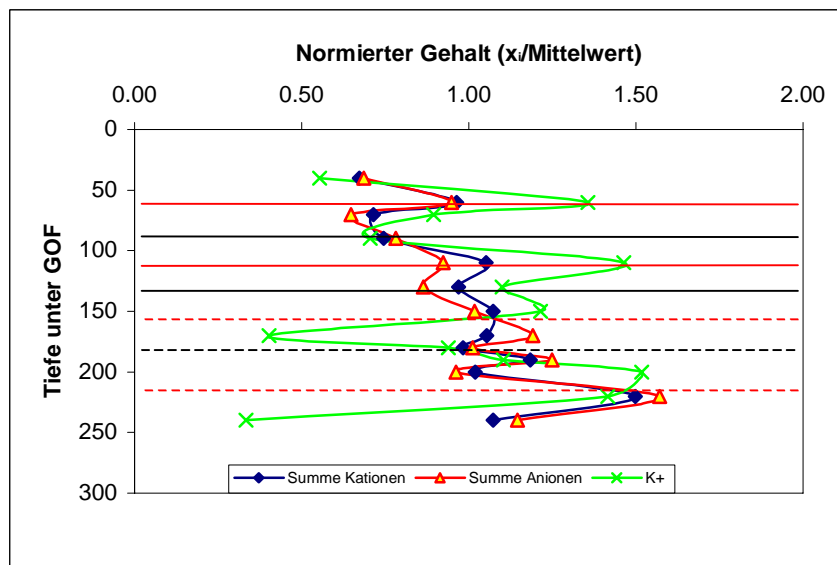


Hochmoore als hydrologisches Archiv



-Anwendung natürlicher Tracer in Mooren-

Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Timo Mallmann

Hochmoore als hydrologisches Archiv

-Anwendung natürlicher Tracer in Mooren-

**Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Koreferent: Dr. C. Külls**

Diplomarbeit Hydrologie unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Freiburg i. Br., September 2008

I. VORWORT

Mein Dank für das Gelingen dieser Arbeit gilt :

Prof. Dr. Chr. Leibundgut für die Vergabe dieser Arbeit ,

Dr. C. Külls für die gute und umfangreiche Betreuung meiner Diplomarbeit, Tipps und Anregungen , Diskussionen sowie Assistenz in Labor und Gelände,

Emil Blattmann für die Unterstützung bei Planung und Bau der Porenwasserpumpe sowie bei der Wartung und Eichung der Messgeräte und Pumpen,

Jürgen Strub für die Unterstützung bei der Arbeit zur Erstellung der Karte und der Grafik zum Versuchsaufbau sowie für die Erlaubnis zum Abdruck seiner Luftbilder des Hochmoores Hinterzarten,

Silke Grothe, für die allgemeine Unterstützung sowie Hilfe beim Scannen, Drucken, Kopieren und Binden,

Angelika Winner für die Hilfe im Labor , beim Korrekturlesen sowie Anregungen zu meiner Arbeit,

der Gruppe Exkursionsstudenten , die mich am 11.07. 2008 bei der zweiten Profilnahme im Feld unterstützte,

meinen Eltern für die allgemeine und finanzielle Unterstützung während meiner Arbeitszeit,

sowie meinem am 25.07. 2008 geborenen Sohn Yannis Grothe

II. INHALT

Abbildungsverzeichnis.....	III
Abbildungsverzeichnis Anhang.....	IV
Tabellenverzeichnis.....	V
Tabellenverzeichnis Anhang.....	VI
Zusammenfassung.....	VII
Extended English Summary.....	VIII
1 Einführung	15
2 Problemstellung, Zielsetzung.....	16
3 Stand der Forschung.....	17
3.1. Zu Hydrologie und Stoffhaushalt der Moore.....	17
3.2. Die Moore im Hochschwarzwald.....	20
4 Hochmoore : Genese, Böden Vegetation	21
4.1. Genese.....	21
4.2. Vegetation.....	24
4.3. Torfe und Böden.....	25
5. Hydrologie und Stoffhaushalt der Hochmoore.....	31
5.1. Wasserbilanz von Hochmooren.....	31
5.2. Input.....	32
5.3. Abfluss	33
5.3.1. Of- Abfluss.....	33
5.3.2. Versickerung, GW- Neubildung.....	34
5.4. Verdunstung.....	34
5.5. Speicherung.....	36
5.6. Stoffhaushalt der Moore.....	37
6. Das Hochmoor Hinterzarten.....	43
6.1. Lage, Größe.....	43
6.2. Genese und Geologie.....	43

6.3.	Vegetation und Böden.....	46
6.4.	Einzugsgebiet.....	47
6.5.	Klima (Station Hinterzarten)	47
6.6.	Immissionen.....	50
7.	Methoden.....	52
7.1	Ort, Zeit, Bedingungen der Probenahmen.....	52
7.2	Porenwasserpumpe.....	52
7.3	18-O im Niederschlag, Fraktionierung.....	53
7.4	Feldparameter.....	57
7.5	Hydrochemische Profile.....	58
7.6	Übersicht über die Messprofile.....	59
7.7	Probleme, Schwierigkeiten.....	60
7.8	Grafische Analyse.....	60
8.	Darstellung und Analyse der Ergebnisse.....	63
8.1.	Beobachtungen an den Messprofilen.....	63
8.2.	Temperatur.....	63
8.3.	Ionen (incl. Leitfähigkeit, pH- Wert) und O ₂	65
8.3.1.	pH- Profile.....	65
8.3.2.	Kationen.....	66
8.3.3.	Anionen.....	71
8.3.4.	Elektrische Leitfähigkeit und Feststoffgehalte.....	73.
8.3.5.	O ₂ Profile.....	74
8.4.	18-O- Profile.....	75
8.5.	Synthese der Ergebnisse und Vergleich der Profile.....	79
9.	Fazit.....	83
10.	Schlussfolgerung.....	85
	Literatur.....	IX
	Anhang.....	X

III. Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 4.1. Entwicklung einer Moorlandschaft (Aus Scheffer, Schachtschabel 2001) S. 22

Abb . 4.2.: Aufsicht eines typischen Hangmoores (aus Succow, Joosten 2001) S. 23

Abb. 4.3.: Aufbau wachsender Moore (2- Schicht- Modell)(Aus Succow, Joosten 2001) S. 26

Abb. 4.4.: Wasserdurchlässigkeit in Abhängigkeit vom Zersetzungsgrad der Torfe (nach Baden & Eggelsmann 1963 in Succow, Joosten 2001) S. 28

Abb. 4.5.: Tiefenfunktion. kf-Werte versch. Moortypen und Bereiche, Messungen
3-6 stammen aus verschiedenen Teilen von Sphagnum- Zwergstrauch-
Kiefernwald- Mooren(Bulten, erhöhte Mikroreliefelemente)
(aus Succow, Joosten 2001 (nach Ivanov 1975) S. 29

Abb. 4.6.: Tiefenfunktion der entwässerbaren Porosität (P_e) für das Akrotelm
(verändert nach Ivanov 1975 in Succow, Joosten 2001) S. 30

Abb. 5.1. : Wasserhaushaltskomponenten in einem durchströmten Akrotelmsegment
(Edom 2001) S. 31

Abb.5.2.:Jahres- und Halbjahreswerte der Abfluss- und Verdunstungshöhen für
Moorvegetationstypen NW-Deutschlands bei einem mittleren Jahresniederschlag
von 750 mm (nach Eggelsmann 1990 in Succow, Joosten 2001) S. 32

Abb. 5.3. :Abhängigkeit der spezifischen Verdunstung α vom Wasserstand für ein
natürliches Regenmoor und Niedermoor (nach Romanov 1961, und Kaljuznyj et
al. 1988 in Succow, Joosten 2001. S. 36

Abb. 5.5. : S- Umsetzung im Moor (nach Mitsch und Gosselink, 1993; aus Koppisch
2001c). S. 41

Abb. 6.1. : Luftbild des Hochmoores Hinterzarten, Foto: J. Strub S. 43

Abb. 6.2.: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes S. 45

Abb. 6.3. : Profil des Hinterzartener Moores (aus Lang et al. 1984) S. 46

Abb. 6.4: Mittlere Temperaturen der Station Hinterzarten 1948-2005 S. 48

Abb. 6.5: Jahreszeiten- Niederschläge der Station Hinterzarten; Linear= lineare Trendlinie (grafisch) S. 49

Abb. 6.6.: Kationenkonzentrationen im Niederschlag , Station Schauinsland S. 51

Abb. 6.7.: Anionenkonzentrationen im Niederschlag , Station Schauinsland S. 51

Abb. 7.1.: Skizze Porenwasserpumpe (hier: Feldparametermessung mit Durchlaufzelle) S. 53

Abb. 7.2. : 18 - O- Werte (in ‰ nach VSMOW) im Niederschlag und Temperaturen, Daten, höhenkorrigiert auf Hinterzarten (nach Station Katzensteig) S. 56

Abb. 7.3. : Sickergeschwindigkeiten für verschiedene Abstände zwischen zwei aufeinanderfolgenden Maxima oder Minima (1 Jahr), v_f für verschiedene P^* S. 62

Abb. 7.4. : Infiltration pro Zeiteinheit für verschiedene Peakabstände für variierende entwässerbare Porositäten S. 62

Abb. 8.1.: Temperatur – Profile, Übersicht S. 64

Abb. 8.2.: Temperatur – Profile , Typ 1 S. 65

Abb. 8.3.: Temperatur – Profile , Typ 2 S. 65

Abb. 8.4.: pH- Profile, Übersicht S. 66

Abb. 8.5.: Calcium- Profile S. 67

Abb. 8.6.: Magnesium- Profile S. 68

Abb. 8.7.: Natrium- Profile S. 68

Abb. 8.8. : Kalium- Profile S. 69

Abb. 8.9. : Summe Kationen, Profile S. 69

Abb. 8.10.: Auf jeweiligen Mittelwert normierte Profile von Calcium und Kalium S. 70

Abb. 8.11. : Chlorid- Profile S. 70

Abb. 8.12.: Hydrogencarbonat- Profile S. 71

Abb. 8.13.: Sulfat- Profile S. 72

Abb. 8.14. : Summe Anionen, Profile S. 72

Abb. 8.15.: Leitfähigkeits- Profile (EC) S. 73

Abb. 8.16.: Feststoffgehalte im Porenwasser S. 74

Abb. 8.17. : Sauerstoff- Profile S. 74

Abb.8.18.: Übersicht Isotopenprofile , 18-O S. 75

Abb.8.19.: 18-O- Profil, ohne Tiefenangaben S. 77

Abb. 8.20.: 18-O Tiefenprofil aus dem Hinterzartener Moor S. 77

Abb. 8.21.: Interpretationsansatz Analyse der Maxima und Minima im 18-O- Profil Nr.2 S. 78

Abb. 8.22. : Isotope- Shifting im Moor S. 79

Abb. 8.23.: Auf den jeweiligen Mittelwert normierte Gehalte an Kationen und Anionen im
Porenwasser über die Tiefe S. 81

Abb. 8.24.: Vergleichende Analyse :Gesamtkationen, Gesamtanionen und Kalium S. 82

IV. Verzeichnis der Tabellen im Text:

Tabelle 6.1.: UBA- Daten zu Stoffkonzentrationen im Niederschlag, Station Schauinsland
1995- 1999 S. 50

Tabelle 7.1.: verwendete Messgeräte zur Parameterbestimmung im Feld S. 57

Tabelle 7.2.: Übersicht über die beprobten Porenwasserprofile S. 59

Tabelle 8.1.: Bemerkungen zu den Porenwasserprofilen S. 63

V. Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

Tafel 1: Sphagnum- Moos

Tafel 2: randlicher Waldgürtel

Tafel 3: Mittelsteg Hochmoor

Tafel 4: Moorabfluss (nach Westen)

Tafel 5: Waldbach im Randwald (Moorzufluss)

Tafel 6: Mittelsteg im Hochmoor Hinterzarten

Tafel 7: Hochmoortypische Sphagnum- Vegetation

Tafel 8: Hoher Moorwasserspiegel am Steg

Tafel 9: Birkenvegetation am Moorrand

Tafel 10: vereiste OF-Gewässer (Wald)

Tafel 12: Kiefernbruchwald im Hochmoor Hinterzarten

Tafel 13 : natürliche Waldgrenze am Moor

Tafel 14 : Luftbild , Westteil Hochmoor Hinterzarten, Blickrichtung Westen, Foto: J. Strub

Tafel 15: Luftbild Westteil Hinterzartener Hochmoor, Foto: J. Strub

Tafel 16: Luftbild Hinterzartener Hochmoor (Blickrichtung SW), Foto: J. Strub

Tafel 17: Hochmoor Hinterzarten mit typischer Sphagnum- Wollgras- Bruchwald-Vegetation,
Blick auf natürlichen Randwald

Tafel 18.: Messung der Geländeparameter

Tafel 19.: Einsatz der Porenwasserpumpe

Tafel 20: Ausrüstung, Material bei Feldarbeiten zur Porenwasserbeprobung

VI. Verzeichnis der Tabellen im Anhang

Tab. A 1: Kationengehalte der Proben in Profil Nr. 10

Tab A2: Anionengehalte der Proben in Profil Nr. 10

Tab. A3: Sonstige Messdaten zu Profil Nr. 10

Tab. A4: Kationengehalte der Proben in Profil Nr. 9

Tab. A5: Anionengehalte der Proben in Profil Nr. 9

Tab. A6: Sonstige Messdaten zu Profil Nr. 9

Tab. A7 :Kationengehalte der Proben in Profil Nr. 8 (ohne Tiefenangaben)

Tab. A8: Anionengehalte der Proben in Profil Nr. 8 (ohne Tiefenangaben)

Tab. A9: sonstige Messdaten zu Profil Nr. 8, (ohne Tiefenangaben)

Tab. A10: 18- O- Werte (in ‰) aus Profil Nr. 10

Tab. A11: 18- O- Werte (in ‰) aus Profil Nr. 9

Tab. A12: 18- O- Werte (in ‰) aus Profil Nr. 8 (ohne Tiefenangaben)

Tab. A13: Multi- Profil Nr.1

Tab. A14: Multi- Profil Nr.1

Tab. A15: Temperatur Profil Nr.3

Tab. A16: Temperatur Profil Nr.4

Tab. A17: Temperatur Profil Nr.5

Tab. A18: Temperatur Profil Nr.6

Tab. A19: Temperatur Profil Nr.7

Tab. A 20: pH Profil Nr .5

Tab. A 21: pH Profil Nr .6

Tab. A 22: O₂ -Profil Nr .7

Tab. A 23: EC -Profil Nr .3

VII. Zusammenfassung

Ziel dieser Studie war die Anwendung natürlicher Tracer in einem Hochmoor in Hinterzarten, Schwarzwald, zur Abschätzung vertikaler Flüsse, Infiltrationsvolumina und chemischer Prozesse im Moor. Die Analyse verschiedener natürlicher Tracer (^{18}O , pH, Temp., vers. Ionen, LF) in den Tiefenprofilen des Porenwassers eines Hochmoores zeigt, dass Input- Impulse aus dem Niederschlag durch Chemismus und Vegetation im Moor zwar beeinflusst werden, im perkolierenden Wasser aber teilweise auch erhalten bleiben. So lässt sich durch eine einfache grafische Profilanalyse die ungefähre Sickergeschwindigkeit sowie die Versickerungsraten anhand der Abstände der Konzentrations-Extrema in den gemessenen Profilen abschätzen. Allerdings muss erwähnt werden, dass diese Methodik von ungestörtem Darcy- Fluss im Moor ausgeht, welcher, wie z.B. Ours et al. (1997) zeigten, aufgrund von dualer Porosität nicht unbedingt gegeben ist. Die Anwendung dieser einfachen grafischen Analyse der Messprofile ergab jährliche Versickerungsraten von 200- 300 mm. Die ermittelten Sickergeschwindigkeiten sind sehr niedrig ($<10^{-6}$ cm/sec). Darüber hinaus lässt sich aus einem Isotope-shifting-Effekt in den ^{18}O - Profilen die vermehrte Grundwasserneubildung im Winter ableiten. Die sich verengenden Peakabstände einiger Profile in der Tiefe deuten auf laterale unterirdische Abflüsse von bis zu 50% des Infiltrationsvolumens hin. Zusammen mit den niedrigen Sickerraten ist das ein Hinweis auf wenig durchlässige Schichten unter dem Moorkörper (hier Tone, Detritusgyttja, Mudden). Mittels der hydrochemischen und/ oder Isotopenprofilen des Porenwassers lassen sich also (zumindest quantitative) Rückschlüsse auf die vertikale und unterirdische Wasserbewegung im Moor ziehen. Darüber hinaus lassen sich Aussagen zur Stoffumsetzung im Moor treffen. Die Ionenprofile zeigten erstens deutlich höhere Konzentrationen als im Niederschlag und zweitens Konzentrationszunahmen in der Tiefe, was auf den Einfluss höher mineralisierter Wässer der tieferen Niedermoortorfe oder Sedimente hindeutet (entweder über Mischung oder Diffusion). Interessant ist die Analyse der Kalium- Konzentrationen im Profilverlauf, da diese (Kalium ist wichtiger Nährstoff) den Vegetationseinfluss widerspiegeln und somit deutlich saisonale Schwankungen zeigen. Dieser Befund könnte hilfreich zur zeitlichen Einordnung anderer Profile sein. Die angewandten Methoden können eine wertvolle, einfache und kostengünstige Ergänzung zur hydrologischen Informationsgewinnung in Mooren darstellen, weitere Messungen zur Validierung und Verfeinerung der Methodik wären aber notwendig (Basis- Abflussmessung, Anwendung künstlicher Tracer, Säulenversuche etc.).

VIII. Extended Summary

The objective of this study is the application of environmental Tracers in a raised bog in Hinterzarten, Schwarzwald, Germany, to estimate hydraulic properties and infiltration volume and examine subsurface flow and chemical processes. It was shown that the input-signal of precipitation is affected by Vegetation or chemical processes, but partially the input-signals can still be found within porewater-profiles. According to the plotted, vertical distances of these signals (concentration-peaks of different tracers) it might be possible to estimate vertical flow-velocity and recharge (infiltration). Further it was tried to examine chemical processes and the influence of deeper layers of minerotrophic peat or sediments.

Vertical flow-velocity and Infiltration were estimated by graphical analysis of the vertical distance between two concentration-maxima or minima in different porewater profiles of pH, ^{18}O , EC, Temp. and Major ions. The method is based on Darcy's law, although it is known that macropore flow can lead to an anomalous vertical flow according to Darcy's law (Ours et al. 1997). The results showed low values for the flow-velocities ($<10^{-6}$ cm/sec) and relatively (compared to other studies in raised bogs) high recharge of 200-300 mm/a. Also it was found an isotope-shifting-effect (analysis of ^{18}O -values) in porewater compared to mean values in precipitation. So it can be concluded that most infiltration of water occurs in winter. The differences between the extrema become closer with depth in some profiles (Anions, Cations, ^{18}O), what is a hint for subsurface lateral flow, here up to 50% of infiltrated volume. This, as well as the low vertical flow-velocities is probably due to an underlying layer of low permeability.

Ion-profiles showed much higher concentrations than found in the input (precipitation) and increasing concentrations with depth. This could be a hint for influence of deeper, more mineralized layers of peat or sediment (Mixing by capillary uptake or diffusion leads to upwards increasing porewater-concentrations). Of further interest is an analysis of K-profiles, because the influence of Vegetation is obvious here and shows clearly seasonal increase or decrease of K^+ -concentrations. This could be a helpful approach for analysis of other profiles to find out the given timescales.

This application of environmental Tracers could be a simple and cheap method to collect hydrological information of raised bogs in the field. But for validation of the estimated parameters and processes more and different measurements are necessary. The estimated values also should be validated by other applications, e.g. direct measuring of infiltration, application of artificial tracers or measurement of baseflow in the creeks flowing out of the bog.

However, it was found that some of the profiles showed high correlations at different sites (e.g. Ca^{2+} and Mg^{2+}). Some of the used tracers (^{18}O , Kationsum or Anionsum, Kalium) show interesting profile patterns, regardless the use of a pumping- method, which eventually leads to mixing of waters out of different depths (Blodau, Moore 1996) and regardless the inhomogenous hydraulic parameters within a bog- peat- core as shown by Ours et al. (1997). So it can be concluded that some of the used methods and applications might be worth to be further investigated due to their functionality in bogstudies .

Keywords: raised bog, peatlands, porewater, profile, chemistry, stable Isotopes, , infiltration, major ions, peat

1. Einführung

Ursprünglich ist der Begriff „Moor“ ein vorwissenschaftlicher und steht für einen Standort bzw. eine Landschaft unter dem Einfluss von Wasserüberschuss. Succow und Joosten (2001) definieren Moore als Landschaften, in denen Torf gebildet wird oder oberflächlich ansteht. Im Englischen gibt es diverse Bezeichnungen, die dem deutschen „Moor“ entsprechen. Häufig verwendet wird der Terminus (raised) bog für Hochmoore, fen für Niedermoore oder peatland(s) für Moore allgemein („Torflandschaft“), aber auch die Begriffe „mire“ oder „moor“ finden sich z.T. in englischsprachiger Literatur. Moore nehmen rund 3% der Landfläche der Erde ein (Succow, Joosten 2001), was in etwa 4 Mio. km² entspricht. Die größten Moorflächen finden sich in den borealen Nadelwaldzonen N- Eurasiens und N-Amerikas (50 % der Histosole), tropischen Mangroven und Überschwemmungsgebieten sowie den Feuchtgebieten gemäßiger Zonen. Aus hydrologischer Sicht sind Moore vor allem als Speicherelemente im Landschaftswasserhaushalt bedeutend. Dies spielt in Zeiten des Klimawandels z.B. in Ostdeutschland eine große Rolle bezüglich der Bemühungen Niederschläge möglichst lange in den Einzugsgebieten zu halten. Untersuchungen zum Wasserhaushalt von Mooren erweisen sich aufgrund des außerordentlich engen Zusammenhangs von Vegetation, Böden und Hydrologie sowie verschiedener Rückkopplungseffekte (z.B. zwischen Vegetation und Hydrologie) als sehr komplex. Zur Ermittlung einer Wasserbilanz müssen kleinräumig viele verschiedene Parameter ermittelt werden. Tracerstudien können hier eventuell eine Ergänzung darstellen. Hochmoore im speziellen sind ausschließlich vom Niederschlag gespeiste Vegetations- und Torfkörper. Die Anfangsbedingung, dass der Hochmoorkörper ausschließlich vom Niederschlag gespeist wird vereinfacht eine Interpretation von Isotopendaten, da keine Mischung mit Grundwässern zu berücksichtigen ist (zumindest in den zentralen Teilen des Hochmoores). Neben dem Torf mit seinen Inhaltsstoffen werden im Moor auch größere Mengen Wasser gespeichert und z.T. im Torf langfristig festgelegt. Mit der Zeit perkoliert das in einer bestimmten Tiefe festgelegte Wasservolumen in noch tiefere Regionen des Moores.

Zuvor ist es zunächst dem Lokalklima und später Austauschprozessen mit Vegetation und Torfen ausgesetzt. Auf diese Art könnte in wachsenden Mooren eine Art hydrologisches bzw. hydrochemisches Archiv entstehen, das mittels Traceranalysen Rückschlüsse auf vergangene Prozesse (Stoffumsetzungen, chemische Bedingungen, Verdunstung, Versickerung etc.) erlaubt. Das Prinzip ist vergleichbar mit der Analyse von Eisbohrkernen, nur dass die Zeitskalen im Moor kleiner sind, was diese Arbeit angeht z.B. nur wenige Jahre (Nutzung des schneller fließenden Porenwassers).

2. Problemstellung, Zielsetzung

Diese Studie soll erstens Moore als hydrologische Archive hinsichtlich der Grundwasserneubildung, Sickergeschwindigkeiten, Anteile lateral unterirdischen Abflusses oder der Verdunstungsintensität beurteilen. Hierzu sollten natürliche Tracer verwendet werden, die über den Niederschlag sowie als Trockendepositionen in das Moor eingetragen werden und durch den Torfkörper perkolieren. Darüber hinaus war es ein Ziel, Informationen zum Stofftransport und Umsetzung im Hochmoor zu gewinnen, z.B. einen Einflussbereich des Grundwassers (vertikal) zu definieren oder den Einfluss eines begehbaren Steges im Moor zu bewerten.

Zweitens soll aber auch die Plausibilität und Reproduzierbarkeit der vorgestellten Methodik an sich bewertet werden, z.B. hinsichtlich einiger in vorangegangenen Studien (s. Kap. 3) aufgezeigter Probleme, bedingt durch inhomogene Eigenschaften der Torfe innerhalb der Profile sowie die Art der Probenahme.

Für diese Arbeit wurden die Porenwässer aus verschiedenen Profilen im Moor auf die Sauerstoff-18 und Deuterium, die Kationen Calcium Magnesium, Kalium und Natrium, sowie die Anionen Nitrat, Sulfat, Chlorid und Hydrogencarbonat untersucht. Außerdem wurden im Gelände Daten zu pH- Wert, Leitfähigkeit, Sauerstoffgehalt und Temperatur einiger Porenwasserprofile erhoben. Neben der Frage, welche der oben genannten hydrologischen Größen sich aus den Daten abschätzen ließen, ist von Interesse, welcher Zeitraum in den 2-3 m tiefen Profilen abgebildet wird. Mit dem perkolierenden Niederschlag werden also Informationen transportiert, die auch nach einer bestimmten Zeit (optimalerweise Jahre) noch erschließbar sein könnten, indem man Profile des Porenwassers nimmt und analysiert. Neben dem Torfarchiv, welches inklusive des fest gebundenen Adsorptionswassers die Zeitspanne der kompletten Moorbildung erfasst (u.U. mehrere tausend Jahre) ließe sich so mit einfachen Methoden quasi ein kurzfristiges hydrologisches und hydrochemisches Archiv nutzen, in Form des schneller perkolierenden, eher schwach gebundenen Porenwassers. Um dieses einfach und kostengünstig zu gewinnen, galt es außerdem, eine geeignete Entnahmevorrichtung zu entwickeln.

Der methodische Ansatz zur Interpretation der Profile ist also, anhand der vertikalen Abstände zwischen Konzentrationsmaxima bzw. Minima in den beprobten Porenwasserprofilen hydrologische Parameter (Sickergeschwindigkeit, Infiltration, unterirdischer lateraler Abfluss) des Moores abzuschätzen. Darüber hinaus sollen aus dem Konzentrationsverlauf und/oder der Intensität der Extrema ggf. Informationen zu Stoffumsetzungen im Moor gewonnen werden.

3. Hochmoore und Hydrologie: Stand der Forschung

3.1. Zu Hydrologie und Stoffhaushalt der Moore

Erste Betrachtungen zu Mooren, im 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts, waren v.A. ökologischer und morphologischer Art. So legte bereits Dau 1823 (in Siegel, Glaser 2006) erste Moortypen fest, darunter das rein Niederschlags-gespeiste Hochmoor. Weber 1902 (in Siegel, Glaser 2006) erkannte als erster die typisch konkave Form der Hochmoore . Auch erwähnt Weber die hydrochemischen Eigenheiten der Hochmoore mit sauren Wässern und (im Vgl. zu Niedermooren) niedrigen Mineral- Gehalte (v.A. bezüglich Ca).

Seit Mitte des letzten Jahrhunderts wurden die Moore auch verstärkt un.ter hydrologischen Gesichtspunkten betrachtet und zunächst der enge Zusammenhang zwischen Wasserstand, Mikrorelief und Vegetation herausgestellt (Gorham 1953, Sjörs 1963 , Iversen 1973 in Siegel, Glaser 2006).

Wichtige Forschungsbeiträge zur Moorhydrologie stammen dabei aus der (moorreichen) ehemaligen Sowjetunion. Bis in die 80er des 20. Jahrhunderts konzentrierte sich die Moorhydrologie aber im wesentlichen auf die Oberflächengewässer, Ingram (1983), Ivanov (1953, 1975), Eggelsmann (1990) , Edom (2001) und weitere liefern hierzu einen Überblick. Viele Moorspezifische hydrologische Themen (z.B. zur Moorverdunstung : Sebeko 1959; Romanov 1961, 1962 und weitere in Edom 2001) wurden schon früh von Autoren aus der ehemaligen Sowjetunion bearbeitet, allen voran von Evgenevic Ivanov (siehe Edom 2001). Selbst spezielle Zeitschriftenbände zu moorhydrologischen Fragen sind dort erschienen. Außerdem veröffentlichte ein sowjetisches Autorenkollektiv 1990 (in Edom 2001) Hinweise zur Errichtung von Messnetzen und Probenahmen in Mooren. Zwar sind die zahlreichen sowjetischen Beiträge zur Moorhydrologie nur teilweise ins Englische übersetzt worden, die wichtigen Erkenntnisse fanden aber Eingang in die westliche Literatur (siehe z.B. Ingram, 1983 oder Edom 2001). Die Grundwasserhydrologie (bzw. Porenwasserhydrologie) tiefer Torfkörper rückte erst später in den Fokus. Ivanov (1981 in Edom 2001),Ingram (1983), Baden und Eggelsmann (1963) und andere zeigen in Laborstudien, dass die mit der Tiefe veränderte Porenverteilung des Torfes den verbundenen Porenraum so weit einschränkt, dass dies eine exponentielle Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe zur Folge hat. Die Zunahme von Mikroporen mit der Tiefe ließe demnach eine signifikante Wasserbewegung in tiefen Moorbereichen nicht zu. Aus dieser Erkenntnis ergibt sich auch die klassische Zweiteilung des Moorkörpers in einen durchlässigeren, hydraulisch aktiven, oberen Teil, das Akrotelm, sowie einen hydraulisch (fast) inaktiven, unteren Teil, das Katotelm (Ingram 1978, Ivanov 1981 in Siegel, Glaser 2006, siehe auch Abbildung 4.2.).

Rycroft et al. (1975) zeigen jedoch auch, in einem Review verschiedener anderer Studien (Labor und Feld), dass die hydraulische Leitfähigkeit von Torfen, auch tieferer Schichten, zwischen 10^{-2} und 10^{-8} cm/sec liegen kann. Die Spanne ist durch verschiedene variierende physikalische und chemische Parameter und variierender Zusammensetzung der Vegetation zu erklären. Auch spätere Feld- und Modellierungsstudien zeigen, dass der Niederschlag durch den Moorkörper perkolieren kann; jedoch oft nicht dem Darcy- Gesetz folgend, sondern im wesentlichen gefördert durch Sekundärporensysteme (Makroporensysteme, „Pipesystems“ ; Ours et al. 1997 ; Blodau, Moore 2002) bzw. preferential flow .

Reeve et al. (2000) zeigten in einer Modellierungsstudie hydrologisch gut erschlossener Hochmoore, dass lateraler Fluss dort dominiert, wo das Moor auf Schichten geringer Durchlässigkeit lagert. Dieser Lateralfloss ist nicht, wie in vorigen Studien häufig angenommen auf die niedrigen k_f - Werte des Katotels zurückzuführen, sondern auf den Durchlässigkeitsgradienten Torf zu unterliegendem Sediment. Analog dominieren in Torfkörpern auf gut durchlässigem Untergrund Vertikalflüsse.

Blodau und Moore (2002) untersuchten Torfsäulen in einem Darcy- Experiment unter Zugabe von LiBr als Tracer. Sie zeigten erstens, dass die Qualität der chemischen Porenwasser- Profile durch abpumpen des Wassers abnimmt und außerdem bei schnellen Fließraten nachlässt. Die Qualität theoretisch linearer Konzentrationsgradienten ließ mit der Tiefe von $R^2= 0.99$ auf $R^2= 0.82$ nach. Sie zeigen allerdings auch, dass bei niedrigen Fließgeschwindigkeiten und aggregierten und regressierten Mess- Daten hydrochemischer Profile die „wahren“ chemischen Verteilungen im Profil gut repräsentiert werden könnten. Sie fanden Sickergeschwindigkeiten (bzw. Abstandsgeschwindigkeiten) von 3 bis 8 mm /d (Anhand des Tracerions Br⁻). Es wurde neben der Advektion der Peaks , ein mit der Tiefe zunehmender Diffusionseffekt nachgewiesen. Außerdem zeigten sie, dass anorganische Lösungen durch aufwärtsgerichtete Dispersionsprozesse (transverse Dispersion sowie dispersive Mischung entlang lateraler Fließpfade) in den höher gelegenen Torfkörper gelangen können. Ours et al. (1997) fanden darüber hinaus auch zunehmende Dispersion mit der Tiefe im Moorkörper anhand von Tracerstudien mit Cl⁻ .Sie machten auch ähnliche Beobachtungen bezüglich der Inhomogenitäten der Torfböden bei der Laborbeprobung von im Gelände entnommen Hochmoortorfsäulen. Ähnlich Blodau & Moore (2002) setzten auch Ours et al. (1997) bei dieser Studie zur Ermittlung von hydraulischen Parametern des Torfes, künstliche Tracer (hier Chlorid) ein. Sie zeigen, dass eine eindeutige Bestimmung hydraulischer Parameter über hydrochemische Profile sich als schwierig gestalten kann, da Makroporenflüsse und preferential- flow- Effekte im Moor einen wesentlichen Einfluss auf die hydraulischen Prozesse haben. Sie konnten weder die effektive Porosität noch die Dispersivität des Torfes präzise im Labor bestimmen, woraus sie schlossen dass es sich bei Hochmoortorfen um ein Medium dualer Porosität handelt. Weitere Befunde stützten diese

Vermutung. Sie zeigten außerdem, dass die Perkolationsgeschwindigkeiten (bzw. die vertikale Bewegung der Tracerpeaks) innerhalb der Profile stark variieren kann.

Auch Wasserhaushaltsbetrachtungen (Wasserbilanzen) in Hochmooren wurden häufig durchgeführt. Schouwenaars et. al. z.B. (1992) legten umfangreiche Untersuchungen zum Jahres- Wasserhaushalt von regenerierten, naturnahen (Tiefland-) Hochmooren vor und zeigten eine hohe Variabilität bei der Grundwasserneubildung, Speicherung sowie dem Abfluss und einen (relativ zum Umland) hohen und über die Jahre sehr konstanten Verdunstungsanteil. Außerdem wurde gezeigt, dass der Versickerungsanteil (GWNB) lediglich 5- 15 % des Niederschlags betrug . Einen ausführlichen, aktuellen Überblick zu moorhydrologischen Aspekten bieten z.B. Edom (2001) oder Siegel und Glaser (2006).

Wichtige Beiträge zur Chemie der Torfe bzw. der Hydrochemie der Porenwässer lieferte neben den oben gezeigten Autoren der Tracerstudien (Ours et al. 1997, Blodau & Moore 2002) Gorham et al. (1985) oder Succow 1988. Er zeigt z.B. einen engen Zusammenhang zwischen Trophiestatus und pH- Wert der Moore, dahingehend dass saure Standorte auch nährstoffarm (dystroph) sind. Außerdem zeigt er eine große Streuung von pH- Werten in typischen Hochmoortorfen, bei Mittelwerten zwischen pH 3 und pH 4. Einen Überblick über verschiedene Umsetzungsprozesse, u.A. Umsetzung der wichtigen Kationen, im Moor liefert Koppisch (2001a bis 2001d). Einen interessanten Ansatz zur präzisen mathematischen Formulierung der Randbedingungen moorhydrologischer Prozesse liefert Edom 2001 (nach Schneebeli 1991, mündl.) mit der Formulierung von vier sog. Moorhydrologischen Hauptsätzen. Diese beschreiben die enge Kopplung zwischen Vegetation, Böden und hydrologischen Eigenschaften im Moor.

3.2. Die Moore im Hochschwarzwald

Zur Moorentwicklung im Schwarzwald gibt es bereits seit dem frühen 20. Jahrhundert erste wissenschaftliche Untersuchungen, zunächst vegetationskundlicher Art (Broche 1929, Schumacher 1937, Lang 1952 in Lang et al. 1984). Ab 1960 kamen dann wichtige Veröffentlichungen zur geologischen Geschichte des südlichen Schwarzwaldes ergänzend hinzu (z.B. Meinig 1966, Hantke und Rahm 1976 in Lang et al.1984). Kaule lieferte 1974 einen Überblick über die Übergangs- und Hochmoore des Schwarzwaldes und der Vogesen. Eine aktuelle und ausführliche Gebietsbeschreibung des Hinterzartener Hochmoores findet sich bei Wilmanns (2001). Weitere Informationen zur Geologie, Genese und Vegetationsgeschichte des Hinterzartener Hochmoores (sowie anderer Moore der Region) finden sich in den Erläuterungen zur geologischen Karte 8014 des Landesamtes für Geologie und Bergbau (Baden- Württemberg, LGRB; Wimmenauer, Schreiner 1999), sowie bei Lang et al. ,1984 . So haben Lang et. al. verschiedene Bohrungen im Hochschwarzwald vorgenommen und die gefundenen Profile anhand des Laacher Tuffs als geologischen Leithorizont datiert (siehe auch Abbildung 6.2.). Die Entstehung des Laacher Tuffs wurde auf die Zeit um 11500 (geologische Periode: Alleröd; Wärmeschwankung der Späteiszeit bedingt durch Vulkanausbruch in der Eifel; europaweite Markierung im sog. Laacher Bimstuff) Radiokarbonjahre BP datiert. Anhand der Tiefen des Tuffs unter den Mooren lassen Informationen zu Alter, Genese und Entwicklungszeit der Moore im Hochschwarzwald gewinnen.

Die Moore Baden- Württembergs sind im Moorkataster der LfU (s. Website LfU B.-W.) erfasst und kartiert. Im Moorkataster werden folgende Daten für die Moore erfasst und kartiert: Fläche, Mächtigkeit bis zum mineralischen Untergrund, Art des mineralischen Untergrunds, Moortyp, Vegetation, Zersetzungsgrad , Nutzung.

4 Hochmoore : Genese, Böden, Vegetation

4.1. Moorgenese: Verlandungsniedermoore und Hochmoore

Während in den nördlichen Regionen der gehemmte Abbau organischer Substanz (kühles Klima, Wasserstau auf Frostböden) als wesentlicher Antrieb der Torfbildung fungiert, ist es in den tropischen Mooren auch die enorme Biomasseproduktion in Verbindung mit sehr großen Niederschlagsmengen (Feuchtgebietsbildung, gehemmter Abbau). Die Moorbildung im Hochschwarzwald wird durch glazigene Formen (Zungenbecken, End- und Grundmoränen, Toteislöcher etc.) und geringe potentielle Verdunstung (Energemangel) bei hohen Niederschlägen gefördert.

Viele Hochmoore haben ein Niedermoorstadium durchlaufen. Häufig ist dieses im Randbereich noch deutlich nachweisbar (durch Böden, Wässer, Vegetation mit Mineralbodenwasser-Zeigern). Während es sich bei Niedermooren um Moore (bzw. Moorteile) handelt, die ausschließlich von Grundwasser gespeist werden (man spricht von minerotrophen Mooren) sind Hochmoore im strengen Sinne solche Moore oder Moorteile, die rein regenwassergespeist (=ombrotroph) sind (Pott 1996). Besonders die Niedermoore lassen sich in vielfältige Typen , abhängig von geomorphologischen oder hydrologischen Gesichtspunkten, unterteilen (siehe Succow, Joosten 2001). Jedoch soll hier nur der Typ des Verlandungsmoores interessieren, da es sich bei dem Untersuchungsgebiet um ein auf einem solchen Verlandungsmoor aufgewachsenes Hochmoor handelt. Verlandungsmoore entstehen aus zusedimentierten Seen, wenn der See flach genug geworden ist, um Moorpflanzen ein Biotop zu bieten. Die Seenverlandung schreitet vom Ufer aus voran, während sich auch im Zentrum die Seetiefe durch Ablagerung organischer Mudden verringert. Vom Ufer besiedeln zunächst Binsen, Schilf und Seggen den See und subhydrisch entwickeln sich entsprechende Torfe.

Mit zunehmender Verlandung übernehmen Heidekräuter Bruchwald- Gehölze die ehemalige Seefläche. Es ist ein topogenes, minerotrophes Niedermoor entstanden. Nachdem die Vegetation übers Grundwasser hinauswächst, können sich verschiedene anspruchslosere Arten ansiedeln, denen der Nährstoffeintrag aus dem Niederschlag ausreicht. Die Entstehung eines Hochmoores hat eingesetzt. Die Randbereiche entwickeln sich zunehmend zu typischen Waldböden (z.B. Podsole).

Die Vegetation ragt über die Wasseroberfläche hinaus, und absterbende Biomasse bildet unter Wasser Torfe (bedingt durch gehemmten Abbau organischer Substanz infolge saurer

und anaerober Bedingungen). Abb. 4.1. zeigt schematisch die oben beschriebene Entstehung eines Hochmoors. Neben der Hydrologie und Morphologie lassen sich Niedermoores auch nach ihrer Trophiestufe und dem pH- Wert unterscheiden. Bei den im Postglazial entstandenen Verlandungsniedermoores der Region Hinterzarten handelt es sich um oligotroph, saure Moore.

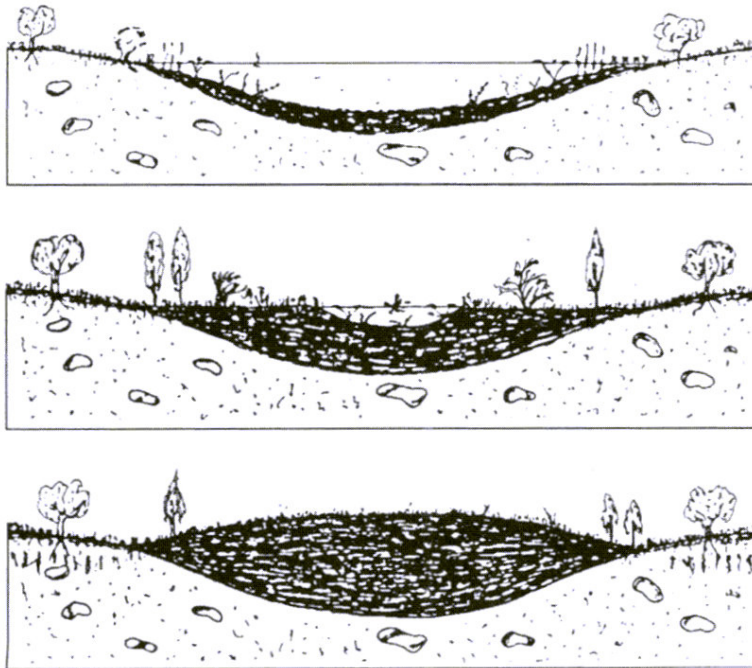


Abb. 4.1. Entwicklung einer Moorlandschaft (Aus Scheffer, Schachtschabel 2002)

Übergangs- oder Zwischenmoore stellen das Übergangsstadium zwischen Nieder- und Hochmoor dar. Dabei ist das Niedermoor über das Grundwasser hinausgewachsen und die oberste Humusschicht wird hiervon nicht mehr beeinflusst. Dabei sinkt die Nährstoffversorgung und es treten typische Hochmoorpflanzen wie Torfmoose auf .

Die Nährstoffversorgung der Hochmoore erfolgt, im Gegensatz zu den grundwassergespeisten Niedermoores, ausschließlich über Regenwasser und Staubeintrag. Deshalb sind diese Standorte extrem nährstoffarm. Lebende Hochmoore wachsen in der Mitte stärker als in den Randbereichen. Dadurch kommt es zu einer uhrglasförmigen Aufwölbung im zentralen, Teil, dem die Hochmoore ihren Namen verdanken.

Es werden verschiedene geographische Provinzen der Regenmoorbildung unterschieden (siehe Succow, Joosten 2001). Die Mittelgebirgs- Regenmoore im Schwarzwald werden hierbei als Vorposten der atlantisch-subatlantischen Zone betrachtet.

Hochmoore lassen sich in verschiedene Typen unterteilen. Die Unterscheidung erfolgt hierbei meist eher nach geomorphologischen Gesichtspunkten (Overbeck 1975 in Schwaar 1994) und es finden sich sehr verschiedene Typen, oft abhängig von der Entstehungsregion.

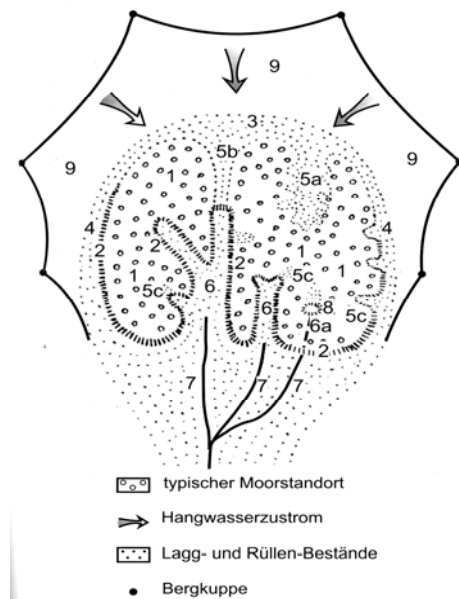


Abb . 4.2.: Aufsicht eines typischen Hangmoores (aus Succow, Joosten 2001);

Abbildung 4.2. zeigt schematisch einen typischen Hangmoorstandort (1): Das Wasser aus dem mineralischen Einzugsgebiet fließt dem randlichen Moorbereich zu, dem sogenannten Oberkantenlagg (3), wo es am weiterfließen gehindert wird. In diesem Bereich findet eine Mischung von Hangwasser und Regenwasser (aus dem Moor) statt und die trophischen Verhältnisse unterscheiden sich daher vom eigentlichen Moorzentrum. Mit zunehmender Entfernung vom Mineralboden, nimmt der Ionenstrom aber ab und der eigentliche Moorstandort entwickelt sich und wächst. Ein Teil des Wassers kann auch seitlich des Moores, dem sog. Seitenkantenlagg (4) folgend und mit zusätzlichem Hangwasser angereichert, abfließen. Die Entwässerung des Moores geschieht dann über Erosionsformen, sog. Rüllen (5,6). Man unterscheidet Flach- und Tiefrüllen, welche ineinander übergehen können. Außerdem gibt es auch unterirdische Rüllen (6a). Diese können in Verbindung mit sog. Moorkarst stehen (siehe Abb. 4.2., 8 entspricht Einsturztrichter Moorkarst). Abschließend wird das Wasser über den sog. Rüllenbach (7), eingebettet in den mineralischen Untergrund, aus dem Moor geleitet.

Moore entwickeln während Ihrer Genese ein moortypisches Mikorelief aus sogenannten Bulten und Schlenken. Während es sich bei Schlenken um die tiefergelegenen, ständig wassergefüllten Standorte mit flutender Vegetation handelt, spricht man bei Bulten von den höherliegenden, zeitweilig trockenen (Sommer) Standorten zwischen den Schlenken.

Insgesamt spricht man von Bult- Schlenken – Komplexen. Bulte und Schlenken unterscheiden sich in Vegetation und bodenphysikalischen Eigenschaften voneinander. Dies

führt zu einer sehr unterschiedlichen Hydrologie (Verdunstung, Wasserstand) dieser Mikrostandorte.

Um die klimatisch bedingte Trockenheit einer Landschaft einzuschätzen, nutzt man üblicherweise den Begriff der klimatischen Wasserbilanz KWB. Sie ergibt sich aus korrigiertem Gebietsniederschlag P und potentieller Grasverdunstung ETP_{Gras} (nach Wendling et al. 1991 in Succow, Joosten 2001):

$$KWB = P_{\text{korr}} - ETP_{\text{Gras}}$$

Für die Bewertung der Existenzmöglichkeit von Hochmoorstandorten oder ihrer klimatischen Stabilität reicht diese Betrachtungsweise jedoch nicht aus, da Hochmoore gegebenenfalls (aufgrund von Vegetation, Wasserstand, Topografischer Lage) wesentlich weniger oder teilweise auch mehr als eine optimal wasserversorgte Grasfläche verdunsten können. Deshalb wird der Begriff der Himmelswasserbilanz (HWB) eingeführt:

$$HWB = P_{\text{korr}} - ET_M$$

ET_M steht hierbei für die Moorverdunstung. Ist HWB in der Jahressumme größer als 0, ist unter gegebenen mesoklimatischen Bedingungen Hochmoorentstehung klimatisch möglich. ET_M ist aus Messungen zu bestimmen (Succow, Joosten 2001).

4.2. Vegetation

„Durch den Torfbildungsprozess sind stabile Vegetationsformen sowohl Folge als auch Ursache standörtlicher hydrologischer Eigenschaften. Deshalb ist der Zusammenhang zwischen hydrologischen Eigenschaften und Vegetationsbedeckung in wachsenden Mooren besonders eng.“ ,lautet der 4. moorhydrologische Hauptsatz (Edom 2001) und zeigt den Zusammenhang zwischen Wasserstand, Torfbildungsprozessen und der Vegetation auf, die gleichzeitig Torf- „Nutzer“ und Produzent ist. Bei mittelfristig stabilen quantitativen (Wasserbilanz) und qualitativen (Stoffhaushalt) Speisungsbedingungen des Moores stellt sich eine stabile Vegetation ein, die wiederum typische Torfe bildet. Diese haben spezielle Eigenschaften, die wiederum für die Vegetation optimierte hydraulische und chemische Verhältnisse garantiert. Im Grunde genommen gibt es keine „exklusive Hochmoorvegetation“, da die anspruchslosen Hochmoorarten auch auf anderen Standorten siedeln können. Nur ist der Selektionsdruck mangels Konkurrenz im Hochmoor für angepasste Arten gering. Die Vegetation wird durch die Sphagnum magellanicum (Bleich- bzw. Torfmoose) - und Eriophorum vaginatum (Wollgräser) Gruppen geprägt. Der Übergang

zur Hochmoorentwicklung wird durch die Besiedlung von anspruchsloseren Baumarten (Moorbirke, Moorkiefer) eingeleitet. Anschließend dominieren Arten wie Blasenbinse, Wollgras und schließlich verschiedene Sphagnen. Als Haupttorfbildner im Hochmoor treten wurzellose Sphagnen (Torfmoose) auf. Torfmoose können sehr viel Wasser speichern, bis zum 25fachen Trockengewicht. Als Speicher dienen die sogenannten Hyalinzellen (tote Zellen) der Sphagnen. Sphagnen sind in der Lage ihren Ionenerwerb aktiv zu fördern, ihre Zellwände fungieren wie ein Kationenaustauscher. Diese spezielle Anatomie erschwert auch die Zersetzung der Moose (Wilmanns 2001).

Die Torfmoose lassen sich nach Bult- und Schlenkenmoosen unterscheiden. So sind typische Bultmoose z.B. *S. magellanicum*, *S. fuscum*, typische Schlenkenmoose *S. cupidatum*, *S. majus*. Auf den trockeneren Bultstandorten siedeln außerdem Ericaceen, Heidekraut, Moosbeere oder kümmernde Bäume (nach Wilmanns 2001 trotzdem bis 100a alt). Das Bultwachstum wird durch steigende Trockenheit bei Höhenwachstum begrenzt.

In Höhenlagen über 1000 m ü. NN dominieren neben *Eriophorum vaginatum* (Wollgras) und Rasenbinsen zunehmend auch die Sphagnumart *S. magellanicum* (Rote Bultgesellschaft).

Typische Baumarten an Hochmoorstandorten sind die Moorkiefern (*Pinus rotundata*) und Moorbirken.

4.3. Torfe

Der 1. moorhydrologische Hauptsatz kann nach Edom (2001) wie folgt formuliert werden:

„Das Wasser muss im langfristigen Mittel nahe an, in oder über der Oberfläche stehen, damit Torf akkumuliert wird, das Moor also wächst.“. Hohe Wasserstände im Moor sind also eine Bedingung für die Bildung von Torfen. Die Biomasseproduktion spielt eine sekundäre Rolle, hat aber z.B. im Tertiär (bedingt durch hohe CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre) zu massiver Torfbildung geführt (van den Burgh et al. 1993). Torf ist ein Sammelbegriff für eine im Wasser entstandene, mineralarme Humusform. Torfentstehung ist die Anfangsbedingung für die Moorbildung. Durch die dauernde Vernässung entstehen anaerobe Bedingungen (Sauerstoffausschluss) und die mikrobielle Zersetzung von organischem Material ist gehemmt. Pflanzenreste erfahren eine schwache Verwesung, verzögerte Humifizierung und Mineralisierung. Die Zersetzungsprodukte werden angereichert und konserviert. Der Kohlenstoff wird unter diesen Bedingungen nicht zu Kohlendioxid abgebaut, sondern zu elementarem Kohlenstoff. Der Torfkörper lässt sich nach verschiedenen Autoren (z.B. Edom 2001) in zwei Bereiche unterschiedlicher hydraulischer Bedingungen gliedern (siehe Abb.4.3.): Oben im Moor liegt das sog. Akrotelm, in dem sich der freie Wasserspiegel befindet und dessen Wassergehalt variabel ist. Das Akrotelm ist also der obere Bereich wachsender Moorkörper und umfasst neben dem eigentlichen Moorboden auch die

Vegetationsschicht, sofern darin Porenströmung stattfindet. Darunter liegt das Katotelm, ohne freien Wasserspiegel und mit konstantem Wasservolumen. Das Katotelm ist der ständig wassergesättigte Bereich des Moorkörpers und ein Bereich mit relativ geringer biologischer Aktivität und anaeroben Bedingungen (im Gegensatz zum Akrotelm). Torfe werden häufig nach ihrer Ausgangsvegetation unterschieden und beschrieben. Durch die enge Kopplung von Stoff- und Wasserhaushalt mit Vegetationsgesellschaften im Moor ergeben sich, je nach Ausgangsvegetation bzw. Torfart, bestimmte chemische Randbedingungen (Trophie, pH). Neben der Torfart ist auch der Zersetzungsgrad der Torfe von Bedeutung, da insbesondere die hydraulischen Verhältnisse (Porosität etc.) von diesem abhängen.

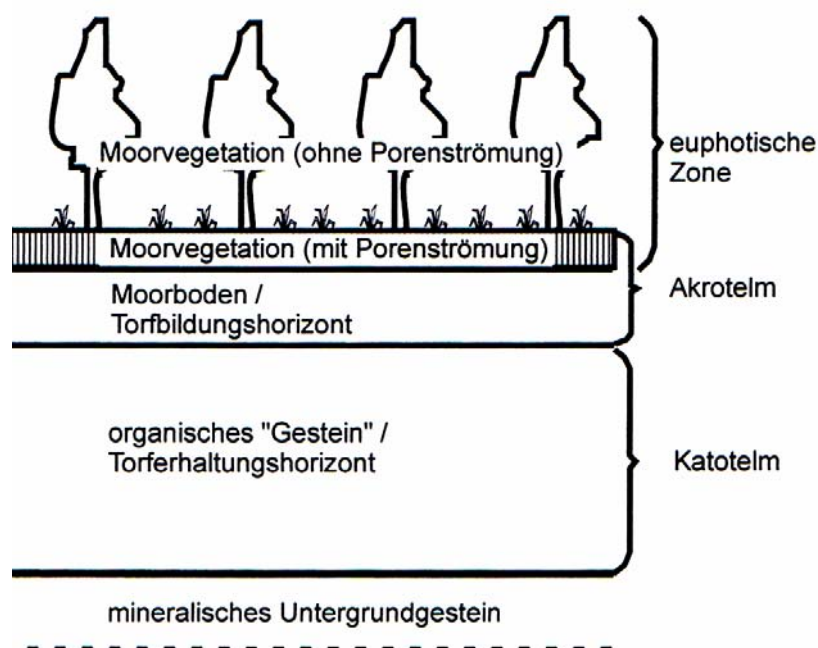


Abb.4.3.: Aufbau wachsender Moore (2- Schicht- Modell) (Aus Succow, Joosten 2001)

4.3.1. Systematische Einordnung der Torfböden

Bodenkundlich werden Moore, unabhängig von der Vegetation, nach Torfart sowie pedogenen Merkmalen im oberen Meter unter GOF klassifiziert (LfU 2002).

Als Boden im eigentlichen Sinn bezeichnet man nur die oberen dm, genauer die durchwurzelten Bereiche. Die abgestorbenen tieferen Schichten werden bereits den geologischen Sedimenten zugerechnet. Nach WRB- Klassifikation sind die Moorböden den Histosolen zuzurechnen (ebenso bei der FAO- Unesco Taxonomy und der US- soil taxonomy). Histosole entwickeln sich an Standorten, an denen deutlich mehr Biomasse produziert als mineralisiert wird (durch Nässe, Kälte, Luftmangel, Acidität, dystrophe Verhältnisse). Hochmoorböden werden nach WRB mit dem Zusatz (Lower level unit) ombric

versehen, Niedermoore werden als rheic bezeichnet. Zusätzliche Lower level units sind möglich. Diagnostisch ist der histic- Horizont, welcher sich durch hohe C- Gehalte (Org. Substanz > 20%, C_{org} >12%) und Wassersättigung in durchschnittlich mehr als 1 Monat / a auszeichnet (vgl. folic- Horizont, < 1 Monat / a gesättigt). Von Torf spricht man bei Gehalten organischer Substanz von mehr als 30 %. Bei Torflagen von mehr als 30 cm Mächtigkeit spricht man nach DBG von einem Moor . Neben den auf Niedermooren aufgewachsenen Hochmooren, können diese auch auf Rohhumusauflagen mineralischer Böden (Podsole oder Stagnogleye) entstehen, man spricht dann von wurzelechten Hochmooren.

Sind die Hochmoorböden der Mineralisierung ausgesetzt (Vererdung) spricht man von Erd-Hochmooren.

4.3.2. Physikalisch, hydraulische Eigenschaften der Torfe

Torfe sind entsprechend der Ablagerungsrichtung der Pflanzenreste hydraulisch anisotrop, d.h. die horizontalen und vertikalen Durchlässigkeitswerte (k_r - Werte, gesättigte hydraulische Leitfähigkeit) unterscheiden sich (Rycroft et al. 1975). Naturfeuchte Hochmoortorfe können 8-18 g Wasser je g Torfsubstanz (Weißtorf) bzw. 2.5-7.5 g Wasser je g Torfsubstanz (Schwarztorf) speichern, gegenüber 0.3-0.6 g Wasser je g Trockensubstanz bei Mineralböden (Schouwenaars 1994). Außerdem erkennt man ein abnehmendes PV bei Torfzersetzung. Im Vergleich zum Katotelm hat das Akrotelm eine relativ grobporige Struktur und eine entsprechend große Porosität (Succow, Joosten 2001). Auch die (gesättigte) hydraulische Leitfähigkeit, der k_r - Wert, erreicht im Katotelm geringere Werte (siehe Abb. 4.5.) . Die Tiefenfunktion der genannten hydraulischen Eigenschaften findet sich nach Edom (2001) auch innerhalb des Akrotelms und ist innerhalb eines Niedermoorakrotelms stärker ausgeprägt als in einem Hochmoorakrotelm. Porenvolumen, Porenraumverteilung, Wasserspeichervermögen und Wasserleitfähigkeit hängen also wesentlich von der Morphologie der Torfe ab und können auch, wie verschiedene Autoren (Ingram 1974; Rycroft et al. 1975; Ours et al. 1997 und weitere) zeigen, sehr unregelmäßig im Profil verteilt sein. Der Grund liegt in unterschiedlichen Porensystemen, z.B. Makroporensystemen oder blind endenden Poren (dead-end-pores).

Vor allem Hochmoortorfe verfügen über eine sehr große Porosität P mit z.T. < 3% Substanzvolumen. Nach DIN 4220 (in LfU 2002) werden Torfe bei Porenvolumina von >97 Vol.- % als fast schwimmend bezeichnet, bei 95-97 Vol.- % als locker und bei Porenvolumina < 88 Vol.- % bereits als dicht. Schäfer (1994) zeigt für Hochmoortorfe (Norm- Hochmoore, also nicht vererdet) Porenvolumina von 85-95 % (Abnahme mit Zersetzung), Feldkapazitäten von 72-80 % (Zunahme mit Zersetzung), nFK- Werte von rund 60 % . Der permanente

Welkepunkt PWP wird bei Wassergehalten 12- 20 % erreicht (Zunahme mit Zersetzungsgrad).

Die Porosität und auch die gesättigte Wasserleitfähigkeit der Torfe hängt v.A. vom Humositätsgrad der Torfe ab. Per Handprobe lässt sich der Humositätsgrad der Torfe nach van Post abschätzen. Anhand der Konsistenz sowie der Färbung des Adsorptionswassers lässt sich eine Einteilung von H1 (= nicht humifiziert) bis H10 (=völlig humifiziert) vornehmen. Weißtorfe erreichen maximale Humosität von H5, Schwarztorfe liegen bei Werten zwischen H6 und H9 (Scheffer, Schachtschabel , 2002).

Hartge und Horn, 1991 (in Schäfer 1994) zeigen für Hochmoortorfe (wassergesättigt) bei natürlicher Lagerung eine deutlich höhere Wärmekapazität (die abhängig ist von Lagerungsdichte, Zusammensetzung der Festsubstanz und Wassergehalt) als für Mineralböden. Im trockenen Zustand ist die WK der Torfe allerdings gering im Vergleich zu diesen. Die Wärmeleitfähigkeit der Torfe steigt mit dem Wassergehalt und ist im Allgemeinen geringer als die der meisten Mineralböden (v.A. wenn diese feucht sind). Intakte Moore sind Luftmangelstandorte , daher erwärmen sie sich im Frühjahr nur langsam.

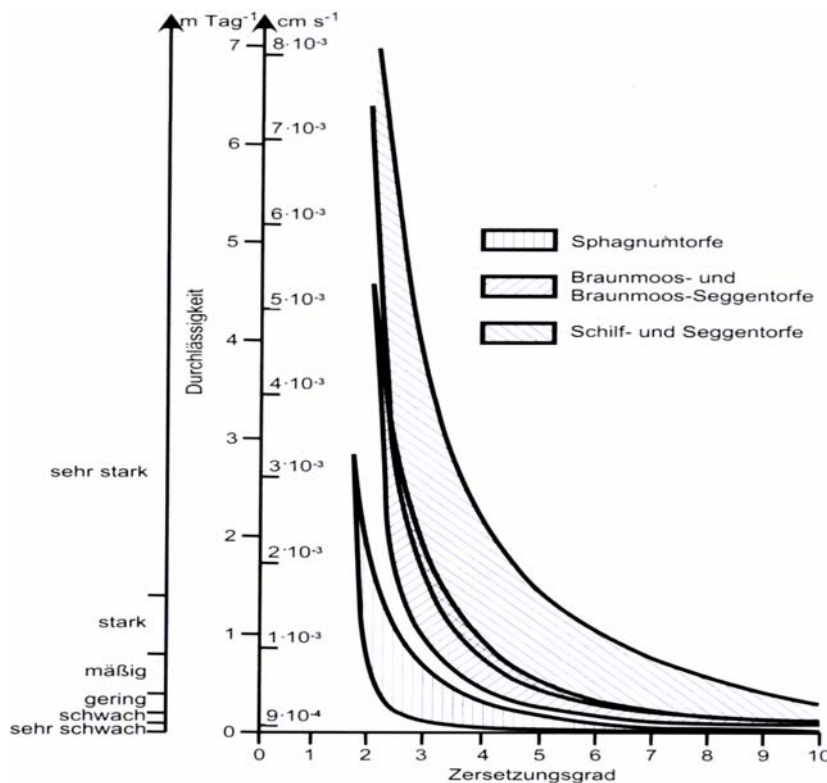


Abb. 4.4.: Wasserdurchlässigkeit in Abhängigkeit vom Zersetzungsgrad der Torfe (nach Baden & Eggelsmann 1963 in Succow, Joosten 2001)

Mit zunehmender Zersetzung bzw. Verdichtung des Torfes nimmt der Gehalt an freiem Porenwasser ab und der Gehalt an gebundenem Porenwasser zu, trotz ähnlicher

Gesamtporosität. Die Abbildung 4.4. zeigt die Abhängigkeit des k_f - Wertes vom Zersetzungsgrad der Torfe. Für das Untersuchungsgebiet maßgebend sind hierbei am ehesten die Werte für Sphagnumtorf . Der Zersetzungsgrad, und entsprechend auch das Substanzvolumen nehmen mit der Moortiefe zu, der k_f - Wert dementsprechend ab. Abb. 4.6. zeigt die Tiefenfunktion der entwässerbaren (bzw. effektiven) Porosität im oberen Moorkörper (Akrotelm). Man sieht die generelle Abnahme von P^* mit der Tiefe, wobei die Hochmoortorfe (Kurven 6-12) grundsätzlich höhere Werte aufweisen als die Seggentorfe (Kurven 1-5), die sich mit der Tiefe asymptotisch Werten zwischen 10 % und 20 % annähern. Auch Hochmoore zeigen z.T. die Tendenz zur Annäherung an bestimmte P^* – Werte mit der Tiefe, sie liegen hier aber oberhalb von 25 % bis hin zu Maximalwerten von etwa 35-40%. Dieser Wertebereich soll dann auch für die spätere Analyse, der im Rahmen dieser Arbeit erzielten Messergebnisse, bezüglich der Infiltrationsvolumina und Sickergeschwindigkeiten angenommen werden, da die P^* hier , mangels Information, geschätzt werden muss.

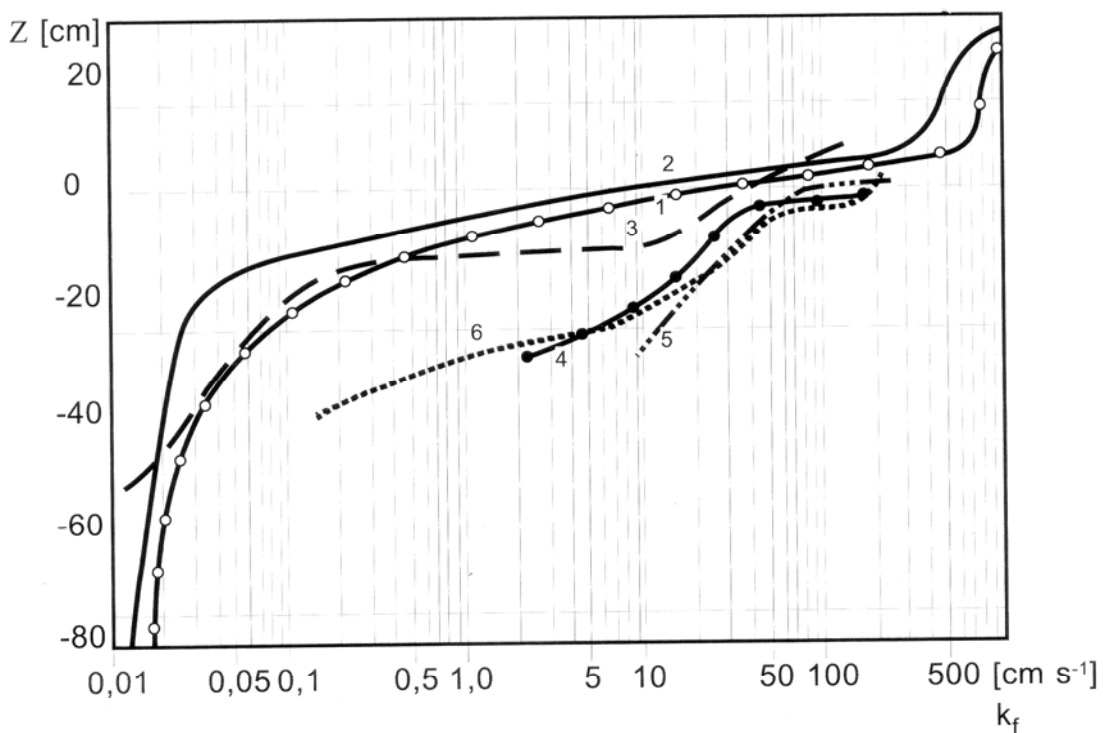


Abb. 4.5.: (aus Succow, Joosten 2001 (nach Ivanov 1975)):Tiefenfunktion k_f -Werte versch. Moortypen und Bereiche, Messungen 3-6 stammen aus verschiedenen Teilen von Sphagnum- Zwergstrauch-Kiefernwald- Mooren (Bulten, erhöhte Mikroreliefelemente)

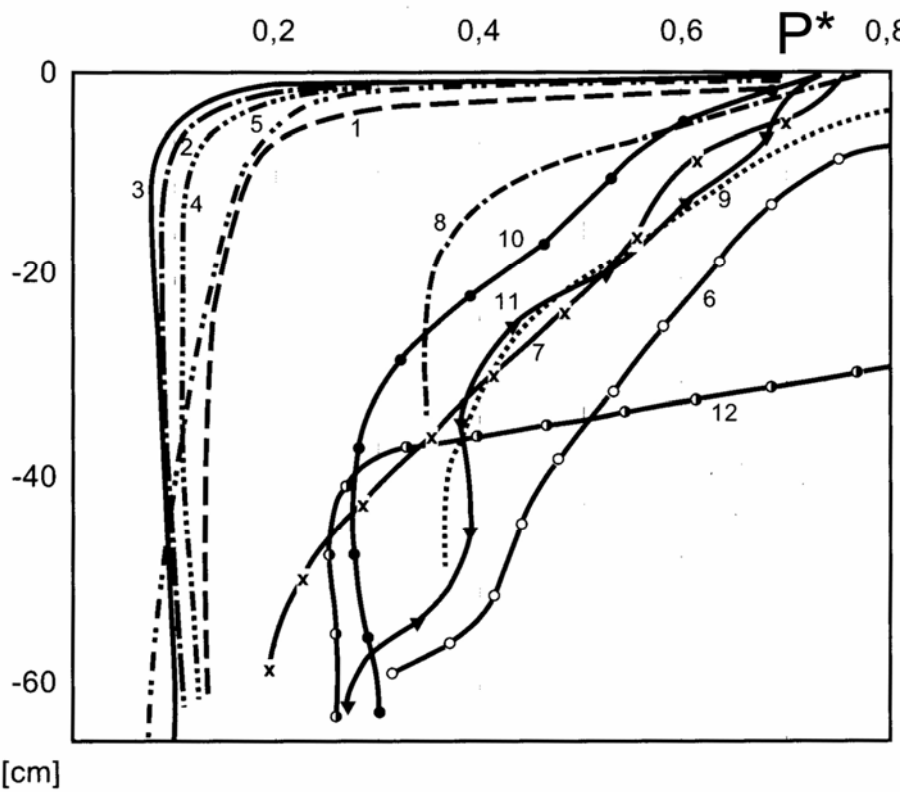


Abb. 4.6.: Tiefenfunktion der entwässerbaren Porosität (P^*) für das Akrotelm, Kurven 6-12: Werte verschiedene Hochmoorvegetationen (bzw. Torfarten), vergleichbar mit dem Untersuchungsgebiet; Kurven 1-5: Seggentorfe (Niedermoorartig) (verändert nach Ivanov 1975 in Succow, Joosten 2001)

5 Hydrologie der Moore

5.1. Wasserbilanz der Hochmoore

Daten von Schouwenaars (1994) und Schouwenaars et al. (1992) zur Wasserbilanz eines naturnahen (regenerierten) Hochmoorstandortes zeigen, dass rund 70 % des Niederschlags aus einem Hochmoor wieder verdunsten, die Versickerung bei 7- 20 % liegt und die größten Variabilitäten bei Abfluss und Speicherung auftreten, und zwar dahingehend dass in abflussreichen Jahren die Speicherung stark abnimmt (bzw. negativ ist) und umgekehrt. Starke Abflüsse wirken sich also zu Lasten der Speicherung und weniger der Verdunstung aus. Außerdem sieht man, dass starke Abflüsse nicht zwangsläufig zu niedrigeren Versickerungen führen, also die Art der dominierenden Abflusskomponenten (Oberflächenabfluss, Interflow, Baseflow) stark variieren kann .

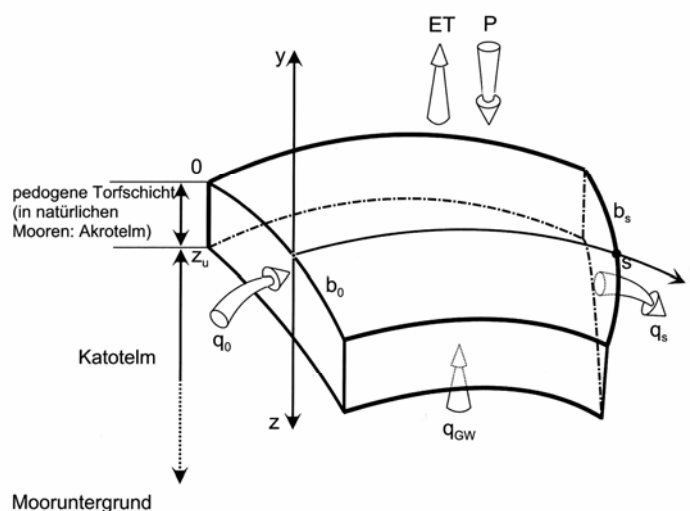


Abb. 5.1. : Wasserhaushaltskomponenten in einem durchströmten Akrotelmsegment, Erklärungen im Text (Edom 2001)

In Abb. 5.1. erkennt man den skizzierten Wasserhaushalt für ein beliebiges Akrotelmsegment im Moor. Der Input erfolgt hierbei in Form von Niederschlag (P), dem lateralen Zufluss q_0 sowie dem kapillar aufsteigenden Wasser tieferer Schichten q_{GW} . Der Output setzt sich zusammen aus der Verdunstung ET sowie dem lateralen Ausfluss q_s und gegebenenfalls einer negativen vertikalen Komponente q_{GW} .

Abb. 5.2. zeigt, dass die Verdunstung aus dem Moor im Sommer den Abfluss deutlich übertrifft (bis zu 10 mal mehr ET als Q), während im Winter der Abfluss dominiert, jedoch bei weitem nicht so stark wie umgekehrt im Sommer. Außerdem sieht man, dass Moore stärker verdunstende Standorte sind als Weiden, Brachen oder Äcker, jedoch hinter der Verdunstung eines Forstes zurückfallen. Eine Abflussverstärkende Wirkung der Moore lässt sich lediglich im Sommer erkennen, die Winterabflüsse werden durch die Moore eher gedämpft. Niedermoore zeigen hierbei insgesamt etwas höhere Abflüsse und niedrigere Verdunstungshöhen als die Hochmoorstandorte.

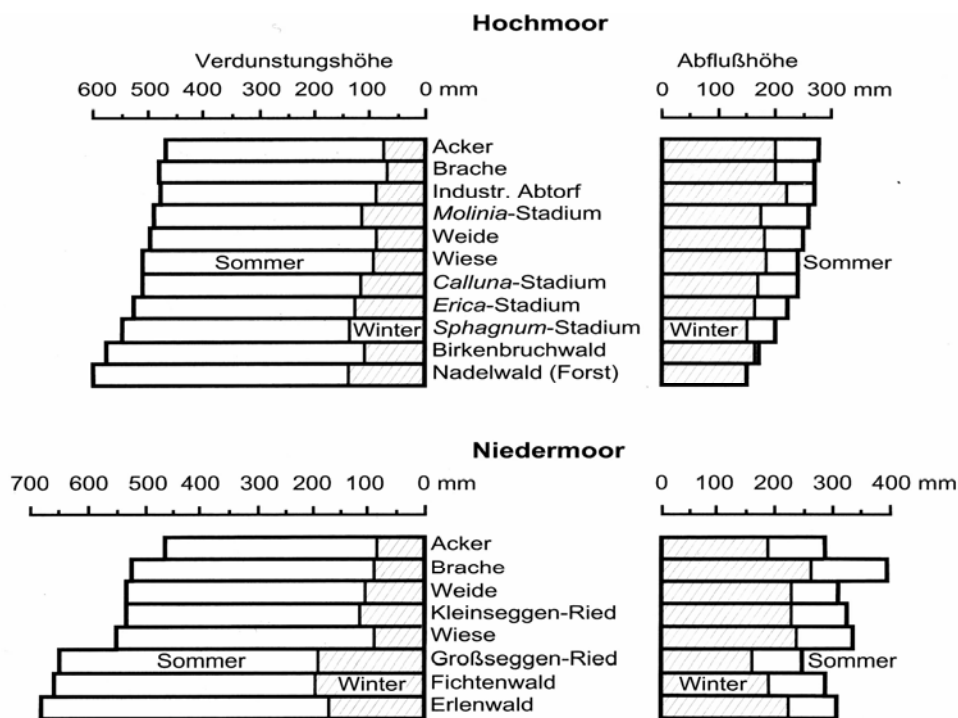


Abb.5.2. Jahres- und Halbjahreswerte der Abfluss- und Verdunstungshöhen für Moorvegetationstypen NW-Deutschlands bei einem mittleren Jahresniederschlag von 750 mm (nach Eggelsmann 1990 in Succow, Joosten 2001)

5.2. Wasserinput ins Moor

Wie oben bereits erwähnt lassen sich Moore im Allgemeinen, abhängig von der Art ihres Wasserinputs, in grundwassergespeiste Niedermoore sowie regenwassergespeiste (ombrotrophe) Hochmoore unterteilen. Die Ermittlung des quantitativen und qualitativen Inputs in ein Niedermoor erfordert daher detaillierte Kenntnisse über das Einzugsgebiet des Moores (Größe, Geologie) und die dem Moor zuströmenden Grundwässer sowie des Inputs durch Niederschläge. Bei einem Hochmoor spielt Grundwasser nur durch kapillaren Aufstieg

im unteren Teil des Hochmoorkörpers eine Rolle, der Input erfolgt im Zentrum fast ausschließlich über die Niederschläge. Dies ermöglicht eine schnelle Abschätzung des quantitativen Inputs und erleichtert auch qualitative Analysen der Moorwässer, z.B. auch Isotopenuntersuchungen, da Mischungsprozesse mit anderen Wässern weitestgehend ausgeschlossen werden können.

5.3. Abfluss und Abflussbildung

5.3.1. Oberflächenabfluss

Auch bei hohen Unterschieden zwischen dem Druckniveau des Moorwasserregimes und dem tieferen Grundwasserstockwerk garantieren sehr geringe Durchlässigkeiten der Schwarztorfschichten des Katotelms eine geringe vertikale Wasserbewegung. Im Akrotelm ist die Wasserdurchlässigkeit dagegen viel höher, vor allem in den obersten 10 cm der jüngeren Torfmoose, weshalb bei sehr hohen Wasserständen im Moorkörper Wasser aus diesen Schichten überwiegend horizontal abfließt. In unberührten Hochmooren fließt das meiste Überschusswasser auf diese Weise oberflächlich (bzw. oberflächennah) ab (Edom 2001).

Aufgrund des 1. moorhydrologischen Hauptsatzes und der Speicher- und Durchlässigkeitseigenschaften des Akrotelms, liegt der oberirdische Abfluss aus wachsenden Mooren also oft nahe einem Sättigungsflächenabfluss. Nur bei Oberflächenabfluss ist die Speicherkapazität eines Moores voll ausgeschöpft. Daher reagieren wachsende Moore auf Speisungsimpulse (Starkniederschläge oder plötzliche Zuflusszunahme aus dem Einzugsgebiet) oft schnell und mit hohen Abflusspeaks. Andererseits dämpft das Akrotelm aufgrund seiner hydraulischen Struktur den Abfluss bei niedrigen Wasserständen. Demnach sind also sowohl (Winter-) Hoch- als auch (Sommer-) Niedrigwasserabflüsse von natürlichen Mooren extremer als die Abflüsse benachbarter mineralischer Standorte (Edom 2001). In Abb. 5.2. erkennt man deutlich den höheren Verdunstungsanteil während der Vegetationsperiode, der im Sommerhalbjahr abflussdämpfend wirkt. Allerdings sieht man auch, dass die gezeigten Moore im Winter weniger Abfluss aufweisen als kultivierte Standorte. Dies zeigt nochmals, dass es schwierig ist, die hydrologischen Eigenheiten von Moorstandorten zu verallgemeinern. Im Winter, bei vollem Speicher, hängt der OF- Abfluss eng mit der Sickerwasserspende zusammen und ist somit ein Hinweis auf den Umfang der Versickerung. Überstau und OF- Abfluss im Winter lassen auf geringe Versickerungsraten schließen.

5.3.2. Unterirdischer Abfluss, Versickerung und G W- Neubildung

Die Versickerung (GW- Neubildung) beträgt nach verschiedenen Daten versch. Studien in Schouwenaars (1994) in unberührten und regenerierten Hochmooren nicht mehr als 120 mm/a, z.T. sogar weniger als 50 mm/a. Erhöhte Versickerungen finden sich bei überstauten Verhältnissen, wie sie im Winter oder Frühjahr vorkommen können. Die Versickerungsverluste wurden in Regenmooren schon oft bestimmt (s. Eggelsmann 1960, 1990, Schouwenaars et al. 1992). Sie liegen insgesamt zwischen 30 und 160 mm /a, wobei die hohen Werte von teils abgetorften und danach aufgestauten Mooren stammen. Eggelsmann (1973 in Edom 2001) vergleicht die von ihm bestimmten Grundwasserneubildungsraten von Regenmoor (30 mm/a) (30-60 mm/a) und Bruchmoor (> 60 mm/a) mit den in Nordwestdeutschland deutlich größeren Raten mineralischer Standorte. Allgemein lässt sich der unterirdische Abfluss aus Mooren sich in eine horizontale und vertikale Komponente unterteilen. Die vertikale Komponente entspricht dem langsamen Basisabfluss (Eggelsmann 1960). In einer sog. Bachröhle des Moores (Bach im mineralischen Untergrund des Moores) kann dieser über Abflusskomponententrennung ermittelt werden. Reeve et al. (2000) zeigten durch Anwendung eines Grundwassermodells , dass vertikale Fließsysteme in Mooren auf gut durchlässigem Untergrund dominieren, während bei dichtem Untergrund horizontales Fließen überwiegt. Im Sommer sind wenig Versickerungsverluste im Grunde wünschenswert, da die Torfmoose schnell austrocknen, wenn der Wasserstand zu tief absinkt, obwohl die bereits erwähnte Verdunstungsminimierung dies teilweise regulieren kann.

Zusammenfassend kann man sagen, dass der vertikale Wasserverlust im Moor (theoretisch) von folgenden Faktoren abhängt:

- Zersetzungsgrad der organischen Bestandteile
- Torfart
- Torfmächtigkeit
- Beschaffenheit/Durchlässigkeit des mineralischen Untergrundes
- Druckgradient Grund- zu Moorwasserspiegel
- Umfang der Makroporensysteme

5.4. Moorverdunstung

Die Berechnung der Moorverdunstung erweist sich aufgrund der hohen Variabilität (bedingt durch unterschiedliche Wasserstände, Geländehöhen, Advektionsbedingungen sowie Beschattung durch Wälder im Randbereich) als schwierig. Auch sind die Verdunstungsraten der Moorpflanzen artspezifisch und daher sehr unterschiedlich (Qverbech & Happach 1957 in Succow, Joosten 2001).

Allgemein zeigen Daten von Eggelsmann 1990 eine erhöhte Verdunstung (ca. 10-15 %) natürlicher Hochmoorstandorte im Vergleich zu mineralischen Standorten unter gleichen Klimabedingungen. Strahlungstage führen nach Eggelsmann 1990 und Schmeidl 1965 (in Edom 2001) in Hochmooren zu extremen Oberflächentemperaturen mit entsprechendem Einfluss auf die Verdunstung, welche nach Romanov 1962 (in Edom 2001) bei festem Wasserstand linear mit der Strahlungsbilanz steigt.

Augrund der unterschiedlichen Vegetation, Geländeformen etc. verdunsten Moore also keineswegs flächendeckend und ganzjährig potentiell.

Allerdings treten im stark atlantisch geprägten Klima mit hohen Sommerniederschlägen und geringem Strahlungsempfang bei flachgeneigten Regenmooren (Bedingungen dem Versuchsgebiet entsprechend) etwas häufiger potentielle Moorverdunstungen auf (Edom 2001). Der Effekt von Bäumen und Sträuchern im Moor auf die Verdunstung ist nicht eindeutig. Zum einen sorgen Bäume für Beschattung sowie Windbremsung (Advektionsverringern) und somit Verringerung der Verdunstung in im Moor, zum anderen tragen sie erheblich zur Gesamt- Evapotranspiration des Moores bei. Der Effekt in der Flächenbilanz kann daher positiv oder negativ ausfallen. Nach Belocerkovskaja (1973 in Edom 2001) transpirieren Moorzwälder in der Vegetationsperiode (Mai-Oktober) in einem weiten Spektrum zwischen 461 mm (Preiselbeer-Birkenwälder) und 264 mm (Torfmooskiefernwälder) . Ein besonderes Verhalten der im Akrotelm grobporigen Hochmoortorfe zeigt Abbildung 6.3. . Sinkt der Wasserstand unter 25 (-40) cm (Untergrenze der lebenden Sphagnenteile), nimmt die spezifische Verdunstung sprunghaft ab, da ab hier kaum noch Wasser kapillar aufsteigen kann. So wird in heißen Sommern auch einem übermäßigen Austrocknen des Standortes vorgebeugt. Die grobporige Struktur der Torfe bedingt also neben hohen Werten für FK, nFK und Wasserleitfähigkeit auch geringe Wasserstandsschwankungen (wichtig für die wenig trockenresistenten Sphagnen). Bei trockenen Bedingungen sterben die Sphagnen schnell ab, da die Wassernachlieferung in den groben Poren bei Wasserständen unter 15cm unter GOF schnell nachlässt (Schouwenaars 1993 in Edom 2001). Dies führt zu einer eingeschränkten Verdunstung . Der

Grundwasserstand sinkt nach Schouvenaars 1994 i.d.R. nicht unter 30 cm. So wird in heißen Sommern auch einem übermäßigen Austrocknen des Standortes vorgebeugt.

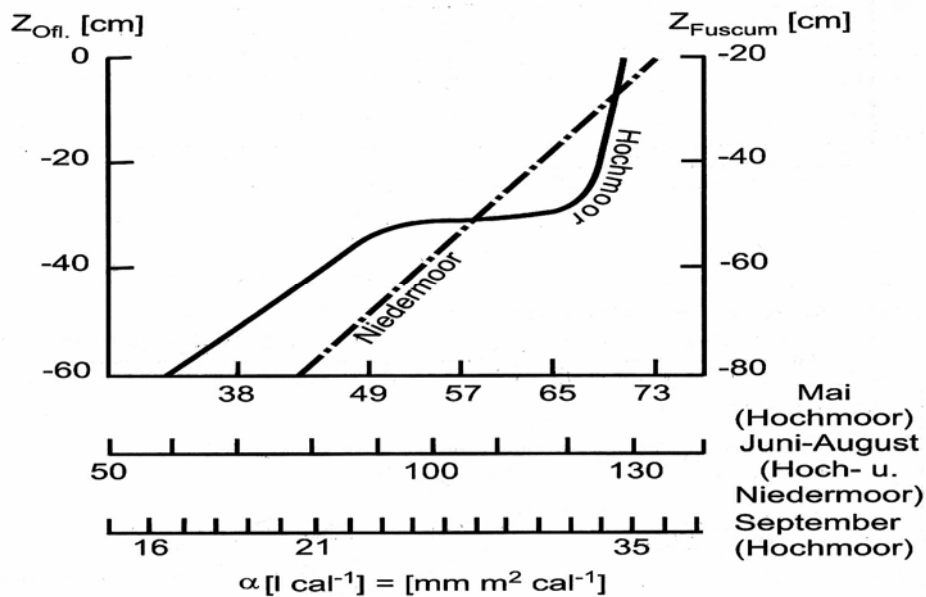


Abb. 5.3.: Abhängigkeit der spezifischen Verdunstung α vom Wasserstand für ein natürliches Regenmoor und Niedermoor (nach Romanov 1961 und Kaljuznyj et al. 1988 in Edom 2001) mit $z_{\text{of}} =$ Wasserstand unter GOF, $Z_{\text{fuscum}} =$ Wasserstand unter Sphagnum-Fuscum-Bulten

5.5. Hydrologische Speicherfunktion

Grundsätzlich lässt sich das Wasser des Moorkörpers in freies und gebundenes Wasser unterteilen (Ivanov 1975 in Edom 2001). Neben dem Porenwasser (frei oder gebunden) spielt im Moor auch das intrazellulär gebundene Wasser abgestorbener Vegetation eine Rolle, welches aber nach Succow, Joosten 2001 nur über komplizierte Diffusionsprozesse mit dem Porenwasser kommuniziert. Das gebundene Porenwasser wiederum setzt sich zusammen aus Adsorptionswasser (an der Torfmatrix) sowie Wasser in blind endenden Poren (Dyck, Pescke, 1995). Zu vernachlässigen ist im hydrologischen Sinne das chemisch gebundene Wasser. Der statische Speichervorrat ist das Wasservolumen des Katotelms oder im engeren Sinne das permanent anwesende Wasservolumen aller Katotelporen. Das Gesamtwasservolumen des Katotelms liegt in Abhängigkeit von der jeweiligen Torfart und

vom Zersetzungsgrad zwischen etwa 85 und 95%. Bei statischen Wasserkissen in tieferen Torfkörpern liegt der Wassergehalt bei 100%. Mit zunehmendem Zersetzungsgrad verringert sich zwar auch der Porenwassergehalt. Im wesentlichen aber nimmt dabei lediglich der Anteil von freiem Porenwasser ab und der von gebundenem Porenwasser zu. Diesen Zustand findet man in tieferen Teilen des Torfkörpers oder bei entwässerten Mooren vor. Der statische Speichervorrat nimmt in wachsenden Mooren entsprechend den Torfakkumulationsraten (siehe z.B. Succow, Joosten 2001) mit jährlich nur etwa 0.5 mm- 1.0 mm zu. Neben dem statischen gibt es noch den dynamischen Speicher. Dieser setzt sich zusammen aus dem hydrodynamisch wirksamen Speicher sowie dem pflanzenphysiologisch wirksamen Speicher (gespeichertes Wasser in den sog. Hyalinzellen der Torfmoose). Ausführliche Erläuterungen zum Speicherkonzept in Mooren finden sich bei Edom (2001).

5.6. Stoffhaushalt der Moore

Bei reinen Regenmooren sind verschiedene Randbedingungen zu beobachten, die den Stoffhaushalt im Moor wesentlich beeinflussen. Zum ersten der niedrige pH- Wert, bedingt durch die niedrige Pufferkapazität des Niederschlags gegen organische Säuren. Da v.A. der Abbau organischer Substanz im aeroben Bereich (nahe der Wasseroberfläche) ein O-zehrender Prozess ist, nimmt die Sauerstoffsättigung mit der Tiefe schnell ab und schon in 15-30cm Tiefe beginnt die anaerobe Zone. Hier findet dann ein, unter niedrigen pH- Werten ohnehin gehemmter, anaerober Abbau organischer Substanz statt, der zur Torfakkumulation führt.

Insgesamt geht von den Niederschlägen eine gewisse „Düngung“ vor allem der Hochmoore aus, die zur Veränderung einer lang währenden Stabilität in den Mooren führen kann. Chemische Messdaten aus Hochmooren Mittel- und Nordeuropas ergaben beispielsweise für Hochmoore mit Torfmoosgesellschaften pH-Werte von 2,8 bis 3,5 mit extrem geringem Gehalt an austauschbarem Calcium und einem C/N Verhältnis von 20 bis 50 (Pott 1996). Andere Autoren (z.B. Gorham et al. 1985) zeigen ähnliche Befunde mit pH- Werten von unter 4.2 sowie einen niedrigen Gehalt an austauschbarem Calcium (nach Siegel, Glaser 2006 weniger als 2mg/l) sowie anderer anorganischer Salze. Beide Parameter sollten außerdem mit der Tiefe steigende Tendenzen zeigen (GW- Einfluss, Dispersion).

Im wesentlichen kann man 2 verschiedene Umsetzungszonen im Moorkörper unterscheiden:

- 1.) aerobe Zone: obere 20cm unter dem Wasserspiegel, Oxidation
-> neben Methanoxidation werden hier auch leicht abbaubare C-Verbindungen zu CO₂ oxidiert. Nur die schwer abbaubaren C-Moleküle werden somit im Torf angelegt

2.) anaerobe Zone:

-> mikrobielle Umsetzung versch. C-Moleküle mit den Endprodukten CH₄ und CO₂, N außer im DOC als NH₄ vorhanden (NO₃ als O-Ersatzquelle wird schnell reduziert)

Das Redoxpotential sinkt also mit der Tiefe, was zu veränderten Umsetzungsprodukten führt. Auch Immissionen spielen bei nährstoffarmen Standorten eine Rolle, da Bakterien im anaeroben Milieu des wassergesättigten Torfkörpers sogenannte Sauerstoffersatzquellen zur Veratmung von organischem Material nutzen (Succow, Joosten 2001). Das Redoxpotential und der pH bestimmen Löslichkeit verschiedener Ionen.

Es gibt zwei wesentliche Wege der Stoffmischung im Porenwasser: Zum einen die chemische Diffusion, zum anderen hydrodynamische Dispersion. Die chemische Zusammensetzung des Porenwassers hängt neben der Herkunft des Wassers also von verschiedenen chemischen und biologischen Prozessen ab. Außerdem wirkt sich auch der mineralische Untergrund auf die Chemie des Porenwassers aus, bedingt durch aufwärtsgerichteten Transport anorganischer Lösungen durch Mischungsprozesse (Dispersion, Diffusion). Diffusion wirkt im Hochmoor i.d.R. von unten nach oben, dem Konzentrationsgradienten vom Grundwasser zum Moorwasser folgend.

Zusammenfassend beeinflussen folgende Prozesse die Ionengehalte des Porenwassers:

1. Anreicherung durch Verdunstung (nur oberflächennah)
2. Anreicherung durch Austausch (Diffusion) mit dem Adsorptionswasser, Torf
3. Evtl. Anreicherung durch Grundwassereinfluss (Mischung oder Diffusion)

Hier sollen einige wesentliche, für diese Arbeit interessante, Umsetzungsprozesse im Moor kurz beschrieben werden, für weitere Ausführungen zum Stoffhaushalt der Moore sei auf Succow, Joosten (2001) sowie Schouwenaaars (1994) verwiesen:

pH- Verhältnisse

Die pH- Bodenreaktion wurde schon von Weber 1907 (in Succow, Joosten 2001) als Unterscheidungsmerkmal zur Moortypisierung genutzt. In der Folge gab es aber methodische Schwierigkeiten durch unterschiedliche Festlegung bestimmter pH- Stufen.

Succow, Joosten (2001) schlagen auf Grundlage von Kopp et al. (1982) eine dreigeteilte Abstufung vor, bei der Moore mit Bodenreaktion < pH 4.8 (KCl) als sauer und Böden mit pH > 6.4 (KCl) als basisch gelten (ab hier kommt CaCO₃ vor).

Die pH- Bedingungen im Regenmoor werden durch verschiedene Faktoren dahingehend beeinflusst, dass in den Moorwässern sehr niedrige pH- Werte erreicht werden (pH 3-5 in

CaCl₂, s. Scheffer 1994) : Durch den Stoffhaushalt der Moosvegetation (können quasi als Austauschere wirken und H⁺ gegen Nährstoffe eintauschen und freisetzen), den bei unvollständiger Zersetzung entstehenden sauer reagierenden Abbauprodukten des DOC (Humins- und Fulvosäuren) sowie der kaum vorhandenen Pufferkapazität des Inputwassers aus dem Niederschlag.

In Zwischenmooren, die neben dem Regenwasser auch z.T. Grund- und Hangwasser gespeist werden, können sich, je nach Zusammensetzung der Wässer, dann auch höhere pH- Werte einstellen. Da aber im hohen Schwarzwald silikatische Wässer zu erwarten sind, wird auch von diesen keine nennenswerte Steigerung der Pufferkapazität ausgehen können.

Succow (1988) untersuchte verschiedene Torfarten auf ihre pH- Reaktion und fand für typische Hochmoortorfe eine weite Spanne von Werten zwischen 2.4 (Sphagnum- Wollgras-Torf) und 5.5 (Pfeifengras-Torf). Auch bei einzelnen Torfarten waren die gemessenen Spannweiten und Standardabweichungen hoch. So zeigten z.B. 33 Proben Sphagnum-Torfe pH- Werte zwischen 2.7 und 4.8 bei einer Standardabweichung von 0.866 und einem Mittel von 3.8. Der pH- Wert zeigt nach Succow, 1981 (in Succow, Joosten 2001) eine enge Korrelation mit dem sogenannten V-Wert (Basensättigung).

Redox- Verhältnisse

Die Redox- Verhältnisse im Moor werden durch Sauerstoffmangel geprägt. Die O-zehrenden Prozesse überwiegen im Moor. Daneben diffundiert Sauerstoff aus der Luft ins Moor, wird aber oberflächennah schnell verbraucht. Ist der Sauerstoff ab einer bestimmten Tiefe komplett verbraucht, nutzen die Mikroorganismen sog. Sauerstoffersatzquellen beim Abbau. Indikatoren für reduzierende Wässer sind niedrige Nitratgehalte, hohe Fe-II oder Mn-II- Gehalte, H₂S, NH₄⁺, NO²⁻.

Die Verfügbarkeit vieler Elemente für die Vegetation hängt also vom Redoxpotential ab. So werden mit sinkenden Potentialen (welche nach Scheffer, Schachtschabel 1992 abhängig sind von Temperatur, pH-Wert und Konzentration) bestimmte Oxide zu leichter löslichen reduzierten Formen umgewandelt (zunächst Nitrat, dann Mn (IV), Fe (III), Sulfat etc.).

Trophieverhältnisse

Neben den bereits genannten Unterscheidungsmerkmalen (pH- Wert, Genese etc.) lassen sich Moore auch nach ihrem Nährstoffgehalt unterscheiden (vergleichbar mit Seen, hier oligotroph bis eutroph).

Hochmoore sind nährstoffarme (dystrophe oder oligotrophe) Standorte und somit den Trophiestufen arm bis sehr arm zuzuordnen. Dies entspricht nach Koppisch (2001b) N_c-

Werten (N im Verhältnis zu C, reziproker Wert des C/N- Verhältnisses) von <3.0 % bzw. einem C/N- Verhältnis von >33

Die Trophieverhältnisse im Moor werden v.A. vom Inputwasser beeinflusst. Demnach liegt es nahe, dass in reinen Regenmooren (regengespeist = ombrotroph) die Nährstoffzufuhr ausgesprochen gering ausfällt (oligotrophe Verhältnisse) während Grund- und/oder Hangwasser gespeiste Moore bzw. Moorbereiche eine dem Zuschusswasser entsprechende, größere Nährstoffzufuhr erhalten (minerotrophe Moore= grundwassergespeist). Neben den geogenen Nährstoffen (z.B. Ca) können hier auch anthropogen eingetragene Stoffe (z.B. Nitrat) hierbei eine wesentliche Rolle spielen und im Extremfall zu einer Eutrophierung von Moorstandorten führen. In ungestörtem Zustand findet man nach Scheffer (1994) Mineralstoffgehalte von 1-3 % Gew. Sowie N- Gehalte von max. 1% und P- Gehalte von max. 0.1 %.

C- Umsetzung

Der Eintrag an C erfolgt über CO₂ aus der Atmosphäre (größtenteils über Photosynthese, aber auch über gelöstes CO₂ im Regen- oder Zuschusswasser). Das in der Vegetation gespeicherte C wird aber im Gegensatz zu Mineralböden nur verlangsamt wieder zu CO₂ remineralisiert, was zu einer C- Speicherung in Form von Torfen (v.A. schwer abbaubare Substanzen, wie z.B. Lignin) führt. Der Abbau wird v.A. durch anaerobe Verhältnisse unter der Wasseroberfläche gebremst und ist in sauer, oligotrophen Mooren durch die Extrembedingungen zusätzlich beeinträchtigt. Zwar verspricht der schnelle aerobe Abbau einen höheren Energiegewinn, jedoch fehlt im Moor hierzu i.d.R. der benötigte Sauerstoff. Dennoch verbleiben nur 2-16% des aufgenommenen C im Torf (Päivänen, Vasander 1994 in Koppisch 2001d). Im anaeroben Milieu findet der Abbau organischer Substanz v.A. über Gärungsprozesse (Produkte: Acetat, Milchsäure, Ethanol) statt. Sofern vorhanden werden auch Nitrate und Sulfate als Sauerstofflieferanten reduziert und es findet ein Abbau zu CO₂ statt. Bei vollständiger Reduktion der O-Quellen (s. Schlegel, 1992) kann das CO₂ dann weiter zu Methan reduziert werden. Ein weiterer Weg der Methangnese ist der Acetatabbau. Diese unterschiedlichen Wege lassen sich auch anhand verschiedener 13-C- sowie 14-C – Signaturen mit Isotopenmethoden nachweisen und rekonstruieren.

N-Umsetzung

Da die N- Einträge im Hochmoor gering sind (Input über Niederschlag, Depositionen und Fixierung, in Nieder- und Zwischenmooren auch über Grundwasser) , handelt es sich um vergleichsweise N- arme Standorte (max. 1 % Gew. n. Scheffer 1994, 0.5- 1.5% nach Feige 1977) mit weitem C/N- Verhältnis. Der N-Gehalt entspricht dem des organischen Ausgangsmaterials. Während der Vegetationsperiode findet man aufgrund der gehemmten Umsetzung im Moor nur geringe N_{min} - Werte (Scheffer 1994). Nitratstickstoff wird zu Lachgas, Ammonium, Ammoniak oder zu elementarem N reduziert.

S- Umsetzung

Der Schwefeleintrag erfolgt in oxidiert Form über den Niederschlag und ggf. übers Grundwasser. Im Moor werden Sulfate zu Sulfiden oder H_2S reduziert. So kann es zur Bildung von schwerlöslichen Metallsulfiden kommen, die sich im Torf ablagern.

Die Sulfatreduktion zu Sulfiden ist in Regenmooren allerdings durch den niedrigen pH- Wert gehemmt (Küster 1990). Die Bildung von unlöslichen Metallsulfiden trägt zur „Entgiftung“ des Moores bei, da es zur Fixierung schädlicher Metalle führt. In Abb. 5.5. sind die typischen S- Umsetzungsprozesse im Moor dargestellt.

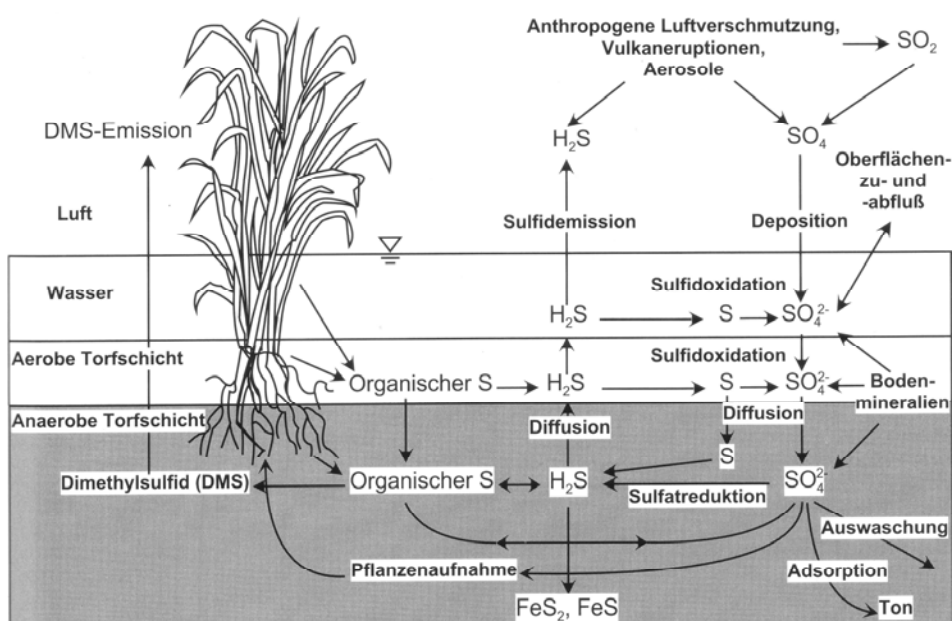


Abb. 5.5. : S- Umsetzung im Moor (nach Mitsch und Gosselink, 1993; aus Koppisch 2001c)

Calcium , Magnesium ,Kalium Natrium

Die Umsetzungen der Nährmineralien werden beeinflusst von der relativ hohen KAK der Torfböden (bedingt durch den Gehalt organischer Bestandteile) , die nach Kuntze et al. (1988 in Scheffer 1994) , bei 50 – 450 mmol/z/cl Boden liegt und abhängig ist von Zersetzungsgrad des Torfes sowie dem pH- Wert (zunehmend mit pH). Im ungestörten Zustand werden die Werte im oberen Bereich liegen. Aufgrund der Selektivität der Austauscher werden 2-Wertige Ionen (Ca^{2+} , Mg^{2+}) bevorzugt, was zu einer hohen Mobilität von K^+ , NH_4^+ und Na^+ führt. Diese Stoffe werden demnach vermehrt über die Vorflut ausgewaschen. Koerselman und Verhoeven (1992) zeigen für ungestörte Hochmoore eine nahezu geschlossene Kalium- Bilanz. Bei pH- Werten unter 4.2 werden dann 2-wertige Ionen vermehrt gegen freies Al^{3+} ausgetauscht und mobilisiert. Kalium nimmt wegen seiner hohen Mobilität und der Bedeutung als Pflanzennährstoff eine besondere Rolle ein. Insgesamt sind 2-wertige Kationen fester gebunden als einwertige. Bei den zweiwertigen ist Ca 8-10 mal fester am Austauscher fixiert als Mg (Koppisch 2001 a).

Leitfähigkeit

Die Leitfähigkeit ergibt sich aus dem elektrischen Widerstand R des Wassers, der von der Konzentration und Ladung der im Wasser gelösten Stoffe abhängt. Nach Hoelting (1996) ergeben sich für Regenwasser Leitfähigkeitswerte von 5-30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Durch Multiplikation der LF mit 0.725 (Hoelting 1996) ergibt sich der Salzgehalt (TDS) in mg/l (Abdampfrückstand bei 105°C).

5 Metalle, Schwermetalle

Die Umsetzung der Metalle wird im wesentlichen durch Ihre wechselnde Löslichkeit bei verschiedenen Redox- Verhältnissen bestimmt. Des weiteren kann der niedrige pH- Wert eine Rolle spielen. So wird z.B. Eisen im anaeroben Bereich des Moores zu Fe^{2+} reduziert und somit mobil. Im Ausfluss des Moores kann es unter oxidativen Verhältnissen dann zu Ausfällungen von Fe- Sulfat kommen (Schwarzfärbung).

Gelöste Metalle bilden häufig Chelatkomplexe mit Humin- und Fulvosäuren. Die wechselnde Mobilität der Metalle im Moor kann zu Schwierigkeiten bei der Datierung mit Metall-Isotopen führen.

6 DAS HOCHMOOR HINTERZARTEN

6.1. LAGE, GRÖSSE

Das Hochmoor nördlich des Ortes Hinterzarten liegt auf der Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten von Rhein und Donau. Die größte holozäne Moorbildung im Hinterzartener Becken ist maximal ca. 2 km lang und 0.4 bis 0.5 km breit und hat eine Größe von ca. 60 ha . Es liegt auf einer Höhe von 880 m bis knapp unter 900 m ü. NN. Das Moor liegt geographisch bei ca. 47°60` Nord und erstreckt sich von ca. 8°06` bis 8°08` Ost (UTM-Koordinaten siehe Abb. 4.1.). Verzeichnet ist es in der topographischen und geologischen Karte Blatt 8014 (Hinterzarten). Für das gesamte Einzugsgebiet werden zusätzlich die Blätter 8114 (Feldberg) benötigt. Abb. 6.1 zeigt eine Luftaufnahme des gesamten Moorkomplexes (Blickrichtung: Süden), Abb. 6.2. einen Lageplan zum Untersuchungsgebiet.



Abb. 6.1. : Luftbild des Hochmoores Hinterzarten, Foto: J. Strub

6.2. GENESE, GEOLOGIE, NUTZUNG

Die Moorbildung im Hochschwarzwald fand auf i.d.R. auf schwer durchlässigen Grundmoränen der Würm- Eiszeit statt. Das Hinterzartener Moor entstand auf einem durch Endmoränen gestauten See auf Grundmoränenmaterial, welches durch Sedimentablagerungen (Tone, Detritusgyttja) zusätzlich „abgedichtet“ wurde (Wilmanns 2001, Lang et al. 1984).

Der Moorkomplex liegt, wie der benachbarte Titisee auch , am Innenrand einer Endmoräne (erkennbar als Erhebungen nordöstlich des Moores in der Abbildung 6.2.) , geformt durch Gletscher des sogenannten Titiseestadiums, der ältesten Vereisungsphase des

Schwarzwaldes vor über 13000 Jahren. In (durch glaziale Einwirkung entstandenen) Mulden hat sich postglazial (Postglazial: ab 10000 BP) zunächst ein bis zu 15m tiefer See gebildet, der darauf im spätglazial und frühen Postglazial von Tonen und Mudden zusedimentiert wurde. Im Becken des Hochmoores Hinterzarten befindet sich der Laacher Tuff bei ca. 867m ü. NN (am Profil ca. 12- 13 m unter GOF). Darunter fanden sich Tone des älteren Dryas, darüber 4-5m mächtige Schicht Detritusgyttja, entstanden seit 11500 BP bis nach 8000 BP. Im weiteren Postglazial kam es zu einer Schwingrasenverlandung (Lang et al., 1984). Im Profil (Abbildung 6.3.) erkennt man eine ca. 3.5 m dicke Schicht von Hochmoortorfen auf einer 2-4 m Wasserlinse (Restsee).

Auf dem zunächst entstandenen holozänen Niedermoor (Verlandungsmoor, minerotroph) konnte aufgrund der positiven klimatischen Wasserbilanz (bzw. HWB) der Region und des Moores später Hochmoorvegetation aufwachsen und Hochmoortorfe entstehen lassen. Im Hinterzartener Moor findet man zwei verbundene Hochmoorflächen, die flach kuppelartig auf dem Niedermoor aufgewachsen sind und einen hantelförmigen Komplex bilden, in denen Hochmoortorfe anstehen (siehe Abbildung 6.1., 6.2. und Luftbilder im Anhang). Erste Hangmoorbildungen im Osten des Moores fanden nach Lang et. al (1984) bereits im frühen Postglazial (Boreal: 9000-7500 BP, vergleichsweise warmes Klima). An den Rändern des Kernkomplexes findet man Übergangsmoorvegetation und Zwischenmoorböden bzw. alte Niedermoortorfe.

Eine andere Forschungsbohrung (s. Merkt 1978 in Wimmenauer, Schreiner 1999 (LGRB)) zeigt 3 m Hochmoortorf über 1.3 m Niedermoortorf und ca. 2 m Mudden und Silt. Bei einer grob geschätzten Torfbildungsrate von 0.5-1mm /a (vgl. z.B. Succow, Joosten 2001) wären also ca. 3500-7000 Jahre zur Bildung der 3.5m Hochmoortorf benötigt worden. Aus Zeiten früherer Nutzung des Moores durch Torfabbau (östlich der Hauptwasserscheide, also im Donau –Einzugsgebiet) gibt es noch eine erkennbare Abbauwand im Moor, an der Hochmoortorf ansteht (100m lang, 2-3m hoch, siehe Torfstich in Abb. 4.1.) Durch die Nutzung sind große Teile des östlichen Moorbereiches in Folge sinkender Grundwasserstände verheidet, während sich der westliche Teil des Moores in weitgehend natürlichem/naturnahen Zustand befindet. Heute steht der gesamte Komplex unter Naturschutz (Status eines Naturschutzgebiets) und intensive Nutzungsformen sind untersagt, lediglich schonende Waldbewirtschaftung im Randgürtel ist möglich.

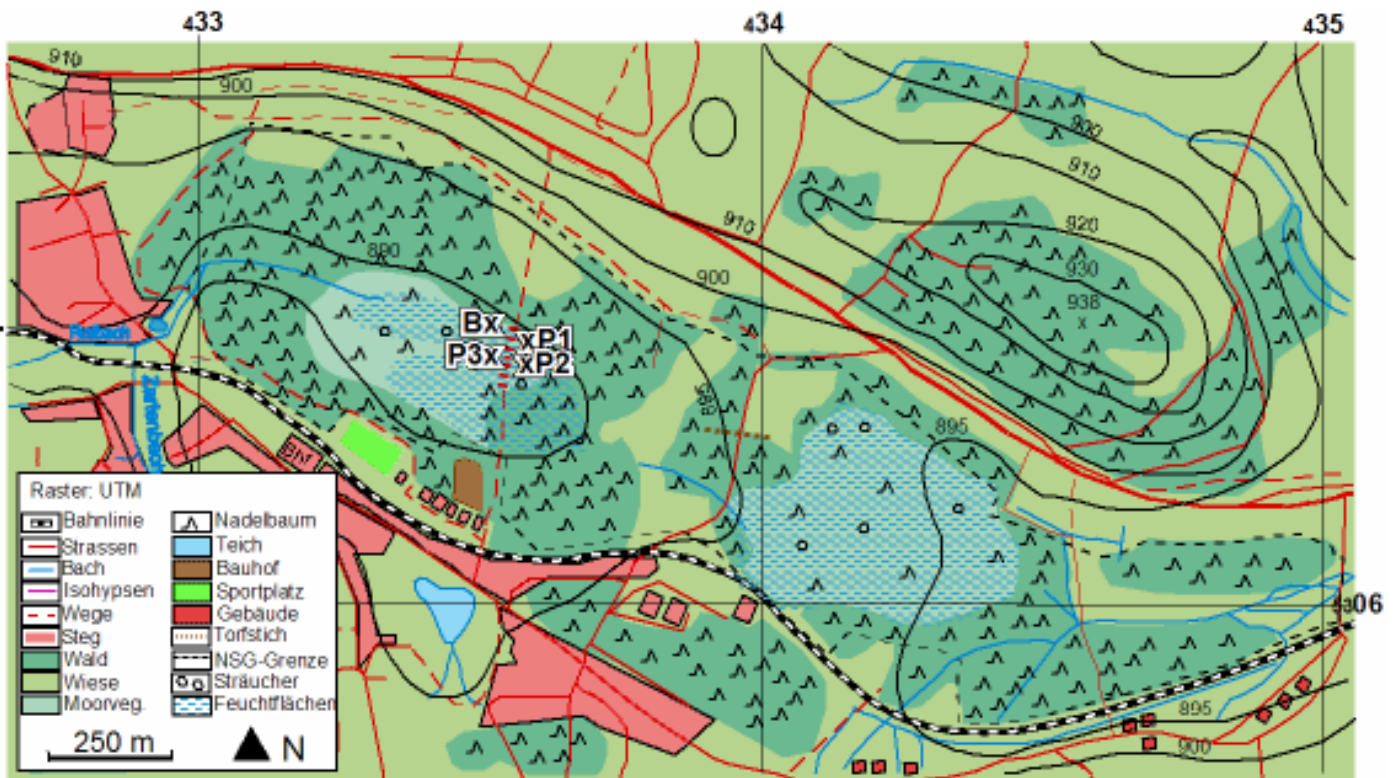


Abb. 6.2.: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes 1:10.000 (nach Ausschnitt aus TK 8014, Blatt Hinterzarten, vergrößert), erkennbar sind die als Feuchflächen gekennzeichneten Moorteile zwischen B31 und Bahnhlinie, P1= Profile 8 und 9, P2= Profil 10, P3= Profile 1-8 und 11, B= Bohrung (Merkt 1978 in Wimmenauer, Schreiner (LGRB) 1999)

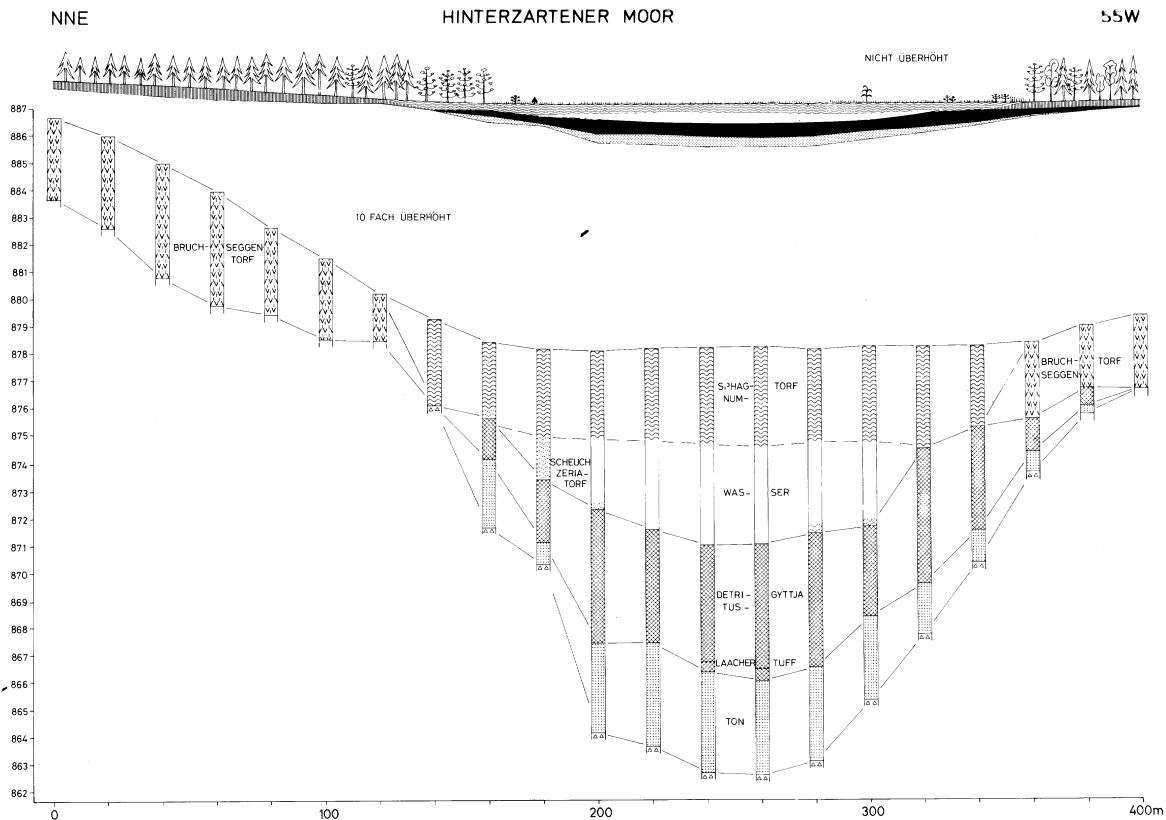


Abb. 6.3. : Profil des Hinterzartener Moores (aus Lang et al. 1984)

6.3. BÖDEN, VEGETATION, TORFE

Die Vegetation im Hochmoor Hinterzarten ist im natürlichen, westlichen Teil von typischen Hochmoorpflanzen (Anpassung an oligotrophe und saure Bedingungen) geprägt und besteht im wesentlichen aus *Carex limosa*- Scheuchzeria- Schlenken wechselnd mit *Sphagnum-magellanicum*- Bulten, welche als Schwinggrasen ausgebildet sind (Lang et al. , 1984), sowie Wollgräsern (*Eriophorum*), welche im Zwischenmoorbereich dominieren. Auf den Hochmoorkuppen findet sich des weiteren eine Strauchvegetation sowie kleinere Kiefern und Birken. Die verhältnismäßig hohen Stauden , Büsche und Bäume im direkten Umfeld des Steges (verglichen mit der Hochmoorfläche weiter westlich) werden vermutlich durch zusätzliche Nährstoffeinträge vom Steg her begünstigt, der eigentliche, natürliche Standortcharakter dadurch gestört. Dies zeigt auch, wie empfindlich Hochmoore auf Nährstoffeinträge reagieren.

Die Randvegetation des Moores wird zunächst durch einen äußeren Fichtengürtel angezeigt, der auf Mineralböden (hier Podsole, Braunerden) schließen lässt. Zum Moorzentrum geht der Baumbestand zunächst über in Wald- dann in Moorkiefern. Erreicht man den ständig wassergesättigten Moorteil, verschwinden auch diese . Das der randliche Moorkiefer-Gürtel

nach Wilmanns (2001) offensichtlich schmaler wird (bzw. vor 2001 wurde) und sich Jungfichten hier neu ansiedeln können lässt darauf schließen, dass der Standort zumindest partiell trockener wird.

Im Hochmoor Hinterzarten findet man im westlichen Teil typische feuchte und dystrophe Moorböden. Die Torflagen bestehen im Zentrum aus grobporigem, saurem Sphagnum-Wollgras-Torf, zu den Rändern hin übergehend in Wollgras-Seggen-Niedermoortorfe (siehe Abb. 6.3.). Die Böden im östlichen Moorteil sind z.T. von Nutzung bzw. Entwässerung beeinflusst (Übergang zu Erd-Hochmoor-Böden und Mineralböden durch fortschreitende Mineralisierung).

6.4. EZG UND HYDROLOGIE

Das Einzugsgebiet umfasst die unmittelbar benachbarten Hanglagen im Nordosten (z.T. Endmoränen des Titiseestadiums der Schwarzwaldvergletscherung) des Moores (maximale Erhebung: 938 m ü. NN), die Erhebung nordwestlich des Moores (westlich des beim Lenzhofes) mit 974 m ü. NN sowie Teile der nördlichen Hänge der Kesslerhöhe (1017 m ü. NN) und der Heizmannshöhe (1027 m ü. NN) südlich der Moorflächen. Das umliegende Einzugsgebiet ist in etwa 250 ha groß, was ca. der vier- bis fünffachen Moorfläche entspricht. Die maximalen Ausmaße des EZG betragen rund 2.5 km in beide Richtungen.

Der Wassereintrag erfolgt, hochmoortypisch, größtenteils direkt über den Niederschlag. Nur die Randbereiche des Moores sowie die tieferen Bereiche unter dem reinen Hochmoor werden zusätzlich von Grund- und Hangwässern des EZG gespeist. Die Entwässerung des Moores erfolgt über Bäche im Osten (zum Titisee, dann in die Gutach, später in die Donau) sowie im Westen in den Löffeltalbach, der sich am Ortsausgang von Hinterzarten mit dem Zartenbach zum Höllenbach, welcher in den Rotbach und später in die Dreisam übergeht.

6.5. KLIMA

Aufgrund der Daten der Klimastation Hinterzarten von 1961 bis 2005 (Niederschläge) bzw. 1945 bis 2005 (Temperaturen) lassen sich der Input sowie die Verdunstung im nahegelegenen Hochmoor abschätzen. Jedoch muss man bedenken, dass weder der Gebietsniederschlag bekannt ist, was in Mittelgebirgslagen durchaus wichtig sein kann, noch kennt man die vielfältigen Parameter, welche die Moorverdunstung erheblich beeinflussen (Moorwasserstand, Advektionsschutz etc., siehe oben) Das Mittelgebirgsklima der Region

Hinterzarten ist geprägt von vergleichsweise hohen Niederschlägen und im Mittel tieferen Temperaturen als z.B. im Rheintal.

Der mittlere Jahresniederschlag der Messperiode beträgt 1447 mm, die Maxima liegen bei rund 2000 mm (z.B. 1999, 2001), die Minima um 1000 mm. Es fällt auf, dass extreme Maxima in den letzten 15 Jahren häufiger auftraten als zuvor, extreme Minima dagegen weniger. Insgesamt zeigt der Jahresniederschlag einen Aufwärtstrend, die Daten zeigen aber v.A. einen deutlichen Aufwärtstrend bei den kumulierten Herbst- und Winterniederschlägen in den letzten 50 Jahren (siehe Abbildung 6.5.). Frühjahrs- und Sommerregenmengen blieben dagegen im Mittel weitgehend konstant.

Die Jahresmitteltemperatur der Messperiode betrug 6.0 °C, bei einer Spanne von 4.6 °C (1956) bis 7.5 °C (1994). Die Temperaturen zeigen einen leichten Aufwärtstrend in allen Jahreszeiten (Abbildung 6.4.) und somit auch im Jahresmittel. Jahresmittel von 7.0 oder mehr Grad kommen in Hinterzarten generell erst seit 1994 vor, in den folgenden 10 Jahren aber gleich vier mal. In diesem Zeitraum gab es nur ein Jahr mit einem Mittel unter 6°C, was in den früheren Phasen der Messperiode häufig der Fall war.

Es ist also insgesamt ein Trend zu höheren Jahresniederschlägen und Jahresmitteltemperaturen zu erkennen.

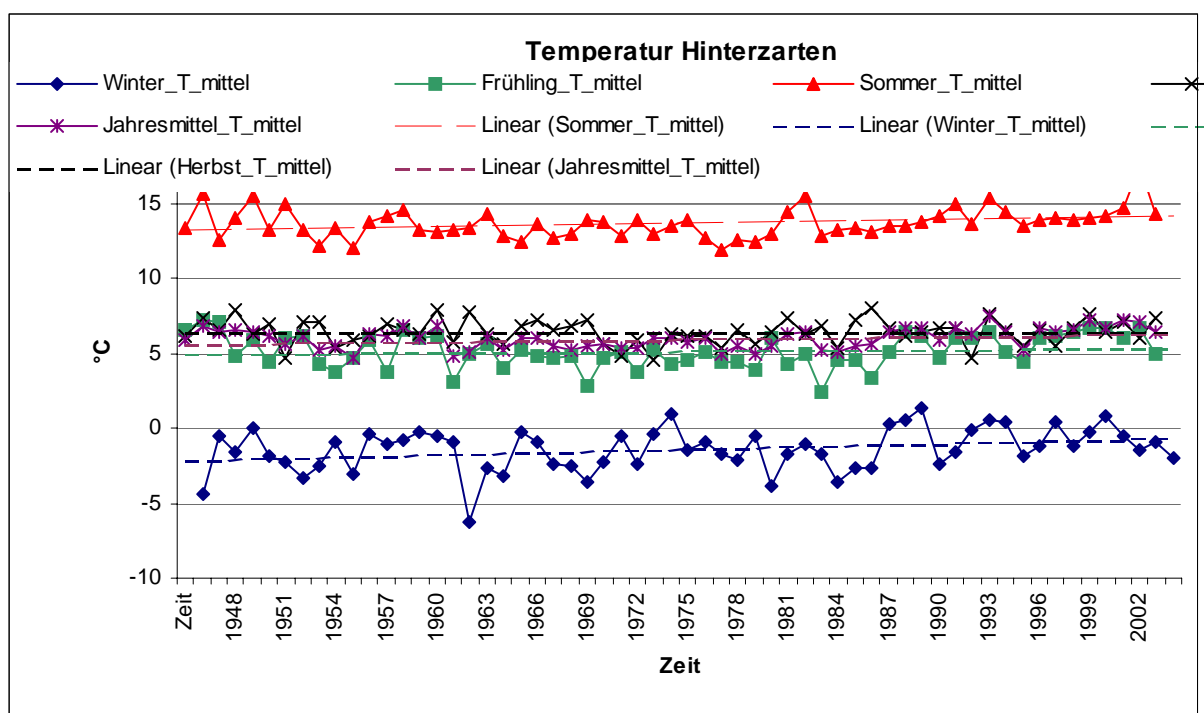


Abb. 6.4.: Mittlere Temperaturen der Station Hinterzarten 1948-2005; Linear= linearer Trendlinie (grafisch) (IHF- Daten, unveröffentlicht)

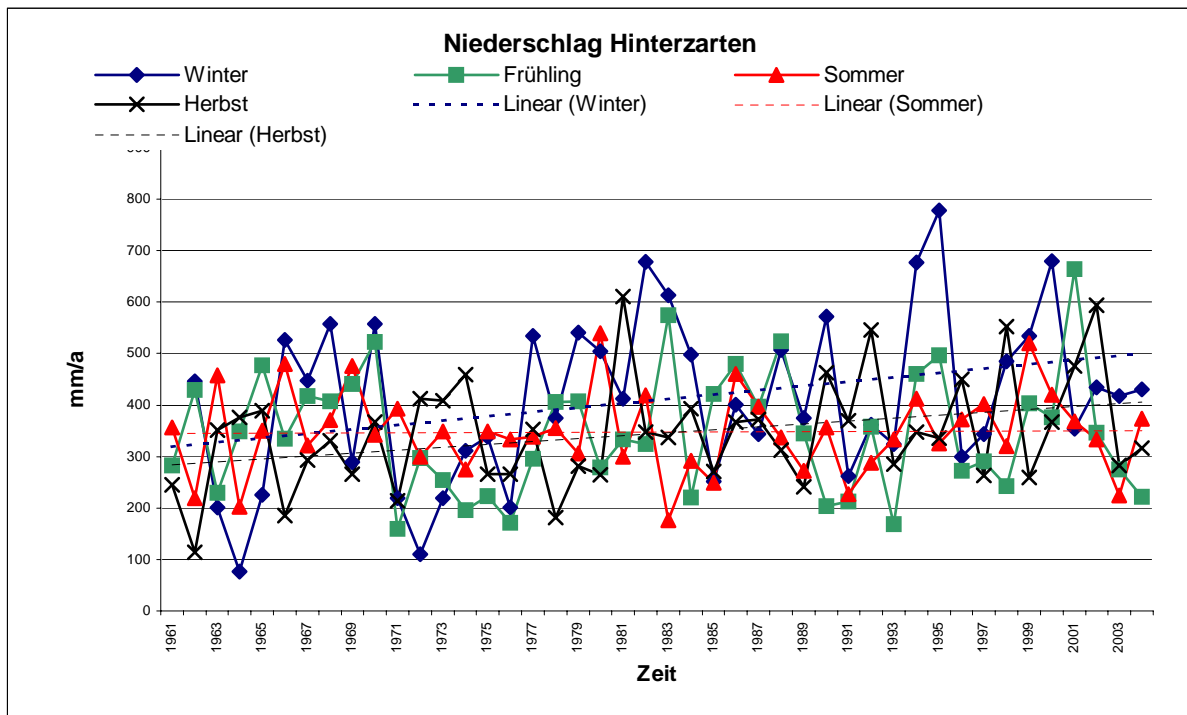


Abb. 6.5.: Jahreszeiten- Niederschläge der Station Hinterzarten; Linear= lineare Trendlinie (grafisch) (IHF- Daten, unveröffentlicht)

Die langjährige potentielle Verdunstung an der Station Hinterzarten beträgt, nach verschiedenen Ansätzen berechnet (IHF- Daten, unveröffentlicht), an der Klimastation (also NICHT im Moor) im Sommer zwischen 200 mm (nach Hamon) und 500 mm (nach Blaney-Criddle), nach Hargreaves sind es in etwa 350 mm. Die Winterverdunstung liegt nach Blaney- Criddle bei 100- 150 mm, nach den beiden anderen Methoden liegt sie bei 50 mm. Die Verdunstungswerte im Frühjahr und Herbst liegen zwischen 100mm und 300 mm, wobei im Frühjahr mehr verdunstet wird. Die Jahressumme beträgt etwa 530 mm nach Hamon, 750 mm nach Hargreaves und über 1000 mm nach Blaney- Criddle. Die Limitierung der Verdunstung im Untersuchungsgebiet erfolgt v.A. aufgrund der mangelnden Energie in entsprechender Höhenlage.

Die relative Luftfeuchte (langjährige Monatsmittel) beträgt hier ganzjährig zwischen 75% und 90%, wobei sie im Sommer am niedrigsten ist. Die Luftfeuchtigkeit im Hochmoor wird allerdings ganzjährig sehr nahe der Sättigung sein (ausreichend Wasser bei wenig Advektion bedingt durch Randwälder).

Die Berechnung der HWB oder KWB (siehe Kap. 4.1.) kann nur auf Basis einer geschätzten Moorverdunstung erfolgen, da keine, zur Berechnung notwendigen, Klimadaten aus dem Moor zur Verfügung stehen. Aber selbst bei Annahme der maximal in den o.g. Ausführungen genannten Jahresverdunstungen von knapp über 1000 mm (n. Blaney- Criddle) ist die KWB, bei einem Niederschlag von rund 1500 mm /a deutlich positiv.

6.6. Stoffhaushalt, Immissionen

Beim Hochmoor Hinterzarten handelt es sich um einen typisch oligotroph, sauren Standort, da ein Hochmoor (=Regenmoor) per Definition ausschließlich über Niederschläge und Depositionen mit Nährstoffen versorgt wird. In den minerotrophen Moorteilen am Rand dürfte der Nährstoffeintrag über Grund- und Hangwässer eher gering ausfallen, da es sich erstens um basenarme, silikatische Wässer (wegen saurer Grundgesteine) handelt und zweitens keine intensive Landwirtschaft im Einzugsgebiet betrieben wird. Hierbei ist aber zu beachten, dass die extremen Hochmoorstandorte schon auf kleinere Eutrophierungstendenzen, z.B. durch verstärkte N-Immissionen, empfindlich reagieren können.

Man erkennt im Umkreis des Mittelsteges im Hinterzartener Moor (Abb. 6.2.), wo auch die Probenahme stattfand, eine üppigere Vegetation als in den übrigen Moorteilen. Dies könnte durch zusätzlichen Nährstoffeintrag vom Steg her begründet sein. Die Messprofile müssten dann leicht erhöhte pH- Werte sowie höhere Ionengehalte als in Hochmooren üblich aufweisen. Darüber hinaus fehlt unter dem Steg die Vegetation, was die Entnahme der eingetragenen Nährstoffe zusätzlich verringert.

Tabelle 6.1. : UBA- Daten zu Stoffkonzentrationen im Niederschlag, Station Schauinsland
1995- 1999 (Ionengehalte in mg/l) (UBA 2001)

	NS (mm)	pH- Wert	LF (μS/cm)	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	SO ₄ ⁻	XSO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻
1995	1973.70	4.68	15.26	0.49	0.20	0.02	0.09	0.02	1.40	1.35	1.31	0.44
1996	1474.90	4.73	14.47	0.55	0.17	0.03	0.11	0.02	1.44	1.40	1.48	0.29
1997	1639.20	4.85	11.88	0.52	0.15	0.03	0.14	0.03	1.17	1.14	1.48	0.27
1998	1777.20	4.61	12.62	0.38	0.18	0.04	0.15	0.04	1.30	1.26	1.39	0.32
1999	2096.20	4.85	11.29	0.38	0.14	0.07	0.12	0.02	1.03	1.00	1.28	0.24
2000	1779.90	4.91	11.53	0.46	0.13	0.05	0.24	0.03	1.37	1.34	1.38	0.21

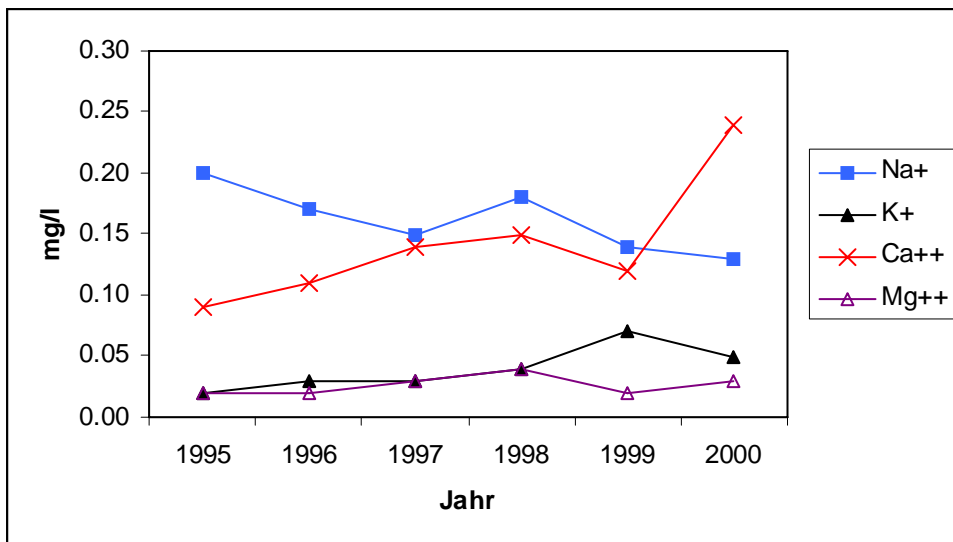


Abb. 6.6. : Kationenkonzentrationen im Niederschlag , Station Schauinsland (UBA 2001)

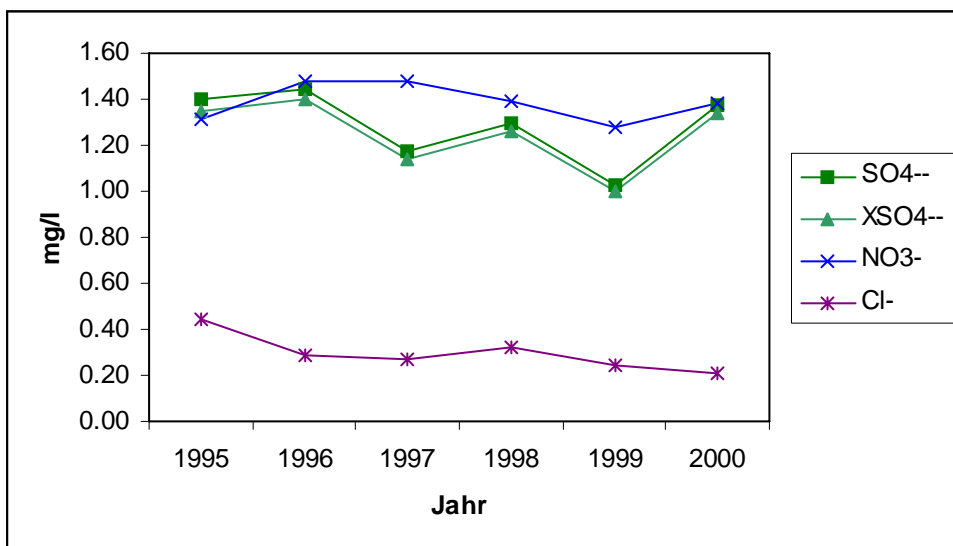


Abb. 6.7. : Anionenkonzentrationen im Niederschlag , Station Schauinsland (UBA 2001)

Die Immissionsdaten des UBA für den Niederschlag auf dem Schauinsland, gemessen von 1995 – 2000, sollen hier als Grundlage dienen zur Interpretation der gemessenen Stoffkonzentrationen im Porenwasser des Hochmoors Hinterzarten. Die Station Schauinsland eignet sich als nächstgelegene (zum Untersuchungsgebiet) in dem UBA-Messnetz gut zu Vergleichszwecken, zumal hier ähnliche Höhenverhältnisse und Klimaeinflüsse zu finden sind.

Die Abbildungen 6.6. und 6.7. zeigen die verschiedenen Konzentrationen einiger wichtiger Kationen und Anionen, die auch alle im Moorwasser beprobt wurden.

Tabelle 6.1. zeigt darüber hinaus noch eine Übersicht über die Daten zu pH- Wert und Leitfähigkeit. Auf die Daten soll an dieser Stelle allerdings nicht näher eingegangen werden, da sie nur zur groben Orientierung bei der Interpretation der Porenwasserdaten dienen sollen (siehe Kapitel 8).

7 Methoden

7.1. Ort, Zeit, Bedingungen der Probenahmen

Erstes Ziel der Arbeit war es, ein Isotopenprofil des Porenwassers an einem Bohrloch / Rohr im Moorkörper aufzunehmen. Dafür benötigte man Porenwasserproben aus verschiedenen Tiefen. Dies sollte im Sinne des Naturschutzes möglichst störungsarm durchgeführt werden (keine großen Bohrlöcher, NSG- Grenzen beachten). Im Hochmoorzentrum bot sich hierfür der Mittelsteg (Karten) an .

Die erste Probenahme (Profilproben 1-10) wurde am 28. 6. 2008 zwischen 08.00 Uhr und 11.30 Uhr vorgenommen. Die Profile wurden unmittelbar in Nähe des Mittelstegs im Hochmoor Hinterzarten beprobt, da man hier optimaler Zugang ins zentralere Moor gewährleistet ist und man vom Steg aus sicher arbeiten kann. Das Wetter war sonnig und warm, die Temperatur am Probenahmeort stieg während der Probenahme stetig. Eine zweite Probenahme (Profil 11) wurde am 11.07. 2008 im Rahmen einer Studentenexkursion durchgeführt, bei zunächst warmen und sonnigem Wetter (25°C) am Nachmittag (ca. 15-16 Uhr).

7.2. Porenwasserpumpe

Für die angestrebten Ergebnisse musste eine Methode gefunden werden, mit der sich Porenwasser im Torf aus verschiedenen Tiefen zur Oberfläche pumpen lässt. Aus Kosten- und Zeitgründen sollte die Methode einfach und schnell (im Feld) anzuwenden und dennoch effektiv sein. Besonders galt es Vermischungen im Bohrloch bzw. Rohr zu vermeiden und ein problemloses Eindringen und Herausziehen der Pumpvorrichtung in den Torfkörper sicherzustellen.

Eine gute Lösung ergab schließlich die Wahl eines mit Metallspitze versehenen und skalierten Kupferrohres (Durchmesser innen /ausen,13mm/15mm; 2.50m Länge plus ca. 1m Verlängerung), dargestellt in Abb. 7.1.. Dieses wurde oberhalb der Spitze mit 2mm-Bohrungen auf ca. 10 cm Länge verfiltert. Vom verfilterten Teil des Rohres läuft ein PVC-Schlauch durch das Rohr nach oben und wird später an eine peristaltische Pumpe angeschlossen. Zur Vermeidung der Mischung im Rohr wird schließlich oberhalb der Verfilterung mit eingespritztem Silikon abgedichtet. Über einen zweiten Schlauch kann das Wasser nun von der Pumpe in ein Gefäß geleitet werden.

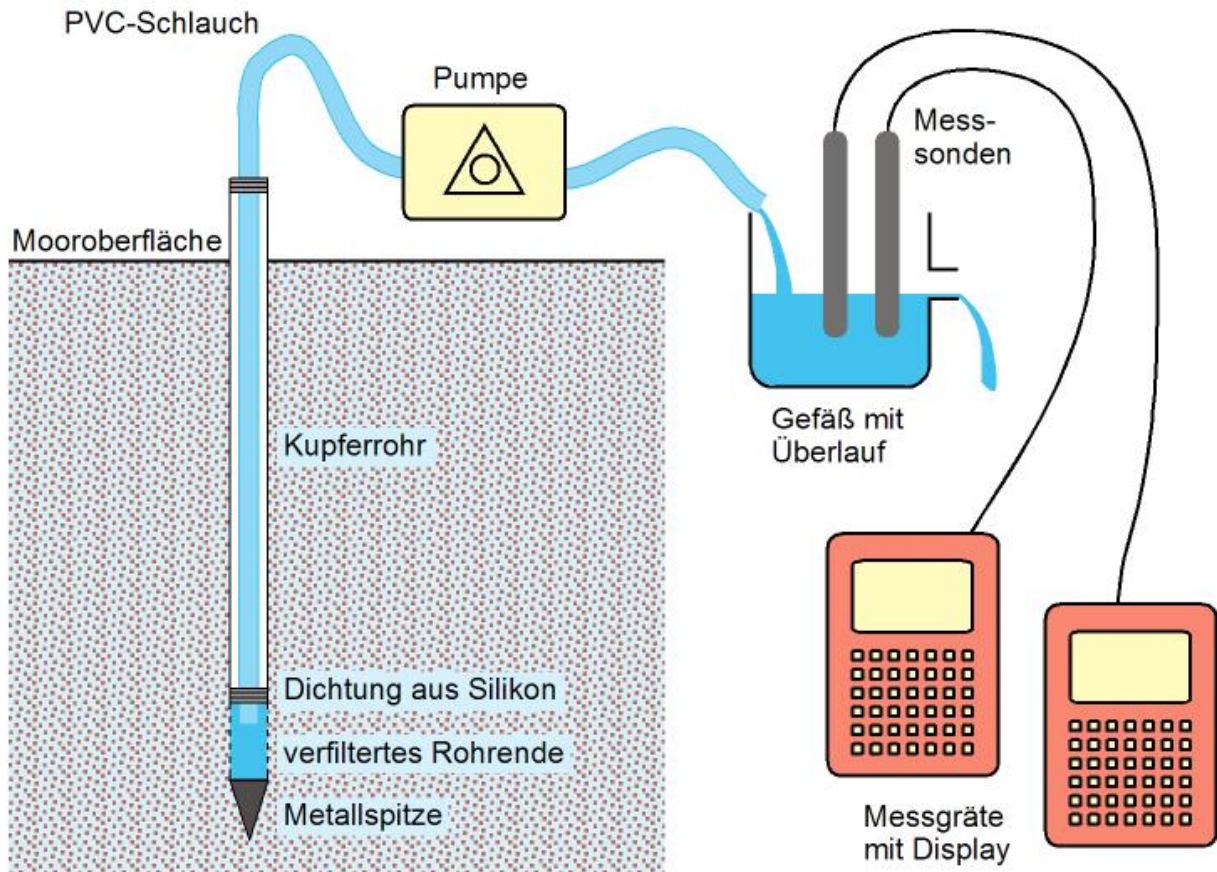


Abb. 7.1.: Skizze Porenwasserpumpe (hier : Feldparametermessung mit Durchlaufzelle)

7.3. 18-O im Niederschlag, Fraktionierung

Die Grundlage der Methodik ist die unterschiedliche charakteristische Isotopensignatur verschiedener Wässer, abhängig von deren Bildungsbedingungen bzw. Herkunft, sowie die Konservierung dieser Signatur in Grundwasseraquiferen, bzw. Moorwasserkörpern (siehe Cook et. al 2003, S 303).

Für Untersuchungen mit natürlichen Tracern besonders gut geeignet sind die stabilen Isotope des Wassers selbst, da sie sich konservativ verhalten und als ideale Tracer bezeichnet werden können. Der quasi dauer- und flächenhafte Eintrag der natürlichen Isotope mit dem Niederschlag ermöglicht außerdem die Betrachtung großer Raum- und Zeitskalen.

Die schweren, stabilen Isotope des Wassers sind die des Wasserstoffs (2-H bzw. Deuterium) sowie des Sauerstoffs (18-O), wobei für diese Arbeit nur eine umfangreiche 18-O- Analyse

möglich war. Die Isotope werden in einem bestimmten Verhältnis zueinander mit dem Niederschlag eingetragen. Das ungefähre Verhältnis von schwerem (^{18}O) zu leichtem Sauerstoff (^{16}O) z.B. beträgt etwa $190 \cdot 10^{-5}$ (Moser, Rauert 1980). Die jeweils genauen Verhältnisse dieser Isotope zum entsprechenden leichten Isotop (Delta- Wert) sowie das Verhältnis der Isotope zueinander werden durch die Niederschlags-Bildungsbedingungen in der Atmosphäre sowie im Niederschlagsgebiet bestimmt. Es kommt zur sogenannten Fraktionierung. Fraktionierung bedeutet also, dass schwere/leichte Isotope bei verschiedenen Prozessen „bevorzugt“ werden. So neigen leichte Isotope eher zur Evaporation als schwere, bei der Kondensation ist dies umgekehrt. Hieraus ergeben sich verschiedene Fraktionierungseffekte (hier in Bezug auf ^2H und ^{18}O):

Bei Verdunstung reichern sich schwere Isotope im Wasser an, bei Kondensation ab. Beim Gefrieren findet analog eine Abreicherung der schweren Isotope im flüssigen Wasser statt. Diese bei Phasenübergängen des Wassers stattfindende Fraktionierung der Isotope beruht im Grunde auf Unterschieden der verschiedenen „schweren“ Wässer in Dampfdruck und Schmelzpunkt. Diese Fraktionierung bei Phasenumwandlung ist temperaturabhängig und nimmt bei abnehmender Temperatur zu (unter sonst gleichen Bedingungen). Des Weiteren ist zu beachten, dass das Verhältnis von ^2H zu ^{18}O sich insbesondere bei wachsender Verdunstungsgeschwindigkeit ändert, was zu einer verhältnismäßig stärkeren Anreicherung von ^{18}O zu ^2H in der Flüssigphase führt (Evaporation Lines). Die Steigung dieser Evaporationlines hängt von der relativen Luftfeuchte ab und ist bei $\text{RH} = 100\%$ gleich 0.

Im Einzelnen ergeben sich aus o.g. Fraktionierungsbedingungen u.A. folgende unterscheidbare Effekte hinsichtlich der Isotopenkomposition des Niederschlags:

- a) Temperatureffekt: mit steigender Temperatur bei der Niederschlagsbildung reichern sich die Niederschläge an, der Dampf ab. Sommerniederschläge sind daher schwerer als Winterniederschläge
- b) Jahreszeiteffekt: Der Jahreszeiteffekt ist eine direkte Konsequenz aus der temperaturabhängigen Fraktionierung bei der Niederschlagsbildung (Kondensation).
- c) Mengeneffekt: Die mengenabhängigen Effekte beruhen darauf, dass schwere Isotope bei Niederschlägen zunächst ausfallen und somit mit zunehmender Menge die Niederschläge abgereichert werden. Auch der sog. Kontinentaleffekt (Ausregnen vom Meer her ins Innere der Kontinente) beruht darauf.

d) Höheneffekt: Der Höheneffekt stellt genommen eine Mischung aus Temperatur- und Mengeneffekt dar (Temperaturabnahme mit der Höhe sowie ausregnen schwerer Isotope bei orographischen Niederschlägen). Nach Moser und Rauert (1980) beträgt der Höheneffekt für die 18- O- Werte -0.25 bis -0.50 ‰ /100 m Höhenzunahme, was allgemein auch für Schneeniederschläge gilt.

Angegeben werden die Isotopenwerte relativ zu den Signaturen von bestimmten Standardwässern (siehe Craig 1961 a). Hier wird der sog. VSMOW- Standard verwendet.

Da das Untersuchungsgebiet in Hinterzarten bei rund 890 m ü. NN liegt, muss man die Werte wegen des Höheneffektes korrigieren. Allgemein liegt der Höheneffekt in einer Größenordnung von rund -0.25‰ bis -0.50‰ /100m (Moser, Rauert 1980) . Neben den Werten vom Katzensteig (765 m ü. NN, 18-O- Werte von -1.48‰ bis -20.12‰ , Mittelwert -8.7‰ , nach VSMOW) sind auch Werte der Station Schweizerhof (720 m ü. NN ü. NN, 18-O- Werte von -0.05‰ bis -21.42‰ , Mittelwert -8.46‰ , nach VSMOW) bekannt (Alle Daten nach IHF, mündl. Mitt. C. Külls, 2008) . Mittelt man nun wiederum die Stationswerte beider Stationen für die Höhen ü. NN und die jeweiligen 18-O-Mittelwerte erhält man einen 18-O- Gehalt von -8.58‰ bei einer mittleren Höhe von 758 m. Für die Höhe des Untersuchungsgebietes bedeutet das eine Abreicherung von 1.32 (-0.25‰) bis

$1.32 * (-0.50\text{‰})$. Der Faktor ergibt sich aus :

$$890 \text{ m} - 758 \text{ m} = \mathbf{132 \text{ m}}$$

$$132 \text{ m} / 100 \text{ m} = \mathbf{1.32}$$

Nach folgender Rechnung

$$-8.58\text{‰} + (1.32 (-0.25\text{‰})) = -9.01\text{‰}, \text{ sowie}$$

$$-8.58\text{‰} + (1.32 (-0.50\text{‰})) = -9.33\text{‰}$$

müsste der Mittelwert im Niederschlagsinput des Moores also zwischen -9.01‰ und -9.33‰ liegen. Bezieht man sich statt auf die Mittelung der bekannten Stationen auf die Einzelwerte ergäbe sich nach oben gezeigter Rechnung für Hinterzarten, bezogen auf Katzensteig, ebenfalls eine Spanne von -9.01‰ bis -9.33‰ , während bezogen auf Schweizerhof die Spanne -8.88‰ bis -9.31‰ beträgt. Eine Mittelung der Einzelwerte ergäbe also ein Minimum von ca. -8.95‰ und ein Maximum von -9.31‰ , bei einem mittleren Erwartungswert von -9.13‰ . Dieser betrüge nach der ersten Rechnung -9.17‰ . Zusammenfassend kann man also davon ausgehen, das der mittlere 18-O- Gehalt des Hinterzartener Niederschlags zwischen -9.10‰ und -9.20‰ liegen dürfte. Auf die Analyse der Maxima und Minima soll an dieser Stelle verzichtet werden, da die Referenzdaten den

Höheneffekt hier nicht gut wiedergeben (zu gross beim Minimum, invers beim Maximum). Dieses könnte durch Überlagerung durch andere Effekte (z.B. Mengeneffekt) begründet sein. Bedeutender für diese Arbeit aber sind die temperaturabhängigen Effekte bei der Isotopenfraktionierung, v.A. der Jahreszeiteffekt (bzw. Temperatureffekt), da dieser nach der Ausgangstheorie in der Isotopenkomposition des Porenwassers verschiedener Jahreszeiten nachweisbar sein müsste. So zeigt Abb. 7.2., exemplarisch, die auf Hinterzartener Höhe (890 m ü. NN) korrigierten (s. unten) 18- O- Werte der Station Katzensteig, die auf einer Höhe von 765 m ü. NN liegt. Auch die Temperaturwerte wurden mithilfe des feuchtadiabatischen Gradienten (-0.65°C/100m) von Katzensteiger Höhe auf die entsprechenden Werte für Hinterzarten korrigiert. Man sieht, dass der Schwankungsbereich beim 18-O im Jahresverlauf der gezeigten Periode etwa – 14.5 ‰ beträgt , die Werte liegen zwischen –3 ‰ und –17.5 ‰. Deutlich erkennbar ist, dass die 18-O- Signaturen mit dem Temperaturverlauf korrelieren (Jahreszeiten, bzw. Temperatureffekt).

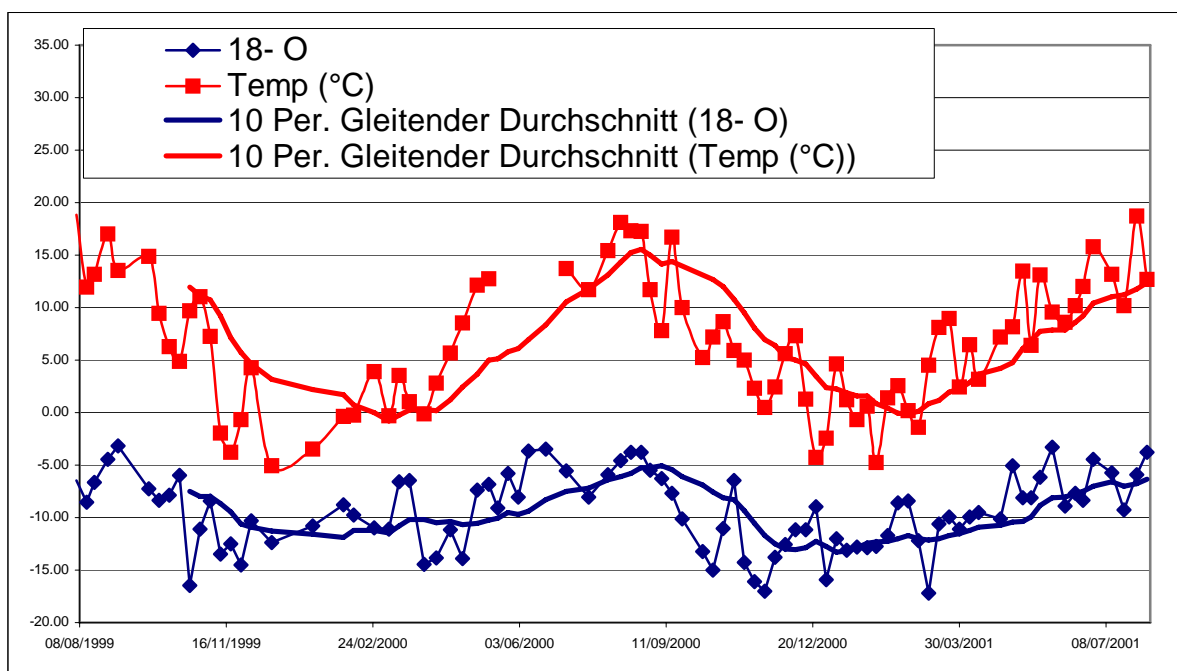


Abb. 7.2. . : 18- O- Werte (in ‰ nach VSMOW) im Niederschlag und Temperaturen, Daten höhenkorrigiert auf Hinterzarten (nach Station Katzensteig)

Die Messung der 18-O- Werte erfolgt massenspektrometrisch, unter Ausnutzung der Massenunterschiede von schwerem und leichtem Isotop. Bei der Probenahme ist darauf zu achten, dass man Verdunstung in der Probeflasche sowie einen Isotopenaustausch mit der Luftfeuchte vermeidet. Daher sollten die Probeflaschen maximal befüllt werden und nicht längere Zeit offen stehen. Die Probemenge sollte mindestens 20 ml betragen (Moser , Rauert 1980).

7.4. Messung der Feldparameter

Für die Bestimmung der Feldparameter pH- Wert, Sauerstoffgehalt, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur wurden die Sensoren in einem möglichst kleinen Gefäß platziert, welches dann von der Porenwasserpumpe mit Wasser gefüllt wird und als Überlaufzelle fungiert. Beim versenken des Rohrs tauscht sich das Wasser im Gefäß dann nach kurzer Zeit aus (weshalb ein möglichst kleines Volumen gewählt werden sollte) und die Sensoren beproben das Wasser der dann aktuellen Tiefe. Um jedoch Vermischungen des Wassers im Bohrloch (und somit ungenaue Messergebnisse) zu vermeiden, sollte man statt mehrerer Parameter gleichzeitig lieber einen Parameter zur Zeit messen, und das Pumprohr dabei zügig in den Untergrund treiben. Diese Methode wurde bei den Messungen von Profil 3 an angewendet. Grundsätzlich ist zu beachten, die Durchlaufzelle nicht der direkten Sonnenstrahlung auszusetzen, da dies die Temperatur und somit auch die Leitfähigkeit sowie den relativen O-Gehalt beeinflussen könnte. Für die Messung der Feldparameter wurden folgende Geräte verwendet:

Tabelle 7.1. : verwendete Messgeräte zur Parameterbestimmung im Feld

Messgerät	Hersteller	Parameter	Temperatur	Fehler	Auflsg.	Fehler Temp.	Auflsg.Temp.	Kalibrierung
pH 325	WTW	pH	ja	+/- 0.01	0.01	+/- 0.1 K	0.1 K	2- Pkt. (pH 4, pH 7)
LF 92	WTW	EC	ja	+/- 0.5 %	0.1 µS/cm	+/- 0.2 K	0.1 K	1- Pkt.
Oxi 330	WTW	O2	ja	1-10 %	0.1 mg/l; 0.1 %	k.A.	0.1 K	Luftkalibr.

Temperaturmessung

Die Temperaturmessung erfolgte mit verschiedenen Geräten als Zusatzparameter. Dies muss beim Vergleich der Profile bedacht werden. Die Lufttemperatur wird 1m über der Bodenoberfläche mit einem trockenen Sensor, bei einem erzeugten Luftstrom von 2m/s gemessen. Falls nichts anderes angegeben ist, werden die Schattentemperaturen genannt. Alle verwendeten Geräte für die anderen Parameter (pH, LF, Sauerstoff) verfügen über eine automatische Temperaturkompensation und messen somit diese ebenfalls .

pH- Messung

Die elektronische Messung des pH- Wertes basiert auf der Ermittlung der Potentialdifferenz zweier Elektroden (Bezugs- und Messelektrode, Bezugselektrode mit festem Potential gegen H- Normal- Elektrode), die in die Wasserprobe getaucht werden.

Für die Messung im Moor wurde eine 2- Punkt- Kalibrierung des Messgerätes bei pH4 und pH7 (pH 7 als Nullpunkt, pH 4 zur Einstellung der „Steilheit“) vorgenommen.

EC- Messung

Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit beruht auf der Ermittlung des elektrischen Widerstandes R. Der reziproke Wert $1/R$ entspricht der elektrischen Leitfähigkeit (Einheit $\mu\text{S}/\text{cm}$ bzw. mS/cm). Sie ist bei konstanter Temperatur eine Funktion der Ionenkonzentration im Wasser (da Wertigkeit und Wanderungsgeschwindigkeit der Ionen konstant sind). Eine Temperaturkompensation erfolgt automatisch.

O₂- Messung

Die Sauerstoffmessung beruht auf der Diffusion von gelöstem Sauerstoff durch eine Kunststoffolie auf eine Goldkathode (Reduktion $\rightarrow\text{OH}^-$) und anschließender Depolarisierung an einer Silberanode (Hydroxylionen werden wieder verbraucht). Die elektrochemische Reaktion wird erfasst und hieraus resultiert der Messwert. Geeicht wird die Sonde mit dem Sauerstoffpartialdruck wasserdampfgesättigter Luft. Die Angaben der Sauerstoffgehalte erfolgen relativ in % (bezogen auf Sättigungsgehalt, temperaturabhängig) oder absolut in mg/l. Probleme können allerdings bei Anwesenheit von H_2S auftreten , da dies zu Silbersulfidabscheidung auf der O- Sonde führt und somit die Messung beeinträchtigt.

7.5. Hydrochemische Profile

Als natürliche, hydrochemische Tracer zur Abtrennung des GW- Einflussbereichs eignen sich nach Siegel und Glaser (2006) v.A. Mg^{2+} und Na^+ , da sie sich weitgehend konservativ (nicht reaktiv) verhalten, während K^+ und Ca^{2+} als Nährstoffe dem Einfluss der Vegetation unterliegen und Fe oder S Reduktionsprozessen ausgesetzt sind. Für die hier angewandte Methodik kann allerdings besonders auch der Einfluss der Vegetation die Eignung als Tracer verbessern (z.B. Kalium), da dieser die zeitliche Einordnung der Maxima und Minima erleichtert (Anreicherung im Winter, Entnahme und Abreicherung in der Vegetationszeit).

Andere Tracer sind, je nach Anwendung, aufgrund der geringen Konzentrationsunterschiede zwischen Niederschlag und Grundwasser (z.B. Cl⁻) schlechter geeignet, z.B. bezüglich der Trennung ombro- und minerotropher Moorbereiche. Als „zusammenfassender“ Tracer kann auch die Leitfähigkeit dienen. Für die genommenen Profile wurde im Labor eine Analyse aller wichtigen Anionen und Kationen vorgenommen, unabhängig von ihrer Eignung als Tracer (konservatives Verhalten).

7.6. Übersicht über die Messprofile

Die Tabellen 7.2. und 8.1. zeigen eine Übersicht über die im Gelände beprobten Messprofile und die jeweils erhobenen Daten und Parameter. Die Beprobungsrichtung war bis auf Profil 1, am Anfang der Messungen, immer von oben aus in Tiefe gehend. Der Grund für die umgekehrte Beprobung im 1. Profil lag lediglich darin, dass im Gelände zunächst einmal die Durchgängigkeit der Messlanze in den Torfkörper getestet wurde. Beim Herausziehen wurde dann das 1. Messprofil erhoben. Grundsätzlich scheint die Beprobungsrichtung von oben nach unten sinnvoller, da man Vermischungen verschiedener im Bohrloch um die Lanze herum vermeiden will. Das Temperaturprofil der 1. Messung deutet jedoch nicht auf große Störeffekte bei umgekehrter Beprobung hin (Profil 1 in Abb. 8.1. und 8.2.).

Tabelle 7.2. : Übersicht über die beprobten Porenwasserprofile

Profil-Nr.	Beprobungsrichtung	Anz. Punkte	Messbereich (cm u. GOF)	Parameter
1	von unten nach oben	12	60cm bis 240cm	pH, O ₂ ,EC, Temp.
2	von oben nach unten	10	40cm bis 200cm	pH, O ₂ ,EC, Temp.
3	von oben nach unten	18	60cm bis 240cm	EC, Temp
4	von oben nach unten	11	40cm bis 200cm	EC, Temp
5	von oben nach unten	19	40cm bis 220cm	pH, Temp.
6	von oben nach unten	5	40cm bis 80cm	pH, Temp.
7	von oben nach unten	22	40cm bis 250 cm	O ₂ , Temp
8	von oben nach unten	8	xx cm bis 185 cm	Laborprobe
9	von oben nach unten	7	10cm bis 180 cm	Laborprobe
10	von oben nach unten	13	40cm bis 240 cm	Laborprobe
11	von oben nach unten	14	40cm bis 170 cm	Alle (inc.Lab.)

7.7. Probleme, Schwierigkeiten

Verschiedene Probleme traten bei der Probenahme auf oder müssen grundsätzlich vermieden werden. So ist es wichtig, dass man stets ein mehrfaches des Schlauchvolumens in jeder Tiefe vorpumpt, um auch das richtige Wasser der entsprechend gewählten Tiefe zu beproben. Außerdem sollte die Durchlaufzelle zur Messung der Feldparameter im Schatten platziert werden, um eventuelle Verfälschungen der Temperaturmessung auszuschließen; obwohl das Risiko durch die geringe Wassermenge und den schnellen Durchlauf in der Zelle ohnehin gering einzuschätzen ist. Isotopenproben und hydrochemische Daten sollten möglichst aus einem Profil erhoben werden, was bei der Probenahme am 28.06. leider nicht beachtet wurde. Alle Profile liegen aber nahe zueinander am Mittelsteg, was einerseits eine gewisse Vergleichbarkeit der Profile gewährleistet, andererseits aber eine Störung der Messungen durch o.g. Effekte am Steg darstellt (Nährstoffeintrag, fehlende Vegetation unter Steg), will man den Zustand eines ungestörten Hochmoores untersuchen.

Neben diesen Problemen muss man bei der Interpretation der Daten stets bedenken, dass die Probenahme via Pumpe an sich zu einer gewissen Mischung von Wässern verschiedener Tiefe führen kann, bedingt durch duale Porosität (Blodau, Moore 2002 oder Ours et al. 1997, s. auch Kap. 3.1.).

7.8. Grafische Analyse der Profile

Da das Moor als theoretisch als poröses Medium ohne turbulente Flüsse aufgefasst werden kann, kann man den Wasserfluss im Torf angenähert nach dem Darcy- Gesetz kalkulieren, auch wenn dies aufgrund der o.g. Studien von Siegel et al. (1996) und Blodau und Moore (2002) nicht zwangsläufig zu eindeutigen oder reproduzierbaren Ergebnissen führen muss oder kann. Ohne Vorkenntnisse über die Hydrologie des Moores bietet die hier gezeigten methodischen Ansätze aber eine einfach im Gelände anzuwendende Möglichkeit verschiedene Parameter des Moores angenähert abzuschätzen .

Schaut man sich die Tiefen unter GOF an, in denen die Konzentrationspeaks zu finden sind , kann man hieraus evtl. Rückschlüsse auf Sickergeschwindigkeiten, Durchlässigkeiten des Torfes und Grundwasserneubildungsraten ziehen. Kennt man die entwässerbaren Porosität, ließe sich z.B. mit Hilfe der Abstände zwischen den Peaks im Profil die halbjährliche (bzw. jährliche) Versickerung nach folgender Gleichung abschätzen:

$$I(x_n) = P^* \cdot x_n \quad [\text{mm}]$$

Mit $I(x_n)$ = Infiltriertes Wasservolumen im Abschnitt n , P^* = entwässerbare Porosität im untersuchten Abschnitt n , x_n = Abstand zwischen den Peaks, die den Abschnitt n begrenzen (siehe Abb. 8.20.)

Bei einer entwässerbaren bzw. effektiven oder nutzbaren Porosität von (P^*) 40% erhält man nach der o.g. Gleichung dann z.B. beim 18-O- Profil Nr.10 (Abb. 8.21.) folgende Versickerungsmenge für den Zeitraum zwischen Winter 07/08 und Sommer 07, mit einem Abstand x von 40cm (=400mm):

$$0.4 \cdot 400 \text{ mm} = 160 \text{ mm}$$

Für die Jahresversickerung schaut man sich analog den Abstand zwischen zwei aufeinanderfolgenden Maxima bzw. Minima an und multipliziert mit der mittleren entwässerbaren Porosität. Da man die entwässerbare Porosität nicht kennt, muss diese geschätzt werden. Die Beziehung zwischen I und x ist für verschiedene P^* in Abb. 7.4. dargestellt.

Setzt man ein gleichmäßiges perkolieren der infiltrierten Volumina voraus müssten sich auch die Konzentrationsmaxima bzw. Minima gleichmäßig nach unten bewegen. So könnte man, nach dem Darcy- Gesetz (s. z.B. Hoelting 1996), aus den Abständen x_n dann auch eine ungefähre Sickergeschwindigkeit (genauer: die mittlere Abstandsgeschwindigkeit v_a) bzw. die Filtergeschwindigkeit v_f - Wert abschätzen, in dem man den Abstand in cm durch Division von einem bzw. einem halben Jahr auf 1 sec. umrechnet, also z.B.

$$v_a = x_n / (365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60) \text{ sec.} \quad [\text{cm/sec}]$$

für ein Jahr. Daraus ergibt sich dann für die Filtergeschwindigkeit v_f nach Darcy (siehe z.B. Hoelting 1996):

$$v_f = v_a \cdot P^* \quad [\text{cm/sec}]$$

Für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit gilt dann: $k_f = v_f / J$ mit dem , hier unbekanntem, hydraulischen Gefälle J .

Die Beziehung x_n (pro Jahr, also Differenz zwischen zwei Maxima oder Minima) zu v_a und v_f für verschiedene P^* ist in Abb. 7.3. grafisch dargestellt.

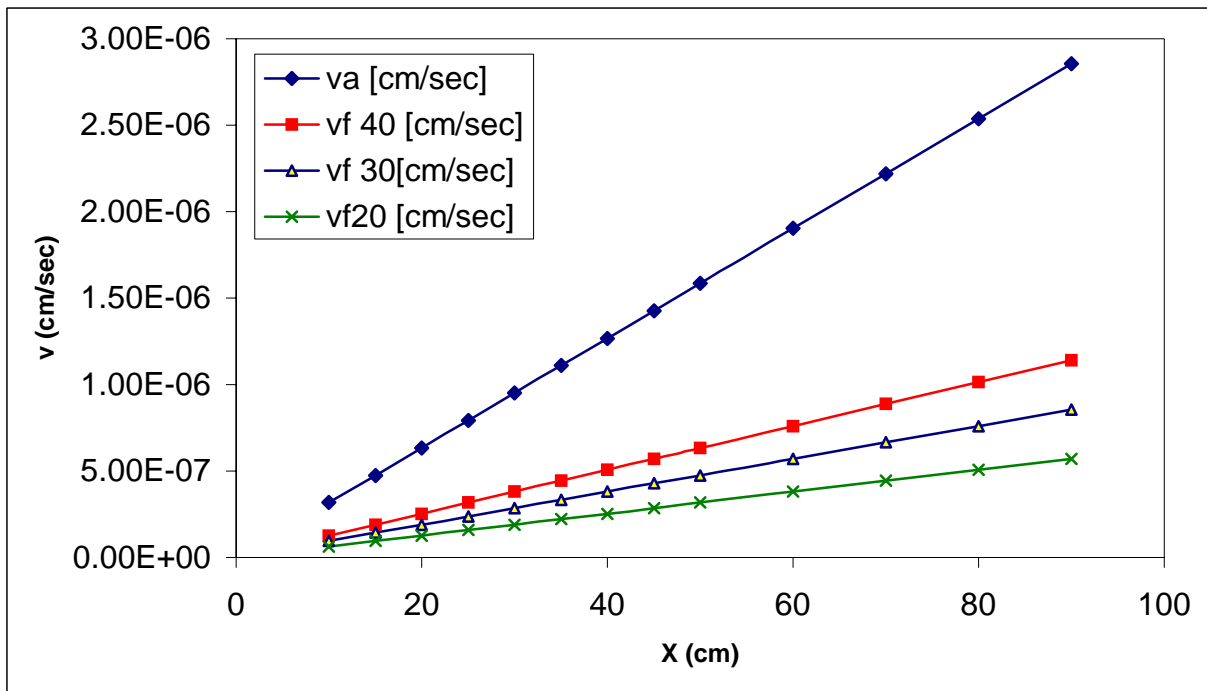


Abb. 7.3. : Sickergeschwindigkeiten für verschiedene Abstände zwischen zwei aufeinanderfolgenden Maxima oder Minima (1 Jahr), v_f für verschiedene P^* (z.B. $v_f 40$ für $P^* = 0.4$)

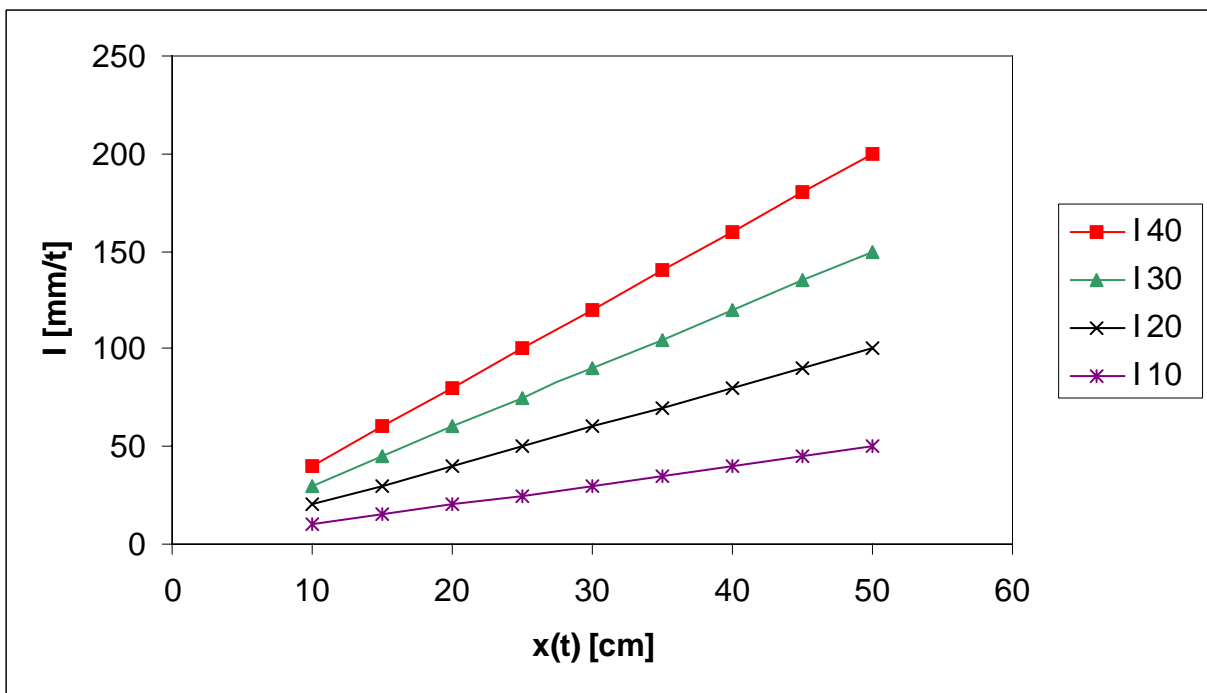


Abb. 7.4. : Infiltration pro Zeiteinheit für verschiedene Peakabstände für variierende entwässerbare Porositäten (z.B. I40= Infiltration bei 40% P^*)

8. Darstellung und Analyse der Ergebnisse

8.1. Beobachtungen an den Messprofilen

Tabelle 7.1. zeigt eine Übersicht über die beprobten Profile (incl. Profil- Nr.) sowie die jeweils gemessenen Parameter.

Folgende Auffälligkeiten ließen sich während der Probenahme beobachten(siehe auch Tab. 8.1.): In Tiefen unterhalb von 80 cm unter GOF konnte bei vielen Messpunkten H₂S- Geruch festgestellt werden, was für stark reduzierende Verhältnisse spricht . Bei der Isotopen-Probenahme (Profil 8a, durch Messfehler ohne Tiefenangaben) östlich des Stegs ist man in ca. 1.85 Tiefe auf mineralischen Untergrund (Sande) getroffen. Daher konnten hier keine tieferen Proben entnommen werden (Widerstand, Sand verstopfte Pumpe).

Des weiteren war an verschiedenen Messpunkten Gasblasenbildung im gepumpten Wasser zu erkennen. Zu den eventuell auftretenden Problemen bei Multi- Parameter- Profilen finden sich Erläuterungen im Kapitel 7 .

Tabelle 8.1. . Bemerkungen zu den Porenwasserprofilen

Profil-Nr.	Bemerkungen
1	Multi-Parameter-Probe,deutlicher H ₂ S Geruch unter 120 cm
2	Multi-Parameter-Probe,z.T. H ₂ S Geruch, Gasbild. bei 1.80 u. GOF
3	
4	starke Trübung bei 90cm u. GOF
5	
6	Abbruch bei 80cm , weil Durchlauzzelle unbemerkt umgekippt
7	
8	Fehler bei Tiefenermittlung !!! , mineralischer Untergrund bei 1.85 m unter GOF
9	Probenkennzeichnung HM-I-09-15
10	Probenkennzeichnung HM-II-01 bis HM-II-13
11	Probenkennzeichnung HM-11-01 bis HM-11-14

8.2. Temperatur

Die Temperaturmessungen wurden bei allen anderen Feldparameter- Profilen parallel durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 8.1. dargestellt. Bei allen Profilen liegt der am tiefsten gelegene Messpunkt erwartungsgemäß auch in der Temperatur unter dem höchstgelegenen Messpunkt. Die Profile 1, 5, 6 und 7 zeigen auch einen stetigen Abwärtstrend übers gesamte Profil (Abbildung 8.2., Typ 1), während sich bei den anderen

Profilen (Abbildung 8.3., Typ 2) Peaks mit höheren Temperaturen in verschiedenen Tiefen zeigen. Auffällig hierbei ist, dass bei allen Profilen ein derartiger Peak zwischen 1.50 m und 2.00 m unter GOF auftritt. Darüber hinaus finden sich bei den Profilen 3 und 4 sekundäre Peaks zwischen 1.00 m und 1.50 m unter GOF. Auch unterhalb von 2 m findet sich in entsprechend tief beprobten Profilen entweder ein Anstieg der Temperatur (Profile 6 und 3) oder ein sich einstellender Konstantwert (Profil 7). Nur Profil 1 zeigt ein weitgehend gleichmäßiges Absinken der Temperatur bis zum tiefsten Punkt. Die Profile des unregelmäßigen Typs 2 deuten evtl. auf Makroporenflüsse hin, die wärmere Wässer von der Oberfläche schnell in die Tiefe leiten.

Die Temperaturen der oberen Bereiche zeigen eine steigende Tendenz mit steigender Profil-Nummer. Dies ist durch die steigenden (bedingt durch zunehmende Sonnenstrahlung) Oberflächen bzw. Lufttemperatur im Verlauf der Probenahme begründet. Mit dem Wärmehaushalt des Moorkörpers (vgl. Bodenwärmehaushalt feuchter Böden) lässt sich auch die größere Temperaturspanne in 0.50 m Tiefe, verglichen mit der Spanne in 2.00 m Tiefe, erklären. Die Schwankungen der Oberflächentemperaturen im Tagesverlauf wirken sich hier schon sichtbar bis in 60-80 cm Tiefe aus, obwohl die Probenahme nur am Vormittag vor 12.00 Uhr erfolgte. Die Tatsache, dass die Profile generell eine Temperaturabnahme mit der Tiefe zeigen (v.A. beim von unten nach oben beprobten Profil 1) sowie die deutlich niedrigere Temperaturspanne der tiefsten jeweils Messpunkte (im Vgl. zu den oberen Messpunkten) können als Hinweis für die Funktionalität der Messmethode betrachtet werden. Eine starke vertikale Vermischung des Wassers im Einstichloch hätte diese Effekte vermutlich verwischt.

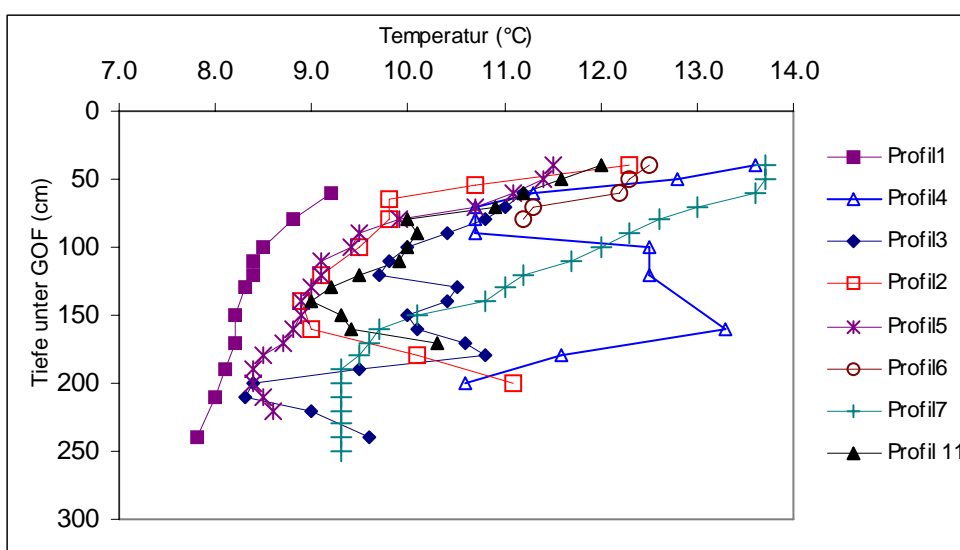


Abb. 8.1.: Temperatur – Profile, Übersicht

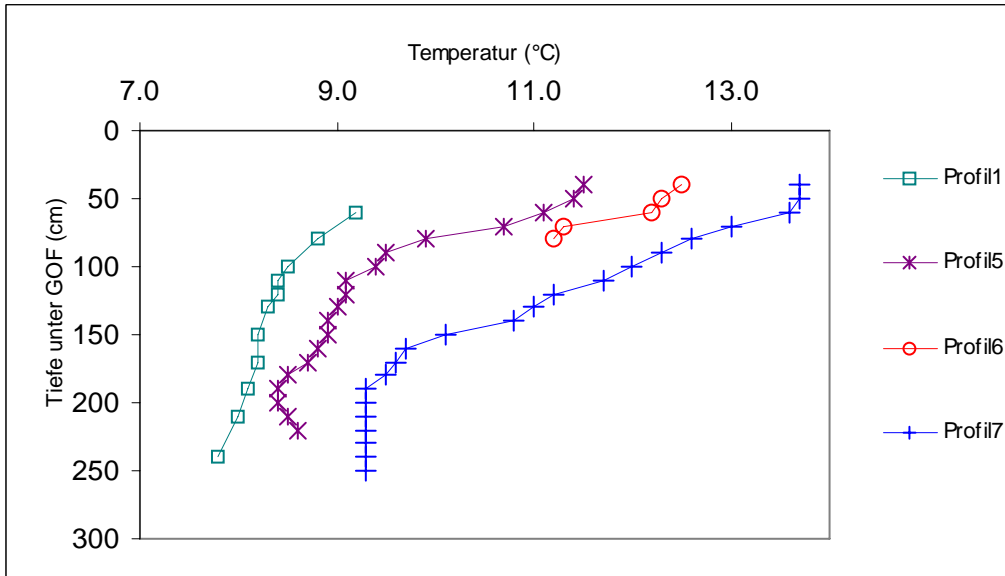


Abb. 8.2. : Temperatur – Profile , Typ 1

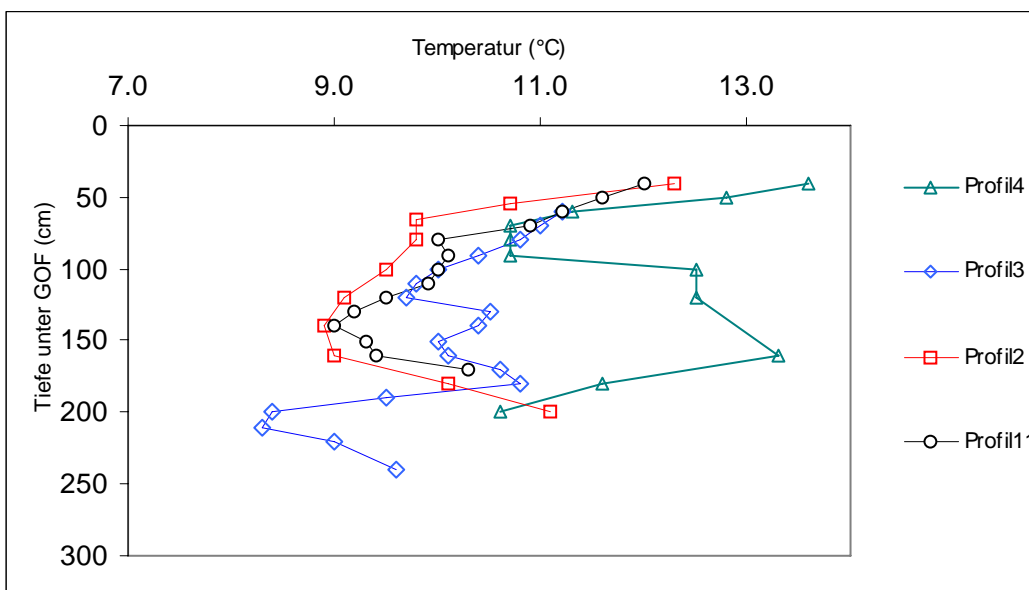


Abb. 8.3.: Temperatur – Profile , Typ 2

8.3. Ionen (incl. Leitfähigkeit, pH- Wert) und O₂

8.3.1. pH- Profile

Die pH- Profile zeigen mit Ausnahme einer Probe (Profil 1 in 60 cm unter GOF) Werte zwischen 4.1 und 4.9 . Aufgrund der Multi- Probenahme bei den Profile 1 und 2 besteht hier eine erhöhte Unsicherheit der Ergebnisse. Dennoch lässt sich insgesamt erkennen, dass der

pH- Wert der Porenwässer an den beprobten Standorten in allen Tiefen im wesentlichen zwischen 4.15 und 4.5 liegt. Der pH- Wert in Hochmooren (je nach Torfart) liegt nach Succow, Joosten (2001) zwischen 2.7 und 4.8. Somit liegen die gemessenen Werte am oberen Rand, was auf Zwischenmoortorfe bzw. zusätzlichen Nährstoffeintrag schließen lässt. In diesem Fall könnte der Eintrag vom Besucher- Steg für eine erhöhte Basensättigung (und somit einem höherem pH- Wert) verantwortlich sein. Ein abnehmender Tiefentrend zeigt sich nur minimal, mit Ausnahme des Profils 1.

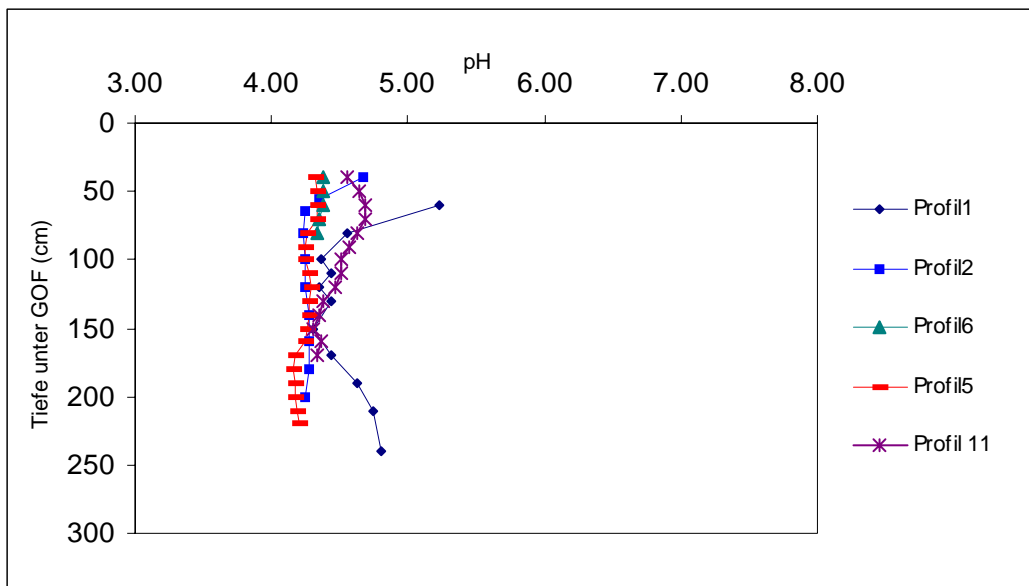


Abb. 8.4.: pH- Profile, Übersicht

8.3.2. Kationen

Den Hauptanteil an der Kationensumme bilden Ca (2.7–10.8 mg/l) und Na (4.5-7 mg/l, wenn man einen Ausreißer nach unten vernachlässigt). Saisonal nimmt auch der Kalium- Anteil im Porenwasser zu und steigt auf über 5 mg/l. Insgesamt übersteigen die Kationengehalte im Moor die des Inputs durch den Niederschlag deutlich. So finden sich im Porenwasser Ca-Gehalte zwischen 2.7 und 10.8 mg/l, während die Niederschlagsimmissionen zwischen 1995 und 1999 auf dem Schauinsland maximal 0.25 mg/l enthielten. Ein zusätzlicher Eintrag in den Messprofilen durch den Steg bzw. dessen Benutzung könnte der Grund sein, was sich auch bei den pH- Werten andeutete und durch die üppigere Vegetation am Steg gestützt wird. Auffällig ist die sehr unterschiedliche Streuung der verschiedenen Kationen innerhalb der Messprofile: So ist diese beim Kalium außerordentlich groß, die Messwerte liegen zwischen 0.2 und 6.8 mg/l, innerhalb desselben Profils immer noch zwischen 0.27 und 5.89 mg/l. Beim Magnesium und Natrium sind die Werte innerhalb des Profils dagegen ziemlich konstant und unterliegen nur geringer Streuung. Es zeigt sich außerdem die Tendenz zur

Konzentrationszunahme mit der Tiefe unter GOF, mit Ausnahme der des Kaliums. Die steigenden Konzentrationen mit der Tiefe werden vermutlich durch Einflüsse des Niedermoororfes oder gar des mineralischen Untergrundes bzw. darin enthaltener Wässer ausgelöst, durch kapillaren Aufstieg und/oder Diffusionsprozesse. Die Kaliumprofile zeigen deutliche periodische Tendenzen, begründet durch die Aufnahme der Vegetation in der Vegetationszeit. Dadurch erklären sich dann auch die oben erwähnten, großen Streuungen. Da dass K^+ sich sehr mobil verhält im Moor ist es außerdem überwiegend im Porenwasser zu finden und nicht an den Austauschern des Torfes. So können die Kaliumprofile eventuell zur zeitlichen Einordnung der anderen Profile nach Sommer und Winter dienen. Auffällig sind darüber hinaus die plötzlich auftretenden, periodisch wechselnden, relativ extremen Peaks unterhalb von 1.80 m bei den zweiwertigen Kationen. Zwischen den Einzelpunkten ergeben sich große Spannen, nachdem die Profile bis dahin relativ konstant verliefen. Beim Natrium zeigen sich diese Peaks nicht. Diese Peaks in der Tiefe deuten auf saisonalen, kapillaren Aufstieg höher mineralisierter Wässer hin (z.B. in Trockenperioden).

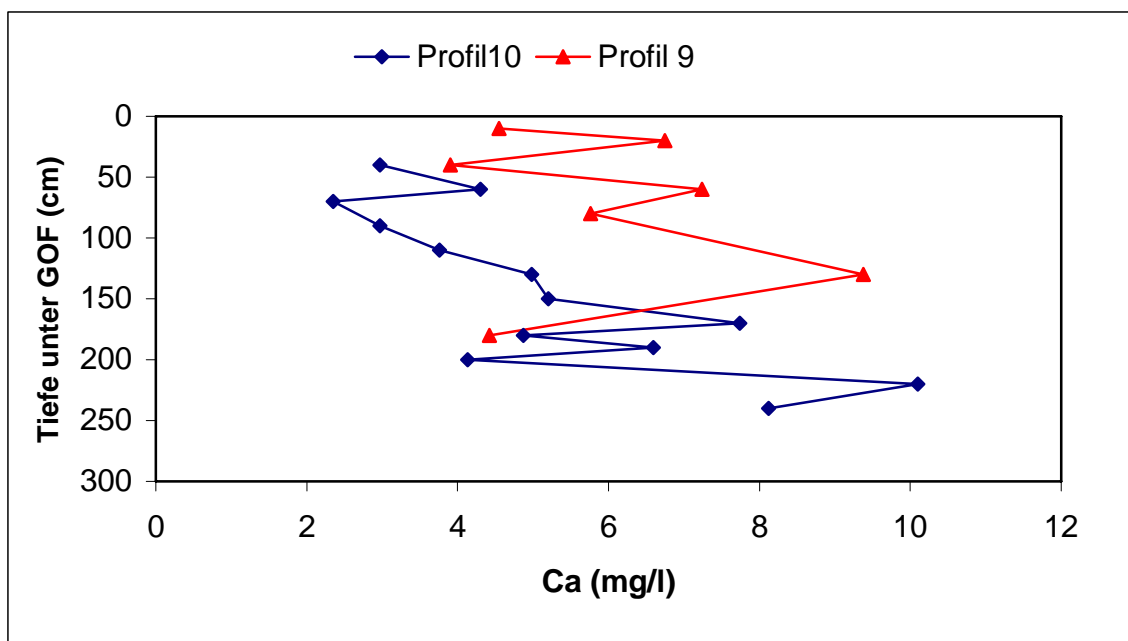


Abb. 8.5.: Calcium- Profile

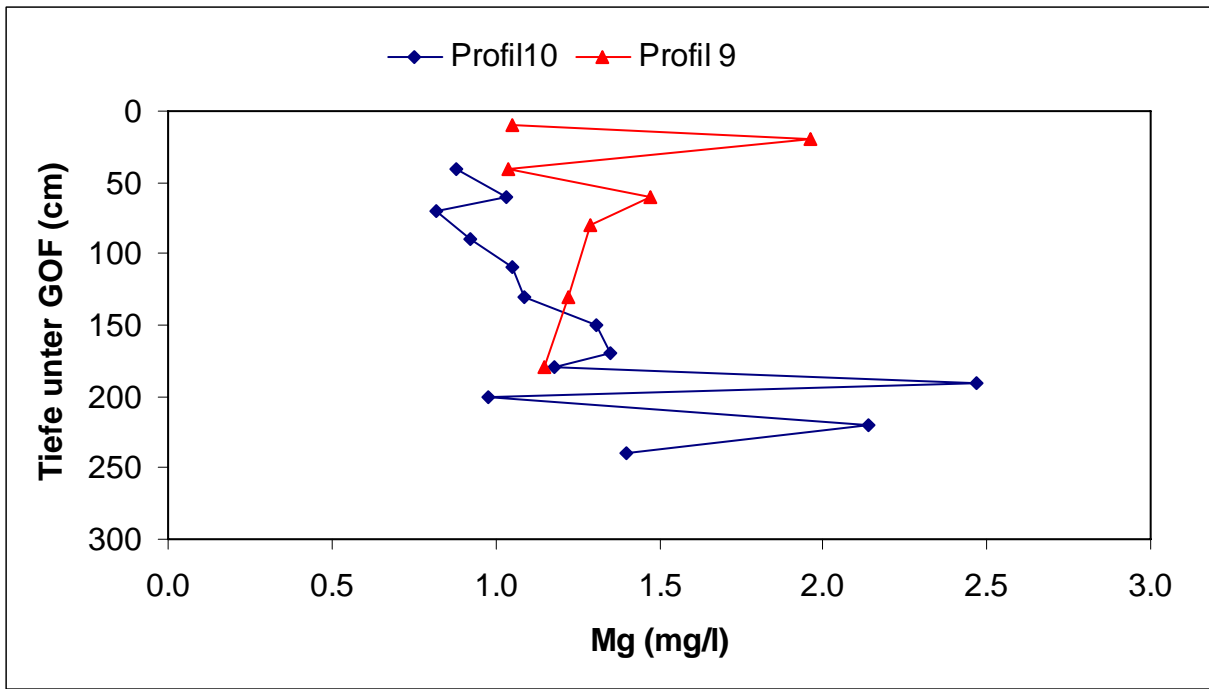


Abb. 8.6.: Magnesium- Profile

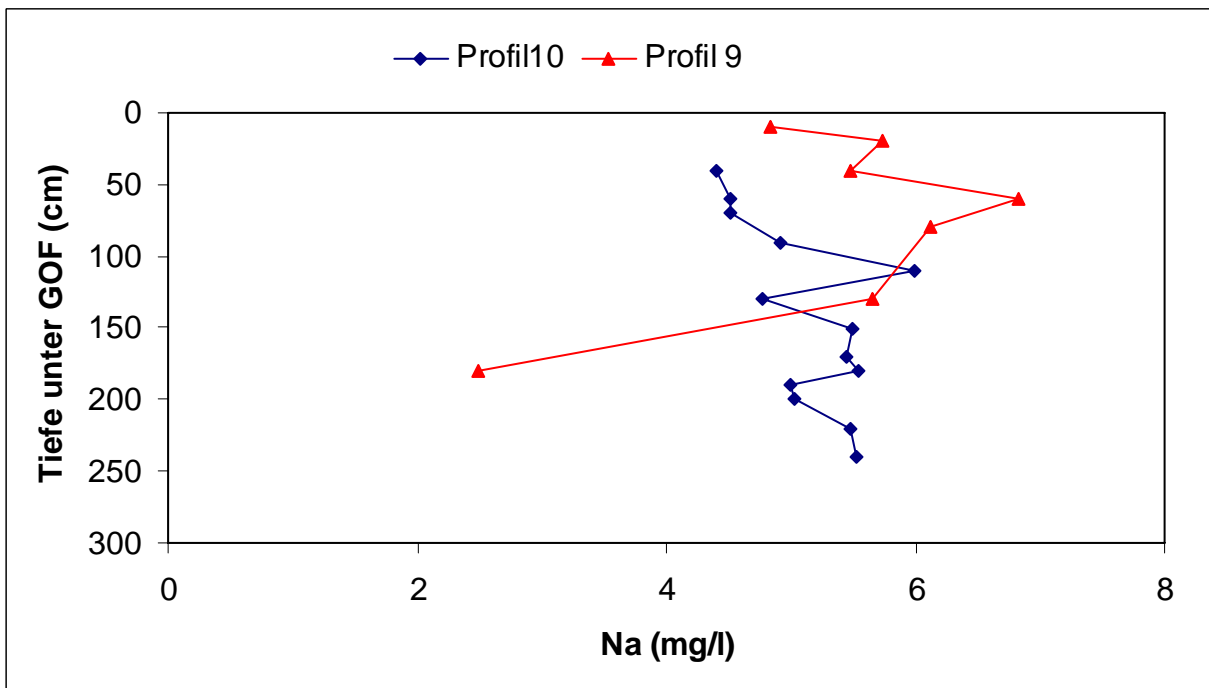


Abb. 8.7.: Natrium- Profile

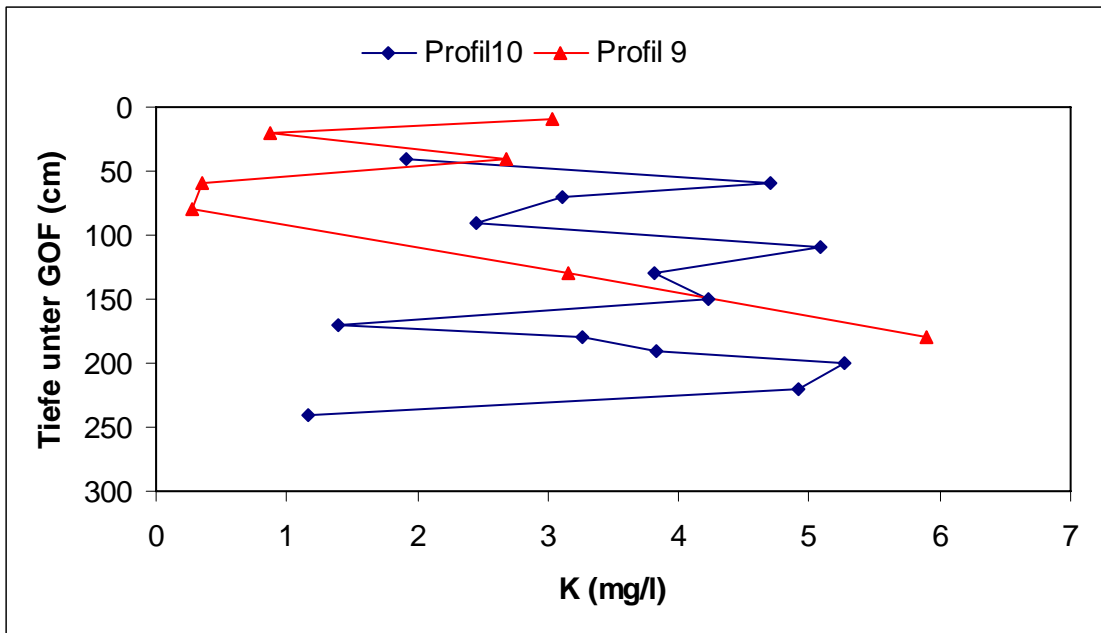


Abb. 8.8. : Kalium- Profile

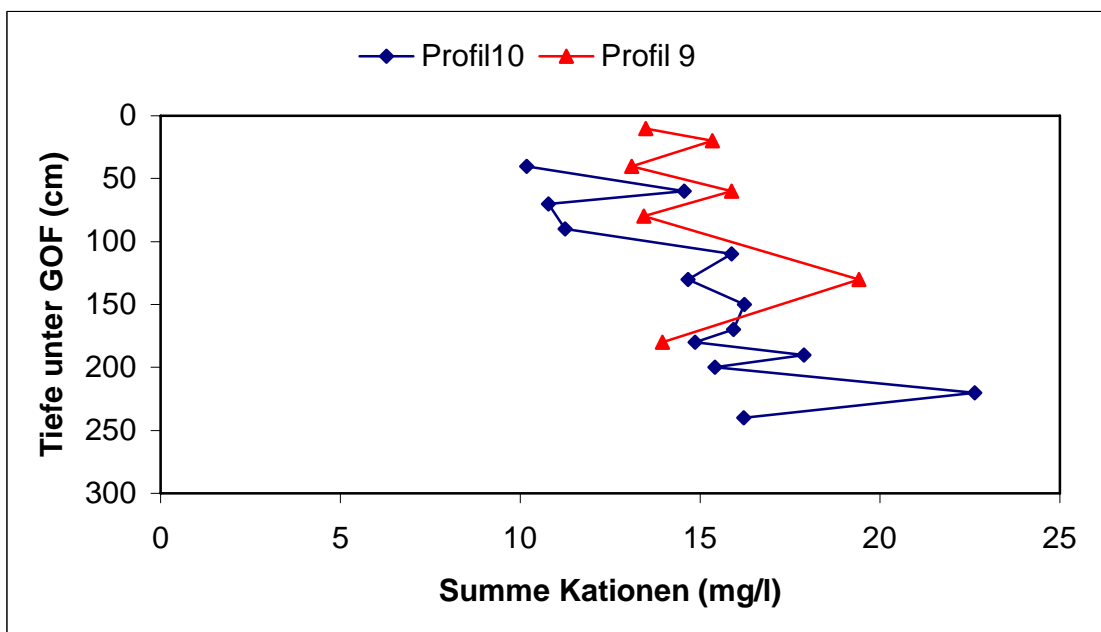


Abb. 8.9. : Summe Kationen, Profile

Abb. 8.10. zeigt die auf den Mittelwert normierten K und Ca – Werte eines Profils. Hier lässt sich zum Einen deutlich die saisonale Schwankung der Kalium- Profile erkennen. Zum Anderen sieht man eine tendenzielle Zunahme der Ca- Gehalte mit der Tiefe. Schaut man sich die Abstände zwischen den Kaliummaxima und Minima (Abb. 8.11.) an, sieht man, dass diese sehr gleichmäßig sind und sich nicht nach unten verengen, wie z.B. beim 18-O oder den Gesamtionengehalten zu beobachten (siehe Abb. 8.20., 8.21.). Nach der oben beschriebenen grafischen Methode zur Abschätzung der Versickerung ergäben sich aus

dem K- Profil mit den Abständen von 40- 50 cm zwischen zwei Maxima bzw. Minima (Abb. 8.11.) bei einer P_e von 30 % Werte von 120-160 mm/a (siehe Abb. 7.4.) .

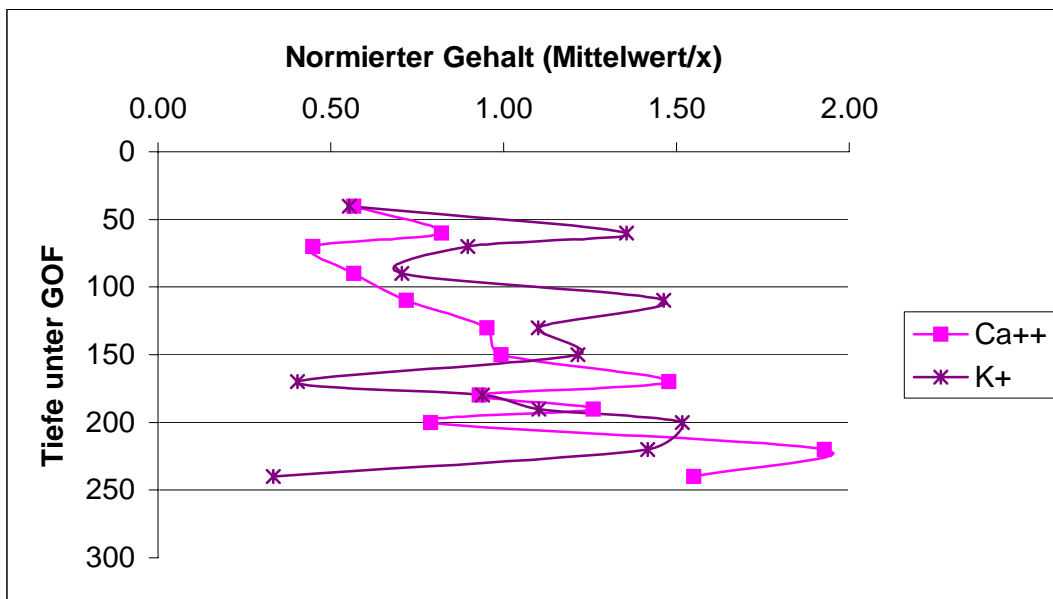


Abb. 8.10. : Auf jeweiligen Mittelwert normierte Profile von Calcium und Kalium

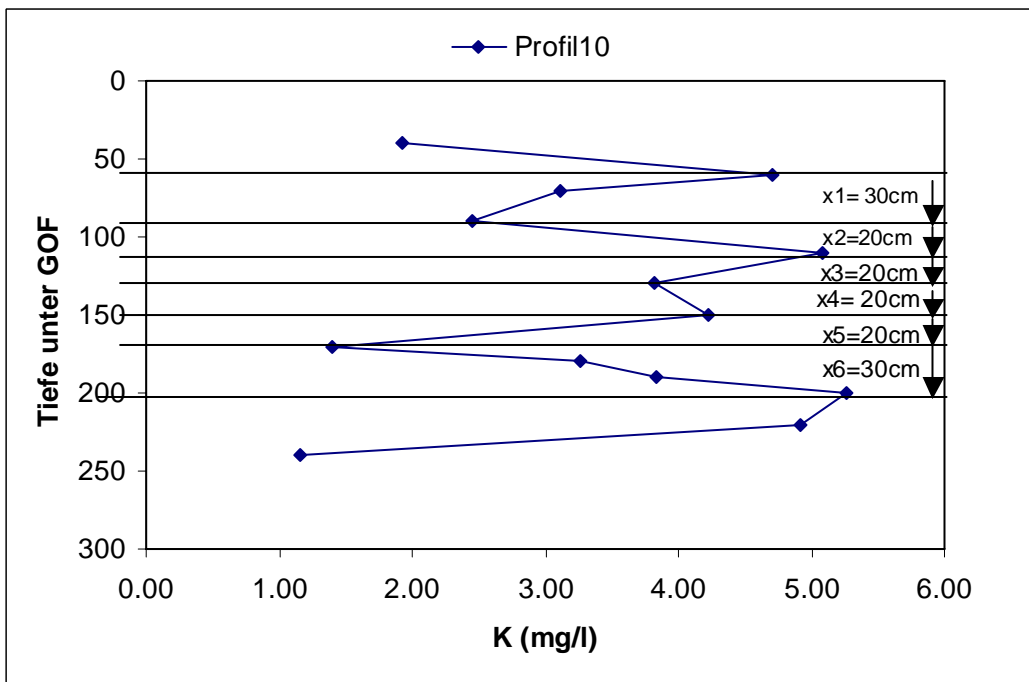


Abb. 8.11.: Grafische Analyse des Kalium- Profils Nr. 10

8.3.3. Anionen

Auch die Anionengehalte des Porenwassers liegen über denen des Niederschlags, wie auch bei den Kationen zu beobachten war. Die Anionenwerte zeigen periodische Peaks mit relativ großen Ausschlägen bei einer tendenziell leichten Zunahme der Gesamtgehalte mit der Tiefe. Vergleicht man die Abb. 8.12. und 8.14. miteinander, fällt auf, dass der Gesamtgehalt der Anionen klar vom Hydrogencarbonat- Input bestimmt wird. Der Cl^- - Gehalt (Abb. 8.12.) ist relativ konstant mit der Tiefe und zeigt eine leichte Zunahme. Dieses wurde auch schon bei verschiedenen Kationen (v.A. Na^+) beobachtet und weist auf Grundwassereinfluss (vermutlich über Diffusion, also indirekt) hin.

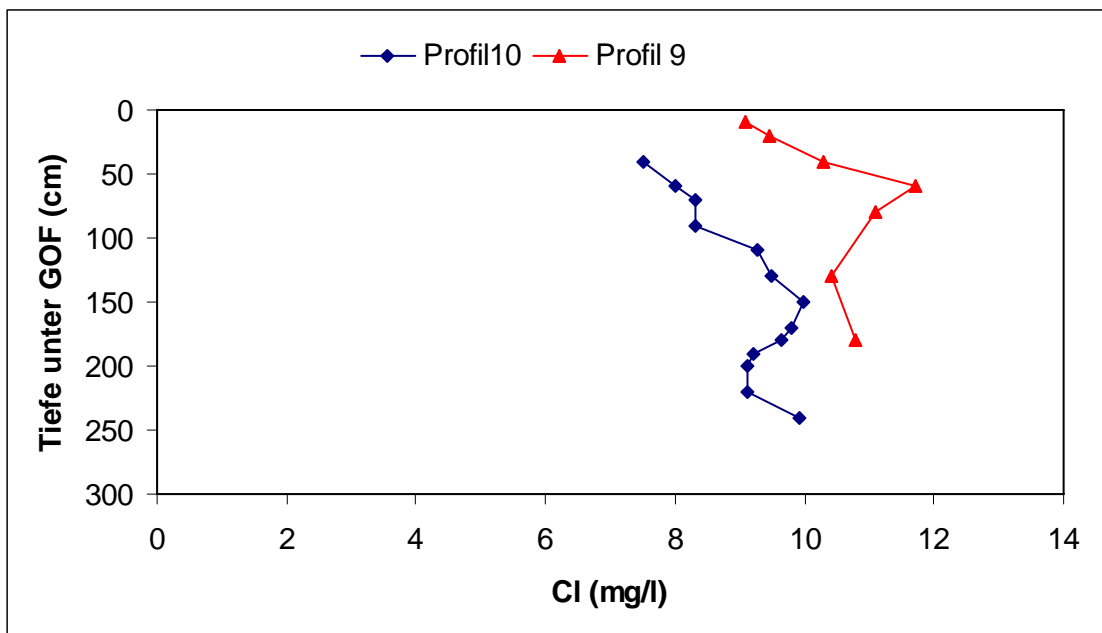


Abb. 8.12. : Chlorid- Profile

Die Sulfat- Verteilung hängt maßgeblich von den Redoxverhältnissen im Moor ab. Die Zunahme des Sulfatgehalts mit der Tiefe in Profil 10 (siehe Abb. 8.14.) ist daher überraschend, nehmen doch die Redoxpotentiale theoretisch mit der Tiefe ab. Der Grund könnte sein, dass H_2S bei der Probenahme in der Durchlaufzelle reoxidiert wurde, was zu Messfehlern führt.

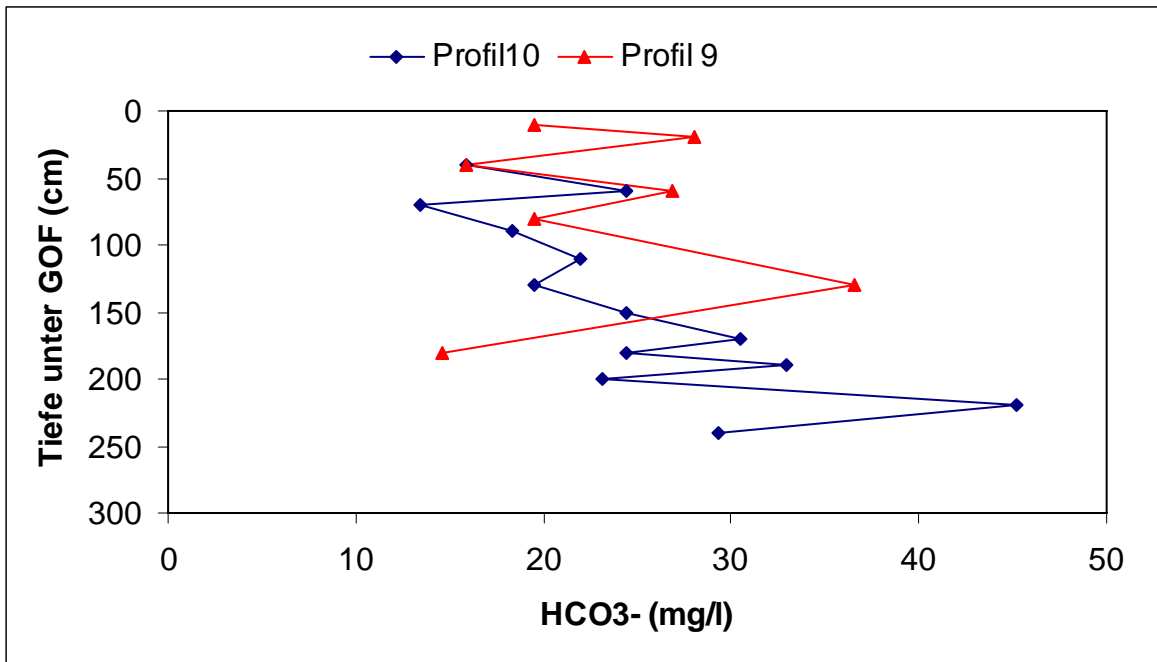


Abb.8.13.: Hydrogencarbonat- Profile

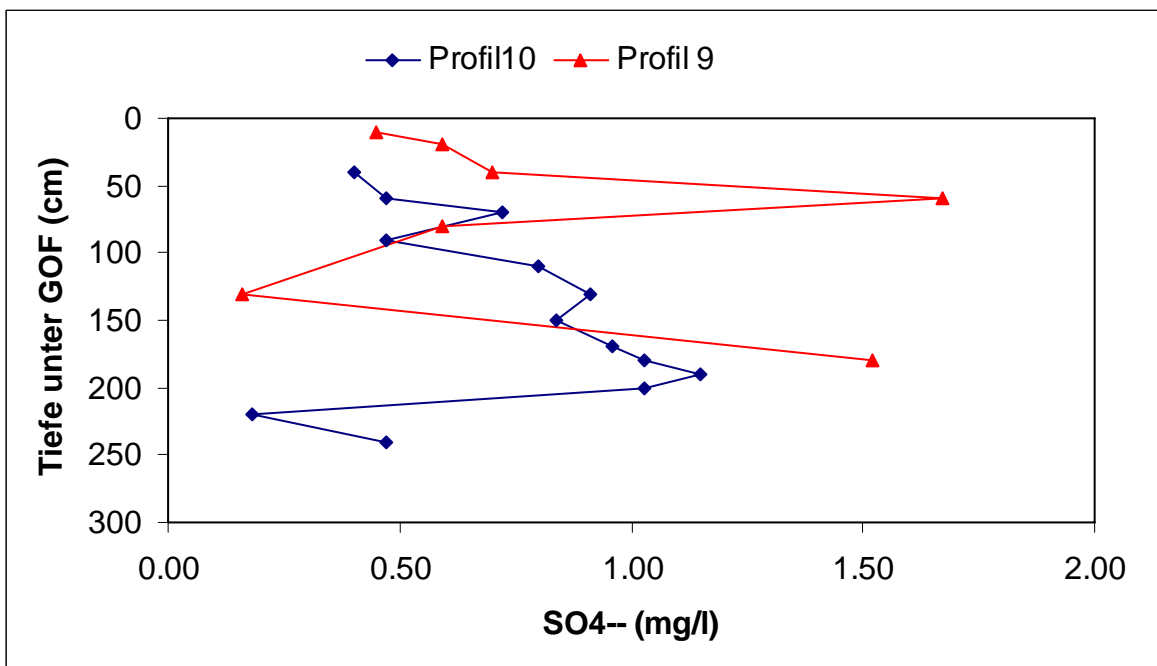


Abb. 8.14.: Sulfat- Profile

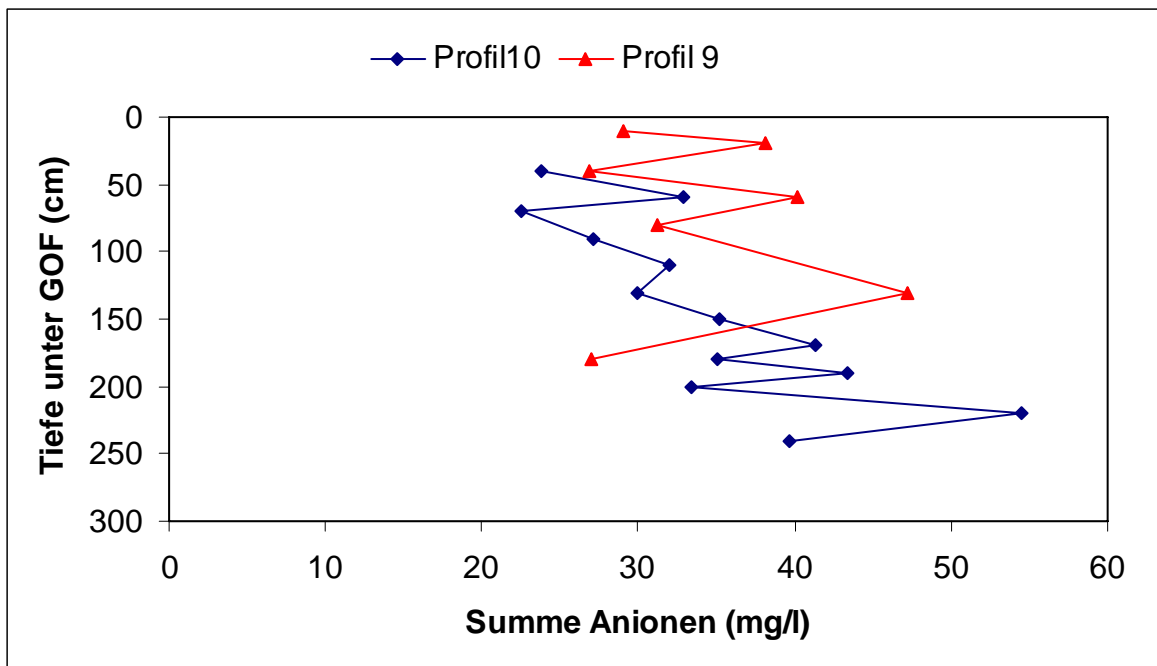


Abb. 8.15. : Summe Anionen, Profile

8.3.4. Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit (EC) des Porenwassers ist im Hochmoor mit Werten zwischen 50 und 70 $\mu\text{S}/\text{cm}$ erwartungsgemäß (Nährstoffarmut, nur Niederschlag als Input) niedrig. Die Messergebnisse sind in den Abbildungen 8.16. und 8.17. dargestellt. Die Profile 1 und 2 (Abbildung 8.16.) zeigen beim jeweils höchstgelegenen Messpunkt im Profil (60 cm bzw. 40 cm unter GOF) Ausreißer nach oben.

Die Variabilität der Werte im Profil ist im Allgemeinen sehr gering ($< 20\mu\text{S}/\text{cm}$, abgesehen von den 2 „Ausreißern“ in Profil 1 und 2) und ein Auf- oder Abwärtstrend mit der Tiefe nicht feststellbar (unterschiedliche Tendenzen bei den verschiedenen Profilen).

Ungewöhnlich ist, dass die Leitfähigkeitsprofile kaum eine Zunahme mit der Tiefe zeigen, entgegen dem Feststoffgehalt (Abb. 8.17.) und entgegen der Ionengehalte (siehe z.B. Abb. 8.22.).

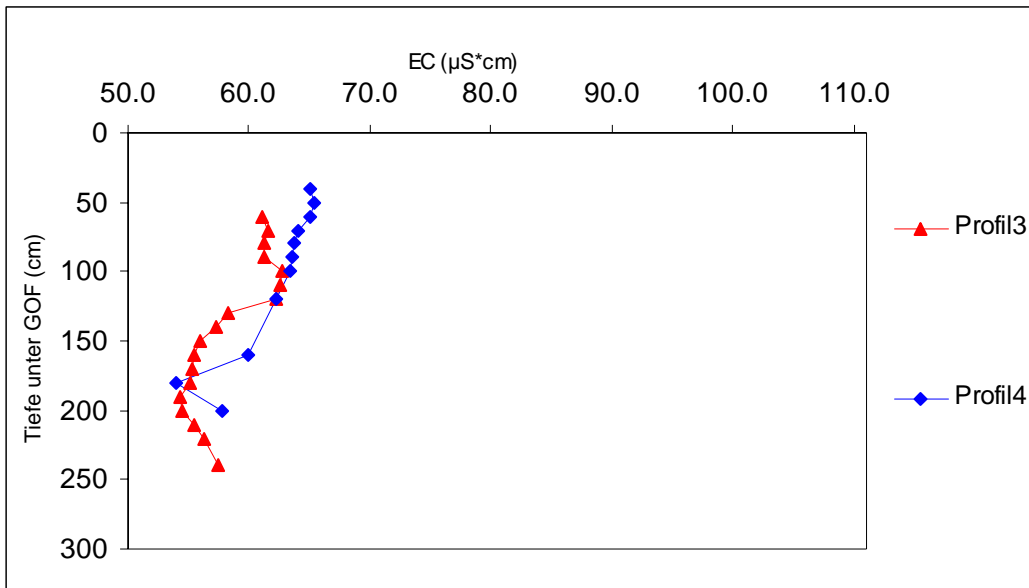


Abb. 8.16.: Leitfähigkeits- Profile (EC)

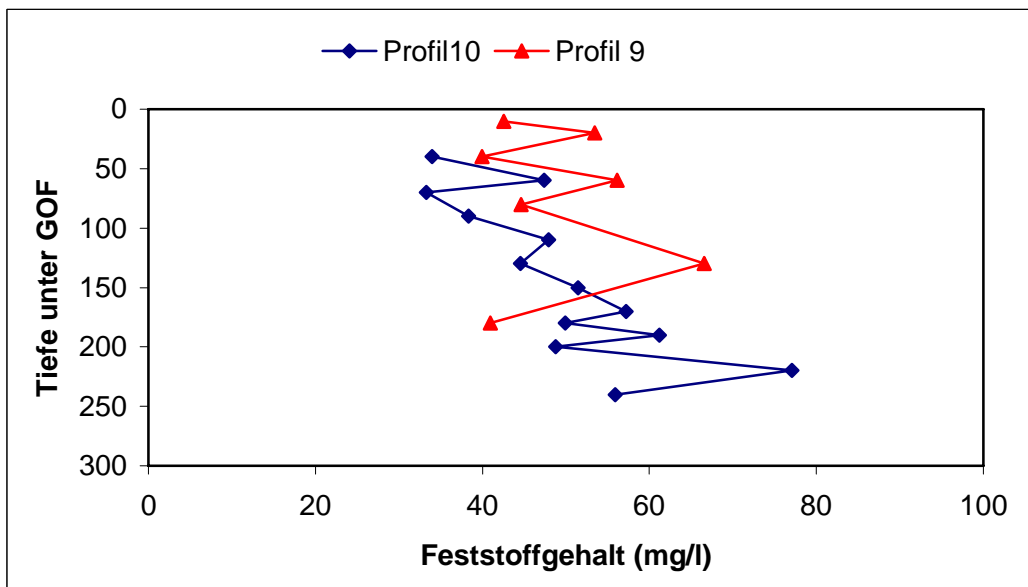


Abb. 8.17.: Feststoffgehalte im Porenwasser

8.3.5. O₂- Profile

Die Sauerstoffgehalte sind an den meisten Messpunkten mit Werten unter 1 mg/l bzw. 10 % relativ niedrig (siehe Abbildung 8.18.). Nur Profil 1 zeigt deutliche Ausreißer nach oben mit sogar 8.2 mg/l bei 60 cm Tiefe. Das in der Tiefe (unter 80 cm) überhaupt Sauerstoff messbar ist , ist allerdings unerwartet (aufgrund der ständig anaeroben Verhältnisse im Katotelm).Allerdings ist Sauerstoffeintrag während der Messung nicht auszuschließen. Die Sättigung beträgt, mit Ausnahme der Ausreißers in Profil 1, max. 10 %. Typische Profilstrukturen sind nicht zu erkennen.

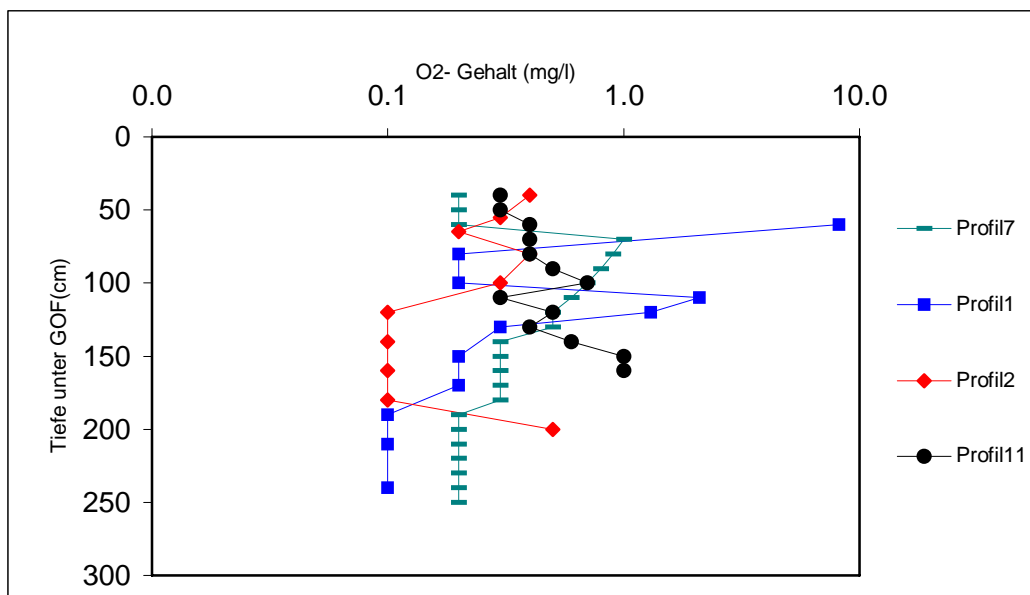


Abb. 8.18. : Sauerstoff- Profile

8.4. 18-O- Profile

Die 18-O- Profile zeigen verschiedene Peaks schwereren Wassers, die auf Sommerniederschläge hindeuten. Analog dazwischen zu erkennen die leichten Peaks der Winterniederschläge.

Vergleicht man die Profile 1 und 2 miteinander (Abb. 8.19.) sieht man, dass die Auflösung (Abstände zwischen den Messtiefen) zur Erfassung der Peaks eine wichtige Rolle spielt. Es ist möglich, dass die Winterpeaks im Profil 1 lediglich übersprungen wurden. Andererseits können auch Sickergeschwindigkeiten oder Verdunstung kleinräumig variieren und zu unterschiedlichen Profilen geführt haben. Weitere Messungen wären hier erforderlich.

Geht man davon aus, dass die Peaks im Profil die Winter- bzw. Sommerniederschläge repräsentieren, eignet sich aufgrund der Beprobungstiefe und der Auflösung von 10cm (weniger ist mit der verwendeten Technik bzw. Lanzenkonstruktion nicht möglich) v.A. das Profil 10 zur näheren Untersuchung.

Vergleicht man die gemessenen 18-O- Werte mit denen des Niederschlags (Input, siehe Abb. 7.2.) sieht man, dass die Werte sich alle nahe dem Mittelwert des Jahrgangs im Input befinden, also zwischen -9‰ und -10‰ . Der Mittelwert des Profils Nr.10 beträgt -9.55‰ , der aller Werte der Profile 8- 10 liegt bei -9.44‰ . Dennoch zeigen sich erkennbare Peaks, die für den Einfluss von leichteren Winter bzw. schwereren Sommerniederschlägen sprechen könnten. Es ist jedoch zu beachten, dass die Ausschläge nur knapp über der Fehlergrenze der Messung ($\pm 0.15\text{‰}$) liegen.

Dass die Peaks nur schwach ausgeprägt sind und alle Proben sich nahe dem Mittelwert befinden lässt auf Mischungsprozesse schließen.

Im oberen Bereich des Profils Nr. 10 findet man Abstände von $x=400$ mm zwischen Maximum und Minimum sowie 600-800 mm zwischen den ersten aufeinanderfolgenden Maxima und Minima (Abb. 8.22.) . Bei einer entwässerbaren Porosität von 30-40 % in diesem Bereich entspräche dies Infiltrationshöhen von 180- 320 mm /a.

Nach unten hin verengen sich die Abstände auf 150 bis 200 mm, was für laterale Wasserverluste spricht . Geht man von einer weiter verringerten entwässerbaren Porosität in der Tiefe aus (20%-30%) beträgt das Sickerwasservolumen der unteren Etagen lediglich noch 30- 60 mm pro Halbjahr, also 60-120 mm pro Jahr. Dies würde also bedeuten, das rund 50% des Sickerwassers lateral unterirdisch abfließen und das untere Moor bzw. den mineralischen Untergrund nicht erreichen. In diesem Fall lässt sich aus den unteren X_n -Werten nicht direkt auf die vergangene Versickerung schließen, da des lateral verlorene Volumen nicht bekannt ist. Nur über den Vergleich mit den oberen Etagen lassen sich dann Aussagen treffen, die jedoch auf der (unrealistischen) Bedingung basieren müssen, das die Moorversickerung einigermaßen konstant ist über die Zeit (im Jahresvergleich).

Wenn die Peaks mit 30- 60 cm / a in die Tiefe perkolieren, entspräche das einer Abstandsgeschwindigkeiten von $3.81 \cdot 10^{-7}$ cm/sec bis $7.81 \cdot 10^{-7}$ cm/sec (siehe Abb. 7.3.). Die entsprechenden Filtergeschwindigkeiten für verschiedene entwässerbare Porositäten P^* (auch effektive Porosität) lassen sich aus der Grafik 7.3. entnehmen. Es ist aber nicht auszuschließen, dass die zugrunde gelegten Abstände $x_{max1} - x_{max2}$ nicht den Perkolationweg eines Jahres repräsentieren, sondern einen (evtl. deutlich) kürzeren Zeitraum. Duale Porensysteme und inhomogene Durchlässigkeitsprofile könnten diesen schnelleren Fluss begründen (siehe Siegel, Glaser 2006). Die ermittelten hydraulischen Parameter würden sich dementsprechend erhöhen.

Grundsätzlich muss man feststellen, dass die Anwendbarkeit dieser Methode bei 18-O-Profilen weiterer Überprüfung bedarf, da z. B. auch der Vergleich der Profile 10 und 9 (Abb. 8.18.) zeigt, dass die Peaks nicht in der gleichen Tiefe zu finden sind. So zeigen sich z.B. bei 90 cm unter GOF sogar komplett gegensätzliche Befunde. Auch die Spanne der Werte lässt keine eindeutige Interpretation zu, da diese alle relativ nahe beieinander (v.A. im Vgl. zu der Spanne der Inputverteilung aus dem Niederschlag, siehe Kap.7) liegen .

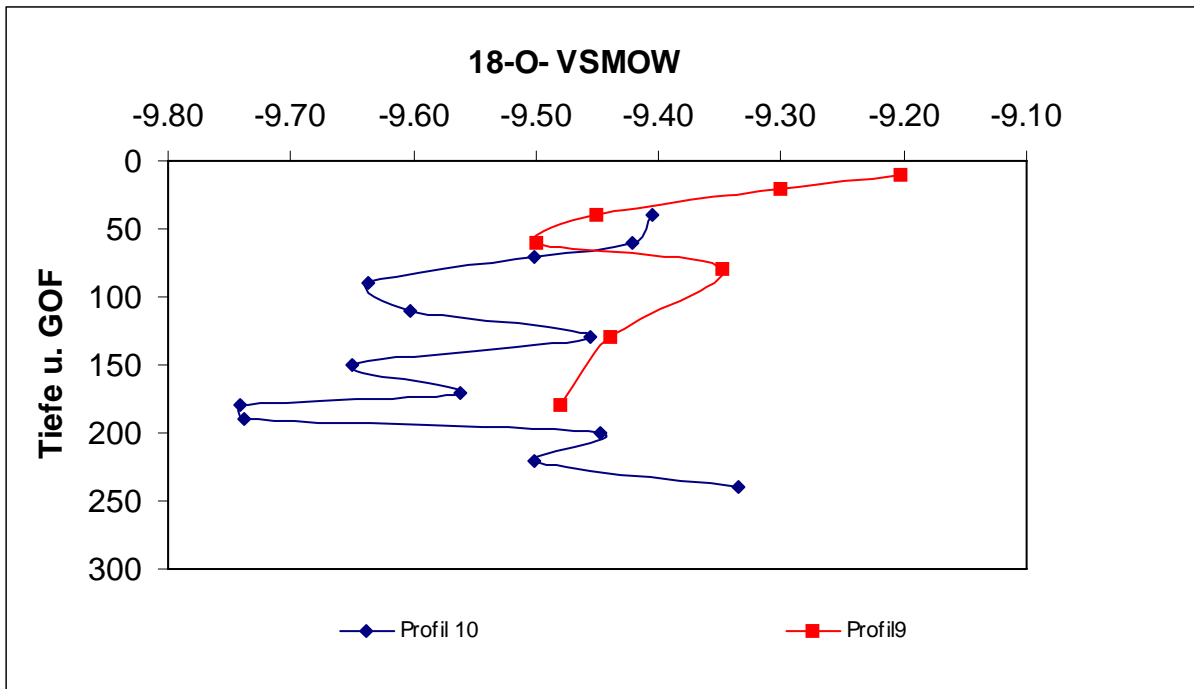


Abb.8.19.: Übersicht Isotopenprofile , 18-O

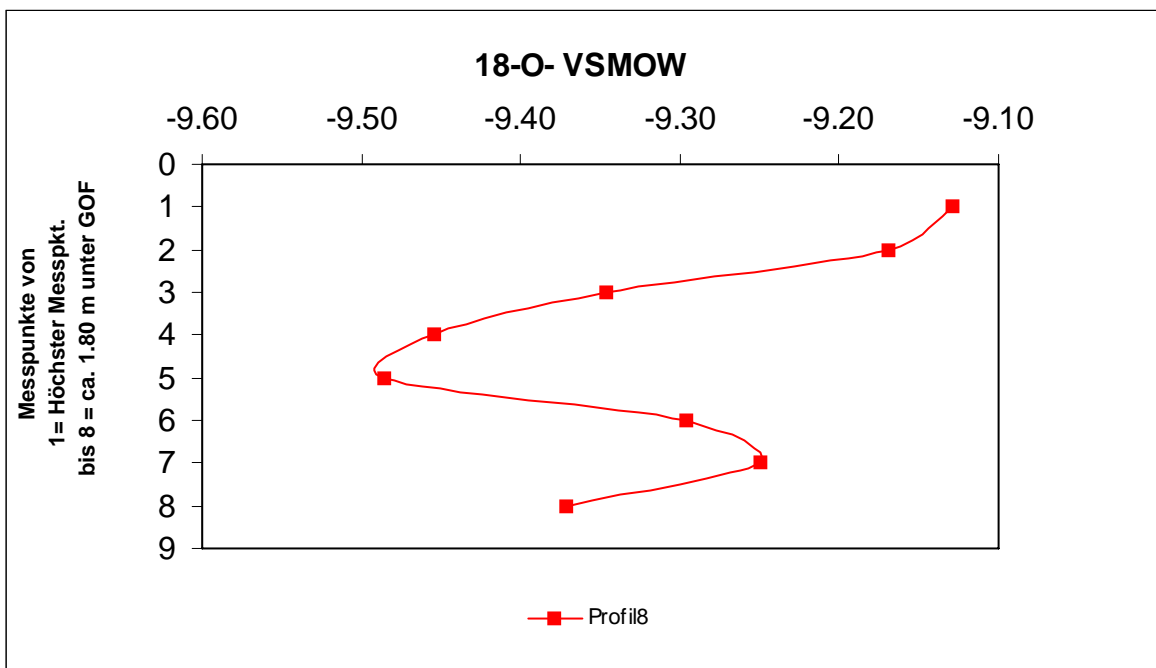


Abb.8.20.: 18-O- Profil 8, ohne Tiefenangaben (Pkt. 8 ca. 1.85 m u. GOF)

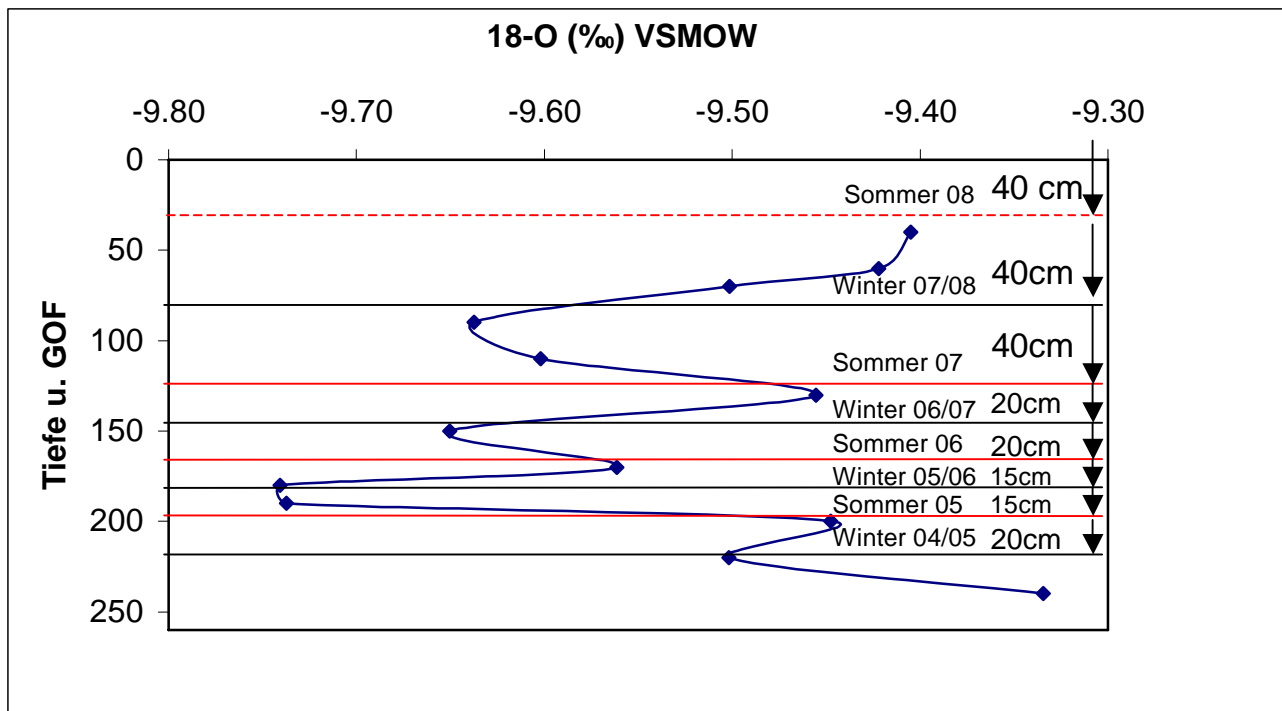


Abb. 8.21.: Interpretationsansatz zur Analyse der Maxima und Minima im 18-O- Profil Nr.10 (Abschätzung der möglichen Sommer- und Winterpeaks und deren Abstände zueinander)

Auch aus der Intensität der 18-O-Peaks lassen sich Aussagen zur Hydrologie des Moores herleiten, da diese auf der Intensität der jeweiligen Fraktionierung beruht (siehe Kap. 7). So sprechen besonders schwere Wässer für warme, verdunstungsreiche Sommer, besonders leichte Wässer für kalte Winter.

Der Befund, dass die Mittelwerte gemessenen Verteilungen (z.B. bei Profil 10 ca. -9.55 ‰) unter dem in Kap. 7.3. errechneten mittleren Erwartungswert für den Hinterzarterer Niederschlag liegen (-9.10 ‰ bis -9.20 ‰) zeigt auf, dass die Versickerung (bzw. GW-Neubildung) im Winter überwiegt, die Porenwässer somit abgereichert sind. Da der Fehler der Messung bei 0.1 ‰ bis 0.15 ‰ liegt, kann der Effekt als statistisch signifikant betrachtet werden.

Auffällig im exemplarischen 18-O- Profil Nr. 10 (Abb. 8.22.) ist v.A. das Minimum des Winters 05/06. Die Sommermaxima bewegen sich zwischen -9.50 und -9.40 ‰, nur der Sommer 05/06 ist etwas leichter. Dieser Peak ist allerdings ohnehin nur schwach ausgeprägt und nicht eindeutig zuzuordnen. Aufgrund der kleinen Differenzen ist in diesem Fall auch eine Messunsicherheit nicht auszuschließen. Auch lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob es tatsächlich nur ein Maximum und Minimum pro Jahr gibt oder ob sehr feuchte oder trockene Perioden einiger Tage bis Wochen zu den Peaks führen. Daher sollte die hier vorgestellte Methodik auch nur als Interpretationsansatz gesehen werden, der weiterer Überprüfung bedarf.

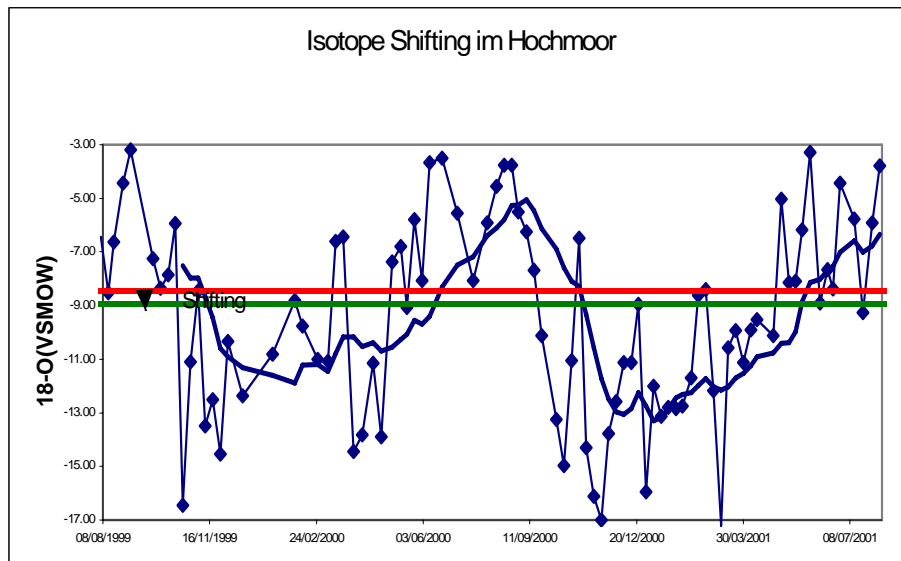


Abb. 8.22. : Isotope- Shifting: Die grüne Linie zeigt den gemessenen Mittelwert im Porenwasser des Profils Nr.10 (-9.55 ‰) , die rote den Mittelwert aus dem Niederschlag (-9.15 ‰, berechnet aus Daten der Stationen Katzensteig und Schweizerhof unter Berücksichtigung des Höheneffektes). Die Differenz spricht für vermehrte GW- Neubildung im Winter

8.5. Synthese der Ergebnisse und Vergleich der Profile

Neben den 18-O- Profilen zeigen v.A. auch die hydrochemischen Profile Peaks, die auf saisonale Schwankungen, z.B. Vegetationseinfluss, zurückzuführen sind. Somit können die relativ einfach und günstig durchzuführenden Messungen der Hauptionen eine wichtige Ergänzung zu den Isotopendaten darstellen. Die enge Korrelation der Kationen- und Anionenprofilverläufe im Profil 10 zeigt, dass diese durch dieselben Prozesse beeinflusst werden. Auch die Kaliumprofile könnten zur Einordnung der Porenwässer nach Sommer – oder Winterniederschlägen dienen, da der K- Verbrauch der Pflanzen in der Vegetationszeit in den Profilen sichtbar wird. Gehen diese Peaks vom Vegetationseinfluss aus, fände man die niedrigen Gehalte im Sommer (Nährstoffverbrauch der Vegetation) und die hohen in der Ruhephase der Vegetation, also im Winter.

Die Messungen und Vegetationsbeobachtungen am Steg zeigen erhöhte Ionengehalte und pH- Werte im Vergleich zu anderen Studien in Hochmooren . Der Grund könnte der Eintrag über den Steg selbst, sowie die fehlende Vegetation unter dem Steg (gehemmter Verbrauch) sein. Vergleichende Messungen in anderen Moorteilen waren aus organisatorischen

Gründen (Naturschutz, Sicherheit, Zeitaufwand) nicht möglich, wären aber notwendig um den Einfluss des Steges auf die Hydrochemie des Hochmoores endgültig zu klären. Allein aus dem Input des Niederschlags lassen sich die etwas hohen Basensättigungen kaum erklären. Es muss also ein zusätzlicher Input erfolgen. Diesbezüglich kommt neben dem Steg grundsätzlich auch der Einfluss des mineralischer Schichten in Frage, welche ja an einem Profil in 1.85 m Tiefe auch anstand. In diesem Fall wäre ein Konzentrationsgradient von der Tiefe (hohe c) zur Oberfläche zu erwarten. Dieser ist auch zu erkennen, so steigen die Werte für die Ca- oder Mg- Konzentrationen tatsächlich in der Tiefe leicht an, gleiches gilt für die Gesamt- Ionengehalte. Eine klare Trennung minerotropher und ombrotropher Moorteile ist aber nicht möglich, lediglich der leichte Konzentrationsanstieg bei Ca und Mg in der Tiefe könnte hier einen Hinweis liefern. Unter Annahme des Darcy- Konzepts und der Bedingung nur ein Maximum und Minimum pro Jahr in den Profilen zu sehen, ergeben sich sehr niedrige Sickergeschwindigkeiten von $<10^{-6}$. Aus den Abständen der Peaks, die sich in verschiedenen Profilen (z.B. 18-O , Anionen, Kationen im Profil 10) nach unten hin verkleinern, lässt sich auf laterale Wasserverluste von bis zu 50 % der Infiltrationsmenge schließen. Die geringen mittleren Sickergeschwindigkeiten sowie die klar erkennbaren lateralen Wasserverluste lassen auf eine geringe Durchlässigkeit des Mooruntergrundes schließen (s. Reeve et al. 2000)

Die Isotopenprofile zeigen für sich genommen zwar unterscheidbare Maxima und Minima im Profil, jedoch sei darauf hingewiesen dass diese sich nur in einer kleinen Spanne um den Mittelwert der Verteilung bewegen und angesichts dessen auch der Messfehler von 0.1 %0 ins Gewicht fallen könnte.

.
.

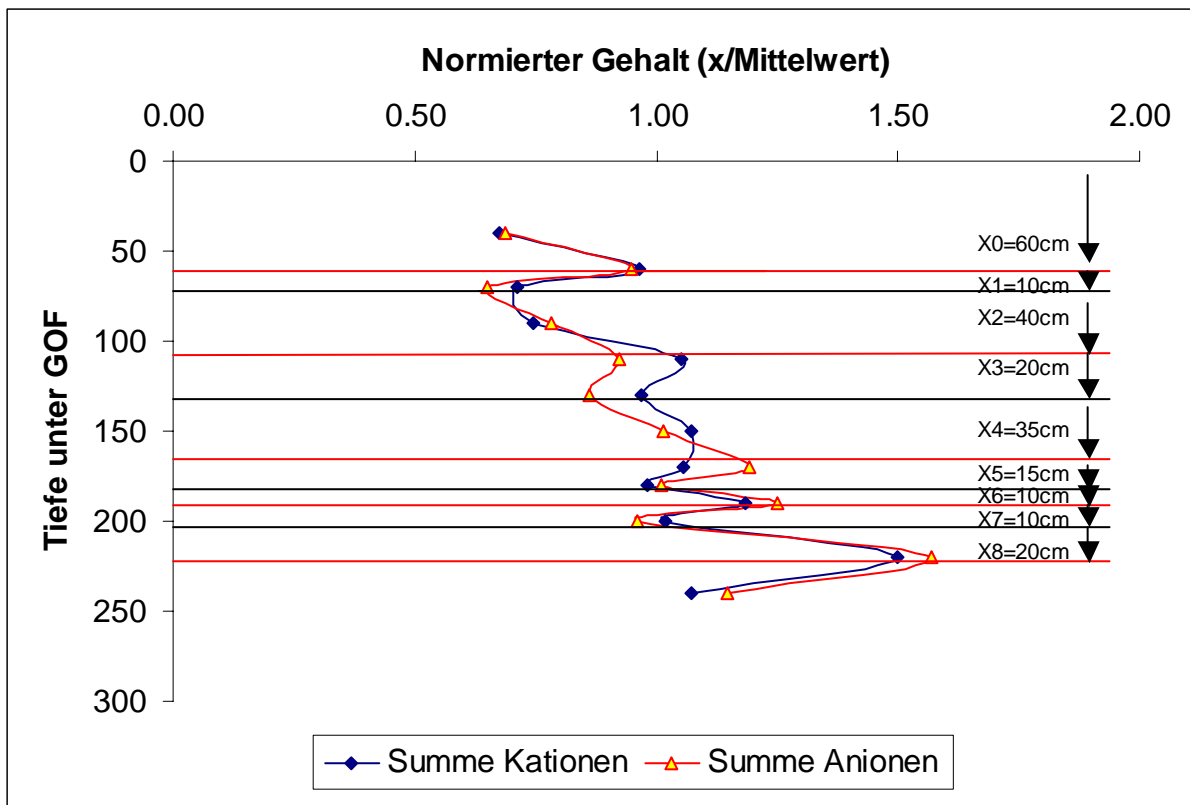


Abb. 8.23.: Auf den jeweiligen Mittelwert normierte Gehalte an Kationen und Anionen im Porenwasser über die Tiefe mit Peak- Abständen X_n

Dass Inputsignal des Niederschlags wird vermutlich im wesentlichen durch die Vegetationszeiten im Jahresverlauf modifiziert. Der Vergleich der Ionen- Profile mit den 18-O- Profilen zeigt, dass bei beiden eine Verengung der Abstände x mit der Tiefe zu beobachten ist (lateraler, unterirdischer Abfluss, s. oben).

Insgesamt liegen die Abstände zwischen den Minima und Maxima bei 10 cm bis 40 cm, der größte Abstand zwischen zwei Maxima bzw. Minima liegt bei 70-80 cm (Abb. 8.21 und 8.22). Dies bedeutet also, dass die Jahresversickerung, bei einer geschätzten entwässerbaren Porosität von 40% bei rund 300 mm läge. Dieser Wert ist, verglichen mit anderen Studien zwar hoch (in Flachlandmooren max. 160mm nachgewiesen, siehe Kapitel 3), aufgrund der hohen Niederschläge und relativ geringem Verdunstungsanteil (mangels Energiezufuhr auf 890 m ü. NN) jedoch nicht unrealistisch. Überprüfen ließe sich die ermittelte Versickerung z.B. mittels einer Basis- Abflussmessung in tiefergelegenen Gräben des mineralischen Untergrundes (Moorabfluss). Im Untersuchungsgebiet wäre z.B. die westliche Entwässerung, der Löffeltalbach, hierzu geeignet.

Die Analyse des Kaliumprofils ergab etwa halb so hohe Infiltrationswerte und auch über die Gesamtionenprofile ermittelt wäre die Infiltration niedriger (ca. 200mm). Legt man die Gesamtionenprofile und das Kaliumprofil übereinander (siehe Abb. 8.23.) erkennt man, dass die Peaks im oberen Bereich des Profils gut übereinstimmen (bezüglich der Tiefe), unten

dagegen verzögern sich die Kaliumpeaks leicht, liegen also etwas höher im Profil. Die Übereinstimmung im oberen Bereich deutet darauf hin, dass die saisonale Nährstoffentnahme durch die Vegetation den wesentlichen Einfluss auch auf die Gesamtionenkonzentration im Porenwasser darstellt, der Anreicherungsseffekt durch die Verdunstung eher eine untergeordnete Rolle spielt. Die hohen Konzentrationen sind demnach in allen drei Fällen mit Winterniederschlägen korreliert, die niedrigen mit Sommerniederschlägen. Der Grund für die Verzögerung des Kalium-Profiles gegenüber den anderen Gesamtionen- Profilen könnte in, mit dem Kapillarwasser in Trockenzeiten, aufsteigenden Kalium liegen. Dieser Effekt ließe sich aus der hohen Mobilität des Kaliums im Porenwasser erklären (siehe Koerselman, Verhoeven 1992). Die grundsätzlich gleichmäßigen Abstände der Peaks bei verschiedenen Profile (Vgl. z.B. Gesamtionen und 18-O) stützt die These von den saisonalen Maxima und Minima und somit die Möglichkeit zur Anwendbarkeit der vorgestellten Methodik.

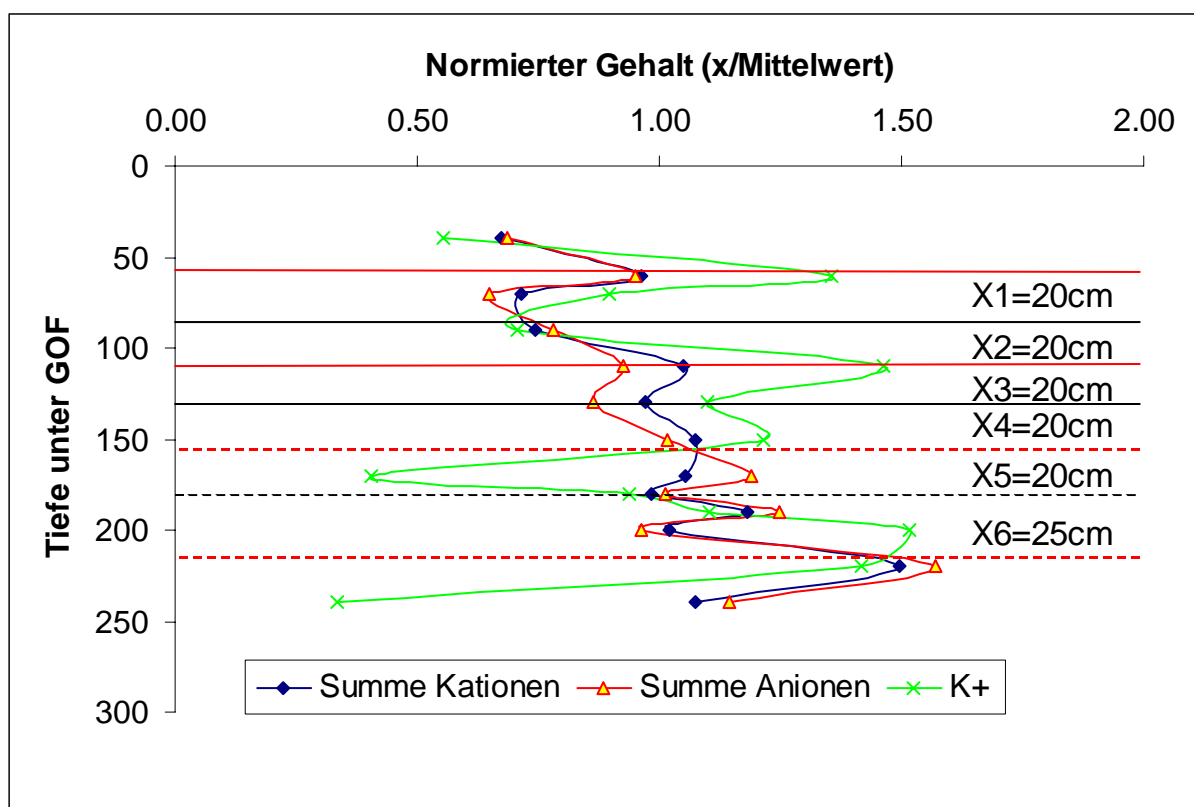


Abb. 8.24.: Vergleichende Analyse :Gesamtkationen, Gesamtanionen und Kalium

9. Fazit

Folgende Ergebnisse wurden zusammenfassend erzielt:

1. Die Anwendung stabiler Isotope und hydrochemischer Daten im Gelände zur Rekonstruktion hydrologischer Parameter im Hochmoor scheint, zumindest im Ansatz, möglich. Weitere Felddaten zur Überprüfung der Methode sind jedoch notwendig.
2. Eignung verschiedener anderer hydrochemischer Parameter zur Moorerkundung im hydrologischen Sinne z.T. besser als angenommen (Korrelationen zueinander oder in verschiedenen Profilen, klare Peaks), insbesondere Anionen- und oder Kationensumme sowie Kalium, z.T. schlechter als angenommen (schwer interpretierbare Verläufe), insbesondere Calcium, Natrium, Magnesium
3. Die grafisch geschätzten Jahresinfiltrationen liegen bei 240- 320 mm /a.
4. Dass das Sicker Volumen sich in einigen Profile nach unten verringert, lässt auf laterale, unterirdische Verluste schließen.
5. Nimmt man an, dass der zeitliche Abstand zweier Maxima und Minima in den 18-O-, Gesamtionen- oder Kaliumprofilen einem Jahr entspricht, ergeben sich sehr niedrige Abstands- und Filtergeschwindigkeiten (bzw. Sickerraten). Die Abstandsgeschwindigkeiten sind bei Abständen > 20cm demnach kleiner als 10^{-6} cm/sec. Dies deutet auf sehr undurchlässigen Mooruntergrund oder eine falsche Ausgangsannahme bezüglich der zeitlichen Abstände zwischen den Extremwerten hin. Allerdings deutet auch 6. auf undurchlässigen Untergrund hin.
6. Die 18-O- Profile zeigen im Vergleich zum Niederschlag einen Isotope- shifting- Effekt hin zu leichteren Werten. Dies belegt die vermehrte GW- Neubildung im Winterhalbjahr.
7. Eine klare Trennung minerotropher und ombrotropher Moorteile ist nicht möglich, allerdings zeigen die Profile eine Konzentrationszunahme der meisten Ionen mit der Tiefe, was auf minerotrophe Einflüsse tieferer Niedermoortorfe (bzw. der darin enthaltenen Wässer) oder mineralische Schichten im Untergrund hindeutet. Eine Probenahme z.B. zeigte bei 1.85m u. GOF Sande im abgepumpten Wasser.
8. Die Temperaturprofile zeigen zwei klar unterscheidbare Profil- Typen: Während der erste Typ dem erwarteten, mit der Tiefe abnehmenden Typ entspricht, zeigt der Zweite Typ eine Umkehrung des Temperaturverlaufs zwischen 1.50- 2.00 m Tiefe unter GOF.

9. Es konnte gezeigt werden, dass schon kleine Eingriffe, wie die Anlage und Nutzung eines Stegs im Moor, den Trophiestatus (bzw. pH- Wert) im Moor nachweisbar über den für Hochmoore üblichen anhebt. Dies wirkt sich auch sichtbar auf die Vegetation am Steg aus (üppigere Vegetation, mehr und höhere Büsche, Bäume). Das Moor zeigt hier allgemein den eher den Charakter eines Übergangsmoores.
10. Die Probenahmetechnik mit der entwickelten Porenwasserpumpe erwies sich, trotz der beschriebenen Schwierigkeiten (s. Blodau, Moore 2002) als weitestgehend gut funktionierende Methode zur schnellen und einfachen Entnahme schwach gebundener Porenwässer.

10. Schlussfolgerung

Die Eignung von stabilen Isotopen (hier ^{18}O) zur Rekonstruktion von Wasserhaushaltsgrößen und hydrologischen Prozessen im Moor konnte z.T. gut gezeigt werden, eine weitere Untersuchung der Methode scheint auf jeden Fall lohnend. Die hydrochemischen Profile wiesen z.T. überraschende Übereinstimmungen an verschiedenen Profilen auf. Dieses war aufgrund vorheriger Studien, die große Inhomogenitäten in Torfkörpern zeigten (z.B. Ours et al. 1996, s. Kap. 3) nicht unbedingt zu erwarten. Auch verschiedene Ionen zeigen z.T. sehr stark korrelierte Profilverläufe in jeweils demselben Profil. So zeigen z.B. Calcium- und Magnesium- Ionen, trotz der höheren Mobilität des Magnesiums (Selektivität der Austauschere), ähnliche Verläufe.

Die Ergebnisse deuten also insgesamt auf eine Anwendbarkeit der benutzten Methodik (hydrologisch/hydrochemische Analyse anhand der Extrema und Konzentrationsverläufe in hydrochemischen Profilaufnahmen) hin, jedoch wären weitere, unterstützende Messungen hilfreich, um klare Aussagen diesbezüglich zu treffen. Die geschätzten Parameter bedürfen einer Überprüfung. Zur Validierung der Ergebnisse und zur Weiterentwicklung der Methodik wären folgende weitergehende Studien empfehlenswert: Zum einen wären weitere Profile zu messen, um eine mindestens notwendige Auflösung zu klären, zum anderen wäre eine Datierung der Proben (hier eignet sich z.B. ^{32}Si als natürlicher Tracer) hilfreich, um die Interpretationen zu validieren. Wichtig wäre auch eine Profilnahme an anderen Stellen im Moor, v.A. um die hydrochemischen Daten bezüglich des Einflusses des Mittelstegs sowie minerotropher Wässer zu überprüfen. Auch eine zusätzliche Beprobung der Oberflächengewässer auf ^{18}O , ^2H und andere Parameter könnte die Interpretationsmöglichkeiten verbessern.

IX. Literatur (References)

- Baden, W. & Eggelsmann, R. (1963): Zur Durchlässigkeit der Moorböden. *Z Kult Tech* **4**: 226 – 254.
- Biester, H., Selimovic, D., Hemmerich, S. & Petri, M. (2005): Halogens in porewaters of peat bogs- The role of peat decomposition and dissolved organic matter. *Biogeosciences Disc.* **2**, 1457-1486.
- Blankenburg, J. (1994): Hochmoorregeneration. NNA- Bericht: Entwicklung der Moore Heft 2, 1994. Norddeutsche Naturschutzakademie. Schneverdingen 1994. 55-56.
- Blankenburg, J. & Eggelsmann, R. (1990): Regenerationsversuch auf hochmoorartigem Leegmoor im Lichtenmoor – hydrologische Ergebnisse. – *Z. f. Kulturtechnik u. Landentwicklung* **31**: 117 – 124.
- Blodau, C. & Moore, T.R. (2002): Macroporosity affects water movement and pore water sampling in peat soils. *Soil science vol.* **167**, No.2. 98-109.
- Broche, W. (1929): Pollenanalytische Untersuchungen an Mooren des südlichen Schwarzwaldes und der Baar. – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.* **29**: 1 – 243.
- Craig, H., (1961a): Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science*, **133**: 1833-1834.
- Cook, P. & Herczeg A.L. (ed.)(2000): *Environmental Tracers in subsurface hydrology.* Kluwer Academic Publishers, Boston 2000, 528.
- Dau, J.H.C. (1823): *Neues Handbuch über den Torf.* JC Hinrichsches Buchhandlung Leipzig.
- Dyck, S. & Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie.* – Verlag für Bauwesen, Berlin. 3. Aufl., 536.
- Edom, F. (2001): Moorlandschaften aus hydrologischer Sicht (chorische Betrachtung). In *Landschaftsökologische Moorkunde.* Succow, Joosten (Hrsg.) 2. Auflage. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 185 – 225.
- Eggelsmann, R. (1960): Über den unterirdischen Abfluß aus Mooren. – *Die Wasserwirtschaft* **50**: 149 – 154.
- Eggelsmann, R. (1973): Die Rolle der Moore bei der Grundwasserneubildung. – *Dt. Gewässerkundl. Mitt.* **17**: 134 – 137.
- Eggelsmann, R. (1990): Moor und Wasser. – In: Göttlich, K. H. (Hrsg.): *Moor- und Torfkunde.* – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 3. Aufl., 288 – 320.
- Feige, W. (1977): Verfügbarkeit von Pflanzennährstoffen in organischen Böden. – *Geol. Jb., Reihe F4*: 175 – 201.
- Glaser, P.H., Bennett, P.C., Siegel, D.I. & Romanowicz, E.A. (1996): Paleo-reversals in groundwater flow and peatland development. In the Lost River peatland, northern Minnesota, USA. *Holocene* **6**: 413 – 421.

- Gorham, E., Eisenreich, S.J., Ford, J. & Sandtelmann, M.V. (1985): The chemistry of bog waters. In: Stumm W (ed) The chemical processes in lakes. Wiley, New York, 330 – 363.
- Hantke, R. & Grahm, G. (1976): Das frühe Spätglazial in den Quelllästen der Alb (Südlicher Schwarzwald). – Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich 121.
- Ingram, H.A.P. (1978): Soil layers in mires: Funktion and terminology. – J. Soil Sci. **29**: 224 – 227.
- Ingram, H.A.P. (1983): Hydrology. In: Gore, A.J.P. (ed) Ecosystems of the world 4A. Mires: swamp, bog, fen and moor. General studies. Elsevier, Amsterdam, 67 – 158.
- Ivanov, K.E. (1953): Gidrologija bolot. (Moorhydrologie.) - Gidrometeoizdat, Leningrad, 299.
- Ivanov, K.E. (1975): Vodoobmen v bolotnych landsaftach. (Wasseraustausch in Moorlandschaften). – Gidrometeoizdat, Leningrad, 280.
- Ivanov, K.E. (1981): Water movement in mirelands. – Academic Press , London, 276.
- Kaljuznyj , I. L. (1974a): Isparenie s bolotnych massivov raslienyh bolotnyh provincij SSSR. (Verdunstung von Moormassiven in unterschiedlichen Moorprovinzen UDSSR.) – Trudy GGI **222**: 21 – 57.
- Kaule, G. (1974): Die Übergangs- und Hochmoore Süddeutschlands und der Vogesen. – Diss. Bot. **27**: 346.
- Kendall, C. & Mc Donell, J. (1998): Isotope Tracers in Catchment Hydrology, Elsevier, Amsterdam 1998, 839.
- Koerselman, W. & Verhoeven, J.T.A. (1992): Nutrient dynamics in mires of various trophic status: nutrient inputs and outputs and the internal nutrient cycle. – In: Verhoeven, J.T.A. (ed.): Fens and bogs in the Netherlands: vegetation, history, nutrient dynamics and conversation. - Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 397 – 432.
- Kopp, D., Jäger, K. D. & Succow, M. (1982): Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung am Beispiel des Tieflandes der DDR. – u. Anlagebd., Akademie-Verlag Berlin, 339.
- Koppisch, D. (2001a): Kationenaustauschkapazität, Umsetzungsprozesse von Kalium, Calcium, Magnesium, Eisen und Einfluss des pH- Wertes. In: Landschaftsökologische Moorkunde, Succow, Joosten (Hrsg.). 2 Auflage. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 26- 28.
- Koppisch, D. (2001b): Stickstoff- Umsetzungsprozesse . In Landschaftsökologische Moorkunde, Succow, Joosten (Hrsg.). 2 Auflage. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 20- 22.
- Koppisch, D. (2001c): Schwefel- Umsetzungsprozesse . In Landschaftsökologische Moorkunde, Succow, Joosten (Hrsg.). 2 Auflage. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 22- 24.

- Koppisch, D. (2001d): Kohlenstoff- Umsetzungsprozesse . In Landschaftsökologische Moorkunde, Succow, Joosten (Hrsg.). 2 Auflage. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 19-20.
- Küster, E. (1990): Mikrobiologie von Moor und Torf. – In: Göttlich, K.: (Hrsg.): Moor- und Torfkunde. – E. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 3. Aufl. 262 – 271.
- Landesanstalt für Umweltschutz, Baden Württemberg (Hrsg.) (2002): Moore in Baden-Württemberg. Eigenschaften, Inventur, Funktionen, Karlsruhe 2002.
- Lang, G. (1952): Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. – Flora **139**, 243 – 294.
- Lang, G., Merkt J. & Streif H. (1984): Spätglazialer Gletscherrückzug und See- und Moorentwicklung im Südschwarzwald, Südwestdeutschland. In Festschrift Max Welten (Red. G.Lang). Cramer, Vaduz . Diss. Bot. **72**,. 213-235.
- Liehl, E. (1982): Landschaftsgeschichte des Feldberggebietes. – In: Der Feldberg im Schwarzwald. Die Natur- und Landschaftsschutzgebiete Baden Württembergs, Band **12**, 13 – 147.
- Moser, H., Rauert, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie, Gebrüder Borntraeger, Berlin- Stuttgart 1980, 400.
- Mitsch, W.J. & Gosselink, J.G. (1993): Wetlands. – Van Nostrand Reinhold, New York, 2. Aufl., 710.
- Ours, D.P., Siegel, D.I. & Glaser, P.H. (1997): chemical dilation and the dual porosity of humified bog peat. J. Hydrol **196**: 348 – 360.
- Overbeck, F. (1975): Botanisch - geologische Moorkunde. – Wacholtz Verlag, Neumünster 719.
- Pott, R. (1996): Biotoptypen. Verlag Eugen Ulmer. Stuttgart 1996.
- Reeve, A.S., Siegel, D.I. & Glaser, P.H. (2000): Simulating vertical flow in large peatlands. J. Hydrol. **227**: 207 – 217.
- Rycroft, D.W., Williams, D.J.A. & Ingram, H.A.P. (1975): The transmission of water through peat. I. Review. J. Ecol **63**: 535 – 556.
- Schäfer, W. (1994): Physikalische Eigenschaften von Hochmoorböden. NNA- Bericht: Entwicklung der Moore. Heft 2, 1994. Norddeutsche Naturschutzakademie, Schneverdingen 1994. 39 - 42.
- Scheffer, B. (1994): Zur Stoffdynamik der Hochmoorböden. NNA- Bericht: Entwicklung der Moore. Heft 2, 1994. Norddeutsche Naturschutzakademie, Schneverdingen 1994. 43 - 46.
- Scheffer, F., & Schachtschnabel, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 15. Aufl. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin 2002.
- Schlegel, H.G. (1992): Allgemeine Mikrobiologie. – Thieme Verlag, Stuttgart, New York, 7. Aufl., 634.

- Schouwenaars, J.M., (1993): Hydrological differences between bogs and bog relicts and consequences for bog restoration. *Hydrobiologia* **265**: 217 – 224.
- Schouwenaars, J.M. (1994): Wasserhaushalt der Hochmoore. NNA- Bericht: Entwicklung der Moore. Heft 2, 1994. Norddeutsche Naturschutzakademie, Schneverdingen 1994. 33 - 38.
- Schouwenaars, J.M. , Blankenburg J. & Sterk G. (1992): Hydrologische Feld- und Modellversuche in Hochmoorregenerationsflächen. *Telma* 22. 37-52.
- Schumacher, A. (1937): Floristische – soziologische Beobachtungen in Hochmooren des südlichen Schwarzwaldes. – *Beitr. naturk. Forsch. Südwestdeutschl.* **2**: 221 – 283.
- Schwaar, J. (1994): Genese der Moore. NNA- Bericht: Entwicklung der Moore. Heft 2, 1994. Norddeutsche Naturschutzakademie, Schneverdingen 1994. 8 – 16.
- Siegel, D.I. & Glaser, P.H. (1987): Groundwater flow in a bog-fen complex, Lost River peatland, northern Minnesota. *J Ecol* **75**: 743 – 754.
- Siegel D.I. & Glaser P.H. (2006): Hydrology of Peatlands. In *Boreal Peatland Ecosystems, Ecol. studies* **188**. Wieder R.K., Vitt D.H. (Hrsg.). Springer Verlag, Berlin- Heidelberg . 289-311.
- Siegel, D.I., Reeve, A.S., Glaser, P.H. & Romanowicz, E. (1995): Climate-driven flushing of pore water in humified peat. *Nature* **374**: 531 – 533.
- Steffens, P. (2002): Entstehung, Verbreitung und Nutzung der Moore in Niedersachsen. Akademie d. Geowissenschaften Hannover, Veröffentl. 20.Hannover 2002. 41 - 45.
- Succow, M. (1981a): Formen und Wandel der Moornutzung im Tiefland der DDR. – *Peterm. Geogr. Mitt.* **125**: 185 – 196.
- Succow, M. (1981b): Landschaftsökologische Kennzeichnung und Typisierung der Moore der DDR. – Diss. B, AdL der DDR, u. Anlagebd. 256.
- Succow, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. – Gustav Fischer Verlag, Jena. 340.
- Succow, M. & Joosten, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. 2 Auflage. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 2002. 603.
- Umweltbundesamt (UBA) (2001): Jahresbericht des Messnetzes, UBA- Text 77/01, Berlin 2001.
- Van den Burgh, J., Visscher, H., Dilcher, D. & Kürschner, W.M. (1993): Paleoatmospheric signatures in Neogene fossil leaves. – *Science* **260**: 1788 – 1790.
- Weber, C.A. (1902): Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstimal im Memeldelta mit vergleichenden Ausblicken auf andere Hochmoore der Erde. Parey, Berlin.
- Wilmanns, O. (2001): Exkursionführer Schwarzwald – eine Einführung in Landschaft und Vegetation, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart 2001, 304.

Wimmenauer W. & Schreiner A. (1999): Erläuterungen zu geol. Karte 8014, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden Württemberg (Hrsg.) Freiburg i. Br. 1999.

KARTEN :

Landesvermessungsamt Baden Württemberg (2004) (Hrsg.) : Topografische Karte 8014, Blatt Hinterzarten, 1:25000, Stuttgart 2004.

Landesvermessungsamt Baden Württemberg (2004) (Hrsg.) : Topografische Karte 8114, Blatt Feldberg (Schwarzwald), MS 1:25000, Stuttgart 2004.

Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden Württemberg (1999) (Hrsg.) : Geologische Karte 8014, Blatt Hinterzarten , MS 1:25000, Freiburg i. Br. 1999.

Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden Württemberg (1999) (Hrsg.) : Geologische Karte 8114, Blatt Feldberg (Schwarzwald), MS 1:25000, Freiburg i. Br. 1999.

X. Anhang

a) Fotos



Tafel 1: Sphagnum-Moos



Tafel 2: randlicher Waldgürtel



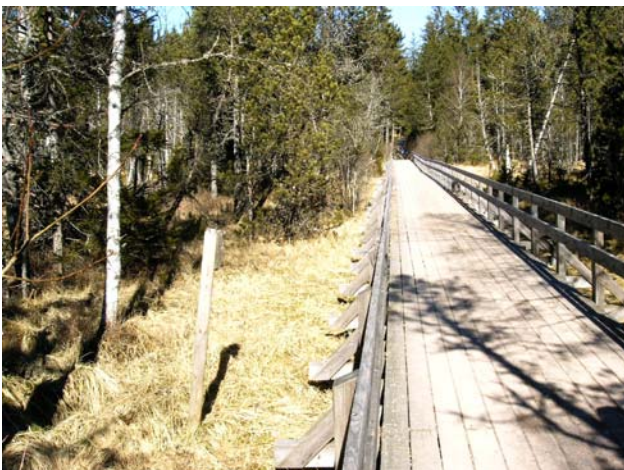
Tafel 3: Mittelsteg Hochmoor



Tafel 4: Moorabfluss (nach Westen)



Tafel 5: Waldbach im Randwald (Moorzufluss)



Tafel 6: Mittelsteg im Hochmoor Hinterarten



Tafel 7: Hochmoortypische Sphagnumvegetation



Tafel 8: Hoher Moorwasserspiegel am Steg



Tafel 9: Birkenvegetation am Moorrand



Tafel 10: vereiste OF-Gewässer (Wald)



Tafel 12: Kiefernbruchwald im Hochmoor Hinterzarten



Tafel 13 :natürliche Waldgrenze am Moor



Tafel 14 : Luftbild , Westteil Hochmoor Hinterzarten, Blickrichtung Westen, Foto: J. Strub



Tafel 15: Luftbild Westteil Hinterzartener Hochmoor, Foto: J. Strub



Tafel 16: Luftbild Hinterzartener Hochmoor (Blickrichtung SW), Foto: J. Strub



Tafel 17: Hochmoor Hinterzarten mit typischer Sphagnum-Wollgras-Bruchwald-Vegetation, Blick auf natürlichen Randwald



Tafel 18.: Messung der Geländeparameter



Tafel 19.: Einsatz der Porenwasserpumpe



Tafel 20: Ausrüstung, Material bei Feldarbeiten zur Porenwasserbeprobung

b) Tabellen

Tab. A 1: Kationengehalte der Proben in Profil Nr. 10

Proben-Nr.	Profil Nr.	Tiefe u.GOF cm	Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺		Na ⁺		K ⁺		Summe Kationen		
			mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	
HM-II-	1	10	40	2.97	0.148	0.88	0.072	4.40	0.191	1.92	0.049	10.1700	0.461
HM-II-	2	10	60	4.30	0.215	1.03	0.085	4.51	0.196	4.71	0.120	14.5500	0.616
HM-II-	3	10	70	2.35	0.117	0.82	0.067	4.51	0.196	3.11	0.080	10.7900	0.460
HM-II-	4	10	90	2.97	0.148	0.92	0.076	4.91	0.214	2.45	0.063	11.2500	0.500
HM-II-	5	10	110	3.76	0.188	1.05	0.086	5.99	0.261	5.08	0.130	15.8800	0.665
HM-II-	6	10	130	4.98	0.249	1.09	0.090	4.77	0.207	3.82	0.098	14.6600	0.643
HM-II-	7	10	150	5.20	0.259	1.31	0.108	5.49	0.239	4.22	0.108	16.2200	0.714
HM-II-	8	10	170	7.74	0.386	1.35	0.111	5.44	0.237	1.40	0.036	15.9300	0.770
HM-II-	9	10	180	4.87	0.243	1.18	0.097	5.55	0.241	3.26	0.083	14.8600	0.665
HM-II-	10	10	190	6.59	0.329	2.47	0.203	5.00	0.217	3.83	0.098	17.8900	0.848
HM-II-	11	10	200	4.13	0.206	0.98	0.081	5.03	0.219	5.27	0.135	15.4100	0.640
HM-II-	12	10	220	10.10	0.504	2.14	0.176	5.47	0.238	4.92	0.126	22.6300	1.044
HM-II-	13	10	240	8.12	0.405	1.4	0.115	5.53	0.241	1.16	0.030	16.2100	0.791

Tab A2: Anionengehalte der Proben in Profil Nr. 10

Proben-Nr.	Profil Nr.	Tiefe u.GOF cm	Cl ⁻		HCO ₃ ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ⁻⁻		Summe Anionen		
			mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	
HM-II-	1	10	40	7.52	0.212	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.40	0.008	7.9200	0.220
HM-II-	2	10	60	8.00	0.226	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.47	0.010	8.4700	0.235
HM-II-	3	10	70	8.32	0.235	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.72	0.015	9.0400	0.250
HM-II-	4	10	90	8.32	0.235	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.47	0.010	8.7900	0.244
HM-II-	5	10	110	9.26	0.261	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.80	0.017	10.0600	0.278
HM-II-	6	10	130	9.48	0.267	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.91	0.019	10.3900	0.286
HM-II-	7	10	150	9.98	0.281	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.84	0.017	10.8200	0.299
HM-II-	8	10	170	9.8	0.276	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.96	0.020	10.7600	0.296
HM-II-	9	10	180	9.63	0.272	0.0	0.000	< 0,19	0.000	1.03	0.021	10.6600	0.293
HM-II-	10	10	190	9.21	0.260	0.0	0.000	< 0,19	0.000	1.15	0.024	10.3600	0.284
HM-II-	11	10	200	9.13	0.258	0.0	0.000	< 0,19	0.000	1.03	0.021	10.1600	0.279
HM-II-	12	10	220	9.11	0.257	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.18	0.004	9.2900	0.261
HM-II-	13	10	240	9.93	0.280	0.0	0.000	< 0,19	0.000	0.47	0.010	10.4000	0.290

Tab. A3: Sonstige Messdaten zu Profil Nr. 10

Proben-Nr.		Profil Nr.	Tiefe u.GOF	KS 4.3	Feststoffinhalt	Ionenbilanzfehler
			cm	mmol(eq)/l	mg/l	%
HM-II-	1	10	40	0.26	40.0000	4.10
HM-II-	2	10	60	0.40	60.0000	3.11
HM-II-	3	10	70	0.22	70.0000	1.98
HM-II-	4	10	90	0.30	90.0000	8.48
HM-II-	5	10	110	0.36	110.0000	4.09
HM-II-	6	10	130	0.32	130.0000	5.93
HM-II-	7	10	150	0.40	150.0000	2.13
HM-II-	8	10	170	0.50	170.0000	3.40
HM-II-	9	10	180	0.40	180.0000	4.15
HM-II-	10	10	190	0.54	190.0000	2.85
HM-II-	11	10	200	0.38	200.0000	2.87
HM-II-	12	10	220	0.74	220.0000	4.22
HM-II-	13	10	240	0.48	240.0000	2.66

Tab. A4: Kationengehalte der Proben in Profil Nr. 9

Proben-Nr.		Profil Nr.	Tiefe u.GOF	Ca++		Mg++		Na+		K+		Summe Kationen	
			cm	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l
HM-I-	9	9	10	4.55	0.227	1.05	0.086	4.84	0.211	3.04	0.078	13.4800	0.602
HM-I-	10	9	20	6.75	0.337	1.96	0.161	5.74	0.250	0.88	0.023	15.3300	0.770
HM-I-	11	9	40	3.90	0.195	1.04	0.086	5.48	0.238	2.68	0.069	13.1000	0.587
HM-I-	12	9	60	7.24	0.361	1.47	0.121	6.82	0.297	0.35	0.009	15.8800	0.788
HM-I-	13	9	80	5.76	0.287	1.29	0.106	6.12	0.266	0.27	0.007	13.4400	0.667
HM-I-	14	9	130	9.38	0.468	1.22	0.100	5.65	0.246	3.16	0.081	19.4100	0.895
HM-I-	15	9	180	4.42	0.221	1.15	0.095	2.49	0.108	5.89	0.151	13.9500	0.574

Tab. A5: Anionengehalte der Proben in Profil Nr. 9

Proben-Nr.		Profil Nr.	Tiefe u.GOF	Cl-		HCO3-		NO3-		SO4--		Summe Anionen	
			cm	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l
HM-I-	9	9	10	9.1	0.257	19.5	0.32	< 0,19	0	0.45	0.009	29.075	0.586
HM-I-	10	9	20	9.46	0.267	28.1	0.46	k.A.	k.A.	0.59	0.012	38.118	0.739
HM-I-	11	9	40	10.3	0.291	15.9	0.26	< 0,19	0	0.7	0.015	26.864	0.565
HM-I-	12	9	60	11.7	0.330	26.8	0.44	< 0,19	0	1.67	0.035	40.217	0.805
HM-I-	13	9	80	11.1	0.313	19.5	0.32	< 0,19	0	0.59	0.012	31.215	0.645
HM-I-	14	9	130	10.4	0.293	36.6	0.6	< 0,19	0	0.16	0.003	47.170	0.897
HM-I-	15	9	180	10.8	0.305	14.6	0.24	< 0,19	0	1.52	0.032	26.964	0.576

Tab. A6: Sonstige Messdaten zu Profil Nr. 9

Proben-Nr.		Profil Nr.	Tiefe u.GOF	KS 4.3	Feststoffinhalt	Ionenbilanzfehler
			cm	mmol(eq)/l	mg/l	%
HM-I-	9	9	10	0.32	42.55544	2.64
HM-I-	10	9	20	0.46	53.44782	4.13
HM-I-	11	9	40	0.26	39.96442	3.82
HM-I-	12	9	60	0.44	56.09748	2.13
HM-I-	13	9	80	0.32	44.65544	3.25
HM-I-	14	9	130	0.60	66.5802	0.18
HM-I-	15	9	180	0.24	40.91408	0.37

Tab. A7 :Kationengehalte der Proben in Profil Nr. 8 (ohne Tiefenangaben, Pkt. 1 oben , Pkt. 8 bei ca. 1.85 unter GOF)

Proben-Nr.	Profil Nr.	Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺		Na ⁺		K ⁺		Summe Kationen		
		mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	
HM-I-	1	8	5.52	0.275	1.10	0.091	4.50	0.196	1.18	0.030	12.3000	0.592
HM-I-	2	8	5.98	0.298	1.27	0.105	4.62	0.201	0.83	0.021	12.7000	0.625
HM-I-	3	8	2.74	0.137	0.94	0.077	5.35	0.233	3.03	0.077	12.0600	0.524
HM-I-	4	8	5.25	0.262	1.04	0.086	5.26	0.229	6.77	0.173	18.3200	0.750
HM-I-	5	8	4.88	0.244	1.15	0.095	5.65	0.246	0.95	0.024	12.6300	0.608
HM-I-	6	8	7.12	0.355	1.31	0.108	5.82	0.253	1.57	0.040	15.8200	0.756
HM-I-	7	8	10.80	0.539	2.00	0.165	5.68	0.247	0.60	0.015	19.0800	0.966
HM-I-	8	8	3.92	0.196	0.92	0.076	5.34	0.232	3.19	0.082	13.3700	0.585

Tab. A8: Anionengehalte der Proben in Profil Nr. 8 (ohne Tiefenangaben, Pkt. 1 oben , Pkt. 8 bei ca. 1.85 unter GOF)

Proben-Nr.	Profil Nr.	Cl ⁻		HCO ₃ ⁻		NO ₃ ⁻		SO ₄ ⁻⁻		Summe Anionen		
		mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	mg/l	mmol(eq)/l	
HM-I-	1	8	8.28	0.234	23.186	0.38	< 0,19	0	< 0,19	0.000	31.466	0.614
HM-I-	2	8	8.33	0.235	23.186	0.38	< 0,19	0	0.24	0.005	31.756	0.620
HM-I-	3	8	9.58	0.270	14.644	0.24	< 0,19	0	0.7	0.015	24.924	0.525
HM-I-	4	8	9.51	0.268	26.847	0.44	< 0,19	0	0.78	0.016	37.137	0.724
HM-I-	5	8	10.3	0.291	18.305	0.3	< 0,19	0	1.32	0.027	29.925	0.618
HM-I-	6	8	10.8	0.305	24.407	0.4	< 0,19	0	1.29	0.027	36.497	0.731
HM-I-	7	8	10.4	0.293	39.051	0.64	< 0,19	0	0.45	0.009	49.901	0.943
HM-I-	8	8	10.2	0.288	15.864	0.26	< 0,19	0	2.36	0.049	28.424	0.597

Tab. A9: sonstige Messdaten zu Profil Nr. 8, (ohne Tiefenangaben, Pkt. 1 oben , Pkt. 8 bei ca. 1.85 unter GOF)

Proben-Nr.	Profil Nr.	KS 4.3	Feststoffinhalt	Ionenbilanzfehler
		mmol(eq)/l	mg/l	%
HM-I-	1	8	43.7665	3.59
HM-I-	2	8	44.4565	0.83
HM-I-	3	8	36.9841	0.1
HM-I-	4	8	55.4575	3.4
HM-I-	5	8	42.5551	1.6
HM-I-	6	8	52.3168	3.35
HM-I-	7	8	68.9809	2.43
HM-I-	8	8	41.7944	1.97

Tab. A10: 18- O- Werte (in ‰) aus Profil Nr. 10

Probe	18O [VSMOW]	Tiefe u. GOF (cm)
Moor/HMII-01/	-9.40	40
Moor/HMII-02/	-9.42	60
Moor/HMII-03/	-9.50	70
Moor/HM-II-04/	-9.64	90
Moor/HM-II-05/	-9.60	110
Moor/HM-II-06/	-9.46	130
Moor/HM-II-07/	-9.65	150
Moor/HMII-08/	-9.56	170
Moor/HM-II-09/	-9.74	180
Moor/HMII-10/	-9.74	190
Moor/HM-II-11/	-9.45	200
Moor/HM-II-12/	-9.50	220
Moor/HM-II-13/	-9.33	240

Tab. A11: 18- O- Werte (in ‰) aus Profil Nr. 9

Probe	18O [VSMOW]	Tiefe u. GOF (cm)
Moor/HM-I-09/	-9.20	10
Moor/HMI-10/	-9.30	20
Moor/HMI-11/	-9.45	40
Moor/HMI-12/	-9.50	60
Moor/HMI-13/	-9.35	80
Moor/HM-I-14/	-9.44	130
Moor/HMI-15/	-9.48	180

Tab. A12: 18- O- Werte (in ‰) aus Profil Nr. 8 (ohne Tiefenangaben, Pkt. 1 oben ,
Pkt. 8 bei ca. 1.85 unter GOF)

Probe	18O [VSMOW]
Moor/HM-I-01/	-9.13
Moor/HMI-02/	-9.17
Moor/HMI-03/	-9.35
Moor/HMI-04/	-9.45
Moor/HMI-05/	-9.49
Moor/HM-I-06/	-9.30
Moor/HMI-07/	-9.25
Moor/HM-I-08/	-9.37

Tab. A13: Multi- Profil Nr.1

Probenahme , Hochmoor Hinterzarten, 28.06.2008 (Strahlungswetter)							
Porenwasserprofile, Profil Nr.1, VON UNTEN NACH OBEN BEPROBT !!!							
bis auf 1a alle Messungen in Durchlaufzelle							
Zeit	Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	O2-Gehalt(mg/l))	Temp.(°C)	LF(mikroS)	pH
8.05	1	1a	240		10.30	78.40	5.05
	1	1b	240	0.1	7.8	64.6	4.81
	1	2	210	0.1	8.0	64.5	4.74
	1	3	190	0.1	8.1	61.4	4.63
	1	4	170	0.2	8.2	59.2	4.43
	1	5	150	0.2	8.2	59.9	4.30
8.25	1	6	130	0.3	8.3	56.8	4.44
	1	8	120	1.3	8.4	57.3	4.35
	1	7	110	2.1	8.4	56.2	4.43
	1	9	100	0.2	8.5	57.1	4.37
	1	10	80	0.2	8.8	58.0	4.56
	1	11	60	8.2	9.2	110.7	5.23

Tab. A14: Multi- Profil Nr.2

Probenahme , Hochmoor Hinterzarten, 28.06.2008 (Strahlungswetter)							
Porenwasserprofile, Profil Nr.2, von oben n. unten, Durchlaufzelle							
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	O2-Gehalt(mg/l))	O2-Gehalt(%)	Temp.(°C)	LF(mikroS)	pH
2	1	40	0.4	4	12.3	82.8	4.67
2	2	55	0.3	3	10.7	59.0	4.35
2	3	65	0.2	2	9.8	55.6	4.25
2	4	80	0.4	4	9.8	55.0	4.23
2	5	100	0.3	3	9.5	55.6	4.24
2	6	120	0.1	1	9.1	56.0	4.25
2	7	140	0.1	1	8.9	56.3	4.27
2	8	160	0.1	1	9.0	56.5	4.27
2	9	180	0.1	1	10.1	56.6	4.28
2	10	200	0.5	5	11.1	57.0	4.24

Tab. A15: Temperatur Profil Nr.3

Profil Nr.3, von oben n. unten, Durchlaufzelle			
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)
3	1	60	11.2
3	2	70	11.0
3	3	80	10.8
3	4	90	10.4
3	5	100	10.0
3	6	110	9.8
3	7	120	9.7
3	8	130	10.5
3	9	140	10.4
3	10	150	10.0
3	11	160	10.1
3	12	170	10.6
3	13	180	10.8
3	14	190	9.5
3	15	200	8.4
3	16	210	8.3
3	17	220	9.0
3	18	240	9.6

Tab. A16: Temperatur Profil Nr.4

Profil Nr.4, von oben n. unten, Durchlaufzelle			
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)
4	1	40	13.6
4	2	50	12.8
4	3	60	11.3
4	4	70	10.7
4	5	80	10.7
4	6	90	10.7
4	7	100	12.5
4	8	120	12.5
4	9	160	13.3
4	10	180	11.6
4	11	200	10.6

Tab. A17: Temperatur Profil Nr.5

Profil Nr.5, von oben n. unten, Durchlaufzelle			
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)
5	1	40	11.5
5	2	50	11.4
5	3	60	11.1
5	4	70	10.7
5	5	80	9.9
5	6	90	9.5
5	7	100	9.4
5	8	110	9.1
5	9	120	9.1
5	10	130	9.0
5	11	140	8.9
5	12	150	8.9
5	13	160	8.8
5	14	170	8.7
5	15	180	8.5
5	16	190	8.4
5	17	200	8.4
5	18	210	8.5
5	19	220	8.6

Tab. A18: Temperatur Profil Nr.6

Profil Nr.6, von oben n. unten, Durchlaufzelle			
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)
6	1	40	12.5
6	2	50	12.3
6	3	60	12.2
6	4	70	11.3
6	5	80	11.2

Tab. A19: Temperatur Profil Nr.7

Profil Nr.7, von oben n. unten, Durchlaufzelle			
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)
7	1	40	13.7
7	2	50	13.7
7	3	60	13.6
7	4	70	13.0
7	5	80	12.6
7	6	90	12.3
7	7	100	12.0
7	8	110	11.7
7	9	120	11.2
7	10	130	11.0
7	11	140	10.8
7	12	150	10.1
7	13	160	9.7
7	14	170	9.6
7	15	180	9.5
7	16	190	9.3
7	17	200	9.3
7	18	210	9.3
7	19	220	9.3
7	20	230	9.3
7	21	240	9.3
7	22	250	9.3

Tab. A 20: pH Profil Nr .5

Profil Nr.5, von oben n. unten, Durchlaufzelle				
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)	pH
5	1	40	11.5	4.32
5	2	50	11.4	4.34
5	3	60	11.1	4.34
5	4	70	10.7	4.34
5	5	80	9.9	4.26
5	6	90	9.5	4.25
5	7	100	9.4	4.25
5	8	110	9.1	4.28
5	9	120	9.1	4.29
5	10	130	9.0	4.28
5	11	140	8.9	4.27
5	12	150	8.9	4.26
5	13	160	8.8	4.25
5	14	170	8.7	4.17
5	15	180	8.5	4.16
5	16	190	8.4	4.17
5	17	200	8.4	4.18
5	18	210	8.5	4.19
5	19	220	8.6	4.20

Tab. A 21: pH Profil Nr .6

Profil Nr.6, von oben n. unten, Durchlaufzelle				
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)	pH
6	1	40	12.5	4.38
6	2	50	12.3	4.38
6	3	60	12.2	4.38
6	4	70	11.3	4.35
6	5	80	11.2	4.33

Tab. A 22: O₂ -Profil Nr .7

Profil Nr.7, von oben n. unten, Durchlaufzelle				
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)	O ₂ -Gehalt (mg/l)
7	1	40	13.7	0.2
7	2	50	13.7	0.2
7	3	60	13.6	0.2
7	4	70	13.0	1.0
7	5	80	12.6	0.9
7	6	90	12.3	0.8
7	7	100	12.0	0.7
7	8	110	11.7	0.6
7	9	120	11.2	0.5
7	10	130	11.0	0.5
7	11	140	10.8	0.3
7	12	150	10.1	0.3
7	13	160	9.7	0.3
7	14	170	9.6	0.3
7	15	180	9.5	0.3
7	16	190	9.3	0.2
7	17	200	9.3	0.2
7	18	210	9.3	0.2
7	19	220	9.3	0.2
7	20	230	9.3	0.2
7	21	240	9.3	0.2
7	22	250	9.3	0.2

Tab. A 23: EC -Profil Nr .3

Profil Nr.3, von oben n. unten, Durchlaufzelle				
Profil Nr.	Messpkt.Nr.	cm u. GOF	Temp.(°C)	EC(µS/cm)
3	1	60	11.2	61.0
3	2	70	11.0	61.5
3	3	80	10.8	61.3
3	4	90	10.4	61.3
3	5	100	10.0	62.8
3	6	110	9.8	62.6
3	7	120	9.7	62.3
3	8	130	10.5	58.3
3	9	140	10.4	57.2
3	10	150	10.0	56.0
3	11	160	10.1	55.5
3	12	170	10.6	55.3
3	13	180	10.8	55.1
3	14	190	9.5	54.3
3	15	200	8.4	54.5
3	16	210	8.3	55.5
3	17	220	9.0	56.2
3	18	240	9.6	57.4