

Die Zirkulation der Atmosphäre in den Polargebieten.

Von Dr. Hermann Flohn, Bad Kissingen.

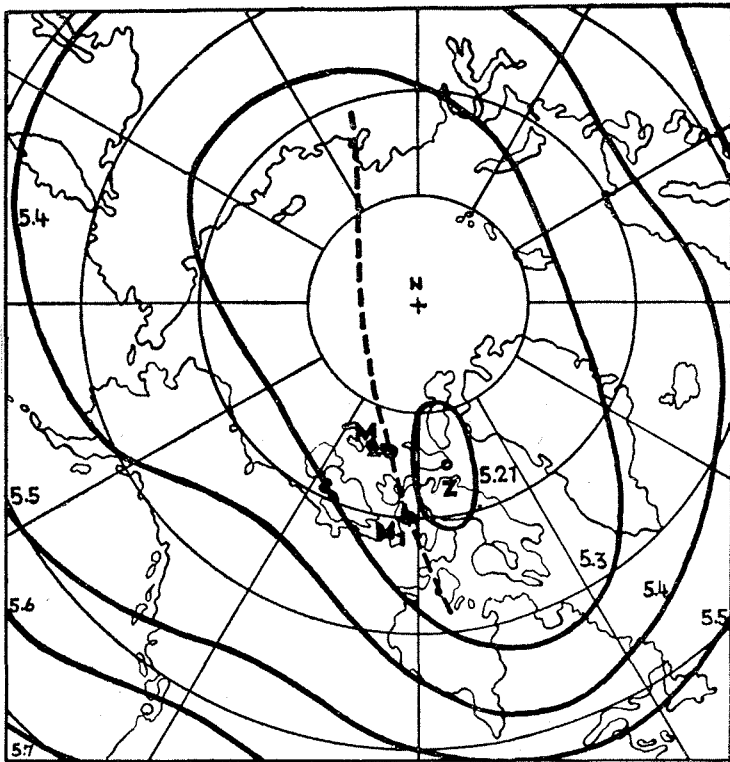
Während bis vor wenigen Jahren nur einzelne Expeditionen unter großen Mühen einige Beobachtungsergebnisse aus der freien Atmosphäre der Polargebiete gewinnen konnten, mehrt sich seit dem 2. Weltkrieg die Zahl der ständigen aerologischen Stationen in der Arktis dauernd. Auch in der Antarktis beginnt der Übergang von modern ausgerüsteten Expeditionen („Highjump“ 1946/7, britisch-norwegisch-schwedische Expedition 1949/52, französische Expedition nach Adélieland) zu ständig besetzten Stationen (Macquarie-Insel, Heard-Insel usw.), und damit der Übergang von extensiver Forschung zu der Betriebsintensität des modernen, dreidimensional arbeitenden Wetterdienstes, wie ihn der globale Luftverkehr unserer Zeit erfordert. Heute melden allein in der Arktis nördlich 70° Breite rund 20 aerologische Stationen täglich mehrmals Druck, Temperatur, Feuchte und größtenteils auch Wind bis in Höhen von 10 bis 20 km; seit 1948 veröffentlichen die Wetterdienstzentralen Deutschlands (Bad Kissingen), Englands (Dunstable) und der USA (Washington) täglich einwandfreie zirkumpolare Wetterkarten für das Meeresniveau wie für größere Höhen (besonders das 500-mb-Niveau). Von besonderer Bedeutung ist die Entwicklung eines elektrischen Peilverfahrens zur Höhenwindmessung, das genauer ist als die optische Einfachvisierung und durch Wolken nicht behindert werden kann; gerade in den Polargebieten hat die Schönwetterauswahl der älteren Höhenwinde manche Fehldeutung veranlaßt. Die Höhenwinde liefern — nach bekannten, empirisch gesicherten Gesetzen der atmosphärischen Dynamik — zugleich Aufschluß über die horizontale Temperaturverteilung; sie gestatten uns auch begründete Aussagen über die Temperaturverteilung am Nordpol selbst, obwohl die nördlichste Station (Alert am Robeson-Kanal) rund 800 km vom Pol entfernt liegt. Bei der umfangreichen Installation von Gerät sind driftende Stationen auf dem Treibeis (Papanin) nicht mehr den Anforderungen gewachsen und können höchstens Bodenmeldungen absetzen. Andererseits liefern regelmäßige Aufklärungsflüge von Fairbanks (Alaska) über 6000 km zum Pol und zurück durch Temperatur- und Abtriftmessungen wertvolles aerologisches Material, so auch Höhenwinde nahe dem Nordpol.

Aus diesem Material lassen sich nunmehr eine Reihe wichtiger Erkenntnisse über die atmosphärische Zirkulation ableiten, über die zusammenfassend berichtet sei; auf Einzelheiten und Quellen kann nicht eingegangen werden. Als Material dient der unter Leitung von R. Scherhag sorgfältig bearbeitete „Tägliche Wetterbericht“ des Zentralamts für Wetterdienst in der US-Zone in Bad Kissingen, sowie vor allem die zugehörigen Monatskarten in „Die Großwetterlagen Mitteleuropas“; der gleiche Bericht enthält zusammenfassende kartenmäßige Darstellungen als Beleg für die folgenden Ausführungen.

I. Kältepol und Zirkulationspol.

Der wichtigste Befund ist die Entdeckung von einem oder mehreren Kältepolen in der Troposphäre. Diese sind viel bedeutender als die durch lokale Kälteseen hervorgerufenen Kältepole am Boden, wie z. B. Oimekon. Nach den Erfahrungen der Aerologie (Scherhag) wird die Druckverteilung und gleichzeitig die Windverteilung in der freien Atmosphäre viel stärker durch die troposphärische Mitteltemperatur als durch den Bodendruck bestimmt. Alle intensiven Kaltluftzentren sind daher gleichzeitig Höhenzyklonen, die von den Höhenwinden parallel zu den Isobaren umkreist werden. Der Kältepol der Troposphäre ist daher praktisch identisch mit dem Zirkulationspol der Troposphäre und der unteren Stratosphäre, der bis in die Schicht von 100 mb (etwa 16 km Höhe) oder noch höher hinaufreicht und so die Dynamik des größten Teiles der Atmosphäre beherrscht.

Die Beobachtungen der letzten Jahre ergeben, daß im Jahresmittel dieser Zirkulationspol nicht am geographischen Nordpol liegt, sondern in der kanadischen Arktis, etwa auf 75° N und 80° W, also am Lancaster-Sund nördlich Baffinland. In allen Jahreszeiten häufen sich die troposphärischen Kältezentren in diesem Bereich, im Winter zudem auch in Ostsibirien (Jakutien), während sie in der inneren Nordpolarregion jenseits 80° relativ selten auftreten. Dieses Er-



Höhe der 500 mb-Fläche in km, Jahresmittel Dez. 1948 bis November 1950.

N = geographischer Nordpol,
M₁ (M₂) = frühere (jetzige) Lage des Magnetpols,
Z = Lage des Zentrums des zirkumpolaren Höhentiefs (Zirkulationspol);
gestrichelt = magnetischer Hauptmeridian (nach Macht).

gebnis kann auf Grund der Höhenwindverteilung mit voller Sicherheit ausgesprochen werden. Die Häufigkeitsverteilung weist ein flaches Maximum zwischen 65° und 70° N auf, sowie eine ausgesprochene Häufung bei $60-100^{\circ}$ W; das winterliche Nebenmaximum liegt bei $110-130^{\circ}$ E. Im jahreszeitlichen und langjährigen Mittel zieht sich eine Zone tiefster troposphärischer Mitteltemperaturen von der Hudson-Bai her über die Alaska zugewandte Seite der Nordpolarregion nach dem Gebiet der Lena in Ostsibirien. Dort entwickelt sich im Winter

ein zweiter troposphärischer Kältepol; beide können sich gelegentlich bis unter 50° Breite (!) verlagern. Die Intensität beider Kältepole ist im Winter annähernd gleich; die kälteste Troposphärenregion liegt manchmal über Asien, manchmal über Amerika, aber nur selten (wie im Januar 1951) über dem inneren Nordpolargebiet. In den übrigen Jahreszeiten, besonders im Sommer, wird eindeutig der kanadische Archipel bevorzugt; die Konstanz dieses Kaltluftzentrums das ganze Jahr hindurch ist in höchstem Maß erstaunlich und erscheint zunächst unerklärlich.

Es kann sich nicht um eine Anomalie der letzten 2—3 Jahre handeln. Sämtliche älteren Höhenwindmeßreihen von Westgrönland liefern eine resultierende Strömung mit südlichen Komponenten, teilweise sogar Südostwinde; eine solche Windverteilung ist nur möglich, wenn über Baffinland kältere, über Ostgrönland wärmere Luftmassen liegen, genau wie in den letzten Jahren. In der Verlängerung dieser Zone tiefster Troposphärentemperaturen liegen zwei große, ganzjährige Höhenträge, der eine von der Hudson-Bai bis etwa zur Wurzel von Florida, der andere von der Lena-Mündung bis nach Mittelchina reichend; ihre Achsen liegen etwa unter 80° W und 140° E. Diese Höhenträge lassen sich gleichfalls durch alle älteren Höhenwind- und Wolkenzugsbeobachtungen sowie durch die in erster Näherung der Höhenströmung folgenden Zyklonenzugbahnen als klimatologische Tatsachen erster Ordnung festlegen; sie sind die bevorzugten Ausfallsrichtungen hochreichender polarer Kaltluftausbrüche. Ein dritter, wesentlich schwächerer Trog erstreckt sich von der Karischen See her über Osteuropa bis nach Ägypten.

Der schon von Ferrel (1860) geforderte zirkumpolare Wirbel liegt also nicht — wie bei ausschließlich strahlungsbedingten Temperaturen zu erwarten — symmetrisch über dem Nordpol. Vielmehr beobachten wir eine sehr konstante, vom Wechsel der Jahreszeiten kaum beeinflusste, großzügige Asymmetrie mit Kaltluftzungen über Ostamerika, Ostasien und (schwächer) Osteuropa und mit breiten Warmluftvorstößen über Atlantik und Pazifik. Die anfangs rätselhafte Ursache dieser Asymmetrie wird seit 1949 von mehreren, mathematisch nicht leicht zu durchschauenden theoretischen Untersuchungen (Charney und Eliassen, Bolin, Colson u. a.) in dem dynamischen Einfluß der großen Hochgebirge auf die Westdrift der Troposphäre, besonders in der Zone ihrer stärksten Intensität („planetarische Frontalzone“ in 30—50° Breite) gesehen. Auf die Einzelheiten dieser revolutionären, aber in ihrem Ergebnis zwingenden Theorien kann hier nicht eingegangen werden. Durch die ganzjährig konstante Reibungswirkung der großen Hochgebirge (amerikanische Felsengebirge, Zentralasien, schwächer die europäischen Kettengebirge) kommt es großräumig zu einer antizyklonalen Ablenkung der Höhenströmung über den Gebirgen selbst, zu einer zyklonalen etwa 1500 bis 2000 km weiter im Osten; diese dynamischen Vorgänge bewirken sekundär eine entsprechende Abkühlung in den Höhentrogen, welche die von der Strahlung bedingte Temperaturverteilung abwandelt.

Die Richtigkeit dieser Auffassung sehen wir auf der in der Westwindzone 35—65° S fast ausschließlich wasserbedeckten Südhalbkugel. Einwandfrei belegt ist ein großer Höhentrog über dem Südatlantik als Wirkung der Anden: Höhenwinde und Zyklonenzugbahnen über Südamerika verlaufen mit einer südlichen Komponente, während die Wolkenzugsbeobachtungen von Tristan da Cunha mit konstanter Nordkomponente die andere Seite des Troges belegen. Ein ähnlicher Höhentrog existiert im südwestlichen Pazifik im Raum von Neuseeland, während weitere im Indischen Ozean bisher nur vermutet werden. Ob oberhalb der Antarktis eine ähnlich asymmetrische Temperaturverteilung existiert, wie über der Arktis, ist noch nicht klar zu übersehen. Die älteren Wolkenzugsmessungen und die neueren Höhenwindmessungen sprechen für eine, wenn auch schwächere Asymmetrie mit starken meridionalen Strömungsanteilen, wie sie schon C. G. Simpson kartenmäßig dargestellt hat.

Tabelle 1. Mittlere Temperatur in subpolaren Breiten.

Sommer											
Station	Koordinaten		Boden	850	700	500	300	250	200	100	50 mb
Jakutsk	62,0° N,	129,7° E	+15	+ 9	0	-14	-35*	—	—	—	—
Fairbanks (Alaska)	64,8° N,	147,7° W	+19	+ 8	- 3	-19	-45	-51	-50	-46	-45
Coral Harbour	64,2° N,	83,4° W	+ 4	- 1	- 8	-23	-46	-49	-47	-46	-45
Keflavik (Island)	64,0° N,	22,6° W	+ 9	+ 2	- 6	-21	-45	-48	-47	-46	-45

*) gefälscht; wahrscheinlich etwa -40°

Winter											
	Zeitraum										
Jakutsk	1939—41,	48—51	-41	-26	-29	-41	-57	-59	-59	-57	-56
Fairbanks	1939—43		-16	-10	-17	-32	-54	-55	-54	-50	—
Coral Harbour	1943—47		-27	-23	-26	-39	-55	-56	-56	-57	—
Keflavik	1946—48		+ 1	- 6	-15	-31	-54	-58	-58	-58	(-59)

Das Ausmaß dieser dynamisch bedingten Temperaturanomalien erhellt aus den in Tabelle 1 gegebenen Mittelwerten; die großen Tröge werden durch Jakutsk — nur im Winter, im Sommer durch die kontinentale Überhitzung Asiens überkompensiert — und Coral Harbour (auf der Southampton-Insel, Hudson-Bay) repräsentiert, während Alaska und Island im Bereich der Warmluft liegen. Noch etwas wärmer ist Norwegen (vgl. Tromsø, Tabelle 2); leider ist die langjährige Reihe von Drontheim (63,4° N, 1941—45) nicht bearbeitet. Die Intensität der Anomalie nimmt nach oben ab und ist oberhalb der Tropopause (8—9 km) nur noch gering; ein Beweis für die Lage der Ursache in unteren Schichten. Die zugehörige Druck- und Strömungsverteilung wirkt sich bis in Höhen von 16 km und mehr aus; sie könnte darüber höchstens durch eine entgegengesetzte Temperaturverteilung kompensiert werden, für die keinerlei Anhalt besteht.

Die Werte in Tabelle 2 — als Auswahl — belegen den aerologischen Kältepol über Baffinland. Die seit 1943 vorliegenden Monatsmittel von Arctic-Bay schwanken zwar etwas von Jahr zu Jahr, aber in der wärmeren Jahreshälfte sind die Temperaturen immer niedriger als in allen übrigen Räumen der Arktis. Im Winter repräsentieren Kap Tscheljuskin und Jakutsk in nur 62° N (Tab. 1) den ostsibirischen Kältepol, der wegen der geringen Dichte der Meldungen nicht so genau lokalisiert werden kann wie in Nordkanada.

Tabelle 2. Mittlere Temperaturen der freien Atmosphäre in den Polargebieten.

Sommer											
Station	Koordinaten		Druck								
			850	700	500	300	250	200	100	50 mb	
	Höhe ca.		0	1,4	2,9	5,5	9,1	10,4	11,8	16,3	21,0 km
Barrow (Alaska)	71,4° N,	156,3° W	+ 3	+ 2	- 5	-21	-46	-49	-47	-45	-43° C
Isachsen	78,8° N,	103,5° W	+ 4	- 2	- 9	-25	-47	(-48)	-43	—	—
Arctic Bay	73,3° N,	84,3° W	+ 4	- 2	-10	-25	-48	-49	-45	-44	-42
Thule	76,6° N,	68,8° W	+ 3	- 1	- 9	-24	-47	-47	-45	-43	-43
Jan Mayen	71,0° N,	8,4° W	+ 3	0	- 7	-23	-46	-48	-47	-45	-43
Tromsø	69,7° N,	19,0° E	+ 8	+ 3	- 4	-19	-44	-48	-49	-47	-46
Spitzbergen	79,0° N,	12,3° E	+ 5	0	- 6	-22	-47	-48	-45	-43	-40
Franz-Josefsland	80,3° N,	52,8° E	0	- 2	- 7	-20	-44	-50	-47	—	—
Dickson	73,5° N,	80,4° E	+ 3	- 1	- 6	-20	-42	-46	-48	-45	—
K. Tscheljuskin	77,7° N,	104,3° E	0	- 2	- 7	-21	-41	-44	-44	-44	—
Neusibir. Inseln	76,0° N,	138,1° E	+ 2	- 1	- 6	-20	-43	-46	-44	-43	—
Viersäulen-Insel	70,6° N,	162,5° E	+ 1	0	- 5	-18	-41	-46	-47	-46	—
Südhalkugel	67—69° S Mittel		- 1	- 8	-16	-29	-50	-49	-44	-42	-41
Little America	78,5° S 162° W		- 8	-10	-17	-32	-51	-48	-43	(-39)	(-38)

Winter Station	Zeitraum Höhe ca.	Höhe ca.									
		0	1,3	2,7	5,0	8,4	9,6	11,0	15,3	19,5 km	
Barrow	1940—43	—22	—16	—21	—36	—54	—55	—54	—54	—	
Isachsen	1949—50	—29	—25	—28	—42	—60	—61	—62	—	—	
Arctic Bay	1943—47	—28	—23	—27	—40	—57	—58	—56	—57	—	
Thule	1948—51	—25	—22	—27	—41	—58	—60	—59	—62	—66	
Jan Mayen	1946—48	—4	—11	—18	—34	—57	—61	—63	—64	—	
Tromsø	1941—44	—3	—8	—16	—32	—54	—59	—61	—62	—63	
Spitzbergen	1937, 43/4	—12	—16	—22	—38	—59	—61	—62	—63	—	
Franz-Josefsland	1943/4, 50/1	—18	—20	—25	—39	—58	—62	—64	—67	—	
Dickson	1948—51	—27	—22	—25	—38	—56	—60	—61	—63	—	
K. Tscheljuskin	1948—51	—28	—25	—28	—41	—58	—64	(—66)	—	—	
Neusibir. Inseln	1949—51	—28	—23	—26	—39	—58	—59	—58	—	—	
Viersäulen-Insel	1948—50	—30	—24	—27	—38	—56	—62	(—64)	—	—	
Little America	1940/1	—35	—26	—29	—43	—64	—70	—72	—80	—	

Nicht nur die geringe Entfernung zwischen der heutigen (76° N, 102° W) bzw. früheren (71° N, 96° W) Lage des Magnetpols zu dem troposphärischen Kältepol, sondern vor allem die Parallelität zwischen dem magnetischen Hauptmeridian und der Verbindungslinie der oben erwähnten Höhenträge von der kanadischen Arktis nach Jakutien — die auch in den Karten der Nordlichthäufigkeit auftauchen — legt den Gedanken an einen inneren Zusammenhang nahe. Hierfür gibt es zwei Möglichkeiten:

- Steuerung der troposphärischen Druckverteilung durch das äußere (oder innere?) Feld des Erdmagnetismus
- Asymmetrie des mit dem äußeren Feld gekoppelten, tagesperiodisch wandernden elektrischen Ringstromes in der Ionosphäre als Folge der Asymmetrie des troposphärischen Zirkumpolarwirbels.

Ein näheres Eingehen auf dieses schwierigste, aber interessanteste Problem soll einer anderen Arbeit vorbehalten bleiben; Verfasser neigt der zweiten, physikalisch leichter verständlichen Deutung zu. Die bisherigen Höhenwindmessungen sowie die neuesten Untersuchungen über die Winde in 30—60 km Höhe sprechen für eine die gesamte Atmosphäre erfassende Asymmetrie der Windverteilung um den Nordpol, die von knapp 1000 mb bis in das Niveau der ionosphärischen Ringströme (E-Schicht in etwa 10⁻⁴ mb) hineinreichen dürfte.

II. Arktis und Antarktis.

Die Fülle des aerologischen Materials der Arktis und die gute Übereinstimmung der bisher aus der Antarktis vorliegenden Radiosonden-Werte erlaubt einen (vorläufigen) Vergleich. Tab. 2 zeigt, daß die Mittelwerte der Troposphäre in der Antarktis im Sommer um 5—8° kälter sind als im Kältepol der Arktis; dagegen scheint die Stratosphäre um 2—4° wärmer zu sein.

Im Winter liegen die antarktischen Troposphärentemperaturen noch geringfügig unter denen der beiden Kältepole der Nordhemisphäre, Jakutsk und Arctic Bay, aber wesentlich unter den entsprechenden Breitenmitteln. Die tiefen Stratosphärenwerte werden anscheinend durch die neuesten Resultate der britisch-skandinavischen Expedition bestätigt, die Temperaturen bis unter —90° gefunden haben soll, also ebenso tief wie die Minima an der äquatorialen Tropopause.

Die gesamte Troposphäre der Antarktis ist also kälter als die der Arktis, ein Resultat, das mit den Befunden in Bodennähe (Meinardus) übereinstimmt. Die Ursache hierfür liegt einmal darin (V. Bjerknes, A. Court), daß der geringere Meridionalaustausch auf der Südhalbkugel auch eine geringere Zufuhr von Warmluft zum Pol bei gleichzeitigem Austropfen von Kaltluft zur Folge hat. Außerdem sind aber auch die Strahlungsbedingungen des Untergrundes andere: die

Antarktis ist ein von Meeren umgebener Kontinent, die Arktis eine von einer höchstens 2—3 m dicken Eisdecke überzogene Tiefsee zwischen Kontinenten; im Winter sammelt sich bei dem ständigen Wärmenachschub durch die dünne Eisdecke die kälteste Luft meist über den Kontinenten an.

Die Folgen dieser tieferen Temperaturen der Antarktis reichen sehr weit. Sie führen zu einer Verstärkung der Intensität der Westdrift der Südhemisphäre, besonders im Sommer, wo sie fast dreimal so stark ist wie die der Nordhalbkugel. Das Übergreifen der südhemisphärischen Zirkulation auf die Nordhalbkugel, das wir in allen Längengraden beobachten, ist wohl teilweise durch die Überwärmung der subtropischen Landmassen der Nordhalbkugel bedingt; aber selbst auf dem Pazifik liegt die innertropische Konvergenzzone zwischen den Passaten zwischen 0 und 10° N, ebenso der äquatoriale Gegenstrom der Ozeane. Die Strahlungsrechnungen von Milankowitsch ergeben eine Lage des „Strahlungsäquators“ in etwa 3° N; der „meteorologische“ Äquator aber liegt im planetarischen Mittel bei 5—7° N, eine Folge des Übergewichts der südhemisphärischen Zirkulation.

III. Stratosphäre.

Die Temperatur der Stratosphäre wird nicht mehr allein durch die konvektive Erwärmung oder die (langwellige) Wärmestrahlung vom Erdboden her beeinflusst, sondern offensichtlich zu einem nicht unerheblichen Teil durch unmittelbare (selektive) Absorption durch die in der Luft enthaltenen CO₂-, H₂O- und O₃-Mengen. Daher folgt der Jahresgang der Stratosphärentemperatur — im Gegensatz zur oberen Troposphäre — verhältnismäßig rasch dem Verlauf der solaren Einstrahlung. In den Polargebieten spielt infolgedessen die winterliche Bildung eines Erdschattenkegels eine erhebliche Rolle, dessen maximale Mächtigkeit von rund 550 km auch noch die höchsten Ionosphärenschichten erfaßt; die Grenze der Polarnacht liegt (nach Court) in 10 km Höhe nicht mehr am Polarkreis, sondern in rund 69°, in 25 km in etwa 73° Breite.

Eine exakte Temperaturmessung in der Stratosphäre stößt im Polargebiet auf große Schwierigkeiten. Im Sommer ist eine Strahlungsfälschung auch durch Nachtaufstiege nicht völlig auszuschalten; in Tab. 2 wurde, soweit erforderlich, eine entsprechende Korrektur angebracht. Temperaturen über —40° in der Arktis, über —38° in der Antarktis müssen zunächst noch mit Kritik betrachtet werden. Im Winter zerstören die tiefen Temperaturen unter —60° sehr rasch den Kautschuk der meisten Ballone, so daß nur wenige Aufstiege über 200 mb vorliegen. Nach den heutigen Kenntnissen erscheint eine Zunahme der Stratosphärentemperatur nach oben um maximal 0,3—0,4/km im Polarsommer gesichert; die winterliche Abnahme ist etwa von gleichem Betrag.

Diese Temperaturverteilung bewirkt eine sehr charakteristische Druck- und Windverteilung. Im Polarsommer sind die Temperaturen der polaren Stratosphäre (—40 bis —45°) höher als die der gemäßigten Breiten (—50 bis —60°), im Polarwinter dagegen (meist <—60°) tiefer. Im Sommer bewirkt diese Verteilung ein Umschlagen des polwärts gerichteten Druckgefälles und die Entstehung eines Hochs (Scherhag) ab etwa 18—20 km Höhe; die zugehörigen Ostwinde sind über England — hier bis 35 km Höhe! —, Mittel- und Osteuropa, dem Irak, Indien, Ostasien, Nordamerika und dem Atlantik nachgewiesen, aber im Polargebiet durch direkte Messungen noch nicht. Im Winter bewirkt diese Temperaturverteilung die Vertiefung des asymmetrischen troposphärischen Polarwirbels durch einen anscheinend mehr symmetrischen Stratosphärenwirbel; die zu erwartenden hohen Windgeschwindigkeiten werden gelegentlich direkt gemessen.

In der Antarktis sind die Verhältnisse noch etwas extremer: Während die Mitteltemperaturen im 100-mb-Niveau (Tab. 2) in 78° in der Arktis von etwa —65° (Winter) auf —43° (Sommer) zunehmen, betragen diese Werte in der Antarktis —80° bzw. —39°. Auch diese Daten sprechen für das Fehlen eines stärkeren meridionalen Wärmeaustausches über der Südhalbkugel, weshalb die Strahlungsbedingungen sich nahezu rein durchsetzen. Die vorliegenden sommerlichen Höhenwindmessungen lassen bis 15 km noch keine Änderung erkennen; die des Winters reichen nur wenige km hoch.

IV. Glaziale Antizyklone und glaziale Inversion.

Die von Hobbs entwickelte und bis jetzt verteidigte Lehre von der „glazialen Antizyklone“ läßt sich nach den heutigen Beobachtungsergebnissen in ihrer ursprünglichen Form nicht aufrecht erhalten. Die südliche Komponente der Höhenströmung über Westgrönland hängt zusammen mit dem Kältepol der kanadischen Arktis; eine nördliche über Ostgrönland wurde dagegen nur durch die Schönwetterauswahl vorgetäuscht, da die heutigen Daten das Vorwiegen südlicher Komponenten belegen. Daß nur wenige Zyklone Grönland queren, liegt daran, daß sie meist, der südlichen Höhenströmung folgend, über der Davis-Straße nach Nord oder Nordwest ziehen. Liegt einmal der Zirkulationspol über dem Nordpol, dann überschreiten sie mit westlichen Höhenwinden auch Grönland, wobei sich das Inlandeis ähnlich auswirkt wie jedes andere Gebirge von 2000 km Länge und 2—3 km Höhe. Die Beobachtungen der französischen „Eismitte“-Station haben dafür — abgesehen von den Randstationen — schon mehrmals Belege geliefert.

Tatsächlich ist diese glaziale Antizyklone ein seichtes, recht kompliziertes (J. Georgi) Windsystem der unteren Schichten, das eng zusammenhängt mit der „glazialen Inversion“, die sich fast ohne Ausnahme über allen Schnee- und Eisflächen bildet.

Die ganzjährige Existenz einer solchen Schicht mit Temperaturzunahme (Inversion) über dem arktischen Ozean ist bereits seit längerem bekannt (H. U. Sverdrup nach der „Maud“-Expedition); alle neueren Daten bestätigen sie nur. Ihre Höhenlage schwankt über dem Polarmeer meist zwischen 300 und 700 m. Nur selten kühlt sich — nach intensiven Sturmzyklonen durch Hebungsvorgänge — die Luft der freien Atmosphäre so stark ab, daß die Bodeninversion aufgehoben wird. So bildet sich fast immer eine ausgeprägte „Grundschicht“ (Schneider-Carius), deren Obergrenze durch die typischen flachen Schichtwolken (Stratus und Stratocumulus) der Polarregion markiert wird, wie sie die zahlreichen Wettererkundungsflüge während des letzten Krieges immer wieder angetroffen haben.

Über der Antarktis herrschen prinzipiell ähnliche Verhältnisse; bei den dort tieferen Troposphärentemperaturen fehlt gelegentlich in allen Jahreszeiten die Inversion, z. B. in den von Court veröffentlichten Radiosonden 1940/41 von Little America. Im Monatsmittel September 1940 erreicht die Umkehr den enormen Betrag von 20° (Boden — 45,4°, 1000 m — 25,7°); erst in 5100 m wird die Bodentemperatur wieder unterschritten.

Die gleiche Inversion gehört zum regelmäßigen Zustand der Atmosphäre über den winterlichen Schnee- und Eisfeldern der Kontinente, auch Grönlands. Auf die mit ihr zusammenhängenden ausfließenden Winde — bei geneigtem Gelände entsprechend den in den Alpen u. a. beobachteten Gletscherwinden — kann hier nicht näher eingegangen werden; es handelt sich wenigstens teilweise um katabatische Winde (Schwerewinde), die keine unmittelbare Beziehung zum Druckgefälle haben. Die physikalische Ursache der Inversionsbildung liegt größtenteils in der langwelligigen Ausstrahlung der Firn- bzw. Eisoberfläche, bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt zusätzlich in dem großen Wärmeverbrauch des Schmelzprozesses.

Schrifttumsauswahl (weitere Literatur vgl. Flohn 1950)

- A. Court: Bull. Amer. Met. Soc. 23 (1942); Journ. Frankl. Inst. 235 (1943); Suppl. Monthly Weather Review 48 (1949).
H. Flohn: Polarforschung 2 (1947); Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A. 2 (1950); Ann. Meteor. 3 (1950); Ber. Dt. Wetterdienst US-Zone 18 (1950); Erdkunde 4 (1950).
J. Georgi: Ann. Met. 1 (1948); Dt. Hydrogr. Z. 3 (1950).
H. Sp. Jones: Polar Record 35/36 (1948).
T. I. G. Henry, G. R. Armstrong: Aerological Data of Northern Canada (Toronto 1949).
H. H. Lamb: Geogr. Journ. 111 (1948); Meteor. Mag. 78 (1949).
F. Loewe, U. Radok: Journ. Met. 7 (1950).
H. G. Macht: Polarforschung 2 (1947); Z. f. Meteor. 1 (1947).
R. Scherhag: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin—Göttingen—Heidelberg 1948.
US-Weather Bureau: Techn. Pap. 6 (1945 bzw. 1949); Monthly Climatic Data of World 1950 f.