

Vermindert der Bodensee die Frostgefahr in seinem Umland?

VON FRIEDRICH WELLER

Der Landschaft um den Bodensee wird vielfach eine besondere »Klimagunst« bescheinigt, wobei meist offen bleibt, was darunter konkret zu verstehen ist. Nicht selten wird damit bewußt oder unbewußt die Vorstellung von einem für mitteleuropäische Verhältnisse besonders warmen Klima verbunden. Ein Vergleich der Durchschnittstemperaturen zeigt jedoch, daß die Beckenlandschaft um den See zwar deutlich wärmer ist als die – mit Ausnahme des Rheintals – durchweg höheren Lagen der Umgebung, jedoch weniger warm als andere, noch tiefer gelegene Gebiete Südwestdeutschlands und der Schweiz, wie namentlich das Oberrheinische Tiefland. Die Jahresdurchschnittstemperaturen sind im engeren Bodenseegebiet sogar noch rd. 0,5 °C niedriger als beispielsweise in vergleichbaren Höhenlagen der rd. 100–120 km weiter nördlich gelegenen Filderebene bei Stuttgart (DEUTSCHER WETTERDIENST 1953).

Was die unmittelbar am See gelegenen Stationen jedoch auszeichnet, sind die weniger ausgeprägten Extremwerte, von denen insbesondere die Temperaturminima für die »Klimagunst« entscheidend sind. ELWERT (1935) resümiert nach einer Auswertung der Meßreihen zahlreicher Stationen um den See: »Das absolute mittlere Jahresminimum beträgt am See –12 bis –14 °C, in Rorschach sogar nur –11 °C, während Stationen, die etwas weiter vom See entfernt sind, ohne zugleich eine größere Meereshöhe aufzuweisen, Werte von –15 bis –16 °C haben können.«

Für den Anbau frostgefährdeter Kulturen ist die Frage von Interesse, wie weit solche »Wohlfahrtswirkungen« des Sees in das Umland reichen. Darüber bestehen unterschiedliche Vorstellungen. Während beispielsweise GUTERMANN (1981/82) betont, daß sich dieser See-Einfluß auf einen schmalen Uferstreifen beschränkt und selbst an günstigen Tagen nur über Distanzen von 1 bis 2 Kilometern nachweisbar ist, spricht FRAUENFELDER (1999) von einem etwa 7 km breiten Streifen, der rund um den See von diesem beeinflußt wird, und folgert daraus, daß »das Bodenseegebiet auch für den Anbau empfindlicher Kulturen sehr geeignet ist«. Solche pauschalen Angaben ignorieren jedoch völlig den Einfluß des unterschiedlichen Reliefs der umgebenden Landschaft, auf den bereits C. VON SEYFERTITZ hingewiesen hat, der 1897 betonte, daß es kein einheitliches Bodenseeklima gibt, wobei er nicht nur die von West nach Ost um mehr als auf das Doppelte ansteigenden Niederschläge im Auge hatte.

Daß die Frostgefährdung selbst in Ufernähe ganz erhebliche Unterschiede aufweist, wurde bei den landschaftsökologischen Untersuchungen der dem Fachbereich Pflanzenproduktion der Universität Hohenheim angegliederten Forschungsstelle für Standortkunde sehr schnell deutlich. Die von 1954 bis 1960 in Hohenheim, danach bis 1979 in Bavendorf bei Ravensburg ansässige Institution

hatte die Aufgabe, standortkundliche Grundlagen für die Agrar- und Landschaftsplanung in Baden-Württemberg unter besonderer Berücksichtigung des Obstbaus zu erarbeiten. Daß dabei unter den ausschlaggebenden Relief-, Boden- und Klimafaktoren auch die landschaftstypischen Ausprägungen unterschiedlicher Frostgefährdung gebührend zu berücksichtigen waren, liegt auf der Hand.

An den Untersuchungen waren in verschiedenen Phasen beteiligt: J. Schiefer †, K.-F. Schreiber, R. Silbereisen, W. Vogelsgang, U. Wagner, F. Weller und F. Winter †. Gefördert wurden sie vom Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg sowie vom Regionalverband Bodensee-Oberschwaben.

Die Ergebnisse speziell für das Bodenseegebiet sollen nachstehend einem breiteren Leserkreis zugänglich gemacht werden. Doch seien zunächst einige grundsätzliche Überlegungen zur Rolle des Sees vorangestellt.

1. Der See als ausgleichendes Element

Es ist unbestritten, daß in Gewässern sowohl die täglichen als auch die jährlichen Temperaturschwankungen viel weniger ausgeprägt sind als in der Luft oder an der Bodenoberfläche der Umgebung. Dies ist bekanntlich eine Folge der größeren Wärmekapazität des Wassers, auf Grund derer sich Gewässer langsamer erwärmen, aber auch dank der größeren Wärmespeicherung langsamer wieder abkühlen. Zusätzlich wird die Abkühlung der Seeoberfläche gebremst durch den Austausch von kälter und damit schwerer gewordenem Oberflächenwasser gegen wärmeres, leichteres Wasser tieferer Schichten, so lange dessen Temperatur über 4 °C liegt.

Bei einem Vergleich der Monatsmitteltemperaturen des Oberflächenwassers im Überlinger See mit denjenigen der Luft an der Wetterstation Konstanz »zeigt sich, daß das Wasser nur in den Monaten März bis Juni kälter ist. In den übrigen Monaten, vor allem im Winter, wirkt der See im 24stündigen Mittel als Heizquelle« (GUTERMANN 1981/82). Nun liegt aber gerade in der Spanne März bis Juni die Zeit der gefürchteten Spätfröste. Doch auch diesen kann der See als Heizquelle entgegenwirken, da es hierbei ja nicht um irgendwelche Mittelwerte geht, sondern um die an einzelnen Tagen oft nur in wenigen Nacht- und Morgenstunden auftretenden Minima der Lufttemperatur unter 0 °C. Im Vergleich zu diesen ist der See das ganze Jahr über wärmer, ausgenommen die seltenen Zeiten einer »Seegfröne«.

Zusätzlich können auch die im Frühjahr gegenüber der Luft niedriger liegenden Temperatur-Mittelwerte der Seeoberfläche das Spätfrostrisiko indirekt dadurch mindern, daß sie die phänologische Entwicklung der Vegetation, d. h. Austrieb, Blatt- und Blütenentfaltung, und damit den Beginn der besonders frostempfindlichen Phase verzögern. Andererseits wirkt im Herbst das noch warme Seewasser als Bremse für die Frühfröste, und die dann in Seenähe besonders häufigen Nebel verringern zusätzlich das Frostrisiko, indem sie die nächtliche Ausstrahlung abschirmen. Daß sie andererseits auch tagsüber die Einstrahlung und damit die tägli-

che Erwärmung reduzieren, ist demgegenüber von untergeordneter Bedeutung. Wesentlich für die Beurteilung der Frostgefährdung ist dagegen die Tatsache, daß die Zahl der Frosttage, also der Tage, an denen das Minimum unter 0°C absinkt, am Seeufer wesentlich geringer und die Zeit zwischen dem letzten Frühjahrsfrost und dem ersten Herbstfrost wesentlich länger ist als in Seeferne (nähere Angaben bei ELWERT 1935).

Aus dem Vorstehenden ergibt sich eindeutig, daß der See das Potential besitzt, in mehrfacher Weise die Frostgefährdung des Umlandes abzupuffern. Es bleibt jedoch die Frage, ob und wie weit dieses Potential von der Seeoberfläche über den unmittelbaren Uferbereich hinaus wirksam werden kann. Daß sich die strahlungsmindernden Nebelfelder nicht nur auf den See beschränken, ist an ihrer räumlichen Ausdehnung leicht abzulesen. Wie aber sieht es mit der Übertragung der im See gespeicherten Wärmeenergie auf das Umland aus?

Grundsätzlich gibt es drei verschiedene Möglichkeiten der Übertragung: 1. Strahlung; 2. direkte Wärmeleitung und 3. Luftmassenwechsel. Von der Strahlung ist in diesem Zusammenhang weniger die vom See reflektierte kurzwellige Strahlung im sichtbaren und UV-Bereich von Interesse als vielmehr die auch nachts weiterlaufende langwellige Strahlung im Infrarot-Bereich. Sie ist normalerweise nicht sichtbar, kann jedoch von Flugzeugen oder Satelliten aus mit Hilfe der Scanner-Technik bei der sog. Infrarot-Thermographie flächig erfaßt und über unterschiedliche Aufbereitungsschritte sichtbar gemacht werden. Vergleicht man solche Aufnahmen vom Beginn und Ende einer windstillen Nacht, so erkennt man, daß die Strahlung von der Erdoberfläche mit der Abkühlung deutlich nachläßt, während sie von den warm bleibenden Wasseroberflächen praktisch gleichbleibend anhält (z. B. ROBEL et al. 1978). Aus diesem unmittelbaren Nebeneinander von kalten Boden- und warmen Gewässeroberflächen geht aber auch hervor, daß die Wärmestrahlung vorwiegend nach oben gerichtet und deshalb in ihrer seitlichen Wirkung sehr begrenzt ist. Es ist zwar nicht auszuschließen, daß vor allem starke Hanglagen in Ufernähe von der Wärmestrahlung des Sees profitieren, doch ist für flache Geländeabschnitte ein direkter Einfluß schwer vorstellbar. Zu denken wäre hier allenfalls an eine indirekte Wirkung, indem die von der Seeoberfläche ausgehende Strahlung an Dunst- oder Nebelschichten reflektiert wird und so als Gegenstrahlung das umgebende Gelände erreicht. Doch ist bei Auftreten derartiger Schichten die Ausstrahlung und damit die Abkühlung allgemein reduziert, weshalb in solchen Situationen eine eventuell durch den See »angereicherte« Gegenstrahlung weniger zu Buche schlägt.

Noch unbedeutender ist der Einfluß der direkten Wärmeleitung in stehender Luft. Da Luft bekanntlich ein schlechter Wärmeleiter ist, kann sich die Wärme des Sees bei Luftstillstand nur sehr langsam und mit rasch abnehmender Wirkung in die Umgebung ausbreiten. Doch ist eine andere Eigenschaft der Luft für die Verbreitung der Seewärme ausschlaggebend; das ist die für Gase typische hohe Mobilität. Mit jeder vom See zum Land gerichteten Luftströmung kann die über dem See aufgenommene Wärme ins Umland transportiert und dort gegen die kälteren Luftmassen ausgetauscht werden. Deshalb erfordern die für das Bodenseegebiet charakteristischen Luftbewegungen besondere Beachtung.

2. Die Luftbewegungen bei verschiedenen Wetterlagen

Die Bewegungen der Luftmassen werden wie im übrigen Mitteleuropa auch im Bodenseegebiet in erster Linie durch die ständig wechselnde Verteilung überregionaler Hoch- und Tiefdruckgebiete gesteuert. Insbesondere durch die wandernden Zyklonen (Tiefdruckgebiete) ändern sich Stärke und Richtung der großräumigen Winde fortlaufend und bringen Luftmassen unterschiedlichster Herkunft in unser Gebiet, die von polarer Kaltluft aus dem Norden bis zu subtropischer Warmluft aus dem Süden, von feuchter, im Sommer kühler, im Winter milder Meeresluft aus dem Westen bis zu trockener, im Sommer warmer, im Winter jedoch kalter Festlandsluft aus dem Osten reichen.

Im Mittel überwiegen die Winde aus Südwest bis West, was besonders deutlich aus der mittleren Windrose der frei liegenden Bergstation auf dem Säntis hervorgeht (GUTERMANN 1981/82). Im Unterschied dazu lassen die Windrosen der um den See gelegenen Stationen jedoch auch nennenswerte Anteile anderer Windrichtungen erkennen. Das ist teilweise auf die vor allem im Winter auftretende Bise zurückzuführen, einen für weite Teile des Alpenvorlandes charakteristischen überregionalen NO-Wind (FRAUENFELDER 1999), teilweise auch auf lokale Umleitungen der großräumigen Strömungen durch Tal- und Höhenzüge. Zusätzlich wirken sich jedoch vielfach auch von den großräumigen Strömungen nicht induzierte lokale Windsysteme aus.

Nicht zu diesen Lokalwindsystemen gehört der Föhn, der zwar große örtliche Unterschiede aufweist, sich aber aus einer großräumigen südlichen Luftströmung über die Alpen hinweg entwickelt. »Der Föhn, oder genauer der Südföhn, entsteht, wenn der Luftdruck im Süden hoch, nördlich der Alpen aber tief ist. Die sich daraus ergebende starke Ausgleichsströmung stürzt in die nördlichen Alpentäler hinunter, wodurch die Luft warm und trocken wird. Als böiger, stürmischer Wind stößt nun der Föhn bei genügend großem Druckunterschied durch das St. Galler Rheintal bis ins östliche Bodenseebecken vor, wo er infolge der Ausfächerung an Kraft verliert und durch die am Boden aufliegende Kaltluft von der Oberfläche abgehoben wird. Durchgebrochener Föhn bis zum See ist jedoch nicht sehr häufig« (GUTERMANN 1981/82). Während beispielsweise in der Periode 1969–1975 die mittlere Anzahl der Föhnstunden pro Jahr in dem rd. 50 km vom Seeufer rheinaufwärts gelegenen Bad Ragaz 760 betrug, waren es am Rohrspitz in der Nähe der Rheinmündung nur noch 70, in Rorschach 60, in Friedrichshafen 4 und in Konstanz sogar nur 0,3 Stunden, in denen der warme Föhn bis zur Bodenoberfläche durchdrang, während er an 50 bis 70 Tagen pro Jahr in einigen hundert Metern Höhe über die Kaltluft am Bodensee hinwegführt (GUTERMANN 1981/82).

Neben diesem alpinen Südföhn hat bereits VON SEYFERTITZ (1897) für die Bregenzer Bucht einen »Ostföhn« beschrieben, der entsteht, wenn die Luft bei großräumiger Ostströmung über den Pfänderücken geschoben wird und dahinter als Fallwind zum See hinabstürzt. Auch damit ist eine Erwärmung der Luft verbunden, wenn auch in Anbetracht der geringeren Höhenunterschiede in bescheidenerem Maße.

Während der Südföhn bei starker Ausprägung selbst über den See und das Nordufer hinweg gelegentlich bis in das Lindauer Hinterland Sturmstärke erreichen kann, entwickeln die im Gebiet selbst entstehenden lokalen Windsysteme nur geringere Stärken und Reichweiten. Sie werden deshalb von stärkeren großräumigen Winden leicht überlagert und erst bei schwach entwickelten übergebietlichen Gradienten als eigene Systeme erkennbar. Am bekanntesten von ihnen sind die Land- und Seewinde, die mehrfach beschrieben worden sind (besonders eingehend von KOPFMÜLLER 1922–24, 1926 außerdem beispielsweise bei von SEYFERTITZ 1890, KLEINSCHMIDT 1923, ELWERT 1935, DFG 1968, HUSS und STRANZ 1970, HUSS 1975, GUTERMANN 1981/82, FRAUENFELDER 1999). »Land- und Seewind sind die stärksten lokalen Wettererscheinungen, welche mit dem Bodensee unmittelbar verknüpft sind« (GUTERMANN 1981/82). Diese lokalen Luftströmungen, die rund um den See auftreten können, »werden verursacht durch die unterschiedliche Erwärmung der Luft über Land und über Wasser. Die sich daraus ergebenden Temperaturunterschiede der Luft ... führen zu Luftdruckunterschieden, welche ihrerseits Ausgleichsströmungen bewirken. Die Strahlungsabhängigkeit der Lufterwärmung ist dafür verantwortlich, daß die Land-/Seewinde sich vor allem an Schönwettertagen (»Strahlungstagen«) ausbilden und einen ausgeprägten Tages- und Jahresgang aufweisen. Im 24stündigen Ablauf erfolgt in Bodennähe tagsüber mit dem Seewind ein Druckausgleich vom See zum Land, während vom Abend an bis zum nächsten Vormittag die nun kältere Landluft als Landwind dem See zuströmt« (GUTERMANN 1981/82).

Die Reichweite des Seewindes ist in dem nach Norden nur langsam ansteigenden, weiten Schussenbecken besonders groß. Nach KOPFMÜLLER (1922–24) reicht der Seewind hier »in der Regel 7–10 km weit bis Meckenbeuren, manchmal auch nur bis zu dem 4 km entfernten Ort Gerbertshaus. Selten ist er noch in Weißenau (15 km) zu spüren, wo er gewöhnlich 4–5 Stunden später einsetzt. In Ravensburg (17 km) war er mit der Windfahne nicht mehr mit Sicherheit festzustellen Darüber hinaus weht er sicher nicht mehr. ... Seine Stärke nimmt proportional der Entfernung ab und ist z. B. in Meckenbeuren auf mehr als die Hälfte des ursprünglichen Wertes gesunken. ... Ebenso dürfte Ravensburg für den reinen, also schwachen Landwind die Grenze sein; ... Der deutsche (sic!) Landwind (NE) ... tritt aber oftmals verstärkt auf, da ihm der NE-Gradient der allgemeinen, antizyklonalen Luftdruckverteilung der Seewindtage zugute kommt, während er dem schweizer (sic!) Landwind mehr oder weniger entgegenwirkt. ... Die größte Stärke, die der Land- bzw. Seewind erreicht, beträgt höchstens 4 m. Durch den allgemeinen Luftdruckgradienten kann aber der eine oder andere Wind infolge Superposition mit dem Gradientwind eine größere Stärke erreichen. In Friedrichshafen fällt der Landwind mit dem besonders häufigen NE-Gradientwind zusammen und entwickelt an solchen Tagen leicht eine Geschwindigkeit von 6 m. ... Aus der allgemeinen Windverteilung der Jahre 1916–1919 für Friedrichshafen ergibt sich nun tatsächlich für alle Jahreszeiten um 7 Uhr vormittags als resultierende Windrichtung N ...«

Das Pendeln zwischen Seewind am Tag und Landwind bei Nacht setzt voraus, daß die Lufttemperatur über Land tagsüber höher, nachts dagegen niedriger als

die Wassertemperatur ist. Solche Verhältnisse treten bevorzugt in den Monaten März bis Oktober, von November bis Februar jedoch selten auf (HUSS und STRANZ 1970). Im Winter bleibt oft auch am Tage die Lufttemperatur unter der Wassertemperatur, weshalb dann bei gradientschwachen Wetterlagen die Luft auch am Tage vom Land zum See strömt, was zu einem ganztägigen »monsunartigen Landwind« führt (KOPFMÜLLER 1924, 1926).

Eine andere Art von Lokalwindsystemen sind die Hangwind- und Berg-Tal-Wind-Systeme. Auch dabei handelt es sich um Ausgleichsströmungen zwischen Gebieten unterschiedlicher Temperatur, die jedoch nicht durch den Gegensatz Land/Wasser, sondern durch Unterschiede in der Geländehöhe sowie der Richtung und Neigung der Hänge ausgelöst werden. Dementsprechend sind sie an Gebirgslandschaften gebunden und treten hier bevorzugt an den Rändern gegen das tiefer liegende Vorland auf, z. B. an den Rändern der den Oberrheingraben säumenden Mittelgebirge (WINTER 1958), am Schweizer Jura (SCHREIBER 1969) und am Nordrand der Schwäbischen Alb (WELLER 2001).

Am Bodensee sind solche Verhältnisse namentlich in dessen südöstlicher Ecke zu erwarten, wo der Alpenrand mit Pfänder, Heidener Höhen und dem dazwischen liegenden Rheintal angrenzt. Tatsächlich kommen hier bei gradientschwachen Wetterlagen im tageszeitlichen Wechsel auf- bzw. abwärts gerichtete Hang- und Talwinde vor (VON SEYFERTITZ 1897, KOPFMÜLLER 1924, 1926, DFG 1968, HUSS 1975). Mitunter kann der bei Nacht aus dem Rheintal heraus wehende Wind so stark werden, daß er (auch ohne Föhneinfluß!) den See quert und sogar am Nordufer bei Lindau und Wasserburg den entgegengesetzten Landwind überwiegt und dort noch mit einer Geschwindigkeit von 5 m/s und mehr registriert wird (DFG 1968). Lokale Hangabwindssysteme in gradientarmen Strahlungsnächten konnten wir in eigenen Untersuchungen auch am Schiener und Sipplinger Berg, am Hohen Bodanrück und an den Hangzonen der nördlichen Umrandung des Bodenseebekens feststellen, so an den Heiligenberger Hängen und am Südhang des Gehrenberges. Aus unseren dort gemachten Erfahrungen ist zu schließen, daß sie auch im Süden entlang dem noch höheren Geländeanstieg südlich der Autobahn St. Gallen – Winterthur verbreitet auftreten, jedoch dem Gefälle entsprechend in der entgegengesetzten Richtung.

Als auslösender Faktor für die nächtlichen Hangabwinde gilt die bei Ausstrahlung in Bodennähe entstehende Kaltluft, die sich infolge ihrer zunehmenden Schwere hangabwärts in Bewegung setzt. Es muß jedoch betont werden, daß bei unseren Untersuchungen die Temperaturen innerhalb solcher nächtlicher Windsysteme stets höher waren als in der windstillen Umgebung. Ob dies ausschließlich auf der durch den turbulenten Abfluß bedingten Durchmischung mit warmer Luft und der Verhinderung einer Kaltluftschichtung im Vorland beruht (WINTER 1958), oder ob dabei auch eine adiabatische Erwärmung durch Druckzunahme mit der Tiefe eine Rolle spielt, sei dahingestellt. Wichtig für unsere Überlegungen bleibt die Tatsache, daß die warmen Hangabwinde die Frostgefährdung örtlich erheblich reduzieren können.

Die Wahrscheinlichkeit der Entwicklung solcher lokalen Hangabwindssysteme sowie deren Stärke und Reichweite zeigt sowohl jahres- als auch tageszeitliche Un-

terschiede. Die »Windfreudigkeit« (WINTER 1958) ist im Winter am geringsten, nimmt im Frühjahr deutlich zu, erreicht im Sommer ihre höchste Ausprägung, um dann im Lauf des Herbstes wieder abzunehmen. Der Abwind setzt am Abend ein, erreicht im Lauf der Nacht seinen Höhepunkt und »schläft« gegen Morgen wieder ein. Entsprechend verändert sich auch der Bereich erhöhter Temperaturen: Während die Randbereiche nur zur Zeit höchster Windstärke eine Temperaturerhöhung erfahren, besteht in den Kernbereichen eine viel höhere Wahrscheinlichkeit, in den Genuß dieser »Wohlfahrtswirkung« zu kommen. Sie stellen deshalb besonders wenig durch Spät- oder Frühfröste gefährdete Bereiche dar.

Ganz anders jedoch ist die Situation überall dort, wo in gradientarmen Strahlungs Nächten die in Bodennähe entstehende Kaltluft nur langsam abfließt, dabei ihre Schichtung behält und sich in den tieferen Lagen zu den berüchtigten »Kaltluftseen« aufstaut. Deshalb erfordern diese, von den örtlichen Gegebenheiten abhängigen laminaren Kaltluftflüsse und ihre Stauräume bei der Beurteilung der Frostgefahr erhöhte Beachtung. Der Schwellenwert zwischen dem die Frostgefahr erhöhenden laminaren Kaltluftzufluß und einem temperaturerhöhenden turbulenten Hangabwind liegt etwas über 1 m/s (WINTER 1958).

3. Räumliche Unterschiede der Frostgefahr bei verschiedenen Wetterlagen

Es ist leicht einzusehen, daß die vorstehend geschilderten unterschiedlichen Luftbewegungen häufig nicht »rein« vorkommen, sondern sich oft – je nach Wetterlage – in der einen oder anderen Richtung überlagern. So kann z. B. ein leichter Gradientwind örtliche laminare Kaltluftströme und Kaltluftseen verschieben oder die lokalen Windsysteme je nach Richtung bremsen oder verstärken. Ebenso können sich Land-See-Wind und Hangwind bzw. Berg-Tal-Wind gegenseitig beeinflussen, wie das vor allem im SO des Bodensees am Pfänder und Rorschacher Berg sowie am Übergang des Rheintals in den See der Fall ist (KOPFMÜLLER 1924, 1926, DFG 1968, HUSS 1975). Auch die nachstehend unterschiedenen Formen des Frostes treten häufig nicht »rein« auf. Trotzdem wollen wir den folgenden Betrachtungen über die räumlichen Unterschiede der Frostgefahr die »reinen« Ausprägungen von Wind und Frost zu Grunde legen, da so die Zusammenhänge zwischen Wetterlage und Verbreitung des Frostrisikos sowie die Rolle des Sees deutlicher werden. Dabei sind namentlich Frostwetterlagen, die mit großräumig auftretenden Gradientwinden verbunden sind, von solchen ohne derartige Winde zu unterscheiden.

3.1 Frost bei anhaltendem Gradientwind

In diesem Fall werden mit dem Wind großräumige und hochreichende Kaltluftmassen horizontal über den Kontinent transportiert. So lang sie mit starker Wolkenbildung verbunden sind, erfolgt keine weitere Abkühlung durch nächtliche Ausstrahlung. Innerhalb der Luftmassen zeigt die Temperatur den »normalen« vertikalen Verlauf. Sie nimmt mit der Höhe ab. Die Frostwahrscheinlichkeit und

-intensität ist somit in den Hochlagen am größten. Fehlt jedoch die Wolkendecke, so kommt es zu einer zusätzlichen Abkühlung durch nächtliche Ausstrahlung. Solange der Wind anhält, erreicht die Abkühlung nur relativ kleine Beträge und verteilt sich – windgeschützte Lagen ausgenommen – mehr oder weniger gleichmäßig über die Landschaft, da durch die auftretenden Turbulenzen die in Bodennähe entstandene kalte Luft immer wieder mit der darüber liegenden wärmeren vermischt wird.

Es ist naheliegend, daß unter solchen Bedingungen die auf breiter Front über den See ziehende Kaltluft von dessen Oberfläche erwärmt wird und deshalb in das jenseitige Hinterland mit einer im Vergleich zur Umgebung höheren Temperatur einströmt. Mitunter läßt sich das sogar optisch erkennen. So konnte der Verfasser beispielsweise während einer Fahrt von Ravensburg nach St. Gallen am 28. 01. 1999 beobachten, daß bei dem herrschenden NO-Wind die Niederschläge nördlich des Sees als Schnee, südlich dagegen bis auf eine Höhe von rd. 200 m über dem Seespiegel als Regen niedergingen. Ein weiteres Beispiel sei der Aktualität halber angefügt: In der Nacht, die dem Tag, an dem diese Zeilen geschrieben werden, voranging (03. 03. 2001), hatte es bei Südwestwind in Konstanz in Seenähe geschneit, in der rd. 100 m höher und rd. 25 km vom jenseitigen Ufer entfernt gelegenen Ravensburger Weststadt jedoch gleichzeitig geregnet.

Das Ausmaß der Temperaturerhöhung in der über den See ziehenden Luft hängt von der Verweildauer über dem Wasser und dem Temperaturunterschied zwischen Wasser und Luft ab. Nach MARQUARDT (1932) (zit. bei HUSS u. STRANZ 1970) ergibt sich bei einem Luftweg über Wasser von 50 Minuten Dauer eine Temperaturerhöhung von $0,4^{\circ}\text{C}$ pro 1°C Temperaturunterschied Wasser – Luft in Ufernähe. Ein Wind mit einer Geschwindigkeit von 10 m/s (frische Brise) braucht zur Überquerung des Obersees von NO bzw. SW an dessen breitester Stelle zwischen Kressbronn und Rorschach rd. 25 min. Das würde eine Erwärmung um $0,2^{\circ}\text{C}$ pro 1°C Temperaturunterschied zwischen Luft und Wasser bedeuten. Absolute Minima der Lufttemperatur von $<0^{\circ}\text{C}$ treten an den Uferstreifen im Mittel von Oktober bis April auf. In dieser Zeit liegen die mittleren Wassertemperaturen zwischen rd. 12°C im Oktober und knapp 4°C im Februar (GUTERMANN 1981/82). Demnach könnte sich beispielsweise eine Luftmasse mit einer ursprünglichen Temperatur von 0°C im Februar um rd. $0,8^{\circ}\text{C}$, im April dagegen um rd. $1,5^{\circ}\text{C}$ und im Oktober sogar um rd. $2,5^{\circ}\text{C}$ erwärmen.

Solche Berechnungen sind selbstverständlich mit Vorbehalt zu betrachten, doch mögen sie eine ungefähre Vorstellung von den Größenordnungen geben. Bei geringeren Windgeschwindigkeiten und damit längerer Verweildauer der Luft über dem See wäre mit einer größeren Erwärmung, aber geringeren Reichweite ins Hinterland zu rechnen, während bei größeren Geschwindigkeiten umgekehrte Verhältnisse bestünden. Zwischen Meersburg und Kreuzlingen ist wegen der geringeren Breite bei gleicher Geschwindigkeit nur eine rd. halb so hohe Erwärmung zu erwarten, noch geringer sind die Werte am Überlinger See und Untersee. Die größte Verweildauer ergäbe sich bei gleicher Geschwindigkeit bei einer Windrichtung NW bzw. SO, wobei im ersten Fall Bregenz besonders begünstigt wäre. Bei einer Grundrichtung des großräumigen Gradientwindes aus SO ist im Alpenvor-

land mit Föhn zu rechnen. Sofern er bis in die bodennahe Kaltluft durchdringt, kann es zu einer kräftigen Erwärmung kommen, die dann allerdings nichts mehr mit der Wassertemperatur zu tun hat, sondern aus der Eigenwärme der Föhnluft stammt, von der vor allem das Gebiet um den südöstlichen Obersee profitiert.

Da Kaltluft bevorzugt aus nördlichen bis östlichen Richtungen herantransportiert wird, kommt das südliche Umland bevorzugt in den Genuß der direkten Aufwärmung durch den See (KLEINSCHMIDT 1921). Andererseits kann auf der Gegenseite eine indirekte Minderung des Frostrisikos dadurch eintreten, daß die im Frühjahr vorwiegend aus Süden und Westen einströmende warme Luft sich über dem dann noch kühleren See abkühlt und im angrenzenden nördlichen Umland die phänologische Entwicklung der Vegetation verzögert.

3.2 Frost ohne großräumigen Gradientwind

Fehlen über Europa größere Druckunterschiede, so entfällt der großräumige Wechsel der Luftmassen und deren Durchmischung. Klart es zusätzlich auf, so kühlt sich die Erdoberfläche infolge der nächtlichen Ausstrahlung unter die Temperatur der aufliegenden Luft ab und entzieht der bodennahen Luftschicht Wärmeenergie. Das führt zu der als Temperaturinversion bekannten Erscheinung, daß die Lufttemperatur entgegen der »normalen« Situation mit der Höhe über dem Boden zunächst nicht ab-, sondern zunimmt. Sofern nicht lokale Windsysteme mit ihrer Turbulenz für eine Durchmischung mit der höheren wärmeren Luft sorgen, bleibt die Schichtung dank des höheren Gewichts der »bodenbürtigen« Kaltluft stabil.

Es sei hier angemerkt, daß sich Temperaturinversionen in sehr verschiedenen Höhen und nicht nur unter dem Einfluß »bodenbürtiger« Kaltluft entwickeln können. Letzteres ist namentlich bei den sogenannten »freien« Inversionen der Fall, bei denen die Temperaturzunahme mit der Höhe nicht schon von der Erdoberfläche an, sondern erst in größerer Höhe einsetzt. Aber auch »Bodeninversionen« können sehr verschieden hoch reichen. Besonders hohe Kaltluftschichten bilden sich bei winterlichen Hochdrucklagen aus. Oft bleibt dann die Schichtung auch tagsüber erhalten, da die tief stehende Sonne in den wenigen Tagesstunden die Erdoberfläche nicht ausreichend zu erwärmen vermag, um dadurch eine »Aufheizung« der Kaltluft und damit eine Auflösung der Schichtung in Gang bringen zu können. Solche hoch reichenden winterlichen Kaltluftschichten bedecken das Alpenvorland in dem »Trog« zwischen Schweizer Jura und Schwäbischer Alb einerseits und den Alpen andererseits oft großräumig und anhaltend. Sie sind eine wesentliche Ursache für die bereits erwähnten tieferen Jahresdurchschnittstemperaturen in der Umgebung des Sees gegenüber vergleichbaren Höhenlagen nördlich der Alb, von denen sie sich im Sommer eher positiv unterscheiden.

Als Folge der mit der Abkühlung zunehmenden relativen Luftfeuchtigkeit bildet sich häufig Nebel, dessen Obergrenze die Mächtigkeit der Kaltluft erkennen läßt. Diese Obergrenze kann mitunter so hoch liegen, daß selbst die höchsten Erhebungen der Umrandung des Bodensees im kalten »Nebelmeer« verschwinden, auf das der Bergwanderer von den Alpengipfeln bei bester Fernsicht und angenehm mil-

Abb. 1 Mittelhohe winterliche Bodeninversion. Oberhalb der das Alpenvorland überdeckenden Kaltluftschicht ist beim Blick vom Höchsten zum Alpennordrand nur die Höhe des Gehrenbergs als Insel im Nebelmeer zu erkennen



den Temperaturen herabsieht. Nicht selten stellt sich die Obergrenze auch in einer Höhe von nur wenigen hundert Metern über der Seeoberfläche ein, so daß die Randhöhen aus dem Nebel ragen (Abb. 1). Durch den Nebel wird die Einstrahlung der Sonne zusätzlich stark geschwächt, allerdings auch die Ausstrahlung und damit eine weitere Abkühlung während der Nacht. Die Folge sind geringere Tagesschwankungen und auch weniger ausgeprägte räumliche Unterschiede der Lufttemperatur innerhalb der Nebelgebiete auf einem insgesamt niedrigeren Niveau als in den nebelfreien Hochlagen.

Zum Frühjahr hin werden solche Situationen seltener. Die mit dem Sonnenstand rasch zunehmende Erwärmung vermag die in klaren Nächten entstandene Kaltluftschicht schließlich schon im Lauf des Morgens wieder aufzulösen, so daß sie sich abends erst wieder neu bilden muß und dadurch auf die Nachtstunden beschränkt bleibt. Außerdem reicht die entstehende Kaltluftschicht in der Regel weniger hoch. Trotzdem verlangen gerade diese Verhältnisse für die Beurteilung der Frostgefährdung empfindlicher Kulturen erhöhte Beachtung, da sie für die Zeiten charakteristisch sind, in denen die Pflanzen im Bodenseegebiet bereits ausgetrieben haben und damit besonders frostempfindlich geworden sind. Zudem zeigen sich auch die nach extremen Winterfrösten beobachteten »Holzfrostschäden« gehäuft in den »klassischen« Kaltluftlagen (SILBEREISEN 1986).

Kommt es im April/Mai zu einem zunächst von starken Winden und dichten Wolken begleiteten Vorstoß polarer Kaltluft, so kann in den Hochlagen der Randhöhen auch ohne Ausstrahlung der Gefrierpunkt bereits unterschritten werden. Dieser »Höhenfrost« verursacht meist allerdings nur geringe Schäden, da empfindliche Kulturen in solchen Höhen seltener angebaut werden und hier außerdem in ihrer phänologischen Entwicklung gegenüber dem tieferliegenden und deshalb im Durchschnitt wärmeren Bodenseebecken weiter zurück sind. Dort ist die eingeflossene Polarluft um diese Jahreszeit in aller Regel noch nicht kalt genug, um nennenswerte Schäden zu verursachen. Dazu bedarf es fast stets einer zusätzlichen Abkühlung durch nächtliche Ausstrahlung und eines Abfließens der »bodenbürtigen« Kaltluft in die tieferen Geländeteile. Dadurch entsteht das für windarme Strahlungsnächte charakteristische Temperaturverteilungsmuster mit relativ hohen

Abb. 2 Selbst bei einer flachen Bodeninversion erreicht der Kaltluftsee im Schussenbecken noch eine solche Höhe, daß von der Ravensburger Innenstadt nur die Spitzen der Türme daraus hervorragen (rechts vom höherstehenden Mehlsack die Haube des 50 m hohen Blasersturms, am rechten Bildrand der Turm der Liebfrauenkirche)



Temperaturen in den abflußgünstigen Lagen und deutlich tieferen Werten in den Stauräumen der Kaltluft. Dort kann im Lauf der Nacht selbst bei Ausgangswerten von einigen Grad über Null die Temperatur so weit unter den Gefrierpunkt absinken, daß empfindliche Kulturen geschädigt werden.

Da rund 4/5 aller Spätfrostschäden im Obst- und Weinbau in solchen großräumig windarmen Strahlungsnächten entstehen (WINTER 1958), stand die Erfassung der gerade dafür charakteristischen Temperaturverteilung bei den Untersuchungen der Forschungsstelle für Standortkunde im Vordergrund des Interesses. Dazu dienten Temperaturmeßfahrten mit rasch reagierenden Meßgeräten, wie sie in ähnlicher Weise bereits AICHELE (1953) im westlichen Bodenseegebiet vorgenommen hatte. Solche Meßfahrten sind nicht an Nächte mit schädigenden Temperaturen gebunden, da sich die charakteristischen Verteilungsmuster auch bei einem insgesamt höheren Niveau ausbilden, was die Möglichkeiten zur Durchführung der Fahrten wesentlich erweitert. Ergänzt wurden die Meßfahrten durch Kartierungen tatsächlich eingetretener, gut sichtbarer Frostschäden, namentlich an Walnußbäumen (Spätfrost im Frühjahr) und Maisbeständen (Frühfrost im Herbst). Zur Auswertung der Höhe von Kaltluftseen dienten gelegentlich auch vertikale Messungen mit Hilfe von Fesselballonen. Nähere Angaben zur Methodik finden sich bei WINTER (1958), SCHREIBER et al. (1959), WELLER u. SCHREIBER (1965), SCHREIBER (1969).

Unsere Meßfahrten ergaben für das Hinterland ein vielfältiges Bild der Temperaturverteilung. Vielfach fand sich ein dem örtlichen Relief der Moränenlandschaften entsprechender kleinräumiger Wechsel von relativ warmen Kuppen und Rücken einerseits und flachen Kaltluftschichten in Mulden und Senken andererseits. Dazu kamen höher reichende, größere Kaltluftseen in den breiten ehemaligen Gletscherzungenbecken (vgl. Abb. 2) sowie besonders warme Hang- und Hangfußlagen im Einflußbereich lokaler Windsysteme. Die Unterschiede zwischen den wärmsten und kältesten Lagen betragen 50 cm über dem Boden $> 8^{\circ}\text{C}$. Das sind Verhältnisse, wie sie auch für andere reich gegliederte Landschaften typisch sind (vgl. z. B. SCHREIBER 1969, WELLER 2001). Was uns zunächst aber völlig überraschte, war die Tatsache, daß auch zwischen verschiedenen Uferabschnitten gro-

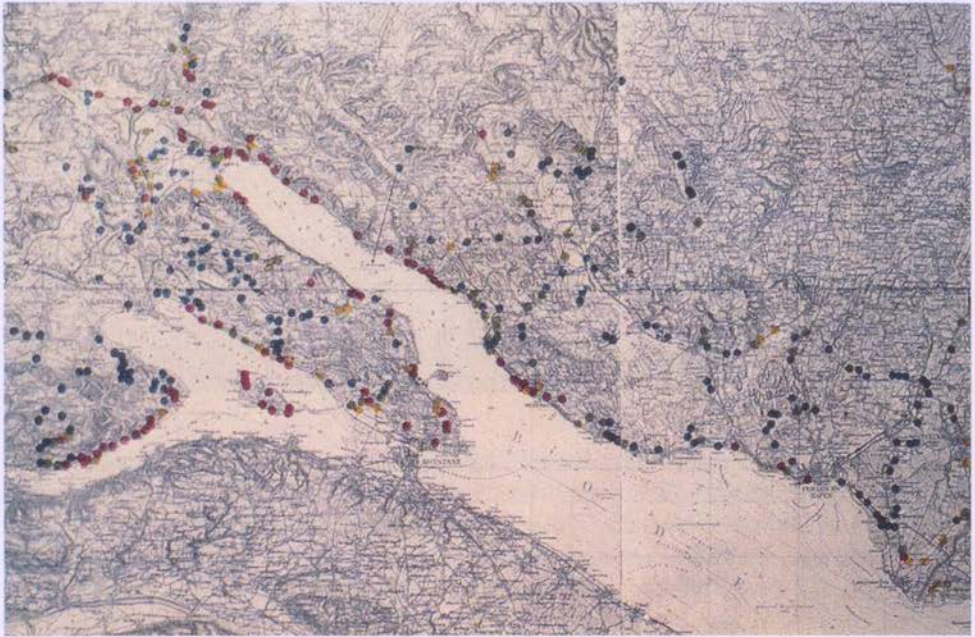


Abb. 3 Verkleinerter Ausschnitt aus der Kartierung von Spätfrostschäden an Blättern von Walnußbäumen im Mai 1957 (Original-Maßstab 1 : 100 000)

- rot = Blätter ungeschädigt
- gelb = Blattspitzen erfroren
- grün = größere Blattabschnitte erfroren
- blau = Blätter völlig erfroren

ße Temperaturunterschiede bestanden. Dieser durch wiederholte Meßfahrten in windarmen Strahlungsächten innerhalb eines Zeitraumes von 25 Jahren mehrfach erhärtete Befund fand seine Entsprechung in der räumlichen Verteilung tatsächlich eingetretener Spät- und Frühfrostschäden.

Die Möglichkeit, Spätfrostschäden mit Hilfe der als Indikator besonders geeigneten Walnußbäume zu kartieren, bot sich uns erstmals nach den Frostschäden vom 7./8. und 8./9. Mai 1957. Damals war zunächst großräumig wolkenreiche Luft nach Mitteleuropa vorgestoßen, die bereits so kalt war, daß die 0 °C-Grenze im Bodenseegebiet auf etwa 500 m ü. NN sank. Da in jenem Jahr die phänologische Entwicklung auch in den Hochlagen bereits überdurchschnittlich weit fortgeschritten war, richtete der »Höhenfrost« erste Schäden an. Beim anschließenden Aufklaren des Himmels und Abflauen des Windes kühlte sich die Luft dann auch in den tieferen Lagen des Bodenseebeckens so stark ab, daß Frostschäden nicht nur in den als besonders gefährdet bekannten Mulden und Senken, sondern auch noch weit darüber hinaus eintraten. Abb. 3 zeigt einen Ausschnitt aus der landesweit in ganz Baden-Württemberg durchgeführten Kartierung. Wie daraus hervorgeht, fanden sich im Hinterland mit wenigen Ausnahmen nur Bäume, bei denen der junge Austrieb ganz oder doch größtenteils erfroren war (blaue und grüne

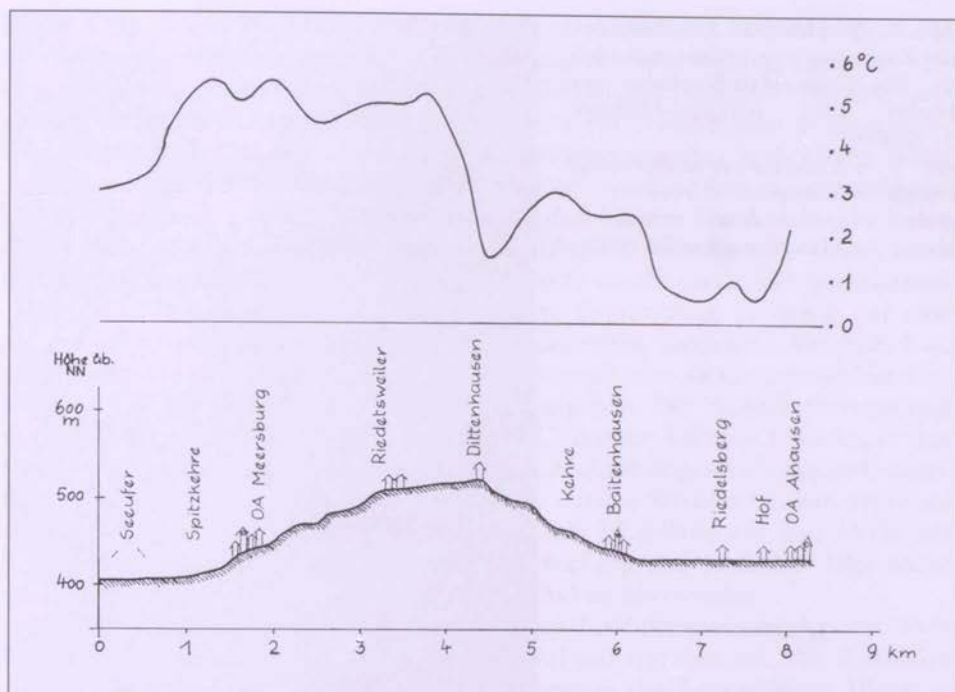


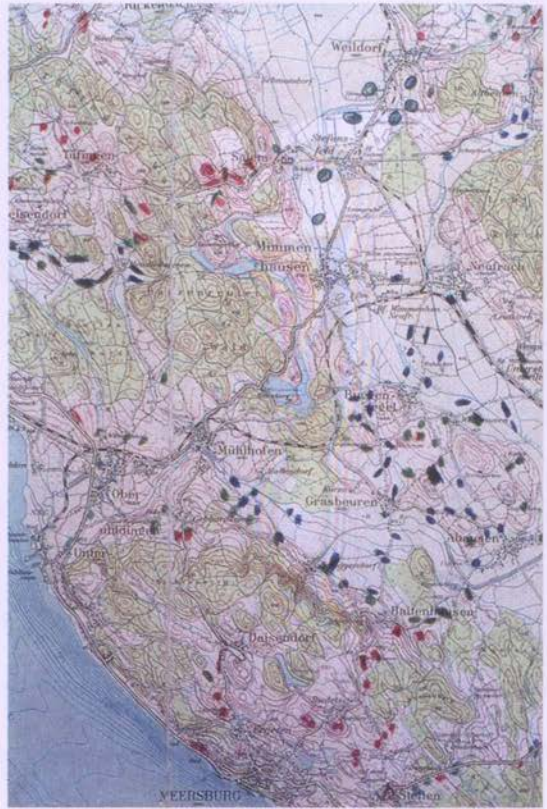
Abb. 4 Gelände- und Temperaturquerschnitt in einer windarmen Strahlungsnacht (5./6. 6. 1958) vom Bodenseeufer bei Meersburg bis Ahausen im Salemer Becken (Temperaturangaben = Differenz zur Temperatur einer für den landesweiten Vergleich dienenden Basisstation)

Punkte in der Karte). Dagegen zeichnen sich entlang der Seeufer große Bereiche mit allenfalls schwach, größtenteils sogar völlig ungeschädigten Bäumen ab (gelbe und rote Punkte). Sie werden jedoch mehrfach durch Abschnitte unterbrochen, in denen die starken Schäden bis in Seenähe reichen. Dabei besteht eine auffallende Parallelität zum Relief des Umlandes: Geringe Schäden entstanden außer auf der ringsum vom See umgebenen Insel Reichenau auch überall dort, wo das hügelige Umland mit Hanglagen zum See hin abfällt, während sich die starken Schäden auf die Bereiche konzentrieren, in denen sich breite Gletscherzungenbecken aus dem Hinterland gegen den See hin öffnen.

Damit haben wir bereits den Schlüssel zum Verständnis der Zusammenhänge: Rufen wir uns ins Gedächtnis zurück, daß in einer klaren Nacht ohne großräumigen Gradientwind alle örtlichen Luftbewegungen in den Randlagen rund um den See in Bodennähe \pm zentripetal zum See hin orientiert sind. Das gilt für das laminare Fließen der schweren Kaltluft wie für die leicht turbulenten Strömungen der Land-See-Wind- und Hangabwind-Systeme gleichermaßen. Dabei wird von den außerhalb der Stauräume gelegenen Hügeln und seeseitigen Hängen relativ warme Luft herangeführt, während aus den Zungenbecken die darin gesammelten Kaltluftmassen »herausgeschoben und -gesogen« werden. Da sich diese Kaltluftmas-

Abb. 5 Verkleinerter Ausschnitt aus der Kartierung von Frühfrostschäden an Silo-(Grün-)Mais-Beständen im Herbst 1972 (Original-Maßstab 1 : 50 000)

- rot = Maispflanzen ungeschädigt
- orange = Blattspitzen erfroren
- grün = größere Anteile erfroren
- blau = Maispflanzen völlig erfroren



sen aus den Zuflüssen im Hinterland ständig erneuern und teilweise beträchtliche Höhen erreichen, wird die Temperatur hier auch am Seeufer die ganze Nacht über von ihnen bestimmt.

Als große Kaltluftlieferanten haben sich erwiesen: Das Große Hegaubecken für den NW-Rand des Zeller Sees zwischen Iznang und Radolfzell, das Nenzinger Becken für den NW-Rand des Überlinger Sees zwischen Bodman und Ludwigshafen und das Schussenbecken für den Nordrand des Obersees zwischen Friedrichshafen und Langenargen.

Eine besonders interessante Situation liegt beim Markdorf-Salemer Becken vor, das parallel zum Bodensee verläuft, von diesem aber durch dazwischen liegende Hügellandschaften getrennt ist. Hier kommt es zu einem Aufstau der Kaltluft, bis sie über die tiefsten Bereiche des Hügellandes seewärts abfließen kann. Das geschieht zum einen nach W über Mühlhofen und Oberuhldingen nach Seefeld, zum andern nach SO über Lipbach und Kluftern nach Fischbach, während die höheren Bereiche des Meersburger Hügellandes davon unberührt bleiben. Dies hat sich bei Meßfahrten und Schadenskartierungen wiederholt bestätigt. Als Beispiel zeigt Abb. 4 einen Temperatur- und Reliequerschnitt von dem am Grunde des Salemer Beckens gelegenen Ahausen nach SW über das fast 100 m höher gelegene

Riedetsweiler nach Meersburg und anschließend abknickend nach NW noch ein kurzes Stück am See entlang. Wie der Abbildung zu entnehmen ist, lagen die tiefsten Temperaturen am Grund des Beckens außerhalb der Ortschaft Ahausen, stiegen am Hang bei Baitenhausen an, sanken kurz vor Dittenhausen in einer örtlichen Mulde nochmals ab, um dann kräftig anzusteigen, wobei die höchsten Werte in den zum See abfallenden Hanglagen gemessen wurden. Erst in unmittelbarer Ufernähe lagen sie – bedingt durch das zu der Zeit kühlere Wasser – wieder tiefer, aber immer noch den höchsten Werten am Hang bei Baitenhausen vergleichbar. (Bei den angegebenen Werten handelt es sich nicht um die tatsächlich gemessenen Temperaturen, sondern um daraus berechnete Relativwerte in Bezug auf eine gleich Null gesetzte Basisstation für einen landesweiten Vergleich.) Auf Abb. 5 ist ein Ausschnitt aus einer Kartierung von Frühfrostschäden an Grünmaiefeldern im Herbst 1972 aus dem gleichen Gebiet wiedergegeben. Der Temperaturverteilung in Abb. 4 entsprechend fanden sich auf dem Grund des Beckens \pm starke, in den Hang- und Hochlagen (von örtlichen lokalen Mulden abgesehen) dagegen allenfalls schwache Schäden. Zusätzlich lassen die starken Schäden in dem zwischen Ahausen, Grasbeuren und Buggensegel liegenden Hügelland auf eine Höhe des Kaltluftsees von mindestens 20 m über dem Beckengrund schließen. Dies reicht aus, um die genannten Schwellen nach W und SO zu überwinden.

Im Schussenbecken erreichen die gesammelten Kaltluftmassen häufig eine noch höhere vertikale Ausdehnung. Besonders spektakulär tritt dies auf Abb. 2 mit den aus dem Nebel gerade noch herausragenden Spitzen der Ravensburger Türme in Erscheinung. Doch stellt diese knapp 50 m erreichende »turmhöhe« Kaltluftmasse sogar noch eine niedrige Ausprägung dar. Wie die Auswertung zahlreicher Meßfahrten und Schadenskartierungen sowie einiger Vertikalprofile mit Hilfe von Fesselballonen ergab, liegt die Obergrenze des Kaltluftsees bei Ravensburg häufig bei rund 500 m ü. NN, d. h. rund 70 m über Talgrund. Sie greift somit vor allem im W weit über den Rand des Schussenbeckens im engeren Sinn hinaus. Innerhalb dieses Kaltluftsees wurden die tiefsten Temperaturen im Talgrund des Schussenbeckens und in den Seitentälern gemessen, was auf eine zusätzliche flache Kaltluftschichtung am Grunde des »Sees« hinweist. Im Schussenbecken selbst scheint die Höhe dieser verschärften unteren Kaltluftschicht 10 m über Grund nicht zu überschreiten.

Die gesamten Kaltluftmassen fließen in der Regel laminar nach S zum Bodensee hin ab, wie u. a. am Ziehen des Nebels und der Rauchfahnen oft gut zu beobachten ist. Daß diese Strömung nicht auf das Becken beschränkt ist, beweisen die langjährigen stationären Messungen an der Versuchsstation Bavendorf auf dem 490 m ü. NN gelegenen Schuhmacherhof südwestlich von Ravensburg, wo bei nächtlicher Temperaturinversion ebenfalls vorwiegend Nordströmungen auftreten. Beispielsweise ergab eine spezielle Auswertung der Messungen von Anfang März bis Ende August 1978, daß in großräumig windarmen Strahlungs Nächten mit einer Luftbewegung von < 2 m/s in rund 90 % der Fälle die Luftströmungen aus NW bis NO kommen. Stichprobenuntersuchungen mit Rauchfahnen und Seifenblasen in solchen Nächten zeigten, daß diese Nordströmung sich bis auf den Grund des Schussenbeckens fortsetzt, wogegen auf den Höhen oberhalb der Inver-

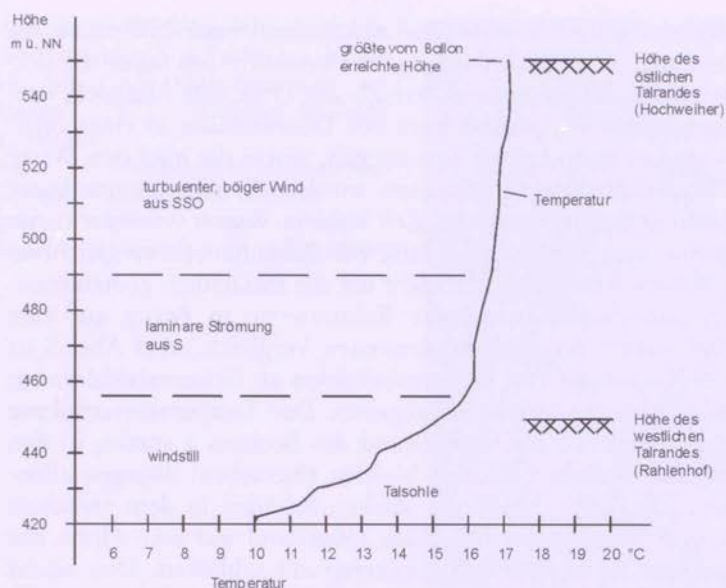
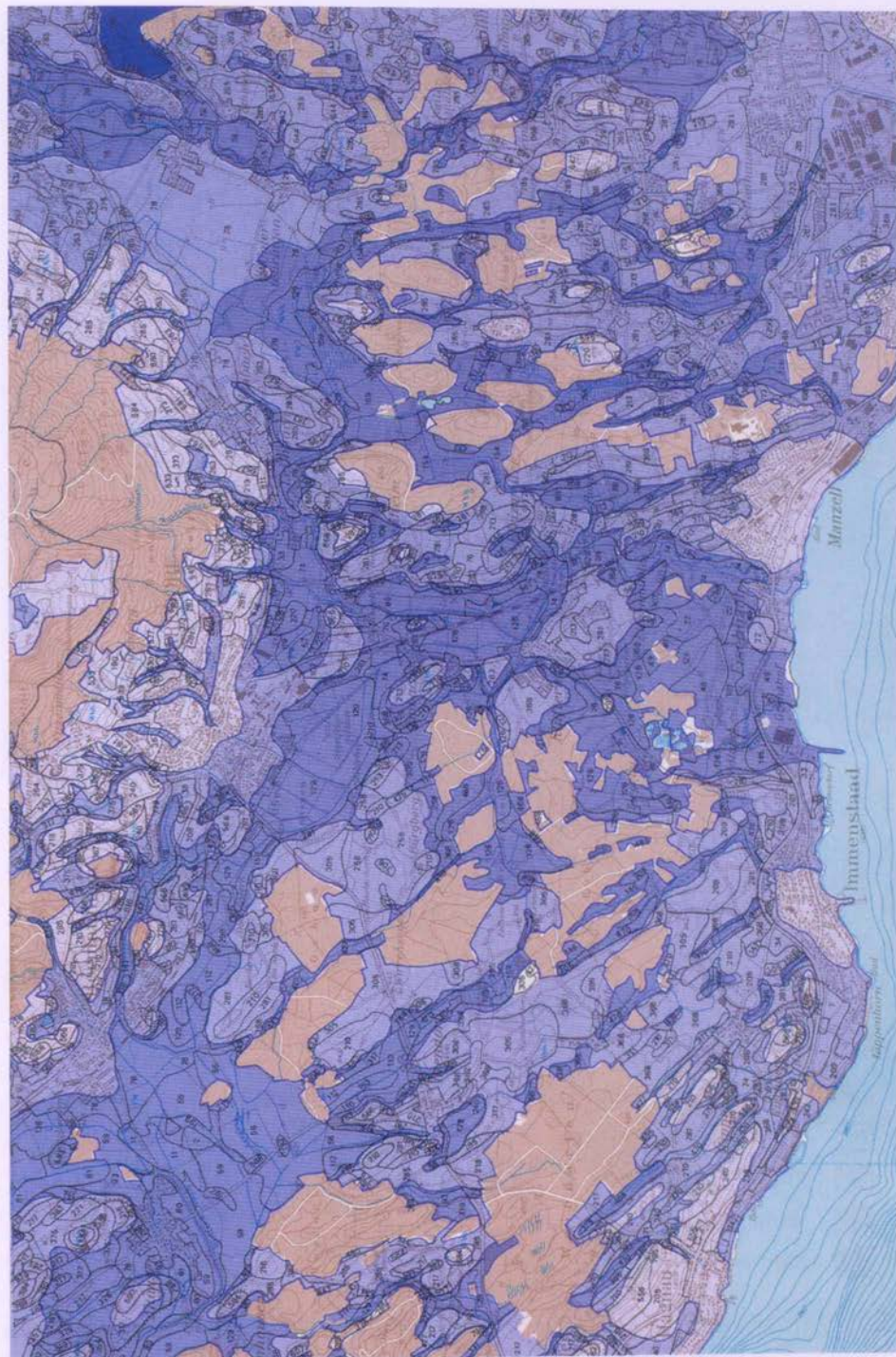


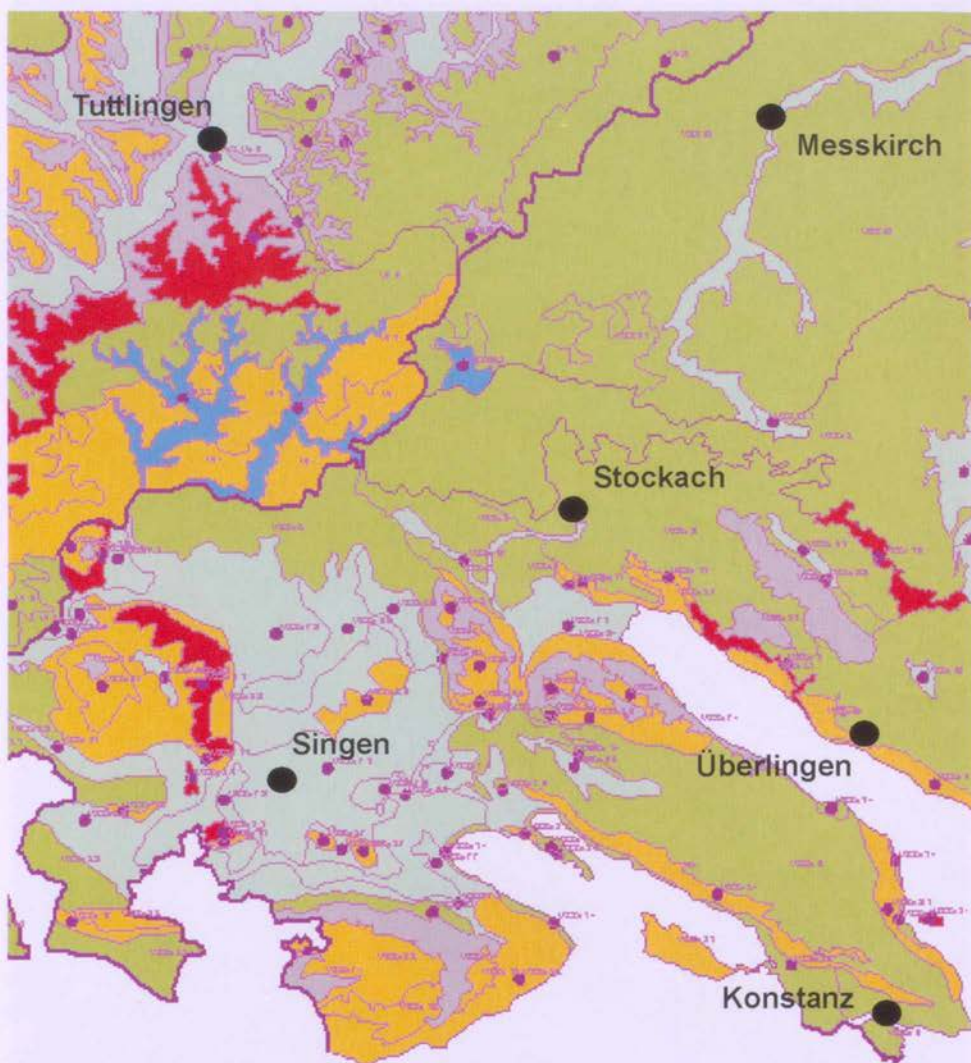
Abb. 6 Temperatur- und Windschichtung im Schussenbecken südlich Ravensburg in einer Strahlungsnacht mit Bodeninversion und überlagertem SSO-Wind, durch den die übliche Nordströmung gebremst (420–455 m ü. NN), im oberen Teil (455–485 m ü. NN) sogar umgedreht wird (Mittelwerte aus Auf- und Abstieg eines Fesselballons am 17. 05. 1979 zwischen 0.00 und 1.15 Uhr)

Abb. 7 Stufen unterschiedlicher Kaltluftgefährdung zwischen dem Gehrenberg und dem Bodensee (verkleinerter Ausschnitt aus der Karte der Kaltluftgefährdung von Teilräumen der Region Bodensee-Oberschwaben 1: 50 000, Weller et al. 1980)

Stufen der Gefährdung in windarmen Strahlungsnächten

Farbe	Relative Gefährdung	Temperaturen im Vergleich zu günstigsten Lagen des Landes häufig absinkend um	Häufigkeit von Spät- bzw. Frühfrostschäden an empfindlichen Kulturen (Wein, Obst, Mais, Kartoffeln u. a.)
hellblau	gering bis sehr gering	3–7 °C	selten bis sehr selten
hell-mittelblau	mäßig	7–9 °C	mittel
dunkel-mittelblau	stark	9–11 °C	häufig
dunkelblau	sehr stark	> 11 °C	sehr häufig
grau	Waldflächen		nicht bearbeitet





Legende








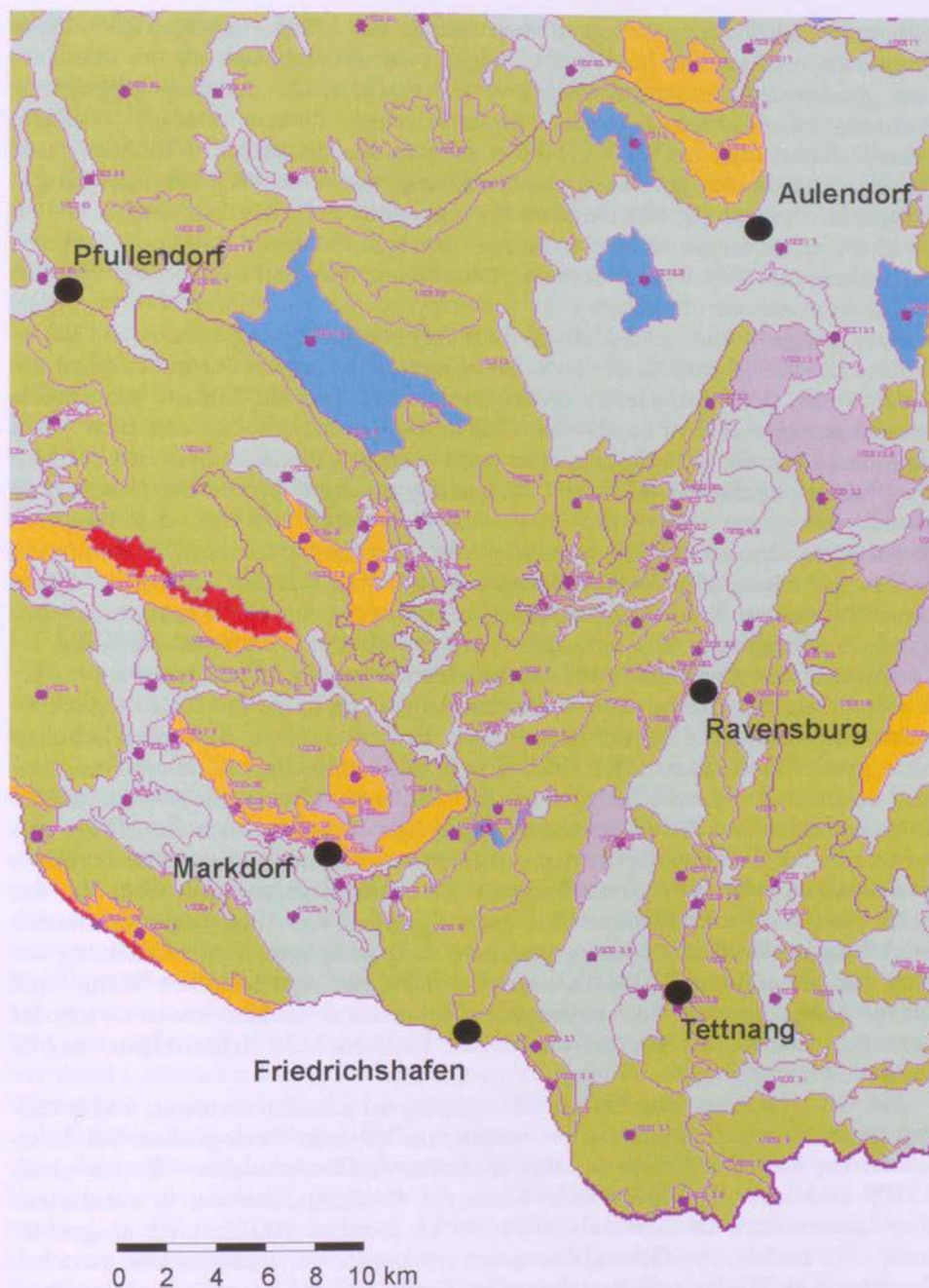
- | | | | |
|---|----------------------|---|---------------------------------------|
|  | sehr stark gefährdet |  | dargestellte Stufe vorherrschend |
|  | stark gefährdet |  | unbearbeitet; überwiegend Waldflächen |
|  | mäßig gefährdet | | |
|  | wenig gefährdet | | |
|  | sehr wenig gefährdet | | |

Abb. 8 Charakteristische Stufen der Kaltluftgefährdung in den Standortskomplexen des nördlichen Bodenseegebietes und angrenzender Landschaften (Verkleinerter und vereinfachter



sion unterschiedliche, vorwiegend dem Gefälle der Hänge folgende Richtungen festgestellt wurden. Die Fließgeschwindigkeit der Kaltluftmassen kann durch einen gleichgerichteten großräumigen Wind beschleunigt, bei entgegengesetzter Richtung jedoch gebremst werden. Letzteres zeigte sich sehr deutlich bei einem Fesselballonaufstieg am 17. 05. 1979 in der Schussenaue zwischen Weißenau und Rahlen: Anstelle der gewohnten Nordströmung herrschte bis 35 m über Grund Windstille, darüber lag eine deutliche Strömung aus südlichen Richtungen, die ab 70 bis 80 m bis zur maximal vom Ballon erreichten Höhe von 130 m die Form eines turbulenten SSO-Windes annahm. Gleichzeitig war die Höhe der Kaltluft auf 30 bis 40 m reduziert (Abb. 6).

Auch bei großräumiger Windruhe liegt die Obergrenze der Kaltluft im Schussenbecken nicht überall gleich hoch. Sie nimmt vielmehr zum See hin deutlich ab. Dabei ist das Gefälle wesentlich größer als das der Talsohle. Während letztere von Mochenwangen (450 m ü. NN) bis Kehlen (410 m ü. NN) nur um rund 40 m fällt, senkt sich die Kaltluftobergrenze nach unseren Untersuchungen auf der gleichen Strecke häufig von 550 auf 450 m ü. NN um rund 100 m. Die Mächtigkeit nimmt somit von 100 m auf 40 m ab. Das deckt sich mit den Angaben KOPFMÜLLERS, der schon 1923 feststellte: »Bei Annäherung aus dem Landesinnern an den See nimmt also die Bodeninversion an Stärke offenbar ab, wird auf dem See zuweilen vom Boden abgehoben und geht dort in genügender Entfernung vom Lande in adiabatische Abnahme über.« In dieser »kaltluftzehrenden« Wirkung des Land-See-Windsystems dürfte ein wesentlicher Beitrag zur Minderung der Frostgefahr im Umland zu suchen sein. Sie verhindert eine im Laufe der Nacht fortschreitende Aufhöhung der Kaltluftmassen, wie dies in anderen Beckenlandschaften ohne große Wasserflächen der Fall ist, z. B. im weitmuldigen Taubertal bei Tauberbischofsheim (WINTER 1958) oder im Mittleren Albvorland (WELLER 2001). Dort sind nicht nur Talsohlen und Hangfußlagen, sondern auch die Hänge teilweise bis über die Hangoberkanten der Täler von Kaltluft bedeckt. Mit ähnlichen Verhältnissen wäre im Bodenseebecken wohl ebenfalls zu rechnen, wenn der See bereits mit den Sedimenten der Zuflüsse aufgefüllt wäre. Solange der See jedoch noch besteht, kann man davon ausgehen, daß die frostmildernde Wirkung des von ihm ausgelösten Zirkulationssystems nicht nur den seenahen Hang- und Hangfußlagen, sondern auch entfernteren Kuppen und Rücken, soweit sie aus der zum See hin immer flacher werdenden Kaltluftschicht herausragen, zugute kommt.

Auf Grund unserer langjährigen Messungen, Schadenskartierungen und sonstigen Beobachtungen konnten wir es wagen, als Teil einer ökologischen Standortskartierung von Teilräumen der Region Bodensee-Oberschwaben (WELLER et al. 1980) auch eine flächendeckende Karte der Kaltluftgefährdung in windarmen Strahlungsnächten im Maßstab 1:50 000 zu erstellen (Waldgebiete ausgenommen). Sie umfaßt ein Gebiet, das sich vom nördlichen Bodenseeufer zwischen Sipplingen im Westen und Kressbronn im Osten 5 bis 13 km weit ins Hinterland bis zu den begrenzenden Randhöhen erstreckt und im Schussenbecken und seiner Umgebung insgesamt 30 km weit nach NO reicht. Die auf der Karte unterschiedenen vier Stufen der Kaltluftgefährdung orientieren sich an einer für ganz Baden-

Württemberg gültigen Skala. Als verkleinerten Ausschnitt zeigt Abb. 7 einen Bereich, der sich durch seine besondere Vielfalt auszeichnet. Im Norden ist der waldreiche Gehrenberg bei Markdorf zu erkennen. Seine Höhen- und Hanglagen sind größtenteils der Stufe geringster Gefährdung zugeordnet. Dies beruht neben den insgesamt guten Abflußmöglichkeiten für die Kaltluft zusätzlich auf der zeitweiligen Entwicklung warmer Hangabwindssysteme. Lokale Rinnen sind als mäßig gefährdet gekennzeichnet. Diese Stufe ist im Vorland großflächig verbreitet und geht hier in den Senken sehr schnell in die Stufe »stark gefährdet« über, die sich als durchgehendes Band von NW aus dem Salemer Becken kommend bis zum Bodenseeufer zwischen Immenstaad und Fischbach zieht und auch sonst in zahlreichen Mulden und Niederungen erscheint. Die Stufe höchster Gefährdung ragt jedoch nur örtlich im NO in den Kartenausschnitt herein. Dabei handelt es sich um ein abflußträges und vernässes ehemaliges Schmelzwassertal. Geringe Gefährdung tritt zunächst nur noch in kleinen Inseln auf den höheren Drumlins, beispielsweise bei Berg und Raderach auf, nimmt aber in Seenähe westlich Immenstaad deutlich zu und erreicht in den Hagnauer Hanglagen wieder eine großflächige Ausdehnung, die sich nach W in die auf dem Kartenausschnitt nicht mehr enthaltenen Meersburger Hänge fortsetzt. Ähnliche Verhältnisse bestehen auch in den weiter westlich folgenden Überlinger und Sipplinger Hanglagen. Für Sipplingen speziell wurde dies zusätzlich in einer nahezu parzellenscharfen Karte im Maßstab 1:5 000 dokumentiert (VOGELGSANG et al. 1975).

Für die restlichen baden-württembergischen Bodenseerandlagen fehlen detaillierte Karten der Kaltluftgefährdung. Doch läßt sich wenigstens ein grober Überblick gewinnen auf der Grundlage der »Ökologischen Standortseignungskarte für den Landbau in Baden-Württemberg 1:250 000« (WELLER 1990). Diese gliedert das gesamte Land entsprechend den Relief-, Boden- und Klimaverhältnissen in sogenannte Standortskomplexe. Bei deren Abgrenzung wurde auch die unterschiedliche Kaltluftgefährdung berücksichtigt, wobei es angesichts des kleinen Maßstabs und des großen Gebiets nicht um lokale Details gehen konnte. Entscheidend war vielmehr die Frage, ob sich innerhalb eines bestimmten Gebietes in windarmen Strahlungs Nächten ein großräumiger, das ganze Gebiet \pm überdeckender Kaltluftsee bildet oder ob sich nur eine örtliche, flache Kaltluftschichtung in Mulden und Tälern einstellt oder ob schließlich das ganze Gebiet dank günstiger Abflußmöglichkeiten außerhalb des Staubereichs der Kaltluft liegt. Die sich daraus ergebende Streubreite unterschiedlicher Gefährdungsstufen kann für jeden Standortskomplex einer speziellen Spalte in den Erläuterungstabellen entnommen werden.

Auf dieser Basis wurden spezielle Karten zum Thema Kaltluftgefährdung erstellt, die in dem am Institut für Angewandte Forschung (IAF) der Fachhochschule Nürtingen entwickelten »Digitalen Landschaftsökologischen Atlas Baden-Württemberg 1:200 000 (DURWEN et al. 1996) enthalten sind. Abb. 8 zeigt einen verkleinerten und vereinfachten Ausschnitt aus einer dieser Karten, auf welcher fünf charakteristische Stufen der Kaltluftgefährdung dargestellt sind. Dabei handelt es sich jeweils um Durchschnittswerte, die sich aus der Streubreite und dem ungefähren Anteil verschiedener Stufen innerhalb eines Komplexes ergeben. Wo die dargestellte Stufe mehr als die Hälfte des betreffenden Komplexes einnimmt, ist dies

durch einen roten Punkt zusätzlich gekennzeichnet. Wie aus der Abbildung hervorgeht, kommen am Seerand vier Stufen vor. Standortskomplexe, in denen eine geringe bis sehr geringe Gefährdung vorherrscht, sind besonders im W verbreitet, was auf die stärkere Reliefenergie zurückzuführen ist, namentlich im Bereich des Schiener Berges am Untersee, des Hohen Bodanrücks und der Sipplinger-Überlinger Hänge am Überlinger See und der Meersburg-Hagnauer Hänge im Übergang zum Obersee.

Aber auch seenahe Lagen in den niederen Teilen des Bodanrücks und vor allem die rundum vom See umgebenen Inseln Reichenau und Mainau sind nur wenig gefährdet. Einen schroffen Gegensatz bilden die an den See grenzenden stark gefährdeten Zungenbecken. Im W stoßen beide Bereiche oft direkt aneinander, was auf die hier geringe Mächtigkeit der Kaltluftschichten zurückzuführen ist, die AICHELE (1953) mit nur wenigen Metern ermittelt hat. Dies kommt beispielsweise den als Obstbauschwerpunkt bekannten Bodmaner Hangfußlagen zugute, die sich nur wenig über die kaltluftgefährdete Niederung erheben. Im O sind die Gegensätze wegen des sanfteren Reliefs und der höher reichenden Bodeninversion schwächer ausgeprägt. Hier fällt auf, daß die seenahen Ebenen im Mündungsbereich von Schussen und Argen trotz der dahinter liegenden großen Kaltlufteinzugsgebiete nur mäßig gefährdet erscheinen. Das Gleiche gilt für die Ebene zwischen Oberuhldingen und Seefeldern am westlichen Ausfluß des Salemer Kaltluftsees. Die Tatsache, daß in allen genannten Fällen das Seeufer nach W bzw. SW exponiert ist, läßt an den Einfluß einer über den See ziehenden W- bis SW-Strömung denken, doch bleibt das ohne exakten Nachweis nur eine vage Vermutung.

Eine Häufung wenig gefährdeter Lagen zeigt sich am NW-Rand des Bodenseebeckens in den abflußgünstigen Hang- und Hochlagen der Hegauberge und der von \pm stark kaltluftgefährdeten Tälern zerschnittenen Schwäbischen Alb sowie am N-Rand im Bereich der Heiligenberger Höhen, des Höchsten und des Gehrenberges. Ansonsten treten überwiegend wenig gefährdete Standortskomplexe nur noch auf dem Waldburger Höhenrücken im O und der Atzenberger Höhe im NO in Erscheinung. Dagegen sind \pm stark gefährdete Standortskomplexe in den abflußträgen seefernen Lagen im NO weit verbreitet, besonders ausgeprägt in den großen Riedgebieten.

4. Schlussfolgerungen

Kehren wir abschließend zu der in der Überschrift gestellten Frage zurück, dann muß die Antwort nach den bisherigen Ausführungen ungefähr lauten: Ja – aber! Ja – der See vermindert tatsächlich die Frostgefahr in seinem Umland, aber nicht generell, sondern je nach Wetterlage und Geländebeschaffenheit in sehr unterschiedlichem Maße. Die größten Unterschiede stellen sich in großräumig windarmen Strahlungsnächten bei wenig mächtigen Bodeninversionen ein, also unter Bedingungen, unter denen auch die meisten Spät- und Frühfrostschäden an Pflanzen auftreten. Dabei ist die frostmindernde Wirkung des Sees weniger in einer direkten Übertragung der gespeicherten Wärme als in dem von ihr in Gang gehaltenen

Zirkulationssystem der Luft zu suchen, durch das die Kaltluft aus dem Umland abgesaugt wird. Davon profitieren nicht nur die seenahen Hanglagen, sondern dank der Absenkung der Kaltluftgrenze auch die dadurch begünstigten seefernen Hang- und Kuppenlagen, nicht dagegen die Niederungen in den großen Zungenbecken einschließlich ihrer an den See grenzenden Ränder. Die so entstehenden Temperaturunterschiede können in dem entscheidenden Zeitraum April/Mai bis zu $> 8^{\circ}\text{C}$ betragen.

Im Vergleich dazu sind die Temperaturerhöhungen durch »Aufheizung« der Luft während des Transports über den See bei großräumigem Gradientwind weniger bedeutend. Sie fallen im Herbst dank der noch hohen Wassertemperaturen am größten aus und können dann zur Verlängerung der Vegetationsperiode beitragen. Andererseits kann die Abkühlung warmer Luftmassen im Frühjahr oder auch der tagsüber wehende kühle Seewind zu einer Verzögerung der phänologischen Entwicklung und damit indirekt zu einer Verringerung des Spätfrosttrisikos im leeseitigen Umland führen. In die gleiche Richtung wirken die in Seenähe häufigeren Nebel, die am Tage die Erwärmung durch Einstrahlung und nachts die Abkühlung durch Ausstrahlung mindern. Der letztere Effekt ist noch höher zu veranschlagen, als er sich in den Lufttemperaturen zu erkennen gibt, da sich bei vorherrschender Ausstrahlung und Windruhe die Pflanzenteile unter die Temperatur der Luft abkühlen.

Es ist davon auszugehen, daß sich die für den baden-württembergischen Anteil ermittelten Zusammenhänge im Prinzip auch auf die anderen Uferabschnitte übertragen lassen, wobei das Südufer wegen der Aufwärmung der meist kälteren Winde aus N und O etwas mehr begünstigt sein dürfte als das Nordufer (ELWERT 1935). So ist beispielsweise das Temperaturminimum in Romanshorn im Mittel um ca. 1°C höher als im gegenüberliegenden Friedrichshafen (KOPFMÜLLER 1923, S. 37). Inwieweit dabei noch andere Faktoren eine Rolle spielen, muß offen bleiben. Mit Sicherheit ist dagegen ein solcher Einfluß in Form warmer Hangabwinde am Pfänder und Rorschacher Berg anzunehmen. Ähnliches gilt für den Mündungstrichter des Rheintals zwischen den beiden Bergen, aus dem die Luft in den entscheidenden Nächten nicht – wie aus dem Schussenbecken – in erster Linie als laminarer Kaltluftabfluß, sondern speziell im Sommerhalbjahr als turbulenter Berg-Tal-Wind zum See hin austritt (DFG 1968). Dieser Wind ist – auch ohne Föhn! – wärmer als die im Vorland liegende Kaltluft, was sich u. a. auch darin niederschlägt, daß die von ELWERT (1935, S. 58/59) mitgeteilten mittleren absoluten Minima für die Station Mehrerau (400 m ü. NN) ähnlich wie die von Rorschach-Marienberg (455 m ü. NN) und Bregenz (427 m ü. NN) 2 bis $2,5^{\circ}\text{C}$ höher liegen als die von Friedrichshafen (408 m) und Lindau-Reutin (402 m), doch ist nach der gleichen Quelle auch in Friedrichshafen die Zahl der Frosttage mit durchschnittlich knapp 97 immer noch deutlich geringer als im seefernen Ravensburg mit rund 115 Tagen.

Festzuhalten bleibt, daß die Frostgefahr auch im Umland des Bodensees große Unterschiede aufweist. Deren Erfassung ist eine wichtige Voraussetzung für einen standortsgemäßen Anbau empfindlicher Kulturen. Dabei geht es weniger um akribische Untersuchungen kleinster Differenzen an wenigen Punkten, sondern um ei-

nen flächigen Überblick über die räumliche Verteilung unterschiedlicher Gefährdungsstufen mit einer Spanne von jeweils etwa 2 °C. Dafür können heute Fernerkundungsverfahren eine wertvolle Hilfe sein.

Literatur

- ACHELE, H. (1953): Lokalklimatische Froststudien am westlichen Bodensee. Meteor. Rdsch. 6, (7/8), 126–130.
- DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (DFG) (1968): Bodensee-Projekt. Zweiter Bericht 166 S. + Beilagen. Wiesbaden (Franz Steiner Verlag GmbH).
- DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD) (1953): Klima-Atlas von Baden-Württemberg. Bad Kissingen.
- DURWEN, K.-J., F. WELLER, CHR. TILK, H. BECK, S. KLEIN, A. BEUTTLER (1996): Digitaler Landschaftsökologischer Atlas Baden-Württemberg 1:200 000. Hrsg.: Institut für Angewandte Forschung »Landschaftsentwicklung & Landschaftsinformatik« (IAF) der Fachhochschule Nürtingen, in Kooperation mit und gefördert von dem Umweltministerium und dem Ministerium für Ländlichen Raum, Ernährung, Landwirtschaft und Forsten Baden-Württemberg. CD-ROM mit Begleitbuch, Springer Electronic Media, Berlin.
- ELWERT, O. (1935): Das Klima des Bodenseegebiets. Erdgesch. u. ldkdl. Abh. aus Schwaben und Franken. Geol. und geogr. Inst. Universität Tübingen, 17, 170 S., Inaugural-Diss. Universität Tübingen.
- FRAUENFELDER, CHR. (1999): Das Bodenseeklima. Schrr VG Bodensee 117, 245–256.
- GUTERMANN, TH. (1981/82): Wetter und Klima im Bodenseeraum. Schrr VG Bodensee 99/100, 99–118, (gleichlautend in: MAURER, H. (Hrsg., 1982): Der Bodensee – Landschaft – Geschichte – Kultur, Sigmaringen (Thorbecke), 99–118.
- HUSS, E., und D. STRANZ (1970): Die Windverhältnisse am Bodensee. Pure and appl. geophys. 81, 323–356.
- HUSS, E. (1975): Beiträge zur Kenntnis der Winde im Bodenseegebiet. Schrr VG Bodensee 93, 167–223.
- KLEINSCHMIDT, E. (1921): Der Einfluss des Bodensees auf die Lufttemperatur seiner Umgebung. Das Wetter 38, (3/4), 33–41.
- KLEINSCHMIDT, E. (1923): Zehnjährige Mittelwerte für Wind, Temperatur und Feuchtigkeit nach den Bodenbeobachtungen, Fesselaufstiegen und Pilotmessungen der Drachenstation am Bodensee. Württ. Jb. für Statistik und Landeskunde, Jahrgang 1921/22, 31–54.
- KOPFMÜLLER, A. (1922–24): Der Land- und Seewind am Bodensee. Das Wetter 39 (7/8), 97–107 (1922); 40 (4/5/6), 33–41 (1923); 40 (7/8/9), 65–78 (1923); 40 (10/11/12), 108–115 (1923); 41 (1/2), 1–8 (1924); 41 (3/4), 33–42 (1924).
- KOPFMÜLLER, A. (1926): Der Land- und Seewind am Bodensee. Schrr VG Bodensee 54, 280–333.
- MARQUARDT, R. (1932): Untersuchungen des Wärme- und Wasserdampfaustausches über dem Bodensee. Gerl. Beitr. Geophys. 36, 78–132 (zit. nach Huss u. Stranz 1970).
- MÜHLEISEN, R. (1977): Starkwinde an und auf dem Bodensee. Meteor. Rdsch. 30, 15–22.
- PEPLER, W. (1929): Ergebnisse der mehrjährigen Messungen der Ortshelligkeit am Bodensee. Schrr VG Bodensee 57, 157–189.
- PEPLER, W. (1935): Zum Klimaunterschied zwischen dem Nordufer des Bodensees und dem Hinterland. Z. angew. Met. 52, (12), 396–400.
- ROBEL, F., U. HOFFMANN und A. RIEKERT (1978): Daten und Aussagen zum Stadtklima von Stuttgart auf der Grundlage der Infrarot-Thermographie. Beiträge zur Stadtentwicklung, 15, 260 S., Stuttgart.
- SCHREIBER, K.-F., F. WELLER u. F. WINTER in Zusammenarbeit mit R. SILBEREISEN (1959): Natur-, betriebs- und marktgerechter Obstanbau. Der Obstbau (Stuttgart) 78, Nr. 1–8.

- SCHREIBER, K.-F. (1969): Landschaftsökologische und standortkundliche Untersuchungen im nördlichen Waadtland als Grundlage für die Orts- und Regionalplanung. Arbeiten der Universität Hohenheim 45, 166 S. + Karten, Stuttgart.
- SEYFERTITZ, C. von (1890): Wind- und Wetterzeichen am Bodensee. Schrr VG Bodensee 19, 134–138.
- SEYFERTITZ, C. von (1897): Der Fallwind der Bregenzerbucht. Schrr VG Bodensee 25, 27–29.
- SILBEREISEN, R. (1986): Die Winterfrostschäden bei Obst 1985 in Baden-Württemberg (Schluß). Obst und Garten 105, (2).
- VOGELSGANG, W., F. WELLER, J. SCHIEFER und S. MÜLLER (1975): Ökologische Standortskarte der Gemarkung Sipplingen 1 : 5 000. In: EBERHARD, K., et al.: Landschaftsplan Sipplingen. Hrsg.: Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg, vertr. d. Reg.-Präsidium Tübingen. Konstanz.
- WELLER, F., und K.-F. SCHREIBER (1965): Le noyer comme moyen auxiliaire pour déceler les risques de gelée tardive sur un terrain. Phytoma (Paris) 17, 26–30.
- WELLER, F., W. VOGELSGANG, J. SCHIEFER u. U. WAGNER unter Mitarbeit von W. HÜBNER, G. MÜHLHÄUSSER, S. MÜLLER u. R. REMPP (1980): Ökologische Standortseignungskarte von Teilräumen der Region Bodensee-Oberschwaben. 59 S. + 4 Karten. Ravensburg.
- WELLER, F. (1990): Ökologische Standortseignungskarte für den Landbau in Baden-Württemberg 1 : 250 000. 32 S. + 2 Karten + Tabellen. Herausgeber: Ministerium für Ländlichen Raum, Ernährung, Landwirtschaft und Forsten Baden-Württemberg, Stuttgart.
- WELLER, F., und K.-J. DURWEN (1994): Standort und Landschaftsplanung. Ökologische Standortskarten als Grundlage der Landschaftsplanung. 188 S. + 1 Karte. ecomed Verlagsgesellschaft Landsberg.
- WELLER, F., K.-J. DURWEN und K.-F. SCHREIBER (1997): Standortkartierung nach Heinz Ellenberg. Eine ökologische Landschaftsanalyse und Bewertung. Film und Video, 30 min. IWF Institut für den wissenschaftlichen Film Göttingen.
- WELLER, F. (2001): Das Verteilungsmuster »bodenbürtiger« Kaltluftmassen im Vorland der Mittleren Alb. Nürtinger Hochschulschriften, Sonderband 3 (im Druck).
- WINTER, F. (1958): Das Spätfrostproblem im Rahmen der Neuordnung des südwestdeutschen Obstbaues. Gartenbauwiss. 23, 342–362.
- ZENGER, A., W. ANKER, J. ILMBERGER und K. O. MÜNNICH (1990): Die Untersuchung der Windverhältnisse im westlichen Teil des Bodensees und die Umrechnung von Landwinden auf Seebedingungen. Meteor. Rdsch. 42, 42–51.

Für die Unterstützung bei der Gestaltung von Text- und Bildvorlagen sei Dipl.-Ing. (FH) Wiltrud Walz und Dipl.-Ing. (FH) Wolfgang Bortt herzlich gedankt.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Friedrich Weller, Karl-Erb-Ring 104, D-88213 Ravensburg