

## WÄRMEMANGEL- UND TROCKENGRENZEN DER VEGETATION IN IHRER BEZIEHUNG ZU DEN LUFTMASSENGRENZEN\*)

Mit 8 Abbildungen

DIETER KLAUS

*Summary:* Warmth deficit- and aridity limits of vegetation in their relation to the limits of air masses

The median position of frontal zones as well as of important limits of air masses for winter- and summer months is defined by the counting of the frequency of meteorological frontal zones during the period 1949–1978. The limits of the air masses show a good spatial coincidence with significant borderlines of the macro-regional natural order of the vegetation. Historically proven changes in the course taken by limits of vegetation zones can provide indirect information about changes in the position of the frontal zones and thus about variations of the atmospheric structure of circulation by way of these correlations between air mass boundaries and vegetation.

### 1. Problemstellung

Für die räumliche Verbreitung der Vegetation ist ebenso wie für die Einzelpflanzen nicht die Ausprägung nur eines Klimatelementes bedeutsam, sondern das Klima als charakteristischer jahreszeitlicher Ablauf der Witterung generell. Ganz besondere Bedeutung kommt dem jahreszeitlich wechselnden Zusammenspiel des Wärme- und Wasserfaktors zu. Beide Bestimmungsgrößen werden einschließlich der mittelbar mit ihnen verknüpften Faktoren im Bereich der polaren Westwindzone eng durch den Luftmassenaustausch und die damit verknüpften frontalen Prozesse gesteuert. Es kann demnach vermutet werden, daß die mittleren Positionen der Luftmassengrenzen sowie ihre jahreszeitlichen Änderungen eine enge Beziehung zu den Wärmemangel- und Trockengrenzen der Vegetation zeigen. Dementsprechend wird in dieser Arbeit versucht, die wichtigsten Luftmassengrenzen im europäisch-atlantischen Bereich zu bestimmen und mit den Grenzverläufen der Vegetationszonen zu vergleichen.

### 2. Bestimmung der Fronthäufigkeiten

Wichtige Luftmassenabgrenzungskriterien sind unter anderem der Wärme- und Feuchtegehalt der Luftmassen. Beide werden durch die geographischen Besonderheiten der Entstehungsgebiete und der Verlagerungsbahnen der Luftmassen nachhaltig bestimmt. Luftkörper unterschiedlicher Luftmasseigenschaften werden durch räumlich eng begrenzte Übergangszonen meist diskontinuierlich auftretender hoher horizontaler Luftdruck- und Temperaturgradienten voneinander getrennt (ERIKSEN, 1971). In den konventionellen Wet-

terkarten wird die äußere Begrenzung der jeweils wärmeren Luftmasse innerhalb dieser Übergangszone durch den Verlauf einer theoretischen Grenzlinie, der meteorologischen Front, markiert (REED, 1960). Geringe Stationsdichte sowie die objektiv oft nicht faßbare, diskontinuierlich verlaufende äußere Warmluftbegrenzung relativieren zwar einerseits den Aussagewert der meteorologischen Fronten, die beim Vergleich von Boden- und Höhenwetterkarten sowie den zugehörigen Satellitenphotos immer nachweisbare enge Beziehung zwischen Höhenstrahlströmung, Bodenfrontsystem und Wolkenanordnung belegt aber andererseits die außerordentliche Bedeutung der frontalen Prozesse für das tägliche Wettergeschehen. Eine Analyse der täglich auf den synoptischen Wetterkarten gekennzeichneten Frontverläufe über einen hinreichend langen Zeitraum stellt demnach ein Mittel zur Bestimmung des mittleren Luftmassengrenzverlaufs dar.

Für den Zeitraum 1949–1978 und den Meridionalstreifen 60°W–60°E wurden zwischen 90° und 10°N alle meteorologischen Fronten nach den täglichen Wetterkarten des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach für alle 5x5° umfassenden Gitterquadrate ausgezählt. Die variierende Flächengröße der Gitterquadrate wurde nachträglich durch Datentransformation ausgeglichen. In den folgenden Analysen sind immer alle Fronttypen, also Warm- und Kaltfronten sowie Okklusionen zusammengefaßt dargestellt worden. Durch die Berücksichtigung eines 30jährigen Zeitraumes werden tageszeitlich und durch exzeptionelle Wetterlagen bedingte rasch wechselnde Frontpositionen in Relation zu den vorherrschenden Frontzugbahnen angemessen gewichtet.

In Abb. 1a sind beispielhaft die Fronthäufigkeiten für den Monat Juli 1968 angegeben. Eine Zone hoher Fronthäufigkeit reicht vom westlichen Atlantik über Westeuropa bis ins östliche Nordeuropa und zeichnet, da jede Bodenfront mit einer Höhenstrahlströmung verknüpft ist (PALMÉN, NEWTON; 1969), den mittleren monatlichen Verlauf des zirkumpolaren Polarfrontjets in guter Näherung nach. Infolge des polwärtigen Anstieges der baroklinen Zone ist die Lage der Höhenströmung etwa 3–500 KM polwärts der Zone maximaler Fronthäufigkeit anzunehmen. Diese Zusammenhänge rechtfertigen es, die Zone maximaler Fronthäufigkeit als polare Frontalzone zu bezeichnen.

Während im Juli 1968 eine zonale Ausrichtung der Frontalzone erkennbar ist (Abb. 1a), zeigt der Verlauf dieser Zone im Juli 1973 über Europa eine meridionale Orientierung (Abb. 1b). Die mittlere Lage der Luftmassengrenze zwischen den trocken-warmen kontinen-

\*) Die Beiträge der Herren KLAUS, SCHMIEDECKEN, ACHENBACH und SCHUNKE wurden als Vorträge auf dem 42. Deutschen Geographentag in Göttingen gehalten.

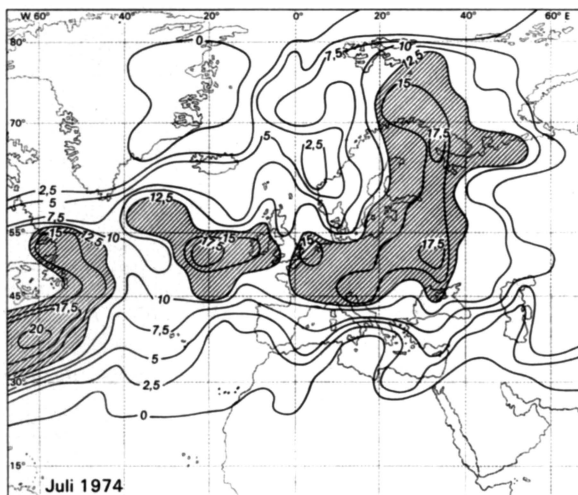
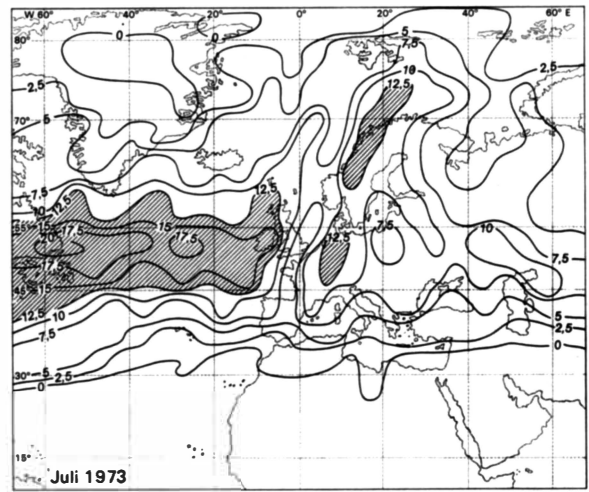
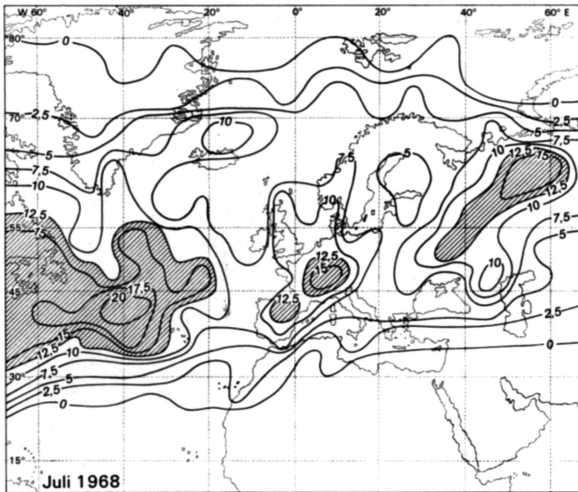


Abb. 1: Absolute Häufigkeit meteorologischer Fronten im atlantisch-europäischen Sektor im Juli 1968, im Juli 1973 und im Juli 1974. Einer Fronthäufigkeit von sieben Fronten pro Gitterquadrat der Größe 5 × 5 Grad entspricht ein Auftreten von Fronten an 22,5% aller Tage des Monats.

Absolute frequency of meteorological fronts in the Atlantic-European sector in July, 1968, in July, 1973, and in July, 1974. A front frequency of seven fronts per grid square extending over 5 × 5 degrees corresponds to the occurrence of fronts on 22.5% of all days of the month.

talen osteuropäischen Luftmassen und den maritim-polaren atlantischen Luftmassen verläuft etwa in 10–20°E Länge. In Abb. 1c ist die Luftmassengrenze für den Juli 1974 in 20–40°E Länge verschoben. In diesen Lageänderungen der Frontalzone spiegelt sich die Struktur der nordhemisphärischen Zirkulation wider. Eine starke Ausprägung der polaren Westströmung ist mit einem vorwiegend zonal orientierten Verlauf der Frontalzone verknüpft, eine abgeschwächte Zirkulation findet ihren Niederschlag in einer meridionalen Ausrichtung der Frontalzone über Mittel- bzw. Osteuropa. Zunehmende Meridionalität der Zirkulation kommt in einer Westverlagerung der meridional orientierten Luftmassengrenze zwischen trocken-kontinentaler und feucht-maritimer atlantischer Luft zum Ausdruck.

### 3. Fronthäufigkeit und Luftmassengrenzen

Der Zusammenhang zwischen den Zonen maximaler Fronthäufigkeit und dem Boden- und Höhenluftdruckfeld ist in Abb. 2 beispielhaft aufgezeigt. Deut-

lich ist in 0°W im Juli 1969 eine Zunahme der Druckgradienten im Boden- und Höhenniveau (500 mb) im Bereich hoher Fronthäufigkeit erkennbar. Die Korrelationskoeffizienten wechseln in ihrer Höhe von Jahr zu Jahr, bleiben aber bei Berücksichtigung der gesamten Beobachtungsperiode signifikant im 1%-Niveau. Mit zunehmender östlicher Länge wird dieser Zusammenhang schwächer und ist schließlich in 50°E rein zufallsbedingt. Das ist durch die von Tag zu Tag rasch wechselnden Positionen der Luftmassengrenzen im osteuropäischen Bereich bedingt, die im Monatsmittel einen deutlichen Zusammenhang zwischen Fronthäufigkeit und Baroklinität verschleiern. Ähnliche Beziehungen können für den Januar 1972 und diese Jahreszeit generell aufgezeigt werden. Die hohen Gradienten im 500-mb-Niveau in etwa 30–40° nördlicher Breite zeichnen die Lage des Subtropenjets nach, die sich nur in Ausnahmefällen durch gleichzeitig auftretende Bodenfronten fassen läßt. Während jede Bodenfront mit einem Strahlstrom verknüpft ist, gilt die Umkehrung für den Subtropenstrahlstrom nur in Ausnahmefällen.

Auch zwischen der monatlichen Fronthäufigkeit und den Niederschlagshöhen sowie den Temperaturgradienten pro 5° Breitenänderung (Abb. 2) besteht ein signifikanter Zusammenhang im Breitensektor 80–40° N Breite (über den Gesamtzeitraum mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%). Mit zunehmender Fronthäufigkeit ist eine Zunahme der meridionalen Temperaturgegensätze erkennbar, die die Luftmassengegen-

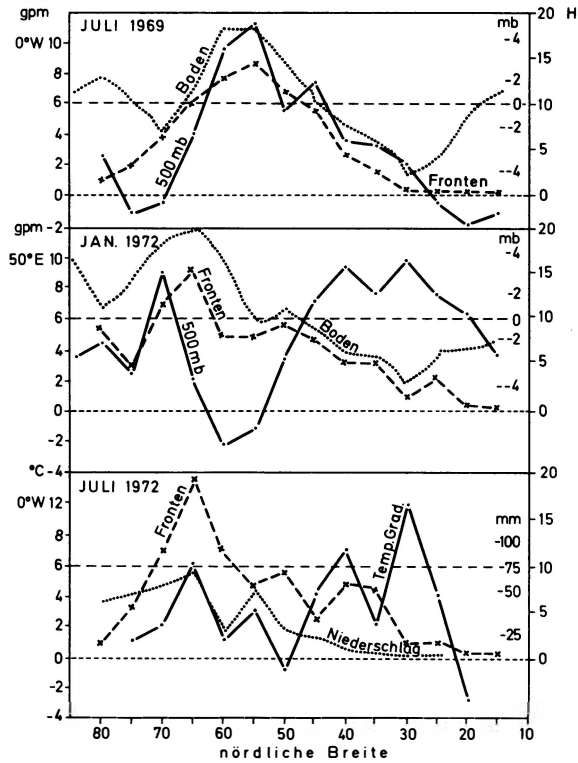


Abb. 2: Zusammenhang zwischen Fronthäufigkeit, Boden- und Höhenluftdruckfeld, Niederschlag und Temperaturgradient pro 5° Breitendifferenz für die angegebenen Monate und geographischen Längen

The relationship between frequency of fronts, ground level- and altitudinal air pressure field, precipitation and temperature gradient per 5° latitudinal difference for the geographical longitudes and months as indicated

sätze zum Ausdruck bringt. Die Wetterwirksamkeit im Bereich der Frontalzone tritt durch eine Niederschlagszunahme, die mit einer Bewölkungszunahme einhergeht, deutlich in Erscheinung. Den signifikanten korrelativen Zusammenhang zwischen Bewölkungsintensität und jahreszeitlicher Fronthäufigkeit hat ERIKSEN (1971) schon quantitativ belegt. Für den Zeitraum Dezember 1967 – November 1970 konnten diese Ergebnisse anhand von Bewölkungsdaten aus Satellitenmessungen (MALBERG, 1973) bestätigt werden.

Im langjährigen Mittel über den Zeitraum 1949–1978 ist die Meridionalorientierung der Frontalzone über Europa kaum ausgebildet (Abb. 3). Neben der atlantischen polaren Frontalzone ist im Januar eine mediterrane Frontalzone deutlich erkennbar, die im Juli fehlt. Die jahreszeitlichen Positionsänderungen der polaren Frontalzone sind im westlichen Atlantik mit 10–15° Breite relativ groß, über Westeuropa vergleichsweise gering und in Osteuropa erneut groß. Hier liegt die Zone maximaler Fronthäufigkeit im Sommer weiter südlich als im Winter, was eine Erklärung des sommerlichen Niederschlagsmaximums im kontinentalen Klimabereich zulässt. Die in West-Ostrichtung abnehmende Positions Konstanz in der Lage der Frontalzone von Jahr zu Jahr kommt in Abb. 4 zum Ausdruck. Östlich von 20°E ist im Winter eine deutliche Zunahme der Variabilität der Fronthäufigkeiten erkennbar, die im Sommer ebenfalls auftritt, allerdings einen zonal orientierten Streifen in etwa 50–55° Breite ausspart.

4. Luftmassengrenzen und Vegetationszonen

Die Mittelbildung über die Fronthäufigkeiten des Gesamtzeitraumes (Abb. 3) läßt wesentliche Luftmassengrenzen, die in den Einzeljahren, wie Abb. 1 zeigte,

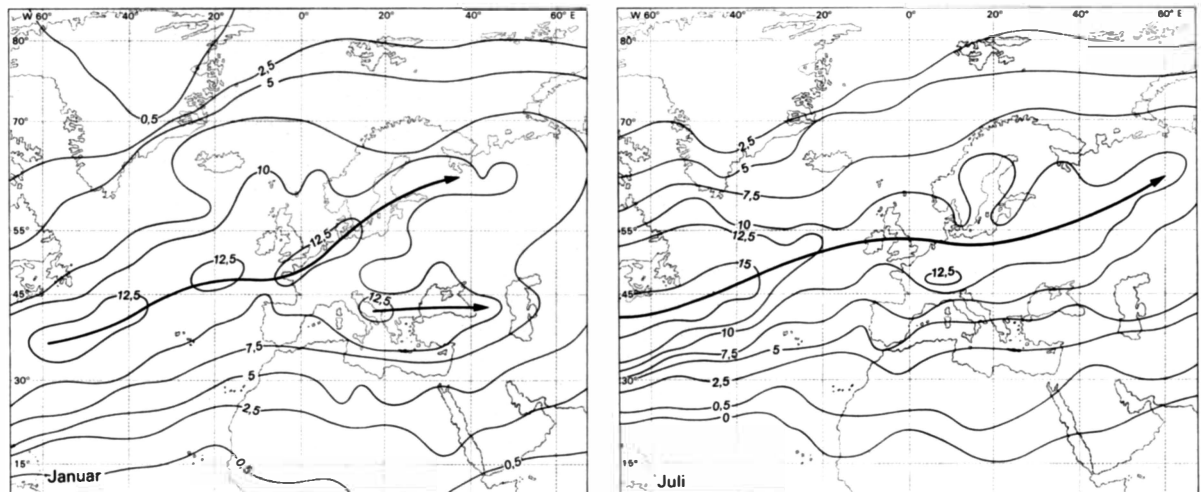


Abb. 3: Mittlere Fronthäufigkeit (1949–1968) im europäisch-atlantischen Sektor für Januar und Juli  
 Mean frequency of fronts (1949–1978) in the European-Atlantic sector for January and July

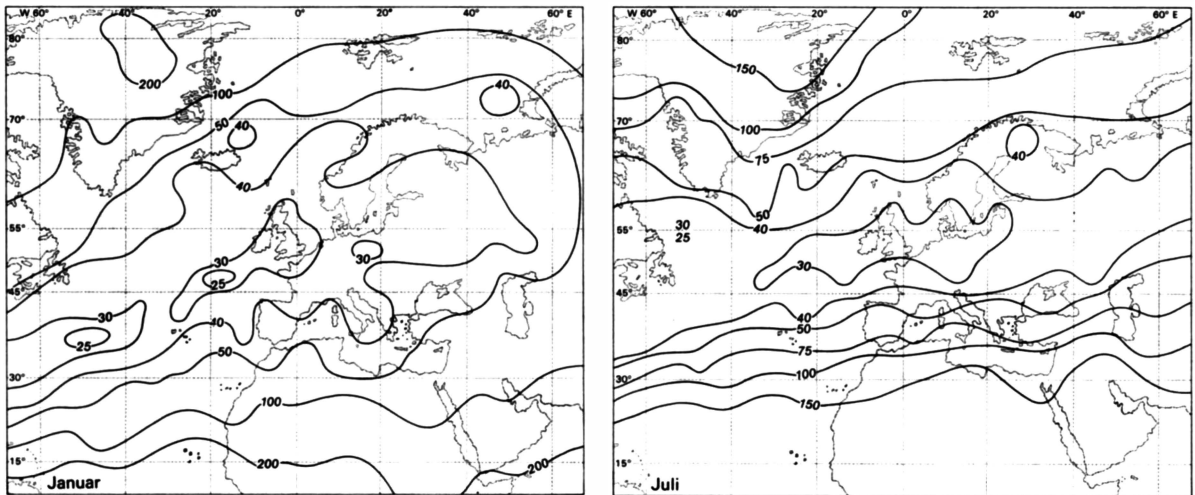


Abb. 4: Variabilität der Fronthäufigkeit für Januar und Juli im Beobachtungszeitraum 1949–1978  
 Variability of frontal frequency for January and July during the observation period 1949–1978

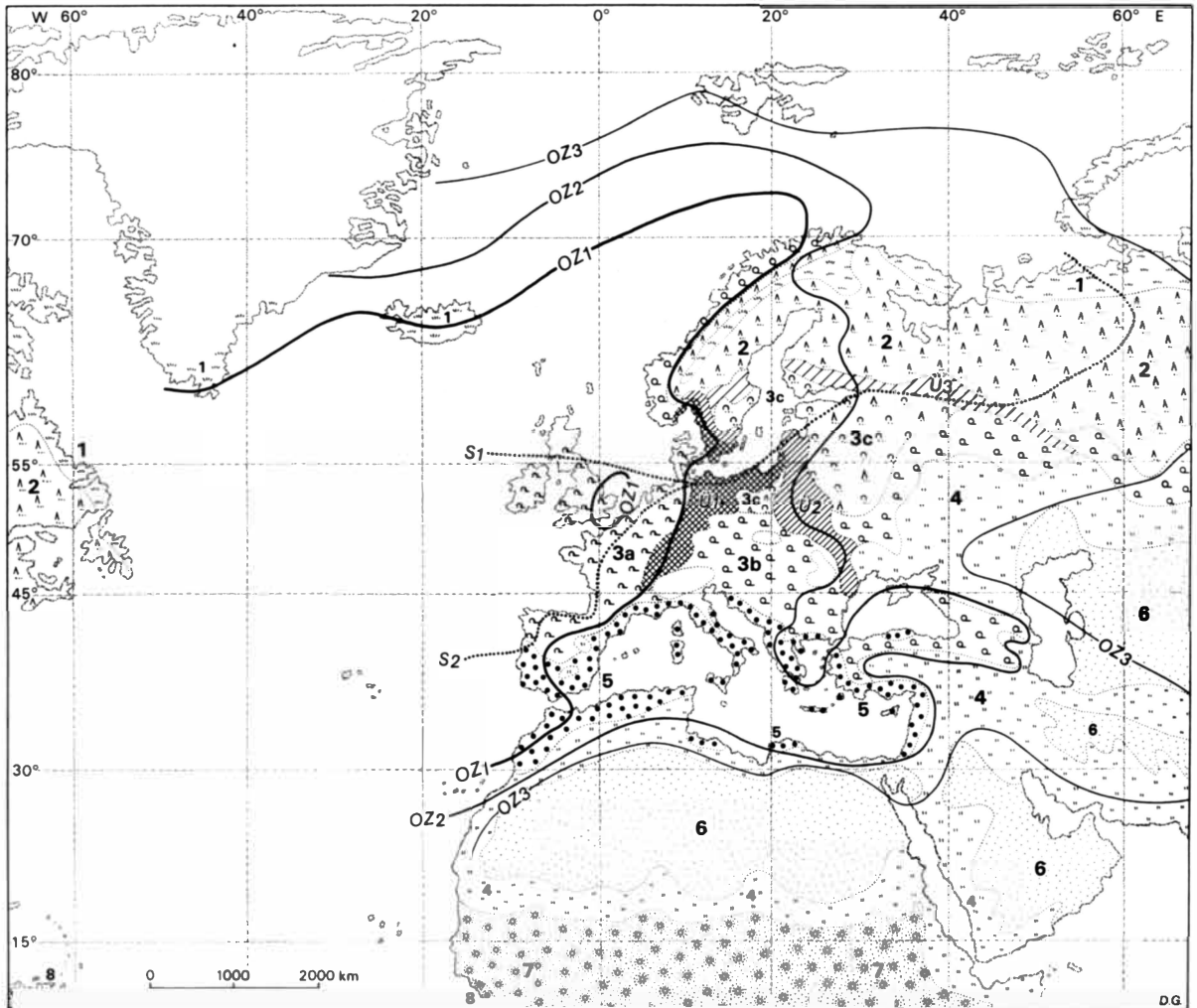
deutlich ausgeprägt sind, nicht sichtbar werden. Durch Bestimmung der Zonen maximaler Fronthäufigkeit für alle Einzeljahre und die Berechnung der Auftretshäufigkeit dieser Zonen pro Gitterquadrat, ist dieser Mangel zu beseitigen. Maximale Fronthäufigkeit liegt regional begrenzt in den Gitterquadraten vor, in welchen die Fronthäufigkeit gegenüber den angrenzenden Gitterquadraten maximale Werte annimmt. Diese Zonen maximaler Fronthäufigkeit fallen nach den Ausführungen des dritten Abschnittes dieser Arbeit, soweit sie in der Zone der polaren Westwinde auftreten, mit Luftmassengrenzen zusammen.

Für den Monat Januar zeigt Abb. 5a im nördlichen Atlantik eine diskontinuierlich verlaufende Zone, in der maximale Fronthäufigkeit in 30–50% aller berücksichtigten Jahre zu beobachten ist. Da kontinental bzw. maritim arktische und maritim polare Luftmassen in die hier ablaufenden frontalen Prozesse involviert sind, kann die Zone als atlantische Arktikfront bezeichnet werden. In südlicher Richtung folgt die atlantische Polarfront, in der in 30–50%iger Häufigkeit maritim polare und maritim tropische bzw. feucht gemäßigte (M) Luftmassen in Wechselwirkung treten. Ebenfalls in 30–50%iger Häufigkeit werden maritim subtropische bzw. kontinental polare Luftmassen im Bereich der mediterranen Polarfront getrennt, die vom westlichen Mittelmeer bis zum Kaspischen Meer reicht. Von besonderem Interesse ist die Luftmassengrenze zwischen der feucht-gemäßigten Luft und der kontinental-polaren Luft, die in 30–50%iger Häufigkeit von Schweden zum Schwarzen Meer streicht und die atlantische mit der mediterranen Polarfront im Bodenniveau verbindet.

Das Fehlen dieser Luftmassengrenze im Juli (Abb. 5b) steht mit der Wirksamkeit des europäischen Sommermonsuns in ursächlicher Beziehung. Die mediter-

rane Polarfront findet im Sommer in der nördlich der Alpen verlaufenden europäischen Polarfront ihr Pendant. Eine Verbindung zwischen der europäischen und der im Sommer um etwa 5–10° Breite polwärts verlagerten atlantischen Polarfront besteht nunmehr im östlichen Frankreich und in 50°E Länge. Hier konvergieren nicht nur europäische und atlantische Polarfront, sondern auch die im Sommer sehr schwach ausgebildete atlantische Arktikfront.

In Abb. 6 sind die natürlichen Vegetationszonen ohne Berücksichtigung edaphischer oder anthropogen bedingter Veränderungen vereinfacht dargestellt (BROCKMANN-JEROSCH, 1951; STRAHLER, 1969; WALTER, 1970; SCHMITHÜSEN, 1976). Nach TROLL (1925) erfolgte eine Untergliederung der Zone sommergrüner Wälder in eine *Ilex*- (Stechpalmen-), *Fagus*- (Rotbuchen-) und *Quercus*-region (Stüleichenregion), die in guter Näherung die Areale der ökologisch zu begründenden euatlantischen, subatlantischen und euryzeanischen Untergruppen in der atlantisch-mediterranen ökologischen Gruppe repräsentieren. In den mit  $\bar{U}_1$ – $\bar{U}_3$  bezeichneten Arealen ist eine Bündelung der jeweiligen Ostgrenzen der Arten zu beobachten, die der euzoanischen, subozeanischen und euryzeanischen ökologischen Untergruppe nach TROLL (1925) zuzuordnen sind.  $\bar{U}_1$  und  $\bar{U}_2$  fallen recht genau mit den Abstufungen der Ozeanität  $Oz_1$  und  $Oz_2$  nach MEUSEL (et al., 1965) zusammen. Zugleich zeigt die Ozeanitätsabstufung einen engen räumlichen Bezug zur mittleren Fronthäufigkeit im Januar und Juli (Abb. 3). So stößt dort  $Oz_2$  und  $Oz_3$  besonders weit in den Kontinent vor, wo maximale Fronthäufigkeiten zu belegen sind. Die mit wachsender Kontinentalität einhergehende Verkürzung der Vegetationsperiode wird also im Mittel wesentlich durch die Zirkulationsbedingungen im europäisch-atlantischen Sektor bestimmt.



nen tai-polaren Luftmassen zusammen. Während  $U_1$  und  $U_2$  nahezu meridional verlaufen, streicht  $U_3$  in NW-SE Richtung.

Durch diese Richtungsänderung der Übergangszonen konvergieren diese drei durch Arealgrenzbündelungen hervortretenden Räume im südlichen Skandinavien, was von TROLL (1925) auf die überlagerte Wirksamkeit von küstenparallel abnehmender Ozeanität und der breitenabhängigen Erwärmung zurückgeführt wurde. Von klimagenetischer Seite kann hinzugefügt werden, daß auch die Frontalzonen als charakteristische Luftmassengrenzen im skandinavischen Raum konvergieren (Abb. 5a und 5b). Die mit wachsender Ozeanferne zunehmende Zonalität im Verlauf der Linien gleicher Ozeanitätsintensität, die diese Konvergenz ermöglicht, wird erstrangig durch die Zirkulationsstruktur der atmosphärischen Zirkulation im europäisch-atlantischen Sektor bestimmt. Eine starke, zonal orientierte polare Westströmung wird demnach den ozeanischen Einfluß tiefer in den Kontinent eindringen lassen, als eine abgeschwächte Westströmung mit starker Meridionalkomponente.

wäche von der Zone der sommergrünen Wälder scheidet.

Abb. 6 zeigt nach TROLL (1925) die Südbegrenzung des Areals der atlantisch-subarktischen ökologischen Gruppe. Die Arten der euozeanischen Untergruppe dringen sehr genau bis zur mittleren Lage der polaren Frontalzone im Juli (Abb. 3) vor. Die subozeanische Untergruppe reicht weiter südwärts, bleibt aber deutlich auf den Bereich begrenzt, der nach Abb. 5b in den Sommermonaten durch hohe Häufigkeiten der Luftmassengrenze zwischen maritimer und gemäßigt-kontinentaler Luft gekennzeichnet ist.

Ähnlich folgt die Südgrenze der Tundra, die der arktischen Waldgrenze entspricht, recht genau der sommerlichen Lage der Arktikfront, die sich im nördlichen Skandinavien mit der atlantischen Polarfront eng verzahnt (Abb. 5b). Die Südgrenze der borealen Nadelwaldzone wird durch die winterliche Lage der atlantischen Polarfront näherungsweise nachgezeichnet, während der schmale Keil sommergrüner Laubwälder durch die sommerliche Lage der europäischen Polarfront nach Süden begrenzt ist.

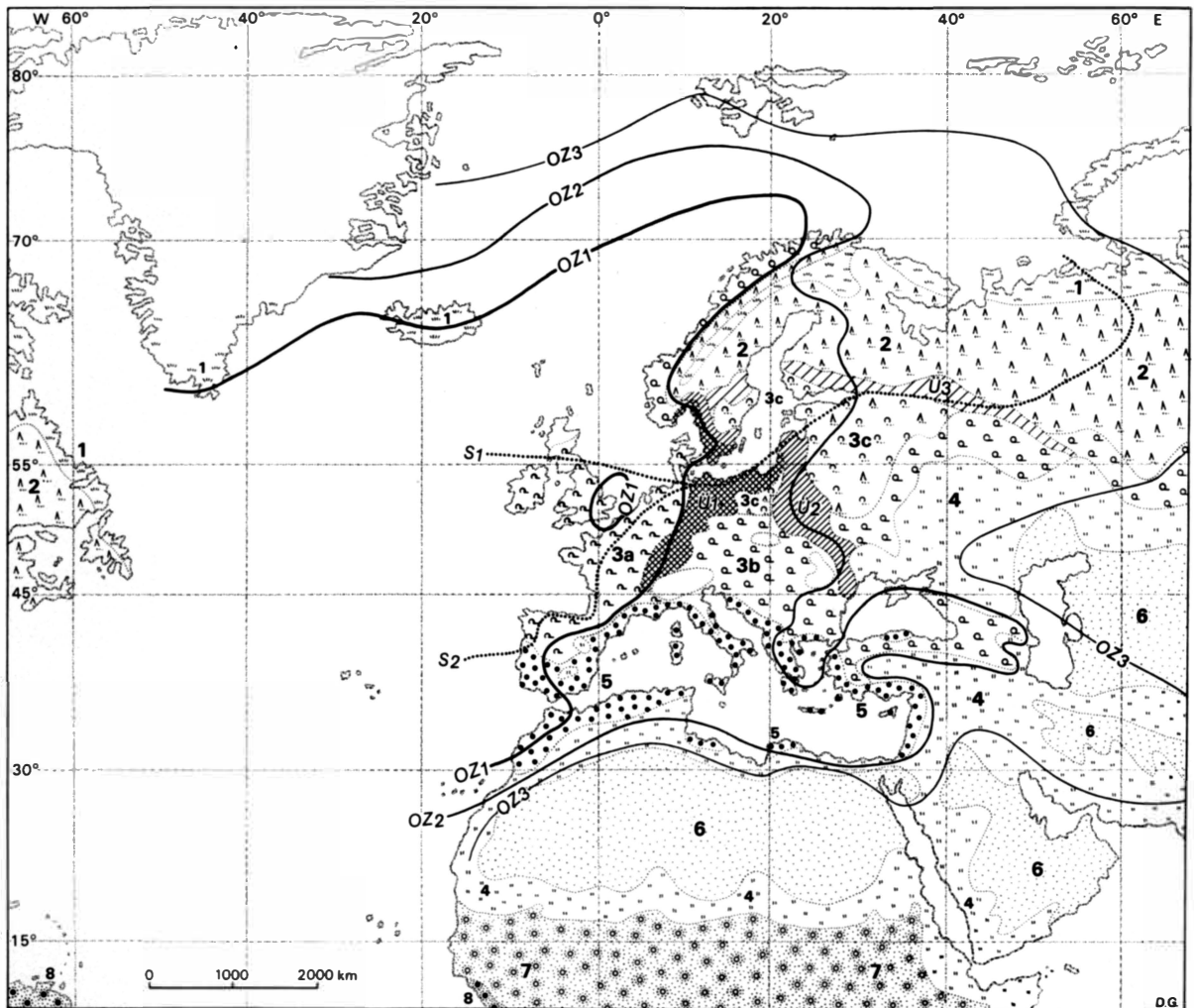


Abb. 6: Die natürlichen Vegetationszonen im europäisch-atlantischen Sektor (BROCKMANN-JEROSCH, 1951; STRAHLER, 1969; WALTER, 1970; SCHMITHÜSEN, 1976)

1 Tundra; 2 Borealer Nadelwald; 3 Sommergrüne Wälder, a Stechpalmenregion, b Rotbuchenregion, c Eichenregion; 4 Steppen, Grasland; 5 Hartlaubgewächse mit Winterregen; 6 Wüsten und Halbwüsten; 7 Regengrüner Regenwald; 8 Immergrüner Regenwald

Ü<sub>1</sub> Übergangszone Stechpalmen-Rotbuchenregion (TROLL, 1925); Ü<sub>2</sub> Übergangszone Rotbuchenregion-Stieleichenregion (TROLL, 1925); Ü<sub>3</sub> Übergangszone Stieleichen-Nadelwaldregion (TROLL, 1925); S<sub>1</sub> Südgrenze der Atlantisch-subarktischen Gruppe, euozeanische Untergruppe (TROLL, 1925); S<sub>2</sub> Südgrenze der Atlantisch-subarktischen Gruppe, subozeanische Untergruppe (TROLL, 1925); OZ<sub>1</sub>-OZ<sub>3</sub> Stufen der Ozeanität-Kontinentalität (MEUSEL et al., 1965)

The natural vegetation zones in the European-Atlantic sector (BROCKMANN-JEROSCH, 1951; STRAHLER, 1969; WALTER, 1970; SCHMITHÜSEN, 1976)

1 tundra; 2 boreal coniferous forest; 3 summer-green forest, a holly region, b common beech region, c oak region; 4 steppes, grassland; 5 leathery-leaved plants with winter rain; 6 deserts and semi-deserts; 7 rain-green rainforest; 8 evergreen rainforest

Ü<sub>1</sub> Transitional zone holly-common beech region (TROLL, 1925); Ü<sub>2</sub> Transitional zone common beech-*Quercus sessiliflora* (petrala) oak region (TROLL, 1925); Ü<sub>3</sub> Transitional zone *Quercus sessiliflora* (petrala) oak-coniferous forest region (TROLL, 1925); S<sub>1</sub> Southern boundary of the Atlantic-Subarctic group, euoceanic sub-group (TROLL, 1925); S<sub>2</sub> Southern boundary of the Atlantic-sub-Arctic group, sub-oceanic sub-group (TROLL, 1925); OZ<sub>1</sub>-OZ<sub>3</sub> Stages of oceanicity-continentality (MEUSEL et al., 1965)

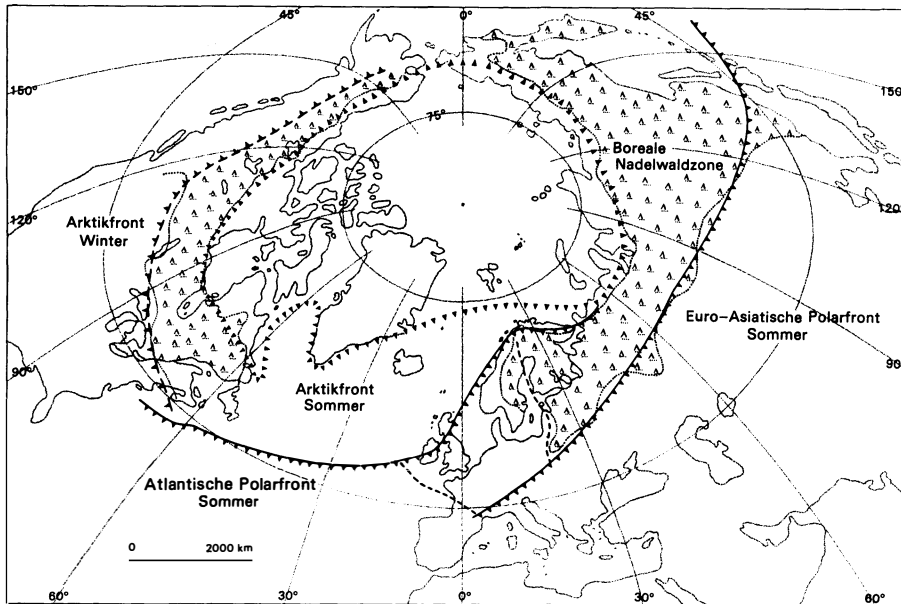


Abb. 7: Nordhemisphärische Verteilung des borealen Nadelwaldes in ihrer Beziehung zu den Luftmassengrenzen (BRYSON, 1966; KREBS und BARRY, 1973; REED, 1960; YOSHIMURA, 1967)

Northern hemispheric distribution of boreal coniferous forest in its relation to the air-mass boundaries (BRYSON, 1966; KREBS and BARRY, 1973; REED, 1960; YOSHIMURA, 1967)

In Abb. 7 ist die nordhemisphärische Verbreitung des borealen Nadelwaldes aufgetragen. Soweit globale Auszählungen zur Fronthäufigkeit bzw. zum Verlauf der wesentlichen Luftmassengrenzen vorliegen (REED, 1960; YOSHIMURA, 1967; 1968) wird der Verlauf der arktischen Waldgrenze, von orographisch und edaphisch bedingten Besonderheiten abgesehen, durch den Verlauf der sommerlichen Lage der Arktikfront recht genau markiert (BRYSON, 1966, KREBS und BARRY, 1973). Die Südbegrenzung der borealen Nadelwaldzone wird in Nordamerika durch die winterliche Lage der Arktikfront, gleichzeitig aber auch näherungsweise durch den Verlauf der sommerlichen Polarfront gekennzeichnet. In Europa und Asien folgt die Südbegrenzung des borealen Nadelwaldes sehr genau der sommerlichen Lage der euroasiatischen Polarfront (Abb. 7).

Auch die Verbreitung des Dauerfrostbodens (WATTS, 1971; BLACK, 1954) folgt näherungsweise dem Grenzverlauf der sommerlichen Arktikfront und sommerlichen Polarfront. Der Bereich mit regelmäßigen Dauerfrostböden liegt polwärts der sommerlichen Position der Arktikfront, die Grenze des sporadischen Auftretens von Dauerfrost polwärts der sommerlichen Lage der Polarfront.

Die aufgezeigten Zusammenhänge zwischen den Luftmassengrenzverläufen und den Vegetationszonen zeigen, daß z. B. das Tundrenklima nicht nur durch die Ausprägung bestimmter Klimatelemente zu charakterisieren ist, sondern gleichermaßen als Raum definiert werden kann, in dem während des ganzen Jahres ein deutliches Vorherrschen arktischer Luftmassen nach-

weisbar ist. Die arktische Waldgrenze als Wärmemangelgrenze, oft durch die 10°C Isotherme des wärmsten Monats gekennzeichnet (BUDYKO, 1974), erhält auf diese Weise eine genetische Erklärung.

Während die Mehrzahl der effektiven Klimagliederungen die Abgrenzung der Klimaregionen am Grenzverlauf der biotischen Zonen orientiert, kann auf der Basis der jahreszeitlichen Luftmassendynamik die Begrenzung der Vegetation selbst begründet werden. Zirkelschlüsse werden dadurch vermieden.

Während die Nord-Südbegrenzung des borealen Nadelwaldes deutlich mit dem sommerlichen Verlauf der Arktikfront bzw. der sommerlichen Position der Polarfront übereinstimmt, sind die Zusammenhänge für die Trockengrenzen der Vegetation weniger deutlich ausgebildet. LARSEN (1972) konnte zeigen, daß auch in der borealen Nadelwaldzone die Vegetationszusammensetzung in Abhängigkeit zu den Auftretshäufigkeiten der entscheidenden Luftmassen eine signifikante Änderung erfährt, die sich relativ kontinuierlich vollzieht. Solche mehr oder weniger kontinuierlichen Änderungen der Vegetationszusammensetzung, die sich durch breite Übergangsbereiche zwischen den Vegetationszonen ausdrücken, können durch Schwellenwerte der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Luftmassengrenzen gekennzeichnet werden. Dies gilt besonders für die Änderungen in der Vegetationszusammensetzung, die durch Feuchtemangel bedingt sind, wie u. a. am Beispiel der Südbegrenzung des Laubwaldstreifens sichtbar wird, der allmählich in die Steppegebiete Rußlands überleitet.



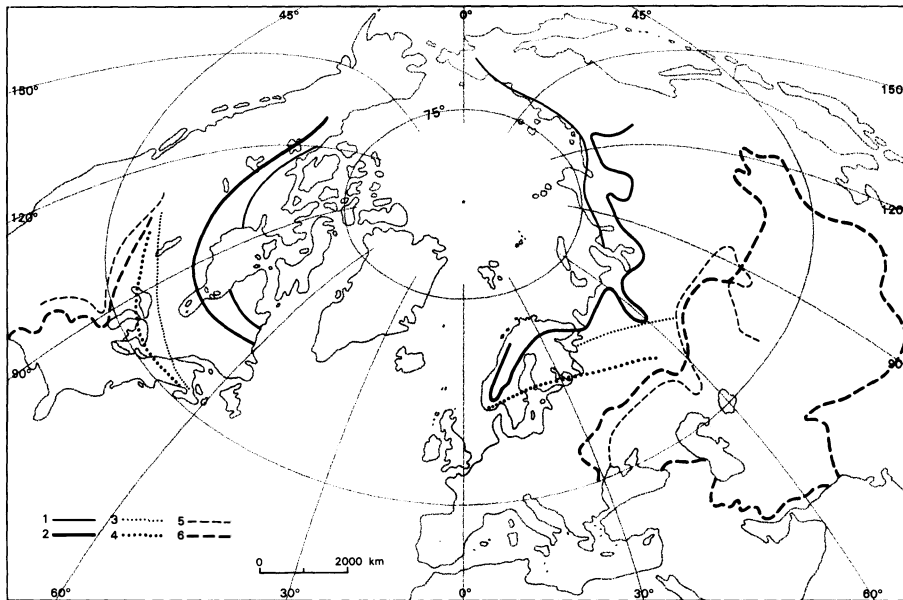


Abb. 8: Heutiger und historischer Verlauf einiger Vegetationsgrenzen auf der Nordhemisphäre nach NEJSTADT (1957), BRYSON et al. (1965), NICHOLS (1957), FRENZEL (1966, 1967) und einer Darstellung von LAMB (1977)

1 Arktische Waldgrenze 2000 B. C.; 2 heute; 3 Grenze zwischen sommergrünem Laubwald und borealem Nadelwald 2000 B. C.; 4 heute; 5 Grenze zwischen Wald- und Steppen/Grasland 2000 B. C.; 6 heute

Present and historical course of some vegetation limits in the northern hemisphere according to NEJSTADT (1957), BRYSON et al. (1965), NICHOLS (1957), FRENZEL (1966, 1967) and a presentation by LAMB (1977)

Arctic forest limit (1) 2000 B. C., (2) present; Border between summer-green deciduous forest and boreal coniferous forest (3) 2000 B. C., (4) present; Border between forest- and steppe/grassland (5) 2000 B. C., (6) present

### 5. Folgerungen für die Vorzeitklimata

Der enge Zusammenhang zwischen dem Verlauf wichtiger Wärmemangel- und Trockengrenzen der Vegetation und den Hauptluftmassengrenzen gestattet Folgerungen auf die Zirkulationsbedingungen vergangener Epochen. In Abb. 8 ist der Verlauf der arktischen Waldgrenze für die Jetztzeit und für 2000 vor Christi Geburt angegeben (NEJSTADT, 1957; BRYSON et al., 1965; NICHOLS, 1957; LAMB, 1977). Die Grenzverlaufsrekonstruktion zeigt, daß die sommerliche Arktikfront um 500–700 km in den letzten 4000 Jahren südwärts gewandert ist. Gleichzeitig ist die Ostgrenze des gemischten Eichenwaldes (Abb. 8) um fast 1000 km nach Westen verlagert worden (FRENZEL, 1966; 1967; LAMB, 1977). Das entspricht einer SW-Verlagerung der winterlichen Position der atlantischen Polarfront in gleicher Größenordnung, die durch eine Intensitätsabnahme der Zirkulation seit 4000 v. h. zu begründen ist. Die Steppen-Graslandgrenze in weiten Teilen Rußlands (Abb. 8) verlagerte sich gleichzeitig weiter nach Norden, was für eine Abnahme der Feuchtezufuhr in den europäischen Kontinent von 4000 v. h. bis zur Jetztzeit spricht. Diese läßt sich gut durch die oben hergeleitete Intensitätsabnahme der nordhemisphärischen Zirkulationsintensität begründen.

Die in dieser Arbeit zusammengestellten Belege für Zusammenhänge zwischen den Luftmassengrenzen und den Grenzen wichtiger Vegetationsformationen zeigen Möglichkeiten und Grenzen einer klimagenetischen Deutung der klimaökologisch begründbaren Vegetationszonierung auf und erschließen damit Verfahren zur mittelbaren Herleitung der vorzeitlichen Zirkulationsstruktur aus den räumlichen Anordnungen pollenanalytischer Befunde.

### Literatur

- BLACK, R. F.: Permafrost, a review. Bull. Geolog. Soc. Am. Vol. 65, 1954, p. 839–856.
- BROCKMANN-JEROSCH, H.: Vegetation of the earth. Wandkarte, Justus Perthes, Gotha, 1951.
- BRYSON, A. R.: Air masses, streamlines, and the boreal forest. Geogr. Bull. Voll. 8/3, 1966, p. 228–269.
- BRYSON, A. R.; IRVING, W. N.; LARSON, J. A.: Radio carbon and soil evidence of former forest in the southern canadian tundra. Science Vol. 147, 1965, p. 46–48.
- BUDYKO, M. I.: Climate and life. Acad. Press, New York, London, 1974, pp. 507.
- ERIKSEN, W.: Die Häufigkeit meteorologischer Fronten über Europa und ihre Bedeutung für die klimatische Gliederung des Kontinents. Erdkunde Vol. 25, 1971, p. 163–178.



- FRENZEL, B.: Climatic change in the Atlantic/Sub-Boreal transition. p. 99–123. in: World Climate 8000–0 B.C. Proc. Inter Conf., Roy. Met. Soc., 1966, pp. 229.
- : Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig, Vieweg. Die Wissenschaft, Bd. 129, 1967, pp. 296.
- HESS, P.; BREZOWSKY, H.: Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des deutsch. Wetterdienstes Nr. 113, Bd. 15, Offenbach, 1969, pp. 56.
- KREBS, J. S.; BARRY, R. G.: The arctic front and the tundra-taiga boundary in Eurasia. Geogr. Rev. Vol. 60/4, 1973, p. 548–554.
- LAMB, H. H.: Climate: Present, past and future Vol. 2, Methuen, London, 1977, pp. 835.
- LARSEN, J. A.: Vegetational relationships with air mass frequencies: Boreal forest and tundra. Arctic Vol. 24/3, 1972, p. 177–194.
- MALBERG, H.: Mittlere jahreszeitl. Bewölkungsverteilung und Häufigkeit von heiterem, wolkigem und stark bewölktem Wetter im europäisch-atlantischen Bereich nach Satellitenaufnahmen. Meteorol. Rdsch. Vol. 26, 1973, p. 187–192.
- MEUSEL, H.; JÄGER, E.; WEINERT, E.: Vergleichende Chorologie der zentraleuropäischen Flora. Jena, 1965.
- NICHOLS, H.: Central canadian palynology and its relevance to northwestern Europe in the late Quaternary period. Rev. of Palaeobot. and Palynol. Vol. 3, 1967, p. 231–243. Amsterdam.
- NEJSTADT, M. I.: History of the forests of the Soviet Union in the Holocene. Moscow, Izdat. Akad. Nauk. 1957 (in russ.).
- PALMÉN, E. NEWTON, C. W.: Atmospheric circulation systems. Acad. Press, New York, London, 1969.
- REED, R. J.: Principal frontal zones of the northern hemisphere in winter and summer. Bull. Am. Met. Soc. Vol. 41, 1960, p. 591–598.
- SCHERHAG, R.: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin, Göttingen, Heidelberg, 1948.
- SCHMITHÜSEN, J.: Atlas zur Biogeographie. B.I. Hochschulatlanten, No. 303, Saarbrücken, 1976.
- STRAHLER, N. A.: Physical Geography. 4th Ed., New York, London, Toronto, 1969.
- TROLL, C.: Ozeanische Züge im Pflanzenkleid Mitteleuropas. in: Festgabe E. v. Drygalski zum 60. Geburtstag, München und Berlin, 1925, p. 307–335.
- WALTER, H.: Vegetationszonen und Klima. UTB-Ulmer, Stuttgart, 1970.
- WATTS, D.: Principles of Biogeography. New York, Mc Graw-Hill Book Comp., 1971, pp. 401.
- YOSHIMURA, M.: Annual change in frontal zones in the northern hemisphere. Geogr. Rev. of Japan Vol. 40, 1967, p. 393–408.
- : Annual changes in frontal zones in the northern hemisphere. Japanese Progress in Climatology, 1968, p. 69–74.

*Danksagung:*

Für kritische Hinweise danke ich Herrn Prof. Dr. Kessler und Herrn Prof. Dr. Eriksen. Herrn Prof. Dr. Lauer schulde ich besonderen Dank für einige überaus fruchtbare Diskussionsgespräche, die zu einer teilweisen Neufassung des 4. Abschnittes führten.

## HUMIDITÄT UND KULTURPFLANZEN – EIN VERSUCH ZUR PARALLELISIERUNG VON FEUCHTEZONEN UND OPTIMALEN STANDORTEN AUSGEWÄHLTER KULTURPFLANZEN IN DEN TROPEN

Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen

WOLFGANG SCHMIEDECKEN

*Summary:* Humidity and cultivated plants – an attempt at parallelizing zones of humidity and optimal locations of selected cultivated plants in the tropics

Observations of water budget provide the potential (pLV) and the actual (aLV) regional evaporation, with the quotient of both of them (aLV/pLV) – in conformity with the subject matter – indicating the aridity limit at 1.0. The differentiation as to totally arid, semi-arid, semi-humid and totally humid months, the duration of the humidity situation of the time and the collation in a four figure reference number permit the setting up of an uninterrupted model of up to 455 different humidity zones.

In the case of sorghum and groundnut, two tropical cultivated plants, it is shown that the values which were found for the actual evaporation of the region are to be parallelized with those of the transpiration of the plants in question. The conversion of these results to the aLV/pLV quotients and thus to the humidity zones leads to an unambiguous

correlation, which in turn permits the definition of optimal potential areas of cultivation.

Verfolgt man die klimatologische Literatur der letzten 30 Jahre, so wird man mit einer gewissen Regelmäßigkeit auf Arbeiten zum Humiditätsproblem stoßen. Manch einer mag sich dabei gefragt haben, worin denn eigentlich der Reiz liegt, dieses Thema immer wieder aufzugreifen und neu anzugehen. Zwei Ursachen scheinen mir hierfür wesentlich. Die erste liegt in der Erkenntnis begründet, daß in weiten Teilen unserer Erde, insbesondere in den Tropen und Subtropen, die hygrischen Bedingungen – und diese sind nicht allein durch die Niederschlagsmenge gegeben, sondern ergeben sich aus dem Wechselspiel zwischen Wasserangebot und Wassernachfrage – bestimmend sind