

No. 168

**EINSATZ EINES PYRGEOMETERS ZUR
BESTIMMUNG DER BEWOELKUNGSVERHAELTNISSE**

von

-Paolo Ambrosetti, Locarno-Monti

Dezember 1991

Pyrgeometer
Bestimmung der Bewölkungsverhältnisse

551.508.21
551.501.776

**Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt
Rapports de travail de l'Institut Suisse de Météorologie
Rapporti di lavoro dell'Istituto Svizzero di Meteorologia
Working Reports of the Swiss Meteorological Institute**



EINSATZ EINES PYRGEOMETERS ZUR BESTIMMUNG DER BEWÖLKUNGSVERHÄLTNISSE

von

Paolo Ambrosetti, Locarno-Monti

Dezember 1991

Pyrgeometer
Bestimmung der Bewölkungsverhältnisse

551.508.21
551.501.776

Zusammenfassung

Ein Pyrgeometer PIR der Firma Eppley ist seit 1986 an der ANETZ-Station in Locarno-Monti angeschlossen. Es werden das Instrument, seine Eigenschaften und sein Stationsanschluss beschrieben. Algorithmen zur Schätzung der Bewölkung anhand der mit dem Pyrgeometer gemessenen langwelligen Infrarotstrahlung des Himmels werden diskutiert. Ausgewählte Beispiele weisen die Brauchbarkeit des Verfahrens für die Bewölkungsbeobachtung nach. Mit der vorgeschlagenen erweiterten Erprobung inkl. Vergleichen mit METAR-Bewölkungsbeobachtungen soll ein operationeller ANETZ-Einsatz angestrebt werden. Damit könnte der bedrohliche Formen annehmenden Abnahme der Anzahl und Qualität der Bewölkungsbeobachtungen, besonders nachts, mit einer relativ einfachen Methode mindestens z.T. Einhalt geboten werden. Nebst der Bewölkungsschätzung ermöglicht ein Pyrgeometer-Netz noch andere Anwendungen.

Riassunto

Un pirgeometro modello PIR della ditta Eppley è allacciato alla stazione ANETZ di Locarno-Monti dal 1986. Vengono qui descritte le caratteristiche dello strumento e il suo funzionamento, inoltre come è stato allacciato alla stazione automatica. Si presentano degli algoritmi per stimare la nuvolosità a partire dalle misure dell'emissione atmosferica d'onda lunga effettuate dal pirgeometro. Con l'ausilio di esempi viene mostrato l'uso pratico di queste misure nella stima della nuvolosità. Si auspica quindi di ampliare gli studi, compreso il confronto con le osservazioni di nuvolosità dei METAR, per poter arrivare ad un uso

operazionale nella rete ANETZ. In questo modo si cerca di ovviare almeno in parte alla diminuzione della quantità e qualità delle osservazioni della nuvolosità, soprattutto la notte. A parte delle applicazioni proposte le misure del pirgeometro risultano utili anche in altri campi della meteorologia.

Résumé

Un pyrgeomètre modèle PIR de la firme Eppley est raccordé à la station ANETZ de Locarno-Monti depuis 1986. On montre ici les caractéristiques et le fonctionnement de cet instrument, ainsi que son raccordement à la station. Des algorithmes pour l'estimation de la nébulosité à partir des données du rayonnement infrarouge atmosphérique réalisées avec le pyrgeomètre sont ici décrits. Quelques exemples montrent l'emploi de cette méthode. On souhaite ainsi élargir les études, en particulier la comparaison avec les observations de nébulosité des METARs, pour arriver à un emploi opérationnel dans le réseau ANETZ. On pourrait ainsi pourvoir au moins partiellement à la diminution de la quantité et qualité des observations de la nébulosité, surtout pendant la nuit. Les mesures du pyrgeomètre trouvent aussi d'autres applications dans la météorologie et la climatologie.

Abstract

A pyrgeometer PIR by Eppley is connected to the ANETZ station Locarno-Monti since 1986. The principles of operation, the particular features of the instrument as well as the interfacing to the automatic station are shown. Algorithms, which try to infer the cloudiness from infrared radiation data of the PIR, are presented. A few examples illustrate the usefulness of the method in support of a proposition to use such an instrument in the ANETZ, in order to alleviate the degradation in number and quality of cloud observations. Beside an indication of the cloudiness a network of pyrgeometers would provide data for other applications.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einführung	4
2. Atmosphärische Infrarotphysik	5
3. Das Eppley Pyrgeometer PIR	7
4. Anschluss an ANETZ-Station	8
5. Interpretation der Pyrgeometermessungen als Bewölkungsparameter	9
6. Illustration der Methoden zur Bewölkungsbestimmung anhand typischer Beispiele von Locarno-Monti	12
6.01 Temperaturdifferenz 5 cm - 2 m für die Schätzung der Bewölkung	12
6.02 Wolkenlose Bedingungen	13
6.03 Inversionslage	13
6.04 Nebel	15
6.05 Tiefe Bewölkung, Hochnebelbildung in der Nacht	15
6.06 Mittlere Bewölkung	16
6.07 Starker Dunst	16
6.08 Bewölkungsauflösung und Frostbildung	18
6.09 Chaotischer Himmel	18
6.10 Konvektive Bewölkung	19
6.11 Bewölkungsauflockerung und Nordföhneinsatz	20
7. Schlussbemerkungen	21
8. Bibliographie	23
Anhang I: Eichung des Pyrgeometers	27
Anhang II: Emissionsvermögen des klaren Himmels	28
Anhang III: Messfehler bei Sonnenstrahlung	30
Anhang IV: Empfehlungen	31

1. EINFÜHRUNG

In der Schweiz wird die kurzwellige Sonnenstrahlung seit vielen Jahren gemessen. Mit der Einführung des automatischen Messnetzes ANETZ ist eine relativ dichte räumliche Auflösung erreicht worden. Aus verschiedenen Gründen findet man hingegen viel weniger Messungen der langwelligen Boden- und Atmosphärenstrahlung. Diese Daten sind aber ebenso wichtig wie jene der kurzwelligen Sonnenstrahlung. Sie bilden die Grundlage für die Berechnung der Strahlungsbilanz am Boden, welche eine wichtige Einflussgrösse des Pflanzenwachstums ist. Ebenso sind langwellige Strahlungsdaten für die Modellberechnungen in der Haus- und Solartechnik von Bedeutung. In jüngster Zeit sind Strahlungsbilanzdaten für die Klimamodellierung wichtig geworden, und zwar in allen Skalenbereichen von mikroklimatischen bis zu den globalen Zirkulationsmodellen. In der Umweltmeteorologie dienen sie zur Bestimmung von Ausbreitungskategorien. Neben den oben beschriebenen Anwendungen könnten Bodenmessungen im Infrarotbereich auch in den in den letzten Jahren immer wichtiger gewordenen Strassenzustandsprognosen Eingang finden. Die nächtliche Abkühlung des Strassenbelags wird wesentlich durch den Strahlungsaustausch beeinflusst. Was fehlt sind einfache Algorithmen, um diesen Parameter in die Prognosemethoden integrieren zu können.

In den letzten Jahren ist das ANETZ zu einem unentbehrlichen Hilfsmittel für die kurzfristige Wetterprognose geworden. Es liefert eine grosse Anzahl meteorologischer Daten in Echtzeit mit guter räumlicher und zeitlicher Auflösung. Leider stehen aber gerade für die Bewölkung, welche in verschiedener Hinsicht das aktuelle Wetter und die Prognose wesentlich beeinflusst, nur die Augenbeobachtungen der SYNOP-, AERO- und METAR-Meldungen zur Verfügung, die durch Satellitenbilder und tagsüber durch Sonnenschein- und Sonnenstrahlungsdaten ergänzt werden. Diese Daten reichen für die Sommertage knapp aus. Nachts und im Winterhalbjahr, wenn Nebel und tiefe Bewölkung dominieren, sind sie aber ungenügend. Auch Satellitenbilder helfen wegen mangelnder Auflösung (räumlich, zeitlich und spektral) in diesen Situationen wenig. Hinzu kommt, dass die Anzahl und die Qualität der nächtlichen Augenbeobachtungen stetig abnimmt und weiter abzunehmen droht.

Mittelfristig stellt sich die Frage, wie die fehlenden Wolkenbeobachtungen ersetzt werden können. Von den gegen das Jahr 2000 in Dienst tretenden neuen Satellitengenerationen in der geostationären und polaren Umlaufbahn kann eine gewisse Verbesserung erwartet werden. Aber trotz verbesserter Messungen werden die Bewölkungsverhältnisse von oben und nicht von unten erfasst. Im Falle schwieriger topographischer Verhältnisse, wie sie in der Schweiz anzutreffen sind, wird die räumliche Auflösung der neuen Satellitendaten auch weiterhin nicht genügen, um lokale Bewölkungsverhältnisse im Alpenraum zuverlässig abzuschätzen. Der Einsatz automatischer Bodenmessungen und ihre Integration in automatische Messnetze ist deshalb mittelfristig unbedingt ins Auge zu fassen. Zuverlässige und umfassende Bewölkungsbeobachtungen vom Erdboden aus sind nicht nur für den Routinewetterdienst eine der unentbehrlichen Datenarten. Auch in der Klimatologie finden Daten über Wolkenmenge und -typ weiterhin grosse Beachtung. Wegen ihres z.T. unbekanntem, aber sicher grossen Einflusses auf die Strahlungsbilanz der Erde werden die Bodenbeobachtungen der Bewölkungsmenge ein wichtiges Element der Klimaüberwachung und -forschung bleiben. Zudem nützen Satellitenmessungen, deren Stärke vor allem die flächendeckende globale Beobachtung ist, wenig, wenn sie nicht dauernd mit Bodenmessungen verifiziert werden können.

Um die Nachtbewölkung abzuschätzen, hat ALBISSER (1983) eine empirische Methode anhand der Unterschiede zwischen Hütten- und Grastemperatur des ANETZes entwickelt. Die berechneten Temperaturdifferenzen hängen jedoch von vielen anderen, meist lokalen Einflussgrössen ab, was die Anwendbarkeit dieser Methode leider sehr beschränkt. Es stellt sich

die Frage, ob sich ein empfindlicheres Messsystem finden lässt, das mit direkteren Messungen einen Fortschritt gegenüber dieser Methode bringen könnte. In den USA werden in den nächsten Jahren zahlreiche automatische meteorologische Stationen vom Typ ASOS installiert, die mit speziellen Instrumenten (u.a. mit Laser und Videokamera) ausgerüstet werden, um auch Bewölkungsdaten zu erfassen. Es wird behauptet, dass damit automatische SYNOP-Meldungen mit der Qualität der jetzigen Augenbeobachtungen generiert werden können. Leider fehlt eine genaue Beschreibung dazu. Auf jeden Fall ist ein derartig komplexes System mit relativ hohen Installations- und Betriebskosten verbunden. Die Eignung für das Alpengebiet dieses für die topografischen Verhältnisse amerikanischer Flugplätze konzipierten Systems wäre erst noch zu überprüfen. Im Rahmen der geplanten Einführung automatischer METAR-Beobachtungen in Kloten und Genf während der Nacht wird an der SMA die Entwicklung des ASOS-Systems und eventueller Konkurrenten sicher weiter verfolgt werden.

Wie 30 Jahre Messungen mit Wettersatelliten zeigen, sind radiometrisch erfasste Infrarotdaten vorzügliche, vom Tageslicht unabhängige Fernerkundungsdaten. Infraröte Satellitenbilder liefern zuverlässige Angaben über die mittlere und hohe Bewölkung (aus der polaren Umlaufbahn mit guter räumlicher, aber spärlicher zeitlicher Auflösung; aus der geostationären Umlaufbahn mit hoher zeitlicher, aber in unseren Breiten mit oft ungenügender räumlicher Auflösung). Wegen der kleinen Temperaturdifferenz zwischen der Wolkenoberfläche und dem Erdboden geben sie aber kaum Auskunft über die tiefe Bewölkung. Da hingegen Infrarotmessungen vom Boden aus den kalten Weltraum und nicht die warme Erdoberfläche als Hintergrund haben, ist der Temperaturkontrast für tiefe Bewölkung in dieser Blickrichtung wesentlich grösser, weshalb solche Messungen die Satellitenbilder ergänzen und erhärten können.

All diese Gründe haben uns veranlasst, mit einem Pyrgeometer Messungen im fernen Infrarot durchzuführen. Ein solches Instrument wurde anfangs 1986 an der ANETZ-Station OTL (Locarno-Monti) angeschlossen. Die Messungen wurden fortlaufend ausgewertet und zwecks Sammlung praktischer Erfahrungen dem Wetterdienst von Locarno-Monti in Echtzeit und in grafischer Form zugänglich gemacht, wobei die Aufbereitung der dargestellten Daten laufend den neuesten Erkenntnissen angepasst wurde. In diesem Bericht werden das Messverfahren und Umrechnungen der Messwerte erklärt, die praktischen Erfahrungen zusammengefasst und eine Erweiterung der Erprobung auf einige weitere ANETZ-Stationen, inklusive Vergleich mit METAR-Bewölkungsbeobachtungen, empfohlen.

2. ATMOSPHERISCHE INFRAROTPHYSIK

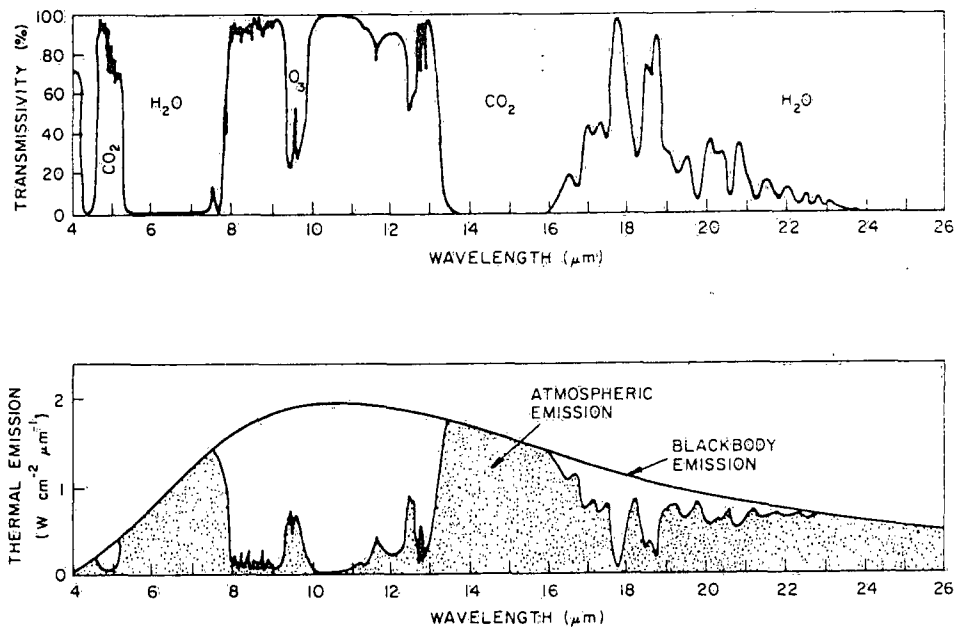
Ueber die theoretischen Grundlagen der terrestrischen und atmosphärischen langwelligen Strahlung verweisen wir auf die Literatur, z.B. KONDRATYEV (1965,1969) oder COULSON (1975). In UNSWORTH (1975) findet man eine gute Beschreibung der geometrischen Effekte der Strahlungsverteilung.

Die Sonne strahlt am stärksten im Bereich von etwa 0.3 - 3.0 μm . Dieser Spektralbereich wird **kurzwellige Strahlung** genannt. Er enthält zwischen 0.78 - 3.0 μm das nahe Infrarot. Die **langwellige (thermische) Strahlung** besteht aus einer von der Temperatur des Erdbodens bestimmten Komponente und einer, die von den atmosphärischen Bestandteilen herrührt. Sie liegt ebenfalls im Infraroten (auch fernes Infrarot genannt.). Dem vorherrschenden Temperaturbereich entsprechend, liegen die Wellenlängen zwischen 4 und 40 μm . Ausser gewissen metallischen Oberflächen emittieren die meisten Objekte nahezu wie ein schwarzer Körper.

Nach dem Stefan-Boltzmannschem Gesetz:

$$E = \sigma * T^4 \quad (2.1)$$

ist E die von einem Schwarzkörper bei der absoluten Temperatur T emittierte Strahlung (σ ist die Stefan-Boltzmann Konstante). Für die Abstrahlung des Erdbodens beschränkt sich demnach das Problem auf die dafür repräsentative Temperatur. Wie die nachfolgenden Ausführungen zeigen werden, ist die 2m-Temperatur eine gute Wahl. Die Gase der Atmosphäre besitzen hingegen ein sehr unterschiedliches Absorptions-Emissionspektrum. Fig. 1 gibt die spektrale Durchlässigkeit und das thermische Emissionsvermögen im Bereich 4 - 26 μm .



Figur 1

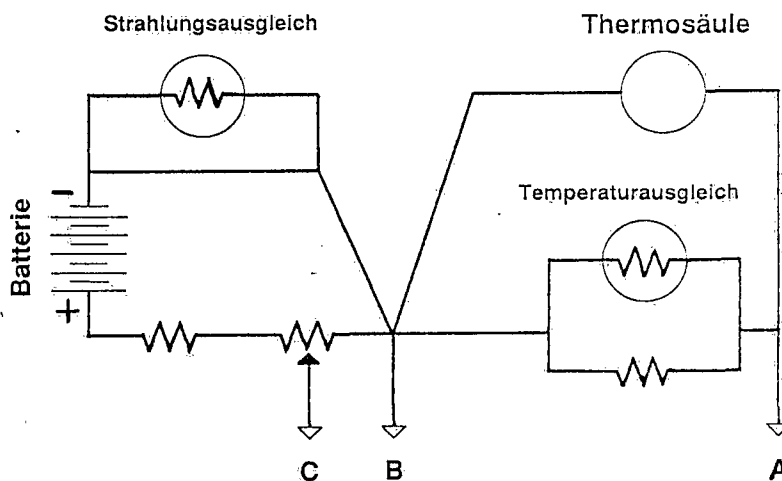
Spektrale Durchlässigkeit und das thermische Emissionsvermögen der durchschnittlichen Atmosphäre (nach COULSON 1975).

Wegen der Bandstruktur dieser Kurven existiert zum Vornherein keine natürliche "Himmelstemperatur". Mit diesem Begriff beschreibt man die Temperatur eines schwarzen Körpers, der die gleiche Strahlung wie die atmosphärischen Gase emittieren würde. Fig. 1 unten zeigt deshalb die Charakteristik des äquivalenten schwarzen Körpers, mit dem man die atmosphärische Ausstrahlung trotzdem in einen temperaturähnlichen Parameter, die sog. "äquivalente Himmelstemperatur", umrechnen kann. Das oben erwähnte Emissionsvermögen der Atmosphäre gilt für heiteren Himmel. Bei wolkenlosen Verhältnissen stammt ungefähr die Hälfte der aus dem oberen Halb- raum gegen den Boden gerichteten langwelligen Strahlung bereits aus den untersten 30 m der Atmosphäre (KEDING, 1989). Die Bewölkung beeinflusst die Strahlungsbilanz jedoch sehr stark. Im Spektralbereich der uns interessiert, sind die Absorptions- bzw. Emissionseigenschaften der Wolken nahezu gleich jenen eines schwarzen Körpers. Deshalb ist z.B. die Strahlungsbilanz zwischen Nebel (oder sehr tiefen Wolken) und Boden ausgeglichen, d.h. praktisch gleich Null. In diesem Fall erwartet man deshalb, dass die Himmelstemperatur etwa der Umgebungstemperatur entspricht.

3. DAS EPPLEY PYRGEOMETER PIR

Das Pyrgeometer PIR von Eppley besteht im wesentlichen aus einer schwarz gestrichenen Thermosäule (eine Anzahl in Serie geschalteter Thermoelemente) als Messfläche (Detektor), die in einem Aluminiumkörper eingebaut ist. Um den Wärmeaustausch durch Luftkonvektion zu vermindern, wird die Thermosäule durch eine Haube aus Silikonlastomeren abgedeckt. Da dieses Material eine relativ konstante Durchlässigkeit im Bereich von 0.3 - 50 μm besitzt, muss die (kurzwellige) Sonnenstrahlung abgeschirmt werden. Dazu ist die Haube mit einem Interferenzfilter beschichtet, das die Strahlung unterhalb 4 - 3 μm unterdrückt. Damit sollten die Messungen von der Sonneneinstrahlung unbeeinflusst bleiben. Mehrere Untersuchungen (INEICHEN et al. 1984, ALADOS-ARBOLEDAS et al. 1988, ENZ et al. 1975) haben jedoch einen von der Sonnenstrahlung herrührenden Resteinfluss nachgewiesen.

An einer bei Umgebungstemperatur frei exponierten Fläche wie es z.B. beim Pyrgeometer-Detektor der Fall ist, stellt sich im langwelligen Bereich ein negativer Strahlungsaustausch ein, wegen des gegenüber der Umgebung wesentlich kälteren Himmels. Damit das Pyrgeometer statt der Strahlungsbilanz "Umgebung-Himmel" nur die gewünschte Messgröße, also die äquivalente Himmelstemperatur misst, muss deshalb die von der Umgebung stammende Strahlung kompensiert werden. Dazu besitzt das Instrument eine interne Kompensationsschaltung (Fig. 2).



Figur 2
Schema des Aufbaus eines Eppley PIR Pyrgeometers

Der primär von der Thermosäule gelieferte und an AC anliegende Messwert entspricht der Strahlungsbilanz R_{net} :

$$R_{\text{net}} = R_{\text{in}} - R_{\text{out}},$$

d.h.

$$R_{\text{in}} = R_{\text{net}} + R_{\text{out}}.$$

R_{out} (proportional zu BC) hängt von der Detektortemperatur ab, die mit einem Thermistor gemessen und durch den Batterie-Thermistor-Widerstand-Schaltkreis zu AC addiert wird. Damit liegt zwischen AB eine Spannung an, die proportional zu R_{in} und damit zur gewünschten Messgröße ist.

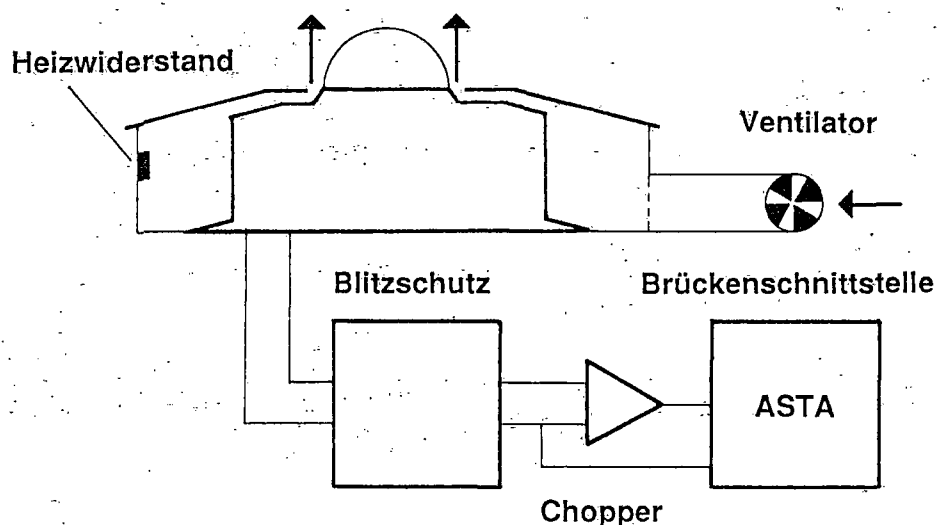
Wie beim Pyranometer ist auch für das Pyrgeometer eine äussere Belüftung des Gerätes zu empfehlen. Die Durchmischung der Luft bewirkt ein besseres thermisches Gleichgewicht zwischen Instrument und Umgebung. Zudem verhindert die Belüftung die Tau- und Reifbildung, sowie Schneeanhäufungen (vgl. OLIVIERI 1988, ENZ et al. 1975).

4. ANSCHLUSS AN EINE ANETZ-STATION

Ein Pyrgeometer PIR von Eppley wurde Anfang 1986 an die ANETZ-Station OTL angeschlossen. Das Instrument wurde durch Prof. O. Guisan von der Universität Genf freundlicherweise zur Verfügung gestellt und besitzt eine Empfindlichkeit von ca. 5 mV/kWm^2 . Die typische Signalspannung beträgt an kalten, heiteren Tagen ca. 1 mV und bei Nebel knapp über 2 mV , d.h. die typische Ausgangsspannung des Instrument überstreicht einen sehr beschränkten Bereich.

Am Anfang wurde das Pyrgeometer an eine ANETZ-Strahlungsschnittstelle angeschlossen, d.h. wie im Falle der Globalstrahlung wurde das Signal mit einem Zähler über 10 Minuten integriert. Ausgangspunkt für die Schätzung der Bewölkung ist der aktuelle Wert der atmosphärischen Strahlung. Mit dem beschränkten Spannungsbereich war aber die Auflösung auch nach der Integration zu grob. Aus diesem Grund wurde entschieden, die Ausgangsspannung des Pyrgeometers zu verstärken und alle 10 Minuten direkt, d.h. den Momentanwert zu messen. Dazu wurde zwischen dem Blitzschutz und der Schnittstelle ein 100-fach Chopper eingebaut. Innerhalb der Abtastrate des ANETZes von 10 Minuten schwankt die atmosphärische Infrarotstrahlung nur langsam, weshalb die integrierten von den momentanen Werten nur unbedeutend abweichen.

Die Daten werden unter der Adresse 32 in der automatischen Station gespeichert. Für die Auswertung steht im Wetterdienst ein ASAN (Spezialgerät zur Darstellung von ANETZ-Daten) mit einem Linienschreiber zur Verfügung, auf dem die Messwerte dargestellt werden. Da alle ANETZ-Daten auch zum DISAT-Computer gelangen, konnte dort eine 24-Stunden-Datei aufgebaut werden, in der neben den Pyrgeometermessungen auch einige Temperaturwerte und die Sonnenstrahlung gespeichert sind. Diese Daten werden regelmässig bearbeitet und auf Tagesgrafiken dargestellt.



Figur 3
Anschluss des Pyrgeometers an der ANETZ-Station

Wie schon erwähnt, empfiehlt es sich, das Instrument aussen zu belüften. Das Ventilationssystem des ANETZ-Pyranometers eignete sich leider wegen des grösseren Körpers des Eppley-Pyrgeometers nicht. Eine kanadische Firma soll solche Systeme herstellen, doch sind nie Unterlagen dazu eingetroffen. Da somit auf dem Markt nichts zu finden war, musste das Belüftungssystem selber gebaut werden (Fig. 3). Es handelt sich zur Zeit um einen Prototyp. Bis zum Winter 1990/91 blieb das nicht ventilierte Instrument der Universität Genf an der ANETZ-Station angeschlossen und der Belüftungsprototyp wurde parallel dazu an einem OTL-eigenen Pyrgeometer getestet. Beide Instrumente waren zur Kontrolle auch an einen Linienschreiber angeschlossen.

5. INTERPRETATION DER PYRGEOMETERMESSUNGEN ALS BEWÖLKUNGSPARAMETER

5.0 Literaturstudie

In der Literatur findet man wenige Versuche, die Bewölkung aufgrund von Messungen der atmosphärischen Strahlung zu bestimmen. COOMBES et al. (1985) schlagen eine Methode vor, die aufgrund ihres komplexen Radiometers (ähnlich des MORAS der SMA) die Bewölkung bestimmt. Weil nicht viele Infrarotdaten-Serien erhältlich sind und trotzdem ein Interesse für Bilanzmessungen vorliegt, haben einige Autoren den umgekehrten Weg beschritten und die Strahlung aus vorhandenen Messungen und aus Wolkenbeobachtungen bestimmt oder mindestens abgeschätzt (ALADOS-ARBOLEDAS et al. 1988, ARNFIELD 1979, DOBESCH 1980, IDSO 1974 e 1981, KONDRATYEV 1965 e 1969, RICHTER 1988, SWINBANK 1963, UNSWORTH et al. 1975). Unser Problem geht allerdings in umgekehrter Richtung.

5.1 Interpretation des Verlaufs der äquivalenten Himmelstemperatur

In den ersten Jahren unserer Messungen in Locarno-Monti wurde nur die äquivalente Himmelstemperatur berechnet und versucht, die Höhe der Bewölkungsschicht anhand der Temperaturen der Bergstationen Cimetta, Gütsch und Corvatsch zu abzuschätzen (ideal wäre eine lokale Temperatursondierung gewesen). Das Pyrgeometer weist eine eindeutig höhere Empfindlichkeit auf und reagiert genauer auf Änderungen des Himmelszustandes als das mit der Temperaturdifferenz 5cm-2m arbeitende Verfahren von ALBISSER(1983). Die raschen und grossen Signaländerungen sind allerdings von langsameren Variationen überlagert, die vom Tages- und Jahresgang der Himmelstemperatur, bzw. der täglichen und saisonalen Temperaturänderungen in der Grundsicht herrühren. Trotzdem können mit einiger Erfahrung und mit Kenntnissen der Stationseigenheiten anhand des zeitlichen Verlaufes die rascheren Variationen der Himmelstemperatur visuell aus dem Kurvenverlauf herausgefiltert und als Bewölkungsänderungen interpretiert werden. Bei der Interpretation ist noch zu beachten, dass wie bei anderen, hemisphärischen Strahlungsmessungen, der relative Beitrag der verschiedenen Himmelskomponenten mit dem Kosinus des Zenitwinkels gewichtet wird. Eine kleine Wolke direkt über dem Instrument hat daher einen viel grösseren Einfluss als eine ausgedehnte Wolken-schicht am Horizont.

Im praktischen Einsatz erweist sich die "grafisch-subjektive" Interpretation der relativen Schwankungen der absoluten Infrarotstrahlung bzw. der äquivalenten Himmelstemperatur als Mass für die Bewölkungsänderungen aber als nur beschränkt brauchbar. Für eine objektive Analyse der Messungen einer Einzelstation und vor allem bei einer Ausweitung der Dateninterpretation auf ein Netz von Stationen genügt die einfache Grösse der äquivalenten Himmelstemperatur nicht mehr.

5.2 Normierung der Pyrgeometermessung

In der Folge wurde nach einem Algorithmus gesucht, der durch Normierung die täglichen und die jahreszeitlichen Schwankung kompensiert. Dazu müssen die Zusammensetzung der Atmosphäre und die vertikale Temperatur- und Wasserdampfverteilung bekannt sein. Da in der Praxis lokale Vertikalprofile fehlen, hat man sich auf die üblichen, am Boden gemessenen Parameter zu beschränken. Wie schon erwähnt, findet man in der Literatur einige "Formeln", welche die atmosphärische Strahlung aufgrund der Bewölkung und anderer Parameter berechnen. Viele Gleichungen wurden nur für heitere Bedingungen abgeleitet. Manchmal wurde noch eine "Korrektur" für die Bewölkung eingeführt:

Man definiert ein scheinbares Emissionsvermögen der wolkenfreien Atmosphäre, welches durch eine empirische Formel von der 2m-Temperatur oder vom Wasserdampfdruck abhängt (s. Anhang II). Das beste Ergebnis gibt nach unserer Erfahrung die Gleichung von Brunt (BRUNT 1932):

$$E_{a0} = a + b * e^{-0.5} \quad (5.1)$$

wobei $a = 0.59$, $b = 0.065$ und e der Wasserdampfdruck am Boden in hPa ist. Die Werte der Koeffizienten a , b wurden aus unseren Messungen abgeleitet (s. Anhang II).

Wenn Wolken vorhanden sind, liefert die Korrekturformel für E_{a0} von Bolz (BOLZ 1949) brauchbare Ergebnisse:

$$E_a = E_{a0} * (1 + k * c^2) \quad (5.2)$$

wobei die Werte für k durch die Wolkenart und für c durch den Bedeckungsgrad bestimmt werden ($c = 0$ heiter, $c = 1$ bedeckt 8/8).

Andrerseits kann man das scheinbare Emissionsvermögen so definieren:

$$E_a = R_{in} / (\sigma * T^4) \quad (5.3)$$

mit R_{in} als einfallende langwellige Strahlung, σ als Stefan-Boltzmannsche Konstante und T als absolute Temperatur.

In unserem Berechnungsschema haben wir folgende Prozedur angewendet. Zuerst werden E_{a0} und E_a nach den gemessenen Daten und den Gleichungen 5.1 und 5.3 bestimmt. Unter Annahme der Bewölkung als homogene Schicht, d.h. $c = 1$, und mit der Gleichung 5.2 berechnet sich dann der Wolkenartparameter k zu:

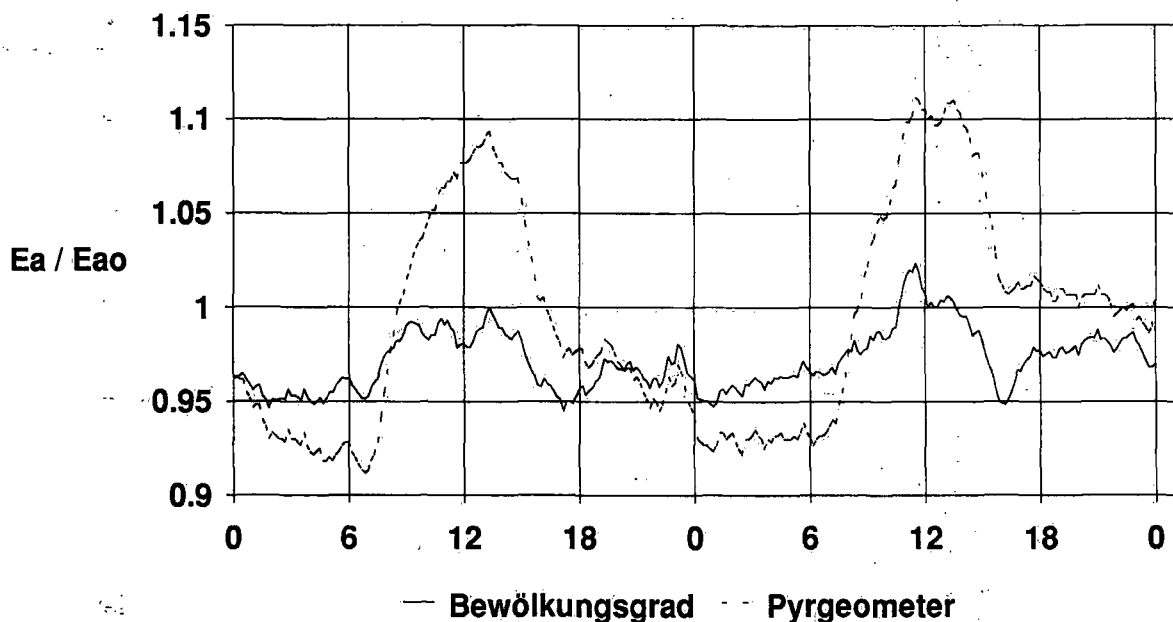
$$k = E_a / E_{a0} - 1 \quad (5.4)$$

In der Literatur (ARNFIELD 1979, RICHTER 1988) findet man folgende empirische Werte für k :

Cirrus	0.04
Cirrostratus	0.08
Altostratus	0.16
Altostratus	0.20
Cumulus	0.20
Stratocumulus	0.22-0.24
Nebel	0.25

wobei natürlich die Höhe der Wolkenbasis den Wert von k beeinflusst. E_{a0} und damit auch k hängen vom Wasserdampfdruck am Boden ab. Bei hohen Taupunkten, z.B. an schwülen Sommertagen auf der Alpensüdseite, ist dieser Einfluss auf k besonders spürbar. Die Absolutwerte des Wolkenparameters k sind deshalb mit Vorsicht zu interpretieren.

23. - 24. Januar 1991



Figur 4
Vergleich Pyrgeometerrohdaten mit den normierten an heiteren Tagen

Um die Wirkung der Normierung zu zeigen, werden die rohen Pyrgeometermessungen mit den normierten Werten verglichen. Fig. 4 zeigt den Verlauf beider Datenserien an zwei heiteren Tagen. In den Rohwerten ist der Tagesgang sofort erkennbar. Während der Nacht sinkt die Temperatur der unteren Luftschichten, und entsprechend nimmt die atmosphärische Strahlung langsam ab; während des Sonnenaufgangs und -untergangs sind die Änderungen wesentlich schneller. Das Emissionsvermögen der Atmosphäre ändert sich natürlich nicht so rasch, da die Luftfeuchtigkeitsänderungen gegenüber den Temperaturschwankungen i.a. weniger schnell sind.

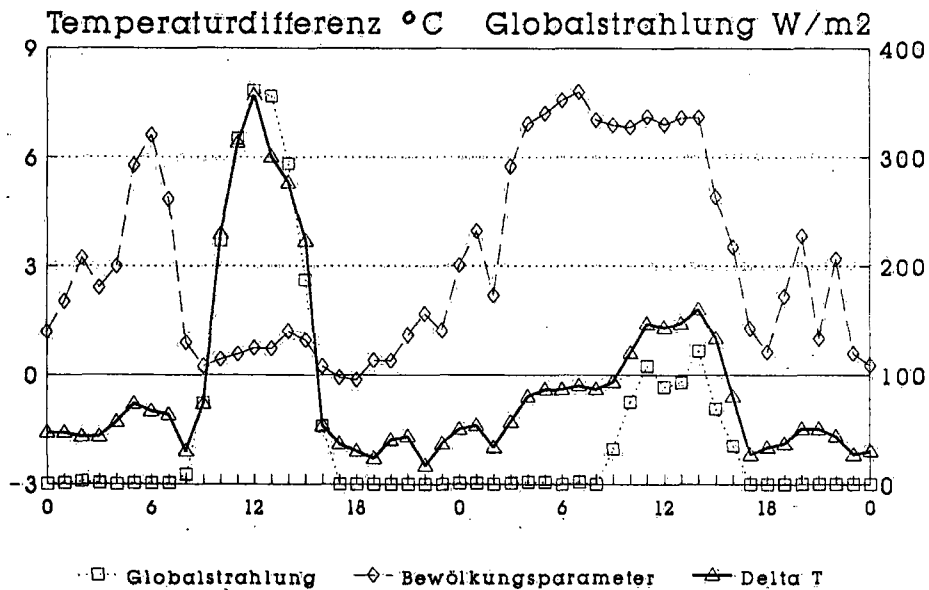
Bei der Kurve mit den normierten Werten sind die langsamen Änderungen stark gedämpft. Der beschriebene Normierungsalgorithmus kompensiert somit unerwünschte Einflüsse weitgehend und liefert zudem direkt interpretierbare Momentanwerte. Für ein Netz von Pyrgeometern könnte deshalb der normierte Bewölkungsparameter in Kartenform (z.B. als ANETZ-Karte im INFO-System) dargestellt werden. Die eingeführte Normierung funktioniert zufriedenstellend, solange die Temperaturverteilung durch den Strahlungsaustausch bestimmt wird und damit eine vertikale Durchmischung der Grenzschicht vorhanden ist. Bei advektiven Lagen oder starken Inversionen versagt die Normierung manchmal; in gewissen Fälle tritt dann eine "fiktive" oder sogar eine "negative" Bewölkung auf.

6. ILLUSTRATION DER METHODEN ZUR BEWÖLKUNGSBESTIMMUNG ANHAND TYPISCHER BEISPIELE VON LOCARNO-MONTI

6.01 Temperaturdifferenz 5cm-2m für die Schätzung der Bewölkung.

Die Differenzen zwischen Gras- und Hüttentemperatur können im INFO-System als Karten abgerufen werden, und zur Zeit haben wir eine mehrjährige Erfahrung mit diesem Parameter. Die Methode funktioniert nur nachts und hängt stark von der Messqualität und dem Unterhalt der Messfühler, insbesondere jenes der Grastemperatur ab. Als Vergleich zwischen Temperaturdifferenz und der normierten Pyrgeometermessung werden die Daten vom 6. - 7. Januar 1991 gezeigt (Fig. 5).

6. - 7. Januar 1991



Figur 5

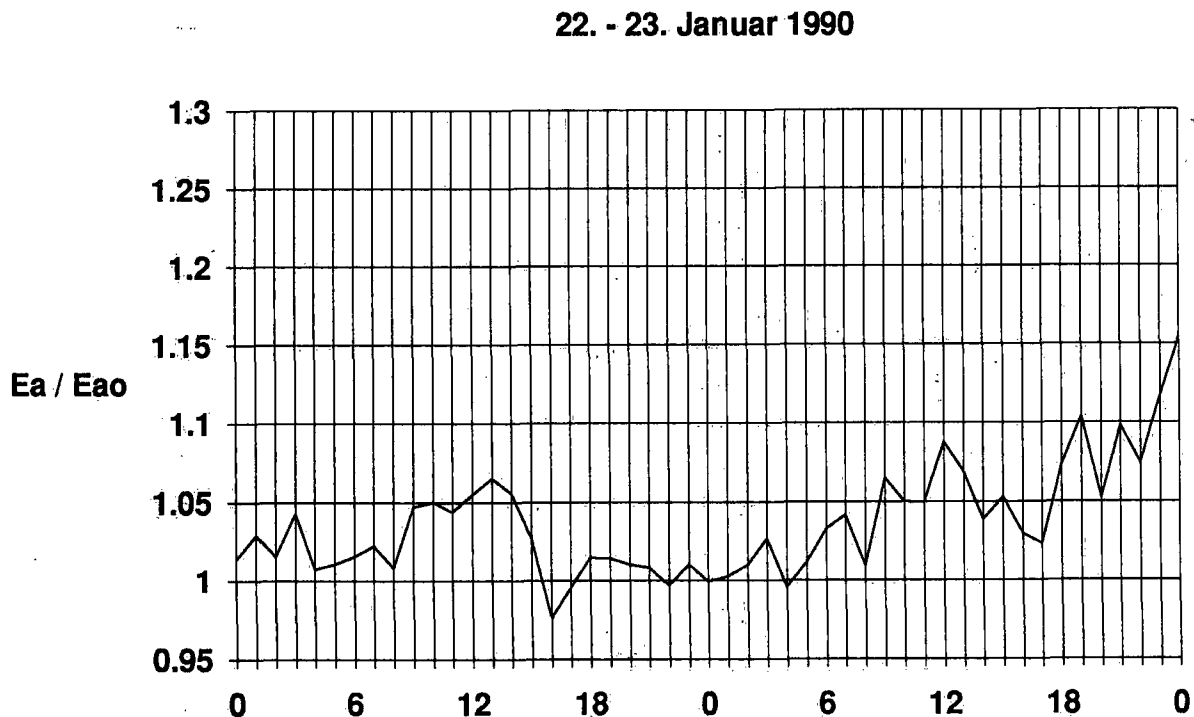
Im Laufe der Nacht auf dem 6. Januar bildeten sich 8/8 As translucidus, die sich am frühen Morgen rasch auflösten. Tagsüber waren zeitweise 1/8 Ci vorhanden. Während der folgenden Nacht bildeten sich 8/8 St mit Basis knapp über der Station. Im Laufe des Tages stieg die Basis an und am Abend blieben 1/8 St übrig. In der folgenden Nacht waren abwechselnd St und As

vorhanden. Am frühen Morgen des 8. Januar bildeten sich wieder 7/8 Sc mit Basis um 1800 m, die sich nochmals praktisch vollständig auflösten.

Die Temperaturdifferenz zeichnet grob die nächtliche Entwicklung nach, während sie tagsüber unbrauchbar ist, d.h. ihre Aussage beschränkt sich praktisch auf ein Ja-Nein-Signal für die nächtliche Präsenz von Sc (Hochnebel). Die Pyrgeometerkurve zeigt deutlich die grössere Empfindlichkeit und raschere Antwort des Pyrgeometers. Die mehrjährigen Erfahrungen am OTL bestätigen diesen Tatbestand.

6.02 Wolkenlose Bedingungen

Bei klarem Himmel haben wir die Möglichkeit, den Normierungsalgorithmus zu überprüfen, da die effektiv gemessene Strahlung mit der berechneten verglichen werden kann. Aus einer relativ langen Periode mit heiterem Himmel im Januar 1990 wurden der 22. - 23. Januar (Fig. 6) ausgewählt. Am 22. waren noch einige Rauchreste eines Waldbrandes der Vortage vorhanden, sonst war es ganz klar. Der Algorithmus normiert die langwellige Strahlung befriedigend; die Variationen sind minimal.



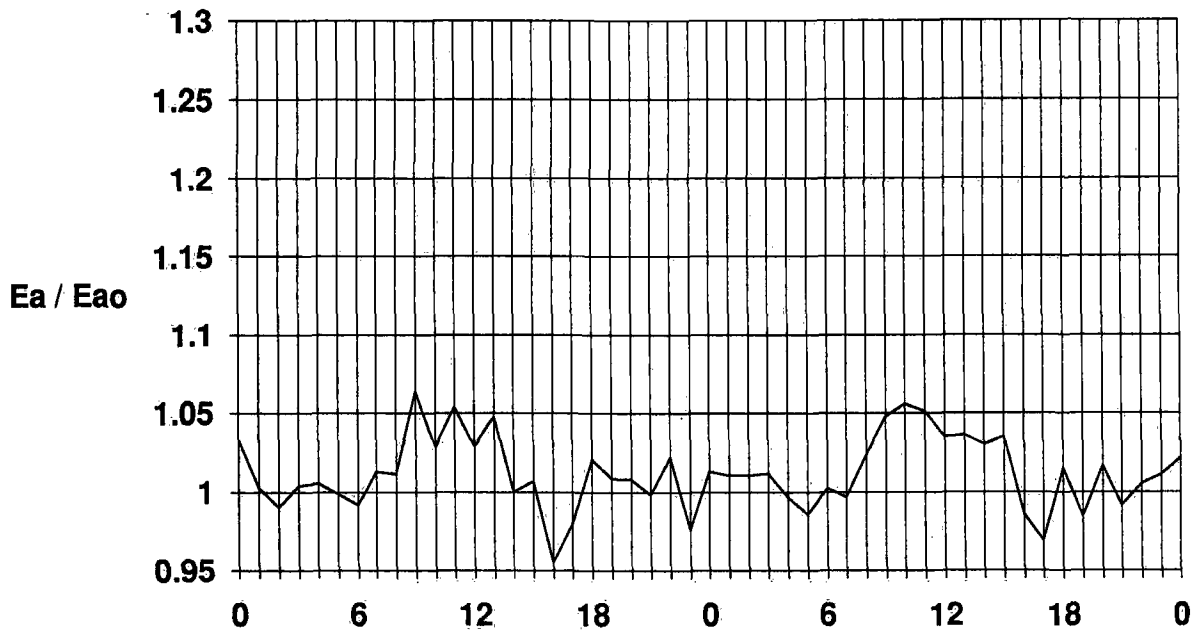
Figur 6

6.03 Inversionlage

Da der Algorithmus die am Boden gemessenen Temperatur- und Dampfdruckwerte benutzt, würde man wegen der in dieser Situation anormalen vertikalen Temperatur- und Feuchteprofile eine Verfälschung der berechneten Strahlung bei heiterem Himmel erwarten. Während der zweiten Januarwoche 1990 herrschte eine ausgeprägte Hochdrucklage mit trockener Luft und entsprechend klaren Nächten. Es bildete sich eine starke Inversion (eigentlich mehrere Inversionen) zwischen Magadino, Locarno-Monti und Cimetta. Die Daten für den 11. - 12. Januar

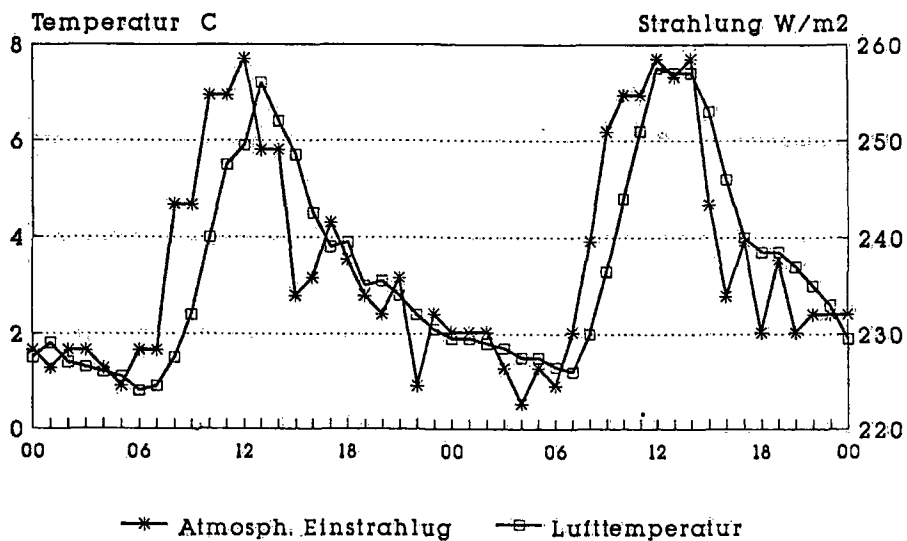
(Fig. 7) zeigen erstaunlicherweise gute Nachtwerte. Hingegen sind tagsüber ist die normierten Strahlungswerte zu hoch und nach dem Sonnenuntergang etwas zu klein. Eine mögliche Erklärung liegt in der Hanglage der Station und in den daraus resultierenden thermischen Winden.

11. - 12. Januar 1990



Figur 7

Temperatur-Einstrahlung 11 -12 Januar 1990



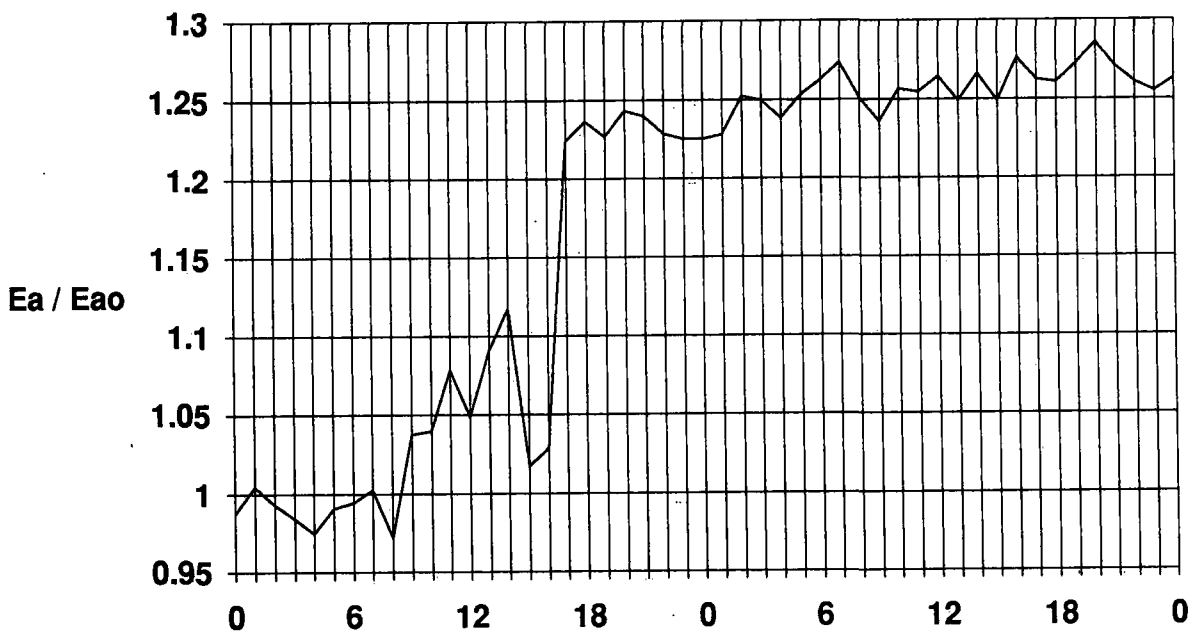
Figur 7a

Die nachmittäglichen anabatischen Winde bringen etwas feuchtere Luft über die Station, und diese Schicht strahlt im IR-Bereich mehr, als die Normierungsberechnung annimmt; nach Sonnenuntergang streicht mit katabatischen Winden trockenere Luft über die Station. Der Tagesgang der 2m-Temperatur und die Erwärmung der unteren Luftschichten laufen ziemlich parallel (siehe Fig. 7a). Wir finden also eine Bestätigung der berechneten Emissionswerte der Atmosphäre. Wie in Kap. 2 erwähnt wurde, stammt etwa die Hälfte der einfallenden Strahlung bei klaren Bedingungen aus der untersten 30 m der Luftschicht. Man findet bestätigt, dass in Inversionslagen die Normierung während der transienten Zuständen ungenau ist. In der Nacht hingegen, wenn sich ein Gleichgewicht einstellt, ist sie befriedigend.

6.04 Nebel

Zu Beginn des 27. Januar war es heiter; im Laufe des Morgens tauchten die ersten Cirren auf, die sich am Nachmittags zu Cs und As verdichteten. Gegen Abend war eine rasche Bewölkungszunahme mit einem Absinken der Wolkenbasis zu beobachten und gegen Mitternacht begannen die ersten Niederschläge, die den ganzen 28. Januar über andauerten, wobei die Station zeitweise im Nebel lag. Die Bewölkungsverdichtung am Tag und die darauf folgende Nebellage sind gut erfasst (Fig. 8).

27. - 28. Januar 1990

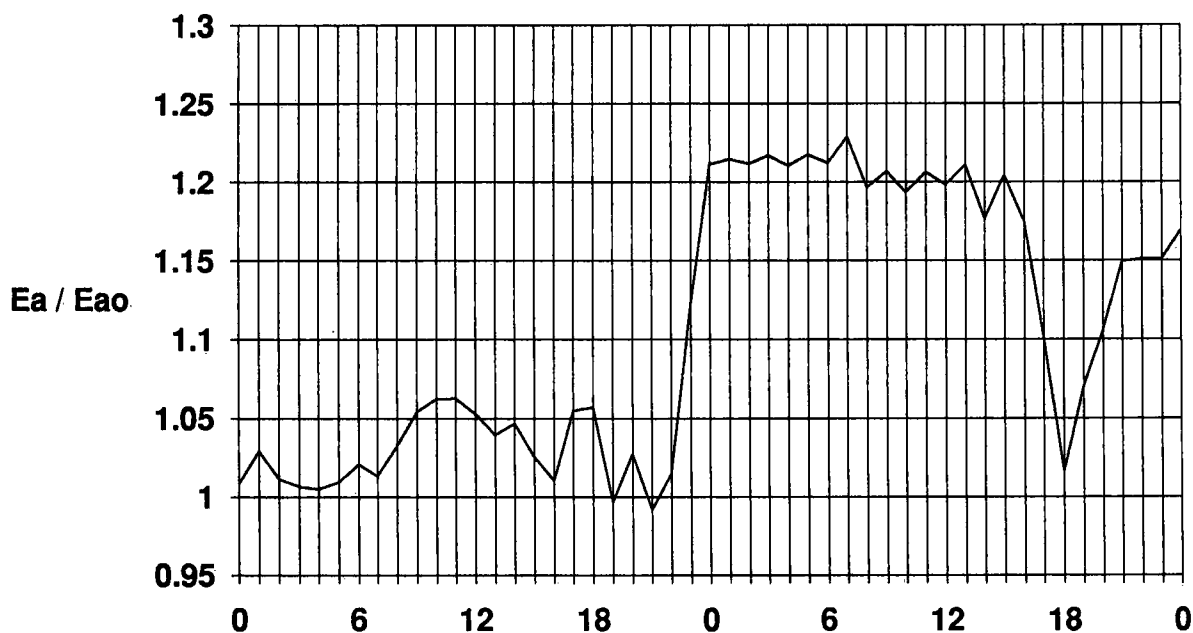


Figur 8

6.05 Tiefe Bewölkung, Hochnebelbildung in der Nacht

Die Nacht auf den 25. Februar 1990 war klar. Im Laufe des Tage kamen 2-4/8 Ci auf; gleichzeitig nahmen in den unteren Schichten Dunst und Luftfeuchtigkeit zu. Um Mitternacht bildeten sich rasch 8/8 Sc (hochnebelartig) mit Basis um 900 m über der Station, die nach 8 Uhr auf 1200-1300 m anstieg. Eine Auflockerung erfolgte gegen 18 Uhr, und nachfolgend bildeten sich 7-8/8 As opacus und etwas tiefere Sc. Auch in diesem Fall stimmt die berechnete Bewölkung sehr gut mit den Beobachtungen überein (Fig. 9).

25. - 26. Februar 1990



Figur 9

6.06 Mittlere Bewölkung

Am 17. Dezember 1990, nach einer wolkenlosen Nacht, bildeten sich 8/8 Ac mit Basis um 2700 m. Während des 18. löste sich die Bewölkung fast vollständig auf um sich in der folgenden Nacht wieder zu bilden. Aber noch vor Sonnenaufgang war es wieder heiter, und es blieb so während des ganzen 19. Dezember.

Im Vergleich mit anderen Verläufen zeigt diese Kurve (Fig. 10) eine gewisse Schwäche der Methode. Es ist schwierig, die Wolkenbasis anhand dieser Daten zu bestimmen. Allerdings sind für mittlere Wolkentypen auch die Augenbeobachtungen nicht zuverlässig, da Referenzpunkte fehlen. Hier drängen sich Vergleichsmessungen an Orten mit einem Ceilometer auf.

6.07 Starker Dunst

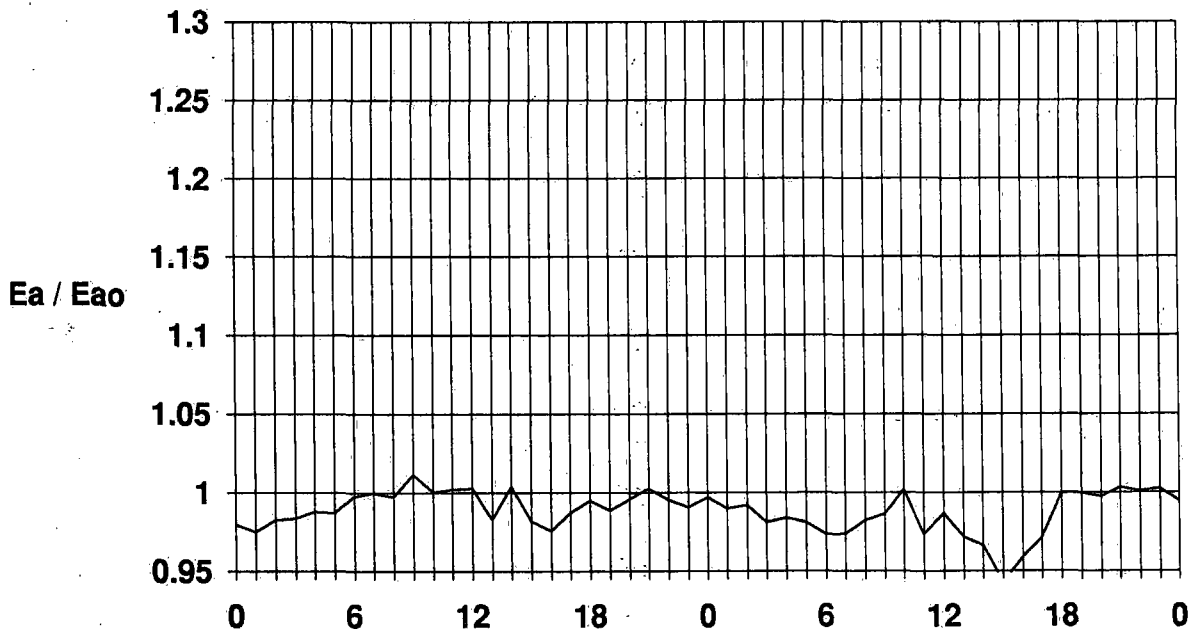
Auf der Alpensüdseite bildet sich oft eine dichte Dunstschicht, die besonderes in der Nacht die Bewölkungsbeobachtung erschwert. Oft wurden schon 8/8 St "beobachtet" (z.B. in Stabio), nur weil wegen des Dunstes keine Sterne sichtbar waren. Am 21. - 22. Juli überschritt die horizontale Sichtweite in Locarno-Monti nie 7 km, der Taupunkt kletterte bis 21°C, aber nur am späten Nachmittag des 22. bildeten sich einige Cu (und laut der Pyrgeometermessungen wahrscheinlich auch zwischen 3 und 5 Uhr morgens). Das Pyrgeometer konnte den Himmelzustand besonderes in der Nacht, wenn Beobachtungen von Auge äusserst schwierig sind, gut verfolgen (Fig. 11).

17. - 19. Dezember 1990



Figur 10

21. - 22. Juli 1990



Figur 11

6.08 Bewölkungsaflösung und Frostbildung

Mit diesem Beispiel wird die Notwendigkeit eines Belüftungssystems für das Pyrgeometers demonstriert. Am 3. Februar 1990 bildeten sich rasch 8/8 Sc mit Basis um 1500 m. Gegen Abend nieselte es etwas. Kurz vor Mitternacht löste sich die Bewölkung vollständig auf. Die klare zweite Nachthälfte verursachte eine starke Frostbildung. Die gestrichelte Linie zeigt die Messungen mit dem nicht ventilierten Instrument und die ausgezogene Linie jene mit dem belüfteten Instrument (Fig. 12).

Anmerkung: Die Frostbildung auf der Haube aus Silikonlastomeren erfolgt viel seltener als auf einer Glashaube. Da die Silikonlastomere für langwellige Infrarotstrahlung transparent sind, liegt deren Temperatur viel näher bei der Umgebungstemperatur als beim in diesem Infrarotbereich undurchsichtigen Glas. Die Parallelmessungen mit und ohne Belüftung bestätigen dies; Frost bildet sich nur bei rascher Bewölkungsabnahme und hoher Luftfeuchtigkeit.

3. - 4. Februar 1990



Figur 12

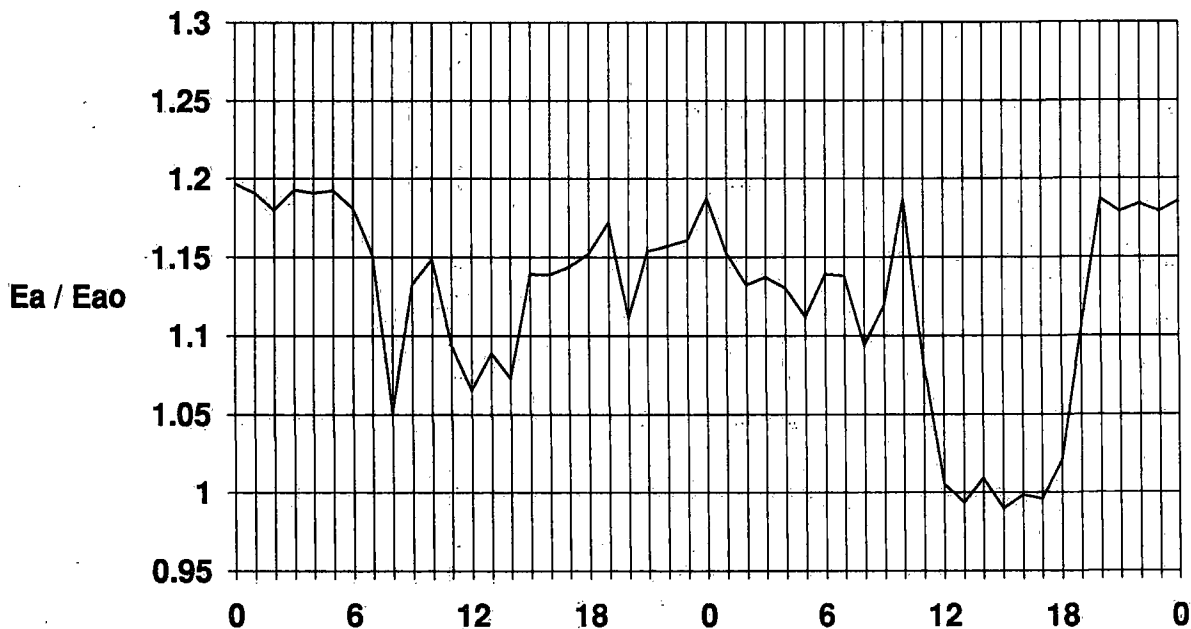
6.09 Chaotischer Himmel

Wie schon weiter oben erwähnt, liefert das Pyrgeometer einen einzigen Parameter, der Menge und Höhen aller vorhandenen Wolkenschichten "integriert" (siehe Kap.5). Bei chaotischem Himmel mit verschiedenen Wolkentypen und -höhen sowie raschen zeitlichen Änderungen ist auch der normierte Messwert allein schwer interpretierbar. Als Beispiel werden die Messungen vom 23. - 24. Oktober 1990 zusammen mit den Augenbeobachtungen von Locarno-Monti (leider nur tagsüber) gezeigt. Basis in m über Meer.

	23. Oktober					24. Oktober				
	6	9	12	15	18	6	9	12	15	18
N	7-8/8	7/8	7-8/8	8/8	8/8	7/8	7-8/8	2/8	0-1/8	3/8
Basis	1 St 600	3 Cu 500	1 St 700	1 St 600	1 St 600	2 St 600	2 St 500	1 Cu 800	<1 Cu 1500	2 Sc 1000
Basis	6 Sc 1000	3 Ci 6000	7 Cs 6000	3 Ac 3600	7 As 4000	7 Ac 4000	4 Ac 4200			1 Ci 9000
Basis				5 As 4200						

Es dürfte schwierig sein, ein Instrument zu finden, das diese Verhältnisse zuverlässig wiedergeben kann. Andererseits sind die Basen der mittleren und hohen Wolken nur grobe Schätzwerte. Immerhin liefert das Pygeometer eine gute Übersicht über den Gang der Gesamtbewölkung (Fig. 13). Zu Beginn war es fast bedeckt mit St/Sc, dann sehr variabel, und die Aufheiterung am Nachmittag des 24. wird gut wiedergegeben.

23. - 24. Oktober 1990



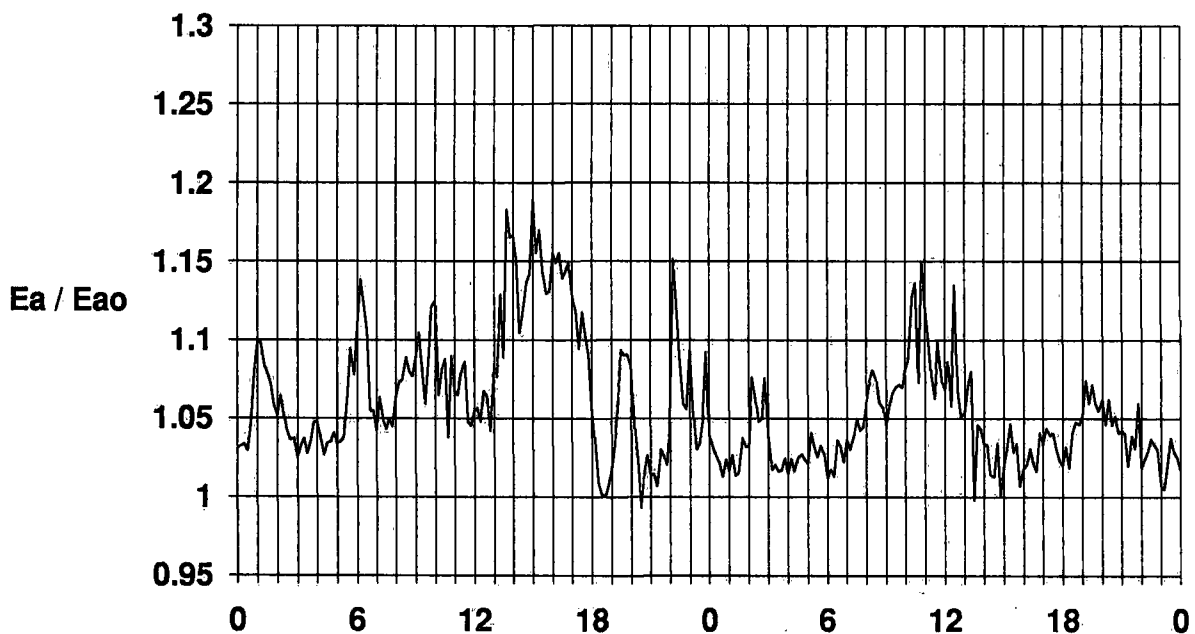
Figur 13

6.10 Konvektive Bewölkung

Um die kleinen Schwankungen der Messungen zu glätten, wurden in den vorangegangenen Beispielen die Studenmittelwerte der Pygeometermessungen verwendet. Wenn die Bewölkung sehr variabel ist, z.B. bei konvektiven Lagen, sind die auch die Messungen unruhig.

Während einer Flachdrucklage am 6. - 9. Mai 1990 waren zahlreiche konvektive Entwicklungen zu beobachten. Um 6 Uhr des 6. waren 3/8 Ac vorhanden, dann bildeten sich Cu congestus über den Bergen, und am Nachmittag wurden zeitweise 8/8 Cu beobachtet mit einem kurzen Gewitter. In der Nacht waren einige Ac cbgenitus vorhanden und am Morgen des 7. Mai 2-5/8 Cu mediocris/congestus, die sich gegen Abend grössenteils auflösten. Die Kurve mit den 10-Minuten Daten (Fig. 14) gibt deutlich die Variabilität der Bewölkung wider.

6. - 7. Mai 1990



Figur 14

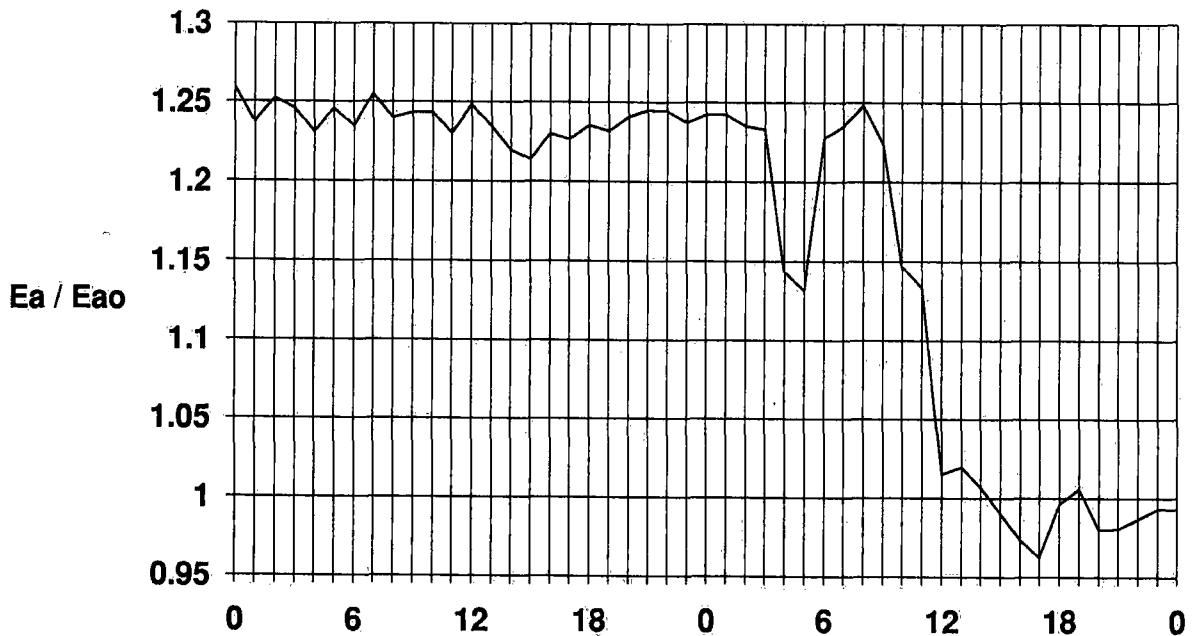
6.11 Bewölkungsauflockerung und Nordföhneinsatz

Der Normierungsalgorithmus berücksichtigt die Wasserdampfemission in der unteren Atmosphäre, indem der Wasserdampfdruck in die scheinbare Emission im langwelligen Strahlungsbereich eingeht. Ein guter Test für das Verfahren ist deshalb die Berechnung der Bewölkung bei hoher Luftfeuchtigkeit (z.B. während Niederschlag) bis zum Einsatz des Nordföhns, wenn die Luftfeuchtigkeit rasch auf sehr tiefe Werte sinkt.

Am 31. Dezember 1990 war es den ganzen Tag bedeckt mit leichten Niederschlägen am Nachmittag. In der Nacht auf dem 1. Januar, nach einer kurzen Bewölkungsauflockerung, bildete sich St nebulosus, und die Station war am Morgen zeitweise im Nebel. Vor dem Mittag kam der Nordföhn auf, der die Bewölkung vollständig auflöste. Die relative Feuchtigkeit sank von 100% unter 30%.

Die berechnete Bewölkung (Fig. 15) widerspiegelt dieses Problem des starken Feuchtigkeitsgangs gut; die Nordföhnphase zeigt z.T. sogar leicht "negative" Bewölkung.

31. Dezember 1990 - 1. Januar 1991



Figur 15

7. SCHLUSSBEMERKUNGEN

In diesem Bericht wurde neben der Erfahrung in Locarno-Monti auch das Messprinzip des Pyrgeometers geschildert. Es wurden Algorithmen gezeigt, welche einen Parameter generieren, mit dem sich die kombinierte Grösse Bewölkungsmenge/-typ anhand der Pyrgeometermessungen bestimmen oder mindestens abschätzen lässt. Die gezeigten Beispiele illustrieren, dass die mit Bodenwerten der Temperatur und Luftfeuchtigkeit normierte langwellige Infrarotstrahlung in vielen Fällen zuverlässige Angaben über die Bewölkungsverhältnisse über der Station liefert. Die Angaben sind weitgehend unabhängig von Tages- und Jahreszeit und deshalb geeignet für Messungen in einem Stationsnetz wie dem ANETZ. Damit könnten die bedrohliche Formen annehmenden Beobachtungslücken für die Bewölkungsverhältnisse wesentlich entschärft werden. Zuverlässige Beobachtungen der Bewölkung sind ein notwendiges Element für die Kurzfristprognosen und die Klimaüberwachung. Die weitere Entwicklung der Wettersatelliten wird hier nur teilweise Abhilfe schaffen können, und dies nicht vor dem Jahre 2000. Wir sind gewohnt, Infrarotradiometer "von oben" zu benutzen (METEOSAT); es wäre an der Zeit, ein Radiometer "von unten" einzuführen. Vorgängig einer Einführung des Pyrgeometers in ein Messnetz müssten allerdings noch Vergleichsmessungen an anderen Standorten als Locarno-Monti, z.B. an einer Station, wo halbstündige METAR-Beobachtungen gemacht werden.

Nach den ersten Erfahrungen und laut der Literatur kann man die Vor- und Nachteile unseres Systems wie folgt zusammenfassen:

VORTEILE:

- Das Pyrgeometer fusst auf einem einfachen Messprinzip; das Instrument ist robust und seit Jahren weltweit eingesetzt.
- Nach unserer Erfahrung ist es leicht ans ANETZ anzuschliessen.
- Besonders bei tiefer Bewölkung zeigt es eine grosse Empfindlichkeit (bessere Auflösung als die Temperaturdifferenz 5cm-2m) und besitzt eine kleine Zeitkonstante.
- Die Messdaten sind leicht verständlich und brauchbar (z.B. im Vergleich zu den ANETZ-Helligkeitsmessungen).
- Mit der Normierung lässt sich der Tages- und Jahresgang der registrierten Strahlung beseitigen.
- Die Daten können auch in anderen Anwendungsbereichen eingesetzt werden:
 - * Für Strahlungsbilanzberechnungen in mesoskaligen Modellen wie z.B. EUROPA.
 - * In der Forschung und Entwicklung der Haustechnik für die Optimierung des Energiesparens.
 - * In der Landwirtschaft zum Studium und zur Überwachung des Pflanzenwachstums.
 - * Für die Entwicklung neuer Methoden für die Strassenzustandsprognose.
 - * Für die Bestimmung von Ausbreitungskategorien in der Umweltmeteorologie.

NACHTEILE:

- Die Messung ergibt nur einen kombinierten Wert über Wolkenmenge/-typ.
- Bei mehreren Wolkenschichten sind die Daten schwer interpretierbar.
- Es gibt keine WMO-Norm in diesem Bereich.
- Bei Inversions- und Föhnlagen ist unsere Normierung ungenau.

8. BIBLIOGRAPHIE

- ALADOS-ARBOLEDAS L., JIMENEZ J.I., 1988, Day-night differences in the effective emissivity from clear skies, *Boundary-Layer Met.*, **45**, 93-101.
- ALADOS-ARBOLEDAS L., VIDA J., JIMENEZ J.I., 1988, Effects of solar radiation on the performance of pyrgeometers with silicon domes, *Jour. Atmos. Ocea. Tech.*, **5**, 666-670.
- ALBRECHT B., COX S.K., 1977, Procedures for improving pyrgeometer performance, *Jour. Appl. Meteor.*, **16**, 188-197.
- ALBISSER P., 1983, Abschätzung der nächtlichen Gesamtbewölkung mit Hilfe von Asta-Daten, *Arbeitsbericht der SMA No 116, Zürich*.
- ALLEN J.R., 1971, Measurement of cloud emissivity in the 8-13 μm waveband, *J. Appl. Met.*, **10**, 260-265.
- ARNFIELD A.J., 1979, Evaluation of empirical expression for the estimation of hourly and daily totals of atmospheric longwave emission under all sky conditions, *Quart.J.R.Met.Soc.*, **105**, pp. 1041-1052.
- ATWATER M., A., BALL J.T., 1978, Computation of IR sky temperature and comparison with surface temperature, *Solar Energy*, **21**, 211-216.
- BERDAHL P., FROMBERG R., 1982, The thermal radiance of clear skies, *Solar Energy*, **29**, n. 4, 299-314.
- BERDAHL P., MARTIN M., 1984, Emissivity of clear skies, *Solar Energy*, **32**, n.5, 663-664.
- BERGER X., BURIOT D., GARNIER F., 1984, About the equivalent radiative temperature of clear skies, *Sol. Energy*, **32**, 725-733.
- BOLZ H.M., 1949, Die Abhängigkeit der infraroten Gegenstrahlung von der Bewölkung, *Zeitschrift für Met.*, **4**, 3.
- BLISS R.W., 1961, Atmospheric radiation near the surface of the ground: a summary for engineers, *Solar Energy*, **5**, 103-120.
- BRADLEY S.G., GIBSON R.G., 1982, On the use of pyrgeometers in cloud, *Jour. Appl. Meteor.*, **21**, 1155-1159.
- BREON F.-M., FROUIN R., GAUTIER C., 1991, Downwelling longwave irradiance at the ocean surface: an assessment of in situ measurements and parametrizations, *Jour. of Appl. Meteor.*, **30**, 17-31.

- BRISSON A., LE BORGNE P., MARSOUIN A., (no date), Application of a satellite cloud classification scheme to surface downward longwave flux calculations, Internal paper, Centre de Météorologie Spatiale Lannion, France.
- BRUNT D, 1932, Notes on radiation in the atmosphere, Quart.J.R.Met. Soc., p. 58.
- CENTENO V.M., 1982, New formula for the equivalent night sky emissivity, Sol. Energy, 28, 489-498.
- CHEN J.-M., ZHANG R.-H., 1989, Studies on the measurements of crop emissivity and sky temperature, Agricul. and Forest. Meteor., 49, 23-34.
- COOMBES C.A., HARRISON A.W., 1985, Radiometric estimation of cloud cover, Jour. Atmos. Ocea. Tech., 2, 482-490.
- COOPER P.I., CHRISTIE E.A., DUNKLE R.V., 1981, A method of measuring sky temperature, Solar Energy, 26, 153-159.
- COULSON K.L., 1975, Solar and terrestrial radiation, Academic Press, New York.
- CZEPLAK G., KASTEN F., 1987, Parametrisierung der atmosphärischen Wärmestrahlung bei bewölktem Himmel, Meteorol. Rdsch., 40, 184-187
- DOBESCH H., 1980, Die Parametrisierung der atmosphärischen Gegenstrahlung im Ostalpenraum, Arch.Met. Geoph.Biokl., Ser.B, 28, 365-371
- DUTTON E.G., 1990, Annual forcing of the surface radiation balance diurnal cycle measured from a high tower near Boulder, Colorado, Jour. of Climate, 3, 1400-1408.
- ENZ J.W., KLINK J.C., BAKER D.G., 1975, Solar radiation effects on pyrgeometer performance, Jour. Appl. Met., 14, 1297-1302.
- EPPLEY LABORATORY, No Date, Instrumentation for the measurement of the components of solar and terrestrial radiation, Newport.
- EXELL R.H.B., 1978, The atmospheric radiation climate in Thailand, Sol. Energy, 21, 73-79.
- FAIRALL C., W., HARE J., E., SNIDER J., B., 1990, An eight-month sample of marine stratocumulus cloud fraction, albedo, and integrated liquid water, Jour. of Climate, 3, N. 8, 847-864.
- FOOT J.S. 1986, A new pyrgeometer, Jour. Atmos. Ocean. Tech., 3, 363,370.
- FRAVALO C., FOUQUART Y., ROSSET R., 1981, The sensitivity of a model of low stratiform clouds to radiation, Jour.of Atmos. Sci, 38, 1049-1062.
- GUPTA S.K., 1989, A parametrization for longwave surface radiation from sun-synchronous satellite data, Jour. of Climate, 2, 35-320.

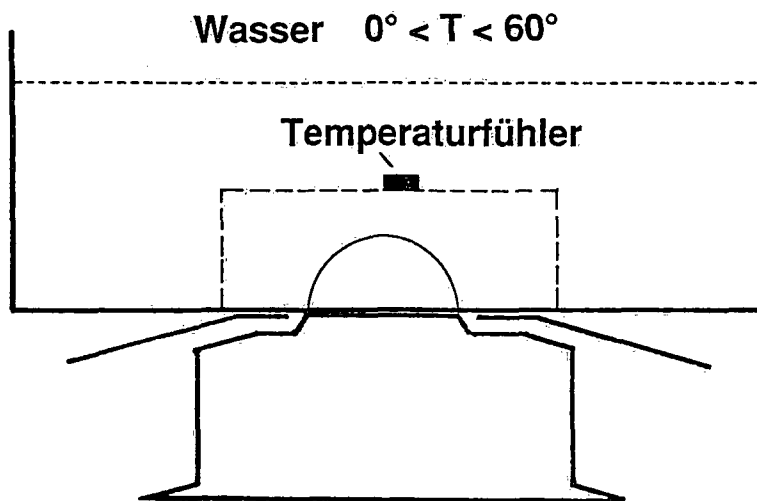
- HARSHVARDHAN, RANDALL D.A., DAZLICH D.A., 1990, Relationship between the longwave cloud radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere, *Jour. of Climate*, **3**, 1435-1443.
- HEITOR A., BIBA A.J., ROSA R., 1991, Thermal radiation components of the energy balance at the ground, *Agricul. Forest Met.*, **54**, 29-48.
- HUNT G.E., 1973, Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infrared thermal window wavelenghts, *Q.J.R.Met. Soc.*, **99**, 349-369.
- IDSO S.B., 1974, On the use of equations to estimate atmospheric thermal radiation, *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser.B*, **22**, 287-299.
- IDSO S.B., 1981, A set of equation for full spectrum and 8-14 μm and 10.5-12.5 μm thermal radiation from cloudless skies, *Water Resources Res.*, **17**, 295-304.
- IDSO S.B., JACKSON R.D., 1969, Thermal radiation from the atmosphere, *Jour. of Gheophys. Res.*, **74**, 5397-5403.
- INEICHEN P., 1983, Quatres années de mesures d'ensoleillement à Genève 1978-1982, Thèse N. 2089, Univ. de Genève.
- INEICHEN P., GUISAN O., RAZAFINDRAIBE A., 1984, Corrélation diverses sur le rayonnement infrarouge du ciel, *Publ. No 7, Mésure d'ensoleillement à Genève*, GPA, Univ. de Genève
- KEDING I., 1989, Klimatologische Untersuchung über die atmosphärische Gegenstrahlung und Vergleich von Berechnungsverfahren anhand langjähriger Messungen im Oberrheintal, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes N.178*.
- KONDRATYEV K. YA., 1965, *Radiative Heat Exchange in the atmosphere*, Pergamon Press, Oxford.
- KONDRATYEV K. YA., 1969, *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, New York.
- OLIVIERI J., 1988, Amélioration de la précision des mesures de rayonnement infrarouge effectuées à l'aide d'un pyr géomètre Eppley, *Note Technique No 15, Service des équipements, Direction de la Météorologie Nationale Française*.
- LIND R.J., KATSAROS K.B., 1982, A model of longwave irradiance for use with surface observations, *Jour. of Appl. Meteor.*, **21**, 1015-1023.
- MCGINN S.M., KING K. M., THURTELL G.W., 1989, Reducing dew and frost on the domes of net pyrradiometers, *Jour. of Atmosph. and Ocean. Techn.*, **6**, 528-531.
- NAKAGAWA K., 1988, Estimation of the sky view-factor from a fish-eye lens image, considering the anisotropy of the downward longwave radiation, *Jour. of the Meteor. Soc. of Japan*, **66**, 903-911.
- PISSIMANIS D.K., NOTARIDOU V.A., 1981, The atmospheric radiation in Athens during the summer, *Sol. Energy*, **26**, 525-528.

- PLAKHINA I.N., VOLKOV Y.A., GINZBURG A.S., GUL'KOV V.N., 1989, Estimates of downward radiation in the atmosphere above the ocean from numerical and measured data, *Izvestiya, Atmosph. and Ocean. Phys.* **25**, No.10, 775-778.
- RICHTER D., 1988, Methodische Grundlagen zur Bestimmung der Albedo und der langwelligen Ausstrahlung von der freien Wasseroberfläche sowie der langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre, *Z. für Meteorol.* , **38**, 219-233.
- SIEGEL D.A., DICKEY T.D., 1986, Variability of net longwave radiation over the eastern North Pacific Ocean, *Jour. of Geophys. Res.*, **91**, No. C6, 7657-7666.
- SIMPSON J.J., PAULSON C.A., 1979, Mid-ocean observations of atmospheric radiation, *Quart.J.R.Met.Soc.*, **105**, 487-502.
- STALEY D.O., JURICA J.M., 1972, Effective atmospheric emissivity under clear skies, *J. Appl. Met.*, **11**, 349-359.
- SWINBANK W.C., 1963, Long-wave radiation from clear skies, *Quart.J.R.Met.Soc.*, **89**, 339-348.
- UNSWORTH M.H., MONTEITH J.L., 1975, Long-wave radiation at the ground I-II, *Quart J.R. Met. Soc.*, **101**, 13-34.
- WAMSER C., KOENIG G., 1986, Die solare und terrestrische Strahlung in der Antarktis, *Meteorol. Rdsch.*, **39**, Hft 1, 26-31.
- WARDLE D.I., MCARTHUR L.J.B., 1987, Ground level monitoring of long-wave irradiance with the Eppley Pyrgeometer, The status of radiatively active gases, Report ARD-87-2 on the Meeting 15-19 Spt 1986, Atmospheric Environment Service, Toronto.
- WEISS A., 1981, On the performance of pyrgeometers with silicon domes, *Jour. Appl. Meteor.*, **20**, 962-965.
- ZHONG M., WEILL A., TACONET O., 1990, Estimation of net radiation and surface heat fluxes using NOAA-7 satellite infrared data during fair-weather cloudy situations of MESONGERS-84 experiment, *Bound. Layer Meteor.*, **53**, 353-370.

ANHANG I: EICHUNG DES PYRGEOMETERS

Die Pyrgeometer werden mit einer vom Hersteller durchgeführten Eichung geliefert. Unser erstes Instrument war einige Jahren an der Universität Genf im Einsatz, und eine neue Eichung war deshalb erforderlich. Die Erfahrung zeigt, dass regelmäßige Neukalibrierungen unbedingt notwendig sind. In der Praxis liegt das Problem der Eichung bei der Herstellung einer geeigneten Strahlungsquelle. Wenn man einen schwarzen Körper hat, genügt es, dessen Oberflächentemperatur zu messen und die Strahlung nach dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz zu berechnen.

Die Universität Genf hat einen Stahlbehälter hergestellt, bei dem der Boden mit einer speziellen Farbe beschichtet wurde, deren Emissionsvermögen fast gleich eins ist. Der Behälter wird mit einer gut durchmischten Flüssigkeit gefüllt und die Oberflächentemperatur gemessen. Fig. 16 zeigt die Anordnung. Für unsere Eichung haben wir Wasser eingefüllt und im Bereich 0 bis 60°C gemessen. Für in-situ Eichungen in einem Netz wäre eine transportable Einrichtung notwendig.



Figur 16

ANHANG II: EMISSIONSVERMÖGEN DES KLAREN HIMMELS

Man definiert ein scheinbares Emissionsvermögen der wolkenfreien Atmosphäre E_{a0} , welches in einer empirischen Form von am Boden gemessenen Parametern abhängt. In der Literatur findet man folgende Formel:

a) Idso and Jackson (IDSO 1969, ARNFIELD 1979)

$$E_{a0} = 1 - f * \exp(g(273.16 - T)^2) \quad (5.1)$$

wobei $f = 0.261$, $g = -7.77 * 10^{-4} \text{ K}^{-2}$ und T die absolute Temperatur (ventiliertes Thermometer) ist. Diese Formel wurde anhand von Messungen mit Temperatur- und Taupunktwerten über 8°C abgeleitet. Wir haben diese Formel lange angewendet und fanden relativ gute Ergebnisse, ausser bei Föhnlagen (d.h. bei hoher Temperatur aber geringer Luftfeuchtigkeit). Ein anderer Nachteil der Näherung liegt in der Symmetrie um 0°C . Für Temperaturwerte unter dem Gefrierpunkt steigt das berechnete Emissionsvermögen wieder an, was physikalisch nicht vertretbar ist.

b) Idso 2 (IDSO 1981)

Idso schlug eine neue Formel vor, die sowohl Temperatur wie Wasserdampfdruck berücksichtigt:

$$E_a = 0.7 + 5.95 * 10^{-5} * e * \exp(1500/T)$$

wobei e der Wasserdampfdruck in hPa am Boden und T die 2m-Lufttemperatur in K sind.

c) Brunt (BRUNT 1932, KEDING 1989, RICHTER 1988, BERDAHL 1984)

$$E_{a0} = a + b * e^{-0.5}$$

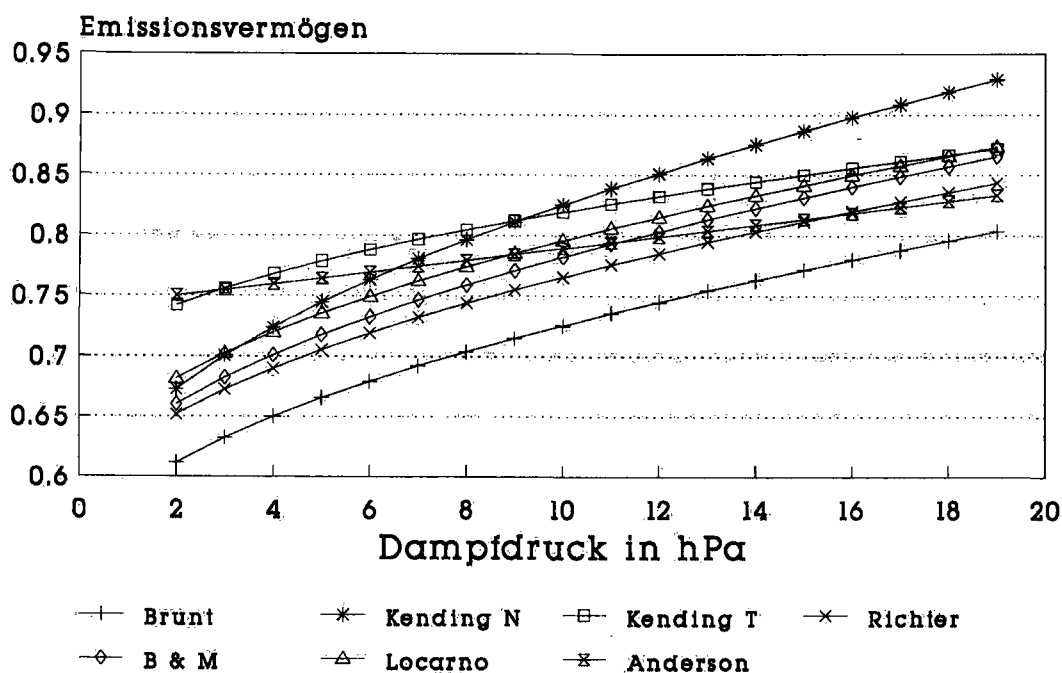
wobei e der Wasserdampfdruck in hPa und (a, b) empirische Koeffizienten sind. Nachfolgend sind für a und b Werte der verschiedenen Autoren zusammen mit denjenigen, die aus den Messungen in Locarno-Monti abgeleitet wurden, aufgelistet. Die aus den verschiedenen Wertepaaren resultierenden verschiedenen Kurven sind in Fig.17 dargestellt.

	Brunt	Keding T	Keding N	Richter	Berdhal	Locarno
a	0.52	0.68	0.55	0.56	0.56	0.59
b	0.065	0.044	0.087	0.065	0.0696	0.065

[Quellen: s.o. die Originalartikel, Locarno (unsere Daten)]

Keding schlägt zwei Wertepaare (a, b) vor, eines für den Tag (T), eines für die Nacht (N). Für den praktischen Einsatz ist dies ungünstig, da damit täglich zwei Unstetigkeiten eingeführt werden. Als Vergleich zeigen wir die verschiedenen Kurven in der Figur 17.

Emissionsvermögen



Figur 17

Insgesamt zeigt sich eine gute Uebereinstimmung zwischen unseren Ergebnissen und jener der zitierten Autoren, welche mit anderen Instrumenten und an anderen Orten berechnet wurden. Sogar der Mittelwert zwischen den Tag- und Nachtpaaren von Keding ergibt für b 0.0655!

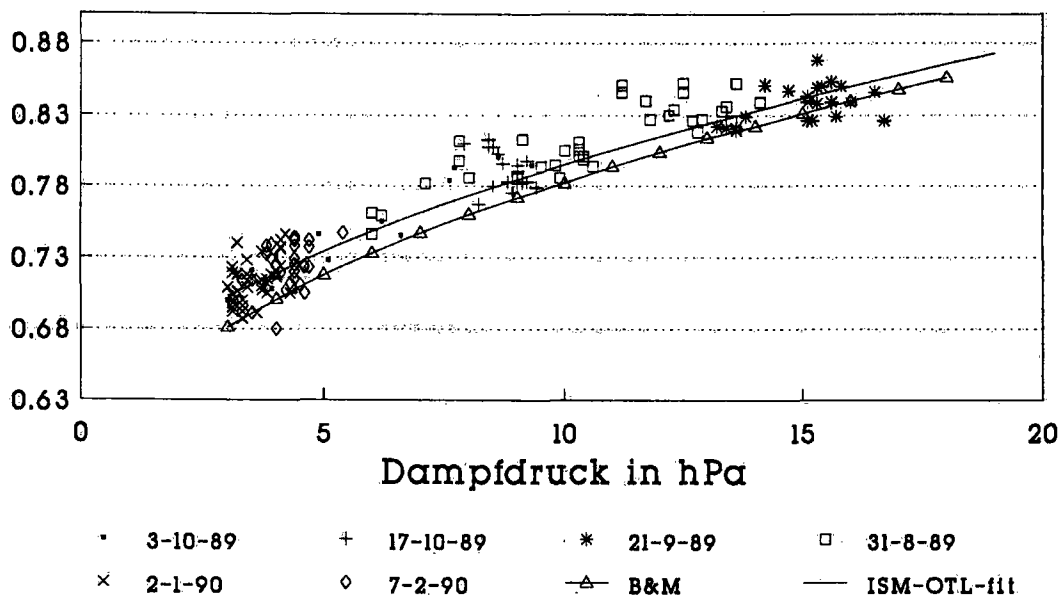
BRISSON et al. untersuchten die in der Literatur vorhandenen Daten, um die Satellitenmessungen der Emission der Atmosphäre mit Bodendaten zu vergleichen. Sie fanden, dass die Berdahl-Parameter die besten Ergebnisse lieferten; diese Werte sind aus dem grössten Datenmaterial abgeleitet. Wenn man unsere Kurve mit derjenigen von Berdahl vergleicht, sieht man dass die Unterschiede im Bereich der Messgenauigkeit liegen. Fig. 18 zeigt die nach unseren Messungen berechneten Emissionsvermögen über einen grossen Wasserdampfdruckbereich, der Sommertage mit hohen Taupunkten und extrem trockene, winterliche Nordföhnlagen umfasst.

Beide Formeln a) und c) wurden für einige Monate angewendet und folgendes lässt sich schliessen:

Auch in Föhnlagen gibt die Formel c) bessere Ergebnisse als jene von Idso & Jackson. An schönen, heissen Tagen (z.B. mit starker Subsidenz) gibt die Brunt-Formel etwas zu kleine Werte. Nach unserer Bewölkungsberechnung würde das bedeuten, dass hohe Wolken "gesehen" werden. Das ist an sich nicht so schlimm, da in diesem Falle andere Mittel zur Kontrolle zur Verfügung stehen, da dieser Effekt praktisch nur tagsüber vorkommt (Satellitenbilder, Sonnenschein und Globalstrahlung). In Zukunft, wenn wir über weitere Daten an anderen Stationen verfügen, könnten die Methode und die Koeffizienten verbessert werden.

Deshalb schlagen wir vor, die Brunt-Formel mit unseren Koeffizienten einzuführen. Das ist auch physikalisch vernünftiger, weil die Emission der Atmosphäre im wesentlichen vom Wasserdampfgehalt der untersten Luftschichten abhängt (siehe Kapitel 2)

Emissionsvermögen Heiterer Himmel



Figur 18

ANHANG III: MESSFEHLER BEI SONNENEINSTRALUNG

Verschiedene Autoren (z.B. ALADOS-ARBOLEDAS et al.1988, WARDLE 1987) haben gezeigt, dass eine messbare Erwärmung der Instrumentenhaube durch die Sonneneinstrahlung stattfindet. An schönen Sommertagen kann dadurch eine zusätzliche langwellige Infrarotstrahlung bis etwa 30 Wm^{-2} entstehen. Um diesen Fehler zu kompensieren oder mindestens zu reduzieren, stehen verschiedene Lösungen zur Verfügung:

- Eine gute Belüftung des Pyrgeometers kann den Temperaturgradienten zwischen Haube und Pyrgeometerkörper (und demnach auch der Thermosäule) reduzieren, aber beeinflusst diesen Fehler nur wenig (OLIVIERI 1988, WARDLE 1987).
- Auf Wunsch montiert der Hersteller Eppley einen zusätzlichen Temperaturfühler an der Haube, mit dem eine Korrektur durchgeführt werden kann.
- Mit einer nachgeführten Scheibe kann die Sonne abgeschattet werden.
- Falls gleichzeitig die Globalstrahlung gemessen wird (wie im ANETZ), kann man eine empirische Korrektur einführen (WARDLE 1987, ALADOS-ARBOLEDAS 1988). Da der Erwärmungseffekt relativ klein ist, kann die Korrektur linearisiert werden:

$$L_{\text{cor}} = L_{\text{ori}} - a \cdot K(G)$$

wobei L_{cor} die korrigierte einfallende langwellige Strahlung, L_{ori} der Originalwert, a ein empirischer Koeffizient und $K(G)$ die Globalstrahlung sind. In der Literatur werden Werte zwischen 0.026 und 0.035 für a vorgeschlagen. Die höheren Werte wurden für das Eppley-Pyrgeometer mit einer KRS5-Haube abgeleitet, die bekanntlich mehr Probleme aufweist. Für die neueren, ventilerten Instrumente schlägt WARDLE den kleinsten Wert vor.

Keines dieser Korrekturverfahren wurde an unserem Instrument regelmässig angewendet, weil wir etwas mehr Erfahrung unter verschiedenen Verhältnissen sammeln wollten, solange kein operationeller Einsatz geplant ist. Wie schon erwähnt, ist ein zweites Vergleichsinstrument bereits ventiliert. Die Belüftung sollte auf jeden Fall eingebaut werden, weil sie auch bei Schneefall und Reifbildung die Haube sauber hält. Eine nachgeführte Schattenscheibe kann bei einer automatischen Station kaum in Frage kommen. Zudem sind speziell gefertigte Instrumente immer teurer und brauchen individuelle Korrekturen. Wir schlagen deshalb vor, den Weg d) zu verfolgen. Erste Versuche haben schon gezeigt, dass damit eine weitere Verbesserung der Normierung möglich ist.

ANHANG IV: EMPFEHLUNGEN

Unsere Erfahrungen beschränkt am Osservatorio Ticinese in Locarno-Monti haben zu diesen Bericht geführt. Wir sind meinen, es würde sich lohnen, den Einsatz des Pyrgeometers weiter zu studieren, besonders für die Bewölkungsbestimmung. Wir empfehlen etwa das folgende Vorgehen:

- In einer ersten Phase Pyrgeometer an repräsentative ANETZ-Stationen anschliessen, z.B.:
 - * KLO oder GVE, halbstündige METAR zum Vergleich;
 - * SIO oder VIS für das Wallis;
 - * PAY für das Mittelland, Vergleich der Normierung mit den Sondierungen, Erfahrung für den Instrumentendienst;
 - * CHU oder VAD für die Ostschweiz;
 - * SBO wegen des starken Dunstes;
 - * LAE für die Hochnebelobergrenze;
 - * eine andere ASTA auf mittlerer Höhe, um die Höhentauglichkeit des Instrumentes zu überprüfen.
- Die Belüftung muss noch in allen Wetterlagen überprüft werden.
- Bildung einer Arbeitsgruppe, damit die ersten Erfahrungen überprüft, die Normierungsmethode verfeinert und die Erweiterung des Pyrgeometernetzes geplant werden können.

In den letzten Zeiten wurde auch die zeitliche Variabilität der Messungen berücksichtigt (z.B. als Standardabweichung der letzten 6 Werte, d.h. der letzten Stunde). Die ersten Erfahrungen zeigen, dass ein solcher statistischer Parameter als Mass für die Kompaktheit der Bewölkung herangezogen werden könnte. Falls sich dieser Befund erhärtet, wäre es möglich die Bewölkungsmenge grob zu bestimmen, d.h. in eine Form zu bringen wie sie für die vereinfachten METAR-Meldungen spezifiziert ist (Kategorien SKC, SCT, BRK, OVC). Natürlich wären dafür ergänzende Ceilometermessungen notwendig. Dies ist ein weiterer Grund für einen möglichst baldigen Vergleich mit METAR-Wolkenbeobachtungen.

Die geplante Einführung automatischer METAR-Meldungen in Kloten und Genf während der Nacht verlangt neue Mess- und Auswertemethoden; das Pyrgeometer kann etwas dazu beitragen.

Dank: Ich möchte meinen Kollegen am Osservatorio Ticinese, die immer bereit waren, bei der Adaption des Instruments und bei der Datenauswertung zu helfen, herzlich danken. Für das sorgfältige Durchlesen des Manuskriptes bin ich Hanspeter Roesli und Patrick Hächler dankbar.

Adresse des Verfassers:

**Paolo Ambrosetti
Osservatorio Ticinese
CH-6605 Locarno-Monti**

