergebnis dieser Kontinentalität. Auf der anderen Seite würde nach *Thornthwaite* die jährliche potentielle Gesamt-*evapotranspiration* für diese beiden Orte eine umgekehrte Rangfolge haben, etwa 166 für

	Jan.	Febr.	März	April	Mai
<i>Halstead</i>	9,5	9,1	8,7	9,4	9,4
<i>Thornthwaite</i>	15,2	13,9	15,3	14,9	15,5

Die Jahressummen sind 115,8 bzw. 182,0 cm. Auf einer Insel, die fast am Äquator gelegen und weithin von Meer umgeben ist, würde man eine relativ hohe Verdunstung erwarten, die durch die große Luftfeuchte beträchtlich reduziert wird. Das drückt die Formel von *Halstead* tatsächlich aus. Auf der anderen Seite wird die Formel von *Thornthwaite* so drastisch von der mittleren Temperatur beeinflusst, daß sie Ocean Island als einen

Daru und 156 für Kokoda. Das kommt durch die niedrigeren Temperaturen, die in Kokoda herrschen; der Ort liegt etwa 650 m über N. N.

Der Gegensatz zwischen den beiden Formeln wird in einer Analyse der Darstellungen von Ocean Island, 0°45'S, 169°50'O deutlich:

	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
	9,1	8,6	9,8	10,1	10,9	10,5	10,7
	14,9	15,2	15,4	15,2	15,8	15,2	15,5

Ort darstellt, der mit die größte Verdunstungshöhe auf der ganzen Welt aufweist.

Man kann einige interessante Vergleiche für andere äquatoriale Orte erhalten. Nimmt man z. B. die klimatischen Verhältnisse, die man 1950 in Singapore (Kallang Aerodrome) 1°18'N, 103°53'O und in Kuching, Sarawak 1°33'N, 110°21'O hatte, so erhält man die folgenden Werte:

Feuchtigkeitswerte von 2 äquatorialen Stationen 1950

	Singapore		Kuching	
	<i>Thornthwaite</i> 1948	<i>Halstead</i>	<i>Thornthwaite</i> 1948	<i>Halstead</i>
Potentielle <i>Evapotranspiration</i> in cm	171,4	114,9	171,7	159,4
Niederschlag in cm	256,0	256,0	395,2	395,2
Wasserüberschuß in cm	84,5	142,3	223,5	235,8
Feuchteindex	49,3	123,8	130,2	147,9

Die Unterschiede zwischen den Resultaten der beiden Formeln beruhen auf der Tatsache, daß der Index von *Thornthwaite* auf der mittleren Temperatur basiert, die in Singapore gleichförmiger ist; dagegen bestehen in Kuching merkliche Schwankungen zwischen Tag und Nacht, sowie

zwischen Sommer und Winter. Die Formel von *Halstead* erfaßt diese Unterschiede. Die nachstehende Tabelle veranschaulicht den monatlichen Gang der relativen Feuchte, die ebenfalls in Kuching weniger gleichförmig ist als in Singapore.

Vergleich von Klimadaten 1950

Klimaelemente	Januarmittel oder -summe		Julimittel oder -summe	
	Singapore	Kuching	Singapore	Kuching
Temperatur:				
Mittleres Maximum . . . °C	30,5	30,8	30,2	33,1
Mittel °C	26,9	26,7	27,4	27,8
Mittleres Minimum . . . °C	23,3	22,7	24,7	22,6
Tagesschwankung . . . °C	7,2	8,1	5,5	10,5
Relative Feuchte, 14 h in %	74	70	71	60
Niederschlag in cm	16,9	21,2	18,2	17,7
Potentielle <i>Evapotranspiration</i> :				
<i>Thornthwaite</i> 1948 . . . cm	14,5	14,3	14,8	15,1
<i>Halstead</i> cm	10,6	11,8	8,3	16,3
Wasserüberschuß:				
<i>Thornthwaite</i> 1948 . . . cm	2,4	6,9	4,4	2,6
<i>Halstead</i> cm	6,3	9,4	8,4	1,4

Die Werte für die mögliche Verdunstung, die man für heiße, aride Gebiete auf Grund der Formel von *Halstead* erhält, erscheinen außerordentlich hoch, wenn man sie mit den Werten vergleicht, die die Formel von *Thornthwaite* (1948) ergibt. Eine genauere Analyse zeigt jedoch, daß diese höheren Werte wahrscheinlich zutreffen.

Nachstehend werden die berechneten und die wirklichen Verdunstungswerte für Marble Bar, W. A. 21°11'S, 119°42'O und Alice Springs N. T. 23°38'S und 133°35'O, mitgeteilt. Die Werte der wirklichen Gefäßverdunstung wurden von *Prescott* (1941) für die einzelnen Monate übernommen.

Berechnete mögliche Verdunstung und Gefäßverdunstung

	Marble Bar W. A.		Alice Springs N. T.	
	Halstead's Berechnung	Gefäßmessung	Halstead's Berechnung	Gefäßverdunstung
	cm	cm	cm	cm
Januar	35,2	28,8	27,4	31,7
Februar	28,4	22,5	22,9	26,5
März	28,7	25,0	20,6	24,4
April	23,2	21,0	15,1	17,5
Mai	17,4	17,4	11,7	12,3
Juni	13,2	13,6	8,0	8,5
Juli	14,2	14,7	9,8	9,3
August	18,3	16,8	13,1	13,0
September	23,8	92,0	16,6	18,3
Oktober	30,4	28,3	22,0	23,8
November	35,4	30,0	25,3	27,4
Dezember	36,6	31,6	27,8	30,6
Jahr	304,8	272,0	221,3	243,3

Prescott erwähnt den Typ der Verdunstungsgefäße nicht, die bei den zitierten Beobachtungen gebraucht wurden, und es ist daher unmöglich, bei dieser Grundlage ihre Zuverlässigkeit abzuschätzen. Die Reihen für Marble Bar gehen über 8 Jahre, die für Alice Springs über 24 Jahre.

Beide Reihen der Gefäßverdunstungsbeobachtungen zeigen, daß besonders hohe Werte unter den heißen und trockenen Verhältnissen des nördlichen Inner-Australien vorkommen. Die generelle Übereinstimmung zwischen den berechneten und beobachteten Werten ist enger als erwartet werden konnte, obschon nur Zufallsfaktoren im Spiel waren.

Ein Beispiel aus der australischen Landwirtschaft soll zitiert werden: Das Springsure-Clermont-Gebiet erzeugt jetzt große Mengen von Sorghum, das als Sommerfrucht gedeiht. Die folgende Tabelle zeigt, daß die von Thornthwaite vorgeschlagene Wasserhaushaltsmethode beide Orte während des größten Teiles des Jahres zu Wassermangelgebieten macht, wenn die potentielle Evapotranspiration nach der Formel Thornthwaite's berechnet wird. Sie werden während

des ganzen Jahres zu Wassermangelgebieten, wenn die potentielle Evapotranspiration nach Halstead's Formel ermittelt wird.

Auf der anderen Seite ist die potentielle Evapotranspiration nach der Formel Thornthwaite's im Winter so niedrig, daß in Clermont während der Monate Juni und Juli kein Wasserdefizit zu sein scheint. Diese beiden Orte wären demnach ganz geeignet, für eine gewisse landwirtschaftliche Entwicklung. Jedenfalls scheinen sie besser geeignet zu sein als die Sommermonate, und doch ist nur im Sommer genügend Feuchtigkeit vorhanden für das Gedeihen der Ernte. In Springsure würde die Jahreszeit ohne Wassermangel von Juni bis August dauern. Mit der Formel von Halstead gibt dieselbe Methode der Wasserhaushaltsberechnung kein brauchbares Ergebnis. Der Unterschied zwischen beiden Indices wird deutlich, wenn der Ariditätsindex, den Thornthwaite für Jahreswerte vertritt, berechnet wird für einzelne Monate. Dann erscheinen die Sommermonate in den Halstead-Reihen in einem viel günstigeren Licht als die Wintermonate, die landwirtschaftlich nicht nutzbar sind.

Berechnete Klimadaten für Clermont, Q.

	Wasserdefizit												Jahr
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	
Thornthwaite	5,5	4,1	5,2	4,7	1,9	0	0	2,0	4,6	8,5	9,1	6,7	52,3
Halstead	8,5	6,6	10,6	11,6	10,8	6,8	10,3	13,4	15,4	19,6	19,4	14,8	147,8

Monatliche Ariditätsindices

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Thornthwaite	29,6	27,0	39,7	52,2	37,2	0	0	52,6	63,9	72,0	64,5	39,9	43,3
Halstead	39,4	37,3	57,3	72,9	77,1	61,3	81,1	88,2	85,6	85,6	79,5	59,4	68,1

Berechnete Klimadaten für Springsure, Q.

	Wasserdefizit												Jahr
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	
Thornthwaite	5,9	3,9	6,1	4,7	2,1	0	0	0	2,1	7,3	9,5	7,6	49,2
Halstead	11,1	7,8	11,1	11,8	10,0	5,6	8,7	11,1	13,1	17,0	17,9	14,9	140,0

	Monatliche Ariditätsindices												
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
<i>Thornthwaite</i>	35,3	27,5	44,9	54,0	39,6	0	0	0	30,0	64,0	64,6	47,8	42,5
<i>Halstead</i>	50,6	43,1	59,7	74,7	75,8	55,4	76,3	80,4	80,4	80,6	77,5	64,2	67,8

Viel Additionsarbeit ist nötig, bevor die Formel *Halstead's* ein Teil eines Systems der Klimaklassifikation werden kann. Sie war allein dazu erdacht, die Existenz einer physikalischen Beziehung zwischen den greifbaren Klimadaten und der potentiellen Evapotranspiration zu zeigen; weitere Anwendungen waren nicht beabsichtigt. Geographische, klimatologische und ökologische Studien können weitere Möglichkeiten enthüllen.

Der Verfasser möchte Herrn Dr. C. W. *Thornthwaite*, Direktor des Laboratory of Climatology der John Hopkin's University, für die Unterstützung, die sein Institut ihm im Sommer 1952 zuteil werden ließ, danken, da dadurch dieses Forschungsprogramm ermöglicht wurde. Gedankt sei ferner dem Assistent-Direktor Dr. M. H. *Halstead* für seine klare und geduldige Interpretation seiner Formeln und ihrer Herleitung, sowie Herrn Dr. J. R. *Mather*, Assistent-Professor of Climatology, für seinen verständigen Rat und für die Bereitstellung umfangreicher Unterlagen.

Anmerkungen:

Potential	Mögliche, vielleicht würde man besser sagen „größtmögliche“ (Verdunstung)
Evaporation	Verdunstung, Oberflächenverdunstung
Transpiration	Pflanzenverdunstung
Evapotranspiration	Gesamtverdunstung, Oberflächen- und Pflanzenverdunstung
Tank-Evaporation	Gefäßverdunstung

Übersetzung: Dr. M. Keller-Haffenegger, Bonn

Literatur-Verzeichnis

Andrews, J. and *Maze, W. H.*, 1933: Some climatological aspects of aridity in their application to Australia, *Proc. Linnean S. of N. S. W.*, 58 : 105—120.

Bethlahmy, Nedavia, 1952: Why do plants wilt in cold weather?, *Ecol.*, 33 : 301—303.

Blaney, H. F., and *Criddle, W. D.*, 1945: *A method of estimating water requirements in irrigated areas from climatological data* (Los Angeles).

Blaney, H. F., and *Criddle, W. D.*, 1950: Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data, *U. S. D. A. Soil Conserv. Serv. Tech. Paper 96*.

Blaney, H. F., and *Morin, K. V.*, 1942: Evaporation and consumptive use of water empirical formulas, *Trans. Am. Geophys. Union*, 1942, 76—83.

Briggs, L. J., and *Shantz, H. L.*, 1916: Daily transpiration during the normal growth period and its correlation with the weather, *J. Agr. Res.* 7 : 155—213.

Commonwealth of Australia, Bureau of Meteorology, 1940: *Results of rainfall observations made in Papua, Mandated Territory of New Guinea, Solomon Islands, New Hebrides, etc.*, (Melbourne).

Commonwealth of Australia, C. S. & I. R., 1933: Meteorological data for certain Australian localities, *Pamphlet No. 42*.

Curtis, O. F., and *Clark, D. G.*, 1950: *An introduction to Plant Physiology* (New York).

Forbes, W. T. M., 1932: A note on Thornthwaite's new classification of climates, *Geogr. R.*, 22 : 478—480.

Fowle, F. E., 1934: *Smithsonian physical tables* (Washington).

Gentili, J., 1949: Air masses of the Southern Hemisphere, *Weather*, 4 : 258—261, 292—297.

Gentili, J., 1952: *A Geography of Climate* (Perth).

Halstead, M. H., 1951: Theoretical derivation of an equation for potential evapotranspiration, *John Hopkin's Univ. Lab. of Climat., Interim Rep.*, 16 : 10—12.

Hodgman, C. D. (Ed.), 1950: *Handbook of Chemistry and Physics*, (Cleveland, Ohio).

Johnson, N. K. 1948: The vertical gradient of wind velocity in the lowest layers of the atmosphere, *Met. Off. Professional Notes*, 91 : 1—15.

Lee, C. H., 1942: *Transpiration and total evaporation*, Chapter VIII in *Hydrology* (New York).

Leeper, G. W., 1950: Thornthwaite's climatic formula, *J. of the Australian Inst. of Agric. Sc.*, March 1950, pp. 2—5.

List, R. J., 1951: *Smithsonian meteorological tables* (Washington).

Mather, J. R., 1950: *Manual of evapotranspiration*, suppl. to *Interim Rep. 10*, John Hopkins Univ. Lab. of Clim. (Seabrook, N. J.).

Meyer, B. S., and *Anderson, D. B.*, 1939: *Plant Physiology* (New York).

Miller, E. C., 1938: *Plant Physiology* (New York).

Prescott, J. A., 1931: The soils of Australia in relation to vegetation and climate, *Coun. for Sc. and Ind. Res. Bull.* 52 : 33—35.

Prescott, J. A., 1943: A relationship between evaporation and temperature, *Trans. Roy. Soc. South Australia*, 67 (1).

Prescott, J. A., 1949: A climatic index for the leaching factor in soil formation, *J. of Soil Sc.*, 1 : 9—19.

Prescott, J. A., *Collins, Joyce, A.*, and *Shirpurkar, G. R.*, 1952: The comparative climatology of Australia and Argentina, *Geogr. Rev.*, 42 : 118—133.

Rohwer, C., 1931: Evaporation from free water surfaces, *U. S. D. A. Tech. Bull.* 271.

Royal Australian Air Force, 1942: *Weather on the Australia station*, (Melbourne).

Thornthwaite, C. W., 1931: The climates of North America according to a new classification, *Geogr. R.*, 21 : 633 bis 655.

Thornthwaite, C. W., 1945: Report of the Committee on transpiration and evaporation, 1943—44, *Trans., Am. Geophys. Union*, 1945, 686—693.

Thornthwaite, C. W., 1943: An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. R.*, 38 : 55—94.

Young, A. A., and *Blaney, H. F.*, 1942: Use of water by native vegetation, *State of Calif. Dept. of Pub. Works, Div. of Water Res., Bull.* 50.