

KLIMAZONEN UND VEGETATIONSGÜRTEL IN TROPISCHEN UND SUBTROPISCHEN GEBIRGEN

K. Schneider-Carius

Die vertikale Anordnung der Vegetationsgürtel auf der Erde ist bedingt durch den Einfluß des Lichtes und der Luft des Gebirges; letztere wirkt nicht allein durch die mehr oder weniger herabgesetzte Temperatur, sondern mindestens ebenso stark durch die oft sehr wechselhaften Zustände in der relativen Feuchte mit der weiten Skala zwischen vollständiger Sättigung, also der Nebel- und Wolkenbildung, und wüstenhafter Trockenheit, die den verdunstungsfördernden Einfluß des Windes noch erheblich steigern kann. Diese Verhältnisse lassen sich besonders eindrucksvoll an den Vegetationsgürteln tropischer Gebirge veranschaulichen.

Aus naheliegenden Gründen sollen nur einzelne ganz besonders kennzeichnende Fälle herausgegriffen werden, wobei die Auswahl sich in erster Linie danach bestimmte, welche Literatur unter den gegenwärtigen Verhältnissen zugänglich war. Es bleibt somit durchaus dahingestellt, ob nicht noch bessere Beispiele gefunden werden könnten. Die zahlreichen Stichproben, die für andere Gegenden vorgenommen wurden, bestätigen die hier vorgetragenen Anschauungen in jeder Hinsicht, so daß die Allgemeingültigkeit gesichert ist. Als erstes Beispiel behandeln wir den Kilimandscharo, bei dem die Beziehungen zwischen Klimazonen, Vegetationsgürteln und Schichtung der umgebenden freien Atmosphäre sich besonders einfach und eindeutig erweisen.

I. Die Vegetationsgürtel am Kilimandscharo

1. Die Verteilung der Vegetation in diesem tropischen Gebirge und ihre Beziehung zum Klima ist an mehreren leicht zugänglichen Stellen treffend geschildert worden; wir erwähnen die Untersuchungen von *H. Meyer*¹⁾ 2) und *G. Volkens*³⁾ und besonders *F. Klute*⁴⁾.

a) Die Vegetationsgürtel der Südflanke

Der Kilimandscharo erhebt sich aus einer Aufschüttungsebene, die von 750 m Meereshöhe langsam und kaum merklich bis auf 900 bis 1000 m ansteigt. Diesen Fuß des Gebirges bis etwa 1000 m bedeckt die Grasflur, ein unbebautes und unbewohntes Land. Die Formen sind recht mannigfaltig, reine Grasfluren wechseln mit echter Steppe, besonders auf ehemaligen Sumpf- und Seeböden, ab. Daneben treten auch

lichte Baumbestände, also Savannen auf, ferner Galeriewälder an größeren Flüssen und dazu in einigen Depressionen echte Oasen. Diese Grasflur liegt gewöhnlich außerhalb der später noch zu erwähnenden Wolkenhaube des Gebirges. Die Temperaturen können sehr stark ansteigen. In der Regenzeit hat man einen häufigen Wechsel zwischen Regen und Sonnenschein, zuweilen aber auch länger anhaltende Regenfälle. Aber auch in der Trockenzeit treten vereinzelte, dann aber meist sehr wenig ergiebige Regenfälle auf. Als Wasserquelle wichtig ist aber die außergewöhnlich starke Taubildung. In etwa 1000 m Höhe beginnt der Wald in einem allmählichen Übergang aus der baumbestandenen Grasflur durch das Zusammenrücken der Bäume und der damit verbundenen Bildung eines Kronendaches, wodurch das Unterholz aus Steppensträuchern verschwindet und dafür teils Jungholz, teils dunkelgrünes niedriges Gebüsch und Kletterpflanzen auftreten. Infolge der Vermehrung der Feuchte tritt auch Humusbildung ein. Im untersten Teil des Waldes, in etwa 1000 bis 1250 m Höhe, handelt es sich um einen durch Menschenhand beeinflussten Mischwald, der aus dem Regenwald durch Lichten (Abbrennen und Abholzen) entstanden ist.

Daß es hier dicht über der Grasflur zu einer Waldbildung kommt, setzt eine Feuchteanreicherung voraus, die mit einer starken, zu allen Jahreszeiten auftretenden Wolkenbildung in Verbindung gebracht werden muß. Man kann immer damit rechnen, daß um die Mittagszeit mehr als die Hälfte des Himmels mit Wolken bedeckt ist; ja es kann sogar mit häufiger Nebelbildung gerechnet werden, „so daß der untere Rand dieser Wolkenglocke, die während eines großen Teiles des Jahres über dem Berge lagert, mit dem unteren Rande des Mischwaldes zusammenfällt.“ (*Volkens*)

Der sich daran anschließende Gürtel des Kulturlandes (1250 m bis 1700—1800 m) steht ebenfalls wesentlich unter dem Einfluß der besonders zur Zeit des SW-Monsuns (März bis Oktober) auftretenden starken Bewölkung. „Wochenlang kann sich ein Reisender in den Monaten März bis August in der Kulturregion aufhalten und wird keine Ahnung davon bekommen, daß hinter der gleichförmigen grauen Wand, die er vom Walde aufwärts ausgespannt sieht, sich der hehre Anblick zweier Schneegipfel verbirgt. Gelegentlich schon im September, dann aber besonders in

den Monaten Dezember und Januar genießt man das herrliche Schauspiel Tag für Tag, freilich auch nur in den Früh- und Abendstunden, sehr selten einmal bis gegen Mittag hin. Gewöhnlich legt sich um 8 oder 9 Uhr eine schmale Wolkenbank in Höhe von 3000—3500 m quer über den Berg, wird zusehends breiter, d. h. höher, bis die Gipfel dahinter verschwunden sind. Zum Abend löst sich die Bank wieder auf.“ (*Volgens*). Der eigentliche Gürtelwald liegt zwischen 1800 bis 1900 m und 2600 bis 3000 m. In ihm steigen die Temperaturen selten über 20°, nachts sinken sie auf 4—5°, im Juni und Juli vielleicht auf 0°. Von März bis Dezember herrscht Überfluß an Wasser, die Luft ist unterhalb der Baumkronen mit Wasserdampf gesättigt. Auch wenn es nicht regnet, sind Kräuter und Stauden von niederschlagenen oder ausgeschiedenen Tropfen bedeckt. Dieser Gürtelwald wird daher gelegentlich als Regenwald und in seinem oberen Teil gerne als Nebelwald gekennzeichnet. Der Wald besteht vom Boden ab aus einer kompakten Blätterfülle, die jeden weiteren Durchblick verwehrt, auch alle Zweige und Stämme fast völlig verdeckt. Alle Holzpflanzen sind dicht mit kryptogamischen Epiphyten bedeckt; jeder Baum erscheint als ein kleiner botanischer Garten für sich. Die Bäume, in ihrer Mehrzahl spezifisch tropische, sind hier an der Grenze ihrer Verbreitung. An der oberen Grenze wird der Gürtelwald lichter, zwischen den dünnbesetzten dicken Stämmen wird eine weite Durchsicht möglich. Schroff ist der Übergang aus dem Schatten der Baumkronen auf die sonnigen Bergwiesen. Die obere Grenze des geschlossenen Waldes ist nicht nur klimatisch, sondern auch durch die Geländegestaltung bedingt. Der Wald endet dort, wo die Neigung des Geländes geringer wird. Auf ebenen Flächen finden sich Wiesen, auf den stark geneigten Hängen Wald. In den Schluchten erstrecken sich die Baumbestände ohne Unterbrechung noch 200 bis 300 m höher. Verstreut liegen auch noch einige Waldparzellen oberhalb des geschlossenen Waldgürtels. Frost infolge der starken nächtlichen Ausstrahlung, übermäßige Transpirationen infolge der hohen Tagesinsolation und endlich die gewaltigen Stürme, die die Gipfel des Schneeberges umbrausen, setzen der Vegetation der Holzgewächse im geschlossenen Bestande ein Ziel. Der starke Wind und die kräftige Insolation fördern beide die Verdunstung. Daher bildet sich nach *Volgens* um die Waldparzellen wie eine schützende Mauer ein Saum xerophytischer, der Trockenheit angepaßter Holzgewächse (darunter *Erica arborea*). Lichtungen im Walde sind künstlich, wo diese aber geschlagen werden, da ändert sich das Vegetationsbild. Alle Schattenpflanzen verschwinden, der Busch tritt an die Stelle des Waldes. Darum ist auch der Wald an seiner

unteren Grenze wie mit dem Messer abgeschnitten. Wo der Wald gefallen ist, tritt Busch auf; in Ostafrika ist Selbstaufforstung ausgeschlossen, er kann sich nicht selbständig regenerieren.

Der Gürtel der Bergwiesen und der anschließenden Flechtenzone, die den Berg oberhalb des Gürtelwaldes einnehmen, haben den Charakter einer Steppenflora, wir haben also oberhalb von 2500—3000 m wiederum einen Grasflur-Gürtel — in der Bezeichnungsweise der Ökologie — wie wir ihn unterhalb des Gürtels der Wälder am Fuße des Berges angetroffen haben, also 2000—3000 m tiefer. Haben wir am Fuße des Berges einen langperiodischen Wechsel zwischen Regenzeit und infolgedessen eine xerophytische Flora, so haben wir in dem oberen Grasflurgürtel oberhalb von 3000 m ein Gebiet mit häufigem Wechsel in Temperatur und Feuchte, und zwar nicht nur in der Tagesperiode Wechsel zwischen Frost und hoher Lufttemperatur infolge der Sonneneinstrahlung und einer entsprechenden Schwankung in der relativen Feuchte, sondern vor allem auch einen starken unperiodischen Wechsel. Denn Wolken und Nebel sind in dauernder Bewegung, sie kommen und gehen den Tag über in ständigem Wechsel — und zwar vornehmlich zur Regenzeit. Je nachdem, ob Sonnenschein oder Wolken vorhanden sind, ändern sich sprunghaft und plötzlich Temperatur und Feuchte. Diesen Beanspruchungen sind die hygrophilen Pflanzen des Gürtelwaldes nicht gewachsen. In dieser Klimazone können nur solche Pflanzen überdauern, die durch Zusammendrängen der Vegetationsorgane, Verkleinerung der transpirierenden Blattflächen und Bedeckung mit Wollhaaren sich gegen die übermäßige Verdunstung schützen können. Hitze und Kälte, Trockenheit und Feuchtigkeit der Luft und des Bodens können nur von den Xerophyten der oberen Grasflur ertragen werden.

Oberhalb von 4000 m liegt die Hochgebirgswüste, die ausgezeichnet ist durch eine große tägliche Temperaturschwankung, große relative Feuchte infolge der täglichen Wolkenbildung; geringe Niederschläge (unter 500 mm), aber starke Taubildung sind kennzeichnend. Die Winde sind sehr heftig, daher findet eine starke Verdunstung statt. In den höheren Regionen geht die Hochgebirgswüste in das Gebiet des ewigen Frostes über. Rein klimatisch ist natürlich ein großer Gegensatz zu den tropischen Wüsten der Niederung, aber der Landschaftscharakter ist durchaus ähnlich, so daß die Bezeichnung „Hochgebirgswüste“ voll gerechtfertigt ist. Es besteht nur ein ganz allmählicher Übergang vom Gebiet der alpinen Steppe zur Hochgebirgswüste und zum Gebiet des ewigen Schnees, so daß eine Trennung in Zonen oft schwer möglich ist. Der wüstenhafte Charakter ist weniger bestimmt

durch die Lufttemperatur als durch die Temperatur des Erdbodens (Gesteintemperatur), und zwar ist es die Schwankung der Temperatur, die in ihrer Folge ähnliche Wirkungen hat wie in der Wüste der Niederung. Dementsprechend findet sich hier eine typische Wüstenvegetation (Steinflechten). Blütenpflanzen verkümmern, weil das Höhenlicht das Wachstum hemmt; sie verdorren, weil sie in dem trockenen Boden nicht genug Wasser finden, das die übermäßige Verdunstung ausgleichen könnte, die durch Insolation, Feuchtegefälle, Luftverdünnung und Luftbewegung verursacht wird.

b) Die Vegetationsgürtel der Nordflanke

Trockenheit, noch größere Regenarmut als auf der Ostseite, charakterisiert die Nordflanke des Kilimandscharo, denn diese liegt im Regenschatten der feuchten südlichen Wände. Der Landschaftscharakter ist daher recht verschieden von dem der Südseite; es fehlen menschliche Siedlungen und daher auch das Kulturland. Aber außerordentlich überraschend ist es im Grunde genommen doch, daß trotz der Trockenheit der Urwaldgürtel auch hier vorhanden ist, so daß das ganze Gebiet ringförmig von einem Waldgürtel umgeben ist, nur ist der Urwaldgürtel im ganzen etwas schmaler geworden. Er setzt mit scharfer Grenze gegen die Steppe bei 1900 m ein, wobei die Buschzone zwischen Urwald und Steppe hier fehlt. Ohne jede Zwischenzone, nur allmählich baumreicher und dichter werdend, dehnt sich die graubraune, trockene Baumsteppe aus der weiten Nordebene bis an den unteren Urwaldrand aus. Der Wald wird ab 2200 m merklich feuchter und schattiger; sein Oberrand liegt bei 2300 m, woran sich eine dichte Farnzone bei 2500 m anschließt.

Nach oben folgt dann in gleicher Weise wie auf der Südflanke die alpine Steppe, die alpine Wüste und schließlich am Kibogipfel die Zone des ewigen Schnees.

2. Das Klima des Kilimandscharo

a) Allgemeines

Der Kilimandscharo liegt im tropischen Ostafrika, 3° südlich des Äquators und damit im Bereiche der Monsunströmungen, die von Vorderindien über den Indik hinweg bis nach Ostafrika wirken. Die jahreszeitlichen Monsunwinde kommen zur höchsten Entfaltung im Mittsommer bzw. Mittwinter, sie wechseln zu den Solstitien. Zu dieser Zeit, der Zeit des Sonnenhöchststandes am Äquator, haben wir daher wechselnde Winde und infolge der starken Sonnenbestrahlung eine weit hinaufreichende Erwärmung der Luftmassen mit einer hierdurch bedingten Auflockerung. Daher sind zu diesen

Zeiten, bzw. etwas verspätet die Hauptregenfälle zu erwarten, also ein Maximum der Niederschläge im April und November. In den Zwischenmonaten haben wir dagegen beständige Luftbewegung und ein Aufhören der Niederschläge. Der NE-Monsun des Nordwinters beginnt in diesem Gebiet Ostafrikas durchschnittlich Mitte November; er ist zunächst leicht und unbeständig, erreicht seine größte Stärke im Januar und verschwindet etwa Mitte März. In dieser Trockenzeit fallen nur ganz vereinzelt Regen. In der darauffolgenden Übergangszeit treten leichte östliche und später südöstliche Winde auf, bis etwa ab April südlicher Wind sich durchgesetzt hat. Dieser südliche Wind, der zwischen SE, SSW und W schwankt, ist der abgelenkte Südostpassat des Indischen Ozeans. Er bringt dem Lande die große Regenzeit von März bis Juni, anfänglich in Begleitung von Gewittern, die im Mai verschwinden; Juni bis September sind gewöhnlich gewitterfrei. Es ist lediglich eine Frage der Definition, ob dieser südliche Wind der großen Regenzeit, der zwischen einem SE und SW schwankt, als Passat- oder als Monsunströmung gekennzeichnet werden soll. Legt man Wert auf den Wechsel in der Richtung mit der Jahreszeit — und um diesen handelt es sich vornehmlich in der nachfolgenden Betrachtung —, so ist man eben infolge der deutlichen Ausprägung der jährlichen Periode durchaus berechtigt, von einem Monsun zu sprechen. Das Gegenstück zum NE-Monsun muß wieder ein Monsun sein, den man nach einer häufig auftretenden Windrichtung eben als SW-Monsun bezeichnet. Dies scheint sinnvoller zu sein, als das Gegenstück zum NE-Monsun einen Passat zu nennen. Passate sind nach unserer gewöhnlichen Begriffsbestimmung Winde, die durch eine auffallende Konstanz der Windrichtung ausgezeichnet sind. Dieses Kennzeichen trifft nun für den nord-sommerlichen S-Wind des tropischen Ostafrikas in keiner Weise zu; es ist seine Unstetigkeit in der Richtung geradezu ein Kennzeichen. Also ist es irreführend, den Ausdruck Passat zu gebrauchen. Dieser Wind trifft zwar als SE-Passat die Küste, er wird aber beim Überwehen des Festlandes soweit deformiert, daß er den Passatcharakter einbüßt und ein deutliches Gegenstück zum nordwinterlichen NE-Monsun darstellt. Der SW-Monsun ist besonders in den ersten Monaten am kräftigsten, weht im allgemeinen heftiger als der NE-Monsun. Ihm folgt im August und namentlich im September eine Trockenzeit bei SW- und östlichen Winden.

Von Mitte Oktober bis Mitte Dezember beschließt die kleine Regenzeit bei südöstlichen bis nordöstlichen Winden den Kreislauf des Jahres.

Es herrscht also im April und Mai die große, im November die kleine Regenzeit, dazwischen

liegt je eine Trockenzeit von Dezember bis Februar, am kältesten am Ende der Regenzeit und am Anfang der Trockenzeit von Juni bis August.

Der trockene, warme NE-Monsun trifft die Nord- und Ostseite des Gebirges; die südlichen bis westlichen Winde der großen Regenzeit aber bringen Niederschläge der langen Südfront des Gebirges, während der Norden und Nordwesten im Regenschatten liegen. Die N- und NE-Flanke des Gebirges hat das Maximum des Niederschlages in der kleinen Regenzeit, die S- und SW-Seite das Maximum zur großen Regenzeit. So ist während der Trocken- und Regenzeit die Nordfront des Gebirges im Nachteil, die Südfront bevorzugt.

Die Regenzeiten der tiefen Gebirgsregionen sind auch die Zeiten der Schneefälle in den höheren Regionen. Am meisten Neuschnee fällt in der großen Regenzeit von März bis Juli, am wenigsten in der Trockenzeit von Dezember bis Februar, aber kein Monat ist ganz ohne Schnee. Dieser reicht auf der Südseite bis 3800 m herab und etwas darunter, aber wohl nie tiefer als 3500 m.

Im Gebirge, und zwar an den SE- und S-Hängen, zeigt sich in den Monaten Juni und August nochmals ein Anschwellen der Niederschlagsmenge, das in der Steppe ganz fehlt. Dieser Niederschlag tritt also ein, wenn der SE-Passat besonders kräftig entwickelt ist und weit ins Innere hineinwirkt, obwohl er dort in der Richtung oft auf SW abgelenkt erscheint. Wir haben in diesem Falle ein Ausregnen der feuchten vom Meere stammenden Luftmassen unmittelbar am Gebirge durch Aufstauen.

b) Die Verteilung der Niederschlagshöhen

Die jährliche Niederschlagsmenge, die in der Steppe im Mittel 500 mm nicht erreichen wird — eine für tropische Verhältnisse recht kleine Menge, die sich noch dazu auf zwei Regenzeiten verteilt, während die übrigen Monate nur sehr geringen oder kleinen Niederschlag haben —, steigt mit der Annäherung an das Gebirge. Bei 700—800 m hat sie 500 mm schon überschritten, bei 1000 m liegt sie etwa bei 1 m, in 1500 m bei etwa 1½ m, um im Urwaldgebiet sicher über 2 m anzusteigen. Dieser Höchstwert des Niederschlages mit über 2000 mm dürfte auf der S-Seite zwischen 1800—2200 m Meereshöhe erreicht werden, während die trockene N-Seite nicht so hohe Werte erreicht. Darüber beginnt dann wieder eine Abnahme des Niederschlages, wahrscheinlich in einem schnelleren Maße, als die Zunahme erfolgte. In 2750 m wird die Jahressumme auf 600 mm geschätzt, über 3000 m fallen dann weniger als 500 mm. Die Zahlenwerte für die N-Seite sind nicht anzugeben. Es ist dagegen sicher,

daß die einzelnen Niederschlagsstufen das Gebirge nicht ringförmig umgeben. Die 2000-mm-Zone fehlt sicher, an der trockensten Stelle wird wahrscheinlich nicht einmal 1000 mm erreicht.

Es ist ferner wichtig zu wissen, daß die Niederschläge nach Menge und nach der zeitlichen Verteilung recht unregelmäßig sind, wie dies dem semi-ariden Charakter des Klimas des Gesamtgebietes (Ostafrika) entspricht. Wenn also der Gesamtfeuchtigkeit nach hier humide Zonen auftreten, so ist der Charakter der Niederschläge in ihnen doch mitbedingt durch den semi-ariden bis ariden Raum, der den Kilimandscharo umgibt.

Die von Klute⁴⁾ gezeichnete Karte des jährlichen Niederschlages vom Kilimandscharo und Meru stellt natürlich nur eine Schätzung dar. Die Isohyeten sind in Anlehnung an die Vegetationsgrenzen gezogen worden, ein Verfahren, das Zustimmung verdient, denn der Waldgürtel ist, wie später noch hervorgehoben wird, eine wesentliche Quelle des atmosphärischen Wassers, das er in kurzem Kreislauf wieder erhält. Somit dürfte die erwähnte Niederschlagskarte, wenn auch die absoluten Werte unsicher sind, die Verteilung als solche sicher genau wiedergeben.

Die Karte der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge bei Klute zeigt gewisse Abweichungen gegenüber der gleichen Karte, die Gillmann⁵⁾ entworfen hat. Bei der letzteren liegt das Maximum des Niederschlages auf der gesamten Nordflanke bis einschließlich der Nordwestflanke in der kleinen Regenzeit.

Kurz erörtert soll auch die Frage werden, ob ein merkbares Trockenwerden des Klimas festzustellen ist. Teale und Gillmann⁵⁾ verneinen dies nach der heutigen Kenntnis der Sachlage.

c) Das Klima des Urwaldgürtels

Der Urwald ist in seiner heutigen Ausdehnung zum wesentlichen Teil klimatisch bedingt. Doch sind es nicht allein die heutigen Klimabedingungen, denen er seine Existenz verdankt, sondern er ist z. T. ein Relikt aus der Eiszeit, der die Bedingungen für sein Weiterbestehen in sich trägt (Klute).

Der Urwald übt einen mäßigenden Einfluß auf alle klimatischen Schwankungen aus. Die Hauptursache hierfür ist der große Feuchtigkeitsgehalt und die damit verbundene stets vorhandene Wolkendecke, die einer intensiven Ein- und Ausstrahlung entgegenwirkt. Auch in den trockenen Monaten kann sich der Urwald diese Bedingungen selbst schaffen. In diesen Monaten reicht die Feuchtigkeit der herangeführten Luft nicht aus, um Wolken in Urwaldhöhe zu bilden. Dann liefert aber dieser durch Verdunstung das nötige Maß von Feuchtigkeit, so daß in seiner Höhe

doch Wolken entstehen. Oft wird beobachtet, daß auch an fast windstillen Tagen, an denen die Steppe wolkenlos ist, am Gebirge in Urwaldhöhe eine Wolkenbank liegt. An Tagen, an denen die Steppe eine Wolkendecke besitzt, liegt diese meist in gleicher Höhe wie die des Urwaldes. Die relative Feuchtigkeit der Luft beträgt deshalb im Urwald meist 100 % und sinkt nur selten auf 90 % herab. Ebenso ist die Temperatur keinen großen Schwankungen unterworfen. Die Temperaturabnahme mit der Höhe ist in der Urwaldzone geringer als darunter. Wie bereits früher hervorgehoben, wird die Zone des größten Niederschlages in den Urwaldgürtel fallen. Auch außerhalb der Regenzeit findet im Urwald ein Absetzen des Wolkenwassers statt. Die Feuchtigkeit der gesättigten Luft schlägt sich an allen Gegenständen nieder. Dieser schwer oder kaum zu messende Niederschlag auch in der Trockenzeit ist für das Bestehen des Waldes wichtiger als die großen Niederschläge in längeren Zeitabständen während der Regenzeit.

Dieses Auffangen des Wassers aus den treibenden Wolken ist vielfach als eine wichtige Quelle des für die Vegetation notwendigen Wassers erkannt und dargestellt worden. Wir erwähnen die Untersuchungen von *Marloth*⁶⁾ am Tafelberg bei Kapstadt. Das diesbezügliche von *Hann*⁷⁾ erstattete Referat enthält noch weitere Quellenangaben. Zu erwähnen sind ferner die Bemerkungen von *Cl. Abbe*⁸⁾, *Leonard*⁹⁾ und die neueren von *Phillips*¹⁰⁾.

d) Das Klima der alpinen Zone

Die Schneezufuhr erfolgt hauptsächlich zu den beiden Regenzeiten, während derer auch die unteren Regionen ihren Hauptniederschlag erhalten. Es kann angenommen werden, daß die örtliche Verteilung daher ähnlich ist, so daß zur großen Regenzeit die Südseite, zur kleinen Regenzeit die Nordseite den niederschlagsbringenden Winden zuerst ausgesetzt wird. Schneefall reicht bis 3500 m herab, große zusammenhängende Neuschneedecken treten auf bis etwa 3800 m. In den Trockenzeiten scheint die Verteilung der Schneefälle auf beiden Bergseiten ziemlich gleich zu sein. In den Regenzeiten fällt der Schnee meist flockig und naß; dagegen bestehen die gelegentlichen Schneefälle der Trockenzeit meist aus trockenem Körnerschnee.

Es ist wahrscheinlich, daß die Niederschläge, die oberhalb des Urwaldgürtels zunächst abnehmen, an den Hängen des Kibo und Mawenzi mit ihrem plötzlichen Steilanstieg nochmals eine Steigung erfahren. Das Maximum des Niederschlages am Berghang liegt in der kalten Jahreszeit eben tief, in der warmen hoch.

Die Schneegrenze, definiert als die mittlere Grenze in klimatisch orographischer Hinsicht,

liegt am Kibo im Norden wie im Osten etwa in 5750 m, im Süden in 5350 m, im Südwesten am tiefsten mit 5250 m und im Westen in 5330, um dann rasch nach Norden wieder anzusteigen; am Mawenzi scheint die Schneegrenze gerade etwas höher zu sein, als der Berg ist.

Die Ablation des Schnees erfolgt unter der Wirkung der starken Strahlung, wobei die Lufttemperatur noch unter 0° bleibt, der Schnee aber infolge der trockenen Luft rasch verdunstet. Die Schneegrenze liegt höher als die mittlere Jahrestemperatur von 0°. Der Abstand der unteren Grenze extremen Schneefalls von der Schneegrenze selbst ist in den Tropen gering, während der Abstand der oberen Waldgrenze von der Schneegrenze wesentlich beträchtlicher ist als in den Alpen. Damit wächst in den Tropen die Zone der Sträucher und des Schuttes. Zu beachten ist ferner, daß die Schneedecke hier keinerlei Schutz durch die Vegetation erfährt. Beachtlich ist ferner der große Unterschied von 500 m in der Schneegrenze auf den zwei gegenüberliegenden Seiten auf eine kurze Entfernung hin. Auf der SW-Seite ist der Schneefall ebenso wie der Niederschlag begünstigt, während andererseits die Ablation, die durch die Verdunstung in den trockenen Räumen stark gefördert wird, auf der Seite des trockenen Nordostpassates sich besonders auswirkt.

Die Verdunstung ist in dieser Zone naturgemäß sehr groß. Ein beträchtlicher Teil des als Schnee gefallenen Niederschlages und ein erheblicher Teil des Gletschereises der Gipfelregion verdunstet und kommt nicht der Wasserführung des gesamten Bergmassives zugute.

3. Die Beziehungen zum Aufbau der freien Atmosphäre

Die vorstehenden ausführlichen Darlegungen über die Vegetationsgürtel und Klimazonen zeigen nun auffallende Beziehungen zum Aufbau der freien Atmosphäre, wie sie aus den aerologischen Beobachtungen von *A. Berson*¹¹⁾ hervorgehen, die vom Verfasser noch einmal zusammengefaßt wurden¹²⁾.

Kennzeichnend für den Kilimandscharo ist die von allen Reisenden erwähnte Wolkendecke in Urwaldhöhe, deren Auftreten für die Existenz des Waldes entscheidend ist und die, wie besonders *Klute* hervorhebt, wiederum umgekehrt bedingt ist durch den Urwald als Feuchtespender. Durch den als Schwamm wirkenden Gürtelwald wird fortgesetzt Wasser verdampft und der Luft zugeführt. Kleine Zyklen des Wasserkreislaufes, die im Urwald beginnen und dort wieder enden, sind also kennzeichnend für eine Luftschicht von 1½ km bis 2½ km Meereshöhe. Hier liegt fast ständig eine Wolkendecke, die sich im Mittel um

2500 m bewegt, die nachts tief liegt und tagsüber oft bis 3500 m ansteigt.

Es ist offensichtlich, daß dieses Ansteigen eine obere Grenze hat, die gewöhnlich nicht sichtbar wird, zuweilen aber — und nur dann wird sie für den Reisenden erkennbar — erscheint sie in einer gleich hohen Wolkenschicht weit draußen über der Steppe, mit der die Wolkenbank des Urwaldes — wie *Klute* richtig erkannt hat — genetisch zusammenhängt. „Der Urwald kann sich nur in jener Höhe bilden und halten, in der sich in der freien Atmosphäre bei der mittleren Temperatur und Feuchtigkeit der Wasserdampf der Luft zu Wolken zusammenschließt und bis zur Kondensation abkühlt“ (*Klute*). Ziehen wir jetzt die Beobachtungen von *A. Berson* heran, so finden wir sofort die Übereinstimmung. Dieser stellt fest, daß zwischen 3 km und 4 km Höhe eine auffallende Trennungsschicht auftritt, die wir heutzutage als eine allgemeine terrestrische Erscheinung erklären können^{13) 14)}, indem wir sagen, daß diese Trennungsschicht sich darstellt als die Umkehrschicht über der Grundsicht, die hier in der Trockenzeit des tropischen Ostafrikas etwa bei 3500 m liegt¹²⁾.

Tropischer Urwald setzt genügende, ständig vorhandene Luftfeuchte voraus. In der Niederung wird dies ermöglicht durch die ständigen Regen der inneren Tropenzone; dies gilt bei spielsweise für das tropische Afrika westlich des Victoria-Sees. Ostlich hiervon haben wir, obwohl wir noch in der Tropensonne sind, in den tieferen Lagen keinen Urwald, denn dieser kann die beiden ausgedehnten Trockenzeiten nicht überdauern. Hier kann sich aber schon bestehender Urwald unter ganz bestimmten Bedingungen erhalten, nämlich dann, wenn er einen feuchten Mantel als Schutz sich selbst umlegen kann, um die starke Verdunstung zu verhindern, die die hygrophilen Pflanzen des Urwaldes nicht ertragen können, der sie aber in der Trockenzeit ausgesetzt sein würden.

Diese Bedingungen sind auf der ostafrikanischen Hochfläche nicht erfüllt. Wir sind auf ihr in der Zone des wolkenfreien Raumes an der Erdoberfläche, die hier im ostafrikanischen Raum — eben wegen der Trockenzeiten — ein Feind für alle feuchteliebenden Pflanzen ist. Hier sind bei den herrschenden Temperaturen und der geringen Feuchte nur Xerophyten lebensfähig, hier kann nur Steppe bestehen.

Steigen wir aber in der Grundsicht empor, so nähern wir uns einer Zone, in der die Feuchteanreicherung zunimmt^{13) 14)}. Hier im oberen Teile der Grundsicht, unterhalb der Sperrschicht können wir Bedingungen antreffen, unter denen sich schon bestehender hygrophiler Wald — und das scheint eine notwendige Voraussetzung zu sein — weiterhin erhalten und vor

allen Dingen auch ausgeprägte Trockenzeiten überstehen kann. Denn der durch Verdunstung von den Pflanzen in die Luft abgegebene Wasserdampf gibt Anlaß zu kleinen Umlagerungszyklen, die aber nur bis zur Sperrschicht emporsteigen können. Diese Sperrschicht, die in der Trockenzeit des tropischen Ostafrika einigermaßen gut ausgeprägt und in der Höhenlage ziemlich unveränderlich ist, verhindert das Entweichen des Wassers in größere Höhen. Die starke Verdunstung durch den Urwald, die Abkühlung in den aufsteigenden Teilen der kleinen Zyklen, die Ausstrahlung dieser wasserdampfreichen Schicht in den trockenen Raum oberhalb der Grundsicht bewirkt fast ständige Schichtwolkenbildung, die wiederum feuchteerhaltend auf den obersten Raum der Grundsicht wirkt. So verbleibt das Wasser in Dampf- oder flüssiger Form in der Urwaldzone und in der unmittelbar darüberliegenden Luftschicht. Dies ist der entscheidende Vorgang, der ein Fortbestehen des Urwaldes ermöglicht. Die Urwaldgrenze entspricht in ihrer Höhenlage der Durchschnittslage der Obergrenze der Grundsicht.

Darüber beginnt die Zone starker Temperatur- und Feuchteschwankungen, in der keine Hygrophyten mehr existieren können. Wir kommen daher hier auch ohne große Übergänge aus der Urwaldzone in die Zone der Xerophyten, in die Gras- und Strauchflora der Höhen und später in die alpine Wüste.

Bei dieser Gelegenheit soll auf die Darstellung von *C. Troll*¹⁶⁾, „Idealisierter Tropenberg unter der Wirkung des täglichen „Witterungswechsels“, hingewiesen werden. Diese Darstellung zeigt, wie „unter der Wirkung des nächtlichen Bergwindes“ die Wolkendecke der Grundsicht sich gut absetzt, während „unter der Wirkung der Tageswärme“ die Grundsicht sich hebt, die Temperaturumkehrschicht in unmittelbarer Umgebung des Berges aufgelöst wird und sich jetzt das Gebirge mit dem täglichen Gewitter umgibt, wogegen in größerer Entfernung vom Gebirge die Grundsicht und die Sperrschicht außerhalb der Gewitter erhalten bleiben. Diese Wolkendecke ist eine Folge der allgemeinen Stockwerkbildung in der freien Atmosphäre und ist auf Hunderte von Kilometern durch die Wolkenbank bzw. durch eine Dunstgrenze zu verfolgen. *A. Berson* hat die Sperrschicht über dem Victoria-See mit seinen Ballonen gefunden. Der Bergwind, der nur unmittelbar am Hange wirkt, kann — wie aus Beobachtungen am Kilimandscharo hervorgeht — gelegentlich unmittelbar am Gebirgshange die Wolkendecke auflösen, so daß der Blick des Reisenden von der Höhe durch diese Lücke in der Wolkendecke bis zu den Steppen des Vorlandes dringen kann. Diese Darstellung von *Troll* kann als ausgezeichnete Illustration zu den hier

vorgelegten Darlegungen aufgefaßt werden. Ähnliche Verhältnisse wie am Kilimandscharo dürfte man auch an anderen Bergen Afrikas finden. Bei den Bergen Ostafrikas werden sicher keine großen Unterschiede festzustellen sein. Dagegen wird der Gr. Kamerunberg wesentlich andere Verhältnisse aufweisen, da die Schicht des SW-Monsuns nicht in beträchtliche Höhen hinauf reicht. Diesbezügliche Betrachtungen sollen aber einer anderen Mitteilung vorbehalten bleiben.

II. Beispiele aus dem Gebiet des atlantischen Passats

Wir sind über diesen besonders durch die Beobachtungen des „Meteor“ sehr gut unterrichtet; die Lage der Sperrschicht kennen wir hier sehr genau. Man vergleiche hierzu die Darlegungen des Verfassers¹⁵⁾.

Am Pico de Teyde liegt der Passatwolkengürtel zwischen 700 m und 1600 m Höhe; dementsprechend liegt dort der Lorbeerwald auf der Nordseite (Luv) zwischen 700 m und 1600 m, auf der Südseite (Lee) zwischen 800 m und 1300 m.

Ganz besonders eindrucksvoll ist die Vegetationsverteilung auf der Insel Ascension. Diese liegt im Südatlantik im Bereich des strengen SE-Passates. Diese kleine Insel kann keineswegs einen beträchtlichen Wolkenstau erzeugen; sie bewirkt eher ein Ausweichen der Passatströmung, als daß sie zu starkem Ansteigen Anlaß gibt. Dementsprechend ist die Insel sehr trocken und in den unteren Regionen fast ohne Vegetation. Es fällt auch auf der Luvseite so wenig Regen (die Passatschauer sind bekanntlich wenig ergiebig), daß abgesehen von dürrtigen Anpflanzungen nichts Grünes zu sehen ist. Der Green Mountain, der Gipfel der Insel, ragt nun in die Passatwolkenzone hinein und sofort kann sich hier ein kräftiger Pflanzenwuchs einstellen. Nichts ist kennzeichnender, als daß sich hier sogar Bananenplantagen befinden. Die Feuchtigkeit stammt nicht von etwaigen Steigungsregen, die dann ja auch dem Vorlande wenigstens teilweise zugute kommen müßten, sondern im wesentlichen von der Feuchtigkeit der Wolkenzone, so wie wir es im Abschnitt I bei der Betrachtung des Bergwaldes am Kilimandscharo auseinandergesetzt haben. Es liegt nur die Sperrschicht, die im tropischen Ostafrika zwischen 3 km und 4 km liegt, hier im Passatgebiet wesentlich niedriger, etwa bei 1200 m, so daß die Passatwolkenzone, die sonst in allem der Wolkenbank in der Höhe des Nebelwaldes tropischer Gebirge entspricht, eben wesentlich niedriger sich vorfindet.

Nach Cleveland Abbe⁶⁾ liefert das Wasser für die regenlose Küste der Insel Ascension der

mechanisch bewirkte Niederschlag, der sich aus den Wolken des SE-Passates an den Bäumen und Sträuchern des Green Mountain absetzt. Wichtig ist die Tatsache, daß die Wolken am Berggipfel durch einen kräftigen Luftstrom rasch vorübergetrieben werden und so die Voraussetzungen für die Entwicklung einer Vegetation schaffen, die an der Küste selbst fehlt. Marloth^{6) 7)} hat nachgewiesen, daß die üppige Vegetation auf dem Gipfel des Tafelberges bei Kapstadt während der etwa dreimonatigen sommerlichen Trockenzeit genügend ernährt wird durch die Abgabe von Wasser aus der Wolkenluft des den Gipfel überstreichenden SE-Windes. Diese Menge an abgesetzten Niederschlägen reicht aus, um die Perioden heiteren Wetters bezüglich des Wasserhaushaltes zu überbrücken. Der rund 1000 m hohe Tafelberg erhält aus dem oft sehr kräftigen SE-Passat eine erhebliche Menge an Wolkenluft mit der Zeit zugeführt, eben auf Grund der großen Windgeschwindigkeit. Die Untergrenze der Wolken liegt hier gewöhnlich bei etwa 600 m. Nach Marloth besteht die Wirkung der Vegetation darin, daß die Wolkenelemente, die in der treibenden Wolke im wesentlichen in der Schwebe gehalten werden, durch die Berührung mit festen Körpern (Bäumen und Sträuchern) und durch die hierdurch bedingte Herabsetzung der Windgeschwindigkeit zu einem Absetzen an den Hindernissen kommen, wo sie dann zusammenfließen und den Boden erreichen, um auf diesem Wege den Pflanzen das notwendige Wasser zu liefern.

III. Nebeloasen im süd nubischen Küstengebirge im Hinterlande von Port Sudan und Suakin

In seiner ersten Studie zur Vegetations- und Landschaftskunde der Tropen hat Troll¹⁷⁾ die Verhältnisse bzgl. Vegetation und Klima im süd nubischen Küstengebirge einer eingehenden Betrachtung unterzogen. Auf alle diesbezüglichen Einzelheiten, insbesondere der Nebeloase bei Erkowit, dieser umfangreichen Schilderung muß hier verwiesen werden.

Auf die Höhen des süd nubischen Randgebirges (mit Höhen von 1000 m bis 1500 m) treffen im Winter bei östlichen, vom Roten Meer her kommenden Winden Wolken, die den höheren Bergen große Mengen an Feuchtigkeit liefern. Wir befinden uns jetzt in dem Luftstrom, der zu dem großen winterlichen System gehört, das von Vorderindien ausgeht und nach Ostafrika hinüberreicht, wie bereits im I. Abschnitt geschildert wurde (NE-Monsun). Diese Wolken bilden sich an den Berghängen und sind an den Rand des Hochlandes gebunden. Der Wind treibt diese Nebelfetzen dann weiter nach Westen, wo sie

sich in der Wüstenluft auflösen. Am äußeren Rande des Steilabfalles bei Erkowit hüllen die Nebel die Landschaft vollkommen ein und geben dem Boden und den Pflanzen Schutz vor der Wüstensonne und darüber hinaus noch zusätzliche Wasserzufuhr durch abgesetzten Niederschlag. Die Sommerniederschläge sind so gering, daß die Küste als ausgesprochen sommerdürri zu bezeichnen ist. Die Winterniederschläge sind an der Küste am stärksten, sie nehmen nach Westen rasch ab und reichen nirgends über den Rand des Hochplateaus nach Westen.

Die von *Troll*¹⁷⁾ entworfenen Niederschlagskarten zeigen dies deutlich. Diese Niederschläge würden niemals ausreichen, um eine hygrophile Vegetation zu erzeugen. Es bleibt daher nur der Schluß übrig, daß die dem Rande der Hochplateaus als Nebel aufliegenden Wolken die fehlende Feuchtigkeit spenden. Die von *Troll* mitgeteilten Lagen der Nebelgrenze bei schwacher und bei starker Ausbildung, dazu das Profil durch die Hochfläche von Erkowit mit der Verteilung der Vegetationszonen lassen eine eindeutige Erklärung zu. Diese Wolkenbildungen des Winters bei östlichen Winden reichen an den westlichen Randgebirgen des Rotmeergrabens von Zentralabessinien durch Eritrea bis gegen den Wendekreis. Ihre Entstehung ist also keineswegs auf lokale Eigentümlichkeiten zurückzuführen. Lediglich die Verstärkung dieser Wolkenbildung bei Erkowit, die hier zu der geschilderten Nebeloase führt, dürfte auf eine lokal bedingte Verstärkung dieser Wolkenbildung zurückzuführen sein. Die Zone winterlicher Nebel erstreckt sich auf etwa 1300 km, muß also in der Großzirkulation begründet sein. Als Träger der Feuchtigkeit kommt der NE-Monsun in Frage, als Spender der Feuchtigkeit das Rote Meer. Das Aufsteigen am Plateaurande bringt eine der Voraussetzungen für Wolkenbildung. Die Wolkenform, die Gleichförmigkeit der Wolkenbildung deutet aber auf recht stabile Zustände hin, was wiederum eine stabil geschichtete Luft, die keine besondere Neigung zu vertikalen Umlagerungen besitzt, voraussetzt, wie sie im NE-Monsun mit seiner bekannten stabilen Schichtung gegeben ist. Wir haben keine genaue Kenntnis von der thermischen Schichtung der winterlichen Luft hier in Nubien; das Wolkenbild weist aber eindeutig auf eine mäßig hohe Grundschicht hin. Die Wolkenbildung beginnt gewöhnlich etwas unter 1000 m und wird wohl meist nur bis 1500 bis 2000 m reichen. Hier dürfte eine weit ausge dehnte Sperrschicht liegen, wie sie dem NE-Monsun eigentümlich ist. Die Nebelwolken von Erkowit gehören demnach zu den Wolken, die sich gewöhnlich im oberen Teile der atmosphärischen Grundschicht ausbilden, die hier keine beträchtliche Vertikalerstreckung zeigt, ähnlich wie in den

vorgelegten Beispielen aus dem Gebiet des atlantischen Passats (siehe vorigen Abschnitt).

IV. Beispiele vom Nordabfall der kleinasiatischen und iranischen Hochflächen

Vom klimatischen und aerologischen Standpunkt aus lassen sich ähnliche Beispiele, wie wir sie besonders in den beiden letzten Abschnitten vorgelegt haben, aus den Randgebirgen beibringen, die Kleinasien und Iran im Norden begrenzen. Jetzt müssen wir uns in den Sommer begeben, da im Winter Regen infolge wandernder Depressionen auftreten. Im Sommer befinden wir uns in einem Gebiet mit nord-westlicher Luftströmung, die von der kontinentalen Hochdruckachse Europas in das vorderasiatische Monsunfließt.

Von den nordanatolischen Küstengebirgen liegen jetzt genügend Beobachtungen vor, um sich ein klares Bild von der sommerlichen Witterungsgestaltung machen zu können. Hier ist insbesondere auf *Lembke*¹⁸⁾ zu verweisen. Das Gebirge erhält auch im Sommer weit höhere Niederschläge als die Küstenregion. In der Gegend von Trabzon liegen die Berge fast täglich im Nebel, während unten an der Küste und draußen über dem Meere nicht selten die Sonne scheint. Unter dem Einfluß der tagesperiodischen Luftzirkulation an den Gebirgshängen hüllen sich die 2000 m hohen Berge schon am frühen Vormittage ein, gegen Sonnenuntergang beginnt dann die Auflösung der Wolkendecke, so daß eine klare Nacht folgt. Beachtenswert ist die scharfe Ausbildung der oberen Begrenzung dieser Wolkenmassen. Sie reicht gewöhnlich nur bis etwa 2000 m bis 2500 m also gerade bis zur Kante der Hochfläche, ihre Höhenverschiebung im Laufe des Tages scheint nicht groß zu sein, daher ist auch die Ausdehnung in der Tiefe unter Mittag nicht erheblich beträchtlicher als am Vormittage. Die auf die Hochfläche aufgesetzten Gipfel mit Höhen bis 3000 m bleiben meist wolkenfrei. *Lembke* hat ein kennzeichnendes Bild dieser Wolkenoberfläche veröffentlicht, woraus auf eine beachtliche Stabilität der Erscheinung geschlossen werden kann. Die Grundschicht der Troposphäre setzt sich hier also sehr deutlich und mit markanter Obergrenze ab. Die Wolkenbildung setzt bereits in Höhen von 1000 m bis 1500 m ein. Daß aus diesen ziemlich mächtigen Wolkendecken dann den Bergen nicht unbedeutliche Feuchtigkeit zugeführt werden kann, ist verständlich. Allerdings deuten die Beobachtungen darauf hin, daß die eigentlichen meßbaren Niederschläge des Sommers mit Störungen dieses Wetter- und Wolkenbildes verknüpft sind, die die monsunartige NW-Strömung verstärken, die Grundschicht in der bisher gebildeten Form auf-

lösen und somit ergiebige Niederschläge von der Küste bis zu den höchsten Gipfeln hervorrufen.

Hieraus leitet *Lembke* drei Klimastufen in dem feuchten Klimagebiet der Nordabdachung der nordanatolischen Randgebirge ab. Auf die feuchtwarme Küstenregion mit einigen Inseln etwas trockneren Klimas — entsprechend dem wolkenfreien Raume an der Erdoberfläche — folgt das überaus feuchte, kühlere Klima der mittleren Berghänge zwischen 1000 m bis 2500 m mit dem sommerlichen täglichen Nebel und Regen. Die Hochgebirgszone oberhalb 2500 m, die noch durchaus zur feuchten Küstenzone gehört, ist durch geringere Nebelhäufigkeit und damit durch vermehrten Sonnenschein ausgezeichnet. Dieses feuchte Küstenklima ist aber auf die eigentliche Nordabdachung beschränkt und reicht nirgends über den ersten hohen Kamm des Gebirges nach Süden. Alle südlicher gelegenen Gebirgsketten liegen dann schon in Gebieten trockneren Klimas. Dementsprechend liegen die Vegetationsgürtel auf der feuchten Seite der Gebirge. Die unterste Stufe bis 800 m umfaßt den kolchischen Buschwald. Darauf folgen die Bergwälder bis zur Waldgrenze in 2000 m. Hier beginnt die Mattenzone, die in 2500 m dann von der alpinen Trockenzone abgelöst wird. Wir müssen hieraus schließen, daß die Grundsicht sich ständig bis in Höhen von 2000 m erstreckt, sich vielfach — besonders untermittags — bis auf 2500 m hebt, während der Raum darüber gewöhnlich zu dem Trockenraum gehört, der die Grundsicht der Troposphäre nach oben begrenzt.

Ähnlich liegen die Verhältnisse weiter östlich im Elbursgebirge, wo die höchsten Berge ebenfalls meist über der Nebelgrenze liegen und daher in eine trockene SW-Strömung geraten, so daß der Vegetation nach die Gipfel der Gebirgsketten gewissermaßen zur Trockenseite der südlichen Abdachung gehören. Dementsprechend sind auch die meteorologischen Beobachtungen. *Bobek*¹⁹ findet am Elbursgebirge die Aufstauung der kontinentalen bzw. kaspischen Luftmassen an der Nordseite des Elbursgebirges und das Auftreten warmer und trockener Luftmassen, die in der Höhe von SW nach NE wehen. Die beide Luftmassen trennende Inversion liegt normal noch unter den Kammhöhen. Schwellen die auf der Nordseite aufgestauten Luftmassen weiter an, so können sie die Kammhöhe erreichen, überfluten und so Schlechtwetter herbeiführen.

*Loewe*²⁰ stellte bei Studienflügen nach und in Persien fest, daß nördlich vom Elburs zwischen 1800 m und 2000 m Höhe die Grenze zwischen der unteren Kaspiluft und der darüberliegenden Luft von „wüstenhafter Trockenheit“ liegt. Der Temperatursprung betrug bis zu 7°, die Feuchteabnahme 45 Proz. Die Inversion zeigte also eine

Stabilität, die den Wolkenbeobachtungen in den pontischen Gebirgen durchaus entspricht. Die Höhenlage der Grundsicht am Nordabhänge der die kleinasiatisch iranischen Hochflächen im Norden begrenzenden Gebirge zeigt im Sommer eine auffallende Beständigkeit mit einem Betrage von etwa 2000 m. Diese Konstanz bewirkt dann eine beachtliche Klimagrenze in der Vertikalen, die sich in den Vegetationsgürteln deutlich abzeichnet.

V. Schema der Vertikalgliederung der Klimate

Man ist vielfach geneigt, die Höhenklimate aller Zonen mit Klimazonen geringerer Höhe aber entsprechend höherer Breiten gleichzusetzen. Hierzu wird man verleitet, wenn man lediglich Mittelwerte der Temperatur betrachtet. Das Leben in den Gebirgsklimaten und die Oberflächenformen in nicht bewachsenen Hochgebirgen, bedingt durch Verwitterung und Vergletscherung, richten sich aber nicht nur nach dem jährlichen Temperaturgang, sondern auch nach dem täglichen und vornehmlich auch nach dem unperiodischen Gang von Temperatur und Feuchte. Eine Vertikalgliederung der Klimate muß den eigentümlichen aerologischen Aufbau der unteren Atmosphäre berücksichtigen, wie wir sie nachfolgend als Zusammenfassung der bisherigen Betrachtungen kennzeichnen können.

Die als unterster Raum der Erdatmosphäre sich absetzende Grundsicht bringt in ihrem unteren Teile — dem wolkenfreien Raum an der Erdoberfläche — eine Klimazone zustande, die sich durch hohe Temperaturen und geringere Feuchtigkeit deutlich absetzt gegenüber dem darüberliegenden Wolkenraum der Grundsicht. Das Klima in diesem Wolkenraume ist kühler und vor allen Dingen feuchter als in dem Raume darunter. Die Grundsicht der Atmosphäre wird gewöhnlich in der Vertikalen begrenzt durch eine Sperrschicht, die durch mehr oder weniger deutliche Zunahme der Temperatur und sprunghafte Abnahme der relativen Feuchte ausgezeichnet ist. Die vertikale Erstreckung dieser Umkehrschicht kann beträchtlich sein. Das Klima in ihr ist durch meist sehr geringe Feuchtigkeit und Wolkenbildung, daher starke Insolation und beachtliche Verdunstung ausgezeichnet. Hierzu tritt noch vielfach ein unregelmäßiger und schroffer Wechsel zwischen triefender Feuchte in aufkommenden Nebeln und Wolken und vorhergehenden bzw. nachfolgenden Aufklärungen mit wüstenhafter Trockenheit

In dieser Hinsicht unterscheiden sich die Klimate der Gebirge doch sehr beträchtlich von den Niederrungsklimaten. Sie sind in mittleren Lagen — sofern man im Bereich der Grundsicht

verbleibt — gekennzeichnet durch geringe Schwankungen in der Temperatur und durch hohe Feuchten, so daß ein dichtes Pflanzenkleid in diesen Höhen in fast allen Breiten der Erde auftritt. Dies ist das eigentliche Gebirgsklima, dem wir in der Klimaformel den Buchstaben G vorbehalten sehen möchten, den *Köppen* sonst nur ausnahmsweise verwendet. Bei einer genauen Analyse kann man aber nicht das zweidimensionale *Köppensche* Klimaschema ohne weiteres auch in der dritten Dimension verwenden, worauf *C. Troll*¹⁶⁾ ausdrücklich aufmerksam macht. Die Klimazonen der Erdoberfläche können eben nicht in der Vertikalen weitergeführt werden und unter niederen Breiten im sogenannten „Gebirgsklima“ mit der Erdoberfläche erneut zum Schnitt gebracht werden. Dies ist wegen der meist nicht beachteten Stockwerkbildung der Troposphäre unmöglich.

*C. Troll*¹⁶⁾ weist bei einer Untersuchung des Wärmeganges in tropischen und außertropischen Hochgebirgen darauf hin, daß die tropischen Gebirgsländer die größten Schwankungen der Tagestemperatur aufweisen, die überhaupt auf der Erde vorkommen können. Besonders groß sind die Tagesschwankungen auf den Hochplateaus und Hochbecken. Ebenso eigentümlich ist auch der Feuchtegang. Zwar ist die durchschnittliche Feuchte in der Höhe meist groß, da Wolken und Nebel häufig sind. Aber kennzeichnend ist weiterhin ein starker aperiodischer Wechsel zwischen großer und geringer Luftfeuchte. Fast unvermittelt kann auf eine vollständige Sättigung wüstenhafte Trockenheit folgen, die längere, aber unbestimmte Zeit anhalten kann. Daher ist der Wechsel zwischen Kondensation (Tau- und Reifbildung) und kurz darauffolgender starker Verdunstung, die wesentlich kräftiger sein kann als in geringer Meereshöhe, besonders auffallend. Diese Vorgänge spielen sich alle in dem Raum ab, der die Sperrschicht oberhalb der Grundschicht und die darüberliegenden Schichten umfaßt.

Jetzt sind wir im eigentlichen Hochgebirgs- oder alpinen Klima, dem wir den Kennbuchstaben H zuteilen möchten. Als Grenze zwischen dem G- und H-Klima können wir die durchschnittliche Lage der Obergrenze der Grundschicht ansehen, die die markanteste Trennungsfäche der unteren freien Atmosphäre darstellt und die auch deutlich die ganz verschiedenartigen Höhenklimate auftrennt. Gebirgsklimate sind eben etwas Besonderes, die nicht identisch sind mit gleich temperierten Klimaten der Niederung höherer Breiten. Wir erhalten also etwa das folgende Schema der Verteilung der Klima- und Vegetationszonen im Vergleich zur Stockwerkeinteilung der unteren Troposphäre.

Stockwerke der freien Atmosphäre	Klimazonen	Klimaformel	Vegetationsgürtel
III Luftraum oberhalb der Grundschicht	Geringer Jahresgang der Temperatur und große Feuchte, aber großer Tagesgang der Temperatur u. rascher Wechsel zwischen Nebel und wüstenhafter Trockenheit	H	alpine Wüste und alpine Grasflur
II Wolkenraum der Grundschicht	Geringe Temperatur- u. Feuchteschwankung, große Feuchte, oft fast ständige Sättigung	G	Bergwald oder Nebelwald (Urwald)
I Wolkenfreier Raum an der Erdoberfläche	Die gewöhnlichen Klimate	A bis F	Regenwald (Urwald) Wald, Savanne Steppe Tundren Wüste

Es ist noch zu bemerken, daß xerophytische Bäume noch in der alpinen Grasflur auftreten können, so daß also die Baumgrenze gewöhnlich oberhalb der Grenze des G-Klimas zu liegen kommt. Dieses regelmäßige Auftreten einer Grundschicht von gleichem Aufbau erzeugt dann ein über längere Zeiträume und größere Entfernungen hin gleichförmiges Klima, das dann in den Vegetationszonen zum Ausdruck kommt.

In den tropischen und subtropischen Zonen der Erde kann sich die Grundschicht infolge der regelmäßigen Ausbildung großräumiger Windgebiete ebenfalls regelmäßig und weiträumig ausbilden. Ihre Höhenlage ist dann von Tag zu Tag nur geringen Schwankungen ausgesetzt.

In geeigneten Klimaten: Monsunzirkulation des tropischen Ostafrika, Passatregion, vorderasiatische sommerliche Monsunströmung, kann man dann aus dem bekannten aerologischen Aufbau die Höhenlage der Klimazonen und der Vegetationsgürtel berechnen und umgekehrt aus Klimazonen und Vegetationsgürtel auf die Aerologie der betreffenden Gebiete schließen.

Diese Eigentümlichkeit des Klimas des tropischen Ostafrika gestattet eine eingehende Analyse des Zusammenwirkens der aerologischen Verbindungen in der Atmosphäre mit den Gegebenheiten der Oberflächengestaltung der Erde, die zu der eigentümlichen und kennzeichnenden Verteilung der Klimazonen und Vegetationsgürtel am Kilimandscharo führt, der in den vorliegenden Untersuchungen als ein Musterbeispiel eingehend vorgeführt wurde.

VI. Zusammenfassung

Höhenklimate können nicht gleichtemperierten Klimaten der Niederung gleichgesetzt werden. Der Schichtenbau der freien Atmosphäre bedingt derartige Abwandlungen des Klimas, daß das Gebirgsklima im engeren Sinne (G-Klima), das gewöhnlich ein Waldklima ist, das nächste Stockwerk über dem Niederungsklima darstellt, das uns aus der Klimaformel nach

Köppen vertraut ist. Dieses G-Klima liegt innerhalb der Grundschicht der Troposphäre im oberen Teil dicht unterhalb der Sperrschicht und ist daher relativ mild und feucht, so daß in tropischen und höheren Breiten in diesem Klimagürtel Wald möglich ist. Die markanteste Trennschicht der unteren Troposphäre trennt das G-Klima von dem darüberliegenden H-Klima. Jetzt haben wir nur noch vereinzelt, xerophytische Bäume, sonst in fast allen Klimaten nur

Grasfluren, darauf Steppen und Wüsten. Höher hinauf folgt dann bei ausreichender Höhe des Gebirges gegebenenfalls die Zone des ewigen Schnees.

Für die Verbreitung der Vegetation, für die Höhenlage der Kulturgürtel ist also die durchschnittliche Mächtigkeit der Grundschicht von entscheidender Bedeutung.

Fortsetzung folgt.

Literatur

- 1) *H. Meyer*, Ostafrikanische Gletscherfahrten. Lpz. 1893.
- 2) *H. Meyer*, Der Kilimandscharo. Lpz. 1900.
- 3) *G. Volckens*, Der Kilimandscharo. Bln. 1897.
- 4) *F. Klute*, Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo. 1912. Bln. 1920.
- 5) *E. O. Teale*, u. *G. Gillmann*, Report on the Investigation of the Proper Control of Water and the Reorganization of Water Boards in the Northern Province of Tanganyika Territory November—December. 1934. Dar es Salaam. 1935.
- 6) *R. Marloth*, Results of Experiments on Table Mountain for ascertaining the amount of moisture deposited from the South-East Clouds. Transact. South African Phil. Society XIV. 4. 1903. XVI. 2. 1905.
- 7) *R. Marloth*, Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen. (Ref. v. *Hann*) Meteorol. Z. 23. 547—553. 1906.
- 8) *Cl. Abbe*, The Utilization of Fog. Monthly Weather Rev. 26. 466. 1898.
- 9) *P. Leonard*, The Measurement and Utilization of Fog. Monthly Weather Rev. 32. 169—170. 1904.
- 10) *J. Phillips*, Rainfall Interception by Plants. Nature 68. 837. 1926; 71. 354. 1928.
- 11) *A. Berson*, Bericht über die aerologische Expedition nach Ostafrika im Jahre 1908. Erg. d. Arb. d. Pr. Aeronaut. Obs. Lindenberg. 1910. (Referat v. *Süring*.) Meteorol. Z. 27. 536—542. 1910.
- 12) *K. Schneider-Carius*, Die Schichtung der Troposphäre über dem tropischen Ostafrika. Geofisica pura e applicata. Im Erscheinen.
- 13) *K. Schneider-Carius*, Der Schichtenbau der Troposphäre. Meteor. Rdsch. 1, 79—83. 1947.
- 14) *K. Schneider-Carius*, Die troposphärische Grundschicht. Klima und Wetter. Im Erscheinen.
- 15) *K. Schneider-Carius*, Aerologie u. Klimatographie des Atlantischen Ozeans. Meteor. Rdsch. 1. 1947. Im Druck.
- 16) *C. Troll*, Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. Bericht der 23. Hauptversammlung d. Ges. v. Freunden und Förderern der Univ. Bonn. 1940. Bonn. 1941.
- 17) *C. Troll*, Wüstensteppen und Nebeloasen im südnubischen Küstengebirge. Z. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1935. 241—281.
- 18) *H. Lembke*, Klima und Höhenstufen im nordanatolischen Randgebirge. Z. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1939. 171—184.
- 19) *H. Bobek*, Reise in Nordwestpersien 1934. Z. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1934. 359—369.
- 20) *F. Loewe*, Ergebnisse von Studienflügen nach und in Persien 1928. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosphäre. 17. 126—175. 1931.

BEMERKUNGEN ZUR HYDROGRAPHIE DER GEWÄSSER ¹⁾

(Karten der chemischen Eigenschaften der Gewässer)

L. Möller

Mit 1 Abbildung

Die wissenschaftlichen Probleme, die die Gewässer des Festlandes der geographischen Forschung stellen, sind stets komplexer Art. Denn eine Fülle von Bedingungen, wie sie die Natur- und Kulturlandschaft bieten, sind die Voraussetzung für die Eigenart der Ge-

wässer nach Wassermenge und Wasserbeschaffenheit in physikalischer, chemischer und biologischer Hinsicht. Das Besondere der Wasserführung ist vor allem ein Produkt der klimatischen Verhältnisse und des Reliefs. Die Wasserbeschaffenheit des natürlichen Gewässers hängt im besonderen von den geologischen Ablagerungen und ihrer Tektonik ab, aber auch von der Art der Bodenbildung, von Relief und Vege-

¹⁾ Vortrag gehalten auf der Tagung der Hochschullehrer der Geographie in Bonn 1947.