



Der Funtensee

Naturkundliches Portrait eines subalpinen Sees

Gemeinsame Veröffentlichung
des österreichischen und deutschen MaB-6-Beitrags



Der Funtensee

Naturkundliches Portrait eines subalpinen Sees

Gemeinsame Veröffentlichung
des österreichischen und deutschen MaB-6-Beitrags

Impressum:

Nationalpark Berchtesgaden
Forschungsberichte 7/1985
2. Auflage 1987
Schriftleitung: Peter Wörnle

Herausgeber:
Nationalparkverwaltung Berchtesgaden
im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums
für Landesentwicklung und Umweltfragen

Alle Rechte vorbehalten

ISSN 0172-0023
ISBN 3-922325-06-8

Druck: Berchtesgadener Anzeiger

Inhaltsverzeichnis

		Seite
H. Trimmel	Vorwort	5
F. Jaskolla G. Kohlhammer und J. Schmolin	Zur Geologie des Funtenseegebietes	7
K. Fischer	Das Funtensee-Uvala im Steinernen Meer	23
H. Freiberg	Pflanzensoziologische Untersuchungen im Bereich der alpinen Baumgrenze im Funtenseegebiet unter Berücksichtigung des anthropogenen Einflusses	37
Th. Schauer	Die Vegetation des Funtensees, Grünsees, Schwarzensees und Obersees im Nationalpark Berchtesgaden	51
J. Müller R. Schmidt A. M. Schmid und J. Froh	Die postglaziale Entwicklungsgeschichte des Funtensees (palynologische, sedimentologi- sche und paläolimnologische Untersuchungen eines Bohrkerns)	67

Vorwort

Untersuchungen im Funtenseegebiet als Beitrag zur internationalen Forschungs-kooperation im Nationalpark Berchtesgaden

Hubert Trimmel

Das Gebiet des Funtensees auf der Hochfläche des Steinernen Meeres liegt am Südrand des Nationalparks Berchtesgaden in unmittelbarer Nähe der Staatsgrenze der Bundesrepublik Deutschland gegen Österreich. Die Staatsgrenze quert die verkarstete Hochfläche des flächenmäßig größten Kalkstockes der Berchtesgadener Alpen ohne direkten Bezug zum Relief und bildet zugleich die Südgrenze des für spezifische, intensive Forschungsprogramme innerhalb des Nationalparks ausgewählten »Testgebietes« Funtensee. Sowohl der morphogenetische als auch der kulturhistorische Zusammenhang des Funtenseepoljes¹⁾ mit den südlich anschließenden, zum österreichischen Bundesland Salzburg gehörenden Hochflächen ist ebenfalls offenkundig. Es liegt daher auf der Hand, daß sowohl rein naturwissenschaftliche als auch sozioökologisch relevante Untersuchungen in diesem Gebiet grenzüberschreitend sein müssen – eine Feststellung, die zwar für den Wissenschaftler selbstverständlich, in der wirtschaftlich-politischen Praxis aber nicht immer und nicht überall in die Realität umsetzbar ist.

Die nun vorliegende Monographie über das Funtenseegebiet beweist nicht nur, daß eine derartige grenzüberschreitende Forschung sinnvoll ist, sondern auch, daß sich ein darüber hinausgehender Schritt sehr bewährt hat: einige der veröffentlichten Untersuchungsergebnisse sind das Ergebnis einer intensiven, internationalen Zusammenarbeit zwischen Forschern und Institutionen der Bundesrepublik Deutschland einerseits sowie Forschern und Institutionen in Österreich andererseits.

Es ist daher durchaus legitim, an den Anfang der Funtensee-Monographie – der ersten umfangreicheren Fachpublikation, die Ergebnisse bilateral realisierter Teilprogramme der Forschungen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Saalach im Westen und Salzach im Osten mit dem Kernstück im Nationalpark Berchtesgaden enthält ein Vorwort über Zustandekommen, Werdegang und bisherige Ergebnisse dieser fruchtbaren Kooperation zu stellen.

Die formelle Schaffung des »Nationalparks Berchtesgaden« durch die Verordnung der Bayerischen Staatsregierung vom 18. Juli 1978 bedeutete zugleich den Anfang einer langfristigen »Nationalparkforschung«, deren Gesamtkonzept damals freilich noch auszuarbeiten war. Die Tatsache, daß die Grenze des Natio-

nalparks insbesondere im hochalpinen Bereich entlang der Staatsgrenze verläuft, legte den Gedanken nahe, vergleichbare Forschungsansätze auch in den anschließenden österreichischen Gebieten zu formulieren. Es sind dies in erster Linie die über der Waldgrenze liegenden Hochflächen der Reiteralp, des Steinernen Meeres, des Hagengebirges, des Göllmassivs, sowie im »Vorfeld« des Nationalparks jene des Untersbergs. Die Entwicklung dieser hochalpinen Landschaft wird gegenwärtig vornehmlich von Karstprozessen gesteuert. In Österreich wird seit langem die Frage diskutiert, wie weit der Ablauf dieser Prozesse durch menschliche Eingriffe – Rodung, Schaffung, Pflege und Auflassung von Almen im Waldgrenzbereich, Schafweide, aber auch Erschließung für den Tourismus – beeinflußt wurde und wird. Dazu kommt noch das eminente wasserwirtschaftliche Interesse an den großen Karstquellen, als deren Einzugsgebiet die gesamten Hochflächen der Kalkplateaus – beiderseits der Staatsgrenze – zu betrachten sind. Dementsprechend regten zunächst die Sachbearbeiter des Amtes der Salzburger Landesregierung Gespräche zur Ausarbeitung eines interdisziplinären Programmes zur Untersuchung der »Karstdynamik der Salzburger Kalkalpen« an, in dem alle Aspekte einer komplexen karstkundlichen Forschung berücksichtigt werden sollten.

Im Herbst 1979 wurden die ersten Vorschläge für die Erfassung des »Naturraumpotentials« im geplanten Untersuchungsgebiet erarbeitet; als Koordinator der Forschungen und zur organisatorischen Abwicklung der Vorhaben wurde der Berichterstatter vorgeschlagen.

Den »Startschuß« für die Forschungsarbeit bildete eine informelle Besprechung am 18. März 1980 in Salzburg, zu der die Abteilung VII, Unterabteilung Landesplanung und Raumordnung, des Amtes der Salzburger Landesregierung unter Oberrat Mag. Wolfhart Fally einlud. Zu den Institutionen und Dienststellen, von denen personelle und ideelle Unterstützung, bzw. tatkräftige Mitarbeit erhofft und erwartet wurde, zählten neben verschiedenen Abteilungen der Salzburger Landesregierung insbesondere die Salzburger Stadtwerke-Wasserwerke, die Wetterdienststelle Salzburg der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Wien), die Bundesanstalt für Wasserhaushalt von Karstgebieten (Wien), das Institut für Höhlenforschung des Naturhistorischen Museums (Wien), die Institute für Geowissenschaften und Geographie der Universität Salzburg, das Waldbau-Institut der Universität für Bodenkultur (Wien) und der Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg. An der Besprechung nahmen auch Vertreter der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden teil, die ihrerseits die österreichischen Gesprächsteilnehmer zu einem Informationsgespräch und einem Fachvortrag im Kur- und Kongreßhaus Berchtesgaden am Abend des gleichen Tages einluden. Zielsetzung und Arbeitsschwerpunkte aller Teilprojekte waren daher von Anfang an koordiniert.

In Österreich wurde von Anfang an die Einbeziehung der Arbeiten in das »Man and Biosphere«-Programm angestrebt; schon im Frühjahr 1980 wurde zunächst für ein Jahr ein »Vorprojekt« vom Österreichischen Nationalkomitee für das MaB-Programm bei der Öster-

¹⁾ Nach der in Österreich üblichen karstkundlichen Terminologie ist das Funtenseegebiet als Polje zu bezeichnen (vgl. zuletzt M. H. FINK 1984).

reichischen Akademie der Wissenschaft genehmigt. Lediglich die Waldinventur wurde im Rahmen eines Kooperationsvertrages des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung in Wien mit dem Land Salzburg »auf dem Gebiet der Rohstoffforschung und Rohstoffversorgungssicherung« finanziert und realisiert.

Es war und ist selbstverständlich, daß vor allem jede karsthydrologische Untersuchung grenzüberschreitend geplant und realisiert werden muß. Die laufenden Kontakte zwischen bayerischer Nationalparkverwaltung und österreichischem MAB-6-Projekt wurden aber bald auf ständige Information, gegenseitige Teilnahme an Beratungen und Arbeitsdiskussionen diesseits und jenseits der Staatsgrenze und schließlich auf gemeinsame Geländebegehungen erweitert.

Schließlich wurde die »Überschreitung« der Staatsgrenze durch die Bearbeiter der einzelnen Forschungsprojekte, soweit sie wissenschaftlich notwendig und vorteilhaft erschien, nahezu zur Selbstverständlichkeit. Von bayerischer Seite her konnte die Kallbrunnalm im österreichischen Teil des Steinernen Meeres in Untersuchungen über Humus und Humuschwund im Hochgebirge einbezogen werden. Geomorphologische Untersuchungen konnten insbesondere im Gebiet des Rotwandels auf österreichisches Gebiet ausgedehnt werden, wobei gemeinsame Befahrungen von Höhlen einen regen Erfahrungsaustausch ermöglichten. Von österreichischer Seite durchgeführte Markierungsversuche im Untersberg umfaßten auch Einspeisungsstellen in Bayern; dabei konnte nachgewiesen werden, daß die im bayerischen Hochflächenteil dieses Kalkstockes in den Gesteinskörper eintretenden und unterirdisch abfließenden Niederschlagswässer – zumindest in erheblichem Maße – dem Einzugsgebiet der für die Trinkwasserversorgung genutzten Fürstenbrunnerquelle in Salzburg zuzurechnen sind.

Bei der Untersuchung des Bohrprofils aus dem Funtensee wurden dennoch neue Maßstäbe gesetzt. Erstmals wurde ein gemeinsames Projekt von Mitarbeitern sowohl des bundesdeutschen als auch des österreichischen Forschungsprogrammes auch gemeinsam realisiert. Wie sich zeigt, hat sich diese Kooperation ausgezeichnet bewährt. Die Forschungen im Funtenseege-

biet sind daher wohl als Modellfall für zukünftige zwischenstaatliche Forschungsprogramme zu werten, deren Anlaufen man sich baldmöglichst wünschen würde. Die komplexen Fragen der Karstkunde einerseits und die Modifizierung bekannter Entwicklungsabläufe im Hochgebirge insbesondere in verkarstungsfähigen Gesteinen sind zweifellos Problemkreise, die erst durch Intensivierung der Kooperation zwischen Mitarbeitern verschiedener Spezialinstitute und unterschiedlicher fachlicher Ausrichtung optimal untersucht werden können. Karst- und höhlenkundliche Fragen sind aber jene, zu denen von österreichischer Seite dank der langen Tradition der Forschung auf diesem Gebiet Beiträge in größerem Umfang geleistet werden können. Die gemeinsame Bearbeitung wird in vielen Fällen die Voraussetzung dafür sein, daß Forschungsergebnisse erzielt werden, die für die Beurteilung zukünftiger Planungen und die Möglichkeit und Zweckmäßigkeit gegenwärtiger und zukünftiger Nutzung insbesondere in den kalkhochalpinen Arealen auswertbar sind.

Eine wichtige Voraussetzung für eine derartige Auswertbarkeit von Forschungsergebnissen auch über den Nationalpark Berchtesgaden und das Staatsgebiet der Bundesrepublik Deutschland, bzw. des Freistaat Bayern hinaus auf österreichischem Gebiet ist durch die am 24. November 1983 erlassene »Kalkhochalpen-Naturschutzgebietsverordnung« der Salzburger Landesregierung (LGBl. Nr. 93/1983) bereits geschaffen worden. Im § 1 dieser Verordnung wird festgelegt, daß alle »außerhalb der bewirtschafteten Waldflächen gelegenen Einhänge« und die »Hochlagen eines Teiles der Reiter Steinberge, des Steinernen Meeres, des Hochkönigs, des Hagengebirges und des Hohen Gölls«, und zwar, wie es ausdrücklich heißt, »im Anschluß an den Bayerischen Nationalpark Berchtesgaden« zum Naturschutzgebiet erklärt werden. Der Nationalpark Berchtesgaden findet damit seine unmittelbare Fortsetzung und Erweiterung im »Naturschutzgebiet Kalkhochalpen« Salzburgs.

Freilich sind die Schutzmaßnahmen diesseits und jenseits der Staatsgrenze noch nicht ident, obwohl einheitliche Ökosysteme vorliegen. Es ist aber zu hoffen, daß in der Betreuung der Schutzgebiete eine ebenso erfolgreiche und modellhafte, international vorbildliche Zusammenarbeit Platz greift, wie es in der Forschung bereits der Fall ist.

Zur Geologie des Funtenseegebietes

Franz Jaskolla, Günther Kohlhammer und Joachim Schmolin

Inhalt:

1. Einleitung
2. Geologische Geschichte des Gebietes um den Funtensee
3. Stratigraphie
 - 3.1 Trias
 - 3.1.1 Skyth – Werfener Schichten
 - 3.1.2 Anis – Reichenhaller Schichten, Anisischer Dolomit und Anisischer Massenkalk
 - 3.1.3 Ladin bis Unterkarn
 - 3.1.4 Karn
 - 3.1.5 Nor
 - 3.1.5.1 Allgemeines
 - 3.1.5.2 Dachsteinkalk
 - 3.1.5.3 Grenze Trias – Jura
 - 3.2 Jura
 - 3.2.1 Rote Lias-Kalke
 - 3.2.1.1 Roter Lias-Kalk
 - 3.2.1.2 Roter Knollenkalk
 - 3.2.1.3 Eisen- und Mangan-Oxid-Krusten und -Knollen
 - 3.2.2 Plassenkalk
 - 3.3 Quartär
 - 3.4 Pleistozäne Moränen
 - 3.5 Holozän
4. Zur Hydrogeologie
 - 4.1 Entstehung
 - 4.2 Wasserbilanzierung
 - 4.2.1 das Einzugsgebiet
 - 4.2.2 Niederschlag P und Verdunstung E
 - 4.3 Abflußmenge D
 - 4.4 Das Abflußsystem
5. Zur Tektonik
 - 5.1 Einführung
 - 5.2 Allgemeiner Bau
 - 5.3 Spezieller tektonischer Bau
 - 5.3.1 Die Funtenseemulde
 - 5.3.2 Störungen
 - 5.3.3 Photogeologische Aspekte
 - 5.4 Ableitung einer tektonischen Entwicklungsgeschichte für den Bereich südlich des Königssees
6. Literatur

1. Einleitung

Bereits im vorigen Jahrhundert wurde das Interesse einiger Geologen auf das Gebiet des Steinernen Meeres und besonders auch auf den Funtensee und die südöstlich von ihm gelegenen Gebietsteile gelenkt.

Bedeutende Namen, wie GÜMBEL, BÖSE, HAUG und HAHN, finden sich in der Erforschungsgeschichte die-

ses Gebietes. Diese Geologen beschäftigen sich z. T. intensiv mit älteren Gesteinsserien, die auf jüngeren Bildungen lagern, so daß das sonst ziemlich eintönige Bild der geologischen Karte des Steinernen Meeres im Gebiet des Funtensees abwechslungsreicher gestaltet wird.

Die erste genauere Bearbeitung des Gebietes um den Funtensee geht auf WIRTH (1928) zurück. Seine Ergebnisse wurden z. T. mit in die Karte des Königssee-Gebietes von LEBLING et al. (1935) übernommen. Erst 1978 erfolgte im Rahmen einer Diplomarbeit eine Neukartierung durch SCHMOLIN.

Die jüngste geologische Karte erstellte KOHLHAMMER, 1982, ebenfalls im Rahmen einer Diplomarbeit.

Vorliegende Zusammenstellung der geologischen Verhältnisse um den Funtensee beruht im wesentlichen auf den Arbeiten von SCHMOLIN und KOHLHAMMER.

2. Überblick zur Geologischen Geschichte des Gebietes um den Funtensee

Die ältesten, um den Funtensee auftretenden Sedimente, die tonig-schiefrigen Werfener Schichten des Skyth, wie auch die Reichenhaller Dolomite und der anisische Dolomit, wurden in einem ruhigen Ablagerungsmilieu weit unter der Wellenbasis des Tethysmeeres abgelagert.

Die dunklen Farben und eine schwache Bankung dieser Sedimente sprechen für Sauerstoffarmut und sehr geringe Wasserbewegung bis ins Anis hinein. Der anische Massenkalk (ZANKL, 1960) zeigt schon sehr helle Farben. Vom Ladin an treten dunkle Carbonate ganz zurück.

Ab der anischen Stufe unterteilte sich der Ablagerungsraum des Oberostalpins in 3 unterschiedliche Faciesbereiche (Abb. 1)

- Die Hallstätter Facies mit relativ geringen Mächtigkeiten entspricht dem ehemaligen Beckenbereich im Süden, bzw. innerhalb der Dachsteinkalk-Überfacies (Hallstätter Kanäle).

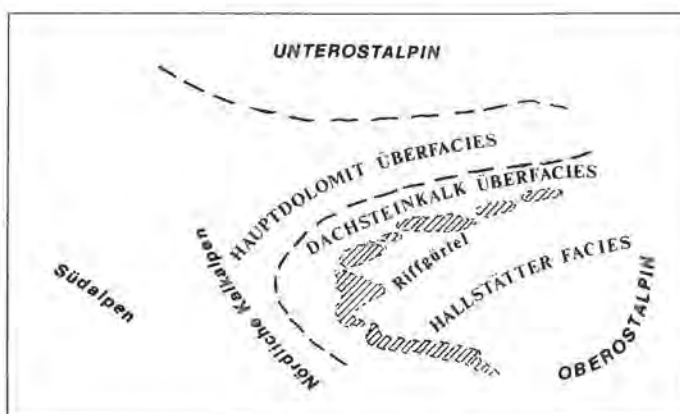


Abb. 1: Schematische Verteilung der Faciesräume in den Nördlichen Kalkalpen vor der Deckenüberschiebung.

– Die Dachsteinkalküberfacies mit der Berchtesgadener Facies kennzeichnet den nach N anschließenden Riff- und Lagunenbereich.

– Die bayerisch-tirolische Facies und Vorarlberger Facies nehmen als Hauptdolomitüberfacies einen weiteren im NW anschließenden Lagunen- und Flachwasserbereich ein.

Die Berchtesgadener Facies weist Verzahnungen sowohl mit der bayerisch-nordtirolischen, als auch mit der Hallstätter Facies auf.

Alle 3 Faciesbereiche lagen während der Sedimentation südlich des heutigen Alpenhauptkammes. Sie wurden erst während der alpinen Orogenese in ihre heutige Lage gebracht (vgl. Tektonik).

Das mächtigste und verbreitetste Schichtglied im Steinernen Meer ist der Dachsteinkalk. An seiner Basis ist er eher massig. Die Bankung (Loferitzyklen FISCHER, 1964, zum Hangenden hin) entstand durch periodische Meeresspiegelschwankungen, so daß sich Lagunen-, Strand- und Auftauchsedimentationsraum, aber zum ersten Mal auch Riffschutt- und zentraler Riffbereich als zentraler Sedimentationsraum abwechselten.

Es ist umstritten, ob diese mächtigen Carbonatplattformen an der Wende Trias/Jura ganz über dem Meeresspiegel auftauchten und somit der Verwitterung ausgesetzt waren; liassisch verfüllte Karstformen lassen dies trotz fehlender klastischer Sedimente vermuten (SCHÖLL & WENDT, 1971, JURGAN, 1967, SCHMOLIN, 1978, KOHLHAMMER, 1981, VOLK, 1981).

Mit Beginn des Jura teilte sich der bis dahin relativ einheitliche Sedimentationsraum des Tirolikums in zahlreiche kleine Becken und Schwellen auf. Im Roten Liaskalk (roter Knollenkalk) konnten sich zu dieser Zeit Hämatit- und Manganoxide anreichern, die ihm die charakteristische rote Farbe gaben.

Auch im Malm noch war der Ablagerungsraum flachmarin und wellenbewegt mit einzelnen Riffen (Plassenkalk, STEIGER, 1980).

Während der ganzen Trias und auch noch im Jura entsprach das Klima etwa dem der heutigen Tropen oder Subtropen.

Kreidesedimente sind, von einigen fragwürdigen, kleinen Restvorkommen abgesehen (z. B. am Simetsberg), nicht aufgeschlossen.

Während des Tertiärs, nach der Hebung des gesamten Alpenraums, war das ganze Gebiet einer starken Erosion ausgesetzt.

Im Pleistozän hinterließen die eiszeitlichen Gletscher Grund- und Endmoränen, auf denen sich vereinzelt Seen bilden konnten. In diesen Seen lagerten sich schließlich im Holozän postglaziale Seetone und See- kreiden als jüngste Sedimente ab.

3. Stratigraphie

3.1 Trias

3.1.1 Skyth – Werfener Schichten

Die Werfener Schichten sind das älteste Schichtglied, das im beschriebenen Gebiet ansteht. Sie konnten nur im Rennergraben direkt am Weg, der von der Forsthütte »Am Stein« zur Feldalm führt, nachgewiesen werden. Hier liegen in 1.715 m NN cm-große, graue bis graublau Schüppchen auf dem Weg, die aus tonigen, schwach sandigem Material bestehen. Unter der Lupe sind wenige feine Glimmerplättchen (Muskovit) zu sehen.

Die Schichtflächen scheinen stark verbogen und geknetet worden zu sein. Diese Erscheinungen hängen wohl mit der N-Bewegung der überlagernden Schub-scholle des Hahnenkammes zusammen. Fossilien konnten nicht gefunden werden.

Die Ausdehnung der Werfener Schichten beschränkt sich bei SCHMOLIN auf ein schmales Band, das etwa 2 bis 3 m mächtig ist. LEBLING et al. (1935) und auch KOHLHAMMER (1982) zeichnen in ihre Karten eine etwas größere Ausdehnung der Werfener Schichten Richtung Forsthütte ein.

Die Werfener Schichten sind im Flachsee- bis Litoralbereich abgelagert (nach Sedimentstrukturen, wie Schrägschichtung, Oszillationsrippeln, u. ä.). Das Detritusmaterial stammt aus Liefergebieten mit sedimentären, magmatischen und metamorphen Gesteinen (BARTH, 1968, S. 165, ROSSNER, 1971, S. 10).

3.1.2 Anis – Reichenhaller Schichten, Anisischer Dolomit und Anisischer Massenkalk

SCHMOLIN beschreibt als einzige anisische Gesteinsserie die Reichenhaller Schichten, während KOHLHAMMER in Reichenhaller Schichten, Anisischen Dolomit und Anisischen Massenkalk untergliedert (ZANKL, 1960).

Die Reichenhaller Schichten, die möglicherweise vom Oberskyth bis zum Unter-Anis reichen, sind im allgemeinen dunkle, dünn-schichtige Kalke mit Fluoritgehalt. Wurstelbänke können auftreten, ebenso sandige Mergelkalke, dunkle crinoidenhaltige Kalke, vor allem aber mächtige Rauhwacken. Ferner erscheinen häufig geringmächtige Lagen von Sedimentbrekzien; mitunter ist auch Gips zu finden. Als Synonym wird auch der Begriff »Reichenhaller Brekzie« verwendet (TOLLMANN, 1976a, S. 68).

Die Reichenhaller Schichten wurden im Untersuchungsgebiet nur im Rennergraben auf der südlichen Bachseite gefunden. Es handelt sich um ein schwarzes, plattiges Gestein, das gelbbraun verwittert.

Die Hauptmasse des Gesteins ist dolomitisch mit calcitischen Adern.

Nach oben geht der Reichenhaller Dolomit ohne scharfe lithologische Grenze in den unteren, noch relativ dunklen Ramsaudolomit über. Die Hornsteinlagen verschwinden, teilweise schalten sich dünne, helle Bänke ein. In vereinzelt Lagen kann der Kalk-Gehalt erheblich ansteigen.

Die Mächtigkeit beträgt bei SCHMOLIN nur etwa 8 m, denn nur hier finden sich Hornsteinlagen; die darüber lagernden Gesteinsschichten rechnet er, trotz der noch dunklen Farbe des Gesteins, schon zum Ramsaudolomit. KOHLHAMMER dagegen läßt den Ramsaudolomit erst dort beginnen, wo wirklich die rein weiße Farbe und die »Zuckerkörnigkeit« des typischen Ramsaudolomits auftritt. Ein direkter Beweis für die eine oder andere Betrachtungsweise läßt sich nicht finden.

Der »Anisische Dolomit« KOHLHAMMER's findet sich nur als Liegendes der juvavischen Schubscholle südöstlich des Grünsees (vgl. Kap. Tektonik). Darüber lagert »Anisischer Massenkalk«, der als blaßroter bis hellbrauner, scharfkantig brechender, mit zahlreichen dunkelroten bis violetten Drucksuturen ausgestatteter, massiger Kalk auftritt.

3.1.3 Ladin bis Unterkarn – Ramsaudolomit

An der Nordseite des Hahnenkamms gehen die Reichenhaller Schichten in einen helleren, undeutlich gebankten Dolomit über (SCHMOLIN, 1978). Dieser wird von WIRTH (1929) dem Ramsaudolomit der tirolischen Unterlage gleichgestellt. Am Grünseebrunnen (E-Ufer des Königssees), westlich der Sagereckwand und am Mausalpeck am Schrainbach ist er als dunkelgrauer, schichtungsloser und fossilärmer Dolomit aufgeschlossen. Während er am Hahnenkamm größtenteils deutlich geschichtet ist, ändert sich das Aussehen zum Stuhlgrabenkopf. Die Bänke werden dünner und vielfach ist eine ausgeprägte Schichtung in 2 cm starke Bänke festzustellen.

Erst südlich des E-W-streichenden Bruches, der den Hahnenkamm in zwei Teile zerlegt, findet man den Ramsaudolomit, der dem der Typolokalität am nächsten kommt. Das Gestein besteht hier aus hellgrauem bis rein weißem, zuckerkörnigem, feinkristallinem, vielfach porös-zelligem und feinkörnigem Dolomit. Der Dolomit verwittert, um den Stuhlgrabenkopf, stark grusig. Im Gegensatz zum Dachsteinkalk zeigt er weichere Geländeformen. Am Fuß von Steilwänden bilden sich ausgeprägte Schutthalden.

Entlang eines NW-SE-verlaufenden Bruches, der zwischen dem SW-Ausläufer der Stuhlwand und dem Hahnenkamm/Stuhlgrabenkopf nach NW in die Vererbnungsfläche des Hahnenkamms (1.865 m NN) hineinzieht, tritt z. T. stark zertrümmerter, z. T. bankiger Ramsaudolomit auf. Die Ausbildung ähnelt den obersten Partien am Stuhlgrabenkopf. Die Verwitterungsfarbe ist weißgrau bis gelbbraun. Untypischerweise bricht das Gestein fast muschelartig.

Die Mächtigkeit ist im Arbeitsgebiet nicht eindeutig zu ermitteln, da die Hangendgrenze zum Dachsteinkalk, bzw. zum Dachsteindolomit fehlt und aufgrund von Schollenbewegungen eine Schichtverdoppelung eingetreten sein kann.

Nach den Geländebefunden dürfte der Ramsaudolomit (sensu strictu) eine Mächtigkeit von mindestens 150 m erreichen.

3.1.4 Karn

Karnische Gesteine treten im Bereich des Funtensees nicht auf.

3.1.5 Nor

3.1.5.1 Allgemeines

Die Gesteine des Nor verteilen sich auf folgende Facies-Regionen (vgl. TOLLMANN, 1976a, S. 189 f.):

- Die Hauptdolomit-Facies beschränkt sich im Hauptabschnitt der Kalkalpen auf den Nord- und Westteil.
- Die Dachsteinkalk-Facies mit dem schon im Nor vorhandenen Dachsteinkalk ist auf den südlichen Teil der Kalkalpen vom Raum Lofer aus nach Osten hin beschränkt. In diese Dachsteinkalk-Facies schalten sich die Hallstätter Facieszonen in zwei Ästen ein.

Im Nor lagern sich Hauptdolomit und Plattenkalk im Norden in einer breiten lagunären Flachwasserzone ab. Gegen Süden hin ist ein Dachsteinkalk-Riffkomplex vorhanden, der in seiner heutigen Erhaltung auf den Mittel- und Ost-Abschnitt der Kalkalpen beschränkt ist. Dieser Riffkomplex stellt kein einheitliches Barriere-Riff dar, sondern war durch schmale verästelte Becken (Kanäle) durchzogen.

3.1.5.2 Dachsteinkalk

Die Dachsteinkalk-Entwicklung zieht sich von den Loferer Steinbergen im Westen durch die Südzone der Kalkalpen nach Osten und baut hierbei die großen Hochgebirgsstöcke der Kalkhochalpen im sog. Juvavikum und im Tirolikum auf. Die Bildung dauert vom Nor bis ins Rhät ohne eine ausgeprägte lithologische Grenze dazwischen.

Die Arbeit von FISCHER (1964) erwies sich als richtungsweisend für die Kenntnis des geschichteten Dachsteinkalks vom Loferer Typus. Er dürfte an der Rückseite eines Riffes, bzw. in der Lagune eines Riffgürtels entstanden sein.

Es handelt sich im allgemeinen um graue Kalke mit manchmal leicht violett-roter Pigmentierung, deren Grundmasse aus Mikrit besteht. Zum Mikrit kommen als Allocheme Pellets und Ooide hinzu, sie machen zusammen meist nicht mehr als etwa 10 % aus. Biogene

und Bioklaste sind z. T. bis zu ca. 60 % enthalten. Die organischen Reste sind meist sehr stark umkristallisiert.

Ein Großteil der im Gebiet vorhandenen Dachsteinkalke wurde in einer Schlamm-(mud)Facies abgelagert. Sie sind als Pelsparite, Pelmikrite und Mikrite ausgebildet. Der Anteil von Komponenten beträgt in diesen Fällen unter 10 %. An Mikrofossilien finden sich hauptsächlich Involutina und Ostracoden. Die häufigsten Megafossilien sind Gastropoden und Lamellibranchiatenbruchstücke, Megalodonten (z. T. in Lebenstellung) und Korallenstücke (*Thecosmilia clathrata*, die bis 3 – 4 cm Durchmesser erreichen können). Nur an einer Stelle konnten Algenstromatolithen beobachtet werden (am Weg zum Toten Weib, 2.010 m NN). Sie entsprechen dem Loferit (= B-Glied des Cyclothems) von FISCHER (1964).

Die Bankmächtigkeit des Dachsteinkalkes beträgt bis 8 Meter.

Der oben beschriebene Dachsteinkalk gehört mit seinem Hauptanteil in die norische Stufe. Ohne lithostratigraphisch erfaßbare Grenze geht er in den »Dachsteinkalk in rhätischer Facies« über. Nach KUNKEL (1929, S. 456) zeigt er größere Mannigfaltigkeit durch Einschaltung von gelblich-braunen, sehr fossilreichen Kalkbändern, die durch Zunahme des Tongehaltes in Schmitzen oder dünne Lagen von Mergeln gekennzeichnet sind.

Die Gesamtmächtigkeit des Dachsteinkalkes kann im Untersuchungsgebiet nicht ermittelt werden, da das Liegende nicht aufgeschlossen ist. Nach HAHN (1913) beträgt sie für die gesamte Abfolge zwischen 700 und 1.000 Metern.

In manchen Bänken, besonders im höheren Teil des Untersuchungsgebietes, treten vielfach die »schwimmenden Scherben« im Dachsteinkalk auf. Es handelt sich im allgemeinen um scharf begrenzte, tief- bis hellrote, manchmal gelbliche, teils fein laminierte, oft eckige Schmitzen im grauen Dachsteinkalk. Sie wurden im wesentlichen von LEUCHS & UDLUFT (1926) beschrieben und gedeutet. Sie führen die Rotfärbung auf die Zufuhr von terrigenem Material (Roterde, Laterit) zurück. Die Zuführung erfolgte durch Wind- und Wassertransport. Die »Schwimmenden Scherben« sind damit verfüllte Hohlräume in Riff-Bereichen. Der Herkunft der färbenden Mineralien vom Land widersprechen FLÜGEL & TIETZ. Sie meinen, das Fehlen von allitischen Mineralien und der geringe Aluminium- und Kaolingehalt in den rotgefärbten Partien stellen die terrigene Zufuhr in Frage. Dagegen stellen sie die Hypothese auf, daß es sich bei den färbenden Mineralien um einen Lösungsrest handle, der im Riffkalk selbst entstanden sei, hier angereichert wurde und in Riff-Hohlräume eingedrungen sei.

3.1.5.3 Grenze Trias-Jura

Bis in jüngste Zeit war die Grenze Trias/Jura in den Nördlichen Kalkalpen ein sehr umstrittenes Thema.

Aufgrund der Lagerung der Trias- und Jura-Sedimente wie auch faciesmäßig, stellt sie eine *Diskontinuität* dar, ohne jedoch eine Winkeldiskordanz zu zeigen. Die bereits im obersten Rhät eingeleiteten, kleinräumigen Hebungen und Senkungen des Meeresbodens im Tethysraum führten zu einer Unterteilung des Sedimentationsraumes in zahlreiche Einzelbecken und Schwellen, die kaum einen Zusammenhang zu den triassischen Faciesbereichen aufweisen. Die Riffbildungen und die Mächtigkeiten der Sedimentationsfolge gehen, von vereinzelt Beckensedimenten abgesehen, stark zurück. Durch die räumlich und zeitlich rasch wechselnden Faciesräume kommt es zu einer Vielfalt verschiedener Sedimente, von Mergeln, Kiesel- und Tonschiefern in den Beckenbereichen bis zu bunten, ungeschichteten Kalken in den Schwellenbereichen.

Von KOHLHAMMER wurde die nordöstlich der Feldalm gelegene, im Gelände recht markante Erscheinung des *Dachsteinkalk-Verwitterungshorizonts* in die Karte mit aufgenommen. Es handelt sich um einige m² bis einige 10 m² große Bereiche reinen Dachsteinkalks, in Wechsellagerung mit einer sedimentären Brekzie, die mit rotem liassischem Kalk verbacken ist. Daneben treten auch Bereiche mit rein rotem Kalk auf. Dieser Horizont entspricht wohl einer Karstoberfläche an der Grenze Rhät/Lias, wobei die Bereiche der rein roten und rot verbackenen Geröllen kleinen Becken und Gräben entsprechen. Die reinen Dachsteinkalkbereiche spiegeln ehemalige Erhebungen wider. Im Gelände ist dieser Horizont durch seine nochmals verstärkte Verwitterungsanfälligkeit relativ gut auszumachen, da der ganze Bereich von kleinen Dolinen und Schwinden übersät und von tiefen Karren durchzogen ist. Die Mächtigkeit ist stark schwankend, dürfte aber 50 m nicht überschreiten.

Einige Hinweise, wie z. B. die kreisförmige Dolinenausbildung, die jetzt mit sedimentärer Dachsteinkalkbreccie verfüllt ist, und das Auftreten deutlicher Karstflußkanäle, sprechen, trotz des Fehlens einer typischen Strandsedimentation, für eine Hebung und Verkarstung wenigstens im Tidenbereich.

3.2. Jura

Eine Behandlung der im Arbeitsgebiet vorkommenden Schichten des Jura nach stratigraphischen Gesichtspunkten muß aufgrund fehlender zeitbestimmender Mikro- und Makrofossilien und fehlender vollständiger Normal-Profile unterbleiben. Stattdessen wurde der Jura in der geologischen Karte lithologisch gegliedert in Rote Lias-Kalke (Crinoidenkalk) und Hornstein-Brekzien-Kalke (Plassenkalke).

3.2.1 Rote Lias-Kalke

Den größten Teil der im Kartierungsgebiet anstehenden Jurasedimente nimmt der Rote Lias-Kalk ein. Er läßt sich wegen seiner z. T. leuchtend roten Farbe im Gelände gut vom darunterliegenden grauen Dach-

steinkalk oder dem darüberliegenden grauen Hornstein-Brekzien-Kalk unterscheiden.

Der diskordant auf dem Dachsteinkalk auflagernde Rote Lias-Kalk läßt sich in 2 verschiedene Faciestypen untergliedern, die sich vertikal und horizontal vertreten können.

3.2.1.1 Roter Lias-Kalk (Bezeichnung nach FABRICIUS, 1966, S. 44)

Meist wird der Rote Lias-Kalk (= Echinodermenspatkalk) als »Hierlatzkalk« bezeichnet. Da sich aber der Begriff in neuerer Zeit mehr und mehr verwischt hat, schlägt FABRICIUS (s.o.) auch den Namen »Crinoiden-Kalk« vor.

Es handelt sich im Untersuchungsgebiet um rote, teilweise grau-weiße Echinodermenspatkalke mit vorwiegend Crinoidendetritus. Der gut geschichtete Biosparit besteht meist aus stark korrodierten Crinoiden, teilweise auch aus dickschaligen Ostracoden. Die Matrix besteht aus grobkristallinem Calcit (Sparit) und enthält nur wenig terrigenen Quarz.

Der Rote Lias-Kalk ist eine Bildung der Seichtwasserfacies (vgl. TOLLMANN, 1976a, S. 319). Dafür spricht nach FABRICIUS (1966, S. 45) die Faciesnachbarschaft mit Oolith, die gelegentlich auftritt und das Zurücktreten der Matrix in manchen Rote-Lias-Kalk-Serien.

Megafossilien konnten nicht gefunden werden. An Mikrofauna finden sich Crinoidentrümmer, Foraminiferen und Ostracoden.

3.2.1.2 Roter Knollenkalk

Nach oben und seitlich kann der Rote-Lias-Kalk vom Roten Knollenkalk vertreten werden. Der Begriff »Roter Knollenkalk« wurde von FABRICIUS (1966, S. 52) für die eigentlich gebräuchliche Bezeichnung »Adnetter Kalk« gewählt. Nachdem unter »Adnetter Kalken« auch calcilitische Rotsedimente verstanden werden, die den Kalken der Typlokalität von Adnet nicht entsprechen, ist der Begriff »Roter Knollenkalk« vorzuziehen, zumal er ja auch wesentlich anschaulicher ist und stratigraphisch an den Lias gebunden ist.

Es handelt sich um rote bis violette, lutitische Kalke. Die Schichtung ist uneben und weist alle Übergänge zur Knollenbildung auf. Unterschiede im Kalkgehalt bedingen das typische, knollig-flasrige Aussehen. Oft treten in einer relativ einheitlichen Grundmasse hellere, rote, kalkigere Knollen auf, deren Größe von wenigen Millimetern bis über 10 cm schwanken kann. Diese Knollen können dem Gestein ein konglomeratisches Aussehen verleihen. Die Begrenzung der Knollen ist meist scharf und deutlich, jedoch können auch völlig kontinuierliche Übergänge auftreten.

Über die Frage der Ablagerungstiefe der Roten Knollenkalke wurde viel diskutiert.

Man kann nach heutigem Kenntnisstand davon ausgehen, daß er die Beckenfacies des alpinen Lias darstellt;

die Ablagerungstiefe dürfte zwischen 200 und 500 m gelegen haben.

Während keine näher bestimmbaren Megafossilien gefunden wurden, treten Mikrofossilien häufiger auf (u. a. Involutine, Ostracoden, Holothurien und Crinoiden).

Das Alter der Roten Knollenkalke wurde von SCHÖLL & WENDT (1971, S. 86) mit Sinemurium bis Pliensbachium angegeben.

Der beste Aufschluß von Roten Knollenkalcken im Arbeitsgebiet ist ein steiler Anriß 20 m NNE der verfallenen östlichen Feldalm (1.790 m NN).

3.2.1.3 Eisen- und Mangan-Oxid-Krusten und -Knollen

Nach SCHÖLL & WENDT (1971, S. 86) werden Sedimentationsunterbrechungen in der höheren Liasabfolge im allgemeinen durch Eisen-Mangan-Oxid-Krusten dokumentiert. Solche Krusten sind kurz unter dem Gipfel des Funtenseetauern in 2.500 m NN häufig zu finden. Die flächenhafte Ausdehnung ist jedoch so gering, daß sie in der Karte nicht ausgeschieden wurden. 50 m nördlich des unteren Ausläufers des Lederer-Köpfls (2.000 m NN) sind im Roten Knollenkalk Horizonte oder Krusten mit Mangan-Knollen eingelagert. Die Knollen haben einen Durchmesser von meist ca. 2 cm (max. bis 15 cm).

GERMANN (1971, S. 138 f.) nimmt Fällungsmechanismen als Ursache der Krusten- und Knollenbildung an. Am Aufbau sind Organismen beteiligt. Zur Genese der Mn-Anreicherung bemerkt er, daß für die Zufuhr im marinen Bereich neben festländischen und submarinen Verwitterungslösungen und dem aus dem darunterliegenden Sedimenten aufsteigende Konvektionsstrom auch hydrothermale, überwiegend vulkanogene Lösungen in Frage kommen.

Schon 1958 hatte GRUSS eine exhalativ-sedimentäre Entstehung der carbonatischen Mn-Vorkommen der Berchtesgadener- und Salzburger Alpen angenommen.

3.2.2 Plassenkalk (Jura-Hornstein-Breccien-Kalk: Malm)

Über den liassischen Rotkalken steht eine etwa 30 bis 40 m mächtige Folge von meist relativ dünnplattigen, dunkelgrauen bis graublauen Kalken an. Charakteristisch ist die teils sehr reiche Hornsteinführung. An der Basis der Gesteinsabfolge treten Lagen mit ausgeprägter Brekzienführung auf. Oft gerundete, aber auch eckige Bruchstücke von Dachsteinkalk, Dolomiten, Roter Lias-Kalk, grünlichen Schieferfetzen, Ooiden und Lumps finden sich in einer sparitischen Grundmasse. Im Dünnschliff sind opake Pyrit-Kristalle, die postsedimentär gebildet wurden, neben idiomorphen Quarzkörnern zu erkennen.

Meist bildet die Basis eine etwa 1 m mächtige Bank von massigem Kalk; im Anschlag ist er grau; eckige gelbe Schmitzen eines kalkärmeren Gesteins sind regellos verteilt. Die Hornsteinführung ist in dieser Bank nicht auf bestimmte Horizonte beschränkt. Die heraus-

gewitterten Hornsteinkügelchen (1 mm – 4 cm groß) verleihen dem Gestein ein rauhes, warziges Aussehen.

Darüber folgen Bänke von 4 – 10 m Dicke, bei denen fast keine Hornsteine herausgewittert sind. Das Gestein ist dunkler und stark bituminös. Die nächsten Meter sind wieder hornsteinreich, die Hornsteinlagen ordnen sich schichtparallel an. Unter der Lupe erkennt man im Bruch Crinoidenstielglieder.

Nach oben verändern sich die Verhältnisse ständig. Weniger hornsteinführende Bänke wechseln mit hornsteinreichen. Die Größe der klastischen Bestandteile variiert zwischen 1/2 mm und (bis zu) 2 cm großen Komponenten.

Während LEBLING et al. (1935) dieses Gestein noch in den Dogger stellen, muß nach neueren Untersuchungen (KOHLLHAMMER, 1982; STEIGER & WURM, 1980) Malm angenommen werden.

3.3 Quartär

Bereits zu Beginn des Quartär bestehen die Alpen nach abgeschlossener Faltung als Hochgebirge. Eine starke Klimaverschlechterung führte zu einer fast geschlossenen Vergletscherung, die das Relief der Alpen stark überprägte. Als Sedimente sind fast ausschließlich die Moränen der letzten, der Würmvereisung, zu finden. Im Kartiergebiet ist die glaziale Überprägung besonders deutlich. Beim Durchzug des Eises von SE nach NW wurde der Dolomit des Stuhlgrabenkogels ausgeräumt und der tektonische Graben erweitert.

Nach Abschmelzen des Eises blieb Grundmoräne am Beckenboden zurück. Im Funtensee-Uvala lagerten sich auch Seetone und Seekreiden ab.

Eine in jüngster Zeit durchgeführte Bohrung ergab beträchtliche 8 m Mächtigkeit dieser Sedimente am Funtensee. Nach einer Verlandung großer Seeteile kam es zu Torfbildungen.

3.4 Pleistozäne Moränen

Fluvioglaziale Schotter und Moränen bedecken einen Teil des Funtensee-Uvala; Moränen ziehen von der verfallenen Grünsee-Alm das Tal zum Grünsee hinunter und liegen in kleinen Resten auch um den Schwarzensee. Außerdem sind Geschiebe in vielen kleinen Mulden im ganzen Gebiet zu finden.

3.5 Holozän

Postglaziale Seetone und Seekreiden, meist hellbraun bis gelb, oft auch feinsandig, treten in einer Mächtigkeit von ca. 4 m rund um den Funtensee, nördlich des Kärlinger Hauses und am Schwarzensee auf.

4. Zur Hydrogeologie

4.1 Entstehung

Die ersten Voraussetzungen zur Entstehung des Sees schafften die tektonischen Gegebenheiten.

Der Funtensee liegt in einer in den Dachsteinkalk eingesenkten Bruchscholle (vgl. Tektonik). Die Gletscher der letzten Kaltzeiten bewegten sich von SE nach NW durch diesen tektonisch angelegten Graben, erweiterten und vertieften ihn; Gletscherschliffe am N-Ufer des Sees zeigen noch deutlich die Bewegungsrichtung des Eises. Bei ihrem Rückschmelzen hinterließen die Gletscher ein übertieftes, durch Grundmoräne abgedichtetes Becken, in dem sich das Wasser sammeln konnte.

Der See war zu diesem Zeitpunkt mindestens dreimal so groß wie heute, und der Wasserspiegel lag 25 bis 30 m höher, wie die im W und NW auftretenden Seetone beweisen. Die Entwässerung muß zu dieser Zeit über höher gelegene Schlucklöcher erfolgt sein. Heute entwässert der See ausschließlich durch eine Karstspalte, die Teufelsmühle (Abb. 2). Sie liegt in der NE-Ecke des Sees direkt auf dem Kreuzungspunkt der grabenbildenden Abschiebung mit einer N-S-gerichteten Störung (s. Tektonik).

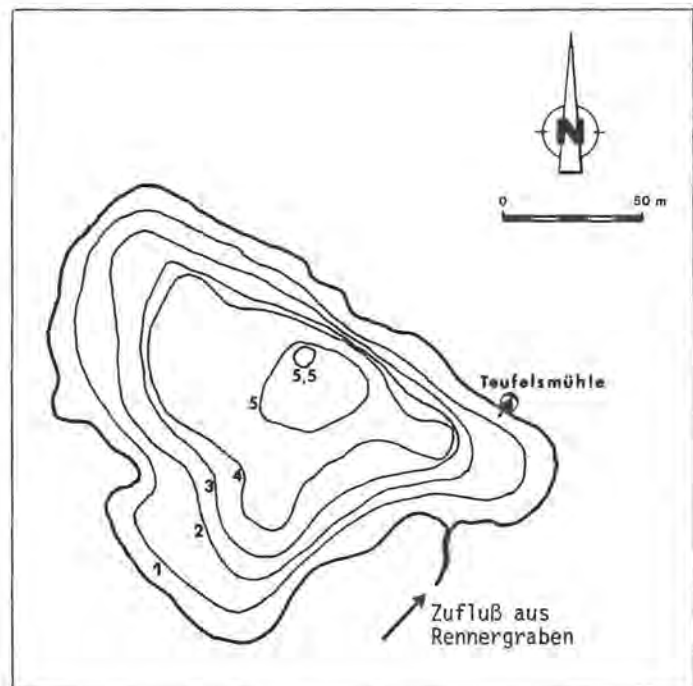


Abb. 2: Isobathenkarte des Funtensees.

4.2 Wasserbilanzierung

4.2.1 Das Einzugsgebiet (Abb. 3)

Wie bereits erwähnt, ist der Großteil des Funtensee-Einzugsgebietes stark verkarstet, so daß die morphologischen Wasserscheiden nicht den tatsächlichen Grenzen des Einzugsgebietes entsprechen. Es ist sicher, daß der Großteil des Niederschlages in diesem

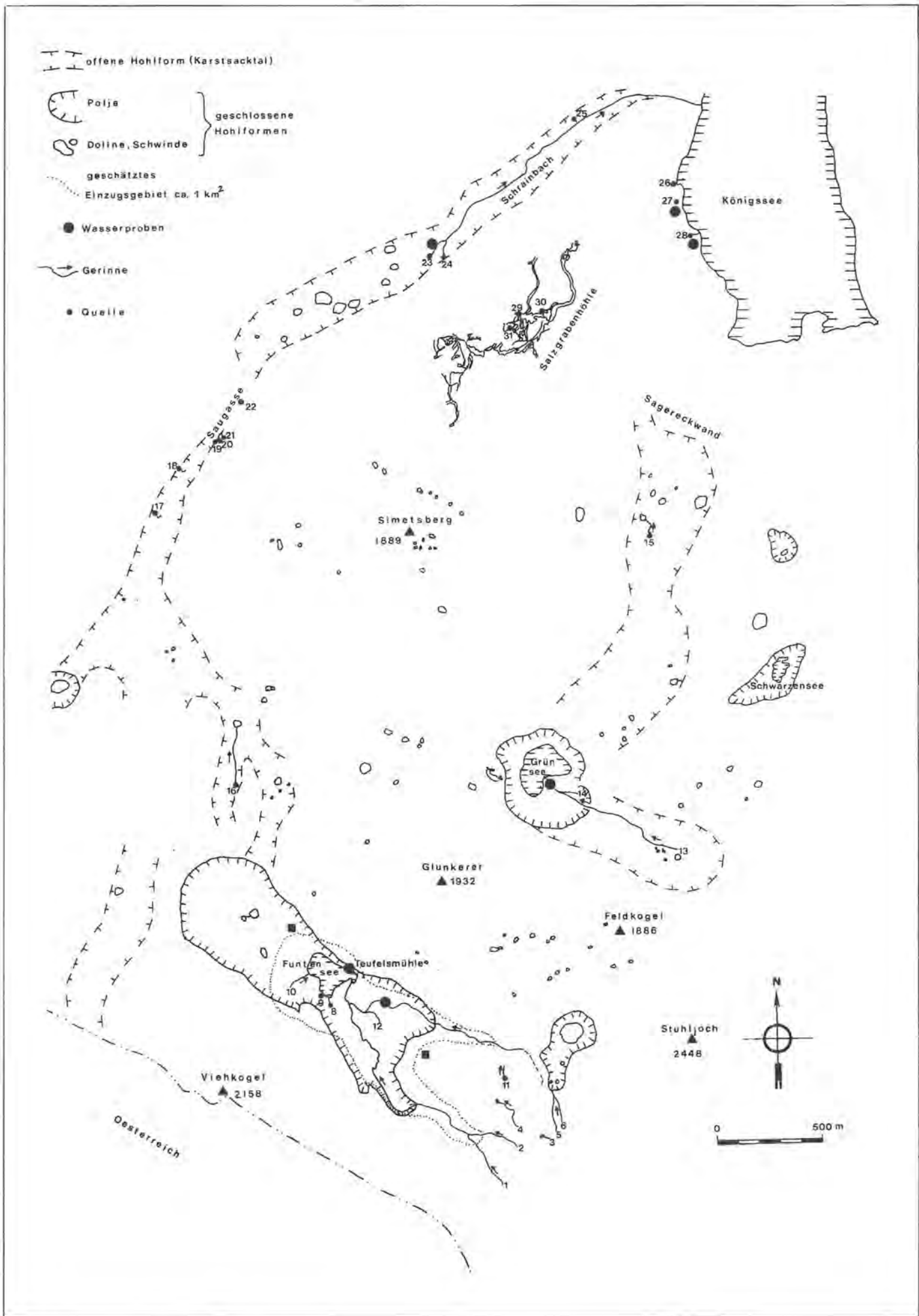


Abb. 3: Karstmorphologie und Hydrologie.

Gebiet einem tiefer gelegenen Vorfluter, wie z. B. dem Königssee, zufließt.

Auch innerhalb des Karstsystems kann keine eindeutige Linie gezogen werden. Diese Linie variiert vor allem mit der Niederschlagsmenge. So kann z. B. bei starkem Platzregen das Fassungsvermögen des Karstsystems überschritten werden und ein oberflächlicher, bei schwächeren Regenfällen kaum auftretender, starker Abfluß gemäß den morphologischen Gegebenheiten erfolgen.

Und schließlich sind Abflußteilungen, verursacht z. B. durch Niederschlagsschwankungen, auch innerhalb des Karstsystems sehr häufig. So sind bei einem Tracerversuch am Dießbachspeicher verwendete *Lycopodium*-Sporen sowohl im Labeck-Bach, als auch im Wimbach nachgewiesen worden (BRANDECKER et al., 1965). Das Ergebnis dieses Versuches ist auf Grund des verwendeten Tracers und des doch überraschenden Ergebnisses von zwei gegensätzlichen Abflußrichtungen umstritten.

Für den Funtensee mit einer Oberfläche von 0,034 km² ist es in Folge seiner Lage innerhalb eines stark verkarsteten Gebietes demnach unreal, das ganze morphologisch begrenzte Einzugsgebiet von 10 km² für die Wasserbilanzierung heranzuziehen. Auf der anderen Seite ist es auch nicht ausreichend, nur den mit Moränenmaterial oder Seeton abgedichteten Talgrund (vgl. geologische Karte) mit einer Fläche von 0,525 km² als Einzugsgebiet zu betrachten. Zu Beginn der Schneeschmelze wird das Einzugsgebiet seine größte Ausdehnung haben. Das abtauende Wasser wird in der Schneebedeckung selbst hangparallel abfließen und nur an Unstetigkeitsstellen auf den kalkigen Untergrund abtropfen. Dazu ist eine gewisse minimale Hangneigung Voraussetzung, wie sie um den Funtensee sicher gegeben ist. (Eine Fläche von 1,25 km² um den See weist Hangneigungen von durchschnittlich 30° auf). Im SW sind die Hänge steiler, im NE flacher. Nimmt man die steilen Hänge des Viehkogels noch hinzu, ergibt sich eine größte, nur kurzfristig erreichte Fläche von 2,2 km². Realistisch ist wohl eher ein durchschnittlicher Wert von 1 km² und darunter.

4.2.2 Niederschlag P und Verdunstung E

Aus den Niederschlagsmeßwerten der Jahre 1931 bis 1960 wurde am Funtensee für die Meereshöhe von 1.600 m ü NN ein mittlerer Niederschlag von P = 2.248 mm errechnet (ENDERS, 1979).

Die Verdunstung E läßt sich zwar vereinfacht aber mit relativ hoher Genauigkeit aus der Höhe über NN oder der Jahresmitteltemperatur errechnen. Bei der Durchschnittshöhe des Funtensee-Einzugsgebietes von 1.670 m ist die Verdunstung 450 mm; aus der Jahresmitteltemperatur von 3,5° C abgeleitet, verdunsten 479 mm (ENDERS, 1979). Ein Mittelwert von 465 mm ist sicher hinreichend genau.

4.3 Abflußmenge D

Aus diesen Werten läßt sich der Abfluß durch den Funtensee mit der Formel $D(1 \text{ Jahr}) = (P-E) \times \text{Fläche} = (2248-465) \times 1 \text{ km}^2 = 1,78 \text{ Mio m}^3/\text{Jahr}$ ableiten.

Dies entspräche einem durchschnittlichen Abfluß von 4885 m³/pro Tag oder 57 l pro sec.

Wie bereits erwähnt, erfolgt der Abfluß durch die »Teufelsmühle«, einem Schlinger im NE des Sees. Dieser direkt am Kreuzungspunkt zweier Störungen gelegene Einfluß in das unterirdische Karstsystem faßt jedoch wesentlich größere Wassermengen.

Beobachtungen vom 1. August 1977 zufolge (SCHMOLIN, 1978) stieg der Wasserspiegel des Sees nach 24 Stunden Dauerregen um 1,3 m. Bereits weitere 24 Stunden später hatte er seinen normalen Pegelstand wieder erreicht.

In den 24, auf den Regen folgenden Stunden, sind demnach ca. 45.000 m³, d. h. das Zehnfache des Durchschnittswertes, durch die Teufelsmühle abgeflossen.

Bei solchen Abflußspitzen erhöht sich weniger die normalerweise bei ca. 10 cm/sec liegende Einströmungsgeschwindigkeit, sondern die vom Wasser bedeckte Querschnittsfläche des Schlingers. Die Querschnittsfläche des Schlingers kann nicht direkt gemessen werden, weil die Teufelsmühle mit großen Blöcken und Hangschutt verstrützt ist. Aus der maximalen Abflußrate und einer angenommenen maximalen Einströmungsgeschwindigkeit von 25 cm/sec ergibt sich eine Größenordnung von doch beträchtlichen 2 m² als minimale Querschnittsfläche des Abflußsystems. Dies muß natürlich nicht in einer einzigen, sondern kann auch als Summe von mehreren Abflußröhren erreicht werden.

4.4 Das Abflußsystem

Die Teufelsmühle war schon immer der Punkt am Funtensee, der das meiste Interesse erregte. Von privater und wissenschaftlicher Seite wurden eine Reihe von Überlegungen zu der Abflußrichtung, dem Karsthöhleensystem und dem Vorfluter des hier einströmenden Wassers angestellt.

Ein konkretes Ergebnis kann nur ein Tracerversuch unter Betrachtung des gesamten Karstwasserkörpers erbringen.

Aus Ergebnissen der tektonischen Untersuchungen dieses Gebiets lassen sich trotzdem entscheidende Aussagen ableiten (KÖHLHAMMER, 1981).

Die Ausbildungen eines Karstentwässerungssystems wird neben den tektonischen Anlagen, wie Störungen und Klüften, vor allem durch das Druckgefälle zum nächsten Vorfluter – mit größter Wahrscheinlichkeit dem Königssee – beeinflusst. Das versickernde Wasser wird also am ehesten die Klüfte in der Richtung des größten Druckgefälles als Abflußwege benutzen, diese

hauptsächlich durch Kalklösung erweitern und ein Höhlensystem mit einer Hauptrichtung zum Vorfluter hin anlegen. Deutlichster Beweis hierfür ist die Salzgrabenhöhle unter dem Simetsberg, wo der Wasserstand möglicherweise durch das Entwässerungssystem des Funtensee beeinflusst wird. (Eine detaillierte Analyse der Sedimente der Salzgrabenhöhle und der Versuch der Deutung ihrer Tektonik wurde in jüngster Zeit von LANGENSCHIEDT (1986) vorgestellt, sodaß trotz z. T. anderer Ansicht der Autoren hier nicht näher darauf eingegangen werden muß.)

Kleintektonische Messungen (Abb. 4) im Liaskalk - direkt am Schlinger der Teufelsmühle - ergaben häufigste Streichrichtungen der erkannten Klüfte von 10° (NNE), 110° (ESE) und 40° (NE), was wiederum sehr stark mit der statistischen Verteilung der Lineamente korreliert, die aus den kartierten Gangspuren des Höhlenplanes interpretiert werden können (s.a. KOHLHAMMER, 1982; LANGENSCHIEDT, 1986; dazu sei hier auch auf die grundlegende Arbeit von JASKOLLA & VOLK (1986) zur Verwendbarkeit von Höhenplänen bei tektonischen Untersuchungen verwiesen).

Daneben erkennt man noch weitere Klufthäufungen, die sich zu zwei unterschiedlichen Gefügesystemen zusammenfassen lassen. Im Vorgriff auf die tektonischen Ausführungen kann folgendes festgehalten werden:

- Ein älteres Gefüge zeichnet die Großfaltenstrukturen der Funtenseemulde nach (Gefüge b_F ; Orientierung ca. 80°);
- zusätzlich zeichnet sich der Einfluß eines Störungsgefüges ab, das mit den Hauptflächen etwa ESE-WNW (110°) streicht; es ist dem eigentlichen Funtenseegraben zuzuordnen. U. a. sind die paarig eingetragenen Okl-Klüfte in Funktion als Abschiebungsflächen ein eindeutiges Indiz für diese tektonische Dehnungsstruktur. (Abb. 4)

Für die hydrogeologische Fragestellung sind jedoch nicht alle tektonischen Flächen in diesem Diagramm von gleicher Gewichtung. Wasserwegsame Klufscharen unter Berücksichtigung des Druckgefälles sind die bereits erwähnten Flächen mit größter Häufigkeit, die einen Karstwasserabfluß nach NNE (10°) bzw. NE (40°) aufdrängen. Hierin ist nicht nur die Richtung des Vorfluters gegeben, sondern ein breites Bündel an potentiell wirksamen Abflußmöglichkeiten. Schematisch ist dies in Abb. 5 dargestellt.

Inwieweit die Salzgrabenhöhle, eher aber noch die Kastlquelle und der Grünseebrunnen, direkt durch den Funtensee beeinflusst werden, wird von der absoluten Niederschlagsmenge abhängen, die das Wasser im Karsthöhlensystem in höher gelegene Niveaus ansteigen, bzw. in tiefere bis zur rein phreatischen Zone absinken läßt.

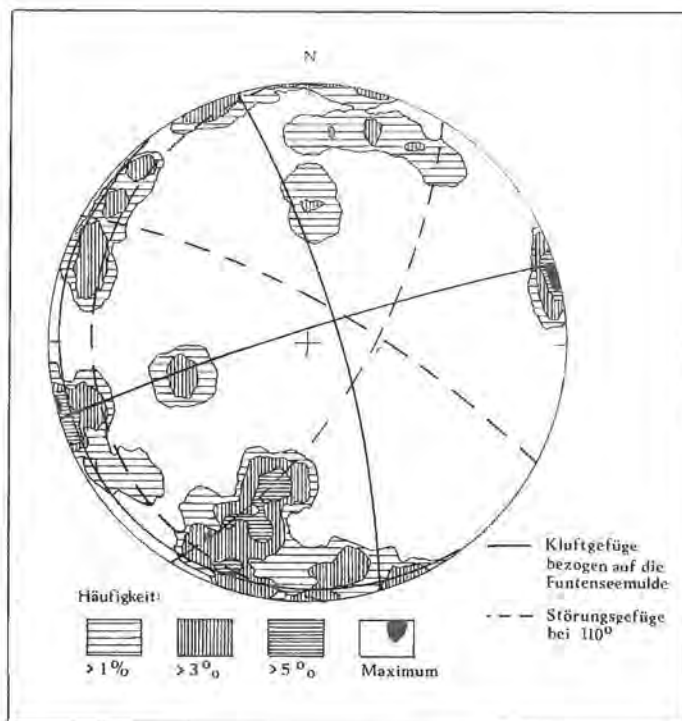


Abb. 4: Statistische Verteilung von Klufflächen im Bereich des Funtensee. Im sog. LAMBERT'schen Netz - eine äquatoriale flächentreue Projektion der unteren Halbkugel - werden die Flächennormalen dargestellt, ihre statistische Verteilung über Isolinien ermittelt und interpretiert.

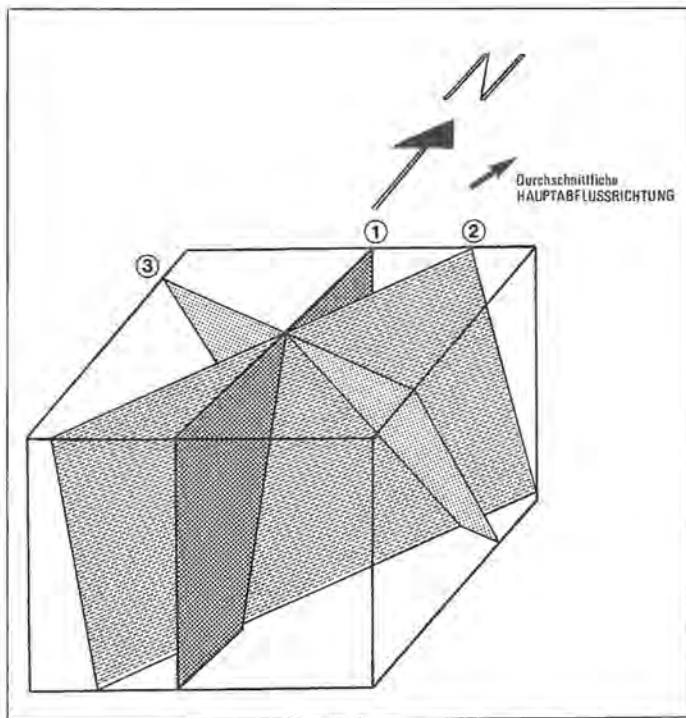


Abb. 5: Wasserwegsame Flächen an der Teufelsmühle. Dargestellt ist schematisch der Verschnitt der am häufigsten auftretenden Kluftscharen (1), (2) und (3), die ca. 10° (1), 40° (2) bzw. 110° (3) streichen. Daraus ist unter zusätzlicher Berücksichtigung der Lage der Vorfluter (Grünsee, Kastlquelle und Königssee) und der Topographie ersichtlich, daß als aktive Abflußrichtungen bevorzugt jene tektonischen Flächen in Frage kommen, die steilstehend im Bereich von 10° bis 40° streichen.

5. Zur Tektonik

5.1 Einführung

Es war ein langer und mühsamer Weg, der von z. T. äußerst vehementen wissenschaftlichen Diskussionen begleitet wurde, bis sich ein allgemein anerkanntes Modell über den tektonischen Bau der Nördlichen Kalkalpen etablieren konnte.

Anhand der stratigraphischen, lithologischen und faciiellen Untersuchungen hatte man erkannt, daß häufig wesentlich ältere Gesteine auf jüngeren liegen, wie z. B. im Bereich der Ortschaft Königssee, wo untertriassisches Haselgebirge jurassischen Liasgesteinen auflagert oder auch am Funtensee mit der Lagerung von anisischen Dolomiten auf Liasgesteinen.

Zur Erklärung dieser Phänomene, nicht nur im Bereich der Berchtesgadener Alpen, kreiste die Diskussion um die Frage, ob hier eine autochthone Lagerung vorliegt, d. h., an der Stelle gebildet, wo die Gesteine abgelagert wurden und durch jüngere Störungen verstellt oder ob es sich um ortsfremde sog. allochthone Elemente handelt. Aufgrund von dem in der Schweiz in der Mitte des vorigen Jahrhunderts erstmals richtig interpretierten Deckenbau, veröffentlichte TERMIER (1903) erstmals seine revolutionären Vorstellungen über diesen auch in den Ostalpen. Daß sich dieses Modell, wenn auch erst in den letzten Jahren, endgültig durchsetzen konnte, ist u. a. auf die Ergebnisse von Tiefbohrungen zurückzuführen (Urmansau 1, siehe KROLL & WESSELY, 1967; Vorderriß 1, siehe Geol. Bav.). Dabei wurde eindeutig nachgewiesen, daß nicht nur der gesamte Komplex der Nördliche Kalkalpen

ortsfremd auf Gesteinen liegt, die in einer schmalen Zone am Nordrand der Alpen an der Oberfläche anstehen (Flysch, Helvetikum, Molasse), sondern auch intern mehrere sog. Decken zu unterscheiden sind.

Der Berchtesgadener Raum kann, entsprechend dieser Erkenntnisse, in folgende drei übereinanderliegende tektonische Einheiten (Decken) gegliedert werden:

- Das TIROLIKUM stellt die tiefste tektonische Decke dar. Flächenmäßig nimmt sie die größte Verteilung ein, wobei die Watzmann-Hochkalter-Gruppe, der Hohe Göll, das Hochkönig-Massiv und das Steinernes Meer ihr zuzuordnen sind. Die Gesteine, die in ihr vorkommen, gehören sowohl dem bayerisch-nordtiroler Faciesraum (Hauptdolomit Überfacies i. S. TOLLMANN, 1976) als auch der Berchtesgadener Facies (Dachsteinkalk-Überfacies, TOLLMANN, 1976) an.
- Tektonisch überlagert wird das Tirolikum vom sog. TIEFJUVAVIKUM, das, wie bereits erwähnt, im Bereich Königssee oder auch westlich davon bei der Klingeralm zu beobachten ist. Die Gesteine dieser Einheit sind in Hallstätter Facies ausgebildet.
- Als oberstes tektonisches Stockwerk findet man das HOCHJUVAVIKUM, wobei deren geographisch getrennte Elemente mit den Lokalbezeichnungen Berchtesgaden- und Reiteralmdencke versehen werden. Aus der Schichtfolge des Hochjuvavikum kann man auf einen Ablagerungsraum schließen, der südlich des Tirolikums gelegen haben muß.

5.2 Allgemeiner Bau (Abb. 6)

Zum besseren Verständnis des tektonischen Aufbaus ist es notwendig, die Betrachtungen über das eigentliche Gebiet des Funtensees auszudehnen, da nur eine großräumige Betrachtung die Zusammenhänge erkennen läßt.

Nach faciiellen, wie auch tektonischen Gesichtspunkten, lassen sich zwei Einheiten unterscheiden. Das Tirolikum durch die Schichtfolge vom Dachsteinkalk aufwärts vertreten, macht den weitaus größten Teil des Gebietes aus. Generell ist der interne Bau des Tirolikums in diesem Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen einfach: weitgespannte Faltenzüge und eine intensive Bruchtektonik bestimmen das Bild. Daß hier nicht, wie in weiten Bereichen sonst, ein komplizierter Falten- und Schuppenbau erkennbar ist, liegt an den vorherrschenden Gesteinen; die sowohl horizontal als auch vertikal mächtigen Carbonatgesteine sind aus tektonischer Sicht nicht »faltungsfähig« und haben daher auf die im Rahmen der Gebirgsbildung wirkenden, einengenden Kräfte vornehmlich mit Bruchbildung reagiert.

In der Umgebung des Funtensees und des nördlich gelegenen Grünsees stehen zusätzlich untertriassische Schichtglieder an, die aus dem Skyth (Werfener Schichten) und dem Anis (Reichenhaller Schichten, Ramsaudolomit) stammen.

Das Auftreten von untertriassischen Gesteinen inmitten

Tektonische Karte des Funtenseegebietes

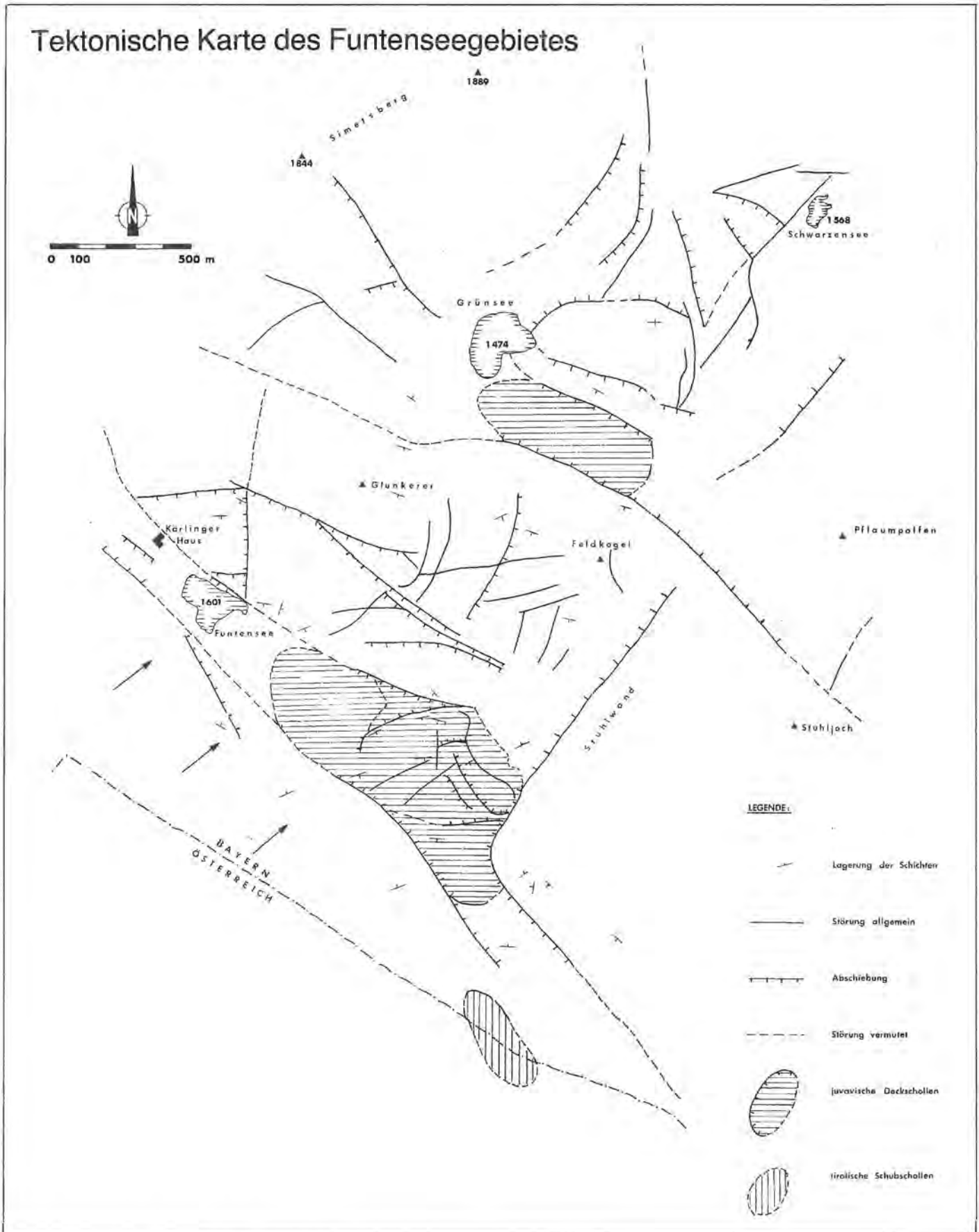


Abb. 6: Tektonische Karte des Funtenseegebietes.

des obertriassischen Dachsteinkalks erregte bereits im vorigen Jahrhundert das Interesse der Wissenschaftler. Berühmte Geologen, wie GÜMBEL (1861), BÖSE (1898) und HAHN (1913), beschäftigten sich mit den Verhältnissen in der Umgebung des Funtensees, wobei besonders HAHN (1913) ein heute ebenso noch

gültiges Bild entwarf. Aufgrund der Schichtfolge und der erkannten Störungen (s. Abb. 7) können diese Bereiche als *Juvavische Deckschollenreste*, die sich in tirolischen Strukturen erhalten haben, gedeutet werden. Sie stellen verbindende Zeugen zwischen der nördlichen Reiteralmdecke und deren Herkunftsland dar, die

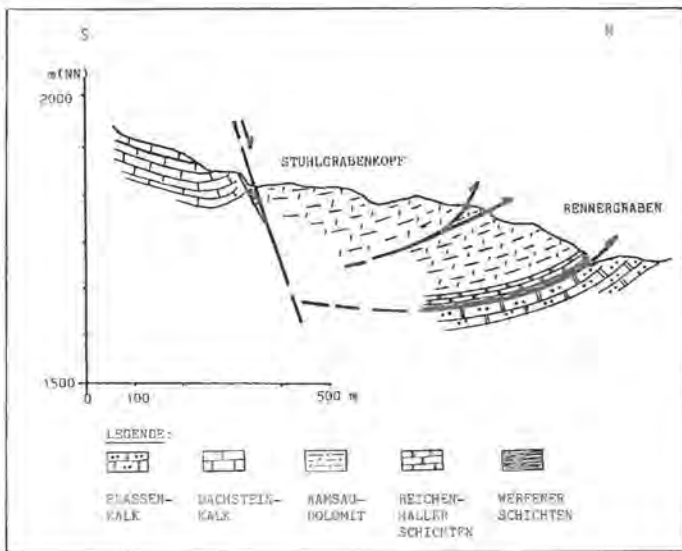


Abb. 7: Detailprofil durch die Juvavische Scholle des Stuhlgablenkopfes.

während der Überschiebung vom Hauptverband »losgerissen« wurden. TOLLMANN (1976) erwähnt in seiner zusammenfassenden Beschreibung des Baus der Nördlichen Kalkalpen insgesamt 17 solcher juvavischen Deckschollenreste im Bereich Hochkönig, Steinernes Meer und Hagengebirge.

5.3 Spezieller tektonischer Bau

5.3.1 Die Funtenseemulde

Betrachtet man die Lagerung des Dachsteinkalkes in der Umgebung des Funtensees, so ist festzustellen, daß nördlich des Funtensees, etwa im Bereich des Glunkerer, die Schichten nach S einfallen, während nach Süden zu, ein gegensinniges Einfallen nach N vorherrscht. In der Umgebung des Funtensees selbst liegt der Dachsteinkalk \pm horizontal. Somit liegt der Funtensee morphologisch und geologisch in einer Mulde (s. Abb. 8). Die Muldenachse steigt nach NW an, sodaß weiter nach E zu noch Gesteine aus dem Lias anstehen.

Diese Funtenseemulde wird nach N zu vom Grünsee durch das Glunkerer-Feldkogel-Gewölbe abgegrenzt.

Äußerst interessante Erscheinungen ergeben sich bei näherer Betrachtung der dem Plateau des Steinernen Meeres aufgesetzten Gipfelpyramiden, wie Hirsch, Rotwandl, Viehkogel und Schottmalhorn.

Auffälligerweise kann hier folgende Gesteinsabfolge angesprochen werden: Die Basis bilden, wie in weiten Bereichen des Steinernen Meeres »normale« Dach-

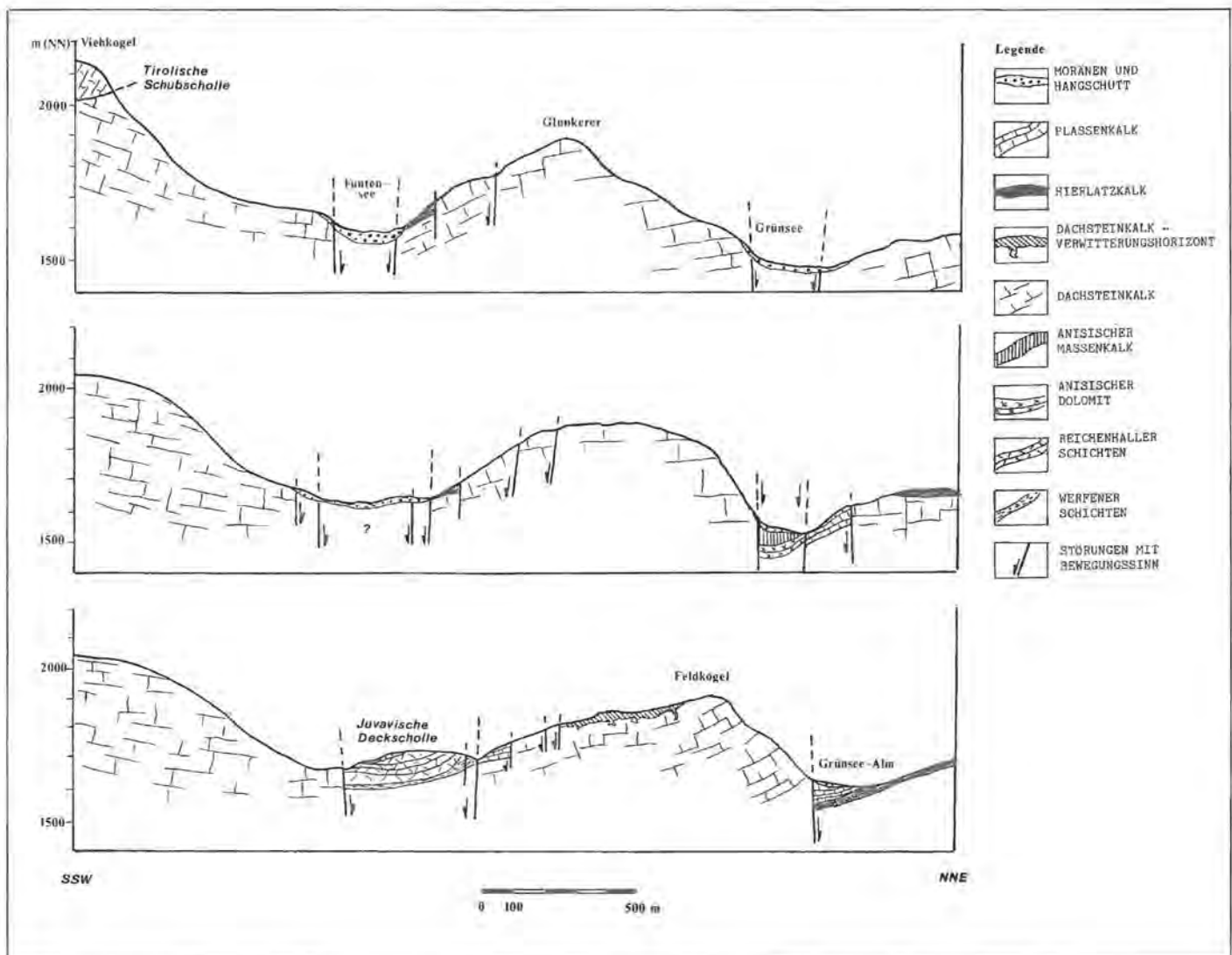


Abb. 8: Tektonische Profile.

steinkalke, die flach nach Norden geneigt sind. Darüber folgt ein bis zu 8 m mächtiges Band von stark gestörten, roten Liaskalken, das wiederum von Dachsteinkalk überlagert wird. Letzterer liegt als »Loferer Zyklithem« (FISCHER, 1964) vor und ist stark verstellt. Besonders deutlich ist dies am Viehkogel zu erkennen.

Die Interpretation dieser Verhältnisse führt zu dem Ergebnis, daß hier interne Verschuppungen des Tirolikums vorliegen, die als »Tirolische Schubschollen aus Tirolikum« (SCHMOLIN, 1978) bezeichnet werden. Eine exakte wissenschaftliche Erklärung dieses Phänomens steht zwar bisher aus, es kann jedoch vermutet werden, daß im Zuge der tertiären Deckenüberschiebung einzelne kleine Späne abgesichert sind und kleinräumig über das Nachbargestein gegliedert sind.

SCHMOLIN ist in seiner Arbeit der Frage nachgegangen, ob die in der »LEBLING«-Karte eingezeichneten isolierten Flecken von Werfener Schichten auf »normalem« Dachsteinkalk tatsächlich solche sind und somit als Reste einer ehemals größeren Juvavischen Decke angesprochen werden müssen. Einziger Hinweis sind für LEBLING et al. nur im Verwitterungsboden vorhandene Glimmerplättchen. Diese Glimmerplättchen sind jedoch fast überall im Kartiergebiet im Verwitterungsboden zu finden. Laboruntersuchungen ergeben, daß durchweg alle im Gebiet vorhandenen Gesteine Hellglimmer enthalten, der im Verwitterungsrückstand angereichert werden kann. Auf die Ausdehnung der Juvavischen Decken kann somit aus dem Vorhandensein der Glimmer nicht geschlossen werden.

5.3.2 Störungen

Während, wie bereits erwähnt und auch aus Abb. 9 ersichtlich, die Funtenseemulde nur schwach ausgeprägt ist, dominieren an der Nordabdachung des Steinernen Meeres, wie in weiten Teilen der Berchtesgadener Alpen, bruchtektonische Erscheinungsformen.

Die wichtigsten Störungen in der weiteren Umgebung des Funtensees und ihre tektonische Zuordnung sind, soweit dies die Geländebeobachtungen zuließen, in der nachfolgenden Tabelle enthalten. Deutlich erkennt man 4 Gruppen (Streichrichtungen zwischen 20° und 35°, 50° und 60°, 100° und 110° und 120° und 135°), die neben dem nicht sehr markanten Faltenbau wesentlich die tektonischen Verhältnisse und ihre zeitliche Entwicklung dokumentieren.

Richtung	Lokalität	Länge	Art der Störung
25°	Wimbachtal	7 km	2 parallele
20°	Königssee	7 km	Grabbrüche
30°	Saugasse	4 km	Grabenbruch
30°	Stuhlwand	1,2 km	Abschiebung
30°	Scheibenwand	1,7 km	Abschiebung
30°	Feldkogel	400 m	?
35°	Watzmann-Mittelspitze	2 km	?
35°	W-Ufer Schwarzensee	800 m	Abschiebung

Richtung	Lokalität	Länge	Art der Störung
25°-35°	zwei Störungen vom Grünsee zum Schwarzensee	je 500 m	
50°	NW-Wand des Grünsees	300 m	
60°	Simetsberg – Sagereckalm	700 m	
60°	Stuhlgrabenkogel	500 m	NW-Abschiebung
65°	südwestl. Feldkogel (3 x)	je 500 m	
60°	Eisgraben, Torrener Joch		
100°	Glunkerer	1 km	S-Scholle abgesenkt
100°	Schneider 2 x	je 700 m	S-Scholle abgesenkt
100°	Hirsch	400 m	S-Scholle abgesenkt
110°	Kleiner Hundstod	1 km	S-Scholle abgesenkt
110°	Gjaidkopf 2 x	1 km	
110°	Westl. Funtenseetauern 3 x		
120°	Rennergraben	700 m	
140°	Stuhlgraben, Funtenseegraben, Hirsch	3,3 km	Graben, Zerrung
140°	Südseite des Schottmalhorns	1,2 km	N-Scholle abgesenkt
135°	Grünsee-Graben	6 km	Graben u. NE-Abschieb.
135°	Schwarzensee-Graben	500 m	dazw. Horst
130°	Oberseetal	3,7 km	Graben
130°	Watzmann Südsp. Wimbachgries 4 x		SW-Abschieb.
130°	Hirschbichl		Aufschiebung

Die vorgenommene Gruppeneinteilung wird bei der folgenden tektonischen Analyse beschrieben (vgl. tektonische Zusammenfassung).

Wie im folgenden Beispiel (Tektonische Verhältnisse an der Stuhlwand) oder beim Versuch der Ableitung einer tektonischen Entwicklungsgeschichte (5.4.) gezeigt wird, sind diese Störungen z. T. schon sehr früh angelegt worden (z. B. die Königssee-Störung, die erstmals mit großer Wahrscheinlichkeit im Zuge der altkimmerischen Phase an der Wende Trias/Jura auftrat) und in den nachfolgenden gebirgsbildenden Phasen wiederholt, wenn auch z. T. mit abweichendem tektonischen Charakter reaktiviert wurden (die Königssee-Störung z. B. während der sehr jungen, quartären bis rezenten Hebungen).

Die vorgenommene Gruppeneinteilung wird bei der folgenden tektonischen Analyse beschrieben (vgl. tektonische Zusammenfassung)

Vorwiegend handelt es sich bei den beobachteten Störungen um Abschiebungen, die in unterschiedlichen Perioden der tektonischen Genese aktiviert wurden. Dies soll an einem Beispiel demonstriert werden, das

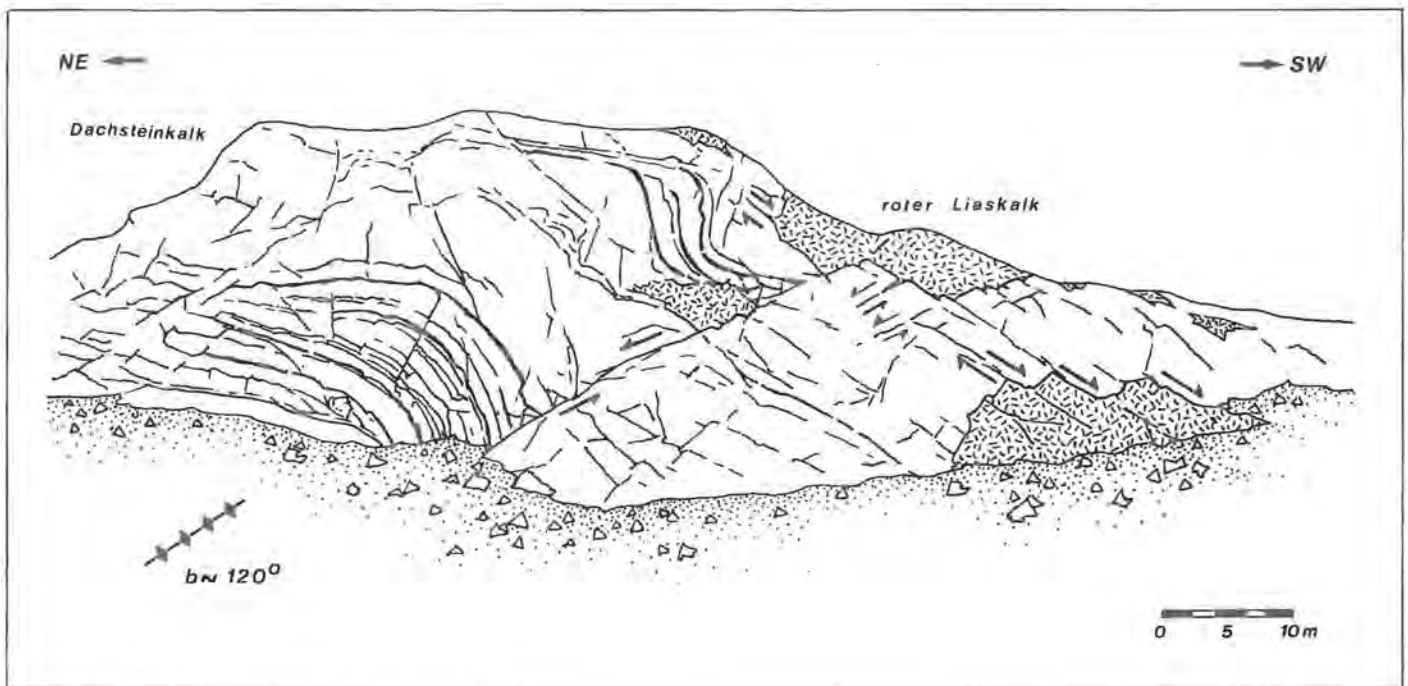


Abb. 9: Tektonische Verhältnisse an der Stuhlwand.

die tektonischen Verhältnisse der östlich des Funtensees gelegenen Stuhlwand zum Inhalt hat (Abb. 9). Aufgeschlossen ist hier Dachsteinkalk, an dem rudimentär angeschuppte Liasreste (roter Liaskalk) zu erkennen sind. Interpretiert man die erkennbaren Strukturen, so ergibt sich folgendes Bild:

- Als älteste tektonische Einheit ist eine Falte festzustellen, deren B-Achse ca. 120° streicht. Das generelle Einfallen der Schichtbänke ist nach Süden, woraus geschlossen werden kann, daß man sich hier am Nordflügel der bereits besprochenen Funtenseemulde befindet. Dieser ist spezialgefaltet.
- Nachfolgende Ereignisse manifestieren sich in 2 Abschiebungssystemen, die nahezu senkrecht zueinander stehen und deren relative Alterszuordnung folgendes Bild ergibt:

– Eine Dehnung in ca. 120° ist verantwortlich für die Ausbildung der Stuhlwand selbst (ca. 30° Streichrichtung), sie kann als Wiederanlage der Königssee-Richtung in junger Zeit gewertet werden (als Beleg für die Reaktivierung dieser alten Richtung ist auf Abschiebungen direkt am Königssee bei St. Bartholomä zu verweisen, die trotz niedriger topographischer Lage keinerlei Anzeichen glazialer Exaration zeigen). Bedingt durch diese 30° streichende Abschiebung wurden auch die vereinzelt Liasflecken »angeschuppt«.

– An eindeutig jüngeren Dehnungsbewegungen in ca. 30° wurden 120° streichende flach liegende Abschiebungen erzeugt, die sowohl nach SW als auch nach NE einfallen können. Sie zerschneiden die angeschuppten Hierlatzkalkreste. Diese Abschiebungen sind im Rahmen der Bildung der in diesem Bereich markanten tektonischen Gräben (Funtensee-, Obersee- und Grünseegraben) zu sehen.

5.3.3 Photogeologische Aspekte

Im Rahmen moderner, geologisch-tektonischer Arbeiten nimmt die statistische Analyse von sog. Lineamenten einen wichtigen Platz ein. Es handelt sich dabei um aus Luft- oder Satellitenbildern kartierbare Schnittspuren tektonischer Flächen mit der Topographie. Somit hat man zweidimensionale Abbildungen von Klüften und Störungen vorliegen, die wiederum eine Interpretation der tektonischen Genese eines Gebietes ermöglichen. Entsprechende Interpretationen fanden auch im Rahmen der hier vorgestellten Untersuchungen Berücksichtigung, eine detaillierte Diskussion soll jedoch an dieser Stelle nicht erfolgen. Vielmehr wird nachstehend kurz auf einige interessante Aspekte eingegangen, die sich zeigen, wenn man mit Hilfe geeigneter Computerprogramme aus der Grundgesamtheit aller kartierten Lineamente einzelne relevante Richtungen filtert (Abb. 10).

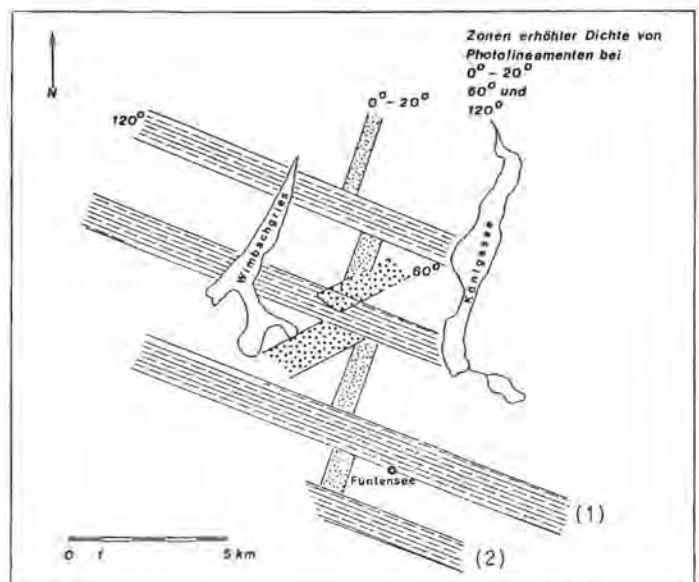


Abb. 10: Flächenhafte Dichteverteilung von bestimmten Lineamentgruppen zwischen Wimbachgries und Königssee.

Als Beispiel wird zunächst die Gruppe der Lineamente herausgegriffen, die 120° streichen. Da die Kartierung photogeologischer Lineamente die Erhebung des Kluff- und Störungsinventars bedeutet, das durch eine großräumige Beanspruchung erzeugt wurde, findet man entsprechende Strukturen über das Gesamtgebiet verteilt. Sie sind aber nicht homogen und statistisch verteilt, sondern in bestimmten Zonen gehäuft. Diese sind parallel zum Streichen orientiert und haben gleichbleibende Breiten und Abstände.

Sehr deutlich erkennt man im südlichen Bereich die beiden ca. 120° streichenden Zonen, die die beiden sehr jungen Grabenstrukturen am Funtensee und Grünsee (s. Abb. 10) markieren.

Ähnliche Häufungen zeigen noch jene Lineamente, die 0° bis 20° streichen (Königssee-Wimbach-Richtungen) und in den letzten Aktivitäten sehr jung sind. Häufungen dieser Art können mechanisch dadurch erklärt werden, daß in Bereichen mit einer Spannungsgeschichte erneute Beanspruchungen angreifen und diese Strukturen bevorzugt an bereits bestehende Schwächezonen angreifen und diese somit übertönen.

Weiter erkennt man, daß die 60°-Strukturen des Eisgrabens und die N-S-streichenden Lineamente an den 120°-streichenden Zonen im Sinne einer sinistralen Blattverschiebung versetzt sind, wodurch junge Bewegungen dokumentiert sind. Daraus, und aus den Ergebnissen anderer Untersuchungen (JASKOLLA, 1978, GROHMANN 1981) kann für die jüngste tektonische Geschichte folgende These aufgestellt werden:

Wie mehrfach nachgewiesen, erfolgte eine Rotation des Strebfeldes – zumindest in den Nördlichen Kalkalpen – aus einer voreozänen NNE-Lage in eine Richtung bei 140°, die bis heute aktiv ist. In diesem Sinne können die 110° bis 120° streichenden Strukturen mit sinistraler Bewegungssinn als hkO-Richtungen interpretiert werden.

5.4 Ableitung einer tektonischen Entwicklungsgeschichte für den Bereich südlich des Königssees

Faßt man alle Einzelergebnisse zusammen und berücksichtigt man die geologisch-tektonischen Verhältnisse in benachbarten Bereichen, so kann für den Bereich die tektonische Entwicklung in den folgenden Schritten festgehalten werden:

a) Als ältestes synsedimentäres Ereignis ist eine **Dehnung** in 110° festzustellen. Sie erzeugt u.a. die submarinen Dykes (neptunian dykes, FLÜGEL, 1978) am Hirschwieskopf, wo auch entsprechend gekappte Riffkörper im Dachsteinkalk zu beobachten sind (VOLK, 1981). Im Bereich des Funtensees entspricht der auf der geologischen Karte gesondert ausgehaltene Dachsteinkalk-Verwitterungshorizont diesen früh-tektonischen Ereignissen. Als Alter wird die Wende Rhät/Lias angenommen, womit altkimmerische Bewegungen wiedergespiegelt werden.

b) Der Verlauf der liassischen Beckenachse, die etwa 130° streichen (TOMSCHI, 1982), ergibt eine **Beanspruchung** in 40°, wobei neben Dehnungen (Absenken von Sedimentationströgen) auch Einengung (Trograndwirkung) gewirkt hat. Dabei erfolgte die Bildung der Funtenseemulde.

c) In der weiteren Entwicklung kam es zu einer **Einengung** in 150°. Dabei wurden die Eisgrabenstrukturen und die parallel-streichenden Störungen im Gesamtgebiet angelegt. Weitere Belege sind Kleinfalten im Schapbach-Tal (TOMSCHI, 1982) Störungen im Lattengebirge (HERM, 1962) und Vererzungen am Königsberg (ZANKL, 1962). Das Ereignis ist als jungkimmerisch/vorgosauisch einzustufen.

d) In die nachgosauische Phase einzuordnen sind 2 tektonische Ereignisse, deren tatsächliche Reihenfolge nicht sicher festzustellen ist.

– Die relative Abfolge, die auf der Beobachtung der gegenseitigen Verschneidung von Klüften und Störungen beruht, ermöglicht die Ansprache einer E-W-Einengung als ältestes Ereignis. Sie erzeugt u.a. die Deckscholle am Schönfeld, die Aufschiebung am Hirschbichl und bildet die Ursache für die Gr. Hundstod-Kammerling-Lateralverschiebung (FISCHER, 1965, TOLLMANN, 1976).

– Anschließend, ebenfalls nachgosauisch erfolgte im Rahmen des Hauptdeckenschubes eine **Kompression** in 20°. Zeugen dafür sind die verschiedenen juvavischen Schollen, u.a. im Bereich des Funtensees (TOLLMANN, 1976, KOHLHAMMER 1982). Die Einengung erzeugte die häufigen Lineamente in 110° und kann mit den Störungen in der Kreide des Lattengebirges (HERMAN, 1962, TOMSCHI, 1982) und den Verstellungen des Eisernen Hutes am Königsberg-Rücken (ZANKL, 1962) eindeutig korreliert und eingeordnet werden.

e) Die Rotation des Strebfeldes im Anschluß an den Deckentransport ist verantwortlich für eine **Einengung** in 140°. Dadurch werden u.a., wie gezeigt, die nachgosauischen Spuren der E-W-Einengung (110°-Lineamente) als sinistrale Blattverschiebungen reaktiviert.

f) Die jüngsten tektonischen Spuren im Gebiet sind Ausdruck der Hebung des Alpenkörpers. Auch hier können zwei Phasen unterschieden werden, deren Reihenfolge wie folgt postuliert wird:

– Einer älteren Phase wird die **Dehnung** in 110° zugeordnet, die zu einer Reaktivierung der altkimmerischen Strukturen und somit zur Ausbildung u.a. des Königssee-Grabens führte. Als Beleg für das quartäre bis rezente Alter sprechen die Abschiebungen am Westufer des Königssees bei St. Bartholomä, die trotz sehr geringer topographischer Position kaum glaziale Exaration aufweisen.

– Eine **Dehnung** in ca. 20° belegen alle anderen Strukturen schneidende Abschiebungen und Gräben an der Nordabdachung des Steinernen Meeres. Markanteste Zeugen sind hierzu der Obersee-, Grünsee- und Funtensee-Graben (KOHLHAMMER, 1982).

6. Literatur

- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgaderner Alpen (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **131**, Nr. 2, 9 Abb., 1 Tab., 1 Kt., 1 Prof.-Taf., Photo-Taf. 11–12, Stuttgart 1968.
- BÖSE, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. II. Die Faciesbezirke der Trias in den Nordalpen. — Z. dt. geol. Ges., **50**, 695–761, 1 Abb., 3 Tab., Berlin 1898.
- BRANDECKER, H., MAURIN, V., ZÖTL, J.: Hydrogeol. Untersuchungen und baugrundgeol. Erfahrungen beim Bau des Dießbachspeichers — Steirische Beiträge zur Hydrologie, Jhg. **65**, S. 67, Graz 1965.
- DIENER, C., HOERNES, R., SUESS, F. E. & UHLIG, V.: Bau und Bild Österreichs — 1110 S., zahlr. Abb. u. Tab., Wien-Leipzig, 1903.
- ENDERS, G.: Theoretische Topoklimatologie — Nationalpark Berchtesgaden — Forschungsber. **1**, Berchtesgaden 1979.
- FABRICIUS, F.: Beckensedimentation und Riffformung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen — Intern. sedim. petrogr. series, **9**, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill), 1966.
- FISCHER, A.G.: The lofer cyclothem of the alpine Triassic. — Bull. Geol. Surv. Kansas, **169**, 107–42, 38 Abb., Lawrence 1964.
- FLÜGEL, E. & TIETZ, G.: Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberriß-Riffkalken (Adnet, Salzburg). — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **139**, 29–42, 3 Abb., 4 Tab., Stuttgart, 1971.
- FLÜGEL, E.: Mikrofaziale Untersuchungsmethoden von Kalken — 454 S., Heidelberg, Springer Verlag, 1978.
- GARRISON, R.E.: Jurassic and Early Cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. — Diss. (Ms.), 188 S., 1 Kt. Taf. 1, Princeton, 1964.
- GERMANN, K.: Verbreitung und Entstehung mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., **17** (3), 123–150, 8 Abb., Wien–New York 1972.
- GEOLOGICA BAVARICA: Die Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern) — Bd. **81**, München 1981.
- GROHMANN, N.: Die 2-scale Zellularkonvektion — Untersuchung über die Zusammenhänge zwischen Orogenese, Kontinentaldrift und Magmatismus. — 379 S., 58 Abb., 16 Tab., Diss. Univ. München, 1981.
- GRUSS, H.: Exhalativ-sedimentäre Mangankarbonatlagerstätten, etc. — N. Jb. Miner. Abh., **92**, 47–107, Stuttgart 1958.
- GÜMBEL, G. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. —, 950 S., 25 Abb. 42 Prof.-Taf., 5 geol. Ktn., 1 Taf., Gotha (Perthes), 1861.
- HAHN, F.F.: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal — Jb. Geol. R.-A., **63**, J. 1, 1–77 6 Abb., 2 Prof.-Taf., 1 geol. Kt., 1:50 000, Wien, 1913a.
- HALLAM, A.: Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. — Scott. J. Geol., **3**, 195–220, Taf. 1–2, Edinburgh, 1967.
- HAUG, E.: Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 1 et 2. Parties. — Bull. Soc. géol. France, **6** (4) 359–422, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 10–11, Paris, 1906.
- HERM, D.: Die Schichten der Oberkreide (Untere-Mittlere und Ober Gosau im Becken von Reichenhall (Bayerische) Salzburger Alpen). — Z. dt. geol. Ges. **113**, S. 320–338, 4 Abb., Hannover, 1961/62.
- JASKOLLA, F.: Geologisch-tektonische Untersuchungen an Satellitenbildlineamenten in den Nördlichen Kalkalpen, 118 S., 35 Abb., 2 Tab., 4 Anlagen, Diss. Univ. München, 1978.
- JASKOLLA, F. & VOLK, P.: Use of Cave-Maps for Tectonic Surveys. — Int. J. Speleology, Vol. **15**, Trieste, 1986.
- JURGAN, H.: Genese und Facies von Liassedimenten in den Berchtesgaderner Alpen. — Diss. TU Berlin, 122 S., zahlr. Abb., Berlin, 1967.
- KOHLHAMMER, G.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte des Gebietes um den Watzmann — Abschlußbericht zur Kartierung im Gebiet Funtensee. — 107 S., 39 Abb., München, 1982.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen aufgrund der Tiefbohrung Urmansau 1. — Erdöl-Erdgas **2**, Bd. **83**, S. 342–353, Wien, Hamburg 1967.
- LANGENSCHIEDT, E.: Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgaderner Alpen. — Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht **10**/1986.
- LEBLING, C., HABER, G., HOFFMANN, N., KÜHNEL, J., & WIRTH, E.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. — Abh. geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberamt, **20**, 1–46, 7. Abb., 1 Prof.-Taf., 1 geol. Kt. 1:25 000, München 1935.
- Geologie von Bayern. 2. Teil, Bayerische Alpen. — 374 S., 67 Abb., 20 Taf., Berlin (Bormtroeger), 1927.
- LEUCHS, K. & UDLUFT, H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgaderner Alpen. — Senckenbergiana **8**, 174–199, Frankfurt, 1926.
- KÜHNEL, J.: Geologie des Berchtesgaderner Salzberges. — N. Jb. Miner. ect. B.-B., **61**, 447–559, 6 Abb., Tafel 17–22, Stuttgart, 1929.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin) — Erlanger geol. Abh., **89**, 57 S., 25 Abb., 1 Taf., Erlangen, 1972.
- SCHMOLIN, J.: Zur Geologie des Gebietes südlich des Grünsees (Steinernes Meer). — Unveröff. Dipl. Arb., TU München, 100 S. 322 Abb., 2 Tab., 1 geol. Kt., 1:5 000, 2 Anlagen, München, 1978.
- SEEFELDER, E.: Salzburg und seine Landschaften. — Bergland-Buch, 537 S., 26 Fig., 67 Abb., zahlr. Tab., Salzburg, Stuttgart, 1961.
- SCHÖLL, W., WENDT, J.: Obertriassische und jurasische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer. — N. Jb. geol. pal. Abh., **136/1**, S. 82, Stuttgart, 1971.
- STEIGER, T., WURM, D.: Faciesmuster oberjurassische Plattformkalke. — Facies **2**, S. 241, Erlangen, 1980.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — Bul. Soc. géol. France, **4**, Sér.rr., **3**, 711–765, Paris, 1903.
- TOMSCHI, H.P.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte des Gebietes um den Watzmann — Abschlußber. zur Kartierung im Rointgebiet zwischen Watzmann und Königssee. — 135 S., 48 Abb., 10 Tab., München, 1982.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke), 1976a.
- Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke), 1976b.
- VOLK, P.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte zwischen) Watzmann, Bartholomä und Hachelköpfen. — 65 S., 33 Abb., 8 Tab., München, 1981.
- WENDT, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonwendgebirge (Tirol, Österreich). — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **132**, 219–238, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21–25, Stuttgart, 1970.
- Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. — Paläontographica **A**, **136**, 121–192, 209 Abb., 7 Tab., Taf. 15–18, Stuttgart, 1971.
- Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurasischen Cephalopodenkalken der Tethys. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., **1970**, 433–448, 13 Abb., Stuttgart, 1970.

Das Funtensee-Uvala im Steinernen Meer

Klaus Fischer

Inhalt:

1. Lage und geomorphologische Charakteristik des Großraumes
2. Genese und Alter des Funtensee-Uvala
3. Zur Geschichte des Funtensees
4. Ursache der Seebildung
5. Die Karsthydrographie
6. Der Karstformenschatz
7. Die rezente Morphodynamik
8. Literatur
9. Bildnachweis

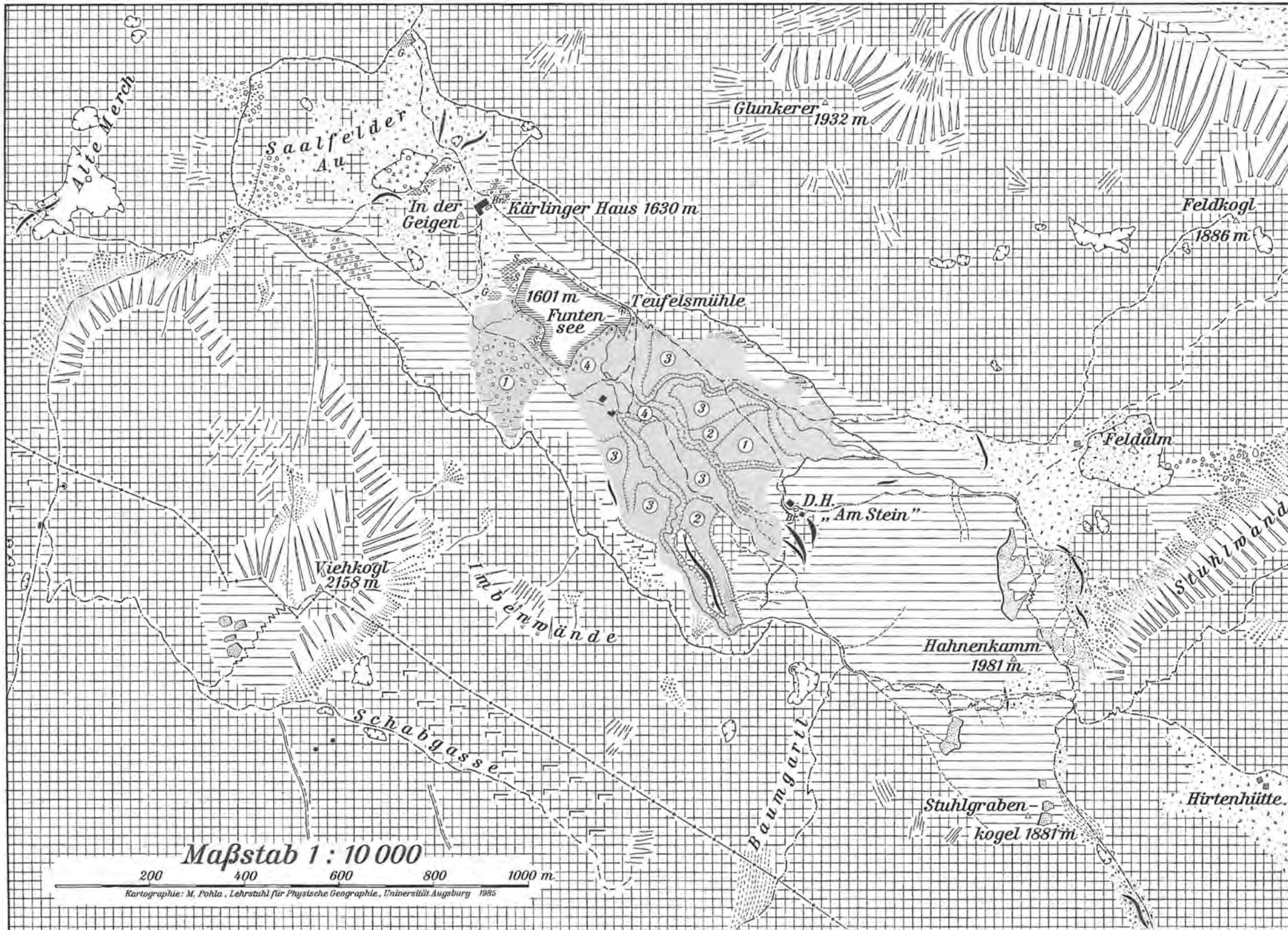
1. Lage und geomorphologische Charakteristik des Großraumes

Das Funtenseegebiet liegt im nördlichen Steinernen Meer. Dieser Gebirgsblock ist mit 160 km² (einschließlich Watzmanngruppe) die größte aller Gebirgsgruppen der Berchtesgadener Alpen und zählt zu den typischen verkarsteten Plateaugebirgen der Nördlichen Kalkalpen. Verkarstung bedeutet das weitgehende Fehlen oberirdisch fließenden Wassers, da Kalklösung im Laufe von Jahrtausenden zur Öffnung unterirdischer Abflüsse und zur Bildung eines spezifischen Formenschatzes geführt hat. Der in der Literatur eingeführte Begriff Plateaugebirge ist dagegen irreführend, da keineswegs eine ausdruckslose Hochfläche den Gebirgsstock beherrscht. Vielmehr wird ein Relief vom Typus eines Mittelgebirges überragt von einem »Kargebirge« bzw. von Bergen mit dem Charakter von »Torsäulen«. Zu den Auftragungen des »Kargebirges« zählen der Große Hundstod (2594 m), die Schindelköpfe (2346 und 2356 m), die Schönfeldspitze (2653 m), das Selbhorn (2654 m) und der Funtenseetauern (2578 m). Berge mit der Gestalt von Torsäulen sind der Viehkogel (2158 m) das Schottmalhorn (2232 m), der Wildalmrotenkopf (2515 m), der Leiterkopf (2369 m) oder das Mitterhörnl (2536 m). In allen genannten Fällen hat die mehrfache Vergletscherung im Pleistozän zur Schaffung dieser Bergformen entscheidend beigetragen, indem vom Eis von mehreren Seiten Kare in die Vollformen eingearbeitet wurden oder aber die bewegten Eismassen an den Bergflanken einen kräftigen Schliff ausübten, Schliffkehlen aushobelten und so die steilwandigen hörnerartigen Bergformen entstehen ließen. Der Typusbegriff »Torsäule« für eine Bergform ist abgeleitet von dem gleichnamigen Berg (2586 m) in der östlichen Hochköniggruppe zwischen dem Eiskarl und dem Oberen Ochsenkar. Sie verdanken ihre zugschärft schmale Gestalt dem besonders kräftigen Eisschliff an gegenüberliegenden Flanken und wohl auch, wie E. Seefeldner (1961) betont, der Felsbruchbarkeit entlang von Klüften, die der Bewegungsrichtung des Eises parallel laufen.

Zum anderen sind große geschlossene Hohlformen in die Gebirgsoberfläche eingesenkt, die an Talzüge eines Altreliefs gebunden sind: die Schönbichlalm einschließlich des Himmelreich und der Gu'n und die Großdoline der Bärenlochalm im westlichen Steinernen Meer, die Schönfeldgrube im zentralen, das Grünseegebiet im nördlichen, die Steinige Grube, die Salzstattgrube und das Gebiet der Wildalm im östlichen Steinernen Meer. Die größte Hohlform mit über 2 km Längserstreckung und etwa 750 m Breite ist aber das Gebiet des Funtensee, neuerdings auch manchmal als Funtenseepolje bezeichnet. Nach strenger wissenschaftlicher Definition trifft diese Bezeichnung hier aber ebensowenig zu, wie für die anderen erwähnten geschlossenen Hohlformen des Steinernen Meeres. Ein Polje ist eine meist mehrere Kilometer lange und breite, allseits geschlossene Hohlform. Zu einem Polje gehört neben der unterirdischen Entwässerung über einen oder mehrere Ponore (Schlucklöcher) als besonderes Charakteristikum der flache Boden. Im dinarischen Karstgebiet wurden und werden die flachen Böden als Ackerland und Grünland genutzt. Und vom Wort Feld (kroatisch Polje) leitet sich der Name ab. In der Karstmorphologie wurde der Begriff auf allseits geschlossene große Hohlformen mit ebenem Boden erweitert. Außerdem werden die stellenweise steile Umrahmung und der Hangknick zwischen Boden und umrahmenden Hängen als wichtige Merkmale genannt, sowie fluvial umgelagerte Verwitterungsrückstände oder angespültes feines Lockermaterial, die den Boden des Poljes abdichten. Schließlich ist die enge Bindung dieser großen geschlossenen Hohlformen an die Karsthydrographie wesentlich, indem Schlucklöcher auch zu Speiern, also zu Wechselschlünden oder Estavellen werden können. Neben Ponoren sind dann im gleichen Niveau auch Spielöcher anzutreffen.

Die Karsthohlform des Funtenseegebietes ist aus zwei großen Dolinen gebildet worden, aus einer kleineren Doline, der Saalfelder Au, im NW und einer größeren im SE. Getrennt werden beide durch eine glazial überprägte Felsschwelle (»In der Geigen«), auf der das Kärlingerhaus steht. Derartige aus Dolinen verschiedener Dimension zusammengefügte Karsthohlformen tragen den Namen Karstmulde oder Uvala. J. Cvijić (1901, S. 77) definierte sie als größere, breitsohlige Karstsenken von unruhiger Bodengestaltung, die keine Ebene an ihrer Sohle besitzen. H. Lehmann (1970, S. 783) erläuterte ein Uvala als »schüsselförmige abflußlose Wanne im Karst«. Sie können aber auch langgestreckt sein und »bestehen fast immer aus mehreren, mehr oder weniger flachen Teilhohlformen, die gegeneinander mit Felsschwellen abgegrenzt sind« (K. Haserodt 1965, S. 81). Nach diesen Definitionen ist es sachlich richtig, vom Funtensee-Uvala und nicht vom Funtensee-Polje zu sprechen.

Die tiefste Stelle der nordwestlichen Doline, ein ebener Boden von mehr als einem halben Hektar, liegt in 1628 m und wird von einem Niedermoor eingenommen. Im südöstlichen Abschnitt füllt der Funtensee den tiefsten Teil der Doline. Sein mittlerer Wasserspiegel liegt bei 1601 m NN. Er ist 34.400 m² groß und maximal 5,5 m tief. Gespeist wird er von den Bächen des Stein-, Stuhl- und des Rennergrabens aus SE. Die Entwässerung erfolgt unterirdisch über den Ponor der Teufelsmühle im NE des Sees.



ZEICHENERKLÄRUNG






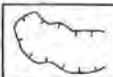

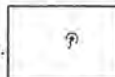



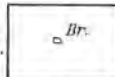






















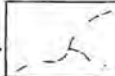


1.0.  Wand , Wandflucht	3.2.  Dolinen (mit Sekundärdolinen)	4.5.  fluvioglaziale Schüttung	7.2.  Ponor
1.1.  Felssturz	3.3.  Uvala	5.0.  Moränenbeckung	7.3.  Quelle
1.2.  Sturzkegel, Sturzhalde	3.4.  Karstgasse	5.1.  Moränenwall	7.4.  Brunnen
1.3.  Lawinenbahn	3.5.  Karstschacht	5.2.  Gletscherschliff	7.5.  Lacke , See
2.0.  Denudationsgebiet i. A.	3.6.  Schichttreppe Schichtrippe) Karst	6.0.  Niedermoor	7.6.  (zeitweise)
2.1.  Blaike , Schneeschruffläche	4.0.  fluvioglaziale und fluviale Sedimente	6.1.  Seeton	8.0.  Gebäude
2.2.  Murkegel	4.1.  Schwemmkegel – generationen	7.0.  Gewässer , dauernd fließend	8.1.  Gebäude , verfallen
3.0.  Karstgelände	4.2.  Korrosionsfläche , Uferbank	7.1.  Gewässer , zeitweise fließend	8.2.  Wanderweg
3.1.  Karrenplatte	4.3.  fluvioglaziales und fluviales Material, von Sturz- bzw. Hangschutt bedeckt	8.3.  Pfadspuren	8.4.  Staatsgrenze
	4.4.  Erosionskante		

Abb. 1: Geomorphologische Kartenskizze des Funtensee-Uvala und seiner Umgebung 1:10.000.

2. Genese und Alter des Funtensee-Uvala

Das Funtensee-Uvala entstand in einem tektonisch vorgezeichneten Gebiet. Im Bauplan des Steinernen Meeres läßt sich hier eine flache asymmetrische West-Ost-streichende Schichtmulde erkennen. Während die Bänke des Dachsteinkalkes an den Imbenwänden und südlich des Stuhlgrabens in nördlicher Richtung einfallen, tauchen sie im Gebiet des Glunkerer (1932 m) und des Feldkogel (1886 m) nach Süden ab. In dieser Synklinale sind im Zusammenhang mit der prägosauischen Überschiebung der Tirolischen Einheit, der das Steinerner Meer angehört, durch die Berchtesgadener- oder Juvavische Einheit Gesteinsfolgen als Deckenscholle verblieben. Daraus wird verständlich, warum im Funtenseegebiet, besonders gegen die Feldalm und den Stuhlgrabenkogel im E bzw. SE ältere Gesteine der Berchtesgadener Einheit über dem jüngeren Dachsteinkalk der Tirolischen Einheit liegen. So treten auf der Südseite des Rennergrabens Werfener Schichten aus dem Skyth und zwischen Renner- und Stuhlgraben gut gebankte kieselige dunkelbraune Dolomite mit feinen gelben, sandigen bis mergeligen Zwischenlagen, die Reichenhaller Schichten (Anis) auf. Schließlich folgt noch mit ca. 150 m Mächtigkeit ein heller fast weißer Dolomit (Ladin?), der normalerweise den Sockel der Dachsteinkalkmassen bildet, hier aber als allochthones Material über dem grob gebankten bis massigen Dachsteinkalk des Tirolikums (Nor bis Rhät) lagert.

Mit der Hebung des Gebirges im Alttertiär wurde die Synklinale und die darin eingelagerte allochthone Scholle von Störungen betroffen. Nahe dem Muldentiefsten entstand ein Grabenbruch in etwa West-Ost-Richtung, der auf der Nordseite (Höhenzug Glunkerer-Feldkogel) von Staffelbrüchen begleitet ist. Die relativen Versatzbeträge an den fast ausnahmslos sehr steil stehenden, nahezu saigeren Störungen sind meist nur schwer zu bestimmen. Im Süden des Funtenseegrabens gegen Viehkogel und Imbenwände ist mit mindestens 300 m zu rechnen. Dies dürften die größten Relativbeträge sein, die auf der Nordseite bzw. im NE nicht erreicht werden. Bei den Bewegungen wurden auch Teile der Deckenscholle zu den Grabenrändern hin abgeschoben. Das beweist die Anlage des Funtenseegrabens nach der Überschiebung durch die Berchtesgadener Einheit. Sie ist vermutlich in das Oligozän zu stellen.

Die geringere Verwitterungs- und Abtragungsresistenz der Gesteine der allochthonen Scholle gegenüber dem benachbarten Dachsteinkalk ist wahrscheinlich Ursache für die Anlage eines alten nach NW, also in Richtung der heutigen Saugasse und des Schrainbachtals entwässernden Flußsystems zu einer Zeit gewesen, als das Steinerner Meer noch oberirdisch entwässert wurde. Wie lange dies gedauert hat, ist umstritten. Nach E. Seefeldner (1961) soll es noch im Ober-Pannon, das entspricht etwa dem Oberen Pont, der Fall gewesen sein. Das Flußsystem hatte seinen Ursprung am Südrand des Steinernen Meeres und zog über Hohe Salzstatt, Baumgarthöhe und Baumgarth Richtung Funtensee-Uvala. Seefeldner (1961) möchte es sogar bis in die Hohe Tauern verlängern, wofür aber keinerlei Beweis erbracht werden kann. Die oberflächliche Ent-

wässerung und die Gleichsinnigkeit des Gefälles gingen mit zunehmender Verkarstung verloren.

Zweifellos haben sich die verwitternden Gesteine der Deckenscholle auch lösungsfördernd beim Abtrag des Dachsteinkalkes und der Bildung der großen Karstmulde ausgewirkt. Die Anwesenheit von Fremdionen in den Lösungen, insbesondere von Mg^{2+} aus der Verwitterung der Reichenhaller Schichten und des Ramsauidolomites der Berchtesgadener Einheit und weiterer Fremdionen aus den Werfener und Reichenhaller Schichten hat zweifellos die Lösungsfreudigkeit des $CaCO_3$ des Dachsteinkalkes beträchtlich erhöht. Dies dürfte auch rezent der Fall sein, ist aber wegen fehlender karsthydrographischer Untersuchungen noch nicht nachgewiesen worden. Allein mit Korrosion läßt sich die Entwicklung einer derartig großen Karsthohlform wie des Funtensee-Uvala nicht erklären, denn dazu wären viele Millionen Jahre nötig. Selbst die Annahme eines wärmeren und feuchteren Klimas mit höheren Lösungsraten als heute, vermag den dazu nötigen Zeitraum nur unwesentlich zu verkürzen.

Entscheidend für die Ausbildung der großen Wanne war zweifellos die mehrfache Vergletscherung im Pleistozän. Drei wichtige Abflüsse des großen Eisfeldes im Westteil des Steinernen Meeres trafen sich im Funtenseegebiet. Vom SW kam ein wesentlicher Teil des Eises vom westlichen Gebirgsabschnitt. Zwischen Viehkogel und Schottmalhorn bewegte sich das Eis des zentralen Steinernen Meeres nach Norden und zwischen Schottmalhorn und Stuhlwand erreichte der dritte Eisstrom von SE unser Gebiet. Nach den Schlifffspuren an den Bergflanken, insbesondere von Viehkogel und Schottmalhorn zu schließen, hatten diese Eisströme eine Mächtigkeit bis zu 350 m. Sie füllten das Gebiet des Funtensee so vollständig aus, daß sich sogar ein Teil des Eises über den Höhenzug Glunkerer-Feldkogel nach N bewegte und dort ausgedehnte Moränendecken hinterließ. Vereint übten die Eisströme im Funtenseegebiet eine kräftige Ein- und Übertiefung aus. Die Eismassen verstärkten die Unregelmäßigkeiten des Gefälles, indem sie Gefällsteilen, Talstufen, akzentuierten. Im Funtenseegebiet wurde die glaziale Ausräumung und Übertiefung wiederum durch die Gesteine der allochthonen Scholle begünstigt. Sowohl die schieferigen Werfener Schichten, als auch die dünnbankigen, zentimeter- bis dezimetermächtigen Folgen der Reichenhaller Schichten und der intensiv geklüftete Dolomit waren weitaus leichter auszuräumen, als der grobbankige bis massige Dachsteinkalk, der trotz seiner weiten Verbreitung erstaunlich wenig Moränenmaterial geliefert hat. Im NW des Grabens wurden die Gesteine der Deckenscholle vollständig ausgeräumt, die Oberfläche des Dachsteinkalkes überschleift und mit schönen Kritzern überzogen. Derartige Gletscherschliffe als Beleg der abschleifenden Wirkung des schuttbestückten bewegten Eises gibt es in größerer Zahl um das Kärlingerhaus (s. Abb. 1), am tiefsten Ausgangspunkt des Funtensee-Uvala zur Kleinen Saugasse sowie am Weg zur Saugasse vor und hinter dem Betstein. Somit ist die große Hohlform des Funtensees im Gefolge fluvialer Ausräumung, gesteigerter Korrosion und konzentrierter glazialer Ein- und Übertiefung als geomorphologische Form in einem altangelegten tektonischen Graben, gefördert durch Petrovarianz, herausgearbeitet worden, also polygenetisch.

3. Zur Geschichte des Funtensees

Noch im Spätglazial war der größte Teil des Steinernen Meeres mit Eis bedeckt. Schlernzeitlich (etwa 14.000 Jahre vor heute) reichte das Eis des Steinernen Meeres bis in das Becken des Königssees und hinterließ den Endmoränenwall am Nordende des Sees, der vom Anwesen Dörfel im nordwärts ausgebuchteten Bogen bis zur Bundesstraße 20 zieht. Hier hinterließ er außerdem die größten erratischen Blöcke der deutschen Alpen (A. Penck), u.a. die Schustersteine und den Löwenstein. Wo während des Gschnitzstadiales (13.000 Jahre vor heute) die Gletscher zu Ende gingen, ist unklar. Das Funtenseegebiet war aber mit Sicherheit noch eisbedeckt. Daunzeitlich (12.000 Jahre vor heute) existierten bei einer Schneegrenzlage von etwa 2.400 – 2.500 m nur noch in den höheren Karen kleine Gletscher und seit mindestens 10.000 Jahren ist das Steinernen Meer und mit ihm das Funtenseegebiet eisfrei.

Diese aus Analogieschlüssen zu anderen Teilen der Alpen und aus Beobachtungen über Stadialmoränen in den Berchtesgadener Alpen abgeleitete Annahme, findet durch die nunmehr vorliegenden Ergebnisse der Bohrkernuntersuchung ihre volle Bestätigung. Die Basis des Bohrkerns wurde nach pollenanalytischen Befunden etwa 10.000 bis 10.500 Jahre vor heute sedimentiert und der übrige Kern weist keinerlei Zäsuren in der weiteren Entwicklung auf, die auf Störung oder Unterbrechung der Sedimentation hindeuten könnten. Da die Bohrung den anstehenden Fels nicht erreichte, ist im übrigen mit einem noch etwas früheren Eisfreiwerden des Funtenseegebietes zu rechnen.

Der Charakter der Sedimente, nämlich feingeschichtete Silt-Ton-Mischungen mit eingeschalteten Sandlagen in den tieferen Profilabschnitten, zeigt, daß sie von Beginn der Ablagerung an in stehendem Wasser sedimentiert wurden. Bereits mit dem Abschmelzen des Eises ist also im Funtensee-Uvala ein See entstanden. Geomorphologische Befunde beweisen, daß dieser See zunächst eine weit größere Ausdehnung hatte, als der heutige Funtensee. Neben den in der Literatur (E. Wirth 1929, C. Lebling et al. 1935, Seefeldner 1961) genannten »Seetonen« (hellgraue bis hellgelbe Silte mit eingelagertem Hangschutt und eingespülter Moräne) vom mittleren Funtensee nach W bis zum Fuß der Felsschwelle »In der Geigen« und westlich dieser in der anschließenden Doline und bis 30 m über dem heutigen Seespiegel sind es vor allem Akkumulationskörper bzw. deren Reste im W, NE und SE der Wanne (vgl. Abb. 1) und Korrosionsflächen, -wände und -hohlkehlen in verschiedener Höhe am Rande des Uvala. Diese Korrosionsformen sind allerdings meist nicht sehr deutlich ausgeprägt, da sie teilweise von jüngerem Hang- und Lawinenschutt verhüllt werden. Nördlich des Weges zum Feldkogel etwa 250 m ESE der Teufelsmühle ist jedoch in 1660 – 1663 m eine schöne Korrosionsfläche entwickelt, die jüngeres Sturzmaterial aufgefangen hat. An sie angelagert sind fluviatile bis fluvioglaziale Schotter. Gleichartige Schotter stehen wenig weiter ESE (400 bzw. 500 m ESE der Teufelsmühle) zwischen 1640 und 1662 m Höhe an. Nach oben schließen sie mit kleinen Terrassenflächen in 1662 m ab. Auch südwestlich des Kärlingerhauses reichen oberhalb des Weges zum Viehkogel bzw. In-

golstädter Haus Sedimente gleichen Charakters bis in 1662 m Höhe. Allerdings sind sie von Lawinenschutt überdeckt und können nur durch Aufgrabungen oder anhand des Auswurfs aus Murmeltierbauen festgestellt werden. Unmittelbar nordöstlich des Kärlingerhauses ist in 1630 m in einer Grube, ebenfalls als Abtragungsrückrest, buntes gerundetes bis kantengerundetes, sandiges bis feinblockiges, schräggeschichtetes Material aufgeschlossen, das von Hangschutt bedeckt ist. Keinesfalls handelt es sich dabei um Moräne, sondern um fluvial umgelagertes und sortiertes Moränenmaterial. Südlich des Funtensees bzw. des Stuhlgrabenbaches sind Korrosionswände und -hohlkehlen in Höhen um 1646 – 1648 m ausgebildet. Richtung Uvala-Mitte schließt sich eine schmale Terrasse in dicht gepacktem Blockmaterial an, die den Eindruck einer Uferbank vermittelt. Etwa auf diese Höhe ist im W des Funtensee-Uvala auch ein Murkegel eingestellt, der von der Ostflanke des Großen Hirsch geschüttet wurde. Seine Stirn knickt plötzlich bei etwa 1647 m gegen tieferes Gelände ab. Ebenso ist es bei Teilen eines Murkegels, der von SE herabzieht (unterhalb des Weges zum Viehkogel).

Besonders auffällig sind aber die Akkumulationsmassen im SE-Teil des Funtensee-Uvala. Dabei handelt es sich einmal um die Schwemmkegel der Bäche aus dem Renner- und dem Stuhl-/Steingraben, die überwiegend aus Grobsand bis Grobkies bestehen.⁽¹⁾ Eine genauere Geländeaufnahme ergibt, daß es sich um ineinandergeschachtelte Schwemmkegel handelt. Am Ausgang des Rennergrabens ist eine dreifache, am Ausgang des Stuhl-/Steingrabens mindestens zweifache Folge von Kegeln über- bzw. untereinander festzustellen. Die Steilhänge, mit der die einzelnen Kegel bzw. Kegelreste gegeneinander absetzen, sind aber nur zum Teil Erosions- bzw. Denudationsformen. Insbesondere bei dem deutlichen Hangknick in 1622 bis 1624 m mit dem Richtung See folgenden Steilhang wird deutlich, daß es sich um Deltaschwemmkegel handelt. Die Hangknicke stellen demzufolge jeweils etwa die Lage eines längeren Seespiegelstandes dar, so wie auch heute der Schwemmkegel des Baches vom Renner- und Stuhlgraben im See in eine steilgeneigte Seehalde übergeht.

Charakteristisch für die Kegel bzw. Kegelreste ist weiter, daß die höheren, also älteren, steiler geneigt sind, als die jüngeren. Am Rennergraben hat die höchste Kegeloberfläche 10° Neigung, die nächst tiefere 7°, die darauffolgende zwischen 2,8 und 4° und der rezente Kegel von Renner- und Stuhlgraben besitzt etwas unter 2° Neigung. Die Kegel vor dem Stuhlgraben sind 5 und 4° geneigt. Als Ursache dieser Neigungsminderung kommen in Frage: zunehmende Eintiefung der Bäche und Gefällsminderung, gleichmäßigere Wasserführung infolge fortschreitender Wiederbewaldung im Postglazial und schließlich Nähe oder Ferne zum Lieferanten des Schuttes. Hinweise auf die gewichtige Rolle des zuletzt genannten Faktors geben uns die Moränen, die im SE und S der Diensthütte Am Stein (Funtensee)

⁽¹⁾ Unverständlicher Weise wurde dieses fluviatile bis fluvioglaziale Material ebenso wie Mur- und Sturzsutt in den geologischen Karten, mit Ausnahme der guten Aufnahme von J. SCHMOLIN, überwiegend als Moräne ausgeschieden.

vorkommen. Im Rennergraben sind nur sehr kleine Relikte bei 1690 bis 1702 m erhalten. Erst ab 1740 m gewinnen sie auf der orographisch rechten Seite größere flächenhafte Ausdehnung. Am Ausgang des Stuhlgrabens sind gegen die Diensthütte drei Moränenwälle ausgebildet, die in einem gemeinsamen Ansatz bei 1682 m wurzeln und bei 1670/71 m an einer Geländekante abbrechen. Auch etwas tiefer verläuft parallel zum Stuhlgrabenbach ein Moränenwall zwischen 1655 und 1640 m. Die Schärfe seiner Form ist bedingt durch seitliche Unterschneidung sowohl von E als auch von W her, es liegt also eine Erosionsform, keine Aufschüttungsform, vor. Besonders hervorzuheben ist, daß sich der Moränenrest in einer Höhenlage befindet, in der am Ausgang des Rennergrabens bereits Kegel zur Ausbildung kamen. Diese Kegel wurden, wie das Gelände zeigt, von S bis SW unterschritten, wobei es zur gleichen Zeit erstmals zur Kegelschüttung durch den Stuhlgrabenbach kam. Die Kegelbildung vor dem Renner- und dem Stuhlgraben scheint demzufolge zunächst nicht synchron erfolgt zu sein, sondern am Rennergraben bereits eingesetzt zu haben, als am Ausgang des Stuhlgrabens noch eine Gletscherzunge lag. Welchem Stadal sie zuzuordnen ist, muß zunächst noch offen bleiben. Der Rennergraben war zu diesem Zeitpunkt zumindest in seinem unteren Teil bereits eisfrei. Fluvioglaziales Material wurde vom gefällreichen Bach abtransportiert und als steiler Kegel am Grabenausgang aufgeschüttet. Der Ansatz dieses ältesten und zugleich obersten Kegels liegt bei 1662 bis 1664 m.

Die Höhenlage der Akkumulationskörper und ihre geomorphologischen Merkmale und die Korrosionsflächen, -wände und -hohlkehlen belegen, daß der Spiegel des Funtensees gegen Ende des Spätglazials, als noch Permafrost herrschte, bis zu 60 m höher stand als heute, nur 12 m unter dem tiefsten Punkt der Umrahmung (1672 m). Sehr wahrscheinlich erfolgte für eine gewisse Zeit am Ende des Spätglazials und im frühen Postglazial sogar eine oberirdische Entwässerung des Sees über den tiefsten Punkt der Umrahmung nach NW zur Kleinen Saugasse hin, doch dafür ließen sich im Gelände keine eindeutigen geomorphologischen Belege finden.

Bereits im frühen Postglazial ist mit der sukzessiven Absenkung des Seespiegels durch unterirdische Entwässerung bis auf das heutige Niveau von 1601 m NN zu rechnen. Dieser Vorgang läßt sich sehr gut an den Sedimentkörpern im SE des Uvala ablesen, denn die Bäche des Renner- und des Stuhlgrabens haben sich jeweils auf den tiefergelegenen Seespiegel als Erosionsbasis eingestellt und ihre eigenen Aufschüttungen zerschnitten. So entstanden in Phasen die Kerbtälchen, die »Gräben« und das glaziale Material sowie ein Teil der Bachaufschüttungen wurden umgelagert und in Form ineinandergeschachtelter von oben nach unten immer jüngerer und flacherer Schwemmkegel ausbreitet. Mit Hilfe ihrer Reste und den anderen Beobachtungen lassen sich Seespiegel in 1662, 1646 und 1622 m Höhe fixieren.

4. Ursache der Seebildung

Die Entstehung eines Sees in einem karsthydrologisch wegsamen Gelände ist nur bei Abdichtung des Bodens einer geschlossenen Hohlform durch feines Moränenmaterial, etwa Grundmoräne denkbar. Das wird auch für das Funtensee-Uvala behauptet (Seefeldner, 1961). In der Ausdehnung des ehemaligen Großsees ist jedoch die Grundmoränendecke lückenhaft, besonders im nordwestlichen Teil. Da westlich des Kärlingerhauses und der benachbarten Alten Merch größere Dolinen bereits im Präglazial zur Ausbildung gelangt sind, kann auch nicht von einer karsthydrographischen Unwegsamkeit des Gebietes ausgegangen werden. Beide Gegebenheiten lassen sich also nicht mit dem Einstau eines großen Sees vereinbaren. Schwierig vorstellbar, wenn auch nicht unmöglich ist weiterhin die Vorstellung, daß über eine längere Zeit ein Eisrest (Toteis) die Plombierung des Uvala-Grundes gegen Wasserabfluß gewährleistet hätte, und nur an diesen Flanken die Sedimentation von Lockermaterial möglich gewesen wäre. Mit dem Abschmelzen des Toteises sei der Seespiegel kontinuierlich abgesenkt worden. Dagegen sprechen allerdings die geomorphologischen Befunde.

Beobachtungen über dauernd gefrorenen Untergrund in Lappland, der Sowjetunion und in Nordkanada und das vermehrte Auffinden von rezentem Permafrost in den Alpen läßt eine andere Deutung der See-Entwicklung plausibler erscheinen. Infolge des herrschenden Permafrostes während der Kaltzeiten waren die Karstwasserwege zumindest in höheren Lagen des Gebirges durch Eis verschlossen, der Karst »plombiert«. Dieser Zustand hat mit Sicherheit auch noch während des Spätglazials angedauert, als das Gletschereis zurückschmolz bzw. die Stadalglazier existierten. Demzufolge muß in dieser Zeit auch im Karstgelände eine Oberflächenentwässerung stattgefunden haben, wie es auch K.H. Pfeffer 1957 für das Gebiet des Monte Velino im Zentralapennin folgert. Den Beweis liefern uns fluvioglaziale Aufschüttungskörper, die aus Einzugsgebieten geschüttet wurden, die tiefreichend verkarstet sind und unterirdisch entwässert werden. Als Beispiele aus dem nördlichen Steinernen Meer sind die fluvioglazialen Schwemmkegel der Wasser- und Schabaualm in der Röt oder ein gleichartiger Kegel im Gebiet der Sagereckalm, der auch einen ehemaligen See nachweisen läßt, zu nennen.

Durch die oberflächlichen Gerinne wurde viel Feinmaterial in die Hohlformen verfrachtet und als »Seeton«, richtiger als Ton-Silt-Sand-Gemisch, abgelagert. Neben feinem Moränenmaterial ist es ausschlaggebend für die Abdichtung der tiefsten Partien der Hohlformen und für die Existenz der heutigen Seen.

Permafrost, also Verschuß der unterirdischen Wasserwege, hat in einem Karstrelief zwangsläufig erhöhten Oberflächenabfluß zur Folge, der sedimentologisch und geomorphologisch nicht ohne Folgen bleiben wird. Hinweise auf eine erheblich stärkere Wasserführung der Zuflüsse des endspätglazialen bis frühpostglazialen großen Funtensees und damit auf eine höhere Transportkraft des fließenden Wassers, auf größere Einzugsgebiete als heute, gibt wiederum das Bohrprofil. In den unteren Teilen des Profils sind nämlich eine

große Zahl, bis zu mehreren Zentimeter mächtigen Sandlagen eingeschaltet, die in den höheren Abschnitten völlig fehlen. Das Schmelzen des Eises in den Karsthohlräumen führte allmählich zur Wiedereröffnung der Karstwasserwege, zur verstärkten Versickerung des Oberflächenwassers und zur Verkleinerung des oberirdischen Einzugsraumes. Schließlich wurde infolge der geminderten Wasserführung der Bäche nur noch Feinmaterial (Ton bis Silt mit wenig Sand) in den See transportiert. Allerdings wird man bei der Interpretation der Sedimente die Bodenbildung und Vegetationsentwicklung nicht vernachlässigen dürfen.

5. Die Karsthydrographie

Das Schwinden des Permafrostes führte, wie betont, zur Wiedereröffnung der Karstwasserwege und zur sukzessiven Absenkung des Seespiegels bis auf sein heutiges Niveau. Dies hat sich nicht nur am Funtensee, sondern auch am Grünsee vollzogen, wo ein abrupt endender Deltaschwemmkegel einen alten Seespiegel 8–10 m über dem heutigen anzeigt. Wo die Schwinden oder Ponore höherer Seespiegelstände lagen, läßt sich am Funtensee ohne Markierungsversuche nicht mit hinreichender Sicherheit sagen, wohl aber am Grünsee. Ebenso ist unbekannt, welchen Weg das Wasser, das in der Teufelsmühle verschwindet, nimmt und wo es wieder zu Tage tritt. Nach der Klufthanalyse, und hierbei sind vor allem die sehr steil stehenden Klüfte maßgebend, dürfte die Karstentwässerung nach NE bzw. NNE gerichtet sein. Tatsächlich treten in dieser Richtung im Königssee neben der Kastl-Quelle auch die Karst-Riesenquellen des Grünseebunnens und des Schradl-Loches auf. Ein Zusammenhang kann aber exakt nur über Markierungsversuche mit Hilfe von Tracern nachgewiesen werden. Derartige Untersuchungen stehen noch aus. Da im Funtenseegebiet bisher kein größeres Höhlensystem entdeckt wurde und die Schwinde der Teufelsmühle nicht begehbar ist, fehlen Hinweise auf den Verlauf unterirdischer Karsthohlräume, die zweifellos existieren. Angesichts immer neuer Überraschungen, die Markierungsversuche in Karstgebieten bringen, wie z.B. im benachbarten Untersberg oder in der Dachsteingruppe (mündliche Berichte von Prof. Dr. H. Trimmel, Wien) müssen alle weiterreichenden Überlegungen zur Karsthydrographie zunächst Spekulationen bleiben. Unbekannt ist z. B. die Tiefenlage der Grenze zwischen vertikal-vadosem und phreatischem Bereich und ebenso das Ausmaß der Lageschwankungen dieser Übergangszone.

6. Der Karstformenschatz (Abb. 2)

Infolge der weiten Verbreitung des Dachsteinkalkes im Funtenseegebiet und der großen Löslichkeit dieses reinen Kalkes ist es zur Entstehung mannigfacher Karstformen gekommen. An freiliegenden Felsflächen sind besonders verschiedene Typen von Karren zu beobachten. Die größte sichtbare Verbreitung unter ihnen haben die sogenannten Rinnenkarren. Es sind der Hangneigung folgende, etwa parallel verlaufende Rinnen mit rundem bis flachem Querschnitt am Grunde,

die voneinander durch schmale, oft sehr scharfe Rippen oder Grate getrennt werden. Auf steileren Flächen haben sie meist gradlinigen, auf weniger geneigten Flächen leicht gewundenen Verlauf. Ihre Länge kann mehrere Meter erreichen, wobei sie nach unten an Breite und Tiefe gewinnen und auch öfter konvergieren können. Sie bilden sich immer dann, wenn abfließendes Regen- oder Schmelzwasser in Strängen zusammengefaßt wird. Besonders eindrucksvoll ist dieser Karrentyp auf großen Platten (Karrenfeldern) des Dachstein- und des roten Liaskalkes nördlich bis NW des Viehkogel in 1900 bis 2000 m, westlich des Schottmalhorns in 1900 bis 2100 m und SW unter dem Stuhljoch in 2000 bis 2300 m ausgebildet. Unter dem Höhepunkt 2172 m der Alpenvereinskarte Steinernes Meer existiert hier auch ein etwa 70 m hoher Wandabschnitt mit Rinnenkarren, die als Idealform von Wandkarren angesprochen werden müssen, mit dem Querschnitt eines Halb- bis Dreiviertelkreises.

Infolge flächenhafter glazialer Erosion während der Eiszeiten ist kaum mit der Erhaltung präwürmzeitlicher Rinnenkarren zu rechnen. Allerdings könnten bei besonders tiefen, mit Moräne gefüllten oder geköpften Karren Zweifel an der rein postglazialen Entstehung aufkommen. Nähere Untersuchungen weisen dann rasch auf Sonderbedingungen ihrer Entwicklung im Spät- und Postglazial hin.

Eindeutig ist die postglaziale Bildung eines zweiten Karrentyps, der Rillenkarren, wenig sinnvoll auch als Firstkarren bezeichnet. Sie haben große Ähnlichkeit mit den Rinnenkarren, sind aber weniger tief und breit, nämlich nur etwa 1 – 3 cm und im Funtenseegebiet selten über 50 m lang. Sie beginnen an frei aufragenden Firsten, Graten, Kanten und Spitzen der Kalkbänke, wo das kalkungesättigte Regenwasser auftritt und sie werden durch scharfe Zwischengrabe voneinander getrennt. Im Funtenseegebiet treten sie erst in Höhen ab 1.800 m deutlicher hervor und hören bei 2200 m wieder auf. Die Ursachen der Beschränkung auf diesen Höhenintervall sind noch nicht hinreichend geklärt.

Auf mehr oder weniger horizontalen wenig geklüfteten Kalkflächen bilden sich Trittkarren, auch Trichter- oder Nischenkarren genannt. Der Name ist abgeleitet von Hohlformen, die dem Abdruck von Absätzen ähneln. Besonders schöne Trittkarren gibt es beispielsweise nahe des Totensteins mit der Jahreszahl 1631 (»Totes Weib«) bzw. des benachbarten Grenzsteins in 2087 m. Ihre Dimensionen schwanken von 5 bis 20 cm Durchmesser und von 2 bis 10 cm Tiefe. Sehr häufig schließen sich mehrere Trittkarren zu girlandenartigen Reihen zusammen. Sie werden als Ergebnis rückschreitender Korrosion gedeutet, die wegen der konzentrierten Wasserbewegung zur Mitte der Karre hin hufeisenförmig als kleine Stufe in den Hang hineinwachsen. Ob zur Bildung abtropfendes Schmelzwasser von der Unterseite einer Schneeaufgabe nötig ist oder Regenwasser allein genügt, ist noch unklar.

Auch unter Bedeckung mit Boden und Vegetation findet selbstverständlich Kalklösung statt. Sie ist unter diesen Bedingungen sogar intensiver, da das abfließende Wasser im Vergleich zum unbedeckten Karst durch Anreicherung mit biogenem CO₂ viel aggressiver

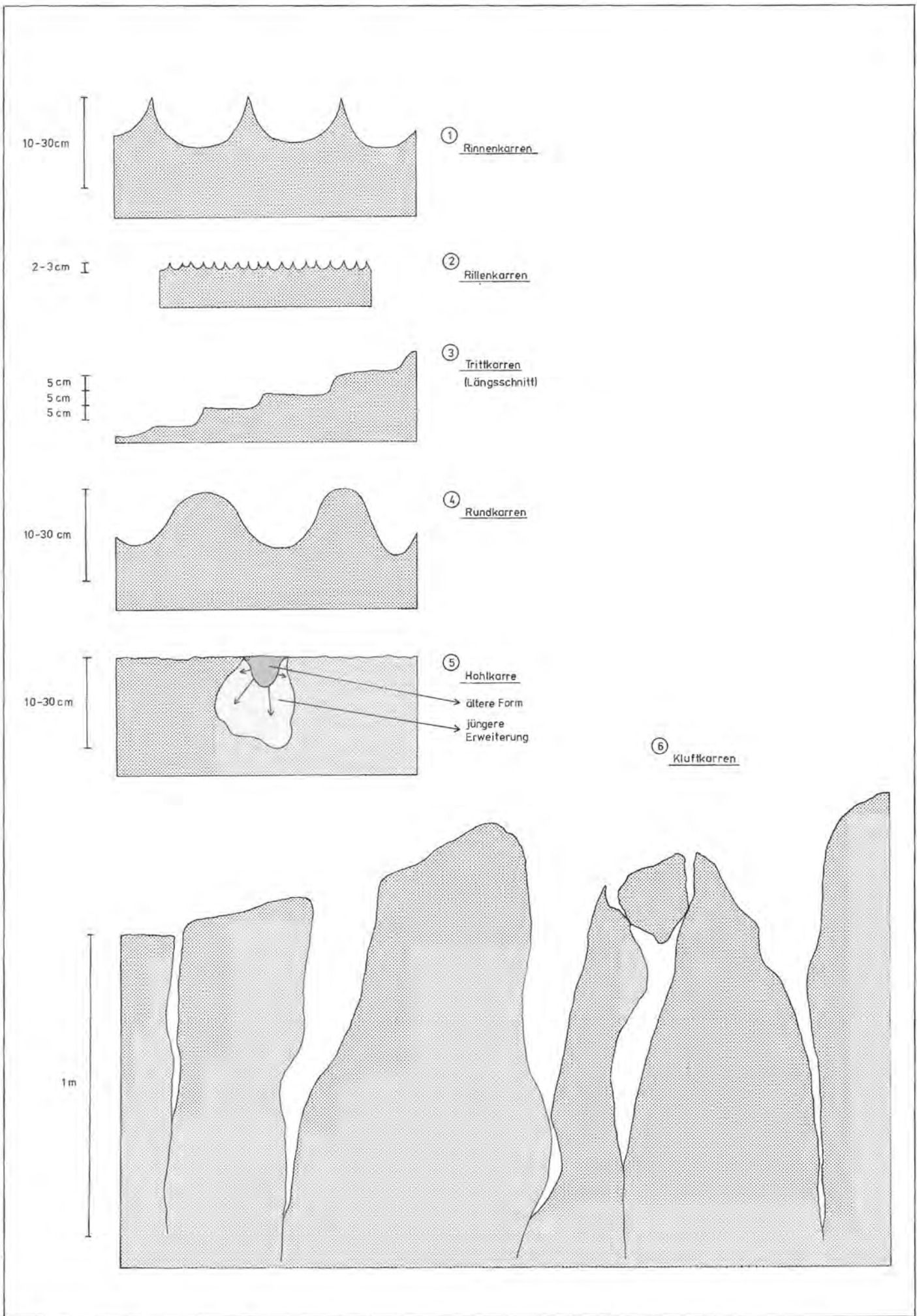


Abb. 2: Karrentypen (Querschnitte) im Gebiet des Funtensee-Uvala im maßstäblichen Vergleich (schematisch, nicht überhöht).



Abb. 3: »Geköpfte Karren« (oder Flachkarren) im Watzmannkar, ca. 2200 m Höhe auf geneigtem Hang. Oberhalb der Waldgrenze bildeten sich nach der eiszeitlichen Vergletscherung Rinnenkarren aus. Durch die Stadialgletscher wurden diese Karren »geköpft«, also die die Hohlformen trennenden scharfgratigen Rippen glazialerosiv abgetragen, eventuell die Gesamtform vernichtet. Die Karrenbildung ist in diesem Fall erst nach dem Schmelzen des Eises erneut in Gang gekommen. Gleichzeitig ist eine Überprägung durch Trittkarren und kleinere Lösungsformen erfolgt.



Abb. 4: Rillenkarren und Schichtrippenkarst nahe des Seeleinsees in ca. 1850 m Höhe. An der Kante einer Kalkbank sind durch auftreffendes CO₂-reiches Wasser Rillenkarren von wenigen Zentimetern Breite und Tiefe entstanden, die in sogenannte Ausgleichsflächen übergehen. In den bis 30° geneigten Kalkbänken ist durch Glazialerosion, durch Ausbrechen und Abheben von Gesteinspartien ein Schichtrippenkarst entstanden.



Abb. 5: Trittkarren mit Ausgleichsflächen. Ca. 1,2 km SSW des Gjadkopfes in 2100 m Höhe. Trittkarren, auch Trichter- oder Nischenkarren genannt, kommen auf wenig geneigten und schwach geklüfteten Kalkbänken zur Ausbildung. Ihre Dimensionen lassen sich aus dem Vergleich mit dem Geologenkompaß ableiten. Oft schließen sie sich zu girlandenartigen Reihen zusammen und sie sind meist in mehreren »Etagen« übereinander angeordnet. Ihr halbkreisförmiger Grundriß mit flachem Boden wird auf »rückschreitende Korrosion« zurückgeführt.



Abb. 6: Rundkarren im Ledererkar, ca. 2050 m hoch. Unter Boden- und Vegetationsentwicklung kommt es zur Entstehung von Rundkarren, also Karren, die keine scharfkantigen Teile besitzen. Nach Waldvernichtung und Bodenabtrag werden die Formen freigelegt und zeigen eine ehemals größere Ausdehnung des Waldes an. Auch im Ledererkar sinkt seit Jahrhunderten die Waldgrenze, da eine Auflichtung der Bestände an diesen Extremstandorten irreversible ökologische Veränderungen zur Folge hat.

wirken kann. Im Falle der Karrenbildung wird dies erst dann deutlich erkennbar, wenn aus irgendwelchen Ursachen die Vegetation lückig oder zerstört und der Boden bzw. eine Lockermaterialdecke abgetragen wer-

den. Durch das im Boden bzw. in der geringfügigen Lockermaterialdecke zirkulierende Wasser werden alle scharfkantigen Teile der Karren korrodiert. Die die Karren trennenden Rippen oder Leisten sind daher durch

Lösung ebenfalls zugerundet. Diese Zurundung ist im Falle des Auftretens an der Oberfläche ein deutliches Indiz für ehemalige Waldbedeckung und starken Abtrag, denn die Rundung der Rippen ist noch Jahrhunderte nach der Freilegung gut erkennbar. Rundkarrenfelder sind um den Feldkogel und den Glunkerer verbreitet. Sie fehlen ebensowenig im Baumgartl bis zur Baumgartlhöhe, im Viehkogital oder vom Stuhlgraben Richtung Ledererkar. Damit wird deutlich, daß der Wald einst größere Ausdehnung hatte als heute. Ursachen des Rückgangs sind einmal die spätmittelalterliche Klimaverschlechterung, die gerade aus dem Funtenseegebiet pollenanalytisch nachgewiesen werden konnte (H. Mayer 1965) und die in den sagenhaften Überlieferungen einer »Übergossenen Alm« und einer »Verlorenen Weide« ihren Niederschlag gefunden haben. Entscheidend wurde das Eingreifen des Menschen in die Hochwälder insbesondere durch die Rodungstätigkeit für Almflächen. Im Funtenseegebiet dürfte dies nach H. Mayer relativ spät geschehen sein, da das Gebiet abgelegen und schwer zugänglich war und nur kurze Sömmerungszeiten erlaubte. Möglicherweise wurde sogar Brand zur Gewinnung von Rodungsflächen angewendet. Eingelagerte Kohleteilchen in einem Profil im Baumgartl könnten darauf hinweisen (vgl. H. Mayer 1966). Durch intensive Beweidung, gekoppelt mit Verbiß des Jungwuchses und Trittschäden, kam es zu einer starken Degradierung des Waldes. Um 1870 existierten nach Hermann von Barth nicht weniger als acht Almhütten oder Kaser mit primitiver Sennereiwirtschaft um den Funtensee – von den beiden Kasern auf der Feldalm abgesehen. Barth kritisiert heftig die sichtbare Überweidung und spricht von einem Gewimmel von Tieren im Verhältnis zur futterbietenden Fläche und dem traurigen Bild wirtschaftlicher Zustände. Waldvernichtung als Folge der Überbeweidung hatte starken Bodenabtrag zur Folge. Aber auch durch Nutz- und Brennholzentnahme wurde der Wald erheblich geschädigt und die Bodendecke zum Teil völlig abgetragen. So gelangten Rundkarren nicht nur vereinzelt, sondern in ganzen Karrenfeldern bzw. Karrenplatten an die Oberfläche. In ihnen nur überprägte Rinnenkarren bzw. -felder aus dem Spätglazial und frühen Postglazial sehen zu wollen (K. Haserodt, 1965, S. 45) ist angesichts der Aggressivität des mit biogenem CO₂ angereicherten Wassers mit Sicherheit unzutreffend.

Als Übergangsformen von den Rinnen- zu den Rundkarren können die Hohlkarren angesehen werden. Die Hohlformen sind mit biogenen Resten gefüllt, die allmählich humifiziert und mineralisiert werden. Dabei entsteht zusätzliches CO₂, das in der Karre in Verbindung mit Wasser intensiv korrodierend wirkt und zur Entstehung einer sackartigen Kleinform im anstehenden Kalk führt.

Zu den weit verbreiteten Karrenformen gehören schließlich die Kluftkarren, die sowohl im nackten als auch im bedeckten Karst vorkommen. Klüfte und steilstehende Schichtgrenzen sind bevorzugte Wege für abfließendes Regen- und Schmelzwasser. Sie unterliegen daher verstärkter Korrosion und werden von Fugen und feinsten Rissen zu Hohlformen beträchtlicher Breite (> 50 cm) und Tiefe (oft mehrere Meter) erweitert. Besonders dicht treten Kluftkarren dort auf, wo ein

engständiges Kluftnetz oder dünnbankiges Gestein ausgebildet ist. Unter dieser Voraussetzung können anstelle von Kluftkarren breite und teilweise langgestreckte Karstgassen entstehen, wie südlich des Viehkogels oder im Bereich des Stuhlgrabens und seiner südöstlichen Fortsetzung.

Gerade die beachtlichen Dimensionen einiger Kluftkarren legt es nahe, für sie ein präwürmzeitliches Alter anzunehmen. Andererseits besteht auch die Auffassung einer rein spät- und postglazialen Bildung. Begründet wird dies vornehmlich mit dem Fehlen von Moränenmaterial in den Kluftkarren. Doch darf nicht vergessen werden, daß die Karren längst mit Eis gefüllt, also blockiert waren, bevor der Gletscher sich darüber bewegte und eventuell Moräne ablagerte.

Zu den typischen Karsthohlformen gehören neben den Karren die Dolinen, deren Name aus dem Slawischen kommt und Tal bedeutet. Es sind allseits geschlossene Hohlformen von Trichter-, Schüssel-, Kessel- oder Muldenform mit unterirdischer Entwässerung. Im Funtenseegebiet sind sie insbesondere im Höhenzug Glunkerer-Feldkogel, am Beginn der Schabgasse südlich unter der Viehkogeltalung und in der Alten Merch als flache Mulden, zerlappte Schüsseln oder Trichter verbreitet. Ihre Größe schwankt von einem bis zu 200 m Längsachse. Nach ihrer Genese sind es nahezu ausschließlich Lösungsdolinen, d.h. die Kalklösung erfolgt unter einer Lockermaterialdecke aus Moräne, eingespültem Material oder Hangschutt durch Regen und Schmelzwasser des eingewehten Schnees. Ausgangspunkt ihrer Bildung sind meist sich überschneidende Klüfte bzw. Kluftsysteme.

Die Moränenfüllung vieler Dolinen weist sie als prästadiale oder sogar präwürmzeitliche Karstformen aus. Das gilt sowohl für die Dolinen im Höhenzug Glunkerer-Feldkogel, die große Doline in der Alten Merch, in die eine schöne Stadialmoräne hineinzieht, für die Dolinen im Baumgartl und für die Doline im Gebiet der Feldalm. Diese letztgenannte scheint ihre Größe allerdings nicht allein der Korrosion zu verdanken, sondern auch einer bedeutenden Glazialerosion. In der N-S-gestreckten Doline im Schönegg (südöstlich des Großen Hirsch) ist in der Lockermaterialdecke eine eindrucksvolle Buckelflur (Buckelwiese) entwickelt. Auch Buckelfluren werden – soweit sie in kalkigem Substrat ausgebildet sind – den Dolinen zugeordnet. Sie sind im vorliegenden Beispiel als Sekundärdolinen im Postglazial entstanden. Derartige Sekundärdolinen gibt es auch in der großen Hohlform mit dem Niedermoor westlich des Kärlingerhauses, wo sie gleichzeitig als Schlucklöcher fungieren.

Zu den seltenen Karstformen im Funtenseegebiet gehören die Karstschlote oder Naturschächte und die Karstgassen. Karstschlote sind schlauchförmige, steil bis senkrecht zur Tiefe führende Schächte, deren Durchmesser bis zu mehreren Metern betragen und deren Tiefe sehr beträchtlich werden kann (> 50 m). Karstgassen stellen dagegen langgestreckte Hohlformen mit meist recht unebenem Boden zwischen stark geneigten Felshängen oder kleinen Wänden dar. Beide Formen vergesellschaften sich südlich des Viehkogel bzw. der Schabgasse, einem Gebiet sich kreuzender



Abb. 10: Das Funtensee-Uvala von der Stuhlwand im ESE. Im Hintergrund Schneiber (2330) und Großer Hundstod (2594 m).

Eingebettet zwischen dem Viehkogl und den Imbenwänden im S und dem Zug des Feldkogel-Glunkerer im N liegt das Funtensee-Uvala. In seiner Anlage ist es tektonisch vorgezeichnet; es lehnt sich an eine Synklinal- bzw. Grabenstruktur mit westöstlicher bzw. nordwest-südöstlicher Richtung an. In ihr sind Teile der Reiteralmdedecke verblieben als diese während der Deckenbewegungen über die Tirolische Einheit hinwegglitt. Die dem basalen Teil der Reiteralmdedecke angehörenden Gesteinsfolgen im Funtensee-Graben sind gegenüber Verwitterung und Abtragung weit weniger resistent als der meist dickbankige Dachsteinkalk der Tirolischen Einheit in der Umrahmung. Durch fluvialen Abtrag, kräftige glaziale Ein- und Übertiefung und durch Korrosion des Kalkes entstand deshalb das über 1,5 km lange und bis zu 750 m breite Funtensee-Uvala. Nur im SE (bewaldete Höhe im Vordergrund des Bildes = Hahnenkamm) sind Reste der Gesteine der Reiteralmdedecke erhalten geblieben (siehe ausführliche Beschreibung im Beitrag Geologie).



Abb. 7: Karrenfeld im Gebiet der Teufelshörner. In Karrenfeldern treten oft mehrere Karrenformen gemeinschaftlich auf, wie z. B. geköpfte Rinnenkarren und Kluffkarren im vorliegenden Fall. Eisarbeit während des Würmglazials und der Stadialzeiten hat zur Abtragung der die Karren trennenden Rippen geführt. Die intensive Klüftung ist wichtige Grundlage für eine rasche Neubildung der Karren und die Auflösung der Oberfläche in unzählige kleine Hohl- und Vollformen.

tektonischer Linien. Sie sind also an Schwächezonen gebunden, die hier NNW-SSO streichen und zweifellos recht alter Anlage (Präwürm).

Als besondere Ausprägung des Karstes im Funtenseegebiet ist schließlich der Schichttreppenkarst westlich der Viehkogeltalung und der Schichtruppenkarst südlich des Viehkogelnieders und der Schabgasse Richtung Rotwandl sowie südlich des Schottmalhorns zu erwähnen. Beide Formen des Karstes sind aus dem Zusammenwirken von Korrosion und Glazialerosion in flach bis mäßig steil einfallenden Schichtverbänden entstanden, indem Korrosion entlang von Schichtflächen und Klüften Gesteinspakete aus dem festen Verband an den Schichtköpfen loslöste und Eis durch Detraktion diese Blöcke abhob und weitertransportierte. So entstand eine getreppte Oberfläche bei flacher Schichtlagerung, eine durch Schichtkämme geprägte Oberfläche bei mäßig steilem Schichtfallen.

Ursache der Ausbildung aller Karstformen ist die schon mehrfach erwähnte Korrosion, die Lösung des Gesteins. Sie beruht auf aggressivem Wasser, das bedeutet Wasser, das in tief liegenden und vegetationsbedeckten Gebieten einen Überschuss an CO_2 besitzt, aufgenommen aus der Atmosphäre oder aus der Bodenluft. Auf unbedecktem oder nacktem Karst des Hochgebirges rinnt das Wasser in der Regel vor Erreichen des CO_2 -Gleichgewichtes mit der Luft ab, und versickert. Die Aggressivität gegenüber Kalk wird hier durch die permanente Aufnahme von CO_2 aus der Luft erreicht, die auch in belüfteten Hohlräumen des unterirdischen oder subterranean Karstes aufrecht erhalten bleibt.



Abb. 8: Karstschlot im Gebiet des Hohen Göll (keine näheren Angaben möglich). Entlang von Störungen, besonders im Gebiet sich überkreuzender Störungslinien, ist die Korrosion besonders intensiv und tiefreichend. Das führt zur Entwicklung von Karstschloten oder Karstbrunnen mit senkrechten Wänden und oft vielen Metern Tiefe sowie zur Bildung von Schachtdolinen, die nicht selten in Streichrichtung der Störungen aneinandergereiht sind. Die Wände des Karstschlotes sind von meterlangen Rillenkarren (Kannelierungen) überzogen.



Abb. 9: Karsttisch am Hohen Göll (ohne nähere Angaben der Lokalität). Karsttische bieten ideale Möglichkeiten zur Bestimmung der flächenhaften postglazialen Korrosion. Unter einem schützenden ortsfremden Deckblock hat sich ein Kalksockel erhalten, der um einige Zentimeter über die freiliegende, durch Korrosion erniedrigte Gesteinsfläche aufragt. Er ist postglazialer Entstehung; denn noch während der Stadialzeiten war das Gebiet eisbedeckt. Unter dem Eis gelangten Karstformen nicht zur Ausbildung, sondern sie wurden niedergeschliffen. Der mit Hilfe von Karsttischen ermittelte flächenhafte Lösungsabtrag liegt bei 1 cm pro Jahrtausend.

In Klüften, also kaum oder nicht geöffneten Rissen des Gesteins, ist dagegen kein oder kaum Kontakt des Kluffwassers mit der Luft gegeben. Deshalb dürfte im Normalfall kaum Korrosion entlang der Klüfte in die Tiefe stattfinden und dennoch ist gerade hier die zu-

nehmende Erweiterung zu Karstformen (z. B. Kluffkarren, Karstgassen, Dolinenreihen) deutlich wahrzunehmen. Die Klüfte müssen also bevorzugte Ansatzpunkte der Korrosion sein. Sie läßt sich hier jedoch nur bei Annahme von Temperaturveränderungen erklären, etwa durch Abkühlung des Wassers, wodurch eine CaCO_3 -Untersättigung eintritt. Dadurch wird das Wasser erneut kalkaggressiv. Im nackten Karst der alpinen und subnivalen Höhenstufe verlangsamen allerdings die relativ niedrigen Temperaturen die Reaktionsgeschwindigkeit außerordentlich. Daraus erklärt sich zum Teil die geringe Härte des Karstwassers allgemein und des Wassers von Karstquellen im speziellen.

CO_2 entsteht im Boden durch Oxidation, also Abbau organischen Materials und wird vom Sickerwasser aufgenommen. Hierdurch kommt es unter einem Boden überall, wenn auch nach Wasserangebot und Aggressivität des Wassers zu unterschiedlich intensiver Kalklösung. Sie ist insgesamt aber beträchtlich höher als im nackten Karst des Hochgebirges.

Korrosion tritt aber auch auf, wo sich zwei verschiedene Wasser mischen, sowohl im nackten, als auch im silvanen Karst. Selbst bei völliger Konzentration der verschiedenen Wässer kommt es bei ihrer Durchmischung zur sogenannten Mischungskorrosion. Sie beruht darauf, daß die Mischung der Wässer linear verläuft, während zwischen dem Kalkgehalt der Wässer und ihrem CO_2 -Gehalt keine lineare Beziehung besteht. Im entstandenen Mischwasser ist meist mehr CO_2 enthalten, als es dem Verhältnis CO_2 – gelöster Kalk entspricht, daher wirkt es erneut korrosiv.

7. Die rezente Morphodynamik

Die heutige Landformung wird im Funtenseegebiet von einer Reihe von Prozessen getragen, die unter den Begriffen Korrosion, Denudation unter Mitwirkung von Gravitation und Wasser, fluviale Erosion sowie zoogene und anthropogene Vorgänge zusammengefaßt werden können.

Bedingt durch die weite Verbreitung von Kalken (Dachsteinkalk, rote Liaskalke und Hornstein-Brekzien-Kalke des Dogger) ist die Korrosion zweifellos ein wichtiger, wohl der wichtigste Prozeß. Er ist allerdings im Gelände nicht direkt, sondern nur über die durch ihn geschaffenen Formen erkennbar. Daher scheint es zunächst schwierig, Aussagen über das Ausmaß der Veränderung der Landformen durch Kalklösung für kurze Zeitspannen zu treffen. Ein Ansatz wäre etwa die Bestimmung des Kalkgehaltes der Karstwässer und ihrer Abflußmenge. Daraus ließe sich ein Wert des jährlichen Kalkabtrages berechnen, der sich aber nicht nur auf die Oberfläche, sondern auch auf die gelösten Kalkmengen im unterirdischen Karst bezieht.

Daher müssen geomorphologische Kriterien herangezogen werden, die die Korrosion der Oberfläche für einen bestimmten Zeitraum bestimmen lassen. Nach den Untersuchungen von K. Haserodt (1965) im Hagengebirge sind Karrenfußnäpfe und Karrendorne wichtige Indikatoren. Karrenfußnäpfe treten meist als

napfartige Korrosionshohlformen am Fuß von Rinnenkarren auf. Sie sind nach Anlagerung von Moräne an den Kalk in dem Gestein ausgebildet worden und liefern somit einen Wert der postglazialen Kalklösung. Gleiches trifft für die Karrendorne zu, die bescheidene Relikte einer ehemals höher gelegenen Felsfläche darstellen. Durch Korrosion wurde sie nach der letztmaligen Bearbeitung durch Eis im Gschnitzstadial erniedrigt. Karrenfußnäpfe und Karrendorne lassen auf einen flächenhaften Kalkabtrag in den letzten 12.000 Jahren zwischen 10 und 20 cm schließen. Auch im Gebiet des Feldkogels kann an Hand von Karrenfußnäpfen etwa der gleiche Wert ermittelt werden. Karrendorne wurden dagegen im Funtenseegebiet nicht gefunden.

Genauere Werte des postglazialen Kalkabtrages liefern uns die sogenannten Karsttische, früher auch Karrentische oder Korrosionstische genannt. Auch sie sind Kleinformen des Karstreliefs. Ein bekanntes Vorkommen befindet sich ca. 500 m südlich bis SSW des Rotwandl (2231 m) im Steinernen Meer (M.H. Fink, 1982). Hier liegen ortsfremde Deckblöcke auf einem Sockel von Dachsteinkalk, der bis zu 12 cm über die freiliegende, ungeschützte Gesteinsfläche aufragt. Diese Sockel sind infolge des Schutzes gegen Korrosion durch die Deckblöcke entstanden. Da die Deckblöcke von spätglazialen Gletschern hierher transportiert wurden, kann die Sockelhöhe zur Bestimmung des flächenhaften postglazialen Kalkabtrages benutzt werden. Er beträgt 10 – 12 cm in etwa 12.000 Jahren, d.h. 1 cm pro 1000 Jahre. Das ist angesichts der hohen Niederschläge im Funtenseegebiet außerordentlich wenig, werden doch an den Stationen Funtensee (Totalisator seit 1951) und Simetsberg (seit 1947) im Jahresmittel 1633 bzw. 2022 mm gemessen. Wegen dieser geringen Lösungsrate wird deutlich klar, warum vom Menschen in einem Karstrelief kaum Veränderungen des Formenschatzes wahrgenommen werden können.

Deutlich erkennbar sind dagegen die gravitativ bedingten Abtragungerscheinungen, zu denen Steinschlag, Felsstürze und Lawinen gehören. Steinschlag und Felssturz kann überall auftreten, wo Wände entstanden sind und durch Frostverwitterung Gesteinsfragmente aus dem festen Verband gelöst wurden. Im allgemeinen ist die Steinschlaghäufigkeit im Dachsteinkalk wegen der beachtlichen Verwitterungsresistenz dieses Gesteins und seiner relativ geringen Klüftung recht gering. Aber entlang von Störungslinien bzw. in Störungszonen nimmt wegen der tektonischen Beanspruchung bzw. der Zertrümmerung des Gesteins und der daraus folgenden rascheren Frostverwitterung die Steinschlag- und Felssturzaktivität zu und führt zur Bildung von Sturzkegeln oder Sturzhalden. So ist die Haldenbildung mit allen Anzeichen einer aktuellen Weiterbildung auf der Westseite des Viehkogels auf die Viehkogltal-Störung zurückzuführen. Ebenso steht die Haldenbildung unter der Hirschwand (roter Liaskalk; Weg zum Ingolstädter Haus) mit einer hier durchziehenden Störung in Zusammenhang. Die Stuhlwand lehnt sich ebenfalls an ein Bruchsystem an und an ihrem Fuß haben sich größere Steinschlag- und Felssturzhalden entwickelt, ebenso unter den Wänden auf der Nordseite des Glunkerer-Feldkogel-Zuges. Das höhenwärtige Vordringen der Vegetation auf diesen Halden zeigt je-

doch, daß die Intensität der Verwitterung und des Abstürzens von Gesteinsfragmenten im frühen Postglazial, also nach dem Weichen des Eises, infolge häufigeren Frostwechsels höher gewesen sein muß als sie derzeit ist. Die Aufbereitung von Material ist auch im Dolomit des Hahnenkamms und des Stuhlgrabenkogels in dieser Zeit viel rascher als heute vor sich gegangen. Trotz unbedeutender Wandbildung werden diese Erhebungen von Halden gesäumt, die aber rezent kaum mehr weitergebildet, eher sogar zerstört werden.

Lawinen als geomorphologisch relevante Vorgänge sind deshalb augenfällig, weil ihre Firnkegel noch lange nach der generellen Schneeschmelze anzutreffen und mit Gesteinschutt, Boden und Pflanzenresten gespickt sind. Sie können zwar unerwartet in scheinbar sicheren Lagen auftreten, formenprägend werden sie aber dort, wo sie immer wieder vorkommen und gleiche Bahnen benutzen. Derartige Lawinenbahnen oder Lawenstriche sind im Gelände gut auszumachen, etwa auf der N-Seite des Viehkogls. Der Anstiegsweg zum Gipfel bzw. zum Ingolstädter Haus führt zwischen 1680 und 1760 m durch einen derartigen Lawenstrich. Zur Zeit des Permafrostes, als das Eis bereits abgeschmolzen war, wurde diese Bahn auch von Murgängen benutzt, die unterhalb 1680 m zur Aufschüttung eines Murkegels führten (s.o.). Alljährlich von Lawinen bestrichen und vom Verwitterungsschutt geräumt werden die plattigen Steilhänge SE des Stuhljoches (2443 m) oder zwischen oberem Stuhlgraben und Schottmalhorn sowie teilweise die Imbenwände. Gäbe es nicht das ausgedehnte bestockte Gelände um den Funtensee, dann wäre das von Lawinen bestrichene Gebiet wesentlich größer. Die Erhaltung des Waldes, seine natürliche Verjüngung und Verdichtung sind deshalb von größter Bedeutung.

Durch Schneedruck und Schneeabtragung kommt es zum Abschälen der Rasendecke und der Böden, zur Blaikenbildung. Die geringmächtigen Rendzinen unterliegen an steileren Hängen dieser Gefahr besonders. Blaiken treten zahlreich am Hahnenkamm und am Stuhlgrabenkogel auf. Starkregen, die während sommerlicher Gewitter auftreten, spülen nach Entfernung der Rasendecke die Feinerde ab und transportieren den zuckerkörnigen Verwitterungsschutt des Dolomites unter Verschüttung des Bodens auf das darunter liegende Gelände. Ansatzpunkte der rezenten Blaikenbildung sind eindeutig durch Wild hervorgerufene Trittschäden in der Rasendecke. Wild ist auch entscheidend an der Erhaltung und Erneuerung der durch die jahrhundertelange Weidewirtschaft entstandenen, etwa höhenlinienparallel verlaufenden Viehgänge beteiligt. Nachdem seit etwa 3 Jahrzehnten die Almwirtschaft im Funtenseegebiet mit Ausnahme eines reduzierten Schafauftriebes im äußeren Ledererkar aufgehört hat, bleiben sie wegen des in diese Äsungsräume nachgerückten Wildes erhalten.

Mit der Blaikenbildung verbinden sich, wie erwähnt, bereits fluviale Prozesse. Sie kommen im Dolomitgebiet des Hahnenkamms und des Stuhlgrabenkogels in der Rinnenbildung zum Ausdruck. Steile Rinnen greifen z.B. aus dem Gebiet der Feldalm nach S und SE vor. Mit ihrer rückwärtigen Erweiterung verbinden sich

Verschüttungsvorgänge bei Gefällsminderung. Schutt- bzw. Schotterzufuhr erhalten die Bäche von Renner- und Stuhlgraben aus ihren früher aufgeschütteten Kegeln, in die sie sich eingeschnitten haben. Sie lagern das Material um, transportieren es seewärts, überschütten damit partiell ihren rezenten Kegel oder bauen den Deltaschwemmkegel seewärts vor. In den übrigen Gebieten haben fluvial gesteuerte Vorgänge wegen des Fehlens oberirdisch fließenden Wassers keine größere Bedeutung. Bei Starkregen oder Schneeschmelze wird allenfalls Feinmaterial mehr oder weniger flächenhaft bis zum nächstgelegenen Ponor verfrachtet.

Lockermaterialbewegungen und gewisse Formenveränderungen werden schließlich von Tier und Mensch ausgelöst. Hingewiesen sei auf die Murmeltierbaue mit ihren »Ausraumhalden«, die in den Lockermaterialdeponien (Moränen, fluvioglaziale und fluviale Aufschüttungen) wegen der großen Population um den Funtensee besonders zahlreich sind. Trittschäden, ausgelöst durch Verlassen der markierten Wege, seitens der Bergwanderer, haben zwischen Funtensee und Baumgartl zu flächenhaftem Abtrag und Rinnenbildung geführt. Zuletzt müssen noch biogene Vorgänge erwähnt werden, die zur Oberflächengestaltung beigetragen haben und weiter beitragen. Es ist die Entwicklung von Niedermooren, also vegetationsbedeckten Lagerstätten von Torfen, d. h. von mineralarmen Humusanreicherungen. Hierzu gehören die Seggenriede im Stillwasser des Funtenseeufers als Anzeichen der Verlandung des Sees und das Kleinseggenried (Niedermoor) mit niedrigen Binsen, Seggen und Simsen westlich des Kärlingerhauses.

8. Literatur

- BARTH, Hermann von: Aus den Nördlichen Kalkalpen. Gera 1874, Reprint München 1984
- BÖGLI, Alfred: Karsthydrographie und physische Speläologie. Berlin 1978
- CVIJIĆ, Jovan: Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, der Herzegowina und Montenegro: 2. Karstpolien. Abhandlungen Geographische Gesellschaft Wien 3, Wien 1901, S. 1–85
- FINK, Max: Bericht über geoökologische Kartierungen im Bereich der Reiteralpe und über die Ermittlung der postglazialen Karstdenudation im Bereich des Steinernes Meeres (Salzburg). Manuskript (vervielfältigt) 1981
- HASERODT, Klaus: Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. Münchener Geographische Hefte, Heft 27, München 1965
- KOHLHAMMER, G.: Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte des Gebietes um den Watzmann, München 1982 (unveröffentlichte Arbeit an der LM-Universität München)
- Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg (Hrsg.): Salzburger Höhlenbuch, Bd. 2, Salzburg 1977
- LEBLING, Clemens: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, Heft 20, München 1935
- LEHMANN, Herbert: Uvala – in: Westermanns Lexikon der Geographie, Bd. 4, Braunschweig 1970, (1973²), S. 783

MACHATSCHEK, Fritz: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 4, Berlin 1922

MAYER, Hannes: Zur Waldgeschichte des Steinernen Meeres (Naturschutzgebiet Königssee). Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere, 30. Jg., München 1965, S. 100 – 120

MAYER, Hannes: Waldgeschichte des Berchtesgadener Landes (Salzburger Kalkalpen). Forstwissenschaftliche Forschungen, Heft 22, Hamburg 1966

PFEFFER, Karl-Heinz: Beiträge zur Geomorphologie der Karstbecken im Bereiche des Monte Velino (Zentralapennin). Frankfurter Geographische Hefte, Heft 42, Frankfurt 1967

SEEFELDNER, Erich: Salzburg und seine Landschaften. Salzburg 1961

SCHMOLIN, Joachim: Zur Geologie des Gebietes südlich des Grünsee (Steinernes Meer). Diplomarbeit TU München 1978

WIRTH, E.: Der geologische Bau des Funtenseegebietes (Steinernes Meer). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Beilagen-Bd. 62, Abt. B, Stuttgart 1929, S. 333–370

Deutscher Alpenverein (Hrsg.): Alpenvereinskarte 10/1 Steinernes Meer. 1:25.000, München 1969

Bayerisches Landesvermessungsamt (Hrsg.): Topographische Karte 1:25.000, 8543/44 Funtensee, München 1970

9. Bildnachweis

Abb. 5 vom Verfasser

Abb. 3,4,6,7,8 und 9 Photo-Archiv der Nationalparkverwaltung

Abb. 10 B. Utech und U. Klapperoth

Pflanzensoziologische Untersuchungen im Bereich der alpinen Baumgrenze im Funtenseegebiet unter Berücksichtigung des anthropogenen Einflusses

Horst Freiberg

Inhalt:

1. Einleitung
2. Gebietsbeschreibung
 - 2.1 Lage und Relief
 - 2.2 Geologie und Böden
 - 2.3 Klima
3. Aufnahmemethodik und Vegetationskartierung
4. Die Pflanzengesellschaften
 - 4.1 Lärchen-Zirbenwald
 - 4.2 Rostroter Alpenrosenbusch
 - 4.3 Blaugras-Horstseggenhalde
 - 4.4 Subalpine Rostseggenhalde
 - 4.5 Subalpine Hochstaudenfluren und Lägerfluren
 - 4.6 Gesellschaften der Almweiden
5. Das Luftbild und seine vegetationskundliche Interpretation
6. Land- und forstwirtschaftliche Nutzungen
7. Einfluß und Bedeutung der Almwirtschaft auf Vegetation und Standort
 - 7.1 Holznutzung
 - 7.2 Weidenutzung
8. Schlußbetrachtung
9. Literatur
10. Bildnachweis

1. Einleitung

Nicht nur dem Pflanzensoziologen erscheint das Funtenseegebiet als überschaubares, in sich geschlossenes Untersuchungsgebiet, das almwirtschaftlich einst von Interesse war, und in dem exemplarisch der Versuch unternommen werden kann, Ergebnisse verschiedener Fachdisziplinen zu einem Ganzen zusammenzuführen. Die Synthese berücksichtigt dabei nicht nur den gegenwärtigen Zustand, sondern auch wie dieser entstanden ist, greift also auf Analysemethoden zurück, die den Blick in die Vergangenheit gestatten (z.B. Pollenanalyse, Sedimentologie, archivalische Dokumente).

Für die vegetationskundlichen Untersuchungen gibt es eine Fülle verschiedenster Pflanzengesellschaften, deren Aufkommen an das Wirtschaften des Menschen gebunden sind oder seinem Einfluß unterlagen. Durch pflanzensoziologische Aufnahmen lassen sich solche anthropogen überprägten Gesellschaftseinheiten her-

ausschälen und der Grad des Einflusses aus der Artenkombination abschätzen.

Verfasser bearbeitete im Sommer 1979 die Pflanzengesellschaften des Glunkerer – ein langgestreckter Bergrücken, der das Funtenseegebiet im Norden begrenzt. Die benachbart gelegenen Almweideflächen blieben ausgespart. Hierüber berichteten SPRINGER u. SPATZ (1984), deren Ergebnisse, soweit sie das Funtenseegebiet betreffen, kurz vorgestellt werden.

2. Gebietsbeschreibung

2.1 Lage und Relief

Der Glunkerer (1932 m) umrahmt mit Viehkogel (2158 m) und Stuhljoch (2448 m) das Funtenseegebiet. Auf seiner Nordseite bricht der Glunkerer steil zum Grünsee hin ab. Eine Vielzahl von tiefeingeschnittenen Karren durchzieht den Bergrücken, dessen Relief die drei Geländeschnitte der Abb. 1 wiedergeben.

2.2 Geologie und Böden

Der Gesteinssockel des Glunkerer besteht vorwiegend aus Dachsteinkalk der Trias-Zeit. Nur geringe Bedeutung erlangen Vorkommen rosafarbenen Juragesteins.

Lange kalte Winter im Zusammenspiel mit kühl-feuchten Vegetationsperioden, beeinträchtigen die rasche Mineralisation der ohnehin schwer zersetzlichen Streu von Nadelbäumen und Zwergsträuchern. Dies unterstützt die Bildung 30–50 cm mächtiger dystropher Tangelrendzinen, deren Entstehungszeitraum mit 3000–4000 Jahren angegeben wird (KÖSTLER/MAYER, 1970).

Anklänge an Kalkverwitterungslehme finden sich am Boden zahlreicher Senken und flacher Mulden im wild zerklüfteten Karst. Es handelt sich hierbei um einen i.d.R. wechselfrisch-sickerfeuchten, skelettreichen, lehmigen Boden, auf dem vorwiegend mastige Hochstaudenfluren wachsen. Stark sonnseitig exponierte Lagen, mit 25–40° Neigung und gestörter Bodenbildung, werden von subalpinen Grasfluren auf Polster- und Protorendzinen besiedelt.

2.3 Klima

Da für das Funtenseegebiet weder klimatische noch hydrologische Messungen verfügbar sind, haben Klimadaten vergleichbarer Lagen nur ungefähren Orientierungswert. Für das Funtenseegebiet können etwa 2000–2500 mm Jahresniederschlag und ein Jahres-temperaturmittel von 1–2° C angenommen werden.

Dies stimmt mit den Berechnungen von ENDERS (1982) überein, wonach das mittlere Jahresmittel der Lufttemperatur zwischen + 1 und + 3° C, die mittlere jährliche Niederschlagshöhe zwischen 2100–2300 mm liegt.

3. Aufnahmemethodik und Vegetationskartierung

Die vegetationskundliche Bearbeitung beruht auf pflanzensoziologischen Aufnahmen, die nach der von BRAUN-BLANQUET (1964) entwickelten Methode erhoben wurden. Dabei wurden verschiedene Parameter wie: Aufnahmedatum, Höhe ü. NN, Exposition, Hangneigung, Flächengröße, Deckungsanteile der Schichten (Baum-, Strauch-, Kraut- und Moosschicht) sowie Soziabilität (arteigenes Vergesellschaftungsverhalten) und deren individuelle Deckungsgradanteile (Schätzwert) aus Dominanz/Arthäufigkeit (Abundanz) = Artmächtigkeit aufgenommen.

Das anschließend in Tabellenform zusammengefaßte Aufnahmematerial folgt in seiner Nomenklatur der Exkursionsflora von OBERDORFER (1979).

Ausgespart bei der pflanzensoziologischen Bearbeitung blieben die Almweideflächen, von denen in jüngster Zeit umfangreiches Material von SPRINGER u. SPATZ (1984) veröffentlicht wurde. Auf diese Gesellschaften wird im Text nur insofern Bezug genommen, als sie auch verbreitungsmäßig im Gebiet des Glunkerer eine Rolle spielen.

Nach Abschluß der pflanzensoziologischen Feldarbeiten wurden die ermittelten Gesellschaften kartiert.

Hierfür wurde ein Schwarz-Weiß-, später dann ein Infrarot-Falschfarben-Luftbild, gewählt. Dabei besaßen die im stark zergliederten Fels wachsenden Hochstaudenfluren nur selten darstellbare Flächengrößen. Das machte es notwendig, sie zusammen mit den Einheiten des Lärchen-Zirbenwaldes, wo sie vorwiegend anzutreffen waren, zu einem topographischen Gesellschaftskomplex zusammenfassen. Der Lärchen-Zirbenwald seinerseits konnte nur mit seiner fichtenreichen und fichtenarmen Form erfaßt werden, da die kleinräumige Vernetzung seiner Untereinheiten eine feinere Kartierung ausschloß.

4. Die Pflanzengesellschaften

4.1 Lärchen-Zirbenwald; Tab. 1 Rhododendro-Pinetum cembrae (Pall. et Hfft. 33) Bart. 66

Der Lärchen-Zirbenwald stellt im Gebiet des Glunkerer den vorherrschenden Vegetationstyp dar. Durch das zerschnittene und zerklüftete Kalkgestein erlangt er an keinem Ort ein geschlossenes Kronendach, mag der Blick vom Wanderweg am Funtenseeufer auch ein solches vortäuschen. Erst im Übergang zu den subalpinen Rostseggenhalden und mancherorts auch den

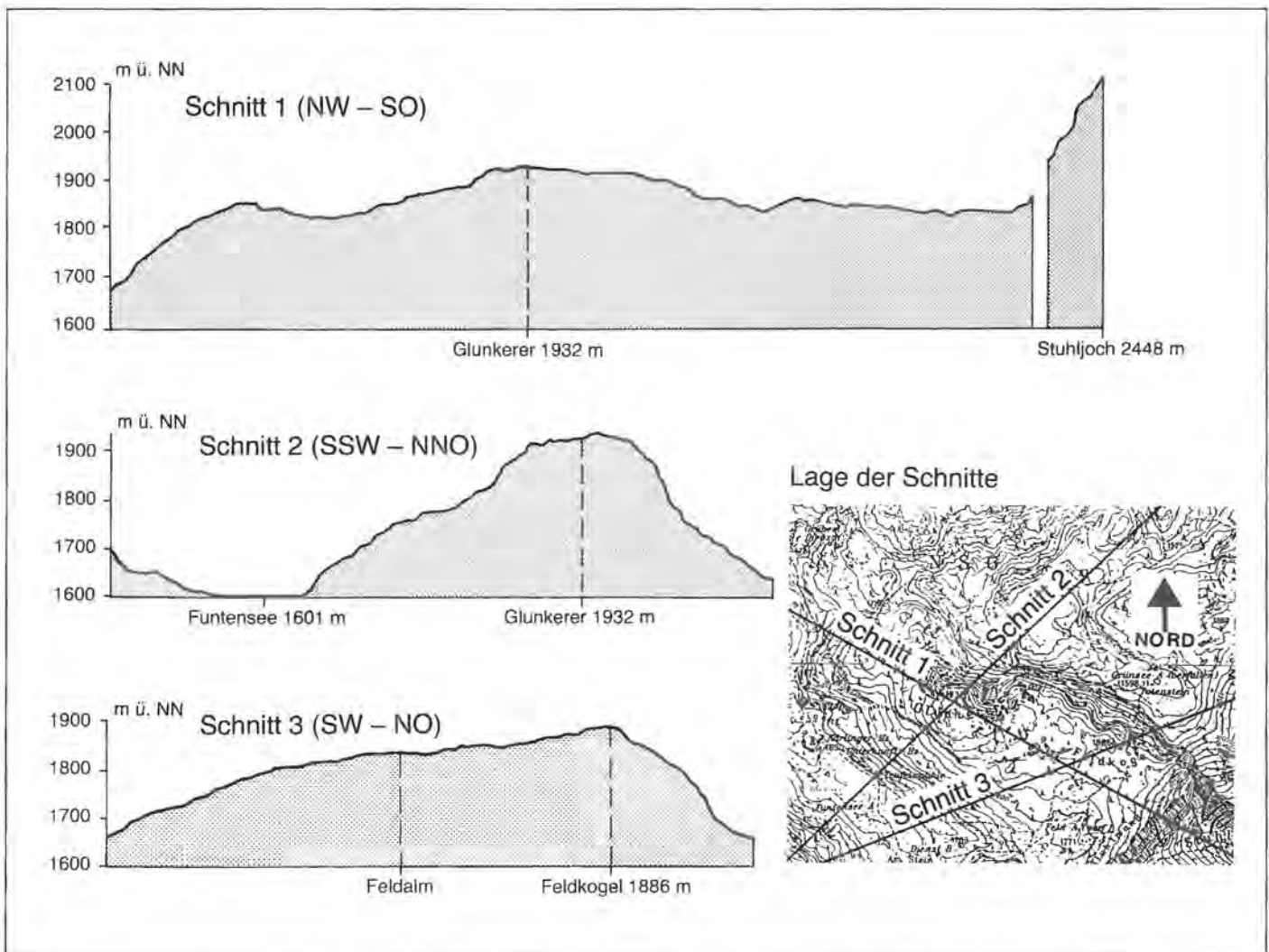


Abb. 1: Geländeschnitte durch das Gebiet Funtensee – Glunkerer.

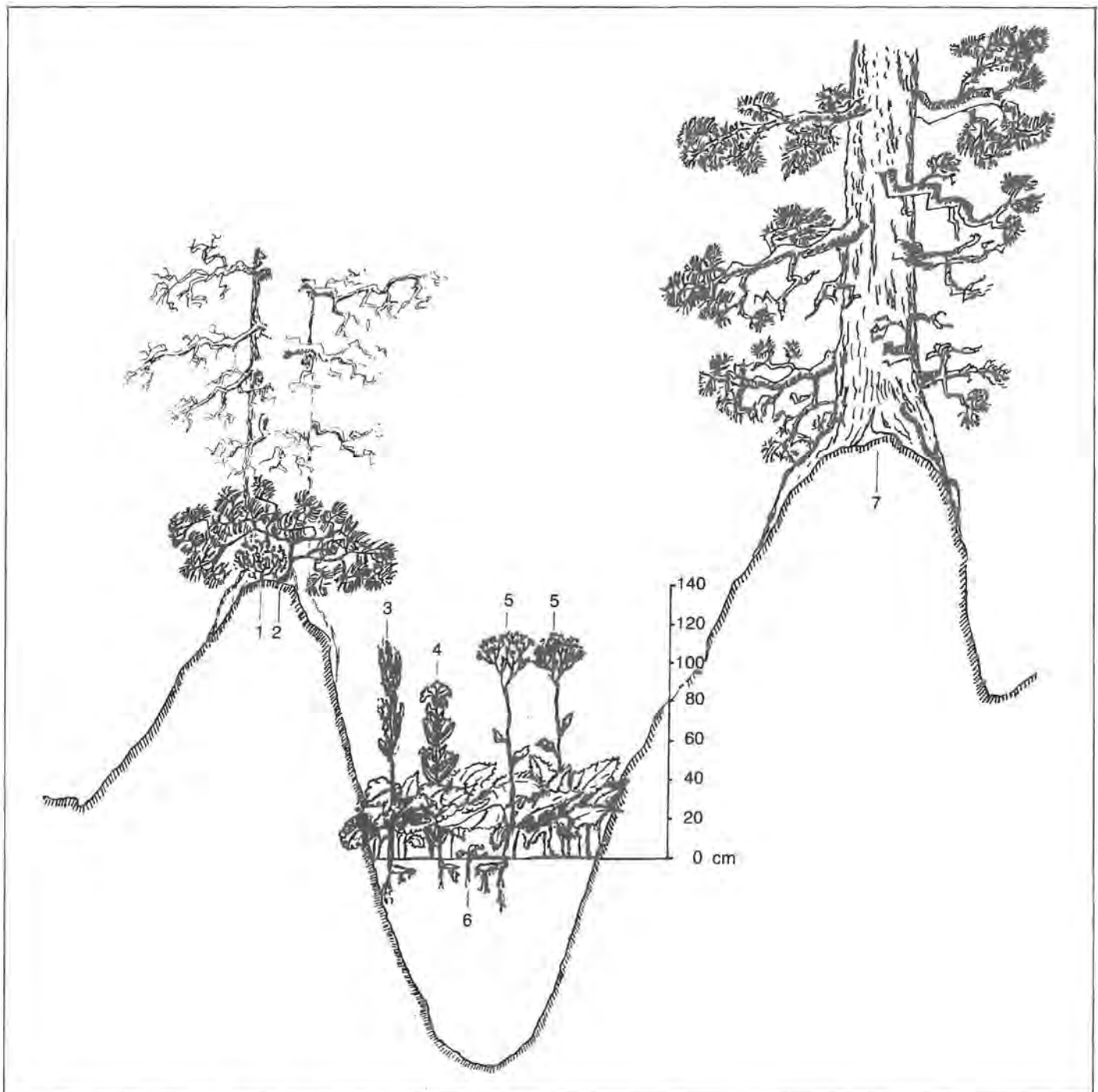


Abb. 2: Vegetationsprofil im Bereich der Karrenrippen und Senken; 1 = Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*), 2 = Latsche (*Pinus mugo*), 3 = Alpenampfer (*Rumex alpinus*), 4 = Ungarischer Enzian (*Gentiana pannonica*), 5 = Grauer Alpendost (*Adenostyles alliariae*), 6 = Alpen-Trodelblume (*Soldanella alpina*), 7 = Zirbe (*Pinus cembra*).

Hochstaudenfluren im östlichen Abschnitt mit den flacheren Geländeteilen, füllt sich der Kronenraum auf. Hier ist es aber weniger die Zirbe, als die Lärche und vor allem die Fichte, die nun bestandsbildend auftreten. Abgesehen von dieser wenig breiten Übergangszone zieht sich der subalpine Lärchen-Zirbenwald im Glunkerergebiet auf die herausgewitterten Gesteinserhebungen zurück. Zwischen den Buckeln und Kalkrippen hat sich feines Verwitterungsmaterial abgelagert. Diese nun schwächer oder stärker ausgeprägten Geländevertiefungen tragen, in Abhängigkeit zur Ablagerungsdicke dieser schluffig-tonigen Verwitterungsprodukte, entweder großblättrige, massenreiche Hochstaudenfluren oder, im Falle dünner Bodenauflagen, dichtwüchsige Rostseggenbestände. Arten aus der acidophilen Lärchen-Zirbenwald-Flora finden sich hier

nur selten ein. Sie unterliegen dem Konkurrenzdruck der raschwüchsigen, den Boden abschattenden Hochstauden sowie den üppig wurzelnden Gräsern. Diesen Zustand gibt Abb. 2 in vereinfachter Form wieder; vgl. dazu Abb. 3.

Die auffallende Häufung der Fichte im östlichen Teil des Glunkerer spiegelt sich auch in Tabelle 1 wider.

Die floristisch-soziologische Gliederung des Lärchen-Zirbenwaldes ergab eine fichtenreiche und eine fichtenarme Form. Physiognomisch sind beide Formen des Lärchen-Zirbenwaldes leicht kenntlich, floristisch-soziologisch unterscheidet sich die fichtenreiche Form außer durch Fichte (*Picea abies*) noch durch Waldwachtelweizen (*Melampyrum sylvaticum*) und

Schneeheide (*Erica carnea*) von der fichtenarmen Form.

Die Nutzung der altnahen Waldbestände, sei es des Holzes wegen oder durch Weidevieh, war sicherlich erheblich größer als in den entfernter gelegenen und zudem noch unzugänglichen Gebieten des Glunkerer. Anfangs beherrschten Lärchen und Zirben fast alleine das Waldbild, so daß die Fichte sich also erst später derart erfolgreich ausbreiten konnte (WALDVISITATIONSprotokoll von 1794, FoA Berchtesgaden).

Vermutlich handelt es sich bei diesen Fichten-Vorkommen bereits um ein fortgeschrittenes Sukzessionsstadium des Lärchen-Zirbenwaldes, an dem nun auch die schattentolerante Fichte beteiligt ist.

Daß die Latsche (*Pinus mugo*) in der fichtenarmen Form des Lärchen-Zirbenwaldes ausgesprochen hohe Deckungsgrade erreicht und in der fichtenreichen Form nur fragmentarisch angetroffen wird, deutet auf geringen Lichtgenuß unter dem geschlossenen Fichtendach hin.

Fünf Ausbildungen des Lärchen-Zirbenwaldes werden unterschieden; zwei im fichtenarmen – drei im fichtenreichen Teil des Gebietes.

Lärchen-Zirbenwald (fichtenarme Form)

Reine Ausbildung

In der Reinen Ausbildung der fichtenarmen Form des Lärchen-Zirbenwaldes erreichen eine Reihe von Zwergsträuchern wie die Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*), Preiselbeere (*V. vitis-idaea*) und Behaarte Alpenrose (*Rhododendron hirsutum*) nur geringe Deckungsgrade oder fallen ganz aus. Diese Situation ist typisch für die hochgelegenen Lärchen-Zirben-Vorkommen, wo Baumwuchs vorherrscht, aber der Zugriff des Windes bereits ungehemmt die im Winter abgelagerte schützende Schneedecke abräumt, und die so freigelegten Zwergsträucher der winterlichen Frosttrocknis preisgibt.

Rhododendron hirsutum-Ausbildung

Auf den tiefergelegenen Standorten der fichtenarmen Form des Lärchen-Zirbenwaldes kann dieser Effekt vernachlässigt werden, wie die höheren Deckungsgrade der Strauchschicht auch klar anzeigen.

Lärchen-Zirbenwald (fichtenreiche Form)

Reine Ausbildung

Diese Ausbildung kennzeichnet im allgemeinen geschlossene Waldbestände mit einem deutlichen Überwiegen der Fichte. Im Gegensatz zur fichtenarmen Form des Lärchen-Zirbenwaldes stellen sich sowohl in dieser, als auch in den folgenden Ausbildungen Schneeheide und Wald-Wachtelweizen ein. Letzterer schmarotzt an Fichte und *Vaccinium*-Arten.

Rhododendron hirsutum-Ausbildung

Die *Rhododendron hirsutum*-Ausbildung kennzeichnet einen weniger geschlossenen Fichtenschirm, als er für die Reine Ausbildung typisch ist.

Rhododendron hirsutum-Ausb. mit *Pinus mugo*

Eine zunehmende Öffnung des Kronendaches schafft in der Folge dann auch für die Latsche günstigere Wachstumsverhältnisse. Sie kennzeichnet daher die lichtdurchfluteten, offenen Waldbestände der fichtenreichen Form des Lärchen-Zirbenwaldes.

Systematik

Die Frage nach der gesellschaftssystematischen Behandlung der Waldaufnahmen ist zwar für diese Arbeit gegeben, soll aber, da hierüber abweichende Auffassungen bestehen, an dieser Stelle kurz aufgegriffen werden. Ein Vergleich unserer Aufnahmen mit denen von LIPPERT (1966) ergibt Gemeinsamkeiten, dennoch ordnet LIPPERT seine Aufnahmen zwei Zwergstrauchgesellschaften zu: dem *Vaccinio-Rhododendretum ferruginei* Br.-Bl. 27 (LIPPERT: *Rhododendro-Vaccinietum*) bzw. dem *Erico-Rhododendretum hirsuti* Br.-Bl. 39 (LIPPERT: *Rhododendro-Mugetum*).

Bei ihm überwiegt der Zwergstrauchcharakter bei weitem den des Waldes. Demzufolge wertet er die *Pinus cembra*-Vorkommen als Subassoziation (*cembretosum*) des *Vaccinio-Rhododendretum ferruginei*. Solche Bestände, wo Lärche und Zirbe nur sporadisch und dann noch kümmernd gedeihen, finden sich auch in den Hochlagen des Glunkerer im Übergang zu den Legföhrengbüschen und werden diesen folgerichtig auch zugeordnet. Im Gesamtaspekt überwiegen am Glunkerer aber Lärche und Zirbe als stattliche Bäume, die Waldbestände bilden und deshalb wird für sie der Begriff des Lärchen-Zirbenwaldes verwendet.

4.2 Rostroter Alpenrosenbusch; Tab. 2, Abb. 4

Vaccinio-Rhododendretum ferruginei
Br.-Bl. 27

Der Rostrote Alpenrosenbusch verdrängt den Lärchen-Zirbenwald auf besonders windausgesetzten Geländepartien, insbesondere dem Gipfelbereich des Glunkerer. Auffallendste Art dieser Gesellschaft ist die Latsche (*Pinus mugo*). Mit ihr gedeihen aber noch eine Reihe weiterer Strauch- und Zwergstraucharten, wie, um nur einige herauszugreifen, die namensgebende Rostrote Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum*), Behaarte Alpenrose (*Rh. hirsutum*), Großblättrige Weide (*Salix appendiculata*), Alpen-Waldrebe (*Clematis alpina*), Zwerg-Vogelbeere (*Sorbus chamaemespilus*), Heidelbeere (*V. vitis-idaea*). Von den krautigen Pflanzen sind Wald-Bärlapp (*Lycopodium annotinum*), Grüner Alpenlattich (*Homogyne alpina*) und Dreischnittiger Baldrian (*Valeriana tripteris*) zu nennen. In der acidophilen Moosflora herrschen insbesondere *Dicranum scoparium*, *Hylocomium splendens* und *Polytrichum attenuatum* vor. Der Rostrote Alpenrosenbusch bleibt, entsprechend dem Lärchen-Zirbenwald, auf die her-



Abb. 3 (links oben): Lärchen und Zirben auf Karren.

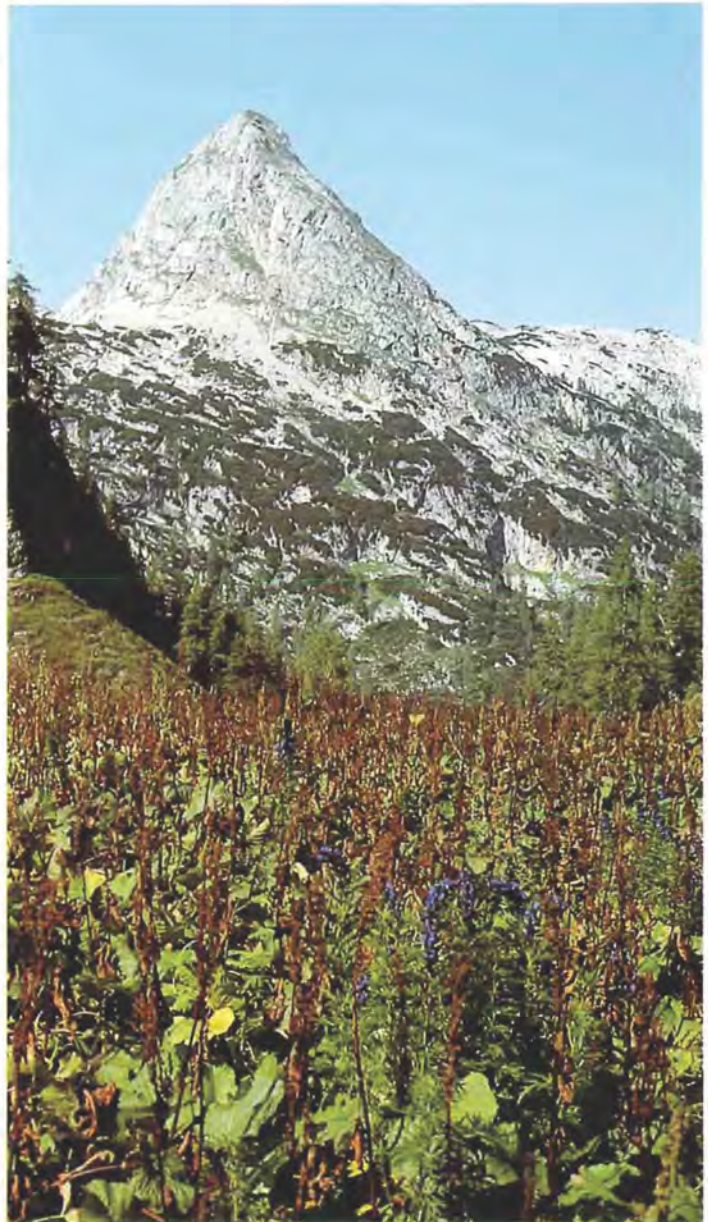


Abb. 4 (links Mitte): Latschengebüsch am Glunkerer.



Abb. 5: (links unten): Blaugras-Horstseggenhalde mit schmalblättrigem Klappertopf (*Rhinanthus aristatus*) aspektbildend.

Abb. 6 (unten): Lägerflur mit Alpenampfer und Blauem Eisenhut (im Hintergrund der Viehkogel von der Feldalm aus).



ausgewitterten Kalkbuckel und Rippen beschränkt, welche nur von einer wenige Dezimeter mächtigen Rohhumusaufgabe bedeckt sind. Von diesem Gebüschtyp werden zwei Ausbildungen unterschieden.

Reine Ausbildung

Die Reine Ausbildung kennzeichnet die bereits erwähnten windausgesetzten Gipfellagen am Glunkerer. Hier kommt es auf dessen schwach ausgeprägter Gipfelkuppe zu einer markanten Absenkung von Wuchshöhe und Artenzahl. Neben der Latsche, die jetzt klar das Feld beherrscht, sind in der Strauchschicht mit nennenswerten Deckungsgraden nur noch Rostrote und Behaarte Alpenrose, Heidelbeere, Preiselbeere sowie der Zwerg-Wacholder beteiligt. Darüberhinaus fällt der hohe Anteil von *Dicranum scoparium* auf. Das Moos findet ganz offensichtlich unter dem dicht verfilzten, undurchdringlichen Latschengeäst vorteilhaftere Lebensbedingungen als unter den tiefergelegenen, dafür aber offeneren Beständen dieser Gesellschaft.

Alnus viridis-Ausbildung

Die *Alnus viridis*-Ausbildung befindet sich unmittelbar oberhalb des Wanderweges am Funtensee, wo sie auf feuchten z. T. durchsickerten, lehmigen Böden stockt. Die beiden auffälligsten Trennarten dieser Ausbildung sind Grün-Erle (*Alnus viridis*) und Glanz-Weide (*Salix glabra*). Hinzu gesellen sich noch Vertreter der Hochstaudenfluren wie Wald-Storchschnabel (*Geranium silvaticum*) und Gelber Eisenhut (*Aconitum vulparia*).

In beiden Ausbildungen konnte eine Naturverjüngung der für den Lärchen-Zirbenwald typischen Baumarten nur ausnahmsweise beobachtet werden. Das zeigt, daß sowohl die Reine als auch die *Alnus viridis*-Ausbildung des Rostroten Alpenrosenbusches einen dauerhaften Vegetationstyp repräsentieren, dessen Entwicklung hin zum Lärchen-Zirbenwald nur dann anläuft, falls im geschlossenen Strauchgeäst Lücken entstehen.

4.3 Blaugras-Horstseggenhalde; Tab. 3, Abb. 5 Seslerio-Caricetum sempervirentis Beg. 22 em Br.-Bl. in Br.Bl. et Jenny 26

Die Blaugras-Horstseggenhalde nimmt 30–40 Grad steile, lockere und humusarme, sonnseitig exponierte, flachgründige, skelettreiche Standorte mit schwach entwickelten Proto- und Polsterrendzinen ein.

Neben den beiden gesellschaftsbezeichnenden Arten Immergrüne Segge (*Carex sempervirens*) und Blaugras (*Sesleria varia*), zeichnet sich diese Gesellschaft durch eine üppig entwickelte Blütenflora aus. Als den Blütenreichtum besonders hervorhebende Arten sind zu nennen: Schmalblättriger Klappertopf (*Rhinanthus aristatus*), Aufgeblasenes Leimkraut (*Silene cucubalus*), Eberrauten-Greiskraut (*Senecio abrotanifolius*), Alpen-Distel (*Carduus defloratus*) und Gewöhnliches Sonnenröschen (*Helianthemum nummularium*).

Von der Blaugras-Horstseggenhalde werden zwei Ausbildungen unterschieden:

Reine Ausbildung

Sie zeigt die oben genannten Standortcharakteristika.

Laserpitium latifolium-Ausbildung

Als Trennarten dieser Ausbildung sind Breitblättriges Laserkraut (*Laserpitium latifolium*), Berg-Baldrian (*Valeriana montana*) und Wald-Witwenblume (*Knautia silvatica*) zu nennen. Bei diesen Aufnahmeflächen handelte es sich ausnahmslos um Standorte am Fuße von Felswänden, die als wechselfrische, flach bis mittel-tief gründige, schwach lehmige Steinschuttböden anzusprechen sind.

4.4 Subalpine Rostseggenhalde; Tab. 4 Caricetum ferrugineae Lüdi 21

Die Subalpine Rostseggenhalde beschränkt sich im Aufnahmegebiet auf schwach bis mäßig geneigte, skelettreiche, mäßig frische bis wechselfrische schwachhumose Lehm Böden. Sie wirkt weniger auffallend, als die von den leuchtend gelben Blütenständen des Schmalblättrigen Klappertopfes übersprenkelte Blaugras-Horstseggenhalde. Im Vergleich zu jener, mit ihrer brüchigen Pflanzendecke, zeigt die Rostseggenhalde einen geschlossenen Gras- und Blütenesschicht. Charakterart der Gesellschaft ist die Rost-Segge (*Carex ferruginea*). Den Aspekt bestimmen dagegen Korbblütler wie der gelblütige Rauhe Löwenzahn (*Leontodon hispidus*) und der orangefarbene Gold-Pippau (*Crepis aurea*) sowie auch Wald-Storchschnabel (*Geranium silvaticum*), Aufrechtes Fingerkraut (*Potentilla erecta*), Geflecktes Johanniskraut (*Hypericum maculatum*), Wald-Hahnenfuß (*Ranunculus nemorosus*) und Pannonischer Enzian (*Gentiana pannonica*).

Das durchweg häufige Auftreten von Rauhem Löwenzahn und Gold-Pippau, beides charakteristische Arten der alpinen Milchkrautweide, weist den überwiegenden Teil unserer Aufnahmen als Subassoziation von *Leontodon hispidus* des Caricetum ferrugineae aus.

Innerhalb der Subassoziation werden vier Ausbildungen unterschieden:

Reine Ausbildung

Die Reine Ausbildung kennzeichnet Flächen ehemals intensivster Beweidung, auf denen keine strauchartigen Gewächse mehr zu finden sind.

Luzula sieberi-Ausbildung

Diese Ausbildung enthält mit Heidel- und Moorbeere sowie Rostroter Alpenrose Relikte der ehemals vorhandenen Zwergstrauchgesellschaft des Vaccinio-Rhododendretum ferruginei. Der Standort ist darüberhinaus ein wenig flachgründiger als der der Reinen Ausbildung.

Tofieldia calyculata-Ausbildung

Im Kontaktbereich zu Hochstaudenfluren und Grünerlen-Ausbildung des Vaccinio-Rhododendretum ferrugi-

nei wechselt die Bodenfeuchte von mäßig feucht zu sickerfeucht. Glanzweide, Behaarte Alpenrose und Heidelbeere greifen in die *Leontodon hispidus*-Subassoziation der Rostseggenhalde über. Mit der Gewöhnlichen Simsenlilie (*Tofieldia calyculata*), sowie angedeutet auch durch die selteneren Sumpf-Herzblatt-Vorkommen (*Parnassia palustris*), wird die besondere Bodenfeuchtesituation dieser Ausbildung unterstrichen.

Tofieldia calyculata-Ausbildung
mit *Adenostyles alliariae*

Die *Adenostyles alliariae*-Ausbildung enthält eine ganze Reihe von Arten mit besonderem Anspruch an das Feuchteregime des Bodens. Neben dem aus den Hochstaudenfluren stammenden physiognomisch auffallenden Grauen Alpendost, kennzeichnen auch das Zweiblütige Veilchen (*Viola biflora*), Sumpf-Herzblatt (*Parnassia palustris*) und Großblättrige Weide (*Salix appendiculata*) diese Gesellschaft. Verbreitet ist sie an nordexponierten gut durchfeuchteten Hängen.

Reine Ausbildung der Rostseggenhalde

Eine besonders artenarme von Rostsegge und Rasenschmiele (*Deschampsia caespitosa*) beherrschte Ausbildung stellen die Bestände dieser Gesellschaft dar. Sie werden von SPRINGER und SPATZ (1984) als *Deschampsia caespitosa*-Stadium des Poo-Prunellatum beschrieben und finden sich auf nicht länger als ca. 20 Jahren aufgelassenen Almflächen. Im Funtenseegebiet stellt diese Gesellschaft eine verbreitete Form der alpinen Milchkrutweiden dar.

Auf eine floristische Besonderheit, das Pyrenäen-Draehenmaul (*Horminum pyrenaicum*), sei noch hingewiesen. Vorwiegend findet es sich in den Rostseggenbeständen oder begleitet die Hochstaudensäume.

4.5 Subalpine Hochstaudenfluren und Lägerfluren

Cicerbitetum alpinae Beg. 22; Tab. 5

Rumicetum alpini Beg. 22

Die Hochstaudenfluren einschließlich der Lägerfluren werden durch eine ganze Reihe von hochwüchsigen, massigen Stauden geprägt, deren herausragendste Vertreter Grauer Alpendost (*Adenostyles alliariae*), Meisterwurz (*Imperatoria ostruthium*), Wald-Storchschnabel (*Geranium silvaticum*), Alpen-Milchlattich (*Cicerbita alpina*), Blauer Eisenhut (*Aconitum napellus*), Behaarter Kälberkropf (*Chaerophyllum hirsutum*), Berg-Sauer-Ampfer (*Rumex arifolius*), Rundblättriger Steinbrech (*Saxifraga rotundifolia*), Wiesen-Bärenklau (*Heracleum sphondylium*), Alpen-Ampfer (*Rumex alpinus*) und Weißer Germer (*Veratrum album*) sind.

Als Standort solcher großblättriger Hochstaudenfluren kommen die allerorts sichtbaren Geländeeintiefungen in Betracht, wo erst ganzjährig wasserversorgte, meist sickerfrische-sickerfeuchte, nährstoffreiche Lehmböden ein solch kräftiges Krautwachstum ermöglichen. In der Regel sind diese auf natürlichem Wege entstandenen Hochstaudenfluren nur kleinflächig dort verbreitet, wo die orographische Situation die Entwicklung von lehmigen Böden fördert.

Anders verhält es sich mit den Alpenampferlägerfluren. Sie sind großflächig in der Nähe ehemals bewirtschafteter Almhöfen verbreitet. Kennzeichnend für sie ist der in Massen auftretende Alpen-Ampfer (*Rumex alpinus*) mit dem sich nur wenige andere Arten wie Blauer Eisenhut, Wald-Sternmiere (*Stellaria nemorum*), Grauer Alpendost, Wald-Storchschnabel, Bitteres Schaumkraut (*Cardamine amara*) und Wechselblättriges Milzkraut (*Chrysosplenium alternifolium*) vergesellschaften (s. Abb. 6).

Entstanden sind diese Lägerfluren durch eine Anreicherung von Dungstoffen des Viehs. Dieser über viele Jahrzehnte wirksame Nährstoffeintrag, erhält die Lägerfluren heute noch, auch bei fehlender Düngernachlieferung.

Rumex alpinus-Bestände wachsen auch unterhalb des Kärlinger-Hauses, wo sie eindrucksvoll die Abwasserinnen nachzeichnen.

In der Tabelle 5 stehen das Cicerbitetum alpinae, als Vertreter der subalpinen Hochstaudenfluren und das Rumicetum alpini, als die charakteristische Gesellschaft der Vieh-Lägerfluren, nebeneinander, um die extreme Artenarmut Letzterer herauszustellen.

Subalpine Hochstaudenfluren
(Cicerbitetum alpinae)

Reine Ausbildung

Die Reine Ausbildung der Alpen-Milchlattich-Hochstaudenflur beschreibt den Zustand, wie er häufig anzutreffen ist. Ein vielfältiges buntes Mosaik aus verschieden farbigen Großkräutern mit den bereits eingangs beschriebenen Standortsausprägungen und Arten.

Rumex alpinus-Ausbildung

Die Ausbildung mit *Rumex alpinus* gibt bereits einen Hinweis auf ehemals vorhandenen Vieh- oder möglicherweise auch auf noch bestehenden Wildeinfluß. Vor allem den Almweiden benachbarte Senken tragen diese Ausbildung.

Vieh-Lägerfluren
(Rumicetum alpini)

Die Gesellschaft des Rumicetum alpini umgibt als mastiges Staudendickicht, in typischer Ausprägung alle ehemaligen Hochleger-Almen im Funtenseegebiet, eingeschlossen die Abwasserabflußrinnen des Kärlingerhauses. Gegen die anderen Pflanzengesellschaften ist das Rumicetum alpini scharf abgegrenzt, was auch im Luftbild deutlich an der wolkgigen Struktur zu erkennen ist (Abb. 7).

4.6 Gesellschaften der Almweiden

Im Bereich der beiden großen Almflächen, der Funtensee- und der Feldalm, werden von SPRINGER und SPATZ (1984) eine Reihe von weidebedingten Gesell-

schaften oder deren Sukzessionsstadien genannt, die an dieser Stelle knapp skizziert werden sollen.

Fast die Hälfte der Almflächen bedecken Ausbildungen und Stadien der alpinen Milchkrautweide (*Poo-Prunelletum*), von der das *Deschampsia caespitosa*-Stadium auch in den eigenen Tabellen vertreten ist. Es handelt sich bei der Gesellschaft um Artenbestände, welche häufig auf stark beweideten, teilweise gedüngten, ebenen bis schwach geneigten Standorten auftreten und im Kontakt zu den Alpenampferlägerfluren (*Rumicetum alpini*) stehen.

Die Beweidung hat hier insbesondere weidetolerante rosettenbildende Arten gefördert, wie u.a. den schon erwähnten Rauhen Löwenzahn und den Gold-Pippau. Auch gehören als hochstete Vertreter dieser Gesellschaft Alpen-Frauenmantel (*Alchemilla vulgaris*), Alpen-Rispengras (*Poa alpina*) und Alpen-Lieschgras (*Phleum alpinum*) dazu.

Etwa 1/3 der Almflächen nehmen Ausbildungen der Blaugras-Horstseggenhalde (*Seslerio-Caricetum sempervirentis*) ein, deren Standortscharakteristika bereits bei den eigenen Aufnahmen dieser Gesellschaft herausgestellt wurden.

Nur wenige Flächenprozent nehmen Alpenampferlägerfluren (*Rumicetum alpini*) und Rostseggenhalde (*Caricetum ferrugineae*) ein, deren typische Vertreter und Standortsansprüche schon beschrieben wurden.

5. Das Luftbild und seine vegetationskundliche Interpretation

In der alpinen Stufe wird das Luftbild zu einem wichtigen Hilfsmittel für eine rasche Vegetationsdifferenzierung. Schon in der subalpinen, vor allem aber dann in der alpinen Stufe, wo der Boden nur mehr Zwergstrauch- und Grasbewuchs trägt, erleichtert das Luftbild die Abgrenzung von Vegetationseinheiten. Trotzdem bleibt die Geländearbeit unentbehrlich, einerseits um im Luftbild erkannte und abgegrenzte Flächen den entsprechenden Pflanzengesellschaften zuzuordnen und zum anderen ergeben sich selbst bei im Luftbild scheinbar homogenen Flächen oft notwendige Differenzierungen der Vegetationseinheiten, die ausschließlich im Gelände bestimmt und nachkartiert werden können.

Zur Identifikation der Vegetationseinheiten werden zwei voneinander abweichende Methoden herangezogen:

- Die direkte Methode, der bei dem Erkennen der Vegetationstypen bestimmte Merkmale wie Form, Größe, Grau- bzw. Farbton, Textur, stereoskopische Erscheinung sowie Länge und Form der Schlag Schatten zu Grunde gelegt werden, und
- Die indirekte Methode, bei der unter Hinzuziehung einzelner Landschaftselemente wie Untergrund, Relief, Exposition, Meereshöhe, Hydrologie und

räumliche Verteilung bestimmter Vegetationstypen möglich sind.

Zur genauen Abgrenzung der nach floristisch-soziologischen Kriterien herausgeschälten Differentialartengruppen, bleibt es aber nach wie vor, wie dies bereits eingangs angesprochen wurde, unerlässlich, die vor dem grob kartierten im Luftbild auffälligen Vegetationstypen im Gelände weiter auszukartieren. Dieses Verfahren findet vor allem im baumlosen oder fast baumfreien Gelände Anwendung; Waldbestände, sofern sie nicht in Gruppen oder kleinen Bauminseln zusammenstehen, sind für ein solches Vorgehen ungeeignete Objekte.

Freistehende Bäume zeigen unter stereoskopischer Betrachtung klar erkennbare Konturen. So ist die spitzkronige Fichte leicht von dem säulenförmigen Bild der Zirbe zu unterscheiden. Die Lärche erscheint wegen ihrer lichtereren Krone im Bild heller als die beiden anderen Nadelbäume, so daß selbst die Anschätzung von Baumartenanteilen je Flächeneinheit möglich ist. Eine Kartierung der beschriebenen Vegetationseinheiten war am Glunkerer wegen seines zerschrundenen Reliefs und der damit bedingt rasch wechselnden Vegetationseinheiten, vielfach nur als topographischer Gesellschaftskomplex möglich.

Für die Wiesengesellschaften der Almen im Nationalpark liefern SPRINGER und SPATZ (1984) das Gesellschaftsinventar; einschließlich der pflanzensoziologischen Kartierung der Almflächen. Im Infrarot-Falschfarben-Luftbild wurde versucht, diese Vegetationsgrenzen annähernd einzutragen.

6. Land- und forstwirtschaftliche Nutzungen

Mangel an Weideflächen im Talgrund, zwang die Berchtesgadener Bauern bereits im 12. Jahrhundert nach sömmerungsfähigen Flächen nahe der Waldgrenze Ausschau zu halten. In aller Regel trugen diese ebenen Hochlagen noch Wald, der erst gebrannt werden mußte, damit sich Kräuter und Gräser ausbreiten konnten (MAYER, 1965).

Unter Verwendung jahrringchronologischer Untersuchungsmethoden, wurde der Aufbau einer der Almhütten, nämlich der des Funtensee-Kasers, auf die Jahre 1604–1619 datiert. Neben diesem gab es noch fünf weitere Kaser, die in der Folge mit verschiedenen Nutzungsrechten belehnt wurden.

Das wichtigste dieser Rechte war mit Abstand das Weiderecht, neben Holznutzungs- und Grabrechten. Forstwirtschaftliches Interesse erweckte dieses Gebiet erst im 17.–18. Jahrhundert mit Ausweitung der Salinenwirtschaft im Berchtesgadener Land, was den Bedarf an Brenn-, Bau- und Küferholz rasch ansteigen, und die ansässige Holzverarbeitende Industrie sowie private Holzverbraucher in Konkurrenz zur Saline treten ließ (PECHMANN, 1932).

Diese Holzverknappung erzwang, im Hinblick auf notwendig werdende kostspielige Holztransporte, die Er-

schließung und Inventarisierung örtlich benachbarter aber zugleich auch unzugänglicher Waldungen.

Diese Aufgabe oblag einer Salinenbergwerkskommission, deren Beobachtungen im Waldvisitationsprotokoll von 1794 zusammengestellt sind (FoA Berchtesgaden).

Dem Protokoll ist zu entnehmen, daß die Waldungen um den Funtensee als sogenannte »Schwarzwälder« der Saline Fronreit ausgewiesen werden. Die Bezeichnung Schwarzwald entspricht der des Bannforstes und steht im Sprachgebrauch der Salzbergwerker für Wälder mit hoher Nadelholzbeteiligung. In ihnen war Fremdnutzung untersagt, sofern nicht Ausnahmen bestanden. Ausnahmen aber bestanden für solche Äpler, deren Almweiden an Schwarzwälder grenzten und hier ein Mais- oder Begünstigungsrecht ausüben durften. Eines dieser Rechte bezog sich auf die Beweidung der im Schwarzwald angelegten Schläge, i.d.R. nur so lange, bis diese erneut zugewachsen waren.

Die in der Fürstpropstei Berchtesgaden »unverhältnismäßig hochstehende (Wald) Bewirtschaftung« geht nach v. PECHMANN (1932) in erster Linie auf das Konto der Salinenwirtschaft. So enthält auch die Protokollniederschrift der Salinenbergwerkskommission recht gute Beschreibungen über Baumartenanteile, Struktur und Alter der Schwarzwälder am Funtensee. Die Bestände waren überaltert, auf ihrem Stock bereits langsam verrottend, was die notwendige Naturverjüngung verhinderte, mit der eine nachhaltige Waldbewirtschaftung erst möglich war. Güte und Brauchbarkeit des Holzvorrats wurden ebenfalls als nicht »vom Besten« geschildert.

Die Fichte spielte im Konzert der drei Hauptbaumarten offensichtlich nur eine unbedeutende Nebenrolle. Das Protokoll sagt darüber folgendes: »In diesem Schwarzwalde wachsen dermalen nur Lärchen und Zirben und nur wenige Fichten«. Eine Aussage, die für den östlichen Abschnitt des Glunkerer heute so nicht mehr formuliert werden kann (s. Vegetationstabelle 1 B).

Die Visitation schließt mit dem Ergebnis: eine Nutzung der Waldbestände scheidet wegen Überalterung und fehlender Naturverjüngung aus. Eine Bestandsneugründung geht nur über Pflanzung, welche zu kostspielig ist.

Ein Resultat, das in dieser Form fast erwartungsgemäß ausfallen mußte, soweit man die schwierigen und langwierigen Bringungswege über Glunkerer Nordwand oder Saugasse kennt und zudem dem Wunsch der Saline nach kurzfristig verfügbarem hochwertigem Holz Priorität einräumt.

Demzufolge bleibt die Almwirtschaft, bis ins 20. Jahrhundert hinein, die das Waldbild prägende Wirtschaftsform.

7. Einfluß und Bedeutung der Almwirtschaft auf Vegetation und Standort

Letztmalig wurde 1964 Weidevieh zum Funtensee aufgetrieben und damit ein Kapitel wenigstens 350jährig währender Weide- und Holznutzung beendet. Die Abb. 8 zeigt noch weidendes Vieh im Jahre 1953 am Funtensee.



Abb. 8: Bis 1964 wurde Weidevieh auf die Funtenseealm getrieben.

7.1 Holznutzung

Im Zusammenhang mit der vermuteten Auflichtung des Waldes durch Viehtritt und Verbiß waren die Mais- und Begünstigungsrechte bereits angesprochen worden. Zu diesen Rechten gehörten auch Bau- und Brennholzrechte, welche insgesamt neun Äpler, verteilt auf sechs Kaser, beanspruchten (PASSIV-GERECHTSAME, FoA Berchtesgaden).

Aufbau, Instandhaltung und Brennholzgewinnung für die sechs Almhütten machten, wegen der Massivholzbauweise der Kaser, einen gesteigerten Holzeinschlag nötig. Als Bauholz wurde in erste Linie Lärche verwendet; Zirbenholz als Brennholz.

Darin kann u. a. die Entstehung der relativ zirbenarmen offenen Lärchenbestände zu suchen sein. Diese Eingriffe, gleich welchen Baum es dabei traf, vergrößerten einerseits die Lichtweide, durch Öffnung des Kronendachs, zum anderen aber verdorrten die Wurzeln der eingeschlagenen Bäume, schlugen Niederschläge nun ungehemmt die Bodendecke auf, erhöhten sich Mineralisation und Bodenabtrag, noch bevor sich erneut eine schützende Pflanzendecke hat ausbreiten können. Dieser Hergang scheint nicht übertrieben geschildert, da eine große Zahl selbst flacher Kalkkuppen nackt sind oder nur noch geringmächtige Bodenkappen tragen, mit vertrockneten Baumstümpfen, die mit ihren Wurzeln den kläglichen Bodenrest zu halten suchen.

7.2 Weidenutzung

Funtensee- und Feldalm waren sogenannte Hochleger-Almen, welche erst nach der Schneeschmelze mit einsetzender Vegetationsentwicklung bestoßen wurden (RANKE, 1929). So beschränkte sich die Sömmerungszeit auf den Zeitraum von Anfang Juli bis Anfang September. Zögerliche Erwärmung in Verbindung mit ausgiebigen Schneefällen im ausgehenden Frühjahr sowie vorzeitig einsetzendes Schlechtwetter im Hochsommer engten den Zeitraum weiter ein.

Da die ganzjährige Stallhaltung noch unbekannt und der gesamte Viehbestand wegen Futtermangels der noch unzureichend produktiven Talweiden auch nicht zu ernähren war, besaß die Almweide, im Wirtschaftsleben der Bauern lebensnotwendige Bedeutung.

Dies führt zu der Annahme, daß seitens der Äpler die Sömmerungszeit möglichst voll ausgeschöpft wurde. Was weiterhin bedeutet, daß die sehr heterogen gefügte Gruppe der Weidetiere (Schafe, Ziegen, Großvieh), zeitig im Frühsommer, selbst bei noch kargem Futterangebot, aufgetrieben wurde, und die Tiere gezwungen waren, auch jüngere Stämmchen zu verbeißen oder zu schälen.

Vielleicht liegt hierin die Begründung der im Waldvisitationsprotokoll von 1794 gemachten Aussage vom schlechten, überalterten Zustand des Funtensee-Schwarzwaldes.

Ganz so unberechtigt scheint diese Vermutung nicht,

da von den 282 ha Gesamtweidefläche nur 82 ha reine Almweide, dagegen 200 ha als Waldweide ausgewiesen waren und es, wie die Statistik zeigt, eine große Zahl verschiedenster Weidetiere gab, von denen das Großvieh hinsichtlich Futterbedarf, möglicher Zerstörungsfähigkeit von Vegetation anderen Weidetieren überlegen war.

Auftriebszahlen (nach RANKE, 1929)

Auftrieb 1928	berechtigt	tatsächlich
Großvieh	224	39
Kälber	18	19
Schafe	24	22
Ziegen	21	14
Gesamt	287	94

Zudem war der unter dem Begriff Großvieh zusammengefaßte Rinderschlag, die sogenannten »Berchtesgadener Katzen«, eher als kleinwüchsig, gedrungen und besonders leicht zu bezeichnen, die selbst als ausgewachsene Tiere noch von einem stämmigen Äpler auf den Schultern getragen werden konnten (RANKE, 1929). Mit diesen Eigenschaften versehen, eigneten sie sich wie kaum eine andere Viehrasse für das schwierige verkarstete Gelände. Es war für diese behenden kleingewachsenen Tiere deshalb auch wenig mühsam, sich im zerschrundenen Karst neue Nahrungsquellen zu erschließen.

Heute trifft der Besucher im »Schwarzwald« des Glunkerer wieder auf eine erstaunlich hohe Zahl sich verjüngender Zirben, Lärchen und Fichten. Auf den Almen ist der Jungwuchs dagegen spärlich; ein Ausdruck rascher Regeneration einer vormals offeneren Grasdecke, deren Zusammenwachsen die weitere Rückerobung der Weideflächen durch Holzpflanzen zunächst ausschließt (vgl. auch ZIELONKOWSKI, 1975).

8. Schlußbetrachtung

Es stellt sich abschließend die Frage, wie gravierend denn der Wald am Glunkerer durch Mensch und Tier geschädigt wurde? Allgemein bekannt ist die Tatsache, daß durch die Weidebelastung in den Hochlagen der Alpen die Waldgrenze um durchschnittlich 100–200 m herabgedrückt wurde. Speziell für den Glunkerer sollen hier noch einmal die Fakten zusammengetragen werden, welche für eine mögliche Entmischung, Vergreisung und das Verschwinden des Walder verantwortlich gemacht werden können.

Im Funtenseegebiet standen sechs Kaser mit neun almweideberechtigten Bauern, die zusammen 287 Stück Vieh, auf einer Gesamtfläche – Weide und Waldweide – von 282 ha berechtigt waren zu sömmeren. Dazu kamen Holzwerbungsrechte für Brenn- und Bauholz.

Der Einfluß der Haustierte ist sicher artspezifisch zu beurteilen: das Großvieh, auch die Kälber, beschränkten sich vermutlich eher auf die ergiebigeren Futterquellen der Almflächen unterer und, soweit zugänglich, auch

mittlerer Hanglagen des Glunkerer. Schafe und Ziegen, genügsamer in Futterbedarf und Qualität sowie leichter und klettergewandter als das Großvieh, konnten auch die abgelegeneren Lagen erreichen. Wie erheblich ihr Einfluß auf die Pflanzendecke war, entzieht sich der Nachprüfung. Fraglos dagegen ist, daß Weideeinfluß weit in das Waldgebiet reichte, wie es die *Leontodon hispidus*-Subassoziation des *Caricetum ferrugineae* und die *Rumex alpinus*-Ausbildung des *Cicerbitetum alpinae* anzeigen.

Zudem kommen Brenn- und Bauholzgewinnung seitens der Äpler, die darüberhinaus bestrebt waren, ihren Weidetieren ausreichende Nahrungsquellen anzubieten, wodurch vermutlich ein Teil für die Weide un-

tauglicher Jungwüchse und Sträucher im Wald ausgeräumt wurden, damit futterrelevante Kräuter und Gräser ihre Stelle einnahmen.

Diese Vielzahl verschieden wirksamer und wirkender Einflüsse, haben unabweisbar auch den heute sichtbaren Waldzustand am Glunkerer mitverursacht. In welchem Ausmaß aber der wirtschaftende Mensch dagegen wirksam wurde, läßt sich heute nur mehr theoretisch-spekulativ erörtern. Der Versuch, den Grad anthropogenen Einflusses für den Glunkerer herauszuschälen, ihn gar auf eine rechnerische Größe zu fixieren, kann, selbst unter Hinzuziehung historischer Dokumente und daraus abgeleiteter Überlegungen, nur als ein solcher gewertet werden.

H. Freiberg: Tab. 2 Rostroter Alpenrosenbusch (*Vaccinio-Rhododendretum ferrugineum* Br.-Bl. 27)

a Reine Ausbildung
b *Alnus viridis*-Ausbildung

Aufnahmenummer	a										b																		
	45	52	53	54	57	59	62	63	64	5	12	12	14	20	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	
Aufnahmefläche (m ²)																													
Exposition	nw	w	s	sw	s	sw	sw	s	sw	sw	sw	sw	sw	sw	nw	w	s	sw	s	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw		
Neigung (Grad)	10	15	8	40	30	35	25	36	32	30	38	40	40	38	13	12	16	26	25	26	25	24	26	31	31	32	33	24	
Artenzahl	194	195	193	167	180	182	175	174	170	168	168	167	167	168	194	195	193	167	180	182	175	174	170	168	168	167	167	168	
Meereshöhe (x10m)	100	100	100	80	90	80	90	90	60	60	80	90	80	90	100	100	100	80	90	80	90	90	60	60	80	90	80	90	
Deckungsgrad (%)	60	40	10	20	15	20	30	20	25	10	10	10	20	15	60	40	10	20	15	20	30	20	25	10	10	10	20	15	
K+M																													
Straucharten																													
<i>Rhododendron hirsutum</i>	1,1	2,2	2,2	1,2	1,2	+	1,2	1,2	1,2	1,2	+	+	1,2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Rubus idaeus</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Salix appendiculata</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Clematis alpina</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Rosa pendulina</i>	1,2			+	+	+																							
<i>Sorbus chamaemespilus</i>	1,1			+	+	+																							
<i>Sorbus aucuparia</i>																													
<i>Erica herbacea</i>	+																												
Ass.Char.:																													
<i>Rhododendron ferrugineum</i>	1,2	2,2	1,2	2,2	+	2,2	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2
Diff.arten:																													
<i>Alnus viridis</i>																													
<i>Salix glabra</i>																													
<i>Lamium galeobdolon</i>																													
<i>Polystichum lonchitis</i>																													
VC, OC																													
<i>Pinus mugo</i>	5,5	5,5	4,5	3,2	3,3	3,3	3,4	3,3	3,3	3,2	3,2	4,3	3,3	3,2	5,5	5,5	4,5	3,2	3,3	3,3	3,4	3,3	3,3	3,2	3,2	4,3	3,3	3,2	
<i>Vaccinium myrtillus</i>	2,2	1,1	1,1	3,3	3,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	1,1	1,1	3,3	3,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	1,1	2,1	1,1	1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	1,1	2,1	1,1	1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	
<i>Lonicera coerulea</i>	1,1			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1,1			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Luniperus sibirica</i>	1,1	1,2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1,1	1,2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Vaccinium uliginosum</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Begleiter																													
<i>Dicranum scoparium</i>	3,3	3,3	1,2	2,2	1,2	1,2	1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	3,3	3,3	1,2	2,2	1,2	1,2	1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	
<i>Hylocomium splendens</i>	1,1	1,2		2,2	1,2	1,2	+	2,2	1,2						1,1	1,2		2,2	1,2	1,2	+	2,2	1,2						
<i>Calamagrostis varia</i>	r	+	1,1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	r	+	1,1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Solidago virgaurea</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Oxalis acetosella</i>				2,2	+	2,2	+	2,2	1,2	1,2	1,2	+	2,2	+				2,2	+	2,2	1,2	1,2	1,2	+	2,2	+	2,2	+	
<i>Geranium sylvaticum</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Valeriana tripteris</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Lycopodium annotinum</i>				2,2	2,2	1,2	3,3	3,3	2,2	1,2	1,2	1,2	1,2	2,1				2,2	2,2	1,2	3,3	3,3	2,2	1,2	1,2	1,2	2,1		
<i>Homogyne alpina</i>	1,1	+	2,2	1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	1,1	+	2,2	1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	
<i>Moehringia muscosa</i>				1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2				1,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	+	2,2	
<i>Aconitum vulparia</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Campanula scheuchzeri</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Carduus defloratus</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Polytrichum attenuatum</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Soldanella alpina</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Dryopteris dilatata</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Ranunculus nemorosus</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Gymnocarpium dryopteris</i>				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Rhynchospora triquetra</i>	1,2	1,1	+												1,2	1,1	+												
<i>Hypericum maculatum</i>																													
<i>Hieracium sylvaticum</i>																													
<i>Luzula sylvatica</i> ssp. <i>sieberi</i>																													
<i>Anthoxanthum odoratum</i>																													
<i>Aconitum napellus</i>																													
<i>Tortella tortuosa</i>																													
<i>Polygonatum verticillatum</i>																													
<i>Phyteuma spicatum</i>																													
<i>Myosotis sylvatica</i>																													
<i>Sesleria varia</i>																													
<i>Scabiosa lucida</i>																													
<i>Ribes alpina</i>																													
<i>Pinus cembra</i>																													
<i>Ptilium crista-castrensis</i>																													
<i>Cystopteris fragilis</i>																													
<i>Picea abies</i>																													
<i>Anemone pulsatilla</i>																													

Tabelle 2

H. Freiberg: Tab. 3 Blaugras-Horstseggenhalde (*Seslerio-Caricetum sempervirentis* Reg. 22 an Br.-Bl. in Br.-Bl. et Jenny 26)

a Reine Ausbildung
b *Laserpitium latifolium*-Ausbildung

Aufnahmenummer	a										b																
	21	32	33	46	50	97	103	23	24	25	22	10	15	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Aufnahmefläche (m ²)																											
Exposition	s	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	s	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw	sw
Neigung (Grad)	36	42	35	42	38	33	46	35	38	28	36	36	42	35	42	38	33	46	35	38	28	36					
Artenzahl	36	35	34	36	32	34	35	40	39	37	35	36	35	34	36	32	34	35	40	39	37	35					
Meereshöhe (x10m)	164	167	171	167	168	163	164	166	167	168	165	164	167	171	167	168	163	164	166	167	168	165					
Deckungsgrad (%)	5	10	5									5	10	5													
in %	75	60	60	50	80	70	70	80	90	70	80	75	60	60	50	80	70	70	80	90	70	80					
K																											
Straucharten																											
<i>Rosa pendulina</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						
<i>Rubus idaeus</i>	+	+	+	+	+																						

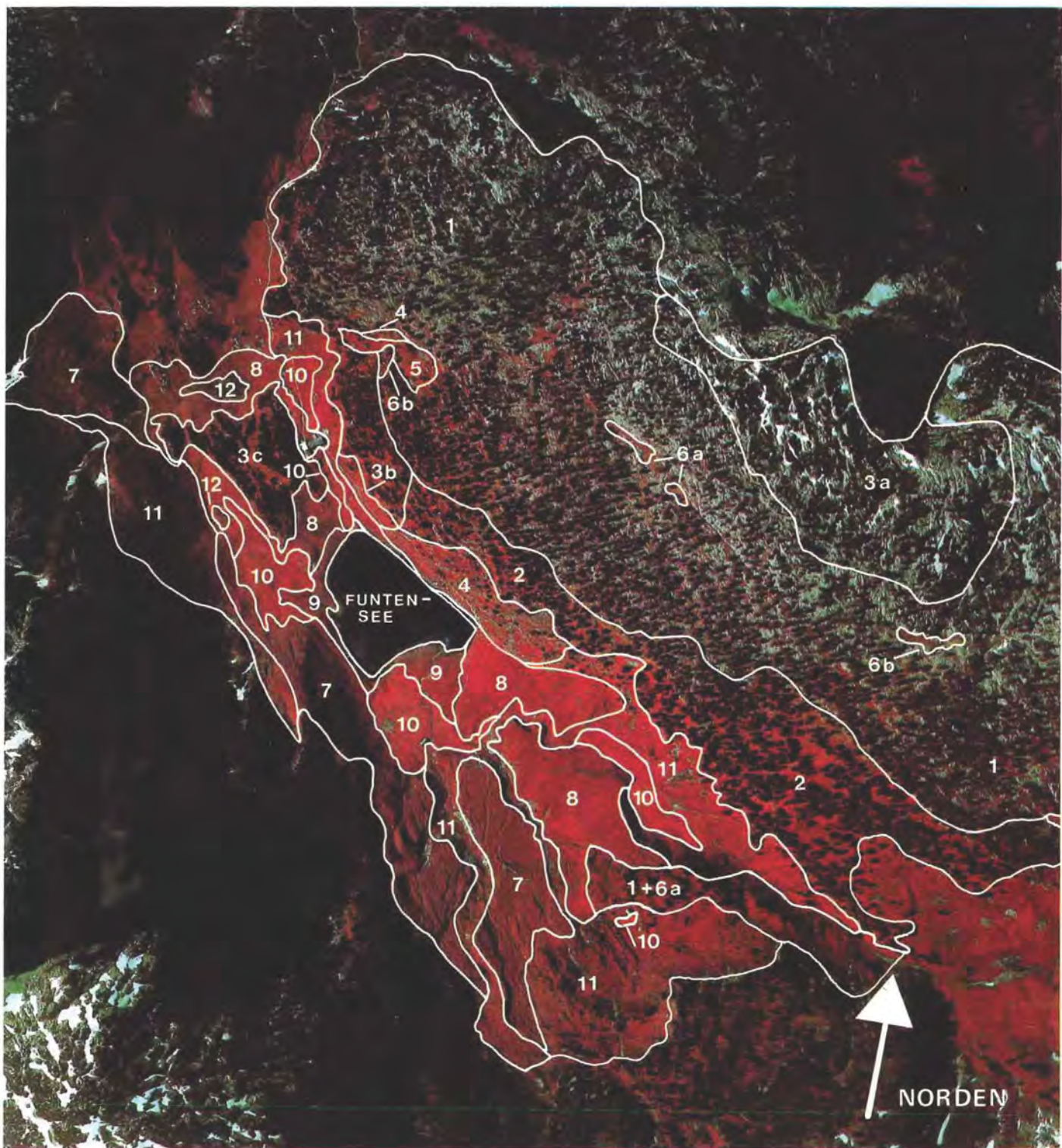


Abb. 7: Abgrenzung der Vegetationseinheiten um den Funtensee nach einem Infrarot-Falschfarben-Luftbild vom Juli 1980. (Freigegeben unter Nr. G 7/88995 durch die Regierung von Oberbayern); Maßstab ca. 1:10.000.

- | | |
|--|---|
| 1 Rhododendro-Pinetum cembrae, fichtenarme Form | 6a Cicerbitetum alpinae, Reine Ausbildung |
| 2 Rhododendro-Pinetum cembrae, fichtenreiche Form | 6b Rumex alpinus-Ausbildung |
| 3a Vaccinio-Rhododendretum ferruginei, Reine Ausbildung | 7* Poo-Prunelletum |
| 3b Alnus viridis-Ausbildung | 8* Deschampsia caespitosa-Stadium |
| 3c kleinflächiger Wechsel der Einheiten 3a und 5 | 9* Naßwiesen und quellige Orte |
| 4 Seslerio-Caricetum sempervirentis, Laserpitium latifolium-Ausbildung | 10* Rumicetum alpini |
| 5 Caricetum ferrugineae, Subassoziation mit Leontodon hispidus | 11* Caricetum ferrugineae |
| | 12* Caricetum fuscae |

* Einheiten 7 – 12 nach SPRINGER, SPATZ, 1984

N. Freiberg: Tab. 4 Subalpine Rostseggenhalde
(*Caricetum ferrugineae* Lüd1 21)
a Reine Ausbildung
Caricetum ferrugineae, Subass., von *Leontodon hispidus*
b Reine Ausbildung
c *Luzula sieberi*-Ausbildung
d *Tofieldia*-Ausbildung
e *Tofieldia*-Ausbildung mit *Adenostyles alliariae*

	a	b	c	d	e
Aufnahmenummer	56 60 95 96	6 7 67 69	94 101 55		
Aufnahmefläche (m ²)	20 20 10 10	10 10 15 15	10 10 20		
Exposition	W SW SW SW SW	W SW W SW NW			
Neigung (Grad)	8 12 15 25	3 5 12 12	15 22 25		
Artenzahl	23 27 37 36	46 45 42 47	43 40 32		
Meereshöhe (x10m)	167 158 168 167	170 169 170 170	166 165 172		
Deckungsgrad (%)	100 100 90 95	90 80 95 90	90 90 90		

Ass.Char.:

<i>Carex ferruginea</i>	3,3 3,4 3,2 2,2	1,2 1,2 3,2 2,2	2,2 2,2 1,2 3,4		
<i>Heracleum austriacum</i>		+ + 1,2 +,2	+,2 +,2 + +		

Diff.arten:

<i>Leontodon hispidus</i>		+,2 + 1,2 +,2	1,1 2,2 +,2 2,2 1,1		
<i>Crepis aurea</i>		+,2 +,2 2,2 2,2	1,1 2,2 1,1 1,2 1,1		
<i>Luzula sylvatica</i> ssp. <i>sieberi</i>			+,2 +,2		1,1
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>			+ +,2		
<i>Vaccinium uliginosum</i>			+ +,2		
<i>Rhododendron ferrugineum</i>				+ +,2	
<i>Heracleum sylvaticum</i>				+ +	
<i>Rhododendron hirsutum</i>				+ + + +	1,1
<i>Vaccinium myrtillus</i>	1,1 +			+,2 r +	
<i>Tofieldia calyculata</i>				r +,2 r	+ 1,1
<i>Larix decidua</i>	r +				1,1
<i>Salix appendiculata</i>					+ 2,1
<i>Parnassia palustris</i>				r	1,1
<i>Viola biflora</i>					1,2
<i>Adenostyles alliariae</i>					1,1

VC, OC

<i>Galium anisophyllum</i>		+ +,2 1,1 + +	+ +,2 + + 1,2 +,2		
<i>Carduus defloratus</i>		+ + + +	+ + + +		
<i>Biscutella laevigata</i>			+ +,2 + + + +,2 +,2		
<i>Helianthemum nummularium</i>		1,2 +,2		+ +,2 +,2 +,2	
<i>Phyteuma orbiculare</i>		+ + + +		+ +	
<i>Polygala alpestris</i>		r r r +		r	
<i>Pulsatilla alpina</i>				+ + r	
<i>Sesleria varia</i>	1,2 1,2 +			+ +,2 +	1,2
<i>Thesium alpinum</i>					+ +

Begleiter

<i>Ranunculus nemorosus</i>	+ +,2 1,2 1,2	1,2 1,2 2,2 2,2	3,2 1,2 +,2 +		
<i>Soldanella alpina</i>	1,2 1,2 +	1,2 1,2 2,2 2,2	1,2 + 1,2		
<i>Potentilla erecta</i>	1,2 2,2 1,2	1,2 1,2 1,2 1,2	1,2 1,2 +,2 +,2		
<i>Gentiana pannonica</i>	1,2 2,2 +,2	+ 1,2 + 1,1	1,1 +,2 +,2 +,2		
<i>Hypericum maculatum</i>	+ +,2 2,2 +	+ 1,1 2,2 +	+ +,2 +,2 + +,2		
<i>Lotus corniculatus</i>	+ +,2 +,2 +,2	1,2 +,2 1,1 1,2	+ +,2 +,2		
<i>Trifolium pratense</i>	1,1 1,1 1,1	1,1 +,2 +,2	1,2 2,1 +,2 +,2 1,1		
<i>Deschampsia cespitosa</i>	2,2 2,2 +,2	+ +,2 1,2 2,2	1,2 +,2 +,2 1,2		
<i>Poa alpina</i>	1,1 1,1 +,2	+ +,2 1,2 +,2	+ +,2 +,2 + 1,2		
<i>Euphrasia picta</i>	+ + +,2	+ +,2 +,2 +,2	+ +,2 +,2 + 1,2		
<i>Phleum alpinum</i>	1,1 1,1 +,2	+ +,2 +,2 +,2	+ + +,2		
<i>Geranium sylvaticum</i>	1,1 +	2,2 1,2 2,3 2,2	+ 1,2 2,2 1,2 2,2		
<i>Homogyne alpina</i>		+ +,2 +,2 + 1,1	+ +,2 1,2 + + +		
<i>Selaginella selaginoides</i>	+ +	+ +,2 +,2 1,1	+ +,2 1,1 +,2 +,2		
<i>Alchemilla vulgaris</i>	+ +,2 + +,2	+ 1,1 + +,2	1,2 +,2 2,2		
<i>Polygonum viviparum</i>	r +,2	1,1 + +,2	+ +,2 + +,2 +		
<i>Luzula campestris</i>	+ 1,1 + +,2	+ + + +,2	+ +,2 + +		
<i>Silene vulgaris</i>	+ +,2 + + +,2	+ +,2 +,2 + r			
<i>Aster bellidiastrum</i>		+ +,2 + + + +,2	+ +,2		
<i>Veratrum album</i>	r		+ 2,1 +,2 1,1 + +,2		
<i>Myosotis sylvatica</i>		+ + +,2 +,2 +,2 +			
<i>Anthoxanthum odoratum</i>	+ + + +	+ + + +,2 + + +			
<i>Anthyllis vulneraria</i>	+ + +,2	+ + + + + 1,1			
<i>Campanula scheuchzeri</i>	+ + r	+ + + + + r	1,1		
<i>Scabiosa lucida</i>		1,2 +	+ +,2 +,2		
<i>Aconitum napellus</i>			1,1 + + r r		
<i>Mnium affine</i>	r		+ + +,2 + +,2 +		
<i>Knautia sylvatica</i>			+ +,2		
<i>Solidago virgaurea</i>			+ + r		
<i>Thesium alpinum</i>			+ + r		
<i>Mnium punctatum</i>			+ + +		
<i>Daphne mezereum</i>			+ r		
<i>Valeriana tripteris</i>			+ r		
<i>Ranunculus montanus</i>					1,2
<i>Carlina acaulis</i>					+
<i>Horafinum pyrenaicum</i>	r				r

Jeweils in einer Aufnahme: *Chaerophyllum hirsutum* +(6); *Geum urbanum* +(7);
Lilium martagon r(95); *Briza media* r(101); *Thalictrum aquilegifolium* r(69);
Rhynchidadelphus squarrosus +(94).

Tabelle 4

N. Freiberg: Tab. 5 Subalpine Hochsaulenfluren und Viehlägerfluren

Ciccarbitetum alpinae Beg. 22
a Reine Ausbildung
b *Rumex alpinus*-Ausbildung
c *Rumicetum alpini* Beg. 22

	a	b	c
Aufnahmenummer	66 77 78 79	84 85 91 105	26 80
Aufnahmefläche(m ²)	15 30 15 20	20 20 20 25	20 20
Exposition	W SW SW W W SW SW SW	SW SW	-
Neigung (Grad)	10 12 14 21	11 18 17 4	10 -
Artenzahl	27 32 27 30	29 28 28 33	36 10
Meereshöhe (x10m)	171 165 173 172	166 167 171 184	167 180
Deckungsgrad (%)	100 100 95 100	95 100 100 100	90 100

AC, VC

<i>Adenostyles alliariae</i>	3,3 4,3 3,4 4,3	4,3 3,3 3,3 2,3	4,3 2,1
<i>Heracleum sphondylium</i>	1,1 1,1 1,1 1,1	1,2 1,2 +,2 +,2	+
<i>Rumex arifolius</i>	1,1 1,1 +,2 +,2	2,2 2,1 2,1 2,2	2,2
<i>Saxifraga rotundifolia</i>	+ +,2 + +,2	+ + + +	
<i>Imperatorium ostruthium</i>	+ +,2 1,1 1,1	1,1 2,1 +,2 1,2	+

Char.- und Diff.arten:

<i>Rumex alpinus</i>		1,2 1,2	4,5
<i>Stellaria nemorum</i>	+ +,2		4,4
<i>Cardamine amara</i>			2,2
<i>Chrysosplenium alternifolium</i>			1,2

IV *Epilobium alpestris*

KC

<i>Geranium sylvaticum</i>	2,1 2,1 +,2 1,2	2,2 2,2 1,1 2,2	1,1 1,1
<i>Ciccarbita alpina</i>		+ + + +	+ + +

Begleiter

<i>Aconitum napellus</i>	2,1 1,2 1,2 1,2	1,2 1,1 2,1 1,1	2,2 2,2
<i>Chaerophyllum hirsutum</i>	1,2 1,2 1,2 1,2	1,2 1,1 +,2 1,2	2,2 1,1
<i>Ranunculus nemorosus</i>	1,2 2,2 1,2 1,2	1,2 2,2 1,1 1,2	1,2 1,2
<i>Valeriana tripteris</i>	1,2 1,2 +,2 +,2	+ + +,2 +,2	2,1
<i>Veratrum album</i>	1,1 1,1 +,2 +,2	1,1 1,1 + 1,1	1,1
<i>Hypericum maculatum</i>	+ + +,2 + + +	+ + + +	+ 1,1
<i>Gentiana pannonica</i>	+ +,2 1,1 + +,2	+ +,2 +,2 +,2 +	
<i>Alchemilla vulgaris</i>	+ +,2 + + +,2	+ +,2 +,2 +,2 +	
<i>Myosotis sylvatica</i>	+ +,2 1,2 + + +,2	+ + + + +	
<i>Silene vulgaris</i>	+ +,2 r + + +	+ + + +	
<i>Deschampsia cespitosa</i>	+ +,2 +,2 +,2	1,2 1,2 +,2 +,2	
<i>Soldanella alpina</i>	2,2 1,2 +,2 1,2	2,2 2,2 1,2 1,2	+
<i>Mnium affine</i>	+ +,2 + +,2	+ +,2 +,2 + +	+
<i>Geum rivale</i>	+ + +,2 +,2	+,2 r +,2 +	+
<i>Phleum alpinum</i>	+ + + +	+ +,2 + +	
<i>Aconitum vulparia</i>	+ + + +	1,1 + + 1,1	
<i>Knautia sylvatica</i>	+ + + +	+ + + +	+ +,2
<i>Solidago virgaurea</i>	+ r + + r +	+ r +	
<i>Dryopteris filix-mas</i>	+ +,2 +,2	+ +,2 + + +	1,2
<i>Lamium galeobdolon</i>	+ +,2	+ +,2	+ +
<i>Senecio fuchsii</i>		+ + + +	
<i>Anthoxanthum odoratum</i>	+ +,2 +		r
<i>Carex ferruginea</i>	+ +,2 +		r
<i>Phyteuma spicatum</i>			r r +
<i>Carduus defloratus</i>	+ r		r +
<i>Mnium punctatum</i>			+
<i>Thalictrum aquilegifolium</i>			+
<i>Luzula sylvatica</i> ssp. <i>sieberi</i>			+ +,2
<i>Melandrium rubrum</i>			1,1
<i>Urtica dioica</i>			+ +,2
<i>Lilium martagon</i>			r

Tabelle 5

9. Literatur

- BRAUN-BLANQUET, J. (1964): Pflanzensoziologie. Wien, 3. Aufl. 865 S.
- ENDERS, G. (1979): Theoretische Topoklimatologie. Forschungsberichte Nationalpark Berchtesgaden, Heft 1 u. 4.
- FREIBERG, H.M. (1980): Pflanzensoziologische Untersuchungen im Bereich der alpinen Baumgrenze am Glunkerer im Funtenseegebiet – Nationalpark Berchtesgaden. Dipl.-Arbeit, 43 s. Forstwiss. Fak. Univ. München.
- HAEFNER, H. (1963): Vegetation und Wirtschaft der oberen subalpinen Stufe im Luftbild. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Heft 6.
- LIPPERT, W. (1966): Die Pflanzengesellschaften des Naturschutzgebietes Berchtesgaden. Berichte der Bayerischen Botanischen Gesellschaft Band 39.
- KÖSTLER, J.N. und MAYER, H. (1970): Waldgrenzen im Berchtesgadener Land. Verein zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere e.V. Band 35.
- MAYER, H. (1965): Zur Waldgeschichte des Steinernen Meeres. Verein zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere e.V. Band 30.
- OBERDORFER, E. (1979): Pflanzensoziologische Exkursionsflora. Verlag Eugen Ulmer.
- PECHMANN, H. v. (1932): Beiträge zur Geschichte der Forstwirtschaft im oberbayerischen Hochgebirge. Forstwiss. Cbl. 54, S. 605–622, 645–661, 693–709, 721–734.
- RANKE, K. (1929): Die Alm- und Weidewirtschaft des Berchtesgadener Landes. München.
- SEIBERT, P. (1962): Die Auenvegetation an der Isar nördlich von München und ihre Beeinflussung durch den Menschen. Schriftenreihe: Landschaftspflege und Vegetationskunde Heft 3. Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde.
- SPRINGER, S. und SPATZ, G. (1984): Grünlandkartierung auf Almen im Alpenpark Berchtesgaden. Lehrstuhl für Grünland u. Futterbau der TU München. Freising Weihenstephan.
- THIELE, K. (1978): Vegetationskundliche und pflanzenökologische Untersuchungen im Wimbachgries. Bayerisches Landesamt für Umweltschutz München. R. Oldenburg Verlag, aus den Naturschutzgebieten Bayerns Heft 1.
- WALDISITATIONSprotokoll von 1794: Forstamt Berchtesgaden.
- PASSIV-GERECHTSAME: Forstamt Berchtesgaden.
- ZIELONKOWSKI, W. (1975): Vegetationskundliche Untersuchungen im Rotwandgebiet zum Problemkreis Erhaltung der Almen. Schriftenreihe Naturschutz und Landschaftspflege Heft 5, Bayerisches Landesamt für Umweltschutz München.

10. Bildnachweis:

- Abb. 3, 4, 5, 6 vom Verfasser
Abb. 7: Luftbildarchiv der Nationalparkverwaltung
Abb. 8: M. Lochner; Photoarchiv der Nationalparkverwaltung

Die Vegetation des Funtensees, Grünsees, Schwarzensees und Obersees im Nationalpark Berchtesgaden

Thomas Schauer

Inhalt:

1. Einleitung
2. Darstellung der einzelnen Seen
 - 2.1 Funtensee
 - 2.2 Grünsee
 - 2.3 Schwarzensee
 - 2.4 Obersee
3. Diskussion der Ergebnisse
4. Zusammenfassung
5. Danksagung
6. Literatur
7. Bildnachweis

1. Einleitung

Die Untersuchung der Vegetation alpiner Seen gerät bei der Artenfülle der terrestrischen Lebensräume in der näheren und weiteren Umgebung dieses Gebirgsstockes meist ins Hintertreffen, so daß floristische Angaben über diese von Natur aus wesentlich artenärmeren Standorte nur auf zufälligen oder am Rande anderer Untersuchungen gemachten Beobachtungen beruhen. Nähere Auskünfte über die Vegetation des Gebietes, in dem die untersuchten Seen liegen, liefern LIPPERT (1966), MAGNUS (1915) und VOLLMANN (1914).

Der Lebensraum Gebirgssee mit langer winterlicher Vereisung, geringem Nährstoffgehalt und niederen sommerlichen Wassertemperaturen bietet nur wenigen Arten Siedlungsmöglichkeiten. Freilich dürfte der geringe Nährstoffgehalt in den seltensten Fällen der limitierende Faktor für die Vegetation sein. Bedeutet doch Oligotrophie der Gewässer in der Regel große Sichttiefen und damit für Wasserpflanzen hohen Lichtgenuß, so daß diese noch in größeren Wassertiefen Lebensmöglichkeiten haben.

Auch im dem von MELZER (1981) untersuchten Königssee mit oligotrophen Verhältnissen (s. SIEBECK 1982) dringen die Makrophyten in größere Tiefen vor, aber nur wenige Uferabschnitte sind überhaupt von Pflanzen besiedelt. Jene Faktoren, die die Besiedlung kleiner Gebirgsseen entscheidend beeinflussen können, sollen anhand der Vegetationsverhältnisse dieser überwiegend in der subalpinen Zone liegenden Gebirgsseen im Nationalpark Berchtesgaden aufgezeigt werden.

Zu diesem Zweck wurden im Sommer 1982 die vier

Seen mit Hilfe von Tauchgeräten abgetaucht und dabei die Makrophytenvegetation erfaßt, der Deckungsgrad der dominierenden oder wesentlich an der Vegetationszusammensetzung beteiligten Arten abgeschätzt und jeweils für kurze Uferabschnitte von 30 bis 50 m Länge in einer Karte eingetragen. Für die submersen Arten, die abschnittsweise höhere Flächenanteile einnahmen, wurden dementsprechend mehrere Signaturen (siehe Karten 1 – 4) ausgewählt. Der Deckungsgrad dieser Arten wurde in einer dreifachen Abstufung festgelegt: geringe Bedeckung, 1 – 10 %, mittlere Bedeckung, 11 – 50 % und starke Bedeckung, 51 – 100 %. Somit besitzen Arten, die nur gelegentlich an einigen Uferabschnitten mit geringer Deckung vorkamen, nur eine Signatur. Die Vegetation der amphibischen Uferzone, der anschließenden Verlandungsbereiche und die der Uferabhängige sind in den Karten mit einer Flächensignatur, ohne Angaben über einzelne Pflanzenarten, versehen.

Die wichtigsten morphometrischen Daten der einzelnen Seen sind aus dem Seenverzeichnis der Bayerischen Seen (GRIMMINGER 1982) entnommen

Morphometrische Daten der untersuchten Seen

	Höhe	Fläche	max. Tiefe	Volumen	mittlere Tiefe	Umfang	Einzugsgebiet
	ü. NN	ha	m	m ³	m	km	km ²
Funtensee	1601	3,44	5,5	86000	2,5	0,78	10
Grünsee	1481	3,92	9,2	204000	5,2	0,8	2
Schwarzsee	1568	0,89	ca. 4	keine Angaben	vorhanden		
Obersee	613	56,97	51	16855000	29,6	3,5	38,03

2. Darstellung der einzelnen Seen

2.1 Funtensee

Situation

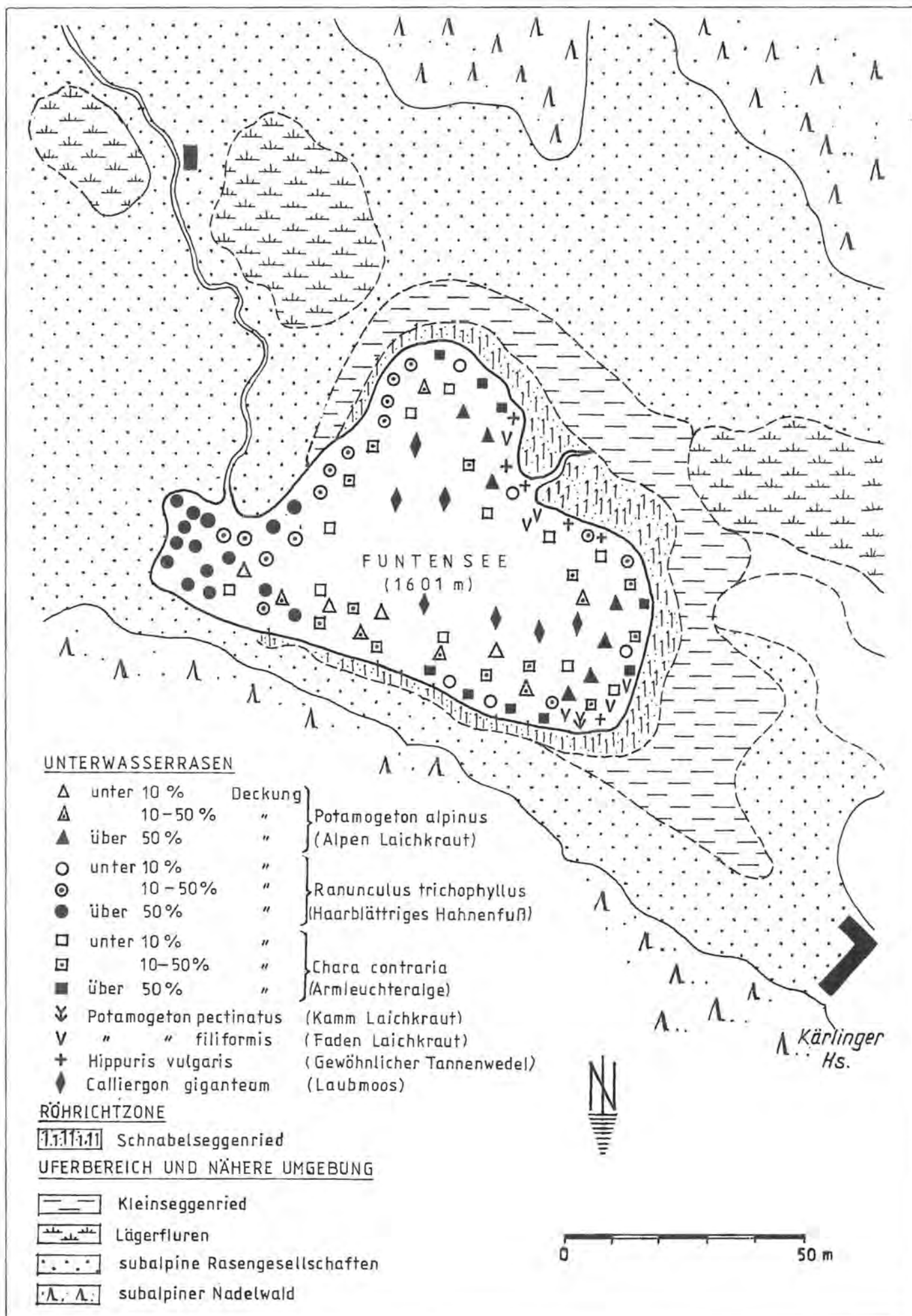
Der Funtensee, ein Karstsee, liegt in einer weiten Doline. Er hat nur einen oberirdischen Zufluß, den Stuhlgraben, der bei Hochwasser reichlich Geschiebe, Geröll und Feinsedimente aus den zahlreichen Uferanbrüchen im Einzugsgebiet anliefern und im Mündungstrichter am Westufer ablagert. Einen oberirdischen Auslauf besitzt der Funtensee nicht. Dieser erfolgt durch einen unterirdischen, als rauschenden Wasserfall hörbaren Abfluß. Jene Stelle wird als Teufelsmühle bezeichnet.

Vegetation (siehe Karte 1 und Vegetationsprofil 1)

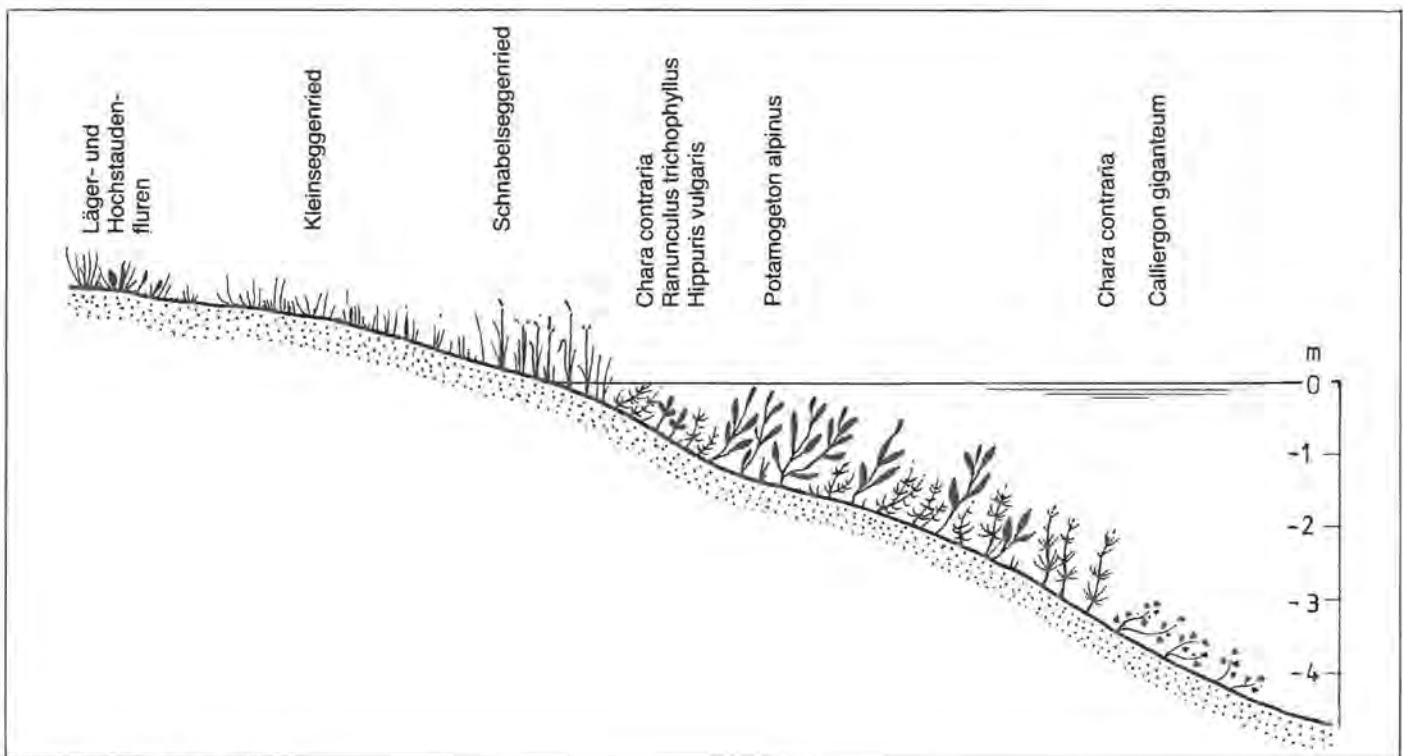
Ufer und ufernaher Bereich

Charakteristische Arten:

Blütenpflanzen: Braun-Segge (*Carex fusca*), Schnabel-Segge (*Carex rostrata*), Blasen-Segge (*Carex vesicaria*), Rasenschmiele (*Deschampsia caespitosa*), Schmalblättriges Wollgras (*Eriophorum angustifolium*), Gewöhnliche Sumpfbirse (*Eleocharis palustris*), Breitblättriges Knabenkraut (*Dactylorhiza majalis*), Sumpfdotterblume (*Caltha palustris*), Eisenhutblättriger Hahnenfuß (*Ranunculus aconitifolius*), Trollblume (*Trollius*



Karte 1



Vegetationsprofil 1: Funtensee.

europaeus), Kronenlattich (*Willemetia stipitata*) und andere Arten der Feuchtflechten.

Laubmoose: *Barbula tophacea*, *Schistidium rivulare*, *Pohlia wahlenbergii*, *Drepanocladus aduncus*, *Calliergon giganteum*, *Acrocladium cuspidatum* und *Amblystegium varium*.

Auf den Seetonablagerungen des Funtenseekegels hat sich ein ausgedehnter halbkreisförmiger Gürtel aus einer staudenreichen Kleinseggen- und Flachmoorgesellschaft entwickelt, die noch von den starken Wasserspiegelschwankungen des Sees erfaßt wird. Am steileren Südufer, an dem auch der Weg vom Kärlingerhaus zum Steinernen Meer führt, wird diese amphibische Zone unterbrochen.

Mit zunehmender Entfernung vom See nimmt der Anteil von Hochstauden- und Lägerfluren wie Grauer Alpendost (*Adenostyles alliariae*), Alpen-Geiskraut (*Senecio alpinus*) und Alpen-Ampfer (*Rumex alpinus*) zu. Außerhalb des Schwankungsbereiches ist der Funtensee von subalpinen Rasengesellschaften, Almweiden, Hochstaudenfluren und ausgedehnten Lägerfluren umgeben.

Letztere weisen auf einen ziemlich hohen Viehbesatz hin. Seit 1965 werden hier die Almflächen nicht mehr bestoßen. Die Vegetation der stickstoffliebenden Gesellschaften bleibt jedoch noch viele Jahrzehnte erhalten, auch wenn keine Nachlieferung an Stickstoff erfolgt. Entlang der Uferlinie ist der See von einer breiten Zone mit Schnabel-Segge (*Carex rostrata*), gelegentlich mit Blasen-Segge (*Carex vesicaria*) umgeben. Dieser Großseggen-Gürtel ersetzt hier den Röhrichtgürtel tieferliegender Seen.

Unterwasserrasen

Artenzusammensetzung: Alpen-Laichkraut (*Potamogeton alpinus*), Kamm-Laichkraut (*Potamogeton pectinatus*), Faden-Laichkraut (*Potamogeton filliformis*), Haarblättriger Hahnenfuß (*Ranunculus trichophyllus*), Tannenwedel (*Hippuris vulgaris*), die Armluchteralge *Chara contraria*, gelegentlich in der *fo. hispidula* und das Laubmoos *Calliergon giganteum*.

Die Makrophytenvegetation, die – mit seltenen Ausnahmen – ständig im oder unter Wasser lebt, wird in der Regel in eine Zone der Schwimmblattpflanzen und in eine Zone der Unterwasserrasen eingeteilt. Arten der Schwimmblattzone fehlen hier völlig. Die Zone der Unterwasserrasen werden hauptsächlich von 3 Arten bestritten, nämlich *Potamogeton alpinus*, *Ranunculus trichophyllus* und *Chara contraria*, die im starken Konkurrenzkampf um die jeweilige Vorherrschaft liegen. Dabei können neben Zufälligkeiten, welche Pflanze sich angesiedelt hat, kleinräumliche Standortunterschiede der einen oder anderen Art zum Vorteil und damit zur kleinräumigen Dominanz verhelfen. Wichtigste Faktoren in diesem Zusammenhang dürften hier Wassertiefe bzw. Auswirkung der Wasserspiegelschwankungen einerseits und Nährstoffeintrag und Sedimentation in den See andererseits sein. So bevorzugen die ausgedehnten Rasen des Alpen-Laichkrautes die Tiefenbereiche zwischen 1 und 2 m (zum Zeitpunkt der Untersuchung im August) und überlassen den Chararasen die tieferen Bereiche oder jene ufernahen Flächen, die bei länger anhaltenden Schönwetterperioden trockenfallen können. Somit ergibt sich – zumindest an einigen Uferabschnitten – eine deutliche Zonierung in einen ufernahen Seichtwasserstreifen mit Characeen, einen oft mächtig entwickelten, dichtwüchsigen und bis an die Wasseroberfläche reichenden Bestand aus *Potamogeton alpinus*, der in größerer Tiefe

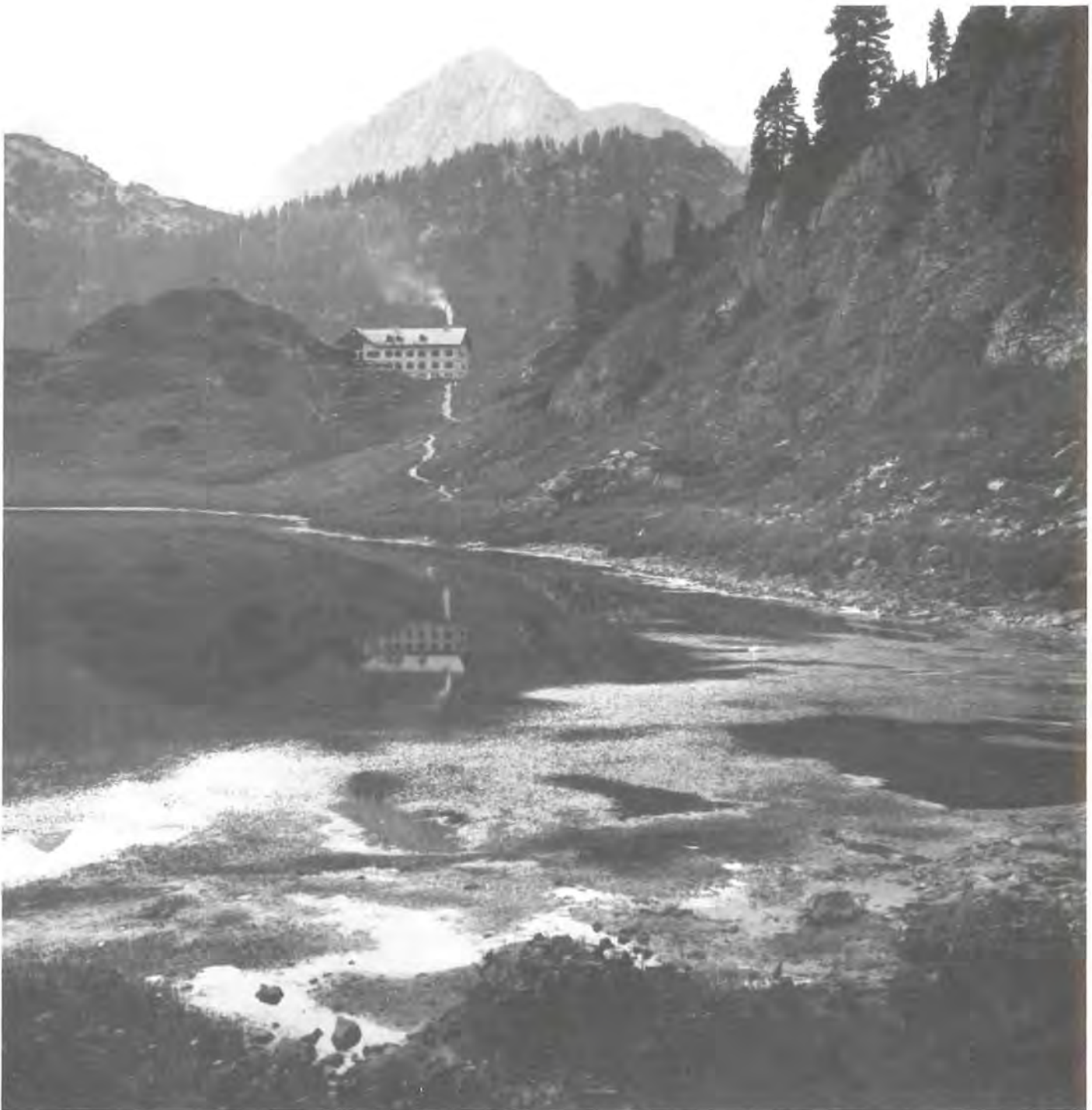


Abb. 1: Funtensee mit Kärlingerhaus, im Vordergrund (nahe der »Teufelsmühle«) üppig entwickelter Rasen aus Haarblättrigem Hahnenfuß (*Ranunculus trichophyllus*).

keine Chance mehr besitzt, die Wasseroberfläche oder zumindest die oberen Bereiche zu erreichen und damit zu höherem Lichtgenuß zu kommen, so daß schließlich in 2 bis 3 m Wassertiefe das Alpen-Laichkraut wiederum von *Chara contraria* abgelöst wird. Diese Art hat hinsichtlich der Wassertiefe und der Wasserstände eine ziemlich breite Amplitude, besitzt aber eine vergleichsweise geringere Konkurrenzkraft. Im Funtensee herrscht oft ein kleinflächiger Wechsel zwischen *Chara*- und *Potamogeton alpinus* Reinbeständen oder es durchdringen sich Laichkraut- und Armeleuchteralgerasen.

Bei etwa 3 bis maximal 4 m Wassertiefe reichen die Lichtverhältnisse für die Characeen nicht mehr aus.

Jene Bereiche werden bis zu einer Tiefe um etwa 4,5 m von ausgedehnten und z. T. hochwüchsigen Laubmoosrasen aus *Calliergon giganteum* besiedelt.

Im Mündungsbereich des Stuhlgrabens am SO-Ufer und in der Bucht nahe der Teufelsmühle, also in dem Uferabschnitt, in dem ein großer Teil des Seezulaufes und des Seeablaufes erfolgt, beherrscht *Ranunculus trichophyllus* das Vegetationsbild und erreicht bis zu 80 % Deckung auf großen Flächen. Offenbar ist in dieser Bucht die Nährstoffversorgung der etwas nährstoffliebenden Hahnenfußbestände sehr gut.

Als weitere Wasserpflanze kommt der Tannenwedel (*Hippuris vulgaris*) vor allem an Stellen mit Quellzuflüssen (vergl. SCHAUER, im Druck) hinzu.

Vereinzelt tritt am Süd-Ufer und in der westlichen Bucht das Faden-Laichkraut (*Potamogeton filiformis*) auf.

Insgesamt besitzt der Funtensee als hochgelegener Gebirgssee eine reichhaltige und vor allem üppig entwickelte Makrophytenvegetation, die bei der mittleren Tiefe von 2,5 m und der maximalen Tiefe von 5,5 m einen Großteil des Seegrundes mit hohem Deckungsgrad besiedelt. Eine derartig hohe Biomasse ist für einen subalpinen See recht ungewöhnlich, da die Temperaturverhältnisse recht ungünstig sind. Zwar liegen keine Temperaturmessungen vor, es darf aber angenommen werden, daß die Wassertemperaturen nicht wesentlich günstiger sein dürften wie in anderen Seen ähnlicher Höhenlagen, in denen die sommerliche Wassertemperatur kaum oder nur kurzzeitig über 14°C steigt (siehe HOHENWARTER 1979, SCHAUER 1979).

Die hohe Phytomasse der Wasserpflanzen läßt sich daher nur durch eine reichliche Nährstoffversorgung erklären, die einerseits durch die bis vor etwa 20 Jahren betriebene Almwirtschaft und wohl auch durch den Hüttenbetrieb des nahe gelegenen, stark frequentierten Kärlinger-Hauses bedingt ist. Ähnlich gelagert ist der Fall im Spitzingsee, wo im Sommer die Wassertemperatur kaum 14° C überschreiten und trotzdem eine hohe Biomasse (siehe SCHAUER 1979) anzutreffen ist, die durch den hohen Nährstoffeintrag aus den umliegenden Gasthöfen und Hütten rings um den See zu erklären ist.

2.2 Grünsee

Situation

Der Grünsee liegt in einer Talmulde, allseits umgeben von steilen Hängen. Mit Ausnahme einiger felsiger Wandabschnitte ist der obere Teil dieser Hänge mit Latschen oder subalpinem Nadelwald aus Fichte, Lärche und Zirbe bestockt. Der untere Teil der z.T. stark gerölligen Einhänge um den See trägt Grünerlen- und Alpenrosengebüsch, hochstaudenreiche Horstseggen- und Rostseggenrasen, Steinschutt- und Geröllfluren und nur gelegentlich stark aufgelockerte Lärchenbestände. Der Grünsee besitzt einen kleinen oberirdischen Zufluß, der bei Hochwasser oder starken Niederschlägen große Mengen an Geschiebe herantransportiert. Dadurch ist an der Mündung des kleinen Baches am Nordwestufer des Sees ein kleiner, überwiegend aus grobschotterigem Material bestehender Schwemmkegel entstanden. Ein oberirdischer Seeauslauf existiert nicht.

Vegetation (siehe Karte 2 und Vegetationsprofil 2)

Ufer- und ufernahe Bereiche

Charakteristische Arten: Sumpfdotterblume (*Caltha palustris*), Gelbe Segge (*Carex flava*), Faden-Binse (*Juncus filiformis*), Gebirgs-Binse (*Juncus alpino-articulatus*) oder Arten der oben genannten Rasen- und Strauchgesellschaften.

Da die Hänge vorwiegend steil in den See einfallen, ist eine Verlandungszone kaum ausgebildet. Es fehlt daher der für viele subalpine Gebirgsseen charakteristische *Carex rostrata*-Gürtel. Lediglich an kleinen, flachen Uferausbuchtungen, in denen sich feinkörniges Material abgelagert hat, konnten sich Arten quellig feuchter oder anmooriger Standorte ansiedeln. Vielfach reichen Gehölze und Zwergsträucher mit Grünerle (*Alnus viridis*), Latsche (*Pinus mugo*), Rostrote und Bewimperte Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum* und *Rh. hirsutum*) oder hochstaudenreiche Rostseggenrasen bis zum Seeufer heran.

Unterwasserrasen

Artenzusammensetzung: Alpen-Laichkraut (*Potamogeton alpinus*), Faden-Laichkraut (*Potamogeton filiformis*), Haarblättriger Hahnenfuß (*Ranunculus trichophyllus*).

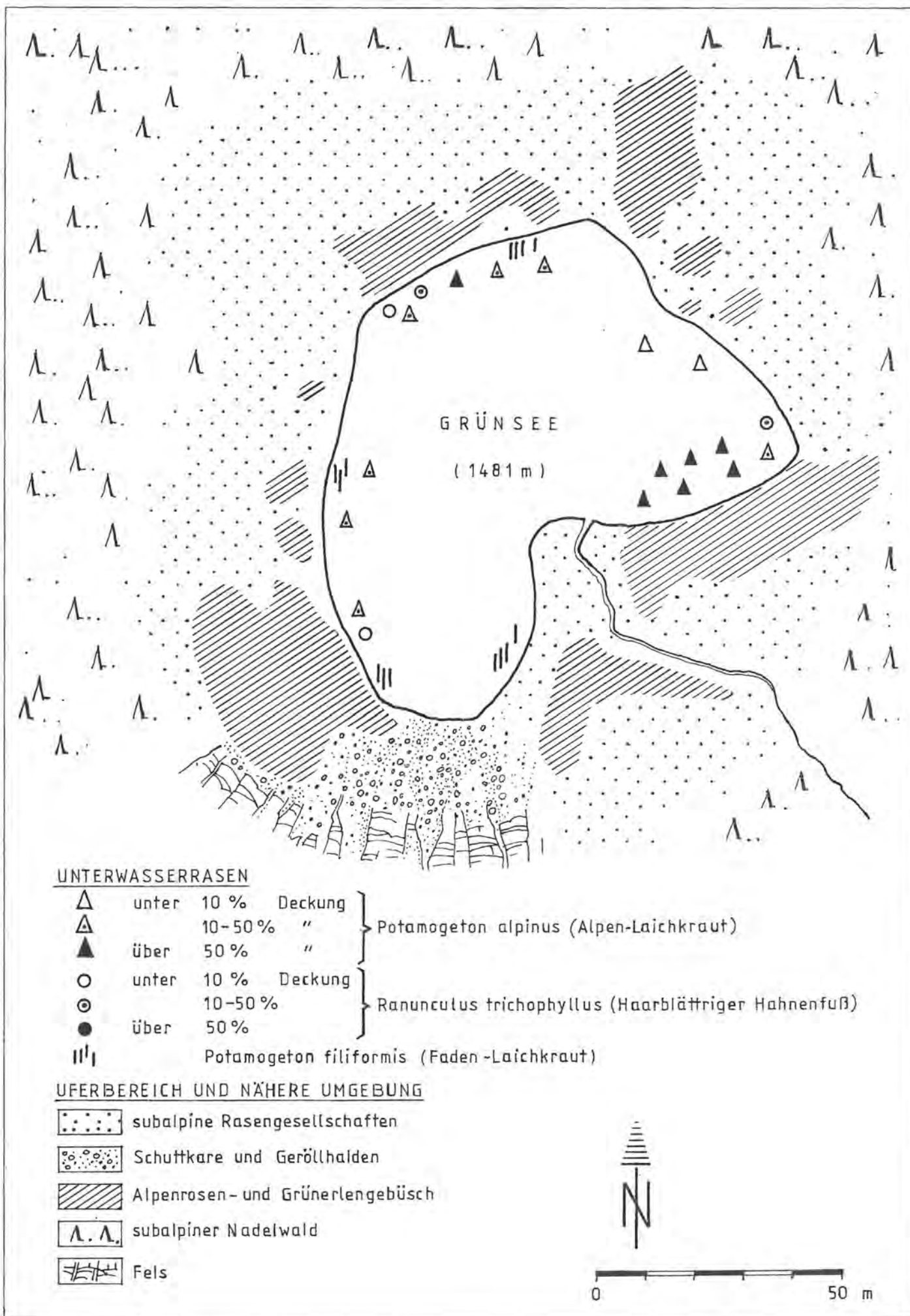
Die Makrophytenbestände im See erreichen meist nur geringe Ausdehnung und einen geringen Deckungsgrad; größere Bestände bildet nur das Alpen-Laichkraut aus, das an Stellen mit feinkörnigen Sedimenten in 1 bis 3 m Wassertiefe seine Hauptverbreitung hat. Das Faden-Laichkraut beschränkt sich auf flache oder nur schwach einfallende Uferstreifen bis zu einer Wassertiefe von 1,5m und bevorzugt ebenfalls einen Untergrund mit Feinsediment.

Ranunculus trichophyllus tritt nur vereinzelt in 0,5 bis maximal 2 m Wassertiefe auf und bildet selten ausgedehnte Bestände aus. Chararasen wurden nicht beobachtet und auch keine einzelnen Exemplare gefunden.

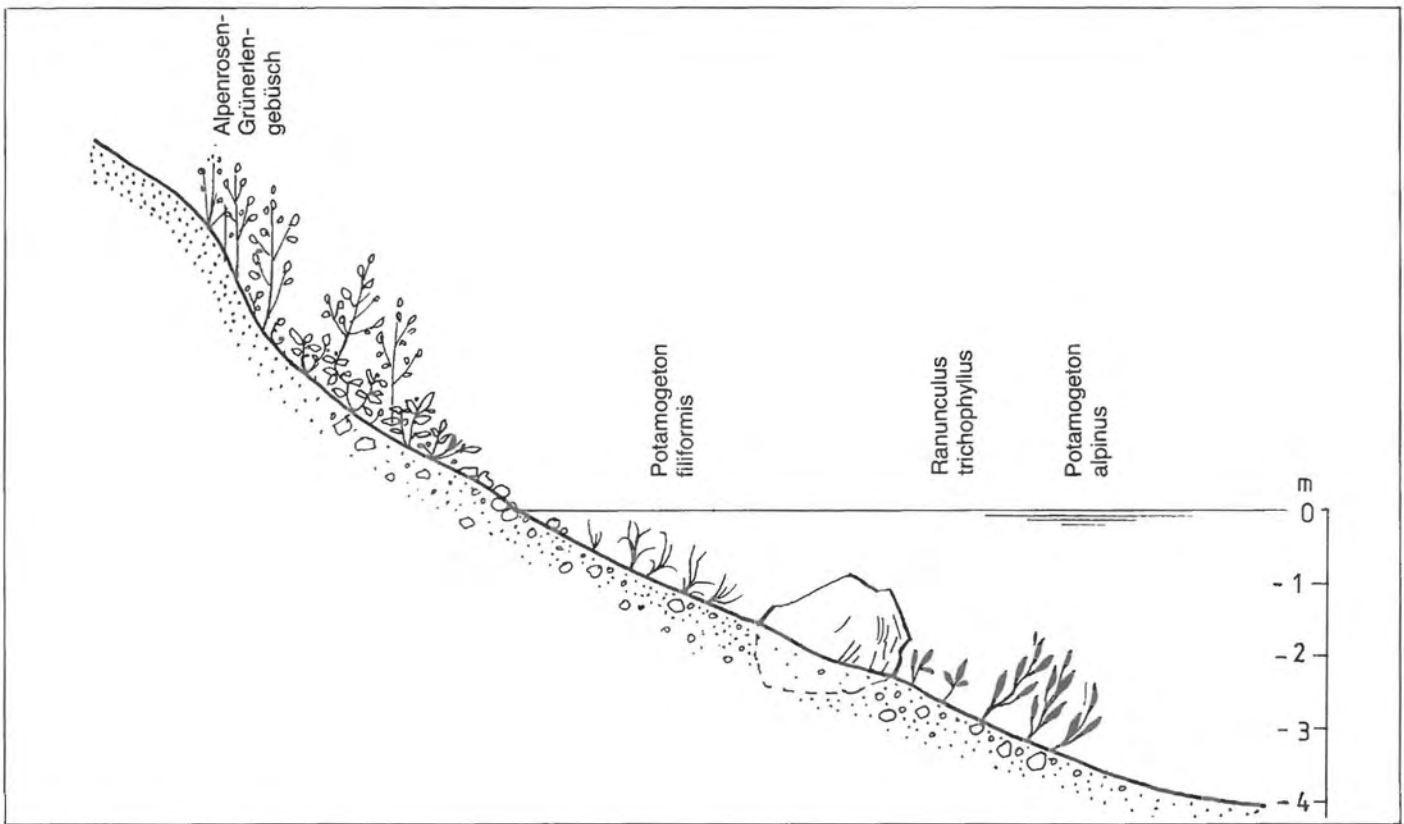
Die gesamte Makrophytenvegetation ist im Grünsee ziemlich lückig ausgebildet. Auf großen Uferstrecken fehlt ein Bewuchs und die tieferen Bereiche sind völlig vegetationslos, obwohl die Sichttiefe, zumindest zum Zeitpunkt der Untersuchung, mit 4 – 5 m recht hoch ist. Möglicherweise erfährt der kleine See bei der Schneeschmelze und zeitweise nach Starkniederschlägen eine Trübung, die eine dauerhafte Besiedlung der tieferen Regionen verhindert.

Für das geringe Pflanzenwachstum im oberen 3 m-Bereich reichen Nährstoffarmut und Temperaturverhältnisse als eine Erklärung nicht aus. Hier dürften zwei Faktoren, die eine pflanzliche Besiedlung im See verhindern bzw. ermöglichen, von entscheidender Bedeutung sein: die Beschaffenheit des Seeuntergrundes und der Einfluß der landseitigen Uferbereiche.

Grobblockiger und zudem relativ stark abfallender Untergrund mit fehlendem Feinsediment erweist sich als vegetationsfeindlich. Diese Standorte befinden sich in ständiger Bewegung und es erfolgt meist noch ständig Geröllnachlieferung und Steinschlag von oben. Umgekehrt hat sich am Grünsee an den Gewässerabschnitten, an denen die anschließenden und meist sehr steilen Uferabhängungen mit Zwergstrauch- und Gehölzvegetation bewachsen sind, eine Makrophytenvegetation eingestellt, die dadurch vor Steinschlag und Geröllzufuhr in den See weitgehend geschützt ist. Ähnliche Wirkung haben auch größere Felsblöcke im Wasser, in deren Schutz sich häufig kleinere Bestände von *Ra-*



Karte 2



Vegetationsprofil 2: Grünsee.



Abb. 2: Grünsee, umgeben von steilen Hängen mit unterschiedlichen Standorten und verschiedenen Pflanzengesellschaften wie Alpenrosen-Grünerlengebüsch, Rostseggenrasen, Hochstauden- und Geröllfluren.

nunculus trichophyllus angesiedelt haben. Findet an diesen geschützten Stellen noch eine Anreicherung von Feinsediment statt, so kommt es auch im Grünsee zu einer üppigeren Entwicklung der Unterwasservegetation.

Während also im terrestrischen Bereich eine Besiedlung der Geröllhalden und Schuttkare, also der Standorte mit hoher Beweglichkeit noch erfolgt, erweisen sich im aquatischen Bereich derartige Standorte als völlig besiedlungsfeindlich.

2.3 Schwarzensee

Situation

Der Schwarzensee liegt in einem Kessel. Der See nimmt mit einer Flächenausdehnung von 0,9 ha zu einem Viertel den flachen Kesselgrund ein. Die übrige Fläche ist mit Flachmoorgesellschaften und an Hochstauden- und Lägerfluren reichen Rasengesellschaften ausgekleidet. Der See besitzt keinen sichtbaren Zufluß. Das von den steilen Hängen zusammenfließende Wasser sammelt sich an der tiefsten Stelle in dem flachen, kleinen Seebecken, verweilt dort nur kurze Zeit und verläßt den See an einem natürlichen Auslauf, um kurz darauf im Karst zu verschwinden. Im Gegensatz zum Funten- und Grünsee hat also der Schwarzensee einen oberirdischen Auslauf, der sich durch den niedrigen Felsriegel am NW-Ufer durchgesägt hat. Der seewasserspiegelabhängige Auslauf sorgt für geringe Wasserspiegelschwankungen. Größere Schwankungen nach unten treten nur nach extremen Trockenperioden auf. Im Norden und Osten schließen Steilhänge mit Blockschutt- und Felssturzmaterial an, die von Latschen und lockerem Lärchen-Zirbenwald bestockt sind. Die übrigen Hänge tragen subalpine Fichtenwälder

Vegetation

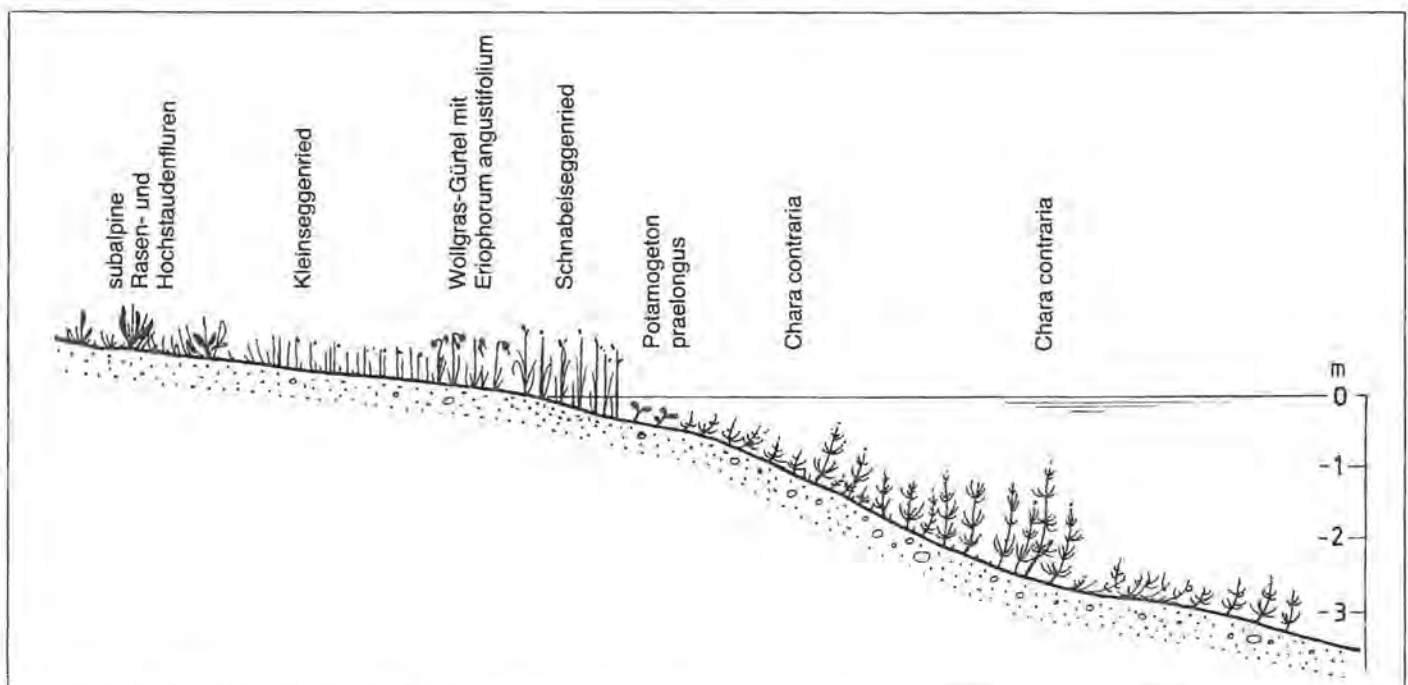
Ufer- und ufernahe Bereiche

Charakteristische Arten: Blütenpflanzen: Schmalblättriges Wollgras (*Eriophorum angustifolium*), Wiesen-Segge (*Carex fusca*), Igel-Segge (*Carex echinata*), Schnabel-Segge (*Carex rostrata*), Gelbe Segge (*Carex flava*), Alpen- und Dreiblütige Binse (*Juncus alpino-articulatus* und *J. triglumis*), Sumpf-Herzblatt (*Parnassia palustris*) und Sumpf-Dotterblume (*Caltha palustris*).

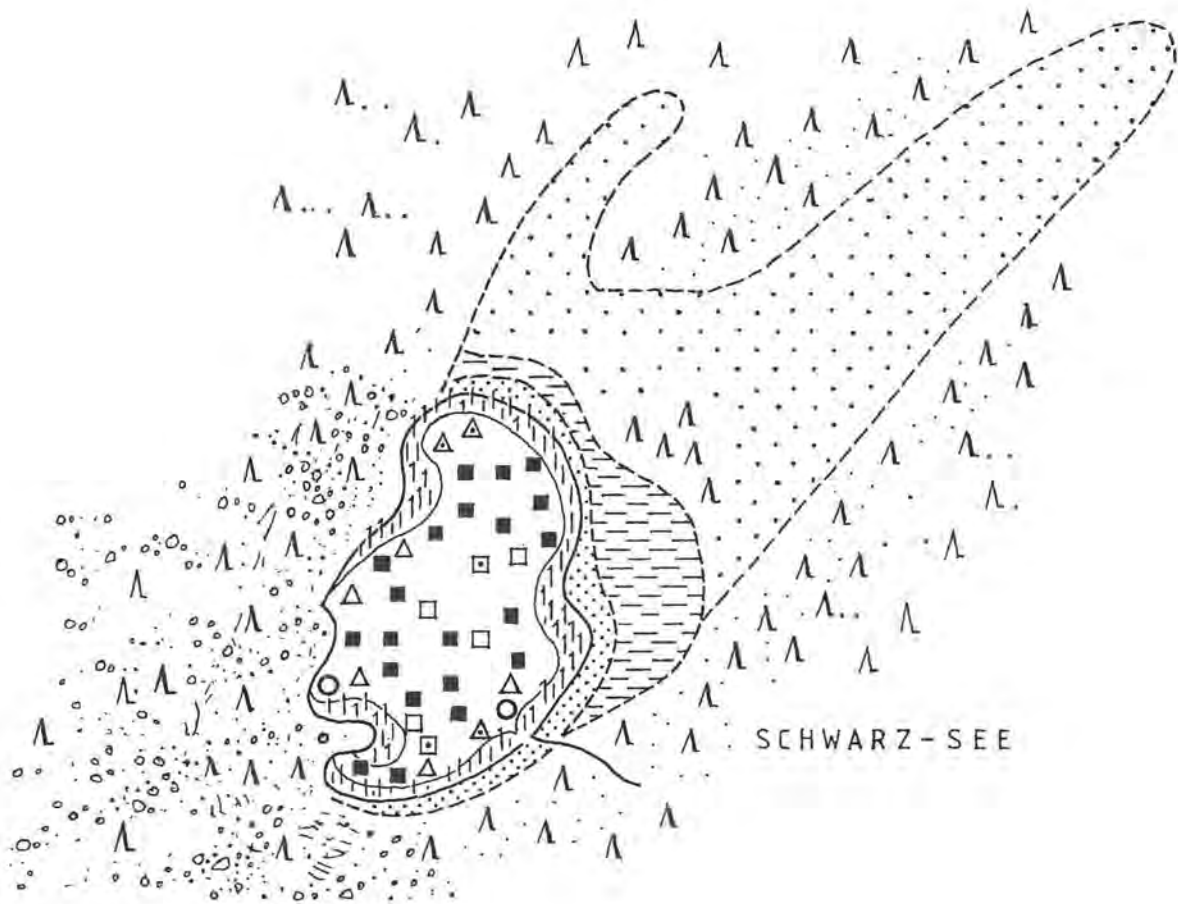
Laub- und Lebermoose: *Oncophorus virens*, *Drepanocladus revolvens*, *Calliergon cordifolium*, *Cratoneuron filicinum*, *Climacium dendroides*, *Scorpidium turgescens*, *Campylium stellatum* und *Lophozia wenzelii*.

Die Ufervegetation des Schwarzensees ist fast konzentrisch angeordnet. Die freie Wasseroberfläche wird von einem ein bis zwei Meter breiten Gürtel aus Schnabel-Segge (*Carex rostrata*) umgeben, die hier wiederum den Röhrichtgürtel der tiefer gelegenen Seen vertritt. Daran schließt sich mit Ausnahme am steilen, felsigen Nord- und Ostufer die Zone mit Kleinseggengesellschaften an, in der zunächst das Schmalblättrige Wollgras (*Eriophorum angustifolium*) dominiert. Mit weiterer Entfernung vom See überwiegen die Riedgräser, Binsen und weitere Flachmoorarten. Schließlich geht die Vegetation der Verlandungszone in hochstaudenreiche Rasengesellschaften über.

Teilweise ist die Vegetation durch den Einfluß der ehemals weidenden Rinder in eine lägerflurartige Gesellschaft verwandelt. Auf Trampelpfaden, die durch Wanderer im Bereich der Verlandungsgesellschaften entstanden sind, hat sich eine Trittgemeinschaft eingestellt, in der die Igel-Segge (*Carex echinata*) dominiert. Zusätzlich befindet sich in den anmoorigen Sumpfstellen eine fast vegetationslose Hirschuhle.



Vegetationsprofil 3: Schwarzensee.



UNTERWASSERRASEN

- | | | | |
|---|------------|---------|---|
| △ | unter 10 % | Deckung | |
| △ | 10-50 % | | Potamogeton praelongus (Langblättriges Laichkraut) |
| ▲ | über 50 % | | |
| ○ | unter 10 % | Deckung | |
| ⊙ | 10-50 % | | Ranunculus trichophyllus (Haarblättriger Hahnenfuß) |
| ● | über 50 % | | |
| □ | unter 10 % | Deckung | |
| ◻ | 10-50 % | | Chara contraria (Armleuchteralge) |
| ■ | über 50 % | | |

RÖHRICHTZONE

1|1|1|1|1| Schnabelseggenried

UFERBEREICH UND NÄHERE UMGEBUNG

- | | |
|-------|--|
| — — — | Kleinseggenried |
| ⋯ | Wallgras-Gürtel mit Eriophorum angustifolium |
| ⋯ | subalpine Rasengesellschaften |
| Λ ◊ Λ | subalpiner Nadelwald a) auf Blockschutt b) |
| a b | |



0 50 m



Abb. 3: Zonierung der Ufervegetation am Schwarzensee; durch den linken Felsriegel hat sich der Auslauf des Sees hindurchgesägt; im Hintergrund ein altes Felssturzbereich mit subalpinem Nadelwald aus Fichte, Lärche, Zirbe und Latsche.

Unterwasserrasen

Artenzusammensetzung: Langblättriges Laichkraut (*Potamogeton praelongus*), Haarblättriger Hahnenfuß (*Ranunculus trichophyllus*), Armleuchteralge (*Chara contraria*).

Die offene Wasserfläche bzw. der Seegrund wird bis in eine Tiefe von etwa 3 m nahezu flächendeckend von der Armleuchteralge *Chara contraria*, die auch in der fo. *hispidula* auftritt, besiedelt. Nur am Auslauf und an den kleinen Quellzuläufen am steinigen Ufer, wo eine stärkere Wasserbewegung und Um- und Ablagerung von Bodensedimenten erfolgt, hat sich das Langblättri-

ge Laichkraut (*Potamogeton praelongus*) eingestellt. Dort kommt auch vereinzelt bis in 0,8 m Wassertiefe der Haarblättrige Hahnenfuß (*Ranunculus trichophyllus*) vor. Ansonsten läßt die Konkurrenzkraft der Chararasen in diesem See keine anderen Pflanzen hochkommen.

Die Massenentwicklung und Ausdehnung dieser Armleuchteralge geht so weit, daß sich die Rasen vom Seegrund abheben und teilweise als submerse Schwimm- und Schwingrasen den Lebensraum Wasser maximal ausnützen. Die aufgewölbten Chararasen täuschen einen welligbuckelig strukturierten Seegrund vor.

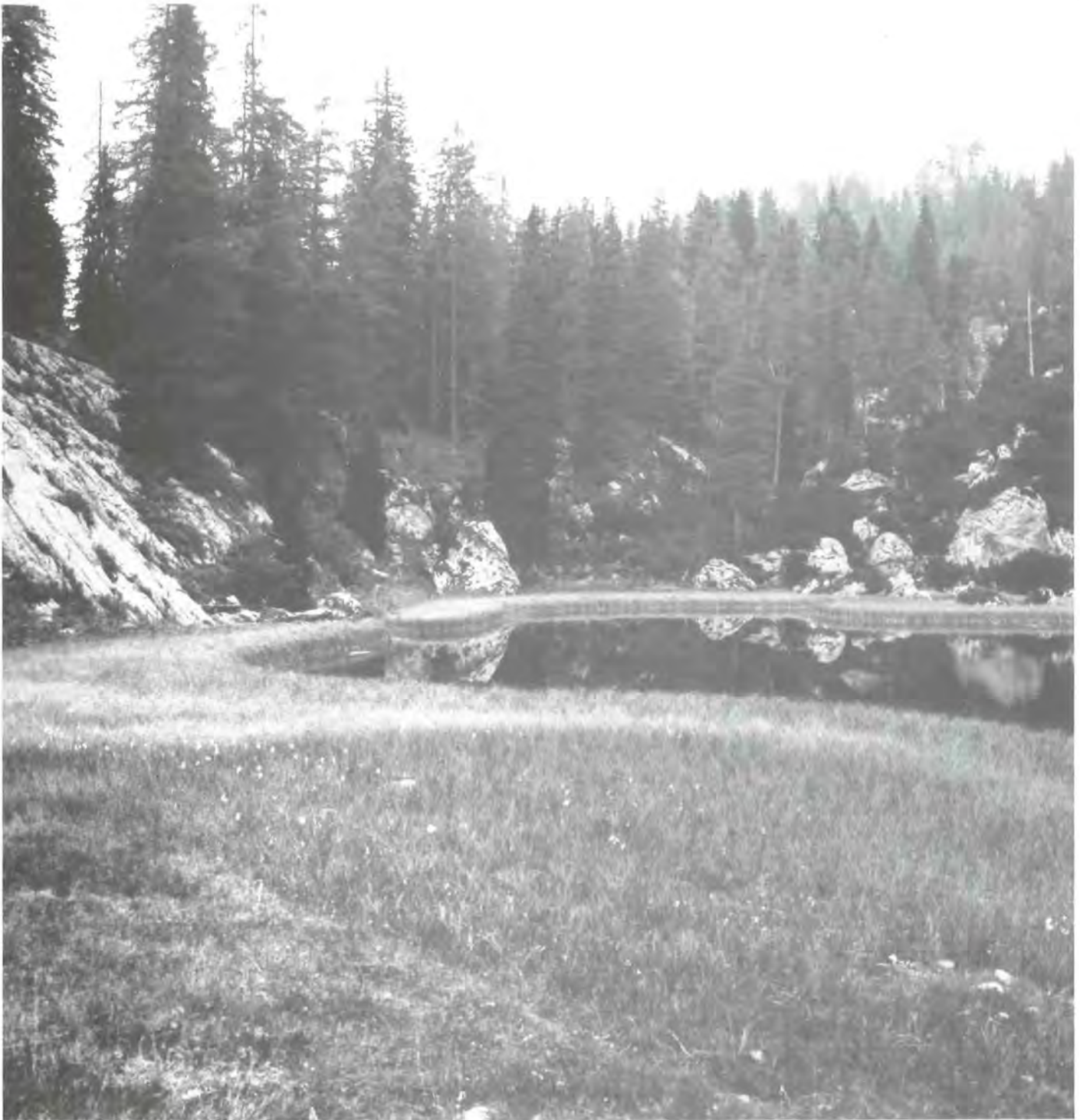


Abb. 4: Schwarzensee mit Schnabelseggenried und anschließendem Unterwasserrasen aus *Chara contraria*.

Ein Teil der sich expandierenden Chararasen verliert die Verbindung zum Boden. Vor allem im Winter werden die nahe an die Oberfläche gelangenden Algenrasen durch Eisbildung losgerissen, sterben ab, sinken zu Boden und bringen als verrottende Algenhäute die darunterliegenden Charabestände teilweise zum Absterben, so daß fleckerweise charafreie Zonen am Seegrund auftreten. Erst wenn der Abbauprozess dieser Algenhäute weiter vorangeschritten ist, können sich neue Individuen von *Chara contraria* ansiedeln.

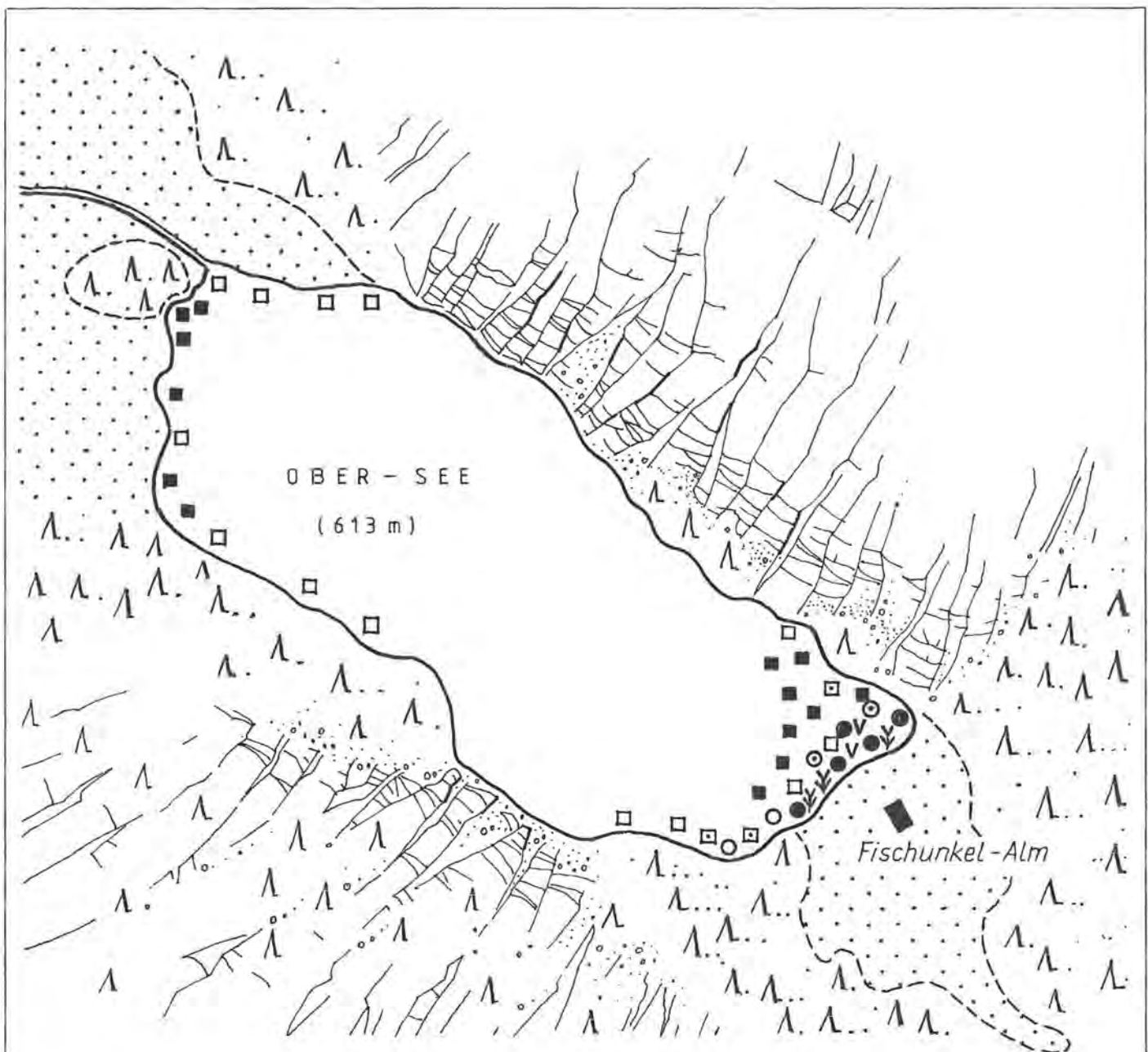
Durch diese Entwicklungszyklen an verschiedenen Stellen des Sees ergeben sich in den Charabeständen große Unterschiede im Entwicklungszustand und damit

im Aussehen, so daß eine hohe Artenvielfalt vorgetäuscht wird, die sich nach Bestimmung der zahlreichen *Chara*-Proben auf die einzige Art *Chara contraria* (und der *fo. hispidula*) reduzierte.

2.4 Obersee

Situation

Der Obersee ist, ähnlich wie der Königssee, dessen Makrophytenvegetation von MELZER (1981) bearbeitet wurde, von steilen, teils bewaldeten, teils felsigen

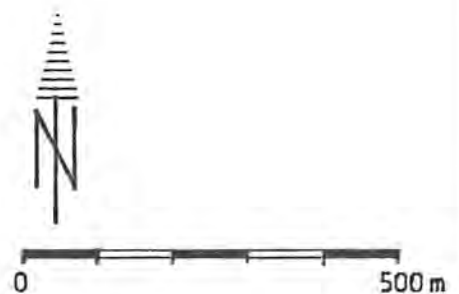


UNTERWASSERRASEN

- | | | | |
|---|---|---------|--|
| ○ | unter 10 % | Deckung | } <i>Ranunculus frichophyllus</i> (Haarblättriger Hahnenfuß) |
| ⊙ | 10-50% | " | |
| ● | über 50 % | " | |
| □ | unter 10 % | Deckung | } <i>Chara aspera</i> , <i>Ch. contraria</i> , <i>Ch. delicatula</i> ,
<i>Ch. strigosa</i> (Armelechteraigen) |
| ◻ | 10-50% | " | |
| ■ | über 50 % | " | |
| ∨ | <i>Potamogeton berchtoldii</i> (Kleines Laichkraut) | | |
| ∩ | <i>Potamogeton pectinatus</i> (Kamm Laichkraut) | | |

UFERBEREICH UND NÄHERE UMGEBUNG

- | | |
|--------|--------------------------------------|
| ⋯ | Wiesen- und Almflächen |
| △.△.△. | geschlossener Bergwald |
| △/△/△/ | aufgelockerter Bergwald im Steilhang |
| ⊘/⊘/⊘/ | Felswände und waldfreie Steilhänge |



Hängen umgeben. Meistens fallen auch die Ufer steil in den See ein.

Eine Verlandungszone oder daran anschließende Flachmoorgesellschaften im ufernahen Bereich konnten sich nicht entwickeln. Meistens reicht die krautige Vegetation der anschließenden Bergmischwälder oder der Felsfluren bis ans Ufer heran. Es wird daher auf die Vegetation der ufernahen Bereiche nicht näher eingegangen.

Vegetation (siehe Karte 4 und Vegetationsprofil 4)

Unterwasserrasen

Artenzusammensetzung: Kleines Laichkraut (*Potamogeton bertholdii*), Kamm-Laichkraut (*Potamogeton pectinatus*), Haarblättriger Hahnenfuß (*Ranunculus trichophyllus*), die Armleuchteralgen *Chara contraria* (auch mit der *fo. hispidula*), *Chara strigosa*, *Chara aspera* und *Chara delicatula*.

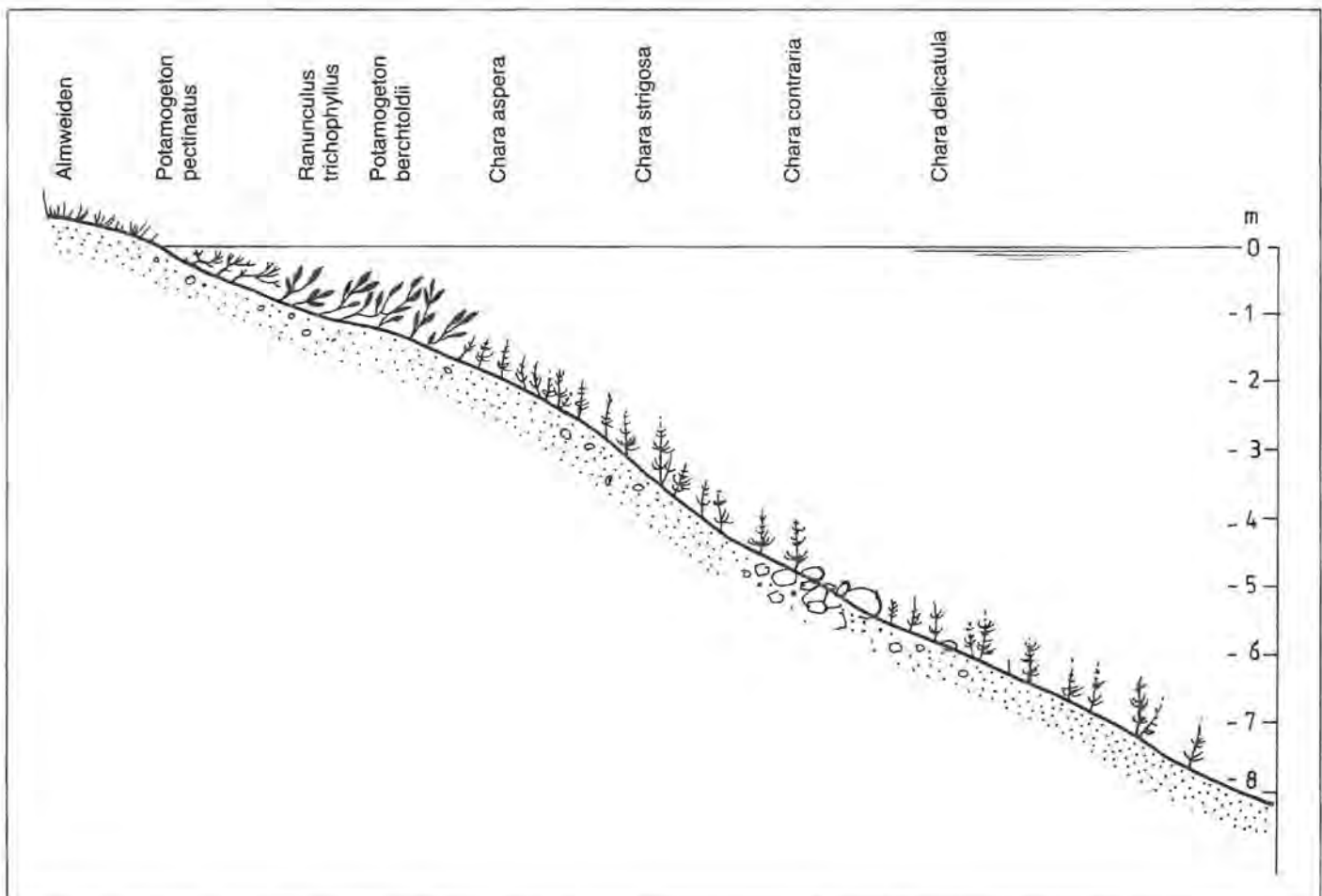
Die Morphologie der Uferbereiche mit einfallenden Felswänden, steilen, teils bewaldeten Geröllhalden mit hoher Beweglichkeit der Unterwasserstandorte lassen am Obersee – ähnlich wie am Grünsee – nur an wenigen Stellen eine dauerhafte Besiedlung durch Makrophyten zu. Die Unterwasservegetation beschränkt sich am Obersee auf zwei größere, zusammenhängende Standorte, einmal auf das flache Becken am Ostende des Sees und auf das gesamte Westufer mit kurzen

Ausstrahlungen in das nördliche und südliche Ufer, wo noch kein großer Einfluß von Steinschlag gegeben ist.

Am Ostende des Sees schließt das Weidegelände der Fischunkel-Alm an. Im Flachwasserbereich zwischen 0,5 und 2 m Wassertiefe hat sich eine üppige Gesellschaft, überwiegend aus *Ranunculus trichophyllus*, und mit geringerem Anteil aus *Potamogeton pectinatus* und *Potamogeton bertholdii* eingestellt. Diese starke Verkräutung ist sicherlich auf Nährstoffeintrag aus der Fischunkel-Alm zurückzuführen, worauf mächtige wolkenartige Algenwatten aus fadenförmigen Grünalgen hinweisen.

Ähnliche Beobachtungen wurden auch an anderen oligotrophen Gebirgsseen, beispielsweise am Vilsalpsee in Tirol (SCHAUER 1978) angestellt (siehe auch PSENNER 1980). Auch dort war der eutrophierende Effekt der angrenzenden Almweiden auf das Gewässer deutlich sichtbar und lokal abgrenzbar.

Im Obersee treten in diesem eutrophierten Uferabschnitt geschlossene Chararasen erst in größerer Wassertiefe, etwa unter 2 m auf, wobei sich *Chara aspera* und *Ch. strigosa* auf die geringeren Wassertiefen von 2 bis 4 m konzentrieren, während *Chara contraria* und *Ch. delicatula* alle Tiefenbereiche bis zu 10 m Tiefe besiedeln. Die übrigen Charavorkommen an den bewaldeten Uferabschnitten erstrecken sich bis in den Flachwasserbereich.



Vegetationsprofil 4: Obersee.

In der westlichen Seebucht, also am Auslauf des Obersees wurden, mit Ausnahme einiger Exemplare von *Ranunculus trichophyllus*, nur die vier genannten Chararten, und zwar in ähnlicher Tiefenverteilung wie in der östlichen Seebucht, vorgefunden. Zusätzlich ist in der östlichen Seebucht zu beobachten, daß dort die Chararasen im Tiefenbereich zwischen 5 und 10 m häufig von den roten Fäden der Burgunderblutalge (*Oszillatoria rubens*) umspunnen sind. Diese treten an den Chararasen nicht flächig auf, sondern punkt- und linienförmig, was mit dem Austritt von sauerstoffreichem Grundwasser aus Ponoren und Felsspalten im Zusammenhang gebracht werden könnte. Ähnliche Beobachtungen kann man auch an anderen oligotrophen Gebirgsseen (FRÖBRICH et al. 1977) machen.

3. Diskussion

Die vier untersuchten Seen sind hinsichtlich der Artenzusammensetzung, der Besiedlungsdichte und der Vegetationsanordnung und Zonierung recht unterschiedlich. Es wird versucht, in einer kurzen, vergleichenden Betrachtung der 4 Seen einige Gesichtspunkte herauszustellen, die als wesentliche Ursachen für dieses oder jenes Vegetationsbild verantwortlich zu machen sind.

Das Zustandekommen einer Gewässerbiozönose hängt von verschiedenen Faktoren ab, wie Temperatur- und Lichtverhältnisse, Nährstoffangebot, Boden- und sonstige Standortverhältnisse. Diese verschiedenen Faktoren reichen aber gerade bei Wasserpflanzengesellschaften nicht immer aus, die Unterschiede in der Vegetationszusammensetzung zu erklären. Welche Art sich ansiedelt, sich bei zusagenden Bedingungen in großen Beständen entwickelt und anderen Arten keine Besiedlungsmöglichkeiten gewährt, scheint weitgehend vom Zufall abzuhängen.

Dies führt oft zu großflächigen Vegetationsbeständen mit nahezu einer einzigen Art wie am Schwarzensee, wo nur vereinzelt am Uferand infolge stärkerer Wasserturbulenz durch Quellzuläufe oder durch den Auslauf für Characeen ungünstige, aber für andere Arten besiedelbare Räume entstehen.

Die ausgedehnten Chararasen am Schwarzensee sind sehr beständig, da weder von außen, z.B. durch Steinschlag, noch im aquatischen Lebensraum selbst, z.B. durch größere Wasserspiegelschwankungen, der Bestand gefährdet oder beeinträchtigt wird. Somit liegen kaum Bedingungen für eine Ansiedlung anderer pflanzlicher Konkurrenten vor.

Die Vegetation im Schwarzensee kann sicherlich auf einen langen Besiedlungszeitraum (Entwicklungszeitraum) zurückblicken und zeigt dort trotz der geringen Temperatur und der relativ geringen Nährstoffeinträge eine hohe Biomasse.

Anders liegen die Verhältnisse im Funtensee. Dort bringen die starken, bis zu 3 m erreichenden Wasserspiegelschwankungen die Arten im flachen ufernahen Bereich in beträchtliche Existenzschwierigkeiten und verschaffen durch teilweisen Ausfall dieser Pflanzen

andere Arten neue Besiedlungsflächen. Diese Dynamik schafft somit die Voraussetzung für Ausbildung einer artenreichen, sich gegenseitig stark konkurrierenden, jede Lücke ausnützenden Vegetation, die im Laufe der Zeit zu einem bunten Vegetationsbild führt. Relativ hohes Nährstoffangebot, hoher Anteil an Feinsediment im Untergrund, günstige Uferprofile und fehlende mechanische Störung von außen erlauben am Funtensee eine hohe Produktivität der Biomasse.

Im Gegensatz dazu ist die Voraussetzung für Pflanzenwachstum im Grünsee wesentlich ungünstiger. Steile Uferprofile, hohe Beweglichkeit der submersen Geröllstandorte und mechanische Schäden durch Geröllzufuhr und Steinschlag erlauben eine Ansiedlung von Wasserpflanzen nur an wenigen, geschützten Stellen, die aufgrund der edaphischen Verhältnisse nur eine geringe Produktion zeigen. Diese einschränkenden Standortbedingungen sowie auch die Isoliertheit des Standortes dürften die Artenarmut der Unterwasservegetation im Grünsee erklären.

Das Verteilungsmuster und die Entwicklung der Makrophytenvegetation wird in jedem See von anderen Faktoren geprägt. Im Falle der vorliegenden vier Seen wird die Unterwasservegetation schwerpunktmäßig von folgenden Faktoren bestimmt:

- Im Funtensee gegenseitige Konkurrenz, starke Wasserspiegelschwankungen und hohes Nährstoffangebot,
- im Grünsee mechanische Einflüsse von außen, die Biotopstruktur der Einhänge, die Steilheit der Ufer und womöglich, die Isoliertheit des Standortes,
- im Schwarzensee durch die nahezu gleichbleibende Gewässersituation und Zufall der Besiedlung durch eine konkurrenzstarke Art,
- im Obersee hohes Nährstoffangebot, ähnlich wie im Funtensee, soweit es die östlichen Uferbereiche betrifft, und Ursachen wie im Grünsee, soweit es die noch bewachsenen Uferbereiche des Nord- und des Südufers betrifft.

4. Zusammenfassung

Es wurde im Sommer 1982 die Ufervegetation und die submersen Makrophytenvegetation des Funtensees (1601 m), Grünsees (1481 m), Obersees (613 m) und Schwarzensees (1568 m) im Nationalpark Berchtesgaden mittels Tauchgeräten quantitativ erfaßt und in vier Vegetationskarten und vier Vegetationsprofilen dargestellt. Die Untersuchung der Unterwasservegetation erbrachte insgesamt 12 Species, darunter 7 Phanerogamen und 5 Kryptogamen, wobei Obersee und Funtensee mit je 7 Arten die artenreicheren, Grünsee und Schwarzensee mit je 3 Arten die artenärmeren Gewässer darstellen.

Im Funtensee und Schwarzensee ist die Makrophytenvegetation sehr üppig entfaltet, im Grünsee und Obersee vergleichsweise gering entwickelt.

Funtensee und Schwarzensee besitzen auch in der amphibischen Zone eine reiche Moosvegetation.

Die Faktoren, die die Besiedlung und das Vegetationsbild dieser Seen entscheidend beeinflussen können, werden diskutiert.

5. Danksagung

Die Bestimmung der Characeen hat Herr Dr. Werner Krause (Aulendorf) durchgeführt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle besonders herzlich danken möchte. Ebenso gebührt mein Dank Herrn Hermut Geipel, der die graphische Darstellung in bewährter Weise ausführte.

6. Literatur

FRÖBICH, G., MANGELSDORF, J., SCHAUER, Th., STREIL, J., WACHTER, H., 1977: Gewässerkundliche Studie über sechs Seen bei Füssen im Allgäu. Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft, H. 3

GRIMMINGER, H., 1982: Verzeichnis der Seen in Bayern. Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft

HEHENWARTER, R., 1979: Datenzusammenstellung bezüglich Temperatur, Sauerstoff und pH des Gossenköllesees in den Jahren 1977 und 1978. Jber. Abt. Limnol. Innsbruck, 5

LIPPERT, W., 1966: Die Pflanzengesellschaften des Naturschutzgebietes Berchtesgaden. Ber. Bayer. Bot. Gesellsch. 39

MAGNUS, K., 1915: Die Vegetationsverhältnisse des Pflanzerschönbezirks Berchtesgaden. Ber. Bayer. Bot. Gesellsch. 15

MELZER, A., MARKL, A., und MARKL, J., 1981: Die submerse Makrophytenvegetation des Königssees in ihrer quantitativen Verbreitung. Ber. Bayer. Bot. Gesellsch. 52

PSENNER, R., 1980: Kurzfassung der Ergebnisse einer Untersuchung (Pechlaner und Psenner 1979) über die Bedeutung der Nährstoffabschwemmung aus land- und forstwirtschaftlich genutzten Einzugsbereichen für die Eutrophierung des Piburger Sees. Jber. Abt. Limnol. Innsbruck 6

SCHAUER, Th., 1978: Die Vegetation des Vilsalpsees und der Traualpseen bei Tannheim in Tirol. Verein z. Schutz d. Bergwelt 43

SCHAUER, Th., 1979: Die Vegetation des Spitzingsees. Ver. z. Schutz d. Bergwelt 44

SCHAUER, Th., 1985: Die Ufer und Unterwasservegetation des Weitsees, Mitter- und Lödensees und ihre Beeinträchtigung durch den Erholungsverkehr. Berichte d. ANL Laufen/Salzach, im Druck

VOLLMANN, F., 1914: Flora von Bayern, Stuttgart

7. Bildnachweis:

alle Photos stammen vom Verfasser

Die postglaziale Entwicklungsgeschichte des Funtensees

(Palynologische, sedimentologische und paläolimnologische Untersuchungen eines Bohrkerns)

Jens Müller¹, Roland Schmidt², Anna-Maria Schmid³ und Jürgen Froh¹

Inhalt:

1. Einleitung und Zielsetzung
2. Das Funtenseebecken
3. Methoden
4. Ergebnisse
 - 4.1 Palynologie
 - 4.1.1 Klima-, Vegetations- und Waldgrenzdynamik
 - 4.1.2 Anthropogene Einflüsse im Funtenseebecken (Almweiderodung)
 - 4.1.3 Die Entwicklung der subalpinen Waldgürtel als Basis waldschützerischer und -baulicher Aspekte
 - 4.2 Sedimentologie
 - 4.2.1 Kernbeschreibung
 - 4.2.2 Korngrößenparameter
 - 4.2.3 Sedimentkomponenten
 - 4.2.4 Organischer Kohlenstoff, Gesamtstickstoff und Gesamtschwefel
 - 4.2.5 Tonminerale
 - 4.2.6 Detailuntersuchung: die mineralogische und palynologische Zusammensetzung im Bereich der Hell-Dunkel-Laminierung (Sedimentationseinheit II)
 - 4.2.7 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen
 - 4.3 Paläolimnologische Untersuchungen
5. Die Entwicklung der Sedimentation im Funtensee in Abhängigkeit vom Klima und der Vegetation
6. Zusammenfassung
7. Danksagung
8. Literatur
9. Bildnachweis

Anhang A: Sedimentologische, mineralogische und chemische Parameter

Tabelle 1: Ausgewählte Korngrößenparameter

Tabelle 2: Gehalte an Calcit, Dolomit, Gesamtkarbonat, Quarz und Rest

Tabelle 3: Gehalte an org. Kohlenstoff, Gesamtstickstoff und Gesamtschwefel

Anhang B: a) Liste der Diatomeen-Arten und ihre ökologische Charakterisierung
b) Gruppierung der Diatomeen gemäß ökologischer Kriterien

Tabelle 1: Gebirgsformen, Kaltwasserformen

Tabelle 2: Arten mit hohem Sauerstoff-Bedarf

Tabelle 3: Trophieansprüche

Tabelle 4: Salzansprüche

Tabelle 5: pH-Ansprüche

1. Einleitung und Zielsetzung

Zusammensetzung und Ablagerungsmechanismen von Seesedimenten stehen in einer engen Wechselbeziehung zum Wasserkörper eines Sees sowie zur Petrographie, Morphologie und Vegetation seines Einzugsgebietes. Einen übergeordneten Faktor stellt dabei das Klima dar. Dieses beeinflusst die Vegetation sowie Bodenbildungs- und Verwitterungsprozesse, d.h. Art und Ausmaß der Erosion und damit die Seesedimentation werden außer von den jeweiligen petrographischen und geologischen Gegebenheiten wesentlich vom Klima mitbestimmt.

Klimaveränderungen und die dadurch hervorgerufenen Wechsel in der Vegetation werden in den Seeablagerungen durch charakteristische Pollenvergesellschaftungen archiviert. Dies gilt in gleichem Maße für Veränderungen, die durch menschliche Aktivitäten ausgelöst werden. Hierzu gehören u.a. Rodungen oder landwirtschaftliche Bodennutzung, die die Bodenbeschaffenheiten und damit den Bodenabtrag beeinflussen können.

Bohrkerne aus Seeablagerungen dokumentieren so in einer vertikalen Abfolge die klimatisch- und standortbedingte Vegetationsentwicklung. Durch die Verknüpfung von pollenanalytischen Daten mit sedimentologischen Befunden ergibt sich die Möglichkeit, Änderungen in der Sedimentation bzw. Erosion zeitlich und ursächlich Vegetationsveränderungen zuzuordnen.

Das in einem Höhenbereich zwischen 1600 und 2200 m liegende Einzugsgebiet des Funtensees war während der Kaltzeiten des Quartärs mehrfach von Gletschern bedeckt. Nach jedem Eisrückzug bzw. Abschmelzen der Eismassen erfolgte eine »Neubesiedlung« durch Pflanzen sowie die Neuentwicklung einer Bodenbedeckung, wodurch die Stabilität und die Zusammensetzung der Deckschichten entscheidend geändert wurden.

Aufgabe der hier vorgelegten Untersuchung war es, in den nach der letzten Eiszeit (Würm) im Funtensee abgelagerten Sedimenten die Zusammenhänge zwischen Vegetation und Erosion bzw. Sedimentation in ihrer zeitlichen Entwicklung zu erfassen. Die Aufgabenstellung berührt damit an einem Beispiel aus dem alpinen Bereich eine Thematik im Zusammenhang mit der Gefährdung des Waldbestandes und der damit u.a. verbundenen Folgen für die Bodensubstanz bzw. die Verkarstung und den Wasserhaushalt dieser Gebiete.

2. Das Funtenseebecken

Der Funtensee liegt in 1601 m Höhe ü. NN. nahe dem Kärlingerhaus nach KOHLHAMMER (1982) auf einer Bruchscholle, die in den Dachsteinkalk eingesenkt und

¹ Lehrstuhl für Geologie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching

² Limnologisches Institut der Österr. Akademie der Wissenschaften, Abt. Mondsee, A-5310 Mondsee/Gaisberg 116

³ Institut für Pflanzenphysiologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg

von allochthonem Dolomit überlagert ist. Die Anlage des NW/SE-streichenden Funtenseebeckens geht nach SEEFELDER (1961) auf die glaziale Übertiefung eines alten nach NW entwässernden Flußsystems zurück, wobei das Auftreten von dolomitischen Gesteinen innerhalb des Dachsteinkalkes die Ausräumung und Übertiefung begünstigte (SCHMOLIN, 1978). Das Becken wird im S gegen die Hochfläche des Steineren Meeres durch den Viehkogel (2175 m) und das Schottmalhorn (2224 m) – dazwischen liegt die Senke des Baumgartls – und nach N durch den Glunkerer begrenzt. Die im Einzugsgebiet des Funtensees wichtigen geologischen Einheiten sind nach SCHMOLIN (l.c.) der Dachsteinkalk, Ramsaudolomit, Roter Liaskalk und Hornstein-Brekzien-Kalk. Reichenhaller Dolomit steht regional begrenzt im Bereich des Rennergrabens, einem Zufluß des Funtensee, an.

Ein früher erheblich höherer Wasserspiegel bzw. eine größere Seefläche ist durch das Auftreten von Seetonen am NW- und am SW-Ufer belegt (SCHMOLIN, l.c.), die rd. 20 m über dem heutigen Seespiegel anstehen und es nach KOHLHAMMER (l.c.) wahrscheinlich erscheinen lassen, daß der See zu diesem Zeitpunkt nach N entwässerte. Im SE des Funtensees sind ausgedehnte Lockersedimentflächen verbreitet, in die periodisch fließende Bäche (Rennergraben, Steingraben) tiefe Erosionsrinnen eingeschnitten haben. Der Seeabfluß erfolgt heute über einen Ponor (»Teufelsmühle«), dessen limitierte Abflußkapazität – KOHLHAMMER (l.c.) errechnete bei einer mittleren Abflußrate von 57 l/sec eine ungefähre Querschnittsfläche von 0,6 m² – bei stärkerer Wasserzufuhr zu Seespiegel-

schwankungen führt. SCHMOLIN (l.c.) beobachtete nach einem 24stündigen Dauerregen einen Seespiegelanstieg um 1,3 m. Die hierbei aufgestauten Wassermengen flossen innerhalb eines Tages wieder ab.

Nach KOHLHAMMER (l.c.) ergeben sich für den Funtensee die folgenden morphometrischen Daten:

Lage (nördlichster Punkt):	R = 45 70,82 H = 52 61,18
mittlerer Wasserspiegel:	1601 m
Wasserfläche:	34.400 m ²
Umfang:	0,78 km
mittlere Tiefe:	2,50 m
größte Tiefe:	5,50 m
Volumen:	ca. 86.000 m ³
topographisches Einzugsgebiet (nach morphologischen Wasserscheiden):	ca. 10 km ²
Hauptzuflüsse:	Rennergraben Stuhlgraben

Eine wasserchemische Analyse von P. Jäger (Amt der Salzburger Landesregierung, Abt. Wasserbau) erbrachte folgendes Ergebnis:

Funtensee, Seemitte Sichttiefe: 4 m	Wetter: bedeckt		Datum: 25. 8. 82
Wassertiefe (m)	0,5	2,0	4,0
Temp. (°C)	11,6	11,2	10,1
0-2 (mg/l)	11,91	11,88	11,84
%-Sättigung	133	131	128
pH	8,06	8,07	7,85

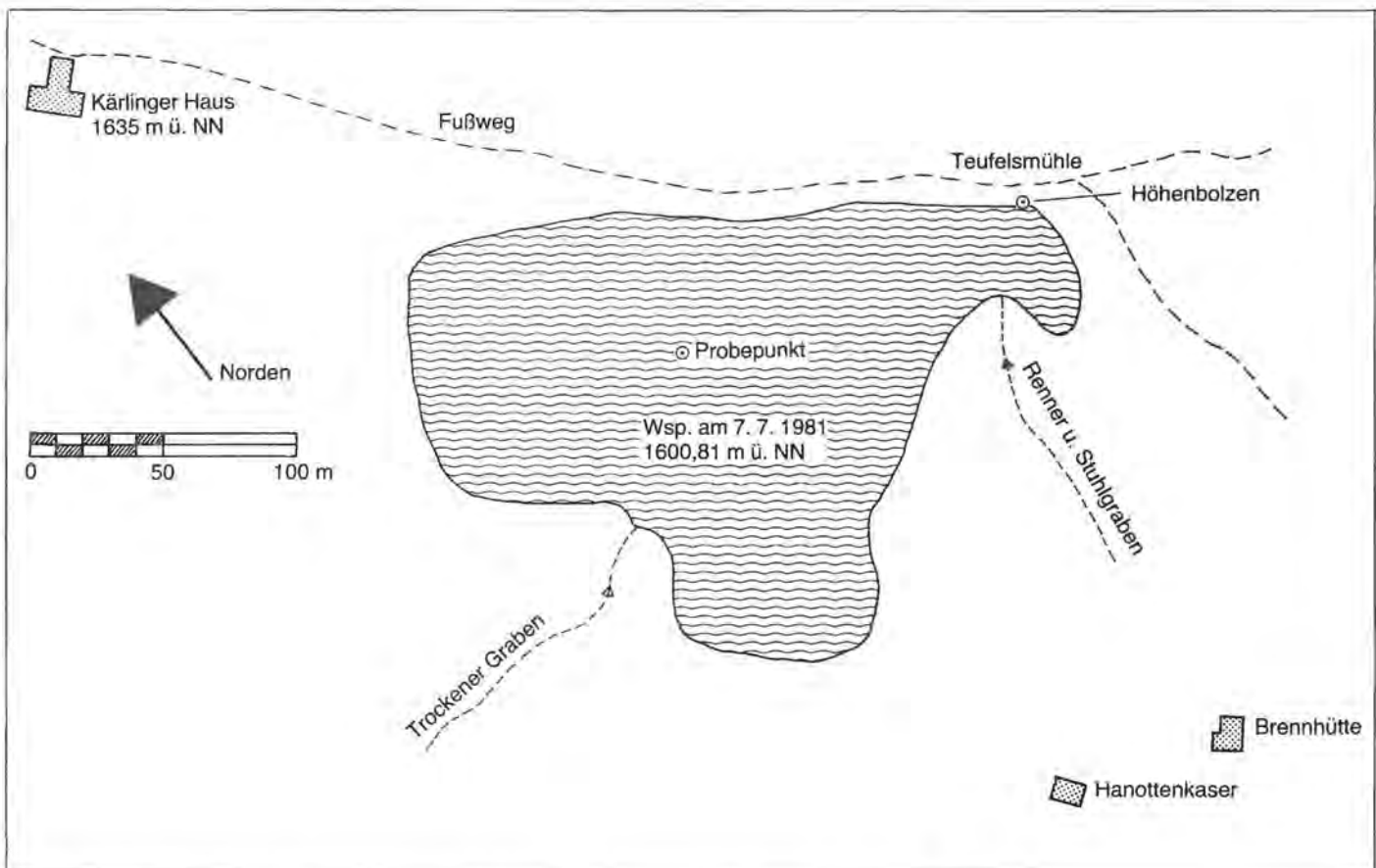


Abb. 1: Bohrkern Funtensee. Probenahme am 12. 5. 1982, Probepunkt eingemessen am 25. 8. 1982. Kartengrundlage = Aufmaß Wasserwirtschaftsamt Traunstein vom 7. 7. 1981.

el. Leitf. (20°, μS)	191	203	217
Ca+MG (mmol/l)	2,29	2,47	2,64
Alk. (mval/l)	2,23	2,37	2,52
Ca (mmol/l)	1,76	1,93	2,02
ges. P. ($\mu\text{g/l}$)	11,0	15,3	32,1
gel. P. ($\mu\text{g/l}$)	7,2	7,5	7,5
NO ₃ ($\mu\text{g/l}$)	50	57	49
NH ₄ ($\mu\text{g/l}$)	6	16	7
Cl (mg/l)	0,85	0,85	0,85
SO ₄ (mg/l)	0,35	0,35	0,31

Der See weist nach SCHAUER einen reichen Makrophytenbesatz mit *Hippuris vulgaris*, *Potamogeton pectinatus*, *P. alpinus*, *P. filiformis*, *Ranunculus trichophyllus*, *Hippuris*, *Calliergon giganteum* und *Chara sp.* auf.

Das Gebiet um den Funtensee liegt heute im Kontaktbereich des Zirben-Lärchen-Waldes (Larici Cembraenum in der zwergstrauch- und latschenreichen Ausbildung: FREIBERG, 1980; SCHLAGER, 1983) mit der Fichte. Nach SCHLAGER (l.c.) reichen Zirbe und Lärche im Plateau des Steinernen Meeres bis um 2000 m, vielfach in inselartigen Beständen innerhalb des Karstes wie das Baumgartl in 1970 m. Die Fichtenwaldgrenze (Piceetum subalpinum) liegt im Funtenseegebiet bei 1600 m, die Baumgrenze der Fichte um 1800 m.

Unter den Böden herrschen entsprechend dem Ausgangsgestein verschiedene Rendzinatypen und Kalkverwitterungslehme mit hoher Labilität gegenüber anthropogenen Eingriffen vor (BOCHTER, NEUERBURG u. ZECH, 1981).

Nach der Niederschlagskarte in ENDERS (1979) liegt die jährliche Niederschlagsmenge um 2200 mm (Kärlingerhaus 1638 m ü. NN, 1901 – 1925), das Temperaturmittel bei 2,5° C.

3. Methoden

Die Kerne wurden mittels eines modifizierten Kullenberg-Lotes (Kernlänge 2,5 m, Kerndurchmesser 36 mm) am 12.5.1982 vom Eis aus im zentralen Beckenbereich (s. Abb. 1) aus 4,8 m Wassertiefe gewonnen (s. Abb. 2 u. 3). Die erbohrte Kernlänge betrug 8,44 m.

Die Aufbereitung der Pollenproben erfolgte nach der gebräuchlichen Azetolysemethode ERDTMAN's, der jedoch eine Chlorierung (KLAUS, 1975) vorangestellt wurde. Karbonatmaterial wurde mit HCl, Silikate mit technischer HF entfernt. Der Probenabstand betrug 5 cm. Nur im Bereich 217–228 cm Kerntiefe wurde zur Kennzeichnung der Laminae ein »Lupendiagramm« erstellt.

Das Pollendiagramm ist als Schattenrißdiagramm dargestellt (Abb. 4). NBP (= Nichtbaumpollen) und BP (= Baumpollen) ergeben 100 %. Die Farne sind auf diese Grundsumme bezogen. Die Pollendichtebestimmung erfolgte nach KLAUS (1976).

Die Abgrenzung des *Pinus haploxylon*-Typs (= *Pinus cembra*) und von *Pinus sylvestris* wurde nach KLAUS (1975, 1977) durchgeführt. Die verbleibende Rest-Pi-



Abb. 3: Der Funtensee zum Zeitpunkt der Bohrkernentnahme am 12. 5. 1982. Im Hintergrund das Schottmalhorn.

nus-Summe setzt sich aus erhaltungsmäßig unbestimmbaren Pollenkörnern (PK) und dem *Pinus mugo*-Aggregat zusammen.

Für die sedimentologische Bearbeitung stand eine Kernhälfte zur Verfügung. Der Probenabstand lag in der Regel bei 10 bzw. bei 5 cm, wobei das engere Probenraster in Kernbereichen vorgenommen wurde, in denen makroskopisch engräumige Änderungen in Farbe oder Textur erkennbar waren. Ausgewählte Sandlagen wurden in Abständen von 1 cm erprobt. Insgesamt wurden 132 Proben entnommen, die jeweils 1 cm Kernstrecke umfaßten.

Eine Probenhälfte wurde ohne weitere Vorbehandlung für die Korngrößenuntersuchung herangezogen. Die Bestimmung des Sandanteils ($> 63 \mu$) erfolgte durch Naßsiegung, Silt ($63 - 2 \mu$) und Ton ($> 2 \mu$) wurden nach dem Bürettverfahren (FABRICIUS u. MÜLLER, 1970) analysiert. Die Auswertung bzw. Berechnung der Korngrößenparameter wurde mit einem Rechnerprogramm durchgeführt.

Die restliche Probe wurde für die mineralogische und chemische Untersuchung getrocknet (60°C , 36 h) und von Hand homogenisiert ($< 40 \mu$).

Die mineralogische Untersuchung wurde mittels Röntgendiffraktometrie an texturfreien Pulverpräparaten bestimmt. Die Gewichtsverhältnisse von Calcit, Dolomit und Quarz ergeben sich dabei durch Vermessung der

Reflexflächen (104-Reflex von Calcit und Dolomit) bzw. Reflexhöhen (101-Reflex von Quarz) nach dem in MÜLLER u. SIGL (1977) angegebenen Verfahren. Nach der Bestimmung von anorganischem Kohlenstoff (volumetrisch als CO₂) mit einem LECO-Gerät ergaben sich dabei die Absolutgehalte bezogen auf das Trockengewicht. Der nicht weiter quantifizierbare Rest besteht aus Schichtsilikaten und organischer Substanz. Feldspäte konnten nur in Spuren nachgewiesen werden.

Für die Untersuchung der Schichtsilikate (Tonminerale) wurde die Fraktion < 2 µ nach dem Atterberg-Verfahren abgetrennt. Die röntgenographische Bestimmung erfolgte nach vorangegangener Lösung der Carbonate und Sesquioxide (verd. HCl und NaOH) an Texturpräparaten, die nach dem Pipettverfahren hergestellt wurden. Die einzelnen Tonmineralgruppen wurden auf Grund der Lage bzw. der Verschiebung der charakteristischen Basisreflexe (001) nach Glykol- (Smectit-Gruppe) und DMSO- (Unterscheidung Kaolinit-Chlorit) Behandlung identifiziert.

Organischer Kohlenstoff wurde nach Lösung des Carbonatanteils volumetrisch als CO₂ mit einem LECO-Gerät bestimmt, Gesamtschwefel wurde nach Verbrennung zu SO₂ jodometrisch ermittelt. Die Analyse von Gesamtstickstoff erfolgte nach dem Kjeldahl-Verfahren.

Im Kernbereich von 234 bis 217 cm wurden einzelne Hell-Dunkellagen (insgesamt 13) präpariert und auf ihre mineralogische Zusammensetzung und C-org-Gehalt hin untersucht. Wegen der geringen Probenmenge konnte an diesen Proben keine Korngrößenanalyse durchgeführt werden.

Bei sämtlichen mineralogischen und chemischen Untersuchungsreihen wurde ein Seesedimentstandard zur Kontrolle der ermittelten Werte mitanalysiert.

Ausgewählte Kernstrecken wurden unter dem Rasterelektronen-Mikroskop (REM) untersucht.

Aus den einzelnen Pollenzonen wurden Schlammproben mit 1–5 ccm Material auf Ostracoden, *Daphnia*-Ephippien und Rotatorienreste durchgemustert, und die jeweiligen Mengenanteile dem Pollendiagramm zur Seite gestellt. Dies gilt ebenfalls für die von E. Schultze (Institut für Limnologie, Abt. Mondsee) nach der bei ZÜLLIG (1982) dargestellten Methode analysierten Pigmente.

Die Präparation der Diatomeenschalen erfolgte in konventioneller Weise mittels Säureveraschung (HUSTEDT, 1930). Für die lichtmikroskopischen Untersuchungen wurden sie in »Naphrax« eingebettet und für die Rasterelektronenmikroskopie (REM) auf Trägertischen aufgetrocknet, in einer »Polaron E 5100« Kathodenzerstäubungsanlage mit Au/Pd beschichtet und im JEOL »JSM-U 3« bei 15 kV analysiert. Die Ergebnisse der Diatomeenanalyse werden gesondert tabellarisch dargestellt (s. Anhang B).

4. Ergebnisse

4.1 Palynologie

4.1.1 Klima-, Vegetations- und Waldgrenzdynamik.

Der 8,44 cm lange Kern läßt sich vom Liegenden zum Hangenden in folgende Diagrammabschnitte gliedern (s. Abb. 4):

Abschnitt A (844–602 cm, Präboreal)

Dieser ist gekennzeichnet durch geringe Pollendichte, die um oder unter 25.000 PK/ccm liegt, relative *Pinus*-Anteile bei 70–80 %, sowie NBP-Werte, die sich um 20 % bewegen. Im NBP-Spektrum dominieren *Poaceae* und *Artemisia*. Weiters sind im Typenspektrum *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Botrychium* und *Selaginella*, sowie der *Ephedra distachya*- und *E. fragilis*-Typ vertreten. MAYER (1965, 1966) konnte *Ephedra* in den limnischen, überwiegend minerogenen Basisablagerungen des benachbarten Baumgartlmoores nachweisen. Im *Pinus*-Spektrum des Funtensees scheinen auch schon Prozentanteile von *Pinus cembra* und *P. sylvestris* auf.

Wie WELTEN (1982) hinweist, zeigen vielfach Profile aus Höhenlagen um 1600 m und darüber durch Überlagerung des Pollenfluges aus tieferen Lagen keine deutliche Regression der *Pinus*-Anteile auf Kosten der NBP während der Klimaoszillationen der Jüngeren Dryas, was die zeitliche Einstufung dieser Höhenprofile erschwert. Die regelmäßigen Spuren anspruchsvollerer Gehölze (Fichte, Hasel, Erle, Linde und Esche) deuten für diesen Abschnitt des Profils Funtensee, sofern es sich nicht um Umlagerungen aus interstadialen Sedimenten handelt, auf eine Einstufung ins Präboreal.

Auch MAYER (l.c.) stufte zuerst die basalen *Pinus*- und *Ephedra*-reichen Schichten des Baumgartlmoores in das ältere Präboreal. 1965 lag dazu ein C-14 Datum vor, das einige Probleme aufwarf. Ein organischer Detritus in karbonatreicher Matrix (160–170 cm) mit dem Pollenbild der frühen Haselzeit (entspricht dem Abschnitt D im Profil Funtensee) ergab ein C 14 Alter von 10.225 ± 125 B.P., was zeitlich dem Ende der Jüngeren Dryas entspräche.

Vergleichbare Daten mit 11.480 ± 280 B.P. und 10.570 ± 280 B.P. (DRAXLER, 1977) kennen wir aus der Doline der Gjaidalm/Dachstein aus 1700 m Höhe, die ebenfalls aus dem Übergangsbereich minerogen/organogen stammen, und die nicht mit dem Pollenbild korrespondieren, jedoch als Zeugnis der Eisfreiheit brauchbar erscheinen.

Kiesig/sandige Schichten an der Basis des Profils Funtensee, die einen weiteren Vortrieb verhinderten, könnten so gesehen ebenso wie jene des Profils Baumgartl dem ausklingenden Spätglazial angehören. Wie die Ergebnisse vom Dachstein (SCHMIDT, 1981) und von WELTEN (1982) aus den Schweizer Alpen zeigen, kann zwar schon mit einer Eisfreiheit heute subalpiner Plateaubereiche im Alleröd gerechnet werden, doch erschweren Erosion und Umlagerung sowie mögliche perennierende Eisreste in Karsthohlformen während

der Jüngerer Dryas die Interpretierbarkeit solcher Ablagerungen über 1600 m.

Wie die hohe Sedimentationsrate und die sedimentologischen Untersuchungen (s.u.) zeigen, kommen als Sedimentlieferanten vor allem Lockersedimente aus dem Einzugsgebiet des Renner- bzw. Stuhlgrabens sowie Seetone in Frage. Bei ersteren handelt es sich um Terrassen- bzw. Schwemmkegel- und Moränenreste, die im Spätglazial abgelagert wurden. Die Seetone belegen ehemals höhere Seespiegel. Sofern dieses Ausgangsmaterial überhaupt pollenführend war, könnten vor allem die *Artemisia*-reichen NBP-Spektren durch Umlagerung beeinflusst sein. Andererseits zeigen die Abschnitte A bis C, die dieser Sedimentationseinheit zuzuordnen sind (s.u.) eine deutliche Sukzession, die von einer noch offenen Vegetation über eine Wacholderausbreitung zum Bestandsschluß des Legföhrengürtels, und schließlich zur Zirbenwaldgrenze führt.

Abschnitt B (602 – 420 cm, Präboreal)

Dieser unterscheidet sich vom vorhergehenden vor allem durch höhere Wacholderanteile und einen Anstieg der Pollendichte. Bei *Juniperus* fanden sich Pollenkörner mit ausgesprochen derber Exine, die man in Übereinstimmung mit Funden von MAYER (l.c.) aus dem Baumgartlmoor *Juniperus sabina* zuordnen kann.

Abschnitt C (420 – 310 cm, Präboreal)

Die Annäherung der Zirbenwaldgrenze wird durch einen Zirbengipfel ausgedrückt. Gleichzeitig fallen die NBP- und *Artemisia*-Anteile weiter ab.

Mit dem Rückgang der Zirbenanteile wird im jüngeren Teilabschnitt die Zirbenwaldgrenze durchlaufen und eine größere Bestockungsdichte mit Sippen des *Pinus mugo*-Aggregats erzielt. Die Pollendichte klettert dabei auf 70.000 PK/ccm. Man kann sich diese Zirbenwaldgrenze ähnlich wie heute mit eingestreuten Zirben innerhalb des unteren bestandesdichteren Legföhrengürtels vorstellen, wo auf den Karstplateaus der Nördlichen Kalkalpen edaphische und kleinklimatische Bedingungen einen unruhigen Verlauf derselben bedingen.

Abschnitt D (310 – 235 cm, Präboreal/Boreal)

Mit weiterer Klima- und Waldprogression im jüngeren Präboreal rücken Birke, die Waldföhre und ihr nahestehende Sippen in hochmontane Lagen nach. Der Föhrengürtel, der heute zersplittert nur mehr reliktsche, konkurrenzarme, vor allem Dolomitstandorte innehat, wies zu dieser Zeit wohl seine größte vertikale Verbreitung auf.

Im hochmontanen Kontaktbereich dieser Diploxylon-Sippen ist an eine verstärkte Hybridbildung zu denken. »Spirken« sind heute bezeichnend für das benachbarte Wimbachgries. Sie reichen hier nach THIELE (1978) bis ca. 1450 m Höhe, um darüber von niederliegenden Formen (grec prostrata) des *P. mugo*-Aggregats ersetzt zu werden. MAYER (1962) stellte einen 9 m hohen Baum in 1730 m fest.

Mit Ausnahme von *Arctostaphylos* fehlen noch Hinweise auf einen stärkeren Ericaceenunterwuchs, wie er den heutigen Schneeheideföhrenwald auszeichnet. Mit den ausklingenden *Artemisia*-Anteilen und noch manchen Heliophyten stand er wahrscheinlich grasreichen Steppenheideföhrenwaldtypen noch näher.

Mit der Waldföhre und den Birken bzw. ihren jeweiligen Hybriden sind an der Wende Präboreal/Boreal als weitere Lichtholzarten die Ulmen und die Hasel vergesellschaftet. In diesem Abschnitt erreicht auch die Fichte allmählich Prozentanteile.

Abschnitt E (235 – 195 cm; Boreal)

Dieser Abschnitt ist durch den Haselgipfel (35–40 % der Gesamtpollensumme) und durch die Ulmen gekennzeichnet. Hinzu treten von den unterrepräsentierten Pollentypen *Larix* und *Acer*.

Nach einem C-14 Datum von WELTEN (1982) im Profil Pillon/Gsteig-Diablerets aus 1700 m Höhe aus den Westschweizer Voralpen liegt dort der Haselanstieg um 8.880 B.P. Für die jüngere Kulminationsphase des vielfach mehrgipfeligen Haselabschnitts erbrachte ein C-14 Datum aus dem Böckelweiher bei Berchtesgaden ein Alter von 8.155 ± 110 B.P. (MAYER, 1966). Parallel zum Anstieg der Fichtenwerte steigt der Farnanteil (*Dryopteris*-Typ, *Athyrium filix-femina*).

Abschnitt F (195 – 165 cm; Älteres Atlantikum)

Es kam nun zum Aufbau des heutigen Fichtengürtels auf Kosten der Lichtholzelemente Birke, Lärche, Waldföhre und Hasel. Die ersten Spuren von Buche und Tanne kündigen ihre Ausbreitung an. C-14-Daten für den Buchenanstieg im bayerischen Alpenvorland (SCHMEIDL, 1977) liegen im Intervall 6.000 – 6.500 B.P. Gleichzeitig breiteten sich die Erlen – auch die Grünerle erzielt nun Prozentanteile – und die Esche aus. Im hochmontanen Bereich erreichte *Acer* Bedeutung.

Abschnitt G (165 – 135 cm; jüngeres Atlantikum und Teile des Subboreals)

Mit der Ausbreitung von Buche und Tanne beanspruchen diese nun Standorte von Ulme, Linde und Ahorn.

Es wird die Umwandlung in die heutigen Buchen-Tannen-Wälder der nördlichen Randalpenzone vollzogen.

Die geringen Anteile der Legföhre und der Zirbe in diesem Abschnitt als auch im vorhergehenden (Älteres Atlantikum) deuten auf ein Abrücken der Zirbenwaldgrenze über den Funtensee hinaus hin, während zugleich die Fichtenwerte mit *Larix* auf die Nähe des subalpinen Fichten-Gürtels schließen lassen.

Abschnitt H (135 – 100 cm, Teile des Subboreals/Älteres Subatlantikum)

Die erneut steigenden Legföhren- und Zirbenanteile zeigen die Absenkung der Waldgrenze an. Da Getreidenachweise fehlen und weitere Kultur- bzw. Rodungsanzeiger zwar vorhanden, jedoch noch spärlich

vertreten sind, sind primär klimatische Ursachen dafür verantwortlich zu machen. Es dürfte sich dabei um die Auswirkungen von Klimaoszillationen des Jüngeren Subboreals und Älteren Subatlantikums handeln, wie sie von PATZELT u. BORTENSCHLAGER (1973) für die Zentralalpen im Intervall 3500 – 2000 B.P. nachgewiesen sind.

4.1.2 Anthropogene Einflüsse im Funtenseekessel (Almweidewirtschaft)

Im Anschluß an die oben erwähnten dem Älteren Subatlantikum zuordenbaren Klimaoszillationen häufen sich in einem klimatisch progressiven Abschnitt (erneut höhere Pollendichte und stärker organogene Sedimente, *Carpinus*-Anteile) Pollenfunde von Tritt-, Unkraut- und Wiesengesellschaften. Es dürfte sich um eine erste Rodungsphase handeln. Aber erst im jüngeren Teilabschnitt (ab ca. 70 cm Tiefe), mit dem Anstieg der Nichtbaumpollen auf 40 % und einem breiteren Typenspektrum von Wiesenpflanzen sowie hohen *Selaginella*-Anteilen erreichte die extensive Almweidewirtschaft den Funtensee. Ähnlich wie im frühen Postglazial stellt auch der »sekundäre *Pinus*-Anstieg« eine Summenkurve dar, in der selbst noch am Funtensee Pollen der Waldföhre im Zuge der Talrodungen wieder stärker vertreten sind. Dieser Pollenflug aus den Tallagen manifestiert sich auch in der Getreidekurve, die wiederum eine Hilfe für die zeitliche Einstufung darstellt. Die Berchtesgadener Almwirtschaft dürfte erst nach Gründung des Stiftes Berchtesgaden um 1100 ihren Aufschwung genommen haben. Im Pollendiagramm Funtensee wird eine ältere Rodungsphase (ca. 70 – 40 cm Tiefe) durch eine vorübergehende Einschränkung der NBP-Anteile mit einer Ausbreitung der Legföhre und einer vorübergehenden Verstrauchung mit Wacholder von einer jüngeren, zu den aktuellen Verhältnissen überleitenden getrennt. Zeitstellung und Ursache sind nicht bekannt.

4.1.3 Die Entwicklung der subalpinen Waldgürtel als Basis waldschützerischer und -baulicher Aspekte.

Der Legföhrengürtel

Mit der Ausbildung des Legföhrengürtels in den Tallagen im Bölling und Alleröd (KLAUS, 1967; SCHMIDT, 1981) erreichte er im Präboreal die Höhenlagen des Funtensees. Erosionsdämmung und beginnende Bodenbildung (s.u.) kennzeichnen die Phase des Bestandsschlusses. Damit ist die Legföhre zugleich Wegbereiter für die Zirbe, was die Abfolge im Pollendiagramm zeigt.

Mit der Absenkung der Waldgrenze im Älteren Subatlantikum näherte sich der Legföhrengürtel heutigen Höhenlagen. Die Überlagerung durch anthropogene Einflüsse rund um almweidegünstige Bereiche führte schließlich zum heutigen Bild.

Die Zirbe (*Pinus cembra* L.)

Im Gegensatz zur weiten Verbreitung des *Haploxylon*-

Typs in Spätglazialprofilen (Alleröd/Jüngere Dryas) der Nordostalpen, stellen die heutigen Standorte der Zirbe nur mehr Rückzugsareale dar. Nach dem Verlauf der Haselkurve und ihrer diskutierten Zeitstellung zu schließen, dürfte die Zirbe noch im Präboreal den Funtensee erreicht haben. Während der klimatisch progressiven Abschnitte des Atlantikums und Subboreals wurde sie, wie das Pollendiagramm zeigt, in höhere Bereiche des Steinernen Meeres abgedrängt. Verständlich, daß sich die Zirbe nur auf höheren Massenerhebungen mit Plateaucharakter über diesen Zeitraum zu halten vermochte, während niedrigere Erhebungen, die erst nach der Waldgrenzabsenkung im Älteren Subatlantikum oder durch Rodungen in den Bereich der Waldgrenze gelangten, heute zirbenfrei sind. Hinzu kommen klimatische Veränderungen im Atlantikum von den kontinentaleren Verhältnissen des Spät- und frühen Postglazials zur heutigen humideren Klimatönung der Randalpen; eine Klimaentwicklung, die zunehmend zirbenfeindlicher wurde. Neben der Massenerhebung sind es ja heute vor allem Bergstöcke im Leebereich, wie das Steinerne Meer, die eine Zirbenbestockung aufweisen, während etwa der vorgeschobene Untersberg, sieht man von jüngsten Wiederaufforstungen ab, von Natur aus zirbenfrei ist.

Die Lärche (*Larix decidua* MILL.)

Nach den pollenanalytischen Befunden im Salzkammergut (SCHMIDT, 1981) und in den Berchtesgadener Kalkalpen (MAYER, 1966) zu schließen, ist die Lärche nicht Pionierbaum an vorderster Gehölzfront, wie dies für die Legföhre zutrifft. Eine Häufung von Pollenfunden ist im Profil Funtensee nach dem Zirbengipfel mit der Ausbreitung der Lichthölzer Waldföhre, Ulme und Hasel festzustellen (Boreal). Gleichwie die Waldföhre und ihr nahestehende Sippen erreichte auch die Lärche nun ihre größte Verbreitung von den Tallagen bis in den Zirbenwaldbereich. Mit der Ausbreitung der Fichte im Atlantikum engte sich der Verbreitungsschwerpunkt auf den Kontaktbereich Zirbe und Fichte ein. Mit dem Aufbau eines Ericaceenunterwuchses bildete sich im Älteren Atlantikum auch das heutige *Larici-Cembretum* heraus. Es tritt nun auch eine Arealaufsplitterung der Lärche in eine Hoch- und Tieflagenverbreitung ein, die zum Teil durch die sekundäre Förderung der Lärche im Zuge der anthropogenen Rodungen wieder durchbrochen wird.

Die Grünerle (*Alnus viridis* DC.)

Gegenüber den Kristallingebieten der Zentralalpen spielt heute die Grünerle in den Kalkalpen durch die Konkurrenz der Legföhre nur eine untergeordnete Rolle.

Wie das Pollendiagramm zeigt, läßt die Ausbreitung der Grünerle eine deutliche Parallele zu jener der Fichte erkennen. Erst ab dem Atlantikum tritt im Funtenseegebiet die Grünerle in das Vegetationsbild. Auch im Bestandesaufbau läßt der Grünerlenbuschwald eine enge Beziehung zu hochstaudenreichen Fichtengesellschaften erkennen.

4.2 Sedimentologie

4.2.1 Kernbeschreibung

Makroskopisch lassen sich im Kern drei Sedimentationseinheiten unterscheiden (Abb. 5).

Einheit I (0 – 140 cm): ungeschichteter dunkeloliver Schlamm, Entgasungsspuren, H_2S -Geruch, hoher Wassergehalt und Anteile an organischem Material, reduzierendes Milieu.

Einheit II (140 – ca. 250 cm): geschichteter, olivbrauner Schlamm mit vereinzelt Sand- und Pflanzenrestlagen. Charakteristisch ist eine Hell-Dunkellaminierung; die Mächtigkeit der z.T. scharf abgegrenzten Lagen variiert zwischen 1 mm und 5 mm; Dunkellagen sind in der Regel mächtiger und häufiger; vereinzelt werden rotgefärbte Lagen beobachtet.

Einheit III (ca. 250 – 844 cm): geschichteter, hellgrauer bis weißlicher Schlamm mit zahlreichen, z.T. mehrere cm mächtigen gradierten Sandlagen, keine erkennbaren Pflanzenreste, geringer Wassergehalt.

4.2.2 Korngrößenparameter

Die Korngrößenverteilungen in Seesedimenten resultieren aus einer Vielzahl sich gegenseitig beeinflussender Faktoren. Gesteinszusammensetzung, Verwitterungsprozesse, Relief und Vegetation bestimmen Menge, Größe und Art der von den Zuflüssen und in geringem Maße auch vom Wind in einen See verfrachteten Partikel. Die Größe der im Geschiebe und der Schwebfracht transportierten Komponenten ist dabei in erster Linie eine Funktion der Strömungsgeschwindigkeit. Grobe Kornkomponenten werden dabei zumeist im Bereich der Mündung abgelagert und bilden dort ein in den See rückendes Delta. Sie gelangen nur episodisch z.B. während Hochwasserführung als Suspensionsströme (turbidity currents) in tiefere Seebeckenebenen. Bei diesem Ablagerungsprozeß entsteht in der Regel eine gradierte Schichtung, in der die größeren Körner die Basis bilden und von den langsamer absinkenden, nach oben feiner werdenden Partikel, überschichtet werden. Bei normaler Wasserführung gelangen nur die feineren Schwebanteile in das weitere Seebecken, wo sie in Abhängigkeit von ihrer Größe und Dichte mehr oder weniger schnell auf den Seeboden sinken. Fehlt der allochthone Sedimenteintrag, so werden Größe und Menge der zur Ablagerung kommenden Partikel durch die im See lebenden biogenen Komponenten bestimmt. Hinzu kommen die im Wasserkörper (z.B. Calcit) oder in den Ablagerungen (z.B. Sulfide) gebildeten anorganischen Mineralphasen.

Die Häufigkeitsverteilungen der Gehalte an Sand, Silt und Ton sind in Abb. 6 in Form von Histogrammen zusammengefaßt. Eine Auflistung der Korngrößenparameter findet sich in Tabelle 1. Im Funtensee werden im Bereich der Bohrung vor allem Silt-Ton-Gemische abgelagert, wobei der Korngrößenbereich Silt ($63 - 2 \mu$) von wenigen Ausnahmen abgesehen dominiert. Sein Gehalt variiert zwischen 94 % und 17 %, liegt jedoch in der Mehrzahl der untersuchten Proben über 70 %. Der Anteil an Ton ($< 2 \mu$) liegt über weite Kernstrecken

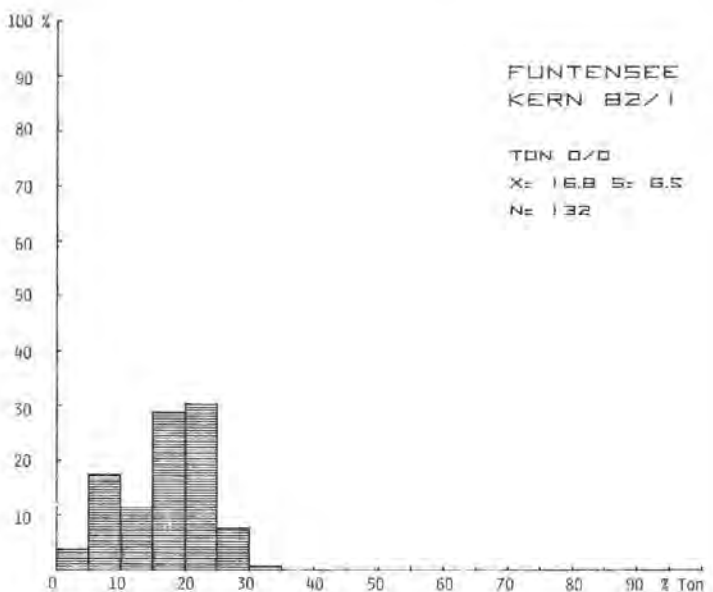
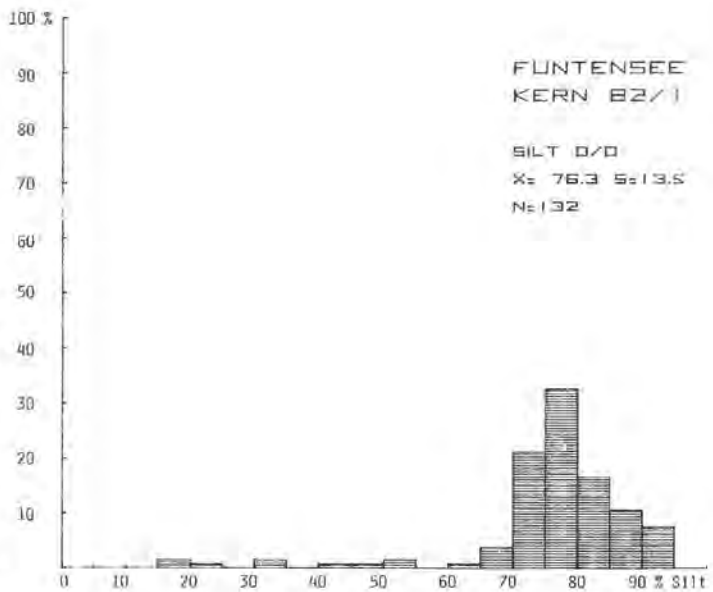
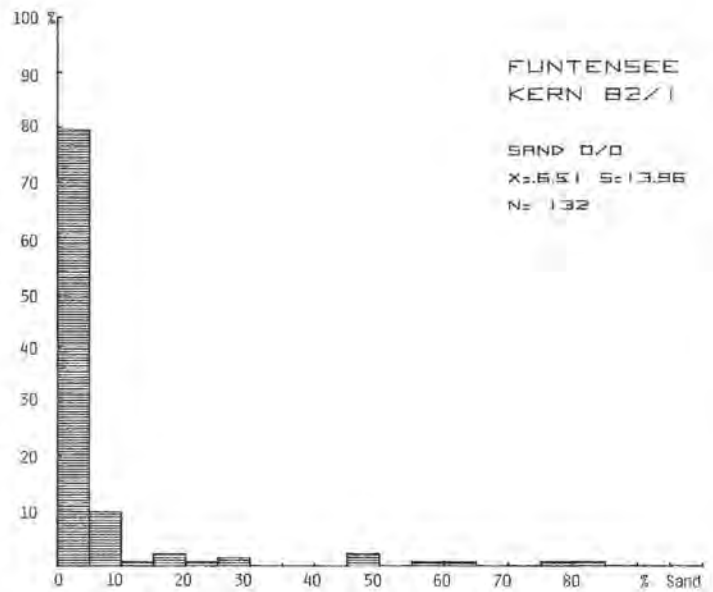


Abb. 6: Häufigkeitshistogramme der Sand-, Silt- und Tongehalte. Zusätzlich angegeben sind Mittelwert (\bar{x}) und Standardabweichung (s) der einzelnen Kornklassen. Probenanzahl $N = 132$.

bei rd. 20 %. Die jeweiligen Maximal- bzw. Minimalwerte belaufen sich auf 32 bzw. 2 %. Sand (> 63 μ) spielt beim Aufbau der Korngrößen nur eine untergeordnete Rolle, sein Anteil beträgt meist weniger als 5 %. Der Sandgehalt weist jedoch die größte Variationsbreite auf, die zwischen 0,2 und 81 % liegt.

Nach dem Gliederungsschema von MÜLLER (1961) ist der vorherrschende Sedimenttyp »toniger Silt« (68 %), die nächstwichtigsten Sedimenttypen sind »Silt« (13,5 %), und »Tonsilt« (8,3 %). Jeweils weniger als 3 % der untersuchten Proben entfallen auf die Typen »tonig sandiger Silt«, »sandiger Silt«, »Sandsilt«, »toniger Sandsilt«, »siltiger Sand« und »Sandsilt«. Die Lage der Proben im Konzentrationsdreieck Sand-Silt-Ton ist in Abb. 7 dargestellt.

Die mittleren Korngrößendurchmesser (Mz, FOLK, 1968) liegen zumeist unter 10 μ , der höchste bei diesem Parameter festgestellte Wert liegt bei 67 μ , der niedrigste bei 4 μ . Die Sortierung der Korngrößen (vergleichbar mit der Standardabweichung) ist nach dem Einteilungsschema von FOLK (l.c.) schlecht bzw. sehr schlecht.

Die bei der makroskopischen Beschreibung des Kerns vorgenommene Gliederung in 3 Sedimentationseinheiten wird auch bei der Betrachtung der Änderungen in

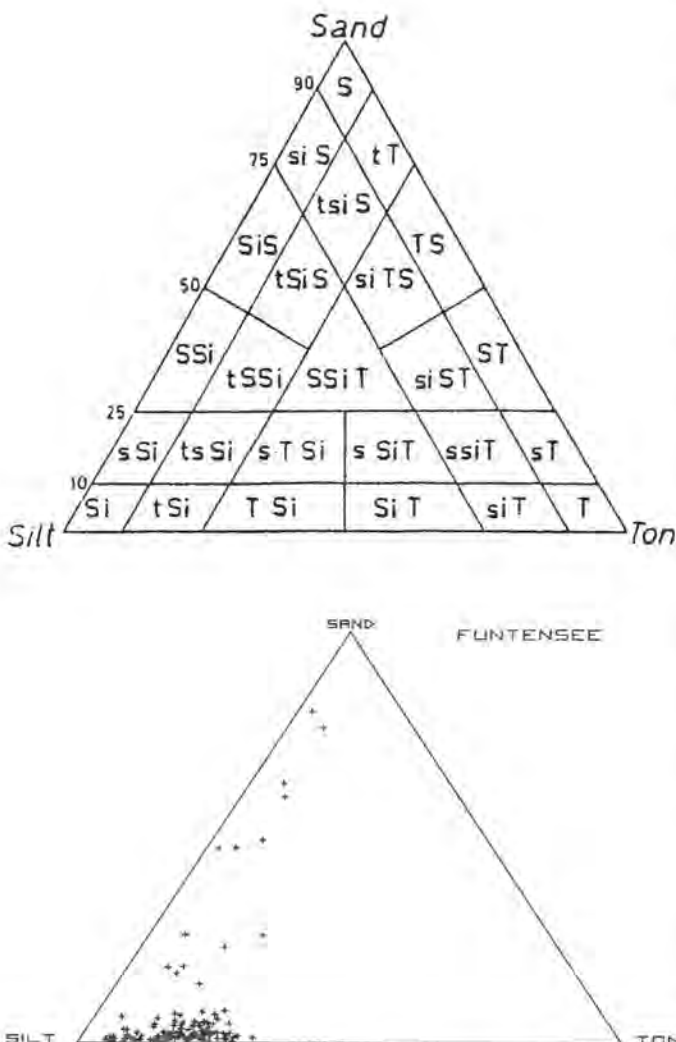


Abb. 7: Lage der Proben im Konzentrationsdreieck Sand-Silt-Ton sowie das Klassifikationsschema nach MÜLLER (1961).

den Sand-, Silt- und Tonanteilen in Abhängigkeit von der Kerntiefe deutlich (Abb. 8).

Der tiefere Kernbereich bis in rd. 250 cm Tiefe ist gekennzeichnet durch eine gleichmäßige Ablagerung von Silt und Ton, wobei der Anteil des letzteren um 20 % schwankt. Im Probenraster erfaßt sind 3 Sandschüttungen, in denen der Sandanteil jeweils mehr als 60 % beträgt. Sie repräsentieren einzelne episodische Sedimentationsereignisse, in deren Gefolge innerhalb weniger Stunden mehrere cm Sediment zur Ablagerung kamen. Wie die Detailuntersuchung zweier dieser Schichten (Kernstrecke 390 – 380 cm, 590 – 580 cm) zeigte, handelt es sich dabei um Turbiditablagerungen mit einer charakteristischen Gradierung.

Im Kernbereich zwischen 250 und 160 cm werden eine Reihe von signifikanten Veränderungen beobachtet. Die Tongehalte nehmen im Vergleich zur tiefer liegenden Sedimentationseinheit ab und weisen insgesamt stärkere Schwankungen auf. Auffallend sind weiter wechselnde Sandgehalte, die in den untersuchten Proben jeweils 50 % nicht überschreiten.

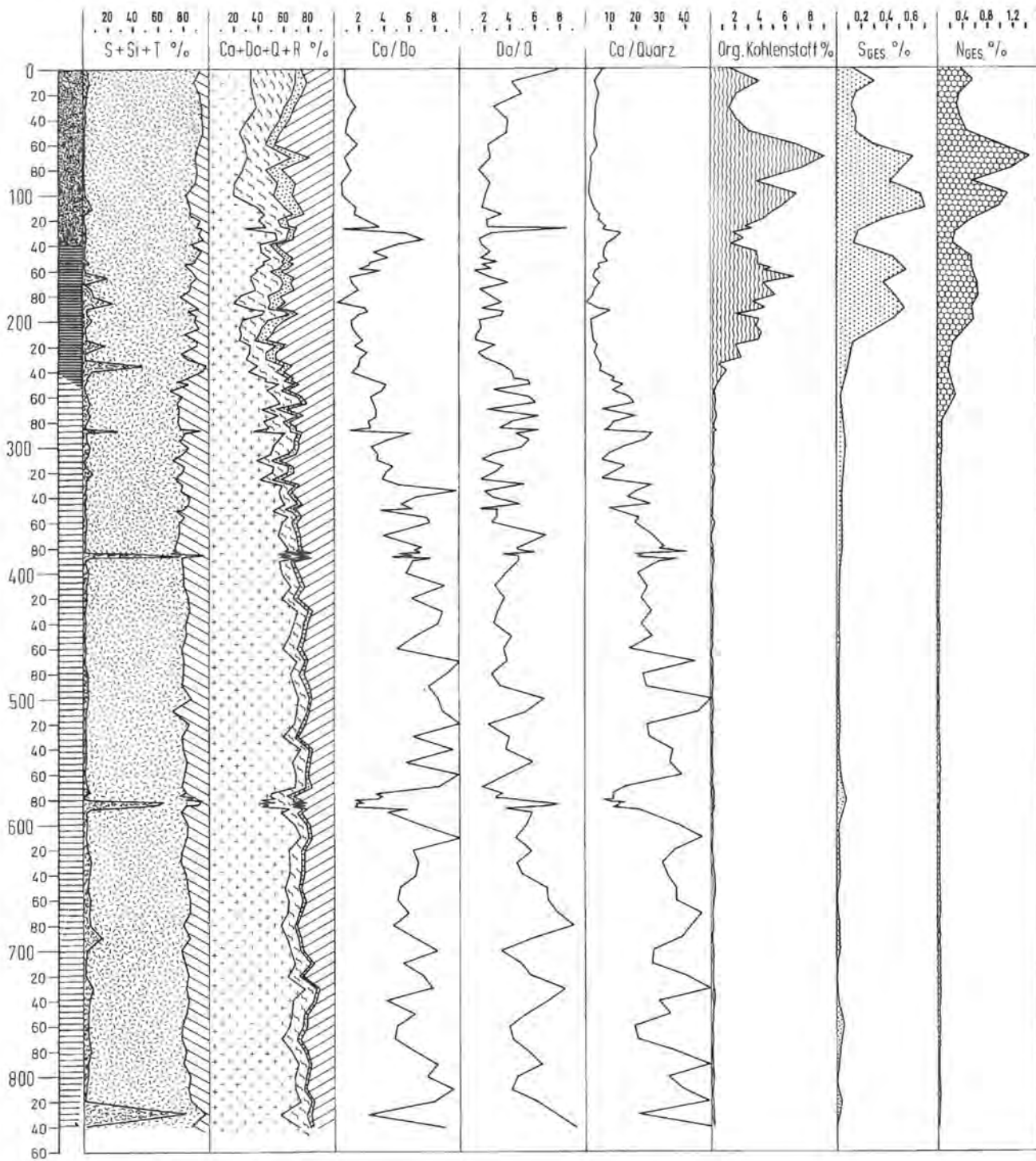
Die anschließende Kernsektion oberhalb 160 cm zeigt wiederum gleichbleibende Ablagerungsverhältnisse. Die Tongehalte liegen jedoch zumeist unter denen der untersten Einheit (III). Lagen mit signifikant höheren Sandgehalten fehlen oberhalb 1 m Kerntiefe völlig.

4.2.3 Sedimentkomponenten.

Die wichtigsten sedimentbildenden Minerale im Beckenbereich des Funtensees sind Calcit, Dolomit, Quarz sowie die Schichtsilikate Illit (Glimmer), Chlorit, Kaolinit und ein Illit-Smektit-Wechselagerungsmineral. Feldspäte sind nur in einzelnen Proben in Spuren nachweisbar. Die hier aufgelistete Mineralvergesellschaftung spiegelt die im Einzugsgebiet des Funtensees anstehende Gesteinszusammensetzung wider, einige der Komponenten könnten teilweise auch durch äolischen Eintrag in das Funtenseebecken gelangt sein. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefaßt.

Die Calcitgehalte schwanken in einem weiten Konzentrationsbereich zwischen 15 und 70 % (Mittelwert 52 %). In dem Häufigkeitshistogramm der Calcitgehalte (Abb. 9) wird diese polymodale Verteilung verdeutlicht. Schwach ausgeprägte Maxima werden bei Gehalten zwischen 55 und 65 % sowie zwischen 40 und 45 % beobachtet. Im Gegensatz zum Calcit sind die Dolomitgehalte meist geringer. Sie liegen zwischen 5 und 40 % bei einem Mittelwert von 15 %. Die Streuung ist im Vergleich zum Calcit signifikant geringer. Annähernd 2/3 der Proben fallen in den Konzentrationsbereich zwischen 5 und 15 % (Abb. 9). Die Quarzgehalte liegen durchweg unter 15 % (Mittelwert 4,5 %). In mehr als 66 % aller Proben liegt der Quarzgehalt unter 5 % (Abb. 9). Die Anteile von Schichtsilikaten und Feldspäten sowie von organischer Substanz, zusammengefaßt als Rest, variieren zwischen 10 und 55 % (Mittelwert 29,2). Sie weisen eine unimodale Verteilung auf mit einem Maximum im Konzentrationsbereich zwischen 25 und 30 % (Abb. 9).

FUNTENSEE 82/1



- SAND > 63 μ
- SILT 63-2 μ
- TON < 2 μ
- CALCIT (Ca)
- DOLOMIT (Do)
- QUARZ (Q)
- REST (R)
- SEDIMENTATIONSEINHEIT I
- SEDIMENTATIONSEINHEIT II
- SEDIMENTATIONSEINHEIT III

J.M.84

GEOLOGIE TU MÜNCHEN

Abb. 8: Synoptische Darstellung der Veränderung sedimentologischer (Korngrößen, Mineralogie) und chemischer Parameter (C-org, N und S) in Abhängigkeit von der Kerntiefe.

In Abhängigkeit von der Kerntiefe treten in den Anteilen bzw. Proportionen der einzelnen am Feststoffaufbau beteiligten Mineralphasen signifikanten Veränderungen auf, die in Abb. 8 dargestellt sind.

Im tiefsten Kernbereich des Profils von der Basis (844 cm) bis in eine Kerntiefe von rd. 420 cm variieren die jeweiligen Konzentrationen nur geringfügig. Die Calcitgehalte liegen gleichbleibend meistens über 60 % und weisen von wenigen Ausnahmen abgesehen (s.u.) nur wenige Schwankungen auf. Der Dolomitanteil beträgt meist weniger als 10 %. Ausnahmen bilden die Sand- bzw. Turbiditablagerungen in 830 bzw. 580 cm Kerntiefe. Hier sind Dolomitanreicherungen auf Kosten des Calcits zu verzeichnen, ein Hinweis auf die Dominanz von Dolomit in den gröberen ($> 63 \mu$) Korngrößenfraktionen. Die Quarzkonzentrationen liegen in diesem Kernabschnitt durchweg unter 3 %. In den o.a. sandreichen Turbiditablagerungen treten keine Quarzanreicherungen auf. Dies zeigt, daß Quarz überwiegend Bestandteil der feineren Silt- und Tonfraktionen ist. Der Anteil des nicht weiter untergliederten Rests weist

ebenfalls nur geringfügige Schwankungen auf. In der Mehrzahl der in diesem Kernabschnitt untersuchten Proben liegen die Gehalte zwischen 15 und 20 %.

Oberhalb einer Kerntiefe von rd. 420 cm verändert sich das im unteren Abschnitt beobachtete Verteilungsmuster. Bis in eine Kerntiefe von rd. 220 cm ist eine zwar von zahlreichen Schwankungen begleitete, aber deutlich im Trend erkennbare Abnahme des Calcits bei gleichzeitiger Zunahme von Dolomit und dem hier der Einfachheit halber als Schichtsilikatanteil bezeichneten Rest zu beobachten. Der Calcitgehalt sinkt dabei um rd. die Hälfte (ca. 30 %) der von ihm im untersten Teil gebildeten Menge ab. Die Dolomitgehalte belaufen sich auf etwa das Doppelte, während die Schichtsilikate (und organische Substanz) annähernd die Hälfte der gesamten Feststoffe ausmachen. Die Absolutgehalte an Quarz sind im Vergleich zu den anderen Komponenten kaum verändert. In diesem Kernabschnitt fällt eine turbiditische Sandlage (480 – 485 cm). Diese weist jedoch im Gegensatz zu den tiefer liegenden Turbiditablagerungen keine Anreicherung an Dolomit

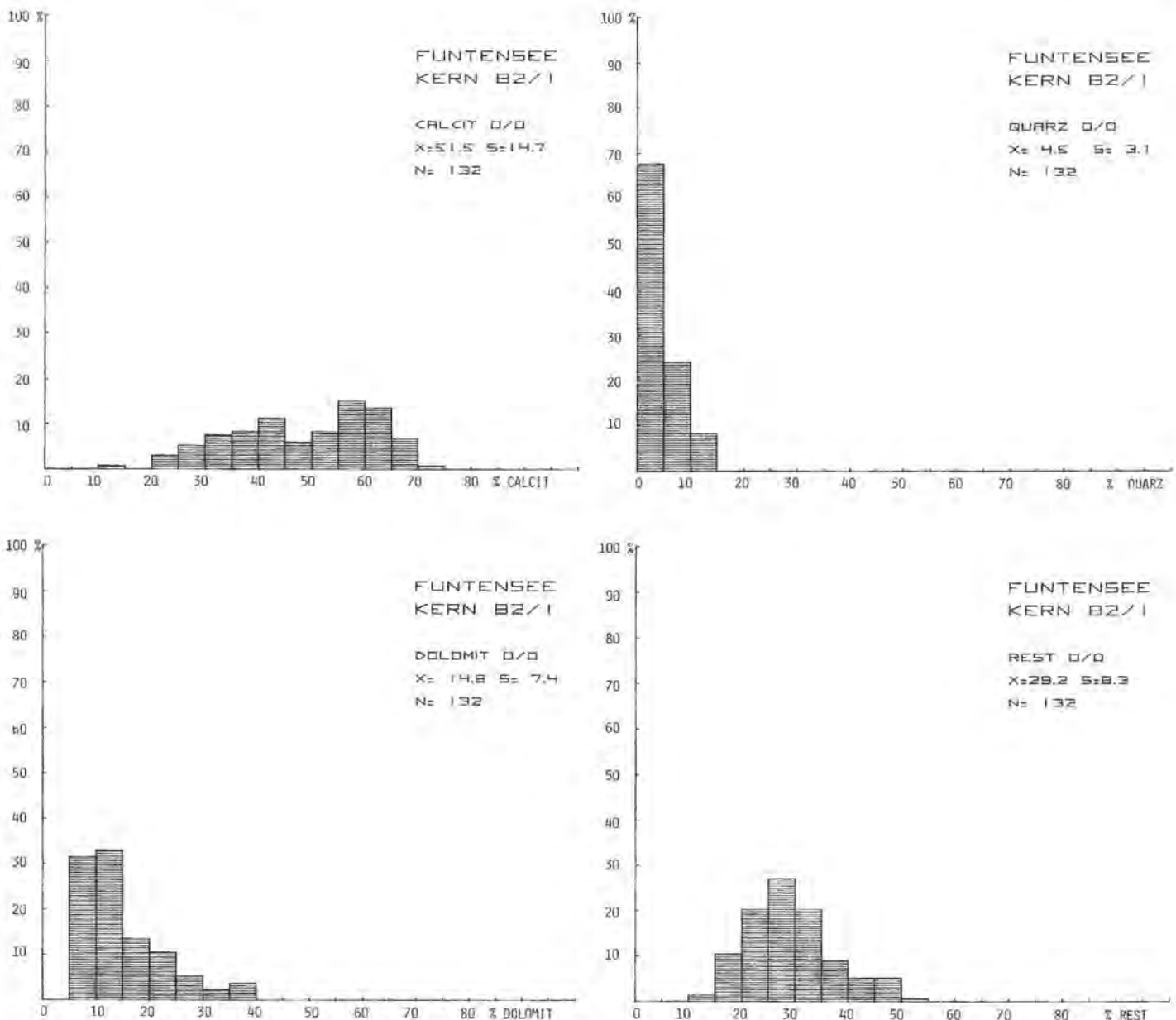


Abb. 9: Häufigkeitshistogramme der Calcit-, Dolomit-, Quarz- und Rest (Summe von Schichtsilikaten, Feldspäten und organischem Material) -gehalte. Zusätzlich angegeben sind Mittelwert (\bar{x}) und Standardabweichung (s) der einzelnen Parameter.

auf, die Gehalte der einzelnen Minerale zeigen bei dieser Sandlage nur geringe Änderungen, die insgesamt im Schwankungsbereich der »Normalsedimente« der unmittelbar benachbarten Kernsektionen fallen.

Von 220 cm bis in 130 cm Kerntiefe läßt sich auf Grund der Konzentrationsveränderungen ein weiterer Abschnitt ausgliedern. Die an der Basis noch dominierenden Schichtsilikate (und organische Substanz) zeigen im Trend eine leichte Abnahme, dafür ist beim Calcit, besonders oberhalb von 180 cm Kerntiefe eine stete Zunahme zu beobachten. Am Top dieses Abschnitts in 130 cm Tiefe erreicht Calcit ein Maximum mit über 55 %. Dolomit weist zunächst ungefähr gleichbleibend hohe Gehalte (ca. 20 %) auf, ab 180 cm Kerntiefe nimmt er jedoch stetig ab. Auffallend sind in diesem Kernabschnitt die im Vergleich zu den unteren Kernsektionen deutlich höheren Quarzgehalte, die jedoch ebenso wie Dolomit zum Top dieser Sektion (130 cm) wieder abnehmen.

Ein wiederum geringer werdender Gehalt an Calcit (bis auf 20 %) bei gleichzeitiger Zunahme der Dolomit- und Quarzanteile sind das Kennzeichen des von 130 bis 100 cm reichenden Kernabschnitts. Besonders die Quarzgehalte erreichen zum Top dieser Sektion Konzentrationen (bis 15 %), die in den liegenden Kernpartien nicht zu verzeichnen waren.

Im obersten Kernabschnitt, der den gesamten obersten Meter bis zur Sedimentoberfläche erfaßt, sind wiederum signifikante Veränderungen zu beobachten. Diese betreffen Calcit und Dolomit, die etwa in gleichem Maße zum Top des Kerns zunehmen, während Quarz und Schichtsilikate (Rest) abnehmen. Bei der durch die Oberflächenprobe charakterisierten heutigen Sedimentation sind Dolomit und Calcit die dominierenden Mineralphasen. Quarz, Schichtsilikate und organische Substanz liefern nur mehr etwa die Hälfte der an der Basis dieses Abschnitts auftretenden Werte.

Zur Verdeutlichung der im Kernprofil auftretenden An- bzw. Abreicherungen der einzelnen Komponenten wurden die jeweiligen Gehalte (Gewichtsprozent bez. auf Trockengewicht) von Calcit, Dolomit und Quarz zueinander ins Verhältnis gesetzt. Die statistische Auswertung der einzelnen Proportionen ist in der Abb. 10 dargestellt. Die Veränderungen der Verhältnisse mit der Kerntiefe sind in der Abb. 8 aufgezeichnet.

Der unterste Kernabschnitt (844 – 420 cm) ist gekennzeichnet durch relativ große Schwankungen in den jeweiligen Verhältnissen. So streuen die Calcit/Dolomit-Verhältnisse in einem weiten Feld, wobei der Calcitanteil das vier- bis zehnfache des Dolomits bzw. das 10- bis 50fache des Quarzanteils ausmacht. Die Dolomitkonzentrationen liegen zwischen dem zwei- bis achtfachen Gehalt an Quarz.

Die oberhalb 420 cm einsetzende Abreicherung an Calcit und die gleichzeitige Anreicherung an Dolomit wird durch abnehmende Ca/Do- sowie Ca/Qu-Verhältnisse dokumentiert. Im Kernbereich um 180 cm erreichen sie ein Minimum, Dolomit überwiegt hier den Calcitanteil (Ca/Do < 1). Gleiches gilt hier für den Quarz, der ebenfalls den Calcitanteil übertrifft. Auffallend ist

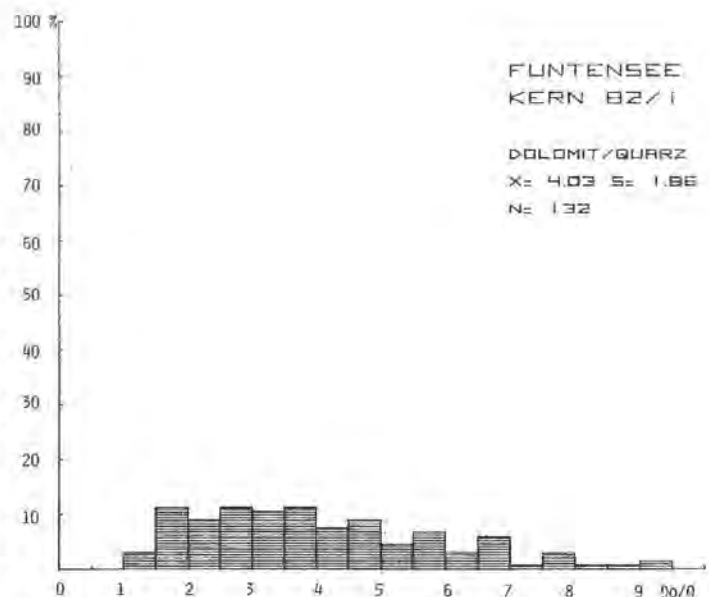
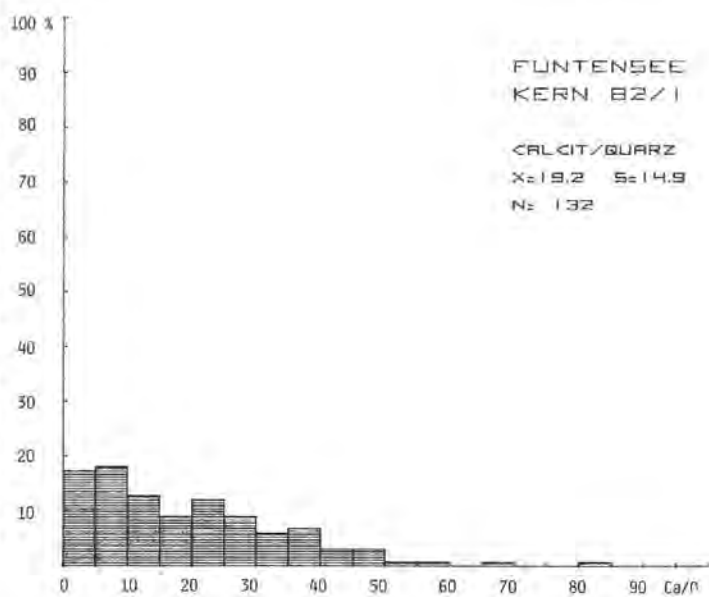
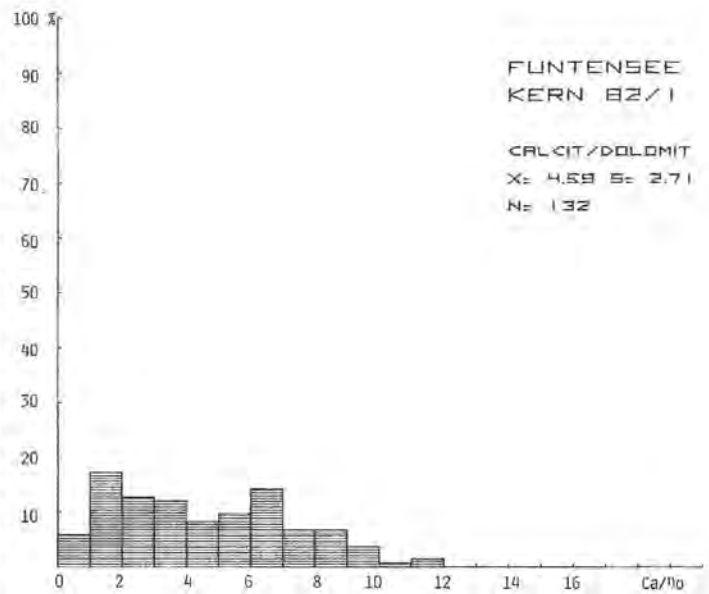


Abb. 10: Häufigkeitshistogramme der Calcit/Dolomit-, Calcit/Quarz- und Dolomit/Quarz-Verhältnisse mit den jeweiligen Mittelwerten (x) und Standardabweichungen (s).

darüberhinaus eine Abnahme der Streuung der Werte im oberen Kernbereich. Die Dolomit/Quarz-Verhältnisse streuen ungefähr im selben Bereich wie im untersten Kernabschnitt, erst oberhalb 230 cm zeigen abnehmende Verhältnisse einen Anstieg der Quarzgehalte an.

Zwischen 180 cm und 100 cm durchlaufen die Ca/Do- und die Ca/Qu-Verhältnisse wieder ein Maximum (bei ca. 135 cm), um dann wieder abzunehmen. Oberhalb 100 cm Tiefe werden beim Ca/Do- und beim Ca/Qu-Verhältnis niedrigere Werte und geringere Schwankungen beobachtet, d.h., die Proportionen bleiben in dem durch diesen Kernabschnitt repräsentierten Zeitbereich ungefähr gleich. Im Gegensatz dazu zeigen zur Sedimentoberfläche hin steigende Do/Qu-Verhältnisse eine stetige Verarmung an Quarz gegenüber Dolomit an, wobei an der Sedimentoberfläche Werte erreicht werden, wie sie in den tieferen Kernpartien die Regel waren.

4.2.4 Organischer Kohlenstoff, Gesamtstickstoff und Gesamtschwefel.

Organischer Kohlenstoff (C-org), Stickstoff und teilweise der Schwefel sind zum überwiegenden Teil Bestandteile der im See abgelagerten organischen Substanz. Zu unterscheiden sind hierbei einmal das von der im See lebenden Biomasse herrührende Material, sowie allochthone Einschüttungen von Pflanzenmaterial aus dem Einzugsgebiet, wobei letzteres teilweise stark zersetzter Bestandteil von Böden sein kann.

Die Analysenergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengefaßt.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff variieren zwischen $> 9\%$ (70 – 71 cm) und 0.04% (370 – 371 cm). In erster Näherung ergibt sich hieraus durch Multiplikation mit dem Faktor 2,5 (MÜLLER, 1966) ein Maximalgehalt von 23% an organischer Substanz. Der höchste Gesamtstickstoffanteil findet sich mit rd. 1.5% in der gleichen Kerntiefe mit dem Maximum an C-org, die geringste N-Gesamt-Konzentration ist in einer Probe aus 560 cm mit 0.02% zu beobachten. Beim Gesamtschwefel schwanken die Gehalte zwischen 0.7% (110 – 111 cm) und 0.01% (480 – 481 cm).

Im Sedimentprofil ergibt sich bezüglich der C-org, Ges.-N und Ges.-S-Gehalte eine deutliche Gliederung (Abb. 8). Unterhalb einer Kerntiefe von ca. 250 cm bis zur Kernbasis (844 cm) sind durchweg extrem geringe Gehalte vorhanden, die teilweise im Bereich der Nachweisgrenze liegen. So überschreitet in keiner Probe dieses Bereichs der C-org-Gehalt einen Wert von 0.5% . N-Gesamt liegt unterhalb 280 cm Kerntiefe stets unter 0.1% .

Oberhalb dieses Abschnitts, der praktisch frei von organischer Substanz ist, sind signifikante Erhöhungen der Gehalte zu verzeichnen, die bei den drei Parametern im wesentlichen gleichsinnig verlaufen. Beim Vergleich dieser Schwankungen ist zu beachten, daß beim C-org im Kernbereich zwischen 110 cm und 400 cm eine engere Beprobung (5 cm) vorgenommen wurde als

bei N-Gesamt und S-Gesamt, wo alle 10 cm eine Probe analysiert wurde.

In der Kernsektion zwischen 250 cm und 140 cm steigen die C-org-Werte zunächst an, erreichen zwischen 170 und 160 cm ein Maximum ($> 6\%$) und sinken dann wieder auf weniger als 2% ab. Dieser Minimumbereich an C-org, in dem ebenfalls deutlich geringere Schwefel- und Stickstoffgehalte zu beobachten sind, fällt in den Kernbereich, in dem ein Calcitmaximum auftritt.

Daran anschließend wird bis in eine Kerntiefe von 100 cm ein erneuter Anstieg der C-org-Anteile verzeichnet, gefolgt von einem Absinken auf 4% in 90 cm Kerntiefe und einem weiteren Anstieg, wobei in 70 cm Kerntiefe die größten Konzentrationen ($> 9\%$) auftreten. Bis in 30 cm Tiefe sinken die Gehalte an C-org, Gesamtstickstoff und Gesamtschwefel stark ab, erreichen in 10 cm Tiefe erneut ein Maximum, um dann zur Sedimentoberfläche wieder abzusinken.

Im Kernbereich oberhalb 250 cm liegen die C/N-Verhältnisse zwischen 4 und 8, wobei die Mehrzahl der Werte zwischen 6 und 8 streut. In den unter 250 cm liegenden Sedimenten werden überwiegend geringere C/N-Verhältnisse beobachtet, deren Signifikanz jedoch in diesem Rahmen offen bleiben soll, da hier wegen der extrem geringen Gehalte Meßfehler nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden können.

4.2.5 Tonminerale

In der Tonfraktion ($< 2\ \mu$) wurden nach der Entkalkung auf Grund der charakteristischen Basisreflexe (001) die folgenden Gruppen bestimmt:

10 Å-Gruppe: hierbei handelt es sich im weitesten Sinn um Glimmer. Makroskopisch sind besonders in der unteren Kernhälfte zahlreiche Glimmerplättchen zu erkennen, wobei es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um Muskovit handelt. Diese Glimmerplättchen sind besonders in den gröberen Siltfraktionen verbreitet. Die in der Tonfraktion auftretenden 10 Å-Minerale werden im Rahmen dieser Untersuchung als Illit bezeichnet. Ihr (001)-Reflex ist in allen Proben über das gesamte Kernprofil hinweg asymmetrisch ausgebildet. Hierfür können eine ganze Reihe von Ursachen verantwortlich gemacht werden, u.a. extrem kleine Korngrößen, Kristallinität oder das Vorhandensein mehrerer 10 Å-Phasen bzw. das Auftreten von Wechsellagerungsmineralien (mixed-layer) mit einer überwiegenden 10 Å-Phase.

14 Å-Gruppe: die mit Reflexen bei 14 Å beginnende integrale Serie von Basisreflexen wird als Chlorit bezeichnet.

7 Å-Gruppe: diese Reflexfolge wird hier ohne weitere Untergliederung als Kaolinit geführt.

Illit-Smektit-Wechsellagerungsmineral: in einigen Proben des Sedimentprofils tritt ein diffuser Reflexrücken zwischen 14 und 10 Å auf. Nach Glykolbehandlung verschwindet dieser weitgehend, dafür ist bei 17 Å ein neuer Reflex erkennbar. Da der 14 Å-Reflex nach Gly-

FUNTENSEE KERN 82/1



J.M.84

GEOLOGIE TU MÜNCHEN

Abb. 11: Reflexhöhen (in cm) der im Kern auftretenden Tonmineralgruppen (Fraktion < 2 μ) in Abhängigkeit von der Kerntiefe.

kolbehandlung unverändert erscheint und somit allein der Chlorit-Gruppe zuzurechnen ist, ergibt sich aus diesem Befund das Vorhandensein eines Illit-Smektit-Wechsellagerungsminerals, bei dem die Proportionen der beiden Phasen in einem weiten Bereich schwankt.

Neben diesen von Tonmineralien hervorgerufenen Reflexen wurden in der Tonfraktion noch Quarzreflexe aufgezeichnet.

Da eine quantitative Tonmineralbestimmung u.a. wegen der großen strukturellen und chemischen Unterschiede nur unter großem Vorbehalt möglich ist, wurde im Rahmen dieser Arbeit lediglich ein für die jeweilige Gruppe charakteristischer Reflex in seiner Höhe vermessen. Hierzu wurden die folgenden Beugungslinien herangezogen: für Illit und Smektit der (001)-Reflex des Glykolpräparats, für Chlorit der (004)- und für Kaolinit der (002)-Reflex des luftgetrockneten Präparats, in dem ebenfalls der Quarz (101) vermessen wurde. Die Ergebnisse dieser Auswertung sind in Abhängigkeit von der Kerntiefe in Abb. 11 dargestellt.

Aus Abb. 11 geht hervor, daß Illit, Chlorit und Kaolinit über das gesamte Kernprofil hinweg auftreten. Im Gegensatz dazu werden die Reflexe des Illit-Smektit-Wechsellagerungsminerals erst oberhalb einer Kerntiefe von 440 cm beobachtet. In diesem Kernbereich treten sie in fast allen Proben auf.

4.2.6 Detailuntersuchung: die mineralogische und palynologische Zusammensetzung im Bereich der Hell-Dunkel-Laminierung (Sedimentationseinheit II).

Im Kernbereich zwischen 217 und 234 cm wurden einzelne Lagen herauspräpariert und auf ihre mineralogische Zusammensetzung und ihren Gehalt an C-org hin untersucht.

In dem o.a. Kernabschnitt treten fünf helle Lagen auf, deren Mächtigkeit zwischen 2 und 3 mm liegt. Sie sind an ihrer Ober- bzw. Untergrenze jeweils scharf von den dunklen Lagen abgesetzt.

Die Dunkellagen sind bis zu 2 cm mächtig. Sie weisen unterschiedlich Farbabstufungen zwischen dunkelbraun und schwarz auf.

Die Ergebnisse der mineralogischen Untersuchung der einzelnen Lagen ist in Abb. 12 dargestellt. Deutliche Unterschiede zwischen den hellen und den dunklen Lagen werden in erster Linie im Calcitanteil sowie im Gehalt an organischem Kohlenstoff beobachtet. Der Calcitgehalt liegt bei den hellen Lagen zwischen 42 und 57 %, in den dunklen Lagen variiert er zwischen rd. 13 und 42 %. In zwei Lagen, die die intensivste Dunkelfärbung aufweisen, ist der Dolomitanteil höher als der von Calcit. Die Konzentration an organischem Kohlenstoff liegt in den hellen Lagen mit einer Ausnahme unter 1 %, in den dunklen Lagen werden – ebenfalls mit einer Ausnahme – Gehalte über 2 % beobachtet (Maximum 4,5 %).

Bei den anderen Mineralphasen (Dolomit, Quarz usw.)

treten keine signifikanten Unterschiede zwischen hellen und dunklen Lagen auf.

Die Pollenuntersuchung der Laminae erbrachte folgende Ergebnisse (s. Pollendiagramm, Abb. 3): die calcitreichen Hell-Lagen wiesen im Durchschnitt höhere NBP-Anteile und eine geringere Pollendichte als die Dunkellagen auf.

4.2.7 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen.

Die REM-Untersuchungen erfolgten mit dem Ziel, über das Kernprofil hinweg die Art, Oberflächenmorphologie und Größe der Komponenten sowie evtl. auftretende Veränderungen aufzuzeigen. Hierzu wurden zumeist Streupräparate aus getrocknetem Sediment hergestellt. Das Beprobungsraster lag hierbei bei 1 m. Die Identifizierung der Komponenten erfolgte über EDX-Analyse.

Probe 830 cm (Streupräparat): Aus der Sandlage wurden mehrere farblich unterschiedliche Körner ausgelesen. Eine für Dolomit charakteristische Kornoberfläche zeigt Tafel I A (Ramsaudolomit). Auffallend sind hier die zumeist scharfen Kanten und glatten Flächen der einzelnen Dolomitkristalle, deren Größe zwischen wenigen μ und mehreren 10er μ liegt. Calcitische Körner zeigen unterschiedliche Oberflächenstrukturen. Beispiele hierfür sind in den Tafeln I B–C, II A–C und III A–B zusammengestellt. Die Unterschiede zum Dolomit bestehen hauptsächlich in der Kristallgröße und deren Kornform. I B und I C zeigen ein starkes Oberflächenrelief, das eine größere Angriffsfläche für Lösung bietet, die zur Abrundung der Kanten führt (II A). Aus diesen Abbildungen wird auch ersichtlich, daß diese Calcite beim mechanischen Abrieb vor allem kleine Kornkomponenten liefern. II B und II C zeigen ein größeres Calcitkorn und seine Oberfläche, auf der abgerundete Kristallformen auf Lösung hinweisen. Bei den Tafeln III A und II B handelt es sich um einen roten Kieselkalk und um einen dunklen Kalk, die eine dichtere Oberfläche aufweisen. Bei dem in Tafel III C gezeigten Partikel handelt es sich nach der EDX-Analyse um ein Glimmeraggregat, die hier auftretende Oberflächenstruktur ist vermutlich das Ergebnis von mechanischem Abrieb. Zum Vergleich ist in IV A die Oberfläche eines Quarzkornes aus der gleichen Probe dargestellt.

Probe 700 cm (Streupräparat): Tafel IV B zeigt überwiegend Calcitpartikel im Korngrößenbereich zwischen $< 1 \mu$ und mehreren 10er μ . Die größeren Körner zeigen zumeist eine bessere Abrundung. Die μ -großen Fragmente werden als Abrieb gedeutet, wie er beim Zerfall von Kalken entsteht, die in den Tafeln I B und C dargestellt sind.

Probe 600 cm (Präparat mit primärem Gefüge; Tafel IV C). Charakteristisch für die Probe sind die vereinzelt Dolomitkristalle im Korngrößenbereich Grobsilt ($> 20 \mu$) und Sand ($> 63 \mu$) in einer calcitischen Siltmatrix. Bei den Dolomiten ist noch der rhomboedrische Habitus erkennbar. Die Calcite bestehen aus teils eckigen, teils abgerundeten Fragmenten. Tafel V A zeigt eine Ausschnittvergrößerung des Dolomitkorns aus Tafel IV C. Erkennbar ist hier eine Bruchfläche, die im linken



Blick über den Funtensee nach Osten. Hinter dem See sind die mächtigen Lockersediment-Ablagerungen mit den tiefen Erosionsrinnen des Rennergrabens erkennbar (s. Text S. 68).

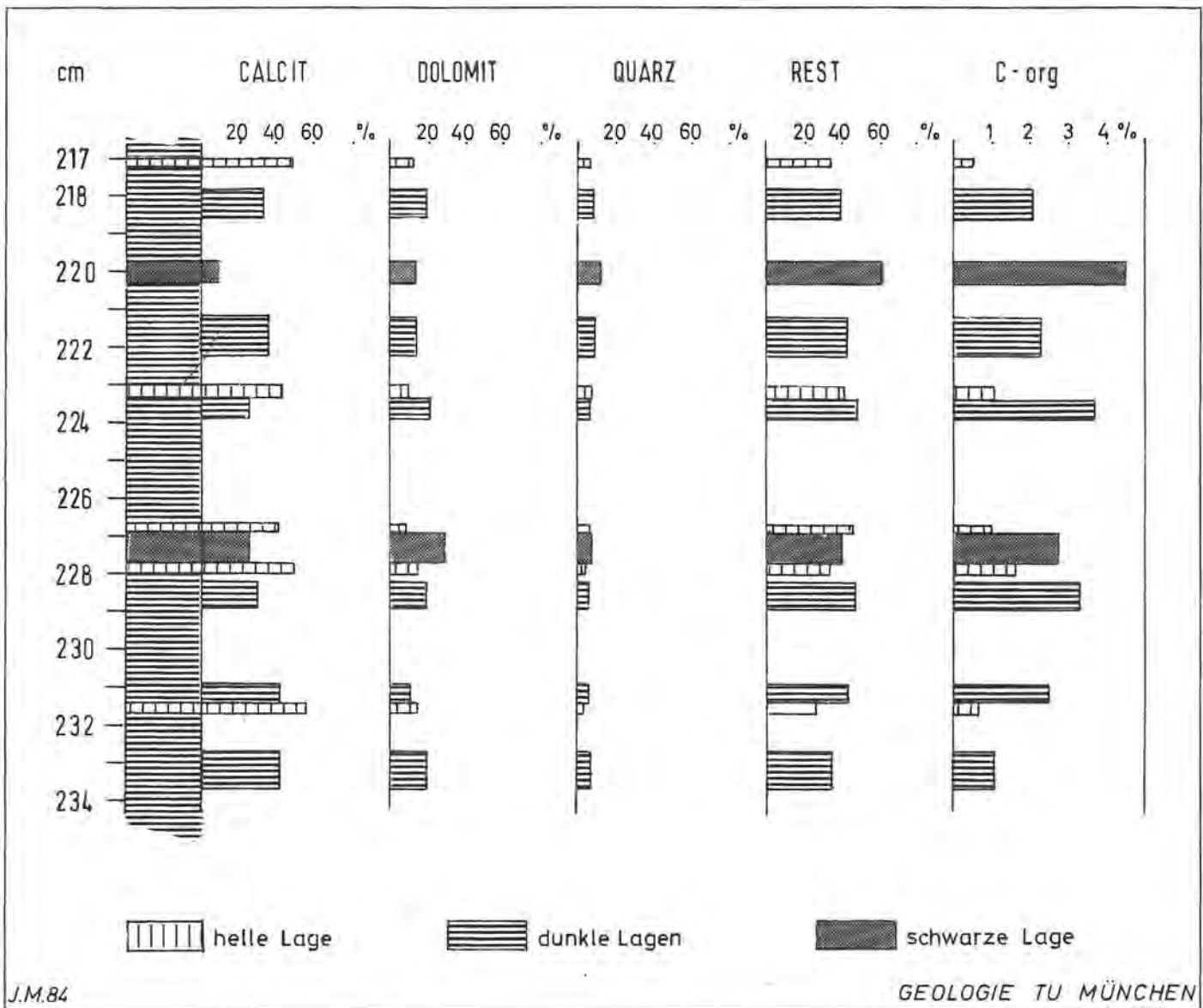


Abb. 12: Mineralogische Zusammensetzung und C-org-Gehalte ausgewählter Hell-Dunkel-Lagen der Sedimentationseinheit II.

Bildrand durch calcitischen Zement »verheilt« ist. Bei den kleineren Partikeln handelt es sich zumeist um Calcite, die teilweise Lösungsspuren aufweisen.

Probe 500 cm (Streupräparat, Tafel V B): Ähnlich wie in der Probe aus 600 cm finden sich hier große Dolomitmörner in einer Calcit-Matrix, die ein weites Korngrößenpektrum aufweist.

Probe 400 cm (Streupräparat): Die Probe zeigt im Prinzip das gleiche Erscheinungsbild wie die vorangegangenen Aufnahmen. Auffallend war hier jedoch ein Calcitkorn mit einer glatten Oberfläche (T. V C). Calcitpartikel mit den in T. VI A gezeigten Oberflächenstrukturen sind jedoch bei weitem häufiger. Ein Dolomitmörner mit durch Transport gerundeten Kanten zeigt Tafel VI B.

Probe 300 cm (Streupräparat, Tafel VI C): In dieser Kerntiefe sind ebenfalls vereinzelt größere Dolomite in einer feinkörnigeren Calcit-Matrix zu beobachten.

Probe 200 cm (Präparat mit Primärgefüge): Tafel VII A verdeutlicht den Unterschied in den Oberflächenstrukturen

zwischen einem Quarzkorn und einem größeren Calcitpartikel, der parallel angeordnete Lösungsspuren aufweist. Diese folgen entweder den vorgegebenen Spaltflächen des Calcits oder einer primären Feinschichtung (Stromatolith?). Signifikante Unterschiede zu den tieferen Proben zeigen sich nunmehr in dem Auftreten von Pflanzenresten (T. VII B) und von Tonmineralaggregaten (T. VII C), die ab dieser Kerntiefe einen wesentlichen Bestandteil der Feinstraktion ausmachen.

Probe 100 cm (Streupräparat): Ein Beispiel für den im oberen Kernbereich zunehmenden Gehalt an organischen Substanzen sind die in T. VIII A gezeigten Pflanzenreste. Einen wichtigen Hinweis auf die Lösung von Karbonat im See liefert T. VIII B. Sie zeigt eine stark korrodierte Muschelschale, von der nur noch das Skelett der Palisadenschicht erkennbar ist.

Probe 50 cm (Streupräparat): Tonaggregate sind häufig in dieser Probe zu beobachten. Sie bilden typische Kartenhausstrukturen (T. VIII C). Vereinzelt finden sich aus Calcit bestehende Kugeln von *Phacotus* sp., einer Chlorophyceen (T. IX A). Größere Calcitkörner treten in

unterschiedlich stark korrodierter Form auf (T. IX B u. C). Dolomitpartikel weisen neben der schon bekannten Kornmorphologie (T. X A) in diesem Kernbereich auch nahezu idiomorphe Kristallformen auf (T. X B).

Probe O cm (Streupräparat): In der Oberflächenprobe sind die im ganzen Kern auftretenden Dolomite (T. X C) neben größeren Calciten (T. XI A) und Glimmer (T. XI B) zu finden. Zusätzlich zu den oben erwähnten biogenen Resten sind in dieser Probe Diatomeen (s.u.) sowie 15 μ große »Calcitkugeln« biogenen Ursprungs zu beobachten (T. XI C), deren Zuordnung jedoch noch fraglich ist.

4.3 Paläolimnologische Untersuchungen

Hinweise auf ein Zooplankton gibt es in Form von *Daphnia*-Ephippien in geringen Mengenanteilen ab dem präborealen Abschnitt C, in dem der Funtensee in den Bereich der Waldgrenze rückte. Dagegen treten Ostracodenschalen und Reste von Rotifera erst ab dem haselreichen (borealen) Abschnitt auf. In der Häufigkeitsverteilung läßt sich dabei eine enge Korrelation zum Ausklingen des verstärkten minerogenen Eintrages im Zuge des Vegetationsschlusses und der damit verbundenen Verminderung der Sedimentationsrate feststellen. Die höchsten Mengenanteile zeigen die Abschnitte F – H (Boreal bis Subboreal), während diese mit der erneuten Zunahme der minerogenen Komponenten und der Sedimentationsraten im Rodungsabschnitt I wieder abfallen. Ähnlich verläuft auch der Pigmentgehalt an Rohcarotinoiden, wenn auch dieser entsprechend den oligotrophen Verhältnissen durchweg gering ist.

Bei den Ostracoden ist praktisch nur eine Art in wechselnder Abundanz vertreten, nämlich *Cypria ophthalmica*. In wenigen Straten tritt *Cyclocypris* in wenigen Individuen hinzu.

Bei den Rotatorien konnten in den Abschnitten F – H Flossen von *Polyarthra* sowie Dauereier von *Keratella* nachgewiesen werden. Im jüngsten anthropogen beeinflussten Abschnitt dominieren Dauereier von *Polyarthra dolichoptera*, *Filinia* und *Trichocerca cf. capucina*. Im Königssee sind nach SIEBECK (1982) *Keratella cochlearis* und *K. hiemalis* häufig vertreten, wobei vor allem letztere für Trophieveränderungen empfindlicher zu sein scheint. Es fällt auf, daß auch an hohen Pollenanteilen von *Ranunculus* im Rodungsabschnitt die Sektion *Batrachium* beteiligt ist. Heute bildet *Ranunculus trichophyllus* flutende Bestände.

Der stratigraphische Zeigerwert der von KLAUS (1977) als »*Coccus nivalis*« bezeichneten noch nicht identifizierten zystenartigen Gebilde konnte auch im Profil Funtensee bestätigt werden. Diese treten mit der Absenkung der Waldgrenze im Abschnitt H zum erstenmal auf, um im folgenden klimatisch progressiven Abschnitt vorübergehend hohe Volumenanteile zu erreichen (bis zu 10^5 /ccm).

Diatomeenschalen waren nur in der obersten Sedimentschicht erhalten geblieben. Die Analyse ergab – wie auf Grund des reichen Makrophytenbesatzes zu

erwarten – eine typische Litoralfloora mit vorwiegend epiphytischen Elementen, die allerdings zuweilen als »Tycho plankton« in den freien Wasserkörper verdriftet werden. Die Ursache für das Fehlen echter Planktonarten liegt vielleicht in der geringen Tiefe des Funtensees. Das einzige gefundene Exemplar von *Stephanodiscus astraea* ist wohl allochthonen Ursprungs.

Die Masse der Diatomeenarten setzt sich aus sehr kleinen Formen zusammen, wobei ca. 70 – 80 % auf *Fragilaria construens* und ihre Varietäten entfallen (Tafel XII, Abb. 3 u. 5). Bei den mittelgroßen Formen dominiert eindeutig *Navicula radiosa* (Tafel XIV, Abb. 17 u. 18), und bei den großen Arten ist es *Cymbella ehrenbergi* (Tafel XIII, Abb. 7), gefolgt von *Neidium iridis* (Tafel XIV, Abb. 19) und *Pinnularia viridis* (Tafel XIV, Abb. 13 u. 14). Den zahlenmäßig größten Anteil stellen somit kosmopolitische Süßwasserformen mit breiter ökologischer Toleranz bezüglich Salzgehalt und pH, zum Teil sind sie alkaliphil, mit indifferentem bis eutrophem Habit (s. Tabelle 4 – 9; Artenliste), wie es für Besiedler submerser Wasserpflanzen charakteristisch ist.

Die typischen »Gebirgsformen« wie *Caloneis alpestris* var. *inflata*, *Denticula tenuis*, *Pinnularia divergens* var. *elliptica*, *Surirella linearis* var. *constricta* und var. *helvetica* sind zahlenmäßig kaum von Bedeutung. Kosmopoliten sind die geeignetsten Pionierformen, und so waren *Fragilaria construens* und ihre Varietäten, ebenso wie *Frag. pinnata* nicht nur dominierende Erstbesiedler auf Surtsey (BEHRE & SCHWABE, 1970), sondern immer dominierende Pioniere in spätglazialen Sedimenten (HAWORTH, 1976) mit *Campylodiscus noricus* var. *hibernica*, *Amphora ovalis* und *Navicula amphibola* im Gefolge (HAWORTH, 1969).

Die »ökologische Toleranz« von *Fragilaria construens* und ihren Varietäten hat jedoch metabolische Defekte zur Folge, die sich als Form- und Strukturaberrationen manifestieren, deren Prozentsatz im Funtensee-Sediment relativ hoch liegt. Auch an anderen Arten, z. B. *Gomphonema constrictum* var. *capitatum* (Tafel XIII, Abb. 12 – fragmentierter Raphenspalt) oder *Neidium iridis*, waren teratologische Veränderungen der Schalen festzustellen, deren Ursache zweifellos in einer Störung der Cytoskelett Anordnung während der Schalenmorphogenese zu finden ist (SCHMID, 1980; BLANK & SULLIVAN, 1983). Der induzierende Faktor am natürlichen Standort kann zunächst in einer Instabilität der Salinität gesehen werden, die als sekundärer Salzstreß oder osmotischer Streß eine Veränderung des Wasserpotentials innerhalb der Zelle bewirkt (SCHMID, 1979, 1980), doch ist eventuell auch eine Veränderung der Ca^{++} Konzentration im Medium nicht auszuschließen. In diesem Zusammenhang wird an die von SCHMOLIN (l.c.) beobachteten Wasserspiegelveränderungen erinnert. Diesbezügliche Laborexperimente stehen jedoch noch aus. Eine standortspezifische ökologische Interpretation dieser Formen ist jedoch mit einer Sedimentanalyse allein nicht möglich; es könnten natürliche astatische Bedingungen, in Zusammenhang mit Schneeschmelze und Evaporation, verantwortlich gemacht werden, doch sind auch anthropogene Einflüsse in Betracht zu ziehen.

5. Die Entwicklung der Sedimentation im Funtensee in Abhängigkeit vom Klima und der Vegetation.

Hinweise auf die möglicherweise spätglazialen bis frühen postglazialen Tiefen- und Ablagerungsverhältnisse des Funtensees liefern die Lockersedimente im SE und die bis zu 20 m über dem heutigen Seespiegel liegenden Seetone. Der heute die Seespiegelhöhe kontrollierende Ausfluß (Teufelsmühle) war zum Zeitpunkt der Ablagerung der o.a. Sedimente offenbar noch geschlossen. Möglicherweise befand sich bis ins jüngere Spätglazial im Beckenbereich ein Eisrest, an dessen Flanken Lockersedimente angeschüttet wurden. Im Präboreal sank der Seespiegel vermutlich auf sein heutiges Niveau ab. Hierbei erfolgte die Anlage der tiefen Erosionsrinnen im Lockersedimentbereich.

Umgelagert wurden in diesem Zeitraum vor allem die Glazialablagerungen, die ohne die zunächst fehlende Boden- bzw. Vegetationsdecke leicht erodiert wurden.

Nach dem palynologischen Befund wurde die Basis des Bohrkerns (844 cm) vor rd. 10 000 Jahren abgelagert. Der in diesem Bereich angetroffene Sedimenttyp setzt sich bis in eine Tiefe von rd. 250 cm fort (Sedimentationseinheit III). Offen ist hierbei die Frage, inwieweit diese Sedimentationseinheit oder Teilabschnitte davon zur Zeit des durch die Seetone belegten höheren Seespiegels abgelagert wurde, oder ob es sich um resedimentiertes Material aus dem Lockersedimentbereich im SE des Sees handelt, das erst nach der Anlage der tiefen Erosionsrinnen in den Beckenbereich transportiert wurde.

Sedimentationseinheit III ist charakterisiert durch die helle Farbe und die zahlreichen Sandschichten, deren Mächtigkeit von < 1 mm bis zu mehreren Zentimetern variiert. In dieser klastischen Ablagerungsphase wurden fast ausschließlich minerogene Komponenten sedimentiert. Die extrem geringen Gehalte an organischem Kohlenstoff liegen in einem Konzentrationsbereich, wie er in einigen Ausgangsgesteinen (Dachsteinkalk, Ramsaudolomit) vorliegt (MÜLLER, 1982). Aus diesem Grunde ist ein etwaiger Eintrag von organischer Substanz aus dem Einzugsgebiet nicht sicher nachzuweisen. Die Pollendaten sprechen für aufgelockerte Vegetationsverhältnisse. Ausschlaggebend für die niedrigen C-org Konzentrationen sind die hohen Sedimentationsraten (s.u.), wobei organische Substanzen durch den dominierenden Eintrag klastischer Komponenten verdünnt wurden. Diese konnten durch die vorangegangene Gletschereinwirkung in großem Umfang erodiert werden.

Grundsätzlich weisen die hohen Siltgehalte sowie die große Zahl von Sandlagen auf eine vergleichsweise starke Wasserführung bzw. Transportkraft der sedimentliefernden Zuflüsse hin. Die cm-mächtigen Sandlagen stellen dabei Ablagerungen von turbidity currents dar. Hierbei breiteten sich die durch Hochwasser oder Murenabgänge ausgelösten Suspensionsströme lawinenartig am Seeboden aus, wobei es teilweise zu einer Anreicherung von Dolomit kam.

Bei der mineralogischen Zusammensetzung der Ablagerungen sind bis in den Tiefenbereich von 440 – 420 cm keine signifikanten Veränderungen zu beobachten.

Oberhalb dieser Kerntiefe zeichnet sich eine Abnahme des dominierenden Calcits bzw. eine unterschiedlich starke Zunahme an Dolomit, Quarz und Schichtsilikaten (»Rest«) ab, die bis zum Top der Sedimentationseinheit III anhält. Im gleichen Tiefenbereich setzt das Auftreten von Illit-Smektit-Wechselagerungsmineralien ein.

Diese Veränderungen fallen zeitlich mit der Ausbildung einer geschlossenen Bestockung im Einzugsgebiet des Funtensees während des Präboreals zusammen. Es liegt daher nahe, die Veränderung der mineralogischen Zusammensetzung der Ablagerungen mit der Vegetationsentwicklung und der Bodenbildung zu verknüpfen.

Im Zuge dieser Entwicklung ist sicherlich mit einer Abnahme der Erosionsrate zu rechnen. Weitere Veränderungen sind in einer Verlagerung der Erosion in weniger stabilisierte Bereiche zu sehen, durch die es zu einer Änderung der Zusammensetzung des ausgeschwemmten Materials kommen kann. Hinzu kommen bodenbildende Prozesse, die zu signifikanten Veränderungen der Deckschichten führen. Hierzu ist vor allem die Lösung von Karbonaten durch Huminsäuren bzw. CO₂-Anreicherungen durch Pflanzenatmung und Abbauprozesse im Boden zu nennen. BOCHTER et al. (1981) belegen Karbonatabreicherungen in zahlreichen Beispielen in Böden aus dem Nationalparkbereich. Im Lösungsrückstand kommt es dabei zu einer Anreicherung von Silikaten (Quarz, Schichtsilikate usw.).

Wie die REM-Untersuchungen der Seesedimente zeigten, sind Lösungsspuren an Calciten weitaus verbreiteter als beim Dolomit. Eine der Ursachen liegt dabei sicher in der primären Korngröße der Calcitkristalle in den anstehenden Gesteinen, die im Untersuchungsmaterial eine im Vergleich zum Dolomit größere Angriffsfläche für Lösung bietet. Zudem bestehen primäre Unterschiede in der Härte und der Verwitterungsart, die zur Anreicherung von Dolomit in den gröberen Kornklassen führt. Calcit dominiert dagegen in den feineren Kornfraktionen. Dies geht u.a. aus zahlreichen Sediment- und Schwebstoffuntersuchungen bayerischer Flüsse und Seen hervor (MÜLLER & SIGL, 1977; SONNTAG, 1978; ZEH, 1980).

Die größere Löslichkeit von Calcit in Verbindung mit den o.a. Faktoren ist damit sicherlich mit ein Grund für die bevorzugte Lösung von Calcit. Sie wird in einem geologisch ähnlichen Rahmen dokumentiert von NIESSEN (1981) im Einzugsgebiet des Attersees, in dem auf Grund bodenbildender Prozesse eine Anreicherung von Dolomit beobachtet wird. Eine selektive Abnahme von Calcit zugunsten von Dolomit und Silikaten wird ebenfalls von PROCHER (1983) in Rendzinen auf Hauptdolomit festgestellt.

Es liegt daher nahe, in den oben genannten Prozessen die Ursachen für die Abnahme an Calcit in den Ablagerungen des Funtensees zu suchen.

Ähnliche Überlegungen sind hinsichtlich des Auftretens

des Illit-Smektit-Wechselagerungsminerals anzustellen. Die über das gesamte Kernprofil vorkommenden Schichtsilikate Illit, Chlorit und Kaolinit sind Bestandteile der im Einzugsgebiet anstehenden Gesteine. GÖK-DAG (1974) fand sie im Lösungsrückstand des Dachsteinkalkes. Eigene Untersuchungen des Lösungsrückstandes von Ramsaudolomit (»Seetone«, Wim-bachgries; Verwitterungsgrus von Ramsaudolomit, Grünstein) erbrachten lediglich Chlorit und Illit. Im Rahmen einer Übersichtsbeobachtung (MÜLLER, 1982) konnte Smektit in Dachsteinkalk (A- und C-Horizont) sowie in den permotriadischen Werfener Schichten nachgewiesen werden, die nach der Kartierung von SCHMOLIN (l.c.) im Einzugsgebiet vorkommen. Eine Ableitung von Smektit aus den anstehenden Gesteinen ist daher durchaus möglich. Fraglich ist jedoch, ob es im Zuge der Bodenbildung beispielsweise durch Illit-verwitterung (K^+ -Entzug und Hydratation) zusätzlich zu einer Neubildung kommt. Ohne weitergehende Untersuchungen ist diese Frage jedoch nicht zu beantworten.

Im obersten Bereich der Sedimentationseinheit III treten bei 248 cm und bei 252 cm Kerntiefe erstmals zwei rotgefärbte Lagen auf, die auf die im Rennergraben anstehenden jurassischen Schichten zurückzuführen sind. Ihr Auftreten erscheint insofern von Interesse, da damit regional begrenzte Erosionsereignisse im Einzugsgebiet des Funtensees belegt sind.

Der Übergang zur Sedimentationseinheit II ist nicht scharf begrenzt, sondern erstreckt sich auf einen ca. 10 cm mächtigen Bereich, in dem die hellen Farben der Einheit III in dunkelbraune bzw. dunkelolive Schichten übergehen. Diese Farben und die feine Hell-Dunkel-Laminierung charakterisieren die Sedimentationseinheit II, die bis in eine Tiefe von 140 cm zu verfolgen ist.

Nach der pollenanalytischen Untersuchung fällt der Übergang zwischen den Einheiten II und III in den Beginn des Boreals (Haselzeit); d.h. vor rd. 9 000 bis 8 500 Jahren vollzog sich ein Wechsel in den Ablagerungsbedingungen. Die Einheit umfaßt weiter das Atlantikum und wahrscheinlich noch das ältere Subboreal, insgesamt einen Zeitraum von ca. 5 000 Jahren mit Klimaoptima, wie die Waldgrenzozillationen belegen. Zwischengelagerte sandreichere Straten deuten auf niederschlagsreichere Episoden innerhalb des Fichten-Buchen-Tannen-Klimas.

Hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff, Dolomit und Quarz sowie vergleichsweise minimale Calcitkonzentrationen im unteren Teil der Einheit kennzeichnen die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Ablagerungen dieses Abschnitts.

Übernimmt man das Klassifikationsschema von UN-GEMACH (1960), so hat beim Übergang von Einheit III zu Einheit II ein Wechsel im Sedimenttyp stattgefunden. Während die tiefere Einheit den Typus »Mineral-sedimente« darstellt, liegt in Einheit II eine »Gyttja« vor.

Bei der Untersuchung der Frage, welche Ursache oder Ursachenkombination diesen Wechsel verursacht hat,

muß zunächst die Sedimentationsrate dieser Einheit berücksichtigt werden. Sie errechnet sich mittels der von der Pollenanalyse angegebenen Grenzen zu ca. 0,25 mm/Jahr, während sie in der liegenden Einheit III mit 4 – 6 mm/Jahr rd. 20 x höher war.

Wie die Untersuchung der für diese Einheit typischen Laminierung (s.o.) zeigte, unterscheiden sich die Laminiae vor allem durch ihren Calcitgehalt und den Anteil an organischem Kohlenstoff, wobei die 2 – 3 mm mächtigen hellen Lagen erhöhte Calcitkonzentrationen und geringe C-org Gehalte aufweisen. Die Dunkel- bzw. teilweise Schwarzfärbung der »Dunkellagen« wird außer von den organischen Beimengungen vermutlich durch feinverteilte Eisensulfide (Hydrotroilit) hervorgerufen, wie sie von MÜLLER (1966) in Bodenseesedimenten festgestellt wurde. Die verstärkt einsetzende Ablagerung von organischen Substanzen führte dabei zu einer Änderung des chemischen Milieus der Sedimente. Anzeichen für zunehmend anaerobe Verhältnisse sind in den hohen Gesamtschwefel-Konzentrationen zu sehen, die weitgehend parallel zu den Gehalten an C-org und Gesamt-Stickstoff verlaufen. Der Schwefel stammt dabei vor allem aus der bakteriellen Reduktion von gelöstem SO_4 sowie aus dem Abbau organischer Substanzen.

Aus der niedrigen Sedimentationsrate ergibt sich, daß die > 1 mm mächtigen Laminierungen aus einem Wechsel zwischen einer langanhaltenden (z.T. mehrere Jahrzehnte andauernden) gleichmäßigen Sedimentation mit zwischengeschalteten episodischen Sedimentationspulsen resultiert. Hierbei läßt die geringe Anzahl der hellen Lagen sowie deren sedimentologische und palynologische Zusammensetzung vermuten, daß diese Lagen die episodischen Einschüttungen repräsentieren. Die mächtigeren dunklen Lagen entsprächen dann den ruhigen Sedimentationsperioden, in denen es zur Akkumulation von organischen Substanzen am Seeboden kam. Der Sedimenttransport erfolgte hier überwiegend im Schweb.

Die Frage nach der Herkunft der organischen Substanz – allochthon oder autochthon – in den Seeablagerungen kann allein mit den hier ermittelten C/N-Verhältnissen nicht beantwortet werden. Die C/N-Verhältnisse können rein rechnerisch das Ergebnis der Vermischung unterschiedlicher organischer Ausgangssubstanzen mit höheren und niederen Werten sein. Darüberhinaus muß man davon ausgehen, daß die organischen Substanzen dieser Einheit (II) wesentlich durch postsedimentäre Abbauprozesse verändert sein können. Der allochthone Eintrag an organischer Substanz läßt sich jedoch zumindest qualitativ in den C-org Gehalten der (allochthonen) hellen Lagen belegen.

Ebenfalls offen bleiben muß die Frage, ob und in welchem Ausmaß äolischer Transport für die Ablagerung dieser Einheit eine Rolle spielt.

Zum Top der Einheit der Sedimentationseinheit II nehmen die Calcitgehalte bei gleichzeitiger Abnahme von organischem Material wieder zu. Die Mineralproportionen nähern sich hier den Verhältnissen der vorwiegend allochthonen Sedimentation im oberen Bereich der Einheit III. Diese Veränderung fällt mit der klimatisch

bedingten Waldgrenzdepression des Pollenabschnitts H zusammen, die wahrscheinlich schon im jüngeren Subboreal einsetzt (ca. 3 500 B.P.) und bis ins Ältere Subatlantikum anhält. Letzterem Zeitabschnitt könnte man den Kernbereich 140 – 110 cm zuordnen, der als Übergang von der Einheit II zu I durch das Zurücktreten der deutlichen Hell-Dunkel-Laminierung ausgezeichnet ist. Anstelle dieser treten einige wenige sich farblich kaum absetzende Lagen auf, deren Mächtigkeit zwischen 0,5 und 1 mm liegt. Ab 140 cm nehmen die Calcitgehalte bei gleichzeitiger Zunahme von Dolomit und organischer Substanz an. Besonders auffallend ist hierbei die Zunahme an Quarz, der in diesem Bereich die höchsten Konzentrationen aufweist. Oberhalb von 1 m stabilisieren sich die Proportionen von Calcit und Dolomit zu ungefähr gleichen Anteilen. Gleichbleibend geringe Sandgehalte und die Homogenität der Gytjasedimente lassen auf einförmige Ablagerungsverhältnisse schließen. Sedimentationspulse, wie sie in den liegenden Einheiten vorkommen, fehlen in diesem Zeit- bzw. Kernabschnitt ganz. Bei vergleichbaren Farbtönen (dunkelbraun/oliv) besteht makroskopisch der wesentliche Unterschied zur Einheit II im Fehlen einer Laminierung.

Ab diesem Zeitpunkt sind abnehmende C-org Gehalte zu verzeichnen, die möglicherweise in Zusammenhang mit der zunehmenden Sedimentationsrate (0,7 mm/Jahr) stehen.

Die im oberen Kernbereich (Sedimentationseinheit I) ermittelten C/N-Verhältnisse deuten darauf hin, daß der überwiegende Teil der organischen Substanz autochthon ist, wobei jedoch die gleichen Einschränkungen wie oben gelten. Sofern signifikante Mengen allochthoner organischer Substanzen zur Ablagerung gekommen wären, so müßten die Verhältnisse höher sein. In der Mehrzahl der von BOCHTER et al. (1981) untersuchten Böden liegen die C/N-Verhältnisse der für die Erosion in erster Linie in Frage kommenden Deckschichten über 10. Höhere C/N-Verhältnisse kämen auch durch Einschwemmungen von Landpflanzen in Frage, die nach UNGEMACH (1960) zwischen 25 und 40 liegen. Von Pigmenten, die auf höhere Pflanzen hinweisen, ist Lutein nur untergeordnet vertreten, etwas höher ist Neoxanthin.

Die niedrigen Calcitgehalte und das niedrige Ca/Dol-Verhältnis der Ablagerungen der Einheiten II und I lassen keine Anzeichen für Calcitbildung durch biogene Entkalkung erkennen. Dies gilt nur für den durch den Kern repräsentierten Beckenbereich, jedoch nicht für die Uferzone, wo auf Grund des reichen Makrophytenbesatzes autochthone Kalkablagerung wahrscheinlich ist. Sofern in der Vergangenheit im Zusammenhang mit der »Belebung« des Sees Fällung von autochthonem Calcit erfolgte, so wurde dieser nicht in den Ablagerungen erhalten. Die Bedingungen für die Lösung von Karbonaten im Wasserkörper bzw. im Sediment waren ab dem Zeitpunkt gegeben, ab dem es zur Akkumulation von organischen Substanzen am Seeboden gekommen war. Hinweise für Karbonatlösung im See sind durch die angelösten Molluskenschalen gegeben.

Die Berechnung des Sättigungsindex von Calcit (SI-

$c = \log \text{IAP/K} - c$) basierend auf der in Kapitel 2 angegebenen Meßreihe (Wasseruntersuchung vom August 1982) erbrachte Werte zwischen 0,02 und 0,23. Damit sind Ausfällungen von Calcit im Freiwasser des Funtensees zumindest bei den zum Zeitpunkt der Probenahme angetroffenen Bedingungen nicht zu erwarten.

6. Zusammenfassung

An einem 844 cm langen Bohrkern aus dem Zentralbereich des Funtensees wurden palynologische, sedimentologische und paläolimnologische Untersuchungen durchgeführt. Ziel der Untersuchung war die Rekonstruktion der postglazialen Sedimentationsbedingungen und der Vegetationsentwicklung in Abhängigkeit von den nacheiszeitlichen Klimaveränderungen.

Makroskopisch läßt sich der Kern in drei Einheiten untergliedern, die sich durch ihre Farbe und das Vorhandensein und Ausbildung von Laminierungen unterscheiden.

Die unterste Einheit (III) reicht von der Kernbasis (844 cm) bis in eine Tiefe von rd. 250 cm. Sie umfaßt in zeitlicher Hinsicht das Präboreal von ca. 10 000 Jahren B.P. (= before present) bis rd. 9000 Jahre B.P., wobei für die Altersangaben auf C-14 Datierungen aus vergleichbaren Höhenbereichen zurückgegriffen wurde. In diesem Zeitraum zeigen die Pollenspektren eine Sukzession, die über noch offene Vegetationsverhältnisse, Wacholderausbreitung zum Bestandesschluß des Legföhrengürtels und schließlich zur Zirbenwaldgrenze führt. Der Waldföhre nahestehende Sippen gewinnen gegen Ende des Präboreals im hochmontanen Bereich zunehmend an Bedeutung.

Die bis zum Erreichen der Waldgrenze schütterere Vegetations- und Bodenbedeckung sowie das Vorhandensein von glazialen Lockersedimenten sind für die hohe Ablagerungsrate (4 – 6 mm/a) dieses Abschnitts sowie die Häufigkeit von Turbiditablagerungen verantwortlich. Die Sedimente sind fast ausschließlich mineralogen, bestehend aus Calcit, Dolomit, Quarz und Schichtsilikaten, die aus den im Einzugsgebiet anstehenden Gesteinsformationen stammen.

Änderungen in der mineralogischen Zusammensetzung fallen zeitlich in den Bereich, in dem um den See der Bestandesschluß durch den Zirbenwald erfolgt war. Ab diesem Zeitpunkt ist eine Abnahme der Calcitgehalte und das Auftreten eines Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsminerals zu verzeichnen. Als Ursache dieser Veränderungen werden verwitterungsbedingte Lösung von Calcit infolge zunehmender Bodenbildung und Vegetationsentwicklung gesehen, die zu einer Anreicherung verwitterungsresistenter Mineralphasen führte.

Ab dieser Zeit finden sich auch die ersten Hinweise für eine »Besiedlung« des Sees durch ein Zooplankton (*Daphnia*-Ephippien).

Die nächste Einheit (II) reicht von 250 cm bis in eine Kerntiefe von rd. 140 cm. Zeitlich setzt der Wechsel in der Sedimentation mit dem Beginn der borealen Haselphase ein (ca. 9000 B.P.). Die Einheit umfaßt weiter

das Atlantikum und reicht bis ins ältere Subboreal, also einen ca. 5 000 Jahre langen Abschnitt. In diesem rückte die Waldgrenze mit Zirbe und Lärche (*Larici-Cembretum*) über den Funtensee hinaus, so daß dieser in den Nahbereich des Fichtengürtels gelangte. Mit der Ausbreitung der Fichte, beginnend im Boreal, werden die Lichtholzarten des montanen bis subalpinen Bereichs wie die genannten Föhrensippen, Birke, Hasel, Ulme und Ahorn zurückgedrängt und schließlich im Atlantikum durch die Ausbreitung von Buche und Tanne auf konkurrenzärmere Standorte verwiesen. Parallel zur Ausbreitung der Fichte verläuft jene der Grünerle und farn- und ericaceenreicher Gesellschaften. In den klimatisch progressiven Phasen dieses Abschnitts werden entsprechend der Lage der Waldgrenze die höchsten Pollendichtewerte im Sediment erreicht.

Die für diese Einheit charakteristische Laminierung entstand durch Wechsel zwischen einer langanhaltenden, geringen und C-org-reichen Sedimentation und kurzzeitigen allochthonen Sedimentationspulsen, in denen erhöhte Calcitproportionen abgelagert wurden. Das Fehlen von Turbiditepisoden, wie sie häufig in Einheit III zu beobachten waren, deutet auf eine weitgehende Stabilisierung der Deckschichten durch Vegetationsbedeckung und Bodenbildung. Dies geht ebenfalls aus dem Vergleich der durchschnittlichen Ablagerungsraten hervor, die mit 0.02 – 0.03 mm/Jahr ca. 20 x geringer ist.

Nachweise von Ostracoden und Rotorien setzen ab dem Beginn der Einheit II ein mit deutlichem Bezug in der Abundanz zum Gehalt der Sedimente an org. Kohlenstoff und dem Absinken des minerogenen Eintrags. Entsprechendes gilt auch für die Rohcarotinoide, die Gehalte von 100 ppm nicht überschreiten und auf oligotrophe Verhältnisse hinweisen.

Gegen den Top der Einheit II (140 – 125 cm) werden erneut erhöhte Calcitmengen und geringere C-org-Anteile abgelagert. Diese Entwicklung verläuft parallel zu einer klimatisch verursachten Waldgrenzdepression an der Wende Subboreal/Subatlantikum, die zu einer Annäherung des Zirben-Lärchen-Gürtels an den Funtensee führte.

An der Basis der jüngsten Einheit (I) beginnt die Laminierung auszusetzen und weicht einem makroskopisch homogenen Sediment. Ab 100 cm Kerntiefe nehmen die anthropogenen Einflüsse zu, um in der Almweiderodung und der folgenden extensiven Almweide oberhalb 70 cm (< 1100 n. Chr.) zu kulminieren. Diese anthropogenen Einflüsse führen zu einer Veränderung der Sedimentzusammensetzung und zu einer Erhöhung der Ablagerungsrate auf rd. 0,07 mm/Jahr.

In den hier abgelagerten Gytjtasedimenten kommt es zur Korrosion von Molluskenschalen. Ähnliches gilt für Diatomeen, die lediglich in den Oberflächensedimenten erhalten sind und bei denen Litoralformen und epiphytische Elemente überwiegen. Häufig auftretende teratologische Veränderungen des Schalenbaus deuten auf wechselnde ökologische Verhältnisse des Funtensees hin.

7. Danksagung

Die Untersuchungen wurden mit Mitteln der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden sowie durch das österreichische MaB-Projekt »Karstdynamik der Salzburger Kalkalpen« durchgeführt, denen an dieser Stelle gedankt werden soll.

Zu Dank verpflichtet sind wir den Herren Dr. E. Schultze (Mondsee), R. Niederreiter (Mondsee), H. Stanggassinger und P. Wörmle (beide Berchtesgaden) für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Kernentnahme sowie dem Österr. Bundesministerium für Inneres für die Bereitstellung eines Hubschraubers für den Lastentransport, ohne den eine Beprobung nicht hätte stattfinden können.

Herr Dr. D. Danielopol (Mondsee) sichtete die Ostracoden, Herr Dr. E. Schultze (Mondsee) stellte Analyseergebnisse der Pigmentbestimmung, Herr Dr. P. Jäger (Salzburg) wasserchemische Daten zur Verfügung, wofür wir danken.

Die Aufbereitung der Pollenproben erfolgte durch J. Schmidt.

Unser Dank gilt ebenso W. Schuster, T. Eisenmann und J. Leis (alle München) für die Durchführung der sedimentologischen Analysen.

8. Literatur

- BEHRE, K. & SCHWABE, G. H. (1970): Auf Surtsey, Island, im Sommer 1968 nachgewiesene nicht marine Algen (Über die natürliche Frühbesiedlung vulkanischer Substrate oberhalb des Litorals). – *Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holst., Sonderband*, 31 – 100.
- BLANK, G. S. & SULLIVAN, C. W. (1983): Diatom mineralization of silicic acid. VII. Influence of microtubule drugs on symmetry and pattern formation in valves of *Navicula Saprophylla* during morphogenesis. – *J. Phycol.*, 19, 294 – 301.
- BOCHTER, R., NEUERBURG, W. & ZECH, W. (1981): Humus und Humusschwund im Gebirge. – *Nationalpark Berchtesgaden Forschungsberichte*, 2, 110 S.
- CHOLNOKY, B. J. (1968): Die Ökologie der Diatomeen in Binnengewässern. – *Lehre: Verlag J. Cramer*, 699 S.
- DRAXLER, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – *Jahrbuch. Geol. B.-A. Wien*, 120/1, 131 – 163.
- EDENHOFNER, H. K. & SCHMID, A. M. (1983): Effects of daylength and temperature-cycles on the growth of the aerophilic diatom *Hantzschia amphioxys*. – *Archiv f. Hydrobiologie*, 101, 73 – 88.
- ENDERS, G. (1979): Theoretische Topoklimatologie. – *Nationalpark Berchtesgaden Forschungsberichte*, 1, 92S.
- FABRICIUS, F. & MÜLLER, S. (1970): A buret cylinder for grain size analysis of silt and clay (with Algol-program). – *Sedimentology*, 14, 39 – 50.
- FOLK, R. L. (1968): Petrology of sedimentary rocks. – *Hemphill's, Austin/Texas*, 170 S.
- FREIBERG, H.-M. (1980): Pflanzensoziologische Untersuchungen im Bereich der alpinen Baumgrenze am Glunkerer im Funtenseegebiet – *Nationalpark Berchtesgaden, – Diplomarbeit Universität München, Fachbereich Forstwissenschaften*, 43 S.

- GÖKDAG, H. (1974): Sedimentpetrographische und isotopechemische Untersuchungen im Dachsteinkalk (Oberror-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. – Dissertation, Universität Marburg, 156 S.
- HAWORTH, E. Y. (1969): The diatoms of a sediment core from Blea tarn, Langdale. – *J. Ecology*, 57, 429 – 439.
- HAWORTH, E. Y. (1976): Two late-glacial (late Devensian) diatom assemblages profiles from northern Scotland. – *New Phytol.*, 77, 227 – 256.
- HELMCKE, J. G. & KRAMMER, K. (1982): Micromorphology of diatom valves. – *Verlag J. Cramer*, 11, 1024 – 1148.
- HELMCKE, J. G. & KRIEGER, W. (1953 – 1977): Diatomeenschalen im elektronenmikroskopischen Bild. – *J. Cramer Verlag*, 1 – 10, 1 – 1023.
- HUBER-PESTALOZZI, G. (1942): Diatomeen. – In: *Die Binnengewässer (A. THIENEMANN, Hrsg.)*, 16, T. 2: Das Phytoplankton des Süßwassers, 358 – 549, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- HUSTEDT, F. (1930): Bacillariophyta (Diatomeae). – In: *Die Süßwasserflora Mitteleuropas (A. PASCHER, Hrsg.)*, 10, G. FISCHER, Jena, 466 S.
- HUSTEDT, F. (1930 – 1966): Die Kieselalgen. In: *RABENHORST's Kryptogamenflora*, 7, T. 1 – 3. Akademie Verlag Berlin.
- KLAUS, W. (1967): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs. – *Verh. Geol. B.* – A. Wien, 200 – 212.
- KLAUS, W. (1975): Über bemerkenswerte morphologische Bestimmungsmerkmale an Pollenkörnern der Gattung *Pinus L.* – *Linzer biol. Beiträge*, 7/3, 329 – 369.
- KLAUS, W. (1976): Zur Bestimmung und Interpretation der Pollendichte in Sedimenten. – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, 122/1, 171 – 182.
- KLAUS, W. (1977): »Coccus nivalis«. Ein häufiges Mikrofossil des Spätglazials und frühen Postglazials. – *Linzer biol. Beiträge*, 9/1, 81 – 84.
- KLAUS, W. (1977): Zur Pollendiagnose der Rot-Kiefer (*Pinus sylvestris L.*). – *Sitz.-Ber. Österr. Akademie d. Wissenschaften, math.-naturw. Klasse, Abt. I*, 186/4 – 5, 1 – 218.
- KOHLHAMMER, G. (1982): Erarbeitung der Grundlagen für eine geologische Karte des Gebietes um den Watzmann. – Unveröffentlichte Projektstudie, Nationalpark Berchtesgaden.
- MAYER, H. (1965): Zur Waldgeschichte des Steinernen Meeres (Naturschutzgebiet Königssee). – *Jb. des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere*, 30, 100 – 120.
- MAYER, H. (1966): Waldgeschichte des Berchtesgadener Landes (Salzburger Kalkalpen). – *Beih. Forstwiss. Cbl.*, 22, 1 – 42.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – *N. Jb. Miner. Mh.*, 7, 148 – 163.
- MÜLLER, G. (1966): Die Verteilung von Eisenmonosulfid (FeS · nH₂O) und organischer Substanz in den Bodensedimenten des Bodensees. – *Gas- und Wasserfach (Wasser-Abwasser)*, 107, 364 – 368.
- MÜLLER, J. (1982): Bericht über die mineralogische Untersuchung von Gesteins- und Bodenproben aus dem Nationalpark Berchtesgaden. – Unveröffentl. Bericht an das Bayer. Geologische Landesamt, 12 S.
- MÜLLER, J. & SIGL, W. (1977): Morphologie und rezente Sedimentation des Ammersees. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 154, 155 – 185.
- NIESSEN, F. (1981): Sedimentgeologische Untersuchungen vor dem Weißenbach Delta im Südbecken des Attersees. – Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Göttingen, 124 S.
- PATRICK, R. & REIMER, CH. (1966 – 1975): The diatoms of the United States. – Vol. 1, 2. *Monographs of the Academy of Nat. Sciences of Philadelphia*, 13, 901 S.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – *Z. Geomorph. N.F. Suppl.*, 16, 25 – 72.
- PROCHER, M. (1983): Chemismus des Bodens. – In: *Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Schwarzenbachgebiet, Bayer. Kalkalpen.* – *Hydrochem. hydrogeol. Mitt.*, 5, 97 – 117.
- SCHLAGER, G. (1983): Waldkundliche Grundlagen für ein Schutzgebiet Salzburger Kalkalpen. – Dissertation Universität für Bodenkultur, Wien.
- SCHMEIDL, H. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen im Gebiet des ehemaligen Chiemseegletschers. – *Erläut. Geol. Karte Bayern 1:25 000, Bl. 8140 Prien am Chiemsee, Bl. 8141 Traunstein*, 239 – 264.
- SCHMID, A. M. (1979): Wall morphogenesis in diatoms: the antimicrotubule action of osmotic pressure. – *Europ. J. Cell Biol.*, 20, (1), 134.
- SCHMID, A. M. (1980): Valve morphogenesis in diatoms: a pattern-related filamentous system in Pennates and the effect of APM, colchicine and osmotic pressure. – *Nova Hedwigia*, 33, 811 – 847.
- SCHMIDT, R. (1981): Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen. – *Mitt. der Kommission für Quartärforschung der Österr. Akademie der Wissenschaften*, 3, 96 S.
- SCHMOLIN, J. (1978): Zur Geologie des Gebietes südlich des Grünsees. – Unveröffentl. Diplomarbeit, Techn. Universität München, 100 S.
- SCHOEMAN, F. R. & ARCHIBALD, R. E. M. (1976 – 1982): The diatom flora of Southern Africa. – *CSIR Special Report WAT 50*, Pretoria, S.A.
- SEEFELDNER, E. (1961): Salzburg und seine Landschaften. – *Bergland-Buch*, 537 S.
- SIEBECK, O. (1982): Der Königssee. Eine limnologische Studie. – *Nationalpark Berchtesgaden Forschungsberichte*, 5, 131 S.
- SONNTAG, R. (1978): Schwebstoff-Führung und -Zusammensetzung in bayerischen Flüssen. – Dissertation, Techn. Universität München, 167 S.
- THIELE, K. (1978): Vegetationskundliche und pflanzenökologische Untersuchungen im Wimbachgries. – *Aus den Naturschutzgebieten Bayerns*, 1, 73 S.
- UNGEMACH, H. (1960): Sedimentchemismus und seine Beziehung zum Stoffhaushalt in 40 europäischen Seen. – Dissertation, Universität Kiel, 420 S.
- VAN DER WERFF, A. & HULS, H. (1976): Diatomeeënfloora van Nederland. – *Koeltz Science Publ., Koenigstein*.
- VAN LANDINGHAM, S. L. (1967 – 1979): Catalogue of the fossil and recent genera and species of diatoms and their synonyms. – *Lehre: Verlag J. Cramer*, 1 – 8, 4654 S.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis. – *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 95, 104 S.
- ZEH, U. (1980): Schwebstoffe im Ammersee – Untersuchungen zur Verteilung, Zusammensetzung und Sedimentation suspendierten Materials in einem Voralpensee. – Dissertation, Techn. Universität München, 159 S.
- ZÜLLIG, H. (1982): Untersuchungen über die Stratigraphie von Carotinoiden in geschichteten Sedimenten von 10 Schweizer Seen zur Erkundung früherer Phytoplankton – Entfaltungen. – *Schweiz. Z. Hydrol.*, 44/11, 1 – 98.

9. Bildnachweis:

Die Photos der Abb. 3,5 stammen von R. Schmidt

Die REM-Aufnahmen der Tafeln I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI stammen von J. Froh

Die REM-Aufnahmen der Tafeln XII, XIII, XIV stammen von A. M. Schmid

Abb. 2: Photoarchiv der Nationalparkverwaltung

ANHANG A

Sedimentologische, mineralogische und chemische Parameter

Tabelle 1: Ausgewählte Korngrößenparameter Bohrkern Funtensee 82/1. (Sand: > 63 μ , Silt: 63–2 μ , Ton: < 2 μ). Mean size (mittlerer Korngrößendurchmesser) berechnet nach Folk (1968).

Kerntiefe (cm)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	mean size (μ)
0– 1	3,30	89,80	6,90	9
10– 11	4,61	83,47	6,90	10
19– 21	3,30	89,26	7,44	15
30– 31	1,59	93,23	5,18	10
40– 41	1,71	92,51	5,78	9
50– 51	0,73	94,30	4,96	8
60– 61	1,03	90,72	8,25	8
70– 71	0,88	88,11	11,01	8
80– 81	0,28	91,41	8,31	12
90– 91	0,69	88,28	11,03	7
100–101	1,33	80,73	17,94	9
110–111	7,14	78,57	14,29	8
115–116	0,24	85,51	14,25	12
120–121	0,28	93,48	6,23	11
125–126	1,01	89,09	9,90	7
126–127	1,12	92,70	6,18	14
130–131	1,43	89,61	8,96	7
135–136	1,07	94,22	4,71	9
139–140	0,72	85,74	13,54	8
145–146	0,35	93,42	6,23	9
150–151	0,68	89,39	9,93	10
153–154	3,96	84,04	12,00	9
155–156	0,53	79,58	19,89	6
158–159	0,96	84,89	14,15	9
160–161	1,60	84,34	14,06	7
164–166	18,61	71,21	10,17	11
170–171	1,38	83,45	15,17	8
174–175	6,71	77,74	15,55	8
174–175	6,71	77,74	15,55	8
180–181	7,97	69,02	23,01	8
185–186	23,41	61,27	15,32	14
190–191	1,95	89,88	8,17	8
192–193	2,76	81,03	16,21	8
194–195	1,80	87,29	10,91	9
199–200	6,01	82,24	11,75	9
205–206	0,85	90,89	8,26	6
210–211	1,12	79,10	19,78	7
214–215	2,44	87,81	9,75	11
219–220	16,89	73,33	9,78	16
225–226	0,97	76,52	22,51	6
230–231	1,06	81,48	17,46	8
234–235	47,25	50,46	2,29	36
240–241	6,49	88,59	4,92	11
245–246	2,19	79,80	18,01	7
247–248	2,56	73,08	24,36	5
250–251	1,31	82,24	16,45	6
255–256	1,29	67,21	31,50	4
260–261	4,30	75,48	20,22	7
265–266	4,79	69,71	25,50	6

Kerntiefe (cm)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	mean size (μ)
270–271	2,62	73,53	23,85	5
275–276	4,71	72,77	22,52	6
280–281	2,44	71,97	25,59	5
284–285	0,57	76,48	22,95	5
286–287	26,42	67,04	6,54	23
288–289	2,20	77,84	19,96	6
294–295	2,70	74,77	22,53	6
300–301	4,93	78,14	16,93	9
305–306	4,24	75,24	20,52	8
310–311	0,36	71,44	28,20	4
315–316	1,90	77,66	20,44	6
320–321	6,95	71,27	21,78	6
325–326	2,43	70,84	26,73	5
330–331	2,20	75,94	21,86	6
335–336	1,29	76,94	21,77	5
340–341	2,18	82,10	15,72	7
345–346	0,83	82,87	16,30	7
349–350	1,52	78,14	20,34	6
350–351	1,14	73,72	25,13	6
355–356	1,93	77,95	20,12	6
360–361	2,22	74,31	23,47	6
370–371	1,69	74,91	23,40	6
380–381	1,94	71,75	26,31	6
381–382	1,28	72,78	26,44	5
382–383	1,34	70,63	28,03	5
383–384	0,95	72,25	26,80	5
384–385	26,28	52,98	20,73	14
385–386	47,53	47,23	5,24	22
386–387	76,67	16,67	6,66	28
387–388	4,96	73,58	21,46	6
390–391	1,21	77,26	21,53	5
400–401	4,22	75,56	20,22	7
410–411	2,14	77,41	20,45	6
420–421	2,38	80,53	17,08	8
430–431	0,70	83,37	15,93	7
440–441	1,47	79,71	18,82	6
450–451	0,80	79,77	19,43	6
460–461	1,48	76,35	22,17	5
470–471	0,69	79,18	20,13	5
480–481	2,93	75,84	21,23	6
490–491	2,67	74,43	22,90	5
500–501	2,64	82,86	14,50	7
510–511	1,71	69,84	28,45	5
520–521	1,42	82,15	16,43	5
530–531	1,58	76,55	21,87	5
540–541	1,58	76,55	21,87	6
550–551	1,88	79,95	18,17	6
560–561	0,96	78,82	20,21	5
570–571	2,36	75,27	22,38	6
574–565	5,02	75,98	19,00	7
577–578	0,54	75,59	23,87	5
579–580	0,83	86,23	12,94	7
580–581	4,04	76,77	19,19	9
581–582	18,38	74,20	7,42	20
582–583	63,18	30,68	6,14	51
584–585	59,93	32,06	8,01	39
585–586	49,45	41,36	9,19	28
587–588	5,20	74,19	20,61	7
590–591	1,83	76,36	21,81	6
600–601	2,58	79,93	17,49	7
610–611	1,60	80,51	17,89	6
620–621	2,87	75,55	21,58	7
630–631	5,91	71,28	22,81	6
640–641	4,43	76,46	19,11	7

Tabelle 1: Fortsetzung

Kerntiefe (cm)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	mean size (μ)
650-651	3,52	79,20	17,28	7
660-661	5,38	79,36	15,26	8
670-671	4,26	80,11	15,63	8
680-681	5,12	74,12	20,76	7
690-691	14,38	70,40	15,22	11
700-701	2,24	74,88	22,85	6
710-711	1,70	78,30	19,99	6
720-721	1,49	82,09	16,42	7
730-731	7,55	73,26	19,19	7
740-741	4,33	78,70	16,97	8
750-751	3,26	78,01	18,72	7
760-761	3,04	74,92	22,04	7
770-771	3,83	73,97	22,19	7
780-781	5,22	75,82	18,96	7
790-791	2,52	77,23	20,25	7
800-801	2,44	82,16	15,40	7
810-811	1,57	82,03	16,40	7
820-821	0,26	84,39	15,35	7
830-831	80,69	16,73	2,57	67
840-841	2,46	82,66	14,88	7

Kerntiefe cm	Calcit %	Dolomit %	GK %	Quarz %	Rest %	Ca/Do	Do/Q	Ca/Q
185-186	10,4	39,5	49,9	11,9	38,2	0,26	3,33	0,87
190-191	33,7	13,2	46,9	6,9	46,2	2,55	1,92	4,89
192-193	44,1	16,5	60,6		34,7	2,67	3,50	9,34
194-195	42,6	21,9	64,5	6,5	29,0	1,95	3,35	6,52
199-200	26,9	20,6	47,5	13,0	39,5	1,30	1,58	2,06
205-206	25,0	17,8	42,8	10,4	46,8	1,40	1,72	2,41
210-211	25,8	14,5	40,3	10,4	49,3	1,78	1,39	2,48
214-215	25,3	11,2	36,5	9,1	54,4	2,25	1,23	2,76
219-220	33,5	20,3	53,8	7,3	38,9	1,66	2,79	4,62
225-226	32,7	12,3	45,0	8,4	46,6	2,65	1,47	3,89
230-231	30,6	15,2	45,8	7,0	47,2	2,01	2,16	4,35
234-235	39,4	20,7	60,1	6,1	33,8	1,90	3,41	6,50
240-241	32,0	22,6	54,6	5,4	40,0	1,42	4,17	5,92
245-246	46,5	17,3	63,8	4,1	32,1	2,70	4,22	11,4
247-248	45,3	14,7	60,0	4,3	35,7	3,09	3,41	10,5
250-251	55,0	13,0	68,0	3,7	28,3	4,23	3,55	15,0
255-256	46,1	11,9	58,0	4,3	37,7	3,86	2,75	10,6
260-261	53,5	18,1	71,6	3,1	25,3	2,96	5,75	17,0
265-266	57,0	18,0	75,0	3,0	22,0	3,17	6,06	19,2
270-271	42,7	12,7	55,4	5,8	38,8	3,36	2,19	7,35
275-276	55,3	16,6	71,9	2,7	25,4	3,33	6,18	20,6
280-281	43,8	16,2	60,0	3,9	36,1	2,71	4,15	11,3
284-285	48,1	16,7	64,8	5,1	30,1	2,88	3,25	9,38
286-287	36,4	28,4	64,8	4,6	30,6	1,28	6,16	7,90
288-289	61,2	10,1	71,3	2,3	26,4	6,07	4,42	26,8
294-295	55,3	13,3	68,6	2,4	29,0	4,17	5,53	23,0
300-301	51,2	17,2	68,4	3,5	28,1	2,97	4,91	14,6
305-306	49,6	14,0	63,6	5,3	31,1	3,54	2,65	9,37
310-311	38,3	11,2	49,5	6,0	44,5	3,43	1,87	6,40
315-316	52,5	11,4	63,9	3,3	32,8	4,61	3,45	15,9
320-321	50,9	12,4	63,3	4,4	32,3	4,12	2,83	11,7
325-326	40,2	10,6	50,8	6,0	43,2	3,80	1,76	6,67
330-331	58,1	11,2	69,3	2,2	28,5	5,18	5,12	26,5
335-336	56,7	5,8	62,5	2,9	34,6	9,77	1,99	19,5
340-341	57,1	8,8	65,9	3,3	30,8	6,46	2,65	17,1
345-346	60,3	11,3	71,6	2,3	26,1	5,31	4,83	25,7
349-350	52,6	8,4	61,0	5,0	34,0	6,29	1,67	10,5
350-351	52,2	14,1	66,3	4,6	29,1	3,71	3,08	11,4
355-356	62,0	8,3	70,3	2,9	26,8	7,45	2,89	21,5
360-361	58,9	7,7	66,6	3,0	30,4	7,66	2,56	19,6
370-371	55,9	14,6	70,5	2,1	27,4	3,84	6,86	26,3
380-381	62,1	8,9	71,0	2,0	27,0	6,95	4,50	31,3
381-382	62,6	9,7	72,3	2,1	25,6	6,43	4,55	29,3
382-383	60,7	9,1	69,8	1,8	28,4	6,71	5,03	33,8
383-384	68,8	10,0	78,8	1,7	19,5	6,91	5,83	40,3
384-385	55,7	10,5	66,2	2,9	30,9	5,29	3,60	19,1
385-386	64,9	10,2	75,1	2,9	22,0	6,39	3,50	22,4
386-387	56,7	12,3	69,0	2,7	28,3	4,62	4,63	21,4
387-388	68,8	8,9	77,7	1,9	20,4	7,76	4,64	36,0
390-391	56,6	9,0	65,6	1,9	32,5	6,31	4,69	29,6
400-401	58,8	10,3	69,1	2,8	28,1	5,72	3,64	20,8
410-411	65,9	7,5	73,4	2,7	23,9	8,75	2,83	24,7
420-421	58,3	9,3	67,6	2,6	29,8	6,28	3,55	22,3
430-431	71,0	8,2	79,2	2,7	18,1	8,64	3,07	26,5
440-441	67,0	8,2	75,2	3,0	21,8	8,20	2,71	22,2
450-451	64,3	10,0	2,4	23,3	6,46	4,12	4,12	26,6
460-461	59,2	11,7	70,9	3,4	25,7	5,05	3,48	17,6
470-471	70,8	6,1	76,9	1,6	21,5	11,6	3,75	43,6
480-481	65,6	7,3	72,8	2,8	24,4	9,04	2,57	23,2
490-491	68,0	9,1	77,1	2,8	20,1	7,50	3,24	24,3
500-501	71,5	8,6	80,1	1,3	18,6	8,35	6,71	56,0
510-511	70,1	8,1	78,2	1,6	20,2	8,61	5,24	45,1
520-521	68,2	6,2	74,4	2,8	22,8	11,0	2,24	24,7
530-531	59,8	9,4	69,2	2,4	28,4	6,37	3,94	25,1

Tabelle 2: Die Gehalte an Calcit, Dolomit, Gesamtkarbonat (GK), Quarz, Rest (Summe der Schichtsilikate, Feldspäte und organische Substanz) im Bohrkern Funtensee 82/1. Gewichtsprozente bezogen auf Trockensubstanz. Hinzugefügt sind die Calcit/Dolomit- (Ca/Do), Dolomit/Quarz (Do/Q) und Calcit/Quarz- (Ca/Q) Verhältnisse.

Kerntiefe cm	Calcit %	Dolomit %	GK %	Quarz %	Rest %	Ca/Do	Do/Q	Ca/Q
0- 1	33,8	35,4	69,2	4,5	26,3	0,95	7,80	7,44
10- 11	33,8	35,5	69,3	8,5	22,3	0,95	4,19	3,99
19- 21	35,9	32,1	68,0	6,4	25,6	1,12	4,98	5,57
30- 31	38,1	22,5	60,6	8,1	31,3	1,70	2,78	4,72
40- 41	30,7	27,0	57,7	7,1	35,2	1,14	3,83	4,36
50- 51	24,9	25,5	50,4	6,7	42,9	0,98	3,78	3,70
60- 61	29,4	15,8	45,2	7,0	47,8	1,86	2,27	4,21
70- 71	30,5	35,4	65,9	14,6	19,5	0,86	2,42	2,08
80- 81	26,7	19,5	46,2	12,3	41,5	1,37	1,59	2,18
90- 91	20,9	34,2	55,1	14,2	30,7	0,61	2,41	1,48
100-101	21,0	30,4	51,4	14,7	33,9	0,69	2,07	1,43
110-111	38,9	22,0	60,9	12,1	27,0	1,77	1,82	3,21
115-116	42,4	25,4	67,8	7,5	24,7	1,67	3,38	5,64
120-121	39,1	15,8	54,9	7,0	38,1	2,47	2,25	5,57
125-126	45,0	12,4	57,4	5,5	37,1	3,63	2,24	8,14
126-127	29,5	35,2	64,7	4,1	31,2	0,84	8,51	7,14
130-131	53,5	9,3	62,8	3,7	33,5	5,75	2,53	14,5
135-136	54,1	7,6	61,7	4,7	33,6	7,17	1,61	11,5
139-140	41,0	8,4	49,4	4,8	45,8	4,89	1,76	8,62
145-146	41,4	13,4	54,8	5,6	39,6	3,08	2,41	7,43
150-151	49,1	11,4	60,5	6,6	32,9	4,32	1,73	7,48
153-154	43,8	15,0	58,8	5,0	36,2	2,93	2,97	8,70
155-156	43,5	15,6	59,1	8,6	32,3	2,79	1,81	5,06
158-159	37,1	18,3	55,4	7,2	37,4	2,02	2,56	5,19
160-161	38,2	10,6	48,8	8,5	42,7	3,60	1,25	4,49
164-166	33,2	24,0	57,2	10,2	32,6	1,38	2,35	3,25
170-171	35,5	24,1	59,6	6,3	34,1	1,47	3,85	5,67
174-175	37,2	19,0	56,2	11,4	32,4	1,96	1,67	3,26
180-181	25,2	21,9	47,1	9,2	43,7	1,15	2,38	2,74

Tabelle 2: Fortsetzung

Kerntiefe cm	Calcit %	Dolomit %	GK %	Quarz %	Rest %	Ca/Do	Do/Q	Ca/Q
540-541	72,8	7,7	80,5	2,1	17,4	9,49	3,66	34,7
550-551	66,5	11,6	78,1	2,0	19,9	5,73	5,85	33,5
560-561	69,8	7,0	76,8	1,8	21,4	9,98	3,80	37,9
570-571	69,0	8,3	77,3	4,3	18,4	8,32	1,92	15,9
574-575	50,8	15,2	66,0	4,6	29,4	3,35	3,34	11,2
577-578	49,4	12,5	61,9	4,4	33,7	3,95	2,87	11,3
579-580	52,3	14,7	67,0	4,7	28,3	3,57	3,14	11,2
580-581	41,9	25,9	67,8	5,7	26,5	1,62	4,56	7,38
581-582	45,0	22,2	67,2	4,3	28,5	2,03	5,18	10,5
582-583	52,0	21,9	73,9	3,3	22,8	2,37	6,60	15,7
583-584	41,9	24,3	66,2	3,1	30,7	1,72	7,78	13,4
584-585	46,4	26,0	72,4	3,6	24,0	1,79	7,17	12,8
585-586	42,3	25,7	68,0	3,8	28,2	1,64	6,74	11,1
587-588	63,8	11,0	74,8	3,0	22,2	5,82	3,70	21,5
590-591	57,6	13,4	71,0	2,3	26,7	4,30	5,73	24,6
600-601	68,8	9,9	78,7	1,9	19,4	6,95	5,31	36,9
610-611	73,5	6,9	80,4	1,6	18,0	10,6	4,43	46,9
620-621	64,0	10,1	74,1	1,8	24,1	6,31	5,69	35,9
630-631	64,8	9,6	74,5	2,1	23,4	6,73	4,56	30,7
640-641	60,7	11,7	72,4	1,7	25,9	5,20	6,93	36,0
640-641	64,2	9,7	73,9	2,0	24,1	6,59	4,97	32,7
650-651	60,7	11,7	72,4	1,7	25,9	5,20	6,93	36,0
660-661	63,1	12,2	75,3	1,8	22,9	5,16	6,98	36,0
670-671	62,2	10,4	72,6	1,3	26,1	5,96	7,74	46,1
680-681	57,1	12,1	69,2	1,3	29,5	4,74	9,05	42,9
690-691	62,7	9,6	72,3	1,6	26,1	6,56	5,83	38,2
700-701	65,2	8,0	73,2	2,4	24,4	8,20	3,33	27,3
710-711	68,5	12,5	81,0	2,6	16,4	5,49	4,86	26,7
720-721	63,9	8,9	72,8	1,6	25,6	7,15	5,63	40,2
730-731	76,6	9,7	86,3	1,1	12,6	7,94	8,36	66,4
740-741	67,5	15,8	83,3	2,3	14,4	4,28	6,94	29,7
750-751	66,4	10,3	76,7	2,0	21,3	6,44	5,26	33,8
760-761	62,8	12,4	75,2	3,2	21,6	5,06	3,91	19,8
770-771	58,6	12,1	70,7	2,8	26,5	4,86	4,26	20,7
780-781	66,6	10,3	76,9	1,9	21,2	6,46	5,55	35,9
790-791	71,1	8,7	79,8	1,3	18,9	8,21	6,57	53,9
800-801	68,1	9,2	77,3	2,1	20,6	7,41	4,47	33,2
810-811	68,3	7,2	75,5	1,7	22,8	9,51	4,14	39,3
820-821	73,0	9,2	82,2	1,5	16,3	7,94	6,19	49,2
830-831	57,4	21,1	78,5	2,7	18,8	2,72	7,74	21,1
840-841	72,8	8,3	81,1	1,0	17,9	8,80	9,23	81,2

Kerntiefe (cm)	Corg (%)	N-Ges. (%)	S-Ges. (%)	C/N
110-111	5,62	1,00	0,70	5,6
115-116	4,91	-	-	-
120-121	4,28	0,57	0,37	7,5
125-126	2,77	-	-	-
126-127	3,34	-	-	-
130-131	1,87	0,28	0,16	6,7
135-136	2,63	-	-	-
139-140	1,65	0,24	0,13	6,9
145-146	3,66	-	-	-
150-151	3,79	0,53	0,45	7,2
153-154	3,70	-	-	-
155-156	3,70	-	-	-
158-159	4,91	-	-	-
160-161	4,24	0,54	0,55	7,9
164-166	6,69	-	-	-
170-171	4,18	0,62	0,37	6,7
174-175	4,72	-	-	-
180-181	5,16	0,65	0,46	7,9
185-186	3,38	-	-	-
190-191	4,36	0,54	0,53	8,1
192-193	3,65	-	-	-
194-195	2,00	-	-	-
199-200	3,83	0,57	0,44	6,7
210-211	4,08	-	-	-
214-251	3,94	-	-	-
219-220	1,95	0,24	0,12	8,1
225-226	2,22	-	-	-
230-231	2,40	-	-	-
234-235	0,60	-	-	-
240-241	1,28	0,18	0,08	7,1
245-246	0,80	-	-	-
247-248	0,71	-	-	-
250-251	0,51	-	-	-
255-256	0,31	-	-	-
260-261	0,31	?0,29	0,03	?1,1
265-266	0,33	-	-	-
270-271	0,29	-	-	-
275-276	0,44	-	-	-
280-281	0,34	0,06	0,05	5,7
284-285	0,22	-	-	-
286-287	0,40	-	-	-
288-289	0,20	-	-	-
294-295	0,27	-	-	-
300-301	0,22	0,05	0,07	4,4
305-306	0,15	-	-	-
310-311	0,20	-	-	-
315-316	0,24	-	-	-
320-321	0,13	0,04	0,05	3,3
325-326	0,27	-	-	-
330-331	0,20	-	-	-
335-336	0,11	-	-	-
340-341	0,15	0,05	0,04	3,0
345-346	0,11	-	-	-
349-350	0,13	-	-	-
350-351	0,18	-	-	-
355-356	0,11	-	-	-
360-361	0,22	0,05	0,04	4,4
370-371	0,04	-	-	-
380-381	0,15	0,04	0,04	3,8
381-382	0,11	-	-	-
382-383	0,13	-	-	-
383-384	0,15	-	-	-
384-385	0,09	-	-	-
385-386	0,14	-	-	-

Tabelle 3: Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (Corg), Gesamtstickstoff (N-Ges.) und Gesamtschwefel (S-Ges.) im Bohrkern Funtensee 82/1. Gewichtsprozentage bezogen auf Trockensubstanz.

Kerntiefe (cm)	Corg (%)	N-Ges. (%)	S-Ges. (%)	C/N
0- 1	1,57	0,38	0,13	4,1
10- 11	3,94	0,58	0,30	6,8
19- 21	2,06	0,38	0,15	5,4
30- 31	1,57	0,32	0,12	4,9
40- 41	2,01	0,39	0,16	5,2
50- 51	3,13	0,48	0,15	6,5
60- 61	6,80	0,97	0,29	7,0
70- 71	9,19	1,46	0,61	6,3
80- 81	7,14	1,18	0,51	6,1
90- 91	3,64	0,59	0,42	6,2
100-101	6,87	1,12	0,67	6,1

Tabelle 3: Fortsetzung

Kerntiefe (cm)	Corg (%)	N-Ges. (%)	S-Ges. (%)	C/N
386-387	0,09	—	—	—
387-388	0,15	—	—	—
390-391	0,20	—	—	—
400-401	0,16	0,03	0,02	5,3
410-411	0,11	—	—	—
420-421	0,13	0,03	0,01	4,3
430-431	0,18	—	—	—
440-441	0,11	0,04	0,01	2,8
450-451	0,16	—	—	—
460-461	0,09	0,03	0,02	3,0
470-471	0,09	—	—	—
480-481	0,11	0,03	0,01	3,7
490-491	0,16	—	—	—
500-501	0,09	0,03	0,01	3,0
510-511	0,15	—	—	—
520-521	0,13	0,03	0,02	4,3
530-531	0,13	—	—	—
540-541	0,07	0,04	0,02	1,8
550-551	0,09	—	—	—
560-561	0,13	0,02	0,03	6,5
570-571	0,16	—	—	—
574-575	0,20	—	—	—
577-578	0,18	—	—	—
579-580	0,22	—	—	—
580-581	0,18	0,07	0,07	4,5
581-582	0,24	—	—	—
582-583	0,16	—	—	—
583-584	0,16	—	—	—
584-585	0,18	—	—	—
585-586	0,25	—	—	—
587-588	0,16	—	—	—
590-591	0,15	—	—	—
600-601	0,11	0,04	0,02	2,8
610-611	0,09	—	—	—
620-621	0,09	0,02	4,5	—
630-631	0,13	—	—	—
640-641	0,27	0,03	0,03	9,0
650-651	0,22	—	—	—
660-661	0,22	0,03	n.b.	7,3
670-671	0,11	—	—	—
680-681	0,13	0,03	0,03	4,3
690-691	0,06	—	—	—
700-701	0,16	0,03	0,03	5,3
710-711	0,13	—	—	—
720-721	0,11	0,03	nb.	3,7
730-731	0,11	—	—	—
740-741	0,24	0,03	0,02	8,0
750-751	0,16	—	—	—
760-761	0,11	0,03	0,05	3,7
770-771	0,15	—	—	—
780-781	0,09	0,03	0,02	3,0
790-791	0,11	—	—	—
800-801	0,13	0,02	n.b.	6,5
810-811	0,11	—	—	—
820-821	0,16	0,02	0,03	8,0
830-831	0,16	—	—	—
840-841	0,16	0,03	n.b.	5,3

n.b.: nicht bestimmbar, unter Nachweisgrenze

ANHANG B

a) Liste der Diatomeen-Arten und ihre ökologische Charakterisierung

Die Identifikation der Arten erfolgte unter Zuhilfenahme von

- 1) Die Süßwasserflora Mitteleuropas, 10 (HUSTEDT, 1930)
- 2) Rabenhorsts Kryptogamenflora, 7 (HUSTEDT, 1930-66)
- 3) Die Binnengewässer, 16 (2) (HUBER-PESTALOZZI, 1942)
- 4) The Diatoms of the United States I, II (PATRICK und REIMER, 1966, 1975)
- 5) The Diatomflora of Southern Africa (SCHOEMAN und ARCHIBALD, 1976-82)
- 6) Diatomeeënflora van Nederland (VAN DER WERFF und HULS, 1976)
- 7) Die Diatomeenschalen im Elektronenmikroskopischen Bild (HELMCKE und KRIEGER 1953-77)
- 8) Micromorphology of Diatom Valves (HELMCKE und KRAMMER, 1982)

Die Nomenklatur hält sich an den »Catalogue of the Fossil and Recent Genera and Species and their Synonyms« (VAN LANDINGHAM, 1967-79)

Achnanthes exigua Grun. var. *elliptica* Hustedt

Beschreibung: 1, 2, 4, 5, 6

Ökologie: In Gewässern aller Art im ganzen Gebiet verbreitet (1, 2, 4, 6); alkaliphil, eurytherm (4, 6, CHOLNOKY, 1968); ± eutroph (6); kann pH-Schwankungen nicht vertragen, Indikator für O₂-reiche Gewässer (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent, boreal (HAWORTH, 1976).

Achnanthes lanceolata (Bréb.) Grun.

Beschreibung: 1, 2, 4, 6, 7

Ökologie: In Gewässern aller Art, mit Vorliebe jedoch in Bächen und Quellen (1, 2, 4, 6) oligo- bis schwach mesohalob, alkaliphil, rheophil, Indikator für O₂-reiche Gewässer (4, 6); meso- bis eutroph, Ca⁺⁺ 0-560 mg/l (6); salzindifferent, rheophob, eutroph (HAWORTH, 1976).

Achnanthes minutissima Kütz.

Beschreibung: 1, 2, 4, 6

Ökologie: eurytopisch, euryök (1, 2, 4); pH-indifferent (4), alkaliphil (6, CHOLNOKY, 1968); oligohalob (4, 6); hoher O₂-Bedarf (CHOLNOKY, 1968); Ca⁺⁺ 140-560 mg/l (6) salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Amphora ovalis Kütz. (XIII, Abb. 10)

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: Im ganzen Gebiet verbreitet und häufig (1, 4); alkaliphil (4, 6, CHOLNOKY, 1968); oligohalob, eutroph, Ca⁺⁺ 140-

420 mg/l (6); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Amphora ovalis var. pediculus (Kütz.) Bréb.

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: Wie die Art (1, 6); in O₂-reichen Gewässern bes. Stromschnellen, oligohalob bis indifferent, alkaliphil (4).

Caloneis alpestris (Grun.) Cleve var. **inflata** Pantocsek (XIV, Abb. 16)

Beschreibung: 1, 4

Ökologie: Calciphil (1, 4); häufig an quelligen Stellen, speziell im Gebirge (1); kalte Klimate, mesotroph (4).

Campylodiscus noricus (Ehr.) var. **hibernicus** (Ehr.) Grun. (XIII, Abb. 11)

Beschreibung: 1, 3, 6

Ökologie: Im ganzen Gebiet verbreitet, bes. im Grundschlamm von Seen (1, 3, 6); bis ins Hochgebirge, oft tychoplanktisch (3); eutroph, alkaliphil (6); Brackwasserform (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976); pH-indifferent (SCHMID, unpubl.).

Cocconeis placentula var. euglypta (Ehr.) Grun. (XII, Abb. 1)

Beschreibung: 1, 2, 4, 6

Ökologie: eine der gemeinsten Aufwuchsdiatomeen (1, 2); pH-neutral bis alkaliphil (4, 6, CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (4); oligohalob, meso- bis eutroph, oligosaprob, Ca⁺⁺ 0-420 mg/l (6).

Cymbella cymbiformis (Agardh? Kütz.) Bréb.

Beschreibung: 1, 4, 6, 8

Ökologie: Allgemein verbreitete Litoralform (1, 6); reine Seeform, rheophob(?) (4); alkaliphil (4, 6, CHOLNOKY, 1968); hoher O₂-Bedarf (CHOLNOKY, 1968); oligohalob, eutroph, Ca⁺⁺ 0-560 mg/l (6).

Cymbella ehrenbergii Kütz. (XIII, Abb. 7)

Beschreibung: 1, 6; 4: Synonym **Cymbella inaequalis** (Ehr.) Rabenh.

Ökologie: Gewässer aller Art (1, 4, 6); oligohalob, eutroph, alkaliphil, Ca⁺⁺ 140-560 mg/l (6); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Cymbella lanceolata (Agardh? Ehr.) Van Heurck

Beschreibung: 1, 4, 6, 7, 8

Ökologie: Litoralform stehender Gewässer (1, 4); alkaliphil (4, CHOLNOKY, 1968), pH-indifferent (6); saprophil, halophob (4), eutroph, oligohalob (6); Ca⁺⁺ 0-280 mg/l (6);

Cymbella microcephala Grun.

Beschreibung: 1, 4, 6, 8

Ökologie: Gewässer aller Art (1, 6); alkaliphil (4, 6, CHOLNOKY, 1968); oligohalob (4, 6); bes. in O₂-reichen Gewässern (4); Ca⁺⁺ 140-420 mg/l (6); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Cymbella ventricosa (Agardh) Kütz.

Beschreibung: 1, 6, 7; 4: Synonym **Cymbella minuta** Hilse ex Rabenhorst

Ökologie: In Gewässern aller Art (1, 4, 6); oligohalob, pH-indifferent (4, 6); eutroph, Ca⁺⁺ 0-420 mg/l (6); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Denticula tenuis Kütz. (XIII, Abb. 8)

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: Überall verbreitet (1, 6); Kaltwasserform (4); oligohalob (6); alkaliphil (CHOLNOKY, 1968); halophob (HAWORTH, 1976).

Fragilaria construens (Ehr.) Grun. (XII, Abb. 3)

Beschreibung: 1, 2, 3, 4, 6, 7

Ökologie: Typische Litoralform, Grundschlamm flacher Gewässer (1, 2, 3, 6); alkaliphil (4, 6, CHOLNOKY, 1968); O₂-reiche Gewässer (CHOLNOKY, 1968); Kaltwasserform (4); Toleranz hoher Leitfähigkeit (4, CHOLNOKY, 1968); oligohalob (6); oligotroph bis mesotroph (4); meso- bis eutroph (6); Ca⁺⁺ 140-560 mg/l (6); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Fragilaria construens var. venter (Ehr.) Grun. (XII, Abb. 5)

Wie die Art

Fragilaria construens var. binodis (Ehr.) Grun.

Wie die Art

Fragilaria pinnata Ehrenb. (XII, Abb. 4,6)

Beschreibung: 1, 2, 3, 4, 6, 7

Ökologie: Typische Litoralform in Gewässern aller Art (1, 2, 3, 4, 6); oligohalob bis leicht brackisch (2); Toleranz hoher Leitfähigkeit (CHOLNOKY, 1968); alkaliphil (6, CHOLNOKY, 1968); eutroph (6); Indikator für O₂-reiche Gewässer (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Gomphonema constrictum var. capitatum (Ehr.) Grun. (XIII, Abb. 12)

Beschreibung: 1, 6, 7; 4: Synonym **Gomphonema truncatum var. capitatum** (Ehr.) Patrick nom. nov.

Ökologie: In Gewässern aller Art (1, 4, 6); oligohalob, eutroph, pH-neutral (6); alkaliphil (CHOLNOKY, 1968); Ca⁺⁺ 0-140 mg/l (6).

Gyrosigma sp.

Fragment

Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun.

Beschreibung: 1, 6

Ökologie: ubiquitär, häufig aerophil (1, 6; Lit. in EDENHOFNER und SCHMID, 1983); oligohalob-indifferent, eutroph, pH-indifferent; Ca⁺⁺ 0-560 mg/l (6), alkaliphil (HAWORTH, 1976).

Navicula amphibola Cleve (XIII, Abb. 9)

Beschreibung: 1, 2, 4, 6

Ökologie: nordisch alpin (1, 2); häufig aerophil (2); pH-neutral (4); pH 5-6 (6); oligohalob (4, 6); oligobis mesotroph, Ca⁺⁺ 0-140 mg/l (6); Brackwasserdiatomee (CHOLNOKY, 1968); alkaliphil (HAWORTH, 1969).

Navicula cryptocephala Kütz.

Beschreibung: 1, 4, 6, 7

Ökologie: In Gewässern aller Art (1, 4, 6); oligo- bis schwach mesohalob (4, 6, CHOLNOKY, 1968); alkaliphil (6, CHOLNOKY, 1968); mesotroph, Ca⁺⁺ 140-560 mg/l (6); eutroph (CHOLNOKY, 1968, HAWORTH 1976).

Navicula graciloides Mayer

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: oligohalob bis indifferent (4, 6); pH-neutral (4); alkalibiont – alkaliphil (6, CHOLNOKY, 1968); ± eutroph, Ca⁺⁺ 0-420 mg/l (6).

Navicula minima Grun.

Beschreibung: 1, 2, 4

Ökologie: Überall verbreitet (1, 2, 4); bes. im Litoral zwischen anderen Algen; zwischen Moosen; epilithisch (2); alkaliphil, kann O₂-Mangel vertragen (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Navicula minuscula Grun.

Beschreibung: 1, 2, 4

Ökologie: Überall verbreitet (1, 2, 4); aerophil (2); alkaliphil, mäßig eutroph (CHOLNOKY, 1968).

Navicula pupula Kütz.

Beschreibung: 1, 2, 4, 5, 6, 7

Ökologie: Überall verbreitet (1, 2, 4, 6); Ca-neutral, halophil (6), oligohalob, mesotroph, Ca⁺⁺ 0-mehr als 420 mg/l (6); alkaliphil (6, CHOLNOKY, 1968); vermutlich hoher O₂-Bedarf (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent, pH-indifferent (HAWORTH, 1976).

Navicula radiosa Kütz.

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: Eine der gemeinsten Süßwasserformen (1, 4, 6); pH-indifferent (4, 6); oligohalob (4, 6); oligosaprob, ± mesotroph, Ca⁺⁺ 0-560 mg/l (6); vermutlich hoher O₂-Bedarf (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Neldium iridis (Ehr.) Cleve (XIV, Abb. 19)

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: Überall verbreitet (1, 6); rheophob, pH-indifferent (4), alkaliphil (6), pH-Optimum 6 (CHOLNOKY, 1968); oligosaprob (4); mesotroph, Ca⁺⁺ 0-420 mg/l (6); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Nitzschia communis Rabenh.

Beschreibung: 1, 5, 6, 7

Ökologie: Überall verbreitet (1, 6); oligohalob (6); alkaliphil, obligat N-heterotroph (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Nitzschia kützingiana Hilse

Beschreibung: 1, 3, 6

Ökologie: In Gewässern aller Art (1, 3, 6); epiphytischer Plankton (3); eutroph, alkaliphil (6, CHOLNOKY 1968); oligohalob (6); hoher O₂-Bedarf, obligat N-heterotroph (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Pinnularia divergens W. Smith var. **elliptica** (Grun.) Cleve (XIV, Abb. 15)

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: Häufig in Tümpeln, Quellen und Gräben der Gebirge (1, 6); Kaltwasserform (4); acidophil (CHOLNOKY, 1968); halophob, oligotroph, montan (4).

Pinnularia viridis (Nitzsch) Ehrenb. (XIV, Abb. 13, 14)

Beschreibung: 1, 4, 6

Ökologie: In Gewässern aller Art (1, 6); bes. im Gebirge, an überrieselten Felsen (1); pH-indifferent (4, 6) acidophil (CHOLNOKY, 1968); verträgt höheren Mineral-salzgehalt als andere Pinnularien (4); oligohalob, oligosaprob, ± mesotroph, Ca⁺⁺ opt. 140-420 mg/l (6); kann O₂-Mangel ertragen (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Stauroneis phoenicenteron (Nitzsch) Ehrenb.

Beschreibung: 1, 2, 4, 6, 7

Ökologie: Kosmopolitische Litoralform alkalischer und schwach saurer Gewässer (1, 2, 4, 6); oligohalob, pH-indifferent (4, 6) Ca⁺⁺ 0-mehr als 560 mg/l (6); acidophil (CHOLNOKY, 1968); salzindifferent (HAWORTH, 1976).

Stephanodiscus astraea (Ehrenb.) Grun.

Beschreibung: 1, 2, 3, 6

Ökologie: Indikator für eutrophe Gewässer (1, 2, 3, 6); salzindifferent-brackisch, alkaliphil (CHOLNOKY, 1968); alkalibiont, Ca⁺⁺ 140-560 mg/l (6).

Surirella linearis W. Sm. var. **constricta** (Ehrenb.)
Grun. (XIV, Abb. 20)

Beschreibung: 1, 3, 6

Ökologie: Überall verbreitet und häufig, besonders in den Alpenseen (1, 3, 6); zuweilen tychoplanktisch (3); acidophil (6, CHOL-NOKY, 1968); oligohalob, oligo-bis mesotroph, Ca⁺⁺ weniger als 140 bis mehr als 420 mg/l (6); salzindifferent, pH-indifferent (HAWORTH, 1976).

Surirella linearis W. Sm. var. **helvetica**

Wie die Art

Tabellaria flocculosa (Roth) Kütz. (XII, Abb. 2)

Beschreibung: 1, 2, 3, 4, 6

Ökologie: Typische Litoralform in Gewässern aller Art, besonders in humösen (1, 2, 3, 4, 6); Hochgebirge (3); acidophil (4, 6, CHOL-NOKY, 1968); hoher O₂-Bedarf (CHOL-NOKY, 1968); oligotroph (kürzere Formen) bis mesotroph (längere Formen) (4); oligo-dystroph, Ca⁺⁺ 0-420 mg/l (6); halophob (HAWORTH, 1976).

b) Gruppierung der Diatomeen gemäß ökologischer Kriterien

Tab. 1: Gebirgsformen, Kaltwasserformen (Quellen und Bäche)

Caloneis alpestris var. *inflata*
Denticula tenuis
Navicula amphibola
Pinnularia divergens v. *elliptica*
Surirella linearis var. *constricta*
Surirella linearis var. *helvetica*
Tabellaria flocculosa

Tab. 2: Arten mit hohem Sauerstoff-Bedarf

Achnanthes exigua
Achnanthes lanceolata
Achnanthes minutissima
Amphora ovalis var. *pediculus* (?)
Cymbella cymbiformis
Cymbella microcephala
Fragilaria construens u. var. (?)
Fragilaria pinnata (?)
Navicula pupula
Tabellaria flocculosa

Tab. 3: Trophieansprüche

oligothroph:
Pinnularia divergens var. *elliptica*
oligo- bis mesotroph:
Navicula amphibola
Surirella linearis var. *constricta*
Surirella linearis var. *helvetica*
Tabellaria flocculosa
mesotroph:
Caloneis alpestris var. *inflata*
Navicula pupula
Navicula radiosa - *oligosaprob*
Neidium iridis - *oligosaprob*
Pinnularia viridis - *oligosaprob* (?)

Meso- bis eutroph:

Achnanthes lanceolata
Cocconeis placentula var. *euglypta*
Navicula cryptocephala

eutroph:

Achnanthes exigua
Amphora ovalis
Campylodiscus noricus var. *hibernicus*
Cymbella cymbiformis
Cymbella ehrenbergii
Cymbella lanceolata - *saprophil*
Cymbella ventricosa
Fragilaria pinnata
Gomphonema constrictum var. *capitatum*
Hantzschia amphioxys
Navicula graciloides
Navicula minuscula
Nitzschia communis - *N-heterotroph*
Nitzschia kützingiana - *N-heterotroph*
Stephanodiscus astraea

oligo - eutroph, indifferent:

Fragilaria construens u. var.

Tab. 4:

Salzansprüche

halophob:

Pinnularia divergens var. *elliptica*

halophob-oligohalob:

Cymbella lanceolata (?)

Denticula tenuis

Tabellaria flocculosa

oligohalob:

Achnanthes minutissima

Cymbella cymbiformis

Gomphonema constrictum var. *capitatum*

Navicula amphibola (?)

Navicula pupula

Surirella linearis var. *constricta*

Surirella linearis var. *helvetica*

oligo-mesohalob:

Achnanthes lanceolata

Navicula cryptocephala

indifferent:

Amphora ovalis u. var.

Cocconeis placentula var. *euglypta*

Cymbella ehrenbergii

Cymbella microcephala

Cymbella ventricosa

Campylodiscus noricus var. *hibernicus*

Fragilaria construens u. var.

Fragilaria pinnata

Hantzschia amphioxys

Navicula amphibola (?)

Navicula graciloides

Navicula minima

Navicula radiosa

Neidium iridis

Nitzschia communis

Nitzschia kützingiana

Pinnularia viridis

Stauroneis phoenicenteron

Stephanodiscus astraea

Surirella linearis u. var. (?)

Tab. 5:

pH-Ansprüche

acidophil:

Pinnularia divergens var. *elliptica*

Surirella linearis var. *constricta*

Surirella linearis var. *helvetica*

acidophil-neutral:

Navicula amphibola (?)

neutral-alkaliphil:

Cocconeis placentula var. *euglypta*

Gomphonema constrictum var. *capitatum*

Navicula graciloides

alkaliphil:

Achnanthes exigua

Achnanthes lanceolata

Achnanthes minutissima

Amphora ovalis u. var. *pediculus*

Cymbella cymbiformis

Cymbella ehrenbergii

Cymbella microcephala

Denticula tenuis

Fragilaria construens u. var.

Fragilaria pinnata

Navicula amphibola (?)

Navicula cryptocephala

Navicula minima

Navicula minuscula

Navicula pupula

Nitzschia communis

Nitzschia kützingiana

Stephanodiscus astraea

indifferent:

Campylodiscus noricus var. *hibernicus*

Cymbella lanceolata

Cymbella ventricosa

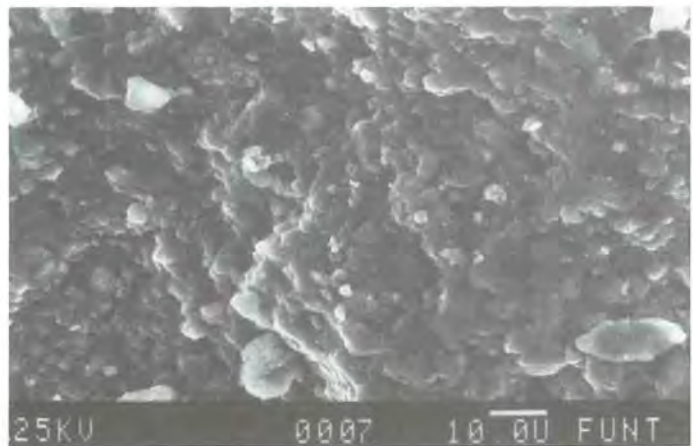
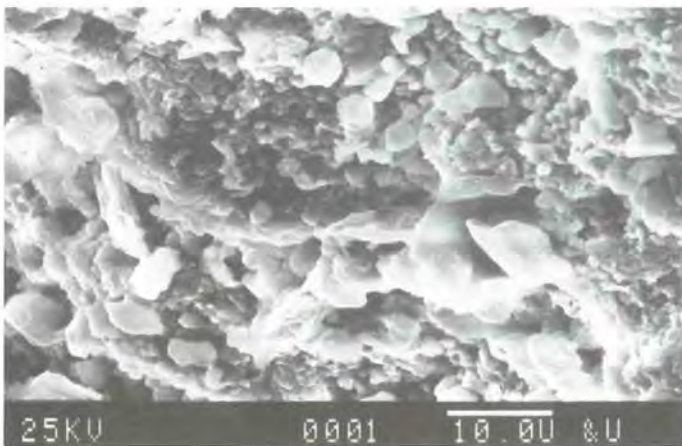
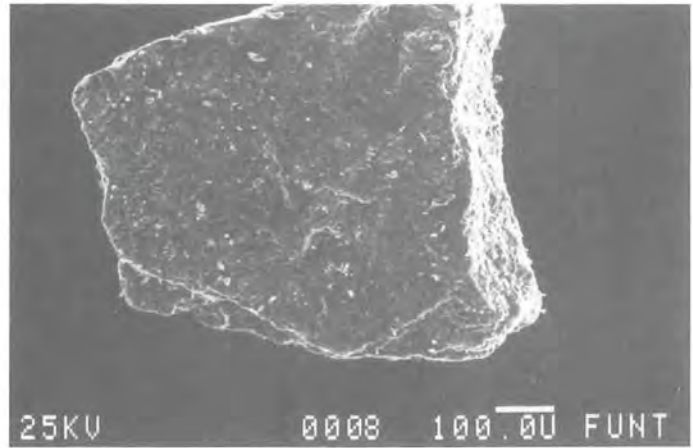
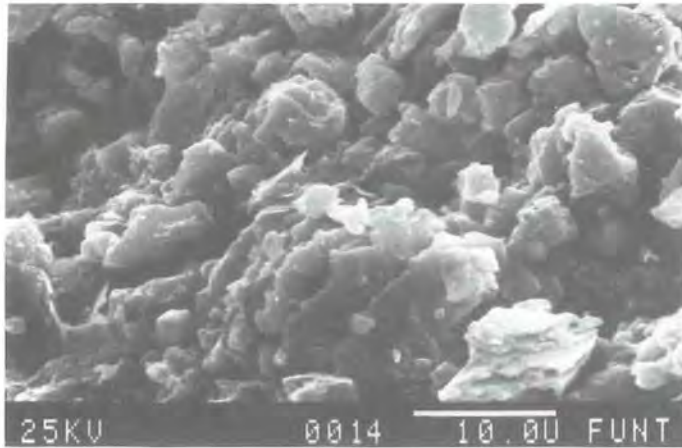
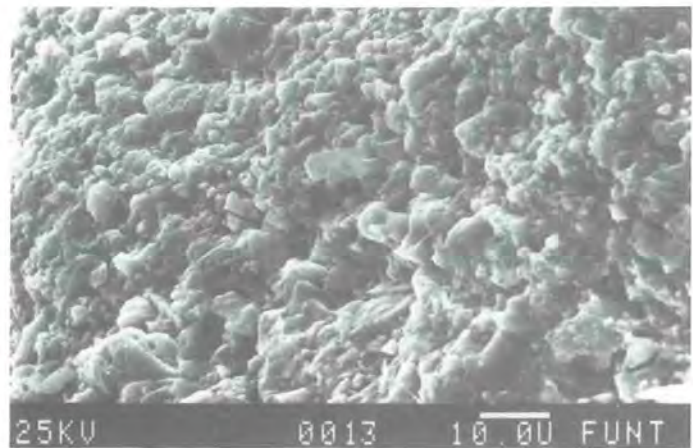
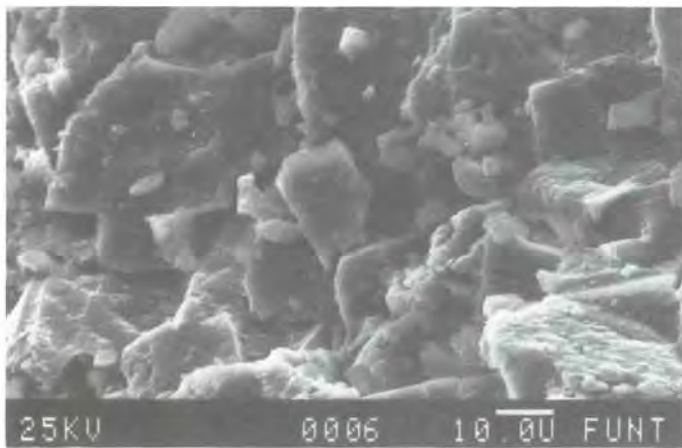
Hantzschia amphioxys

Navicula radiosa

Neidium iridis

Pinnularia viridis

Stauroneis phoenicenteron

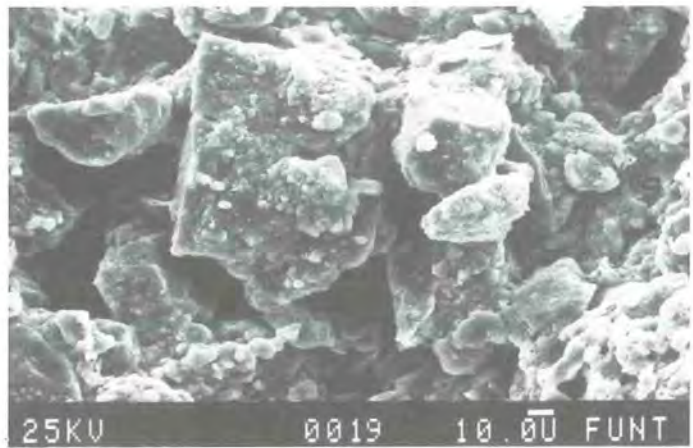
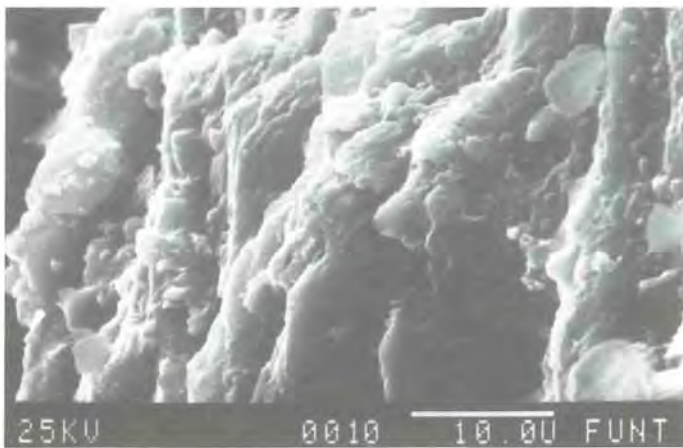
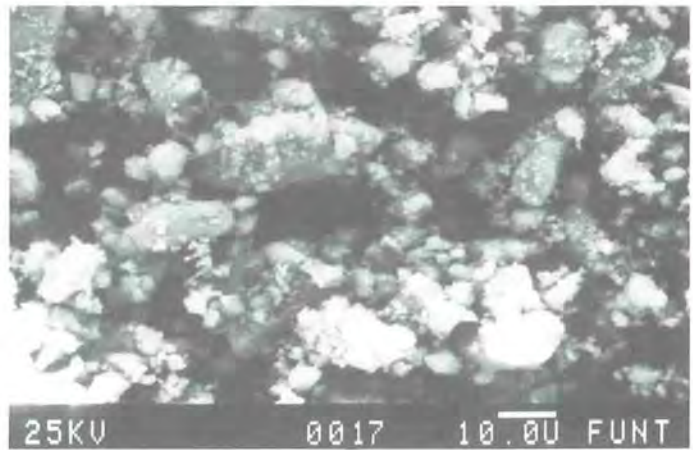
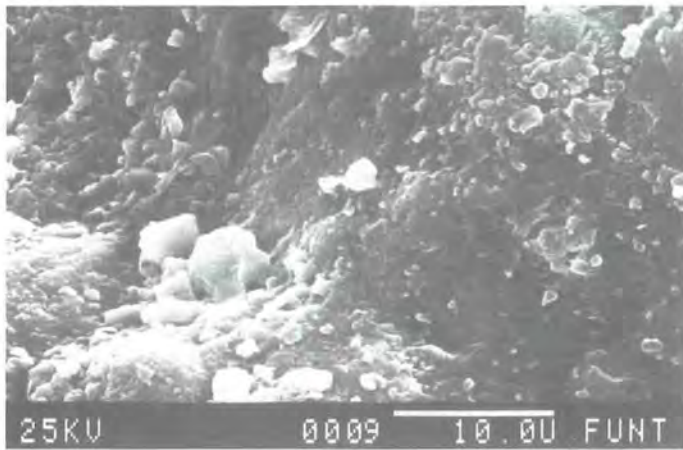
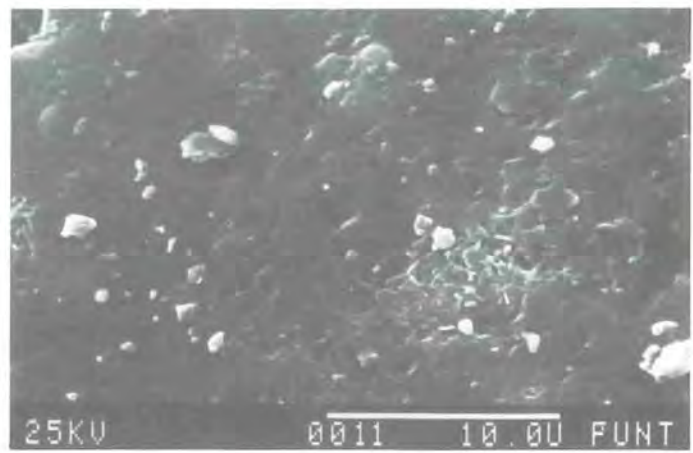
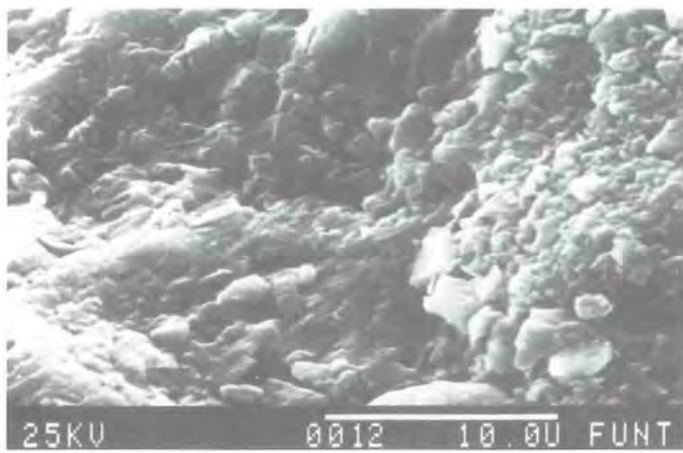


Tafel I

- A: Kerntiefe 830 cm. Bruchstück Ramsdölmilch, Oberfläche. Eichstrich 10 μ .
- B: Kerntiefe 830 cm. Oberfläche Calcitkorn. Eichstrich 10 μ .
- C: Kerntiefe 830 cm. Oberfläche Calcitkorn. Eichstrich 10 μ .

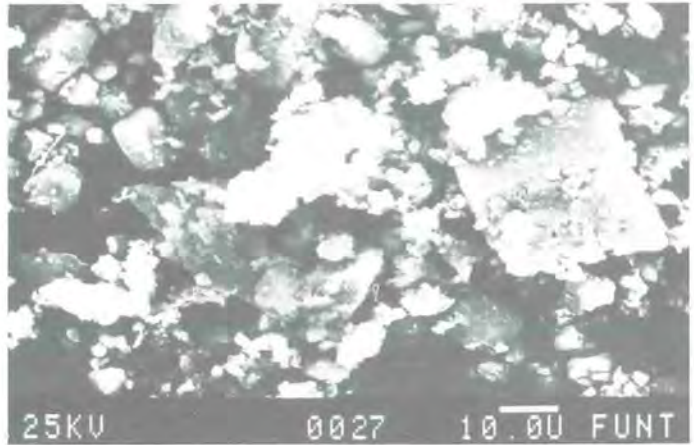
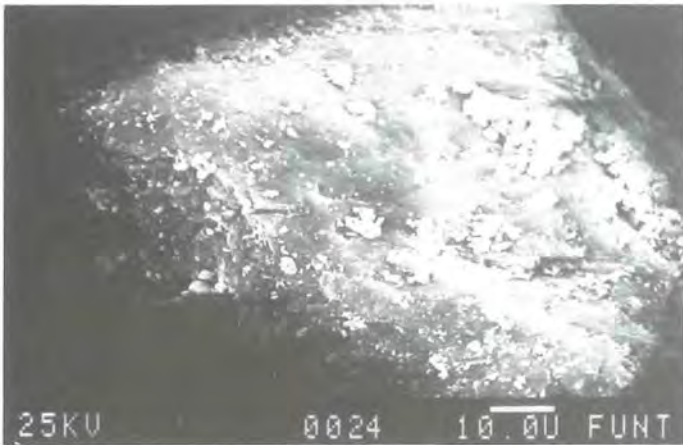
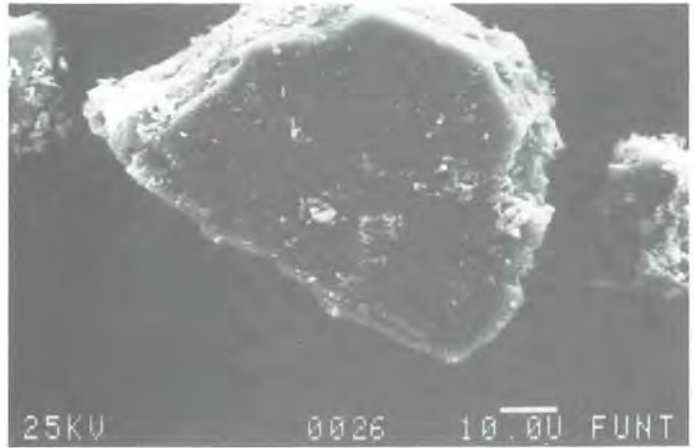
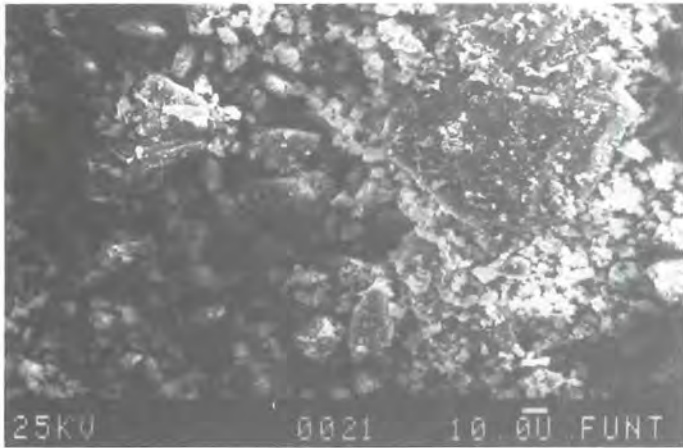
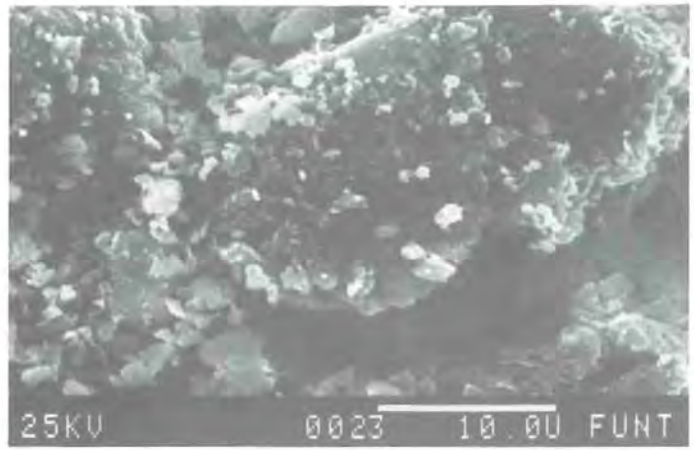
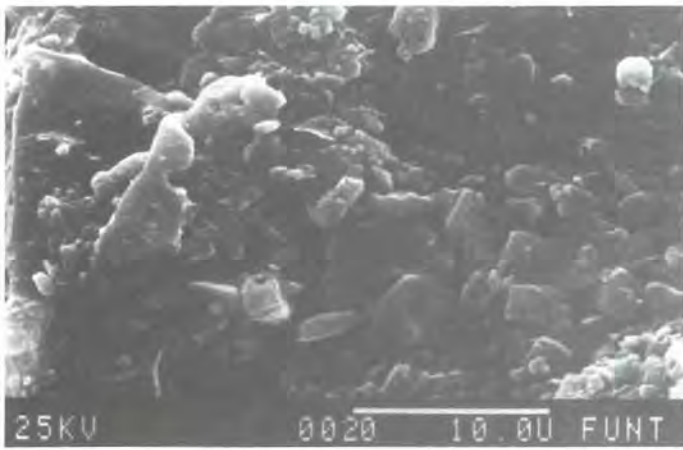
Tafel II

- A: Kerntiefe 830 cm. Oberfläche eines Calcitkorns. Eichstrich 10 μ .
- B: Kerntiefe 830 cm. Übersicht weißer Kalkstein (Calcit). Eichstrich 100 μ .
- C: Kerntiefe 830 cm. Detailaufnahme von II B. Oberfläche. Eichstrich 10 μ .



Tafel III
 A: Kerntiefe 830 cm. Oberfläche roter Kieselkalk.
 Eichstrich 10 μ.
 B: Kerntiefe 830 cm. Oberfläche dunkler Kalk (Calcit).
 Eichstrich 10 μ.
 C: Kerntiefe 830 cm. Glimmeraggregat.
 Eichstrich 10 μ.

Tafel IV
 A: Kerntiefe 830 cm. Oberfläche eines Quarzkorn.
 Eichstrich 10 μ.
 B: Kerntiefe 700 cm. Calcitfragmente. Eichstrich 10 μ.
 C: Kerntiefe 600 cm. Primärgefüge. Dolomitmörner
 (Mitte) und Calcitfragmente. Eichstrich 10 μ.

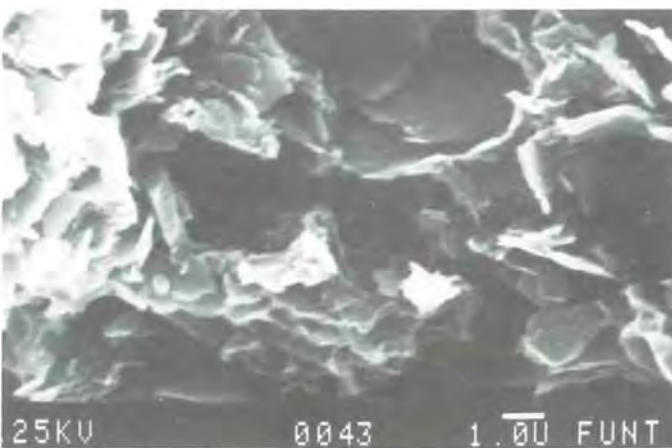
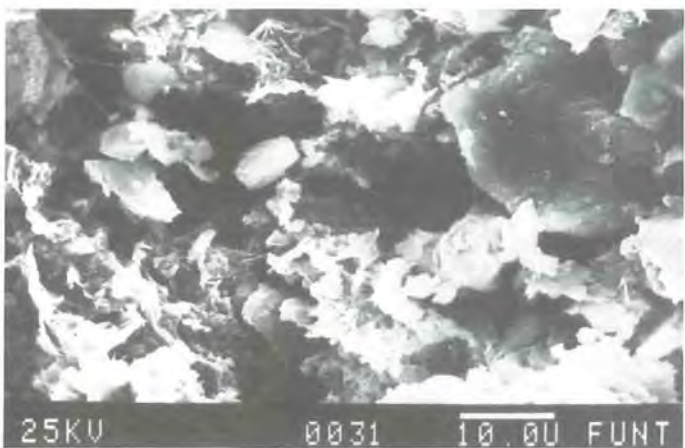
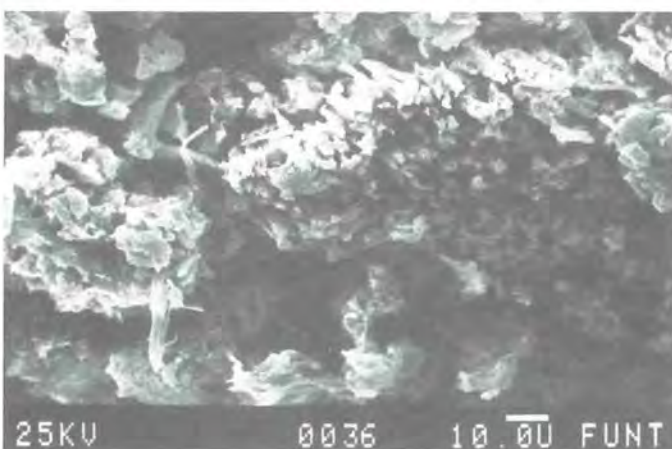
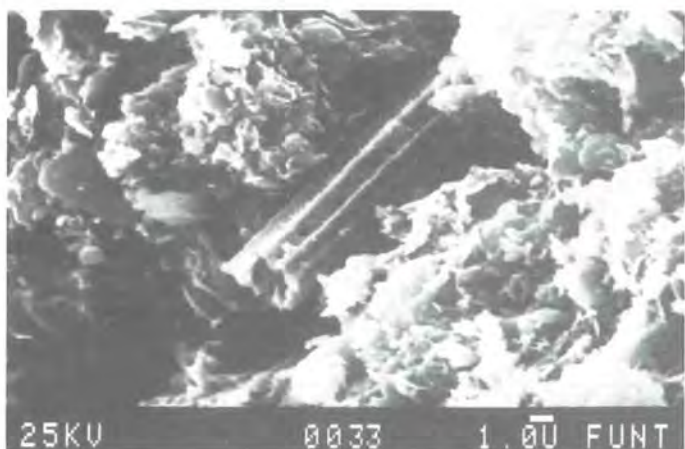
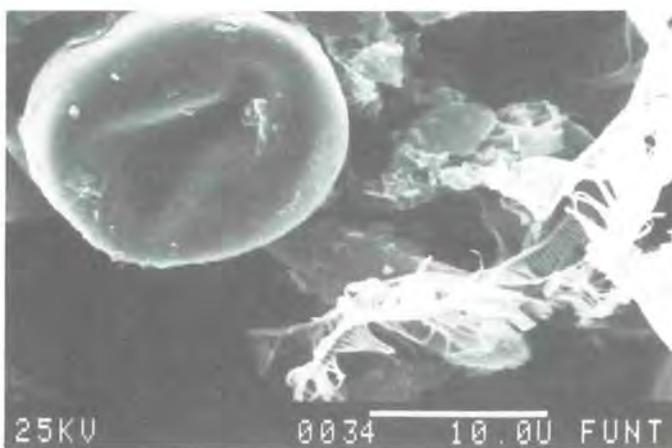
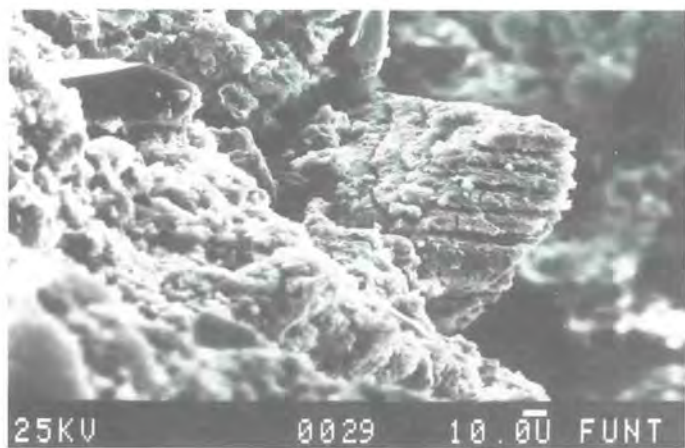


Tafel V

- A: Kerntiefe 600 cm. Dolomit mit Bruchfläche, auflagernde Calcitkristalle sind z. T. angelöst. Detailaufnahme von IV C. Eichstrich 10 μ .
- B: Kerntiefe 500 cm. Dolomit (r. o.) in überwiegend calcitischer Matrix. Eichstrich 10 μ .
- C: Kerntiefe 400 cm. Calcit ohne signifikante Lösungsspuren. Eichstrich 10 μ .

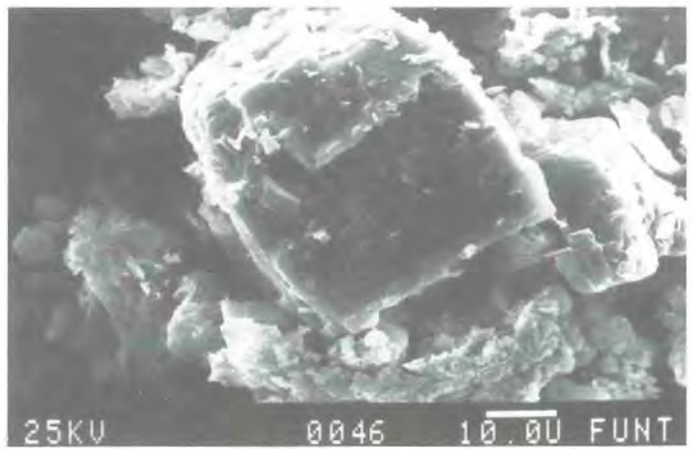
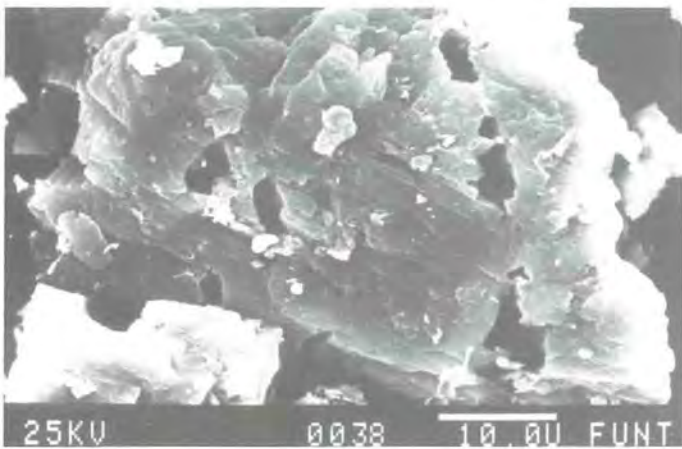
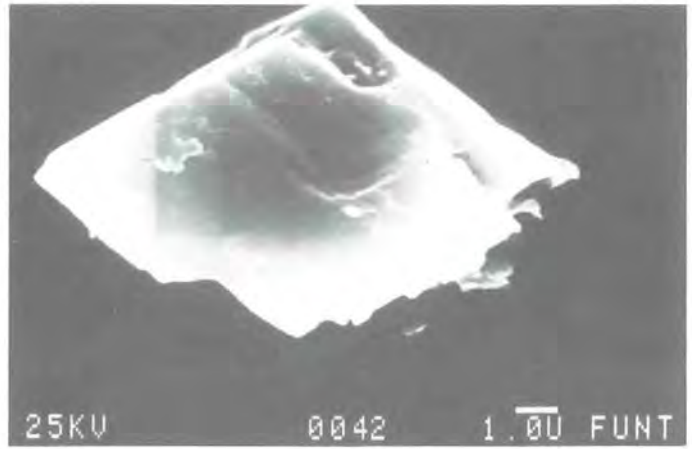
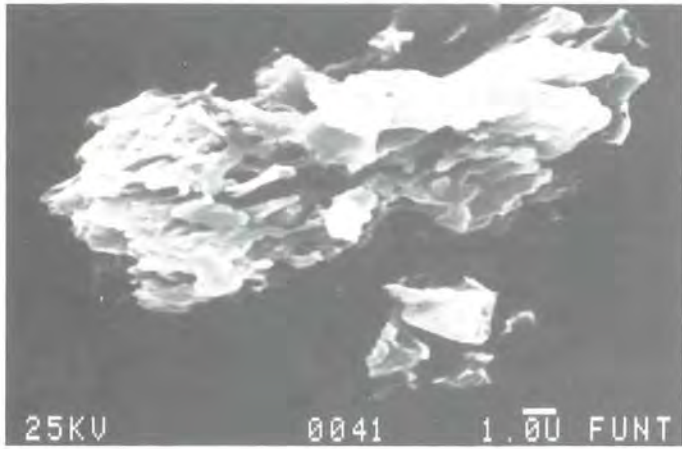
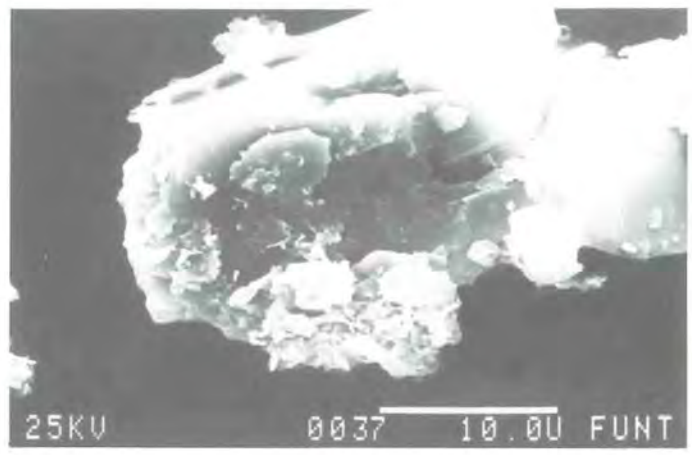
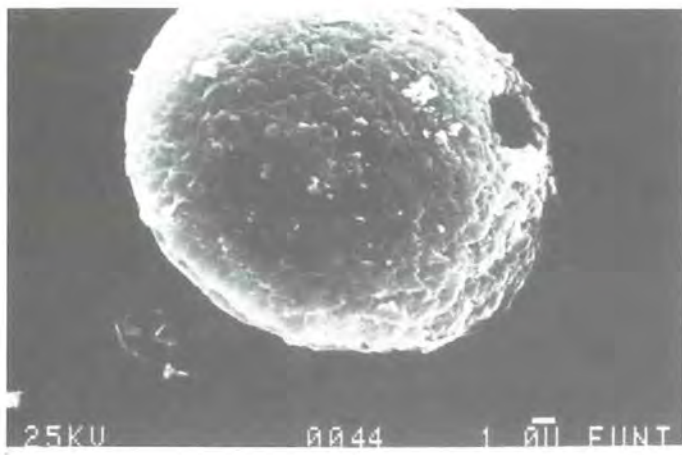
Tafel VI

- A: Kerntiefe 400 cm. Korrodierter Calcit in feinkörniger Calcitmatrix. Eichstrich 10 μ .
- B: Kerntiefe 400 cm. Dolomit. Eichstrich 10 μ .
- C: Kerntiefe 300 cm. Rhomb. Dolomit (Mitte rechts) in überwiegend calcitischer Matrix. Eichstrich 10 μ .



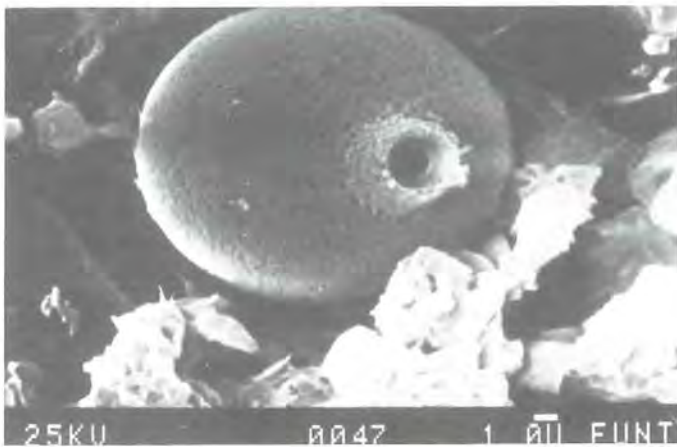
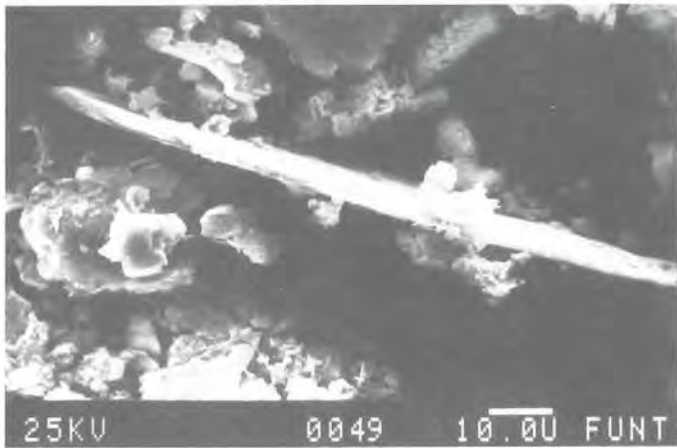
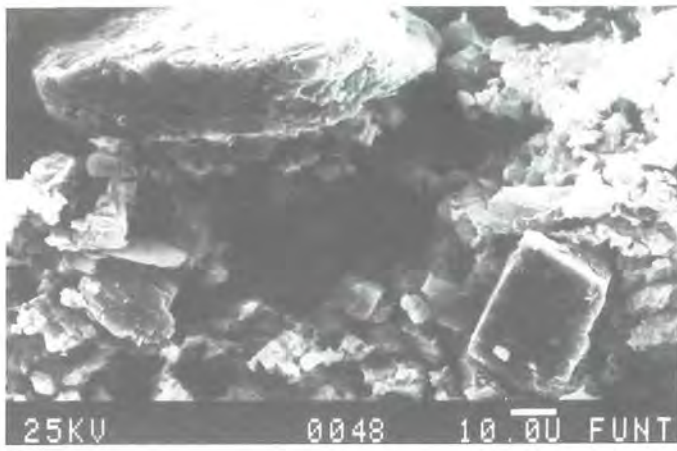
Tafel VII
 A: Kerntiefe 200 cm. Calcit (Mitte rechts) und Quarz (Vordergrund links oben). Eichstrich 10 μ .
 B: Kerntiefe 200 cm. Pflanzenrest in Calcit- und Tonmineralmatrix. Eichstrich 1 μ .
 C: Kerntiefe 200 cm. Primärgefüge. Matrix aus org. Material, Calcit, Tonmineralien u. Quarz (r.). Eichstrich 10 μ .

Tafel VIII
 A: Kerntiefe 100 cm. Pollenkorn und Pflanzenreste. Eichstrich 10 μ .
 B: Kerntiefe 100 cm. Korrodierte Molluskenschale (Mitte). Eichstrich 10 μ .
 C: Kerntiefe 50 cm. »Kartenhausstruktur«, Tonminerale. Eichstrich 1 μ .

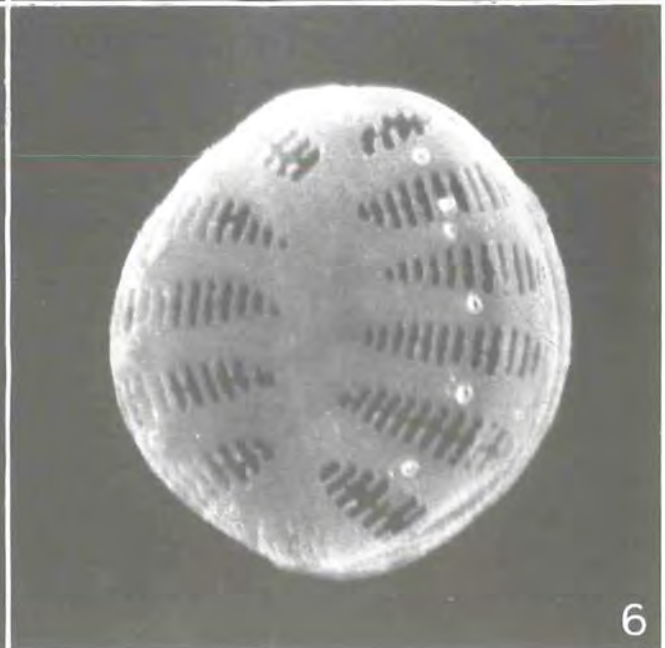
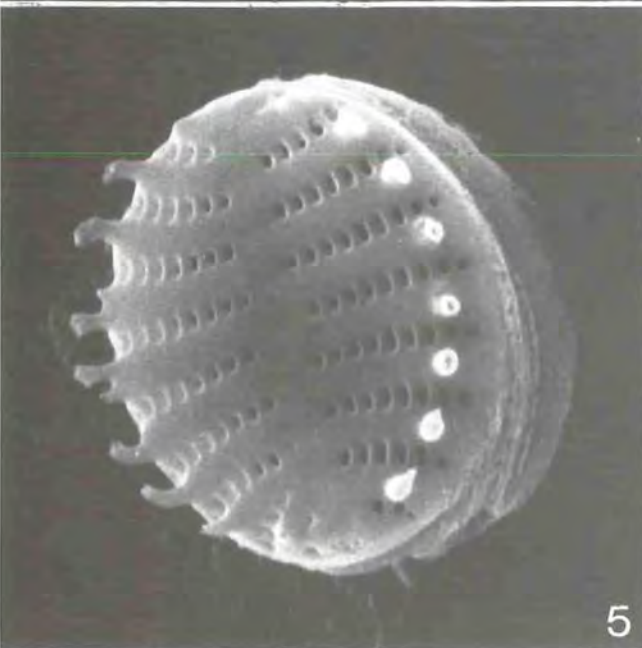
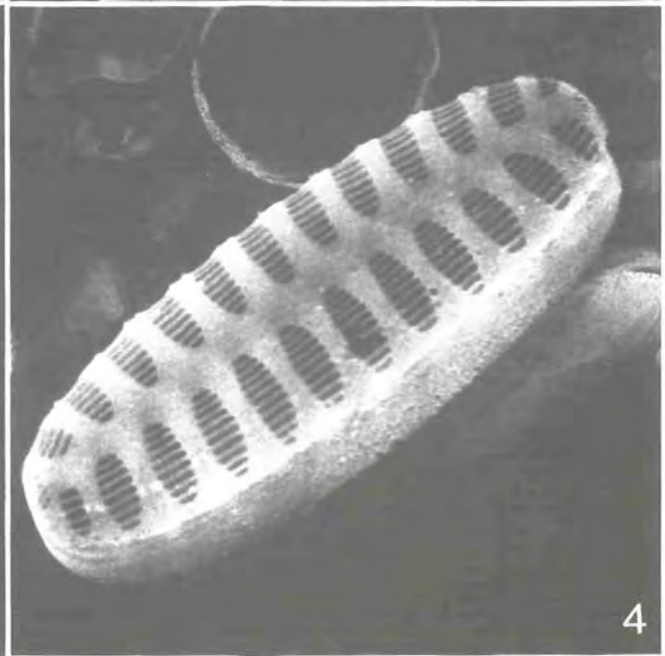
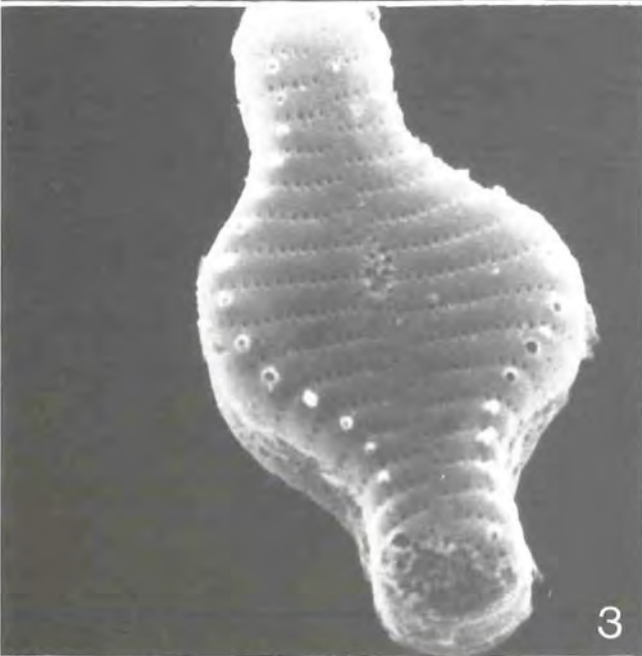
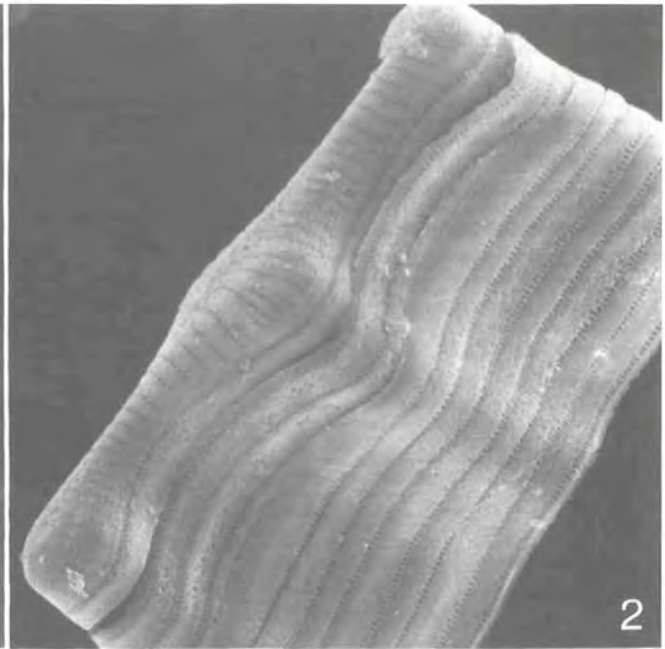
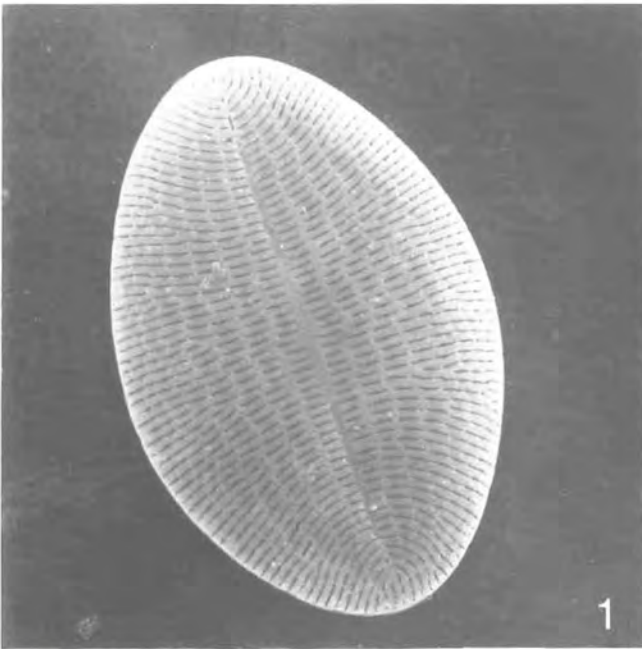


Tafel IX
 A: Kerntiefe 50 cm. PHACOTUS sp. Eichstrich 1 μ .
 B: Kerntiefe 50 cm. Korrodiertes Calcit. Eichstrich 1 μ .
 C: Kerntiefe 50 cm. Korrodiertes Calcit. Eichstrich 10 μ .

Tafel X
 A: Kerntiefe 50 cm. Dolomit. Eichstrich 10 μ .
 B: Kerntiefe 50 cm. Idiomorpher Dolomitkristall. Eichstrich 1 μ .
 C: Sedimentoberfläche (0 cm). Dolomitkristalle (Mitte und Mitte rechts) in feinkörniger Calcitmatrix. Eichstrich 10 μ .



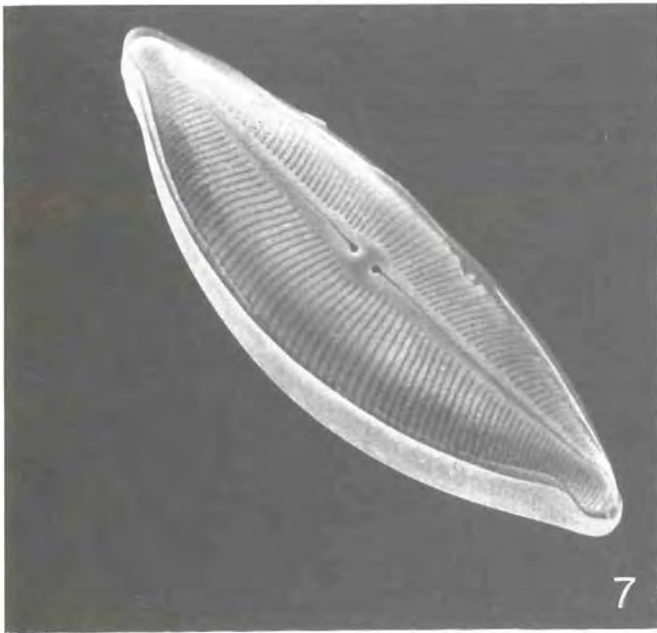
- Tafel XI
- A: Sedimentoberfläche (0 cm), Calcit (links oben), Dolomit (rechts unten), Glimmer (links Mitte). Eichstrich 10 μ .
 - B: Sedimentoberfläche (0 cm). Glimmerplättchen (Muskovit?). Eichstrich 10 μ .
 - C: Sedimentoberfläche (0 cm). »Calcitkugel« (Kalkalge?). Eichstrich 1 μ .



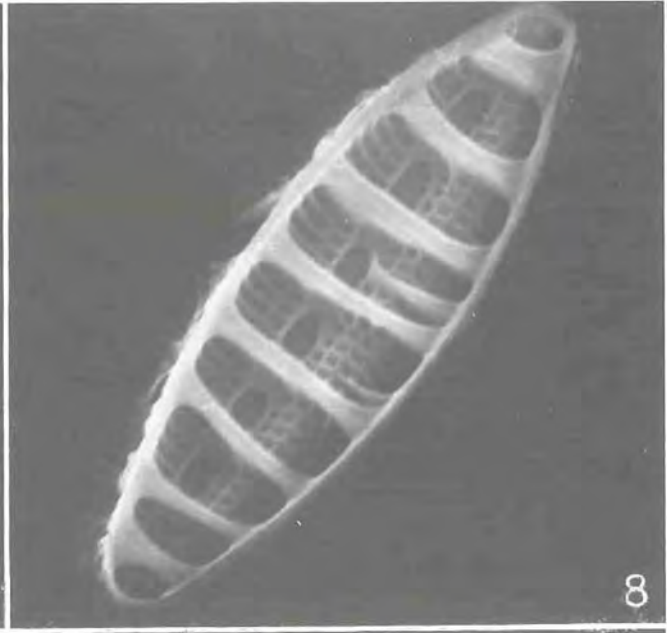
Tafel XII: Beschreibung siehe Rückseite

Beschreibung zu Tafel XII

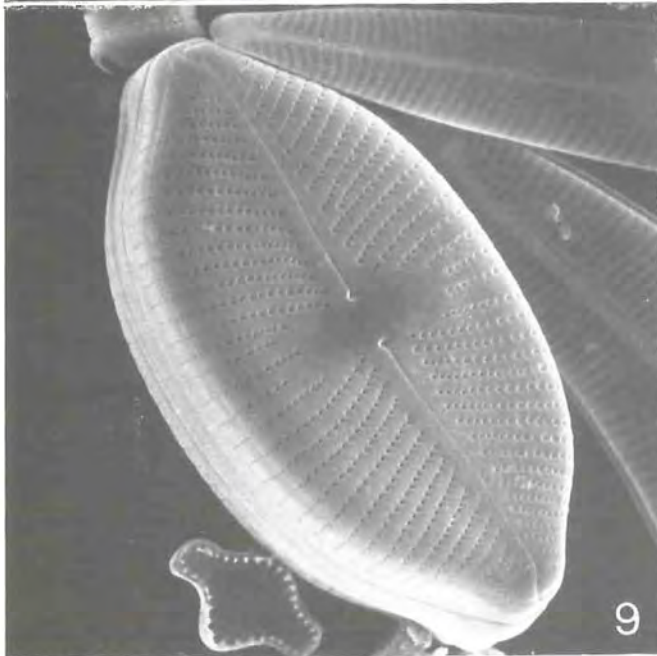
1. COCCONEIS PLACENTULA var. EUGLYPTA
Außenansicht der raphenlosen Schale. $V = 3.250 \times$.
2. TABELLARIA FLOCCULOSA
Schale und Gürtelbänder, Außenansicht. $V = 4.000 \times$.
3. FRAGILARIA CONSTRUENS
Schale von außen. $V = 6.900 \times$.
4. FRAGILARIA PINNATA
Schale von außen. $V = 6.500 \times$.
5. FRAGILARIA CONSTRUENS var. VENTER
Schale von außen. $V = 8.100 \times$.
6. FRAGILARIA PINNATA
kleine Schale von außen. $V = 12.150 \times$.



7



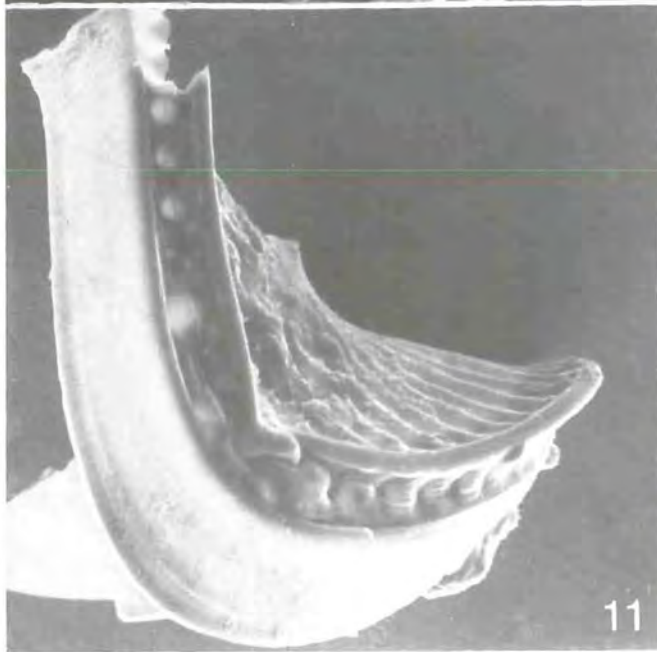
8



9



10



11

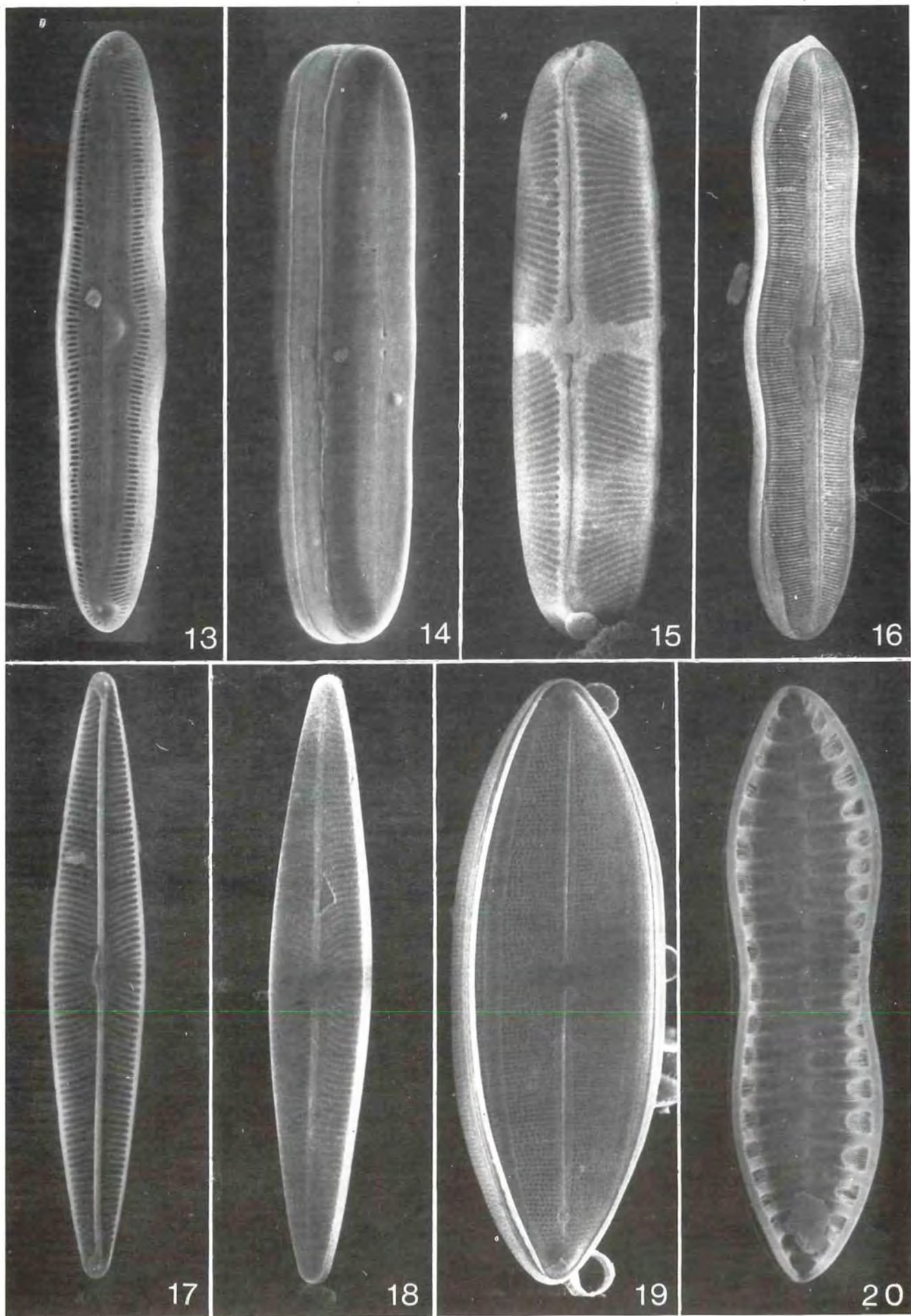


12

Tafel XIII: Beschreibung siehe Rückseite

Beschreibung zu Tafel XIII

7. CYMBELLA EHRENBERGII
Zelle von außen. $V = 800 \times$.
8. DENTICULA TENUIS
Schale von innen. $V = 6.500 \times$.
9. NAVICULA AMPHIBOLA
Zelle von außen. $V = 2.300 \times$.
10. AMPHORA OVALIS
Ventralansicht einer ganzen Zelle. $V = 1.600 \times$.
11. CAMPYLODISCUS NORICUS var. HIBERNICA
Schale von außen. $V = 800 \times$.
12. GOMPHONEMA CONSTRICTUM var. CAPITATA
ganze Zelle von außen; fragmentierte Raphe. $V = 4.000 \times$.



Tafel XIV: Beschreibung siehe Rückseite

Beschreibung zu Tafel XIV

13. PINNULARIA VIRIDIS
Schale von innen. $V = 1.000 \times$.
14. PINNULARIA VIRIDIS
ganze Zeile von außen. $V = 850 \times$.
15. PINNULARIA DIVERGENS var. ELLIPTICA
Schale von außen. $V = 1.500 \times$.
16. CALONEIS ALPESTRIS var. INFLATA
Zelle von außen. $V = 1.400 \times$.
17. NAVICULA RADIOSA
Schale von innen. $V = 1.900 \times$.
18. NAVICULA RADIOSA
Zelle von außen. $V = 1.900 \times$.
19. NEIDIUM IRIDIS
Zelle von außen. $V = 1.650 \times$.
20. SURIRELLA LINEARIS var. CONSTRICTA
Schale von außen. $V = 1.550 \times$.

In der Reihe Forschungsberichte sind erschienen:

- Nr. 1 Theoretische Topoklimatologie**
- Nr. 2 Humus und Humusschwund im Gebirge**
- Nr. 3 Zur Situation der Greifvögel im Alpenraum**
- Nr. 4 Theoretische Topoklimatologie - Kartenteil**
- Nr. 5 Der Königssee - Eine limnologische Projektstudie**
- Nr. 6 Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten**
- Nr. 7 Der Funtensee - Naturkundliches Portrait eines subalpinen Sees**
- Nr. 8 Zur Kenntnis der Pilze in den Nördlichen Kalkalpen**
- Nr. 9 Diplopoden als Streuzersetzer in einem Lärchenwald**
- Nr. 10 Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen**
- Nr. 11 Das Bärenseminar**