

**CENTRE NATIONAL DE VOL A VOILE  
St AUBAN sur DURANCE**

**FLUGWETTERKUNDE**

**IM GEBIRGE**



- für die Weiterbildung der Fluglehrer
- um das Segelfliegen zu erleichtern

- 1975 -

### Inhaltsübersicht

#### 1. Teil

##### Die Konvektion

- Bedingungen am Morgen	7
- auslösende Faktoren	9
- Entstehen der Konvektion	13
- Brisen	15
- Bedeutung der turbulenten Schicht	17
- Maximale Höhe der Konvektion	19/21/23
- Entwicklung der Inversionsschicht	25
- Einfluß des Höhenzuges	27
- Aufwinde in stabil geschichteter Luft	29
- Entwicklung der Brisen	31
- Ausgleich der Luftmassen	33

#### 2. Teil

##### Die dynamischen Luftbewegungen

- Darstellung der Strömungen verursacht durch einen Höhenzug	37
- Voraussetzungen für die Bildung einer Wellenströmung	39/41
- Wellenströmung	43
- Leequelle	45
- Meteorologische Struktur der Wellenströmung	47
- Kennzeichen der Wellenströmung	49
- Wolkenbildung	51/53
- Einflüsse durch die Form der Bodenerhebungen	57/59/61
- Tagesentwicklung einer Wellenströmung - Turbulenz -	63

#### 3. Teil

##### Die konvektiv-dynamischen Aufwinde

- Einführung	67
- Einfluß der Temperatur auf die Wellenströmungen	69
- Zusammenströmen von Luftmassen	71/73/75/77
- Heeresbrisen	79/81/83

N. B. Auf die folgende Literatur wird Bezug genommen:

- Météorologie du Vol à Voile (BESMOUL IN & VIAUT)
- Considérations sur les mouvements ondulatoires (BERENGER & GERBIER)

\*\*\*

- 2

Verwendete Symbole

A	- Amplitude der Welle
C	- Kondensationspunkt
CS	- Trennschicht
CT	- Turbulente Schicht
D	- Abstand, Entfernung
EO	- Wellenströmung
ESO	- Rotorströmung
h	- Höhe
i	- Inversion
$\lambda$	- Wellenlänge
Q	- Wärmemenge
S	- Sonne
SS'	- Sondenmessung
T	- Temperatur °C
V	- Horizontalgeschwindigkeit in km/h
v	- Vertikalgeschwindigkeit in m/s
Z	- Meereshöhe
$\alpha$	- Maximaler Anstiegswinkel einer Wellenströmung

Wolken

Ac	- Alto cumulus
Cu	- Cumulus
Cu-humi	- Cumulus humilis
Cu-fra	- Fraktocumulus

### Einleitung

Für das vorliegende Werk über die Flugwetterkunde wird vorausgesetzt, daß der Leser sich bereits die notwendigen meteorologischen Grundlagen angeeignet hat. Der Segelflug im Gebirge ist ein zusätzlicher Bereich in der Weiterbildung des Piloten.

Die Aufwinde, die man im Gebirge ausnützen kann, haben folgenden Ursprung:

- Thermisch
- Dynamisch
- Thermisch - Dynamisch

Der erste Teil behandelt die Konvektion, dann die verschiedenen Arten der Aufwinde, die daraus entstehen, genannt: "Thermik".

Die Bildung der thermischen Aufwinde für eine gegebene Luftmasse hängt von der Sonneneinstrahlung ab, somit von der täglichen Entwicklung der turbulenten Schicht in Bodennähe.

Der zweite Teil behandelt die dynamischen vertikalen Luftbewegungen, die sich durch den Wind im Luv und Lee eines Bergkamms bilden.

Die Bildung von dynamischen Aufwinden ist bedingt durch horizontale Luftbewegungen, die an Bodenerhebungen abgelenkt werden.

Die Ausnutzung der Aufwinde im Luv eines Höhenzuges nennt man: "Hangflug", die der Aufwinde im Lee eines Höhenzuges: "Wellenflug".

Der dritte Teil behandelt die thermisch dynamischen Aufwinde; die sich aus dem Zusammentreffen von verschiedenen Luftströmungen ergeben.

Die Bildung der thermisch dynamischen Aufwinde ist an die folgenden wechselseitigen Einflüsse gebunden:

- 1 - Einwirkung des Windes auf die Verteilung und Entwicklung der thermischen Aufwinde, d. h., auf die tägliche Entwicklung der turbulenten Schicht.
- 2 - Die tägliche Entwicklung der turbulenten Schicht einerseits und die Entwicklung und Ausbreitung der dynamischen Bewegungen der Luftmasse im Luv und Lee eines Bergkamms andererseits.

*Wenn ein Gebirgszug ausgedehnte Möglichkeiten zum Segelfliegen bietet, dann ist die Beurteilung des Ursprungs der Aufwinde manchmal nicht einfach.*

*Es ist schwierig, die thermischen und die dynamischen Ursachen auseinanderzuhalten, besonders während der warmen Stunden eines Tages.*

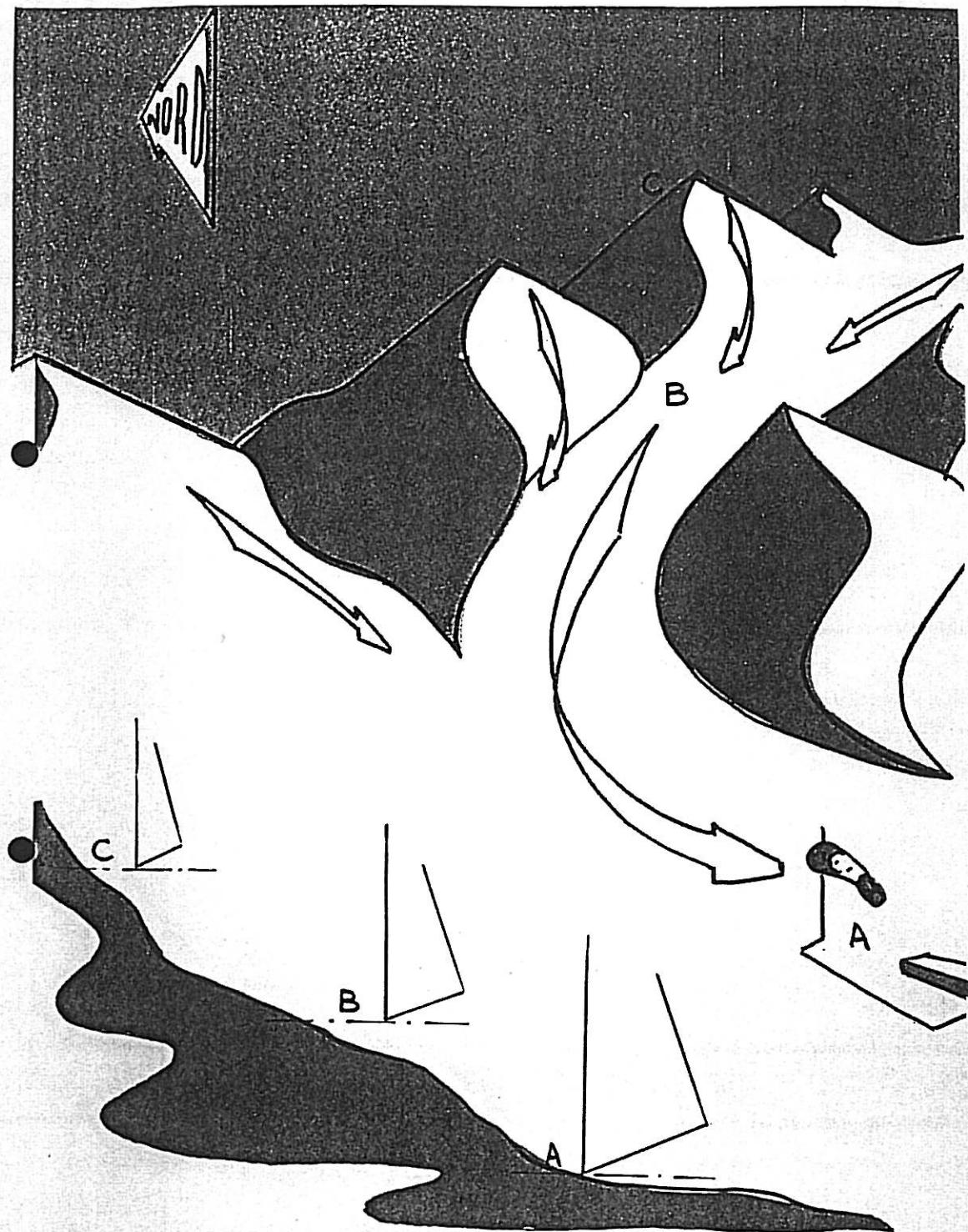
*Das resultiert daraus, daß die dynamischen Luftbewegungen nicht allein durch den Wind verursacht werden, sondern ebenso durch Brisen, die durch die Konvektion bedingt sind.*

*Zum anderen kann die Wellenströmung durch die Thermik gestört oder zu- nicht gemacht werden.*

*Wir werden somit folgendes untersuchen:*

- 1 - *Die Wirkungen der Thermik bei schwachem Luftdruckunterschied, d. h., bei geringen Windgeschwindigkeiten.*
- 2 - *Die dynamischen Luftbewegungen verursacht durch den Wind aufgrund des Luftdruckunterschiedes und ohne Thermik, d. h., am frühen Morgen oder am späten Abend.*

06 -



- Conditions au lever du jour -

- Bedingungen bei Tagesanbruch -

## 1. Teil

### Die Konvektion

#### 1. Bedingungen am Morgen

Wenn drei Flugzeuge gleichzeitig eine Sondenmessung, ausgehend von den Punkten A, B und C, ausführten, so würde man auf jeder Sondenmessung eine übliche Inversion der Temperatur in der Nähe des Erdbodens beobachten, genannt:

#### Bodeninversion

Indes, die Inversion ist weniger ausgeprägt bei C als an B und bei B weniger als an A.

Aufgrund der gegebenen nächtlichen Abstrahlung steigt die Abkühlung der Luft am Boden mit der Meereshöhe, mit der Reinheit der Luft und ist abhängig von der Himmelsrichtung der Hänge.  
Die Abkühlung der Luft ist direkt proportional der des Erdbodens mit dem sie Berührung hat.

Daraus resultiert, daß die kältere und damit auch dichtere Luft aufgrund der Schwerkraft talwärts strömt von C nach B.  
Das ist die

#### Hangbrise talwärts

Die Winde eines jeden Hanges, der der nächtlichen Strahlung ausgesetzt ist, schieben sich unter ursprünglich vorhandene kalte Luft und verstärken die Bodeninversion auf dem Talgrund.  
Die kalte Luft ihrerseits ist aus den gleichen Gründen selbst einer Strömung talwärts von B nach A unterworfen.

Die Gesamtheit der Luftbewegungen eines jeden Tales in die Richtung der Ebene ergibt die

#### Talbrise talabwärts

Die allgemeine Bewegung der talwärtsgerichteten Talbrise hört auf, sobald sich ein thermisches Gleichgewicht mit der umgebenden Luft eingestellt hat.

Die Brise beruhigt sich nach Tagesanbruch zuerst in Punkt A während sie weiterhin von C nach B weht.

Somit ist bei Tagesanbruch bei maximaler nächtlicher Abstrahlung die Geschwindigkeit der Brisen am stärksten; abhängig von der Jahreszeit kann diese bis zu 30 km/h erreichen.

08 -



- Contraste en montagne -

Die Kontraste der Gebirgslandschaft-

## 2. Günstige Faktoren für die Auslösung der Konvektion

Voraussetzung ist, daß sich die Bodeninversion auflöst. Die Geschwindigkeit der Auflösung ist proportional der Erwärmung des Erdbodens bei einer bestimmten Sonneneinstrahlung.

Im vorliegenden Fall kann angenommen werden, daß in der Ebene bei einer bestimmten Erdoberfläche und bei einer homogenen Bewachsung die eingestrahlte Wärmemenge von Ort zu Ort gleich ist.

Im Gebirge dagegen wechselt die Einstrahlung aufgrund folgender Faktoren:

### a. Die Reinheit der Luft

Staubpartikel unterschiedlichsten Ursprungs, die in der turbulenten Luftsicht schweben, schirmen einen Teil der Sonneneinstrahlung ab; wobei sich im Gebirge die Staubpartikel in der stabilen Luft des Talgrundes sammeln.

In der Höhe ist aufgrund der geringeren Luftdichte und des Fehlens von Verunreinigungen bei einer gleichen Sonneneinstrahlung und gleicher Beschaffenheit der Erdoberfläche eine viel stärkere Einstrahlung als in den tieferen Schichten möglich.

### b. Die Topographie der Erdoberfläche

Aufgrund der Unterschiede in den Bodenerhebungen finden sich fast immer Abhänge, deren Neigung und Orientierung senkrecht zum Einfall der Sonnenstrahlen liegen.

Als Folge davon verursachen bereits am frühen Morgen gewisse Felshänge Aufwinde, obwohl die Konvektion sich über dem Massiv als solches noch nicht eingestellt hat; zum anderen lösen sie noch am späten Abend eine örtliche Thermik aus, obwohl die Konvektion im übrigen bereits aufgehört hat.

Wenn die Sonne im Zenit steht, sind es die weniger steilen Abhänge, die die stärksten Aufwinde hervorbringen, die aber immer in Richtung der höchsten Kammerhebungen kanalisiert bleiben.

### c. Der Zustand der Erdoberfläche

Im Gebirge ist die Bewachsung viel abwechslungsreicher als in der Ebene. In mittlerer Höhe wechselt der Wald mit Weideplätzen, in großer Höhe haben wir die Felsbarrieren, die großen Schluchten, den Schnee, die hohen Almen.

Im Tal grenzen felsige Kämme die dichteren Wälder ein; Schluchten und Bäche trennen oft die kleinen Kulturen oder die Ansiedlungen. Die Luft, in Berührung mit der Erdoberfläche und deshalb aufgrund der oben beschriebenen Faktoren unterschiedlich erwärmt, wird zur Konvektion angeregt. Der Einfluß der Neigung beschleunigt die Bewegung.

...

In den großen Wäldern, ausgenommen die mit Nadelhölzern, bilden die Bäume, das Unterholz und die übrige Bewachsung einen wirksamen Schild, so daß die Sonnenstrahlen nur selten den Boden erreichen, der sich somit nur wenig erwärmt und Aufwinde daher selten sind. Die Lichtungen dagegen sind für die örtliche Auslösung der Thermik günstig.

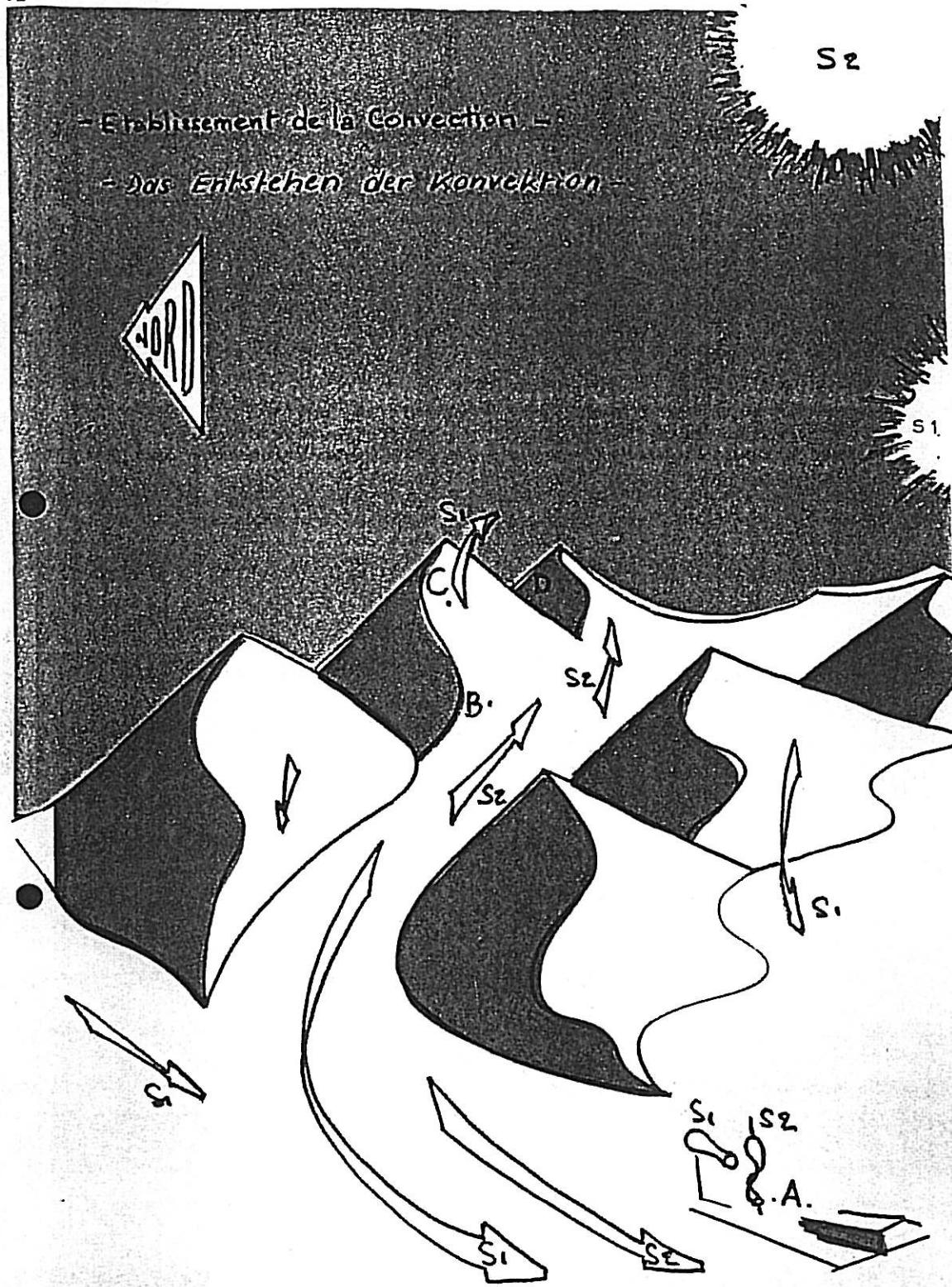
Felsen sind für die Auslösung der Konvektion am günstigsten. Die Wärme, die sie bei Sonneneinstrahlung aufnehmen, konzentriert sich auf ihrer Oberfläche, die sich sehr schnell erwärmt. Zum anderen fließt das Regenwasser über sie schnell ab, wogegen die Erde tief durchtränkt wird. Die Wärmemenge, die notwendig ist, um das Wasser zu verdampfen, verzögert die Bildung der Thermik; dagegen gibt es bei den Felsen praktisch keine Verzögerung.

Der Schnee bremst die Konvektion wesentlich, weil er die Sonnenstrahlen reflektiert. Auf Schneefeldern beobachtet man meistens nur Aufwinde, die durch Umlenkung der Brisen oder des Windes entstehen.

Die Regionen an den Flanken der Berge sind normalerweise bewaldet; in dem Maße wie man höher steigt folgen Gebüsch, dann die Weideplätze und endlich die Schneefelder. Als Folge davon verbessert sich die Konvektion mit der Höhe bis zur Schneegrenze, wo sie aufhört. Sie kann jedoch auf jeder Höhe wieder entstehen, wenn dort Felsen von der Sonne beschienen werden. Dies gilt besonders für die am höchsten herausragenden Kämme.

Zusammenfassend ergibt sich, daß abhängig vom Zustand der Erdoberfläche die Konvektion sich nur unterhalb der Schneegrenze oder an Felsen einstellt. Sie wird bevorzugt ausgelöst durch alle Gebiete mit kontrastreicher Oberfläche.

12 -



### 3. Das Entstehen der Konvektion

Prüfen wir, was sich kurz nach Sonnenaufgang über einem isolierten Gebirgsmassiv ergibt:

Sofort nach Sonnenaufgang (S. 1) ergeben sich bei "C" die oben beschriebenen günstigen Bedingungen für eine Auslösung der Konvektion, da dort die Temperatur der Luftsicht in Beziehung mit den durch die ersten Sonnenstrahlen erwärmten Felshänge ansteigt. Die nächtliche Inversion, die im übrigen in dieser Höhe weniger ausgeprägt ist als im Tal, verschwindet schnell.

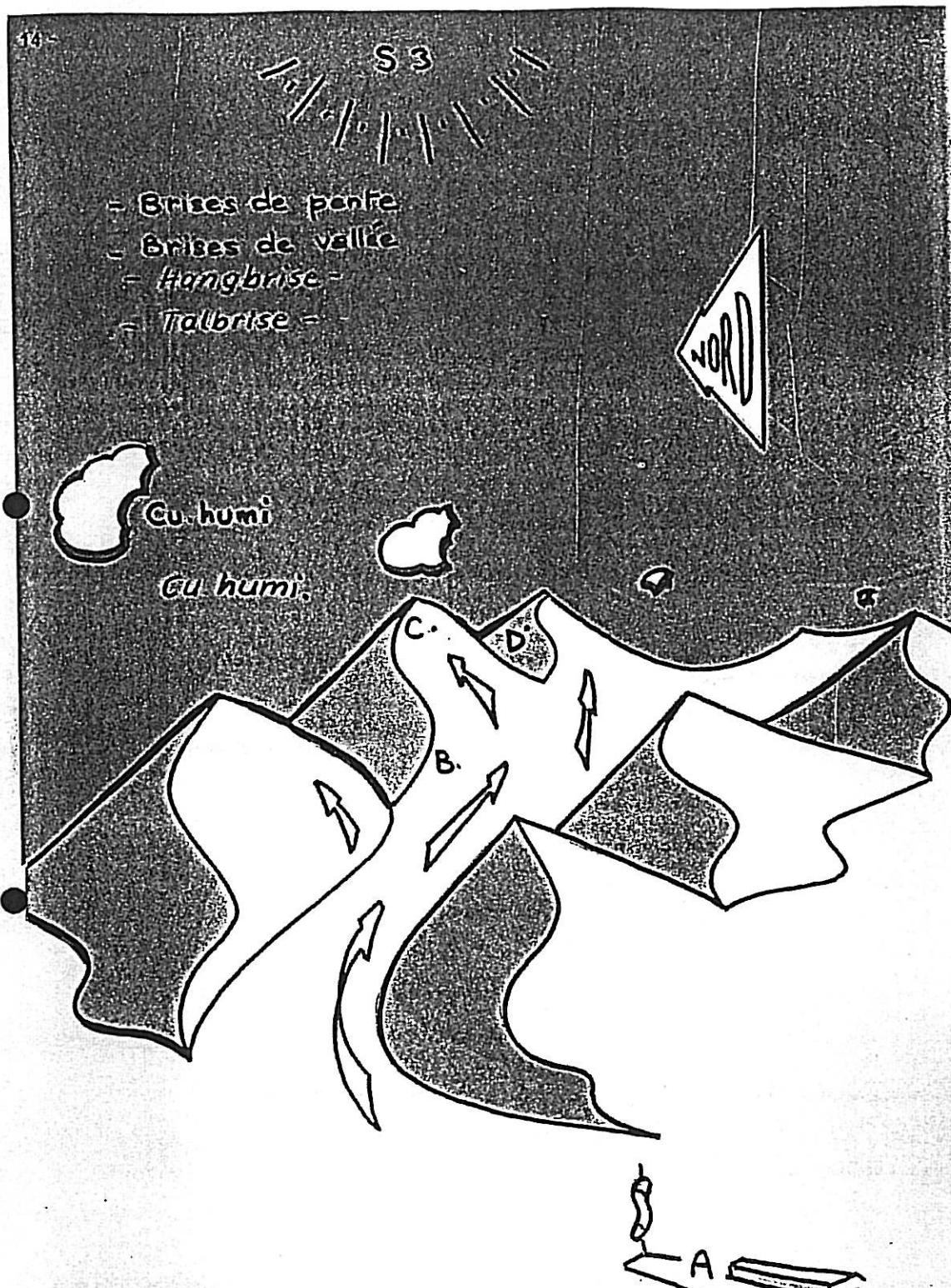
Durch die oben beschriebene lokale Erwärmung bildet sich eine Blase, die durch die Wärme gespeist, sich weiter entwickelt, sich vom Boden loslässt und aufsteigt. Die kalte Luft, welche nachströmt, erwärmt sich ihrerseits und es bildet sich eine neue Blase. Die schwache Turbulenz, die daraus resultiert, begünstigt durch die Durchmischung den Transport der Wärme, und der Prozeß setzt sich fort. Die Blasen folgen, eine nach der anderen und bilden eine aufsteigende Kolonne.

In "D" in der selben Höhe angenommen, aber auf einem Abhang im Schatten, bleibt die Inversion bestehen; es geschieht nichts.

In "B", am Fuße des Hanges, ist die Sonneneinstrahlung sehr verzögert, die Temperatur der Erdoberfläche steigt nur langsam, die Inversion verschwindet daher nur allmählich.

In "A", wesentlich tiefer im Tal, ist die Sonne durch die benachbarten Bergspitzen verdeckt; die Inversion bleibt daher bestehen.

In den drei oben genannten Fällen wird die Konvektion, die die Wärme der niedrigsten Schichten der Atmosphäre zu den höchsten trägt, sich erst einstellen, wenn die Sonneneinstrahlung (S. 2) die Erdoberfläche ausreichend erwärmt hat.



#### 4. Die Hangbrise

In dem Maße wie die Sonne sich über den Horizont erhebt, wird auch die Oberfläche der tiefer und tiefer gelegenen Abhänge erwärmt. Die nächtliche Inversion verschwindet. Die Entstehung der Blasen mit erwärmerter Luft, die sich von der Erdoberfläche lösen, organisiert sich. Die Aufwärtsbewegung entlang den sonnenbeschienenen Hängen stellt sich allgemein ein, und es entsteht ein regelrechter Fluß. Dies ist

die Brise hangaufwärts.

Die Geschwindigkeit der Hangbrisen ist eine Funktion der Sonneneinstrahlung. Sie steigt bis zu einem maximalen Wert (10 - 15 km/h) (S. 3), vermindert sich während des Nachmittags und hört bei Sonnenuntergang auf.

#### 5. Die Talbrise

Die Differenz der Temperatur zwischen Ebene und Tal, wie oben für die Bildung der Brise hangaufwärts beschrieben, nur in größerem Maßstab, schafft einen relativen Unterdruck im oberen Teil des Tales; sobald der Druckgradient groß genug ist, hört die talwärts gerichtete Brise, die am Morgen weht, auf, und die Strömung kehrt sich um. Das ist

die Brise talaufwärts.

Die Talbrise stellt sich am Fuß des Bergmassives am späten Vormittag oder zu Beginn des Nachmittags ein. Ihre Geschwindigkeit nimmt mit der Sonneneinstrahlung zu.  
Auf dem Niveau der höchsten Kämme ergibt das Zusammenkommen der Hangbrise und der Talbrise

die Bergbrise.

#### 6. Ausmaß der Bergbrise

Für eine gegebene Sonneneinstrahlung und eine bestimmte Luftmasse hängt die Stärke einer Bergbrise von der Konfiguration des Tales (Schnitt und Lage) ab.

Enge Schluchten oder sehr weite Täler sind selten der Ausgang für einen thermischen Austausch der Luft, die im Kontakt mit den Hängen steht und der übrigen freien Luft inmitten des Tales. Im ersten Fall wegen der schwachen Erwärmung, im zweiten Fall wegen der Entfernung der Hänge.

Der Umfang der turbulenten Umlöhlung ist eine Funktion der Oberfläche der Abhänge im Verhältnis zu der des Talgrundes.

Die Erwärmung der Abhänge des Tales variiert mit ihrer Lage. So verschwindet die turbulente Umlöhlung, wenn sich der entsprechende Abhang im Schatten befindet.

Abhängig vom Grad der Feuchtigkeit der Luftmasse und vom Umfang der Brisen, können bei diesem Vorgang auch Cumuli humilis (Cu-hu) entstehen.

16 -

Evolution diurne des brises -

S4

- Die tägliche Entwicklung der Brisen -



### 7. Entwicklung der Bergbrise

Zuerst weht die Hangbrise, dann die Talbrise in immer tieferen Schichten in dem Maße wie der Druckgradient die kälteren Schichten des tieferen Tales erreicht.

Die Ebene kühlte sich als erste ab, weil sie nur im Einfluß der schrägen Strahlen der untergehenden Sonne steht, (S. 4 - S. 5) wogegen die nach Westen gelegenen Hänge immer noch besonnt sind und sich noch nicht abkühlen. Die Differenz der Temperatur zwischen der Ebene und dem Massiv ist am größten, und die Geschwindigkeit der Brise am Grund des Tales erreicht ihren größten Wert. (20 - 30 km/h).

### 8. Bedeutung der turbulenten Schicht

Die Dicke der Schicht hängt ab von:

#### a. dem Breitengrad

Für eine gewisse Beschaffenheit der Erdoberfläche ist die Erwärmung an den Einfallswinkel der Sonnenstrahlen gebunden; die turbulente Schicht wird vom Äquator zu den Polen hin geringer.

#### b. die Jahreszeit

Die Charakteristika der Stabilität der Luftmasse variieren in Abhängigkeit von der Tag- und Nachtdauer. Im Sommer ist die tägliche Strahlung stärker und daher die Instabilität dauerhafter. Im Winter ist es gerade umgekehrt.

#### c. die Höhe und die Ausdehnung des Bergmassivs

Die Dicke der turbulenten Schicht wächst mit der Zunahme des thermischen Austausches, der umso größer ist, je mächtiger das Massiv ist.

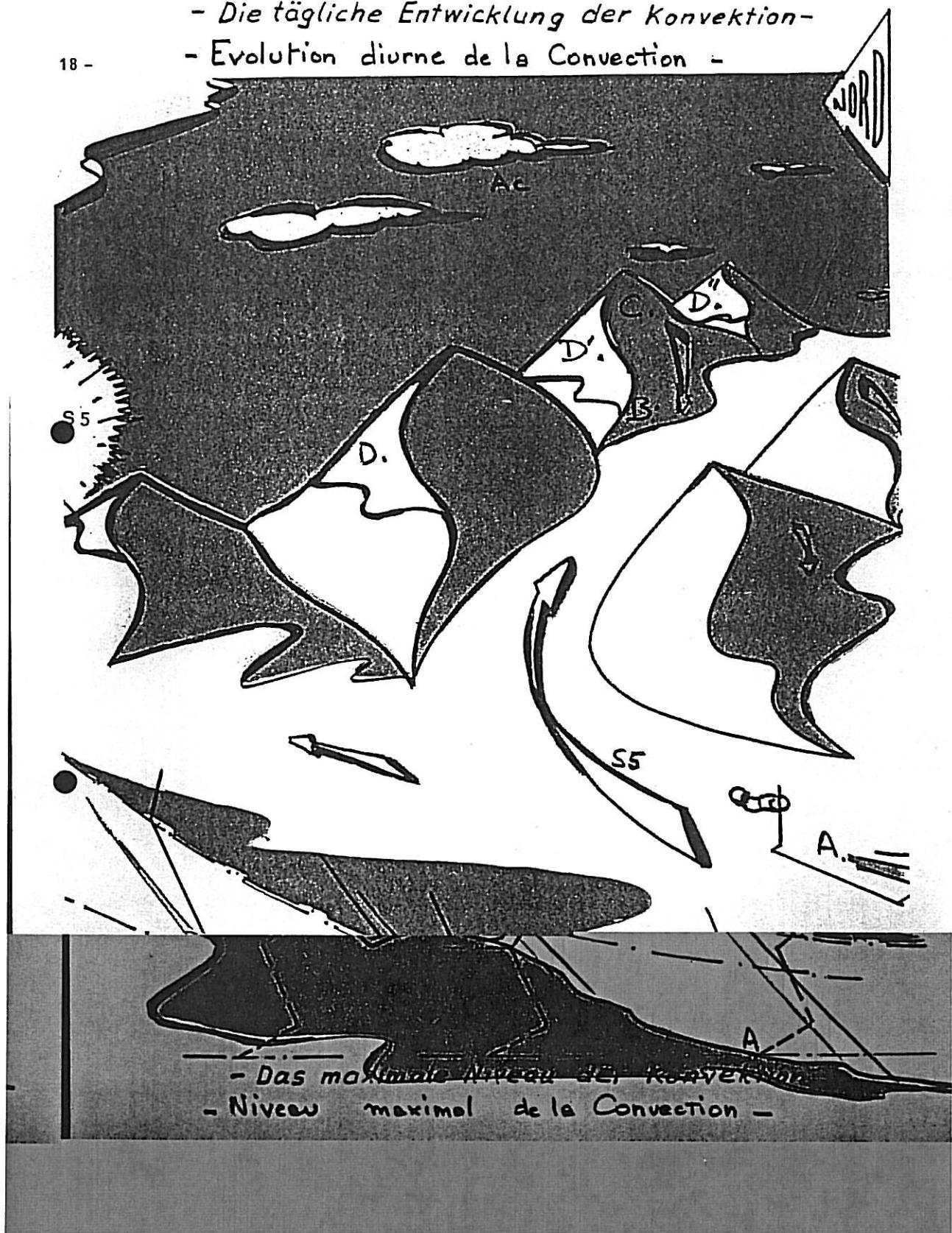
Wenn örtlich die Konvektion bis in eine Höhe der freien Atmosphäre hinaufreicht, wo die Luft instabil oder teilweise instabil ist, so ist dort die turbulente Schicht dicker.

Zum anderen kann eine Temperaturinversion die Konvektion auf dem Niveau der Ebene oder des Tales blockieren. Daraus ergibt sich, daß die tägliche Entwicklung der Konvektion durch ein Bergmassiv begünstigt wird. Sie ist umso mehr ausgeprägt, je höher das Massiv sich im Mittelerhebt.

Anmerkung: Wenn die Luftmasse genügend feucht ist, zeigen die Cumulus-Wolken den Umfang der vertikalen Komponente der Brisen an, denen sie ihr Entstehen verdanken.

18 -

- Die tägliche Entwicklung der Konvektion -  
- Evolution diurne de la Convection -



Über den NO-Hängen, die am steilsten abfallen und wo die Schattenzonen sich besonders ausbreiten (S. 5) stellen sich die Brisen hangabwärts ein.

Über den SW-Hängen ( $D$ ,  $D'$ ,  $D''$ ) hören die Brisen hangaufwärts auf, sobald die Sonne am Horizont verschwindet.  
Wenn die Nacht da ist, breiten sich die abwärtsgerichteten Brisen beginnend bei den Berggipfeln aus.

- Wolkenbildung -

Abhängig von der Feuchtigkeit der Luftmasse und der Höhe der turbulenten Schicht können hierbei die Wolken die Form von Alto-Cumuli (AC) annehmen.

9. Maximales Niveau der Konvektion

Dies ist das Niveau der Konvektion in dem Augenblick, in dem die Temperatur auf der Erdoberfläche ihren maximalen Wert erreicht. Das bedeutet gleichzeitig das höchste Niveau, auf dem sich ein Luftpunkt befindet, nachdem es sich durch den Prozeß der thermischen Konvektion von der Erdoberfläche erhoben hat und nach adiabatischer Entspannung im Verlauf seines Aufstieges schließlich, im Gleichgewicht mit der umgebenden Luft steht.

Anmerkung: Wenn der Teil der Sondenmessung, der über der Grenze der maximalen Konvektion liegt, einen instabilen Abschnitt anzeigt, können die Luftpunkte, die in der konvektiven Schicht aufgestiegen sind, ihren Aufstieg bis zum Gleichgewicht mit der freien Atmosphäre fortsetzen oder bis zum Niveau einer neuen Inversion.

Drei grundsätzliche Fälle sind zu betrachten:

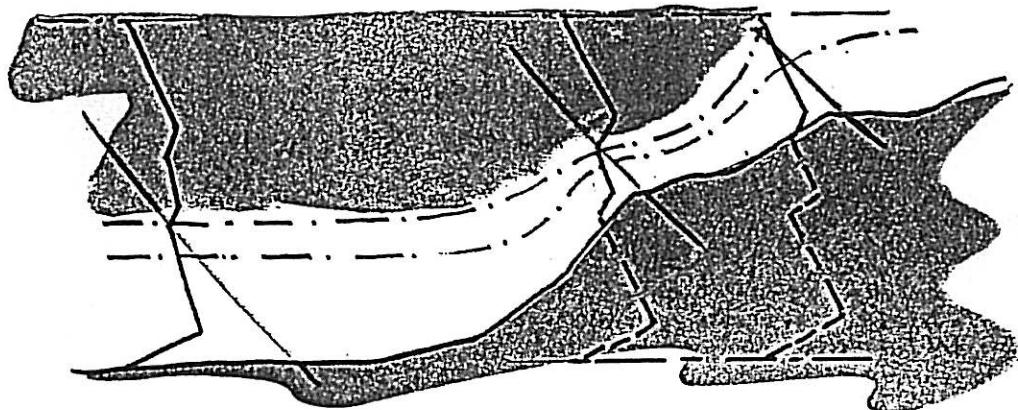
A - Erdoberfläche trocken, Luftmasse trocken und instabil geschichtet vorausgesetzt.

B - Erdoberfläche trocken, Luftmasse feucht und instabil geschichtet vorausgesetzt.

C - Erdoberfläche durchfeuchtet, Luftmasse als teilweise instabil geschichtet vorausgesetzt.

- 20 -

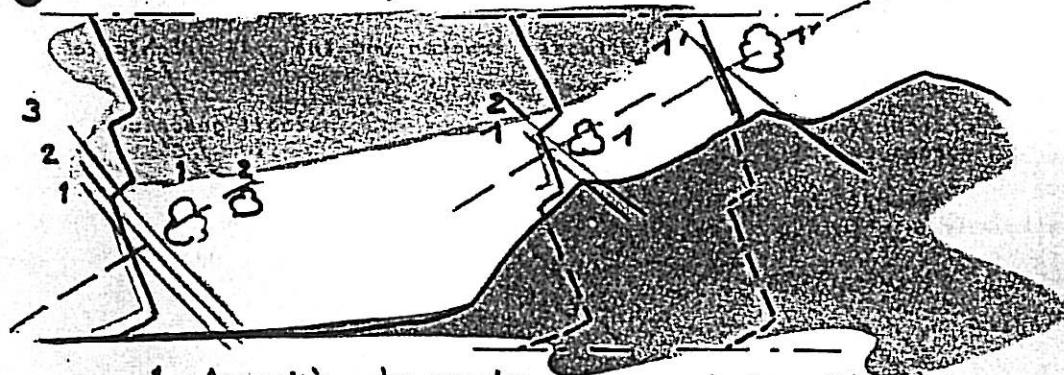
- Boden trocken, Luft trocken und konvektiv instabil-



- Sol sec, air sec convectivement instable -

1. Entstehen der Cumuluswolken 1. Entstehen der Cumuluswolken
2. Anhebung der Basis 2. Auflösung der Cumuluswolken
3. Auflösung der Cumuluswolken 3. Die Cumuluswolken bleiben

- Boden trocken, Luft feucht und konvektiv instabil-



- 1 - Apparition des cumulus
- 2 - Elevation
- 3 - Disparition

1. Apparition des cumulus
2. Disparition
3. les cumulus persistent

Sol sec, air humide convectivement instable -

A - Erdoberfläche trocken, Luftmasse als trocken und instabil geschichtet vorausgesetzt

- a. An der Erdoberfläche in der Ebene oder im Tal stellt sich die Konvektion ein und erreicht ihr maximales Niveau.
- b. Im Gebirge entwickelt sich derselbe Prozeß, aber infolge der schnelleren Erwärmung der Erdoberfläche stellt sich die Konvektion früher ein. Bei starker Sonneneinstrahlung erreichen die Luftteilchen ihr höchstes Niveau,  
das ist das maximale Niveau der Konvektion.

Da es nun selten isolierte Bergzüge gibt, betrifft die Konvektion der Gesamtheit der Massive, wo sie früher oder später während des Tages einsetzen kann; daraus folgt, daß die Dicke der konvektiven Schicht von einem Massiv zum anderen variiert.

B - Erdoberfläche trocken, Luftmasse als feucht und instabil geschichtet vorausgesetzt

- a. An der Erdoberfläche, in der Ebene oder im Tal, stellt sich die Konvektion ein. Die feuchten Luftteilchen steigen dem adiabatischen Gesetz folgend nach oben, und sobald ihre Sättigungsgrenze erreicht ist, bilden sie eine Cumulus-Wolke.

Im Moment der maximalen täglichen Konvektion erreicht die Basis der Cumuluswolken ihr höchstes Niveau.

Wenn eine Inversion der Temperatur vorliegt, wird die Spitze des Cumulus auf diesem Niveau blockiert.  
Wenn nun im Verlauf des Tages die Basis ansteigt, ist es möglich, daß der Cumulus verschwindet, weil in diesem Fall.

die Basis die Spitze einholt.

- b. Im Gebirge stellt sich derselbe Vorgang ein, aber man muß dabei auseinanderhalten:

- die Entwicklung der Cumuli als Folge der Brisen der Ebene, die sich entlang den Gebirgswänden bilden
- die Entwicklung der Cumuli über dem Gebirgszug (Zufuhr der Luftfeuchtigkeit aus der Ebene).

**C - Boden durchfeuchtet, Luftmasse als teilweise instabil geschichtet vorausgesetzt**

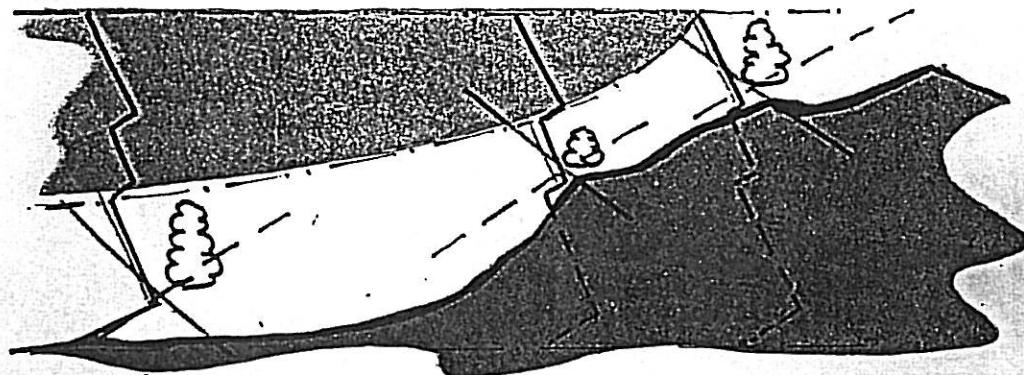
a. Am Boden ist die Auslösung der Cumuli in der Ebene oder im Tal dieselbe, aber wegen der zusätzlichen Feuchtigkeit aus dem Boden ist die Basis weniger hoch.

Sobald sich eine gewisse Bewölkung entwickelt hat, ist die Konvektion schwach und das Niveau der Basis hebt sich nur wenig im Verlauf des Tages an.

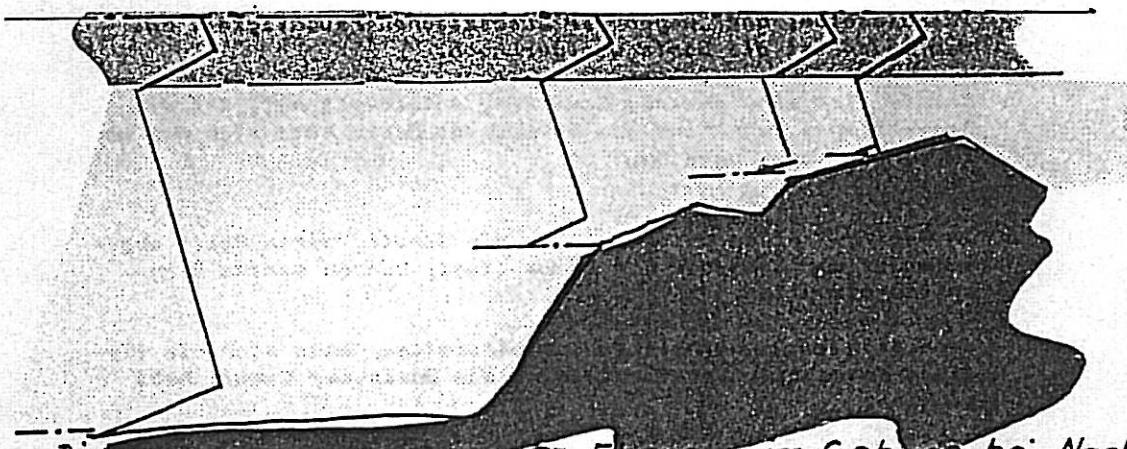
b. Im Gebirge ist es dasselbe, und die Cumuli, deren Basis ungefähr auf der Höhe der Bergkämme liegt, können manche Bergspitze einhüllen.

Wenn sich lokale Aufheiterungen einstellen, kann sich die tägliche Konvektion verstärken, und die Basis der Cumuli hebt sich an.

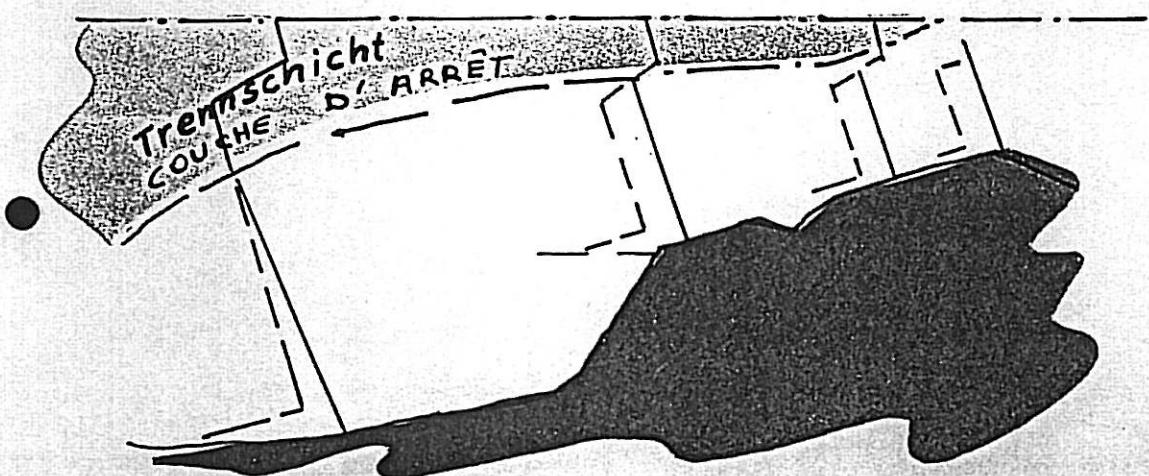
Über demselben Gebirgszug kann – sofern starke Unterschiede in der Feuchtigkeit des Bodens bestehen – entsprechend das Niveau der Cumuli verschieden sein.



- Basis Höhe der Cumuluswolken - Boden feucht - Luft teilweise instabil -  
- NIVEAU DES BASES DE CUMULUS - SOL DÉTREMPÉ - AIR PARTIELLEMENT INSTABLE



- Die Inversionsschicht in der Ebene u. im Gebirge bei Nacht -  
- LIMITÉ SUBSIDENCE PLAIN ET VALLEE DE NUIT -



- LIMITÉ SUBSIDENCE PLAIN ET VALLEE DE JOUR -

- EN TRAIT PLEIN , LE NOUVEAU CARACTÈRE DU SONDAGE -

- Die Inversionsschicht in der Ebene u. im Gebirge bei Tag -

- voll ausgezogen, die neue Sondenmessung -

#### 10. Tägliche Entwicklung einer Inversionsschicht

Aus der Literatur über die Struktur der Atmosphäre ergibt sich, daß zusammenströmende Luftmassen der Konvektion sich gegenseitig günstig beeinflussen (die Wärme wird leichter von unten nach oben transportiert); wogegen die auseinanderstrebenden konvektiven Luftmassen die Konvektion verzögern, hauptsächlich in den oberen Luftsichten. Die Inversionschicht ist mit der Höhe immer ausgeprägter.

In diesem Fall breitet sich die Konvektion nicht in der ganzen Luftsicht aus; sie ist in Höhe der Temperaturinversion blockiert, das ist

die Sperrschicht.

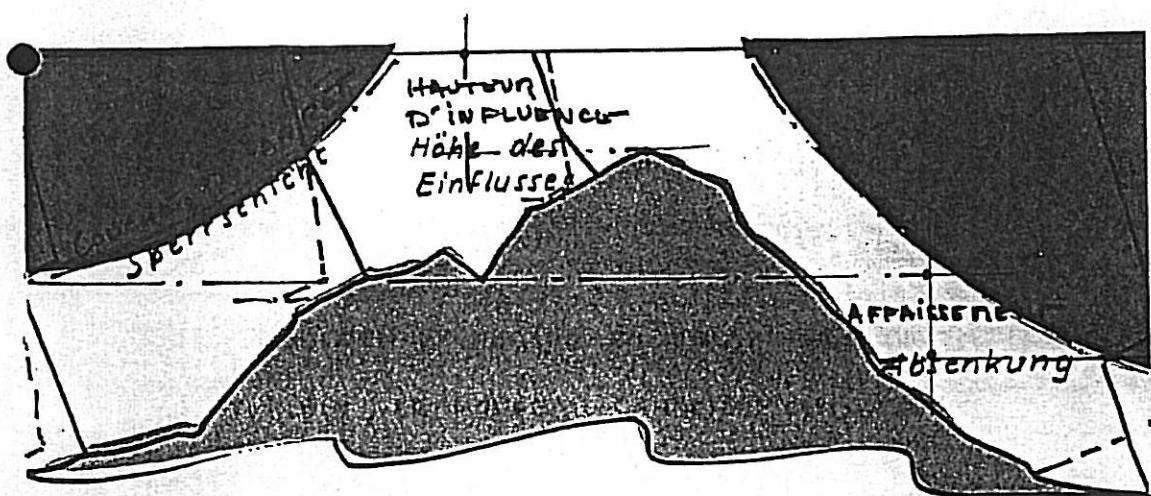
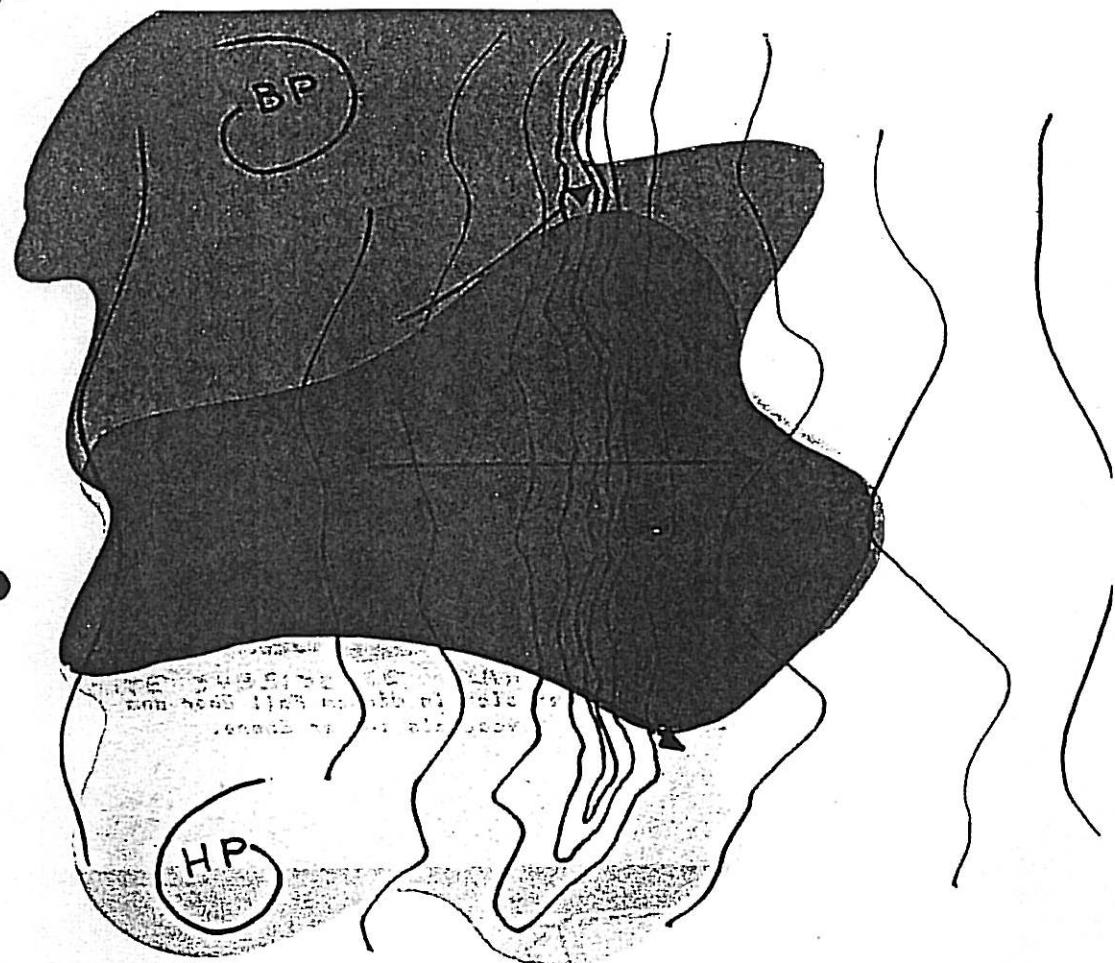
Über dem Gebirgszug, wo das maximale Niveau der Konvektion höher ist, nimmt die Dicke der Sperrschicht ab, bzw. verschwindet sogar und die Aufwinde lassen die oberste Schicht relativ stabil.

Die Inversionsschicht befindet sich in diesem Fall über dem Gebirgszug auf einem höheren Niveau als in der Ebene.

cht-

19 -

26 -



- Einfluß des Höhenzuges auf die auseinanderlaufenden  
Luftmassen -  
- INFLUENCE DU RELIEF SUR LA DIVÉRGENCE -

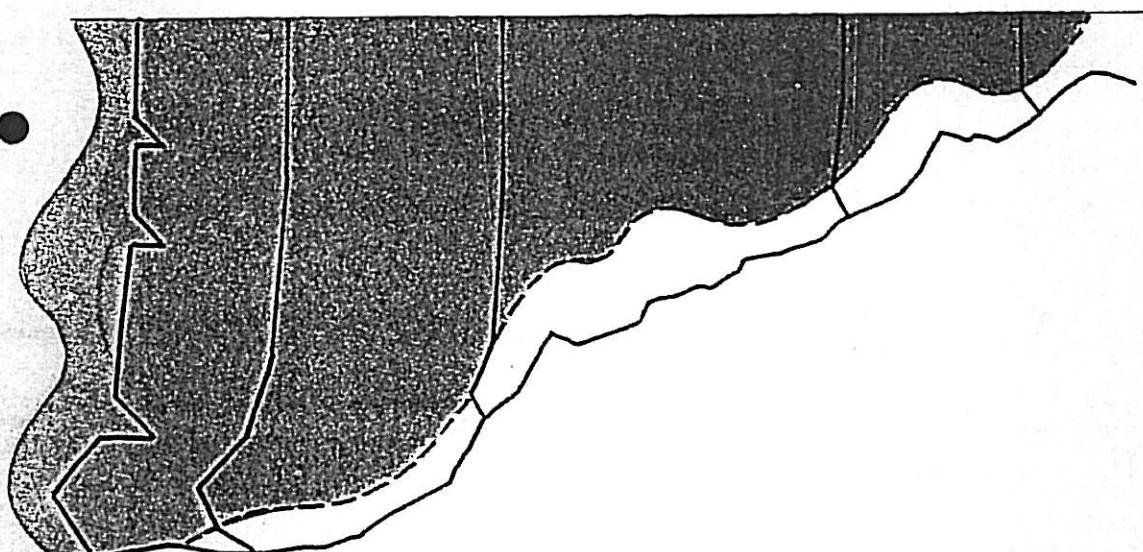
**11. Einfluß des Höhenzuges**

**Die schnelle Anhebung der Inversionsschicht und ihre Auflösung auf Grund eines Höhenzuges hängt von folgendem ab:**

**a. Von der Höhe des Höhenzuges in Bezug auf die Höhe der abgelenkten Strömung.**

**b. Von der Lage des Höhenzuges in Bezug auf ein oder mehrere Wirkungszentren, die die Strömung haben entstehen lassen, und damit in Bezug auf die horizontal auseinanderlaufenden Luftmassen.**

**Die adiabatische Verdichtung, welche sich auf der Leeseite des Höhenzuges einstellt, senkt die ursprüngliche Inversion, während die Entspannung über dem Höhenzug sie anhebt oder auflöst.**



- DEFORMATION DE LA COURBE D'ETAT AVEC LA SURCHAUFFE DES PAROIS -
- LA LIMITÉ SUPERIEURE DE CONVECTION N'EPOUCE PAS ENTIEREMENT LE RELIEF -
- Die Deformation der Zustandskurve durch die Überhitzung der Gebirgshänge -
- Die obere Grenze der Konvektion folgt nicht vollständig dem Verlauf des Gebirgshanges -

## 12. Aufwinde in stabil geschichteter Luft

In einem besonderen Fall, ist die Entwicklung der Konvektion im Bereich einer Luftmasse, die ansonsten stabil geschichtet ist, möglich.

Dabei hängt das maximale Niveau der Konvektion von der Natur des Bodens und dem Umfang der Kontrastzonen ab; sie erhebt sich nur wenig über den Bergkamm.

Die Luftmasse hat somit in der Nähe des Bodens einen Temperaturgradienten, der über dem adiabatischen Temperaturgradienten liegt; d. h. die Luft, die Berührung mit den begünstigten Oberflächen hat, muß eine Temperatur haben, die wesentlich über der einer normalen konvektiven Luftmasse liegt.

Allgemein gesagt:

- in der Ebene nimmt der vertikale Temperaturgradient sehr schnell innerhalb der ersten ...zig Meter ab, dann gleicht er sich adiabatisch dem der freien Atmosphäre an (Vertikale C).
- im Gebirge kehrt sich der Gradient in einer Schicht geringer Dicke (in der Größenordnung von 100 m) um, dann gleicht er sich ohne Übergang dem der freien Atmosphäre an (Schnitt AB).

Man sagt in diesem Fall:

Der Gradient ist überadiabatisch.

Es resultiert daraus eine Bewegung aufsteigender Luft im Kontakt mit den Hängen, welche der Segelflieger ausnutzen kann, indem er von einem Höhenzug zum anderen springt, wie beim "Steigen auf einer Treppe".

Schnitt A B

tig

Vertikale C

St

## 12 - ASCENDANCES EN AIR STABLE

Il existe un cas particulier, c'est l'établissement de la convection au sein d'une masse d'air présentant un caractère de stabilité.

Dans ce cas, le niveau maximal de la convection dépend surtout, de la nature du sol et de l'importance des zones de contraste ; il demeure peu élevé par rapport à la crête.

La masse d'air présente alors, près du sol, un gradient de température supérieur au gradient adiabatique; car l'air, en contact avec les surfaces favorables, a une température potentielle forcément plus élevée que celles des masses d'air convectives normales.

D'une manière générale :

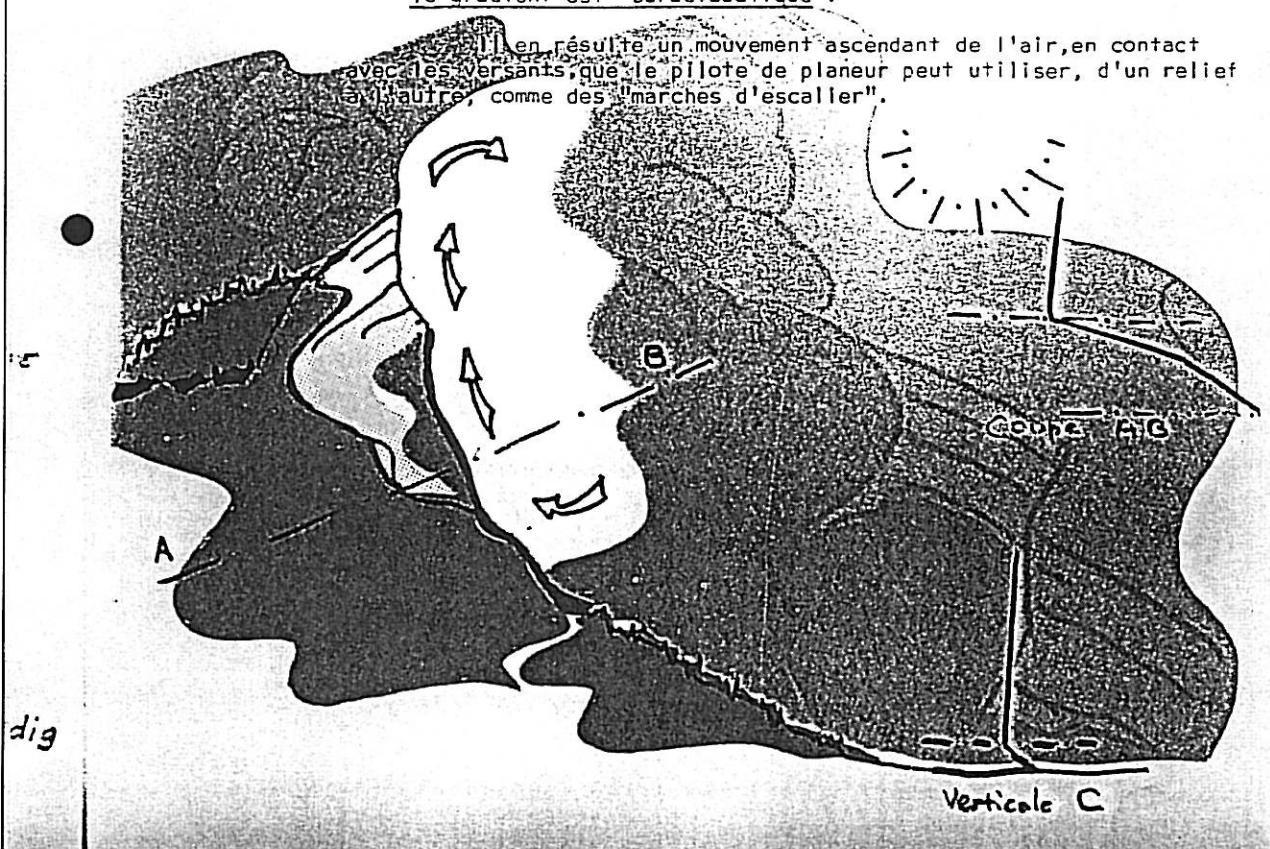
- en plaine, le gradient vertical de température décroît rapidement dans les premières dizaines de mètres, puis s'équilibre adiabatiquement avec celui de l'atmosphère libre (verticale C).

- en montagne, le gradient s'inverse sur une faible épaisseur (de l'ordre de 100 m), puis s'équilibre sans transition avec celui de l'atmosphère libre (coupe AB).

On dit, dans ce cas que :

le gradient est "suradiabatique".

Il en résulte un mouvement ascendant de l'air, en contact avec les versants, que le pilote de planeur peut utiliser, d'un relief à l'autre, comme des "marches d'escalier".



- 30 -

BRISES DE MONTAGNE

- Die Bergbrisen -

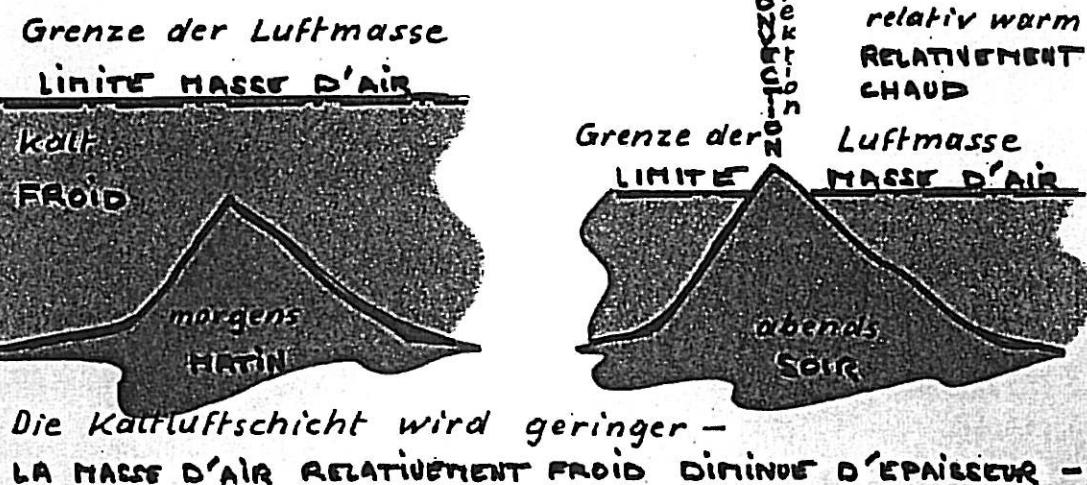
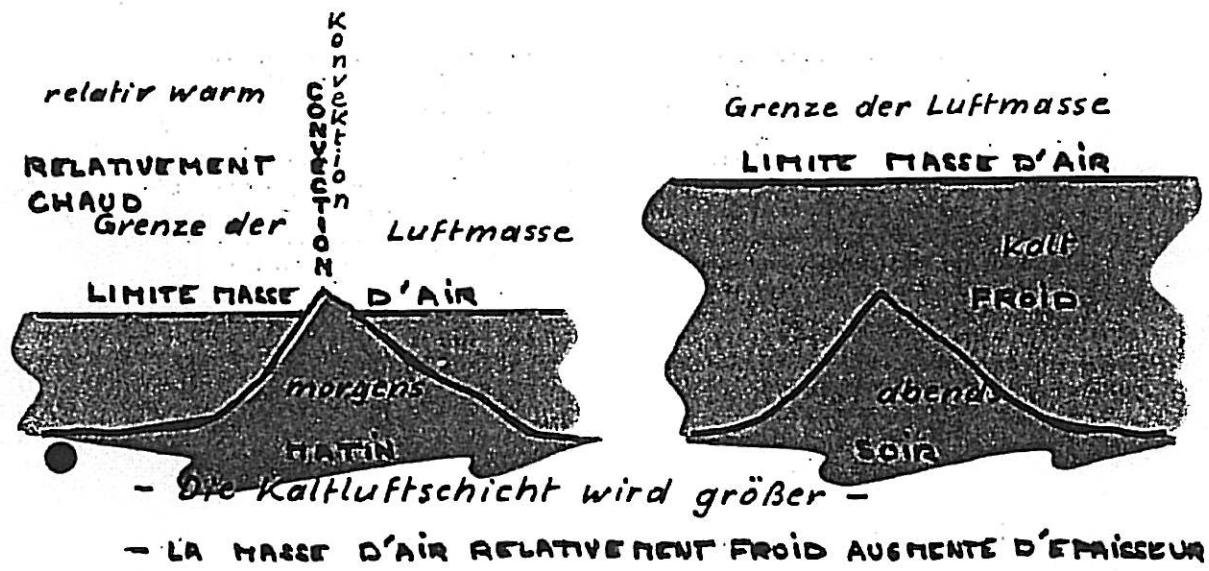


**13. Die Entwicklung der Bergbrisen**

*Wenn sich an einem Kamm eine Brise einstellt, die an jedem seiner beiden Hänge aufwärts steigt, so findet sich die beste Aufwindströmung auf der Seite, wo die Brise am stärksten ist.*

*Das zusammengefaßte Volumen der aufsteigenden Luft an einem Massiv ist umso mächtiger je größer die Zahl der Hänge ist, die von der Brise betroffen sind. In diesem Fall kann der beste Aufwind je nach der Häufigkeit der thermischen Ablösungen, der Stärke der Bewölkung und der Bewachung des Bodens von einem Hang zum anderen wechseln.*

*Der Segelflieger sollte folglich über eine ausreichende Höhe verfügen, um nacheinander die Hänge auszunützen zu können.*



#### 14. Ausgleich der Luftmassen

Auch wenn der Wechsel der Luftmasse nur einen Teil der Luftsicht betrifft und noch nicht den Durchzug einer Front zur Folge hat, so wechseln die Flugwetterbedingungen trotzdem im Moment des Durchzugs einer Luftmassengrenze.

A. Je nach dem Charakter der neuen Luftmasse wirkt sich der Höhenzug in folgender Weise aus:

a - Beim Herankommen einer Kaltfront vergrößert sich im Laufe des Tages die Dicke der Kaltluftschicht der niederen Schichten.

- In der Kaltluft wird am Morgen die Konvektion auf dem Niveau gestoppt, das der Inversionstemperatur entspricht, die die Luftmasse begleitet.

- Wenn die Spitze des Berges in warme Luft reicht, die teilweise instabil ist, so kann sich die Konvektion auf höherem Niveau entwickeln.

Am Abend dagegen, wenn die Kaltluft bis zur Bergspitze vordringt, ist die Konvektion an der Grenze der Kaltluft beendet und die konvektive Schicht ist weniger mächtig.

b - Beim Herankommen einer Warmfront vermindert sich im Laufe des Tages die Dicke der relativ kalten Luft in den niederen Schichten.

- Am Morgen senkt sich im Tal das Niveau der maximalen Konvektion ab.

Am Abend, wenn die Bergspitzen in die warme Luft eintauchen, kann sich die Konvektion entwickeln.

An der Grenze der Luftmassen wechseln die Stärke der vertikalen Strömungen und das Niveau der Wolkenentwicklung (Basis und Spitze).

B. Der Einfluß des Wechsels der Luftmassen auf die Brisen:

a - Wenn die Grenze der Luftmassen eine Wolkenschicht hat, so stellen sich die Brisen vor Sonnenaufgang sehr verzögert ein, und ihre Stärke ist schwächer als wenn die Sonne schiene.

b - Wenn diese Schicht erst im Laufe des Tages erscheint, schwächen sich die Aufwinde und die Brisen ab. Sie können ganz aufhören, wenn die Wolkenschicht genügend dicht ist.

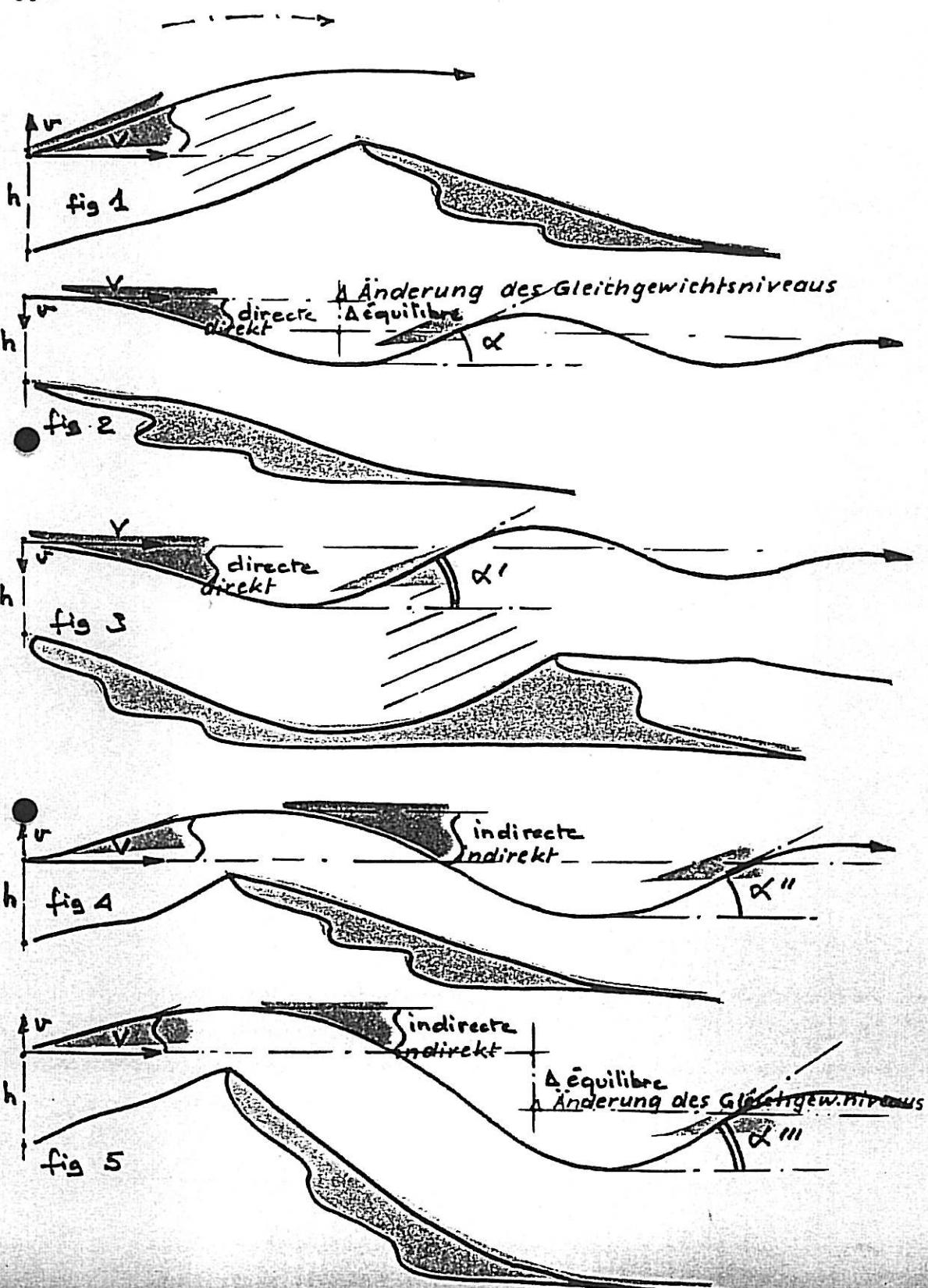
Teil II

Die dynamischen Luftbewegungen

Mehr als zwanzig Jahre Erfahrung veranlassen das Centre National de SAINT-AUBAN das Studium und die Ausnutzung der Aufwinde konvektiv-dynamischen Ursprungs in der folgenden Form darzustellen:

- Die dynamischen Luftbewegungen
- Einfluß der täglichen Entwicklung der turbulenten Schicht auf diese Luftbewegungen

36 -



### I - Darstellung der Strömungen verursacht durch einen Höhenzug

Um die dynamischen Luftbewegungen darzustellen, muß man in dem nebenstehenden Fällen ein isoliertes Luftteilchen annehmen, das in der Höhe "h" in einem Luftstrom liegt, der an der Oberfläche mit der Geschwindigkeit "V" senkrecht auf einen Bergkamm bläst.

#### 1 - Ablenkung im Luv eines Hanges

Das Luftteilchen wird direkt nach oben getrieben. Die Ablenkung, deren Größe von der Natur und dem Profil des Höhenzuges abhängt, läßt sich in eine horizontale Geschwindigkeit "V" und eine vertikale Geschwindigkeit "v" zerlegen. Die nach oben gerichtete Komponente "v" vermindert die absolute Sinkgeschwindigkeit des Segelflugzeuges oder läßt es sogar nach oben steigen (Hangsegelflug) (Fig. 1).

#### 2 - Wiederaufschwingen im Lee eines Hanges

Das Luftteilchen, welches direkt nach unten getrieben wird, schwingt über sein Gleichgewichtsniveau hinaus und tendiert dann dazu, dieses wieder einzunehmen, indem es eine Sinusbewegung ausführt, die nach einigen Perioden abklingt und deren Stärke von dem ursprünglichen Anstoß abhängig ist. In diesem Fall wird der Impuls zur ersten Ablenkung nach unten zum Ausgangspunkt für die vertikale Ausbildung der Welle. Die vertikale Komponente "v" kann mit einem Segelflugzeug in derselben Weise ausgenutzt werden wie die Ablenkung im Luv des Hanges. Je nach dem Niveauunterschied im Lee des Hanges findet sich das Luftteilchen nach der Beruhigung auf einem abgesenkten Niveau im Gleichgewichtszustand wieder (Fig. 2).

#### 3 - Wiederaufschwingen über einem nachfolgenden Höhenzug

Der nach oben gerichtete Impuls des ersten Wiederaufschwingens kann durch die mittels eines nachfolgenden Hanges bewirkte Ablenkung verstärkt werden (Fig. 3).

#### 4 - Wiederaufschwingen über der Leeseite einer Kammlinie

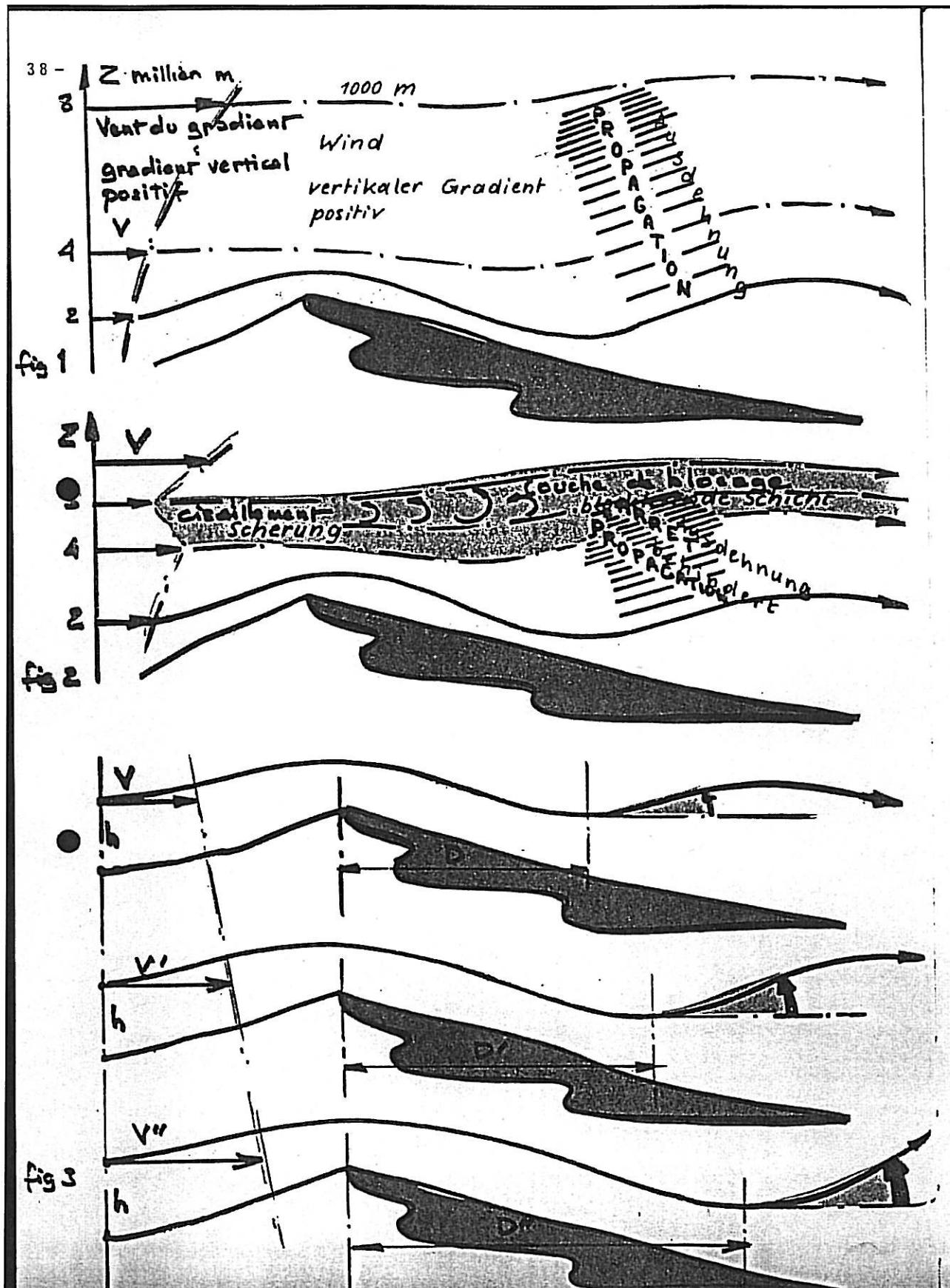
Das Luftteilchen wird angehoben und dann sich selbst überlassen; der Anstoß ist indirekt; der erste Schwingungsausschlag nach unten ist stärker ausgeprägt und das Niveau für den ausgeglichenen Zustand bleibt konstant (Fig. 4).

#### 5 - Schwingung im Lee eines Hanges bei starkem Niveauunterschied

Dabei ergibt sich bei derselben Ablenkung nach oben ein wesentlich größeres Schwingungstal, der Impuls ist wesentlich stärker und damit die Amplitude der Welle größer. Im Lee ist das Niveau für den eingeschwungenen Zustand des Luftteilchens abgesenkt (Fig. 5).

Für die Periode der Schwingungsbewegung des Luftteilchens gilt:

- Die Amplitude ist die maximale Auslenkung des Luftteilchens nach oben oder nach unten, ausgehend von seiner Gleichgewichtslage.
- Die Wellenlänge ist die Distanz zwischen zwei aufeinanderfolgenden Wellenbergen oder Wellentälern, nicht zu verwechseln mit dem Abstand zwischen dem Segelflugzeug, das sich im Steigen der Aufwärtsbewegung befindet und dem Kamm des Höhenzuges, der die Welle auslöst.



### II - Günstige Faktoren für die Bildung der Welle

Die vertikale Entwicklung der Welle wird begünstigt durch:

- einen ausgeprägten Gradienten für eine stabile Luftsichtung,
- einen positiven vertikalen Gradienten für die Luftgeschwindigkeit,
- Richtung des Windes senkrecht auf die Kammlinie,
- Form und Ausdehnung des Massivs.

1. Gegen abend vergrößert sich der Ausschlag der Welle nach unten, weil die Konvektion sich abschwächt. Die Dicke der turbulenten Luftsicht vermindert sich und als Folge davon breitet sich die stabile Luftsichtung aus.

Die besten Bedingungen bestehen in der Nacht (Fig. 1).

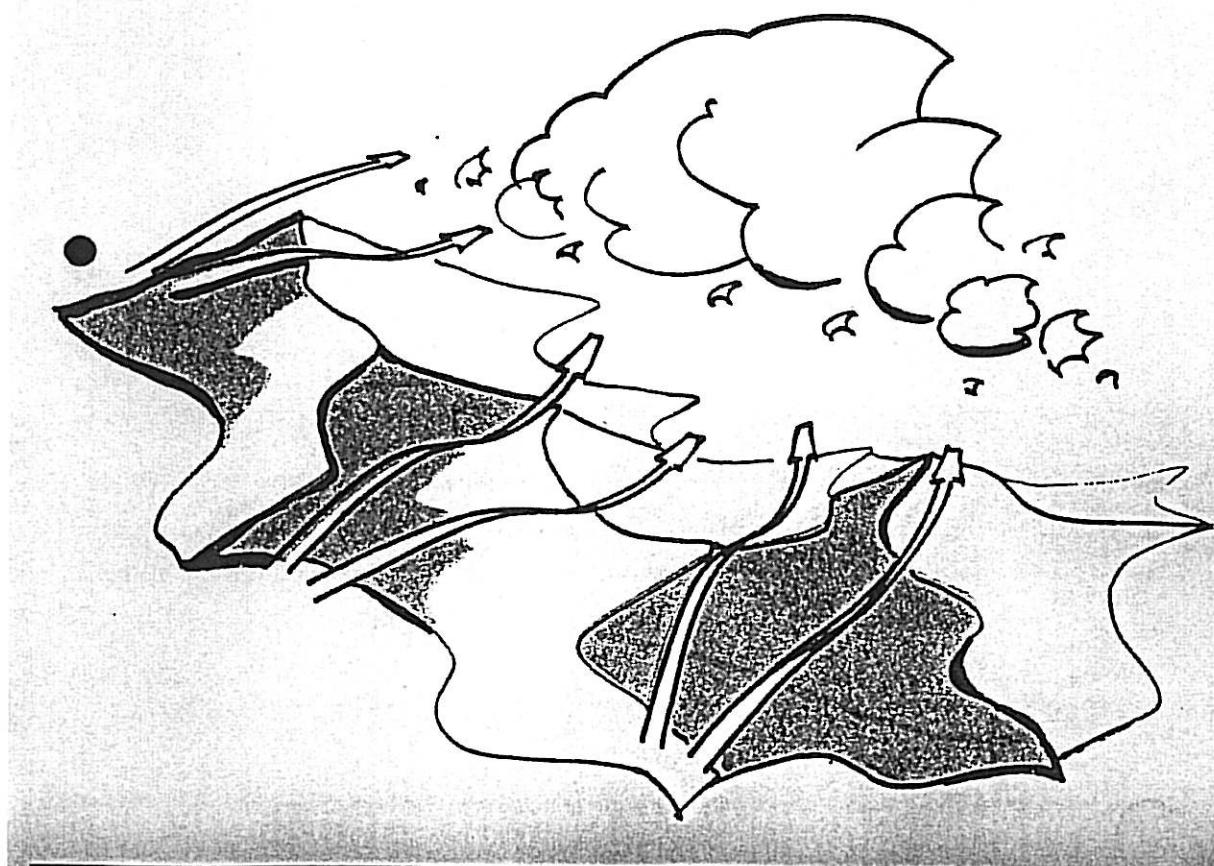
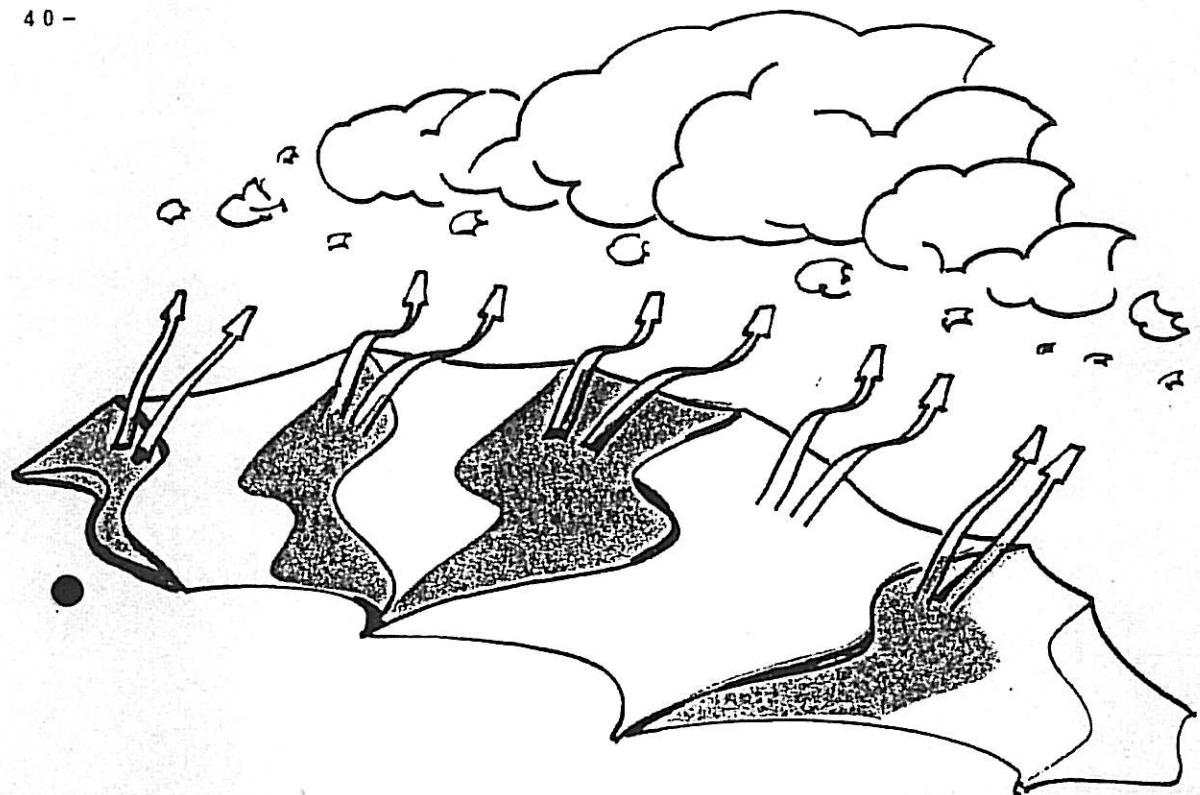
2. Wenn die Luftmasse stabil ist und wenn der vertikale Gradient der Luftgeschwindigkeit positiv bleibt, breitet sich die Welle in größere Höhen aus; aber wenn sich ein Scherungseffekt einstellt (plötzliche Änderung der Geschwindigkeit oder der Richtung des Windes in einer dünnen Schicht) so vermindert sich die Ausdehnung der Welle oder sie verschwindet sogar.

In der Schicht, in welcher sich der Scherungseffekt abspielt, herrscht im übrigen eine starke Turbulenz, sie nennt sich

Blockierende Schicht (Fig. 2)

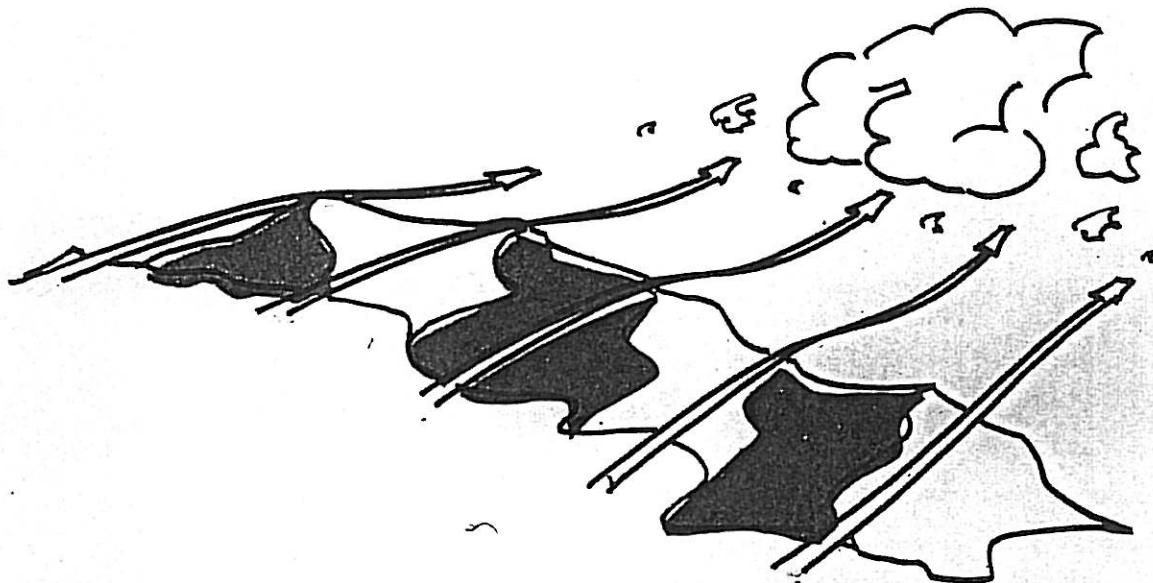
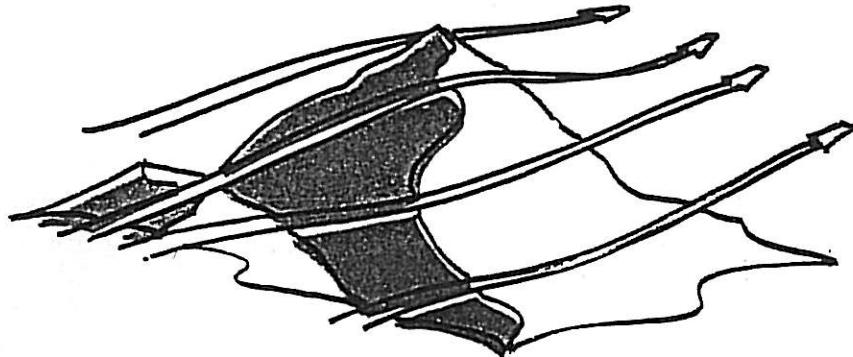
3. Die Entfernung des ersten Wellentales der Schwingung zum Bergkamm und ihre Ausdehnung sind direkt proportional dem Vektor der Geschwindigkeit "v" des Luftteilchens auf dem Ausgangsniveau "h" (Fig. 3).

40 -

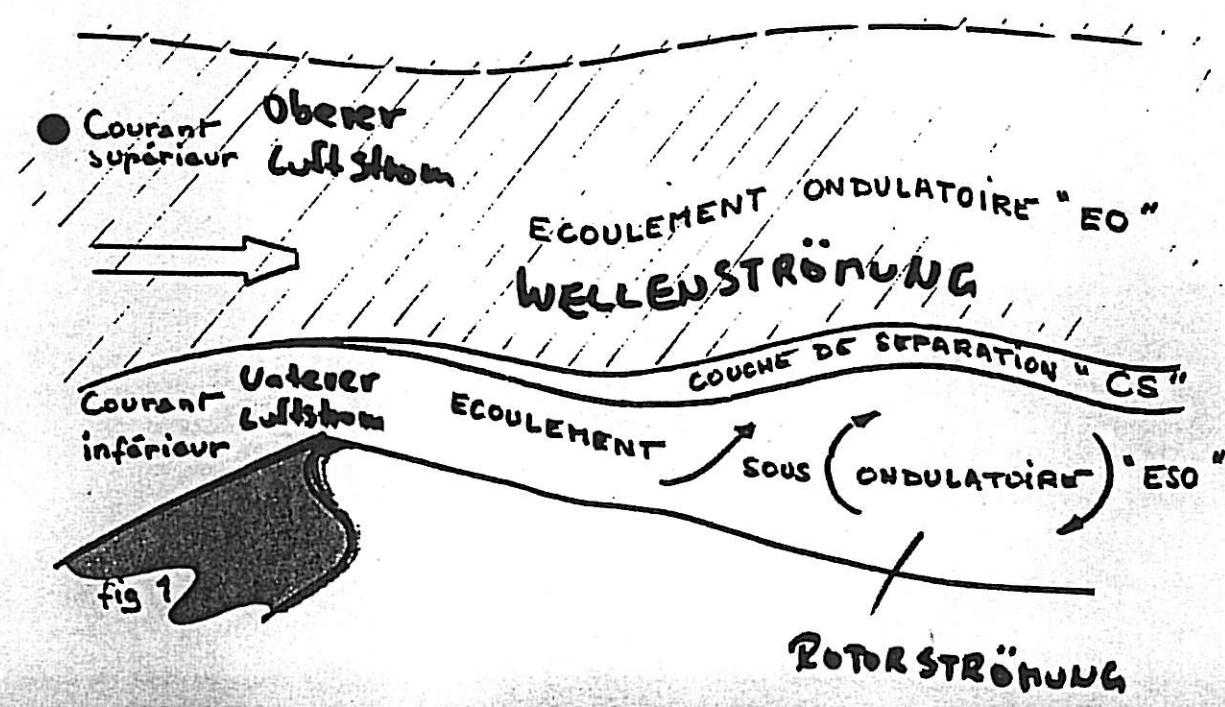
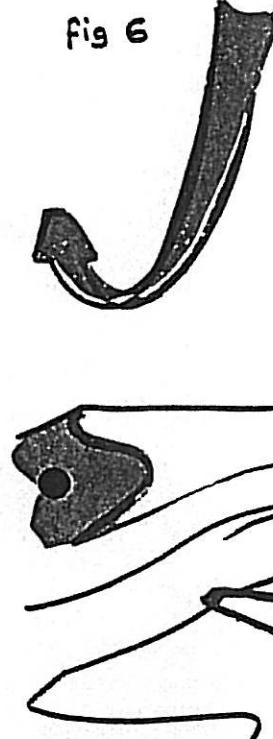


4. Die Ungleichmäßigkeiten der Windrichtung haben, wenn ein konkaver Hang angeblasen wird, eine seitliche Ausdehnung des ersten Aufschwings der Welle zur Folge, ohne daß die Länge der Welle sich wesentlich ändert. Die eventuell entstehenden Wolken sind offensichtlich ortsfest und die Ausnutzung der Aufwinde ist leicht. Wenn im Gegensatz dazu der Hang konvex ist, so ist die seitliche Ausdehnung der ersten Aufwärtsschwingungen gering und die Wellenlänge variiert. Die Wolken neigen dazu sich aufzulösen, und die Ausnutzung des Aufwindes ist schwierig.
5. Einem ausgedehnten Massiv entspricht auch eine folgende Wellenbewegung großer seitlicher Ausdehnung; das Gegenteil davon ist eine isolierte Bergspitze.

Im Grenzfall neigt die Luft dazu, den Höhenzug zu umfließen, und es kommt keine ausnutzbare Wellenbewegung zustande.



42 -



6. Bei einer gegebenen Geschwindigkeit auf dem Niveau des Bergkammes ist die Wellenausprägung dann maximal, wenn der Winkel des Windes zum Bergkamm zwischen  $90^\circ$  und  $60^\circ$  liegt. Für kleinere Winkel wird ein Teil des unteren Luftstromes in seiner Richtung abgelenkt und neigt dazu, parallel zur Kammrichtung zu fließen. Im Grenzfall verschwindet die Wellenbewegung.

Wenn indessen die Richtung des oberen Luftstromes sich nicht wesentlich von der Senkrechten zum Bergkamm entfernt, bleibt die Wellenbewegung in größerer Höhe aufrecht erhalten.

Die Wellenbewegung kann sogar durch die Wirkung eines schrägen unteren Luftstromes verstärkt werden, wenn dieser sozusagen eine fiktive Verlängerung des Höhenzuges bewirkt, (Fig. 6).

### III - Die Wellenströmung

Nach der Analyse der dynamischen Bewegung des in der Höhe "h" angenommenen Luftteilchens, ist es wichtig, die Bewegung der gesamten Luftmasse im Lee des Höhenzuges zu betrachten und zwar einerseits im unteren Luftstrom

- die Strömung unterhalb der Welle(ESO) oder Rotorströmung genannt

andererseits im oberen Luftstrom

- die Strömung in der Welle(EO)

Die Strömung unterhalb der Welle im Rotor ist dem thermischen und dynamischen Einfluß der Bodenoberfläche unterworfen und variiert wegen des Vorhandenseins von Aufwärtsimpulsen ihre Dicke; sie hat eine beachtliche vertikale Turbulenz.

Die Strömung in der Welle ist durch eine Trennschicht von der unteren Strömung getrennt und ist gekennzeichnet durch die völlige Abwesenheit eines thermischen Austausches und sie hat keine Turbulenz; sie ist laminar.

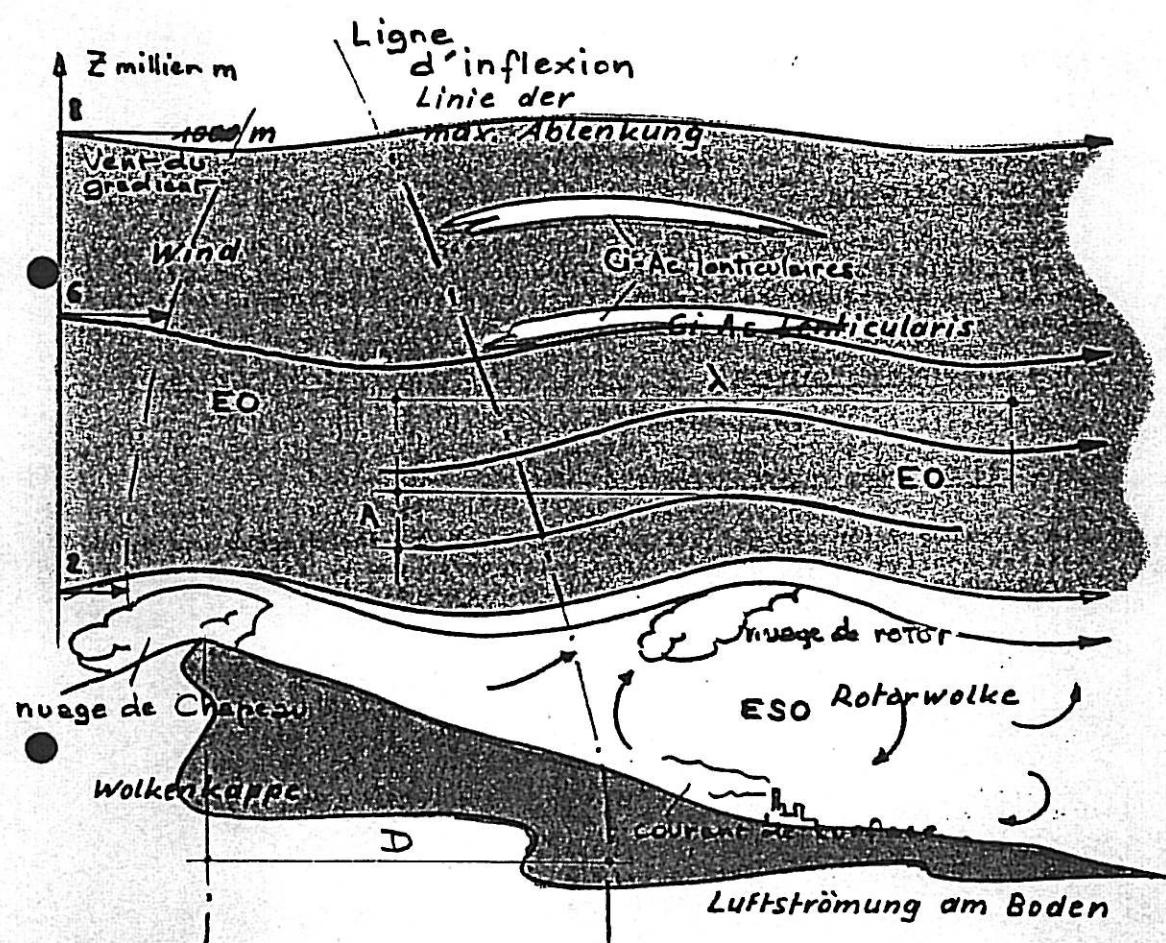
Zwischen den beiden Strömungen besteht eine Inversion der Temperatur; die charakteristisch ist für diese

- Trennschicht(CS)

In der oberen Strömung ist jedes Luftteilchen entlang der Wellenbewegung adiabatischen Zustandsänderungen unterworfen, in deren Verlauf ihre eigene potentielle Temperatur konstant bleibt.

In der Rotorströmung hingegen homogenisiert die Turbulenz die potentielle Temperatur. Die vertikale Temperaturabnahme entspricht der einer trockenen Adiabaten.

Als Folge davon wird in der Luft, die ursprünglich stabil war, die Temperatur im oberen Teil der Rotorströmung abgesenkt, während sie sich im unteren Teil anhebt, bezogen auf eine mittlere Temperatur, der nicht vom Austausch betroffenen Schicht. (Fig. 1).



- ONDE DE RESSAUT -

- Die Leewelle -

#### IV - 1 - Die Leewelle

Die Wellenbewegungen, die an einem Bergmassiv ihren Ausgang nehmen, erstrecken sich vom ursprünglichen Anstoß im Luv eines Bergpasses, bis zum Ort der Rückkehr in die Ruhelage im Lee.

Die seitliche Ausdehnung hängt von den Grenzen des Einflusses des Massivs ab, d. h. von der Erstreckung der Kammlinie. Die vertikale Ausdehnung der Welle ist im Lee des Höhenzuges in der Höhe auf dem Niveau begrenzt, ab dem keine Ablenkung mehr stattfindet.

Auf der Luvseite des Höhenzuges verschwindet ab einer bestimmten Höhe der ursprüngliche Anstoß zum Aufsteigen und oberhalb davon wird der Luftstrom direkt nach unten getrieben. (im Beispiel 3.000 m).

Das erste Abschwingen der Welle erzeugt einen relativen Unterdruck, der diesen Antrieb nach unten verstärkt; dies setzt mit der Höhe immer früher ein. Das Segelflugzeug, das im Luv des Höhenzuges fliegt, erreicht schnell seine maximale Höhe, wogegen im Lee die Ausnutzung der Welle bis in wesentlich größere Höhen möglich ist.

Mit der Höhe vergrößert sich die Wellenlänge und die Amplitude; das erste Abschwingen der Welle verkleinert sich und die Linie der Punkte mit dem besten Seitenrücken gegen den Wind.

#### Die Leewelle ist stationär

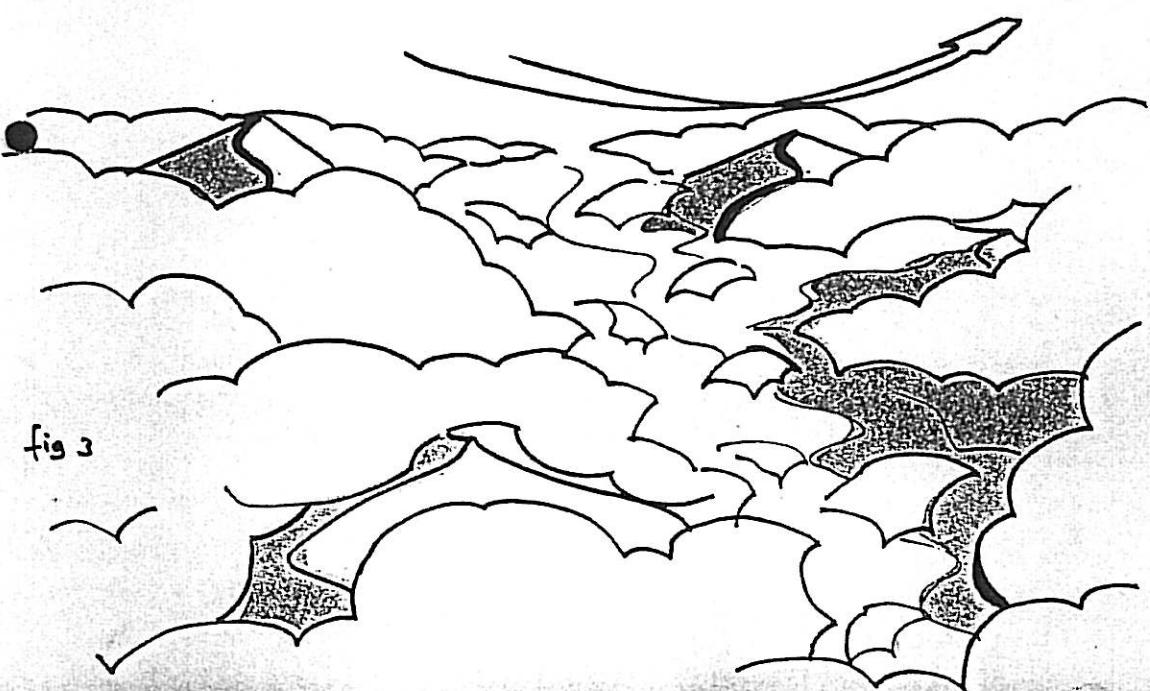
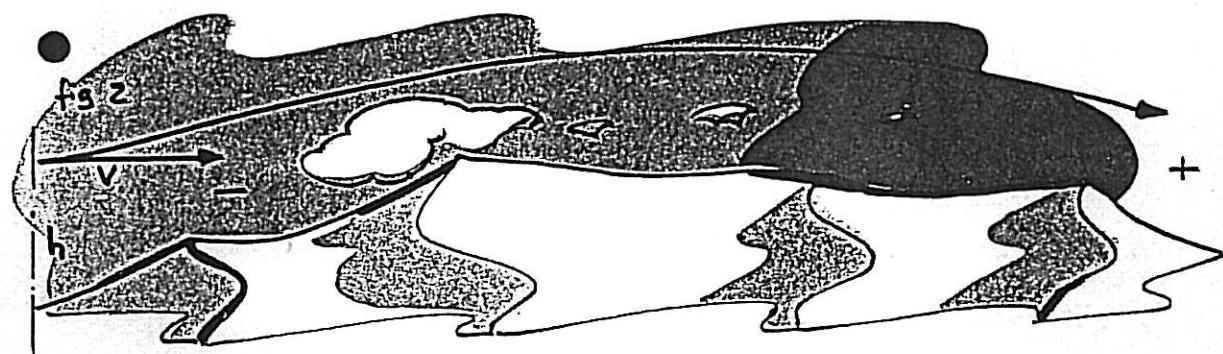
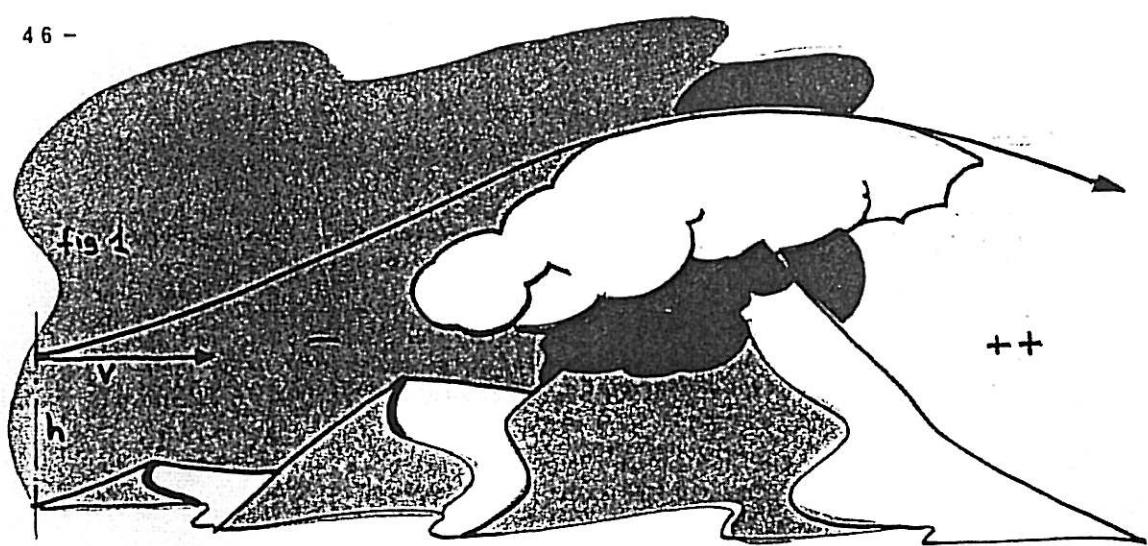
Die gegenüberliegende praktische Skizze zeigt:

- die Ausbildung der Rotorströmung unterhalb der Welle (ESO)
- die Verlagerung der Leewelle nach vorne gegen den Wind und die Verkleinerung des ersten Wellentales mit der Höhe
- die weitere Abschwächung im Lee
- die charakteristischen Linien der Wellenströmung

#### Anmerkung:

Die Leewelle stellt sich in gleicher Weise ein, wenn die Luftmasse im Lee eines Massivs lediglich nach unten abgelenkt wird.

46 -



V - 2 - Die meteorologische Struktur der Wellenströmung

Die Rückseite eines Hochdruckgebietes, eines Tiefdruckgebietes oder beide zusammen erzeugen eine Luftströmung. Dieser Luftstrom ist beim Fließen über eine bergige Region in seinem unteren Teil - der turbulenten Schicht - wesentlichen Änderungen des Feuchtigkeitsgehaltes unterworfen.

Beim Überschreiten einer großen Bergkette wird im Luv die Luftmasse von den ersten Ausläufern bis zu den höchsten Gipfeln stetig angehoben; dadurch tritt eine adiabatische Entspannung der Luftmasse ein mit der Bildung ausgedehnter niedriger Wolken und häufig begleitet von Niederschlägen, welche den absoluten Feuchtigkeitsgehalt vermindern. Wenn der Abhang im Lee sehr abrupt ist, erfährt die Luft dort eine wesentliche Erwärmung, welche auch noch die relative Luftfeuchtigkeit vermindert; es folgt daraus ein abrupter Klimawechsel mit den Merkmalen einer

Wetterscheide, (Fig. 1).

Im Lee wird die Luftmasse durch die adiabatische Kompression trockener, und die Wolken lösen sich infolge des

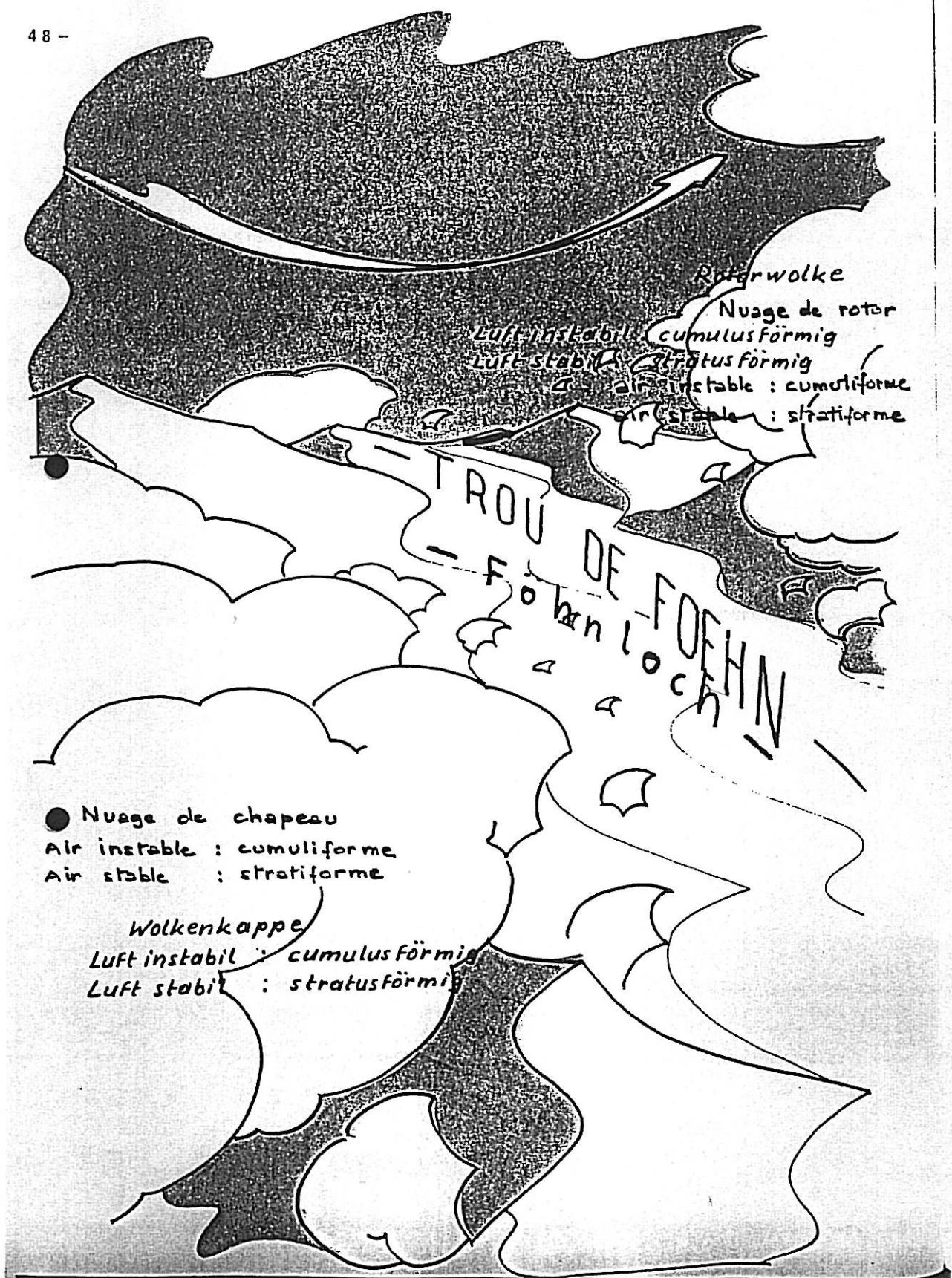
Föhneffektes (Fig. 1 u. 2) schnell auf.

Wenn die Erhebung des Höhenzuges bei gleicher Erstreckung schwächer ist, prägt sich die Wetterscheide weniger aus. (Fig. 2)

In Abhängigkeit vom Grad der ursprünglichen Feuchtigkeit der Luftmasse und abhängig von der Intensität des Föhneffektes kann sich im Lee des Höhenzuges folgendes einstellen:

1. Eine einfache Deformation der Wolkendecke, die das Abwärts-schwingen der Luftmassen markiert (Fig. 3).

48 -



2. Eine Wolkenbildung die durch eine Aufheiterung von der Wolkengesamtheit getrennt ist, genannt:

Föhnlöch. (Fig. gegenüber)

3. Aufhören der Wolkenbildung

Auf diese Weise unterliegt eine gegebene Luftströmung einem stetigen Trocknungsprozeß.

Fließt die Luftmasse über weitere Bergkämme, so wird sie durch den Föhneffekt immer trockener.

Jeder Bergkamm ist der Sitz einer sekundären Wetterscheide.

Auf diese Weise erfolgt schließlich eine vollständige Transformation der Luftmasse in der turbulenten Schicht.

#### IV - 3 - Kennzeichen der Wellenströmung (s. Seite 44)

##### A - Die Rotorströmung (ESO)

Die Trennschicht bewirkt eine Abkapselung zwischen der eigentlichen Wellenströmung und der Rotorströmung unterhalb der Welle.

Läßt man die Randerscheinungen des Höhenzuges und ebenso die Einflüsse, die durch nachfolgende Kämme hervorgerufen werden außer acht, so zeigt sich, daß der Rotor eine konstante Strömungsgeschwindigkeit hat. Daraus resultiert im Luv des ersten Wiederaufstieges eine relative Druckminderung (geringe Höhe der turbulenten Schicht) in Bezug auf den höheren Druck im Lee des Wiederaufstieges (größte Höhe der turbulenten Schicht).

Es kann sich dabei eine Umkehr der Windrichtung an der Erdoberfläche einstellen (vom höheren Druck zum relativ niedrigeren Druck), an der Stelle, wo die vertikale Komponente "v" am größten ist, umso mehr als die kinetische Energie der Abwärtsströmung diese Umkehr begünstigt.

Aus denselben Gründen erhöht sich die horizontale Geschwindigkeit auf dem Niveau des Kammes.

##### B - Die Wellenströmung (EO)

Im Bereich der Wellenströmung wird die vertikale Komponente "v" über dem Kamm mit der Höhe mehr und mehr negativ, weil der relative Druckabfall, der sich am Grund der Strömung besonders ausprägt, die Ablenkung nach unten verstärkt und weil zur selben Zeit die horizontale Geschwindigkeit "V" zunimmt.

50 -



V - Die Wolkenbildung

A - Im Bereich der turbulenten Schicht

Im Luv des Höhenzuges hängt die Wolkenbildung von den Eigenschaften der Luftmasse ab und von der Differenz, die zwischen der Kondensationshöhe und der maximalen Höhe der turbulenten Schicht besteht.

Die Wolke, die sich im Luv des Hanges bildet, nennt man

"Wolkenkappe".

Wenn die Kondensationshöhe niedriger ist als die maximale Höhe der turbulenten Schicht, entwickelt sich die Wolke (oder die Wolkenmasse) als Cumulus. Die Wolkenbildung ist umso umfangreicher, je größer die relative Luftfeuchtigkeit der Luftmasse ist.

Wenn die Kondensationshöhe an die maximale Höhe der turbulenten Schicht heranreicht, ist die Wolke ziemlich ausgedehnt und zeigt auf der Luvseite eine laminare Ausbildung. Ihr oberer Teil ist sehr glatt und stellt die maximale Höhe dar, bis zu der der Einfluß des Höhenzuges reicht.

Im Lee des Kammes hat die Wolkenkappe ein "ausgefranstes" Aussehen, und sie löst sich dort mehr oder weniger schnell, je nach der Wirkung des Föhneffektes auf.

Wenn mehrere aufeinanderfolgende Bergkämme auf die Strömung einwirken, hängt die allgemeine Ausdehnung der Wolken von der Entfernung ab, die jeder Kamm im Lee in Bezug auf die Hauptwetterscheide hat.

Im Bereich unterhalb des Beginns der ersten Wellenschwingung entwickelt sich, sofern die Luftmasse einer starken adiabatischen Entspannung unterworfen ist, eine cumulusförmige Wolke,

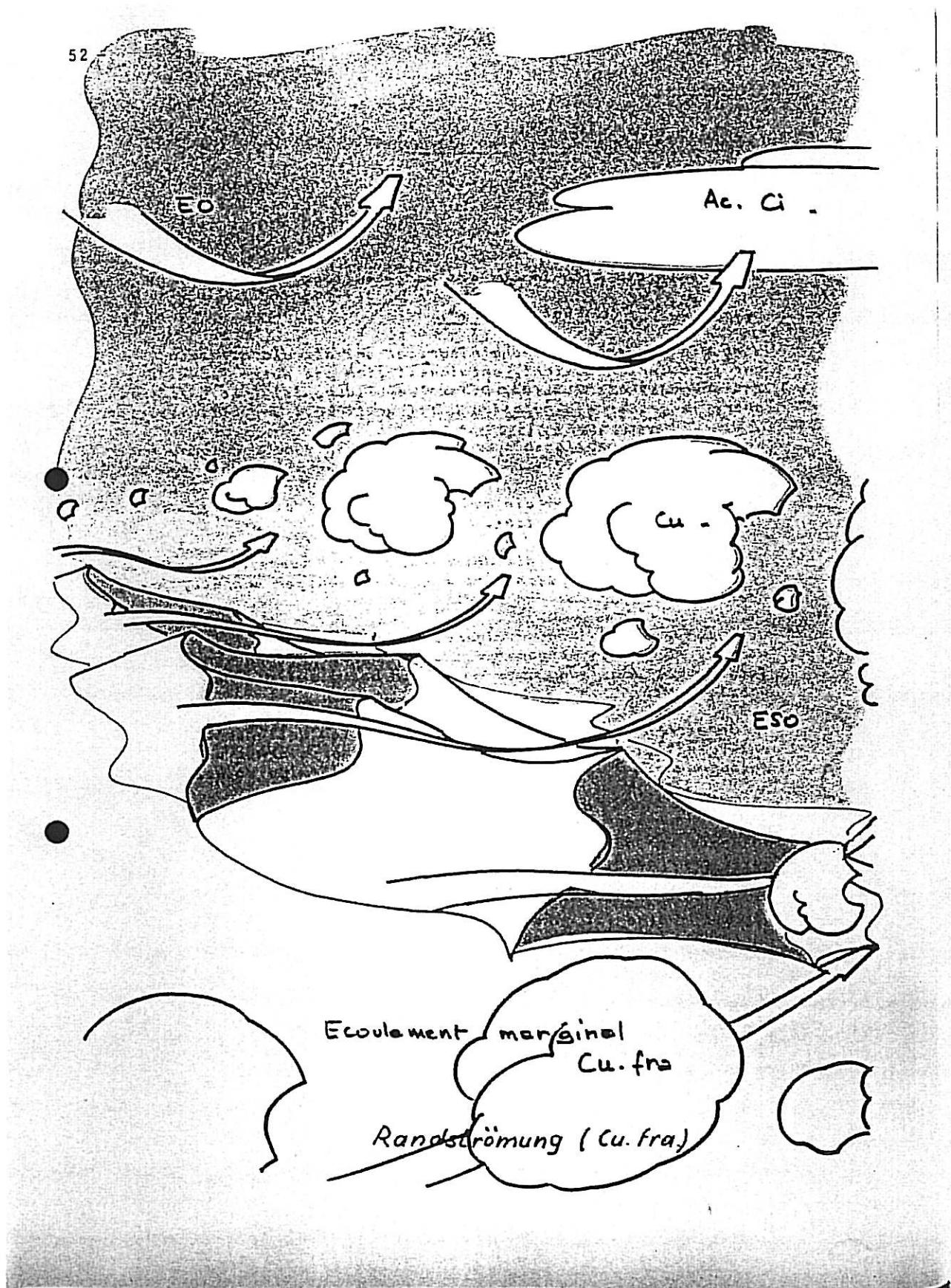
die "Rotorwolke" (Cu).

Abhängig von der Kondensationshöhe entwickelt sich die Rotorwolke mehr oder weniger nahe der Trennschicht aus. Ihr oberer Teil kann bereits in die Wellenströmung hineinreichen.

Die Rotorwolke ist gekennzeichnet durch eine unterschiedliche Basis, die auf der Luvseite niedriger ist als auf der Leeseite; außerdem zeigt die Rotorwolke eine allgemeine Rotorbewegung der Wolkenteile.

Auf der Luvseite der Rotorwolke bildet sich die Kondensation in unscharfer Form.

Wie die Wolkenkappe macht die Rotorwolke im absteigenden Teil einen ausgefransten Eindruck, da sie dort einer starken adiabatischen Kompression unterliegt.



An den Enden der Kammlinie können sich Fracto-Cumulus-Wolken bilden, die den Übergang der Luftströmung zwischen der starken vertikalen Ablenkung der ersten Wellenbewegung und der ursprünglichen Strömung darstellen.

Die Wirbel, die mit dieser Übergangsströmung verbunden sind, ziehen in unregelmäßiger Form eigene Wolken nach sich, die der Ursprungsluftmasse zuzurechnen sind. Sie werden häufig durch einen seitlich stehenden Beobachter als dem Rotor zugehörig angesehen; es sind aber

Wolken der Ursprungsströmung (Cu-Fra).

B - Typische Wolkenformen der Wellenströmung

Es bilden sich charakteristische Wolkenformen aus, die in parallelen Bänken zur Kammlinie angeordnet sind. Sie zeigen im Lee des Kamms die Spitze des Kondensationsniveaus der verschiedenen laminaren Schichten an. Die Luvsseite dieser Wolken ist klar markiert und laminar und vermittelt den Eindruck der Wellenströmung. Die Wolken sind manchmal in Etagen wie eine Tellersäule angeordnet, abhängig von den verschiedenen Niveaus, in denen eine Temperaturinversion vorliegt.

Das dauernde Neuentstehen der Wolken lässt den stationären Effekt der zugrunde liegenden dynamischen Bewegung erkennen.

Die erste Wellenaufwärtsbewegung, die wesentlich tiefer im Lee der höchsten Erhebung des Kamms liegt, ergibt die stärksten Aufwinde.

Die Luvsseite der Wolke, die sich an dieser Stelle entwickelt, hat die Form eines Deltaflügels, mit der Spitze zum Wind.  
Es sind das

die "Lenticularis-Wolken".

Sie gehören, je nach ihrem Niveau, zu der Familie der Altocumuli oder der Cirren.

VI - Einflüsse durch die Form der Bodenerhebungen

A - Auf der Luvseite des Hanges

1. Wenn der Hang ohne Übergang einen abrupten Anstieg hat, werden die Strömungslinien, deren Richtung senkrecht auf die Felswände gerichtet sind, abgelenkt oder abgerissen:

- im unteren Bereich entwickelt sich eine turbulente Strömung;
- im oberen Bereich bleibt die Strömung ruhig und hat eine bis zur Bergspitze gerichtete Aufwärtsbewegung; die Größe dieser Aufwindströmung, die in jedem Fall nur schwach ist ( $h_1$ ), hängt von dem Umfang der an diesem Vorgang beteiligten Luftmassen ab.

Die am Fuß des Steilhangs unter der turbulenten Strömung liegende Luft ist davon praktisch isoliert. (Fig. 1).

2. Wenn die Steigung des Hanges sich stetig vergrößert, wird der Luftstrom der Oberfläche ebenfalls stetig bis zur Bergspitze angehoben. Die nach oben gerichtete Ablenkung wirkt sich auch in den oberen Lufschichten aus, und die Aufwindströmung ist wesentlich größer als in dem vorher beschriebenen Fall ( $h_2$ ).

Die Existenz eines Taleinschnittes an der Basis des Hanges verändert die Anhebung des Luftstromes an der Oberfläche nicht wesentlich, obwohl die Luft, die sich dort befindet, isoliert ist und sich Wirbel im Lee des Einschnittes bilden. (Fig. 2)

fig 1

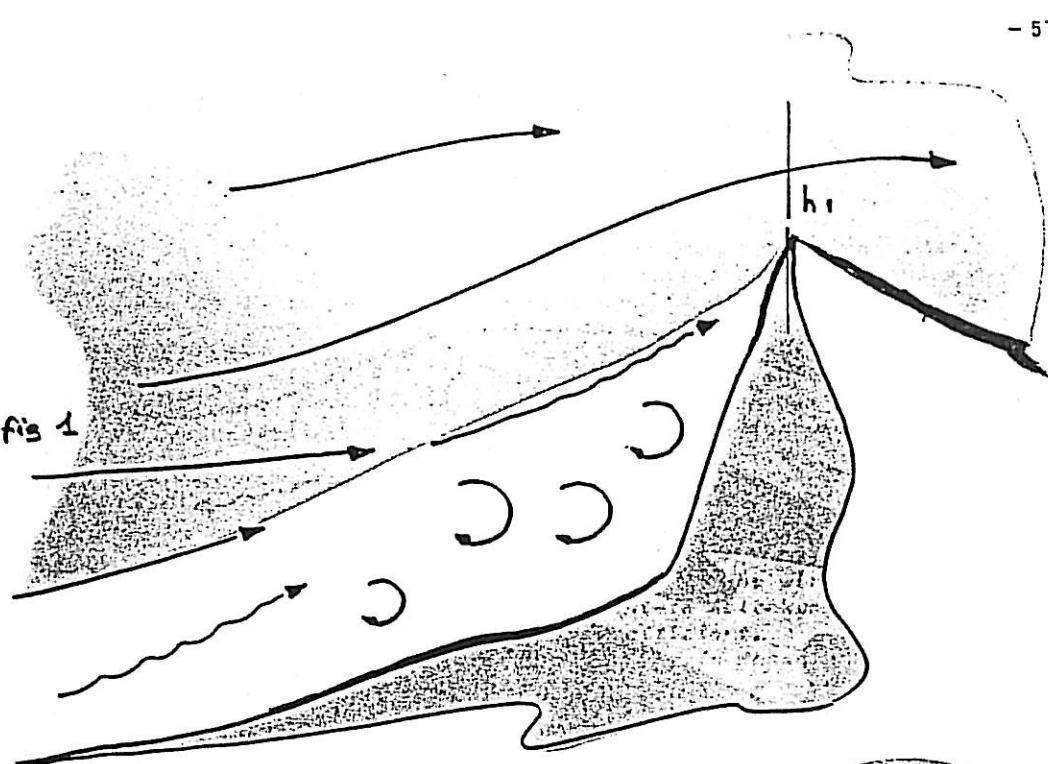
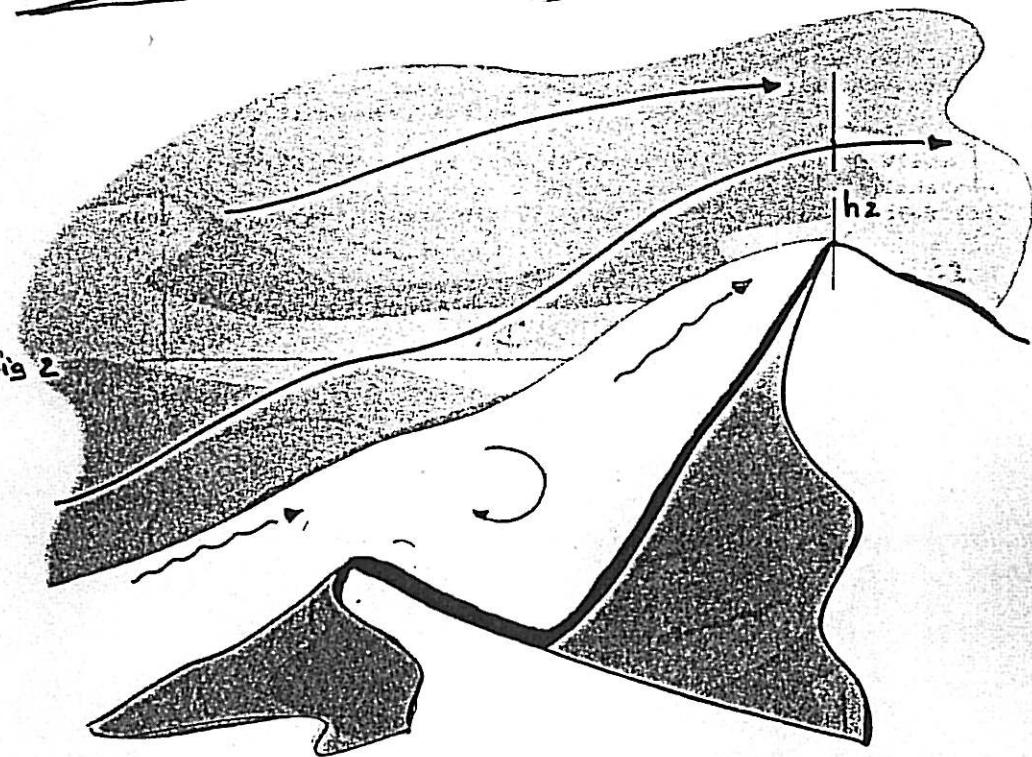
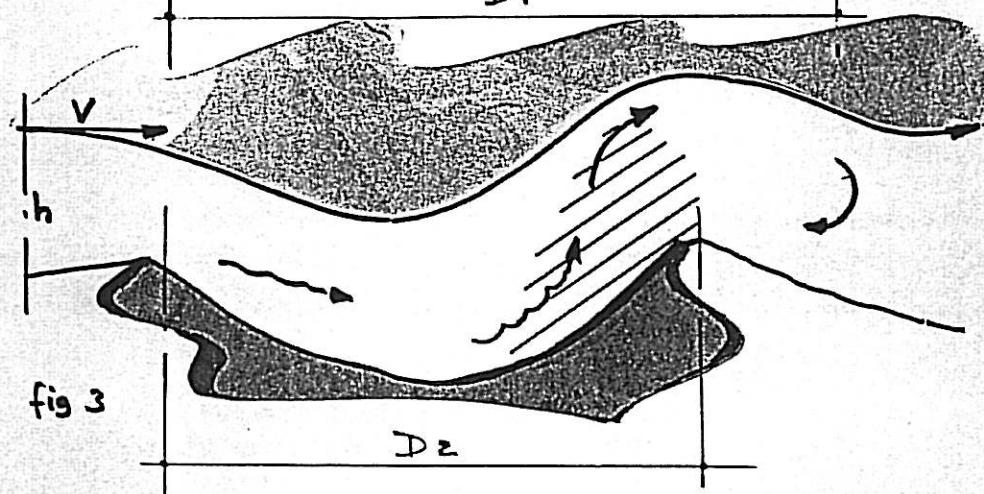
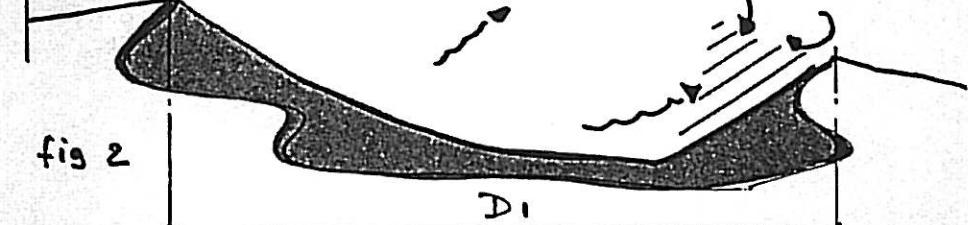
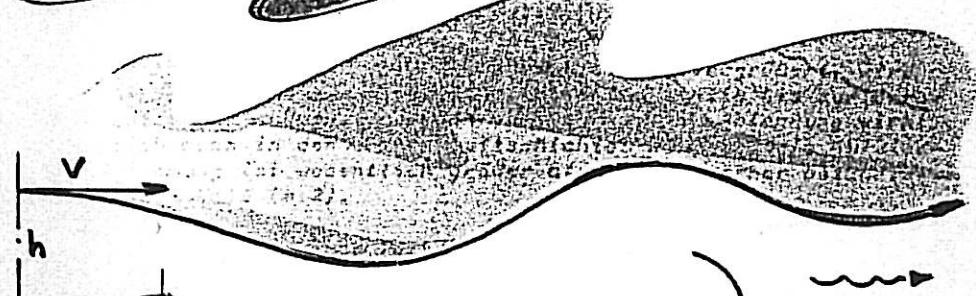
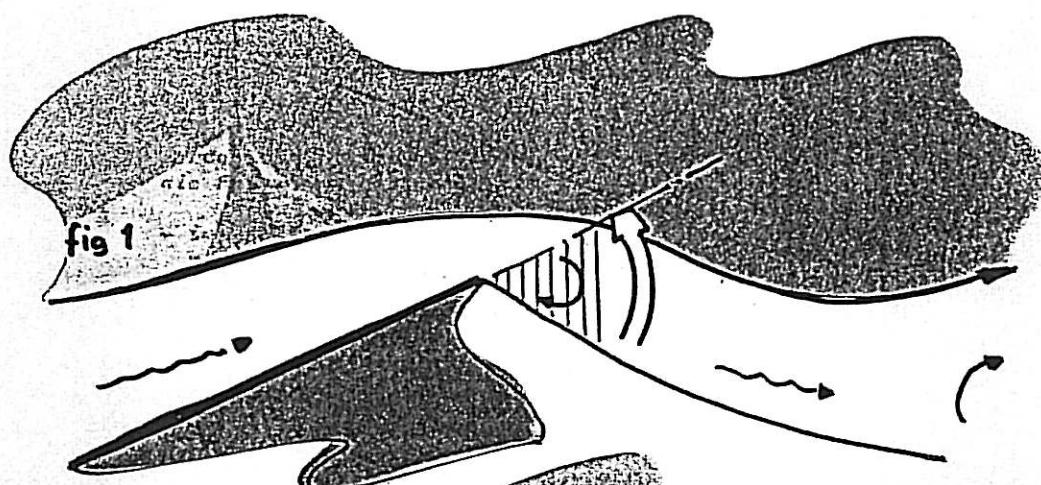


fig 2



58 -



B - Auf der Leeseite des Hanges

1. Wirbelbildung am Kamm

Abhängig von dem Winkel, den die Luv- und die Leeseite eines Hanges miteinander bilden, löst sich der Luftstrom mehr oder weniger von der Erdoberfläche ab. Es bildet sich daher auf der Leeseite in der Nähe des Kamms ein kleiner Druckabfall aus, wodurch sich an der Oberfläche eine entgegengesetzt gerichtete Strömung einstellt.

Der Wirbel, der daraus resultiert, zeigt sich entweder in einer Schneewächte oder in Staubwirbeln, je nach dem Ort und der Jahreszeit. Beispiele sind die Schneebretter und die Bildung von Dünen (Fig. 1).

2. Nachfolgende Kämme

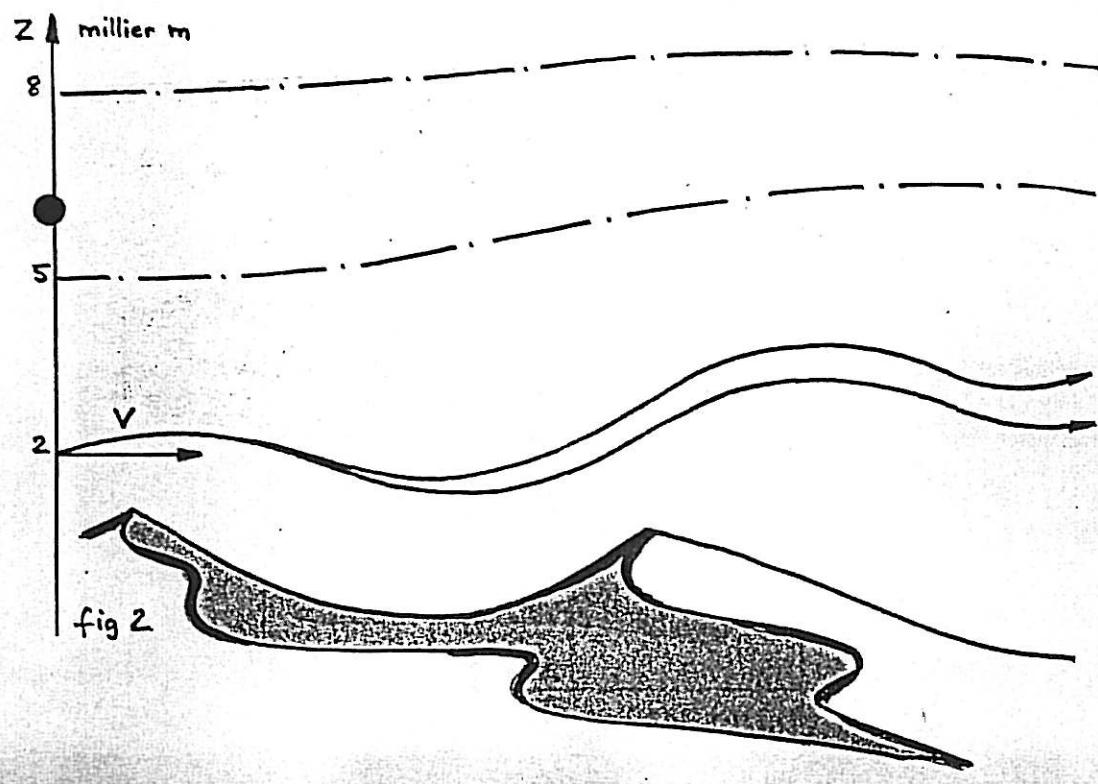
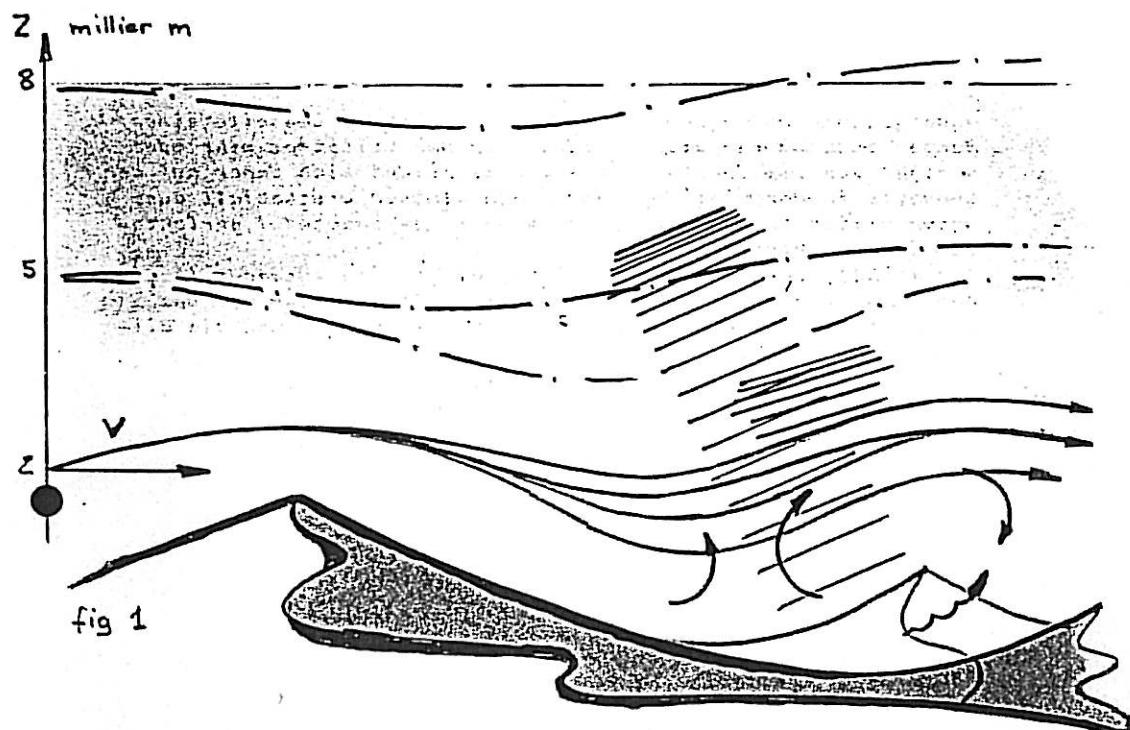
Bei einer gegebenen Strömung an der Oberfläche wird die ursprüngliche vertikal nach oben gerichtete Ablenkung je nach der Entfernung des zweiten Kamms modifiziert. Sie wird verstärkt, wenn der zweite Kamm in Phase mit der Wellenbewegung ist (Fig. 3).

Bei Gegenphasenlage wird die Aufwärtsbewegung reduziert oder neutralisiert (Fig. 2).

In diesem Fall wird das Einfliegen in die Welle praktisch unmöglich, da in der Schicht unterhalb der Welle gleichmäßige dynamische Strömungen fehlen.

Wenn hingegen der zweite Kamm in Phase mit dem ersten Wiederaufstieg der Welle ist, dann wird der Zugang zu der Wellenströmung erleichtert, zumal die Trennschicht auch weniger dick ist.

60 -

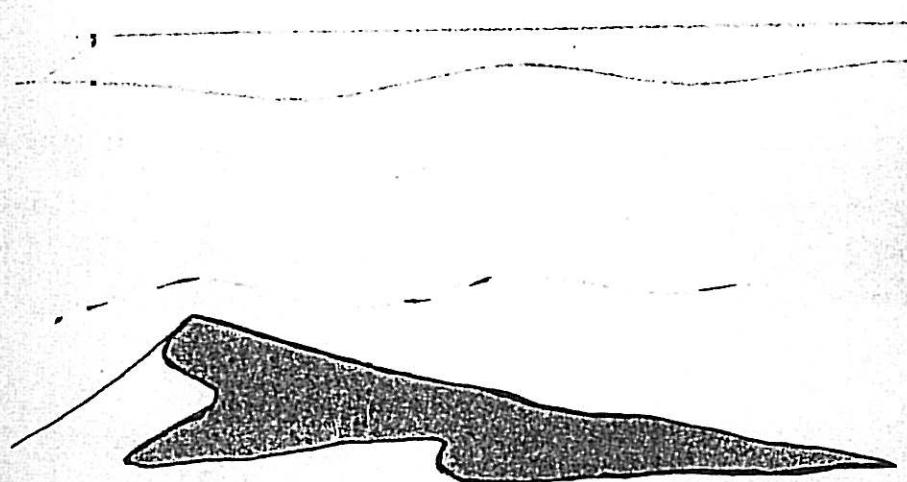
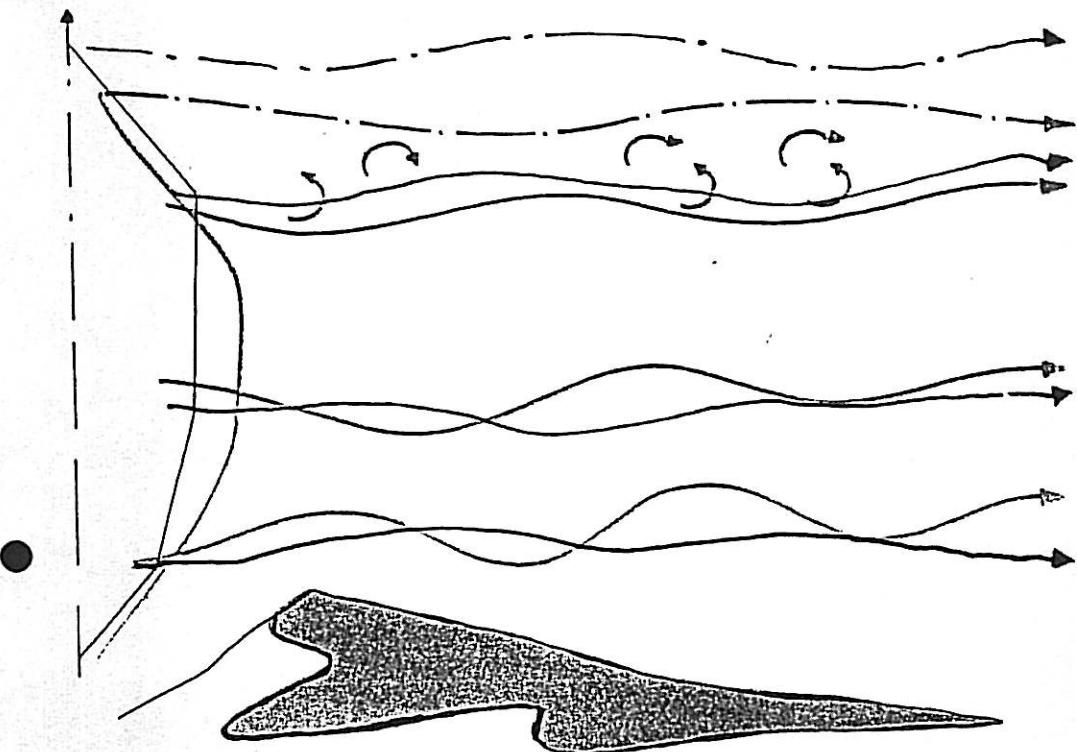


C - Die Fortpflanzung der Welle

Die Einflüsse auf den unteren Luftstrom spielen eine wesentliche Rolle bei der Fortpflanzung der Welle; insbesondere haben die im vorstehenden behandelten Sekundärkämme Einfluß auf die Amplitude der Welle. (Fig. 1).

Schließlich kann ein zweiter Kamm, der in der Ausdehnung dem ersten entspricht, eine Beugung des aufsteigenden Teils der ersten Aufschwingung nach oben erzeugen und so in der Höhe eine allgemeine Wellenbewegung auslösen, die den unteren Wellen folgt.

62 -



### VII - Die Tagesentwicklung einer Wellenströmung

Die nebenstehenden Skizzen zeigen links die Sondenmessung und rechts den entsprechenden Strömungsverlauf.

schwarz: die Sondenmessung einer bestimmten Luftmasse und die Fortpflanzung der Welle

rot: eine Luftmasse, die in den unteren Schichten stabiler geschichtet ist als die der ursprünglichen Sondenmessung, aber in der oberen Strömung instabiler ist, wobei sich hierbei eine Gegenphase mit der entsprechenden Sperrschicht ergibt mit einem neuen Wellenzug darüber

blau: eine stabile Luftmasse in der unteren Strömung mit einer starken Temperaturinversion und zugehöriger Sperrschicht, so daß die Welle verschwindet

orange: eine Luftmasse mit einer gegenüber der Sondenmessung "rot" instabileren und dichteren oberen Schicht, eine darüberliegende Wellenströmung mit schwacher Amplitude aber großer Wellenlänge

### VIII - Turbulenz

Abgesehen von der Grenzschicht, die vom Zustand der Bodenoberfläche abhängig ist, wird die Turbulenz durch die Reibung zweier Luftmassen in vertikaler oder horizontaler Richtung hervorgerufen.

Die Turbulenz stellt sich ein:

1. in den unteren Schichten, wo die Unregelmäßigkeiten der Rotorströmung durch einen Wechsel vertikaler Luftströmungen bedingt sind. Diese vertikalen Bewegungen werden durch Anstöße, die von der Bodenoberfläche ausgehen, verstärkt; aber auch durch den Umfang des thermischen Austausches, der außerdem die turbulente Schicht verstärkt (CT).
2. in den oberen Schichten, wo durch eine Scherung der Windrichtung, die Wellenbewegung unregelmäßig und "gestreckt" wird (Dämpfung oder Unterdrückung der Wellenfortpflanzung); ohne daß der vertikale Ausgleich vollständig verschwindet.
3. anlässlich eines Wechsels der Luftmasse, zum Beispiel Durchzug einer Front.

Die Turbulenz kann somit unterschiedliche Ursachen haben, und sie ist besonders stark, wenn die verschiedenen Faktoren zusammentreffen.

Teil III

Die konvektiv-dynamischen Aufwinde



- Prédominance Vent du gradient -

- Überwiegen des Windes -

### I - Einleitung

Der erste und zweite Teil dieses Werkes behandelt die originären Aufwinde.

#### Die thermischen und die dynamischen Aufwinde

Dies sind die Aufwinde, die der Segelflieger beim Fliegen im Gebirge ausnutzt. Oftmals sind sie eine Mischung aus beiden Kategorien; sie nennen sich dann:

#### 1 - thermisch-dynamische Aufwinde.

Bei starkem und böigem Wind ist der dynamische Effekt im Luv eines Höhenzuges vorherrschend; wodurch dort die thermischen Aufwinde verwirbelt werden. Sie sind nur kurz und unregelmäßig, insbesondere wenn die Sonneneinstrahlung schwach ist; daher lassen sie sich schlecht ausnutzen. Wenn zudem durch einen davor liegenden Höhenzug eine nach unten gerichtete Strömung verursacht wird, die sich dem vorhergenannten dynamischen Effekt überlagert, so sind die thermischen Aufwinde vollständig unregelmäßig und nicht auszunutzen.

Im Lee eines Höhenzuges ist die Thermik in der ganzen Zone der Rotorströmung verwirbelt, selbst wenn dieser Hang eine passable Sonneneinstrahlung hat. Das heißt, daß ein starker und böiger Wind die Entwicklung der Bergbrisen unterdrückt.

68 -



### II - Abhängigkeit der Wellenströmung vom Temperaturgradienten

Einem großen Temperaturgradienten entspricht auch eine starke, der Konvektion unterhalb der Welle unterworfenen Schicht und umgekehrt.

Im Grenzfall ist die der Konvektion unterworfenen Schicht so stark, daß sie wie ein scheinbarer Hahenzug wirkt, der die allgemeine Luftströmung in größere Höhe abdrängt, so daß sich eine Rotorströmung nicht ausbilden kann.

Auch in einer Luftmasse, die teilweise instabil ist, können Wellenbewegungen von sehr großer Amplitude auftreten, wenn der vertikale Gradient der Windgeschwindigkeit ausreichend groß ist,

An warmen Tagesstunden wird durch die thermische Umwälzung die Turbulenz so stark und die konvektive Schicht so dick, daß eine Rotorströmung sich nicht entwickeln kann.

In jedem Fall ist die Entwicklung einer Wellenströmung am fruhlen Morgen und am späten Abend leichter möglich.

Zusammenfassend: Die Ausnutzung der Welle hängt vom Temperaturgradient ab, weil entweder die Welle wegen der Instabilität sich nicht entwickeln kann, oder weil die Turbulenz die Ausnutzung verbietet.

In diesem letzten Fall können die Anderungen der Vertikalgeschwindigkeit der Luft, die Boeigkeit, so groß werden, daß es dem Piloten nicht immer möglich ist, einen kontrollierten Flugzustand einzuhalten, oder daß für das Segelflugzeug die zulässigen dynamischen Beanspruchungen überschritten werden.

Es ist dabei gefährlich, den auf das Segelflugzeug einwirkenden Luftkräfte gegenzusteuern, d. h., die Ruder zugleich mit den Steuerkraften und den Kräften, die aus der Boeigkeit resultieren, zu beladen.

Die modernen Segelflugzeuge sind hierbei besonders gefährdet, weil sie nur geringe Kräfte zum Bedienen der Ruder erfordern.

### 1 - Wind schwach oder mäßig

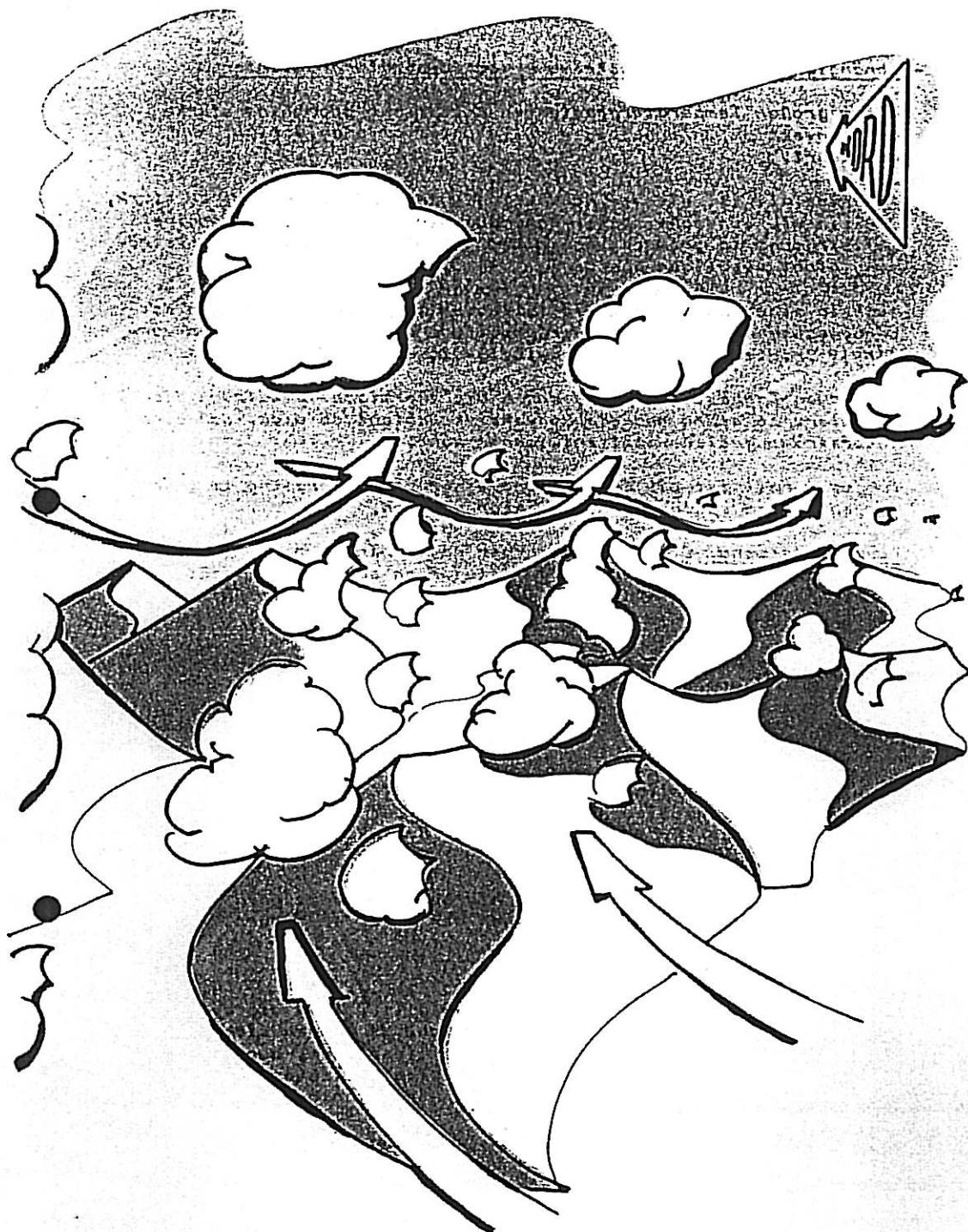
Wenn der Wind nur schwach oder mäßig ist, läßt die dynamische Wirkung des Hahenzuges merklich nach. Es können sich dennoch im Luv der Hänge schwache Aufwinde einstellen, auch wenn sie im Schatten liegen; zum anderen kann sich an diesen Hängen trotzdem die Konvektion einstellen, wenn sie von der Sonne beschienen werden.

Werden die Hänge im Lee von der Sonne beschienen, so ist dort, in diesem Fall, die thermische Aktivität dominierend, so daß sich die Konvektion normal entwickelt.

Die Intensität der Konvektion entspricht der bei Windstille.

Gegebenenfalls entstehende Wolken zeigen oft durch ihre Neigung die Richtung der Luftströmung an, der sie ihre Entstehung verdanken.

70 -



- Confluence en début de convection -

- Zusammenströmen von Luftmassen beim Einsetzen der Thermik -

### III - Das Zusammenströmen von Luftmassen

Die Bergmassive sind immer durch Flüsse getrennt, die Bergketten durch Nebenflüsse, die Bergkämme durch kleine Wasserläufe.

Die Gesamtheit der Wasserläufe ergibt das hydrographische Netz.

Dem Verlauf der Bergkämme, deren Hänge für die Verbreitung der Konvektion verantwortlich sind, entsprechen immer

dem Verlauf der Wasserscheiden des hydrographischen Netzes.

An den Wasserscheiden treffen sich aber auch die Brisen verschiedenster Ursprungs und wird der Wind abgelenkt.

Aus dem Zusammentreffen der aus verschiedenen Richtungen kommenden Luftströmungen ergibt sich ein nach oben abgelenkter konstanter Luftstrom, genannt:

Zusammenstrom von Luftmassen.

#### 1 - Wirkung des Zusammenstromes von Luftmassen

Im Bereich des Zusammenströmens von Luftmassen reicht die Konvektion in größere Höhen als in den originären Luftströmungen. Da jede Luftströmung ihre Eigenschaften beibehält, gehorcht die dynamische Luftströmung, die aus dem Zusammentreffen resultiert, den Regeln einer Front.

#### 2 - Wirkung des Höhenzuges

Die Hänge auf beiden Seiten einer Kammlinie unterstützen die dynamischen Aufwärtsbewegungen und die Wirkung des Zusammenströmens der Luftmassen.

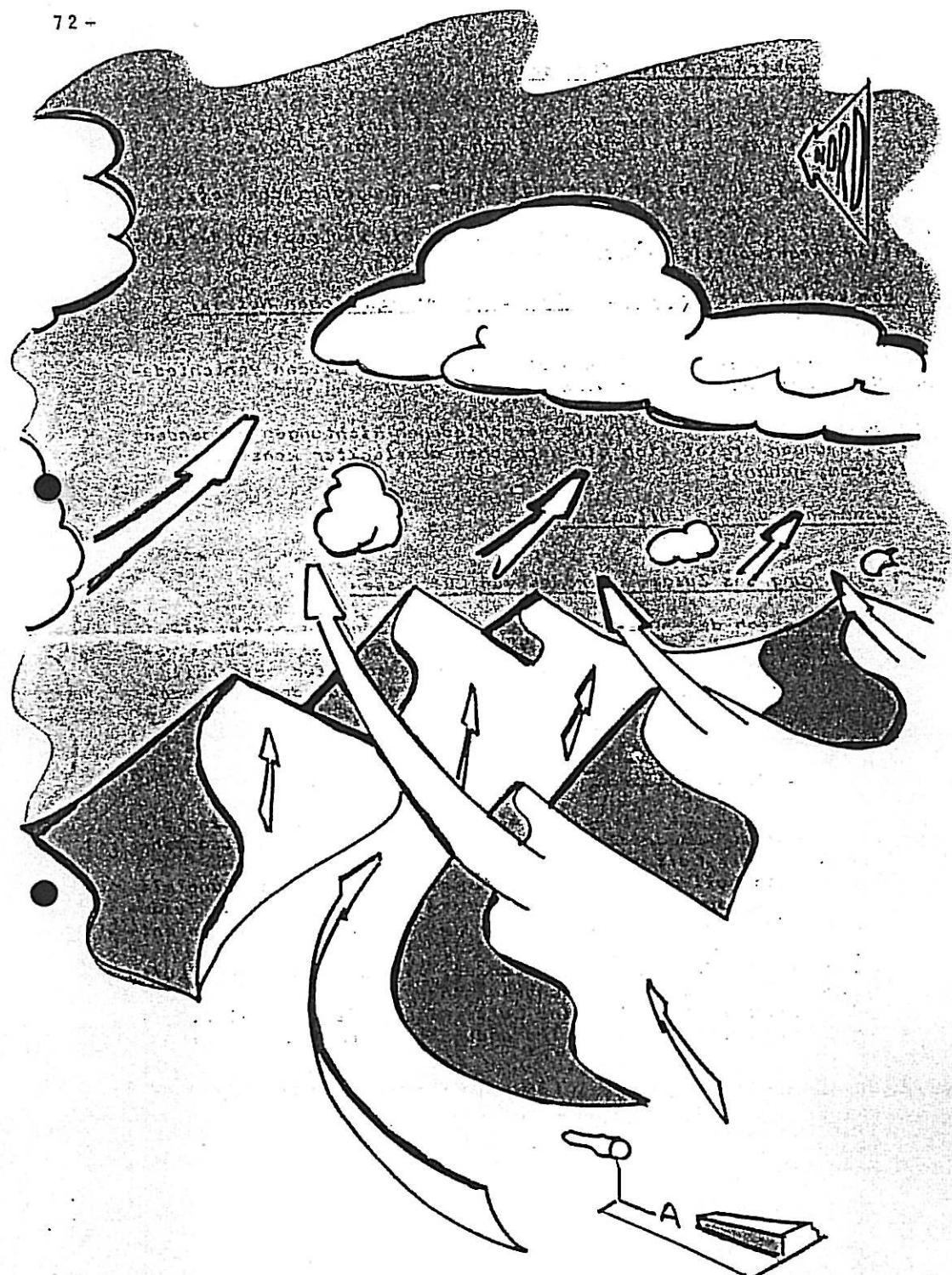
Bei Gleichheit der beiden Luftströmungen ergibt der Hang mit dem günstigeren Profil eine stärkere Ablenkung und das Zusammenströmen der beiden Luftmassen ist in Richtung auf den entgegengesetzten Hang geneigt.

Der gleiche Vorgang spielt sich ab, wenn zwei ungleiche Luftströmungen symmetrische Hänge anblusen.

Im Grenzfall wirkt die eine Luftströmung wie ein zusätzlicher Höhenzug und die andere wird dadurch nach oben abgelenkt.

\*\*\*

72 -



- Confluence -  
- Zusammenströmen von Luftmassen -

3 - Wolkenformen

Auf den beiden Seiten der Zone, in der sich die beiden Luftströmungen vereinigen, sind die Basen und die Spitzen der Wolken oft auf verschiedenen Niveaus, weil die Eigenschaften der beiden Luftmassen nicht identisch sind.

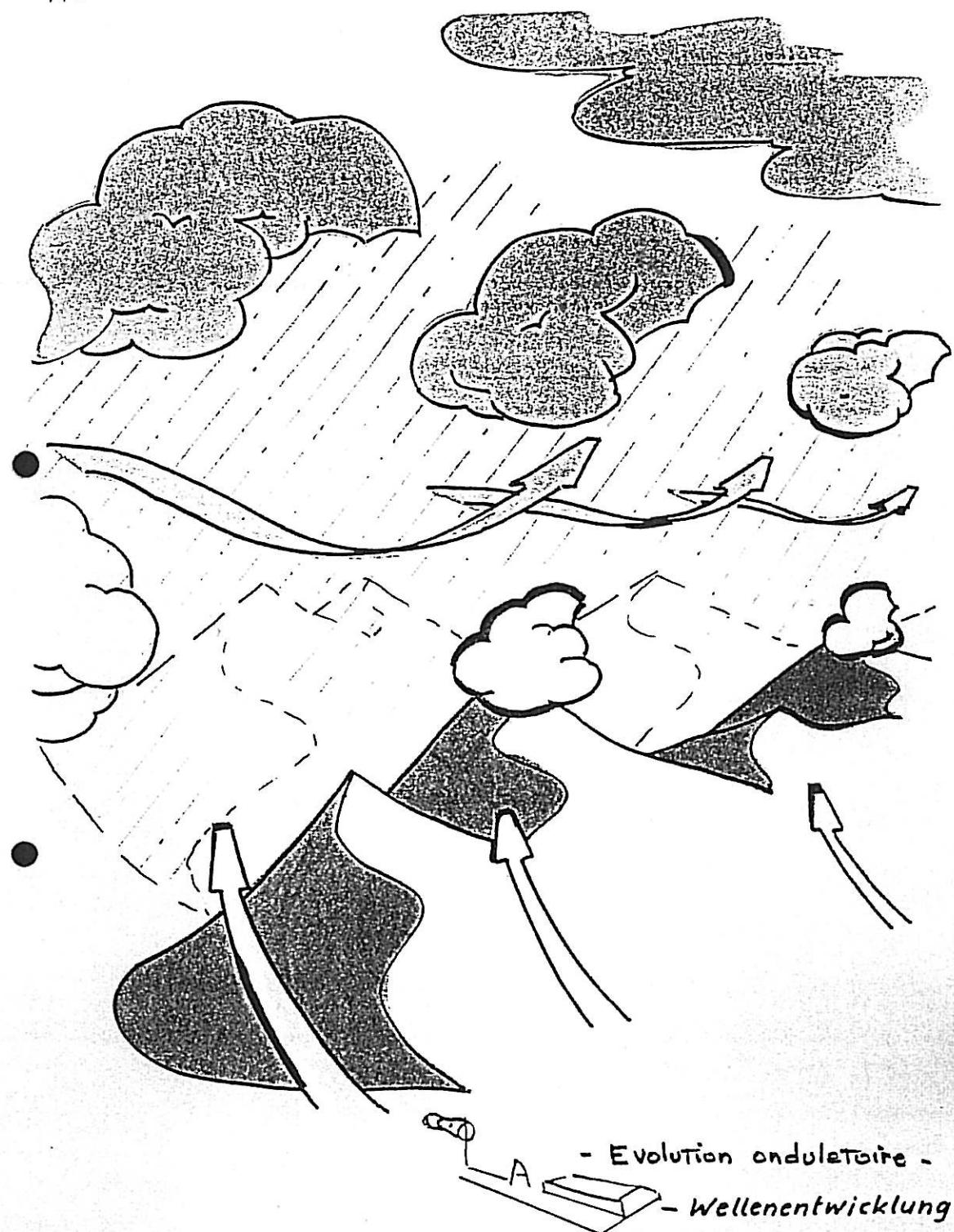
Die Beobachtung der Wolken gibt in diesem Fall einen genauen Anhalt bei der Suche der Aufwinde.

Die flugmeteorologische Beurteilung ist dagegen immer kritisch, wenn keine Wolken vorhanden sind.

4 - Das Zusammenströmen von Brisen

Wenn von den entgegengesetzten Hängen eines Bergmassivs Brisen aufsteigen und über der Kammlinie zusammentreffen, so treten in schwächerer Form dieselben Erscheinungen auf wie beim Zusammenströmen von Luftmassen.

Dies kann sich einstellen, wenn die durch Konvektion verursachte talaufwärtswehende Brise mit hangaufwärtswehenden Brisen zusammenstößt, das heißt mit Hangbrisen, die auf den Osthängen nach Sonnenaufgang oder auf den Westhängen am späten Nachmittag entstehen.



### 5 - Das Zusammenströmen des Windes und der Brise

Im Gebirge zeigen sich die Erscheinungen des Zusammenströmens von Luftmassen, wenn ein mäßiger Wind weht, dessen Geschwindigkeit unterhalb der Schwelle ist, ab der sich Leewellen ausbilden.

Der Ort, wo der Wind und die Brisen zusammenströmen, entspricht immer dem Verlauf der Wasserscheide und damit der Wetterscheide.

Tatsächlich kann man sich leicht die aufwärtssteigenden Brisen an besonnten Hängen, wo das Wasser nach Süden fließt, vorstellen und die Wirkung des Windes auf die entgegengesetzten Hänge, wo das Wasser nach Norden fließt.

Die Erscheinungen des Zusammenströmens von Luftmassen treten an den Hauptwetterscheiden am stärksten zutage.

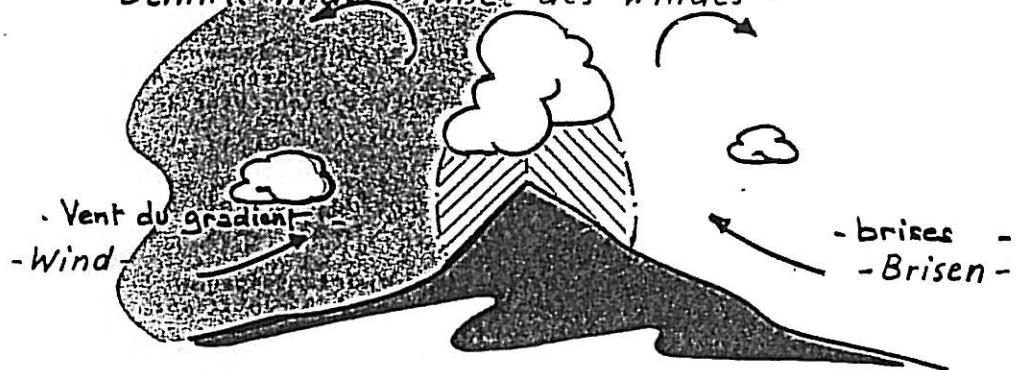
Im allgemeinen stellt man insbesondere an den schwächer ausgeprägten Wetterscheiden das Zusammenströmen der Heeresbrisen und des Windes fest, manchmal auch der Heeresbrisen und der talwärtswehenden Brisen.

Wenn am frühen Morgen oder am späten Abend der Wind die Oberhand über die Bergbrise gewinnt, kann man Wellenentwicklungen beobachten. Im Bereich des Aufgleitens der Luftmassen zeigt sich das Maximum des Unterschiedes zwischen den beiden Strömungen; dort treten Niederschläge auf; es bilden sich Fracto-Cumulus-Wolken mit vertikaler Ausrichtung.

Wenn die Dicke der turbulenten Schicht sich vermindert, weht der Wind in immer tieferen Schichten und unterstützt so die Ausbildung der Leewelle.

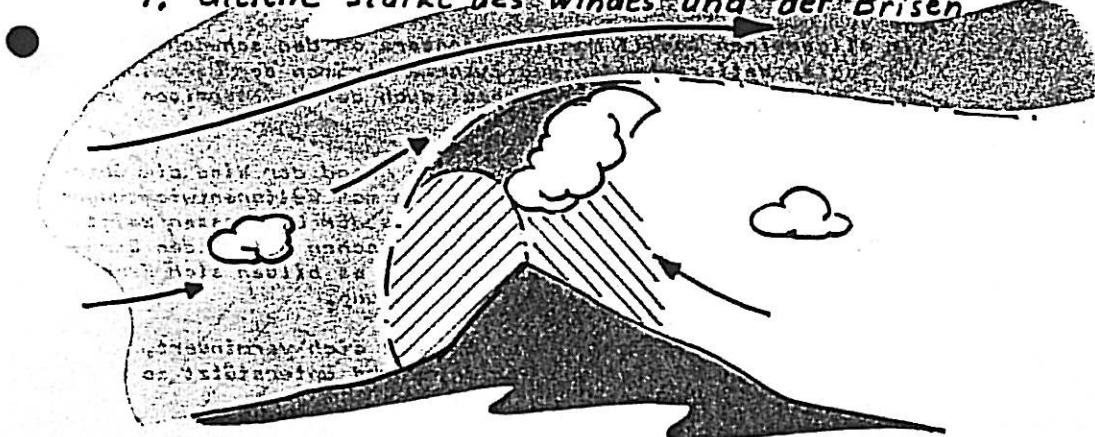
76 -

- COUPES DANS L'AXE DU VENT DU GRADIENT -
- Schnitt in der Achse des Windes -



1. Importance égale du vent du gradient et des brises -

1. Gleiche Stärke des Windes und der Brisen



2. légère prédominance du vent du gradient -

2. Leichtes Übergewicht des Windes



3. Evolution vers l'écoulement ondulatoire -

3. Entwicklung einer Wellenströmung

**1 - Zusammentreffen des Windes und der Brisen**

Angenommen die Stärke der beiden Luftströmungen sei etwa gleich, dann ergeben sich die in Fig. 1 dargestellten Verhältnisse, wogegen die durch den Höhenzug infolge Umlenkung verursachten Aufwinde grün schraffiert gekennzeichnet sind.

**2 - Zusammentreffen des Windes und der Brisen**

Wenn der Wind die Brisen leicht überwiegt, dann ergeben sich die in Fig. 2 dargestellten Verhältnisse, wobei die durch den Höhenzug infolge Umlenkung verursachten Aufwinde grün schraffiert gekennzeichnet sind.

Der Höhenzug wird durch die Luftströmungen scheinbar vergrößert, die daraus resultierenden Aufwinde sind dunkelgrün gekennzeichnet.

**3 - Entwicklung einer Wellenströmung aus dem Zusammenströmen von Luftmassen**

Die sich dabei ergebenden Verhältnisse sind in Fig. 3 dargestellt. Die durch den Höhenzug verursachten Aufwinde infolge Umlenkung sind grün schraffiert gekennzeichnet.

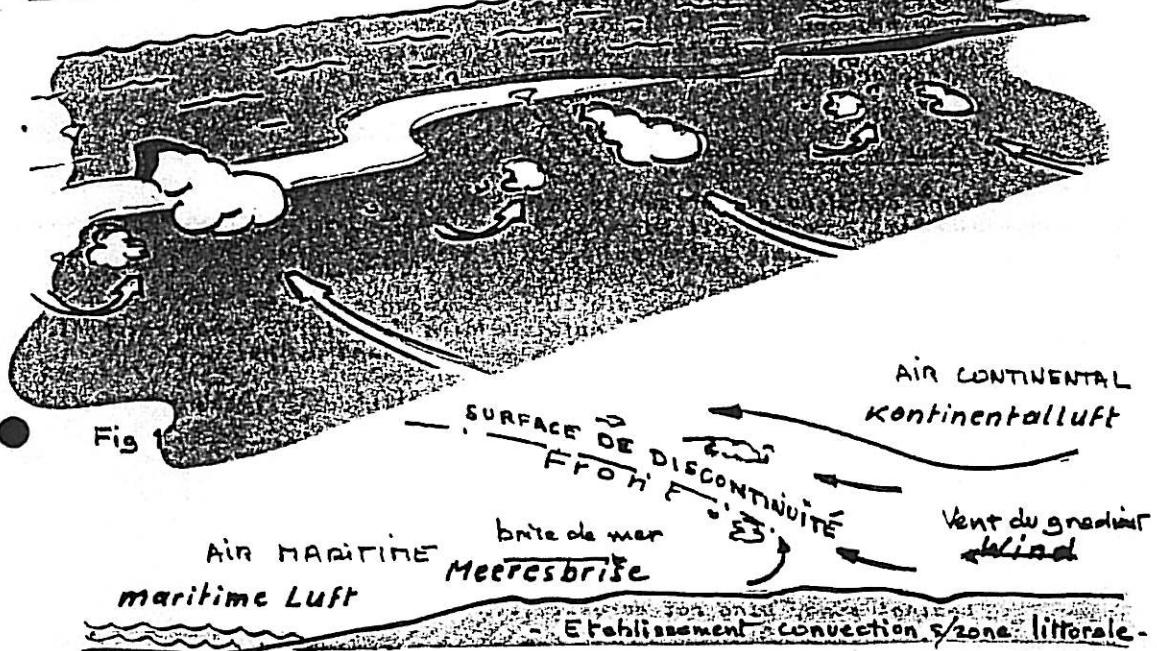
Die Abwinde die durch die scheinbare Vergrößerung des Höhenzuges bedingt sind, sind rot dargestellt.

Die Abwinde oder Fallwinde, verursacht durch den Höhenzug, sind rot schraffiert gekennzeichnet.

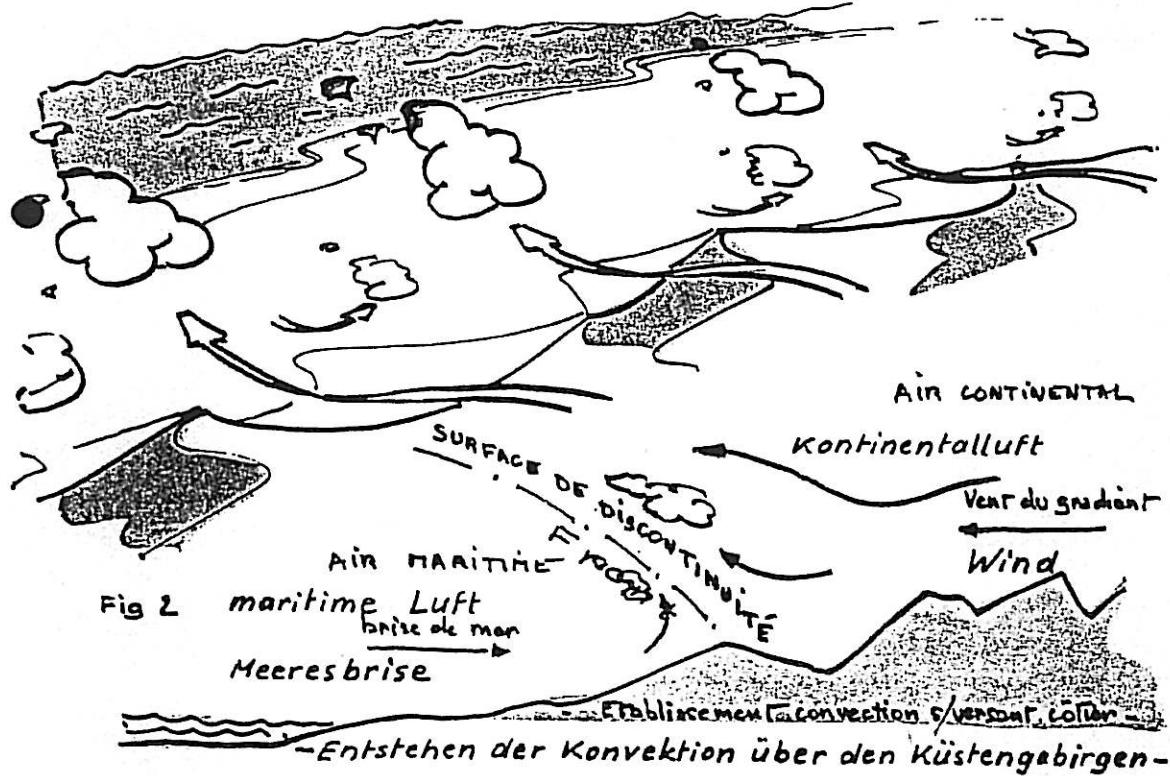
78 -

- EVOLUTION DE LA CONFLUENCE EN COURSE DE MATINÉE -

= Entwicklung des Zusammenströmens von Luftmassen im Laufe des Morgens -



- Entstehen der Konvektion in der Küstenzone -



#### IV - Meeresbrisen

Die Brisen an der Küste gleichen in ihrer täglichen Entwicklung den Gebirgsbrisen.

Während der Nacht kühlt sich die Erdoberfläche durch Abstrahlung wesentlich schneller ab als das Meer, das eine große Wärmekapazität hat. Als Folge davon verlagert sich die kalte Luft der niedrigen Schichten zum Meer, wo die Luft wärmer ist; so entsteht

die Landbrise.

Am Tage erwärmt sich die Erdoberfläche wesentlich schneller als das Meer; es stellt sich die Konvektion ein und es beginnt eine Brise in Richtung Festland zu wehen; dies ist

die Meeresbrise.

#### 1 - Das Zusammentreffen der Meeresbrise mit dem Wind

Wenn die Küstenregion von einem Wind beherrscht wird, der in seiner Stärke der Meeresbrise entspricht und in der Richtung ungefähr entgegengesetzt ist, kommt es im Laufe des Morgens zu einem Aufgleiten der Luftmassen mit dem Charakter einer Kaltfront; so entsteht

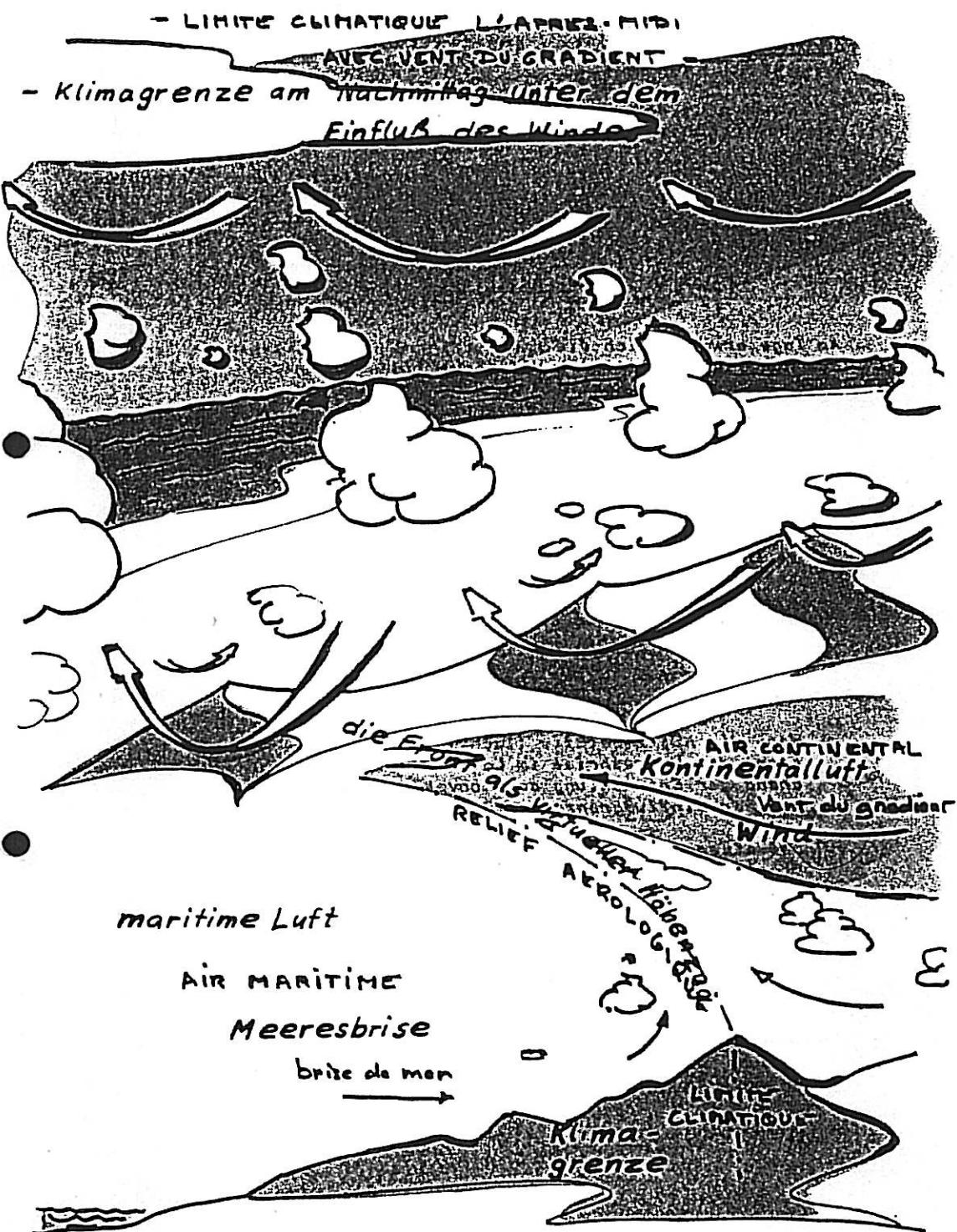
die Front der Meeresbrise.

Wenn die Küste relativ flach ist, verlagert sich die schwache Front der Meeresbrise im Laufe des Tages landeinwärts, entsprechend der Entwicklung der Konvektion; diese Verlagerung hängt von der Einflußgrenze der Brisen ab. (Fig. 1).

Bei einer gebirgigen Küste ist die Konvektion stärker und die Front der Meeresbrise ist wesentlich größer, wodurch die Wirkungen beim Zusammentreffen der Luftmassen verstärkt werden; die Verlagerung des Frontgeschehens landeinwärts geschieht schneller und hängt von der Höhe und der Entfernung der höchsten Bergkämme ab. Die Front folgt an der Erdoberfläche dem Höhenzug oder sie senkt sich in die Täler. (Fig. 2).

Bevor sie nicht die höchsten Gipfel erreicht hat, wirkt sie wie ein virtueller Höhenzug, der die Voraussetzung für eine Wellenbildung im Lee der Bergkämme begünstigt.

- 80 -



## 2 - Die tägliche Entwicklung der Front der Meeresbrise

Die Front der Meeresbrise ist zugleich eine Klimagrenze.

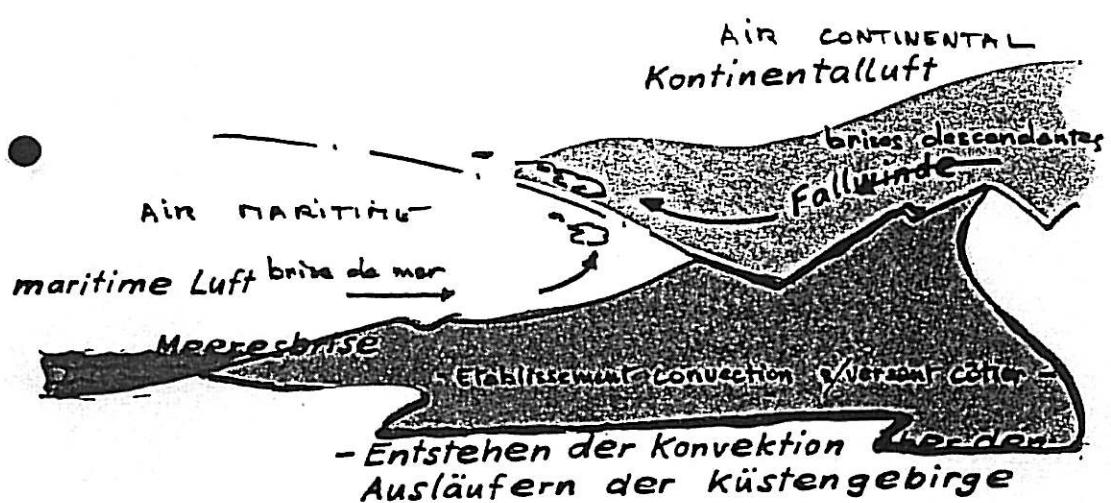
- Sie entspricht an warmen Tagesstunden dem maximalen Eindringen und der maximalen Dicke der maritimen Luftsicht; sie bewirkt das Auflösen des Wellentales einer gegebenenfalls bestehenden Wellenströmung und drängt die kontinentale Luft in die Höhe ab.
- Im Laufe der Nacht verschwindet die Front und die Klimagrenze, weil die Erdoberfläche sich schneller abkühlt als das Meer und der Wind die Meeresbrise verdrängt.

Wenn der Wind die Meeresbrise an Stärke übertrifft, kann die Entwicklung der Konvektion im Küstengebiet behindert sein, wenn nicht gar unmöglich werden.

In diesem Fall verschwindet die Klimagrenze, während mögliche Wellen des Küstenzuges sich wieder entwickeln.

- 82 -

- EVOLUTION DE LA CONFLUENCE EN COURS DE  
MATINÉE SANS VENT DU GRADIENT -



3 - Das Zusammentreffen der Meeresbrise und der talwärtsgerichteten Bergbrisen

In den Mittelmeerregionen, wo die Berge bis an das Meer reichen, können die Meeresbrise und die talwärtsgerichtete Bergbrise zusammentreffen.

Wenn nun die horizontale Luftdruckverteilung schwach ist, trifft sich die Meeresbrise, sobald sie entsteht und in Richtung der ersten Ausläufer eines Gebirges bläst, mit der talwärtsgerichteten Bergbrise und erzeugt eine Wetterfront. Der Umfang und die Ausbreitung dieser Hikrofront hängen von der Dauer der talwärtsgerichteten Brise ab.

Später verbindet sich die Meeresbrise mit den Hangbrisen und mit den talwärtsgerichteten Talbrisen.

Das Aufeinandertreffen von Luftströmungen dieser Art erlaubt manchmal einen früheren Start für einen Streckensegelflug, noch bevor die thermischen Aufwinde entstehen; ihre Ausnutzung bleibt jedoch unsicher.

E n d e

- 0 -

□□

**ERRATUM — KORRIGIEREN**

SEITE 1 — 3 Teil - N.B. Lies BESSEMOULIN statt Besmoulin

SEITE 2 — Benutzte Symbole

Wolken - vorletzte Zeile - Lies Cu-Hum statt Cu-humi

- letzte Zeile - Lies Cumulus-fractus

statt fracto- cumulus.

SEITE 7 — 1 Abschnitt - Letzter Satz - Lies in der Reihenfolge A, C, B  
statt C, B, A.

SEITE 29 — 10 Zeile - Lies gewöhnliche statt normale

SEITE 54 — Lies Föhnlücke statt Föhneffekt

N.B. - Der 2 Band in Vorbereitung behandelt die Ausmutzung.

**ENDE DES ERSTEN BANDS**

Text und Stick vom  
Centre de Formation Aéronautique  
von SAINT-AUBAN

Druckerei Centre Ecole SAINT-YAN