Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 156 (1976)

Rubrik: Fachvorträge

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 01.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

C. Fachvorträge

Geophysik / Géophysique

1. M. Bouët (Le Mont): Sur la progression de l'air froid du Jura aux Alpes

Le passage des fronts froids en un lieu donné est de règle accompagné de pluie, comme on le sait; les fronts secs sont rares. Le début d'une pluie frontale peut être de ce fait assimilé en première approximation au passage du front lui-même, bien que les deux phénomènes ne soient pas absolument simultanés. A Lausanne, par exemple, le retard moyen de la pluie sur le passage frontal est d'environ trois quarts d'heure, et dix minutes seulement pour les grains orageux.

Une comparaison fut faite, portant sur 208 cas bien nets, des heures du début de la pluie à Lausanne et à Altdorf (pluviogrammes) lorsqu'il y avait changement de masse par front froid. Le délai moyen qui dans 96% des cas est un retard d'Altdorf sur Lausanne est de 2,8 h. L'air froid atteint donc en moyenne la Suisse centrale presque trois heures plus tard que le bassin lémanique, mais deux heures seulement si l'on fait abstraction des situations de foehn. Les valeurs extrêmes du retard dans cette série furent de 10 h (14.06.64) par vent du sud-ouest et front lent, de 11 h (9.02.68) par foehn et de 12,3 h (28.11.64) par situation de foehn. Ce dernier supprime complètement la pluie à Altdorf quatre fois sur dix.

Entre Lausanne et Coire, le retard moyen de la pluie s'accroît d'environ 1,3 h; une comparaison sommaire avec Delémont a donné par contre une avance de l'ordre d'une demi-heure sur Lausanne; enfin pour Sierre le retard est de 2,6 h. Ainsi les pluies frontales mettent deux à trois heures pour atteindre le Valais central et environ quatre à cinq heures en moyenne pour progresser du Jura aux Grisons lors des invasions froides. Ce délai est évidemment très variable d'un cas à l'autre: parfois nul, il peut croître, comme on l'a vu, jusqu'à plus de dix heures.

Le retard moyen pour les passages frontaux proprement dits est évidemment un peu plus court; j'avais précédemment calculé celui de Montreux à Sierre (1,3 h) et celui de Lausanne à Zurich (1,0 h). En tous cas ces données indiquent nettement que la plupart des accidents frontaux intéressent la Suisse romande en premier lieu et progressent plus ou moins vite vers le massif alpin; elles apportent sur ce point quelques précisions sur la valeur probable des délais.

2. W. Good und E.J. Langham (Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos; Glaciology Division, Water Resources Branche, Inland Waters Directorate, Ottawa, Canada): Erkennung und Parametrisierung geometrischer Strukturen von ERTS/LANDSAT Bildern

1. Einleitung

Die heute zur Verfügung stehenden Mittel und Daten der Fernerkundung gestatten Fragestellungen der angewandten Erdwissenschaften aufzugreifen, die bis anhin kaum lösbar schienen.

So können Verteilungen von Wasser, Wald, Schnee, Eis, Kulturland und Siedlungsgebieten und deren Formen untersucht werden. 1) Die vorliegende Arbeit benützt digitales Bildmaterial von LANDSAT (der Name ERTS, Earth Resources Technology Satellite, wurde am 13.1.1976 in LANDSAT abgeändert) und eine Methode der numerischen Mustererkennung zur Diskriminierung zwischen Gebieten mit und ohne Wasser. Wasserflächen werden nach geometrischen Kriterien parametrisiert. Ein Satz charakteristischer Parameter beschreibt jedes einzelne Bild (Subframe). Mit Hilfe der Faktor-, Cluster- und Diskriminationsanalyse werden Bilder mit ähnlichen Parametern aufgesucht (numerische Klassifizierung) und die wichtigsten Klassenmerkmale ermittelt.

2. LANDSAT Daten

2.1 Technische Angaben von LANDSAT 11 2)
Flughöhe 905 km
Umlauf Sonnensynchron
Zeit zwischen 2 Bildern 18 Tage
Fläche pro Bild 100 x 100 (naut. Seemeilen)^2
Auflösung ca. 100 m

2.2 Spektralbereiche
2.2.1 Return Beam Vidicon camera System (RBV)

Band 1	0.475 – 0.575	micrometer (μm)
Band 2	0.580 – 0.680	micrometer
Band 3	0.698 – 0.830	micrometer

2.2.2 Multispectral scanner (MSS)

Band 4	0.50 – 0.60	micrometer (μm)
Band 5	0.60 – 0.70	micrometer
Band 6	0.70 – 0.80	micrometer
Band 7	0.80 – 1.10	micrometer

2.3 Optimale Diskrimination
Für jedes Problem gibt es eine oder mehrere Wellenlängen, die eine gute Unterscheidung erlauben:

Band 4 hat die grösste Eindringtiefe in Wasser und lässt dessen Trübung messen. Zudem weist dieser Wellenbereich die beste Rückstrahlung von trockenem und nassem Schnee auf.

Band 5 erlaubt eine gute Identifizierung von Strassen sowie von Vegetationstypen.
Band 6 gute Diskrimination Wasser/Land, geeignet zur morphologischen Untersuchung von Flussläufen.
Band 7 geringste Eindringtiefe in Wasser, deshalb optimale Diskriminierung Land/Wasser. Starke Rückstrahlung von trockenem, geringere von nassem Schnee.

3. Formerkennung (Pattern recognition)

3.1 Merkmalsdefinition

Jeder Messpunkt besteht aus 3 RBV und 4 MSS Werten. Das Intensitätsintervall I_{min} (0) $\leq I \leq I_{max}$ (6) im Spektralband 7 entspricht dem verwendeten Merkmal. Dem primären Merkmal I (Intensität) kann somit ein sekundäres Merkmal M (Wasser) zugeordnet werden.

3.2 Homogene Rasterpunkte

Homogene Rasterpunkte haben in ihrer nächsten Umgebung 4 Nachbarpunkte, die sich bezüglich Merkmalwert um weniger als einen vorgegebenen Betrag ($\Delta I \leqslant \epsilon$) unterscheiden.

3.3 Gebiet und Rand

Das Innere eines Gebietes ist eine zusammenhängende Menge von homogenen Punkten. Der Rand ist eine Kette der dieser Menge am nächsten gelegenen, nicht homogenen Punkte.

3.4 Abschnitt

Das Formerkennungsprogramm M3STER.FTN 3) kann in seiner jetzigen Version ca. 10'000 Punkte im Kernspeicher haben. Die Verarbeitung eines Bildes mit mehr Rasterpunkten (z.B. 600 x 600) hat deshalb abschnittsweise zu erfolgen. Mit der minimalen Zeilenzahl von 3 (eine obere und untere Ueberlappungszeile, 1 Arbeitszeile) könnte eine Zeile demzufolge ca. 3'300 Punkte aufweisen.

3.5 Operationeller Aufbau des Randes

Das Bild der homogenen Gebiete wird ein erstes Mal zeilenweise abgetastet und der erste, nicht homogene Punkt bestimmt (erster Randpunkt). Vom letzten inneren, homogenen Punkt werden im Bereich der 8 nächsten Nachbarn weitere Randpunkte ermittelt. Nach Durchlaufen einer Zeile kommt die folgende an die Reihe.

4. Parametrisierung der berandeten Gebiete

Nun wird das Bild der homogenen, berandeten Gebiete zeilenweise abgetastet und beim Durchlaufen des Randes der Schwerpunktsvektor
$\bar{S} = \iint (x_1, x_2)\, dx_1\, dx_2$ und der zweidimensionale Trägheitstensor
$\theta_{ik} = \iint (\delta_{ik} (x_1{}^2 + x_2{}^2) - x_i x_k)\, dx_1\, dx_2$ gebildet.

GRUPPENZUGEHOERIGKEIT UND AUSWAHL DER BENUETZTEN PARAMETER

GRUPPE 1	2	3	4	5	6	7		
	●						1	PUNKTDICHTE
	●						2	MITTLERER GEBIETSDURCHMESSER
						●	3	MITTLERE FREIE WEGLAENGE
●			○				4	MITTLERER KONKAVER RADIUS DER BERANDUNGSKURVE
○			●	•			5	MITTLERER KONVEXER RADIUS DER BERANDUNGSKURVE
						●	6	MITTLERER WINKEL ZWISCHEN LABORKOORDINATENSYSTEM UND HAUPTACHSENSYSTEM DES TRAEGHEITSTENSORS
	●						7	VARIANZ
●							8	VERHAELTNIS DER HAUPTACHSEN DES TRAEGHEITSTENSORS
	○	●					9	VARIANZ
●		○					10	MITTLERE ELLIPTIZITAET
	○	•	●	●			11	VARIANZ
			○	●	•		12	MITTLERE GEBIETSELAECHE
		●	•		○		13	VARIANZ
			○	●			14	MITTLERE BERANDUNGSLAENGE
		●					15	VARIANZ
						●	16	MITTLERE INTENSITAET DER GEBIETE
		○	●				17	VARIANZ
		●					18	RELATIVE VARIANZ DER GEBIETSINTENSITAET
	●	○					19	VARIANZ
			○	●			20	MITTLERE KONVEXITAET DER GEBIETE
			○	●			21	VARIANZ

SLF
ZNo 4-1385

Tabelle 1 Gruppenzugehörigkeit und Auswahl der benützten Parameter.

Beim Uebergang vom Rand- zum Abschnitt- und Gebietskoordinatensystem sind verschiedene Koordinatentransformationen auszuführen.

Weitere Parameter werden direkt oder mit Hilfe der ersten beiden bestimmt. Für jedes verarbeitete Bild (Individuum j) entsteht so ein Satz von 32 Grössen x_{jk} (k = 1, ...32). Die nicht koordinatenfreien Parameter und diejenigen, die in irgend einer Form die Gebietszahl enthalten, wurden zugunsten der formbeschreibenden Parameter eliminiert. Die verbleibenden 21 Parameter (siehe Tab. 1) sind teilweise linear abhängig; Punktdichte P, mittlerer Gebietsdurchmesser D und freie Weglänge A z.B. sind offensichtlich miteinander korreliert. Die 21 Basisvektoren des Zustandsvektors X_j, des Individuums j, sind die Erwartungswerte $\hat{x}_k$ der p Parameter x_{jk}

(j = 1, ...N). Sie sind weder orthogonal noch normiert, weshalb Abstände in einem p-dimensionalen Vektorraum keine einfachen Funktionen der Komponenten des Zustandsvektors sind.

5. Mathematische Behandlung

5.1 Wahl eines optimalen Koordinatensystems

Es liegt nahe, den Abstand zwischen 2 Endpunkten der Ortsvektoren (Zustandsvektoren) X_i, X_k zu betrachten. Dieser sollte ein Mass für den Unterschied der beiden Individuen darstellen. Die allgemeine Abstandsformel

$$d^2 (q_i, q_k) = \sum_{i,k} m_{ik}\, dq_i\, dq_k$$

und die zusätzliche Bedingung der Dreiecksungleichung definieren einen metrischen Tensor $M = m_{ik}$. Für den Spezialfall eines cartesischen Koordinatensystems wird M = I (Einheitstensor, $m_{ik} = \delta_{ik}$).

5.2 Faktoranalyse

Es kann gezeigt werden 4), 5), dass eine Lösung des Eigenwertproblems

$$u^{-1}\, P^T P\, u = \Lambda$$

existiert und diese ein optimales, orthonormiertes Koordinatensystem liefert, das die folgenden Eigenschaften aufweist:

- u_i sind die Eigenvektoren zu den Eigenwerten λ_i
- Die Komponenten von u_i sind Linearkombinationen der Erwartungswerte $\hat{x}_k$ der Parameter x_{jk}.
- Die Elemente der Matrix P sind:

$$P_{jk} = \frac{x_{jk} - \bar{x}_k}{\delta_{x_k}}$$

- $P^T P$ ist die Korrelationsmatrix.
- Der erste Eigenvektor ist so gewählt, dass die Quadratsumme der darauf projizierten Zustandsvektoren der Individuen maximal ist (maximale Dispersion).
- Durch verschiedene Skalierung der Achsen (Faktoren) können unterschiedliche Abstandsverhältnisse sichtbar gemacht werden.
- Individuen und Parameter lassen sich in diesen Koordinatensystemen darstellen.

6. Formerkennung II

6.1 Clusteranalyse

Nun wird versucht, mit einem Abstandskriterium die Frage zu beantworten, ob sich eine "natürliche" Häufung von Individuen in wenige Gruppen

(Clusters) anbietet. Dieses Abstandskriterium, d^2 ist die Quadratsumme der Abstände der Gruppenindividuen zum Gruppenschwerpunkt

$$d_G^2 = \sum_{j=1}^{N_G} \Delta^2 (P_j, P_s)$$

Die beste (natürliche) Gruppenbildung ist dann erreicht wenn die Zielfunktion Z minimal wird (6).

$$Z = \Sigma\, d_G^2 = \min.$$

Z hängt nicht nur von der Zahl der Cluster, sondern auch von der Anfangspartition, das heisst von der ursprünglichen Zuweisung der Individuen in die einzelnen Cluster ab. Durch iterativen Einsatz des Clusteralgorithmus KMEANS 6) bezüglich Anfangspartitionen und Clusterzahl wurde versucht, diesem Umstand Rechnung zu tragen. Die Anfangspartitionen werden durch einen Zufallszahlengenerator bestimmt und von den relativen Minima von Z wird nur das kleinste abgespeichert (Minimalkonfiguration). Es zeigt sich, dass bestimmte Individuen praktisch unabhängig von Clusterzahl und Anfangspartition immer wieder zusammengruppiert werden. Diese stabilen Individuen bilden natürliche Gruppen (Strong pattern), K, GN, GS, ... LN in Tabelle 2.

Eine weitere Möglichkeit die Gruppenzuweisung zu überprüfen, wurde durch verschiedene Normierung der orthogonalen Achsen benutzt. In den definitiven, natürlichen Gruppen wurde der Durchschnitt der Individuen aus obigen Verfahren belassen.

$$I_{ij} = I_{ik}(B_1) \cap I_{i\ell}(B_2) \cap \ldots.$$

I_{ij} Individuen der definitiven, natürlichen Gruppe i

I_{ik} (B_1) Individuen der natürlichen Gruppe i mit den Bedingungen B_1

6.2 Diskriminationsanalyse

Die definitiven, natürlichen Gruppen, ohne lose gebundene Individuen, weisen geringe Parameterstreuungen auf. Für jede Gruppe wurde eine Diskriminationsfunktion F_i und die Koeffizienten c_{ik} für die k Parameter bestimmt 4), 7).

Auf diese Weise lassen sich die übrigen Individuen in eine der definitiven Gruppen zuweisen (1, 2, ... 7 der Tabelle 2) und der Verwandtschaftsgrad zu den andern Gruppen wird ersichtlich.

6.3 Klassierung neuer Individuen

Die Koordinaten des Zustandsvektors des zu klassierenden Individuums werden zentriert und gewichtet

$$X_i \rightarrow P_i \left(\frac{x_{i1} - \bar{x}_1}{\delta_{x_1}}, \frac{x_{i2} - \bar{x}_2}{\delta_{x_2}}, \ldots\ldots\right)$$

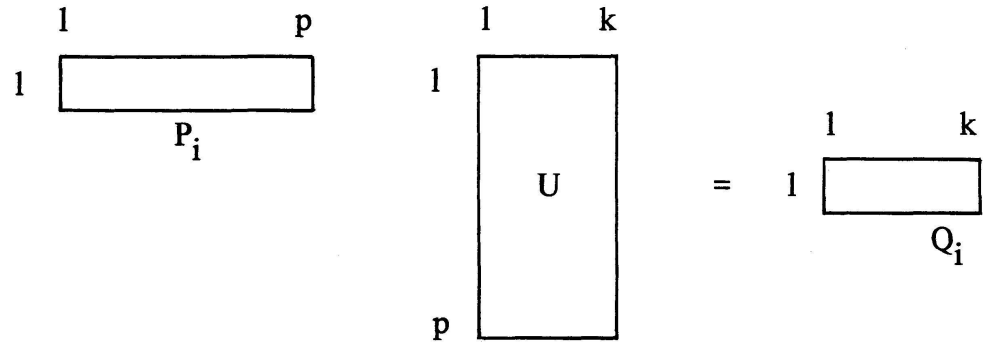
Der transformierte Zustandsvektor P_i wird auf die bestehenden Eigenvektoren projiziert.

IDENTIFICATION	SUBFRAME	SUBFRAME (600 × 600 PIXEL) 1	2	3	4	5	TAPE #	FRAME	GROUPS
PICTURE CENTRE: 24-13 / 67 N, 72 W DATE, CLOUDINESS: 29-07-74, 10% "KOUKDJUAK"	1	/	/	1	/	/	5147	1736-15482	1K
	2	/	2	K	/	/			
	3	/	K	K	2	/	5155		
	4	/	1	K	7,1	2,7			
PICTURE CENTRE: 20-22 / 54 N, 76 W DATE, CLOUDINESS: 25-07-74, 0% "GRDE RIVIERE"	1	GN	2	2	GN	GN	5149	1732-15292	2GN
	2	/	2	2	2,3	GN			
	3	GN	GN	GS	/	2,3	5150		3GS
	4	3	GS	GS	GS	2			
PICTURE CENTRE: 19-24 / 51 N, 76 W DATE, CLOUDINESS: 11-08-74, 1% "RUPERT RIVER"	1	R1	R1	R1	R1	R3	5156	1749-15235	4R1
	2	6	R3	R3	R2	R2			5R2
	3	R1	/	2,3	2,3	2,3	5148		6R3
	4	R2	R2	4	3	/			
14-27 / 47 N, 71 W 24-07-73, 30% "LAURENTIDES"	1	LN	LN	LN	LN	7,2	4443	1366-15052	7LN
	2	LN	LN	LN	LN	7,2			

SLF 4
ZNo.3-0486

"STABLE } INDIVIDUALS" { (K)
"ATTRIBUTED } INDIVIDUALS" { (I)

Tabelle 2 Frame- und Subframeinformationen und Gruppeneinteilung.



Gemäss 6.2 wird mit den vorher bestimmten Funktionen und Koeffizienten das Individuum (Q_i) in eine der definitiven, natürlichen Gruppen zugewiesen.

7. Numerische Berechnungen

Die nachstehende Tabelle gibt Auskunft über die benutzten Programme und Subroutinen und die ausgeführten Berechnungen. Die Kosten für 1 Bild (Subframe 600 x 600 Bildpunkte) gemäss der folgenden Zusammenstellung betragen ca. SFr. 300.–.

Name	Maschine	Bibliothek	Berechnung
TAPRED	CDC 6000	SLF	Extraktion von Kanal und Bild
M3STER	CDC 6000	SLF	Formerkennung + Parametrisierung
M. FAC	PDP 11/45	SLF	
Subr.: CORRE		IBM/dec 8), 9)	
EIGEN		IBM/dec	
TRACE		IBM/dec	Faktoranalyse
LOAD		IBM/dec	
FACT		SLF	
MCLUST	PDP 11/45	SLF	Clusteranalyse
Subr.: KMEANS		SLF 6)	
MDISCR	PDP 11/45	SLF	
Subr.: DMATX		IBM/dec	
MINV		IBM/dec	Diskriminationsanalyse
DISCR		IBM/dec	
MGRPFL	PDP 11/45	SLF	Zuweisung neuer Individuen

Tabelle 3 Zusammenstellung der numerischen Berechnungen.

8. Diskussion der Resultate

8.1 Geographische Angaben

In der vorliegenden Arbeit wurden vier Gegenden aus Kanada so ausgesucht, dass möglichst verschiedene Seentypen miteinander verglichen werden konnten.

Jedes Gesamtgebiet (frame) wurde in 20 Bilder (Subframes) unterteilt. Die nicht verarbeiteten Bilder sind auf der Tab. 2 durchgestrichen. In derselben Tabelle sind auch Angaben über Bildzentrum, Aufnahmedatum und -Bedingungen zu finden.

8.1.1 Koukdjuak River

Der Koukdjuak River verbindet das Foxe Basin mit dem Nettling Lake auf Baffin Island. Die Great Plain of the Koukdjuak ist gekennzeichnet durch eine grosse Anzahl zum Teil kreisrunder Seen (Abb. 1).

8.1.2 Grande Rivière

Dieses Flusssystem besitzt sein Einzugsgebiet östlich des Ueberganges der James Bay in die Hudson Bay und ist sehr fein gegliedert (Abb. 2).

8.1.3 Rupert River

Der Rupert River mündet in die James Bay an ihrem Südende ein. Verglichen mit 8.1.2 ist dieses Flussnetz weitmaschig und nur sehr grob gegliedert.

8.1.4 Laurentides

Dieses Gebiet liegt zwischen dem oberen Ende des St. Lawrence Trichters und dem Lake St. Jean am Saguenay River (Abb. 3).

8.2 Natürliche Gruppen

Die natürlichen Gruppen sind aus den stabilen und den zugewiesenen Individuen oder Bilder zusammengesetzt (Tab. 2).

Interessant ist die Feststellung, dass z.B. die Bilder Koukdjuak (2,2) und Koukdjuak (3,4) mehr gemein haben mit den ca. 2'000 km südlicher gelegenen Individuen Grande Rivière (1,1) und Grande Rivière (1,2) als mit ihren nächsten Nachbarn.

8.3 Orientierung der Seen

Von den berechneten Parametern sei einer etwas näher erläutert:
Der Parameter Nr. 6 (Tab. 1) ist der mittlere Winkel zwischen der längeren Hauptachse des Trägheitstensors und der X_1 Richtung des Laborkoordinatensystems. Die Dichtefunktionen sind in Abb. 4 und die Summenkurven in Abb. 5 dargestellt. Da die Flugbahn von LANDSAT nicht genau N-S verläuft – sie schneidet die Längenkreise in der Bildmitte von Koukdjuak unter 26°, von Laurentides unter 16° – sind diese Werte von den Zahlen beider Darstellungen zu subtrahieren, um den Winkel zur W-E-Richtung zu erhalten:

Mit Ausnahme der Seen des Gebietes Laurentides, weichen alle anderen, zum Teil erheblich, von einer Zufallsverteilung – entsprechend der Diagonale in Abb. 5 – ab. Das scharfe Maximum zwischen 10 und 20° bildet sich bei der Gruppe R 1 zurück, es erscheint ein Nebenmaximum bei 40°, das für R 2 zum Hauptmaximum wird (Abb. 4).

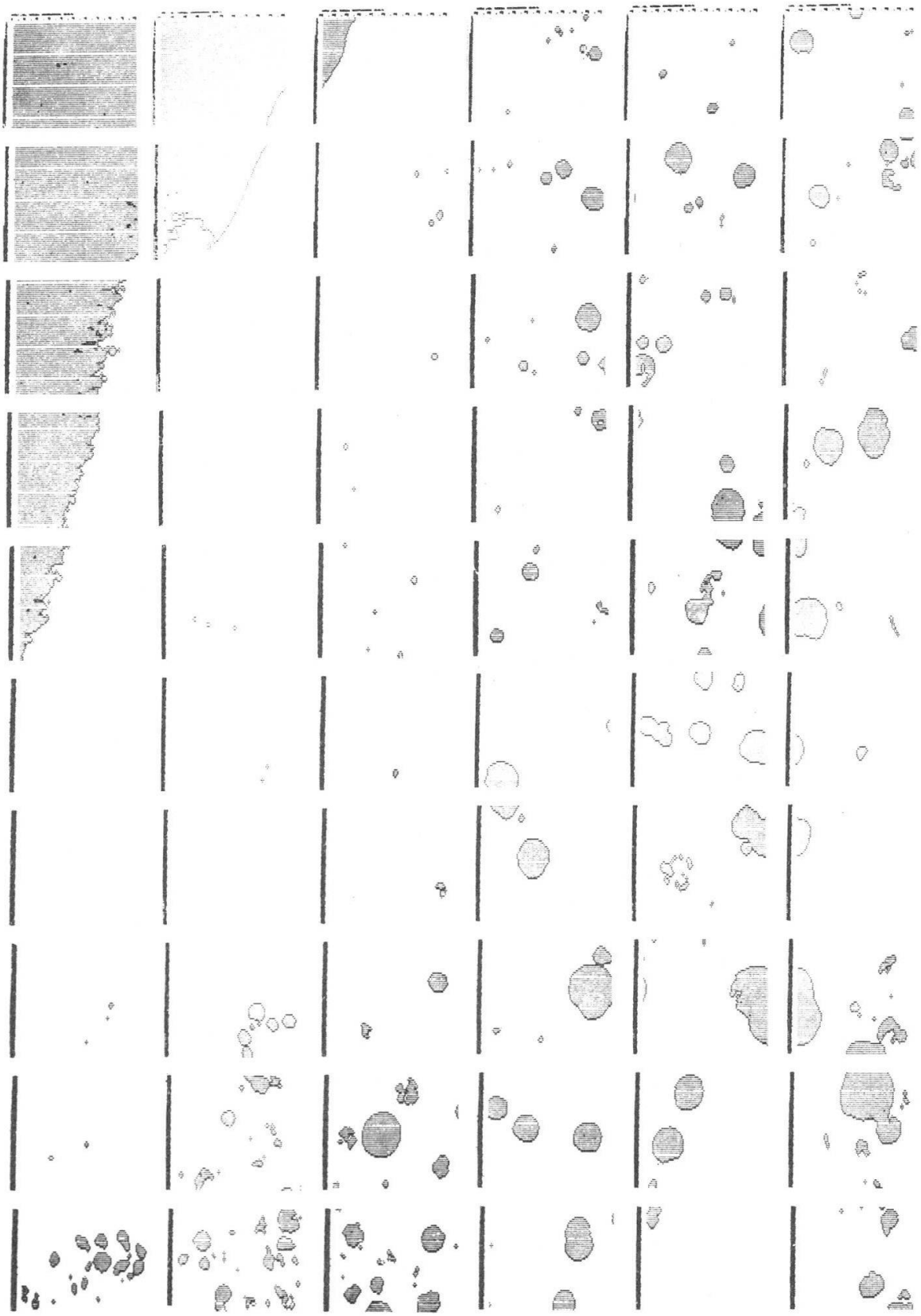


Abb. 1 Repräsentatives Individuum der Gruppe Koukdjuak ($_1$K).

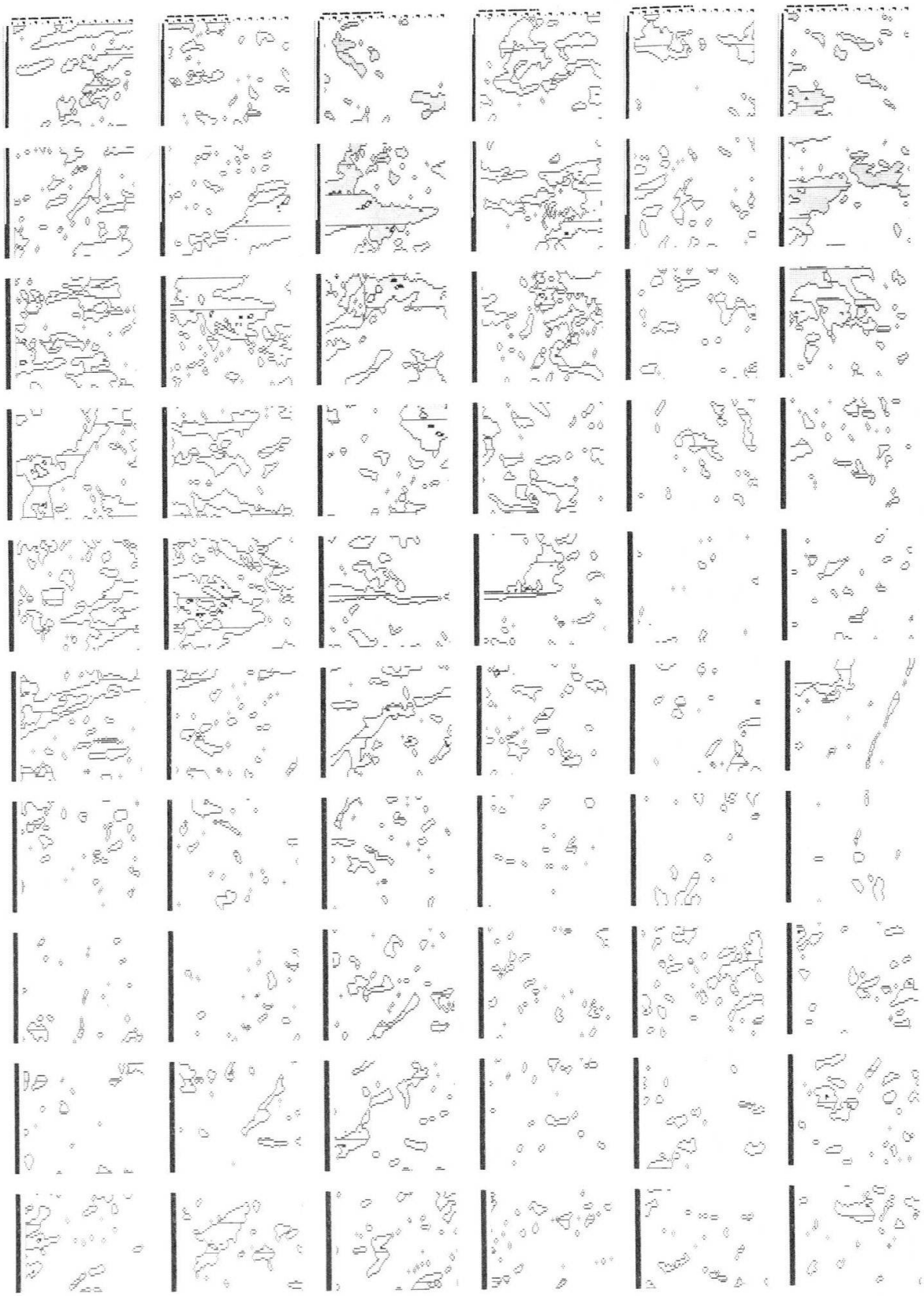


Abb. 2 Repräsentatives Individuum der Gruppe Grande Rivière Nord ($_2$GN).

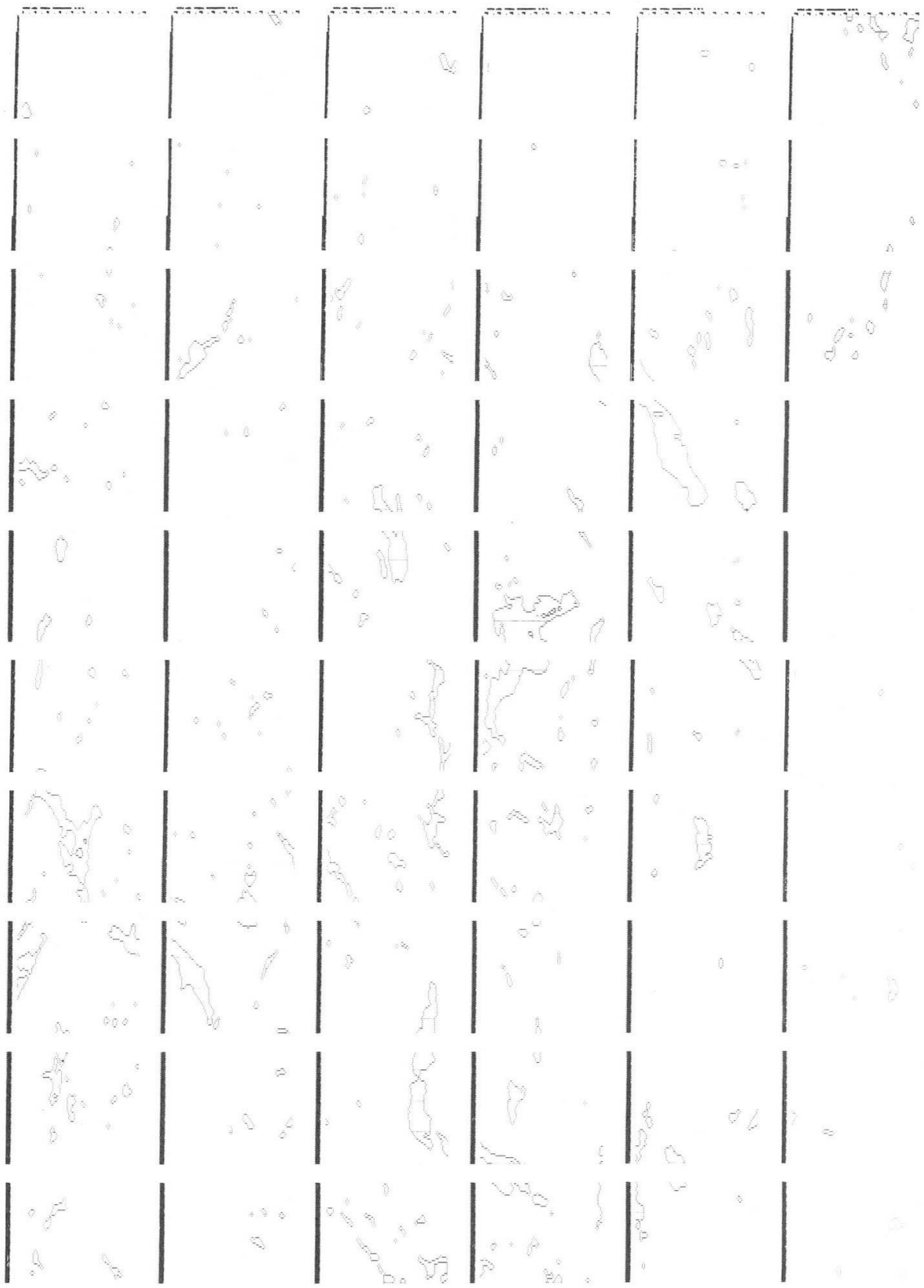


Abb. 3 Repräsentatives Individuum der Gruppe Laurentides ($_7$LN).

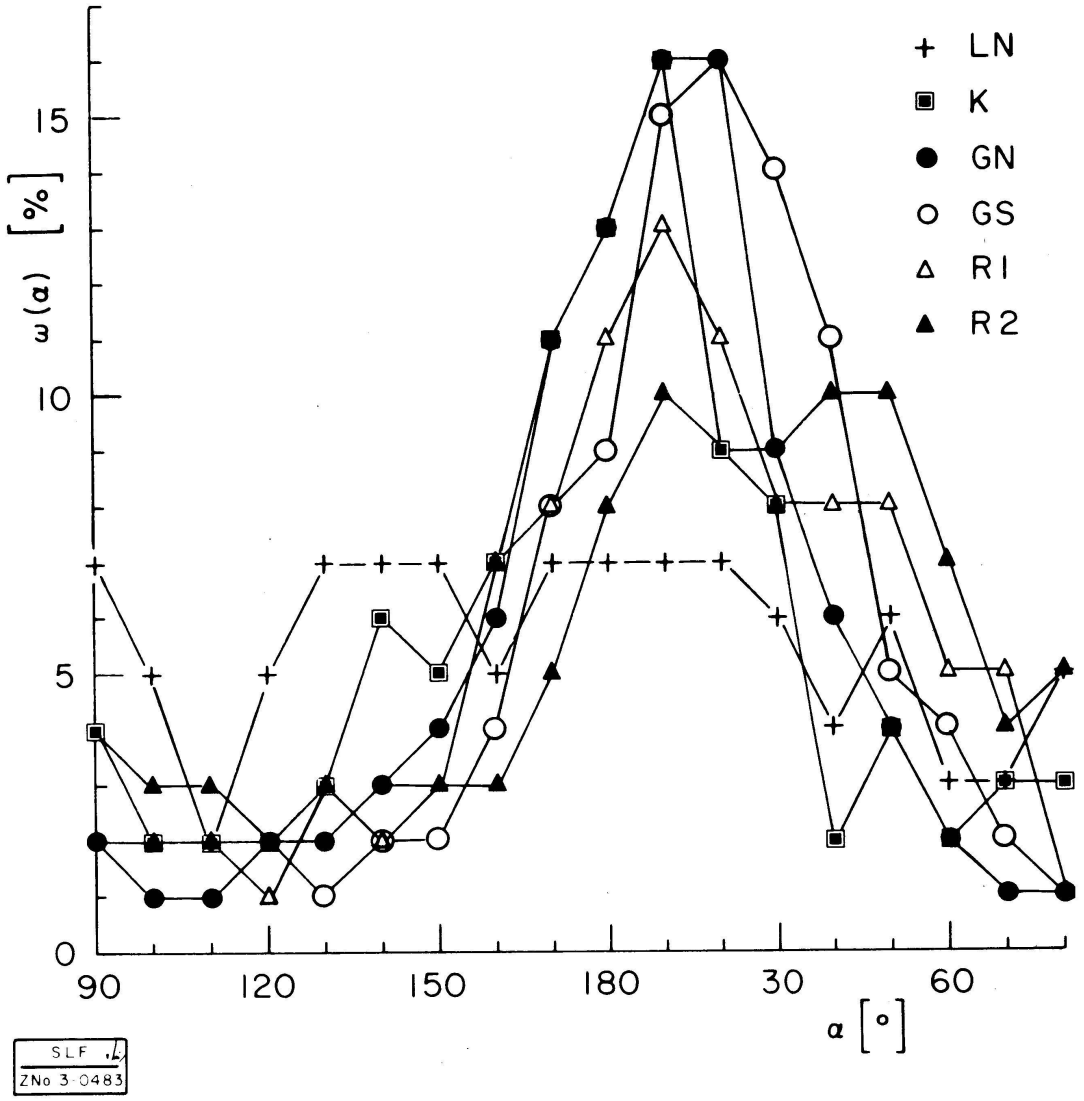


Abb. 4 Ausrichtung der Gebiete. α = ∡ (Trägheitsmoment I_1, Scanrichtung).

8.4 Gruppeneinteilung in der Faktordarstellung

In Abb. 3 ist die erste Hauptebene (F_1, F_2) mit den 38 stabilen Individuen und den Schwerpunkten der natürlichen Gruppen dargestellt. Die wichtigsten Komponenten des Faktors F_1, die Parameter Berandungslänge c, die Varianz von c und die Gebietsfläche a, sind negativ korreliert. Also liegen Individuen, deren Gebiete gleichmässig klein sind und eine einfache Berandung aufweisen, im ersten oder vierten Quadranten (Koukdjuak, Abb. 1 und Laurentides, Abb. 3).

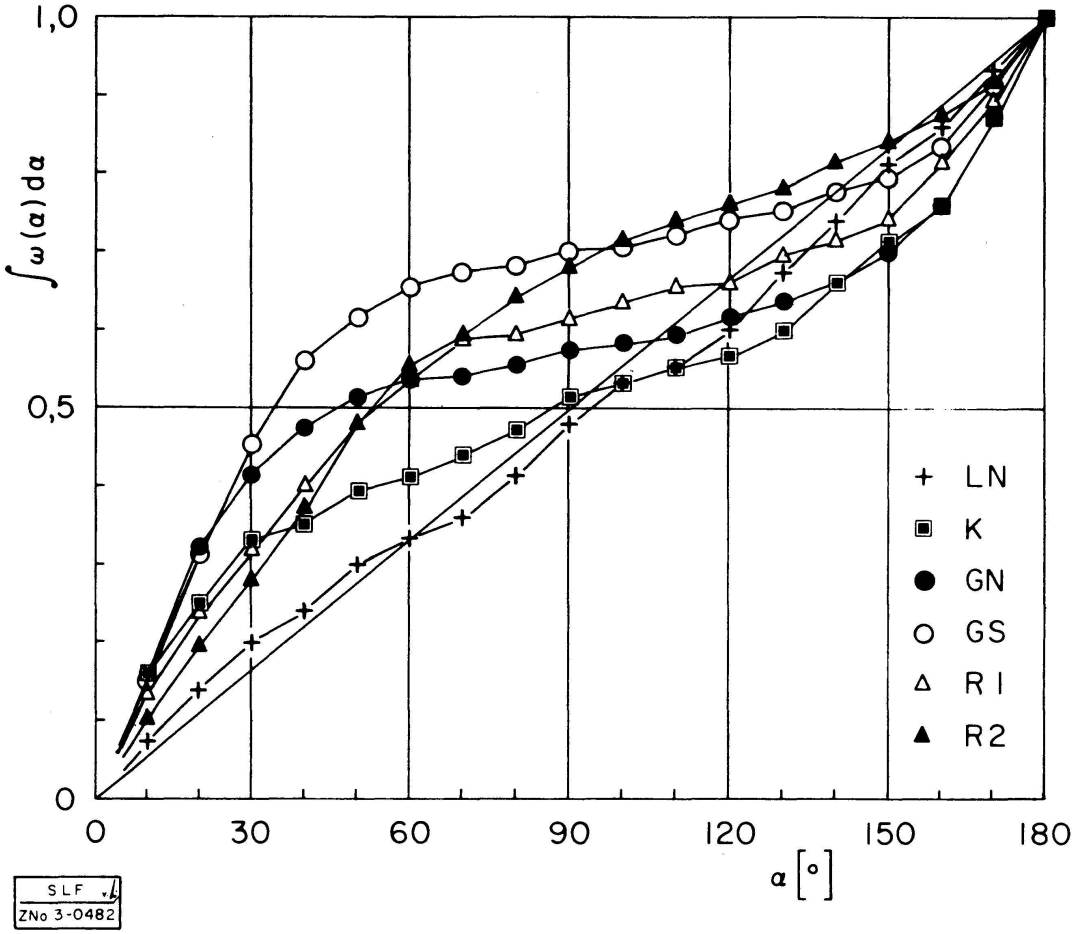


Abb. 5 Abweichung der Ausrichtung der Gebiete von einer Zufallsverteilung.

Die Achse F_2 ist positiv mit der freien Weglänge A korreliert. Die Individuen der Gruppe Grande Rivière Nord, mit der sehr grossen Anzahl Seen und den kleinen Abständen zwischen ihnen, und ihr Schwerpunkt, sind deshalb in der unteren Halbebene anzutreffen.

In ähnlicher Weise lassen sich in den anderen Hauptebenen interessante Zusammenhänge aufzeigen. Die Berechnungen wurden mit 6 Faktoren durchgeführt, was einer Beschränkung auf 80% der totalen Information entspricht.

8.5 Parameter und Gruppen

Nicht nur die weniger eindeutig zu den einzelnen Gruppen gehörenden Individuen lassen sich mittels Diskriminations-Funktionen und Koeffizienten zuweisen, auch die Parameter gehören zu gewissen Gruppen und charakterisieren diese. Tab. 1 gibt die Beeinflussung der Gruppen durch die 21 Parameter und ihrer Grösse (● > 0 > •). So charakterisiert die Punktdichte beispielsweise vor allem die Gruppe 2 (GN).

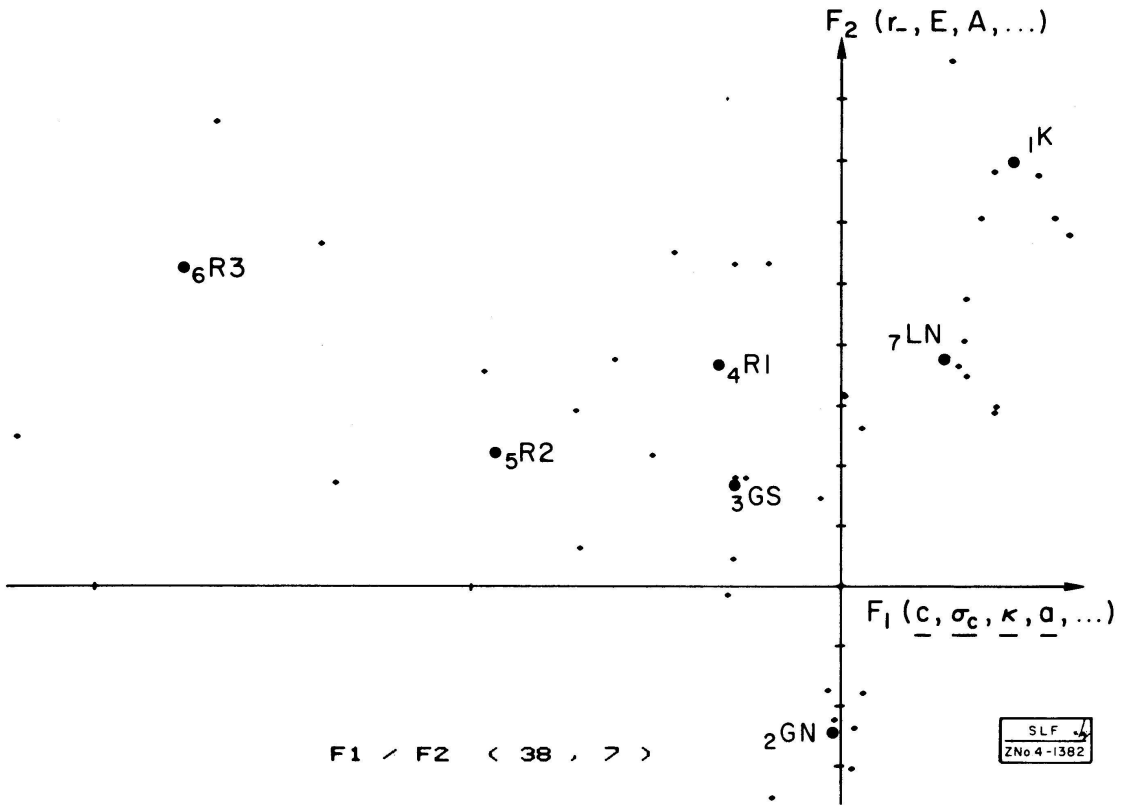


Abb. 6 Stabile Individuen und natürliche Gruppen in der ersten Hauptebene.

9. Ausblick

Die hier skizzierte und am Beispiel von LANDSAT-Daten erläuterte Methode der Erkennung, Parametrisierung und Darstellung relevanter Strukturinformation scheint allgemein anwendbar zu sein.

Sie wurde beispielsweise schon eingesetzt um Gefüge- (Schnee) Schnitte zu charakterisieren und diese mit mechanischen Messwerten zu verknüpfen. 10)

Der beschriebene Analysegang will keine endgültigen Resultate vorweisen. Vielmehr sollen diese Angaben dem Interpretator (Geograph, Geomorphologe, Hydrologe, ...) die Beantwortung seiner spezifischen Fragestellungen erleichtern.

Wir danken dem Canadian Centre for Remote Sensing, Ottawa für die Ueberlassung der Datenbänder und der LANDSAT-Informationen, sowie dem Rechenzentrum der ETH, Zürich für die zur Verfügung gestellte Rechenzeit.

Literaturangaben

1) Fürbringer W. und Haydn R. 1974. Zur Frage der Orientierung nordalaskischer Seen mit Hilfe des Satellitenbildes. Polarforschung, **44**, p. 47 - 53.
Gfeller R.E. 1975. Untersuchungen zur automatisierten Schneeflächenbestimmung mit Multispektralaufnahmen des Erderkundungssatelliten ERTS-1. Dissertation, Universität Zürich.
Lee D.R. und Sallee G.T. 1970. A Method of Measuring Shape. The Geographical Review, **60**, 4, p. 555 - 563.
Seidel K. 1976. Digitale Bildverarbeitung. Technischer Bericht, Photographisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich.
2) 1975. General LANDSAT Information Kit. Canadian Centre for Remote Sensing, Ottawa, Ontario, Canada.
3) Crettol R. und Good W. 1974. MSTER- Ein Programm zur Bestimmung von strukturellen Parametern mittels Computer - kompatibeln Abbildungen von Schneedünnschnitten. Interner Bericht No. 536. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos.
4) Cooley W.W. und Lohnes P.R. 1971. Multivariate Data Analysis. John Wiley & Sons, Inc. New York.
5) Lebart L. und Fenelon J.P. 1973. Statistique et Informatique Appliquées. 2ème édition, Dunod, Paris.
6) Späth H. 1975. Cluster-Analyse-Algorithmen. R. Oldenbourg Verlag, München.
7) Romeder J.-M. 1973. Méthodes et Programmes d'Analyse Discriminante. Dunod, Paris.
8) 1970. IBM System/360 Scientific Subroutine Package. Version III. 5th edition. IBM Corporation, Technical Publications Departement, New York.
9) 1973. dec-11-SSP Reference Manual. Digital Equipment Corp., Maynard, Mass.
10) Good W. 1976. Multivariate Data Analysis to Describe Intra- and Inter-Granular Relations in Thin Sections. Proceedings of the Fourth International Congress for Stereology, NBS, Gaithersburg, Maryland, September 1975, p. 75 - 78.

3. W. Kuhn und J. Quiby (Schweiz. Meteorologische Zentralanstalt, Zürich): Dynamischer Beitrag zur Niederschlagsprognose in der Schweiz

Die numerischen Prognosen, die wir von den Wetterdiensten der BRD und der USA zweimal täglich erhalten, beruhen auf physikalischen Simulationsmodellen der Atmosphäre, deren Differentialgleichungen nach der Methode der finiten Differenzen in Gittern mit etwa 350 km horizontaler Maschenweite gelöst werden. Prognostiziert wird in erster Linie die Höhe von Standard-Isobarenflächen über der ganzen Nordhemisphäre, und zwar auf 24, 48 und 72 Stunden, teils auch auf 5-6 Tage im voraus. Entsprechend der Maschenweite können mit einem solchen Verfahren Tief- und Hochdruckgebiete und Wellen des Druckfeldes mit charakteristischen horizontalen Abmessungen von 1'000 km und mehr erfasst werden, während kleinere Gebilde verfälscht oder gar nicht wiedergegeben werden. Die Vorhersage des Wetters in der Schweiz auf Grund der grossräumigen Prognosenkarten bleibt Aufgabe der Meteorologen.

Um diese Aufgabe objektiver zu gestalten, wurden in den letzten Jahren auf Grund vergangener Wetterlagen *statistische* Zusammenhänge zwischen grossräumigen Parametern und lokalem Wetter ermittelt mit dem Ziel, diese Zusammenhänge auf die als richtig angenommenen Prognosenkarten anzuwenden.

Als Ergänzung zu diesen bereits bewährten statistischen Verfahren haben die Autoren in Zusammenarbeit mit einem vom Nationalfonds besoldeten Mathematiker, Herrn Peter Fink, ein *dynamisches* Verfahren entwickelt, bei welchem auf Grund der grossräumigen Topographie von Isobarenflächen zunächst die gleichzeitige *vertikale Windkomponente* im Alpenraum berechnet wird. Da zwischen der vertikalen Windkomponente und der Entstehung von Niederschlägen eine enge Beziehung besteht, wurde dieses Verfahren als Hilfe für die Niederschlagsprognose konzipiert.

Es handelt sich um ein diagnostisches Modell, d.h. die Zeit tritt in den Differentialgleichungen nicht explizit auf. Bei einem diagnostischen Verfahren gibt es keine rechnerische Instabilität, und die zur Durchführung der Rechnungen erforderliche Computerzeit ist viel kleiner als bei einem prognostischen Verfahren.

Für unser meso-synoptisches Modell verwenden wir ein Gitter, dessen horizontale Maschenweite einen Zehntel derjenigen des hemisphärischen Gitters, also rund 35 km, beträgt. Die entsprechende Topographie der Alpen wurde durch Mittelung der Geländehöhe im gleichen 35 km-Raster erhalten.

Die Strömung in der Grundschicht beeinflusst die dreidimensionale Verteilung der vertikalen Windkomponente durch das erzwungene Auf- und Absteigen der Luft in geneigtem Gelände und durch die Reibung. Die Obergrenze der Grundschicht wird willkürlich mit der 850mb-Fläche identifiziert, und die im 850mb-Niveau aus den Grundschichteffekten sich ergebende Vertikalbewegung wird im Prinzip als untere Randbedingung für die Vorgänge in der darüberliegenden freien Atmosphäre angesehen. Oberhalb der Grundschicht werden die Gesetze der reibungsfreien Dynamik, wie sie über dem Ozean gelten, als erfüllt betrachtet.

Wir haben nebeneinander zwei Verfahren mit verschiedenem Freiheitsgrad entwickelt. Das erste stützt sich auf das sogenannte äquivalent-barotrope Modell der Atmosphäre, bei welchem oberhalb der Grundschicht die Windrichtung von der Höhe bzw. vom Druck unabhängig ist; das zweite auf die Omegagleichung, eine lineare Differentialgleichung zweiter Ordnung zur Bestimmung der vertikalen Windkomponente auf hydro- und thermodynamischer Grundlage. Diese beiden Modelle werden im weiteren abgekürzt als *barotrop* und *baroklin* bezeichnet.

Das barotrope Modell verwendet ausschliesslich Eingabedaten aus dem 500mb-Niveau; der Bodenwind wird anhand des geostrophischen 500mb-Windes parametrisiert. Beim baroklinen Modell werden Daten vom 850-, 700-, 500- und 300mb-Niveau gebraucht, wobei der geostrophische 850mb-Wind als Grundlage für die Parametrisierung des Bodenwindes dient.

Bei der Parametrisierung des Bodenwindes wird in Anlehnung an ein von Reuter und Pichler beschriebenes Näherungsverfahren die Deformation der Vertikalprojektion der Stromlinien durch die Alpen berücksichtigt.

Als Ausgangsmaterial für die Entwicklung und Prüfung der Methoden wurden Magnetbänder mit numerischen Analysen, die uns das Zentralamt

des Deutschen Wetterdienstes verschafft hatte, benützt. Aus diesem Material wählten wir zwanzig 00h-Termine (GMT) des Jahres 1971 so aus, dass ein möglichst breites Spektrum von typischen Grosswetterlagen Mitteleuropas vertreten war. Zu jedem dieser zwanzig Termine wurden aus dem Klimaarchiv der MZA die von 18h des Vortages bis 06h des Stichtages gefallenen Niederschläge von 130 Klimastationen herausgesucht und im feinen Raster felderweise gemittelt.

Von Anfang an war eine gewisse Entsprechung von berechneten Aufwinden und gemessenen Niederschlägen erkennbar. Eine Analyse der Resultate zeigte jedoch bald, dass die aus dem groben Gitter und die aus dem feinen Gitter gewonnenen Parameter wegen ungleicher "truncation"- und Glättungseffekte nicht aufeinander abgestimmt waren. Insbesondere erwies sich der grossräumige Anteil der Vertikalgeschwindigkeit im Vergleich zum kleinräumigen, orographisch bedingten als viel zu klein, was wohl hauptsächlich den in den numerischen Analysen enthaltenen Glättungsoperationen anzulasten ist. Dies zwang uns zur Einführung von *Gewichtsfaktoren* für die verschiedenen Parameter. Im Hinblick auf den Zweck unserer Arbeit ermittelten wir die Gewichte empirisch, indem wir durch eine Regressionsanalyse den Einfluss der einzelnen Parameter auf den Niederschlag bestimmten.

Dieses gemischt dynamisch-statistische Modell liefert nun nicht mehr Aufwinde, sondern einen theoretischen Niederschlagsbetrag für jeden Gitterpunkt. Wie bei der Kompliziertheit der dynamischen Vorgänge und der Niederschlagsbildung zu erwarten, ist allerdings die Streuung der beobachteten um die berechneten Niederschläge noch recht gross. Als bisherige *Ergebnisse* dieser Untersuchung stellen wir fest:

1) In den meisten Fällen besteht eine angenäherte Uebereinstimmung in der geographischen Verteilung zwischen berechneten und beobachteten Niederschlägen.
2) In Kerngebieten des Niederschlags werden zu kleine Beträge errechnet, was wohl eine Folge der Regressionstechnik ist.
3) Das barokline Verfahren ergibt bei der Mehrzahl der Wetterlagen, wenn auch nicht in jedem Fall, etwas bessere Resultate als das barotrope. Dem steht allerdings der Nachteil gegenüber, dass das barokline Verfahren 5-10 mal mehr Rechenaufwand erfordert.

Die *prognostische Anwendung* setzt numerische Prognosen in digitaler Form voraus, wobei die Höhen der Isobarenflächen auf Meter genau gegeben sein sollten. Solche Unterlagen werden uns frühestens nach Inbetriebnahme des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen zur Verfügung stehen.

4. K. Lenggenhager (Bern): Ueber Eiszapfenbildungen

Nach jahrelangen Eigenbeobachtungen weist die überwiegende Mehrzahl der in unseren Gegenden zu beobachtenden Eiszapfen stumpfe Enden auf, während seltener ideal spitze Eiszapfen gesehen werden.

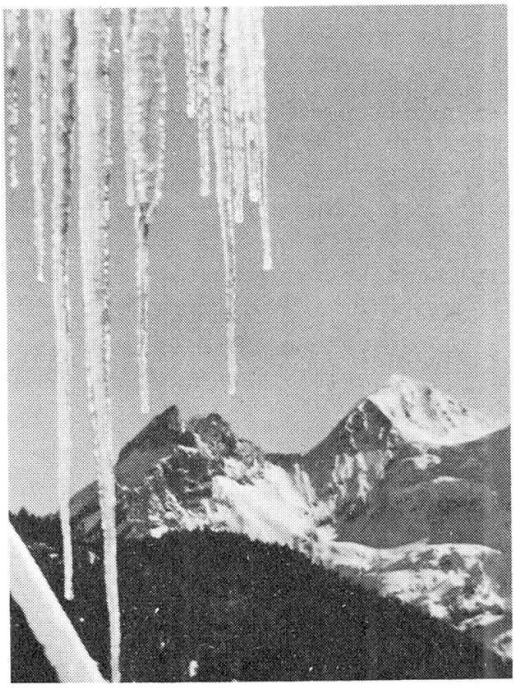


Abb. 1 Lange, stumpfe Eiszapfen mit queren Rippen (Kandersteg).

Zahlreiche winterliche Aufenthalte auf Jungfraujoch und dem Säntisgipfel haben folgendes zur Erklärung beigetragen. Wenn nach Schneefall ein kalter, jedoch sonniger Tag folgt, so fallen nach geraumer Zeit die ersten Tröpfchen und bilden in der kalten Luft die ersten Eiszapfen. Diese weisen während und nach ihrem Wachstum stumpfe, tropfenbedingte Enden auf, siehe z.B. Abbildung 1.

Verschwindet dann die Sonne hinter einem Gipfel oder Gebäudeteil, so nimmt der Schmelzprozess wieder langsam ab, und es gefrieren zunächst nur die untersten Tropfen mit dem längsten Abkühlungsweg an solchen Eiszapfen. Dadurch ist ihr stumpfes Ende bedingt wie in Abb. 1.

Mit zunehmender Abkühlung verlagert sich der Gefrierort progressiv wiederum nach oben, was zur konischen Form der Eiszapfen führen kann, da auch die ersten Tropfen des nächsten sonnigen Morgens wieder zu oberst zu gefrieren beginnen.

An dem kleinen, seinerzeitigen Militär-Schutzhüttchen auf dem Mönchsjoch (ca. 3'600 m) konnte Mitte März 1954 im unmittelbaren Anschluss an das Verschwinden der Sonne hinter dem höheren Jungfraugipfel beobachtet werden, wie die vom schneebedeckten Blechdach fallenden Schmelztropfen sich von ihrer Basis her durch dünne Eishülsen zu umgeben begannen, die röhrenförmig nach unten auswuchsen. In wenigen Minuten waren bis zu 8 cm lange Eisröhrchen gebildet, aus deren Oeffnungen immer noch Tröpfchen austraten, bis auch diese an der kalten Luft erstarrten und das stumpfe Ende dieser Eiszäpfchen bedingten.

Ein umgekehrtes Geschehen konnte an einem winterlichen Bergbrunnen beobachtet werden, wo um einen aus 1,5 m fallenden Wasserstrahl vom

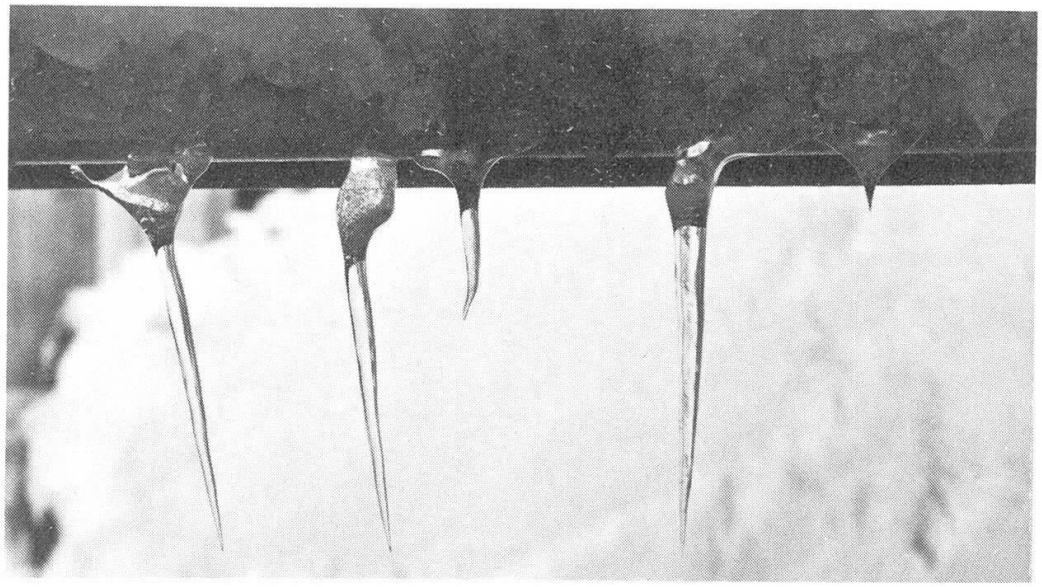


Abb. 2 Ideal spitze Eiszapfen auf dem Säntisgipfel, 2504 m, anfangs Januar nach kaltem, bedecktem Wetter.

Auffallgitter her aufsteigend sich eine enge Eisröhre gebildet hatte, die den Wasserstrahl bis auf 1,2 m hinauf eng umgab (Bild wurde gezeigt).

Beobachtungen haben ergeben, dass "ideal" spitze Eiszapfen dann resultieren, wenn vorerst stumpfe Eiszapfen während gewisser Zeit einem kalten, trockenen Wetter bei bedecktem Himmel ausgesetzt sind. Dann geschieht eine Sublimation des unter dem Gefrierpunkt stehenden Eises, wie dies im Himalaya oder den Anden (auch vom Schnee) bekannt ist. In der Abb. 2 sind solche Beispiele von ideal spitzen, langen Eiszapfen dargestellt, welche sich aus vorerst stumpfen Zapfen nach 2-3 kalten, trockenen, windigen und sonnenfreien Tagen auf dem winterlichen Säntis (2504 m) bei einem Luftwassergehalt von nur 16% gebildet hatten.

Eine Ausnahme von dieser Regel kann jedoch auftreten, wenn im Anschluss an schönes Kaltwetter ein kürzerer Regen niederfällt, gefolgt durch kräftigen Kaltwind, der die hängenden Tropfenreste wegfegt, sodass spitze Enden hinterlassen bleiben. Dies kann an stumpfen Eiszapfen nachgeahmt werden, die mit nach oben gerichteten Enden in Zimmertemperatur verbracht, bald spitz werdende Enden bekommen.

In der spärlichen diesbezüglichen Literatur findet sich bei Hatakayama und Nemoto nur der Satz, dass die so häufige quere Rippung gewöhnlicher Eiszapfen bei nun fehlendem Wassernachschub durch die Sublimation des Eises an diesen vorspringenden Eispartien rascher geschehe und so zur Glättung solcher Eiszapfen führe.

In den Arbeiten von Luikow und Lebedew, und auch bei Lliboutry finden sich keine Angaben über Genese glatter und stumpfer Eiszapfen.

Die Abstände der periodischen, ringförmigen Anschwellungen frisch gebildeter Eiszapfen wurden von Hatakayama zu durchschnittlich 11 - 9 mm

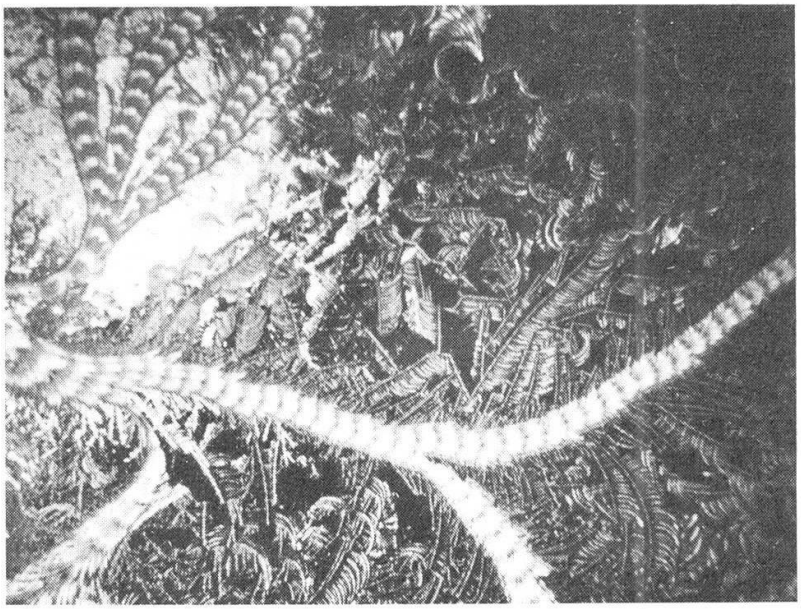


Abb. 3 Eisblumensträsschen mit periodischen "Unterbrüchen" von ca. 8 – 10 mm, links gegen oben sich bei rascherem Wachstum leicht verbreiternd, am abendlichen Observatoriumsfenster auf dem Säntisgipfel, anfangs Januar.

gemessen und genetisch in Beziehung zur Länge eines hängenden Tropfens gebracht, wobei jedoch nicht recht ersichtlich ist, warum diese queren Anschwellungen mit so grosser Regelmässigkeit selbst an dicken Eiszapfen erfolgen. Auch sind hängende Wassertropfen nicht länger als 5 – 7 mm. Desgleichen zeigen auch an kalten Fenstern von seitlich oder unten ansteigende Eissträsschen ebenfalls periodische Querstreifungen mit ganz ähnlichen Intervallen wie bei welligen Eiszapfen. Bei rascherem Wachstum können sich diese Perioden vergrössern, siehe Abb. 3, oben links. Dies ist offenbar eine Eigenschaft wachsenden Eises und müsste demnach nicht unbedingt bei den welligen Eiszapfen durch deren Tropfengrösse erklärt sein. Anderseits ist es auch durchaus möglich, in Kühlschränken lange und gerade Eiszapfen gelegentlich entstehen zu sehen (auch solche Bilder wurden gezeigt).

Literatur

Hatakayama H., Nemoto S.A.: Note on the formation of horizontal stripes on icicles. Geophysical Magazine 28, 479; 1958.

Lliboutry L.: Traité de glaciologie, Bd. I und II. Masson, Paris 1964.

Luikow A.V. und Lebedev D.P.: Study of the Ice Sublimation process. Internat. J. Heat Mass Transfer. 16, 1087-96; 1973.

5. H. Richner und W. Nater (ETH-Zürich): Vergleich gemessener und berechneter Charakteristiken von internen Schwerewellen in der unteren Atmosphäre

Das Laboratorium für Atmosphärenphysik der ETH Zürich (LAPETH) untersucht zur Zeit atmosphärische Wellen. Verschiedene Instrumente stehen dazu zur Verfügung: Ein Netz von Mikrobarographen zeichnet Druckschwankungen mit Periodendauern zwischen ungefähr 1 und 30 Minuten auf. Freiballone mit Radiosonden und ein Fesselballon mit einer Einsatzhöhe bis zu 1500 m erlauben in-situ Messungen von Temperatur, Feuchtigkeit und Wind. Das nützlichste Instrument ist ein mobiler akustischer Echo Sounder – auch bekannt unter den Namen Acdar, Sodar, Akustisches Radar oder Sonar –, welcher in der Lage ist, dynamische klein- bis kleinsträumige Phänomene in den untersten 1000 m der Atmosphäre aufzuzeigen.

Die Untersuchungen konzentrieren sich hauptsächlich auf Föhnlagen, wenn sich zwischen Kaltluftsee und Föhnluft eine ausgeprägte interne Grenzschicht gebildet hat.

Spektrum und Ausbreitungseigenschaften von Druckschwankungen

Bereits eine visuelle Untersuchung der Aufzeichnungen der Mikrobarographen zeigte, dass im Spektrum der atmosphärischen Druckschwankungen eine Lücke besteht: Fluktuationen mit Perioden zwischen 4 und 5 Minuten scheinen sehr selten zu sein. Dieses subjektive Resultat wurde bestätigt, indem das Spektrum für verschiedene Zeitintervalle mit Hilfe der Fast-Fourier Transformation berechnet wurde (siehe Figur 1).

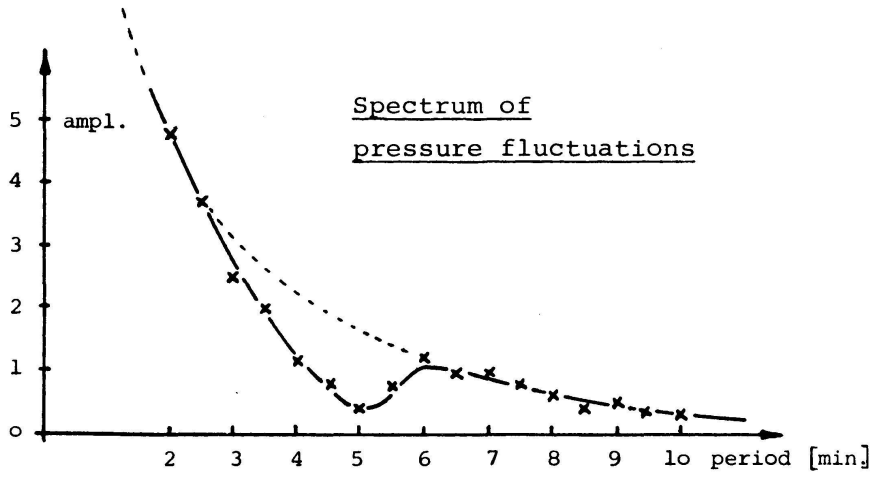


Fig. 1 Spektrum der Druckschwankungen aufgenommen am 6. Dezember 1971 in Zürich.

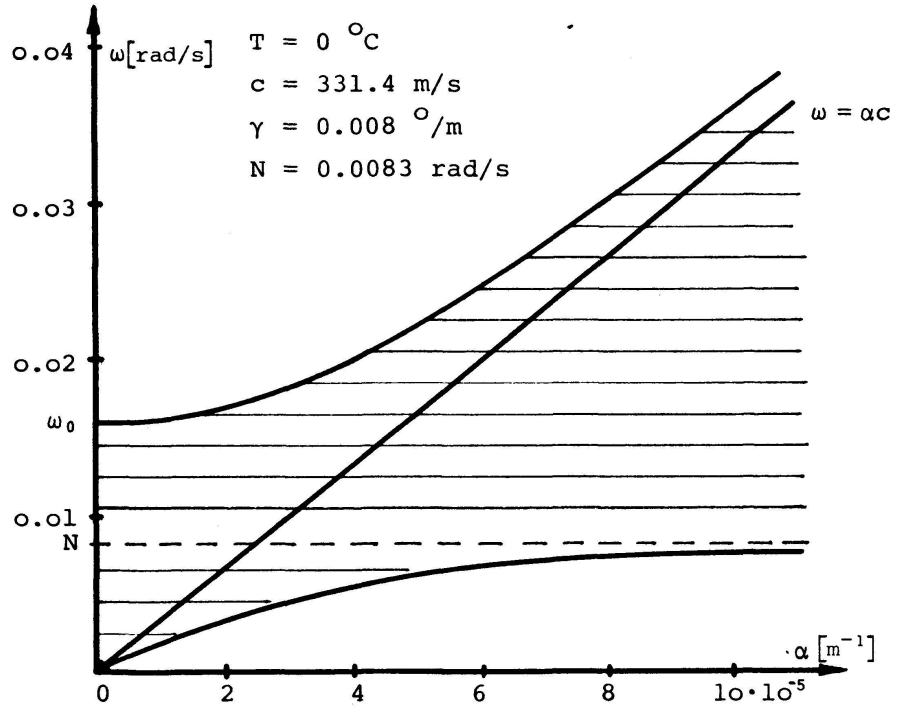


Fig. 2 Wellenzahl-Frequenz-Diagramm für eine Atmosphäre mit einer Temperatur von 0°C und einer lapse rate von 8°/km. α ist die horizontale Wellenzahl in m^{-1} und ω ist die Frequenz in rad/s.

Löst man die Wellengleichung für eine isotherme, geschichtete Atmosphäre im Schwerefeld so erhält man die in Figur 2 dargestellte Beziehung zwischen horizontaler Wellenzahl α und Frequenz ω. $\omega = \omega_0$ stellt die minimale Frequenz einer akustischen Welle dar, $\omega = N$ ist die Brunt-Vaisälä-Frequenz. Die ausgezogenen Linien zeigen die Beziehung zwischen horizontaler Wellenzahl und Frequenz für Wellen, die sich ausschliesslich horizontal ausbreiten, d.h. die vertikale Wellenzahl ist hier null. In der gesamten Region oberhalb des oberen Astes können jedoch akustische Wellen und in der gesamten Region unterhalb des unteren Astes können Schwerewellen auftreten. Dabei ist die vertikale Wellenzahl jedoch nicht mehr unbedingt gleich null. Die Gerade $\omega = \alpha c$ stellt die Lamb Welle dar, also die nicht-dispersive, horizontale Welle, welche sich mit Schallgeschwindigkeit ausbreitet. Im übrigen können im schraffierten Gebiet zwischen den Achsen nur vertikale, abklingende Wellen auftreten.

Die erwähnte, experimentell gefundene Lücke im Spektrum der Druckschwankungen lässt sich sehr gut mit der Lücke zwischen N und ω_0 in Uebereinstimmung bringen. Zudem ist ersichtlich, dass Druckschwankungen mit Periodendauern von weniger als 4 Minuten auf akustische Wellen zurückzuführen sind. Um Ausbreitungsgeschwindigkeit und -richtung der Druckschwankungen zu bestimmen, wurde ein Netz von 10 Mikrobarographen aufgestellt. Die Durchgangszeiten charakteristischer Wellenformen wurden an jeder Station festgehalten. Diese Zeiten wurden in ein Modell eingegeben, das die Richtung und die Phasengeschwindigkeit für eine

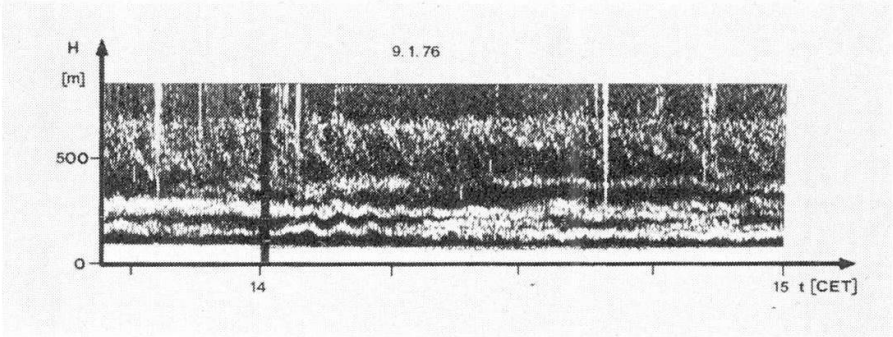


Fig. 3 AES-Aufzeichnung mit Zopfwellen (obere Hälfte) und sinusförmige Wellen (untere Hälfte).

sphärische, sich isotrop ausbreitende Welle berechnete. Als Ausbreitungsgeschwindigkeit erhielt man 20.47 ± 0.30 m/s. Dieser Wert – für fünfzig Fälle aus je rund hundert Kombinationen von 3 Stationen berechnet – zeigt eine für Messungen in der Atmosphäre äusserst geringe Standardabweichung. Der Wert selbst steht in guter Uebereinstimmung mit der Theorie: unter der Annahme rein horizontaler Ausbreitung erhält man rund 22 m/s. Es bleiben jedoch gewisse Zweifel über die Signifikanz der Standardabweichung. In der Literatur findet man experimentell bestimmte Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 20 m/s, es wurden jedoch auch schon Werte von 10 und 40 m/s publiziert, die allerdings nur aufgrund von Messungen mittels zwei oder drei Stationen berechnet wurden.

Wellenstrukturen in Aufzeichnungen des Akustischen Echo Sounders

Ein zusätzliches Instrument, das für die Untersuchung atmosphärischer Wellen eingesetzt wird, ist der Akustische Echo Sounder (AES). Seine Wirkungsweise ist analog der eines Radars. Mit seiner Hilfe können atmosphärische Wellen aufgrund der mit ihnen verbundenen Temperaturfluktuationen sichtbar gemacht werden.

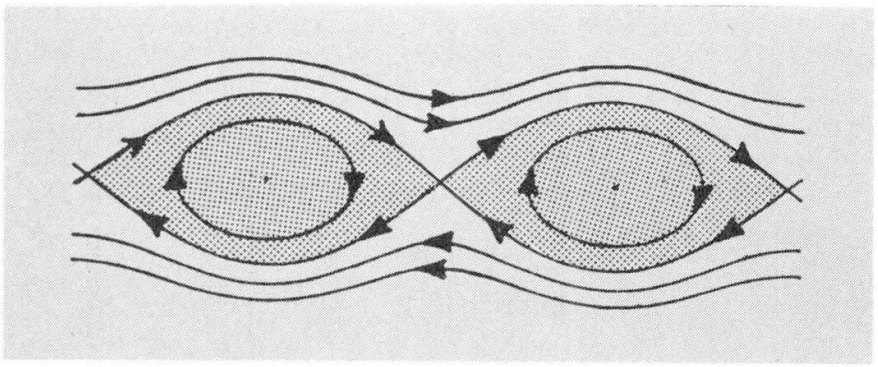


Fig. 4 Schematische Darstellung von Katzenaugen-Wellen (aus Gossard und Hooke).

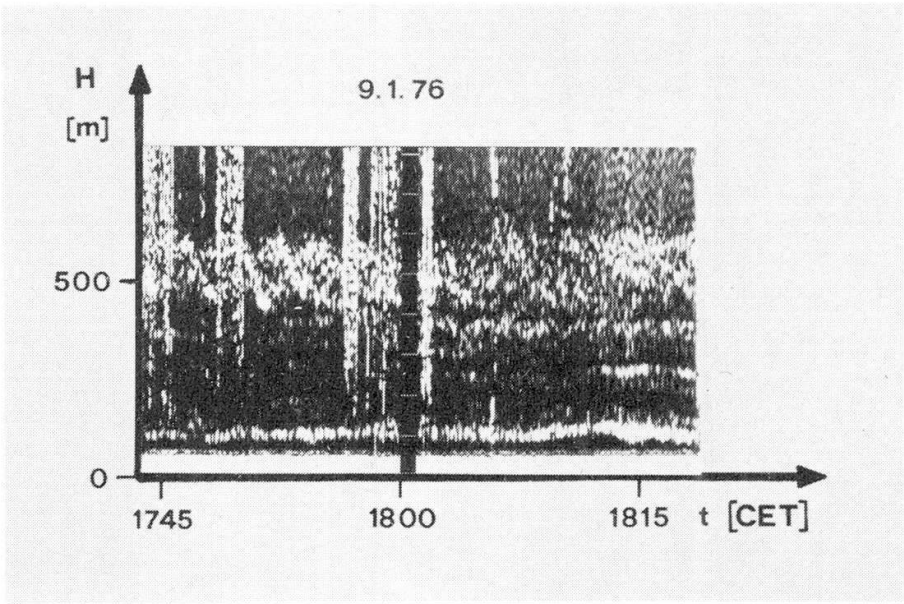


Fig. 5 AES-Aufzeichnung mit Katzenaugenwellen auf einer Höhe von ca. 500 m.

Figur 3 zeigt sogenannte Zopfwellen (englisch: "braids"). Die Periode dieser wellenartigen Strukturen ist ungefähr 190 s, ihre Amplitude um 200 m. Es wird angenommen, dass Zopfwellen wegen dynamischer Instabilität auftreten, welche ihrerseits durch vertikale Scherungen hervorgerufen sind. Delisi und Corcos haben jedoch experimentell nachgewiesen, dass solche Wellen auch in horizontalen Scherungen auftreten können. Richter und Gossard schliessen aus FMCW-Radar-Beobachtungen, dass sich diese Wellen mit Schallgeschwindigkeit ausbreiten.

In Figur 4 sind Katzenaugen-Wellen schematisch dargestellt, die bereits 1880 von Lord Kelvin theoretisch behandelt wurden. Unter der Annahme eines Windfeldes

$$U = \beta z + i \Delta U_s e^{-\gamma z} e^{ikx}$$

d.h. eines linear mit der Höhe ändernden Windfeldes mit einer überlagerten sinusförmigen Störung, kann die Begrenzung zwischen den Rotoren und den wellenförmigen Stromlinien berechnet werden zu

$$z = \pm 2 \sqrt{\Psi_s / \beta} \sin \frac{kx}{2}$$

Ψ_s ist dabei die Stromlinienstörung. Figur 5 zeigt Katzenaugenwellen, wie sie vom AES aufgezeichnet wurden. Wir hoffen, durch genaue Messung des Windfeldes die Gültigkeit der Theorie zu überprüfen, was – soweit wir wissen – für die reale Atmosphäre noch nicht geschehen ist.

Der untere Wellenzug in Figur 3 wurde eingehend analysiert, indem aus Temperatur- und Windprofilen die theoretische, kritische Wellenlänge berechnet und mit der experimentell bestimmten verglichen wurde. Aufgrund der einfachen Helmholtz Theorie ergibt sich für die minimale Wellen-

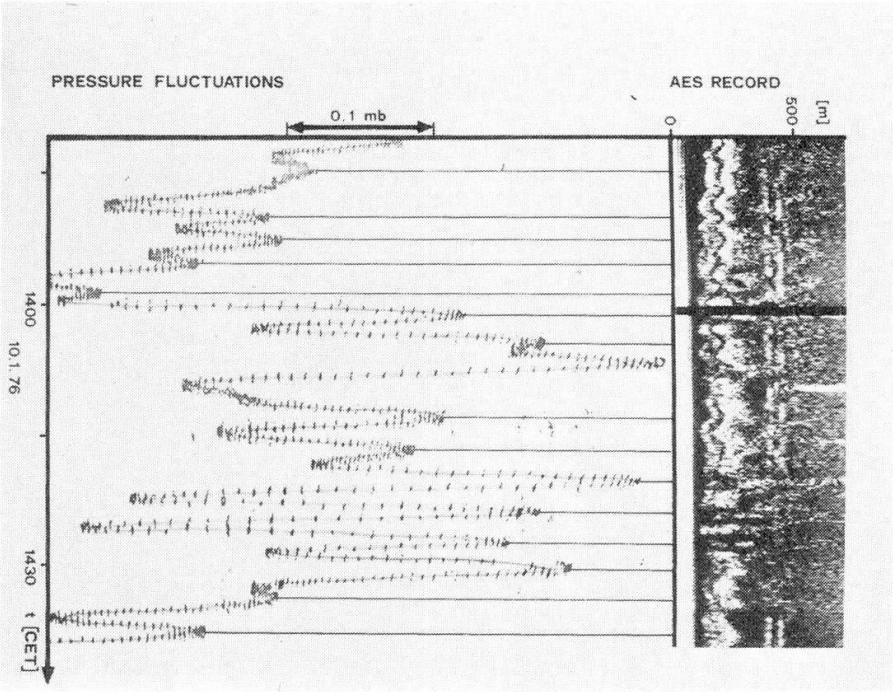


Fig. 6 Schwerewellen simultan aufgezeichnet durch den AES und durch einen Mikrobarographen. Frequenz und Phase stimmen sehr genau überein, während die Amplituden verschieden sind.

länge 25 m, aufgrund einer verfeinerten Theorie von Reiter 38 m. Die gemessene Wellenlänge von 110 m ist somit um einen Faktor 3 über der kritischen Wellenlänge. Es kann somit geschlossen werden, dass es sich bei den beobachteten Wellen mit Sicherheit um Schwerewellen handelte. Auch die Richardsonzahl, welche 4.7 betrug, lag eindeutig über den kritischen Werten von 0.25 (aus der einfachen Theorie) bzw. von 0.5 (aus einer verfeinerten Theorie von Sekioka), welche die untere Grenze für die Existenz von Schwerewellen darstellen.

Figur 6 zeigt die Aufzeichnung einer Welle durch den AES und die korrespondierenden Druckschwankungen. Phase und Frequenz der Druckschwankungen lassen sich eindeutig der atmosphärischen Welle zuordnen, während die Amplitude wahrscheinlich durch Druckschwankungen aus entfernteren Quellen gestört ist.

Literatur

Delisi, D.P. and Corcos, G.: A study of internal waves in a wind tunnel. Boundary Layer Meteorol. 5, 121-137, 1973.

Gossard, E. and Hooke, W.: Waves in the atmosphere. Amsterdam, Oxford, New York 1975.

Kallistratova, M.A.: Experimental investigation of sound wave scattering in the atmosphere. Trudy instituta fisiki atmosfery, Atmosfernaya turbulentnost', No. 4, pp. 203-256. (Translated by Foreign Technology Division, WB-AFB, Ohio, FTD-TT-63-441/1+2+4).

6. B. Primault et G. Hirschi: Quelques aspects particuliers des atmosphérics

Depuis bien des décennies déjà, on a cherché à mesurer l'intensité et surtout la fréquence des perturbations électromagnétiques à grande longueur d'onde. Celles-ci proviennent généralement de décharges électriques survenant dans l'atmosphère (plus spécialement des éclairs), mais aussi du frottement entre deux masses d'air de densité et/ou de trajectoires différentes.

Ces perturbations électromagnétiques suscitent des trains d'ondes qui peuvent être assimilés à des parasites radio. Il s'agit donc, en général, de chocs.

Bureau et plus spécialement Lugeon et Rieker ont utilisé ces trains d'ondes afin de localiser les perturbations météorologiques (fronts froids ou foyers orageux).

Dans des travaux plus récents, tels que ceux de Primault ou de Reiter par exemple, on a pu constater une relation étroite entre certains phénomènes biologiques et les fluctuations du nombre de chocs électromagnétiques à grande longueur d'onde, c'est-à-dire des "atmosphérics" ou "atmos".

Lors de l'enregistrement, on peut différencier trois paramètres résultant de ces trains d'ondes: l'intensité, la direction ou le nombre. Dans ce qui suit, nous nous attacherons uniquement à cette troisième grandeur, c'est-à-dire au nombre de chocs perçus à l'unité de temps.

L'un de nous a rapporté déjà plusieurs fois sur des enregistrements effectués au moyen d'un appareil de sa construction. Nous ne tiendrons pas compte ici de l'hypothèse de travail qu'il a eu émise au sujet de l'origine des phénomènes enregistrés par ses soins. Nous nous contenterons de quelques considérations basées uniquement sur les diagrammes qu'il a relevés.

Vu le caractère des courbes présentées on pouvait penser qu'il mesurait des atmosphérics. Les appareils de sa fabrication étaient placés à Richterswil. Ceux qui enregistraient les atmosphérics étaient placés durant la même période soit à Zurich, soit à Payerne.

Les deux types d'appareils sont très différents l'un de l'autre. Pour une comparaison il est impossible de superposer les enregistrements obtenus avec l'un ou l'autre, ne serait-ce qu'en raison des différences d'échelle (amplitude et temps). Pourtant, si l'on opère de façon synchrone une adaptation linéaire de l'écart enregistré avec l'origine, on est frappé de constater tout d'abord que les maxima et les minima sont situés aux mêmes heures dans les deux cas et que les courbes présentent les mêmes caractéristiques (voir figure 1).

Il semble donc au premier abord que M. Hirschi mesure effectivement les atmosphérics. Pourtant, en comparant les schémas électriques des deux types d'appareils, il ne peut s'agir du même phénomène électromagnétique. En outre, l'appareil de Hirschi placé dans une cage de Faraday continue de réagir. Nous sommes confrontés aux mêmes constatations faites voici quelques années déjà par Piccardi de l'Université de Florence. Piccardi recherchait dans quelle mesure les conditions ambiantes agissaient sur la vitesse de réactions chimiques inorganiques. Il a découvert que cette vitesse n'était pas identique à l'intérieur et à l'extérieur d'une cage de Faraday, les autres conditions restant égales (concentration, température du liquide, température du milieu, humidité du milieu, pression atmosphérique, luminosité, etc.)

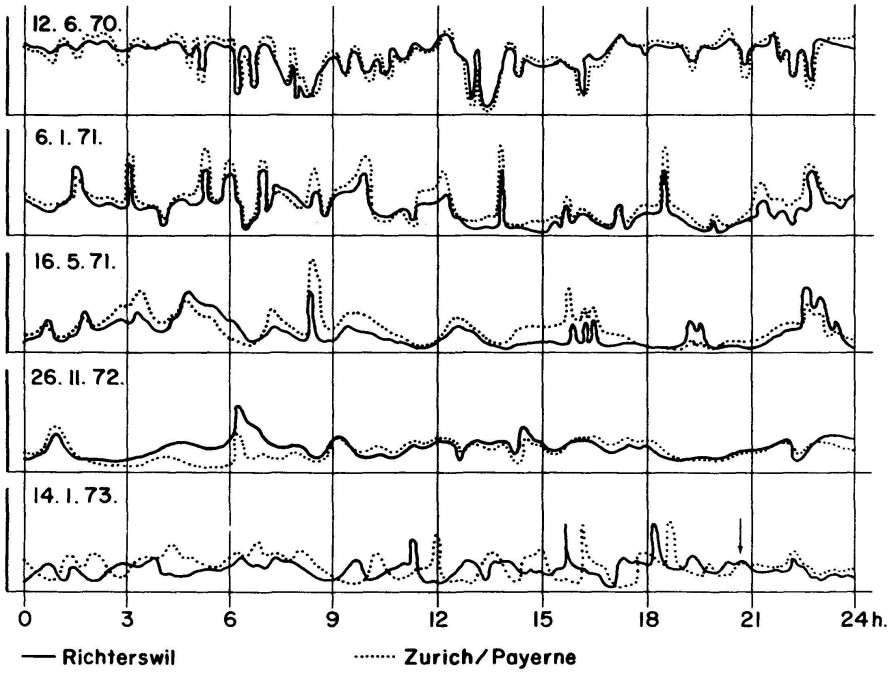


Fig. 1 Comparaison des enregistrements

Au début, il en a déduit que des phénomènes électriques ou électromagnétiques agissaient sur la vitesse de réaction de ses précipités (il s'agissait d'oxychlorure de bismuth). S'il effectue son précipité uniquement à l'intérieur de la cage de Faraday, il constate des fluctuations journalières, saisonnières et annuelles de la vitesse de réaction. Ces dernières présentent un mouvement cyclique calqué sur celui de l'activité solaire. Cette relation est encore plus marquée si l'on établit le rapport de la vitesse de réaction en dehors et en dedans de la cage de Faraday.

Des comparaisons effectuées entre les tests de Piccardi, consignés à Côme, à Florence ou à Bruxelles, ont montré une étroite relation avec les moyennes journalières des atmosphérics enregistrés à Zurich et à Payerne.

Il semble donc qu'il y ait des phénomènes encore inconnus dont l'action se perd dans différents domaines de la physique, de la chimie et, par voie de conséquence, de la biologie. Ces phénomènes appelés par Piccardi "fenomeni flutuanti" se répercutent sur la facilité de propagation des ondes électromagnétiques à grande longueur d'onde, sur les réactions chimiques aussi bien inorganiques qu'organiques (selon CAPEL-BOUTE). Ils sont probablement à l'origine des variations de certains phénomènes biologiques tel que le développement des bactéries selon BORTELS, des levures selon Giordano, des virus de la fièvre aphteuse selon Primault.

Pourquoi alors exclure que les enregistrements effectués par Hirschi soient eux aussi influencés directement par ces mêmes phénomènes fluctuants, découverts et mis en valeur par Piccardi. Il se pourrait même que les dits phénomènes fluctuants puissent être influencés par la technique humaine.