

DEUTSCHER WETTERDIENST

Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen

Nr. 63

Orographische Einflüsse auf Wind und Wetter
im Raum Island

von

Manfred Kurz



Hamburg
1969

EINZELVERÖFFENTLICHUNGEN des Seewetteramtes

- Nr. 1 (1953): Höhe, Länge und Steilheit der Meereswellen im Nordatlantik (H. U. Roll) (vergriffen)
- Nr. 2 (1952, Nachdruck 1953): Die Nebelverhältnisse der Untereibe im Jahrzehnt 1939-1948 (G. Hartenstein und H. Markgraf)
- Nr. 3 (1954): Die Nebelverhältnisse im Küstengebiet der Weser- und Emsmündung (P. Bintig und H. Markgraf)
- Nr. 4 (1954): Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer
Teil 1: Temperatur des Oberflächenwassers und Temperatur-Differenz Luft — Wasser (H. J. Bullig und P. Bintig)
Teil 2: Windverhältnisse (H. Markgraf und P. Bintig)
- Nr. 5 (1954): Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa—Südamerika (H. J. Bullig)
- Nr. 6 (1954): Die Größe der Meereswellen in Abhängigkeit von der Windstärke (H. U. Roll) (vergriffen)
- Nr. 7 (1955): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli nach Beobachtungen deutscher Schiffe aus dem Zeitraum 1925—1939 (H. Markgraf)
- Nr. 8 (1956): Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (H. U. Roll)
- Nr. 9 (1956): Laderaum-Meteorologie. Vorträge auf der Arbeitstagung am 20. Juni 1956 in Hamburg (vergriffen)
- Nr. 10 (1956): Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer
Teil 3: Lufttemperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel.
Tabellen-Anhang zu den Teilen 1 bis 3 (H. Markgraf u. P. Bintig)
- Nr. 11 (1956): Beiträge zur Klimakunde Südwest-Arabiens, Das Klima von Sana. Das Klima von Jemen (C. Rathjens sen., C. Rathjens jun., E. Samlenski und G. Kerner)
- Nr. 12 (1957): Sturmwetterlagen bei Island 1950—1954 (H. O. Mertins)
- Nr. 13 (1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1953
- Nr. 14 (1957): Nebel in der Deutschen Bucht
A: Das Nebelvorkommen bei den Feuerschiffen (P. Bintig)
B: Synoptisch-aerologische Untersuchungen verbreiteter Dauernebel der südlichen Nordsee (H. Markgraf)
- Nr. 15 (1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1954
- Nr. 16 (1958): Zur Niederschlagsmessung auf See: Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Feuerschiffen und benachbarten Inseln (H. U. Roll)
- Nr. 17 (1958): Statistik der Meereswellen in der Nordsee (O. Petri)
- Nr. 18 (1958): Die winderzeugten Meereswellen. Teil I: Beobachtungen des Seeganges und Ermittlung der Windsee aus den Windverhältnissen (H. Walden).
Heft 1: Text; Heft 2: Abbildungen
- Nr. 19 (1958): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1955
- Nr. 20 (1959): Statistisch-synoptische Untersuchung über das Verhalten von Tiefdruckgebieten im Bereich von Grönland (H. Walden)
- Nr. 21 (1959): Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche (W. Brogmus)
- Nr. 22 (1959): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1956
- Nr. 23 (1959): Hamburger Wetterdaten für das Bauwesen (R. Reidat)
- Nr. 24 (1960): 1. Über die Entwicklung von Beschleunigungsschreibern für Seegangsmessungen. — 2. Ein einfaches Verfahren für den kraftschlüssigen Antrieb von Registriertrommeln, insbesondere zur Verhütung von Schriebstörungen bei meteorologischen Registrierungen auf Schiffen (A. Lang)
- Nr. 25 (1960): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im April und Oktober (H. Markgraf)
- Nr. 26 (1960): Der Seegang bei den Feuerschiffen „Flensburg“, „Kiel“ und „Fehmarnbelt“ (H. Walden)
- Nr. 27 (1960): Ergebnisse der 3. laderaum-meteorologischen Forschungsfahrt auf TS „Düsseldorf“ an die Westküste Südamerikas, 1958 (E. Höller)
- Nr. 28 (1960): Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas (insbesondere El Salvadors) (W. H. Portig)
- Nr. 29 (1961): Klimatologie des Mittelmeeres. Teil 1. Windkarten (H. Markgraf)
- Nr. 30 (1961): Vergleichsmessungen des Seeganges mit verschiedenen Meßgeräten und ihre Auswertung (H. Walden u. J. Piest)
- Nr. 31 (1961): Die Luft- u. Wassertemperaturen auf den Fischfangplätzen bei Island (H. U. Roll)
- Nr. 32 (1961): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1957
- Nr. 33 (1962): Einige Methoden und Probleme aus dem Bereich der Maritimen Klimatologie (H. Markgraf)
- Nr. 34 (1962) Über den Geländeeinfluß auf Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Raum Hamburg (E. Franken)

DEUTSCHER WETTERDIENST

Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen

Nr. 63

Orographische Einflüsse auf Wind und Wetter
im Raum Island

von

Manfred Kurz



Hamburg
1969

Wetteramt München
Handbücherei Nr. 4897

Wetter
Handbuch

Orographische Einflüsse auf Wind und Wetter im Raum Island

von Manfred K u r z

Island ist verschwindend klein im Verhältnis zu den Wassermassen des Nordatlantischen Ozeans, die es umspülen, klein auch im Vergleich zur Grösse des benachbarten Inlandeisblocks Grönland. Dennoch ist es gross genug, durch seine Gestalt und Lage Störungen des Wettergeschehens hervorzurufen, die sich nicht nur auf der Insel selbst, sondern auch über den benachbarten Seegebieten auswirken und aus diesem Grunde für Schifffahrt und Fischerei von Bedeutung sind. Eine Beschreibung dieser Einflussnahme der Insel hat M. Rodewald (1) in seinem Buch "Klima und Wetter der Fischereigebiets Insel" gegeben; auch H.O. Mertins (2) ist in seiner Arbeit über die Sturmlagen bei Island verschiedentlich darauf eingegangen. Vorliegende Studie, die auf den Erfahrungen einer mehrjährigen Tätigkeit als Bordmeteorologe basiert, möchte eine Bestätigung und Ergänzung der genannten Arbeiten sein.

Der Einfluss der Insel Island auf das Luftdruckfeld und die Luftströmungen

Eine isolierte gebirgige Insel wie Island stellt eine Störungsquelle für das atmosphärische Geschehen dar - zum einen, weil sie als Hindernis innerhalb der Strömung die Luftmassen zwingt, nach oben oder nach den Seiten auszuweichen, zum anderen, da von ihrer rauhen Oberfläche ungleich stärkere Reibungsimpulse ausgehen als von der - grossräumig gesehen - glatten See. Das ungestörte Druckfeld verlangt eine Bewegung der Luftmassen quer über die Insel hinweg. Man kann sich diese Bewegung in zwei Komponenten zerlegt denken, in eine Vertikalkomponente, die identisch ist mit der erzwungenen Hebung der Luft an der Luvflanke bzw. ihrem Absteigen über dem Leegebiet, und einer Horizontalkomponente, über die der Massentransport von der Luv- zur Leeseite erfolgt.

Zu Störungen des Überströmvorgangs kann es demnach kommen, wenn

- a) bei stabiler thermischer Schichtung der Energievorrat der Strömung nicht ausreicht, die zur Vertikalbewegung benötigte Energie aufzubringen,
- b) die Strömung beim Überqueren des Hindernisses eine Richtungsänderung erfährt oder
- c) die Transportleistung über das Hindernis hinweg dem An- und Abtransport in Luv bzw. Lee nicht mehr entspricht.

Diese drei Störprozesse, denen sich das Wirken der Reibung überlagert, sollen im folgenden näher beschrieben werden.

Für die erzwungene Hebung einer stabilen Luftschicht an einem Hindernis hat J. Küttner (3) eine Strömungsgeschwindigkeit v_h definiert, die erreicht werden muss, um die Luftmasse der vertikalen Mächtigkeit h vollständig über das Hindernis der Höhe H_0 zu heben:

$$v_h = \sqrt{g \frac{\gamma^* - \gamma}{\bar{T}} h \cdot H_0}$$

Dabei bedeuten g die Schwerebeschleunigung, \bar{T} die Mitteltemperatur und γ den Temperaturgradienten innerhalb der stabilen Luftmasse sowie γ^* den trocken- bzw. im Kondensationsfalle den feuchtadiabatischen Gradienten. Oberhalb der stabilen Schicht seien adiabatische Verhältnisse angenommen. Geht man umgekehrt von einer vorgegebenen Strömungsgeschwindigkeit aus, so lässt sich die dann mögliche maximale Hubhöhe H_m aus der umgeformten Gleichung wie folgt bestimmen:

$$H_m = \frac{v^2 \cdot \bar{T}}{g \cdot (\gamma^* - \gamma) \cdot h}$$

Zieht man die maximale Hubhöhe von der Hindernishöhe ab, so ergibt sich die Dicke der Luftschicht, die bei der betreffenden Strömungsgeschwindigkeit nicht über das Hindernis gehoben werden kann. Wenn für Islands Flanken eine mittlere Höhe von 1200 m angesetzt und eine stabile Luftschicht von 900 m Mächtigkeit betrachtet wird, errechnen sich bei einer Windgeschwindigkeit von 25 kn und einer Mitteltemperatur von -5°C folgende Werte - einmal für trockene Luft und einmal für Wolkenluft:

	$\gamma^* = 1^\circ/100 \text{ m}$	$\gamma^* = 0,7^\circ/100 \text{ m}$
$\gamma = 0,5^\circ/100 \text{ m}$	150 m	--
$\gamma = 0,0^\circ/100 \text{ m}$ (Isothermie)	650 m	450 m
$\gamma = -0,5^\circ/100 \text{ m}$ (Inversion)	850 m	750 m

Man sieht, dass im Falle isothermer Schichtung und trockenadiabatischer Hebung etwa zwei Drittel der stabilen Masse an der Luvflanke verbleiben müssen und dort "gestaut" werden. Da dieser Teil dem Massenfluss zur Leeseite verlorenggeht, wird dort die entsprechende Menge Luft seewärts "abgeschwemmt" und muss aus höheren Schichten ersetzt werden. Bei Vorhandensein einer Inversion wird sogar beinahe die gesamte Luftschicht an der Luvseite zurückgehalten. Der Stauereffekt verringert sich allerdings, wenn während der Hebung Kondensation eintritt. Bei schwach stabiler Schichtung kann Feuchtlabilität ausgelöst werden, die einen vollständigen Abfluss der angestauten Luftmasse ermöglicht.

Eine Richtungsänderung der Strömung lässt sich aus der Deformierung des Stromfeldes herleiten, die durch das Inselhindernis verursacht wird.

In Abb. 1 a (im Anschluss an den Text) ist schematisch der Stromlinienverlauf beim Überströmen eines Hindernisses eingezeichnet. Da die Luftmassen wegen der begrenzten Höhe der Troposphäre nicht beliebig nach oben ausweichen können, müssen sich die Stromlinien über dem Hindernis zusammendrängen. Das bedeutet aber, dass die Luftmassen beim Passieren des Hindernisses zunächst vertikal schrumpfen und sich anschließend wieder strecken. Daraus resultieren Ausgleichsbewegungen in der Horizontalen: Über dem Hindernis werden die Luftmassen auseinanderströmen, leeseitig davon jedoch konvergieren. Da diese Bewegungen dem Wirken der Corioliskraft unterworfen sind, wird ihnen ein Drehsinn aufgeprägt, der sich auch der Strömung vermittelt, und zwar antizyklonal über dem Hindernis und zyklonal leeseitig davon. Die Strömung wird also über dem Hindernis nach rechts ausbiegen, um sich leeseitig des Hindernisses zyklonal in ihre ursprüngliche Bahn zurückzukurven. Über der Leeseite entsteht eine Trogausbuchtung (Abb. 1 b). Der beschriebene Effekt wird um so kräftiger ausgeprägt sein, je stabiler die Troposphäre geschichtet ist. Aber auch bei schwach stabiler oder indifferenter Schichtung wird sich die Auslenkung der Höhenströmung sicher bemerkbar machen.

Um die Transportleistung innerhalb des über das Hindernis führenden Luftstroms beurteilen zu können, geht man am besten von den Analogien aus, die zwischen dem Verhalten von Luftströmungen und flachen Flüssigkeitsströmungen bestehen. Erstmals hingewiesen auf diese Analogien zur Hydraulik hat H. Schweitzer (4), dessen Arbeit über den Föhn hier im wesentlichen gefolgt werden soll.

Strömt Wasser aus einem Reservoir in einen Versuchskanal, so ist die Durchflussmenge durch den Kanalquerschnitt pro Zeiteinheit und Einheitsbreite gegeben durch das Produkt von mittlerer Strömungsgeschwindigkeit v und Wasserspiegelhöhe h im Kanal

$$Q = v \cdot h.$$

Gleichzeitig ist entlang jeder Stromlinie die Bernoullische Gleichung erfüllt, die besagt, dass die Summe aus kinetischer und potentieller Energie beim Ausfließen konstant bleibt und gleich der potentiellen Energie des Ausgangszustands (Wasserspiegelhöhe H) ist:

$$\frac{v^2}{2} + g \cdot h = g \cdot H = \text{const.}$$

Kombiniert man beide Gleichungen, so erhält man für die Durchflussmenge eine Beziehung, die ihre Abhängigkeit von den beiden Spiegelhöhen h und H aufzeigt:

$$Q = \sqrt{2 \cdot g \cdot h^2 \cdot (H - h)}.$$

Das Diagramm dieser Beziehung ist in Abb. 2 wiedergegeben. Man sieht, dass die gleiche Flüssigkeitsmenge sowohl bei dem hohen Spiegel h_1 , kleiner Geschwindigkeit also, als auch bei dem niedrigen Spiegel h_2 und entsprechend hoher Geschwindigkeit gefördert werden kann. Das Diagramm zeigt aber auch, dass eine bestimmte Wasserspiegelhöhe existiert, bei der der Durchfluss durch den Kanal sein Maximum erreicht. Der Wert dieser kritischen Spiegelhöhe h_c ergibt sich nach Differentiation der Formel zu

$$h_c = \frac{2}{3} \cdot H,$$

die Grösse der zu h_c gehörigen kritischen Geschwindigkeit v_c aus der Bernoullischen Gleichung zu

$$v_c = \sqrt{g \cdot h_c}.$$

Diese Geschwindigkeit ist in der Hydraulik als Grundwellengeschwindigkeit bekannt. Sie markiert den Übergang vom fliessenden ($v < v_c$) zum schiessenden ($v > v_c$) Strömungszustand.

Um die eben abgeleiteten Beziehungen auf unser Problem anzuwenden, sei innerhalb des Kanals ein Bodenhindernis angenommen, das den Kanalquerschnitt über eine kurze Strecke hinweg verengt. Entsprechend dieser Verengung ist die maximale Durchflussmenge für den betreffenden Abschnitt natürlich kleiner als im übrigen Kanal. Das bedeutet aber, dass sich bei einer Steigerung des Durchflusses der Wasserspiegel über dem Hindernis senkt und die Geschwindigkeit erhöht, bis die Optimalwerte erreicht sind. Wird nun - durch wachsendes Gefälle etwa - eine noch grössere Transportleistung gefordert, so muss es zu einer Störung des Massenflusses kommen, da die Strömung über das Hindernis hinweg Zufluss und Abfluss nicht mehr bewältigen bzw. ausgleichen kann. Luvseitig des Hindernisses, wo sich das Wasser staut, wird deshalb der Wasserspiegel anschwellen, leeseitig dagegen, wo mehr abfließt als nachgeliefert werden kann, wird der Wasserspiegel absinken. Über dem Hindernisscheitel geht die Strömung gleichzeitig in den schiessenden Zustand über. Während sich dieser Übergang kontinuierlich vollzieht, erfolgt der Übergang zum fliessenden Zustand weiter stromab in turbulenter Form über einen sogenannten "Wassersprung". Die Existenz dieses "Wassersprungs" ist für den ganzen Vorgang von besonderer Wichtig-

keit, da durch die Turbulenz ein Teil der Strömungsenergie vernichtet wird und ein Gleichgewicht zustandekommt. Eine schematische Darstellung des Prozesses zeigt Abb. 3.

Entsprechende Überlegungen wie für die Wasserströmungen mit freier Oberfläche gelten auch für geschichtete Flüssigkeitsströmungen. Bei der Ableitung der Formeln muss allerdings das Dichtegefälle innerhalb der Flüssigkeit berücksichtigt werden. Unter der Voraussetzung, dass die obere Flüssigkeitsschicht dick ist gegenüber der Bodenschicht und sich in Ruhe oder gleichförmiger Bewegung befindet, ergibt sich für die kritische Geschwindigkeit innerhalb der Bodenschicht der Wert

$$v_c = \sqrt{(1 - \rho_o / \rho_u) \cdot g \cdot h_c} .$$

Dabei bedeuten ρ_o die Dichte der oberen Schicht, ρ_u die Dichte der Bodenschicht und h_c die kritische Höhe der Trennfläche zwischen beiden. Es muss betont werden, dass der Grenzübergang $\rho_o \rightarrow \rho_u$ nicht erlaubt ist.

Um die Betrachtungsweise für inkompressible Flüssigkeiten auch auf das kompressible Gasgemisch Luft übertragen zu können, müssen - wegen der Kompressibilität - zwei Bedingungen erfüllt sein: Zum einen dürfen nur nahezu horizontale Strömungen betrachtet werden und zum anderen müssen die auftretenden Geschwindigkeiten klein gegenüber der Schallgeschwindigkeit bleiben. Trifft dies für eine Luftströmung zu, so gelten für sie ähnliche Gesetze wie für eine Flüssigkeitsströmung. Als meteorologisches Analogon zur zweigeschichteten Flüssigkeitsströmung wäre dann die troposphärische Strömung aufzufassen mit der Tropopause als oberer Begrenzung und einer im Vergleich zu ihr niedrigen Inversion als Trennfläche. Unter der Voraussetzung, dass unterhalb und oberhalb der Inversion die potentielle Temperatur jeweils konstant bleibt, darf in der Beziehung zwischen kritischer Geschwindigkeit und kritischer Höhe der Trennfläche, die für geschichtete Flüssigkeiten gilt, die Dichte durch die potentielle Temperatur ersetzt werden. Die von J.C. Freeman (5) angegebene Formel lautet dann

$$v_c = \sqrt{(1 - \theta_o / \theta_u) \cdot g \cdot h_c} .$$

h_c bedeutet hier die kritische Höhe der Inversion, θ_o die potentielle Temperatur oberhalb und θ_u die potentielle Temperatur unterhalb von ihr. Selbstverständlich ist auch hier der Grenzübergang $\theta_o \rightarrow \theta_u$ nicht gestattet. Dass die geforderten Geschwindigkeiten in der unteren Troposphäre durchaus erreicht und überschritten werden können, kann man aus folgender Tabelle ersehen, in der die Werte der kritischen Ge-

schwindigkeit für verschiedene Inversionshöhen und Temperatursprünge eingetragen sind.

$h_c \backslash \Delta \theta$	3°	5°	10°	15°	
500 m	14	18	26	31	kn
1000 m	19	26	35	43	"
1500 m	24	31	43	53	"

$$\bar{\omega}_u = 280^\circ \text{K}$$

Für die Strömung unterhalb der Inversion lässt sich nun der oben dargelegte Gedankengang nachvollziehen, wenn anstelle eines Bodenhindernisses im Kanal eine Gebirgsbarriere angenommen wird, die eine Einengung des Stromrohrs verursacht. Die Schemata der Abb. 3 gelten dann auch für diese ungleich grössere Dimension. Die schiessende Luftströmung, die sich analog zur Wasserströmung am Leehang des Gebirges entwickelt, ist nach H. Schweitzer (4) mit dem Föhn identisch. Sie endet weiter leewärts in einer Turbulenzzone, die dem "Wassersprung" der Hydraulik entspricht und sich besonders im Wolkenbild (Rotoren) bemerkbar macht. Je nach Intensität des Vorgangs kann der Föhn entweder auf die Hangregion und die Täler beschränkt bleiben oder sich bis ins Gebirgsvorland durchsetzen.

Der geschilderte Prozess setzt die Existenz einer tiefen Inversion voraus. Diese Bedingung wird aber sehr häufig erfüllt sein, da sich gerade im Höhenbereich bis zu 3 km Höhe, der hier interessiert, mehr oder minder kräftige Temperaturumkehrschichten besonders zahlreich finden. Sie werden dort durch das Zusammenwirken von Austausch und Strahlung immer wieder neu geschaffen und grenzen die Grundschicht der Troposphäre ab (K. Schneider - Carius (6)). Besonders kräftig ausgebildet sind diese Sperrschichten unter Hochdruckeinfluss durch die dann wirksame Absinkbewegung und bei Warmluftzufuhr auf der Vorderseite der Zyklogen.

Es ist evident, dass die beschriebenen Störprozesse nicht ohne Auswirkungen auf das Druckfeld bleiben werden. Die Auslenkung der Strömung über dem Inselhindernis, die sich sowohl bei indifferenten als auch stabiler troposphärischer Schichtung vollzieht, wird leeseitig des Hindernisses - unter der Trogausbuchtung - Druckfall hervorrufen. Bei stabiler thermischer Schichtung und geringen Windgeschwindigkeiten wird der Stau der Luftmassen, die nicht über das Hindernis gehoben werden können, für eine Druckerhöhung an der Luvflanke und für eine entsprechende Druckminderung im Leegebiet sorgen. Existiert eine kräftige Inversion wenig oberhalb der Insel, wird auch bei hohen Windgeschwindigkeiten ein ähnlicher Druckeffekt zu beobachten sein, da dann der horizontale Massentransport eine Störung erfährt. Eine vollständige

Kompensation dieser Druckänderungen durch einen Massenfluss in höheren Schichten ist nicht möglich, da sich wegen der Hebungsabkühlung in Luv und dem mit Erwärmung verbundenen Absinken in Lee der Druckunterschied zwischen beiden Flanken in der Höhe vermindert. In der Umgebung der Insel ergibt sich somit die bekannte s-förmige Isobarendeformation mit einem Keil hohen Druckes über der luvseitigen Hälfte und einer Tiefdruckfurche über dem Leegebiet, so wie sie in Abb. 4 wiedergegeben ist. Sie wird nur schwach ausgeprägt sein, wenn bei gering stabiler oder indifferenter Schichtung lediglich der Pressungseffekt wirksam ist. Sie wird dagegen recht deutlich sichtbar werden, wenn eine kräftige Inversion unterhalb der Inselberge liegt und den Transport der Bodenluftmasse völlig blockiert. Die leeseitige Tiefdruckfurche ist dann häufig so stark ausgeformt, dass in ihrem Bereich die Luft in zyklonale Rotation gerät und sich ein "Lee-Tief" abschliesst.

Eine Modifizierung erfährt das Isobarenmuster unter dem Einfluss der Reibung. Wegen der über Land wesentlich vermehrten Bodenreibung werden die Luftmassen über der Inselfläche abgebremst und zum tiefen Druck abgelenkt. Da dies für den Teil der Strömung, der dem Hindernisprofil folgen muss, natürlich ungleich stärker gilt als für den, der die Gipfelregion überstreicht, werden sich die Druckeffekte der beiden Strömungskomponenten nicht völlig überdecken, sondern in ihrer Anordnung gegeneinander verschoben sein. Wenn z.B. die reibungsbeeinflusste Bodenströmung senkrecht auf zwei Flanken des als Rechteck angenommenen Hindernisses stehen soll, damit die von ihr ausgehende Druckstörung maximal gross wird, müssen die Isobaren nach rechts aus der Senkrechten herausgedreht sein. Dann aber schneidet die Oberströmung, die etwa isobarenparallel verläuft oder sogar noch weiter rechtgedreht ist, die beiden seitlichen Flanken der Insel und ruft dort entsprechende Druckänderungen hervor. Im Ergebnis dieses Prozesses schiebt sich der luvseitige Hochkeil in das Gebiet der zum tiefen Druck weisenden Flanke vor, während umgekehrt die Tiefdruckfurche von der Leeseite bis zu der zum hohen Druck gerichteten Flanke ausgreift (Abb. 5). Entgegengesetzte Änderungen ergeben sich, wenn die Isobaren senkrecht auf Luv- und Lee-flanke stehen, die Oberströmung ihre Wirkung für die beiden Seiten der Insel also verliert. Wie Abb. 6 zeigt, verursacht die Ablenkung des Bodenwindes über der Tiefdruckflanke der Insel dann einen seewärts

gerichteten Massenfluss, der druckvermindernd wirkt, wenn vom Luvgebiet keine Luft übertreten kann. An der gegenüberliegenden Seite ergibt sich entsprechend ein aufländiger Fluss, der zu Stauvorgängen Anlass geben kann.

Für die Seefahrt am interessantesten sind natürlich die Veränderungen, die das Windfeld in der Umgebung der Insel erleidet. Sie ergeben sich aus der Deformation des Druckfeldes und sind in Abb. 7 dargestellt. Da der durch den luvseitigen Stau erzeugte Hochkeil seitlich in die ungestörte Strömung hineinragt, finden wir an seiner seewärtigen Flanke und insbesondere an seiner Spitze - links vor dem Hindernis also, wenn wir entlang der Windströmung blicken! - eine merkliche Isobarendrängung, was mit einer Windverstärkung identisch ist. Infolge der antizyklonalen Krümmung der Isobaren ist die Windverstärkung sogar besonders gross. Gleichzeitig erzwingt der Hochkeil ein Rückdrehen der Strömung. Rechtsseitig vor der Insel dagegen werden im Bereich des Staukeils die Winde abgeschwächt, in Küstennähe z.T. auch nach rechts abgelenkt. Spiegelbildlich verkehrt liegen die Verhältnisse an der Leeseite. Dort ergibt sich die Windverstärkung an der seewärtigen Flanke der Tiefdruckfurche, also rechts hinter dem Hindernis, während die Gebiete innerhalb der Tiefdruckfurche eine Windabschwächung erfahren. Auch dabei ist die Stärkezunahme mit einem Rückdrehen, die -abnahme unter der Küste mit einem Rechtdrehen verbunden; infolge der zyklonalen Krümmung der Strombahnen werden die Windstärken gemindert. Für die küstennahen Gebiete innerhalb der Tiefdruckfurche besteht allerdings die Gefahr, dass bei einer Störung der Horizontalkomponente die Föhnströmung, die sich am Leehang entwickelt, bis auf See übergreift und ein plötzliches, stürmisches Auffrischen der ablandigen Winde verursacht. Besonders gefährdet sind in dieser Hinsicht die Seegebiete vor grossen Fjordeinschnitten, in denen der Föhn ein natürliches Strombett findet, und natürlich die Fjorde selbst. In den Fjorden der Leeseite werden auch häufig Fallböen beobachtet, die durch einzelne, über Pässeinschnitte vordringende und infolge ihrer Schwere beschleunigt abstürzende Luftpakete von der Luvseite verursacht werden.

Für die Windverhältnisse vor den beiden seitlichen Flanken der Insel ist wegen des Reibungseinflusses die Streichrichtung der Isobaren entscheidend. Bei rechtgedrehten Isobaren muss entsprechend Abb. 5 und 7 vor beiden Flanken mit überhöhten Windgeschwindigkeiten gerechnet werden. Verlaufen die Isobaren parallel zu den beiden Küsten oder sind sie gar nach links aus der Senkrechten herausgedreht, so ergeben sich nach Abb. 6 beiderseitig der Insel abgeschwächte Winde, die unter Um-

ständen bis zu 180 Grad aus ihrer ursprünglichen Richtung ausgelenkt sind.

Neben diesen Veränderungen im Windfeld, die allein aus der Isobarendeformation resultieren, kommt es zu Windänderungen infolge der direkten Einflussnahme der Topographie. So findet man überhöhte Windgeschwindigkeiten vor Steilküsten, die unter einem geringen Winkel gegen die Strömung gestellt sind und eine Bündelung der Stromlinien verursachen ("Küstenführung"), sowie an vorspringenden gebirgigen Landzungen, wo der Massenfluss eine düsenartige Pressung erfährt ("Eckeneffekt"). Unmittelbar daneben kann in Buchten oder vor Steilküsten, die sich der Strömung frontal entgegenstellen, Windruhe herrschen, da hier ein Teil der anströmenden Luft abgebremst wird und stagniert. Innerhalb dieser keilförmig vor dem Hindernis lagernden "Totluftmasse" werden durch die darüberstreichende schnelle Strömung häufig wirbelartige Zirkulationen angeregt. Das gleiche gilt für das Leegebiet hinter hohen, steil abfallenden Küsten, wo sich infolge Ablösens der Strömung vom Untergrund sehr leicht Wirbel mit horizontaler Achse ("Leewirbel") bilden. Wirbel mit vertikaler Achse entstehen dagegen bevorzugt hinter vorspringenden Ecken, an denen eine schnelle Windströmung vorbeischießt. All diese kleinräumigen Effekte überlagern sich dem Bild, das sich aus dem Wirken der grossräumigen Prozesse ergibt, und komplizieren es.

Wie eine topographische Übersichtskarte (Abb. 8) zeigt, bildet Island mit seiner weiträumigen Hochfläche und seinen zahlreichen Vulkanbergen, die oft in unmittelbarer Küstennähe aufragen, ein recht wirksames Hindernis für die Luftströmung. Da die Osthälfte der Insel ungleich gebirgiger ist als ihr Westteil, werden von ihr die stärkeren orographischen Wirkungen ausgehen. Dies gilt insbesondere für den Südosten Islands, der von dem riesigen Gletschermassiv des Vatna-Jökull bedeckt ist, am steilsten aus dem Meere emporwächst und am wenigsten von Fjordeinbuchtungen zerschnitten wird. Kaum 15 km von der Küste entfernt, erhebt sich hier der 2119 m hohe Oerafa-Jökull, der höchste Berg Islands. Eine ähnlich starke Einflussnahme auf das Stromfeld kann von dem vergletscherten Doppelmassiv des Eyjafjalla-Jökull (1666 m) und des Myrdals-Jökull (1314 m) erwartet werden, das den Süden Islands beherrscht. Westlich davon sinkt das Terrain ab und endet in dem flachen Südwestzipfel der Insel, auf dem sich die Hauptstadt Reykjavik und der Flughafen Keflavik befinden. Zwei grosse Buchten - Faxafloi und Breidafjörður - und zwei Landzungen bestimmen das Gesicht der Westflanke. Die südliche Landzunge trägt den 1446 m hohen Snaefells-Jökull ("Schneemann"), die nördliche ragt fingerförmig aufgegliedert weit in die Dänemark-

strasse hinein. Ähnlich der Westküste und im Gegensatz zur Süd- und Ostflanke weist die Nordseite Islands eine starke Gliederung durch zahlreiche, tief eingeschnittene Fjorde auf. Allerdings stellt sich auch hier nur wenig landeinwärts eine breite Gebirgsbarriere den anströmenden Luftmassen entgegen. Lediglich zwischen Hunafloi im Norden und Selvogsgrunn im Süden besteht eine schmale Verbindung über flaches Land hinweg.

Diesen geographischen Gegebenheiten entsprechend, findet man für die Seegebiete und Fischgründe rund um Island, die in Abb. 9 eingetragen sind, folgende Beziehungen zwischen Anströmung und orographisch bedingter Windverstärkung bzw. -abschwächung: (s. Tabelle S. 13)

Diese Aufstellung beinhaltet natürlich nur eine relative Aussage - eben über Windverstärkung bzw. -abschwächung innerhalb einer vorgegebenen Strömung - und gibt keine Auskunft über die tatsächlich zu erwartenden Windstärken. Gegenüber Windstärke Bft 10 zum Beispiel bedeutet Windstärke Bft 8 genauso eine Abschwächung wie Windstärke Bft 4 gegenüber Bft 6. Man sollte aus der Aufstellung auch nur entnehmen, welche Gebiete bei einer Sturmlage wettermässig benachteiligt sind und welche begünstigt. Für die Gebiete, die in Klammern gesetzt sind, gelten die Beziehungen nur eingeschränkt und nicht in jedem Falle. Auf einigen Fangplätzen können bei der gleichen Strömungsrichtung die Winde sowohl verstärkt als auch abgeschwächt werden. Darüber aber mehr bei den Wetterkartenbeispielen !

Voraussetzung für die Richtigkeit der Angaben ist es, dass die gesamte Insel von einer einheitlichen Strömung überdeckt wird. Trifft das nur für einen Teil Islands zu und unterliegen andere Teile gegenläufigen Windsystemen, so ergeben sich natürlich abweichende Konsequenzen. Nähert sich zum Beispiel ein Tief Island von Westen und liegt gleichzeitig der Osten der Insel noch im Einflussbereich einer Nordmeerzyklone, so gilt wohl die Aussage, dass es links des vor der Südküste aufgeworfenen Staukeils - also insbesondere über dem Fangplatz Mehlsack - zu einer Windverstärkung kommt, nicht aber die entsprechende, dass auch an der Spitze der leeseitigen Tiefdruckfurche - an der Ostküste - die Winde auffrischen. Im Gegenteil: Die entstehende Tiefdruckfurche schafft eine Verbindung zum Nordmeertief und verursacht somit zunächst ein Abflauen der an der Ostküste vorher noch anzutreffenden lebhaften nördlichen Winde. Erlischt dagegen mit Passage des Frontensystems die stauerzeugende Strömung über dem Westteil der Insel, so wird dort der Staukeil wieder abgebaut, und die Zone orogra-

Strömungs- richtung		Windverstärkung	Windabschwächung
S, SSE	Luv	Vikurall - Schneemann - Mehlsack - Westmänner - Portland	Schooners - Lönstief
	Lee	Langanes - Reydartief - Berutief	Gammelloch - Nordküste
SE	Luv	Mehlsack - Westmänner - Huk	Lönstief - Reydartief; Rosen- garten
	Lee	Schneemann/innen; (Bar- dagrund); Gammelloch; Grimsey - Langanes; (Dohrbank)	Schneemann/aussen - Vikurall; (Strandagrund); Nordküste
ESE	Luv	Südl. Mehlsack - West- männer - Myragrund	Berutief - Nordostküste
	Lee	Schneemann/innen; (Vi- kurall); Bardagrund - Strandagrund; Langanes; Dohrbank	Jammerbank - Schneemann/aussen; Nordküste
E	Luv	Portland - Huk - Beru- tief; (Rosengarten)	Nordostküste
	Lee	Reykjanes; Schneemann/ innen; Vikurall - Gam- melloch - Nordküste - Langanes; Dohrbank	Heimaey - östl. Reykjanes; Jammerbank - Katzengrund
ENE	Luv	(Portland); Schooners - Lönstief - Reydartief; Rosengarten	Langanes - Nordküste
	Lee	Selvogsbank - Mehlsack; Schneemann - Gammelloch; Dohrbank	Westmänner; Jammerbank
NE	Luv	Lönstief - Reydartief; Rosengarten	Nordost- und Nordküste
	Lee	(westl. Schooners - Westmänner); Selvogsbank - Mehlsack - Schneemann - Bardagrund - Kap Nord; (Gammelloch)	Schooners; (Portland - West- männer); Dohrbank
NNE N NNW	Luv	Reydartief - Langanes - Grimsey	Strandagrund - Gammelloch
	Lee	(Schooners - Portland); Westmänner - südl. Mehl- sack; Jammerbank - Kat- zengrund	(Lönstief); Myragrund - Huk; (Schooners); Dohrbank
NW WNW	Luv	Langanes - Grimsey; (Nordküste)	(Strandagrund); Gammelloch - Vikurall
	Lee	(Huk); Schooners - Westmänner - Mehlsack	(Reydartief); Berutief - Lönstief; (Rosengarten)
W WSW	Luv	Gammelloch - Bardagrund; (Jammerbank)	Schneemann; Reykjanes - Selvogsbank
	Lee	Lönstief - Huk - Port- land; Rosengarten	Nord- und Nordostküste
SW SSW	Luv	Vikurall - Jammerbank	Schneemann/innen - südl. Mehl- sack - Portland
	Lee	Reydartief - Lönstief - Huk; (Schooners)	Strandagrund - Grimsey - Nordostküste

phisch verstärkter Süd- oder Südostwinde wandert mit der Front an der Küste entlang ostwärts. Mit immer geringer werdendem Massenstau verringert sich dabei natürlich auch der Betrag der Windverstärkung.

Beispiele (Einzelwetterlagen) für die Anströmrichtungen
Süd über Ost bis Nord

Anhand einiger Beispiele sollen nun die oben angeführten Beziehungen nachgewiesen werden. Um die Unterschiede zwischen den einzelnen Windrichtungen besser zu verdeutlichen, sei dabei angenommen, dass sich die Anblasrichtung in kontinuierlicher Weise drehe. Die Isobaren auf den Kartenausschnitten wurden nach Luftdruckbeobachtungen gezeichnet, die der Übersichtlichkeit halber nicht noch einmal reproduziert worden sind.

Beginnen wir mit einer Südlage ! In Abb. 10 ist die Wettersituation vom 25.1.1965, 18 MGZ wiedergegeben. Auf der Vorderseite einer nordostwärts vordringenden Okklusionsfront setzt eine kräftige südsüdöstliche Strömung über Island hinweg. Der Staukeil über dem Südwestteil der Insel und die Tiefdruckfurche nördlich von ihr sind gut ausgeprägt. Interessanterweise ist der Staukeil über der Westküste trotz der ablandigen Bodenströmung bis nach Vikurall verlängert, so dass die stärksten Winde vom Fangplatz Schneemann-aussen gemeldet werden. Eine Erklärung hierfür ergibt sich, wenn man den vertikalen Aufbau der Strömung untersucht. Im Bild des Radiosondenaufstiegs von Keflavik vom Morgen des gleichen Tages (Abb. 11) springt sofort die mächtige Inversionsschicht zwischen 2.3 und 2.9 km Höhe ins Auge. Da die Luftmassen unter ihr bei hohem Feuchtegehalt nahezu indifferent geschichtet sind, einer Hebung also nur geringen Widerstand entgegensetzen, dürfte diese Inversion, die knapp 1000 m oberhalb der zentralisländischen Hochfläche und etwa 1500 m über den Bergen Westislands ansetzt, für die Druckfeldstörung im Inselbereich verantwortlich sein. Tatsächlich zeigt auch ein Vergleich mit der Tabelle auf Seite 5, dass bei einem potentiellen Temperatursprung von 10 Grad und 50 kn Windgeschwindigkeit der kritische Geschwindigkeitswert bereits überschritten ist. Da aber die Strömung in Höhe der Inversion gegenüber dem Bodenwind rechtgedreht ist und direkt von Süden über Island hinwegweht, erfolgt der Stauprozess im Westen der Insel erst über dem Gebirgszug des "Schneemann", so dass die Druckerhöhung dort plausibel wird. Die Föhnströmung, die sich gleichzeitig an der Leeseite der westisländischen Berge entwickelt, macht sich in den Bodenmeldungen von Galtarviti (005) und Stykkisholmur (013) bemerkbar. Beide Stationen melden

Südost 7, obwohl sie bereits in der Zone abgeschwächter Luftdruckgradienten liegen. Der Föhn einfluss zeigt sich auch darin, dass Galtarviti von allen isländischen synoptischen Stationen die höchste Temperatur verzeichnen kann. Im übrigen scheint die Oberströmung über dem Ostteil der Insel noch weiter rechtgedreht zu sein und eine merkliche Westkomponente zu besitzen. Das Ausgreifen der leeseitigen Tiefdruckfurche bis zum Fangplatz Berutief deutet jedenfalls auf eine solche Drehung hin.

Zusätzlich muss bemerkt werden, dass bei Bodenwinden aus dem Sektor Süd bis Südost die abschwemmende Wirkung über der Westküste auch deshalb gering bleibt, weil über den flachen Südwestzipfel der Insel genügend Luft von Luv übertreten kann und am "Schneemann"-Massiv ein direkter Stau erfolgt. Erst wenn der Bodenwind auf Südost oder Ostsüdost dreht und vom zentralisländischen Hochplateau herabweht, vermindert sich der Druck über der Westflanke. Dann kann dort, wo gerade noch die stärksten Winde herrschten - zwischen Jammerbank und Vikurall -, eine besonders wirksame Windabschwächung erwartet werden. In Abb. 12 (Wetterlage vom 2.2.1966, 18 MGZ) ist die Auffächerung der Isobaren über der Westküste gut sichtbar. Lediglich an den Südflanken der beiden grossen Landzungen ("Schneemann", Nordwest-Inland) bleibt der Wind weiterhin stark, da das druckvermindernde Abschwemmen über den beiden Becken des Faxafloi und des Breidafjördur naturgemäss am intensivsten ist, an ihren nordseitigen Begrenzungen also sich auf kleinem Raume sowohl Gradientverschärfungen als auch Stromlinienpressungen einstellen (vgl. auch H.O. Mertins (2)). Im Gegensatz zur Westseite sind die Isobaren südlich Islands wegen des Staus an der mauerartig aufragenden Südostflanke enorm zusammengedrängt. Zwischen Huk und Mehlsack weht orkanartiger Ost. Die höchsten Windgeschwindigkeiten meldet gewöhnlich die Wetterstation auf den Westmännern - in unserem Falle vollen Orkan bei Sichttrübung durch treibende Vulkanasche.

In Abb. 13 ist die Temperaturkurve des Radiosondenaufstiegs von Keflavik vom Morgen des 2.2. aufgezeichnet. Wie man sieht, wird die Isobarendeformation diesmal zu einem guten Teil durch den Stau einer bodennahen Kaltluftschicht hervorgerufen, über die feuchteangereicherte Warmluft aufgleitet. Selbst wenn man die beachtliche Stabilität innerhalb der Warmluft unberücksichtigt lässt, ergibt sich bei einer Gradientwindströmung von 35 kn eine maximale Hubhöhe von nur 1200 m für die Bodenkaltluft. Sie reicht nicht aus, um diese Luftmasse vollständig über die hochaufragende Ostflanke der Insel hinwegzuheben. Die Stauwirkung wird noch grösser, wenn sich die Okklusionsfront der Insel

nähert und die Kaltluft, die nicht mehr nach oben auszuweichen vermag, in dem immer schmaler werdenden Raum zwischen Front und Inselhindernis zusammengepresst wird. Nicht selten werden in einem solchen Falle Wellen- und Teiltiefbildungen an den gegen Island vordringenden Fronten erzwungen.

Eine markante Änderung erfährt die Situation, wenn die Isobaren Ost-West-Richtung annehmen, die östliche Strömung am Boden also eine leichte Nordkomponente bekommt. Während vor Portland und südlich der Westmänner die Winde nach wie vor verstärkt erscheinen, meldet die Wetterwarte auf Heimaey jetzt auffällig schwache Windwerte (im Beispiel vom 27.1.1966 Ost Bft 7 gegenüber Ostnordost Bft 9 südlich und östlich davon, vgl. Abb. 14 !). Bei küstenparallelem Isobarenverlauf beginnt westlich Portlands im Lee der südisländischen Berge das Abschwemmen der Luftmassen wirksam zu werden, das über dem Seegebiet zwischen Westmännern und Reykjanes für eine Gradientabschwächung und damit für ein Nachlassen des Windes sorgt, während es bei Kap Reykjanes selbst - wegen der notwendigerweise auftretenden Verschärfung des Gradienten, aber natürlich auch wegen der Drängung der Stromlinien an der vorspringenden Ecke - eine Windverstärkung verursacht. Die Meldungen des FSB "Meerkatze", das an diesem Tage von Portland zum Faxafloi dampfte, belegen recht gut das rasche Abflauen westlich der Westmänner und das neuerliche Aufbrisen bei Reykjanes (s. Abb. 15). Auf die Windabschwächung in diesem Gebiet hat bereits H.O. Mertins (7) aufmerksam gemacht.

Der Aufstieg von Keflavik (Abb. 16) repräsentiert in diesem Falle natürlich nicht die ungestörte Anströmung, die die orographischen Prozesse auslöst, sondern zeigt die Veränderungen an, die die Schichtung unter dem Wirken dieser Prozesse erfährt. Temperatur- und Feuchtekurve markieren hier die Erwärmung und Austrocknung der unteren Luftschichten, die über der leeseitigen Abschwemmzone ersatzweise nachsinken müssen. Strichliert ist die mutmassliche Temperaturverteilung vor dem Absinken eingetragen. Die Inversion, die danach bei 1.3 km Höhe gelegen haben müsste, dürfte die Druckfeldstörung im Inselbereich verursacht haben, da sie die meisten südisländischen Berge schneidet und einen durchgehenden Massenfluss somit verhindert. Sie ist über dem Leegebiet nahezu aufgelöst, weil sich die Luftmassen unter ihr durch das Absinken stark erwärmt haben. Oberhalb der Inversion war dagegen die Absinkbewegung schwächer, die Temperaturerhöhung also geringer, da die Erwärmung der unteren Luftschichten den Druckunterschied zwischen Luv und Lee zumindest teilweise kompensiert. Es zeigt sich also,

dass die abwärts gerichtete Vertikalbewegung im Lee von Hindernissen labilisierend auf die Schichtung wirkt, wenn diese vorher stabil war. Es ist dies ein Faktor, der bei Lee-Zyklogenesen grösseren Stils - wie man sie z.B. im grönländischen Raum häufig beobachtet - sicherlich eine Rolle spielt.

Bei Winddrehung auf Nordost verstärkt sich die ablandige Komponente über Islands Südküste. Die Schutzwirkung der Berge macht sich dann besonders an drei Stellen bemerkbar: Im Bereich der Westmänner-Inseln, über der Medellands-Bucht und über der inneren Myrabucht. Bei stark ausgeprägten orographischen Prozessen kann sich in der Nähe der Westmänner ein Leetief abschliessen, so dass die Windwerte der Inselstation in schroffem Kontrast zur allgemeinen Druck- und Windsituation stehen (vgl. M. Rodewald (1) und H.O. Mertins (2)). Ein Beispiel für eine solche Lage zeigt die Wetterkarte vom 26.1.1966, 06 MGZ (Abb. 17). An diesem Morgen meldete Heimaey an der Südflanke eines kleinen Leetiefs West Bft 4, während FSB "Meerkatze" westlich davon auf dem Selvogsgrunn in schwerem Nordoststurm Bft 9 - 10 dampfte. Trotz der nahen Küste trieb der Sturm Wellen von 4 m Höhe gegen das Schiff. Wie aus Abb. 18, in der die Windmeldungen der "Meerkatze" eingetragen sind, zu ersehen ist, verblieb das Schiff auch bei der Weiterfahrt an der Küste entlang innerhalb der Sturmzone: 09 MGZ wurde Nordost Bft 9, 12 MGZ dicht nordwestlich der Westmänner noch Nordost Bft 7 - 8 gemessen. Erst als die Durchfahrt nördlich der Inselgruppe passiert und damit der Schutzbereich der beiden Vulkanberge Eyjafjalla-Jökull und Myrdals-Jökull erreicht war, flaute der Wind ab und lief zeitweise um. Die windschwache Zone erstreckte sich bis westlich von Portland. Östlich davon - zwischen Portland und der Medellands-Bucht - briste der Nordost erneut auf, um über dem Fangplatz Schooners nochmals bis Bft 5 zurückzugehen. Danach verliess "Meerkatze" den Einflussbereich der Insel und dampfte in die breite Nordoststurm-Zone hinein, die von einem ostwärts ziehenden Tief zwischen Faröer und Island erzeugt worden war.

Der heftige Sturm, den FSB "Meerkatze" erlebte und der seiner Richtung nach von den isländischen Bergen herabwehte, lässt einen sofort an die schiessende Luftströmung des Föhns denken. Tatsächlich erscheinen die gemessenen Windgeschwindigkeiten auch zu hoch, als dass sie einfach aus einer gradientgerechten Windverstärkung an der Westflanke des Leetiefs erklärt werden könnten. Der eingezeichnete Druckgradient würde lediglich Geschwindigkeiten um 35 kn rechtfertigen, wobei die starke zyklonale Krümmung der Isobaren noch eine wesent-

liche Stärkeminderung verursachen müsste. So scheint es sich bei dem angegebenen Beispiel tatsächlich um den Fall einer Föhnströmung gehandelt zu haben, die sich innerhalb einer bereits ausgeformten Tiefdruckfurche an orographisch günstiger Position entwickelte und auf See übergriff.

Den mutmasslichen Strömungsverlauf dazu zeigt Abb. 19. Wie man sieht, entwickelte sich der Föhn in mehreren markanten Geländeeinschnitten nördlich des Eyjafjalla-Jökull und zwischen Myrdals-Jökull und dem Vatna-Jökull-Massiv. Das Terrain dazwischen blieb im Lee der Bergmassive windschwach. Dass der Föhn nicht auch die Berge überströmte, kann zweierlei Ursachen gehabt haben: Zum einen können innerhalb der Geländeeinschnitte düsenartige Windverstärkungen aufgetreten sein, so dass dort die kritische Geschwindigkeit zuerst überschritten wurde, zum anderen kann aber auch wie beim vorigen Beispiel die Inversion von vornherein unterhalb der meisten Gipfel gelegen haben, so dass nur in den Pässen eine Föhnentwicklung möglich wurde. Im Keflaviker Aufstieg vom Morgen des 26. (Abb. 20) ist eine Inversion bei 1.8 km angedeutet. In dieser Höhe würde die Sperrschicht unterhalb der höchsten Gipfel und nur wenig oberhalb der meisten anderen Berge gelegen haben. Es gilt aber auch hier wieder, dass die Schichtung durch das Absinken bereits labilisiert worden ist und man also über dem Gebirge selbst eine tiefer ansetzende und kräftigere Inversion vermuten kann. Dass der Druckeffekt der Insel oberhalb 800 mb bereits kompensiert ist, lässt neben der Feuchteverteilung vor allem die Windstruktur schliessen. Die auffällige Schwächung des Höhenwindes zwischen 0.8 und 1.7 km (900 und 800 mb) dürfte auf die Ausformung der Tiefdruckfurche zurückgehen, während der ungleich stärkere Wind in höheren Schichten die unbeeinflusste Strömung repräsentiert. Am Boden - innerhalb der flachen Kaltluftschicht - spricht der Wind mit 20 kn auf die Föhnströmung an.

Der Föhnsturm an Islands Südküste erlischt, als während des Folgetages das Tief, das die kräftige nordöstliche Anströmung hervorgerufen hatte, ostwärts weiterzieht und der Druckgradient am Boden wie in der Höhe abgeschwächt wird. Trotz allgemeinen kräftigen Druckanstiegs bleibt die Tiefdruckfurche über der Leeflanke Islands aber erhalten und in der Abendkarte des 27.2. (Abb. 21) findet man sogar ein gut ausgebildetes Leetief - diesmal zwischen Reykjanes und den Westmänner-Inseln. Die Zone orographisch verstärkter Winde an seiner Westflanke erstreckt sich über eine Breite von mehr als 200 sm. Bei der Entstehung dieses Tiefs dürften - nach den aerologischen Verhältnissen

zu schliessen (Aufstieg vom 27.2., 12 MGZ, Abb. 22) - zwei Effekte beteiligt gewesen sein: Zum einen der Stau einer bodennahen Kaltluftschicht, die über Keflavik eine vertikale Mächtigkeit von 500 m besitzt, und zum anderen die Pressung der Luftmassen unterhalb der jetzt bei 2 km Höhe liegenden Inversion. Das auffällige Rechtdrehen des Höhenwindes in der Schicht unterhalb der Temperaturumkehr könnte man als direktes Indiz für die Auslenkung der Strömung ansehen, die sich aus dem Pressungseffekt ergibt. Wie wirksam die beiden orographischen Prozesse in diesem Falle waren, lässt die 850 mb-Topographie vom 28.2., 00 MGZ (Abb. 23) erkennen, auf der eine markante Trogausbuchtung von einem über den Pentlands liegenden Wirbel bis nach Südwestisland ausgreift.

Wie die 18 MGZ-Karte des 28. (Abb. 24) beweist, bleibt das Tief als selbständiges zyklonales Gebilde sogar nach Erlöschen der nordöstlichen Strömung erhalten. Seine Zirkulation erfasst allerdings nur noch eine seichte Bodenschicht, und in einer von Höhe von 1 km ist der Wind zu diesem Zeitpunkt bereits auf schwachen Südost gedreht, zwischen 1,8 und 3 km Höhe sogar bis zur völligen Stille abgeflaut. In der Nacht zum 29.2. wird das Tief dann von einem Sturmwirbel, der sich Island von Südwesten nähert, aufgenommen.

Dass die beiden Parameter Schichtungsstabilität und Strömungsgeschwindigkeit das Ausmass der Druckfeldstörung im Inselbereich wesentlich bestimmen, demonstriert ein anderer Fall nordöstlicher Anströmung. Abb.25 zeigt mit der Wetterlage vom 3.3.1965 das Beispiel einer sehr intensiven Nordostströmung, die auf der Rückseite eines vor Irland liegenden Sturmtiefs frische polare Kaltluft nach Süden führt. Der Stabilitätsgrad der thermischen Schichtung ist nach Abb.26 so gering, dass allein der Pressungseffekt wirksam werden kann. Da aber der Auslenkungswinkel der Strömung dabei wesentlich kleiner ist als im Falle stark stabiler Schichtung, findet man im Isobarenbild die Tiefdruckfurche entsprechend schwächer ausgeprägt. Lediglich im Lee des Vatna-Jökull-Massivs zeigt sich noch eine Gradientabschwächung, während die Zone mit den am stärksten gebündelten Isobaren, die in den vorigen Beispielen vor der Westküste gelegen hatte, ostwärts bis Portland vorgerückt ist. Die Westmänner-Inseln, auf denen sonst im Bereich des Leetiefs schwache Winde herrschten, melden diesmal Nordorkan !

Ein weiteres Beispiel dafür, wie gravierend sich die Windverhältnisse an der Leeseite ändern können, wenn sich Schichtungsstabilität und Anströmungsgeschwindigkeit verändern, bildet eine Nordlage, die FSB "Meerkatze" bei seiner Islandfahrt im Januar 1965 erlebte. In der Nacht

vom 14. zum 15.1. wurde ein Tief, das ursprünglich vor Südwestisland festgelegen hatte, nordostwärts in Bewegung gesetzt und mit starkem Rückseitenanstieg überquerte eine Zone stürmischer Nordwinde Island von West nach Ost. Die Auslenkung der Strömung bewirkte dabei vor Portland, wo "Meerkatze" lag, sowohl eine Windverstärkung als auch ein Rückdrehen auf Nordwest. Der heftige Sturm tobte die ganze Nacht über. Da gleichzeitig die Temperaturen unter den Gefrierpunkt absanken, überzog das überkommende Spritzwasser Schanzkleid und Aufbauten mit einem massiven Eispanzer. In den Morgenstunden erfolgte dann ein plötzliches Abflauen bis Nordwest Bft 5-6. Der Hauptdruckanstieg war vorbei, so dass die Geschwindigkeit der Anströmung nachliess und wohl auch eine thermische Stabilisierung einsetzte. Damit kam es nun aber zu einem Stau der Luftmassen, die bisher über das Inselgebirge hinweggeführt worden waren, und zu einer stärkeren Ausformung der leeseitigen Tiefdruckfurche in westlicher Richtung. Über der Medelland-Bucht konnte sich ein Leetief abschliessen, in dessen Nähe die Winde abgeschwächt wurden (vgl. Abb. 27). Westlich von Portland dagegen hielt der Nordsturm - gerade wegen Ausbildung des Leetiefs - noch längere Zeit an. Über Keflavik nahm der Höhenwind in 1 km Höhe von 00 bis 12 MGZ von 29 auf 19 kn ab, wobei berücksichtigt werden muss, dass der Mittagswert infolge stärkerer Ausformung der Tiefdruckfurche sicher überhöht war.

Der Einfluss Grönlands auf die Winde im Bereich der Dänemarkstrasse

Wir wollen nun unsere Betrachtung rund um die Windrose kurz unterbrechen, um noch einiges zu den Windverhältnissen im Bereich der Dänemarkstrasse nachzutragen. Für die Beurteilung der Situation in diesem Seegebiet muss man nämlich nicht nur den Einfluss Islands, sondern auch den des benachbarten Grönland berücksichtigen, an dessen eisgepanzertem Gebirgsschild die orographischen Effekte nicht weniger kräftig ausgeprägt sind. Aus dem Zusammenspiel der Wirkungen beider Landflächen können für die Gebiete innerhalb der Dänemarkstrasse erhebliche Verstärkungen, aber auch Abschwächungen des Windes resultieren, je nachdem an welcher der beiden in Frage kommenden Küsten der Druck zusätzlich erhöht bzw. erniedrigt wird. Bei Windströmungen zwischen Südost und Nordost, die vor Westisland eine Tiefdruckfurche ausheben, ergibt sich an der gegenüberliegenden südostgrönländischen Küste zusätzlicher Druckanstieg. Das Ergebnis ist eine Isobarendrängung über der Dänemarkstrasse und dementsprechend eine Windverstärkung auf den Fangplätzen zwischen Angmagssalik und Nordwestisland. Auf der Abendkarte des 2.2.1966 (Abb. 12) kann man diese Zone gebündelter Isobaren

zwischen dem Staukeil vor Südostgrönland und der Tiefdruckfurche westlich Islands deutlich erkennen.

Dreht der Gradientwind auf Nordost, so beginnt sich die Wirkung der beiden Landblöcke umzukehren. Während sich an der Nordküste Islands Stau bemerkbar macht und dementsprechend dort ein Hochkeil entsteht, wird an der grönländischen Küste südwestlich von Kap Tobin (vgl. Kartenskizze Abb. 28) erstmals eine ablandige Windkomponente wirksam, die für ein Abschwemmen der Luftmassen in Richtung See und damit für eine Druckerniedrigung über der Küstenlinie sorgt. Vom Inlandeis kann nicht genügend Luft als Ersatz nachfließen. Eine Tiefdruckfurche bildet sich, die stetig weiter in Südwestrichtung ausgreift, da an ihrer Spitze - infolge der Gradientverschärfung - der Prozess des Abschwemmens intensiviert wird. Über der Dänemarkstrasse werden dadurch die Isobaren geweitet, die Winde unter gleichzeitigem Rückdrehen abgeschwächt. Die Windsteigerung innerhalb der Leefurche vor Westisland beschränkt sich auf die Fangplätze nahe der Küste. In Abb. 29 ist die Deformation der ursprünglich geradlinigen Isobaren schematisch dargestellt. Der schmale Hochkeil, der sich als Pendant zur südostgrönländischen Tiefdruckfurche an den Nordwestzipfel Islands anlehnt, verhindert ein Übergreifen der starken oder stürmischen nördlichen Winde in Richtung Dänemarkstrasse. Ein Beispiel für eine derartige Entwicklung zeigen die Wetterkarten vom 27. und 28.8.1965 (Abb. 30 bis 32), auf denen ein kleines Sturmtief - später Randtief eines Sturmwirbels östlich Islands - von Jan Mayen gegen Ostgrönland vordringt. Der kräftige Druckfall auf seiner Vorderseite löst im Seegebiet zwischen Scoresbysund und Nordwestisland Nordnordoststurm aus und setzt damit indirekt den oben beschriebenen Abschwemmprozess an der grönländischen Küste in Gang. (27.8., 18 MGZ, s. Abb. 30). Wie nun die Entstehung der Tiefdruckfurche ein Vordringen der Sturmzone in die Dänemarkstrasse, das man bei dem westwärts ausgreifenden Druckfall vielleicht hätte vermuten können, verhindert, zeigen am besten die Fischdampfermeldungen von der Dohrnbank. Dort frischen die Winde am Abend des 27. zwar noch bis Nordnordost Bft 6 auf, bleiben dann aber die Nacht über gleich, um am Vormittag des Folgetages bei Rückdrehen auf Nordwest sogar auf Bft 3 abzunehmen. Weiter westlich - vor Angmagssalik - macht sich überhaupt keine Windzunahme bemerkbar; während der Bildung der Tiefdruckfurche drehen die Winde um 180 Grad auf südwestliche Richtung. Vor Nordwestisland dagegen tobt der Nordoststurm. Die höchste Windstärke (Bft 10) meldet der Fischdampfer "Hannover" von einer Position westlich des Isafjordes. Dort sorgt die Pressung der Strom-

linien an der Küste im Verein mit der antizyklonalen Isobarenkrümmung für eine Überhöhung der Windgeschwindigkeit. Erst als im Laufe des 28. der Druckfall über Nordwestisland aufhört, und die stauerzeugende Strömung auf Nord zurückdreht, werden mit Vorrücken des Hochkeils von der Dänemarkstrasse die Winde westlich Islands abgeschwächt, während über dem Strandagrund der Sturm den ganzen Tag anhält. In einer solchen Situation können dicht unter der Küste und in den Fjorden Nordwestislands noch steife und böige Nordostwinde herrschen, während es draussen auf dem Fangplatz "Gammelloch" schon völlig flau ist. Östlich Kap Nord steigert sich der Wind rapid um fünf bis sieben Stärken, und vor der Nordküste liegen die Dampfer gegenan.

Beispiele (Einzelwetterlagen) für die Anströmrichtungen
Nordwest bis Südwest

Orographisch bedingte Druckerniedrigung und Druckerhöhung stehen sich an den beiden, die Dänemarkstrasse flankierenden Küsten wieder direkt gegenüber, wenn der Wind aus Nordwesten vom Inlandeis herabweht und nach Überqueren der Seepassage auf den gebirgigen Sporn Nordwestislands auftrifft. Aus der resultierenden Isobarendeformierung wird die Tatsache verständlich, dass durchgehende nordwestliche Windströmungen im Bereich der Dänemarkstrasse recht selten sind. Die Winde drehen vielmehr beinahe immer auf West oder Südwest zurück und sind im Mittelteil der Passage relativ stark, an den beiden Küsten dagegen abgeschwächt. Wie es trotzdem zu starkem oder gar stürmischem Nordwest in diesem Seegebiet kommen kann, zeigt die Wetterlage vom 2.12.1964 (Abb. 33), bei der der Staukeil über Nordwestisland durch eine südostwärts vordringende Kaltluftstaffel abgebaut worden ist. Die straffe nordwestliche Strömung auf der Vorderseite der Staffel überquert den Südwesten Islands und erzeugt vor der Südküste eine Tiefdruckfurche, an deren Westrand - zwischen Schooners und Mehlsack - die Winde verstärkt werden. Diese Tiefdruckfurche ist auch im Bild der ungleich gradientenschwächeren Nordwestlage vom 2.7.1964 (Abb. 34 und 35) gut zu erkennen; ausserdem zeigen die Karten den "normalen" s-förmigen Isobarenverlauf über der Dänemarkstrasse im Falle nordwestlicher Anströmung. Die Wetterentwicklung am 2.7.1964 ist deshalb besonders interessant, weil sie recht gut die Wirkung der sommerlichen Aufheizung veranschaulicht. Infolge der Erwärmung des festen Landes, die im wolkenarmen Leegebiet naturgemäss am kräftigsten ist, bildete sich im Laufe des Nachmittags innerhalb der Tiefdruckfurche ein Hitzetief aus, wodurch der Gradient zum hohen Druck verschärft, zum tiefen Druck dagegen abgeschwächt wurde. Vom Fangplatz Berutief meldeten Fischdampfer

schwache umlaufende Winde, während "Anton Dohrn" - vor Portland fischend - ein Auffrischen von West Bft 4 auf West Bft 6 erlebte. Der tagesperiodische Wechsel zwischen schwachen Winden nachts und vormittags und stark auffrischendem West am Nachmittag und Abend wiederholte sich auch während des nächsten Tages. An beiden Tagen ging dabei dem Auffrischen die Entstehung von Quellgewölk voraus - ein deutlicher Hinweis auf die durch Überhitzung ausgelöste Konvektion als den Prozess, der in diesem Falle für die (relative) Druckerniedrigung verantwortlich war. Bei allgemein stabiler thermischer Schichtung führte das Aufstrudeln der überhitzten Luftquanten im Bereich des Leetiefs sogar zu Schauertätigkeit. Während die aufsteigende Luft von der nordwestlichen Höhenströmung seewärts abgeführt wurde und dort - zwischen Medellandsbucht und Rosengarten - für eine Überhöhung des Druckes sorgte, konnte über die Barriere der südisländischen Berge hinweg in niederen Schichten keine Luft vom Land her nachfliessen, so dass an der Küste - trotz allgemeinen Druckanstiegs - der Druck relativ niedrig blieb und sich ein kleines Tief abschloss.

Auch bei westlicher Drift bleibt das erwähnte Isobarenmuster mit Tiefdruckfurche über Südostgrönland und Hochkeil vor Westisland erhalten. Von West nach Ost schwenkende Tröge werden über der Dänemarkstrasse deshalb in ihrer Wirkung verstärkt, über Island dagegen abgeschwächt, während die nachfolgenden Keile umgekehrt erst bei Erreichen der Westküste Islands voll zur Geltung kommen. Abb. 36 zeigt auf der Abendkarte des 8.2.1965 einen solcherart verschärften Trog zwischen Grönland und Island, der anschliessend fast unbemerkt, weil durch den Staukeil neutralisiert, Island überquert und sich erst östlich und südöstlich der Insel durch verstärkten Druckfall bemerkbar macht. Die Trogpassage führt sechs Stunden später sogar zur Ausbildung eines kleinen Tiefs innerhalb der leeseitigen Tiefdruckfurche. Eine besondere Bündelung erfahren die Isobaren in dieser Situation vor Nordwestisland. Obwohl der Druckgradient über dem nördlichen Teil der Dänemarkstrasse weitaus schwächer ist als im Süden - wo voller Orkan herrscht - und auf freier See deshalb nur mässig starke westliche Winde angetroffen werden müssten, bricht auf den Fangplätzen Gammelloch und Bardagrund Südweststurm aus. Über Südisland findet man den Hochkeil landeinwärts verschoben, da die Luftmassen beinahe ungehindert auf den flachen Südwestzipfel der Insel übertreten können. Somit dürfte lediglich das Seegebiet zwischen Reykjanes und Westmännern windmässig begünstigt sein. Über den Westmännern und erst recht östlich davon sind die Winde dagegen verstärkt, da die Tiefdruckfurche im Lee der Berge Südostislands recht gut ausgeprägt ist.

Zum Schluss noch ein Beispiel südwestlicher Anströmung (s. Abb. 37: Wetterlage vom 3.2.1965): In dieser Situation wird der modifizierende Einfluss Grönlands für die Windverhältnisse über der Dänemarkstrasse gering; er bleibt auf die Gebiete nahe der südostgrönländischen Küste beschränkt. In der Umgebung Islands zeigt das Druckfeld die nun schon vertraut gewordenen Veränderungen durch Staukeil und Tiefdruckfurche. FSB "Meerkatze" liegt zu diesem Zeitpunkt vor dem Patreksfjord und meldet an der Spitze des luvseitigen Staukeils orographisch verstärkten Süd, während FFS "Anton Dohrn" an der Ostküste innerhalb der leeseitigen Tiefdruckfurche relativ schwache Winde antrifft, die gegenüber der Generalströmung stark rechtgedreht sind.

Schlussbemerkung

Am Ende dieser Betrachtungen soll noch einmal betont werden, worauf bereits bei der Erläuterung einiger Beispiele hingewiesen wurde: Die Beziehungen zwischen Orographie und Wetter lassen sich nicht in starre Regeln pressen, die von der Natur in jedem Falle "eingehalten" würden. Je stärker stabil die anströmenden Luftmassen geschichtet sind, desto intensiver sind die orographischen Prozesse, desto markanter sind aber auch die Veränderungen, die Druck- und Windfeld erfahren. Die Änderungen des anderen Parameters, der Strömungsgeschwindigkeit, wirken in gleichem Sinne. So kann man bestenfalls mittlere Verhältnisse beschreiben, von denen der Einzelfall recht weit abweichen mag.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Bei der Abschätzung der Hinderniswirkung einer kleinen gebirgigen Insel wie Island wird davon ausgegangen, dass hauptsächlich drei Prozesse wirksam werden: Erstens der direkte Stau stabil geschichteter Luftmassen, Zweitens die Auslenkung der Strömung über dem Hindernis infolge Drängung der Stromlinien und drittens die Störung des horizontalen Massentransportes, wenn über dem Hindernis eine tiefe Inversion (Grundschicht-Inversion) liegt und die Strömungsgeschwindigkeit überkritisch wird. Die Überlagerung der drei Prozesse verursacht die bekannte Druckfelddeformation im Inselbereich mit einem Hochkeil über der Luvflanke und einer Tiefdruckfurche über dem Leegebiet.

Aus dem veränderten Druckfeld resultieren Änderungen im Windregime. An den seewärtigen Flanken von Hochkeil und Tiefdruckfurche wird der Wind verstärkt, innerhalb der beiden Druckgebilde dagegen abgeschwächt. Die Windverhältnisse bezüglich Windverstärkung oder -abschwächung, die

daraus für die Fischfangplätze rund um Island zu erwarten sind, werden für alle Anströmungsrichtungen angegeben und anhand einzelner Wetterlagen-Beispiele nachgewiesen. Dabei zeigt sich, wie unterschiedlich das Druckfeld bei gleicher Anströmung aber unterschiedlicher Strömungsgeschwindigkeit bzw. veränderter Stabilität der thermischen Schichtung aussehen kann. Im Sommer tritt die Aufheizung der Inselfläche als Änderungsfaktor hinzu. Für die Windverhältnisse im Bereich der Dänemarkstrasse muss natürlich auch der Einfluss Grönlands berücksichtigt werden.

In dem folgenden Anhang wird auf die große Bedeutung der Grundschicht-Inversion für den Betrag der Richtungsänderung der Strömung über dem Hindernis hingewiesen.

Schrifttum:

- (1) Rodewald, M.: Klima und Wetter der Fischereigebiete Island. Hamburg: Meteorolog. Amt für Nordwestdeutschland; 1951
- (2) Mertins, H.O.: Sturmwetterlagen bei Island 1950-1954 Dt. Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichungen Nr. 12. Hamburg 1957
- (3) Küttner, J.: Zur Entstehung der Föhnwelle. Beitr. Phys. fr. Atmosph. 25 (1939) 251-299
- (4) Schweitzer, H.: Versuch einer Erklärung des Föhns als Luftströmung mit überkritischer Geschwindigkeit. Archiv Meteorol., Geophys., Bioklimat. A 5 (1953) 350-371
- (5) Freeman, J.C.: An analogy between the equatorial easterlies and supersonic gas flow. Journ. Meteorol. 5 (1948) 138-146
- (6) Scheider-Carius, K.: Die Grundschicht der Troposphäre. Leipzig: Akad. Verl. Ges. Geest u. Portig; 1953
- (7) Mertins, H.O.: Ein Beitrag zur Island-Wetterkunde. Wetterlotse 7 (1955) 201-204

Anhang: Zur Bedeutung tiefer Inversionen für die Richtungsänderung der Strömung über einem Hindernis

Bei der Beschreibung der Wetterlage vom 27.2.1966 (vgl. Seite 18) wurde anhand des Radiosondenaufstiegs von Keflavik (Abb.22) auf die Auslenkung der Strömung zwischen Inselhindernis und einer bei 2 km liegenden Inversion als einen verantwortlichen Prozeß für die Druckfelddeformation hingewiesen. Das auffällige Rechtdrehen des Höhenwindes in den Schichten unterhalb der Inversion wurde dabei als direktes Indiz für diese Auslenkung angesprochen. Mittels einer kleinen Rechnung soll hier versucht werden, diese Annahme zu beweisen.

B. B o l i n (1) hat eine einfache Formel angegeben, die es erlaubt, den Ablenkungswinkel α der Trajektorien über einem Hindernis zu berechnen. Falls die Änderung des Coriolisparameters f während der Bewegung vernachlässigt wird, gilt

$$\sin \alpha = - \frac{f}{v \cdot D} \int_{x_1}^{x_2} H \cdot dx,$$

wobei v die Strömungsgeschwindigkeit, H die Hindernishöhe und x_1 und x_2 die Fußpunkte des Hindernisses in Luv bzw. Lee bedeuten. Mit D wird diejenige Höhe bezeichnet, in der der Einfluß des Hindernisses auf die Strömung erlischt.

Entsprechend Abb.1 a setzt man für D normalerweise die Höhe der Tropopause (genauer die Höhe der "Nullschicht" dicht unterhalb der Tropopause, im Mittel 10 km) ein. Bei einer nördlichen Strömung mit einer Geschwindigkeit von 25 kn (~ 13 m/s) ergibt sich dann für den flacheren und schmaleren Westteil Islands (Gipfel um 1500 m, mittlere Höhe 800 m, $x_2 - x_1 = 200$ km) ein Ablenkungswinkel $\alpha = 9$ Grad und für den höheren und breiteren Ostteil (Gipfel bis über 2000 m, mittlere Höhe 1200 m, $x_2 - x_1 = 300$ km) ein Ablenkungswinkel $\alpha = 21$ Grad, beide Male nach rechts aus der ursprünglichen Strömungsrichtung heraus. Man sieht, daß der Betrag der Auslenkung selbst über dem gebirgigeren Teil der Insel relativ klein bleibt, so daß auch die dadurch induzierte Druckfelddeformation gering sein wird. Berücksichtigt man zusätzlich die Breitenänderung des Coriolisparameters, so resultieren noch kleinere Winkelbeträge, da eine nördliche Strömung zyklonale Rotation gewinnt. Als Beispiel einer solchen Situation wäre die Wetterlage vom 3.3.1965 (Abb.25) anzusehen, wo polare Kaltluft mit hoher Geschwindigkeit und bei nur schwach stabiler Schichtung über Island hinwegströmt und das Druckfeld nur schwach ausgeprägte orographische Effekte aufweist. Die starke Auslenkung der Strömung jedoch, die auf Abb.22 zwischen 1,3 und 2 km Höhe zu erkennen ist, wäre mit dieser Rechnung nicht zu erklären, es sei denn, man ließe die Anströmgeschwindigkeit auf weniger als 10 kn zurückgehen. Sowohl nach

dem Gradienten des Bodendruckfeldes als auch nach der Geschwindigkeit in 700 mb muß aber eine Geschwindigkeit von ungefähr 25 kn für die Schichten unterhalb der Inversion angesetzt werden.

Nimmt man nun an, daß in diesem Falle die Inversion selbst die Rolle der Tropopause übernimmt, so wird $D = 2$ km und die resultierenden Ablenkungswinkel erreichen bei sonst gleichen Bedingungen ungleich größere Werte. Für den Westteil der Insel, an dessen Südwestzipfel Keflavik liegt, ergibt sich α zu 53 Grad, was unter Berücksichtigung der Änderung des Coriolisparameters ziemlich genau der beobachteten Auslenkung von 40 bis 50 Grad (ungestörte Anströmrichtung 020 Grad) entspricht. Über dem höheren Ostteil Islands wird dagegen diesmal der kritische Wert von 90 Grad erreicht, so daß eine vollständige Richtungsänderung erfolgt und die luvseitig anströmenden Luftteilchen nicht bis ins Leegebiet gelangen. Das gut ausgebildete Leetief zwischen Westmänner-Inseln und Reykjanes läßt sich aus dem daraus folgenden Massendefizit sofort erklären.

Bleibe noch nachzuweisen, daß die Inversion tatsächlich als Sperre für die orographisch erzwungenen Vertikalbewegungen fungieren kann, sie selbst also keine Hebung über dem Hindernis erfährt. Zum einen ist natürlich sofort plausibel, daß eine starke Temperaturumkehr schon aus statistischen Gründen jede Aufwärtsbewegung dämpfen muß. Bei antizyklonalem Einfluß und Absinken wird sich diese dämpfende Wirkung verstärken. Zum anderen aber liefern die eingangs beschriebenen Analogien zur Hydraulik einen Hinweis dafür, daß unsere Annahme richtig sein dürfte. Solange nämlich die Geschwindigkeit in der Bodenschicht der betrachteten Flüssigkeitsströmung unterkritisch blieb, wurde ihre Obergrenze über dem Hindernis nicht nur nicht gehoben, sondern sogar mit wachsender Geschwindigkeit gesenkt. Es darf angenommen werden, daß gut ausgebildete Inversionen ein ähnliches Verhalten zeigen werden, solange die Luftströmung unter ihnen den kritischen Geschwindigkeitswert nicht überschreitet. Im hier diskutierten Fall wird diese Bedingung erfüllt sein, da man über dem Inselhindernis ja eine wesentlich stabilere Schichtung als über Keflavik ansetzen muß und der kritische Windwert demnach größer als 25 kn gewesen sein dürfte.

Die an dieser Stelle für einen konkreten Fall angestellten Überlegungen gewinnen allgemeinere Bedeutung, wenn man sich erinnert, daß im Höhenbereich zwischen 1 und 3 km normalerweise die Obergrenze der Grundschicht, die Grundschicht-Inversion, liegt (vgl. Seite 8). Auch die hier betrachtete Inversion bei 2 km Höhe ist als Grundschicht-Inversion anzusprechen. Bei genügend kräftiger Ausbildung und besonders unter

antizyklonalem Einfluß kann sie somit für niedrige Gebirgshindernisse die Rolle übernehmen, die die Tropopause für die Hochgebirge der Erde spielt, und eine starke Richtungsänderung der Luftströmung unter ihr erzwingen.

Schrifttum:

- (1) B. B o l i n, On the Influence of the Earths Orography on the General Character of the Westerlies, T e l l u s 2 (1950) 184-195

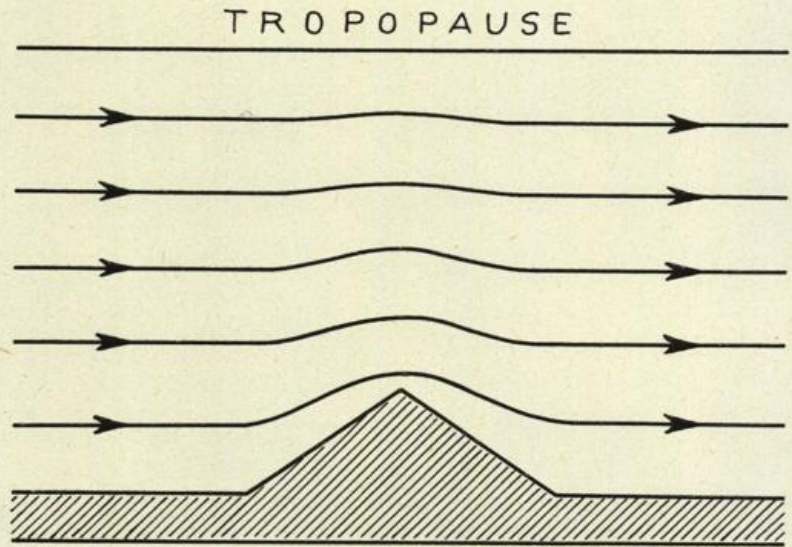


Abb. 1a Stromlinienverlauf über einem Hindernis

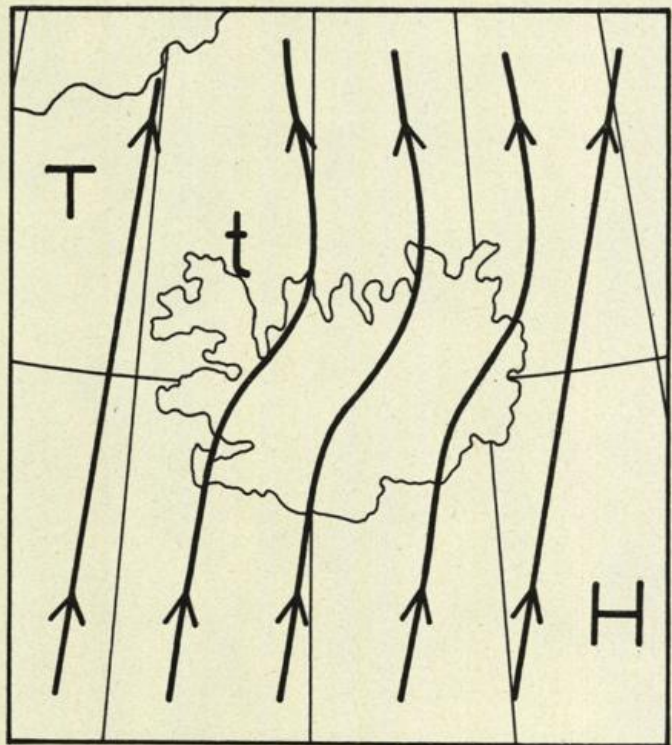
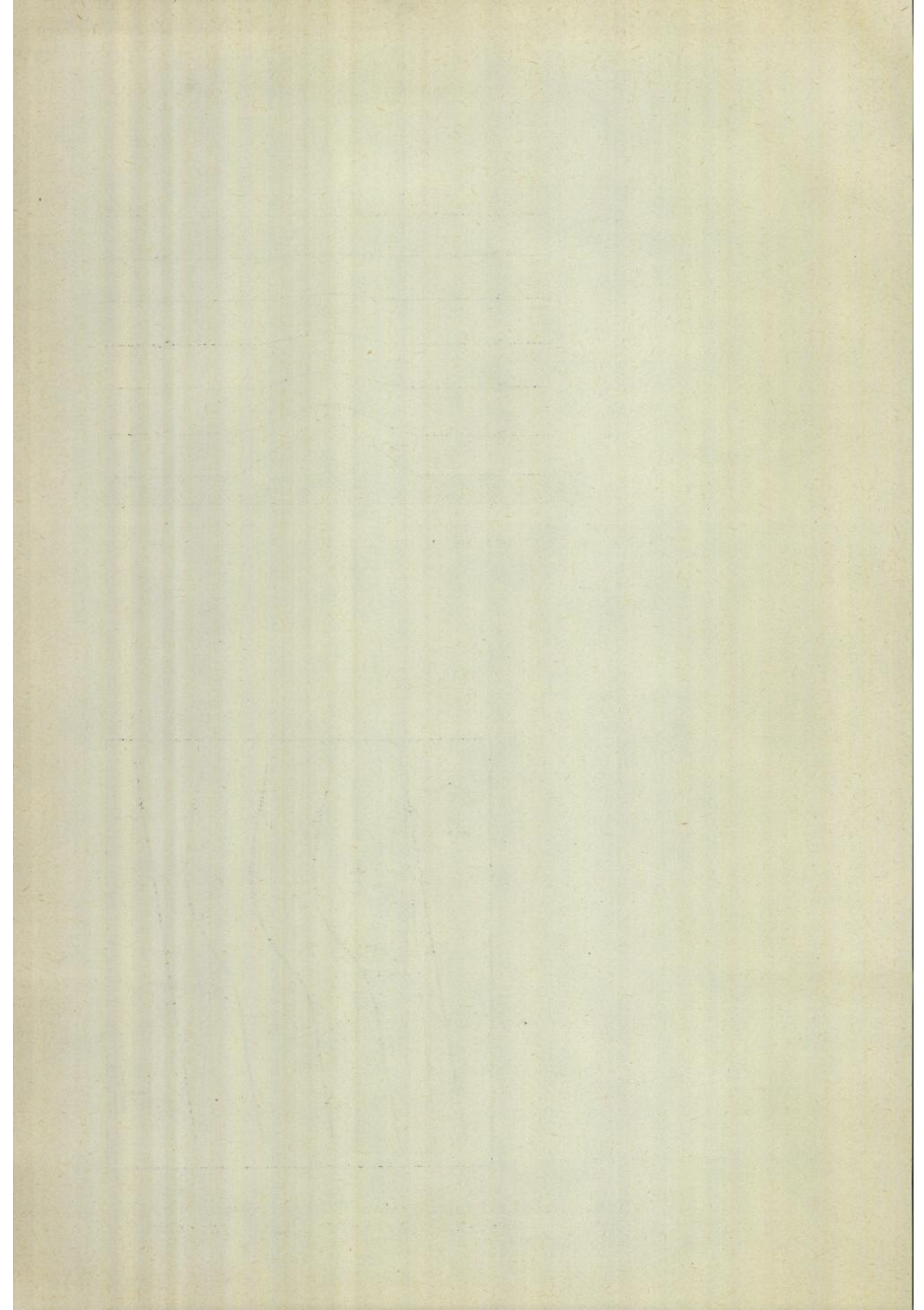


Abb. 1b Auslenkung der Höhenströmung infolge Vertikalschrumpfung bzw. -streckung



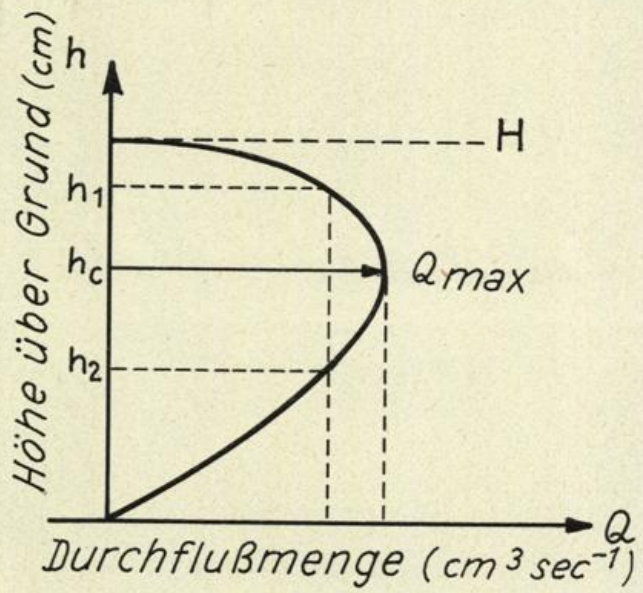


Abb. 2 Durchflußdiagramm für eine Kanalströmung

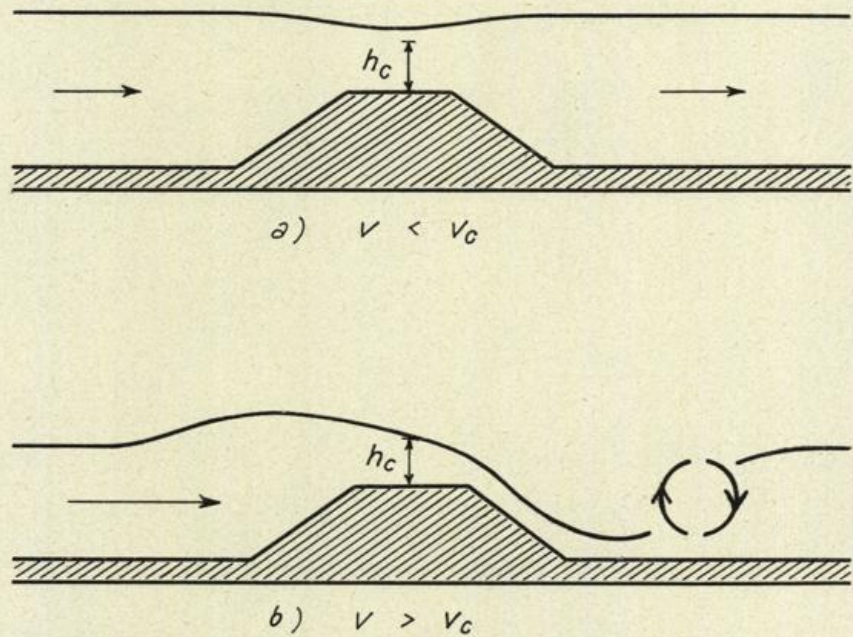
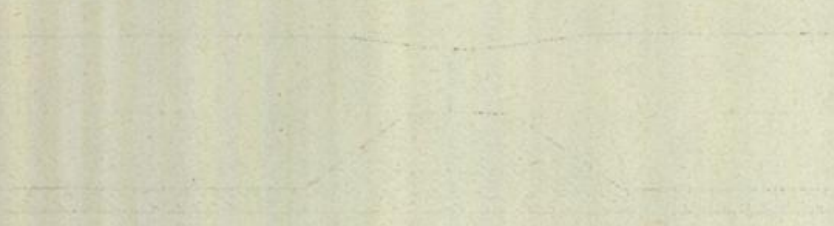


Abb. 3 Überströmen eines Bodenhindernisses im Kanal bei
 a) unterkritischer Geschwindigkeit und
 b) überkritischer Geschwindigkeit



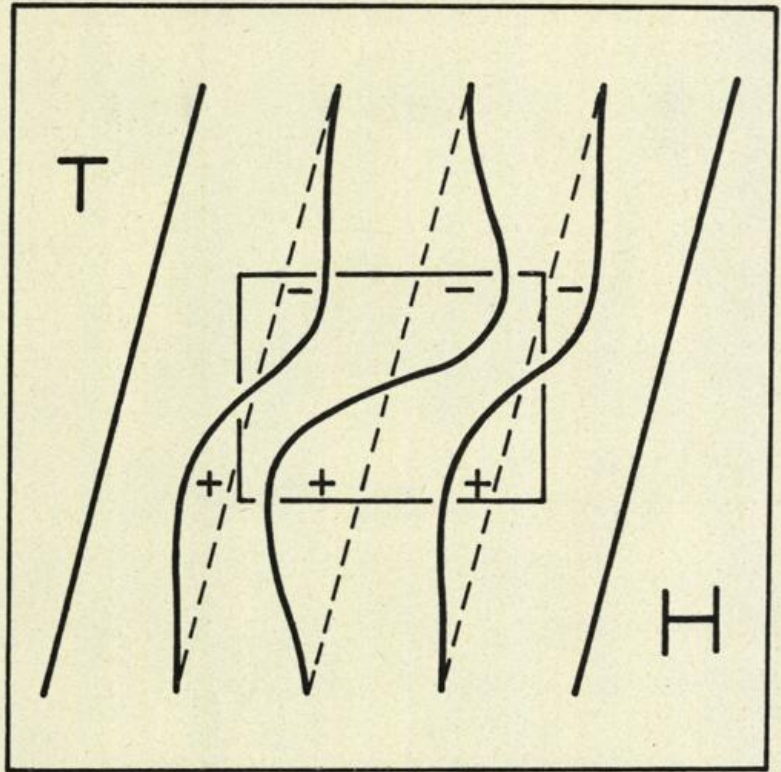


Abb. 4 Isobarendeformation beim Überströmen eines Inselhindernisses

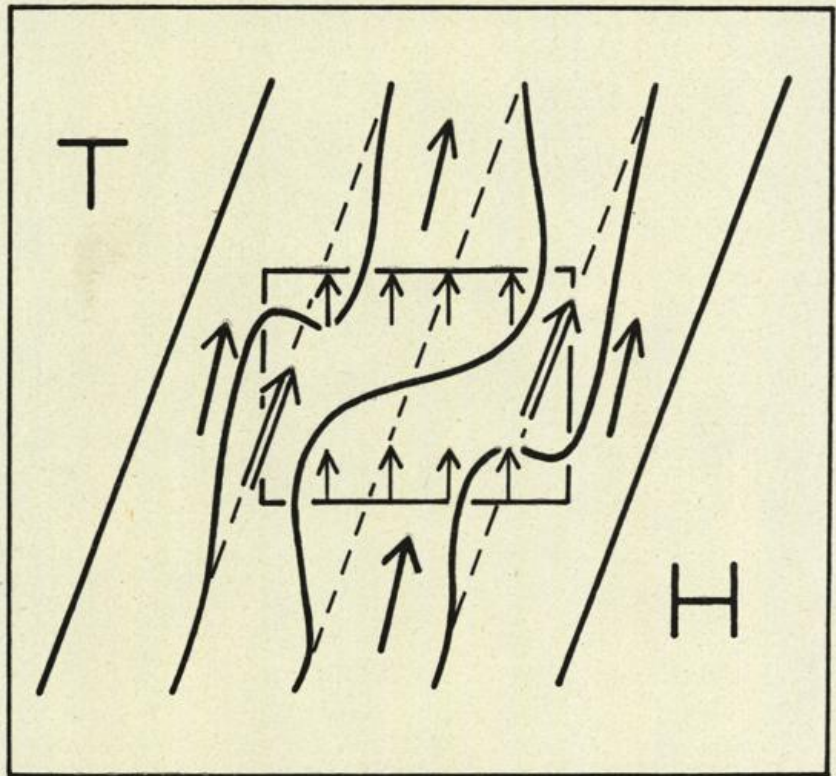
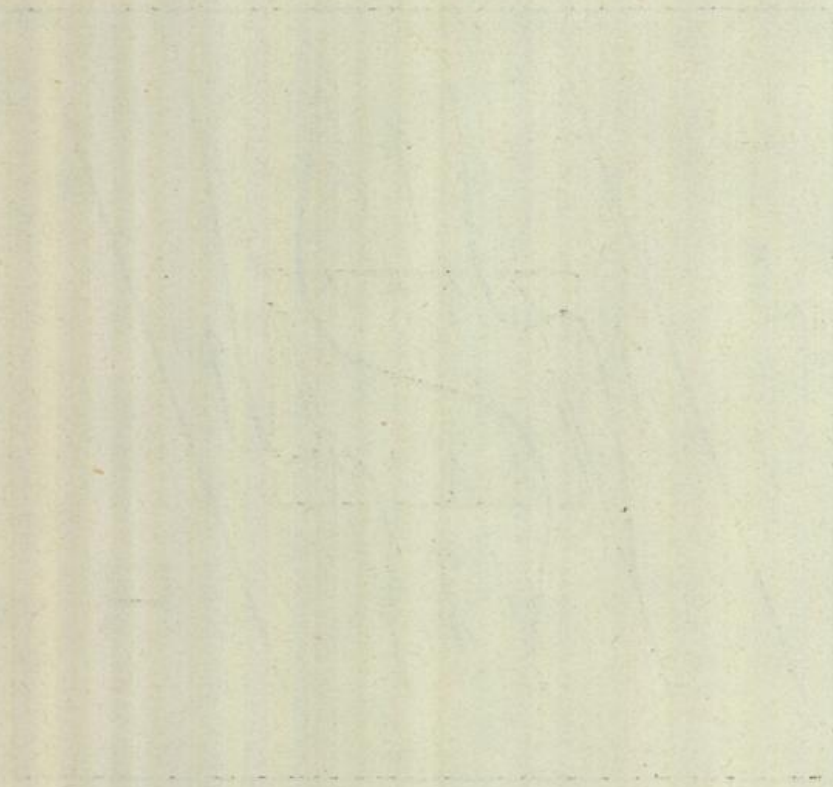
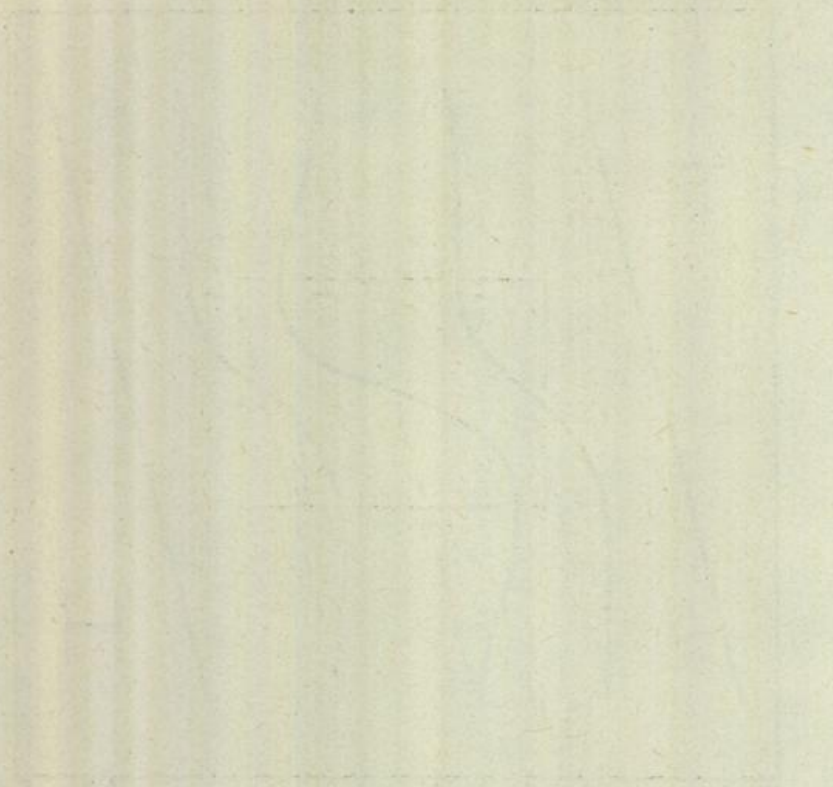


Abb. 5 Veränderung des Isobarenmusters unter Einfluß der Bodenreibung
 ⇐⇐ Gradientenströmung in der Höhe
 ⇐⇐⇐ Bodenströmung über Land
 ⇐⇐⇐⇐ Bodenströmung über See



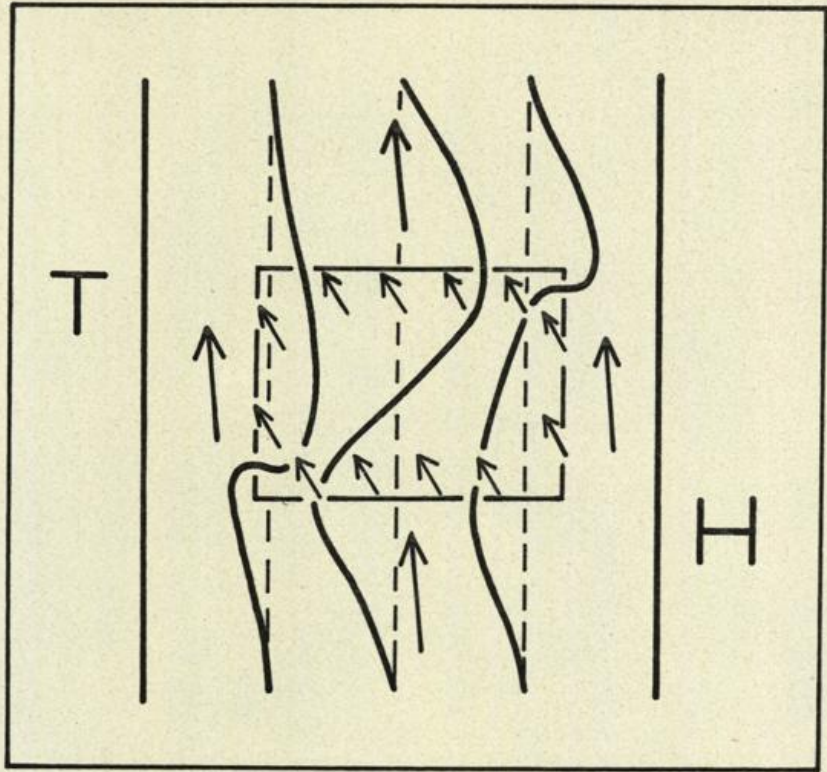


Abb. 6 Wirkung der Bodenreibung bei küstenparallelem Isobarenverlauf

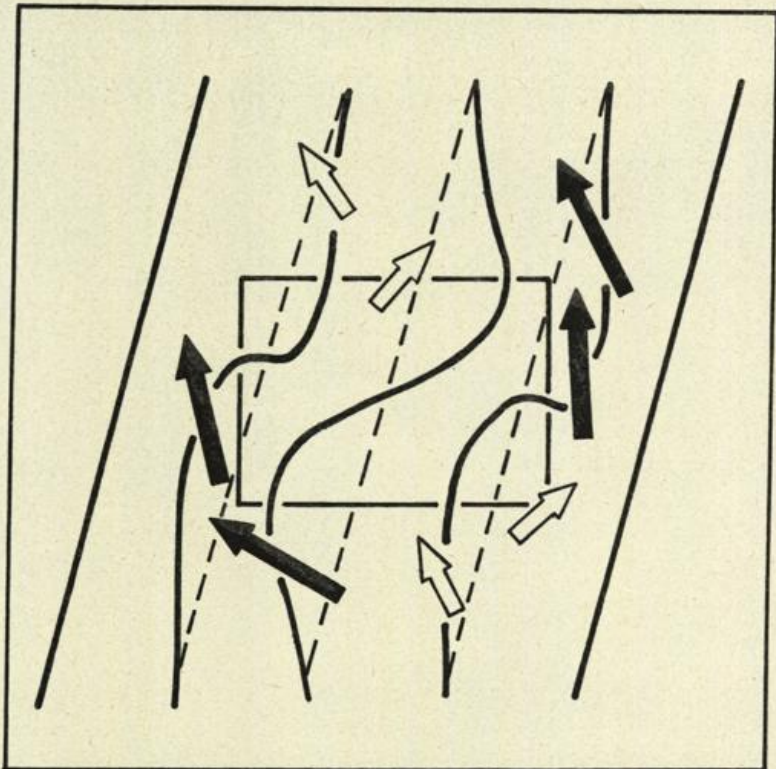
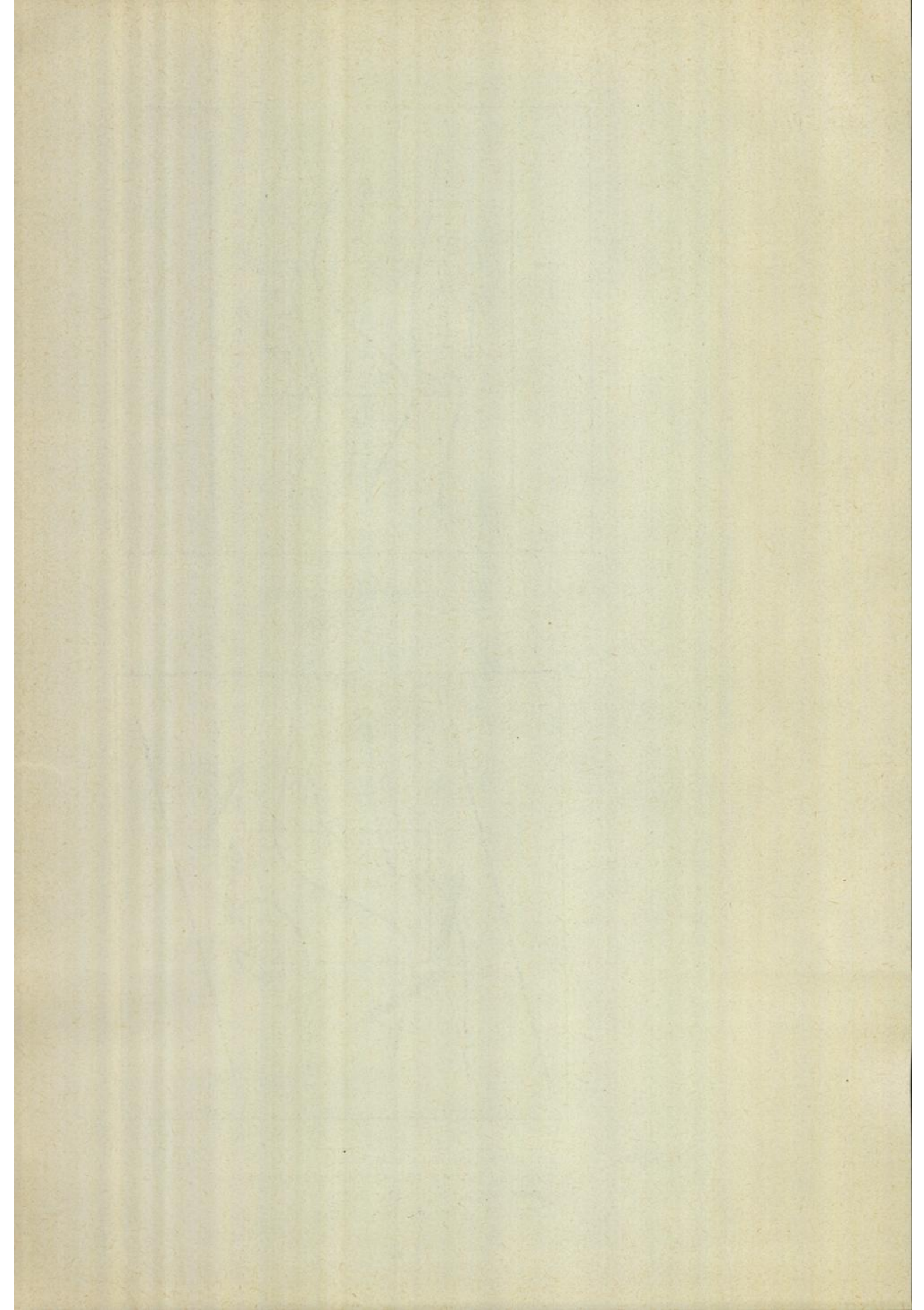


Abb. 7 Druckfelddeformation und resultierende Windänderungen
 ← Windverstärkung
 ← Windabschwächung



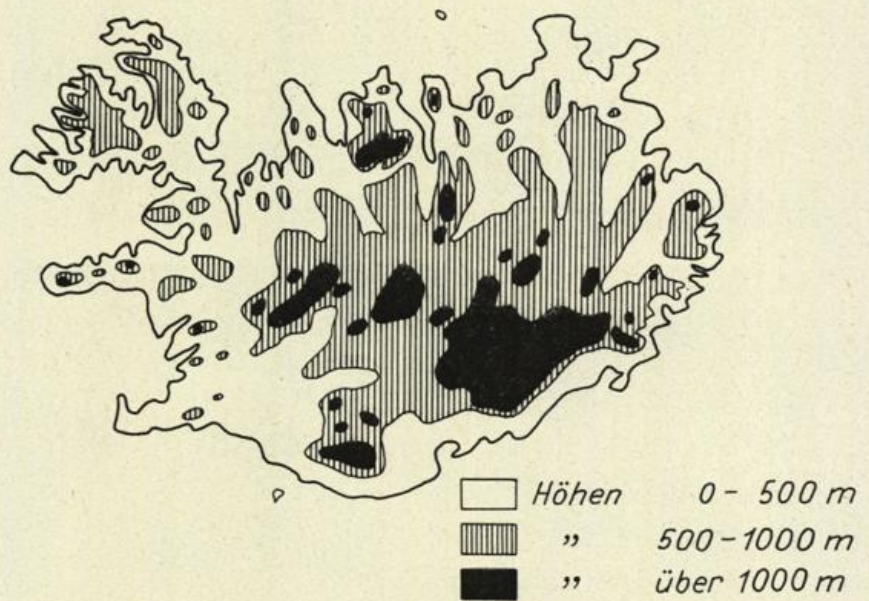


Abb. 8 Topographische Übersichtskarte

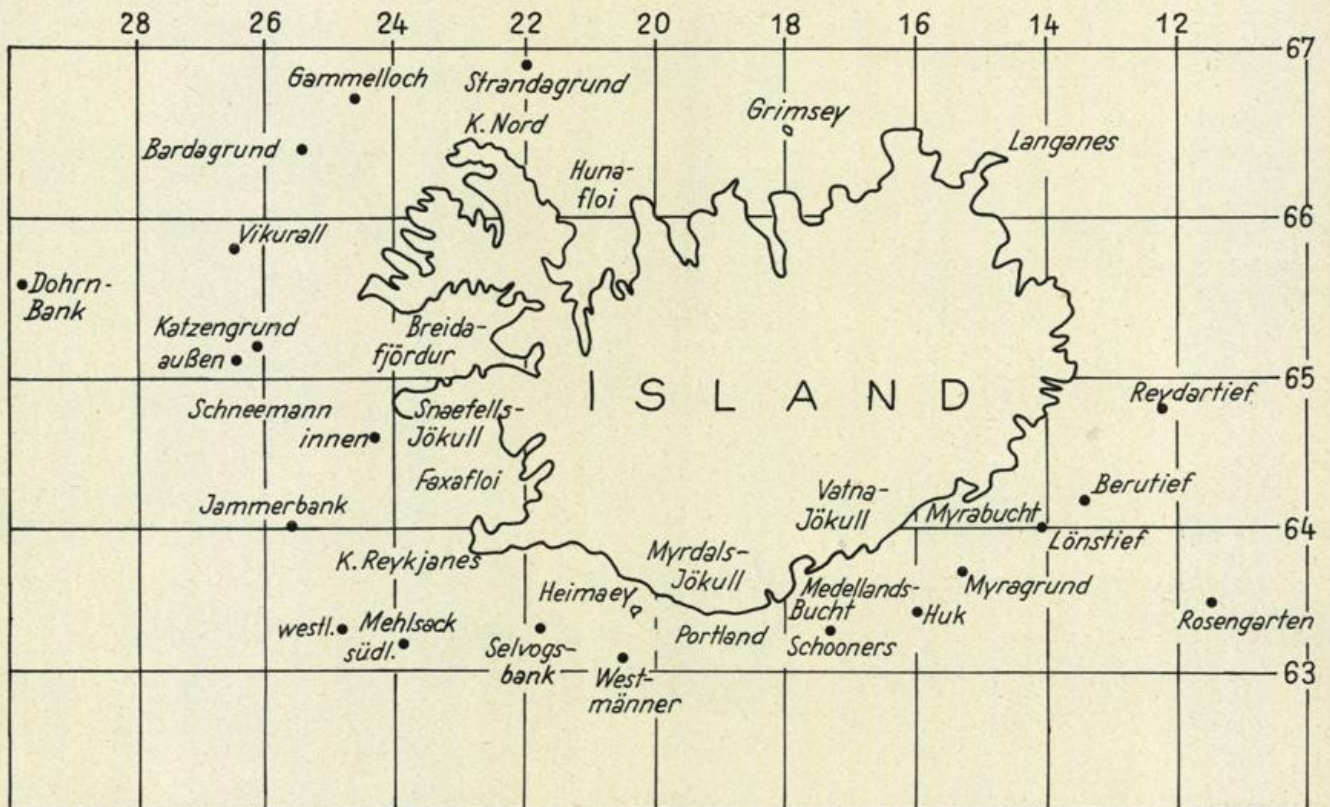
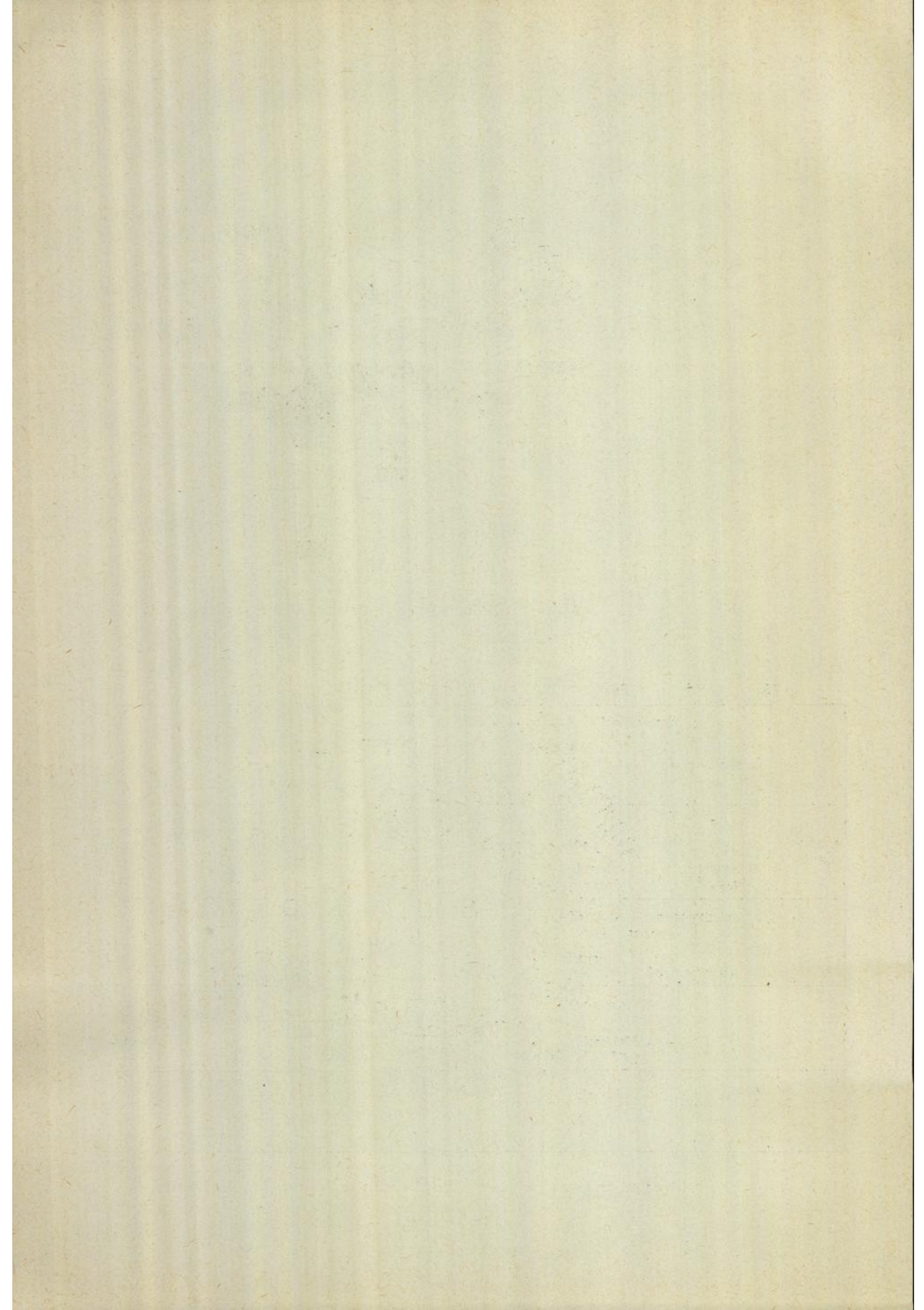


Abb. 9 Übersichtskarte der Fischgründe rund um Island



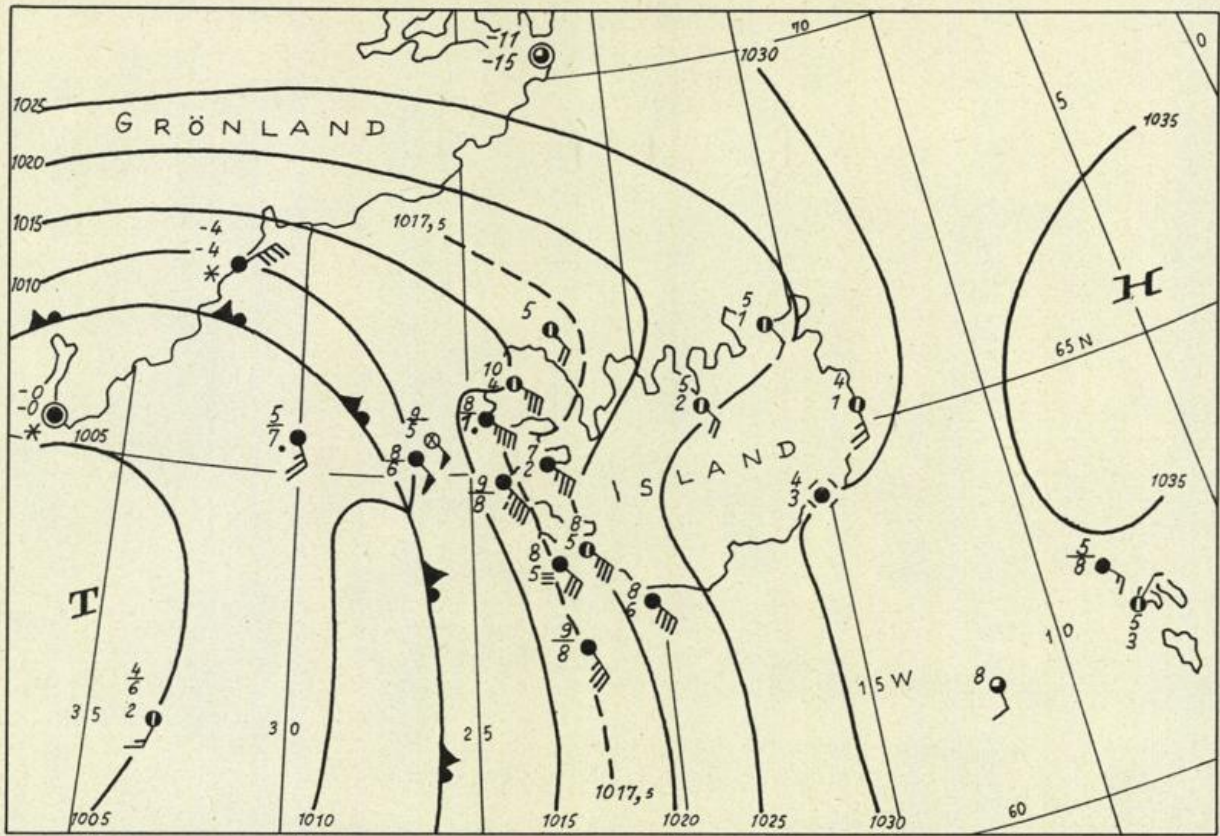


Abb. 10 Wetterlage vom 25.1.1965, 18 Uhr MGZ
 (Windangaben in Bft, z.B.:
 ○ Bft 6, ○ Bft 6-7, ○ Bft 7-8)

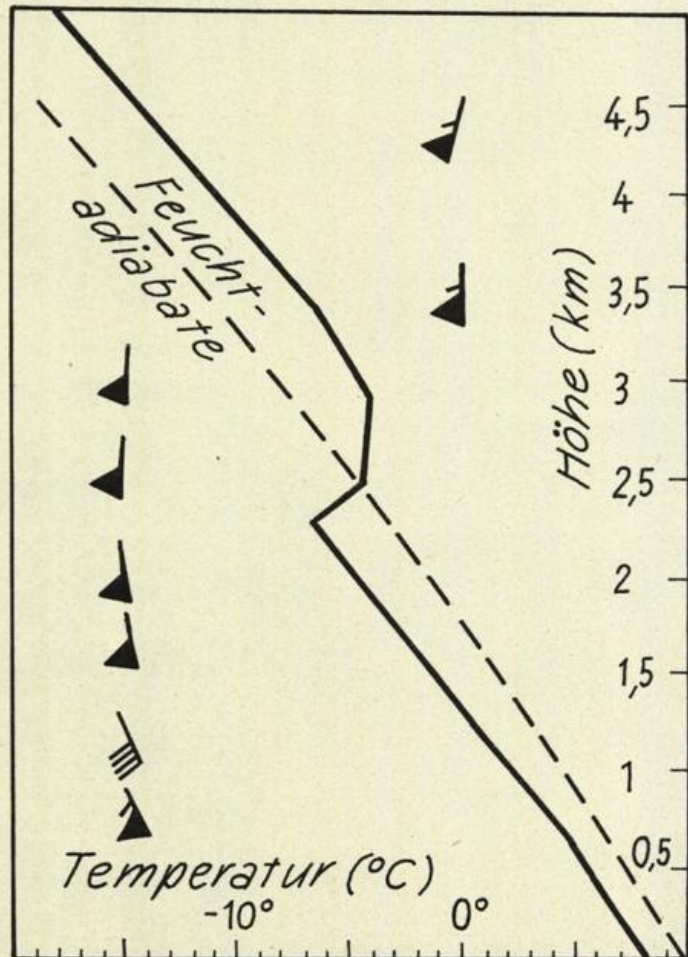
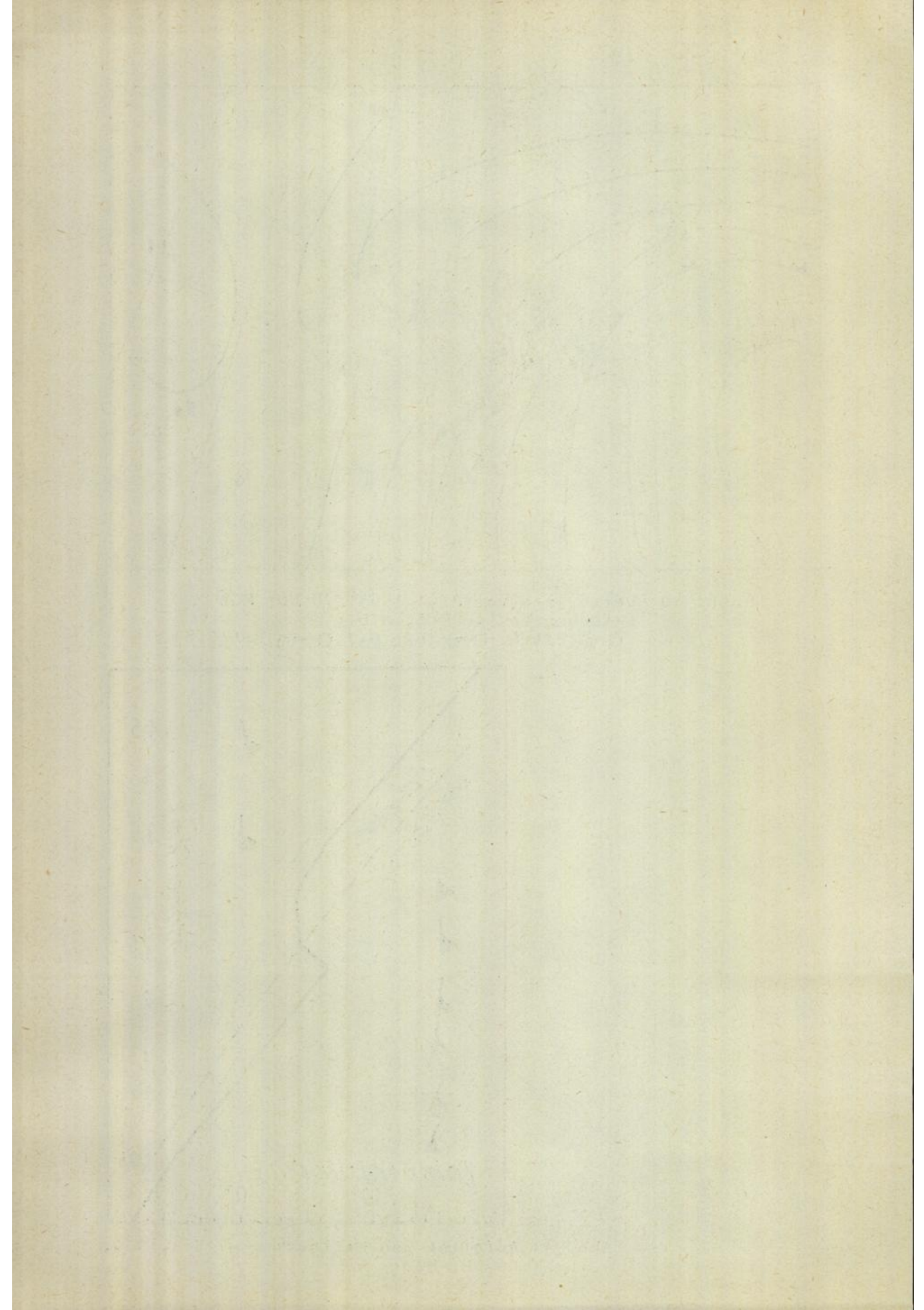


Abb. 11 Aufstieg von Keflavik vom 25.1.1965, 06 Uhr MGZ



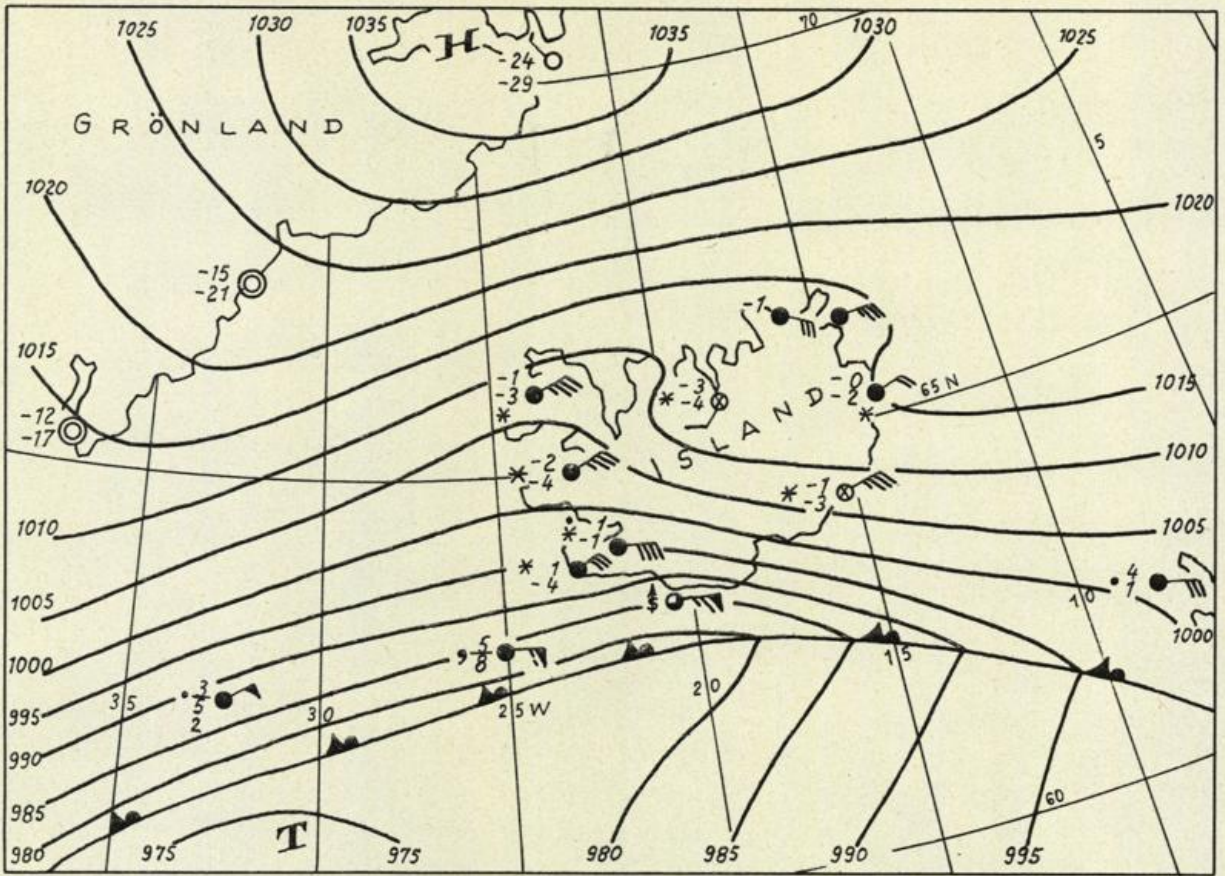


Abb. 12 Wetterlage vom 2.2.1966, 18 Uhr MGZ

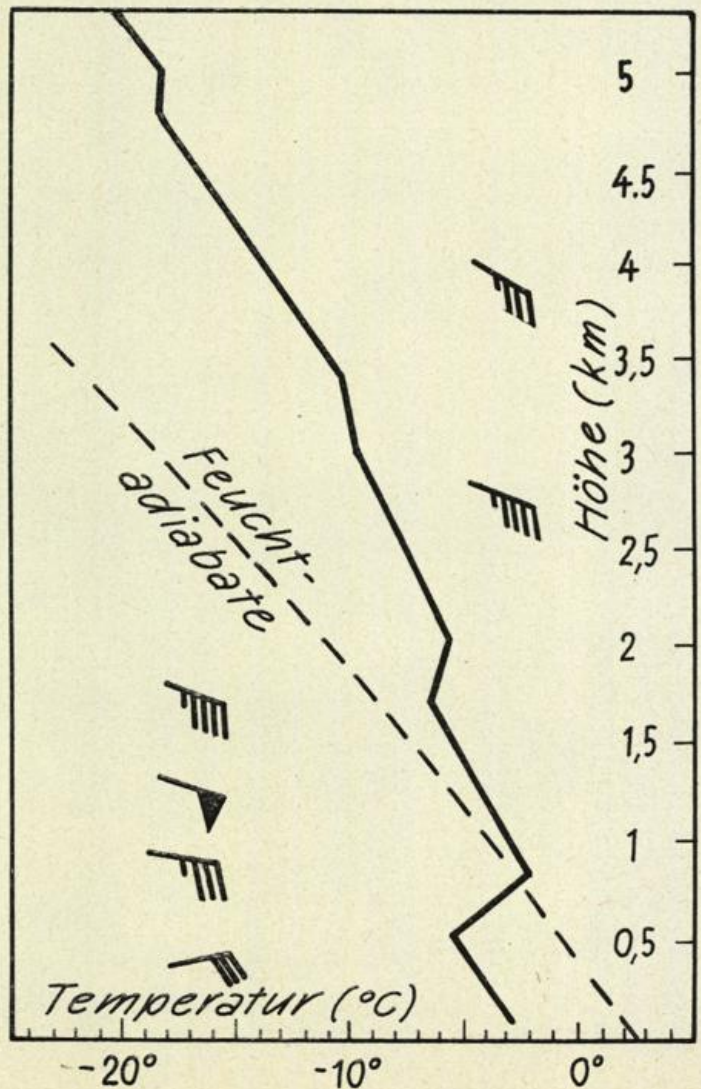
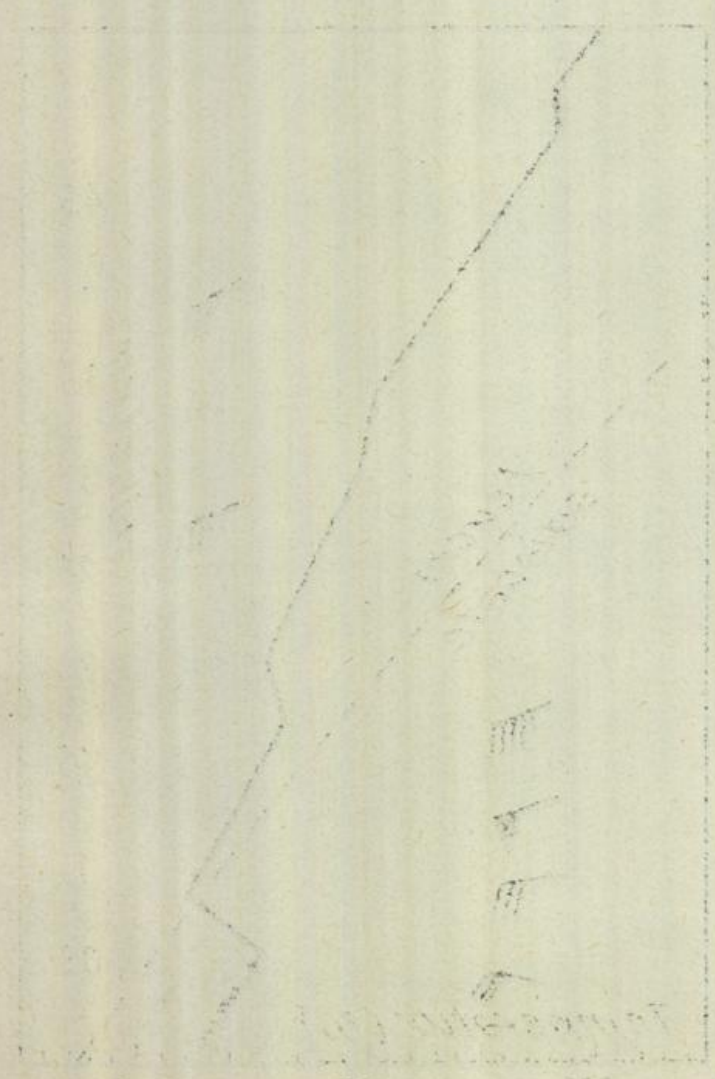
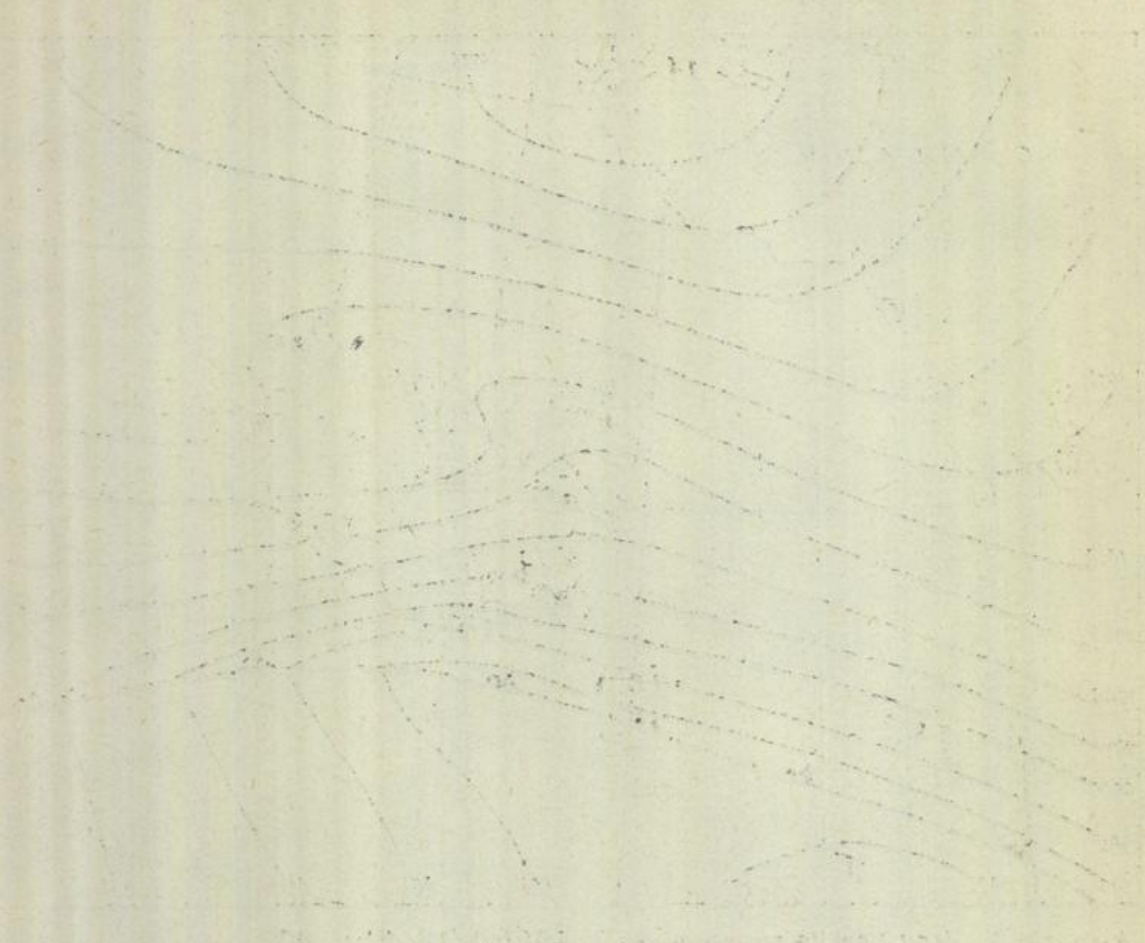


Abb. 13
Aufstieg
von Keflavik
vom 2.2.1966,
06 Uhr MGZ



Faint, illegible text located in the bottom right corner of the page, possibly a title or a note.

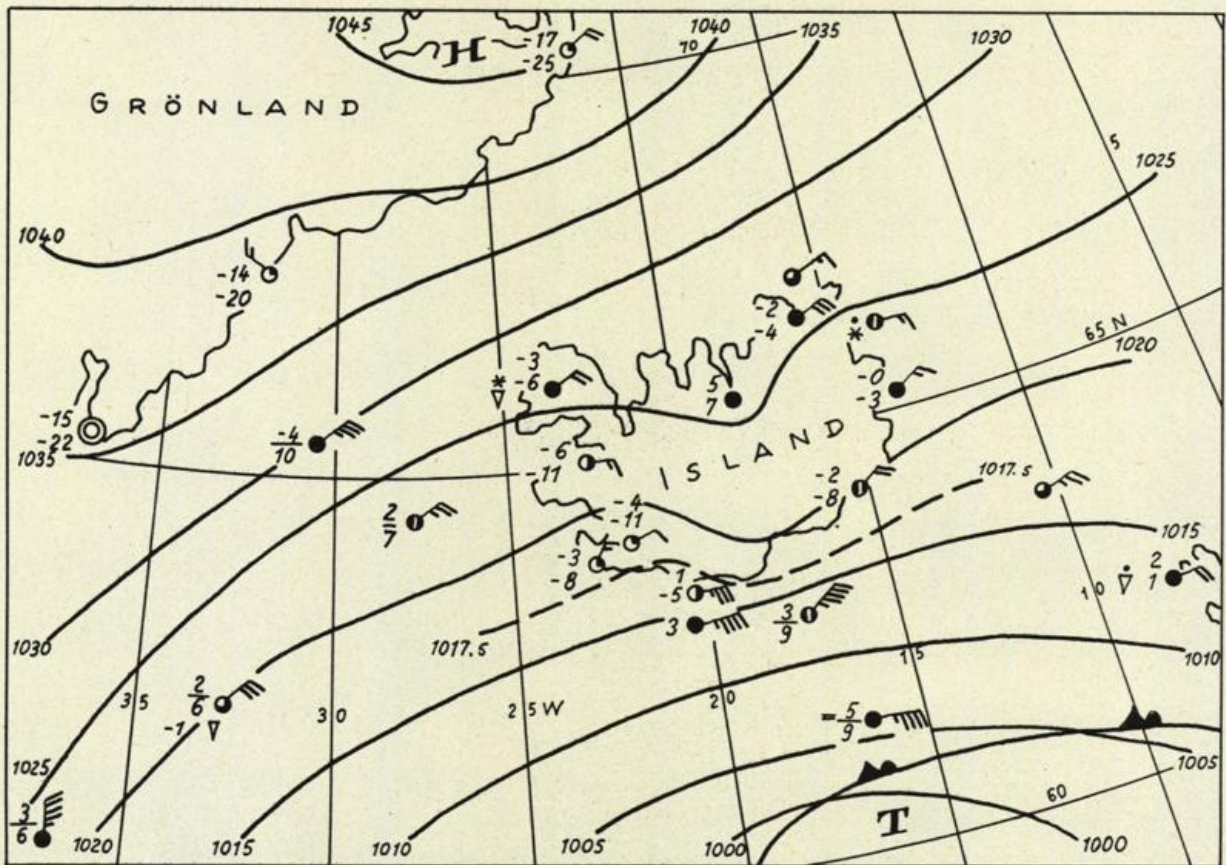


Abb. 14 Wetterlage vom 27.1.1966, 18 Uhr MGZ

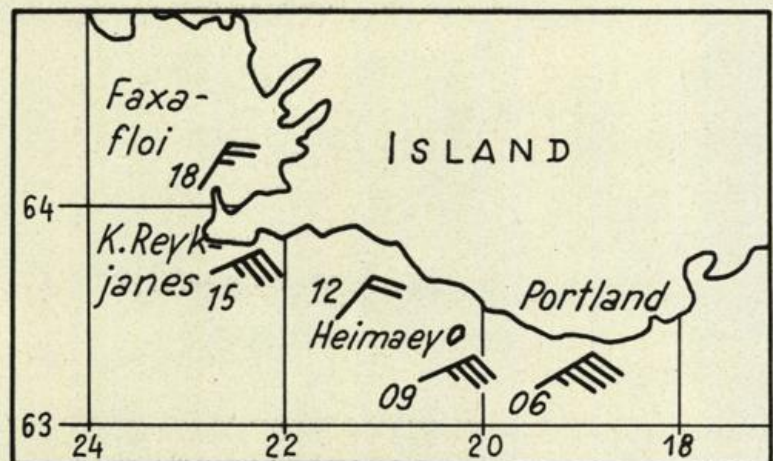
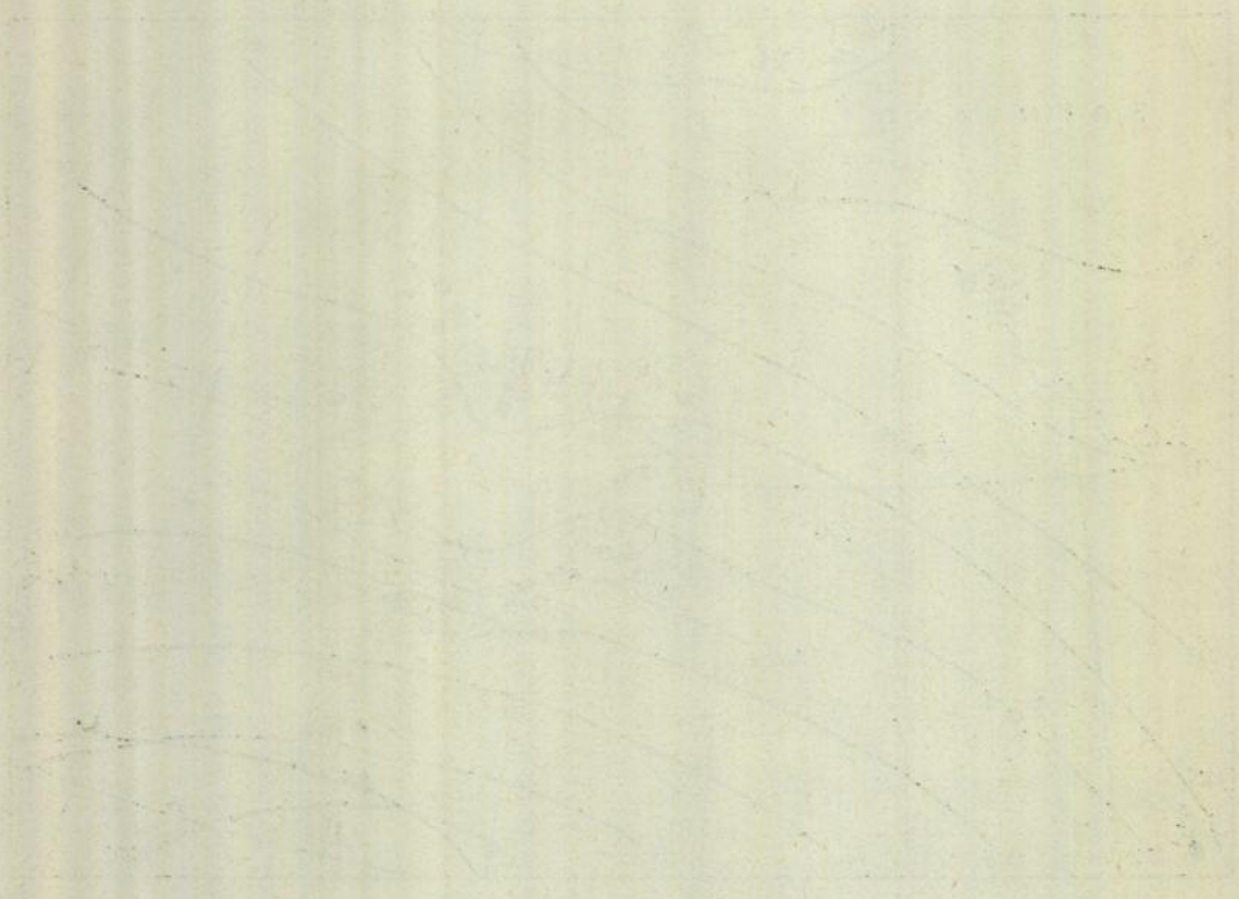


Abb. 15 Windmessungen des FSB "Meerkatze" am 27.1.1966



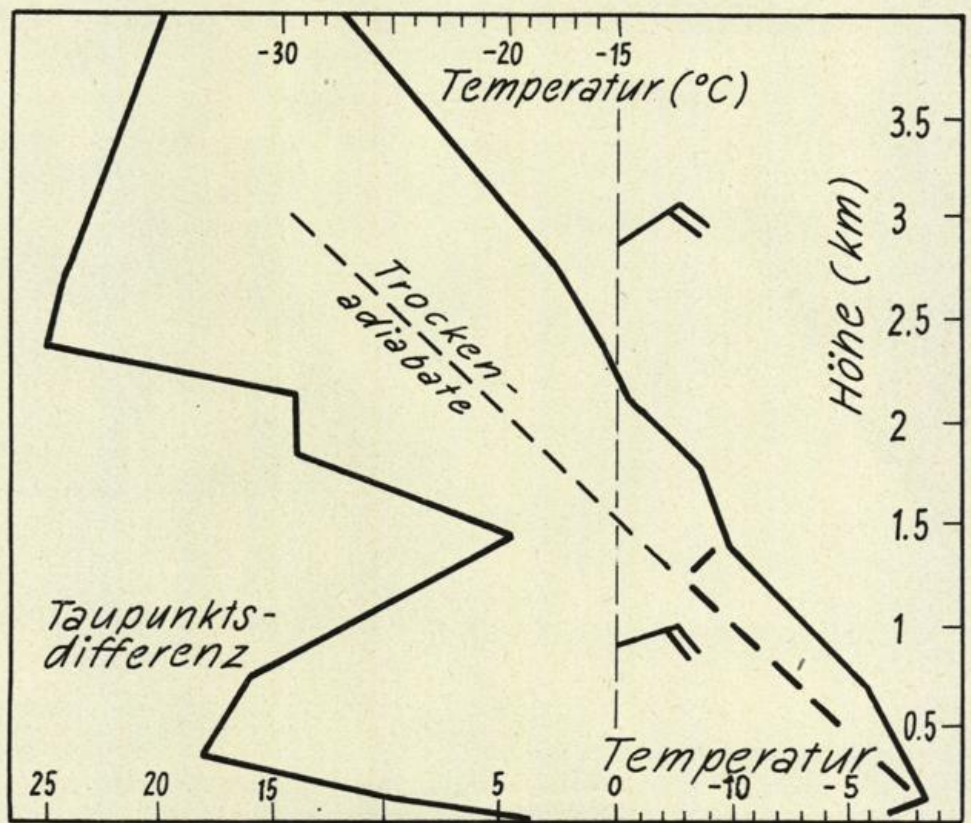
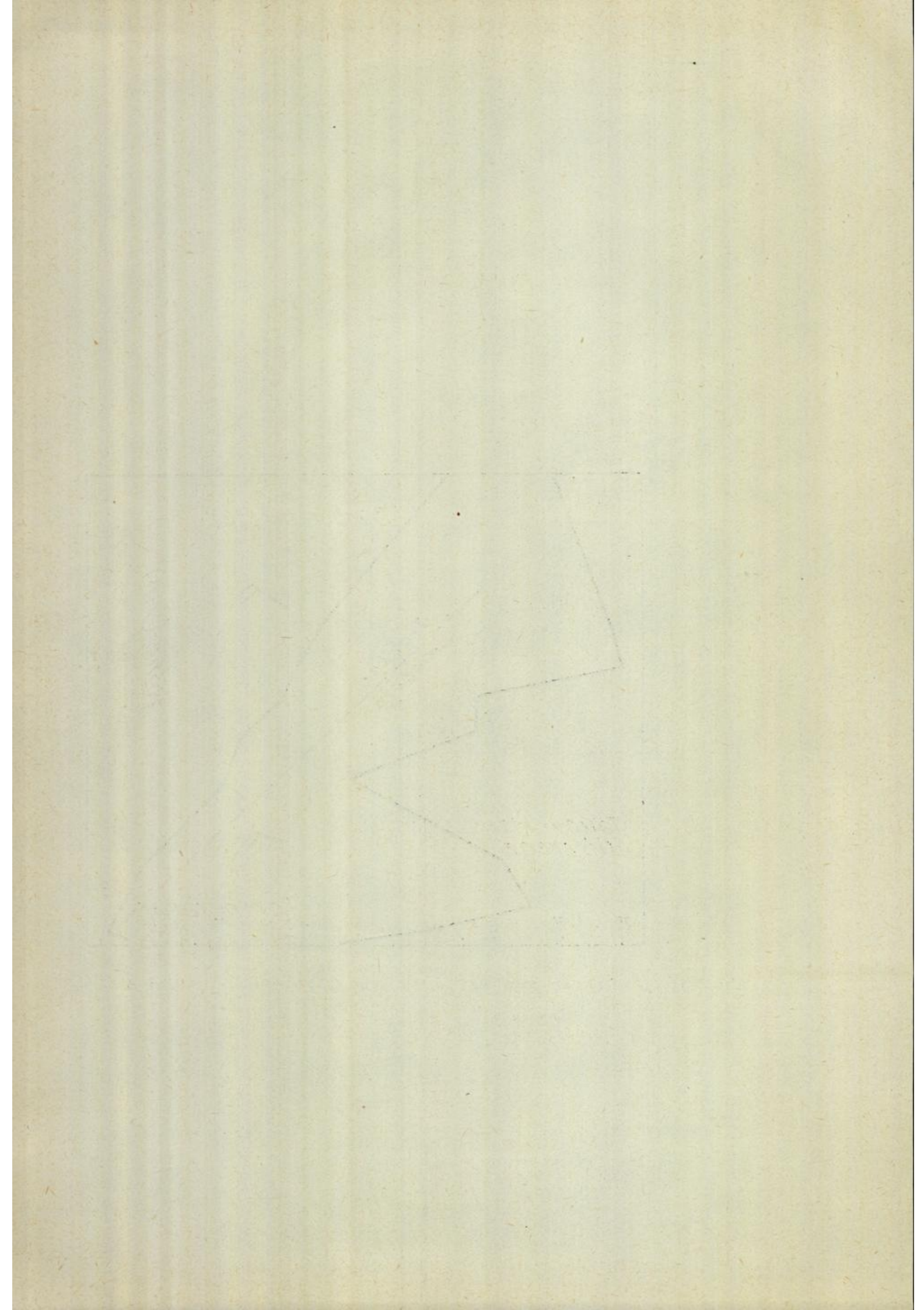


Abb. 16 Aufstieg von Keflavik vom 27.1.1966, 18 Uhr MGZ



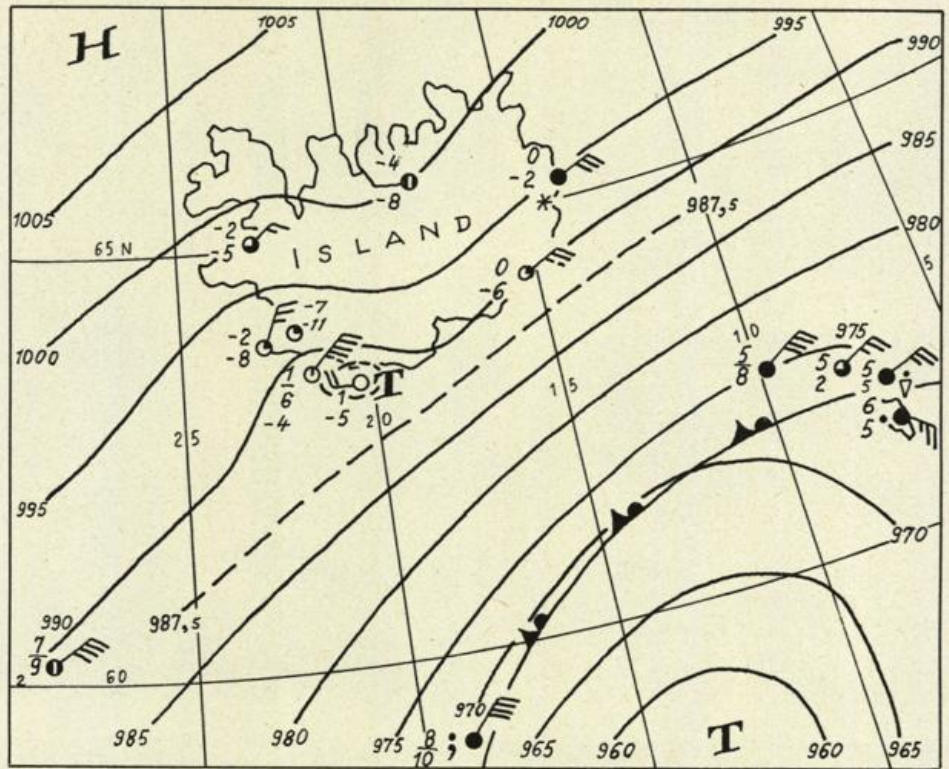


Abb. 17 Wetterlage vom 26.2.1966, 06 Uhr MGZ

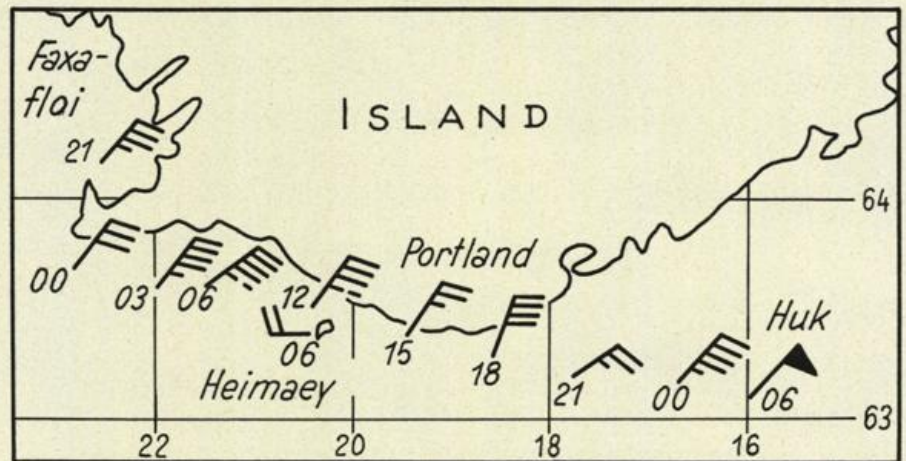


Abb. 18 Windmessungen des FSB "Meerkatze" vom 26.2.1966

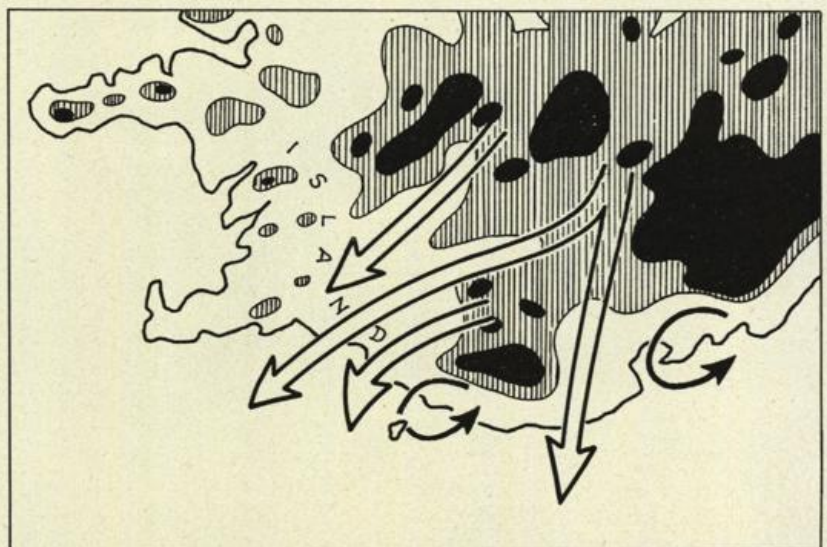
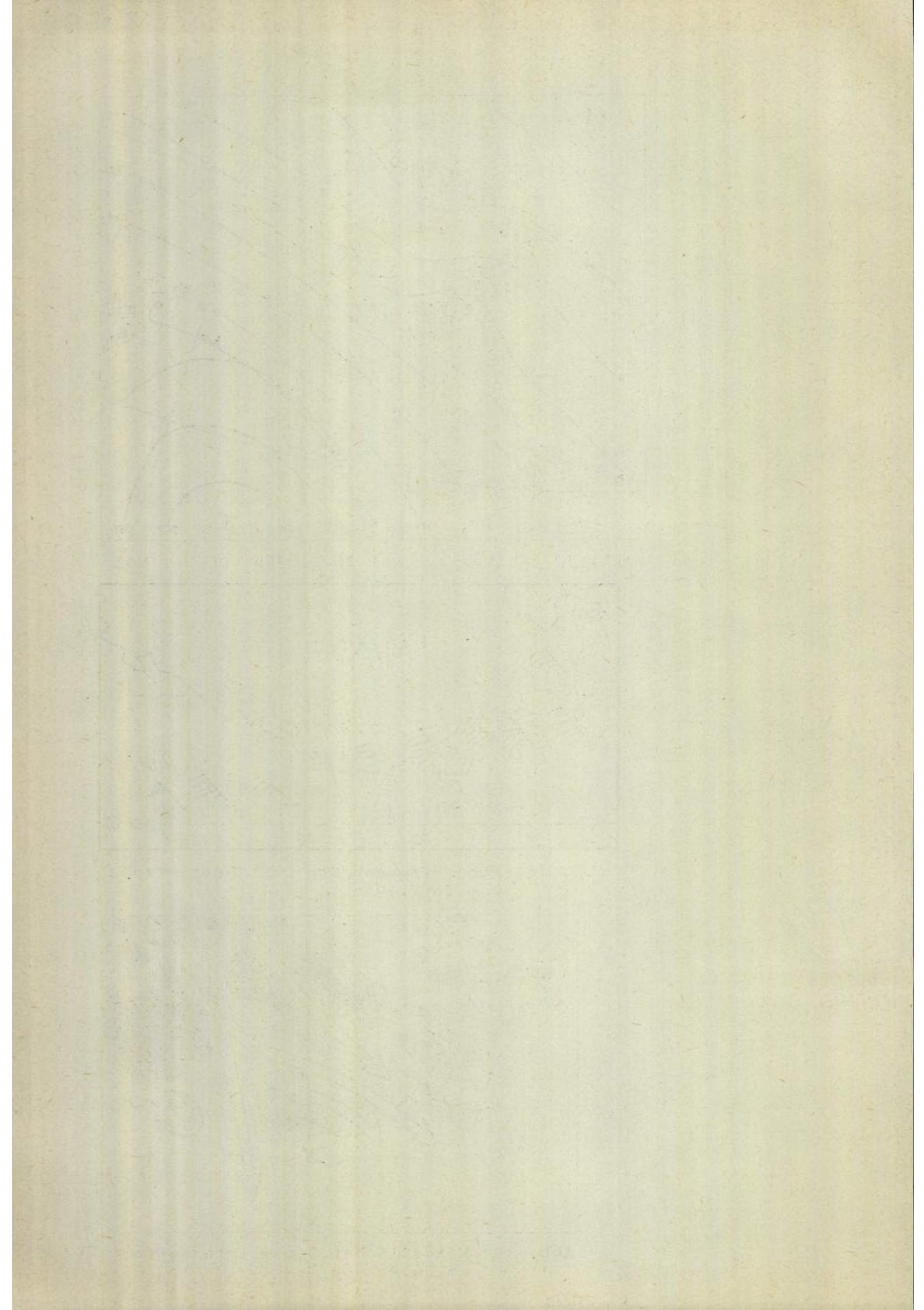


Abb. 19 Mutmaßlicher Stromlinienverlauf am 26.2.1966



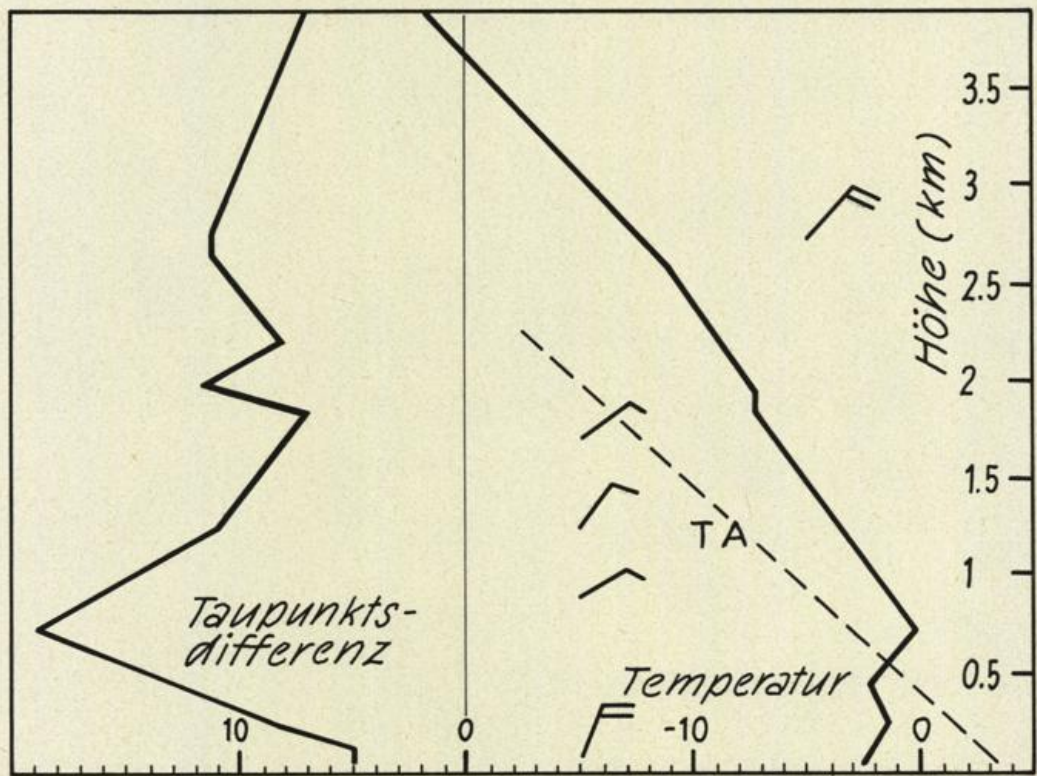
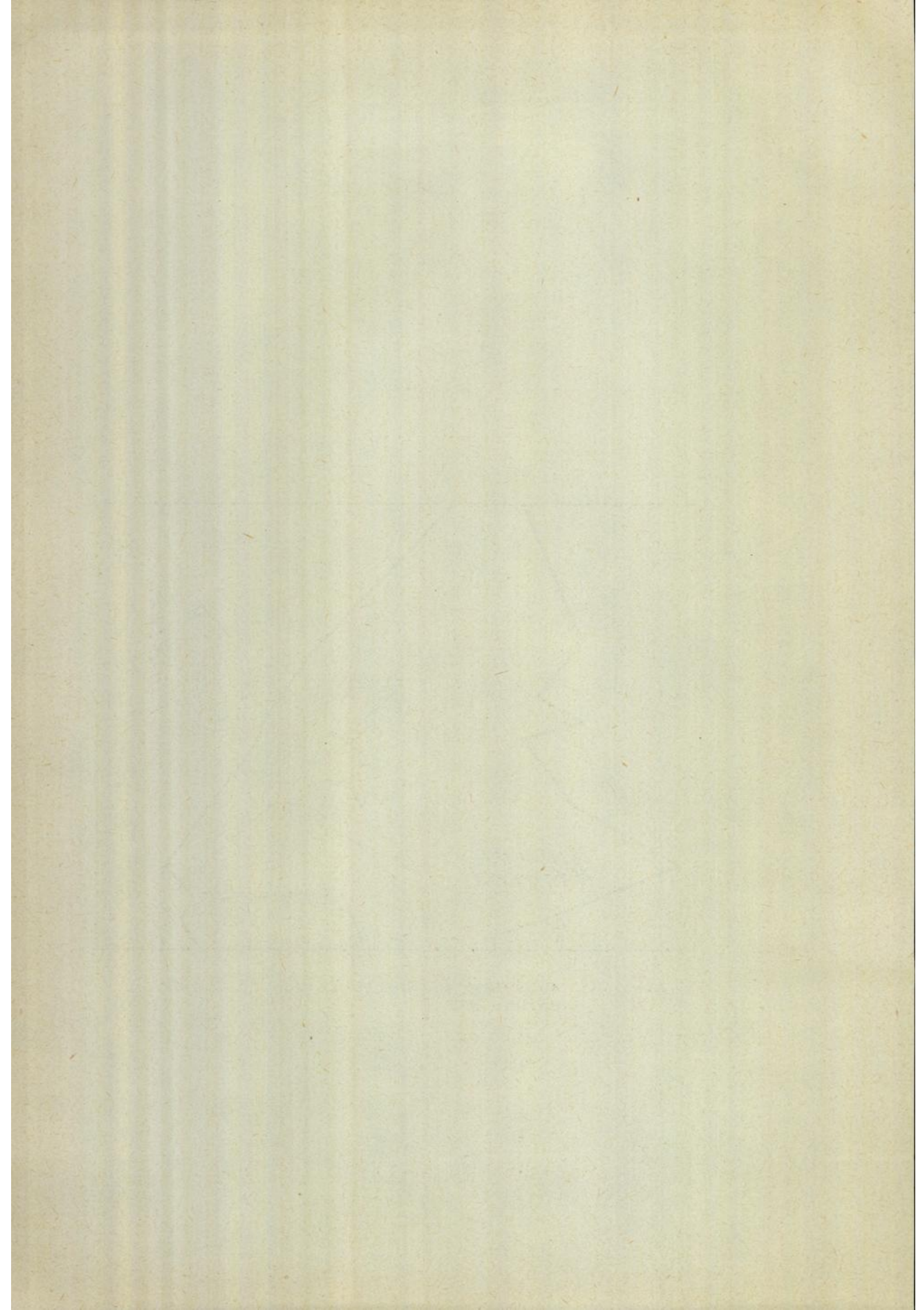


Abb. 20 Aufstieg von Keflavik vom 26.2.1966,
06 Uhr MGZ



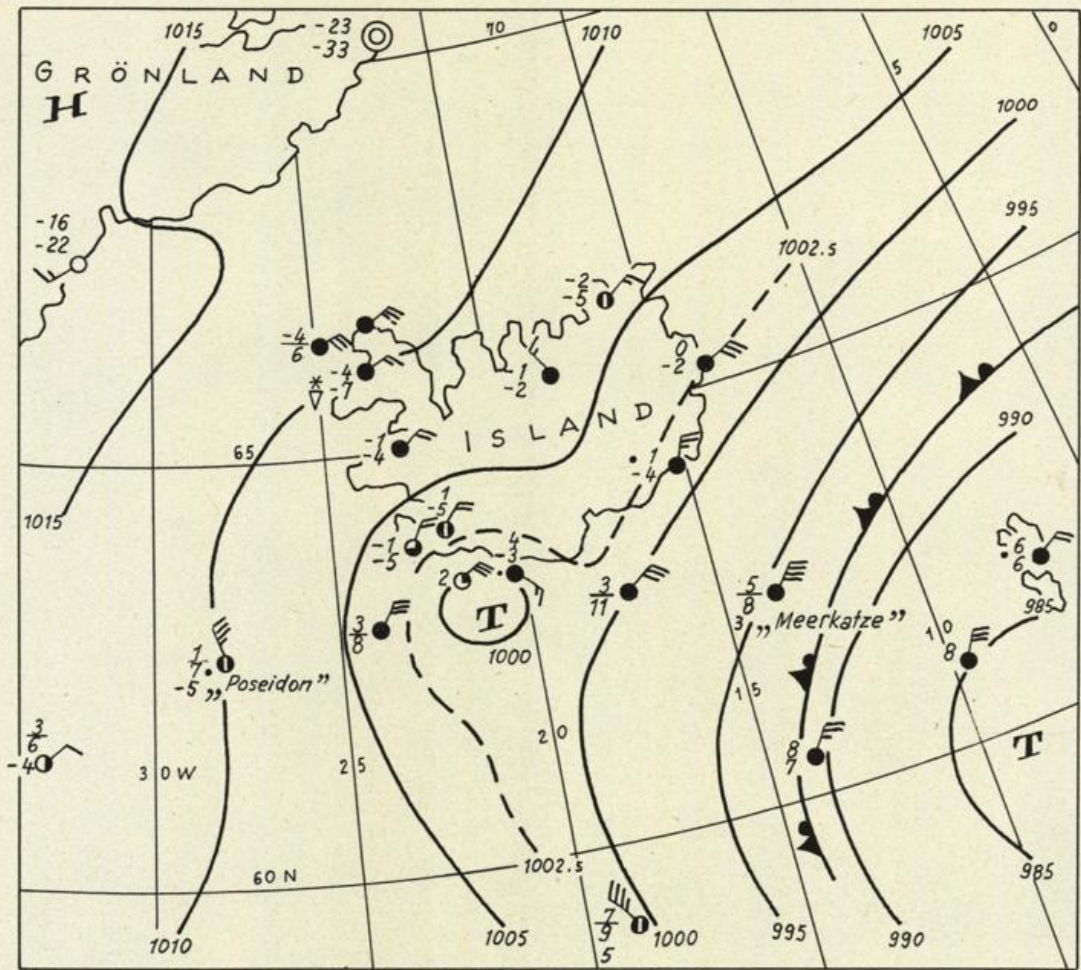


Abb. 21 Wetterlage vom 27.2.1966, 18 Uhr MGZ

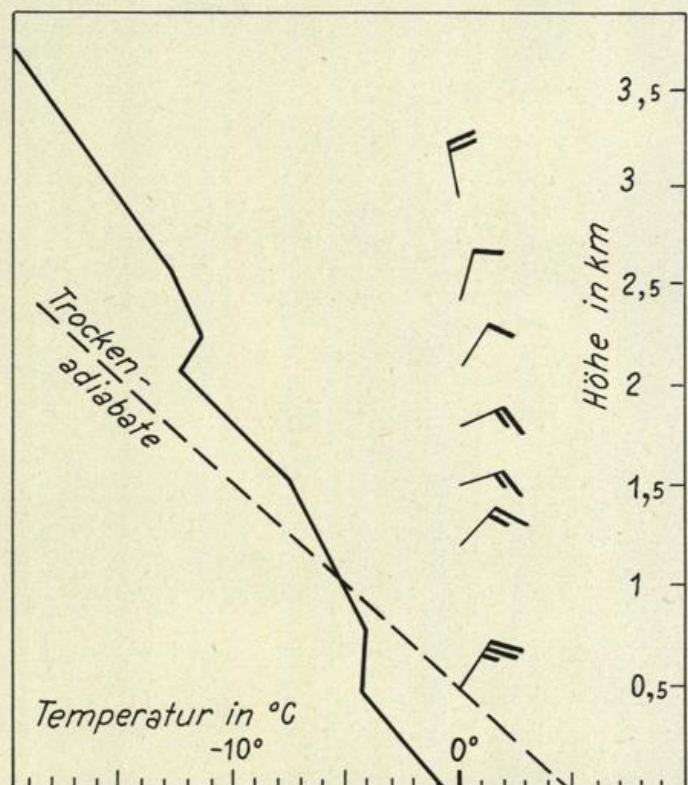
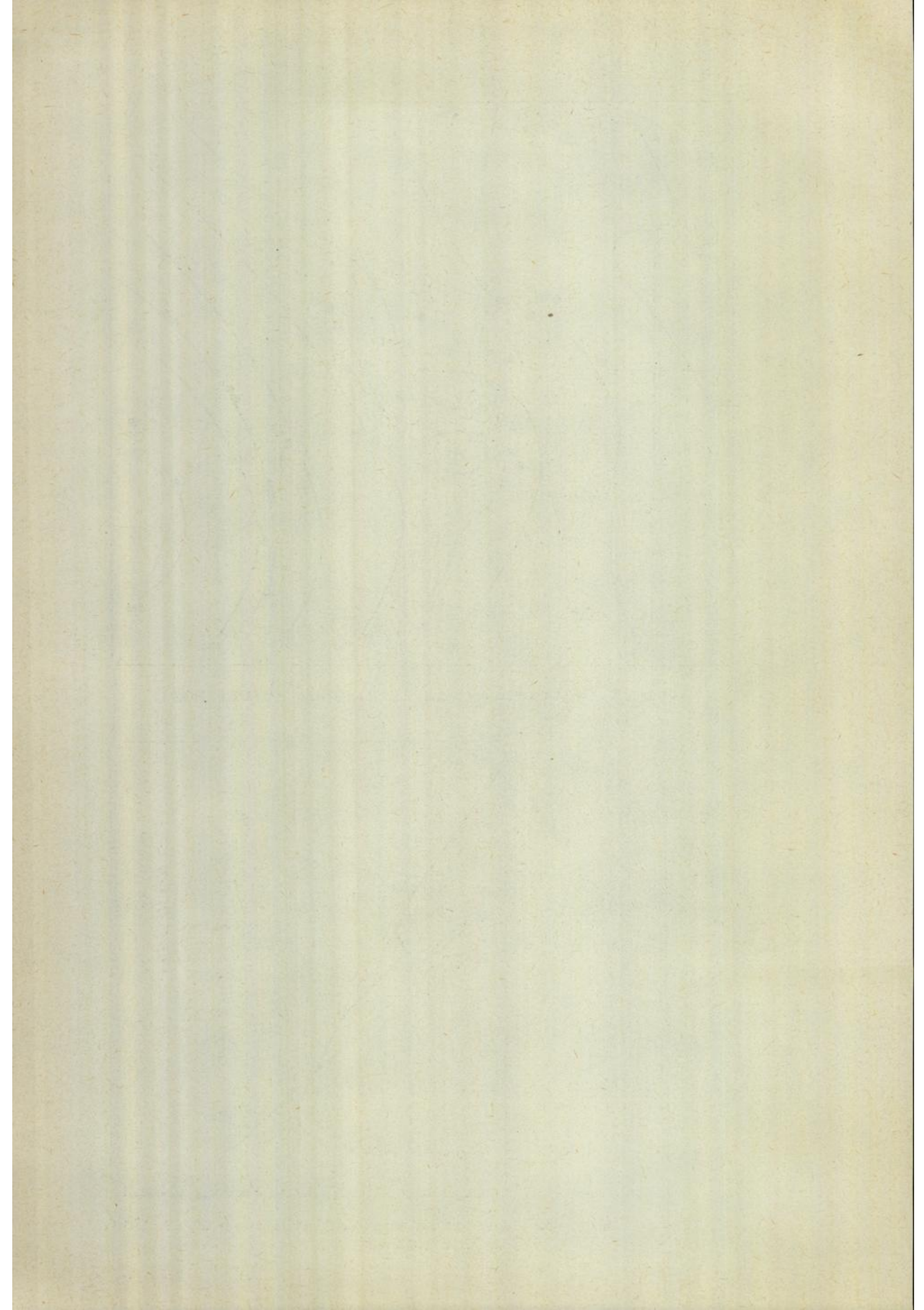


Abb. 22 Aufstieg von Keflavik vom 27.2.1966, 12 Uhr MGZ



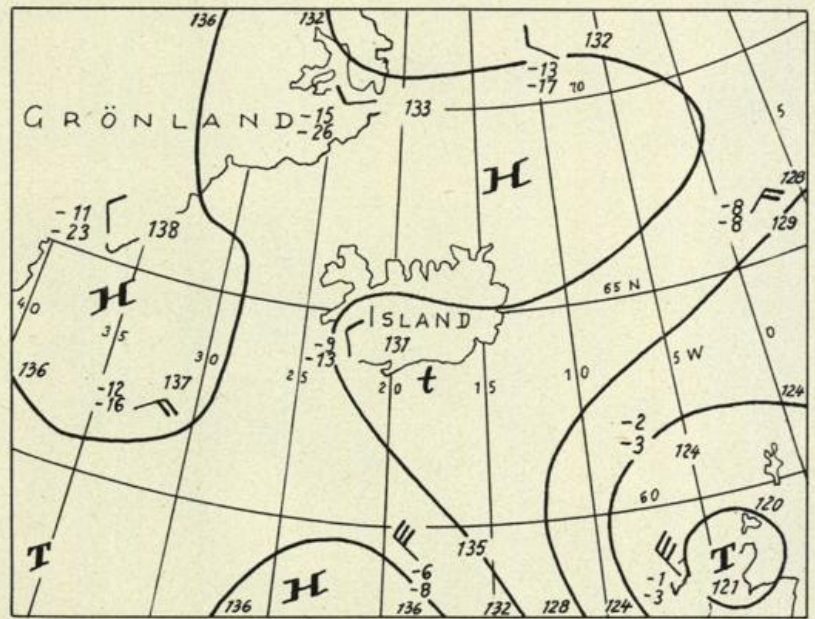


Abb. 23 850 mb-Topographie vom 28.2.1966, 00 Uhr MGZ

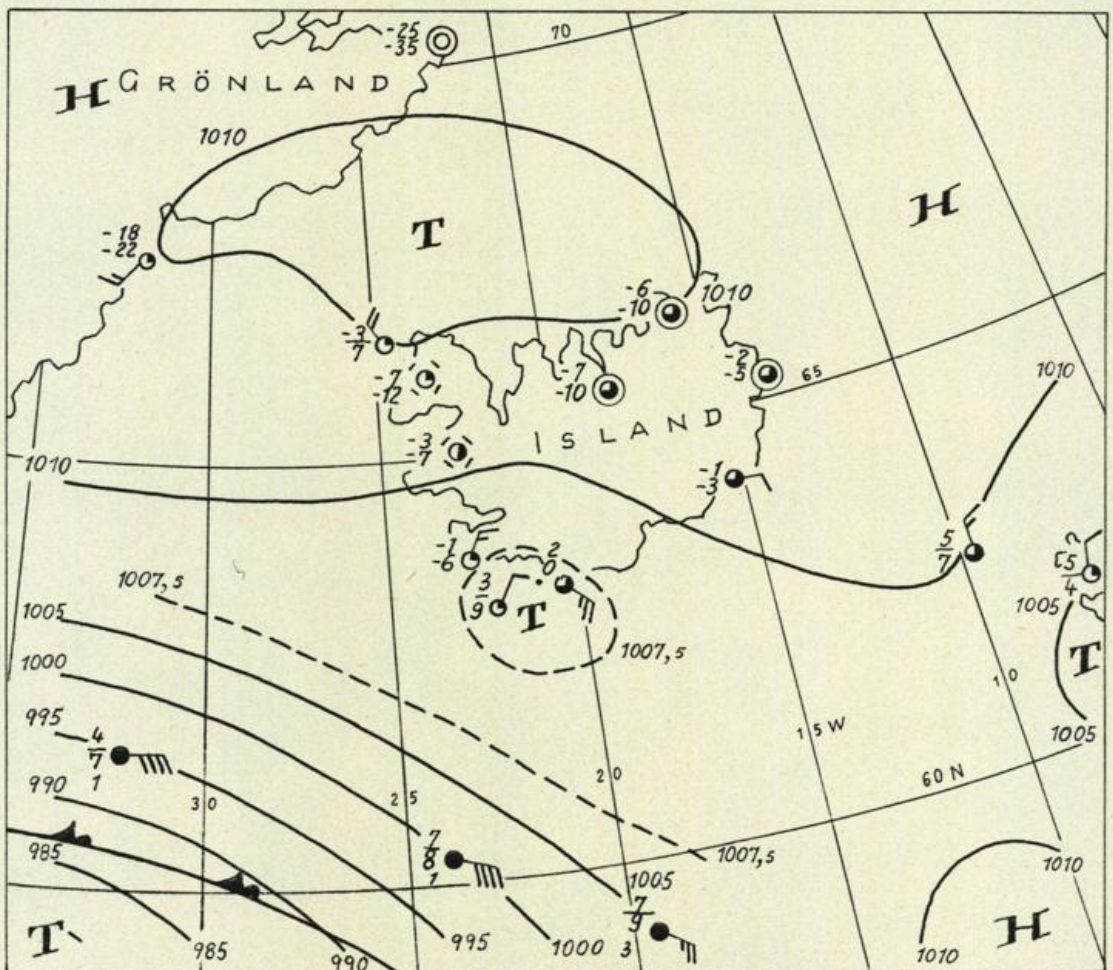
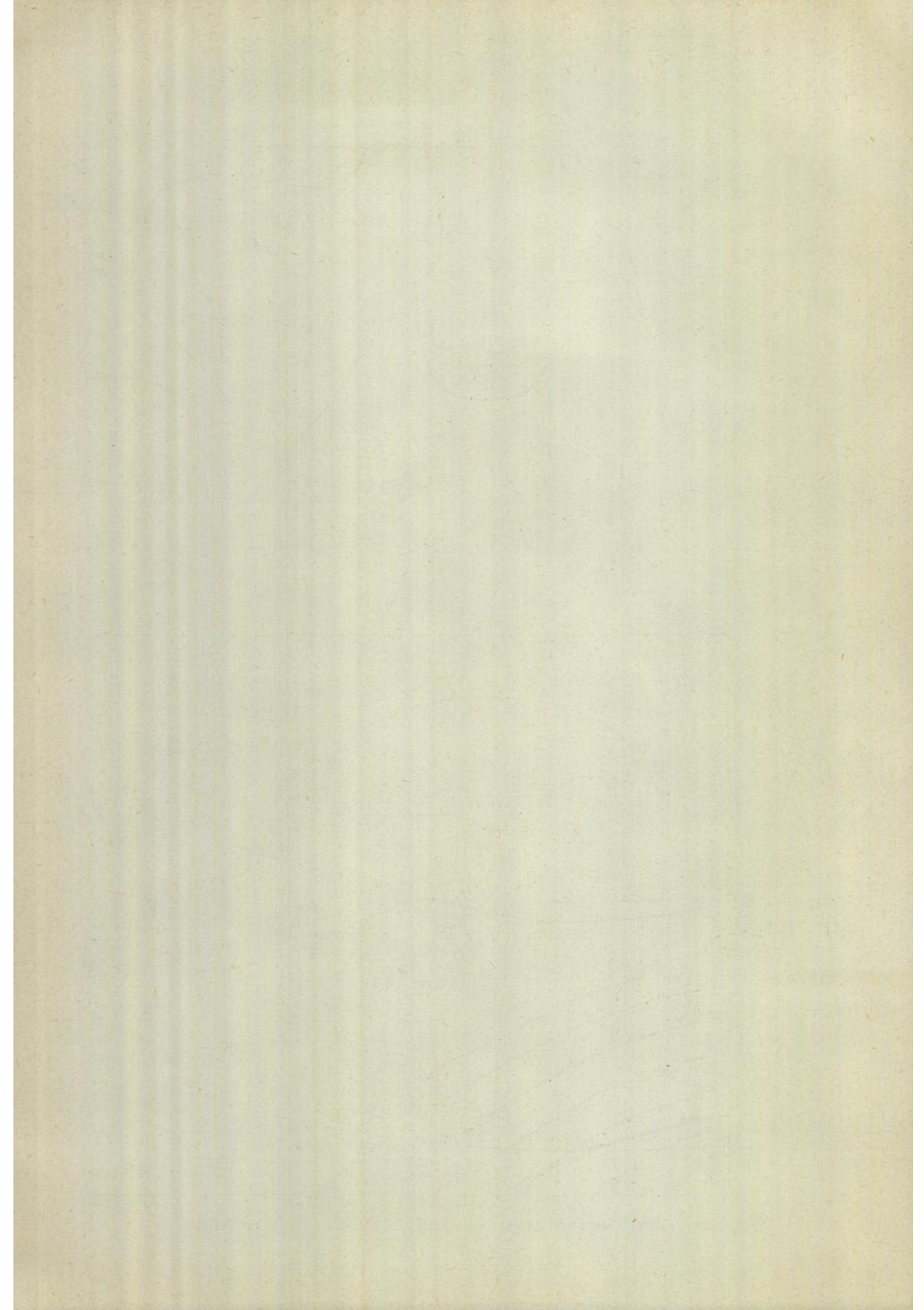
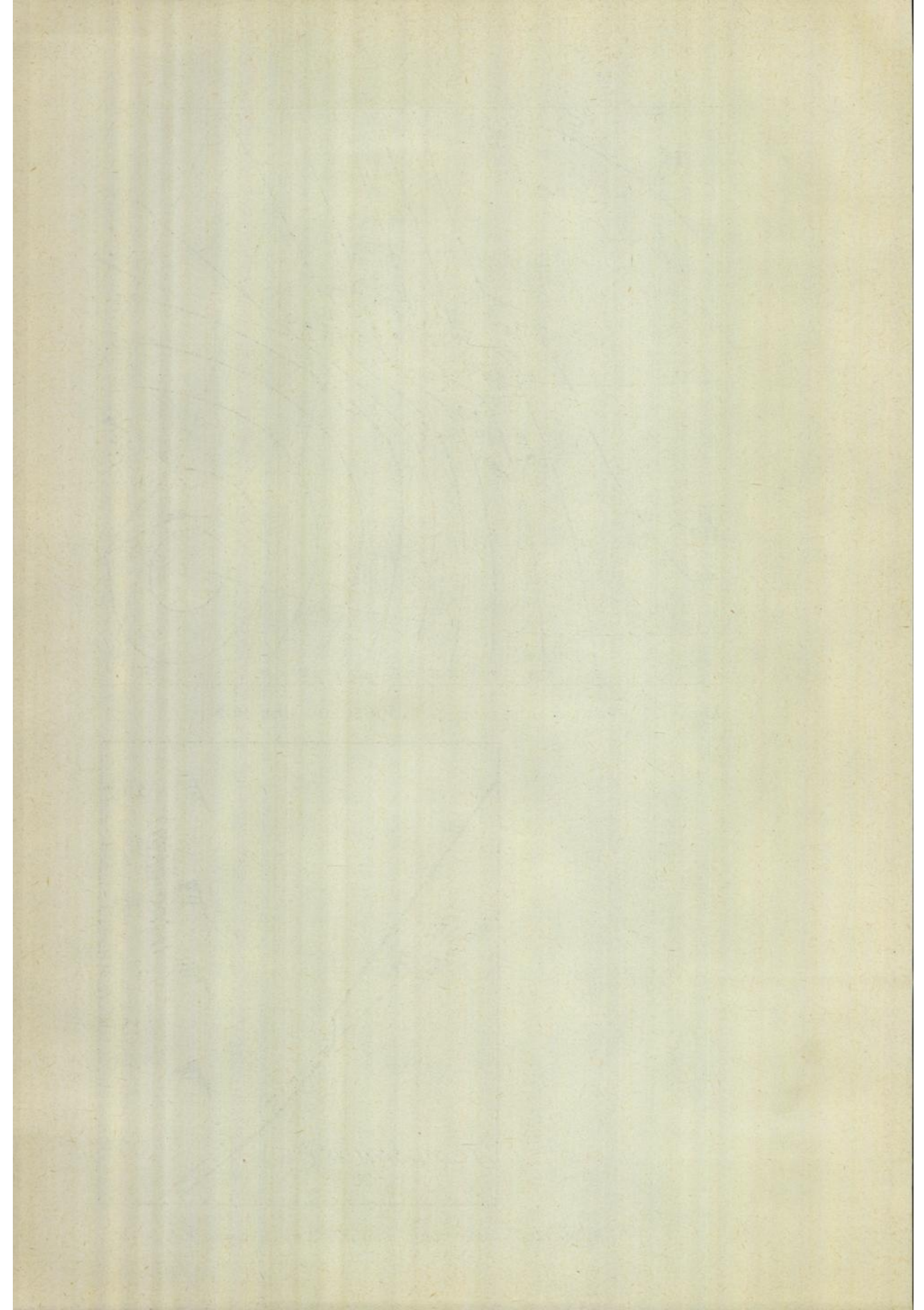


Abb. 24 Wetterlage vom 28.2.1966, 18 Uhr MGZ





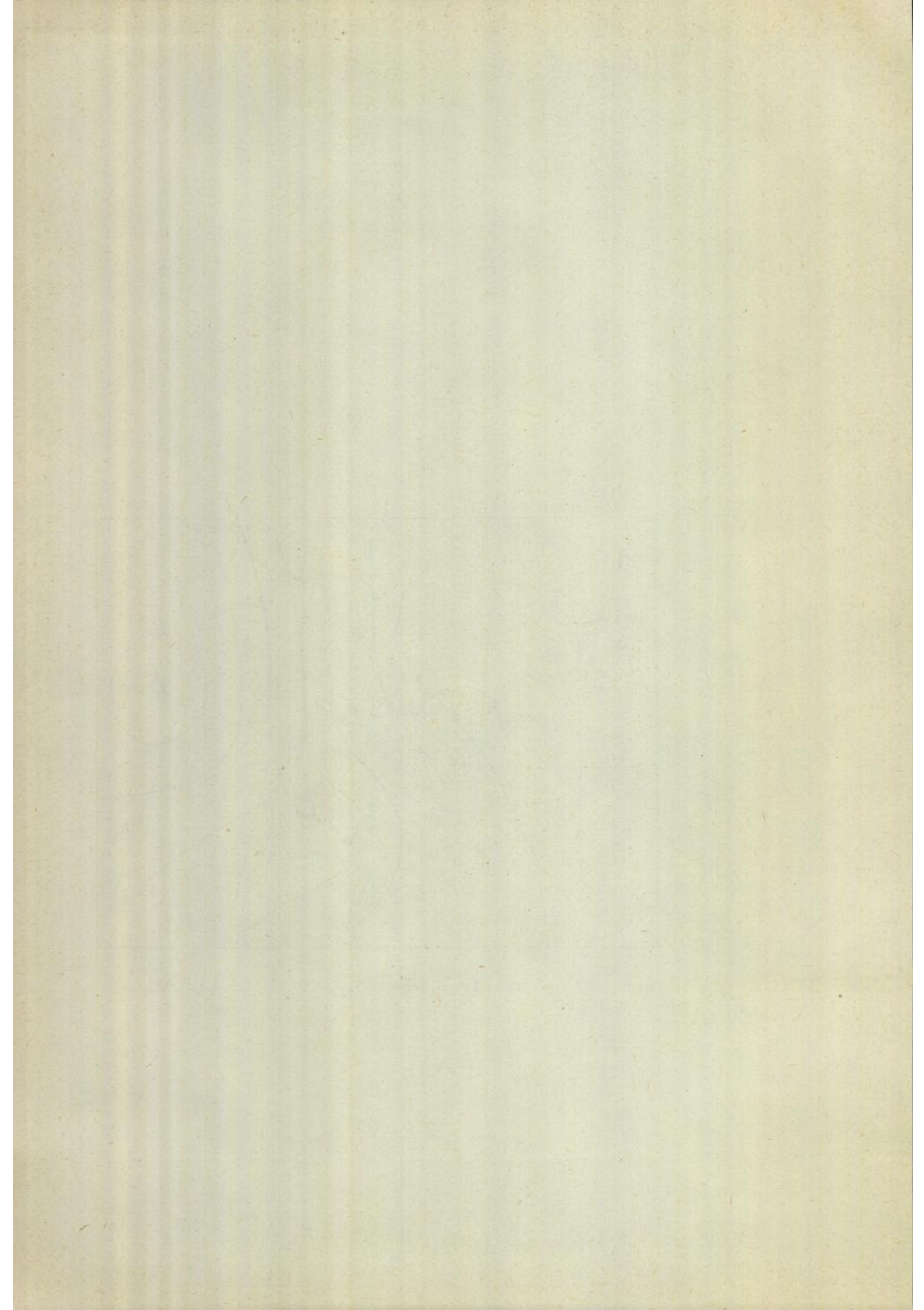


Abb. 28
 Übersichtskarte
 Dänemarkstrasse

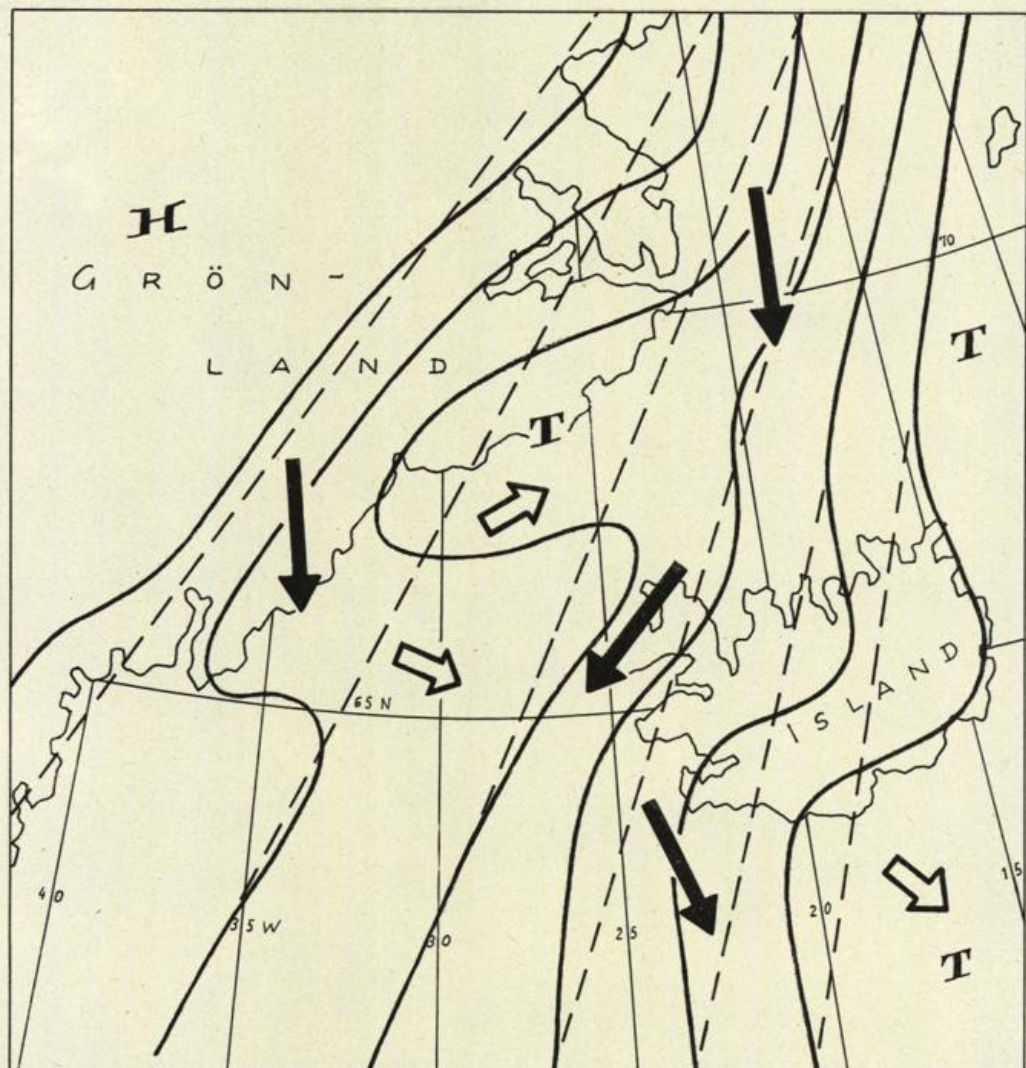
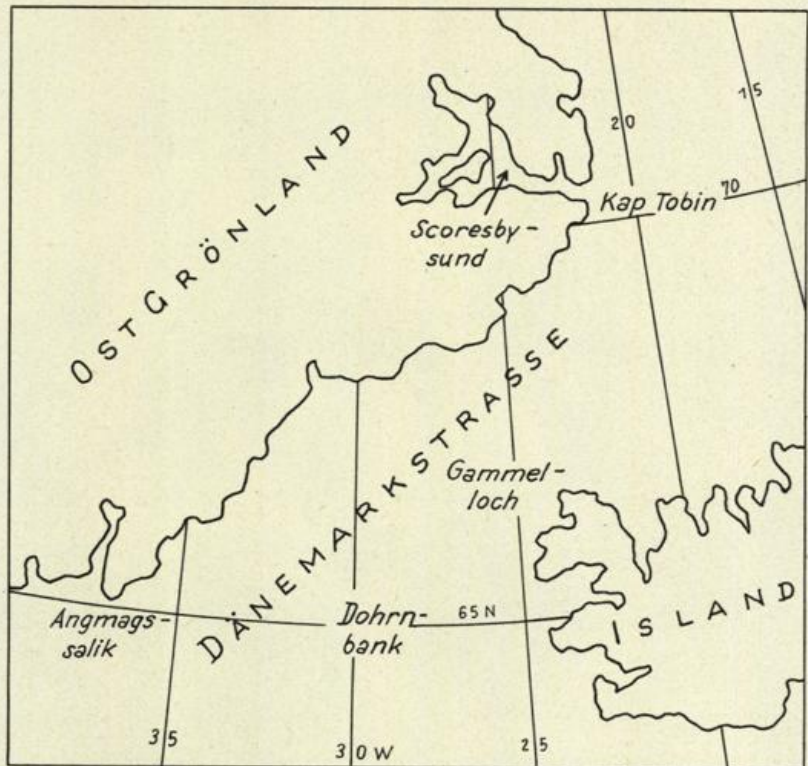
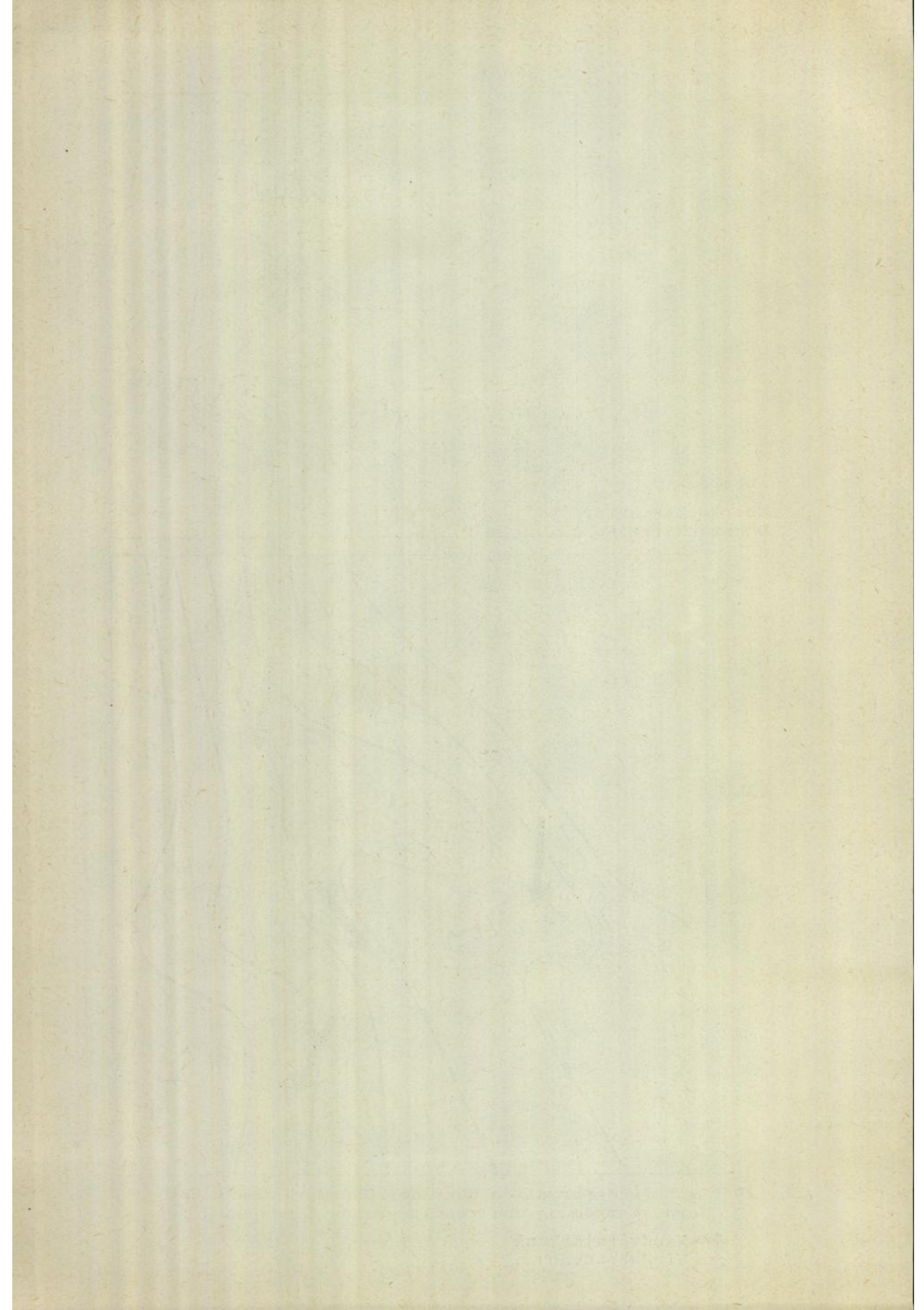


Abb. 29 Isobarendeformation über der Dänemarkstraße bei Nordostströmung und resultierende Windänderungen

- ← Windverstärkung
- ⇐ Windabschwächung



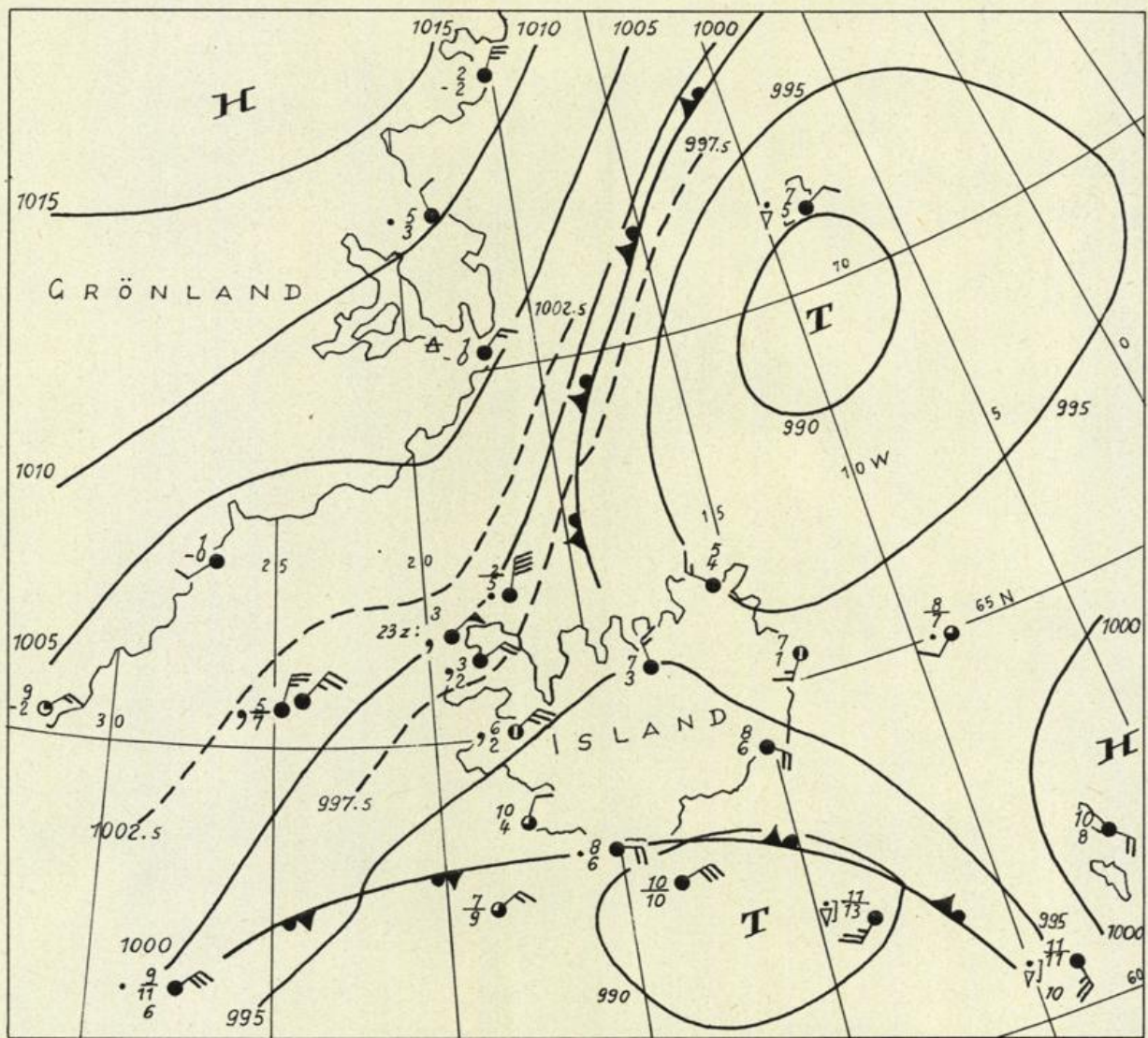
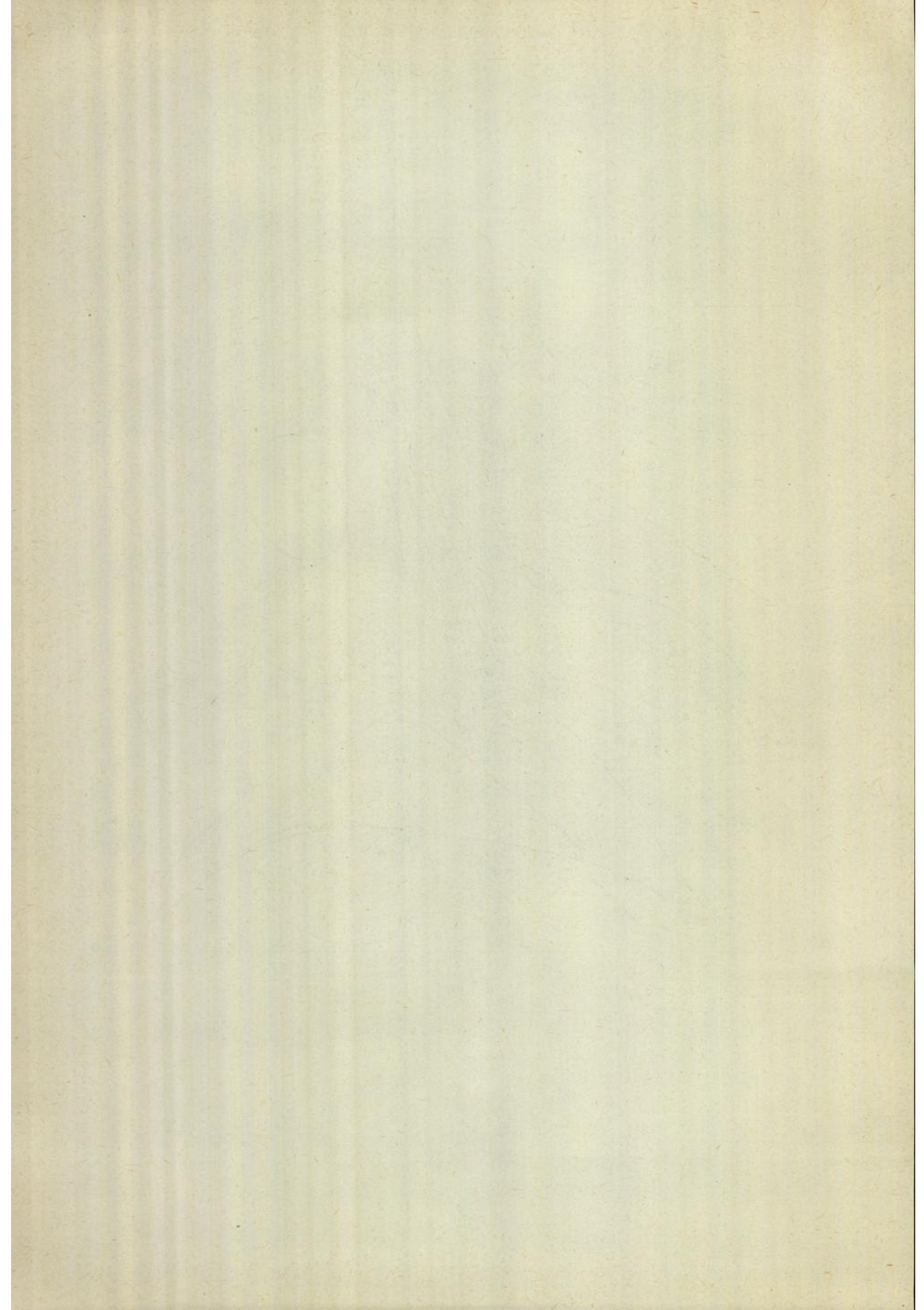


Abb. 30 Wetterlage vom 27.8.1965, 18 Uhr MGZ



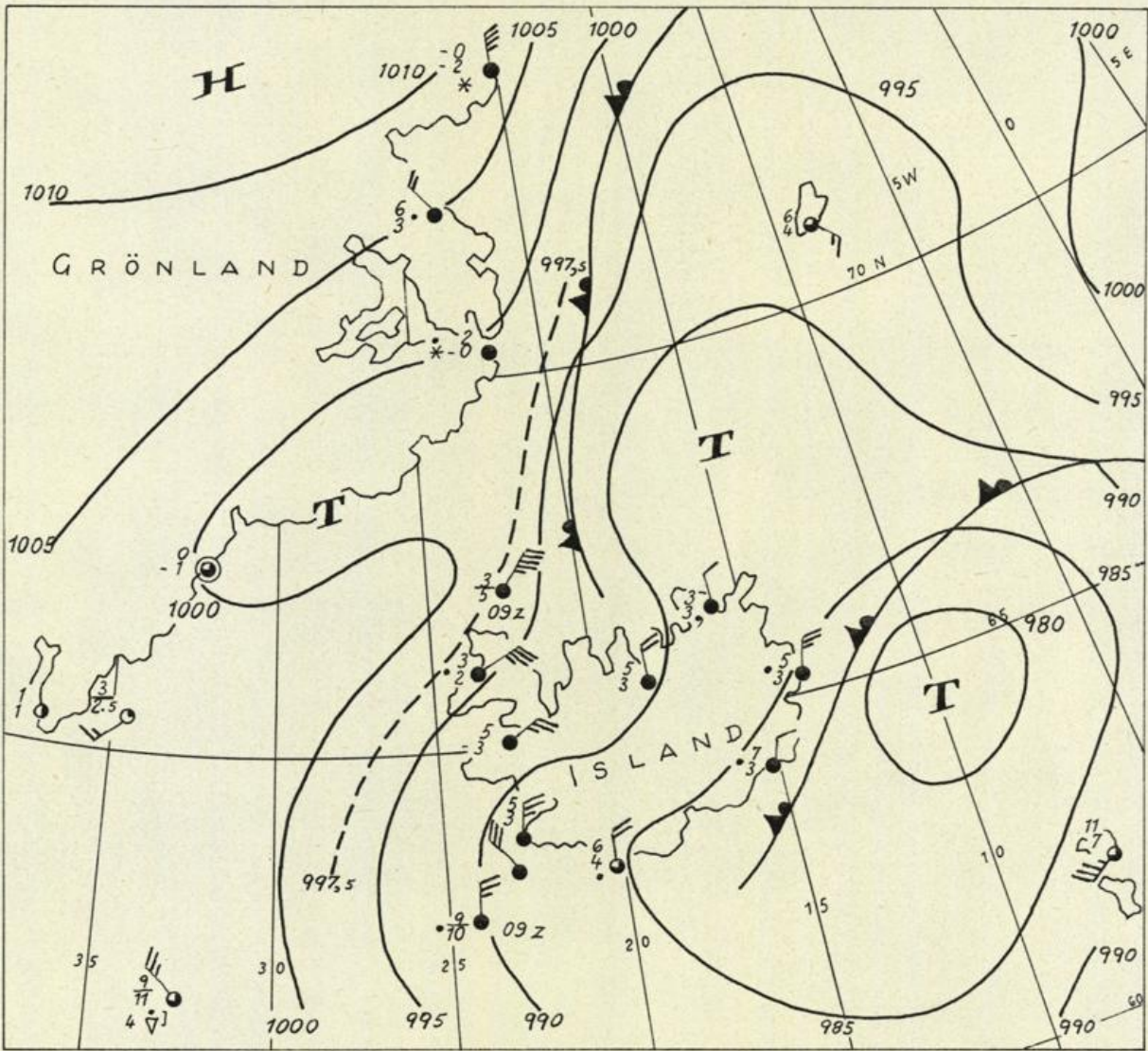
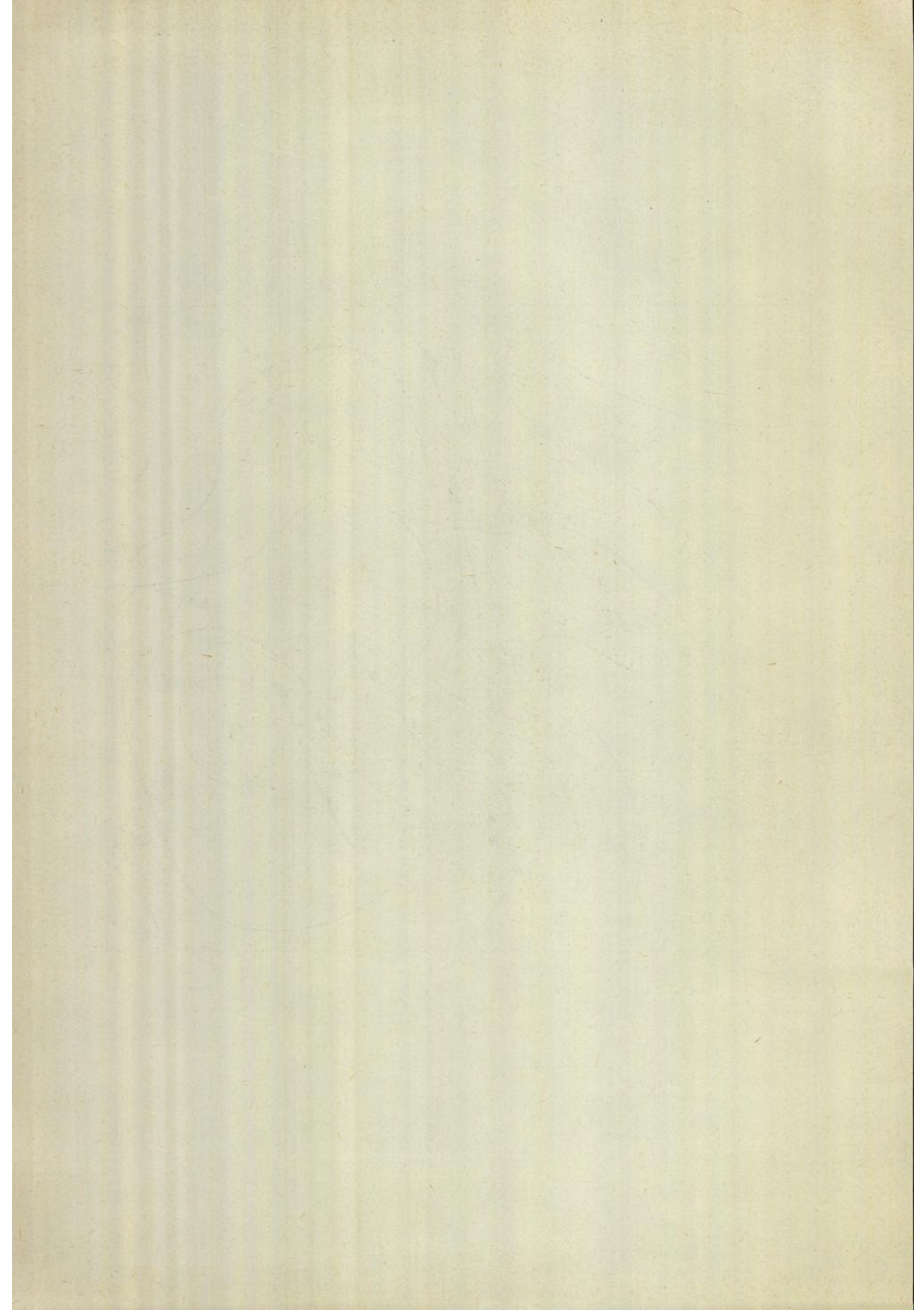


Abb. 31 Wetterlage vom 28.8.1965, 06 Uhr MGZ



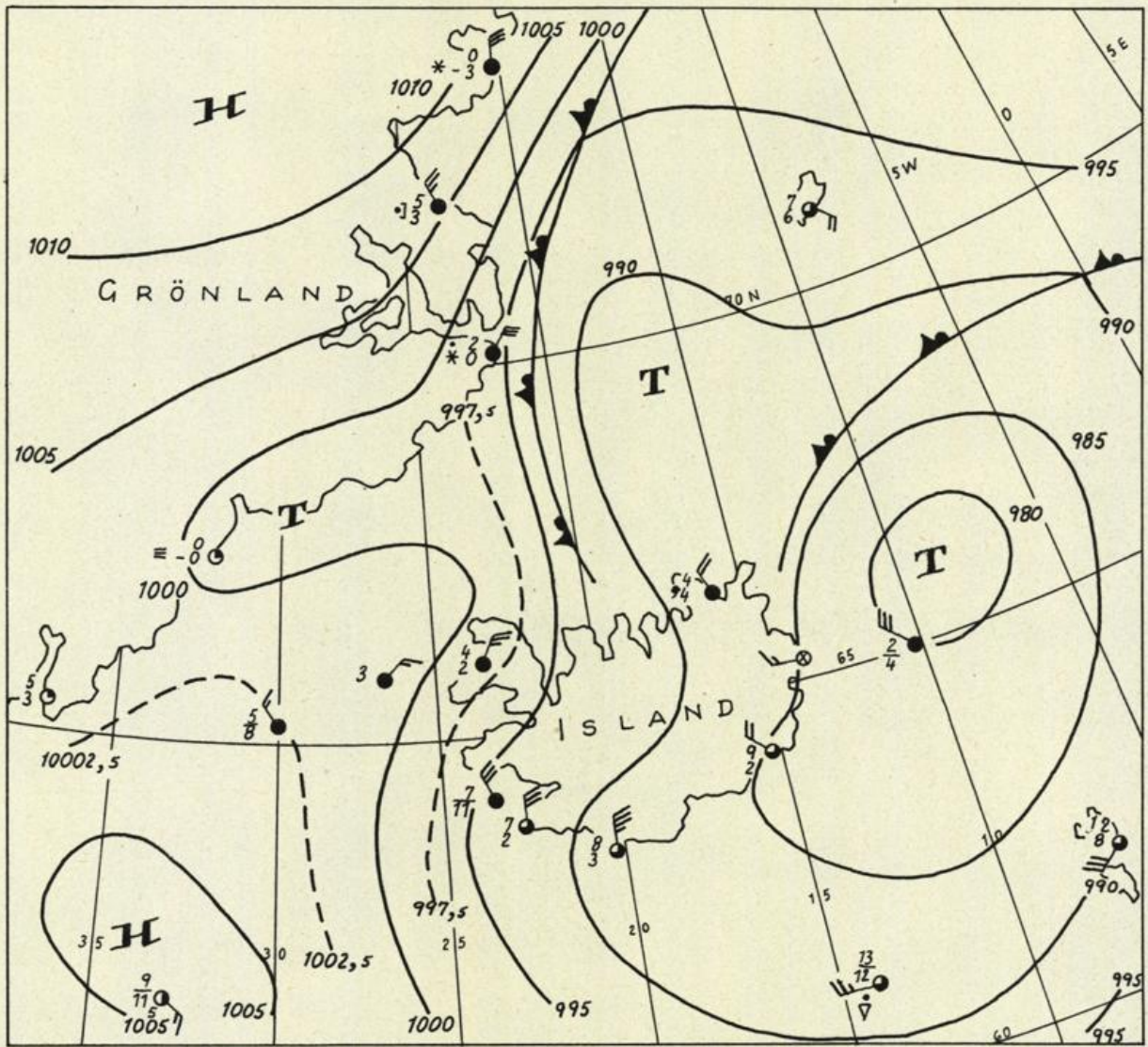
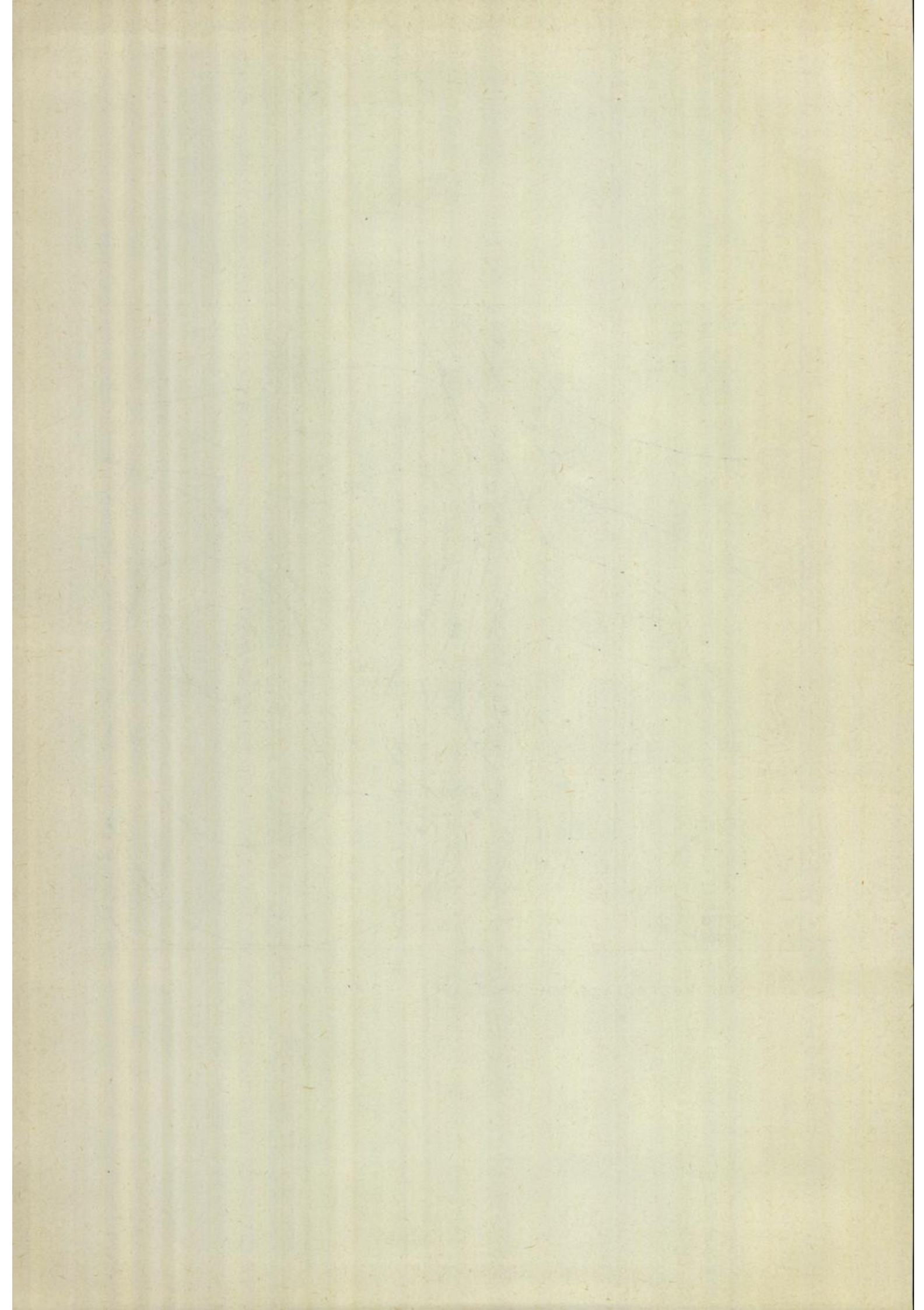
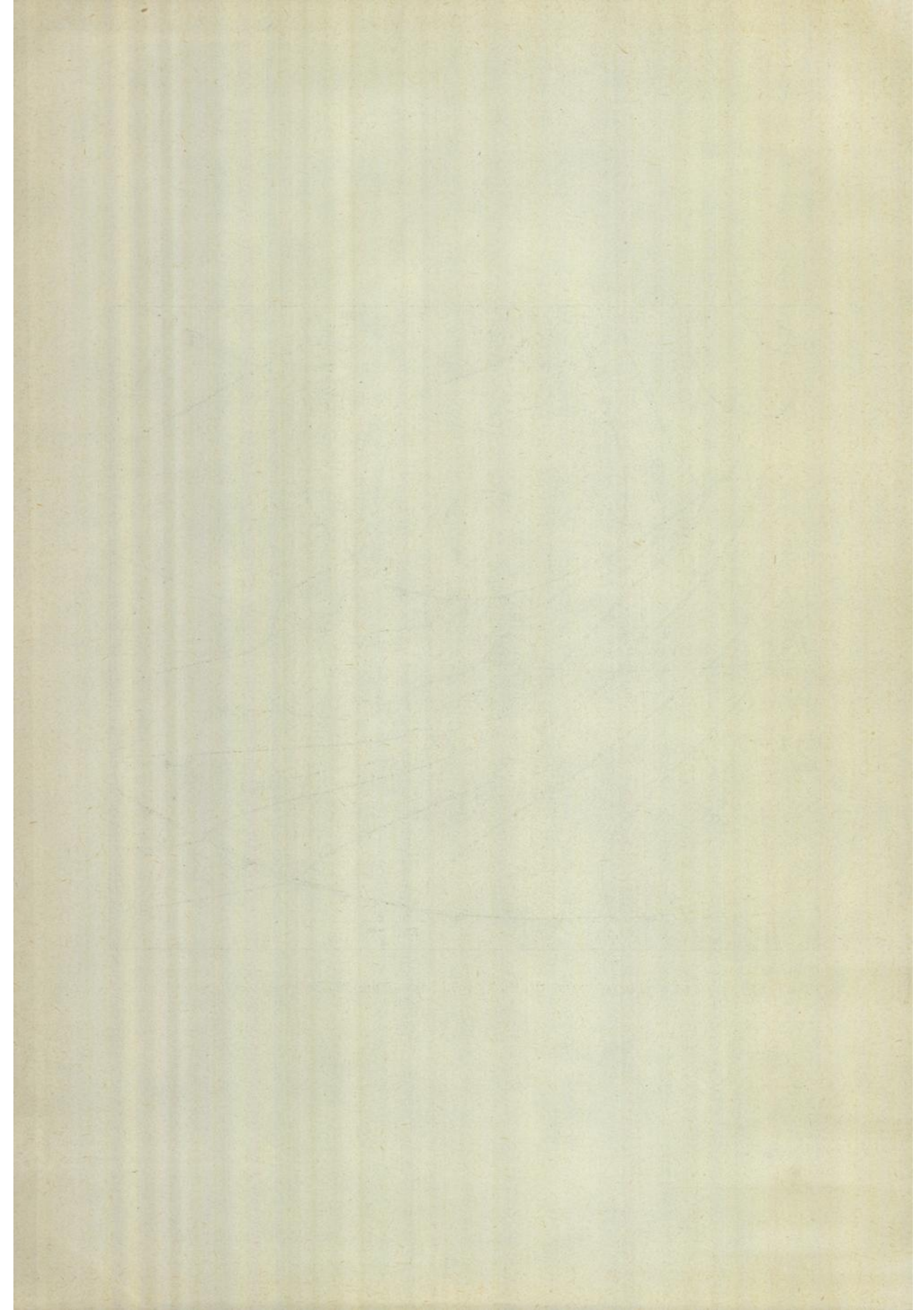


Abb. 32 Wetterlage vom 28.8.1965, 12 Uhr MGZ





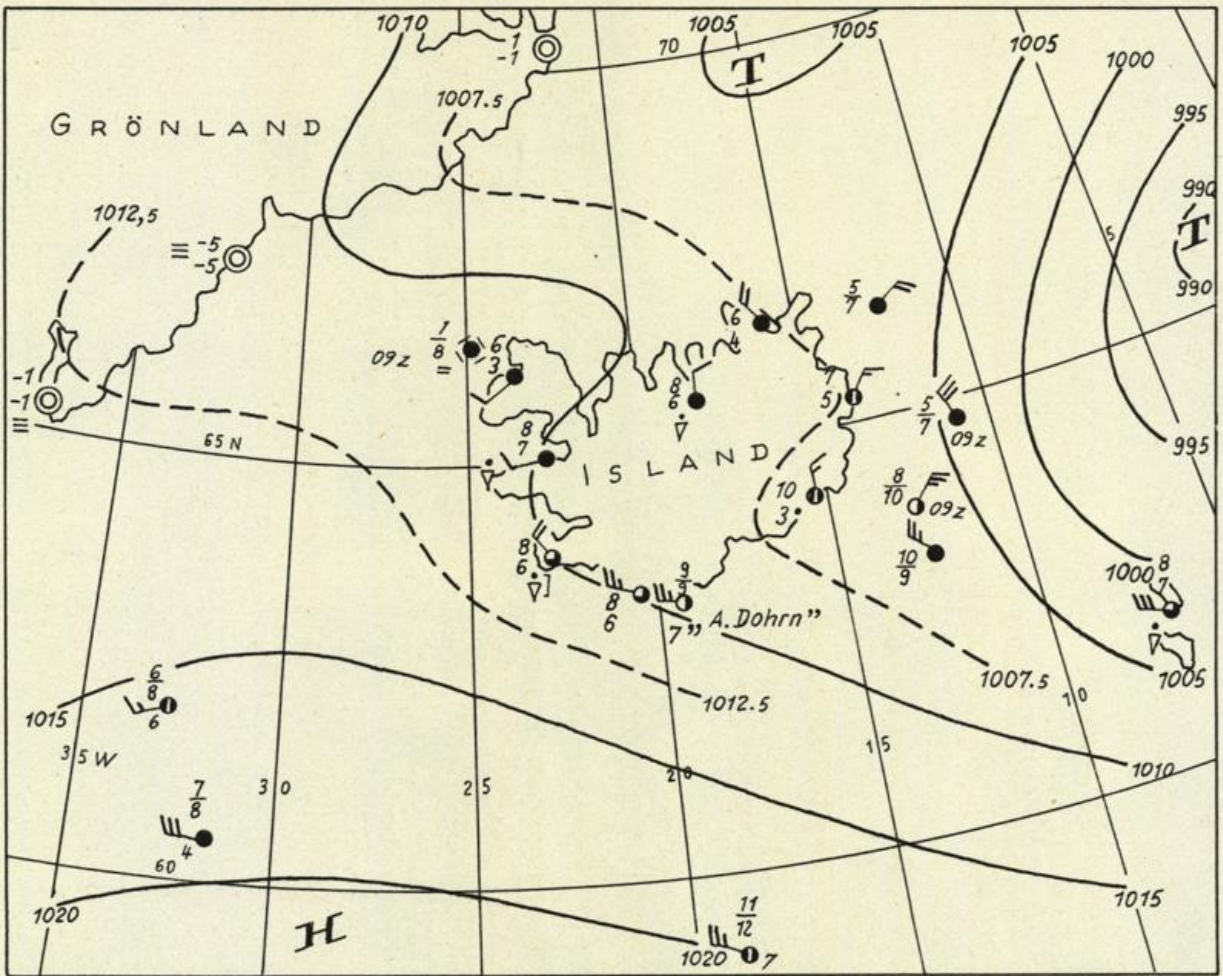


Abb. 34 Wetterlage vom 2.7.1964, 06 Uhr MGZ

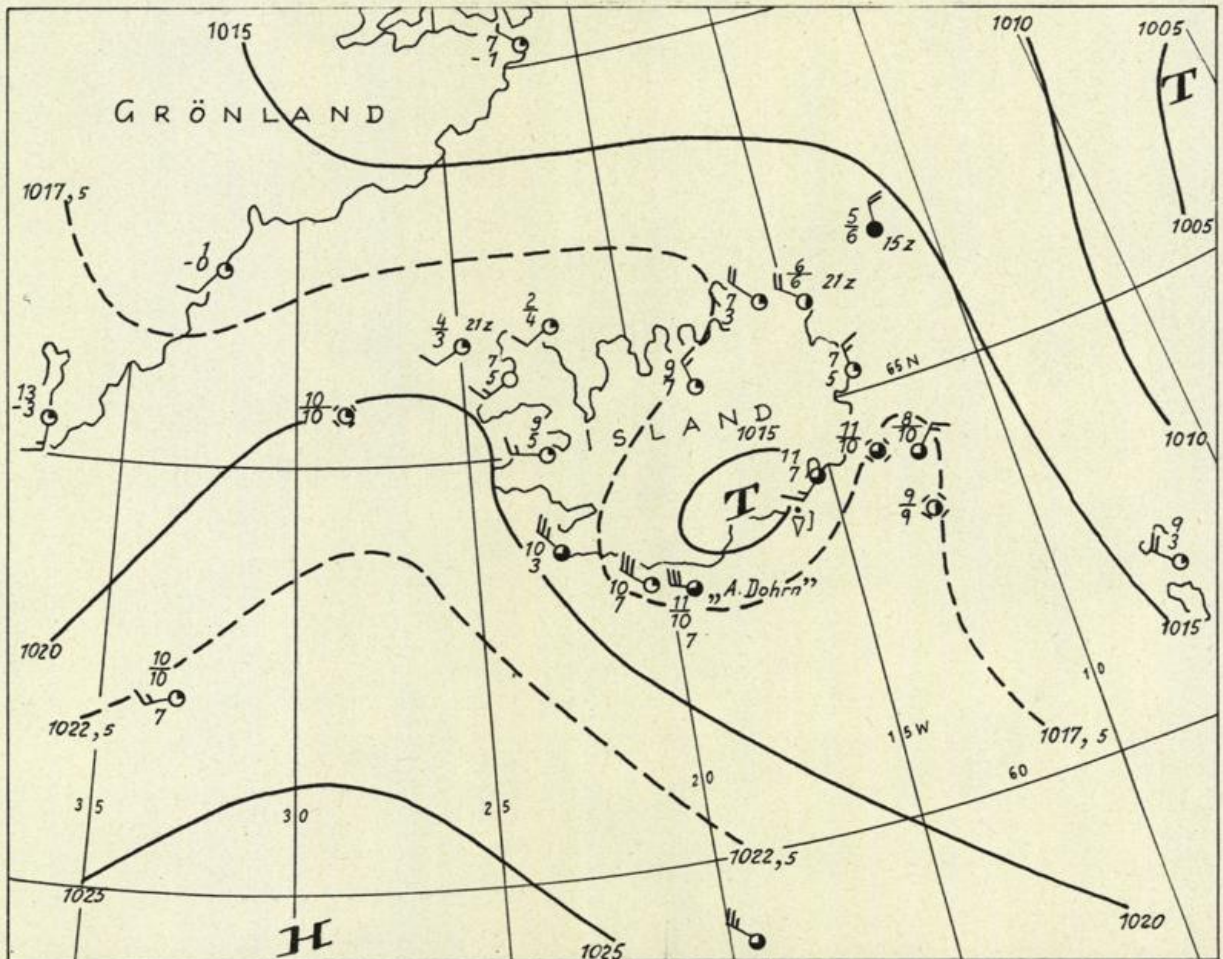
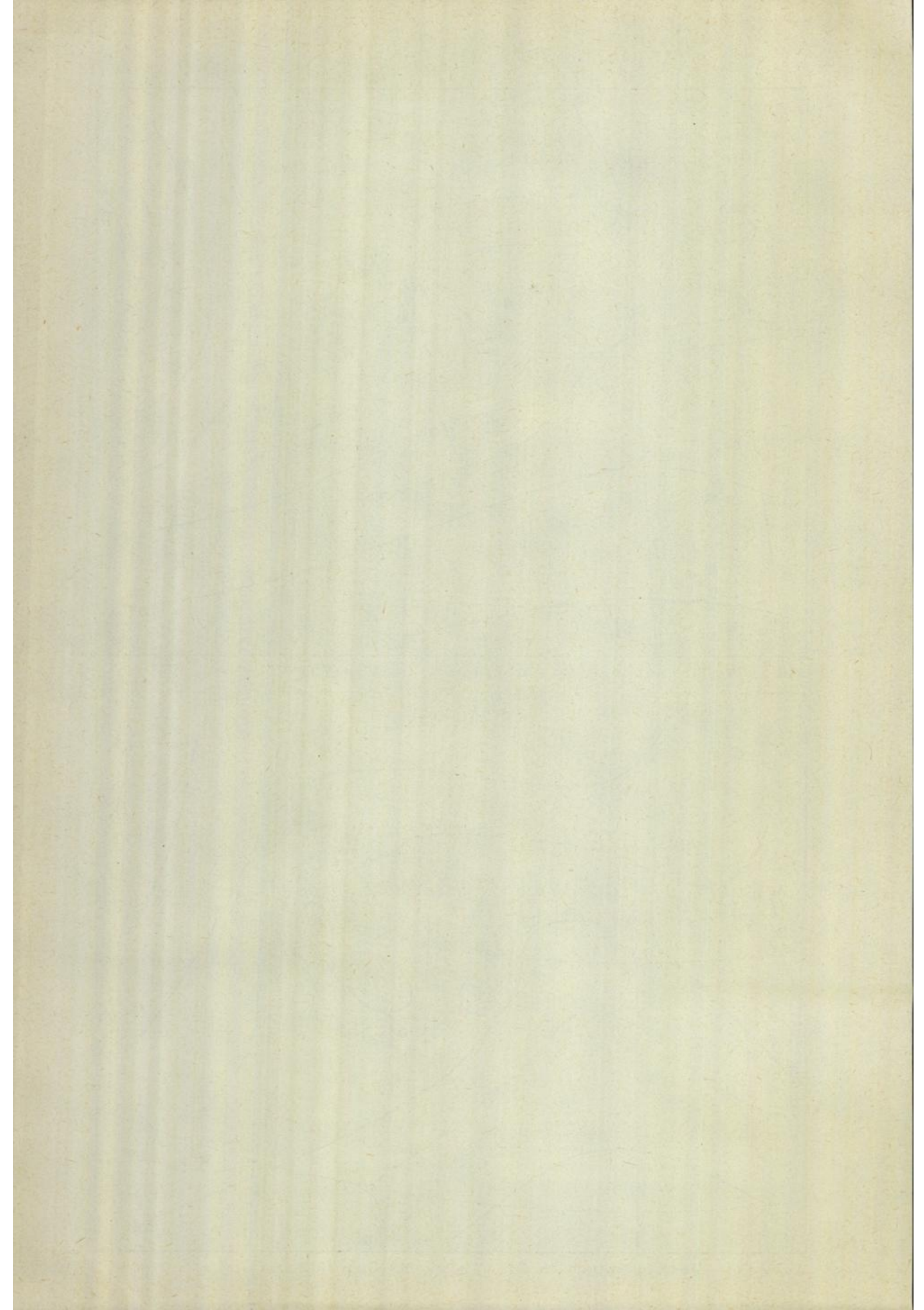


Abb. 35 Wetterlage vom 2.7.1964, 18 Uhr MGZ



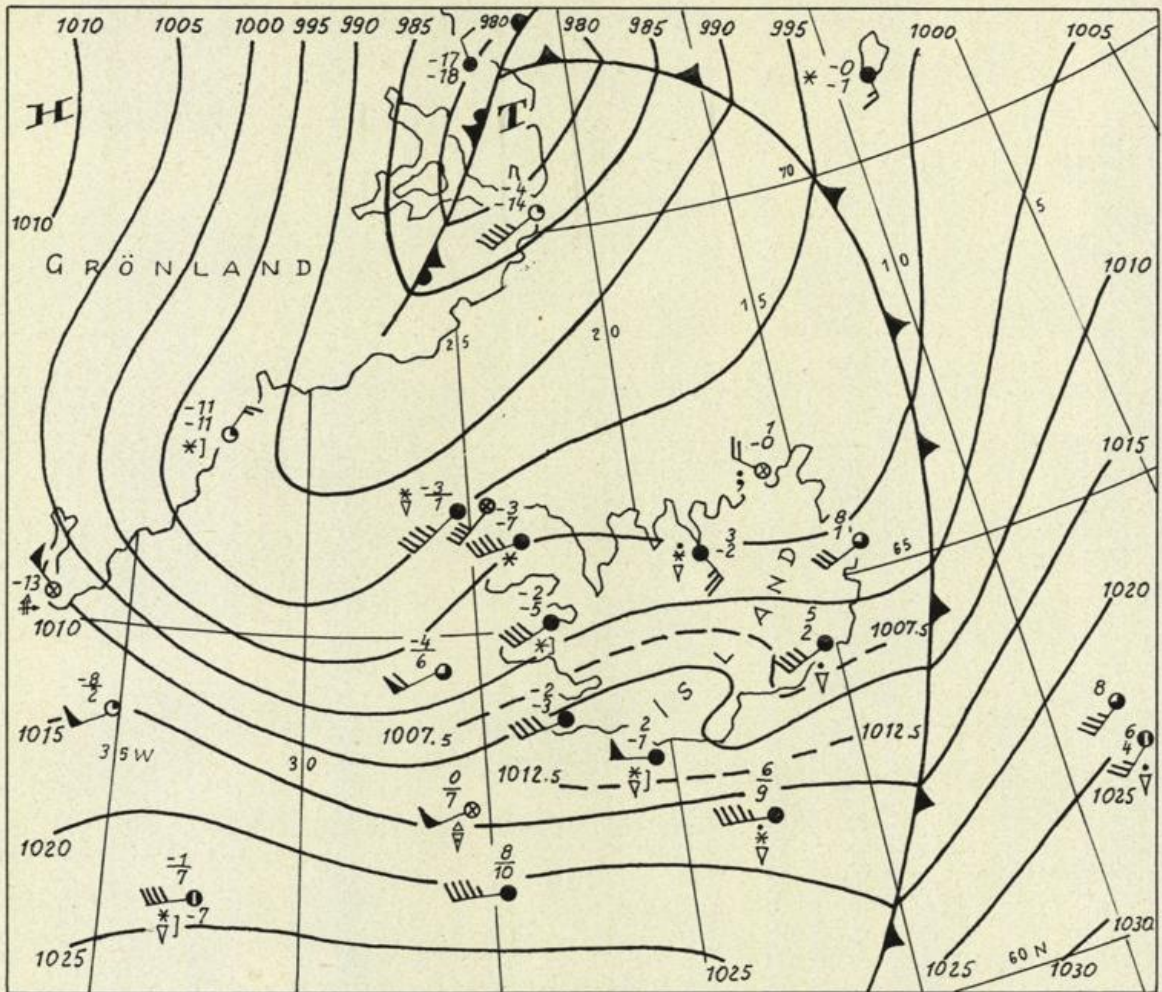


Abb. 36 Wetterlage vom 8.2.1965, 18 Uhr MGZ

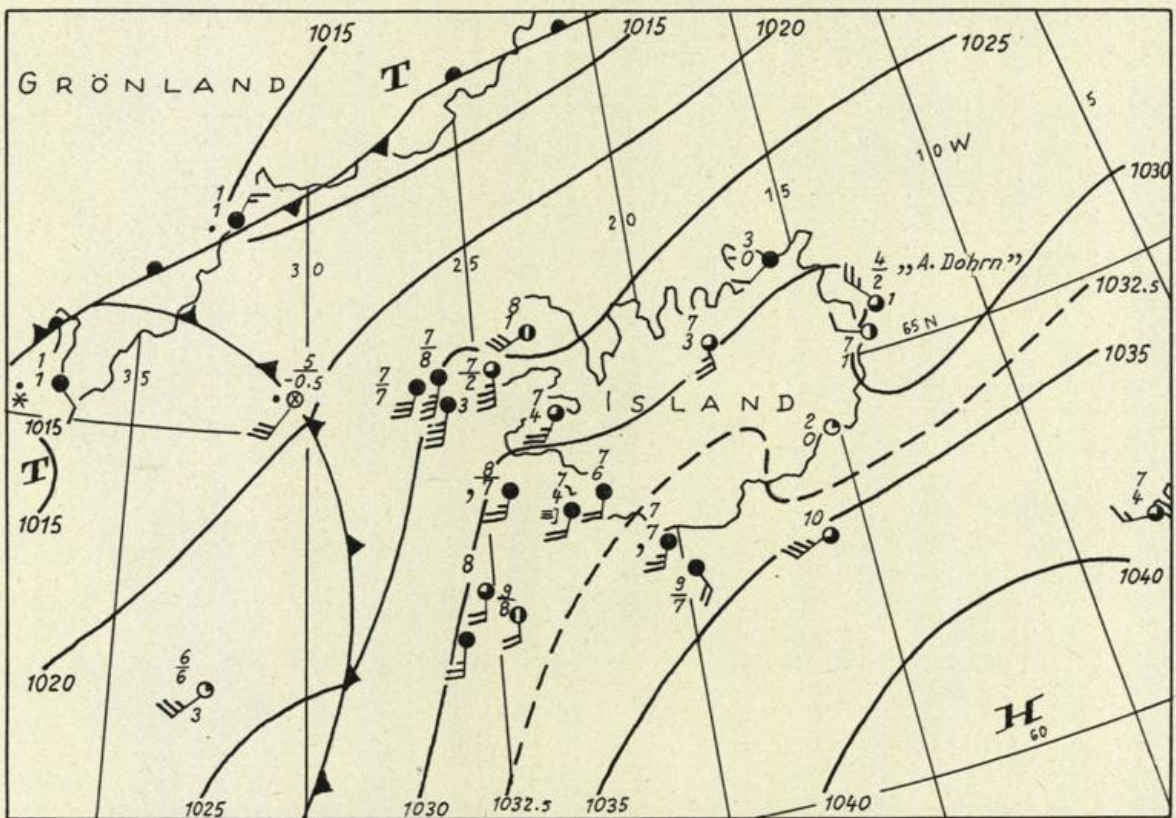
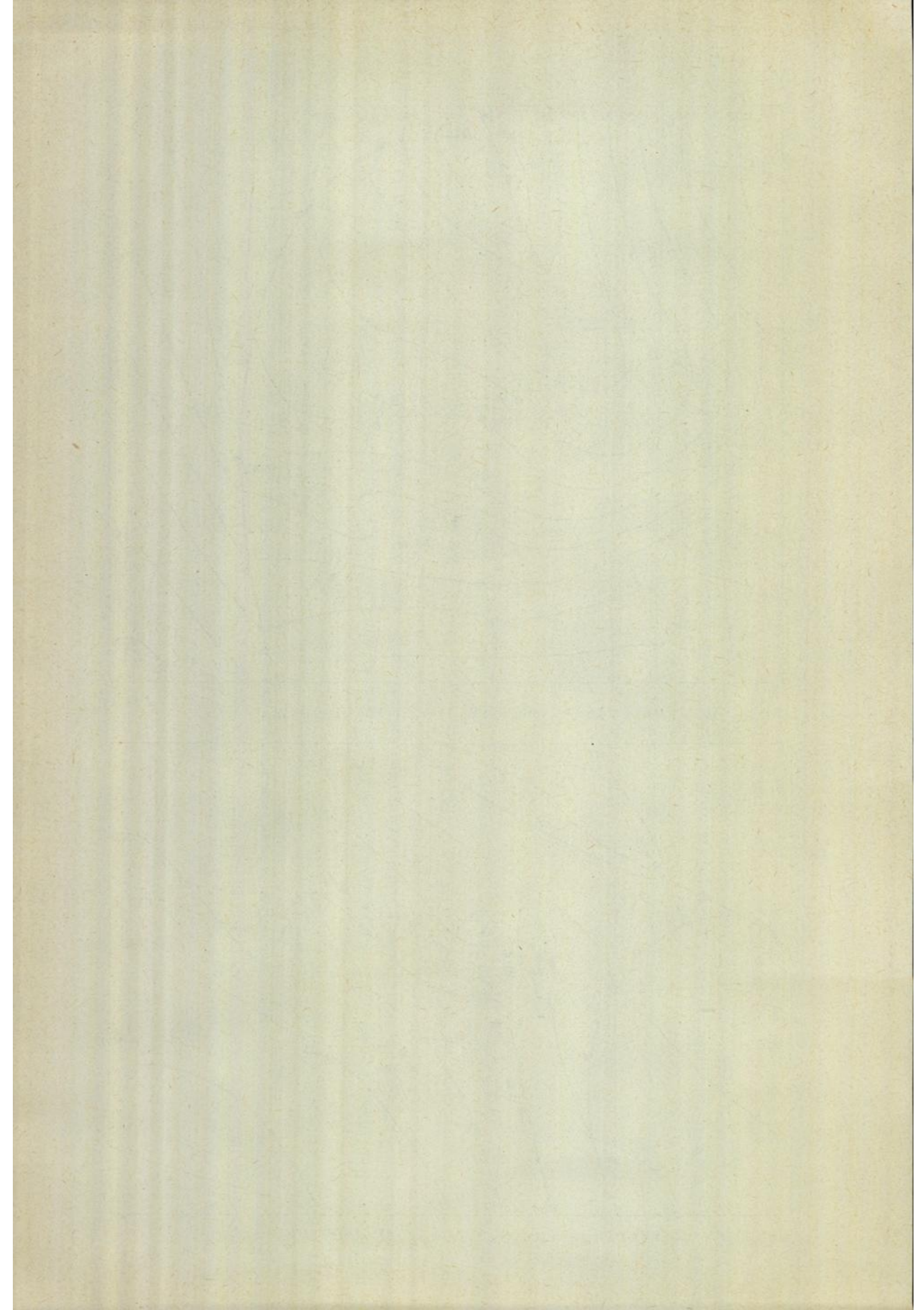


Abb. 37 Wetterlage vom 3.2.1965, 18 Uhr MGZ



- Nr. 35 (1962) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1958
- Nr. 36 (1962) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1959
- Nr. 37 (1963) Klimatologie des Mittelmeeres. Teil 2: Temperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel (H. Markgraf)
- Nr. 38 (1963) Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Teil 1: Text (C. Pflugbeil)
- Nr. 39 (1963) Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Teil 2: Tabellen (C. Pflugbeil und E. Steinborn)
- Nr. 40 (1963) Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Teil 3: Abbildungen (C. Pflugbeil und E. Steinborn)
- Nr. 41 (1964) Die Eigenschaften der Meereswellen im Nordatlantischen Ozean (H. Walden)
- Nr. 42 (1964) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1960
- Nr. 43 (1964) Die Bestimmung des Tiefwasserseegangs aus seinen skalar-spektralen Komponenten bei bekannten Windverhältnissen (J. Piest)
- Nr. 44 (1964) Die Kälte der Winter im norddeutschen Raum; Teil 1: Herstellung homogener Reihen der Kältesummen (H. Müller-Annem)
- Nr. 45 (1965) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1961
- Nr. 46 (1965) Gleichzeitige Seegangsmessungen in der Deutschen Bucht mit dem „Seegangsbeschleunigungsmesser mit photographischer Registrierung“ und ihre Auswertung zum Studium des Seegangs beim Einlaufen in das Wattenmeer (H. Walden, A. Lang u. J. Piest)
- Nr. 47 (1965) Die Windgeschwindigkeits-Äquivalente der Beaufortgrade nach Beobachtungen deutscher Bordwetterwarten (H. Walden)
- Nr. 48 (1965) Die Kälte der Winter im norddeutschen Raum. Teil 2: Herstellung langjähriger Reihen der Zahl der Wintertage. Ableitung einer Winter- und Kältezahls (H. Müller-Annem)
- Nr. 49 (1965) Darstellung ausgewählter täglicher Höhenwinde in den Tropen zwischen 10° und 80° Westlänge (W. Rudloff)
- Nr. 50 (1965) Aerologische Monatskarten der Tropen für das Internationale Geophysikalische Jahr 1957—1958. Teil 1: 300 mb und 300/500 mb (W. Rudloff, O. Höflich u. G. Heise)
- Nr. 51 (1965) Aerologische Monatskarten der Tropen für das Internationale Geophysikalische Jahr 1957—1958. Teil 2: 200 mb und 200/300 mb (W. Rudloff, O. Höflich u. G. Heise)
- Nr. 52 (1966) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1962
- Nr. 53 (1966) Die Entwicklung von Seegang-Meßbojen mit kreiselstabilisierten Meßwertaufnehmern für Beschleunigung und Bojenlage (A. Lang)
- Nr. 54 (1966) Die Windverhältnisse bei Feuerschiffs-Station ELBE 1. Teil 1: Die Häufigkeiten (J. Richter)
- Nr. 55 (1966) Zum Tagesgang tropischer Höhenwinde (W. Rudloff)
- Nr. 56 (1966) Der Seegang in ausgewählten Gebieten des tropischen und subtropischen Atlantischen Ozeans (H. Walden)
- Nr. 57 (1967) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1963
- Nr. 58 (1967) Meteorologische Beobachtungen mit Düsenflugzeugen über dem tropischen Atlantik (W. Rudloff u. O. Höflich)
- Nr. 59 (1967) Zum Küstenklima von Peru (Rolf Doberitz)
- Nr. 60 (1967) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1964
- Nr. 61 (1968) Grundlage einer numerischen Seegangsvorhersage für Schelfmeere (J. Piest)
- Nr. 62 (1968) Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1965
- Nr. 63 (1969) Orographische Einflüsse auf Wind und Wetter im Raum Island (M. Kurz)

