



Dendro-Isotope und die Jahrringbreiten als Klimaproxis der letzten 1200 Jahre im Karakorumgebirge/Pakistan

Kerstin Susanne Treydte



Forschungszentrum Jülich GmbH
Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre
Institut V: Sedimentäre Systeme (ICG-V)

Dendro-Isotope und die Jahrringbreiten als Klimaproxis der letzten 1200 Jahre im Karakorumgebirge/Pakistan

Kerstin Susanne Treydte

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Umwelt / Environment

Band / Volume 38

ISSN 1433-5530

ISBN 3-89336-330-0

Bibliografische Information Der Deutschen Bibliothek
Die Deutsche Bibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen
Nationalbibliografie; detaillierte Bibliografische Daten sind im Internet
über <<http://dnb.ddb.de>> abrufbar.

Herausgeber
und Vertrieb: Forschungszentrum Jülich GmbH
ZENTRALBIBLIOTHEK
D-52425 Jülich
Telefon: 02461 61-5368 · Telefax: 02461 61-6103
e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de
Internet: <http://www.fz-juelich.de/zb>

Umschlaggestaltung: Grafische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Druck: Grafische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Copyright: Forschungszentrum Jülich 2003

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Umwelt/Environment Band/Volume 38

D 5 (Diss., Bonn, Univ., 2002)

ISSN 1433-5530
ISBN 3-89336-330-0

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form (Druck, Fotokopie oder in einem anderen Verfahren) ohne schriftliche Genehmigung des Verlages reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des DFG-Projektes „Von Isotopenproxidaten in Jahrringen zu Klimainformationen – Untersuchungen an Waldgrenzstandorten im Karakorumgebirge/Pakistan“. Für die finanzielle Förderung (DFG No. Schl-299/3-1) bin ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet.

Die Idee zu diesem Projekt ergab sich aus Gesprächen mit Prof. Dr. Gerhard Schleser (Forschungszentrum Jülich, FZJ) und Prof. Dr. Matthias Winiger (Universität Bonn) auf der Basis des gemeinsamen Interesses an dem Großraum Hochasien.

Herrn Prof. Schleser danke ich für die Einrichtung eines Arbeitsplatzes im Institut für Sedimentäre Systeme (ICG V) des Forschungszentrums Jülich GmbH, für die engagierte fachliche Betreuung zu jedem Zeitpunkt und vor allem gegen Ende der Arbeit, die immerwährende Offenheit für Fragen und Probleme und die Möglichkeit, bei der Durchführung der aufwändigen Isotopenanalysen auf die Unterstützung des tatkräftigen technischen Personals zugreifen zu können.

Herrn Prof. Winiger danke ich für sein wissenschaftliches Interesse an der Arbeit, zahlreiche konstruktive Diskussionen und Denkanstöße und das entgegengebrachte Vertrauen vor allem in der Endphase. Darüber hinaus danke ich ihm dafür, vor Ort die hervorragende Infrastruktur des DFG-Schwerpunktprogrammes „Culture Area Karakorum“ (CAK) nutzen zu können. Ohne diese Möglichkeit wäre die Geländekampagne bei weitem nicht so erfolgreich durchführbar gewesen.

Das hervorragende Team aus Technikern, Laborantinnen und wechselnden Praktikanten und Hilfskräften machte die Bearbeitung eines so großen Datensatzes erst möglich. Stellvertretend seien hier Stefanie Andres, Wolfgang Knörchen, Werner Laumer, Gabi Pigorsch, Beatrix Kammer und Melanie Schrimpf genannt.

Außerdem danke ich Dr. Jan Esper (WSL/Schweiz) für die vertrauensvolle und vorbehaltlose Überlassung von umfangreichem Datenmaterial, die zahlreichen inhaltlichen und methodischen Diskussionen und sein verstärktes Engagement in der Endphase auch aus der Entfernung. Ohne ihn wäre ein Teil der Arbeit nicht möglich gewesen.

Meinem engsten Arbeitskollegen Dr. Gerhard Helle danke ich für die Hilfestellung bei organisatorischen und technischen Problemen jeglicher Art. Die fast täglichen inhaltlichen, methodischen und persönlichen Gespräche machten Spaß und brachten die Arbeit ein großes Stück weiter. Außerdem möchte ich stellvertretend für die Mitglieder der Jülicher Arbeitsgruppe Dr. Andreas Lücke, Dr. Christoph Mayr, Dipl.-Geogr. Robert Moschen und

Dr. Heinz Vos erwähnen. Die anregenden Gespräche mit ihnen wirkten motivierend und halfen oft weiter.

Die Geländekampagne wurde zusammen mit Dipl.-Geogr. Christian Welscher durchgeführt. Ihm danke ich für die gute Zusammenarbeit und die tatkräftige Unterstützung bei der Probennahme im Pakistanischen Hochgebirgsraum. In diesem Zusammenhang sei auch Dipl.-Geogr. Martin Gumpert (Universität Bonn) erwähnt, der uns vor Ort viele Wege ebnete. Daneben trugen zahlreiche pakistanische Helfer zur erfolgreichen Probennahme bei. Namentlich genannt sei hier Shafgat Ali, ohne dessen engagierten Einsatz der gesamte Geländeaufenthalt nicht so effizient verlaufen wäre.

Dipl.-Geogr. Burkhard Neuwirth (Universität Bonn), Dipl.-Geogr. Martin Gumpert (Universität Bonn) und Dr. Holger Gärtner (WSL/Schweiz) begleiteten ebenfalls mit zahlreichen intensiven und konstruktiven Gesprächen die gesamte Promotionszeit. Auch bei ihnen bedanke ich mich für diverse Hilfestellungen und Korrekturlesearbeiten.

Daneben möchte ich das Team der Firma Rinntech/Heidelberg nicht ungenannt lassen (Frank Rinn, Constantin Sander und Ursula Röper). Deren sofortige telefonische Beratung bei allen Problemen, das Dendro-Programm TSAP betreffend, erleichterte mehrmals die Arbeit.

Dipl.-Geogr. Benjamin Lambrecht danke ich herzlich für die mentale und tatkräftige Unterstützung und seine Geduld vor allem in der Endphase der Arbeit.

Schließlich möchte ich meine Eltern erwähnen und ihre vertrauensvolle Begleitung meiner „umtriebigen“ Studien- und Promotionszeit. Meiner Mutter (und „besten Freundin“) ist diese Arbeit gewidmet.

Bonn, im Oktober 2002

Kerstin Treydte

INHALT

Vorwort	III
Abbildungsverzeichnis	VIII
Tabellenverzeichnis	XII
1 EINLEITUNG	1
1.1 Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung und Konzeption	5
2 WESENTLICHE ASPEKTE DES NATUR- UND KULTURRAUMES	7
2.1 Lage und Abgrenzung	7
2.2 Klimatologisch-ökologische Bedingungen	9
2.3 Vegetation	13
2.4 Anthropogene Faktoren	15
2.5 Standorte	15
2.5.1 Talschaft Rama (RAM/hoch)	16
2.5.2 Talschaft Bagrot (BAG/hoch und BAG/tief)	17
2.5.3 Talschaft Boibar (MOR/hoch)	19
3 STABILE ISOTOPE IN JAHRRINGEN	20
3.1 Nomenklatur	21
3.2 Photosynthese und CO ₂ -Assimilation	22
3.3 δ ¹³ C-Variationen	23
3.4 δ ¹⁸ O-Variationen	29
4 MATERIAL	35
4.1 Probenmaterial von Bäumen	35
4.2 Jahrringbreiten-Datensätze	36
4.3 Klimadaten	38
4.4 Atmosphärische δ ¹³ C- und pCO ₂ -Daten	43

INHALT

5	METHODEN	44
5.1	Datenerhebung	44
5.1.1	Jahrringbreiten	44
5.1.2	Isotopenverhältnisse	45
5.2	Datenbearbeitung	49
5.2.1	CO ₂ -Korrektur der $\delta^{13}\text{C}_{\text{Jahrring}}$ -Werte	49
5.2.2	Standardisierung	51
5.2.3	Klima-Jahrring-Beziehungen	56
6	ERGEBNISSE	57
6.1	Jahrringbreiten	57
6.1.1	Standortinterne und standortübergreifende Merkmale	57
6.1.2	1400-jährige Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch	62
6.1.3	Jahrringbreiten der „Isotopenbäume“	67
6.2	$\delta^{13}\text{C}$-Variationen	72
6.2.1	Standortinterne und standortübergreifende Merkmale	72
6.2.2	1200-jährige $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch	78
6.3	$\delta^{18}\text{O}$-Variationen	83
6.3.1	Standortinterne und standortübergreifende Merkmale	83
6.3.2	1200-jährige $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch	87
6.4	Vergleich der Jahrringparameter	91
6.4.1	Standortbezogener Vergleich	91
6.4.1.1	RAM/hoch	92
6.4.1.2	BAG/hoch	94
6.4.1.3	BAG/tief	96
6.4.1.4	MOR/hoch	98
6.4.2	1200-jährige Chronologien	101
6.5	Klima/Jahrring-Beziehungen	105
6.5.1	Jahrringparameter und intramontane Klimazeitreihen	105
6.5.2	Vergleich mit langen extramontanen Klimazeitreihen	111
6.5.3	Klimatische Steuerung niederfrequenter Signale	115

INHALT

6.6	Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag seit 828 AD	123
6.6.1	Transfermodelle und ihre Anwendung	123
6.6.2	Klimarekonstruktion	128
7	DISKUSSION	135
7.1	Chronologiebildung und Langfristrends	135
7.2	Klimatologisch-ökologische Aspekte	138
7.1	Niederfrequente Klimainformation	141
8	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK	146
	LITERATURVERZEICHNIS	151
	ANHANG	I

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1.1	Temperaturveränderungen (a) der letzten 140 Jahre und (b) der letzten 1000 Jahre; Quelle: IPCC (2001)	1
Abb. 1.2	Temperaturentwicklung der letzten 1000 Jahre nach MANN et al. (1999) und ESPER et al. (2002a) (Quelle: ESPER et al. 2002a)	2
Abb. 1.3	Temperaturentwicklung im westlichen Zentralasien seit 618 AD (Quelle: ESPER 2000a)	4
Abb. 2.1	Untersuchungsraum Karakorum und Himalaja	8
Abb. 2.2	Lage der Standorte und ihre Anordnung im Ökogramm	16
Abb. 2.3	Blick auf die Untersuchungsflächen im Bagrottal	18
Abb. 2.4	Blick auf die Untersuchungsfläche im Boibartal	19
Abb. 3.1	Einfluss von Witterungsverhältnissen auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen im Blatt	27
Abb. 3.2	Veränderungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag mit geogr. Breite, Höhe und Jahreszeit	30
Abb. 3.3	Einflüsse auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Jahrring	30
Abb. 4.1	Ausgewählte Jahrringbreiten-Datensätze von ESPER	37
Abb. 4.2	Charakterisierung der meteorologischen Reihen von Temperatur und Niederschlag	39
Abb. 4.3	Regionale Temperatur- und Niederschlagsreihen innerhalb und außerhalb des Nordpakistanischen Hochgebirgsraumes	42
Abb. 4.4	Korrelationskoeffizienten zwischen den Regionalreihen von Temperatur und Niederschlag auf Monatsbasis	42
Abb. 4.5	Atmosphärische $\delta^{13}\text{C}$ - und pCO_2 -Daten zur Korrektur von Langfristtrends in den $\delta^{13}\text{C}$ -Jahrringzeitreihen	43

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 5.1	(a) $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve aus Mischproben mehrerer Bäume und Einzelbäume (b) Einbeziehung der Einzelbäume in die Mischkurve nach der Formel im Test	48
Abb. 5.2	Korrekturfaktoren für die Veränderungen im atmosphärischen CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und pCO_2) und ihre Anwendung auf die $\delta^{13}\text{C}_{\text{Jahrring}}$ -Kurven	51
Abb. 6.1	JRB-Rohwertkurven und 51d-standardisierte Indexserien der vier Unter- suchungsflächen 1900-1998 AD	59
Abb. 6.2	51d-standardisierte Zuwachsmittelkurven der vier Untersuchungsflächen	61
Abb. 6.3	Standortvergleich auf der Basis von Korrelationskoeffizienten und Gleich- läufigkeiten	62
Abb. 6.4	Datensätze der „1000-jährigen“ Wacholder – (a) Rohwerte, (b) gefilterte Zeitreihen	64
Abb. 6.5	Jahrringbreitenchronologie Karakorum (standardisiert an den individuellen Mittelwerten)	66
Abb. 6.6	Rohwertkurven aller für Isotopenuntersuchungen verwendeten Bäume	68
Abb. 6.7	Rohwertmittelkurven aller Bäume pro Standort und der Isotopenbäume	69
Abb. 6.8	Jahrringbreiten der Isotopenbäume 1900 bis 1998 AD	70
Abb. 6.9	$\delta^{13}\text{C}$ -Variationen der Einzelbäume am Standort BAG/tief (Rohwerterhebung WELSCHER 2001) – Rohwerte und Indizes	72
Abb. 6.10	Standortmittelkurve BAG/tief – roh und mit unterschiedlichen Ansätzen, CO_2 -korrigiert	74
Abb. 6.11	$\delta^{13}\text{C}$ -Standortmischkurven – (a) Rohwerte, (b) $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -korrigiert	75
Abb. 6.12	51d-standardisierte $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelkurven der vier Untersuchungsflächen (1900-1998AD) und 15-jährige Filter	76
Abb. 6.13	Standortvergleich auf der Basis von Korrelationskoeffizienten und Gleich- läufigkeiten	77
Abb. 6.14	(a) JRB-Langzeittrends der Isotopenbäume MOR/hoch (b) Zusammensetzung der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch	79
Abb. 6.15	Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von Pool- und Einzelkurven an MOR/hoch	80
Abb. 6.16	$\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch – roh und mit verschiedenen CO_2 -Korrekturen	81

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 6.17	$\delta^{18}\text{O}$ -Variationen der Einzelbäume an BAG/tief (Rohwerterhebung WELSCHER 2001) – (a) Rohwerte, (b) Indizes	83
Abb. 6.18	$\delta^{18}\text{O}$ -Standortchronologien der vier Untersuchungsflächen	85
Abb. 6.19	51d-standardisierte $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelkurven der vier Untersuchungsflächen (1900-1998AD) und 15-jährige Filter	86
Abb. 6.20	Standortvergleich auf der Basis von Korrelationskoeffizienten und Gleichläufigkeiten	87
Abb. 6.21	(a) JRB-Langzeittrends der Isotopenbäume MOR/hoch (b) $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch	88
Abb. 6.22	Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von Pool- und Einzelkurven an MOR/hoch	89
Abb. 6.23	$\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch	90
Abb. 6.24	Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort RAM/hoch	93
Abb. 6.25	Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort BAG/hoch	95
Abb. 6.26	Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort BAG/tief	97
Abb. 6.27	Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort MOR/hoch	99
Abb. 6.28	1200-jährige Zeitreihen der drei Jahrringparameter	102
Abb. 6.29	Pearson'sche Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Temperatur- und Niederschlagsreihen sowie den Jahrringparametern auf Standortbasis für verschiedene Monatskombinationen	107
Abb. 6.30	Pearson'sche Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Temperatur- und Niederschlagsreihen (a) „Inner“ und (b und c) „Außer“ und den Jahrringparametern von MOR/hoch bzw. PAK	113
Abb. 6.31	Beziehungen zwischen den intramontanen („Inner“) und außerhalb des Hochgebirgsraumes („Außer“) ermittelten Temperatur- und Niederschlagszeitreihen im Jahresverlauf	114
Abb. 6.32	Zusammenhang zwischen der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch und den Jahrestemperaturen „Außer“ und „Inner“ als Abweichungen vom Mittelwert 1874 bis 1990 AD	117

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 6.33	Zusammenhang zwischen der gefilterten $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch und Temperatur sowie Niederschlag – (a) $\delta^{13}\text{C}$ -Indizes (51d) und Juli+August-Temperatur „Außer“ und „Inner“ (b) CO_2 -korrigierte und invers dargestellte $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologien und Juli+August-Temperatur „Außer“ und „Inner“ (c) $\delta^{13}\text{C}$ -Indizes (51d) und Juni+Juli-Niederschlag „Außer“ und „Inner“	119
Abb. 6.34	CO_2 -korrigierte $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch und Juni+Juli-Niederschläge	120
Abb. 6.35	Zusammenhang zwischen der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch und den z-transformierten Dezemberniederschlägen „Außer“ und „Inner“	122
Abb. 6.36	(a) Regression Jahrringbreite (PAK/hoch) zu Jahresmitteltemperaturen „Außer“ für den Zeitraum 1890-1990 AD (b) Rekonstruktion der Jahresmitteltemperaturen unter Anwendung der in Tab. 6.9 vorgestellten Transfermodelle	125
Abb. 6.37	(a) Regression $\delta^{13}\text{C}$ (MOR/hoch) zu Juni+Juli-Niederschlägen „Außer“ für den Zeitraum 1890-1990 AD (b) Rekonstruktion der Juni+Juli-Niederschläge unter Anwendung der in Tab. 6.10 vorgestellten Transfermodelle	126
Abb. 6.38	(a) Regression $\delta^{18}\text{O}$ (MOR/hoch) zu Dezemberniederschlägen „Außer“ für den Zeitraum 1890-1990 AD (b) Rekonstruktion der Dezemberniederschläge unter Anwendung der in Tab. 6.11 vorgestellten Transfermodelle	127
Abb. 6.39	Dekadische Temperatur- und Niederschlagsschwankungen im Karakorumgebirge/Pakistan seit 828 AD	129
Abb. 6.40	Erster Ansatz zur Klimarekonstruktion im Karakorumgebirge/Pakistan für den Zeitraum 828-1998 AD aus den Jahrringparametern Breite, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$	131
Abb. 7.1	$\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch und $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie Tibetischer Wacholder (Standort Qamdo)	136
Abb. 8.1	$\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch, Jahrringbreiten PAK/hoch und Nordhemisphärische Temperaturrekonstruktion (Quelle: Esper et al. 2002a)	150

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 4.1	Zusammenstellung der wichtigsten Informationen der untersuchten Standorte und Bäume	36
Tab. 4.2	Zusammenstellung der wichtigsten Informationen des Materials von Esper	36
Tab. 4.3	Korrelationskoeffizienten für den Zusammenhang zwischen Temperatur- und Niederschlagsreihen	40
Tab. 6.1	Statistische Ähnlichkeitsmaße der Rohwerte und 51d-Indizes im 20. Jh.	60
Tab. 6.2	Zusammensetzung der Jahrringbreitendatensätze für die 1400-jährige Karakorumchronologie	63
Tab. 6.4	Standortinterne Gleichläufigkeiten und Korrelationskoeffizienten	71
Tab. 6.5	Statistische Kennziffern der $\delta^{13}\text{C}$ -Serien an BAG/tief	73
Tab. 6.6	Statistische Zusammenhänge zwischen den vier $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven auf der Basis von Gleichläufigkeiten und Korrelationskoeffizienten	77
Tab. 6.7	Statistische Kennziffern der $\delta^{18}\text{O}$ -Serien an BAG/tief	84
Tab. 6.8	Statistische Zusammenhänge zwischen den vier $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven auf der Basis von Gleichläufigkeiten und Korrelationskoeffizienten	87
Tab. 6.9	Transfermodelle für die Rekonstruktion von Jahresmitteltemperaturen aus Jahrringbreiten	125
Tab. 6.10	Transfermodelle für die Rekonstruktion von Juni+Juli-Niederschlägen aus $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen	126
Tab. 6.11	Transfermodelle für die Rekonstruktion von Dezember-Niederschlägen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen	127

1 EINLEITUNG

1.1 PROBLEMSTELLUNG

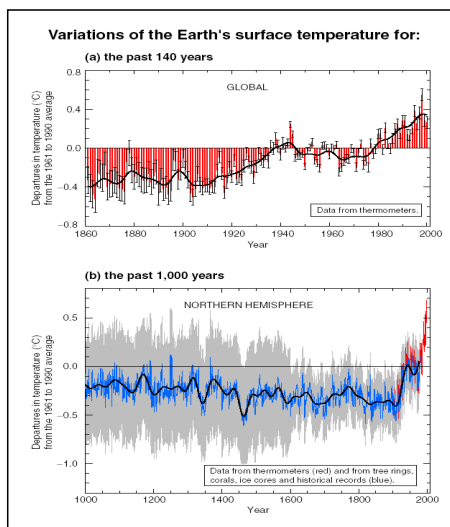


Abb.1.1: Temperaturveränderungen
(a) der letzten 140 Jahre (instrumentelle Messungen) und **(b)** der letzten 1000 Jahre (Jahringbreiten, Korallen, Eisbohrkerne und historische Aufzeichnungen);
 Quelle: IPCC (2001)

Der neueste Bericht des „International Panel on Climate Change“ (IPPC; 2001) postuliert einen kontinuierlichen Anstieg der globalen Oberflächentemperatur¹ seit 1861 AD (**Abbildung 1.1a**). Alleine im 20. Jahrhundert beträgt die Erhöhung $0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ und liegt damit um $0,15^{\circ}\text{C}$ über dem Wert der Periode 1900 bis 1994 AD (IPCC 1995). Die 1990er Jahre sind die wärmste Dekade der gesamten Zeitreihe, und das Jahr 1998 AD ist das wärmste überhaupt. Als Hauptverursacher für diese Entwicklung werden anthropogene Aktivitäten im Zuge der Industrialisierung gesehen. So nehmen z.B. im selben Zeitraum die atmosphärischen Konzentrationen der Treibhausgase Kohlen-dioxid, Methan und Stickoxide rasant zu (IPCC 1995, 2001) und wirken sich auf die Strahlungsbilanz aus. Doch wie stark ist der Einfluss des Menschen auf das globale Klimasystem tatsächlich?

Die Beantwortung dieser Frage ist langfristig nur möglich mit Kenntnissen über vergangene, unter natürlichen Bedingungen abgelaufene Umweltveränderungen. Vor allem deren Amplituden und Frequenzen und die sie verursachenden Faktoren müssen klar erkannt werden, um heutige, anthropogen überlagerte Effekte separieren zu können. Um dies zu erreichen, werden gerade in jüngster Zeit weltweit zahlreiche Proxidaten² unterschiedlicher zeitlicher Auflösung analysiert. Jahre von Bäumen sind dabei als jahrgenau und weit verbreitetes terrestrisches Klimaarchiv von herausragender Bedeutung. Sie eröffnen die Möglichkeit, sowohl hochfrequente Klimaschwankungen als auch säkulare Trends zu rekonstruieren. Im IPCC-Bericht 2001 werden die oben beschriebenen Temperaturänderungen in Beziehung gesetzt zu einer nordhemisphärischen Temperaturrekonstruktion der letzten 1000 Jahre (MANN et al. 1999). Diese setzt sich zum

¹ definiert als das Mittel der Lufttemperatur nahe der Land- und Meeresoberfläche (IPCC 2001)

² nicht direkt gemessene Informationen über klimatische Ereignisse; „Stellvertreterdaten“

1 EINLEITUNG

überwiegenden Teil aus Jahrringzeitreihen zusammen. Daneben sind Korallen, Eisbohrkerndaten und historische Quellen mit aufgenommen. Die Kurve zeigt eine nahezu lineare Temperaturabnahme von 1000 AD bis ins späte 19. Jahrhundert, gefolgt von einem extremen und in den letzten 1000 Jahren nie da gewesenen Anstieg bis heute (**Abbildung 1.b**). Das Ausmaß der Erwärmung im sogenannten Mittelalterlichen Klimaoptimum zwischen ~1000-1300 AD (FLOHN 1988; LAMB 1977, 1982) ist deutlich geringer als das im 20. Jahrhundert. In jüngster Zeit wird jedoch die Angreifbarkeit dieser Kurve diskutiert. So kritisieren BROECKER (2001) und ESPER et al. (2002) das Fehlen einer deutlichen Warmphase in der Art eines Mittelalterlichen Optimums. Letztere stellen der Kurve von MANN et al. (1999) eine eigene Temperaturrekonstruktion gegenüber (**Abbildung 1.2**).

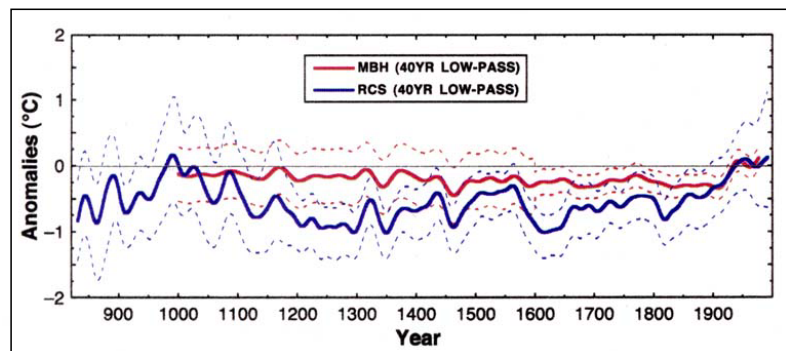


Abb. 1.2: Temperaturentwicklung der letzten 1000 Jahre nach MANN et al. (1999) (rot) und ESPER et al. (2002a) (blau) (Quelle: ESPER et al. 2002a)

Datenbasis sind Jahrringbreitenchronologien von 14 nordhemisphärischen Standorten. Beide Zeitreihen zeigen fast synchrones Verhalten in den kürzeren Wellenlängen (multidekadische Variationen). Die langfristigen Schwankungen (>200 Jahre) unterscheiden sich jedoch markant. Die Autoren weisen darauf hin, dass die Rekonstruktion von MANN et al. nicht unbedingt eine Mittelalterliche Warmphase vermissen lässt, denn beide Reihen beginnen etwa auf gleichem Niveau. Vielmehr ist im Vergleich zu ihrer Kurve die über mehrere Jahrhunderte andauernde Kaltphase der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ (BRADLEY & JONES 1993; FLOHN 1988; LAMB 1977, 1982) unterrepräsentiert.

Wie sind diese Unterschiede erklärbar?

Ein Teil der Differenzen beruht sicher auf einer unterschiedlichen Datenbasis. Da jedoch die multidekadischen Schwankungen sehr ähnlich sind, müssen weitere Effekte eine Rolle spielen. Das zentrale Problem bei der Erstellung von Jahrringbreitenchronologien ist die Tatsache, dass Bäume zu Beginn ihres Lebens oft schnell wachsen und breite Jahrringe

produzieren. Mit zunehmendem Alter nehmen die Jahrringbreiten kontinuierlich ab. Dieses, als „Alterstrend“ bezeichnete Phänomen ist primär biologisch bedingt und überprägt das Klimasignal (COOK & KAIRIUKSTIS 1990; BRÄKER 1981; FRITTS 1976, SCHWEINGRUBER 1996). ESPER et al. (2002) zeigen, dass der gewählte methodische Ansatz zur Eliminierung dieses Trends unter Beibehaltung der säkularen Schwankungen das Ergebnis massiv beeinflusst. Diese Tatsache an sich ist nicht neu (BRIFFA et al. 1992, 2000, COOK et al. 1995). Die differenzierte Art der Darstellung, exemplarisch diskutiert an den beiden oben gezeigten Kurven, führt jedoch zu einer entscheidenden Erkenntnis: Ob die aktuell beobachtete globale Erwärmung sich noch im natürlichen Rahmen der letzten >1000 Jahre bewegt oder für diesen Zeitraum schon außergewöhnlich ist, bleibt unklar.

Eine Möglichkeit, diese Frage mit neuen Ansätzen anzugehen, besteht in der Hinzunahme eines weiteren Jahrringparameters, der in der aktuellen Diskussion bisher nicht vorkommt, nämlich der stabilen Isotope der Elemente Kohlenstoff, Sauerstoff und Wasserstoff in Jahrringen („Dendro-Isotope“). Diese Parameter haben in den letzten Jahrzehnten ihr Potenzial zur Rekonstruktion von Temperatur, Niederschlag oder relativer Luftfeuchte bewiesen³. Doch aufgrund des im Vergleich zu Jahrringbreitenstudien extrem hohen Arbeitsaufwandes zur Datenerhebung beginnt erst in jüngster Zeit die Erstellung langer Zeitreihen. Momentan existieren weltweit nur drei >1000-jährige Isotopen-Chronologien aus mehreren Bäumen: eine $\delta^{13}\text{C}$ - und eine δH -Chronologie⁴ von Tannen aus dem Schwarzwald für den Zeitraum 1004 bis 1980 AD (LIPP et al. 1991, EDWARDS et al. 2000) und eine 1400-jährige $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie von Tibetischen Wacholdern (ZIMMERMANN 1997). Bei allen drei Serien fehlen jedoch bisher Transfermodelle zur Klimarekonstruktion. Eine lange Chronologie der Sauerstoffisotope ($\delta^{18}\text{O}$) ist bislang noch nicht veröffentlicht. So ist momentan völlig unklar, ob diese Parameter überhaupt säkulare Klimaschwankungen archivieren (SCHWEINGRUBER 1996).

Das globale Netzwerk der Jahrringchronologien weist in einigen Bereichen immer noch große Lücken auf. Für ein besseres Verständnis der Klimageschichte auf regionaler Ebene sind deshalb weltweit zusätzliche hochauflösende Rekonstruktionen gefordert (JONES et al. 2001; BRIFFA & OSBORN 2002). So ist gerade Zentralasien trotz einer Zunahme an Veröffentlichungen in jüngster Zeit (COOK et al. 2002; ESPER et al. 2002/2001; PEDERSON et al. 2001) immer noch unterrepräsentiert. Die Region gilt jedoch als ein Motor der atmosphärischen Zirkulation und damit als eine Schlüsselstelle im Klimasystem (BÖHNER 1996). Um so erstaunlicher erscheint die Tatsache, dass hier bisher nur wenige 1000-jährige Jahrringchronologien erstellt wurden, obwohl gerade diese Region mit extrem alten Bäumen (bis über 2000-jährige Wacholder) ein großes Potenzial dafür bietet

³ Die genaueren Zusammenhänge werden in Kapitel 3 ausführlich dargestellt.

⁴ Zur Nomenklatur siehe Kapitel 3.1

1 EINLEITUNG

(SCHWEINGRUBER 1996). Für das westliche Zentralasien (Karakorumgebirge und Tien Shan) sind die Arbeiten von ESPER (2000 a,b) und ESPER et al. (2001a,d, 2002b) von herausragender Bedeutung. Diese sind momentan neben einer Chronologie von GRAYBILL et al. (1992) die einzigen über 1000-jährigen Zeitreihen und die einzige Temperaturrekonstruktion aus diesem Raum (**Abbildung 1.3**).

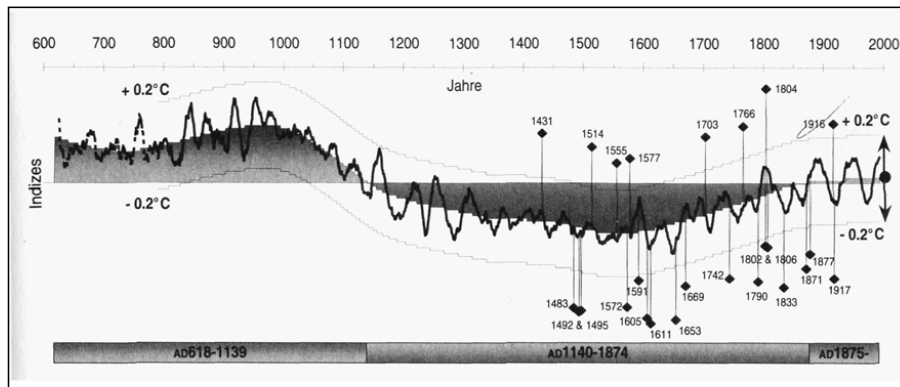


Abb. 1.3: Temperaturentwicklung im westlichen Zentralasien seit 618 AD (Quelle: ESPER 2000a)

ESPER (2000a) zeigt die hohe Synchronität besonders der mittelfristigen Wachstumschwankungen zwischen allen Hochlagenstandorten beider Gebirge. Darüber hinaus sind säkulare Trends extrahierbar. Die Kalibration mit meteorologischen Messreihen weist auf den dominanten Einfluss der Jahrestemperatur auf das Jahrringwachstum hin. Die bekannten Klimaepochen „Mittelalterliches Optimum“, „Kleine Eiszeit“ und rezente Erwärmung haben auch in dieser Region Gültigkeit. Entlang der säkularen Trends fanden Temperaturschwankungen mit einer Amplitude von $+0,2^{\circ}\text{C}$ bis $-0,2^{\circ}\text{C}$ in Dekadenlänge statt. Daneben sind Untersuchungen vom monsunal beeinflussten Nord-indien bekannt (BATTACHARYA et al. 1988; HUGHES 1992; YADAV et al. 1992). Hier wurde für den Westhimalaja ein Jahrringnetzwerk aus Bäumen verschiedener Höhenlagen auf-gebaut. In jüngster Zeit etabliert sich außerdem ein größeres Jahrringnetzwerk auch in Nepal (COOK et al. 2002). In den vom eigenen Untersuchungsraum weiter entfernt lie-genden Räumen Zentralasiens sind vor allem die Arbeiten von BRÄUNING an verschie-denen Baumarten und ökologisch unterschiedlichen Standorten in Tibet relevant (BRÄUNING 1994a,b; 1999a,b). Daneben tragen Untersuchungen in der Mongolei zum besseren Verständnis der Klimageschichte in Hochasien bei (JACOBY et al. 1996; PEDERSON et al. 2001). Die Ergebnisse aus all diesen Arbeiten sind momentan noch sehr heterogen. Systematische Vergleiche stehen noch aus (COOK et al. 2002; ESPER et al. 2002b).

1.2 ZIELSETZUNG UND KONZEPTION

Übergeordnetes Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Erstellung mindestens 1000-jähriger Jahrringchronologien der stabilen Isotope des Kohlenstoff ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) und Sauerstoff ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) und die Evaluierung ihres Potenzials zur Klimarekonstruktion. Die Untersuchung wird an langlebigen Wacholderbäumen (*Juniperus turkestanica*) der oberen Waldgrenze im Karakorumgebirge durchgeführt. Dieser Untersuchungsraum bietet sich an, da hier klimasensitive und gleichzeitig sehr alte *Juniperus* spez. existieren. Die Verwendung von $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ und Jahrringbreiten soll Erkenntnisse darüber liefern, ob deren Kombination die Möglichkeit zu einer, über die Ergebnisse von ESPER (2000a,b) und ESPER et al. (2001c) hinausgehenden Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag bietet.

Die Arbeit beinhaltet zwei Schwerpunkte:

- (1) Die Präparation von Jahrringbreiten-, $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologien der Jahrringzellulose für das Zeitfenster 1900-1998 AD an vier ökologisch unterschiedlichen Standorten im Nordpakistanischen Hochgebirgsraum. Die Standorte erfassen mit ihrer Lage an der unteren und oberen Waldgrenze und nördlich und südlich der Karakorumhauptketten die gesamte Spannweite der für diesen Raum typischen horizontalen und vertikalen Gradienten von Temperatur und Niederschlag.
- (2) Die Erstellung >1000-jähriger Isotopenchronologien ($\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$; ebenfalls Jahrringzellulose) mit jahrgenauer Auflösung exemplarisch an einem Standort mit sehr alten, klimasensitiven *Juniperi*. Das große Zeitfenster wurde gewählt, um den Zeitraum eines möglichen Mittelalterlichen Klimaoptimums mit zu erfassen. Die Beschränkung auf einen Standort muss im Rahmen dieser Arbeit aufgrund des enormen Laboraufwandes bei Isotopenanalysen erfolgen (siehe Kapitel 5.1.2).

Zu (1) ergeben sich folgende Fragestellungen:

- (i) Wie ähnlich sind die Isotopenvariationen mehrerer Individuen innerhalb eines bzw. der Chronologien verschiedener Standorte? Lassen sich in Abhängigkeit der Standortökologie systematische Zusammenhänge zwischen den Parametern feststellen? Systematisch synchrone bzw. asynchrone Kurvenabschnitte erlauben bereits einen ersten klimatisch-ökologischen Interpretationsansatz.
- (ii) Bietet die Kalibration mit Klimadaten meteorologischer Stationen aus der Region Informationen über den (wechselnden) Einfluss verschiedener Klimaelemente? Hierbei muss das potentielle Problem der mangelhaften Repräsentativität langjähriger meteorologischer Messreihen im Untersuchungsraum berücksichtigt werden. Extreme Horizontal- und Vertikalgradienten von Temperatur und Niederschlag führen zu Differenzen zwischen den Daten der hauptsächlich in den Tallagen installierten langjährigen Stationen und den realen Bedingungen an der oberen Waldgrenze.

Die abgeleiteten Erkenntnisse sind von entscheidender Bedeutung für die Beurteilung der räumlichen Repräsentanz der 1200-jährigen, exemplarisch an einem der vier Standorte erstellten $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen.

Bezüglich der langen Isotopenchronologien (2) sind folgende Fragen relevant:

(i) Zeigt sich das Problem des Alterstrends auch bei der Erstellung von langen Isotopenchronologien?

Dieser Aspekt wurde bisher noch nicht systematisch untersucht, ist aber für die Extraktion verschiedener Wellenlängen von zentraler Bedeutung.

(ii) Sind verschiedene Wellenlängen (hochfrequente, mittelfristige, säkulare) aus den Isotopenvariationen separierbar? Wenn ja, welche Klimasignale enthalten sie?

Wie in Kapitel 1.1 erwähnt wurde, besteht momentan noch Unklarheit darüber, ob Dendro-Isotope überhaupt zur Rekonstruktion niederfrequenter Klimavariationen geeignet sind.

(iii) Existieren auch niederfrequent systematische Zusammenhänge zwischen den Jahrringparametern? Wenn ja, sind diese zeitlich stabil oder variabel?

Mehr oder weniger starke Abhängigkeiten in unterschiedlichen Zeitfenstern sind Hinweise auf gemeinsame oder unabhängige Reaktionen auf übergeordnete Einflussfaktoren. Speziell in Zusammenhang mit den niederfrequenten Schwankungen stehen im Sinne der nach PAGES (1995) als relevant hervorgehobenen Fragen die Ausprägung und der zeitliche Rahmen von „Kleiner Eiszeit“, „Mittelalterlichem Klimaoptimum“ und rezenter Erwärmung im Mittelpunkt des Interesses.

(iv) Welches Potenzial zur Rekonstruktion eines Temperatur- und Niederschlags-signals im Karakorum steckt im Methodenverbund aus Isotopen und Jahrringbreiten? Bis heute existieren in der Dendroklimatologie keine Arbeiten, die Jahrringbreiten und stabile Isotope langer Zeitreihen gleichgewichtet behandeln, während sich dagegen der Methodenverbund aus Jahrringbreiten und Radiodensitometrie voll etabliert (SCHWEINGRUBER 1996). Basis des Methodenverbundes sind neben den Dendro-Isotopen eigene Jahrringbreitenmessungen und Jahrringbreitendatensätze von ESPER (2000a). Bei der Datenbearbeitung und Interpretation wird eine einheitliche Behandlung aller Parameter angestrebt, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten.

(v) Sind die im Karakorum rekonstruierten Klimasignale von überregionaler Bedeutung? Hier wird – soweit möglich – ein Vergleich der Isotopenzeitreihen mit den Ergebnissen anderer Jahrringproxies in Hochasien angestrebt.

Mit diesen Untersuchungen soll im Internationalen Jahr der Hochgebirge (2002) ein grundlegender Beitrag zur Klimageschichte des Hochgebirgsraumes Karakorum geleistet werden.

2 WESENTLICHE ASPEKTE DES NATUR- UND KULTURRAUMES

Die naturräumlichen Grundlagen des Karakorumgebirges und der angrenzenden Hochgebirgsregionen sind in zahlreichen Arbeiten, u.a. im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Culture Area Karakorum“ (CAK), eingehend beschrieben, speziell klimatische (BÖHNER 1996; CRAMER 2000; FLOHN 1954, 1958, 1960, 1970, 1984; REIMERS 1992, 1994; WEIERS 1995, 1998), vegetationskundliche (BRAUN 1996; DICKORÉ & NÜSSER 2000; MIEHE 1996; MIEHE et al. 2001; Paffen et al. 1956; RICHTER et al. 1999; SCHICKHOFF 1995a, 1995b, 1996; SCHWEINFURTH 1957; TROLL 1939; 1967) geomorphologisch/geologische und pedologische Aspekte (DERBYSHIRE et al. 2001; HASERODT 1984; HEWITT 1989, 2001; MEINERS 1996, 1998; REINEKE 2001; WEBER 2000). Darüber hinaus entstanden Abhandlungen zum Mensch-Umwelt-Gefüge (CLEMENS & NÜSSER 2000; EHLERS 2000; HERBERS 1998; KREUTZMANN 1994; NÜSSER 1998, 2000; NÜSSER & CLENENS 1996; SCHICKHOFF 1998, WINIGER 1996). Im Rahmen dieser Arbeit sind die für dendroklimatologische Fragestellungen relevanten Aspekte zusammengefasst.

2.1 LAGE UND ABGRENZUNG

Der Karakorum ist eines der Gebirge, die das großflächige Zentralasiatische Hochplateau umrahmen. Es erstreckt sich im Westen dieser Großregion zwischen ca. 73° und 79° E und ca. 35° und 37° N und liegt im Zentrum des mächtigen Kettengebirgskomplexes aus Hindukush im Westen, Pamir und Tien Shan im Nordwesten, Aghil-Kette und Kunlun Shan im Nordosten und Himalaja mit dem Nanga Parbat (8126 m NN) im Südosten. Das generelle Streichen der gegeneinander versetzten Hauptkammlinien verläuft NW-SE. Der gesamte Gebirgskomplex ist in das System der geologisch jungen alpidischen Faltengebirgszüge Zentralasiens einzuordnen³. Die andauernde Orogenese des Gebirges äußert sich heute noch durch die hohe Reliefenergie mit extremen vertikalen Höhenunterschieden auf geringen Horizontalabständen. Im Hunza-Tal z.B. wird von der Talsohle bis zum Gipfel des Rakaposhi auf nur 11km Horizontalabstand eine Vertikalerhebung von 5938m durchgemessen (GOUDIE et al. 1984). Außerdem sind gegenwärtige Hebungsraten von durchschnittlich ca. 2 mm/a (OWEN 1989) festzustellen mit Maximalwerten von 3 bis 4 mm/a (BUTLER & PRIOR 1988). Das Kettengebirge erfährt eine markante morphologische Gliederung durch die Flusstäler von Indus, Gilgit und Hunza, die auf weiten Strecken dem Streichen der Kämme folgen. Diese ausgedehnten wüstenhaften Täler prägen neben stark vergletscherten Hochlagen das Landschaftsbild.

³ Die Orogenese wurde initiiert durch die Kollision von Indischer und Eurasischer Platte. AMANO & TAIRA (1991) stellen die initiale Plattenkollision in das frühe Eozän und postulieren die Hauptphase der Kollision im Miozän.

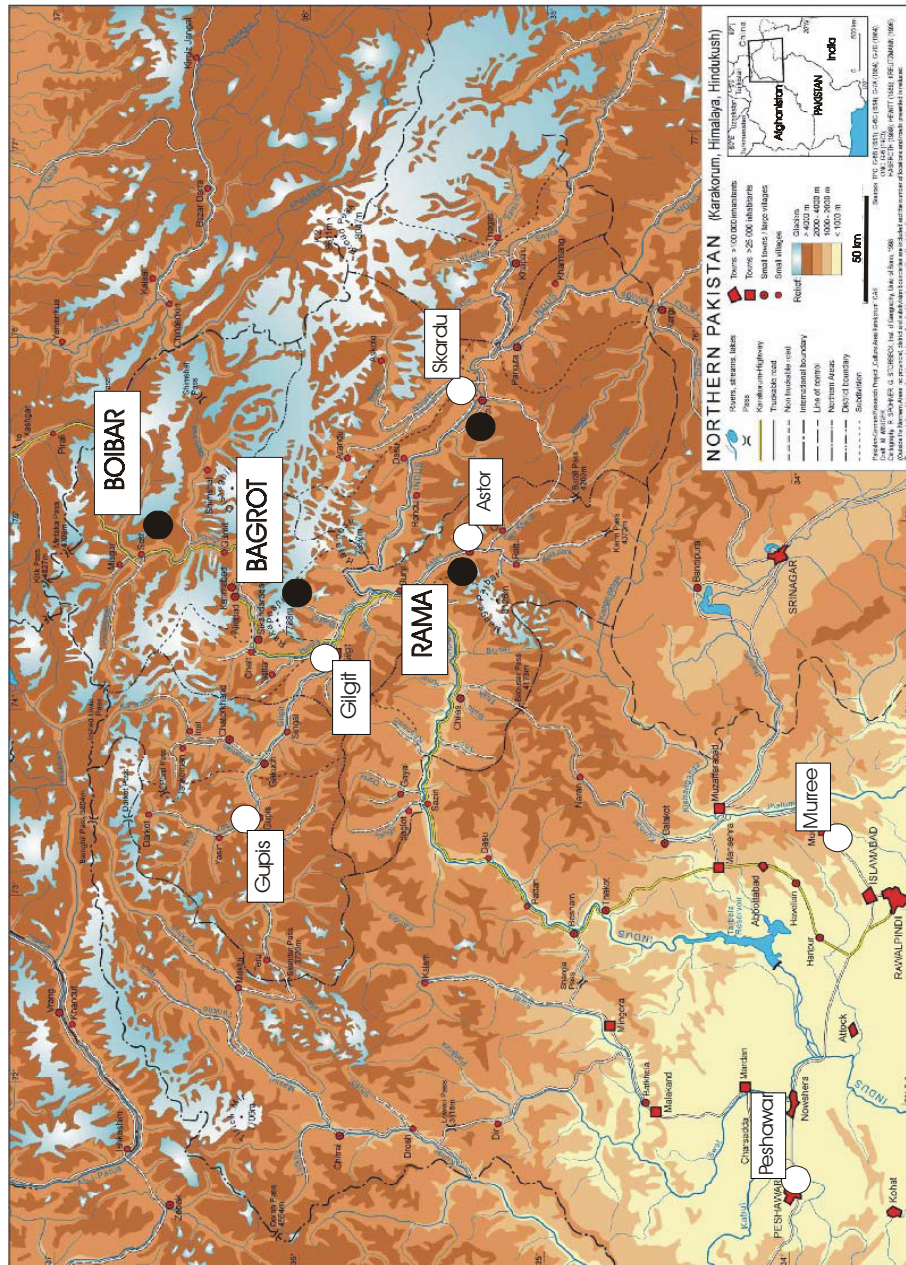


Abb. 2.1: Untersuchungsraum Karakorum und Himalaja; schwarze Punkte: Talschaften, in denen die Baumstandorte liegen; weiße Punkte: verwendete Klimastationen (außerhalb des Kartenblattes: Lahore/Pakistan, Ludhiana/Indien); Kartenentwurf: SPOHNER & WINIGER (2001)

Die Untersuchungsflächen der Arbeit befinden sich in drei Talschaften :

Rama (35°74'N/74°35'E) an der NO-Abdachung des Nanga Parbat-Massivs nahe der Ortschaft Astor

Bagrot (35°90'N/74°58'E) an der Südabdachung der Karakorum-Hauptkette nahe Gilgit

Boibar (36°37'N/74°99'E) an der SW-Abdachung der Shimshalkette nahe Sost/Hunza

Detaillierte naturräumliche Charakteristika dazu sind in Kapitel 2.5 beschrieben.

2.2 KLIMATOLOGISCH-ÖKOLOGISCHE BEDINGUNGEN

Der Karakorum und die angrenzenden Gebirge liegen im Übergangsbereich vom semi-humiden, monsunale beeinflussten Himalajavorland im Süden zu dem im Norden anschließenden kontinental-trockenen zentralasiatischen Hochland und damit an der Schnittstelle zwischen Monsunzirkulation und Westwinddrift (WEIERS 1995). Der Hochgebirgskomplex seinerseits besitzt einen massiven Einfluss auf die Zirkulationsdynamik des indo-pakistanischen Subkontinents und Zentralasiens (FLOHN 1954; WEIERS 1998). Der Massenerhebungseffekt führt zur Ausbildung von Rossby-Wellen im 500hPa-Niveau (Jetstream), durch die es ganzjährig zu Störungen kommt. Die Gebirgsbarriere verursacht saisonal eine Verlagerung der außertropischen Höhenwestwinddrift. Sie liegt im Winter auf der südlichen Seite des Gebirgskomplexes südlich von 35°N und nimmt dann alleinigen Einfluss auf das Wettergeschehen im Untersuchungsraum. Im Sommer wandert der Jetstream nach Norden in Breitenlagen über 40°N nördlich der zentralasiatischen Hochländer und beeinflusst von hier das Wettergeschehen.

Im Sommer sind nach WEIERS (1998) also die bodennahe Monsunzirkulation des Indischen Subkontinents und die Westwindzirkulation in der mittleren Troposphäre der zentralasiatischen Hochländer weitgehend entkoppelt. Unter bestimmten synoptischen Bedingungen kommt es jedoch zu Interaktionen zwischen Indischem Sommermonsun und Westwindzirkulation, die das Eindringen feuchtlabiler monsunaler Luftmassen aus Süden in die Hochgebirgsräume ermöglichen. Maßgeblich für den Wasserdampftransport aus den monsunalen Konvektionszellen des indo-pakistanischen Tieflandes in die nordpakistanischen Hochgebirgsräume ist eine südliche bis südwestliche Höhenströmung im 500 hPa-Niveau, die durch eine charakteristische Positionierung von Höhenträgen in der außertropischen Westwindzirkulation ausgelöst wird. Als verstärkendes Moment ist eine Konvergenz von Kaltluft aus NW mit feuchter Monsunluft anzunehmen³. Schon FLOHN (1958) hat den Me-

³ Auf ein sommerliches Vordringen maritimer Luftmassen aus den Monsungebieten in den Karakorum weisen auch Untersuchungen von WAKE (1987) hin. Im Gebiet des Biafo-Gletschers im zentralen Karakorum analy-

chanismus der Steuerung sommerlicher Monsun-Depressionen durch westliche Höhenträge für Nordpakistan beschrieben. *„Die flachen, an der innertropischen (Monsun-) Konvergenz entstandenen und SE-NW wandernden Monsuntiefs können an der Vorderseite eines Höhentrog mit der südlichen Höhenströmung in dessen Bereich einbezogen werden und verursachen dann tagelang anhaltende Aufgleitvorgänge mit intensiven Niederschlägen, die auch bis in den Karakorum hinein ausgreifen können.“* Das Vordringen feuchtmonsunaler Luftmassen wird darüber hinaus durch orographische Leitbahnen wie Täler und niedrige Pässe und Plateaus mit weniger als 4000m Höhe gelenkt.

Die synoptischen Rahmenbedingungen verursachen ein Niederschlagsmaximum in den Winter- und Frühjahrsmonaten. Dieses Regime ist Mitauslöser für die ausgedehnte Vergletscherung, die 50% der außerpolearen nordhemisphärischen Gletscherfläche⁴ ausmacht (von WISSMANN 1959) und mächtige winterliche Schneedecken in den Hochlagen. Das sommerliche Niederschlagsregime ist durch ein sekundäres Niederschlagsmaximum zwischen Juli und September charakterisiert, welches die Klimastationen in den ariden Talagen nur unzureichend wiedergeben. Außerdem zeigen die Monatssummen der Sommerniederschläge eine große Variabilität mit langanhaltenden Trockenphasen, unterbrochen durch episodisch heftige lokale Konvektionsniederschläge. Resultierende Starkregenereignisse können Intensitäten erreichen, die im Bereich der durchschnittlichen Jahressummen liegen (REIMERS 1994) - mit katastrophalen Folgen wie Muren und Überschwemmungen, z.B. im September 1992 (BOHLE & PILARDEAUX 1993; REIMERS 1994) und September 1997. Die extremen Niederschlagsereignisse zeigen häufig eine große räumliche Ausdehnung und lassen sich sowohl in den Hochgebirgen als auch den südlichen Vorländern nachweisen (REIMERS 1992).

Im Untersuchungsraum ist ein SW-NE gerichteter, vor allem im Sommer intensiver Gradient abnehmender Humidität feststellbar. Das im Süden liegende Nanga-Parbat-Massiv ist aufgrund der randmonsunalen Einflüsse hygrisch gegenüber den nördlich anschließenden Gebirgsräumen begünstigt und wird von MIEHE (1996) als die humideste Teilregion Nordpakistan bezeichnet. Der Nanga Parbat fungiert als mächtige Barriere für aus Süden kommende Luftmassen. Eine zweite Stausituation ergibt sich vor der ersten SE-NW-streichenden Karakorumkette im Raum Haramosh-Bagrot-Rakaposhi, wo Relieferhebungen um die 6000m das weitere Vordringen feuchtlabiler Luftmassen nach N weitgehend verhindern.

sierte er den Chemismus von Schneedepositionen (Na/Cl-Verhältnis) und ermittelte jahreszeitliche Wechsellaagerungen von atlantisch/mediterraner Herkunft (Winter) mit solchen vom Chemismus des Arabischen Meeres (Sommer). Ähnliche Befunde liefern MAYEWSKI et al. (1984) anhand glaziochemischer Analysen vom Sentik-Gletscher in Ladakh.

⁴ PAFFEN et al. (1956) betonen, dass sich gerade in einem subtropischen Hochgebirge wie dem Karakorum die längsten außerpolearen Gletscher der Nordhemisphäre befinden und erheben die Frage, ob diese enormen Schneeeakkumulationen ausschließlich Niederschläge der Westwinddrift sein können.

Das **Lokalklima** der einzelnen Talschaften ist durch topographische Effekte und damit verbundene extreme Vertikalgradienten von Niederschlag und Temperatur charakterisiert. Intensive Hangwindzirkulationen mit hangaufwärts gerichteten Strömungen tagsüber verursachen infolge des Massenausgleichs absinkende Luftströmungen über der Talsohle. Zusammen mit thermisch induzierter Konvektion führt dies zu einer Verdunstung fallender Niederschläge in der Luft („Fallstreifen“, „Troll-Effekt“). So werden in den Talböden oft höchstens Spurenniederschläge, sog. „Tracer“ registriert (FLOHN 1954; HASERODT 1984; SCHWEINFURTH 1956; TROLL 1967; WEIERS 1995), während in den Hochlagen ergiebige Niederschläge fallen. Arid-semiariden Tallagen stehen also humide Höhenlagen gegenüber. Daneben führen die Hangaufwinde im Kondensationsniveau⁵ zu Hangcumulusbewölkung. Diese Wolkengirlanden wirken als Verdunstungsschutz und werden zu einer Steuergröße des Strahlungs-, Temperatur- und Wasserhaushaltes (WEIERS 1995).

Der vertikale Niederschlagsgradient verläuft zwischen 2700m NN und 4000m NN exponentiell und setzt sich bis mindestens 5000m NN abgeschwächt fort (HASERODT 1984; WEIERS 1992). Kuhle (1988) hingegen belegt anhand von Schneeprofilen am K2-Gletscher eine exponentielle Niederschlagszunahme zwischen 4000m und 5500m NN. Die in dieser Zone gemessenen bzw. geschätzten jährlichen Summen umfassen eine Spanne von mindestens 1500mm bis 3000mm (KUHLE 1988, FLOHN 1969; WEIERS 1992). Verglichen mit den an den Talstationen Gilgit und Hunza gemessenen Jahressummen liegen die Werte in der Zone maximaler Niederschläge also ca. 15- bis 20-fach höher. Im Raum Gilgit-Bagrot ergibt sich für das Höhenintervall zwischen 1460m (Station Gilgit: 132mm) und 4150m NN (Station Diran: 721mm) eine Niederschlagszunahme um den Faktor 5. Demnach sind die in den semi-ariden bis ariden Talräumen gemessenen Niederschläge für die Gesamtregion wenig repräsentativ.

Föhneffekte im Lee von Hauptgebirgsketten tragen ebenfalls zur hygrischen Differenzierung bei. So konnte Weiers (1998) im Sommer 1990 bei SW-Höhenströmung böige trockene Fallwinde an der Nordabdachung der Gilgit-Hauptkette feststellen mit Altocumulus lenticularis-Bewölkung⁶. REITER & HEUBERGER (1960, zitiert in WEIERS 1995) verweisen auf die austrocknende Wirkung des Föhns im Nepalesischen Himalaja und belegen diese mit Feuchtemessungen. Nach WEIERS (1995) sind diese bedingt auf den Karakorum übertragbar. Dieses Phänomen kann für den nördlichsten hier untersuchten Baumstandort im Boibartal relevant sein.

Der **Temperaturverlauf** zeigt im gesamten Untersuchungsraum einen ausgeprägten, unimodalen Jahresgang mit Minima in den Wintermonaten Dezember bis Februar und Maximalwerten im Juli/August. Für die Abnahme der Temperatur mit zunehmender Höhe er-

⁵ CRAMER (2000) setzt das Kondensationsniveau z.B. im Bagrottal im Juli/August im Mittel bei 3400m an.

⁶ typische Föhnwolken mit linsenförmigem Querschnitt

rechnet Cramer (2000) für den Sommer einen Gradienten von $-0,63\text{K}$ pro 100m . Im Winter sind die Temperaturgradienten aufgrund der häufig auftretenden Inversionswetterlagen niedriger (JACOBSEN 1998). Im Vergleich zum unteren Waldgrenzgürtel (ca. 2800m NN) verkürzt sich die Vegetationszeit am oberen Waldgrenzsaum (ca. 4000m NN) um ca. 80 Tage. In 3800m NN sind die Bäume von Ende Mai/Anfang Juni an nur noch ca. 100-115 Tage photosynthetisch aktiv. HOLTMEIER (1973) weist allerdings auf die Problematik einer allgemeinen Bestimmung der Dauer der Vegetationsperiode anhand von Temperaturmittelwerten oder –summen hin. So beginnen speziell die immergrünen Koniferen früher mit der Assimilation als Laubbäume und können bei entsprechendem Strahlungs- und Wasserangebot auch während der Wintermonate kurzzeitig Photosynthese betreiben.

Neben den beschriebenen Horizontal- und Vertikalgradienten ist der Einfluss der **Strahlungsexposition** für das Lokalklima relevant. Auf den sonnenexponierten Hängen summieren sich ungünstige klimatische Effekte im Vergleich zu den Schattenhängen durch höhere direkte Einstrahlung, höhere Lufttemperatur, stärkere Verdunstung, etc. Im Frühjahr apert sie früher und schneller aus als die in Nordexposition. Hier fließt ein Großteil des Schneesmelzwassers oberflächlich ab und ist somit nicht pflanzenverfügbar. In Nordexposition beginnt die Ausaperung bis zu drei Monate später und verläuft langsamer, so dass der Boden gerade zu Beginn der Vegetationsperiode mehr Wasser bereitstellt.

Die **Bodentemperaturen** werden durch die Einstrahlungsverhältnisse, den substrat- und niederschlagabhängigen Bodenwassergehalt und die Höhenlage bestimmt. WEBER (2000) zeigt am Beispiel eines Bodentemperatur-Transektes von 1500m NN bis 4700m NN an einem nordexponierten Hang im Bagrot-Tal, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe nicht linear verläuft, sondern im Bereich der oberen Waldgrenze eine Inversion vorliegt. Aus der Differenz der Höhengradienten von Boden- und Lufttemperatur leitet er verschiedene Höhenstufen ab. Dabei tritt der Waldgürtel durch deutlich gedämpfte Bodentemperaturen heraus, die das ausgleichende Bestandesklima widerspiegeln. Allerdings ist anzunehmen, dass dieser Effekt in den offenen Juniperus-Steppenwäldern in Südexposition mit geringen Bodenbedeckungsgraden abnimmt. Den Expositionseinfluss auf die Bodenfeuchte und die Frostwechselaktivität stellt WEBER (2000) für 5cm Bodentiefe dar. Im Winter 1998/1999 sind in Nordexposition nur zwei Frostwechseltage festzustellen, in Südexposition dagegen 42. Im Frühjahr erfolgt der Übergang von Frosttagen mit Isothermie von $-0,3^{\circ}\text{C}$ unter einer geschlossenen Schneedecke zu frostfreien Tagen und dem Abschmelzen der Schneedecke extrem schnell innerhalb einer Stunde.

2.3 VEGETATION

Großräumig befindet sich der nordpakistanische Raum im Überschneidungsbereich der irano-turanischen, zentralasiatischen und sino-himalajischen Florenregionen (DICKORÉ 1995). Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Untersuchungsraum selbst ist Spiegelbild der beschriebenen klimatischen Verhältnisse. So zeichnet nach Schickhoff (1995b) das Verbreitungsmuster der wichtigsten Baumarten Nordpakistans *Pinus wallichiana*, *Picea smithiana*, *Abies pindrow* und *Cedrus deodara* den hygrischen SW-NE-Gradienten und damit den Einflussbereich feuchter Luftmassen des Indischen Sommermonsuns wesentlich detaillierter nach, als es die Daten der Klimastationen können. Anhand der nördlichen Verbreitungsgrenze von *Pinus wallichiana* hält er monsunale Einflüsse bis in das Ishkoman-Tal, ca. 80km nördlich von Gilgit für möglich. Bereits PAFFEN et al. (1956) stellen fest, dass die Artenzahl der Gefäßpflanzen vom Nanga Parbat bis zum Hunza-Karakorum auf ca. 100km Horizontaldistanz um mehr als 50% abnimmt und westhimalajische Florenelemente zugunsten zentralasiatischer, z.B. xerophytischer Steppengräser, zurücktreten.

Die **Vegetationshöhenstufung** im Untersuchungsraum ist das Resultat des extremen hydrothermischen Höhenwandels. Der steile vertikale Niederschlagsgradient führt zur Ausbildung einer hygrisch bedingten unteren Waldgrenze. In den Tälern des Indus, Gilgit und Hunza beginnt die Höhenzonierung mit den wüstenhaften Trockengesellschaften der *Chenopodiaceen*-Steppe. Der Vegetationsbedeckungsgrad liegt bei ca. 10% pro Flächeneinheit und erreicht die 30%-Marke nicht. Die hygrisch bedingte Obergrenze dieser Steppenart steigt von S nach N zwar an, die Vertikalerstreckung nimmt jedoch aufgrund der ebenfalls ansteigenden Talböden ab, so dass die Formation schließlich sogar ausfällt und die in der Höhenzonierung nach oben folgende *Artemisia*-Steppe die Talböden und unteren Hänge besetzt (BRAUN 1996, REINEKE 2001).

Bestandsbildner der in der Regel monotonen *Artemisia*-Steppe sind neben *Artemisia maritima* (syn. *A. brevifolia*), verschiedene *Chenopodiaceen* und Gräser wie *Poa sterilis*, *Piptatherum gracile* und *Elymus cognatus*. Im Unterschied zur *Chenopodiaceen*-Steppe ist die *Artemisia*-Steppe durch einen höheren Deckungsgrad von >30% charakterisiert.

Die hygrische Begünstigung mit der Höhe lässt die offene Halbstrauchsteppe sukzessive in eine Waldsteppe und einen Steppenwald übergehen, die in den feuchteren Regionen um den Nanga Parbat u.a. von *Quercus baloot* (syn. *Q. ilex*), *Juniperus excelsa* (syn. *J. semiglobosa*) und *Pinus gerardiana* gebildet werden.

Im Gebiet des Nanga Parbat folgt ab etwa 2800m NN ein feucht-temperierter Nadelwald mit den bestandsbildenden Arten *Pinus wallichiana*, *Picea smithiana*, *Abies pindrow* und teilweise *Cedrus deodara* mit Bedeckungsgraden von ca. 80%. *Juniperus*-Spezies sind

weniger konkurrenzfähig und werden auf die edaphisch benachteiligten Standorte verdrängt. Häufig mischt sich in den bis zu 25m hohen geschlossenen Koniferenwald ab ca. 3200m *Betula utilis* ein. Diese wird mit der Höhe dominanter und bildet bei ca. 3700m NN die aktuelle Waldgrenze. Oberhalb schließt eine Krummholzzone an, meist gebildet von *Betula utilis*, *Salix* sp. und *Sorbus* sp., der die alpine Mattenstufe folgt.

Diese Einteilung ist für die hygrisch begünstigten Standorte der Nanga Parbat–Region typisch. Entlang des **hygrischen SW-NE-Gradienten** ergeben sich jedoch wesentliche Modifizierungen. Aufgrund der zunehmenden Trockenheit kommt es zu einem allmählichen Anstieg der Waldgrenzgürtel, wobei sich der untere stärker als der obere verschiebt. Im nördlichen Teil des Untersuchungsraumes ist die Waldstufe aufgrund der hygrischen Limitierung nur als schmaler Gürtel oder gar nicht mehr ausgebildet. Die nördliche Trockengrenze der hochstämmigen, ausschließlich aus *Juniperus* sp. bestehenden Koniferenwälder liegt im oberen Hunza-Tal. Hier geht die *Artemisia*-Steppe schließlich unmittelbar in die Stufe der alpinen Matten bzw. nivalen Steinfluren über.

Zudem ist die Verbreitung der einzelnen Waldgesellschaften abhängig von der **Strahlungsexposition**. Diese Abhängigkeit äußert sich teilweise schon in der Himalaja-Region, verstärkt sich nach N jedoch noch und überprägt die vertikalen und horizontalen hygrisch-thermischen Gradienten. Es resultiert eine starke „Vegetationsasymmetrie“ (PAFFEN et al. 1956) zwischen Sonn- und Schattenhang, die sich neben der unterschiedlichen pflanzensoziologischen Zusammensetzung auch in den Höhengrenzen widerspiegelt. Die feuchttemperierten Koniferenwälder ziehen sich immer stärker in die Nordexposition zurück. Hier können sie sich v.a. auf den tiefgründigeren, besser drainierten lehmig-schluffigen Braunerden, die mit der Höhe zunehmend humoser werden, gut entwickeln. Oberhalb schließen sich weiterhin die beschriebenen *Betula utilis*- und *Salix*-Krummholzgürtel an.

Auf den Südhängen mit vorwiegend xeromorphen Zwergstrauch-Formationen in der montanen und alpinen Stufe bleibt die *Artemisia*-Steppe bis 300m – 3200m NN offen und geht erst ab dieser Höhe allmählich in eine *Juniperus*-Waldsteppe und einen Steppenwald über. In der offenen Baumschicht wird *Juniperus excelsa* (syn. *J. macropoda*) oberhalb 3600m von *Juniperus turkestanica* abgelöst. Der obere Waldgrenzgürtel liegt in Südexposition zwischen 3700m und 3900m NN und damit 200m höher als in Nordexposition MIEHE, S. & G. MIEHE 2000). Die Böden sind hier meist flachgründige, schluffig-sandige Regosole mit sehr geringem Humusgehalt. Südliche Strahlungsexposition wirkt gegenüber Schattenhängen vereinheitlichend auf die Stufenfolge (TROLL 1939, SCHICKHOFF 1993). SCHICKHOFF (1996, 1998) führt diesen Expositionsgegensatz neben dem bereits erwähnten Wassermangel auf die größere Gefahr der Frosttrocknis infolge der wesentlich früheren Ausaperung südexponierter Hänge zurück.

2.4 ANTHROPOGENE FAKTOREN

Die dargestellten Vegetationsstufen - und verstärkt die Waldgürtel – sind oft anthropogen modifiziert bzw. überprägt. Das auf ein schmales Höhenintervall eingeschränkte Baumwachstum und die daraus resultierenden knappen Holzressourcen stehen im Gegensatz zu dem wachsenden Bedarf an Brenn- und Bauholz der lokalen Bevölkerung und kommerzieller Unternehmen. Beide Aspekte führen zu inzwischen alarmierenden Eingriffen in die Struktur der Waldbestände. Infolgedessen verschieben sich die siedlungsnahen und in verkehrstechnisch erschlossenen Tälern gut erreichbaren unteren Waldgrenzen zugunsten der *Artemisia*-Steppen. SCHICKHOFF (1998) postuliert eine enge zeitliche Korrelation der enorm angestiegenen Einschlagquote mit der Verkehrserschließung. Neben dem extremen Holzeinschlag führt auch die Waldweidebelastung v.a. durch Ziegenherden zu starker Auflichtung der Bestände, Rückdrängung der Waldränder, regressive Sukzessionen und unnatürliche Altersstrukturen. Da die natürliche Verjüngung stark behindert oder sogar gestoppt wird, spielen der regional unterschiedlich ausgeprägte protektive Einfluss des Forest Department, das Ressourcenpotential selbst und das Zusammenwirken diverser anderer sozio-ökonomischer Einflussgrößen bedeutende Rollen. Nach Schätzungen des Forest Department (SCHICKHOFF 1998) werden die Wälder Nordpakistans in 30 Jahren verschwunden sein, falls sich die derzeitige Einschlagrate fortsetzt. In der vorliegenden Untersuchung wurde diesem Waldnutzungsproblem dadurch begegnet, dass jeweils siedlungsferne und aktuell möglichst wenig gestörte Untersuchungsflächen gewählt wurden.

2.5 STANDORTE

Für die Daten der vorliegenden Arbeit wurden ausschließlich *Juniperus* sp. beprobt. Die Beprobungsstrategie verfolgte drei Ziele:

- Die Entnahme von Bohrkernen aus möglichst 1000-jährigen Wacholdern zur Erstellung langer Chronologien

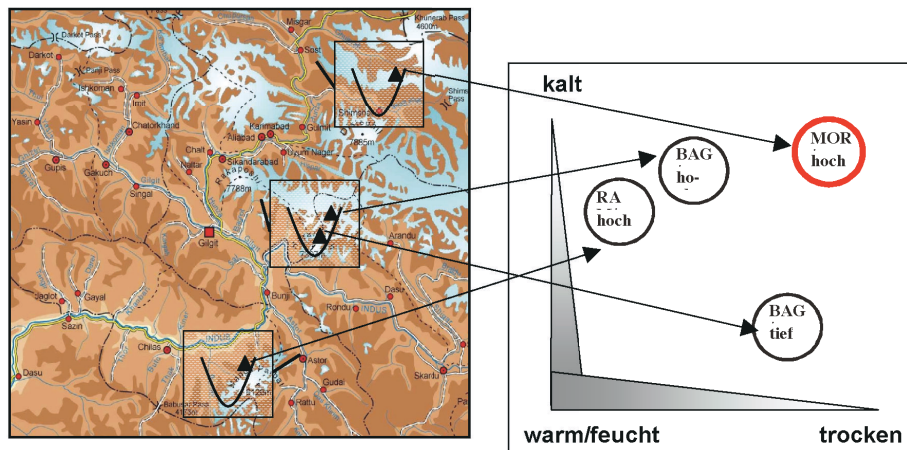
- Die Erfassung einer möglichst großen klimatologisch-ökologischen Spannweite zur Abschätzung der räumlichen Repräsentativität der Jahrring-Datensätze

- Die Auswahl von Material, das Vergleiche mit den Arbeiten von ESPER (2000a,b; ESPER et al. 2001b) ermöglicht

Da im Rahmen von Isotopenanalysen der Laboraufwand die Probenanzahl stark limitiert, beschränkt sich die Studie auf 4 Untersuchungsflächen. Sie liegen in drei Talschaften entlang des hygrischen SW-NE-Gradienten, nämlich (i) an der feuchten NE-Abdachung des Nanga Parbat in Rama/Astor, (ii) an der S-Abdachung der Karakorum-Hauptkette in Bagrot/Gilgit, wo die Vertikalgradienten durch je einen Standort an der unteren und oberen

2 NATURRAUM

Waldgrenze abgedeckt werden und (iii) im nördlichen Hunza-Karakorum in Boibar/Sost. Alle Standorte befinden sich auf Sonnenhängen und zeichnen sich durch ähnliche Hangneigungen zwischen 35° und 40° aus. Es wurde darauf geachtet, dass jede Untersuchungsfläche in sich phytosoziologisch homogen ist. Das Untersuchungsmaterial wurde durch Bohrkernentnahme an lebenden, im Bestand dominanten Bäumen gewonnen. Darüber hinaus erfolgte an allen Standorten die Aufnahme von Geländedaten wie Höhenlage, Exposition, Hangneigung, Bodentyp etc. **Abbildung 2.2** verdeutlicht die ökologische Differenzierung: anhand der Achsen ist eine relative Einteilung in warme/kalte (Ordinate) und trockene/feuchte Standorte möglich. Wichtig für die Interpretation der Graphik ist das Verhältnis der Standorte zueinander, nicht die Absolutwerte. Im folgenden werden die Untersuchungsflächen detailliert charakterisiert.



Picea smithiana und *Abies pindrow*, eine untere Waldgrenze ist nicht vorhanden. Nur im oberen Waldgrenzgürtel in S-Exposition mit einer aktuellen Grenze bei ca. 3900m kann sich *Juniperus turkestanica* durchsetzen. Der Einfluss des nahen Gletschers und die lokale Kesselsituation bedingen ein feucht-kaltes Lokalklima mit einer noch im Frühjahr lang anhaltenden Schneedecke. Diese humiden Bedingungen werden v.a. angezeigt durch den Zwergstrauch *Rhododendron anthopogon* (var. *hypenanthum*), der hier eines seiner nördlichsten Vorkommen als alpines Element der Westhimalaja-Südabdachung hat. (SCHICKHOFF 1996). Feucht-temperierter Nadelwald besetzt auch die S-exponierten unteren Talflanken und wird erst ca. bei 3300m von einem offenen *Juniperus*-Wald abgelöst⁷.

Die Untersuchungsfläche RAM/hoch liegt nahe der aktuellen oberen Waldgrenze in einer Höhenlage zwischen 3650m und 3670m NN. Die Baumschicht wird in dieser Höhenlage ausschließlich aus *Juniperus turkestanica* gebildet mit Höhen von 6-8m und Abständen von durchschnittlich 10m, die in eine Artemisia-Steppe mit einem Bodenbedeckungsgrad von ca. 30-40% eingestreut sind. Die Bohrungen wurden häufig durch Kernfäule erschwert, die selten eine vollständige Kernentnahme mit der gesamten Jahrringsequenz ermöglichten. Derartige Kernfäule bei *Juniperus* sp. ist ein Indikator für humide Wachstumsbedingungen. RAM/hoch wird als kühl/feucht klassifiziert.

2.5.2 Talschaft Bagrot

Standorte: „BAG/hoch“ (kühl/feucht) und „BAG/tief“ (warm/trocken)

Das Bagrottal liegt ca. 70 km Luftlinie NNW des Standortes Rama und 15 km nordöstlich von Gilgit am südlichen Fuß des Rakaposhi (7.788 m NN) (35°90'N/74°58'E) und damit gleichzeitig an der Südabdachung der südlichsten Karakorum-Hauptkette. Damit ist es zumindest teilweise noch monsunbeeinflusst (WEIERS 1998). Das ca. 30 km lange Tal streicht im unteren und mittleren Talabschnitt N-S und knickt im oberen, für die Baumstandorte relevanten Teil in W-E-Richtung ab. Die Vertikaldistanz erstreckt sich hier von 2.500 m NN im Talboden-niveau bis auf 7.266 m NN zum Gipfel des Diran bei einer Horizontaldistanz von nur ca. 10 km. Im Gegensatz zu Rama ist im Bagrot die stark differenzierende Wirkung der Exposition und die daran gekoppelte Vegetationsassymetrie viel deutlicher ausgeprägt. Ein feucht-temperierter Nadelwald existiert nur in Nordexposition, wobei *Abies pindrow* nur vereinzelt vertreten ist. Auf dem südexponierten, für die Standorte der Studie relevanten Diran-Hang stocken ausschließlich *Juniperus*-Species. Der Übergang von der *Artemisia*-Steppe, welche den gesamten Talboden prägt, zur *Juniperus*-Waldsteppe erfolgt bei ca.

⁷ SCHICKHOFF (1996) klassifiziert die Waldgesellschaften der Talschaft Rama mit einer Abnahme der Stammzahl um 40% als stark anthropogen beeinflusst. Allerdings betrifft der Holzeinschlag ausschließlich *Abies*-Stämme mittlerer und stärkerer Durchmesserklassen. Die Untersuchungsfläche der vorliegenden Arbeit befindet sich siedlungsfern und war zum Beprobungszeitpunkt weitgehend ungestört.

2900m NN. An diesem Übergang ist die untere Waldgrenze anzusetzen. Mit zunehmender Meereshöhe (ab ca. 3600 m NN) wird *Juniperus excelsa* durch *Juniperus turkestanica* ersetzt, welcher im oberen, aktuellen Waldgrenzgürtel zwischen 3700 m NN und 3900m NN zusammen mit *Betula utilis* die Baumvegetation dominiert.



Abb. 2.3: Blick auf die Untersuchungsflächen im Bagrottal (BAG/hoch, 3800m NN und BAG/tief, 2900m NN)

Die Untersuchungsfläche **BAG/tief** befindet sich im unteren Waldgrenzbereich des Diran auf ca. 2960 m NN und ist bezüglich Artenzusammensetzung und Bodeneigenschaften homogen. Bestandsbildner der Baumschicht ist ausschließlich *Juniperus excelsa*, der sich in 8-10m hohen Exemplaren mit Abständen zwischen 10-15m über die Untersuchungsfläche verteilt. Zwischen den Juniperi stockt *Artemisia maritima* mit Bedeckungsgraden von ca. 30%. Die Bodentypen in dieser Höhenlage des Diran-Hanges klassifiziert REINEKE (2001) als xeric Entisols. Dies sind Böden ohne deutlich differenzierte Horizonte, da die Boden-genese durch große Aridität, hohe Temperaturen und Umlagerungsprozesse gehemmt wird. BAG/tief ist ein warm/trockener Standort.

Der Standort **BAG/hoch** zwischen 3780 und 3800m NN ist bezüglich des Vegetationsbildes als auch der edaphischen Verhältnisse heterogener als BAG/tief. Neben *Juniperus tur-*

kestanica gesellen sich Einzelexemplare von *Betula utilis* und *Sorbus aucuparia* in die ca. 6-8m hohe Baumschicht. Aufgrund zahlreicher Gesteinsblöcke bzw. Blockfelder sind die Baumabstände unregelmäßiger und die Entfernungen zwischen den Kronen größer als in BAG/tief. Nach Reineke (2001) liegt hier ein Bodentyp vor, der den Inceptisols ähnelt und damit einen oder wenige pedogene Horizonte mit vorwiegend lösshaltigem Sediment ausgebildet hat. Aufgrund dessen und auch wegen des geringeren Skelettanteils ist die Wasserhaltefähigkeit der Böden von BAG/hoch gegenüber BAG/tief deutlich verbessert. Der Standort wird als kühl/feucht charakterisiert.

2.5.3 Talschaft Boibar

Standort: MOR/hoch⁸ (kühl/trocken)

Das Boibartal liegt im oberen Hunza-Karakorum ca. 75km Luftlinie nordnordwestlich vom oberen Bagrottal und mündet 5km südlich von Sost bei Morkhun von Osten in das Hunza-tal. Der untere Talabschnitt streicht zunächst WSW-ENE und teilt sich dann in das nach NW-SE abknickende Peryar-Tal und das NNW-SSE verlaufende Boibartal. Das Tal liegt im Lee des Nanga Parbat und der Karakorum-Hauptkette. Somit ist die Region gegen von S vordringende Luftmassen abgeschirmt und dementsprechend trocken. Dies äußert sich in den Standorteigenschaften. In den beiden kleinen (ca. 5km langen) Seitentälern finden sich in allen Expositionen ausschließlich *Juniperus* sp., die durchwegs offene Bestände bilden.



Abb. 2.4: Blick auf die Untersuchungsfläche im Boibartal (MOR/hoch, 3900m NN)

Der Standort **MOR/hoch** liegt zwischen 3850 und 3900m NN und befindet sich in ENE-Exposition. Er ist von zentraler Bedeutung für die langen Chronologien der Arbeit, denn hier wurden die ältesten Baumalter festgestellt. Es herrschen ausnehmend homogene Standortbedingungen. Die Baumschicht besteht aus *Juniperus turkestanica* mit Abständen von 15-25m, d.h., der

offene Bestand löst sich in Solitärbäume mit Baumhöhen von 4-5m auf. Der klimatisch und edaphisch trockene Standort ist charakterisiert durch eine geschlossene Decke aus Feinschutt an der Oberfläche, unter der ein geringmächtiger Rohboden mit einer schlechten Wasserhaltefähigkeit existiert. Die Bodenbedeckung in der Strauch- und Krautschicht beträgt unter <5%. Hauptvertreter sind *Koeleria cristata*, *Poa sterilis*, *Carex sempervirens*, *Artemisia maritima* und *Agropyron* sp.

⁸ Im Fall dieser Untersuchungsfläche orientiert sich das Standortkürzel MOR nicht wie bei den anderen am Lokalnamen der Talschaft, sondern aus Gründen Vergleichbarkeit an den Veröffentlichungen von ESPER (2000a,b; ESPER et al. 2001b). Dort ist die nächstgelegene Ortschaft Morkhun (außerhalb des Tales) Namensgeber.

3 STABILE ISOTOPE IN JAHRRINGEN

Die herkömmliche Analyse von Jahrringbreiten zur Rekonstruktion von vergangenen klimatologischen und ökologischen Bedingungen blickt inzwischen auf eine mehrhundertjährige Geschichte zurück und hat sich spätestens seit Beginn des 20. Jahrhunderts voll etabliert (Überblick in SCHWEINGRUBER 1996). Im Gegensatz zu den klassischen dendroklimatologischen und dendroökologischen Ansätzen sind Untersuchungen der stabilen Isotope in Jahrringen erst seit wenigen Jahrzehnten routinemäßig möglich. Diese Methodik zur Erfassung und Rekonstruktion von Umweltveränderungen stellt den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit dar. Deshalb wird im folgenden ein Überblick über den theoretischen Hintergrund gegeben, um ein besseres Verständnis der in Kapitel 6 dargestellten und in Kapitel 7 diskutierten Ergebnisse zu gewährleisten.

Mit der Entwicklung der modernen Isotopen-Massenspektrometrie konnten Ende der 40er Jahre des letzten Jahrhunderts erstmals systematische Unterschiede zwischen den Isotopenverhältnissen im Ausgangsmaterial und dem daraus gebildeten organischen Material festgestellt werden (NIER 1940; NIER & GULBRANSEN 1939). Erste pflanzenphysiologische und klimatologische Interpretationsansätze lieferten u.a. CRAIG (1953, 1954a, 1954b) und UREY (1947). In den 70er Jahren erfolgte ein rapider Anstieg in der Anzahl der Studien zu biochemischen, physiologischen und metabolischen Interpretationsansätzen stabiler Isotope in Pflanzenmaterial (DENIRO 1977; LERMAN 1974; TROUGHTON 1974). Als Folge der technischen Weiterentwicklung sowohl der Isotopenanalytik als auch der Jahrringbreitenmessmethoden, welche die Erstellung langer Chronologien ermöglichten, nahm in den frühen 1980er Jahren die Zahl der Veröffentlichungen stark zu, die Zusammenhänge zwischen Klimaschwankungen und stabilen Isotopen in der Jahrringzellulose untersuchten (LEAVITT & LONG 1983a, YAPP & EPSTEIN 1982a). Diese ersten Ergebnisse in Verbindung mit dem Prozessverständnis aus theoretischen Modellen (FARQUHAR et al. 1982; PARK & EPSTEIN 1960, 1961) ermöglichten die Etablierung der Isotopenanalyse in Jahrringen als wichtiges Werkzeug zur Rekonstruktion holozäner Klima- und Umweltbedingungen.

Da im Rahmen geographischer Arbeiten Klimarekonstruktionen aus Jahrring-Isotopenverhältnissen eine neue Methode darstellen, wird im Folgenden auf einige grundlegende Prinzipien und Theorien dieser Anwendung, welche für die Dateninterpretation relevant sind, eingegangen. An dieser Stelle soll vorausgeschickt werden, dass das Prozessverständnis bezüglich der $\delta^{13}\text{C}$ -Fixierung auf der Blattebene inzwischen weit fortgeschritten und durch zahlreiche Experimente verifiziert ist. Dagegen

sind die Prozesse, die letztlich den Sauerstoffisotopenwert im pflanzlichen Material bedingen, bisher noch weniger gut verstanden. Es existieren relativ viele pflanzenphysiologische Studien zu Blattwasser- $\delta^{18}\text{O}$, jedoch wenige, die sich mit $\delta^{18}\text{O}$ im organischen Material beschäftigen.

3.1 NOMENKLATUR

Zur Klimarekonstruktion aus Jahrringen dienen die stabilen Isotope des Kohlenstoffes ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), des Sauerstoffes ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) und des Wasserstoffes ($^2\text{H}/^1\text{H}$ bzw. Deuterium/Wasserstoff D/H). Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den Elementen Kohlenstoff und Sauerstoff.

Im globalen Kohlenstoff- und Wasserhaushalt stellen die jeweils leichteren Isotope den mit Abstand grössten Anteil. Das Häufigkeitsverhältnis variiert in den untersuchten Pools, was auf Fraktionierungsprozesse bei der Stoffumsetzung bzw. bei Phasenübergängen zurückzuführen ist. Bedingt durch die relativ geringen Verschiebungen der Häufigkeiten durch Fraktionierungsprozesse werden bei allen isotopenanalytischen Untersuchungen die Isotopenverhältnisse von Probenmaterial (R_P) relativ zum bekannten Isotopenverhältnis eines Standards (R_{STD}) gemessen und die Abweichung zum gewählten Standard in der sog. δ -Notation angegeben:

$$\delta = (R_P / R_{\text{STD}} - 1) \times 1000 \text{ [‰]} \quad (1)$$

R_{Probe} : molares Verhältnis der schweren zu leichten Isotope einer Probe ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)
 R_{Standard} : molares Verhältnis der schweren zu leichten Isotope des Standards ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)

Ursprünglich wurden als Standards für die Messung der Kohlenstoffisotope Belemniten der **PeeDee-Formation** aus North-Carolina/USA verwendet (PDB-Standard), für die Bestimmung von Sauerstoff- und Wasserstoffisotopen Ozeanwasser-Standards (SMOW - **Standard Mean Ocean Water**) (CRAIG 1957, 1961b) mit folgenden isotopischen Zusammensetzungen:

$$\begin{aligned} ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}} &= 0,01124 \\ ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{SMOW}} &= 0,0199 \end{aligned}$$

Heute sind an diesen Werten geeichte, international von der IAEA (International Atomic Energy Agency, Wien) festgelegte Standards gebräuchlich, die ein den Craig-Standards äquivalentes Isotopenverhältnis haben und als „Vienna SMOW“ (VSMOW) bzw. „Vienna PDB“ (VPDB) bezeichnet werden. Für massenspektrometrische Isotopenbestimmungen werden allerdings im allgemeinen nicht die Originalstandards selbst, sondern an diesen geeichte interne Laborstandards benutzt.

3.2 PHOTOSYNTHESE UND CO₂-ASSIMILATION

Die während der Photosynthese auf Blattebene ablaufenden Prozesse spielen bei der für die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen im Jahrring eine zentrale Rolle und werden deshalb im folgenden speziell für den Mechanismus von C₃-Pflanzen, zu denen Bäume gehören, kurz zusammengefasst.

Durch die Spaltöffnungen der Epidermis, die Stomata von Blättern bzw. Nadeln wird der Gasaustausch von Wasserdampf, CO₂ und O₂ zwischen den Interzellularen und der äußeren Umgebung geregelt. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand werden zwei entscheidende Regelkreise angenommen:

- Ein CO₂-Regelkreis, bei dem die CO₂-Verarmung der Interzellularen durch die photosynthetische CO₂-Fixierung den Auslöser für ein Öffnungssignal an die Schließzellen darstellt.
- Ein H₂O-Regelkreis, wobei hier das Dampfdruckgefälle zwischen interzellulärer und atmosphärischer relativer Luftfeuchte, welches die Transpiration treibt, der entscheidende Parameter für ein Schließsignal ist: Sinkt das Wasserpotential im Mesophyll unter einen bestimmten Schwellenwert, verengen sich die Stomata, um einen zu starken Wasserverlust zu vermeiden.

Zwischen beiden Regelkreisen bestehen enge Wechselwirkungen. So erfolgt der Stomataschluss z.B. bei Trockenstress trotz einer unteroptimalen CO₂-Konzentration im Interzellularraum, weil sich unter diesen Bedingungen eine niedrige Photosyntheserate weniger stark auswirkt als der möglicherweise tödliche Wasserverlust.

Während der **Lichtreaktion** wird mit Hilfe der beiden in den Chloroplasten lokalisierten Photosysteme Strahlungsenergie in chemisch gebundene Energie in Form von ATP umgewandelt, unter gleichzeitiger Erzeugung von Reduktionsäquivalenten in Form von NADPH₂. Dieser Primärreaktion folgt ein lichtunabhängiger Prozess, in dem die während der photochemischen Reaktion gewonnenen Energie- und Reduktionsäquivalente dazu genutzt werden, CO₂ zu fixieren und zu Kohlenhydraten zu reduzieren. Die Vorgänge der **photosynthetischen CO₂-Assimilation** finden im sogenannten Calvin-Zyklus statt, welcher im Stroma der Chloroplasten lokalisiert ist. Die Reaktionsfolgen im Calvin-Zyklus lassen sich in vier Schritte unterteilen (LÜTTKE et al. 1994):

1. **Carboxylierung** (CO₂-Fixierung): Das in die Chloroplasten gelangte CO₂ wird bei C₃-Pflanzen an den Akzeptor Ribulose-1,5bisphosphat (RuBP) angelagert. Dieser Vorgang erfolgt mit Hilfe des Enzyms Ribulose-1,5-bisphosphat-Carboxylase/Oxygenase (RuBisCO). Der Name impliziert dessen Doppelfunktion, denn neben der Carboxylierung des RuBP-Akzeptors katalysiert es auch dessen Oxygenierung mit

nachfolgender Abgabe von CO₂ (Photorespiration), abhängig von den jeweiligen Partialdrücken des O₂ und CO₂ (NULTSCH 1996). Die CO₂-Umsetzung wird stark durch die Verfügbarkeit von CO₂ im Innenraum des Blattes limitiert.

2. *Reduktion des fixierten Kohlenstoffes*: Der bei der Carboxylierung entstandene C6-Körper zerfällt in zwei Moleküle 3-Phosphoglycerinsäure, welche unter Energieverbrauch zu Phosphoglycerinaldehyd reduziert werden.
3. *Regeneration des CO₂-Akzeptors*: Ein Teil der Triosephosphatmoleküle wird zum erneuten Aufbau des CO₂-Akzeptors RubP im Calvinzyklus verbraucht.
4. *Synthese von Folgeprodukten der CO₂-Assimilation*: Neben der Regenerierung des RubP werden weitere Kohlenhydrate unterschiedlicher Länge aufgebaut. Innerhalb der Chloroplasten erfolgt die Umwandlung der Kohlenhydrate in Transportzucker oder Speicherstoffe (Stärke). Im Cytoplasma wird Saccharose synthetisiert, welche über die Siebröhren des Phloems in verschiedenste Teile der Pflanze gelangt, u.a. auch an die Orte der Jahrringbildung.

Wichtig im Hinblick auf die Interpretation von Isotopenvariationen in Jahrringen ist die Tatsache, dass der Transport der im Blatt synthetisierten Photosyntheseprodukte nicht unmittelbar nach deren Bildung erfolgen muss, sondern in Abhängigkeit von Bedarf und Verbrauch mit zeitlicher Verzögerung erfolgen kann (SCHLESER et al. 1999). Konkret bedeutet dies, dass z.B. zu Beginn der Vegetationsperiode im Vorjahr gebildete Reservestoffe remobilisiert und im Frühholz des Jahrrings eingebaut werden können.

3.3 $\delta^{13}\text{C}$ -VARIATIONEN

$\delta^{13}\text{C}$ -Quellwert (atmosphärisches Kohlendioxid)

Die Quelle des Kohlenstoffes in allen photosynthetisch aktiven, terrestrischen Pflanzen ist das atmosphärische CO₂. Dies wird zum Aufbau von Kohlenhydraten, den Bausteinen für komplexe Makromoleküle wie z.B. Zellulose und Lignin, benötigt. Der atmosphärische $\delta^{13}\text{C}$ -Wert ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$) wird je nach Art des Metabolismus (C₃-, C₄- oder CAM-Stoffwechsel) mehr oder weniger stark durch pflanzenphysiologische Prozesse verändert (FARQUHAR et al. 1989). In der vorliegenden Arbeit sind ausschließlich Bäume und damit C₃-Pflanzen von Interesse.

Um genauere Kenntnisse über die globale CO₂-Entwicklung und Veränderungen des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes im atmosphärischen CO₂ zu erhalten, sind u.a. Rekonstruktionen des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wertes gefordert (SIEGENTHALER & OESCHGER 1980; LEUENBERGER et al. 1998). Solche

Rekonstruktionen wurden anhand verschiedener Archive durchgeführt, von denen sich drei als besonders erfolgreich erwiesen haben:

- (i) $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen der Jahrringzellulose (FREYER & BELACY 1983; STUIVER et al. 1984; LEAVITT & LONG 1988, 1989; LEAVITT & LARA 1994; PENG et al. 1983)
- (ii) $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen an C_4 -Pflanzen (MARINO & McELROY 1991)
- (iii) $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen an in Eisbohrkernen eingeschlossenen Luftblasen (FRIEDLI et al. 1986; OESCHGER & STAUFFER 1986; Neftel 1988).

Seit 1955 und verstärkt seit 1978 werden darüber hinaus hochaufgelöste, direkte Messungen am atmosphärischen CO_2 durchgeführt (FRANCEY et al. 1995; KEELING 1979; KEELING et al. 1980; KEELING et al. 1995; MOOK 1983). Die Kurven all dieser Datensätze stimmen für die letzten 200 Jahre gut überein und zeigen in diesem Zeitraum einen exponentiell abnehmenden $\delta^{13}\text{C}$ -Trend von ca. 2‰. Alleine im 20sten Jahrhundert fiel der Wert von $-6,5\text{‰}$ auf fast -8‰ . Diese starke Abnahme des atmosphärischen C-Isotopenwertes steht in direktem Zusammenhang mit anthropogenen CO_2 -Emissionen und Landnutzungsänderungen seit Beginn der Industrialisierung (STUIVER 1978; MOORE & BRASWELL 1994). Dadurch hat sich der Partialdruck des atmosphärischen CO_2 ($p\text{CO}_{2\text{atm}}$), d.h., die CO_2 -Konzentration, von präindustriellen 280 ppmv (parts per million volume percent) auf heute 370 ppmv erhöht (ANDRES, 1996; CONWAY et al. 1994). Durch die Verbrennung fossiler Energieträger, die bereits ^{13}C -abgereichert sind⁹, wird isotopisch leichtes CO_2 in die Atmosphäre abgegeben und damit eine Abnahme des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wertes verursacht.

Wie das folgende Kapitel zeigt, ist es für die Rekonstruktion vergangener Umweltveränderungen aus $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen in Jahrringen notwendig, die Änderungen sowohl im atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ als auch in der CO_2 -Konzentration zu berücksichtigen. Nur so kann unterschieden werden zwischen Jahrringvariationen, die als Reaktionen auf Umweltveränderungen zu interpretieren sind und solchen, die in Veränderungen des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Quellwerts zu suchen sind.

$\delta^{13}\text{C}$ -Veränderung während der CO_2 -Assimilation

Die Prozesse, die bei der Fixierung des CO_2 hinsichtlich der C-Isotopensignaturen auf der Blattebene eine Rolle spielen, sind inzwischen in ihren Grundzügen relativ gut bekannt. PARK & EPSTEIN (1960, 1961) entwickelten das erste bedeutendere theoretische Modell, das Unterschiede zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von Blättern und dem Isotopenwert des atmosphärischen CO_2 erklärt. Sie stellten fest, dass die zwei Haupteinflussfaktoren auf die Isotopenfraktionierung in Pflanzen Diffusions- und Carboxylierungsprozesse sind. An

⁹ So liegen z.B. die Werte der fossilen Energieträger Kohle und Erdöl bei -22‰ bis -28‰ , von Erdgas bei -35‰ bis -48‰ (STUIVER 1978).

Tomatenpflanzen konnten sie nachweisen, dass CO₂-Diffusion und enzymatische Umsetzung von CO₂ am Enzym RubisCO zu einer Diskriminierung von ¹³C gegenüber ¹²C führt.

Dieses erste Modell wurde in den folgenden Jahren verifiziert und weiterentwickelt. Auch heute wird die Veränderung des Verhältnisses ¹³C/¹²C weiterhin modellhaft durch Isotopenfraktionierungen erklärt, die unmittelbar mit chemischen und physikalischen Prozessen bei der CO₂-Aufnahme wie Diffusion, Löslichkeit und enzymatische Umsetzung zusammenhängen (O'LEARY 1981; FARQUHAR et al. 1982; SCHLESER 1995).

Diffusionsfraktionierung

Das atmosphärische CO₂ muss auf dem Weg durch die Stomata ins Blattinnere zu den Chloroplasten verschiedene Diffusionswiderstände überwinden. Dies sind v.a. der stomatäre Diffusionswiderstand und der beim Eintritt des gasförmigen CO₂ in die flüssige Phase der Zelle auftretende Grenzflächenwiderstand. Das leichtere ¹²C-Isotop ist in der Lage, diese Widerstände schneller zu überwinden. Die durch diese transportbedingten Widerstände auftretende Verschiebung des Isotopenverhältnisses beträgt ca. -4,4‰ (CRAIG 1954a).

Carboxylierungsfraktionierung

Die Fixierung der CO₂-Moleküle, d.h., die enzymatische Umsetzung der ¹³CO₂- und ¹²CO₂-Moleküle erfolgt aufgrund unterschiedlicher Geschwindigkeitskonstanten unterschiedlich schnell. Da die aufzuwendende Aktivierungsenergie für eine Umsetzung der ¹²CO₂-Moleküle niedriger ist, läuft hier der Prozess schneller ab. Die Fraktionierung während der Carboxylierung ist im Vergleich zur Diffusion in die Chloroplasten ungleich stärker und beträgt -29‰ (ROESKE & O'LEARY 1984).

FARQUHAR et al. (1982) postulierten aufgrund eines von ihnen entwickelten Modells, dass die Stärke der Gesamtfractionierung abhängig ist von dem Verhältnis der blattinternen zur atmosphärischen CO₂-Konzentration. Je größer das interne CO₂-Angebot für die Carboxylierung ist, desto selektiver läuft der Carboxylierungsprozess ab und desto stärker wird gegen ¹³CO₂ diskriminiert. Das von ihnen veröffentlichte Modell wird hier in einer von (SCHLESER 1995) vorgeschlagenen, transparenteren Form dargestellt:

$$\delta^{13}C_P = \delta^{13}C_a + \varepsilon_D(1 - c_i/c_a) + \varepsilon_C(c_i/c_a) \quad (2)$$

Dabei sind $\delta^{13}C_P$ und $\delta^{13}C_a$ die Isotopenwerte in der Pflanze bzw. in der Atmosphäre (~8‰), ε_D und ε_C die Fraktionierungen durch Diffusion (~-4,4‰) bzw. durch die Carboxylierung (~-29‰; Carboxylierung plus Fraktionierung in flüssiger Phase), und c_i und c_a die interzelluläre bzw. atmosphärische CO₂-Konzentration.

Das Modell betont die zwei Haupteinflussfaktoren auf das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis in organischem Material, (i) den Isotopenwert des atmosphärischen CO_2 und (ii) das Verhältnis der blattinternen zur atmosphärischen CO_2 -Konzentration c_i/c_a . Es wird deutlich, dass die Gesamtfractionierung nicht als Summe der Teilfractionierungen ($\epsilon_D + \epsilon_C$) gegeben ist. Vielmehr sind die Einzelfractionierungen, gewichtet mit der Verfügbarkeit von CO_2 bei jedem Fractionierungsschritt (SCHLESER 1995), zu berücksichtigen. Nimmt c_i zu, erhält ϵ_C mehr Bedeutung, nimmt c_i ab, wird ϵ_D maßgeblicher.

Das Ausmaß der Fractionierungseffekte ist also letztlich abhängig (i) von der Öffnungsweite der Stomata bzw. der stomatären Leitfähigkeit und (ii) von der Photosyntheserate (Farquhar et al. 1982). Während letztere v.a. durch Lichtintensität- und -spektrum sowie Blatttemperatur gesteuert wird, ist der Haupteinflussfaktor für die stomatäre Leitfähigkeit das Wasserdampfsättigungsdefizit der Luft, d.h. Luftdruck, Temperatur und Wasserdampfgehalt, sowie die Verfügbarkeit von CO_2 und Wasser. Daneben spielen artspezifische Merkmale wie Anzahl, Verteilung und Größe der Spaltöffnungen eine Rolle. Diese können sich wiederum je nach Anpassung an bestimmte Standortbedingungen, altersbedingt oder nach neuesten Erkenntnissen auch in Abhängigkeit der externen CO_2 -Konzentration ändern (GRAY et al. 2000).

Entscheidend bei dem Zusammenwirken dieser endogenen und exogenen Faktoren ist das pflanzenphysiologische Bestreben, eine möglichst hohe Wassernutzungseffizienz zu erreichen, d.h., maximales CO_2 bei minimalem Wasserverlust durch Transpiration zu assimilieren.

Die vorangegangenen Ausführungen machen deutlich, dass im Hinblick auf Klimarekonstruktionen aus C-Isotopenverhältnissen das Zusammenspiel verschiedener klimatologisch-ökologischer Parameter steuernd wirkt. Dennoch können einige dominante Regelmäßigkeiten festgehalten werden. Im folgenden verdeutlichen zwei extreme Witterungssituationen, wie klimatische Parameter über die Steuerung der Stomata die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen beeinflussen können (**Abbildung 3.1**). Der Quellwert in der Atmosphäre wird in diesem Fall als konstant bei -8‰ angenommen.

1. Trockenstress (niedrige relative Luftfeuchte, hohe Temperaturen, aber auch geringe Bodenfeuchte)

Wie **Abbildung 3.1** verdeutlicht, sind die Stomata weitgehend geschlossen, um den Wasserverlust möglichst gering zu halten. Damit diffundiert nur begrenzt CO_2 in die Interzellularen, die blattinterne CO_2 -Konzentration sinkt und c_i/c_a ist theoretisch ≈ 0 . Unter diesen Umständen muss das Enzym RubisCO alles, was an CO_2 intern verfügbar ist, fixieren. Es findet also nahezu keine Carboxylierungsfractionierung ϵ_C statt und die $\delta^{13}\text{C}$ -

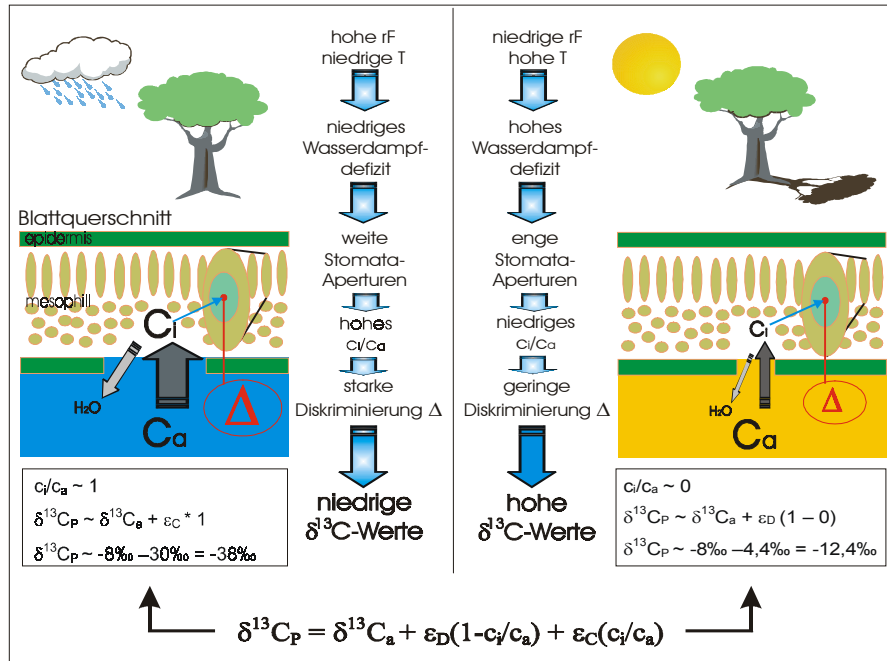


Abb. 3.1: Einfluss von Witterungsverhältnissen auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen im Blatt

Variationen der Photosyntheseprodukte werden in erster Linie durch die Diffusionsfraktionierung ϵ_D bestimmt. Dies führt nach der Gleichung in **Abbildung 3.1** zu hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten:

$$\delta^{13}\text{C}_P \sim -8\text{‰} - 4,4\text{‰} \sim -12,4\text{‰} \quad (3)$$

Es ist jedoch zu berücksichtigen, dass dieser Wert unter natürlichen Bedingungen nicht vorkommt, da das c_i/c_a -Verhältnis nie 0 wird, sondern maximal auf 0,3‰ absinken kann (SCHLESER 1995).

2. Kühl-feuchte Bedingungen

Sind dagegen die Witterungsbedingungen für die Pflanze aufgrund hoher Luftfeuchte, die in den gemäßigten Breiten meist mit niedrigen Temperaturen korreliert, so günstig, dass die Stomata weit geöffnet sind, steigt die interne CO_2 -Konzentration und c_i/c_a nähert sich ≈ 1 . Die Fraktionierung durch RuBisCO ϵ_C kommt voll zum Tragen, die Diffusionsfraktionierung

ε_D tritt in den Hintergrund, da ständig CO_2 aus den Interzellularen auch wieder nach außen diffundiert und damit ε_D aufhebt. Dies führt zu niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten:

$$\delta^{13}\text{C}_P = -8\text{‰} - 30\text{‰} = -38\text{‰} \quad (4)$$

Dem Modell folgend könnten also im organischen Material von C_3 -Pflanzen Werte zwischen $-12,4\text{‰}$ und -38‰ erwartet werden. Unter natürlichen Bedingungen wird die theoretische Spannweite von $25,6\text{‰}$ jedoch nicht erreicht, sondern erstreckt sich eher auf ca. 15‰ (BENDER 1971; VON WILLERT 1995). Laborexperimente haben gezeigt, dass extreme Änderungen der Aperturen nur sehr kurzfristigen Charakter haben und die Tendenz besteht, sich auf mittlere Öffnungsweiten einzustellen (LARCHER 1994).

In Kombination mit den atmosphärischen Witterungsbedingungen nimmt die Bodenfeuchte indirekt maßgeblichen Einfluss auf die Stomata-Aperturen und damit die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in Pflanzen. Untersuchungen von SAURER et al. (1997b) und eigene Studien (TREYDTE et al. 2001) belegen an trockenen Standorten höhere Isotopenwerte und sensitivere Reaktionen auf Witterungsverhältnisse als an feuchten. Diese Erkenntnisse sind speziell für die gewählten Standorte im Nordpakistanischen Hochgebirgsraum von entscheidender Bedeutung.

Neben den genannten Faktoren wirken sich auch die Nährstoffversorgung und Luftverunreinigungen über Änderungen des stomatären Widerstands oder Abnahme der Photosyntheserate aufgrund engerer Spaltöffnungen auf das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis aus, sehr häufig in Übereinstimmung mit dem beschriebenen Modell (SAURER et al. 1995; SCHLESER 1995).

Es wird an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass das sog. „Farquhar-Modell“ zwar für die Blattebene Gültigkeit hat, jedoch als Erklärung für die Isotopenwerte z.B. im Jahrringmaterial nur bedingt genügt. So deuten Untersuchungen des intraannuellen Isotopenverlaufs darauf hin, dass die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einem charakteristischen Jahresgang mit ausgeprägter Amplitude unterliegen. Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand zeigt dieses intraannuelle Isotopenmuster ein Maximum im Frühholz und danach abnehmende Werte, die ihr Minimum im Spätholz erreichen. Demnach wird der Einfluss der Witterung auf die Isotopenfixierung im Jahrring unter gewissen Bedingungen stärker als bisher angenommen von endogenen pflanzenphysiologisch-biochemischen Prozessen überprägt. Diese führen beim Transport der entsprechenden Kohlenhydrate vom Blatt in das Phloem zu sekundären Fraktionierungseffekten und müssen berücksichtigt werden (HELLE 1996; SCHLESER et al. 1999).

Daneben zeigt sich z.B. an der Existenz sowohl positiver als auch negativer Temperaturkoeffizienten ($\Delta\delta^{13}\text{C}/\Delta T$) das grundsätzliche Problem der nichtlinearen Transformation von Umweltsignalen durch biologische Systeme (SCHLESER et al. 1999).

Dennoch enthalten die interannuellen $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen im Jahrring ein großes Potenzial zur Temperatur- und Feuchterekonstruktion (LEAVITT & LONG 1989; SAURER & SIEGENTHALER 1995; SAURER et al. 1997b; TREYDTE et al. 2001).

3.4 $\delta^{18}\text{O}$ -VARIATIONEN

Die Kenntnisse über die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in Jahrringen von Bäumen und deren Klimarelevanz sind im Vergleich zu den Kohlenstoffisotopen noch relativ schlecht (SAURER et al. 1997c; YAKIR 1992). Während das Prozessverständnis bezüglich der Kohlenstoffisotopen-Fraktionierung weit fortgeschritten ist und Studien zu Klima-Jahrring-Beziehungen routinemäßig durchgeführt werden können, stehen Untersuchungen zu Sauerstoff- (und Wasserstoff-) Isotopenverhältnissen noch am Anfang. Dies liegt hauptsächlich an dem bis vor kurzem extrem großen Arbeitsaufwand bei den Laboranalysen (SAURER et al. 1998). Inzwischen werden aber durch die Entwicklung von „Online“-Verfahren zur Pyrolyse des organischen Materials und Umsetzung in gasförmiges CO Messungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in größerem Umfang möglich.

Der Sauerstoffisotopenwert im organischen Material setzt sich zusammen aus

- (a) dem $\delta^{18}\text{O}$ -Quellwert, d.h., primär dem Wert des über die Wurzeln aufgenommenen Wassers
- (b) der Anreicherung mit schweren ^{18}O -Isotopen im Blattwasser während der Transpiration
- (c) nachfolgenden biochemischen Fraktionierungen
(LIPP et al. 1991, SAURER et al. 1997a,b)
- (d) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Austauschreaktionen zwischen aufsteigendem Xylemwasser und aus dem Blatt abtransportiertem Phloemkonzentrat

$\delta^{18}\text{O}$ -Quellwert (Niederschlag; Boden- und Grundwasser)

Seit einigen Jahrzehnten wird v.a. im Rahmen des „Global Network of Isotopes in Precipitation“ (GNIP) der International Atomic Energy Agency (IAEA) und der World Meteorological Organization (WMO) weltweit die räumliche und zeitliche Verteilung der H- und O-Isotopen in Niederschlägen untersucht (DANSGAARD 1964; SIEGENTHALER & OESCHGER 1980; LAWRENCE & WHITE 1991; ROZANSKI et al. 1992). Die grundlegenden Prinzipien sind in **Abbildung 3.2** und **3.3** ersichtlich.

Der bei der Evaporation der Ozeane entstehende Wasserdampf ist aufgrund des höheren Dampfdruckes von H_2^{16}O gegenüber H_2^{18}O mit dem leichteren ^{16}O -Isotop angereichert. Der

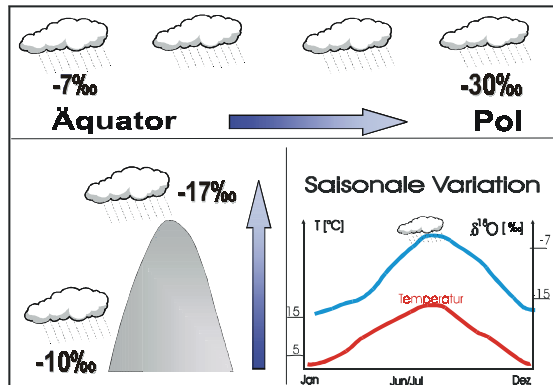


Abb. 3.2: Veränderungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Niederschlag mit geogr. Breite, Höhe und Jahreszeit

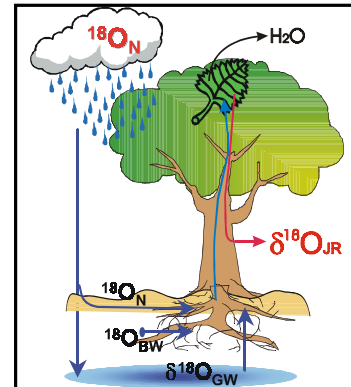


Abb. 3.3: Einflüsse auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Jahrring

aus dem kondensierenden Wasserdampf entstehende Niederschlag wiederum reichert sich mit dem schwereren ^{18}O an, da umgekehrt H_2^{16}O durch den niedrigeren Dampfdruck leichter kondensiert als H_2^{18}O . Beim weiteren Luftmassentransport über Landmassen hinweg und durch stetiges Abregnen wiederholen sich diese Evaporations- und vor allem Kondensationseffekte, so dass es mit zunehmender Entfernung zur Ausgangsquelle zur systematischen Verarmung an schweren Isotopen und damit isotopisch „leichteren“ Niederschlägen kommt (niedrigere Isotopenwerte). Der Grad der Abreicherung des Niederschlags an schweren Isotopen ist abhängig von

- (i) der Entfernung zum Herkunftsort der Luftmasse („Kontinentaleffekt“)
- (ii) der geographischen Breite („Breiteneffekt“)
- (iii) der Höhe über dem Meeresspiegel („Höheneffekt“)
- (iv) der Niederschlagsmenge („Mengeneffekt“).

Hierbei stehen (i) – (iii) in direktem Zusammenhang mit der Abkühlung während des Transportes, der Mengeneffekt ist dagegen v.a. auf Verdunstungsprozesse während des Abregnens zurückzuführen und ist im Verlauf einzelner Niederschlagsereignisse in subtropischen und tropischen Regionen sowie im Sommerniederschlag gemäßigter Breiten maßgeblich (DANSGAARD 1964). Im Kapitel „Naturraum“ wurde auf den sog. „Troll-Effekt“ hingewiesen. Folglich muss bei der Interpretation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Niederschlägen und Jahrringen im Karakorum dieser Mengeneffekt stark berücksichtigt werden.

Da Verdunstungs- und Kondensationsvorgänge in engem Zusammenhang mit der Lufttemperatur stehen, zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der Luftfeuchte und der daraus resultierenden Niederschläge zumindest in mittleren und hohen Breiten häufig einen ausgeprägten Temperatureffekt (CRAIG 1961a). Da jedoch auch die Herkunft der feuchten

Luftmassen, atmosphärische Zirkulationsmuster und Kontinentalitäts- und Höheneffekte bedeutende Rollen spielen, korrelieren in vielen Regionen die Isotopenwerte im Niederschlag nicht oder nur schwach mit der Temperatur oder den Niederschlagssummen (COLE et al. 1999; JOUZEL et al. 1997, 2000; ROZANSKI et al. 1992).

Die Frage, inwieweit dekadische bis säkulare Veränderungen in den Isotopenwerten von Niederschlägen auftreten und von klimatischer Aussagekraft sind, ist bisher offen. Der Grund hierfür liegt v.a. in der Kürze der zur Verfügung stehenden Datenbasis, da die GNIP-Daten auch im günstigsten Fall nur einen Zeitraum von 40 Jahren abdecken. Zur Verlängerung dieser Zeitreihen in die Vergangenheit wird daher auch in diesem Fall auf die bekannten Proxies wie polare Eisbohrkerne und Hochgebirgsgletscher (THOMPSON et al. 1995), Seesedimente und Jahrringe von Bäumen (ROBERTSON et al. 2001; SAURER et al. 2000) zurückgegriffen.

Die der Vegetation im Boden zur Verfügung stehenden Wasserpools können direkt und kurzfristig aus dem Niederschlag kommen, zum anderen längerfristig z.B. als Grund- oder Stauwasser im Boden gespeichert sein. Die Pools unterscheiden sich hinsichtlich ihrer isotopischen Zusammensetzung. Während das direkt aus dem Niederschlag gespeiste Oberflächenwasser im Idealfall den Isotopenwert des Niederschlages beibehält und dessen kurzfristige Schwankungen nachzeichnet, repräsentiert das Grundwasser eher einen langfristigen Mittelwert und besitzt negativere Isotopenwerte (SAURER et al. 1995b; SIEGENTHALER & OESCHGER 1980). Pflanzen mit unterschiedlichen Wurzelstockwerken haben Zugang zu Bodenwasser mit unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzung, so dass das Xylemwasser eine Mischung dieser „Wasserpools“ repräsentiert (EHLERINGER et al. 1991). WHITE et al. (1985) konnten an verschiedenen Laub- und Koniferenarten zeigen, dass das Isotopensignal eines singulären Niederschlagsereignisses ca. 15 bis 36 h später im Xylemwasser der Bäume erscheint. Bei grundwasserbeeinflussten Koniferen vergingen nach einem Regen-Niederschlag ca. vier bis sechs Tage zwischen dem Erscheinen und dem Verschwinden des Isotopensignals im Xylemwasser. Anschließend glichen die Isotopenwerte des Xylemwassers wieder denen des Grundwassers.

In der vorliegenden Arbeit wurden ausschließlich Standorte mit starker Hangneigung auf Bodentypen mit geringer Wasserhaltefähigkeit gewählt, so dass ein längerfristiger Wasserspeicher bzw. eine längere Verweildauer des Niederschlages im Boden ausgeschlossen werden kann. Es ist jedoch zu beachten, dass vor allem in ariden Regionen wie dem Karakorumgebirge aufgrund der hohen Evaporation auch die isotopische Zusammensetzung des Oberflächenwassers variieren und das Niederschlagsignal modifizieren kann. Durch eine rasche Verdunstung des auf den Boden getroffenen Niederschlagswassers erfolgt eine Anreicherung, so dass folglich auch das Xylemwasser nicht mehr den originären Wert des Niederschlages besitzt.

Blattwasseranreicherung während der Transpiration

Während der Wasseraufnahme durch die Wurzeln und dem nachfolgenden Transport über das Xylem in die Blätter treten keine signifikanten Fraktionierungseffekte auf (WHITE et al. 1985). Dafür kommt es aber in den Blättern während der Transpiration zu einer starken Verschiebung zugunsten von $H_2^{18}O$, also einer Blattwasseranreicherung (CRAIG & GORDON 1965; DONGMANN et al. 1974; FÖRSTEL et al. 1974; YAKIR 1992). Das Ausmaß der Verschiebung ist dabei abhängig von der relativen Luftfeuchte und Temperatur in der Umgebung der Blätter, vom Isotopenwert des Wasserdampfes in der Luft sowie von Stomata- und Grenzflächenwiderständen während der Diffusion des Wasserdampfes aus dem Blatt in die Umgebungsluft (CRAIG & GORDON 1965) und kann bis zu 20‰ betragen (DONGMANN et al. 1974). Nach Modellen von CRAIG & GORDON (1965), DONGMANN et al. (1974) und FARQUHAR & LLOYD (1993) lässt sich die Blattwasseranreicherung folgendermaßen zusammenfassen:

$$\delta^{18}O_{BW} = \delta^{18}O_{Quelle} + \varepsilon_k + \varepsilon_e + (\delta^{18}O_v - \delta^{18}O_{Quelle} - \varepsilon_k) e_a / e_i \quad (5)$$

$\delta^{18}O_{Quelle}$ beschreibt hierbei den Isotopenwert des über die Wurzeln aufgenommenen Wassers, ε_k die kinetische Fraktionierung während der Diffusion von Wasserdampf in die ungesättigte Luft, ε_e die Fraktionierung während des Überganges von der flüssigen in die Dampfphase (9,8‰ bei 20°C nach MAJOUBE 1971), $\delta^{18}O_v$ den Isotopenwert des Wasserdampfes in der Luft und e_a und e_i sind die Dampfdrücke in der Atmosphäre und in den Interzellularen. Da angenommen wird, dass die Luft in den Interzellularräumen wasserdampfgesättigt ist, kann e_a/e_i näherungsweise durch die relative Luftfeuchte (rF) der Umgebungsluft ersetzt werden.

Bei einer hohen relativen Luftfeuchte in der Atmosphäre nähert sich das Verhältnis e_a/e_i eins. Damit ist $\delta^{18}O_{BW}$ im wesentlichen geprägt durch den Effekt bei der Verdunstung aus der flüssigen Phase der Interzellularen:

$$\delta^{18}O_{BW} = \delta^{18}O_v + \varepsilon_e \quad (6)$$

Je trockener die atmosphärische Luftfeuchtebedingungen sind, desto höher ist der Netto-Diffusionsfluss aus dem Blatt in die Luft und desto stärker wird $\delta^{18}O_{BW}$ durch das Isotopenverhältnis des Bodenwassers (angereichert durch ε_k) bestimmt. Nähert sich das Verhältnis e_a/e_i bei extrem trockenen Bedingungen null, existiert nur ein Wasserdampfstrom aus den Interzellularen der Blätter durch die Spaltöffnungen in die Atmosphäre. In diesem Fall spielt neben dem $\delta^{18}O$ -Wert des durch die Wurzeln aufgenommenen Wassers auch der Fraktionierungseffekt bei der Diffusion eine Rolle:

$$\delta^{18}O_{BW} = \delta^{18}O_{Quelle} + \varepsilon_k + \varepsilon_e \quad (7)$$

Das Blattwasser bzw. das Chloroplastenwasser wiederum determiniert den Isotopenwert der Kohlenhydrate, die während der Photosynthese in den Blättern gebildet werden und zumindest teilweise während der späteren Schritte der Zellulosefestsetzung erhalten bleiben (YAKIR 1992; FARQUHAR & LLOYD 1993). Allerdings finden bei der Bildung organischen Materials ebenfalls biochemische Prozesse statt, während derer gegen die schweren Isotope diskriminiert wird (STERNBERG 1989; LUO & STERNBERG 1992; YAKIR 1992; FARQUHAR et al. 1998). So ist die während der Photosynthese produzierte Blattzellulose bis zu 27‰ ($\pm$ 3‰) schwerer als das umgebende Blattwasser (DENIRO & EPSTEIN 1979).

Die Frage, welche weiteren Fraktionierungen nach dem Transport der Kohlenhydrate aus dem Blatt zu den Orten der Zellulosesynthese im Stamm auftreten und wie groß der Isotopenaustausch zwischen Phloemsaft und Xylemwasser ist, sind bisher noch weitgehend ungeklärt. HILL et al. (1995) postulieren einen Austausch zwischen den Saccharosemolekülen in den Siebröhren des Phloems und den Wassermolekülen des Xylems beim Transport in den Jahrring. Dies führt dazu, dass die Zellulose im Jahrring weniger angereichert ist als die in den Blättern aufgebaute Saccharose, da das Xylemwasser die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags enthält und deutlich negativer ist als das Chloroplastenwasser. Kurzfrist-Experimente z.B. von DENIRO & COOPER (1989) mit Tomaten oder TERWILLIGER & DENIRO (1995) mit Avocadopflanzen deuten zum Zeitpunkt der Zellulosesynthese auf ein Austauschgleichgewicht zwischen Phloem- und Xylemwasser hin, welches vorherige Fraktionierungseffekte rückgängig macht. Damit stünde die isotopische Zusammensetzung der Zellulose in direktem Zusammenhang mit dem Wert des Quellwassers. Allerdings sind diese Versuche vermutlich nicht direkt übertragbar auf die Situation im Kambium von Bäumen. LIPP et al. (1996) stellen an Bäumen verschiedener Klimazonen in Israel fest, dass die Korrelationskoeffizienten von (i) Blattwasser- $\delta^{18}\text{O}$ zur relativen Luftfeuchte und (ii) Stammzellulose zur relativen Luftfeuchte sehr ähnlich sind. Das Ergebnis stimmt überein mit empirischen Studien anderer Autoren (EPSTEIN et al. 1977; BURK & STUIVER 1981; EDWARDS & FRITZ 1986). Danach sind also in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Stammzellulose atmosphärische Feuchteinflüsse auf das Blattwasser gespeichert. Diese Annahme widerspricht wiederum der Hypothese eines kompletten Austauschgleichgewichtes zwischen Stammzellulose und Stammwasser während der Zellulosefestsetzung (DENIRO & COOPER 1989). Neuere Untersuchungen von (RODEN et al. 2000) weisen darauf hin, dass 36% bis 42% der Sauerstoffatome mit dem Xylemwasser austauschen.

Trotz dieser offenen Fragen und zahlreichen Einflussfaktoren werden in der überwiegenden Zahl der Veröffentlichungen hohe Korrelationen zwischen den O-Isotopenwerten in den Jahrringzeitreihen und denen des Quellwassers festgestellt

3 STABLE ISOTOPE IN JAHRRINGEN

(EPSTEIN et al. 1977; BURK & STUIVER 1981; YAPP & EPSTEIN 1982b; LAWRENCE & WHRITE 1991; SAURER et al. 1995b). Vor allem an nicht grundwasserbeeinflussten Standorten paust sich in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Jahringzellulose meist deutlich das Isotopensignal des Niederschlags durch. Speziell an trockenen Standorten, wo das Niederschlagswasser nicht lange im Boden gespeichert wird, sollten die O-Isotopenverhältnisse in der Jahringzellulose deshalb Rückschlüsse auf die Herkunft der Sommerniederschläge, also auf bestimmte atmosphärische Zirkulationsbedingungen erlauben.

4 MATERIAL

4.1 PROBENMATERIAL VON BÄUMEN

Während zweier Geländekampagnen in den Jahren 1998 und 1999 wurden in sechs Talschaften und 15 Untersuchungsflächen des Nordpakistanischen Raumes (Himalaja, Karakorum, Hindukusch) an 4 verschiedenen Koniferenarten (*Juniperus*, *Pinus*, *Picea* und *Cedrus*) insgesamt 907 Bohrkerne gezogen (Zuwachsbohrer der Firmen SUUNTO und MORA). Beprobt wurden vorwiegend dominante, möglichst von geomorphologischen und anthropozoogenen Prozessen ungestörte, lebende Bäume in phytosoziologisch homogenen Plots. Es wurden pro Baum vier bis sechs Kerne an verschiedenen Radien entnommen, um spätere Crossdating- und Abtrennprobleme gering zu halten (siehe Kap. 5). Basierend auf den Kriterien (i) große klimatologisch-ökologische Spannweite der Standorte, (ii) gute Datierbarkeit des Materials, (iii) wenig fehlende Jahrringe, (iv) gute Bohrkernqualität (möglichst nicht gebrochen, keine Kernfäule, gerade Jahrringgrenzen) und (v) Vergleichbarkeit mit bestehenden Jahrringbreitenchronologien wurde letztlich aus diesem Pool für isotoopenanalytische Fragestellungen das Material von 3 Talschaften bzw. 4 Untersuchungsflächen ausgewählt. Deren Lage und klimatologisch-ökologischen Charakteristika wurden in Kapitel 2.5 beschrieben. **Tabelle 4.1** enthält die wesentlichen Informationen des Materials der Untersuchungsflächen. Die Standorte BAG/hoch und BAG/tief wurden zusammen mit C. WELSCHER im Rahmen seiner Diplomarbeit beprobt (WELSCHER 2001). Die Auswahl des Materials und die Datenerhebung für das 20. Jhd. (Jahrringbreiten und Isotope) erfolgten durch ihn. Diese Daten wurden – ergänzt durch eigene Nachmessungen – in die vorliegende Arbeit übernommen.

Die maximale Anzahl der Jahrringe in **Tabelle 4.1** ist nicht identisch mit dem Markalter, da aufgrund des spannrückigen Wuchses der Wacholder¹⁰ bei der Beprobung in keinem Fall das Zentrum in Brusthöhe getroffen wurde. Im Durchschnitt fehlen pro Kern mindestens 50 Jahrringe bis zum Mark (geschätzt mit Hilfe einer Kreisschablone mit unterschiedlichen Radien). Die Anzahl der nach sorgfältiger Sichtung der Proben für Isotoopenanalysen herangezogenen Bohrkerne beruht auf einer Auswahl des präparationstechnisch günstigsten Materials. Hierbei zeigt sich bereits die Schwerpunktsetzung der Arbeit. Am Standort MOR/hoch, von dem bereits vor der Probennahme bekannt war, dass hier die ältesten Bäume auftreten (ESPER 2000a), wurden die meisten Proben gezogen. Dieser Standort wird im folgenden in Zusammenhang mit der Erstellung einer langen Isotoopenchronologie gesondert behandelt.

¹⁰ Zu holzanatomischen Merkmalen der *Juniperus* Spezies siehe ESPER (2000a,b)

4 MATERIAL

Tab. 4.1: Zusammenstellung der wichtigsten Informationen der untersuchten Standorte und Bäume – Exp. = Exposition; Anz. Bäume = Anzahl der beprobten und isotopisch analysierten (ISO) Bäume; Anz. BK = Anzahl der isotopisch analysierten Bohrkern; Max. Alter = maximales Alter der Isotopenbäume in Jahren; Mittl. Alter = mittleres Alter der Isotopenbäume in Jahren

Jahrringmaterial										
Region	Standort	Höhe NN	Exp.	Hangneigung	Baumart	Anz. Bäume	Anz. Bäume ISO	Anz. BK	Max. Alter	Mittl. Alter
Astor/Rama	RAM hoch	3650	SSE	38°	<i>Juniperus turkestanica</i>	15	4	8	459 Jahre	279 Jahre
Hunza/Bagrot	BAG hoch	3800	S	35°-38°	<i>Juniperus turkestanica</i>	23	4	24	436 Jahre	295 Jahre
	BAG tief	2900	S	30°	<i>Juniperus excelsa</i>	21	5	16	180 Jahre	155 Jahre
Hunza/Boibar	MOR hoch	3900	ENE	35°-38°	<i>Juniperus turkestanica</i>	47	7	14	1171 Jahre	960 Jahre

4.2 JAHRRINGBREITEN-DATENSÄTZE

Für die Jahrringbreitenanalysen im Bagrot- und Boibartal (MOR/hoch) wurden die eigenen Messungen durch Jahrringbreitendaten von ESPER (2000a) abgesichert und ergänzt.

Tabelle 4.2 gibt Informationen zu den verwendeten Datensätzen.

Tab. 4.2: Zusammenstellung der wichtigsten Informationen des Materials von ESPER; Exp. = Exposition; ausgew. = ausgewählte; Max. Alter (alle/ausg.) = Maximalalter aller bzw. der ausgewählten Bäume; Mittl. Alter = mittleres Alter

Jahrringdatensätze von ESPER								
Standort	Höhe NN	Exp.	Hangneigung	Baumart	Anzahl aller Bäume	Anzahl ausgew. Bäume	Max. Alter (alle/ausg.)	Mittl. Alter (alle/ausg.)
BAG5 (hoch)	3750	S	42°	<i>Juniperus turkestanica</i>	21	10	AD 1438/1671	218/184 Jahre
BAG4 (tief)	3050	S	35°	<i>Juniperus excelsa</i>	17	15	AD 1240/1498	236/206 Jahre
MOR 1-4 (hoch)	3600-3900	ENE-SW	35°-40°	<i>Juniperus turkestanica</i>	66	20	AD 476/476	514/1093 Jahre

4 MATERIAL

Anhand von Gleichläufigkeits- und Korrelationsberechnungen wurden aus der jeweiligen Gesamtzahl der Jahrringserien eines Standortes die Datensätze ausgewählt, die Übereinstimmungen mit den eigenen Messungen zeigen (Schwellenwert: Gleichläufigkeit von >60%) (siehe Kapitel 5).

Im Bagrot liegen zwischen den Untersuchungsflächen beider Arbeiten mehrere 100 m Horizontal- und ca. 50 m Vertikaldistanz. Das kann besonders bei den relativ heterogenen Standortbedingungen an der oberen Waldgrenze im Bagrot und der hohen Morphodynamik starke ökologische Abweichungen zwischen den Untersuchungsflächen bedeuten. Deshalb reduziert sich hier die Anzahl der verwendeten Zeitreihen um elf Bäume¹¹. Im Boibartal am Standort MOR/hoch werden ausschließlich die Reihen der sehr alten, 800- bis über 1000-jährigen Bäume verwendet, um altersbedingte Variationen für die jüngsten Jahrhunderte von vornherein auszuschneiden. **Abbildung 4.1** zeigt pro Standort die genutzten Rohwert-Datensätze und die daraus errechneten Standortmittelkurven.

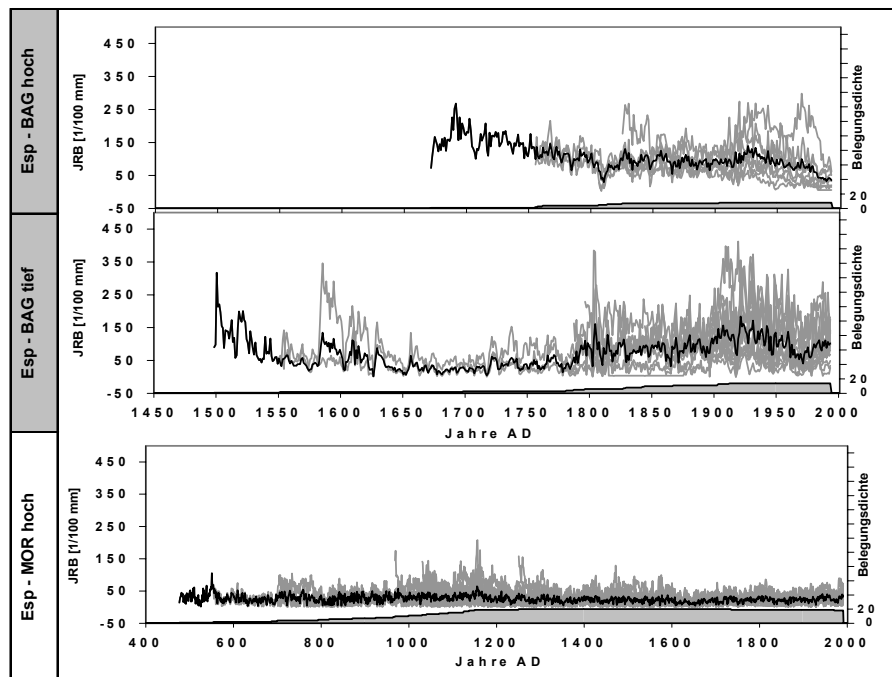


Abb. 4.1: Ausgewählte Jahrringbreiten-Datensätze von ESPER: Baummittelkurven (grau) und Standortmittelkurven (schwarz); graue Fläche = „Belegungsdichte“ = Anzahl Bäume pro Kalenderjahr

¹¹ Berechnungen mit dem ESPER-Material der N-exponierten Standorte Bag1-3 (Gegenhang Dame, *Pinus wallichiana*, *Picea smithiana*, *Juniperus spez.*) zeigten nur sehr geringe Ähnlichkeiten und werden deshalb nicht berücksichtigt.

4.3 KLIMADATEN

Die Qualität direkt gemessener meteorologischer Größen ist von herausragender Bedeutung für Kalibrations- und Verifikationsberechnungen mit Proxidaten auf hohem Signifikanzniveau. Nach SCHWEINGRUBER (1993a) sind theoretisch folgende Kriterien Ausgangsvoraussetzung, werden aber in der Realität nie vollständig erfüllt:

(i) unmittelbare Nähe der Messstationen zu den Baumstandorten (möglichst im Waldbestand), (ii) hohe zeitliche Auflösung bis hin zu Tagesextrema, (iii) möglichst lange und vollständige Zeitreihen, (iv) hohe horizontale und vertikale Dichte des Messnetzes und (v) Sorgfalt bei der Datenerhebung (d.h., keine Stationsverlagerungen, gute Stationswartung, Verwendung immer derselben Messgeräte, etc.).

Diesbezüglich müssen in peripheren Regionen allgemein und in Hochgebirgsräumen wie Nordpakistan im Besonderen starke Kompromisse eingegangen werden. Hier existieren keine durchgehenden langen (100-jährigen) Messreihen, die Auflösung beschränkt sich häufig auf Monatsmittel und -summen, die Klimastationen befinden sich in den ariden Tallagen und sind wenig repräsentativ für die humiden Hochlagen. Zudem sind Stationsverlagerungen und Änderungen der Messmethodik meist nicht dokumentiert (BÖHNER 1996; TESSIER 1996). Im Rahmen eines kürzlich abgeschlossenen DFG-Schwerpunktprogrammes („Culture Area Karakorum“; CAK) werden derzeit mit Hilfe eines dichten Klimamessnetzes vorhandene Lücken teilweise gefüllt und offene Fragen bezüglich Horizontal- und Vertikalgradienten geklärt. Für den Großraum Hochasien ist ein Klimaatlas in Vorbereitung, in dem zahlreiche meteorologische Zeitreihen berücksichtigt werden. So wird sich in Zukunft ein regional differenzierteres Bild der klimatischen Situation ergeben (MIEHE et al. 2001).

Für die Kalibration *mit* und die Rekonstruktion *von* Klimaelementen aus den Jahrringproxis ist neben der Qualität die Länge der verwendeten meteorologischen Zeitreihen von Bedeutung. Die in die Untersuchungen dieser Arbeit einfließenden Klimastationen lassen sich in zwei Gruppen unterteilen:

- ⇒ Innerhalb des Hochgebirgsraumes liegende Stationen mit durchschnittlich 50-jährigen Reihen: Gilgit (GIL), Astor (AST), Skardu (SKAR) und Gupis (GUP)
- ⇒ Außerhalb des Hochgebirgsraumes liegende Stationen mit teilweise mehr als 100-jährigen Reihen: Peshawar (Pes), Lahor (Lah), Ludhiana (Lud) und Murree (Mur)

Alle Stationen bis auf Ludhiana liegen in Pakistan (siehe **Abbildung 2.1** und Geographische Koordinaten in **Abbildung 4.2**), letztere befindet sich auf indischer Seite. Die südlich von Karakorum und Himalaja gelegenen Stationen werden hinzugezogen, um die kurzen Messreihen der Hochgebirgsstationen zu ergänzen. Nur mit langen (mindestens

4 MATERIAL

100-jährigen) Reihen ist eine fundierte Berechnung von Transfermodellen zur Klimarekonstruktion im Sinne von Kalibration und Verifikation in unabhängigen Zeitfenstern gegeben. Darüber hinaus ist die Berechnung von regionalen Serien mehrerer Stationen die einzige Möglichkeit, aussagekräftige Zeitreihen für eine größere Region zu erhalten.

Die Länge der Datensätze, ihre klimatischen Mittelwerte und Angaben zur Lokalität fasst **Abbildung 4.2 (a)** zusammen. Die Zeitreihen selbst und ihre Heterogenität in den Absolutwerten zeigt **Abbildung 4.2 (b)**. Während Peshawar, Lahore, Murree und Ludhiana monsunal beeinflusste Serien mit hohen Absolutwerten sind, deren Niederschlagsmaxima im Spätsommer fallen, nehmen in den Hochgebirgsraum hinein die Niederschlagsmengen aufgrund der Änderungen in den synoptischen Bedingungen und den vorgelagerten Gebirgsketten von S nach N ab (siehe auch Kapitel 2.2).

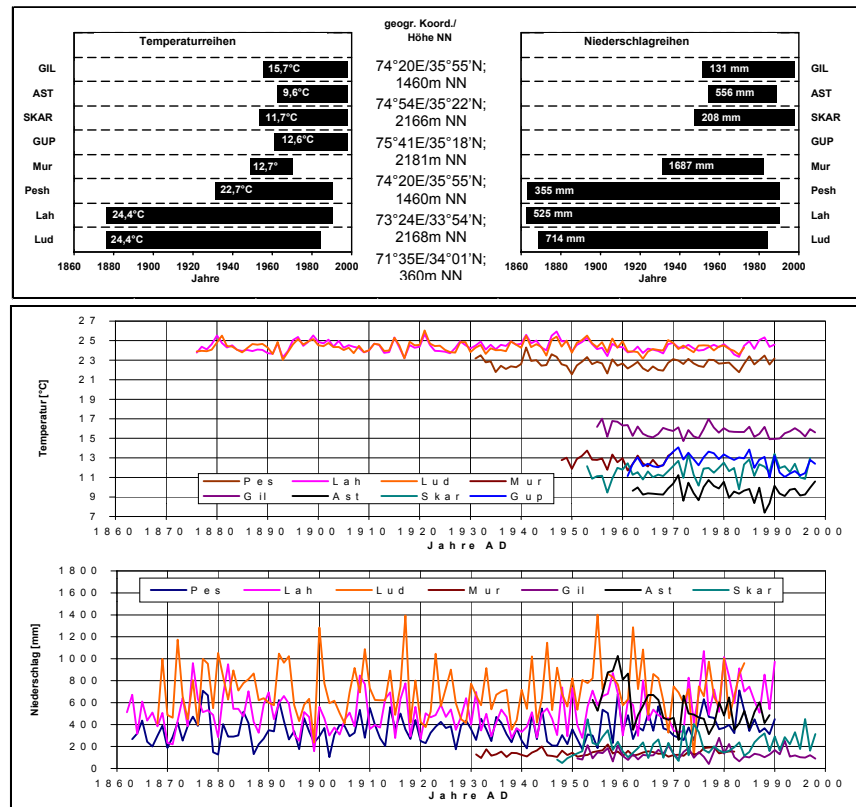


Abb. 4.2: Charakterisierung der meteorologischen Reihen von Temperatur und Niederschlag)
(a): Länge der Reihen und zeitliche Überlappung - verändert nach ESPER et al. (2001);
(b): Darstellung der Zeitreihen auf Jahresbasis (Jahresmitteltemperaturen und Jahressummen der Niederschläge)

4 MATERIAL

Das Spätsommermaximum ist geringer oder gar nicht mehr ausgeprägt. Die Temperaturjahresgänge sind an allen Stationen unimodal verteilt mit einem Maximum im Hochsommer (ESPER 2000a).

Die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Stationsreihen auf Jahresbasis für Temperatur und Niederschlag zeigt **Tabelle 4.3**. Die Angabe der Signifikanzniveaus berücksichtigt die unterschiedliche Länge der Überlappungszeiträume. Es soll an dieser Stelle nicht auf Details in den Zusammenhängen der einzelnen Zeitreihen eingegangen werden. Die Betonung liegt auf den für die Errechnung von Mittelwerten relevanten Aspekten. Generell spiegeln die Werte die räumliche Entfernung der Klimastationen zueinander wider. Zwischen den Stationen außerhalb des Hochgebirgsraumes sind die Zusammenhänge insgesamt für beide Klimaelemente stärker als zwischen den Stationen innerhalb. Während für die Jahresmitteltemperatur dennoch zwischen allen Zeitreihen die Korrelationen signifikant bleiben (Ausnahme: Lahore zu Astor), brechen für den Niederschlag die Werte zwischen beiden Gruppen ein. Die räumlich größere Heterogenität der Niederschläge im Vergleich zu den Temperaturen ist durch allgemein niedrigere Werte offensichtlich. An dieser Stelle ist zu erwähnen, dass diese sehr grobe Einschätzung des Zusammenhanges zwischen den Reihen aus klimatologischer Sicht deutlich vertieft werden müsste. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist jedoch eine detaillierte raumzeitliche Analyse der Datensätze nicht durchführbar.

Tab. 4.3: Korrelationskoeffizienten für den Zusammenhang zwischen Temperatur- und Niederschlagsreihen; grau: 99% Signifikanz; fett: 90% Signifikanz

Temperatur								
	Pes	Lah	Lud	Mur	Gil	Ast	Skar	Gup
Pes	1							
Lah	0.77	1						
Lud	0.61	0.79	1					
Mur	0.92	0.84	0.77	1				
Gil	0.32	0.24	0.40	0.37	1			
Ast	0.22	0.08	0.25	0.88	0.46	1		
Skar	0.61	0.57	0.22	0.31	0.22	0.52	1	
Gup	0.62	0.46	0.39	0.91	0.40	0.51	0.33	1
Niederschlag								
	Pes	Lah	Lud	Mur	Gil	Ast	Skar	
Pes	1							
Lah	0.41	1						
Lud	0.18	0.37	1					
Mur	0.57	0.50	0.15	1				
Gil	0.10	0.08	-0.16	0.02	1			
Ast	0.21	0.03	-0.09	0.14	0.26	1		
Skar	0.13	0.11	-0.10	0.06	0.21	0.20	1	

4 MATERIAL

Die Berücksichtigung zusätzlicher Reihen innerhalb des Hochgebirgsraumes geht bereits über die von ESPEY (2000a, b) durchgeführten Untersuchungen hinaus. Dessen Mittelkurve besteht aus insgesamt sechs Standorten: fünf außerhalb (Ludhiana, Lahore, Peshawar, Murree und Simla) und Gilgit als einziger innerhalb des Hochgebirges. Eine Zusammenführung aller vorgestellten Zeitreihen wird hier kritisch gesehen. Bei der eigenen Bildung von Regionalreihen wird deshalb zwischen beiden Gruppen unterschieden. Die errechneten Mittelkurven werden als „Außer“ (außerhalb des Hochgebirgsraumes) und „Inner“ (innerhalb des Hochgebirgsraumes) bezeichnet.

Grundsätzlich sind für Klima-Jahring-Kalibrationen weniger die Absolutwerte von Temperatur und Niederschlag von Bedeutung als die interannuellen Variationen. Deshalb werden die Absolutwerte des jeweiligen Klimaelements zwischen den Stationen angeglichen. Bei der Temperatur geschieht dies über die Berechnung von Residuen, also positiven und negativen Abweichungen in °C vom langjährigen Mittelwert. Die Normierung der Niederschläge ist schwieriger, da hier neben den Absolutwerten die unterschiedlichen Amplituden der Jahr-zu-Jahr-Variationen berücksichtigt werden müssen. Bei einer einfachen Mittelung fließen die Stationen mit den hohen Niederschlagssummen stärker gewichtet in die Mittelkurve ein, als die mit den geringen Summen. Damit sind erstere überrepräsentiert. Da eine Anpassung über eine unterschiedliche Gewichtung der Niederschlagsmengen zu spekulativ wäre, werden die einzelnen Niederschlagsreihen z-transformiert (vgl. Kap. 5.2.2), also die Mittelwerte auf null und die jeweilige Standardabweichung auf eins normiert. Damit sind die Reihen direkt vergleichbar. **Abbildung 4.3** zeigt die normierten Regionalreihen „Inner“ und „Außer“ für Temperatur (a,b) und Niederschlag (c,d).

Deutlich erkennbar ist die größere Streuung der einzelnen Niederschlagsreihen zueinander im Vergleich zur Temperatur. Eine Mittelkurve (arithmetisches Mittel aller Einzelserien) repräsentiert hier die Einzelserien weniger gut. Diese Problematik wird in Zusammenhang mit der Chronologiebildung bei den Jahringparametern genauer diskutiert (Kap. 6). Berechnet man den Zusammenhang zwischen beiden Regionalreihen, so ergibt sich mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,50 eine hoch signifikante Ähnlichkeit zwischen den Variationen der Jahresmitteltemperaturen „Inner“ und „Außer“, während die Schwankungen der Jahresniederschlagssummen unabhängig sind ($r=0,15$). Der Vergleich von Temperatur und Niederschlag schließlich zeigt eine negative Koppelung in beiden Regionen (**Abbildung 4.4**). Die Stärke des Zusammenhanges ist saisonabhängig, d.h., in den Sommermonaten korrelieren die Variablen höher als im Winter. In der strahlungsintensiven Jahreszeit ist mit Bewölkung (und Niederschlag) ein Temperaturabfall verbunden. Außerhalb des Hochgebirgsraumes scheint die gegenseitige Abhängigkeit stärker zu sein. Dies liegt vermutlich an den heterogeneren und kürzeren Zeitreihen im Hochgebirgsraum (vgl. Tab. 4.3).

4 MATERIAL

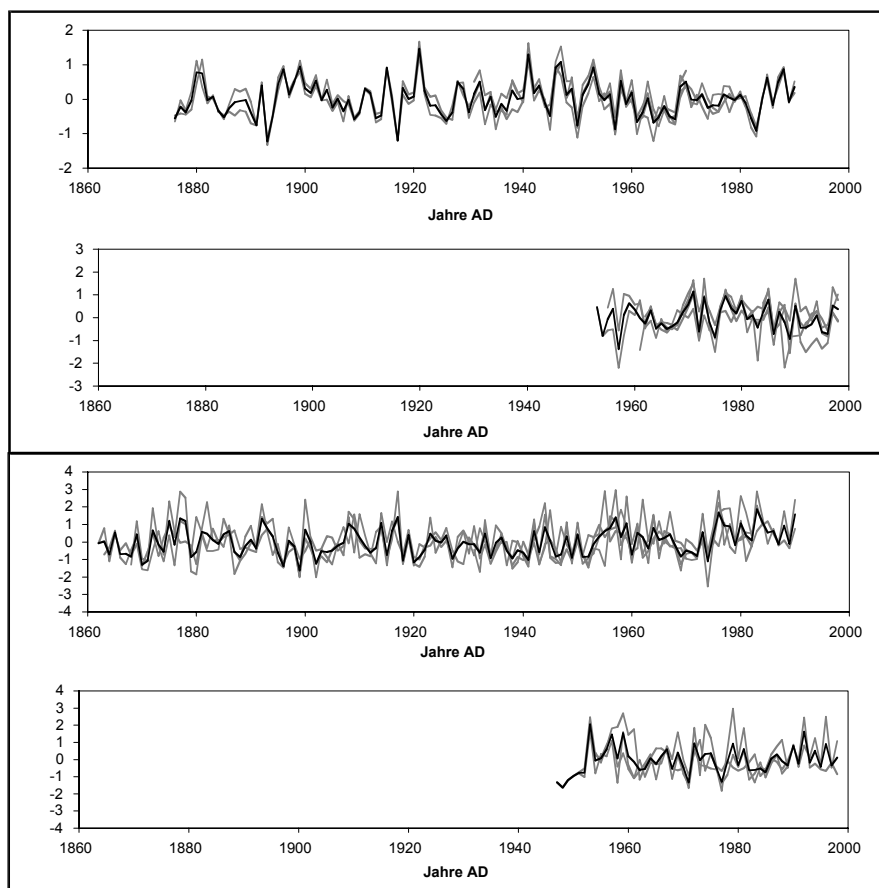


Abb. 4.3: Regionale Temperatur- und Niederschlagsreihen innerhalb und außerhalb des Nordpakistanischen Hochgebirgsraumes: (a) und (b): Temperatur-Residuen „Außer“ und „Inner“; (c): und (d): z-transformierte Niederschlagsreihen „Außer“ und „Inner“; grau: Einzelserien, schwarz: Mittelkurven (arithmetisches Mittel der Einzelserien)

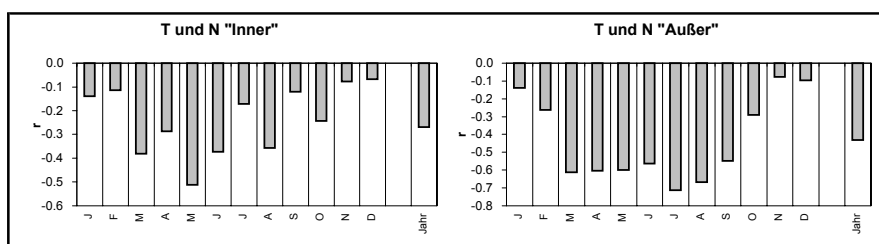


Abb. 4.4: Korrelationen (r) zwischen den Regionalreihen von Temperatur und Niederschlag auf Monatsbasis

4.4 ATMOSPHERISCHE $\delta^{13}\text{C}$ - UND pCO_2 -DATEN

Wie in Kapitel 3.3 erwähnt wurde, müssen bei der Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im organischen Material Veränderungen im atmosphärischen CO_2 berücksichtigt werden. Als Datenbasis für Korrekturberechnungen der anthropogenen Beeinflussung des $\text{CO}_{2\text{atm}}$ (Kap. 5) dienen in der vorliegenden Arbeit Messungen aus Eisbohrkernen der Siple Station/Antarktis (FRIEDLI et al. 1986; NEFTEL et al. 1994), von Cape Grim/Tasmanien (Australien) (FRANCEY & ALLISON 1998; FRANCEY et al. 1999) sowie ab 1958 AD atmosphärische Daten vom Mauna Loa/Hawaii (KEELING 1979; KEELING et al. 1980; KEELING & WHORF 1999) (**Abbildung 4.5**). Einige Autoren wie z.B. HEMMING (1998) ziehen den Mauna Loa-Daten direkte Messungen Europäischer Stationen wie Vermont und Wien vor (Levin 1994, 1996). Allerdings ist in der so kombinierten $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Kurve genau im Zeitraum des Datenwechsels von den Eisbohrkern-daten zu den direkten Messungen eine Abflachung festzustellen, welche in der pCO_2 -Kurve nicht auftritt (ohne Abbildung). Möglicherweise kommen hier lokale industrielle Einflüsse zur Geltung, welche den Datensatz verfälschen. Im Gegensatz dazu kann bei der Verwendung der Mauna Loa-Daten davon ausgegangen werden, dass an dieser siedlungsfernen Station ein ungestörtes durchmisches Signal der freien Atmosphäre aufgezeichnet wird (KEELING & WHORF 1999). Die Korrektur selbst wird im folgenden Kapitel erläutert.

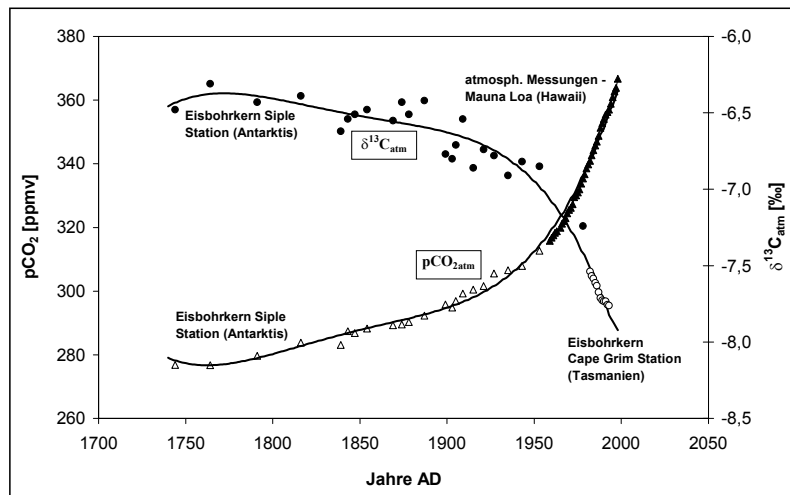


Abb. 4.5: atmosphärische $\delta^{13}\text{C}$ - und pCO_2 -Daten zur Korrektur von Langfristrends in den $\delta^{13}\text{C}$ -Jahrringzeitreihen (Daten: FRIEDLI et al. 1986; KEELING & WHORF 1999; NEFTEL et al. 1994; FRANCEY & ALLISON 1998).

5 METHODEN

5.1 DATENERHEBUNG

5.1.1 Jahrringbreiten

Die Proben wurden zunächst mit Rasierklingen angeschnitten und oberflächlich leicht eingekreidet. So konnte der optische Kontrast zwischen Früh- und Spätzhholz und damit die Deutlichkeit der Jahrringgrenzen besonders in Bereichen sehr enger Wachstumsphasen erhöht werden. Anschließend wurde das Jahrringmaterial mit Hilfe des „klassischen“ Crossdating nach DOUGLASS (1941)¹² synchronisiert. Dies geschah zunächst visuell über den Vergleich (i) mehrerer (meistens zwei bis drei) Bohrkern aus verschiedenen Radien eines Baumes und (ii) der Bohrkern verschiedener Bäume pro Standort, wobei auffällig breite/schmale Jahrringe, sog. Ereignisjahre notiert wurden (SCHWEINGRUBER et al. 1990; 1992a). So konnten einerseits doppelte oder „falsche“ Jahrringe identifiziert werden (KAENNEL & SCHWEINGRUBER 1995), andererseits solche Jahre, in denen aufgrund ungünstiger Wachstumsbedingungen das Kambium nicht oder nur sehr reduziert aktiv war, und dadurch über den gesamten Stammumfang oder partiell keine Jahrringbildung stattfand. Speziell bei den sehr langsam wüchsigen *Juniperus* Spezies Hochasiens treten fehlende Jahrringe in Phasen geringen Wachstums gehäuft auf. In der vorliegenden Arbeit lag die maximale Anzahl der Jahre mit Ringausfall auf einem Bohrkern mit 1170 Jahrringen bei 7 und bewegt sich damit in der Größenordnung von BRÄUNING (1999a). Im Falle von Plateaus, also Perioden mit so starker Wachstumsreduktion, dass keine einzelnen Ringe mehr identifizierbar sind) wurden zunächst durch Crossdating die Anfangs- und Endpunkte der nicht zählbaren Abschnitte datiert. Die Gesamtbreite der Reduktionsphase wurde gemessen und durch die Anzahl der enthaltenen Jahre dividiert. Dies ergibt die mittlere Jahrringbreite in 1/100 mm für die entsprechende Periode (ESPER 2000a). Die Jahrringbreitenmessungen wurden an den Messtischen des Forschungszentrums Jülich und des Geographischen Institutes der Universität Bonn mit einer Genauigkeit von 1/100 mm durchgeführt. Die Weiterverarbeitung der Rohdaten erfolgte mit dem Computerprogramm TSAP (Time Series Analysis and Presentation) der Firma RINN/Heidelberg.

Eine sorgfältige dendrochronologische Vorarbeit ist unabdingbare Voraussetzung für Jahrringbreiten- und Isotopenanalysen, da sich ansonsten Datierungsprobleme ergeben, welche zu schwerwiegenden systematischen und sich fortpflanzenden Fehlern in den Zeitreihen führen.

5.1.2 Isotopenverhältnisse

Am Standort RAM/hoch ohne existierende JRB-Chronologie wurde zunächst eine solche erstellt und anschließend Isotopenmaterial ausgewählt. An den Standorten BAG und MOR wurden aus dem in Kapitel 4.1 vorgestellten Material die 4 bis 7 Bäume mit den für Isotopenanalysen am besten geeigneten Bohrkernen ausgewählt. Hauptkriterien für isotopenanalytisch verwendbares Material sind (i) hohe Baumalter, (ii) möglichst keine fehlenden Jahrringe und/oder Plateaus und (iii) möglichst gerade Jahrringgrenzen, also kein Haselwuchs o.ä.

Die Erfassung der Isotopenverhältnisse erfordert einen deutlich höheren Arbeitsaufwand als die Messung der Jahrringbreiten. Nach dem Crossdating und der JRB-Messung werden von jedem Bohrkern die Jahrringe einzeln mit einem Skalpell abgetrennt. Die Holzproben werden mit einer Kugelschwingmühle und einer Ultrazentrifugal-Siebmühle (beide Firma RETSCH) zu Holzmehl homogenisiert. Anschließend erfolgt die Extraktion der Zellulose aus dem Gesamtholz. Diese wird im aktuellen Jahr der Kambialaktivität in die Zellwand eingebaut und bleibt dort über geologische Zeiträume unverändert. Damit gilt sie als der stabilste Holzbestandteil und die verlässlichste Holzfraktion zur Isotopenmessung¹².

Die Extraktion erfolgt nach KÜRSCHNER & POPIK (1962) mithilfe von Natronlauge (NaOH) zur Herauslösung der leichter löslichen Holzbestandteile (Harze, Fette, Öle, Hemizellulosen) und Natriumchlorit (NaClO₂) zur Entfernung des neben der Zellulose zweiten Hauptholzbildners Lignin. Die wässrigen Lösungen werden in speziell dafür angefertigten Glasfilternutschen auf die Proben gegeben. Die Reaktion findet in 60°C warmem Wasserbad statt und dauert ca. 36 Stunden. Nachdem die Proben mehrmals mit heissem, entionisiertem Wasser chloritfrei gewaschen wurden, kann nach einer ca. 48 stündigen Trockenzeit (ca. 50°C bis zur Gewichtskonstanz) die reine Zellulose den Probengefäßen entnommen werden.

Von den Proben werden jeweils ca. 200 Mikrogramm abgewogen, in Zinnhütchen verpackt und der Massenspektrometrie zugeführt. Die Ermittlung der Isotopenverhältnisse erfolgt on-line in einem mit einem Elementaranalysator (Carlo Erba) gekoppelten Isotopenverhältnis-Massenspektrometer (Optima IRMS) (beide: Firma FISONS INSTRUMENTS).

¹² Douglass verwendet „Crossdating“ erstmals im Sinne des Wiedererkennens gleicher Ringmuster in verschiedenen Bäumen. Der Begriff ist heute fest in der Dendrochronologie verankert (KAENNEL & SCHWEINGRUBER 1995).

¹³ Es ist noch nicht vollständig geklärt, in welchem Ausmaß das originäre Isotopensignal bei der Synthetisierung von Lignin, Zuckern, Zellulose etc. in den Photosyntheseprodukten verfälscht wird oder erhalten bleibt. Neuere Arbeiten zeigen, dass bei $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen an rezentem Material oft die Zellulose-Extraktion nicht nötig ist (LIVINGSTON & SPITTLEHOUSE 1996; BORELLA et al. 1998). Dagegen stellen BORELLA et al. (1999) bei $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen z.B. an Eichen im Schweizer Mittelland fest, dass Klimainformation verloren geht, wenn auf die Zelluloseextraktion verzichtet wird.

5 METHODEN

Die Messung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wird an CO_2 durchgeführt. Dazu werden die Zelluloseproben in einer mit Chromtrioxid und Kobaltoxid gefüllten Quarzküvette unter reiner Sauerstoffatmosphäre bei 960°C im Heliumträgergasstrom quantitativ zu CO_2 verbrannt. In einem zweiten, mit Kupfer gefüllten Quarzrohr und einer nachgeschalteten Wasserfalle (Magnesiumperchlorat) erfolgt die Reduktion der Stickoxide und des überschüssigen Sauerstoffs und die Absorption von H_2O .

Dagegen wird die Messung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an CO durchgeführt. Die Zellulose wird hierzu durch Pyrolyse unter Sauerstoffausschluss in einem mit Glaskohlenstoff gefüllten Quarzrohr quantitativ in CO umgewandelt. Die Pyrolyse erfolgt bei 1080°C ebenfalls im Heliumstrom. Überschüssiges CO_2 und H_2O wird an CO_2 - und H_2O -Fallen zurückgehalten.

Die nachfolgenden Schritte sind für die Ermittlung beider Isotopenverhältnisse identisch. Das während der Verbrennung/Pyrolyse entstandene Probengas wird durch eine Trennsäule geleitet, in der überschüssige Restgase zurückgehalten werden. Das abgetrennte und gereinigte CO_2 bzw. CO wird ins Massenspektrometer entlassen, ionisiert und beschleunigt, in die entsprechenden Massen (44/45/46 bzw. 28/29/30) aufgetrennt und die Entladung an drei, auf die jeweiligen Massen ausgerichteten Kollektoren gemessen. Aus den ermittelten Massenverhältnissen 46/44 (CO_2) bzw. 30/28 (CO) werden automatisch $\delta^{13}\text{C}$ - bzw. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte berechnet und letztlich versus die Standards VSMOW bzw. VPDB dargestellt.

Zur Kontrolle der Reproduzierbarkeit werden pro automatisiertem Probendurchlauf (196 Proben) in regelmäßigen Abständen Laborstandards mit bekanntem Isotopenverhältnis zwischengeschaltet. Aus deren Standardabweichung lässt sich die Qualität der Messungen abschätzen. Grundlage der $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen waren Graphit IV- und Fluka-Zellulose-Standards mit einer mittleren Standardabweichung von $0,1\text{‰}$ bzw. $0,11\text{‰}$. Für die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen wurden Zellulose-Standards der Firma Merck und der IAEA und interne Reisstandards verwendet. Aufgrund der besten Reproduzierbarkeit diente hauptsächlich die Standardabweichung der Merck-Zellulose als Qualitätskriterium, welche im Mittel bei $0,3\text{‰}$ lag. Allerdings zeigten sich innerhalb der einzelnen Autoruns unsystematische Sprünge von bis zu 3‰ , so dass alle Proben doppelt und bei einer zu großen Differenz weitere Male nachgemessen werden mussten. So liegen die Isotopenvariationen der hier einfließenden Proben in allen Fällen über dem Rauschen der Standards.

Poolmethode

Für die Isotopenanalysen der vorliegenden Arbeit wurden insgesamt 13267 Jahrringe abgetrennt (exklusive der von C. WELSCHER im Rahmen seiner Diplomarbeit bearbeiteten 4000 Jahrringe). Da aufgrund der umfassenden Laborverfahren diese Menge nicht in angemessener Zeit aufbereitet werden kann, wird der Aufwand durch ein spezielles Verfah-

5 METHODEN

ren reduziert: Die im selben Jahr gebildeten Ringe aller Bäume/Bohrkerne eines Standortes werden nach dem Abtrennen gemischt und die nachfolgenden Laborschritte an diesen Mischproben durchgeführt. So entstehen Standortmischkurven, welche die herkömmlichen, aus Einzelkurven berechneten Standortmittelkurven ersetzen. Dieses Verfahren wurde von LEAVITT & LONG (1984) erstmals vorgeschlagen, etabliert sich jedoch erst in jüngster Zeit auch in Europa (BORELLA et al. 1998; TREYDTE et al. 2001). Mit verschiedenen Tests für den nordpakistanischen Hochgebirgsraum konnte WELSCHER (2001) erneut diese Methode validieren. In der vorliegenden Arbeit reduziert sich dadurch die Anzahl der 13267 Jahrringe auf 2613 Zelluloseproben (inklusive der einzeln präparierten Zeitabschnitte). Der Massenspektrometrie zugeführt wurden schließlich 8053 Zelluloseproben, 2613 Proben für $\delta^{13}\text{C}$ - und 5440 Proben für $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen (inklusive Nachmessungen).

Speziell an dem Standort MOR/hoch mit über tausendjährigen Bäumen waren trotz der sorgfältigen Materialauswahl nie alle Prämissen für Isotopenanalysen gleichzeitig zu erfüllen. Für die Poolmethode bedeutet dies, dass in problematischen Phasen wie Perioden mit gewellten Jahrringgrenzen der entsprechende Kern aus dem Pool herausgenommen und einzeln analysiert wurde. Im Falle von Plateaus wurden diese in gleich grosse Stücke unterteilt, die genügend Holzmaterial zur Isotopenanalyse enthielten. Nach der Einzelanalyse wurden die ermittelten Isotopenwerte der Einzelproben gewichtet wieder in die Mischkurve eingerechnet.

$$\delta_{\text{Mk}} = (n_{\text{Pool}} * \delta_{\text{pool}} + \delta_{\text{Bk}}) / (n_{\text{Pool}} + 1) \quad (8)$$

mit δ_{Mk} = Isotopenwert der „Gesamt“-kurve, n_{Pool} = Anzahl der im Pool vorhandenen Bohrkerne, δ_{Pool} = Isotopenwert der Poolkurve, δ_{Bk} = Isotopenwert des einzeln analysierten Bohrkerne und n_{all} Anzahl aller untersuchten Bohrkerne

Abbildung 5.1 demonstriert Vorgehensweise und Ergebnis. **(a)** zeigt die Mischkurve aus maximal 14 Bohrkerne (schwarz) und die aus dem Pool herausgenommenen Isotopenwerte der Einzelanalysen (farbig, jeweils 1 Bohrkern, unterschiedliche Bäume). So besteht die Mischkurve z.B. im Zeitraum 1900-1950 AD nur noch aus 12 Bohrkerne, da zwei einzeln analysiert wurden. Korrelationskoeffizient und Gleichläufigkeit beschreiben den Zusammenhang zwischen Einzel- und Mischkurve. In **Abbildung 5.1 (b)** ist die Basis der farbigen Kurven der jeweils gewichtet mit der Mischkurve verrechnete Datensatz, schwarz beruht auf denselben Daten wie **(a)**. 1900-1950 AD wurden z.B. sowohl die blaue, als auch die rote Kurve jeweils einfach gewichtet, die schwarze Kurve jeweils zwölfmal und dann das arithmetische Mittel gebildet: $\delta_{\text{Mk}} = (12 * \delta_{\text{Pool}} + \delta_{\text{Bk}}) / (12 + 1)$. Die neu entstandene Mittelkurve und ursprüngliche Poolkurve sind nahezu identisch.

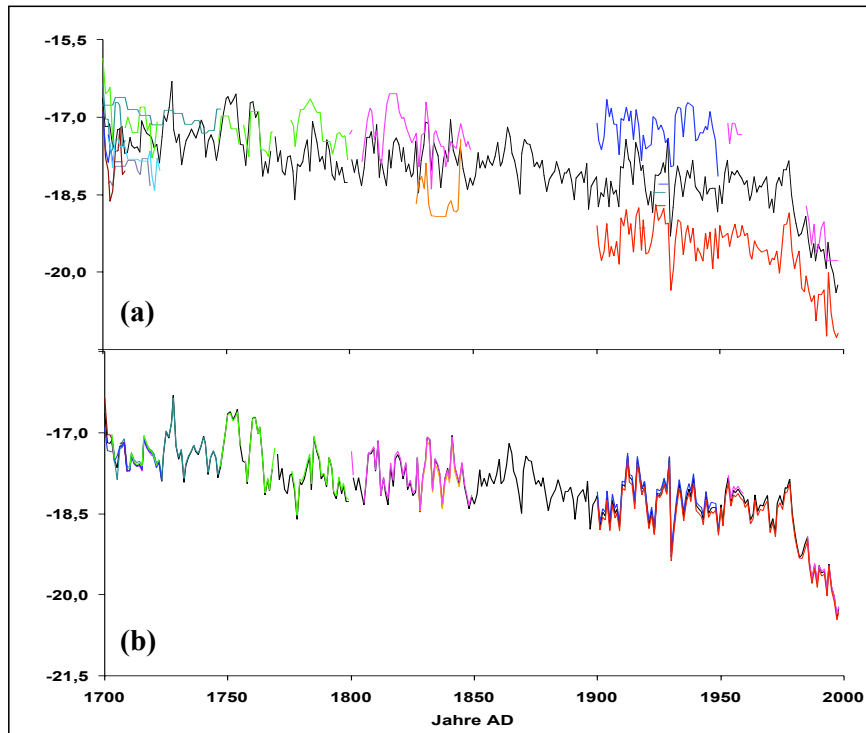


Abb. 5.1: (a) $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve aus Mischproben mehrerer Bäume (schwarz) und Einzelbäume (bunt); (b): Einbeziehung der Einzelbäume in die Mischkurve nach der Formel im Test; r = Korrelationskoeffizient nach Pearson, GLK = Gleichläufigkeit (Prozent der in die gleiche Richtung gehenden Jahr-zu-Jahr-Variationen; siehe auch folgendes Teilkapitel)

Es lassen sich zwei methodische Erkenntnisse ableiten:

1. Die subjektive Einschätzung der Materialqualität war sehr kritisch, d.h., schon als „präparationstechnisch problematisch“ eingeschätzte Bohrkernsequenzen zeigen häufig immer noch gute Übereinstimmung mit der Mischkurve.
2. Aufgrund der hohen Belegung wird die Mischkurve durch die Herausnahme einzelner Kerne nur minimal beeinflusst.

Damit ist die starke Repräsentativität der Standortkurve auch in problematischen Zeiträumen gewährleistet.

5.2 DATENBEARBEITUNG

5.2.1 CO₂-Korrektur der $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Werte

Die in Kapitel 4.4 beschriebenen starken Veränderungen im atmosphärischen Kohlendioxid ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und $\text{pCO}_{2\text{atm}}$) in den letzten 200 Jahren gehen auf anthropogene Aktivitäten seit Beginn der Industrialisierung zurück. Demnach werden Langfristrends in Isotopenkurven, welche global festgestellt werden (FENG & EPSTEIN 1995; FREYER & BELACY 1983; KITAGAWA & MATSUMOTO 1995; LEAVITT & LONG 1989; LEAVITT & LARA 1994; SAURER & AL. 1995a; SAURER et al. 1997b; TREYDTE et al. 2001), durch Änderungen des Quellwertes und der CO₂-Konzentration bedingt. Diese überprägen mögliche Klimasignale, und zwar in dem Zeitraum, wo Kalibrationen mit meteorologischen Daten berechnet werden. Das anthropogen injizierte Rauschen wird deterministisch korrigiert, um Fehlinterpretationen zu vermeiden.

In Kapitel 4.4 wurden die Daten vorgestellt, die zu Korrekturfaktoren für die anthropogen induzierten Negativtrends in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Kurven umgerechnet werden. Die Korrektur der Veränderung im $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Quellwert ist allgemein anerkannt und wird in den meisten Publikationen, die einen Negativtrend feststellen, routinemäßig durchgeführt. Dazu werden die $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Korrekturdaten interpoliert oder tiefpassgefiltert, die jährliche Abnahme aufsummiert und die Beträge zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Werten addiert. Dadurch werden die Kurven auf ein höheres Wertenniveau gehoben (**Abbildung 5.2**).

Diese Art der Korrektur berücksichtigt allerdings nicht die pflanzenphysiologischen Reaktionen auf atmosphärische CO₂-Gehalte und damit verbundene Änderungen in der Diskriminierung gegen das schwere $^{13}\text{CO}_2$. Wie in Kapitel 3.3 diskutiert wurde, ist neben dem $\delta^{13}\text{C}$ -Quellwert das Verhältnis der atmosphärischen zur blattinternen CO₂-Konzentration (c_i/c_a) der zweite maßgebliche Faktor für den $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Wert. Untersuchungen zeigen, dass die erste Reaktion der Stomata auf eine externe CO₂-Erhöhung eine Reduktion der Aperturen (und später der Stomatadichte) ist, mit dem Ziel, eine bessere Wassernutzungseffizienz zu erreichen (BEERLING & WOODWARD 1995; GRAY et al. 2000; VAN DE BURGH et al. 1993, WAGNER et al. 1996, WOODWARD & KELLY 1995). Andere Arbeiten postulieren jedoch die Tendenz von Pflanzen, das c_i/c_a -Verhältnis konstant zu halten (JARVIS & MORISON 1981, MASLE et al. 1990, POLLEY et al. 1993, VON CAEMMERER & EVANS 1991). Mit zunehmender externer CO₂-Konzentration erhöht sich ebenfalls die interne. Das größere Angebot erlaubt einen selektiveren Carboxylierungsprozess, führt also zu einer stärkeren Diskriminierung gegen $^{13}\text{CO}_2$ und somit zu einem niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Wert.

5 METHODEN

Zur Größenordnung der Diskriminierungszunahme existieren in der Literatur mehrere Werte, von denen hier zwei gegenübergestellt werden. KÜRSCHNER (1996) stellte in 3-jährigen Gewächshausexperimenten an *Quercus petraea* bei einer CO₂-Erhöhung von 350ppmv auf 700ppmv eine Zunahme der Diskriminierung um 2,54‰ fest. Bei linearer Interpolation sind das 0,0073‰/ppmv. Die Ergebnisse werden durch Versuche von SCHLESER & HELLE (unveröff.) an *Triticum aestivum* bestätigt, wobei bei einer Erhöhung von 350ppmv auf 500 und dann 700ppmv festgestellt wurde, dass die Zunahme der Diskriminierung nicht linear verläuft.

FENG & EPSTEIN (1995) hingegen errechnen aus abfallenden $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Langzeittrends verschiedener Baumarten und Standorte eine um 0,02‰ höhere Diskriminierung pro 1ppmv CO₂-Erhöhung. Sie korrigierten in Jahrringkurven zunächst die atmosphärische $\delta^{13}\text{C}$ -Veränderung. Den verbleibenden $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Abwärtstrend korrelieren sie mit der Zunahme der atmosphärischen CO₂-Konzentration und finden einen hoch signifikanten Zusammenhang ($R^2 = 0,92$).

Es bleiben einige Kritikpunkte: Ein Problem speziell von Gewächshausexperimenten ist das „Upscaling“ (i) von Kurzzeitbeobachtungen auf langfristige Entwicklungen und (ii) von Ergebnissen einer Pflanzengattung auf eine andere bzw. einzelner junger Bäume auf Waldbestände. Daneben sind CO₂-Veränderungen unter natürlichen Bedingungen mit Veränderungen anderer Umweltparameter gekoppelt und führen zu einer integralen und u.U. anderen Baumreaktion. Schließlich wird angenommen, dass für C₃-Pflanzen zwischen 400 und 600ppmv die Assimilationskurve abflacht. Das heißt, Pflanzen reagieren auf eine CO₂-Erhöhung stärker bei niedrigen Konzentrationen.

Trotz der genannten Probleme bieten die Werte von KÜRSCHNER (1996) und FENG & EPSTEIN (1995) zumindest eine Möglichkeit, die CO₂-Konzentrationsveränderungen bei den CO₂-Korrekturen von Jahrringwerten einzubeziehen. In der vorliegenden Arbeit wird aus den in Kap. 4.4 vorgestellten pCO₂-Daten die jährliche Diskriminierung berechnet, aufsummiert und zu den Beträgen der $\delta^{13}\text{C}$ -Quellwertänderungen addiert. **Abbildung 5.2** zeigt die drei resultierenden Korrektur-Datensätze und deren Anwendung auf eine $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Kurve.

Die unterschiedlichen Auswirkungen der Korrekturen sind evident. Während bei der reinen $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Korrektur der abfallende Trend bleibt und sich auch nach Hinzunahme der Diskriminierungswerte nach KÜRSCHNER („atm+Kür“) nicht grundsätzlich ändert, steigt die Jahrringkurve der kombinierten $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm+Feng}}$ -Korrektur deutlich an. Alle drei Korrekturen werden hier angewendet und die Effekte an eigenen $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Zeitreihen diskutiert.

5 METHODEN

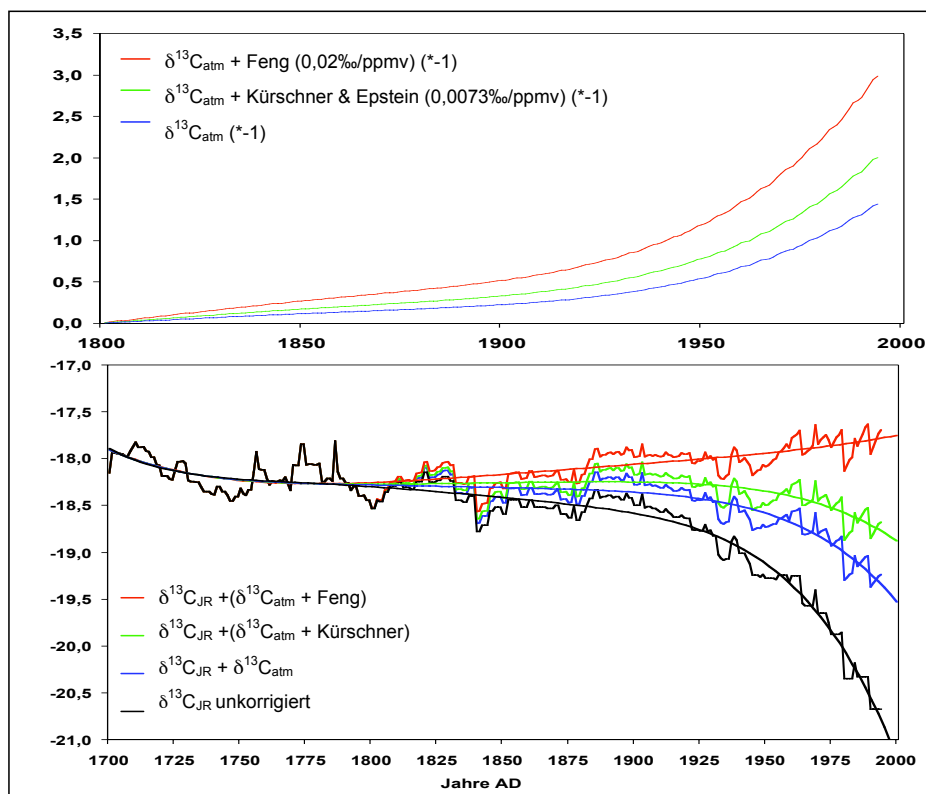


Abb 5.2: Korrekturfaktoren für die Veränderungen im atmosphärischen CO₂ ($\delta^{13}C_{atm}$ und pCO_2) und ihre Anwendung auf die $\delta^{13}C_{JR}$ -Kurven

5.2.2 Standardisierung

Das klimatische Signal in Jahrringzeitreihen ist häufig überlagert durch bauminterne und exogene Faktoren wie z.B. pflanzenphysiologische Effekte, Wachstumstrends¹⁴, Bestandesdynamik, geomorphodynamische Prozesse und zahlreiche andere, nicht-klimatische Standorteinflüsse. Dieses nicht-klimatische „Rauschen“ gilt es zu identifizieren und zu eliminieren, ohne jedoch die Klimainformation zu tangieren. Dazu werden an die klimatischen Fragestellungen angepasste Ausgleichsfunktionen berechnet, um bestimmte Wellenlängen entweder hervorzuheben oder zu unterdrücken. Außerdem bewirken Standardisierungen

¹⁴ Weit verbreitet in der Literatur ist der Begriff „Alterstrend“ (age-trend). Dieser wird von der Autorin als irreführend angesehen und daher durch das ebenfalls geläufige Synonym „Wachstumstrend“ (growth-trend) ersetzt.

5 METHODEN

die Vergleichbarkeit von Kurven unterschiedlichen Typs (Isotopen, Jahrringbreiten, Klimadaten) durch die Normierung auf ein einheitliches Niveau und ähnliche Varianz.

Die in der Literatur angewandten Methoden sind vielfältig (BRÄKER 1981; BRIFFA et al. 1995, 1998, COOK & KAIRIUKSTIS 1990; COOK & PETERS 1981; COOK & PETERS 1997; ESPER 2000a, 2000b; ESPER & GÄRTNER 2001; FRITTS 1976; RIEMER 1994) und werden bis in jüngste Zeit kontrovers diskutiert (MANN & BRADLEY 1999; BRIFFA & OSBORN 2002; ESPER et al. 2002a; MANN et al. 2002). Der Fokus liegt hierbei eindeutig auf den Jahrringbreitenchronologien und der Betonung niederfrequenter, mehrhundertjähriger Schwankungen in langen Zeitreihen.

An dieser Stelle sollen schwerpunktmäßig die zentralen Probleme und Lösungsansätze zusammengefasst werden, die sich bei der Extraktion von Klimainformationen aus Jahrringbreitenzeitreihen ergeben. Inwieweit diese Probleme auch auf Isotopenreihen zutreffen und welche der hier vorgestellten methodischen Ansätze für die letzteren sinnvoll sind, ist eine zentrale Frage der Arbeit und wird in Kapitel 6 ausführlich behandelt.

Das zentrale Problem von Jahrringbreitenzeitreihen sind sogenannte Alterstrends. Das Jugendwachstum eines ungestört heranwachsenden Baumes ist häufig charakterisiert durch eine starke Jahrringbreitenzunahme in den ersten Jahren/Jahrzehnten aufgrund der zunehmenden assimilierenden Phytomasse. Nach einer kurzen Optimalphase erfolgt dann ein allmählicher Abfall der Ringbreiten. Dieser ist einerseits bedingt durch den sich vergrößernden Stammumfang bei nun wenig veränderlicher Wuchsleistung, andererseits aber auch durch die Zunahme an respirierenden Pflanzenteilen (BRÄKER 1981). Unter natürlichen Umweltbedingungen können jedoch beträchtliche Abweichungen von dieser theoretischen Wachstumskurve auftreten bis hin zum totalen Wegfall des Trends. Die Ursachen hierfür reichen von Unterdrückung in der Jugendphase über Bestandesdynamik bis hin zur Einstellung der Kambialaktivität an einigen Stellen des Stammes im Alter („strip bark“). Weitgehend unbeantwortet ist die Frage, welches Zeitfenster in Jahrringkurven mit Wachstumstrend durch dieses geometrisch-biologische Phänomen beeinflusst ist. Es ist anzunehmen, dass bei schnellwüchsigen, kurzlebigen Bäumen dieses Zeitfenster weitaus kürzer ist als bei langsamwüchsigen, alten Bäumen. So umfasst der eigentliche Jugendtrend bei 300-500jährigen Bäumen die ersten 50-100 Jahre, während möglicherweise z.B. bei langlebigen Baumarten wie *Juniperus* die ersten Jahrhunderte betroffen sind. Das bedeutet, in diesen Fällen liegt das Problem Wachstumstrend gerade im Zeitraum des viel diskutierten Mittelalterlichen Klimaoptimums, in dem speziell im niederfrequenten Bereich besonders qualitativ hochwertige Rekonstruktionen gefordert sind (ESPER et al. 2002a; BRIFFA & OSBORN 2002).

Da zur Klimarekonstruktion eine möglichst große Belegungsdichte nötig ist, um ein gemeinsames Signal zu maximieren, müssen meist unterschiedlich alte Bäume und solche mit und ohne Wachstumstrends zusammengefasst werden. Rohwert-Chronologien z.B. aus arithmetischen Mittelwerten von Einzelbäumen sind dann durch diese Trends verfälscht.

Ein weiteres Problem speziell von Jahrringbreitenchronologien ist die systematische Abhängigkeit der Varianz vom Wuchsniveau (COOK & PETERS 1991). Diese ist sowohl in langsamwüchsigen Bäumen mit insgesamt geringen Jahrringbreiten als auch tiefen Kurvenabschnitten innerhalb von Zeitreihen deutlich niedriger als in schnellwüchsigen Bäumen/hohen Kurvenabschnitten. Es gilt nun aus Vergleichbarkeitsgründen, die gemeinsame Varianz herauszuarbeiten, indem die Amplitude der Variationen in den entsprechenden Phasen verringert bzw. aufgeweitet wird (COOK & PETERS 1997; FRITTS 1976).

Es sind also speziell bei Jahrringbreitendatensätzen methodische Ansätze gefordert, die durch die individuelle Anwendung auf einzelne Zeitreihen die beschriebenen Störungen durch Wachstumstrends eliminieren, unterschiedliche Wuchsniveaus und Varianzen ausgleichen und hoch-, mittel-, oder niederfrequente Wellenlängen mit Klimainformation betonen.

Das Problem des Alters- oder Wachstumstrends, welcher bei Jahrringbreitenchronologien erhebliche Probleme bereitet, ist in den Isotopenzeitreihen deutlich geringer ausgebildet oder gar nicht vorhanden. Momentan existieren noch keine systematischen Untersuchungen zu diesem Thema. Einige Publikationen stellen jedoch speziell in $\delta^{13}\text{C}$ -Jahrringserien innerhalb der ersten 30 bis 50 Jahre einen Jugendtrend fest (FENG & EPSTEIN 1995; ANDERSON et al. 1998; MAYR 2002). Ursache hierfür ist respiriertes Boden- CO_2 (SCHLESER & JAYASEKERA 1985) und auch die Respiration im Kronenbereich der Nachbarbäume (Canopy-Effekt). Die vermehrte Aufnahme von isotopisch leichten Boden- CO_2 führt zu niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Jahrring-Isotopenwerten im Jugendstadium des Baumes. Die Werte nehmen mit der zunehmenden Entfernung zum Boden und dem Erreichen der freien Atmosphäre zu. Bei mageren Böden mit geringer oder fehlender Humusaufgabe und lockeren Beständen fällt der Trend weg. Da alle Bäume der vorliegenden Arbeit 180 Jahre und älter sind und außer an MOR/hoch nur das Zeitfenster 1900 bis 1998 AD relevant ist, ist das Problem vernachlässigbar. Für die langen Reihen des Standortes MOR/hoch wird das Thema an entsprechender Stelle wieder aufgegriffen.

Vorgehensweise

Auf dem Weg zur Rekonstruktion vergangener Klimaverhältnisse werden zunächst die Jahrringbreiten- und Isotopenzeitreihen einzelner Individuen pro Standort und anschließend die resultierenden Mittelkurven verschiedener Standorte auf ihre Ähnlichkeit hin überprüft. Solche sogenannten Homogenitätstests führen zur Extraktion kollektiver Standort- und standortübergreifender Signale, die als erster Hinweis auf einen übergeordneten Klimaeinfluß interpretiert werden können. Mit der zeitlichen Variabilität des Zusammenhangs und auch der Variabilität zwischen den Chronologien ändert sich die Stärke des Klimasignals. Als Maß für die Ähnlichkeit und damit die Signalstärke werden Gleichläufigkeit GLK, Variationskoeffizient VAR und Pearson'scher Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r verwendet. GLK gilt in der Dendrochronologie als Maß für die Jahr-zu-Jahr-Übereinstimmung zwischen den Intervalltrends zweier Jahrringdatensätze und wird als Prozentsatz gleichlaufender Intervalle angegeben (RIEMER 1994; KAENNEL & SCHWEINGRUBER 1995). VAR und r sind in empirischen Untersuchungen weit verbreitete Ähnlichkeits-, bzw. Streuungsmaße und werden hier nicht näher erläutert (BAHRENBURG et al. 1990). Diese Homogenitätsmaße werden nicht nur auf ganze Zeitreihen angewandt, sondern auch in vordefinierten Zeitfenstern berechnet, um zu zeigen, in welchen Perioden Zusammenhänge mehr oder weniger stark ausgeprägt sind (ESPER et al. 2001b).

Die Standardisierung der Zeitreihen erfolgt je nach Fragestellung (i) am Gesamtmittelwert einer Zeitreihe, oder (ii) an modellierten gleitenden Mittelwerten (Kernelfilter nach GASSER & MÜLLER 1984). Während durch (i) Bäume unterschiedlichen Wachstums lediglich auf ein einheitliches Niveau standardisiert und dabei alle Frequenzen, speziell die niederfrequenten, beibehalten werden, modifiziert (ii) die ursprünglichen Datensätze stärker. Die Wahl der Filterlänge entscheidet darüber, welche Frequenzen betont oder unterdrückt werden, wobei zu beachten ist, dass Variationen oberhalb der gewählten Filterlänge durch die Anpassung eliminiert werden. So erhält und betont z.B. die Standardisierung an einem 51-jährigen Filter dekadische Schwankungen, während längerfristige, z.B. säkulare und mehrhundertjährige Variationen unterdrückt werden. Die Standardisierung an einem sehr flexiblen, kurzen z.B. 5- oder 7-jährigen Filter unterdrückt sämtliche längerfristigen Schwankungen und betont ausschließlich die hochfrequenten interannuellen Variationen. Speziell bei der Kalibrierung mit meteorologischen Zeitreihen werden in diesem Fall häufig die Ergebnisse von Korrelations- und Regressionsberechnungen deutlicher.

Die eigentliche Standardisierung an der gewählten Ausgleichsfunktion (Gesamtmittelwert oder Filter) wird durch Division (Quotienten) oder Subtraktion (Residuen) durchgeführt. Während die Berechnung von Quotienten dem geschilderten Problem der vom Wuchsniveau abhängigen Varianz durch den Ausgleich der Amplituden zwischen den Serien und entlang der Zeitachse begegnet, werden diese Amplituden durch die Berechnung von Residuen nicht tangiert. Das letztere Verfahren kommt sowohl bei der Standardisierung unter-

5 METHODEN

schiedlicher meteorologischer Reihen als auch bei den Isotopenzeitreihen zur Anwendung. Die aus beiden Berechnungen resultierenden Wertereihen sind dimensionslose Indexserien, in denen das gemeinsame Signal betont ist.

Ein weiteres Standardisierungsverfahren, die sog. z-Transformation, wird speziell beim Vergleich von Jahrringzeitreihen unterschiedlichen Ursprungs (JRB, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) angewandt. Der Mittelwert der entsprechenden Zeitreihe wird dabei auf null und die Standardabweichung auf eins gesetzt ($(x - \text{Mittelwert}) / \text{Standardabweichung}$). Auch diese Methode bewirkt eine Angleichung der Zeitreihen durch Anpassung auf dasselbe Niveau und die Reduzierung der Streuung durch die Vereinheitlichung der Standardabweichung. Die längerfristigen Kurvenverläufe werden nicht berührt (BAHRENBURG et al. 1990).

Es bleibt die Frage nach dem niederfrequenten säkularen und mehrhundertjährigen Signal. Wie eingangs erläutert, muss versucht werden, den Wachstumstrend von einem mehrhundertjährigen Klimasignal zu trennen. ESPER verwirft dazu bei seinen Arbeiten an Pakistanschen Wacholderbäumen die marknahsten 100 Jahrringe, standardisiert die jeweiligen Reihen an ihren individuellen Mittelwerten und fasst die Indexreihen über Mittelwertbildung zu Chronologien zusammen (ESPER 2000a; ESPER et al. 2001c). Da sich jedoch nach persönlicher Einschätzung der Jugendtrend bei sehr langlebigen Bäumen eben nicht auf die ersten 50-100 Jahre beschränkt, bleibt bei dieser Methode vermutlich ein niederfrequentes geometrisch-biologisches Artefakt erhalten. Diese Tatsache muss bei der Behandlung und Interpretation von Langfristtrends berücksichtigt werden. Ansätze wie z.B. die RCS-Methode¹⁵ (regional curve standardisation) (BRIFFA et al. 1992b; ESPER & GÄRTNER 2001; ESPER et al. 2001c) wurden in der vorliegenden Arbeit getestet, sind jedoch aufgrund der homogenen Altersstruktur der untersuchten Bäume und der zu geringen Belegung ungeeignet. Abschließend wird noch einmal darauf hingewiesen, dass die Frage der optimalen Trendbereinigung bis dato nicht geklärt ist. Ziel der vorliegenden Arbeit kann daher nur sein, einige Standardverfahren anzuwenden und die Güte der Resultate differenziert zu diskutieren.

¹⁵ Dabei werden die Kurven der Einzelbäume nicht mehr in Jahren AD dargestellt, sondern entlang der x-Achse nach links geschoben, so dass der erste Jahrring jeder einzelnen Zeitreihe bei null liegt. Es gilt also nicht mehr das Kambial- sondern das Markalter. Alle Kurven beginnen nun bei null und enden je nach der Anzahl ihrer Jahrringe unterschiedlich. Die Rohwertserien werden gemittelt und an die Mittelkurve eine Ausgleichsfunktion in Form einer Exponentialfunktion oder eines niederfrequenten Filters angepasst, welche den generellen Wachstumsverlauf am Standort beschreibt. An dieser Ausgleichsfunktion werden die Einzelserien durch Quotient- oder Residuenbildung standardisiert und anschließend zurückdatiert auf das jeweilige Kambialalter. Die Qualität des Ergebnisses ist nach BRIFFA et al. (1992b), ESPER & GÄRTNER (2001) und ESPER et al. (2002a) abhängig von (i) der Ähnlichkeit der Wuchsniveaus, (ii) der Ausprägung der Wachstumstrends – es ist zu beachten, dass ausschließlich Einzelkurven mit eindeutigem Alterstrend einfließen – und (iii) einer möglichst großen Belegungsdichte. Nur dann kann eine robuste, zeitlich unabhängige Funktion errechnet werden, die tatsächlich nur das Rauschen approximiert.

5.2.3 Klima-Jahrring-Beziehungen

Um das im Jahrring gespeicherte Klimasignal wie z.B. Temperatur- oder Niederschlagsvariationen zu quantifizieren, werden Korrelations- und Regressionsberechnungen durchgeführt und zwar im allgemeinen in drei Schritten: (a) die Berechnung von statistischen Zusammenhängen zwischen Jahrring- und Klimadaten in einem vordefinierten Zeitfenster, die sogenannte Kalibration, (b) die Überprüfung bzw. Verifikation der ermittelten Abhängigkeiten in einem anderen, unabhängigen Zeitfenster, um die zeitliche Stabilität des Zusammenhangs zu testen und (c) die Rekonstruktion von Klimaschwankungen auf der Basis von stabilen, zeitlich unabhängigen Zusammenhängen zwischen Jahrringen und Klimavariablen (Transfer). Im letzten Schritt werden die Jahrringvariationen zum „Prädiktor“, der in Form einer Schätzfunktion Klimaschwankungen weit über den Zeitraum meteorologischer Messreihen hinaus nachzeichnet (FRITTS 1976, FRITTS et al. 1992; COOK & KAIRIUKSTIS 1990). In der vorliegenden Arbeit bilden Korrelationskoeffizienten die Grundlage für lineare Einfachregressionen zwischen Jahrringparametern, Monats- und Jahreswerten der Mitteltemperaturen und Niederschlagssummen. Dabei ist zu bedenken, dass das biologische System Baum nicht linear auf Änderungen der Umweltbedingungen reagiert. Daher wird häufig versucht, über komplexe multivariate Ansätze Bezüge zu Umweltfaktoren herzustellen. In der neueren Literatur (BRIFFA et al. 1998a,c) geht der Trend wieder in Richtung einfacher Berechnungen mit dem Ziel, sich in der Rekonstruktion jeweils auf einen Parameter zu konzentrieren. Nach ESPER (2000a) entstehen dadurch keine Nachteile, wenn man sich der Abhängigkeiten innerhalb der Datensätze bewusst ist und diese bei der Interpretation berücksichtigt.

6 ERGEBNISSE

In den folgenden Kapiteln werden die Datensätze der drei untersuchten Jahrringparameter Jahrringbreite (Kap. 6.1), $\delta^{13}\text{C}$ (Kap. 6.2) und $\delta^{18}\text{O}$ (Kap. 6.3) zunächst gesondert und unter den für die jeweiligen Parameter spezifischen Aspekten betrachtet. In jedem der drei Kapitel beschäftigt sich der erste Teil mit standortinternen und standortübergreifenden Merkmalen im Zeitfenster 1900-1998 AD. Im zweiten Teil liegt der Schwerpunkt auf der 1200-jährigen Chronologie und der Frage nach mittelfristigen (dekadischen) und niederfrequenten (säkularen und mehrhundertjährigen) Schwankungen. In Kapitel 6.4 folgt der Parametervergleich in Abhängigkeit von Raum und Zeit. Kapitel 6.5 behandelt die Klima-Jahrring-Beziehungen an den vier ökologisch unterschiedlichen Standorten und vertieft an den langen Jahrringbreiten-, $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologien. Die Rekonstruktion von Temperatur- und Niederschlagsvariationen für die letzten 1170 Jahre (828 AD bis 1998 AD) erfolgt schließlich in Kapitel 6.6.

6.1 JAHRRINGBREITEN

6.1.1 Standortinterne und standortübergreifende Merkmale

In **Kapitel 4.2** wurden die vollständigen Rohwertdatensätze aller für die Jahrringbreitenanalysen verwendeten Bäume und Standorte vorgestellt. Die Isotopenanalysen an den Standorten RAM/hoch, BAG/hoch und BAG/tief beschränken sich auf den Zeitraum 1900-1998 AD. Daher erfolgt auch die Erstellung von Standortchronologien der Jahrringbreite für dieses Fenster. Grundlage der Berechnungen sind im Bagrotal neben eigenen Erhebungen die Datensätze von ESPER (2000a,b) und WELSCHER (2001), am Standort MOR/hoch eigene Messungen und die von ESPER und am Standort RAM/hoch ausschließlich eigene Messungen.

Bei den Jahrringbreitenanalysen wurden jeweils zwei oder mehr Radien eines Baumes nach erfolgter Synchronisation zu einer Baummittelkurve und diese Baumkurven wiederum zu Standortchronologien verrechnet. Es entstehen Rohwertkurven, die neben klimatischen Signalen auch altersbedingte Trends enthalten. Zur klimatischen Interpretation werden die Rohwertkurven der Einzelbäume standardisiert und erst danach zu Indexchronologien gemittelt. Aus Kapitel 4.2 geht die unterschiedliche Altersstruktur an den Standorten hervor. Außer an MOR/hoch fließen an allen Standorten junge und alte Bäume in die Chronologien ein, so dass auch im 20. Jahrhundert Trends enthalten sein können. Daneben variieren die absoluten Zuwächse sowohl standortintern als auch

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

standortübergreifend. Um diese Probleme zu minimieren, werden die hundertjährigen Serien in der vorliegenden Arbeit folgendermaßen standardisiert (siehe auch Kapitel 5.2.2):

1. An jede Baummittelkurve wird ein 51-jähriger Kernel-Filter angelegt. Die Filterung entspricht einem gewichteten gleitenden Mittelwert, mit dem Vorteil, dass die Enden einer Serie nicht abgeschnitten werden müssen.
2. Die jährlichen Rohwerte der Einzelserien werden durch die entsprechenden Werte des Filters dividiert und damit standardisiert. Interannuelle und dekadische Schwankungen bleiben erhalten, säkulare Trends gehen verloren.

Abbildung 6.1 zeigt die JRB-Rohwertkurven und die aus jeder Baummittelkurve errechneten, dimensionslosen Indexserien (51d-Indizes). An den Rohwertkurven der vier Standorte sind bereits visuell die unterschiedlichen Wuchsniveaus und Streuungen der Einzelserien erkennbar. BAG/tief und BAG/hoch sind die Standorte mit den größten Jahrringbreiten. Das mittlere Wachstum im 20. Jahrhundert liegt hier bei 0,93mm, respektive bei 0,73mm. Gleichzeitig sind dies die Standorte mit den jüngsten Bäumen. RAM/hoch zeigt deutlich niedrigere Werte (0,53mm) und MOR/hoch fällt durch ausgesprochen niedrige Wuchsniveaus von durchschnittlich 0,27mm auf. Dies liegt an dem im Vergleich zu den anderen Standorten hohen Alter der Einzelbäume, verursacht durch die klimatologisch-ökologischen Rahmenbedingungen (kalt/trocken). Die Differenz zwischen den niedrigsten und höchsten Mittelwerten der Einzelserien liegt an RAM/hoch bei 0,75mm, an BAG/hoch bei 1,53mm, an BAG/tief bei 1,35mm und an MOR/hoch bei 0,33mm. Auch diese Zahlen weisen auf heterogene Datensätze an den ersten drei Standorten, v.a. im Bagrottal hin, während die Wachstumsunterschiede an MOR/hoch deutlich geringer sind.

Um aussagekräftige Mittelkurven zu erhalten, die das kollektive Standortsignal betonen, müssen also individuelle Wachstumsunterschiede und altersbedingte Trends durch die Standardisierung eliminiert werden. In den standardisierten Zeitreihen („51d-Indizes“; jeweils unterer Teil der Graphiken in *Abbildung 6.1*) liegen die Mittelwerte bei eins, Langfristtrends sind eliminiert und die gemeinsame Varianz wird betont. Somit ist eine reduzierte Streuung der Einzelserien erkennbar. Die Kurven rücken näher zusammen, was visuell speziell in den Bagrot-Graphiken deutlich wird. Die in den Rohwerten kaum erkennbare interannuelle Ähnlichkeit der Baummittelkurven äußert sich in diversen einheitlichen Peaks, die von nahezu allen Bäumen in derselben Weise nachgezeichnet werden (z.B. BAG/tief um 1930 AD).

Zur Quantifizierung der Ähnlichkeit zwischen den Datensätzen werden als Ähnlichkeitsmaße Gleichläufigkeit (GLK), Standardabweichung (STABW) und Variationskoeffizient (VAR) verwendet.

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

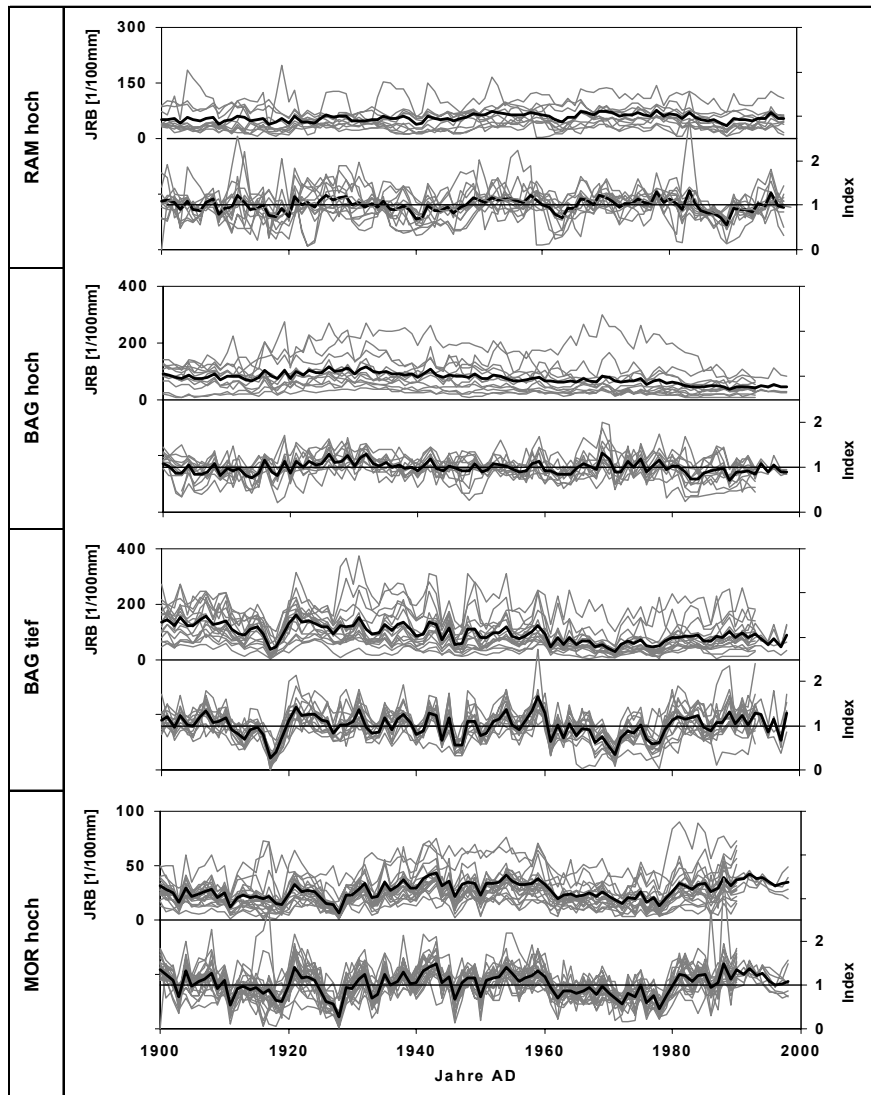


Abb.6.1: JRB-Rohwertkurven (jeweils oben) und 51d-standardisierte Indexserien (unten) der vier Untersuchungsflächen 1900-1998 AD; grau: Einzelbäume; schwarz: Standortmittelkurven; unterschiedliche Skalierung der y-Achse!

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

Tabelle 6.1 gibt anhand der angesprochenen Maßzahlen Aufschluss darüber, wie ähnlich die Baummittelkurven innerhalb der jeweiligen Standorte sind, wie gut also Standortmittelkurven die Einzelserien repräsentieren. Außerdem zeigen die Änderungen der Parameter zwischen Rohwerten und 51d-Indizes die Auswirkung der Standardisierung.

Tab.6.1: Statistische Ähnlichkeitsmaße der Rohwerte und 51d-Indizes im 20. Jahrhundert (Anz. Bäume = Anzahl der untersuchten Bäume; mittl. GLK = mittlere Gleichläufigkeit; STABW = Standardabweichung, VAR = Variationskoeffizient)

		Rohwerte			51d-Indizes	
Standort	Anz. Bäume	Mittl. GLK	STABW	VAR	STABW	VAR
RAM hoch	12	58%	30,2	54%	0,29	29%
BAG hoch	12	61%	50,9	68%	0,22	23%
BAG tief	17	63%	51,2	57%	0,25	26%
MOR hoch	25	68%	11,6	46%	0,25	26%

Da die Gleichläufigkeit durch die Standardisierung nur minimal tangiert wird, ist diese ausschließlich für die Rohwerte angegeben. Die Gleichläufigkeit überschreitet an drei von vier Standorten 60% und erreicht am Standort MOR/hoch den höchsten Wert (68%). Die Bäume am Standort RAM/hoch verhalten sich mit einer GLK von nur 58% am uneinheitlichsten. Hier repräsentiert eine Mittelkurve die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen der Einzelkurven nur wenig. Die geringe gemeinsame Varianz weist darauf hin, dass an diesem Standort nicht nur einer oder wenige starke Einflussfaktoren das Wachstum dominieren. Aus den Jahrringbreiten lässt sich hier kein eindeutiges Klimasignal extrahieren, wie in Kapitel 6.5.1 gezeigt wird. Die visuell geschätzte hohe Streuung der Rohwerte an BAG/hoch und BAG/tief wird durch STABW und VAR bestätigt. Die Veränderungen der Streuungsmaße in den Indexserien beweisen die Reduzierung der Streuung nach der Standardisierung. Während der Variationskoeffizient der Rohwerte an allen vier Standorten um oder über 50% liegt, mit einer Differenz zwischen Minimal- und Maximalwert von 22% (MOR/hoch - BAG/hoch), verringert sich diese bei den Indexwerten auf 6% (BAG/hoch – RAM/hoch). Die STABW entspricht nach der Standardisierung den Werten des Variationskoeffizienten, da jetzt der Mittelwert bei eins liegt. Insgesamt sinken nach der Standardisierung die Werte der beiden Streuungsmaße an allen Standorten. Das bedeutet, die Datensätze der Einzelserien werden homogener und die Vergleichbarkeit der Standorte steigt. Durch die Indexierung wurde also das kurz- und mittelfristige kollektive Standortsignal vom Rauschen in den Rohwertkurven getrennt. Dieses Ergebnis bestätigt im nachhinein die Qualität der angewandten Standardisierungsmethode. Mittelkurven aus

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

den 51d-standardisierten Einzelserien dienen im folgenden als Basis für den Standortvergleich.

Standortvergleich

Der Standortvergleich wird an den 51d-Standortchronologien und daran angelegten 15-jährigen Filtern durchgeführt (gewichtete gleitende Mittelwerte). Zur Quantifizierung der Zusammenhänge kommen Gleichläufigkeiten und Korrelationskoeffizienten zur Anwendung. **Abbildung 6.2** zeigt die 51d-standardisierten Standortchronologien. Die geglätteten Kurven sind 15-jährige gleitende Mittelwerte zur Visualisierung dekadischer Schwankungen. Die insgesamt geringere Amplitude der interannuellen Variationen an RAM/hoch und BAG/hoch im Vergleich zu BAG/tief und MOR/hoch ist ein Resultat der zugrunde liegenden heterogeneren Einzelserien. In einigen Perioden verlaufen die mittelfristigen Schwankungen an allen Standorten ähnlich. So nehmen die Zuwächse bis Ende der 10er Jahre ab, um danach wieder anzusteigen. An MOR/hoch wird der Anstieg gedämpft durch die extrem niedrigen Zuwächse 1925 bis 1928 AD, die den Filter nach unten ziehen. Anschließend wird das Bild uneinheitlicher. In den 50er Jahren erfolgt ein weiterer gemeinsamer Anstieg, der allerdings an BAG/hoch nicht mitgemacht wird. Danach gehen die Zuwächse an BAG/tief und MOR/hoch Mitte der 60er bis Mitte der 70er Jahre in eine deutliche Depression, während an den anderen beiden Standorten ein leichter Anstieg festzustellen ist.

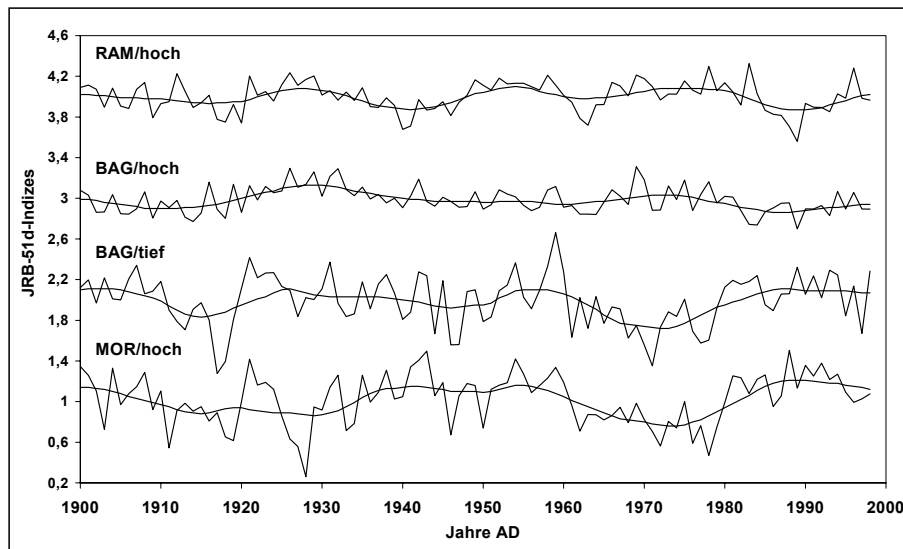


Abb. 6.2: 51d-standardisierte Zuwachsmittelkurven der vier Untersuchungsflächen (1900-1998AD)

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

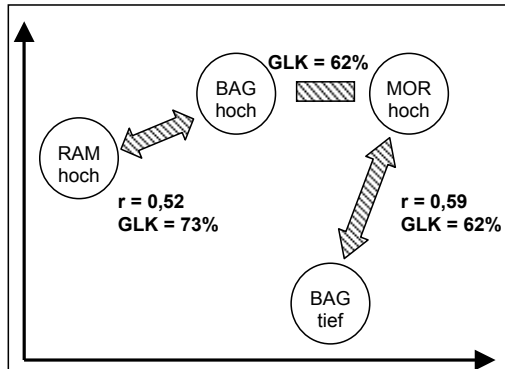


Abb. 6.3: Standortvergleich auf der Basis von Korrelationskoeffizienten (Pfeile) und Gleichläufigkeiten (Schraffuren)

Das Resultat des statistischen Vergleichs der vier Datensätze ist in **Abbildung 6.3** dargestellt. Die Figur orientiert sich an dem in Kapitel 2.5 vorgestellten Ökogramm. Starke Zusammenhänge existieren zwischen den jeweils feuchteren (RAM/hoch und BAG/hoch) und trockeneren (BAG/tief und MOR/hoch) Standorten. Hier übersteigen die Korrelationskoeffizienten weit das 99,9%-Signifikanzniveau (dicke Pfeile; $p=0,001$ bei $r=0,34$) und auch die Gleichläufigkeiten sind hoch

(Schraffur). Zwischen den übrigen Standorten sind keine signifikanten Korrelationen vorhanden. Einzig die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen von BAG/hoch und MOR/hoch lassen eine gewisse Ähnlichkeit erkennen (GLK=62%). Das Ergebnis überrascht, da die Ähnlichkeit der Jahr-zu-Jahr- und der Dekadenschwankungen zwischen den Hochlagenstandorten zumindest im 20. Jahrhundert gering ist. An der oberen Waldgrenze wird eigentlich die Temperatur als der dominante, das Wachstum steuernde Faktor angenommen. Offensichtlich kommen jedoch bei der großen ökologischen Spannweite der vier Standorte auch die Feuchtebedingungen zum Tragen. Dieses Phänomen wird in Kapitel 6.5 eingehender untersucht.

6.1.2 1400-jährige Jahrringbreitenchronologie

Ein zentrales Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Potenziale und Grenzen von drei unterschiedlichen Jahrringparametern zur Klimarekonstruktion herauszuarbeiten. Dazu gehört die differenzierte Darstellung der für jeden Parameter spezifischen Ansätze. Aus diesem Grund soll die bereits veröffentlichte Chronologie von ESPER (2000a,b, ESPER et al. 2001b) an dieser Stelle nicht einfach reproduziert und abgebildet werden. Vielmehr wird unter Verwendung der Rohwertdatensätze von ESPER und der ältesten eigenen Wacholder „unabhängig“ die Entwicklung einer langen Jahrringbreitenchronologie diskutiert und diese danach mit der existierenden in Beziehung gesetzt.

Die Datenbasis für die 1400-jährige Jahrringbreitenchronologie dieser Arbeit besteht aus 30 Bäumen (*Juniperus turkestanica*) von Hochlagenstandorten in zwei Talschaften im Karakorumgebirge - Boibar (MOR) und Satpara (SAT). Obwohl beide Täler mehr als 100km Luftlinie voneinander entfernt liegen, zeigen die Jahrringbreiten beider Standorte

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

nach ESPER et al (2001b) besonders im niederfrequenten Bereich starke Parallelen. Das rechtfertigt die folgende, aus **Tabelle 6.2** hervorgehende Zusammenstellung der Datensätze. Ausgewählt wurden pro Standort jeweils die ältesten Bäume.

Tab.6.2: Jahrringbreitendatensätze für die 1400-jährige Karakorumchronologie

Talschaft/Standort	Datenquelle	Anzahl Bäume	Mittleres Alter	Maximalalter	Minimalalter
Boibar/MOR	Eigene Erhebung	4	1101 Jahre	1179 Jahre ¹⁶	988 Jahre
	Esper	16	1107 Jahre	1514 Jahre	900 Jahre
Satpara/SAT	Esper	10	1030 Jahre	1602 Jahre	972 Jahre

In den vorangegangenen Ausführungen wurde mehrfach auf die Notwendigkeit von Standardisierungen zur Eliminierung nichtklimatischer Trends hingewiesen. Will man mehrhundertjährige Klimaveränderungen untersuchen, ist die vorab verwendete Methode der 51d-Standardisierung jedoch ungeeignet. Durch sie werden alle Trends, die länger als 51 Jahre sind, entfernt (siehe Abb. 6.2). Daher muss ein anderer Ansatz gewählt werden, der einerseits durch die Standardisierung der Rohwerte zu einer Vereinheitlichung der Datensätze führt, andererseits langfristige Schwankungen beibehält. In diesem Zusammenhang wurde in Kapitel 5.2.2 die Problematik von geometrisch-biologischen Wachstumstrends besprochen. Im folgenden wird dieses Problem wieder aufgegriffen und es werden die Konsequenzen für die Rekonstruktion säkularer und mehrhundertjähriger Klimasignale diskutiert.

Abbildung 6.4 (a) enthält in grau die in der **Tabelle 6.2** aufgeführten Rohwertdatensätze. Aufgrund des großen Zeitfensters und der Datenmenge sind keine Einzelserien erkennbar. Schwarz ist die arithmetisch gemittelte Rohwertkurve. Sie setzt bei einer Dreifachbelegung ein. Auffällig sind die erhöhten Zuwächse um die Jahrtausendwende (roter Rahmen) mit einem Maximum um ca. 850 bis ca. 1150 AD, die auch durch die Mittelkurve nachgezeichnet werden. **Abbildung 6.4 (b)** zeigt die tiefpassgefilterten Einzelserien. Der Filter (401-jähriger Kernelfilter) wurde an die Rohwertserien angelegt, die Kurven sind also

¹⁶ Das im Vergleich zu ESPER niedrigere Maximalalter der eigenen Bäume ergibt sich aus der Tatsache, dass bei der Auswahl geeigneten Materials für Isotopenanalysen die Bohrkernqualität stärker berücksichtigt werden muss. Je mehr Jahrringe auf einem Bohrkern vorhanden sind, desto enger sind die Jahrringbreiten und desto größer die Wahrscheinlichkeit von Plateaus. Beides sind Effekte, die das jahrgenaue Abtrennen unmöglich machen.

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

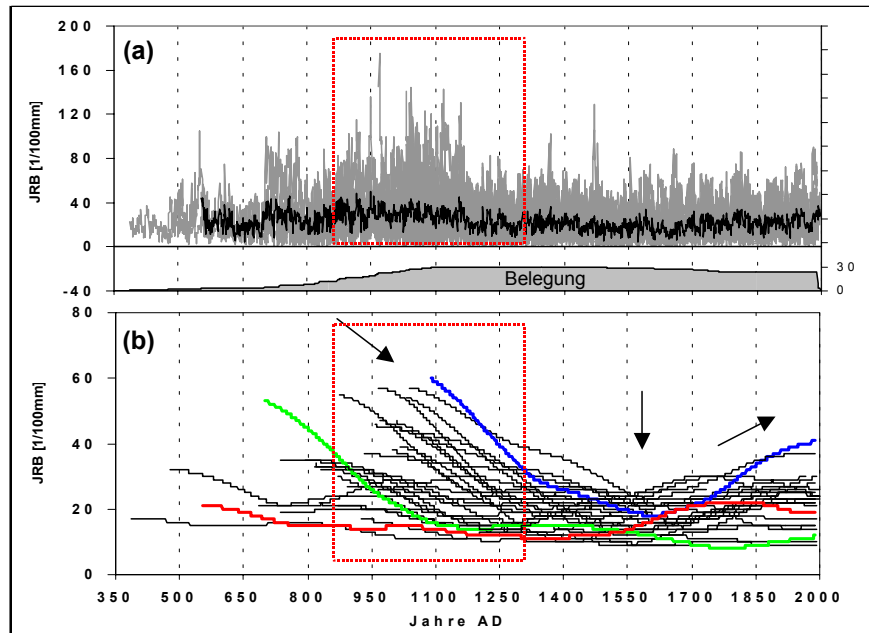


Abb.6.4: Datensätze der „1000-jährigen“ Wacholder; (a) Rohwerte, (b) gefilterte Zeitreihen (401-jähriger gleitender Mittelwert); ‚Belegung‘ = Zahl der zu einem Zeitpunkt in die Mittelkurve eingehenden Bäume; Rahmen = Unsicherheitsbereich aufgrund von Alterstrend; grüne und blaue Kurve = Vertreter verschiedener Typen von Alterstrend; rote Kurve = Vertreter der Gruppe ohne Alterstrend; Pfeile = Richtung der generellen Wachstumstrends

nicht standardisiert. Es zeigt sich, dass die beschriebenen großen Zuwächse in den Zeitraum fallen, in dem die meisten Bäume zu wachsen beginnen¹⁷. Die höchsten Werte der Chronologie liegen um 900 bis 950 AD (**Abbildung 6.4 a**). Die Kurve bleibt im Gesamtzeitraum, in dem die Belegung zunimmt, auf hohem Niveau und fällt 20 Jahre, nachdem der letzte Baum aufgenommen wurde, deutlich ab. Der langfristige Wachstumsverlauf mit großen Zuwächsen im Jugendstadium und danach über zwei bis drei Jahrhunderte abnehmenden Jahrringbreiten scheint bei der Mehrzahl der Bäume vorhanden zu sein und legt eine Unterscheidung in typische juvenile und adulte Phasen (**Abbildung 6.4**) nahe. Bei näherer Betrachtung stellt sich das Bild jedoch differenzierter dar. Es können drei Gruppen unterschieden werden. Jeweils ein Beispiel ist farbig hervorgehoben. Neben Bäumen mit „typischem“ Wachstumstrend (grün) existieren solche, die zwar auf hohem Niveau ihr Wachstum beginnen und dann bis auf minimale

¹⁷ Es ist zu bedenken, dass in keiner der Kurven die marknahen Ringe enthalten sind und im Durchschnitt mindestens 50 Jahre fehlen.

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

Jahrringbreiten abnehmen (blau). Anschließend legen sie jedoch wieder deutlich zu und erreichen fast ihr ursprüngliches Niveau. Daneben gibt es einige, die insgesamt auf niedrigem Niveau beginnen und rezent auf höherem Niveau liegen als in den frühen Wachstumsjahren. Das bedeutet, ein typischer und für alle Individuen gültiger Alterstrend ist nicht zu identifizieren. Dieses Phänomen ist charakteristisch für offene Waldgesellschaften ohne „Canopy-Effekt“, wo die Konkurrenz zwischen den Individuen gering oder gar nicht vorhanden ist. Dennoch muss angenommen werden, dass geometrisch-biologische Einflüsse die Kurvenverläufe mit prägen.

Visuell lassen sich an den gefilterten Zeitreihen drei generelle Trends erkennen (Pfeile):

- (i) hohe Wuchsniveaus und ein starker Abfall der Jahrringbreiten in den ersten Jahrhunderten (bis ca. 1400 AD),
- (ii) insgesamt niedrige Zuwächse in den darauf folgenden Jahrhunderten bis ins 19. Jhd.
- (iii) Ab dem 19. Jhd. die Tendenz zur generellen Jahrringbreitenzunahme

Einerseits sind in den Zeitreihen offensichtlich gemeinsame Langfristsignale gespeichert, die es zu extrahieren gilt [(ii) und (iii)]. Andererseits ist, wie oben erwähnt, (i) wahrscheinlich nicht ausschließlich klimatisch initiiert. Es ist gut vorstellbar, dass gerade um die Jahrtausendwende günstige Wachstumsbedingungen in der juvenilen Phase die Kambialaktivität zusätzlich ankurbeln. Ebenso können sich schlechter werdende Wachstumsbedingungen und gleichzeitig aufgrund des Alterstrends abnehmende Jahrringbreiten überlagern, wobei diese Zusammenhänge individuell unterschiedlich ausgeprägt sind. Die Entwicklung erstreckt sich auf ein ähnlich großes Zeitfenster wie die nachfolgenden Trends (ii) und (iii). Das bedeutet, jede Standardisierung, die versucht, (i) zu eliminieren, tangiert in gleicher Weise (ii) und (iii). Dieser Punkt erschwert die Trennung von niederfrequentem Signal und Rauschen enorm und zeigt die Grenzen der vorhandenen Jahrringbreitendatensätze auf (ESPER et al. 2002a).

Um die Zeitreihen unter Beibehaltung der langwelligen Variationen auf ein einheitliches Niveau zu bringen, wird nun die einfachste Form der Standardisierung gewählt, die Division durch die individuellen Mittelwerte jeder Baumkurve (**Abbildung 6.5**). Die Kurven (grau) rücken zusammen und vermitteln einen Gesamteindruck über die langfristigen Wachstumszu- und abnahmen. Die Chronologie beginnt 603 AD mit einer Belegung von drei Bäumen. In schwarz ist die Mittelkurve der Einzelserien dargestellt. Die gelbe Filterkurve betont die mittelfristigen Schwankungen. Die rote Kurve ist ein ebenfalls an die Mittelkurve angelegter 401-jähriger Filter. Dieser hebt säkulare Trends hervor.

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

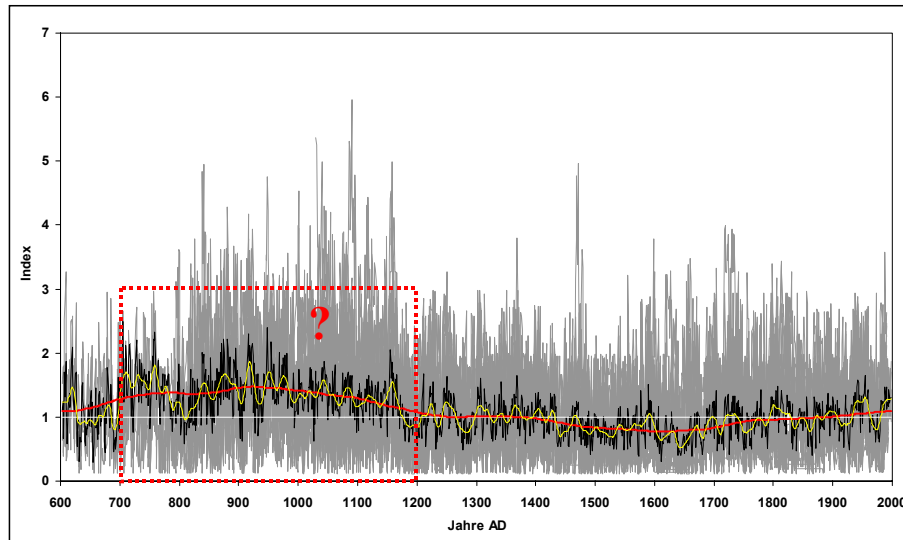


Abb.6.5: Jahrringbreitenchronologie Karakorum (standardisiert an den individuellen Mittelwerten); grau: Einzelkurven; schwarz: Mittelkurve; gelb: 30-jähriger Filter; rot: 401-jähriger Filter; roter Rahmen => Unsicherheitsbereich

Die höchsten Ringbreiten der gesamten Reihe sind im Mittel zwischen 850 und 950 AD angelegt worden. Danach folgt ein Abfall bis ca. 1200 AD. Zwischen 1200 und 1400 AD bleiben die Zuwächse auf relativ konstantem Niveau, bevor sie weiter abfallen und zwischen 1600 und 1700 AD den Tiefpunkt erreichen. Schließlich folgt ein allmählicher Anstieg bis zur Waldkante, ohne dass das Niveau um 1000 AD auch nur annähernd erreicht wird. Diese Ergebnisse zeigen eine hohe Übereinstimmung mit denen von ESPER et al. (2001a). Allerdings zeigen sich geringe Differenzen (i) in den mittelfristigen Wachstumsveränderungen und (ii) in den genauen Zeitpunkten des Übergangs von hohen zu niedrigen Zuwächsen und umgekehrt. Zwar stellt ESPER (2000a) fest, dass langfristig die Streuung der Einzelserien stabil bleibt. Dennoch wirkt sich die Tatsache, dass in die vorliegende Chronologie 13 zusätzliche Bäume aufgenommen wurden, vor allem auf die mittelfristigen Wachstumsveränderungen leicht aus. Von entscheidender Bedeutung ist aber die Übereinstimmung in den langfristigen Trends.

Es bleibt festzuhalten, dass die Rekonstruktion langfristiger Variationen in der Phase des potenziellen Mittelalterlichen Klimaoptimums aus den Jahrringbreitendatensätzen des Karakorumgebirges problematisch ist. Zum einen sind Jugendtrend und optimale bzw. sich dann allmählich verschlechternde Wachstumsbedingungen eng gekoppelt und können nicht voneinander getrennt werden. Zum anderen verläuft der Alterungsprozess in den

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

Juniperi, an denen langfristige Klimaschwankungen rekonstruiert werden können, uneinheitlich. Auch die Anwendung von alternativen Standardisierungsverfahren wie RCS (siehe Kap. 5.2.) ist bei den auf das Alter bezogen homogenen Datensätzen ungeeignet. ESPER et al. (2002b) zeigen für ähnliche Datensätze aus dem Tien Shan, dass derartig standardisierte Zeitreihen zu einer Überbetonung des Mittelalterlichen Klimaoptimums führen. Mithilfe des gegebenen Datensatzes ist die saubere Trennung von niederfrequenten Klima- und Alterstrends in diesem Zeitraum also nicht möglich.

6.1.3 Jahrringbreiten der Isotopenbäume

Als Überleitung zum folgenden Kapitel werden die Jahrringbreitenvariationen der Bäume vorgestellt, an denen die Isotopenanalysen durchgeführt wurden. Deren Anzahl ist im Verhältnis zu den Jahrringbreitenuntersuchungen reduziert. Im Allgemeinen gelten 4 bis 5 Individuen pro Standort mit jeweils zwei Bohrkernen als repräsentative Datenbasis (LEAVITT & LONG 1984). Die geringere Belegung für Isotopenreihen ist darin begründet, dass ein breiter oder schmaler Jahrring durch wesentlich mehr Einflussfaktoren bestimmt werden kann als die Fixierung eines Isotopenwertes in der Jahrringzellulose (siehe Kap.3).

Abbildung 6.6 zeigt pro Standort die gesamten Rohwert-Zeitreihen der Einzelbäume. Die Darstellung ist hauptsächlich in Hinblick auf Anzahl, Alter und Wuchsniveau der Individuen interessant. Es ist zu beachten, dass die Einteilung von Abszisse und Ordinate an die jeweiligen Datensätze angepasst ist und deshalb wechselt. So haben die Bäume an den Standorten RAM/hoch und MOR/hoch deutlich niedrigere Zuwächse als die im Bagrottal. Die Isotopenbäume an BAG/tief sind mit knapp 200 Jahren am jüngsten und von der Altersstruktur her sehr ähnlich. Die anderen Standorte fallen durch uneinheitlichere Baumalter auf. Diese Tatsache wirkt sich an RAM/hoch und BAG/hoch möglicherweise bis ins 20. Jahrhundert aus, kann aber an MOR/hoch für den Zeitraum 1900-1998 AD, in dem Standortvergleiche stattfinden, vernachlässigt werden. Inwieweit die im vorangegangenen Kapitel diskutierten langfristigen Alterstrends dieses Standortes Relevanz für Isotopenuntersuchungen haben, wird an entsprechender Stelle diskutiert (Kapitel 6.2.2 und 6.3.2). An den Standorten RAM/hoch und BAG/hoch fließen jeweils vier, an BAG/tief fünf und an MOR/hoch sieben Bäume in die Analysen ein. Die Anzahl der ausgewählten Bäume ist von der Holzqualität des vorhandenen Materials abhängig und von der „Lesbarkeit“ und Abtrennbarkeit der Jahrringsequenzen. An RAM/hoch und BAG/hoch waren zahlreiche Bohrkernkerne faul und gebrochen. Dadurch war die Anzahl der verwertbaren Kerne limitiert. An MOR/hoch dagegen konnte aus einer grösseren Materialmenge ausgewählt werden. Daher erhöht sich hier die Anzahl der Bäume und schwierige Sequenzen sind überbrückbar.

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

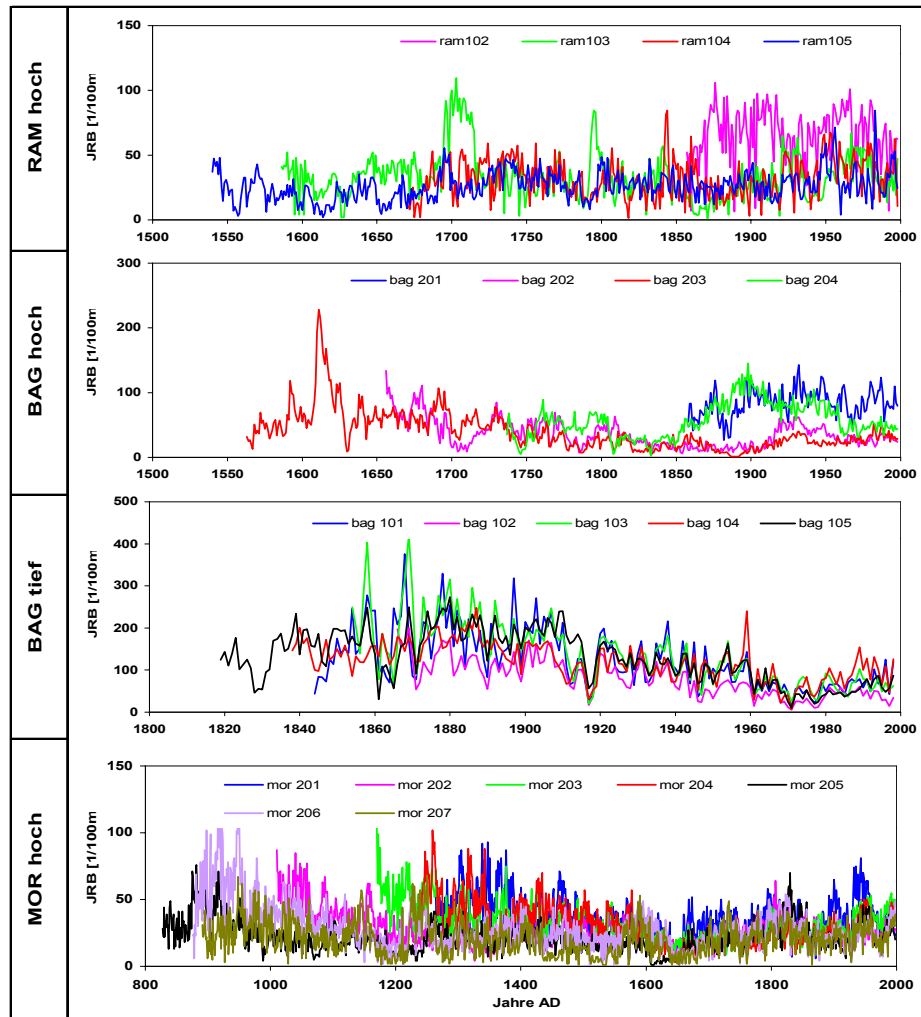


Abb. 6.6: Rohwertkurven aller für Isotopenuntersuchungen verwendeten Bäume; unterschiedliche Skalierung der y-Achse!

Abbildung 6.7 vergleicht die Rohwertmittelkurven aus allen Bäumen eines Standortes (schwarz) mit den Mittelkurven der Isotopenbäume (rot). GLK und r beschreiben jeweils den Grad des Zusammenhangs. Die auffallend gute Ähnlichkeit an RAM/hoch ($r=0,87$) beruht auf der Tatsache, dass aufgrund der geringeren Materialmenge die Isotopenbäume auch die Mittelkurve aus allen dominieren. Insgesamt sind die Zusammenhänge an allen

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

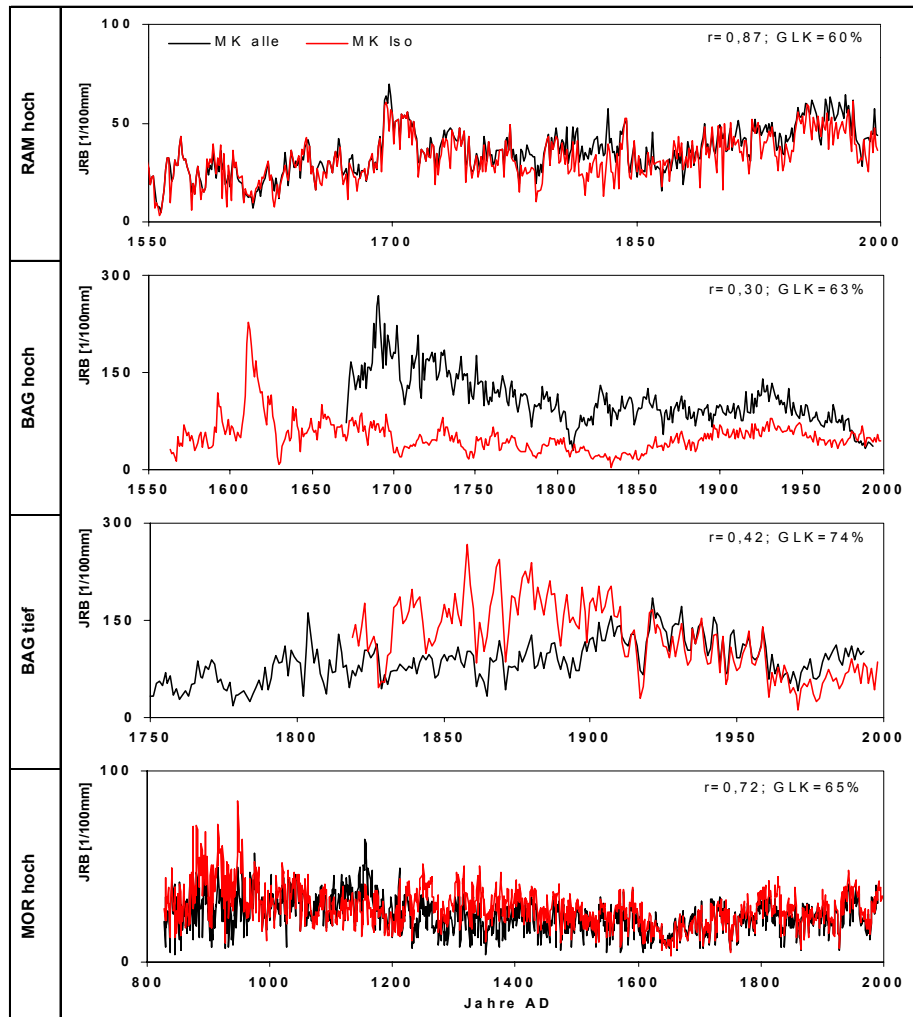


Abb. 6.7: Rohwertmittelkurven aller Bäume pro Standort (schwarz) und der Isotopenbäume (rot); unterschiedliche Skalierung der y-Achse!

Standorten zu 99,9% signifikant. Herausragend ist die Ähnlichkeit der Datensätze an MOR/hoch, vor allem, wenn man berücksichtigt, dass die Aussagekraft der Ähnlichkeitsmaße mit zunehmender Serienlänge steigt. An den Bagrot-Standorten spiegeln die unterschiedlichen Wuchsniveaus im 19. Jahrhundert die heterogene Altersstruktur wider. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, dass an BAG/hoch – wie in Kapitel 2.5

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

erläutert – die Standortbedingungen heterogener sind als an den anderen Untersuchungsflächen. Dennoch zeigen zumindest im 20. Jahrhundert, also in dem für die Standortvergleiche relevanten Zeitraum, auch im Bagrottal die Zeitreihen eine Annäherung. Insgesamt repräsentieren die ausgewählten Bäume das generelle Verhalten an den jeweiligen Standorten.

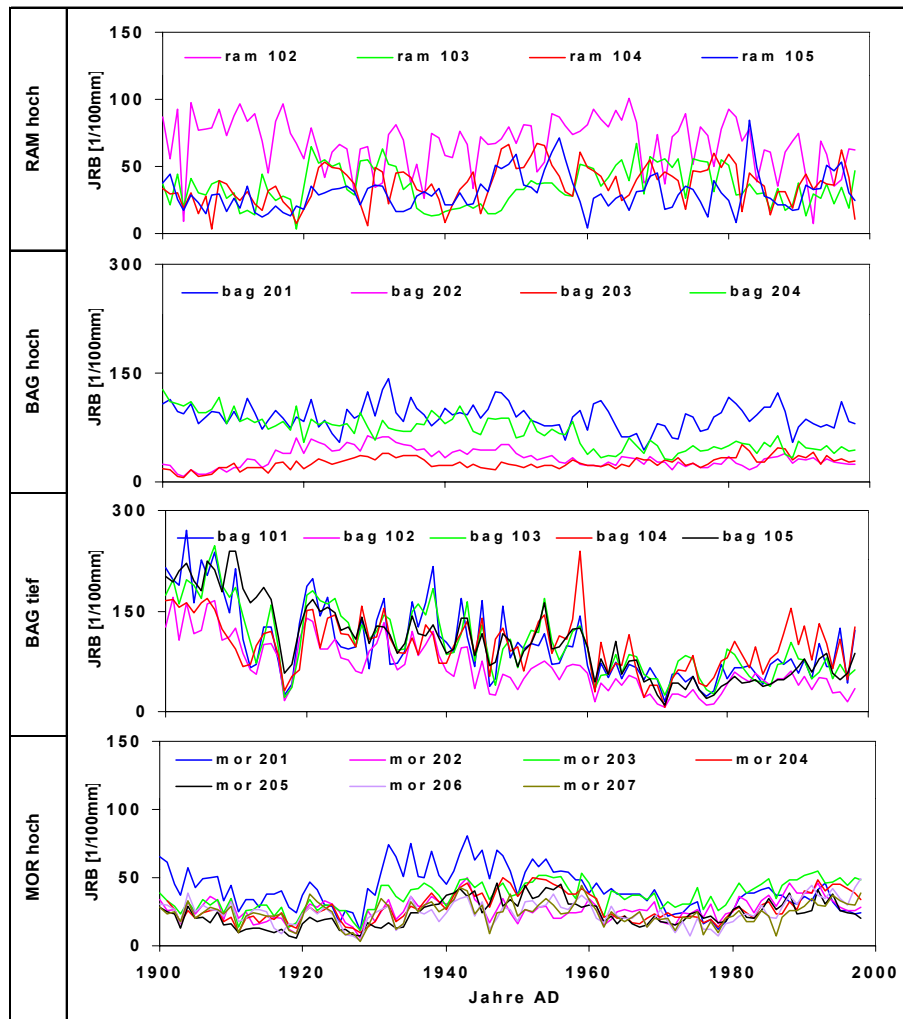


Abb. 6.8: Jahrringbreiten der Isotopenbäume 1900 bis 1998 AD; unterschiedliche Skalierung der y-Achse!

6.1 ERGEBNISSE - Jahrringbreiten

In **Abbildung 6.8** sind schließlich die Jahrringbreiten der Isotopenbäume im für Standortvergleiche relevanten Zeitfenster 1900 bis 1998 AD dargestellt. Bereits visuell fallen wiederum die Standorte RAM/hoch und BAG/hoch gegenüber BAG/tief und MOR/hoch durch eine heterogenere Zusammensetzung der Zeitreihen auf. Zur Quantifizierung der Synchronität wurden standortinterne Gleichläufigkeiten und Korrelationskoeffizienten berechnet. Die Ergebnisse gibt **Tabelle 6.4** wieder. Tatsächlich sind die vier Individuen an RAM/hoch sowohl in den Jahr-zu-Jahr-Variationen als auch im generellen Wachstumsverlauf unähnlich. Die Größenordnung der Zusammenhangsmaße repräsentiert die in Kapitel 6.1.1 ermittelten Durchschnittswerte für alle Bäume an diesem Standort. Ähnliches gilt für BAG/hoch, wobei die Ähnlichkeiten zwischen den Einzelbäumen vor allem in den Jahr-zu-Jahr-Schwankungen höher sind, als der visuelle Eindruck zunächst vermuten ließ (GLK 68%). Höchste standortinterne Synchronität herrscht an BAG/tief und MOR/hoch. Die Variationskoeffizienten zwischen den Isotopenbäumen liegen an den vier Standorten zwischen 28,9% an BAG/tief und 61,3% an RAM/hoch (BAG/hoch 59,0%, MOR/hoch 32,6%). Damit reduziert sich die Streuung an BAG/tief und MOR/hoch im Vergleich zu den Werten in Tabelle 6.1, während die Größenordnung an den anderen Standorten gleich bleibt. Insgesamt fügen die ausgewählten Bäume sich also gut in die an den einzelnen Standorten herrschende Gesamtsituation ein.

Tab.6.4: Standortinterne Gleichläufigkeiten (*kursiv*) und Korrelationskoeffizienten (*nicht kursiv*); mittl. *r* und mittl. GLK sind die jeweiligen Standortmittelwerte der Jahrringbreite

									mittl. <i>r</i>	mittl. GLK
RAM/hoch	ram 102	ram 103	ram 104	ram 105						
<i>ram 102</i>	1	56	51	55	<i>kursiv:</i> Gleichläufigkeit in % <i>nicht kursiv:</i> Korrelationskoeffizient <i>r</i>					
<i>ram 103</i>	0,12	1	54	55						
<i>ram 104</i>	-0,09	0,29	1	51						
<i>ram 105</i>	-0,07	-0,03	0,32	1					0,15	53%
BAG/hoch	bag 201	bag 202	bag 203	bag 204						
<i>bag 201</i>	1	65	58	65						
<i>bag 202</i>	0,32	1	72	71						
<i>bag 203</i>	0,12	0,41	1	69						
<i>bag 204</i>	0,34	0,17	-0,39	1					0,43	68%
BAG/tief	bag 101	bag 102	bag 103	bag 104	bag 105					
<i>bag 101</i>	1	73	67	76	74					
<i>bag 102</i>	0,88	1	76	77	71					
<i>bag 103</i>	0,86	0,92	1	70	68					
<i>bag 104</i>	0,73	0,70	0,71	1	74					
<i>bag 105</i>	0,83	0,87	0,88	0,65	1					
										0,78 73%
MOR/hoch	mor 201	mor 202	mor 203	mor 204	mor 205	mor 206	mor 207			
<i>mor 201</i>	1	71	68	72	66	67	63			
<i>mor 202</i>	0,43	1	68	70	69	73	74			
<i>mor 203</i>	0,45	0,65	1	75	69	70	69			
<i>mor 204</i>	0,56	0,52	0,79	1	72	71	70			
<i>mor 205</i>	0,53	0,55	0,72	0,82	1	64	67			
<i>mor 206</i>	0,38	0,59	0,68	0,67	0,50	1	76			
<i>mor 207</i>	0,49	0,60	0,66	0,71	0,53	0,80	1			
								0,64	71%	

6.2 $\delta^{13}\text{C}$ -VARIATIONEN

6.2.1 Standortinterne und standortübergreifende Merkmale

Detaillierte standortbezogene Isotopenuntersuchungen an mehreren Individuen beschränken sich in der vorliegenden Arbeit auf BAG/tief und gründen auf der Datenbasis der Diplomarbeit von WELSCHER (2001). Für die Baummittelkurven wurden jeweils 3 bis 4 Bohrkern unterschiedlicher Radien verwendet, deren Jahrringe pro Kalenderjahr vor den Laborverfahren gemischt wurden. WELSCHER konnte zeigen, dass die Radien unterschiedlicher Richtungen innerhalb eines Baumes in ihren Absolutwerten, interannuellen Schwankungen und Langfristrends hohe Ähnlichkeit aufweisen. Diese Ergebnisse stimmen überein mit Analysen anderer Autoren (LEAVITT & LONG 1984). Um möglicherweise dennoch bestehende Differenzen auszugleichen, wurden die beschriebenen Mischkurven erstellt. **Abbildung 6.9a** zeigt die $\delta^{13}\text{C}$ -Rohwertserien der Einzelbäume. Die Kurven befinden sich alle auf einheitlichem Niveau mit Mittelwerten um -18‰ , ausgenommen Baum 104, der mit seinem Mittelwert ca. 1‰ unter den anderen liegt. Die maximale Differenz zwischen den Individuen ist mit $0,46\text{‰}$ sehr gering.

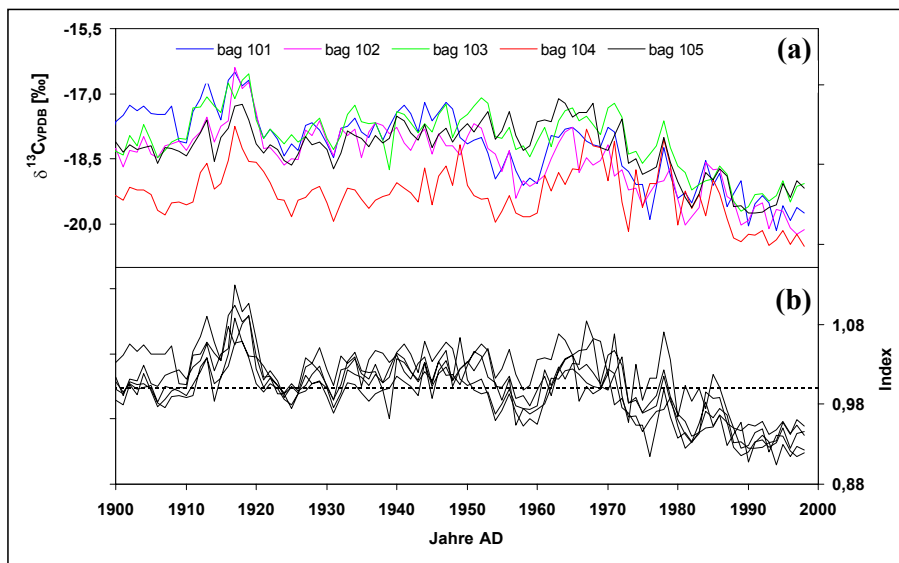


Abb.6.9: $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen der Einzelbäume am Standort BAG/tief (Rohwerterhebung WELSCHER 2001) – Rohwerte (oben) und Indizes (unten); standardisiert am individuellen Mittelwert

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

Der mittlere Variationskoeffizient am Standort beträgt 3,3% und weist auf eine sehr niedrige Streuung respektive hohe Homogenität zwischen den Datensätzen hin. Die Streuung in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten ist offensichtlich im Gegensatz zu den Jahrringbreiten nicht abhängig vom Wertenniveau. Variationen mit hohen Amplituden treten gleichermaßen bei insgesamt hohen oder niedrigen Werten auf.

Im folgenden werden dennoch Quotienten berechnet, um die Vergleichbarkeit mit den Jahrringbreiten zu gewährleisten. Eigene Tests haben gezeigt, dass bei den Isotopenvariationen die Unterschiede zwischen beiden Ansätzen die Ergebnisse nicht modifizieren.

In Kapitel 5 wurde besprochen, dass das Problem Wachstums- oder Alterstrend in den Isotopenserien im Vergleich zu den Jahrringbreiten geringer ist. Sollte doch ein Jugendtrend existieren, spielt er in dem für Standortvergleiche relevanten Zeitraum 1900 bis 1998 AD keine Rolle mehr. Aus diesem Grund besteht für diesen Zeitraum keine Notwendigkeit zur Korrektur von individuellen Langfristrends, die das gemeinsame Klimasignal überprägen können. Um die Datensätze zu vereinheitlichen, werden wie bei der 1400-jährigen Jahrringbreitenchronologie die Reihen an den individuellen Mittelwerten standardisiert (**Abb. 6.9 b**). Das Bild verändert sich kaum, außer dass Baum 104 an die

Tab.6.5: statistische Kennziffern der $\delta^{13}\text{C}$ -Serien an BAG/tief -
IxMWd=Mittelwertindizes; Ix51d=51d-Indizes

	GLK	STABW	VAR	r
Rohwerte	74%	0,6	3,3%	0,74
IxMWd		0,02	1,9%	0,73
Ix51d		0,019	1,4%	0,63

anderen heranrückt. **Tabelle 6.5** gibt die statistischen Maßzahlen für die Rohwerte, die Mittelwertindizes und – zum Vergleich mit den Jahrringbreiten – die 51d-Indizes wieder. Die mittlere Gleichläufigkeit am Standort ist mit 74% hoch und erreicht zwischen Baum 102 und 103 sogar 79%. Der bereits in den Rohwerten niedrige Variationskoeffizient (VAR) sinkt bei den

Indizes noch, ebenso wie die Standardabweichung. Allerdings ist diese zwischen den dimensionslosen Indexwerten und den Rohwerten nicht direkt vergleichbar. Der mittlere Korrelationskoeffizient r übersteigt in allen Fällen weit das 99,9%-Signifikanzniveau. Insgesamt enthalten also bereits die $\delta^{13}\text{C}$ -Rohwerte aufgrund ihrer geringen Streuung und ihres starken Zusammenhangs ein genügend großes Potenzial für weitere, standortübergreifende Vergleiche.

Auffallend ist jedoch das Absinken des Korrelationskoeffizienten um 11% nach der 51d-Standardisierung. Hier ist offensichtlich ein in allen Bäumen gleichermaßen vorhandenes Signal oberhalb der Wellenlänge von 51 Jahren eliminiert worden. In Kapitel 5.2.1 wurden die anthropogen verursachten $\delta^{13}\text{C}$ - und pCO_2 -Veränderungen im atmosphärischen Kohlendioxid und deren Auswirkungen auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Jahrringen beschrieben. In

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

dem deutlich erkennbaren gemeinsamen Langfristtrend der Isotopenreihen spiegeln sich diese Effekte wider. Alle Serien in **Abbildung 6.9** deuten bis Anfang der 50er Jahre eine leichte Abwärtstendenz an und knicken ab Ende der 50er Jahre zu negativeren Werten hin ab. Der Abfall der letzten vierzig Jahre ist mit ca. 1,3‰ relativ stark. Es existiert also in den Jahrringzeitreihen ein gemeinsames exogen induziertes Langfristsignal, das als anthropogen angesehen und daher korrigiert wird.

Anhand der arithmetischen Mittelkurve BAG/tief wird in **Abbildung 6.10** die Anwendung der in Kapitel 5.2.1 abgeleiteten Korrekturansätze demonstriert. Die an die Einzelkurven angelegten 51-jährigen Filter veranschaulichen die Veränderung der Langfristtrends. Während in der blauen Kurve (Korrektur der Veränderung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$) ein leichter Abwärtstrend erhalten bleibt, bewegt sich die grüne Kurve (zusätzliche Berücksichtigung der pflanzenphysiologischen Reaktion nach Kürschner) auf einem einheitlichen Niveau. Die rote Reihe ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und die von FENG & EPSTEIN 1995 berechnete Diskriminierung) zeigt einen ansteigenden Trend. Welche dieser Korrekturen die „richtige“ ist, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden. Hier hilft nur der Vergleich mit Klimadaten weiter. Bei den weiteren Ausführungen wird zunächst grundsätzlich die in der Literatur allgemein anerkannte $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Korrektur durchgeführt (blau). Zusätzlich werden bei Vergleichen mit den anderen Jahrringparametern und bei Klima-Jahrring-Korrelationen die beiden Korrekturen von $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} + \text{pCO}_{2\text{atm}}$ (KÜRSCHNER und FENG) gesondert betrachtet.

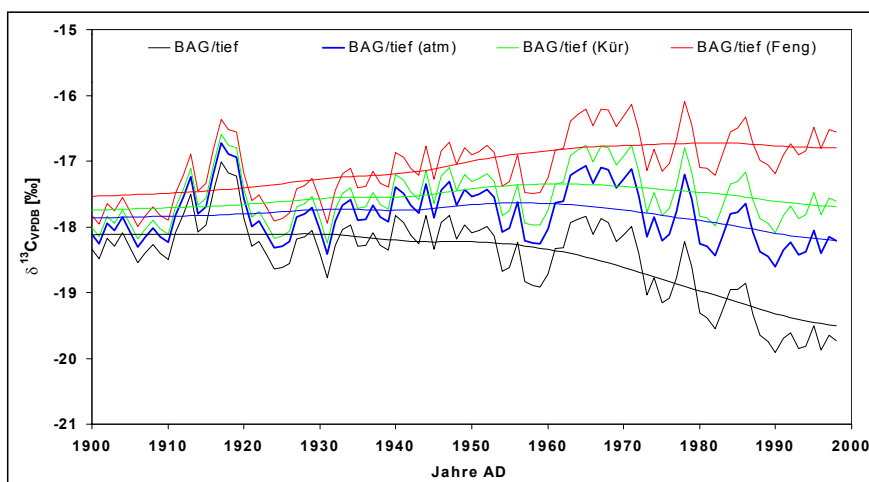


Abb.6.10: Standortmittelkurve BAG/tief – roh (schwarz) und mit unterschiedlichen Ansätzen CO_2 -korrigiert; atm = Korrektur der Veränderung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes im atmosphärischen CO_2 ; Kür = atm + pflanzenphysiologische Reaktion auf $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ -Änderungen nach KÜRSCHNER (1996); Feng = atm + pflanzenphysiologische Reaktion auf $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ -Änderungen nach FENG & EPSTEIN (1995)

Standortvergleich

Der standortübergreifende Vergleich von $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen der Jahringzellulose erfolgt anhand der Kurven aus Mischproben mehrerer Bäume pro Standort (siehe Kapitel 5.1.2). An BAG/tief fließt die arithmetische Mittelkurve aus den fünf Einzelserien in die weiteren Untersuchungen ein. Ebenso wie an BAG/tief stammen auch die Daten der Mischkurve BAG/hoch von WELSCHER (2001). In **Abbildung 6.11 (a)** sind die Rohwertkurven der vier Standorte zusammengestellt. Einige Regelmäßigkeiten sind auf den ersten Blick offensichtlich. Die Zeitreihen trennen sich in zwei Gruppen. RAM/hoch und BAG/hoch liegen mit ihren Mittelwerten deutlich unter denen von BAG/tief und MOR/hoch. Die Differenz zwischen beiden Gruppen beträgt 1,3‰. Damit spiegeln sie die Feuchtebedingungen an den Standorten wider und folgen der Anordnung der Standorte in dem in Kapitel 2.5 vorgestellten Ökogramm. BAG/tief und MOR/hoch sind deutlich trockener als die anderen beiden Untersuchungsflächen. Diese Verhältnisse führen zu generell engeren Stomata-Aperturen und damit letztlich zu höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten.

Die Amplituden der Jahr-zu-Jahr-Variationen und die Streuung sind im Gegensatz zu den Jahringbreitenserien an allen Standorten ähnlich. So betragen die Standardabweichungen der vier Zeitreihen zwischen 0,59‰ (BAG/hoch) und 0,64‰ (BAG/tief und RAM/hoch), die Variationskoeffizienten liegen zwischen 3,0% (BAG/hoch) und 3,5% (BAG/tief). Auch das sind wiederum Hinweise darauf, wie gut bereits die unveränderten Rohwertreihen vergleichbar sind.

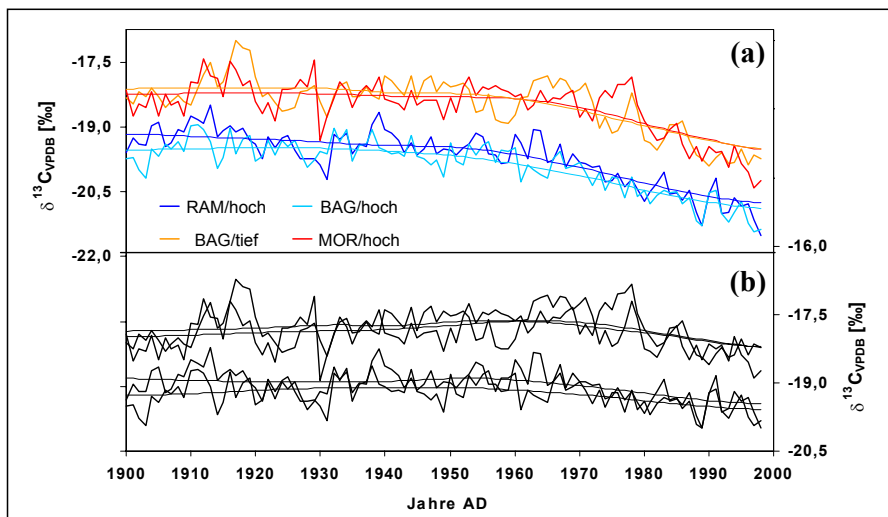


Abb.6.11: $\delta^{13}\text{C}$ -Standortmischkurven – Rohwerte (a) und $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -korrigiert (b)

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

Bemerkenswert sind die gemeinsamen Langfristrends – visualisiert anhand der Filter aus 51-jährigen gleitenden Mittelwerten. Bis Mitte der 50er Jahre bleiben die Kurven weitgehend auf einem Niveau, um dann in einen deutlichen Abwärtstrend einzubiegen. Dieser bereits von BAG/tief bekannte Verlauf zeigt sich also gleichermaßen an allen vier Standorten. Aus der Korrektur der atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ -Veränderungen (blaue Korrekturlinie in **Abb. 6.10**) resultieren die Zeitreihen in **Abbildung 6.11 (b)**. Wie erläutert, ist jedoch unklar, zu welchem Anteil ein langfristiges pflanzenphysiologisches Signal erhalten geblieben ist. Zu dessen Eliminierung und zur Betonung der mittelfristigen, dekadischen Schwankungen werden auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen an den 51-jährigen Gleitfiltern standardisiert.

Abbildung 6.12 zeigt das Resultat. Wie in **Abbildung 6.2** sind die geglätteten Kurven 15-jährige gleitende Mittelwerte zur Visualisierung der dekadischen Schwankungen. Innerhalb der ersten zwanzig bis dreißig Jahre machen alle Reihen, wenn auch unterschiedlich stark, eine positive Wellenbewegung mit. Zunächst nehmen die Werte bis ca. 1915 AD zu und fallen dann bis Mitte der 20er Jahre ab. Dabei wird an RAM/hoch, BAG/hoch und MOR/hoch das Maximum etwas früher als an BAG/tief. Eine ähnliche Welle, nur angedeutet und wiederum versetzt, ist in den 30er bis 50er Jahren festzustellen. Anfang und Mitte der 70er Jahre nehmen die Werte bis auf MOR/hoch noch einmal leicht ab und steigen in den letzten 10 Jahren. Die Wellen sind generell an den trockeneren Standorten BAG/tief und MOR/hoch deutlicher ausgeprägt, während die Variationen an den feuchteren Untersuchungsflächen, vor allem an BAG/hoch, eher auf einem Level bleiben.

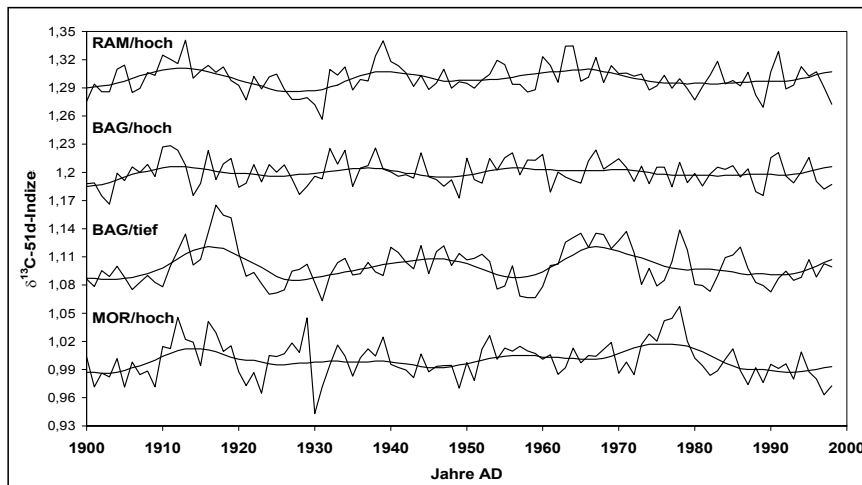


Abb. 6.12: 51d-standardisierte $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelkurven der vier Untersuchungsflächen (1900-1998AD) und 15-jährige Filter

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

An dieser Stelle wird noch einmal darauf hingewiesen, dass hohe Isotopenwerte ein erster Hinweis auf Stressbedingungen sind, im Gegensatz zu breiten Jahrringen.

Die statistischen Zusammenhänge zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven sind in **Abbildung 6.13** visualisiert. Dargestellt sind die Berechnungen mit den Rohwerten (nach der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Korrektur) und mit den 51d-Indizes. Ergänzend zeigt **Tabelle 6.6** die Originaldaten. Betrachtet man die Resultate der Rohwerte, bestätigt sich der visuelle Eindruck. Zwischen allen Standorten existieren auf der Basis von Korrelationskoeffizienten starke Zusammenhänge. Die reinen Jahr-zu-Jahr-Schwankungen sind jedoch nur zwischen RAM/hoch und BAG/hoch bzw. zwischen MOR/hoch und BAG/tief signifikant ähnlich (64% bzw. 60%). Nach der 51d-Standardisierung, also der Eliminierung der Langfristrends, nehmen die Ähnlichkeiten zwar ab, bleiben jedoch weitgehend erhalten. Die GLK wird von Standardisierungen grundsätzlich nicht tangiert. Einzig die räumlich nahen Untersuchungsflächen BAG/hoch und BAG/tief zeigen keinen Zusammenhang mehr. Offensichtlich führt die Kombination aus der großen Vertikaldistanz und der heterogenen Standortbedingungen (standortintern an BAG/hoch und zwischen beiden Untersuchungsflächen) zu ausgeprägten Unterschieden in der Festsetzung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Tab. 6.6: Statistische Zusammenhänge zwischen den vier $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven auf der Basis von Gleichläufigkeiten (GLK) und Korrelationskoeffizienten (r)

GLK r	$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -korrigierte Rohwerte				$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -korrigierte 51d-Indizes			
	RAM/ hoch	BAG/ hoch	BAG/ tief	MOR/ hoch	RAM/ hoch	BAG/ hoch	BAG/ tief	MOR/ hoch
RAM/hoch	1	64%	54%	54%	1	64%	55%	55%
BAG/hoch	0,61	1	49%	57%	0,48	1	49%	57%
BAG/tief	0,45	0,29	1	60%	0,30	0,07	1	60%
MOR/hoch	0,39	0,45	0,45	1	0,27	0,34	0,29	1

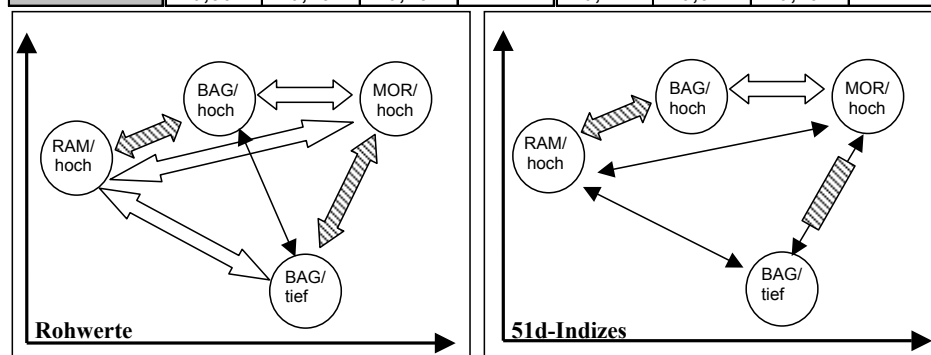


Abb. 6.13: Standortvergleich auf der Basis von Korrelationskoeffizienten (dicke Pfeile: 99,9%-Signifikanz, dünne Pfeile 99%-Signifikanz) und Gleichläufigkeiten (Schraffuren) (Datengrundlage: 51d-Indizes 1900-1998AD)

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

Ergänzende Berechnungen mit den unkorrigierten Originaldaten und den Korrekturen inklusive KÜRSCHNER bzw. FENG ergeben zwar Veränderungen in den Absolutwerten, die Tendenzen zwischen den Standorten bleiben jedoch gleich (ohne Abbildung). Ohne jegliche Korrektur sind die Zusammenhänge mit Abstand am größten mit einem mittleren Korrelationskoeffizienten von 0,79 (0,74 bis 0,88). Mit der Kürschner-Korrektur liegen die Werte unter denen aus Abbildung 6.13 links (mittl. r von 0,38 versus 0,44). Nach der „FENG-Korrektur“ steigen alle Kurven, die statistischen Zusammenhänge nehmen wieder zu und erreichen im Mittel 0,61. Die Veränderungen spiegeln deutlich das mehr oder weniger starke Vorhandensein eines Langfristrends wieder.

6.2.2 1200-jährige $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch

Die Erstellung der langen Jahrringbreitenchronologie hat ergeben, dass die höchsten Zuwächse der gesamten Zeitreihe in den Zeitraum fallen, in dem die Mehrheit der Bäume ihr Wachstum beginnt. Damit ist die paläoklimatisch bedeutsame Zeit um 1000 AD problembehaftet, denn potenzieller Alterstrend und klimatisches Signal lassen sich nicht voneinander trennen. Momentan existieren keine Publikationen, die mit Isotopenuntersuchungen systematisch diese aus Jahrringbreitensicht schwierigen Perioden fokussieren. Die vorliegende Arbeit versucht das exemplarisch an den sieben alten „Isotopenbäumen“ des Standortes MOR/hoch. **Abbildung 6.14 (a)** zeigt die Langfristrends der Jahrringbreiten in Form von 101-jährigen Filtern. Baum 201, 203 und 204 sind etwa gleich alt und im Mittel 250 Jahre jünger als die anderen. Alle drei beginnen auf hohem Niveau und fallen über ca. 250 bis 300 Jahre bis ins 17. Jahrhundert ab. Ab 1600 AD erreichen sie etwa das Wuchsniveau der anderen, und alle Individuen verhalten sich bis zur Waldkante ähnlich. Denselben steilen Abwärtstrend, ebenfalls über rund 250 Jahre, zeigen, jedoch zeitlich um 200 bis 300 Jahre versetzt, Baum 202 und 206.

Wie verhalten sich nun dieselben Bäume bezüglich ihrer $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen? Um diese Frage zu beantworten und gleichzeitig den präparationstechnischen Aufwand für die Isotopenanalysen gering zu halten, kam folgendes Verfahren zur Anwendung: Ab 1600 AD bis zu den ältesten Ringen (1264 AD) wurden die im selben Jahr gewachsenen Jahrringe der drei Bäume mit dem synchron verlaufenden Abwärtstrend (rote Zuwachskurven) zu der Mischkurve MOR 1 verarbeitet. Die Mischkurve MOR 2 enthält die übrigen vier Bäume. Ab 1179 AD wurde Baum 202 aus dem Pool MOR 2 herausgenommen und in Richtung Mark einzeln analysiert. Baum 206 bleibt bis 950 AD in der Mischkurve enthalten. Ab diesem Zeitpunkt bis zurück zu 828 AD wurden nur noch die Jahrringe der vier Bohrkerne von Baum 205 und 207 gemischt.

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

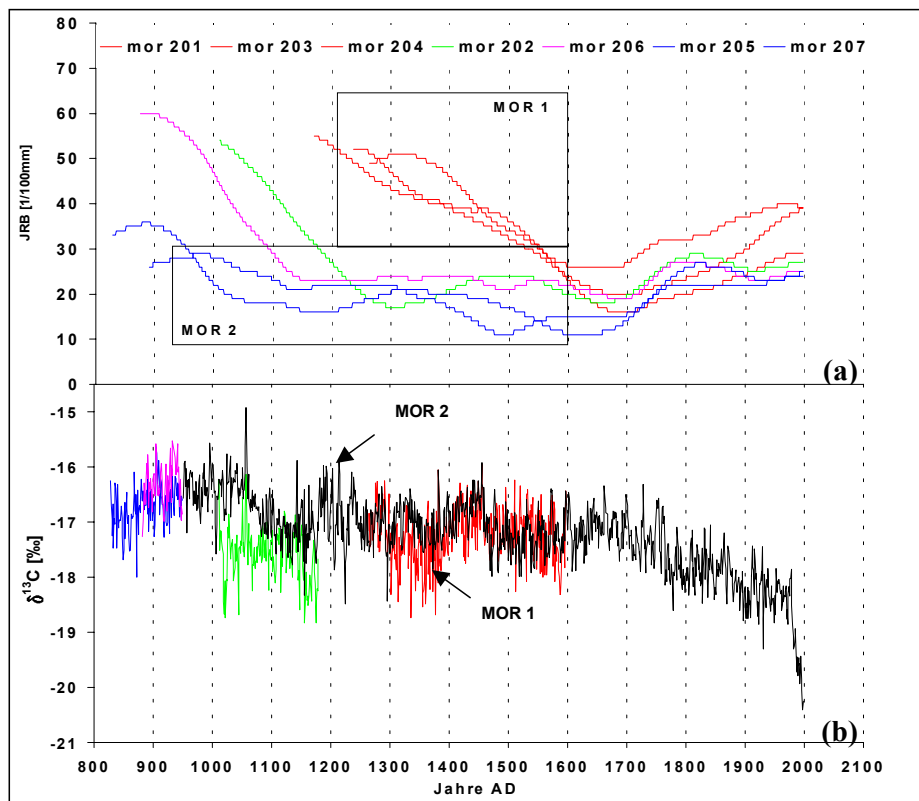


Abb. 6.14: JRB-Langzeittrends der Isotopenbäume MOR/hoch (a); und Zusammensetzung der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch (b); rot und schwarz = Mischkurven aus mehreren Bäumen; andere Farben = Einzelbäume

In **Abbildung 6.14 (b)** und **Abbildung 6.15** sind die beschriebenen Pools und Einzelkurven zusammengestellt. Auf den ersten Blick wird deutlich, dass individuelle Langfristrends in den Jahrringbreiten stärker hervortreten als in den $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen. Die Isotopenkurven befinden sich zumindest in **Abbildung 6.15 (a) und (c)** weitgehend auf einem Niveau. Allerdings divergieren auch die beiden Pools MOR 1 und MOR 2 (schwarz und rot) zwischen 1300 AD und 1400 AD deutlich. Die maximale Differenz zwischen den Langfristrends beträgt hier 0,5‰. Die Standardabweichungen der beiden Kurven liegen bei 0,4‰ (MOR 2) und 0,5‰ (MOR 1). Das bedeutet, die Differenz in den Langfristrends ist nicht größer als die Streuung innerhalb der Zeitreihen. Im Unterschied hierzu übersteigt bei den Jahrringbreiten die Differenz in den Langfristrends bei weitem die Standardabweichungen der Jahr-zu-Jahr-Schwankungen. Diese liegen bei 0,06mm (MOR 2) bzw. 0,11mm (MOR 1). Die Maximale Differenz der Langfristrends beträgt mehr als das

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

drei- bzw. das sechsfache, nämlich 0,38mm. Bei den Isotopenvariationen liegt einzig Baum 202 (grüne Kurve, **Abbildung 6.15 (c)**) in den ersten ca. hundert Jahren seines Wachstums (ca. 1000 AD bis 1100 AD) deutlich unter den anderen. Die Differenz in den Langfristrends beträgt hier maximal 1,3‰, die STABW der Einzelserien dagegen liegen wiederum bei 0,5‰. Möglicherweise zeigt sich hier eine Art Jugendtrend mit niedrigeren Werten in den ersten Lebensjahrzehnten, wie er in Kapitel 3.3 für $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen beschrieben wurde. Da der Baum bei der Einbeziehung in die Standortmittelkurve nur zu einem Drittel gewichtet berücksichtigt wird, sind die damit verbundenen Veränderungen in der Mittelkurve jedoch tolerierbar.

Die Aufteilung der Standortmischkurve in Einzelkurven erlaubt daneben zumindest eine grobe Einschätzung ihrer Qualität aufgrund von Korrelationskoeffizienten und Gleichläufigkeiten (Werte siehe **Abbildung 6.15**). Die Gleichläufigkeiten liegen immer über 70% und auch alle Korrelationskoeffizienten übersteigen weit das 99,9%-Signifikanzniveau. Damit sind die Übereinstimmungen auch in den Jahr-zu-Jahr-Intervallen und den generellen Trends hoch.

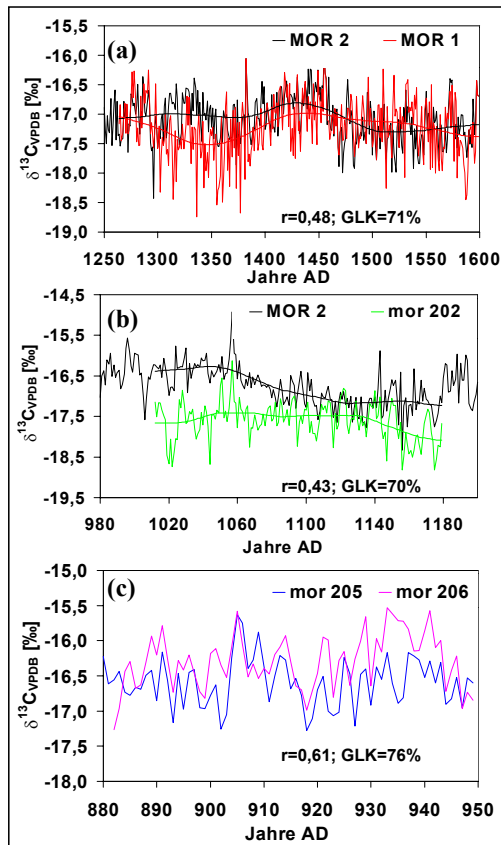


Abb. 6.15: Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von Pool- und Einzelkurven an MOR/hoch – MOR=Standortmischkurven; mor=Einzelbäume

Im folgenden wird die 1200-jährige $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch vorgestellt und vor allem auf Langzeittrends bezogene Charakteristika diskutiert. Es sei darauf hingewiesen, dass im Gegensatz zu den Jahrringbreiten hier aufgrund der geringen Streuung der Einzelserien und dem ähnlichen Niveau mit den nicht standardisierten Rohwerten gearbeitet werden kann. In **Abbildung 6.16** unten ist die aus der Mittelung der oben gezeigten Einzelserien

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

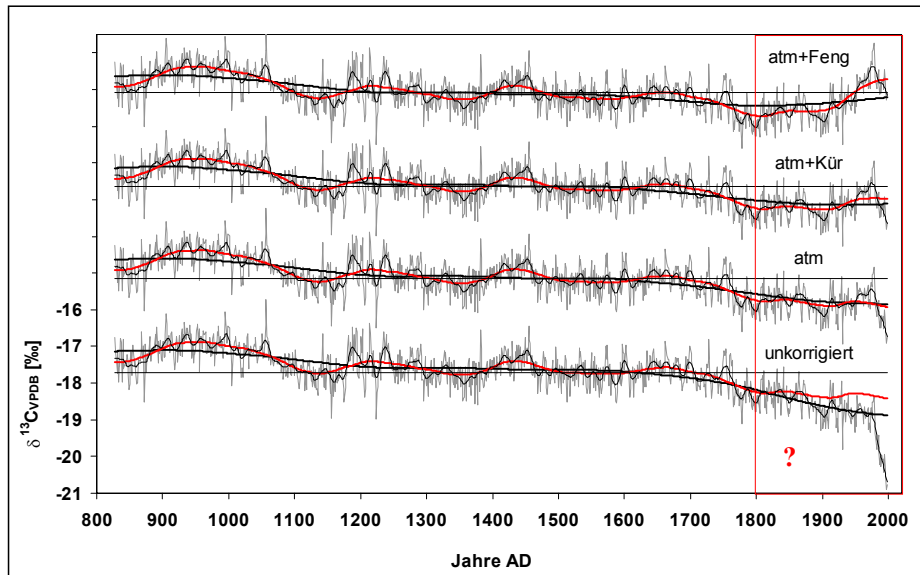


Abb.6.16: $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch – roh (unten) und mit verschiedenen CO_2 -Korrekturen (Versatz von jeweils 2,5‰); rot: 101-jähriger Filter, schwarz: 401-jährige und 15-jährige Filter; Linie: Mittelwert der Zeitreihe

resultierende Rohwertchronologie erkennbar. Auffallendstes Merkmal ist der starke Abwärtstrend ab ca. 1750 AD, der sich ab 1950 AD massiv verstärkt („Haken“ am Ende der Kurve). Die Ergebnisse der verschiedenen CO_2 -Korrekturen sind um jeweils 2,5‰ versetzt zur Originalkurve dargestellt. Bis 1800 AD sind die vier Kurven also identisch, Unterschiede ergeben sich erst danach. Zu erkennen ist ein erstes markantes Maximum zwischen 900 AD und 1050 AD. Bis 1180 AD tritt eine Depression mit niedrigeren Werten auf, gefolgt von einem zweiten, schwächeren Maximum bis ca. 1250 AD. Diese Wellenbewegung im säkularen Rhythmus setzt sich über die gesamte Zeitreihe fort und ist aufgesetzt auf einen generellen Abwärtstrend bis Ende des 19. Jahrhunderts. Mit den verschiedenen CO_2 -Korrekturen ändert sich auch das Gesamtbild. Mit der ausschließlichen Korrektur der Veränderungen im atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert wird die Abwärtstendenz etwas gebremst, die Werte bleiben aber die niedrigsten der ganzen Reihe. Mit der kombinierten Korrektur des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wertes und der Veränderung der Diskriminierung mit Erhöhung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration nach KÜRSCHNER (0,0073‰/ppmv) werden die Werte mit Beginn des 20. Jahrhunderts angehoben und vor allem der Trend der letzten 50 Jahre deutlich abgeschwächt. Das absolute Minimum der Kurve liegt nun zu Beginn des 19. Jahrhunderts. Geht man davon aus, dass die pflanzenphysiologische Reaktion auf eine

6.2 ERGEBNISSE - $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

Erhöhung des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes zwischen 280 und 360 ppmv stärker ist, ergibt sich eine Korrektur, wie sie in der obersten Kurve gezeigt ist. Zugrunde liegt hier die Kombination aus der Veränderung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wertes und der Veränderung der Diskriminierung mit Erhöhung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration nach FENG (0,02‰/ppmv). Bemerkenswert ist, dass die Kurve durch die Korrektur in ihrem jüngsten Abschnitt auf ein Maximum gehoben wird, welches annähernd das der ersten positiven Wellenbewegung um 1000 AD erreicht. Die Assoziation zu einem Mittelalterlichen Klimaoptimum, kleiner Eiszeit und rezenter Temperaturerhöhung liegt hier nahe.

Festzuhalten bleibt, dass säkulare und mehrhundertjährige Frequenzbereiche in der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch deutlich erkennbar sind. Diese Tatsache allein ist bereits eine bedeutsame Erkenntnis, da dies bisher grundsätzlich bei $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen in Jahrringen in Frage gestellt wird (SCHWEINGRUBER, mündl. Mitt.). Der Zeitraum um 1000 AD, welcher sich in den Jahrringbreiten als ausgesprochen unsicher erwiesen hat, ist in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{JR}}$ -Werten als unproblematisch zu bezeichnen. Dagegen sind das 19. und verstärkt das 20. Jahrhundert aufgrund der Sensitivität der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf Veränderungen im atmosphärischen CO_2 problembehaftet. Hier bleibt die Frage nach dem „echten“ Signal ähnlich wie in den Jahrringbreiten der Zeitraum um 1000 AD offen. Nur die Berücksichtigung von Zusatzinformationen, wie andere Jahrringparameter, Klimadaten etc. kann hier Antwort geben.

6.3 $\delta^{18}\text{O}$ -VARIATIONEN

6.3.1 Standortinterne und standortübergreifende Merkmale

Ebenso wie die $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen beschränken sich auch die standortinternen Untersuchungen der Sauerstoffisotope auf BAG/tief und gründen auf der Datenbasis der Diplomarbeit von WELSCHER (2001). Da im Rahmen seiner Arbeit die $\delta^{18}\text{O}$ -Probenmessung nur einfach erfolgte, wurden wegen der in Kapitel 5.1.2 angesprochenen massenspektrometrischen Probleme bei offensichtlich problematischen Werten (Ausreißer, Divergenzen) Nachmessungen durchgeführt. **Abbildung 6.17 (a)** zeigt die $\delta^{18}\text{O}$ -Rohwertserien der Einzelbäume. Auf den ersten Blick ist die starke Ähnlichkeit der Datensätze erkennbar. Die Kurven befinden sich auf einheitlichem Niveau mit Mittelwerten um 30‰. Die maximale Differenz zwischen diesen beträgt 2,05‰ (bag 101 und 102). Im Vergleich dazu liegt die mittlere Standardabweichung innerhalb der Reihen bei 1,41‰. Der mittlere Variationskoeffizient am Standort beträgt 4,57% und schwankt zwischen den Reihen um 1,5% (Baum 101 3,9%, Baum 105 5,4%).

Auch bei den Sauerstoffisotopen ist – wie bei den Kohlenstoffisotopen – die Streuung nicht abhängig vom Wertenniveau. Variationen mit hohen Amplituden treten gleichermaßen bei insgesamt hohen oder niedrigen Werten auf. Zur Vereinheitlichung der Datensätze wurden die Kurven in **Abbildung 6.17 (b)** an ihren Mittelwerten standardisiert (Division).

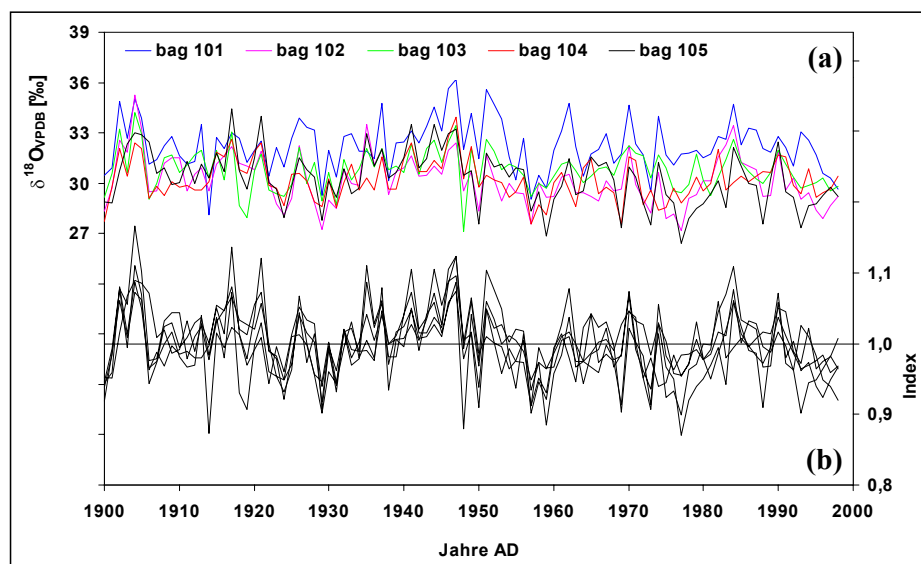


Abb.6.17: $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen der Einzelbäume an BAG/tief (Rohwerterhebung WELSCHER 2001) –

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

Rohwerte (a) und Indizes (b) (standardisiert am individuellen Mittelwert durch Division)

Die Reihen rücken noch enger aneinander und gleichgerichtete Jahr-zu-Jahr-Schwankungen treten deutlich hervor. Aufgrund der Unabhängigkeit der Streuung vom Wertenniveau würde auch hier die Ermittlung von Residuen ausreichen. Aus Vergleichbarkeitsgründen mit den Jahrringen werden trotzdem wiederum Quotienten berechnet. Inwieweit jedoch überhaupt eine Standardisierung nötig ist, wird im folgenden diskutiert.

Tab.6.7: statistische Kennziffern der $\delta^{18}\text{O}$ -Serien an BAG/tief (Abkürzungen s. Text)

	GLK	STABW	VAR	r
Rohwerte	75%	1,41	4,6%	0,62
IxMWd		0,05	4,6%	0,62
Ix51d		0,04	4,4%	0,62

Tabelle 6.7 gibt die statistischen Maßzahlen für die Rohwerte, Mittelwertindizes (IxMWd) und erneut – zum Vergleich mit den Jahrringbreiten – die 51d-Indizes (Ix51d) wieder. Die mittlere Gleichläufigkeit am Standort ist mit 75% etwas höher als bei den Jahrringbreiten (73%) und den $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen (74%) derselben Bäume. Sie erreicht in drei Fällen über 80%. Der

mittlere Korrelationskoeffizient übersteigt mit 0,62 weit das 99,9%-Signifikanzniveau, befindet sich jedoch etwas unter den Werten der anderen beiden Jahrringparameter. Im Gegensatz zu diesen verändert sich r bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen nach der Standardisierung nicht. Ebenso bleibt der Variationskoeffizient stabil. Im Zeitfenster 1900 AD bis 1998 AD scheint also in den Sauerstoffisotopen ein gemeinsames mittelfristiges Signal vorhanden zu sein, das nicht von altersbedingten Langfristrends wie bei den Jahrringbreiten oder CO_2 -Trends wie bei den Kohlenstoffisotopen überprägt ist. Deren hohe Korrelationen in den Rohwerten und das starke Absinken von r nach der Standardisierung zeigen die Dominanz dieser Trends. Die Sauerstoffisotopenvariationen können also auf der Basis von unveränderten Rohwerten interpretiert werden.

Standortvergleich

Für den standortübergreifenden Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen werden ebenso wie für die $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen Standortkurven aus den Mischproben mehrerer Bäume verwendet. Wiederum stammen die Daten der Mischkurven BAG/tief und BAG/hoch von WELSCHER (2001). **Abbildung 6.18** zeigt die Rohwertkurven der vier Standorte. Im Verhältnis zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven liegen sie noch näher zusammen und eine Zweiteilung in trockenere und feuchtere ist visuell nicht erkennbar. Vergleicht man jedoch die Mittelwerte, deutet sich doch eine Tendenz von feucht zu trocken an. RAM/hoch hat mit 28,6‰ den niedrigsten Wert, gefolgt von BAG/hoch mit 29,4‰. MOR/hoch liegt mit 29,8‰ darüber und BAG/tief

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

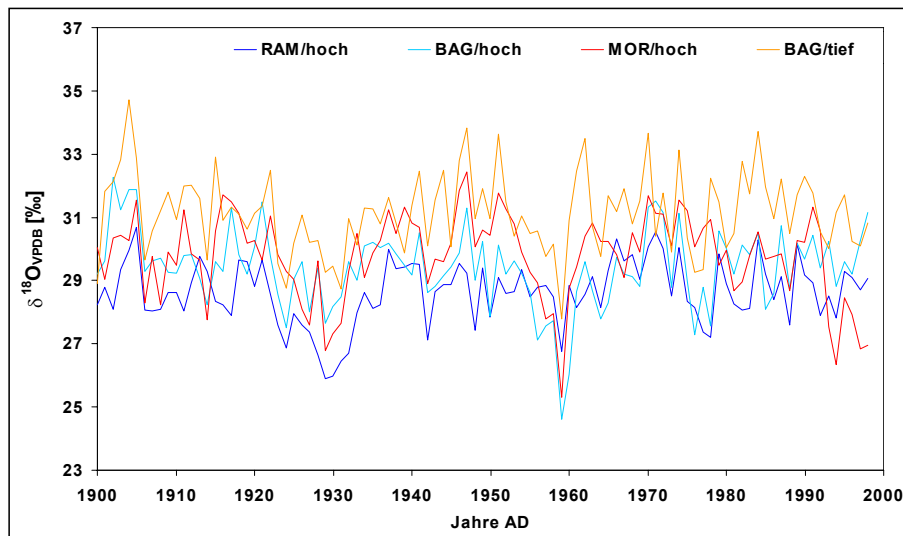


Abb. 6.18: $\delta^{18}\text{O}$ -Standortchronologien (erstellt aus Mischproben) der vier Untersuchungsflächen

zeigt den eindeutigen Maximalwert mit 31,1‰. In diesen Resultaten paust sich vermutlich die mit Transpirationseffekten verbundene Blattwasseranreicherung durch. Die Transpiration am trocken/warmen Standort BAG/tief ist stärker als an den Hochlagenstandorten und führt zu einer stärkeren Anreicherung der schweren Isotope im Blatt und schließlich auch in der Jahrringzellulose. Die Tendenz der Hochlagenstandorte spiegelt die Einteilung im Ökogramm von relativ feucht (RAM/hoch) nach relativ trocken (MOR/hoch) wider.

Die Amplituden der Jahr-zu-Jahr-Variationen und die Streuung sind wie bei den Kohlenstoffisotopen an allen Standorten ähnlich. Die Standardabweichungen der vier Zeitreihen betragen zwischen 1‰ (RAM/hoch) und 1,3‰ (MOR/hoch), die Variationskoeffizienten liegen zwischen 3,5% (RAM/hoch) und 4,5% (MOR/hoch). Wieder sind dies Hinweise darauf, wie gut bereits die unveränderten Rohwertreihen vergleichbar sind. **Abbildung 6.19** stellt die Kurven mit ihren dekadischen Schwankungen (15-jährige Filter) gegenüber. Synchronitäten sind deutlicher als bei den anderen Jahrringparametern ausgeprägt. Von einem nahezu gleichbleibenden Niveau in den ersten zehn Jahren und einer angedeuteten positiven Wellenbewegung vor 1920 AD gehen die Werte in eine erste Depression, die ihr Minimum um 1930 AD erreicht. In den 30er bis 50er Jahren ist eine zweite Erhöhung der Werte mit einem Maximum vor 1950 AD feststellbar, gefolgt von einer

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

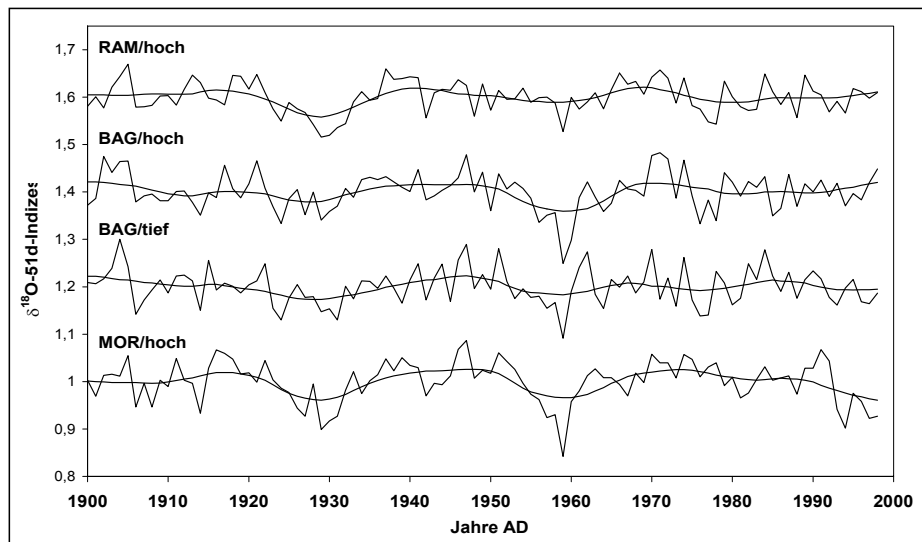


Abb. 6.19: 51d-standardisierte $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelkurven der vier Untersuchungsflächen (1900-1998AD) und 15-jährige Filter

zweiten negativen Welle bis ca. 1970 AD. Deren Minimum liegt vor 1960 AD, betont durch den auffallenden Negativpeak 1959 AD, der an allen Standorten durchschlägt. Ende der 60er, Anfang der 70er Jahre nehmen die Werte noch einmal leicht zu und bleiben an drei Standorten nahezu auf einem Niveau. Einzig an MOR/hoch ist nach dem Maximum um 1975 AD eine kontinuierliche, Anfang 1980 AD leicht verzögerte Abwärtstendenz erkennbar.

Die statistischen Zusammenhänge zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ -Standortkurven sind in **Abbildung 6.20** visualisiert. Dargestellt sind wieder die Berechnungen mit den Rohwerten und mit den 51d-Indizes. Ergänzend zeigt **Tabelle 6.8** die Originaldaten. Der visuelle Eindruck der hohen Ähnlichkeit wird durch die Maßzahlen noch übertroffen. Die Zusammenhänge zwischen allen Standorten auf der Basis von Korrelationskoeffizienten und Gleichläufigkeiten sind höchst signifikant. Wie erwartet, ändert die 51d-Standardisierung daran wenig. Bis auf die Beziehung RAM/hoch zu BAG/tief, die etwas schwächer wird, nehmen die Korrelationen leicht zu. Generell tritt MOR/hoch nach der Eliminierung langfristiger Trends in noch stärkere Beziehung zu den anderen. Vermutlich liegt das daran, dass die oben beschriebene Abwärtstendenz dieses Standortes nach der Standardisierung abgeschwächt wird.

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

Insgesamt ist die starke Ähnlichkeit der klimatologisch-ökologisch so verschiedenen Untersuchungsflächen bezüglich der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen verblüffend. Das Phänomen wird an anderer Stelle wieder aufgegriffen.

Tab. 6.8: Statistische Zusammenhänge zwischen den vier $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven auf der Basis von Gleichläufigkeiten (GLK) und Korrelationskoeffizienten (r)

GLK r	$\delta^{18}\text{O}$ -Rohwerte				$\delta^{18}\text{O}$ -51d-Indizes			
	RAM/ hoch	BAG/ hoch	BAG/ tief	MOR/ hoch	RAM/ hoch	BAG/ hoch	BAG/ tief	MOR/ hoch
RAM/hoch	1	66%	60%	60%	1	66%	60%	60%
BAG/hoch	0,51	1	72%	68%	0,58	1	72%	68%
BAG/tief	0,53	0,59	1	64%	0,51	0,61	1	64%
MOR/hoch	0,45	0,46	0,51	1	0,48	0,56	0,55	1

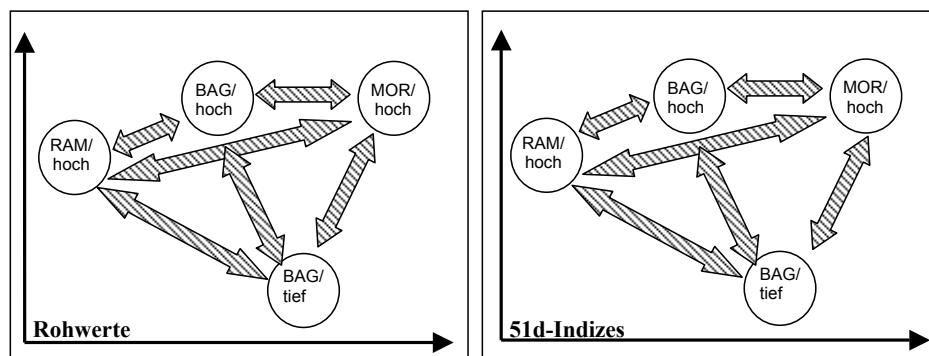


Abb. 6.20: Standortvergleich auf der Basis von Korrelationskoeffizienten (dicke Pfeile: 99,9%-Signifikanz) und Gleichläufigkeiten (Schraffuren)

6.3.2 1200-jährige $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch

Auch bei den Sauerstoffisotopen in Jahrringen sind die Kenntnisse bezüglich biologisch bedingter Langfristtrends, die mit denen des Stammzuwachses vergleichbar sind, bisher äußerst gering. MAYR (2002) stellt in den $\delta^2\text{H}$ -Werten süddeutscher Fichten negativere Werte in den ersten ca. 70 Jahren fest, die sich dann auf höherem Niveau einpendeln. Es ist nicht klar, inwieweit solche Phänomene auch für $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zutreffen. Deshalb wurden wie bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Analysen im Zeitraum der auffallenden Langfristtrends in den Jahrringbreiten $\delta^{18}\text{O}$ -Einzelserien erstellt bzw. die Mischkurve gesplittet.

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

Abbildung 6.21 (a) zeigt die schon aus Abbildung 6.14 bekannte Jahrringbreiten-Graphik. Darunter (**Abbildung 6.21 b**) befindet sich die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch (schwarz) und die parallel analysierten Sequenzen der Zeiträume mit den JRB-Langfristtrends. In **Abbildung 6.22** sind ergänzend diese Perioden wieder herausgezoomt.

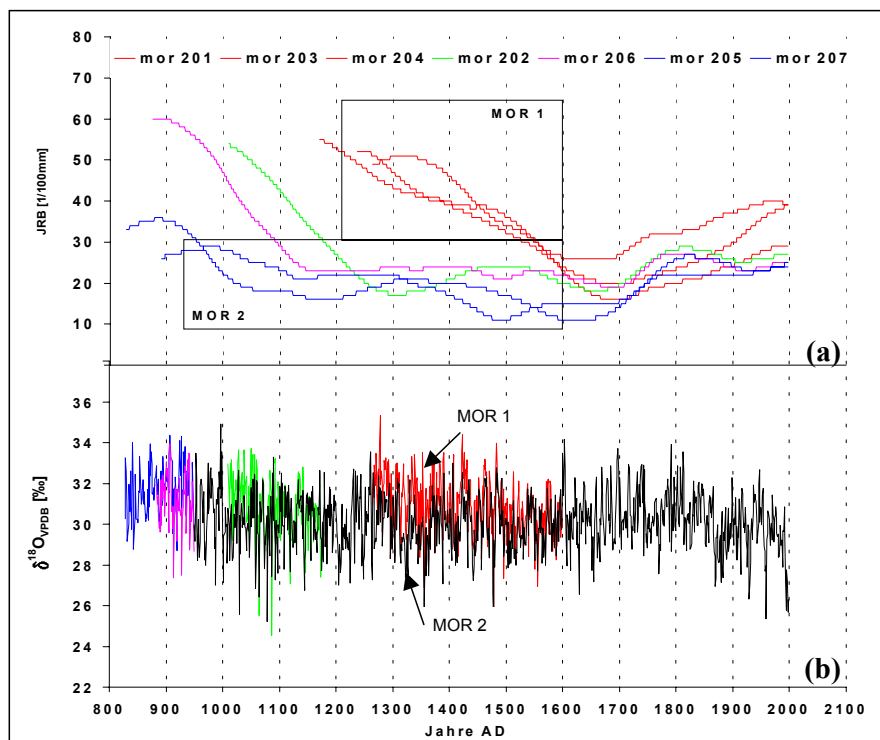


Abb. 6.21: JRB-Langzeitrends der Isotopenbäume MOR/hoch (a) und $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch (b); rot und schwarz = Mischkurven aus mehreren Bäumen; andere Farben = Einzelbäume

Die jeweiligen Korrelationskoeffizienten und Gleichläufigkeiten weisen auf hohe Übereinstimmung der Zeitreihen hin. Die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen und langfristigen Entwicklungen verlaufen noch synchroner als die der $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen. Allerdings zeigen sich wiederum leichte Abweichungen in den Langfristtrends (**Abbildung 6.22 a und b**). Die Bäume mit den hohen Zuwächsen der ersten Jahrhunderte liegen zunächst über der Poolkurve und nähern sich ihr sukzessive an. Doch auch hier liegen die maximalen Differenzen jeweils im Rahmen der Standardabweichungen innerhalb der Serien. So stehen einer maximalen Differenz von 1,6‰ zwischen MOR 1 und MOR 2 interne Standardabweichungen von 1,3‰ (MOR 2) und 1,5‰ (MOR 1) gegenüber. Die Differenz

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

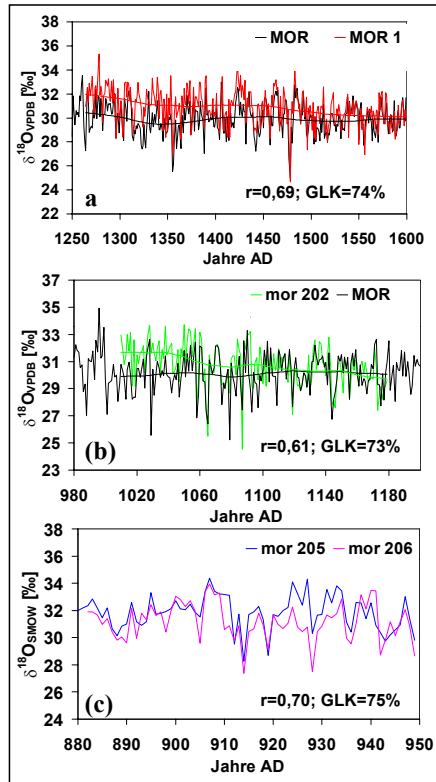


Abb. 6.22: Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von Pool- und Einzelkurven an MOR/hoch

zwischen Baum 202 und MOR 2 beträgt 1,8‰, während deren Standardabweichungen bei 1,6‰ bzw. 1,4‰ liegen. Baum 205 und 206 befinden sich durchgängig auf einem Niveau. Auch in diesen Fällen ist eine Einbeziehung der Einzelbäume in den Pool bzw. eine Mittelung der Pools unproblematisch und beeinflusst nicht deren säkulare Schwankungen.

Abbildung 6.23 stellt die 1200-jährige $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch vor. Wie oben besprochen wurde, kann auch diese – wie die $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie – aufgrund der geringen Streuung der Einzelserien und deren einheitlicher Niveaus anhand ihrer Rohwerte diskutiert werden. Grau sind die Originaldaten auf Jahresbasis, schwarz der 401-jährige und der 15-jährige Filter, rot der 101-jährige Filter und die schwarze Linie der Mittelwert der Zeitreihe. Von einem zunächst erhöhten Niveau bis 1000 AD fallen die Werte im langfristigen Mittel (401-

jähriger Filter) bis ca. 1200 AD. Danach erfolgt eine positive Wellenbewegung, die um 1500 AD wieder ins negative umschlägt. Ende des 17. bis Anfang des 18. Jahrhunderts werden die Werte noch einmal positiver und fallen dann kontinuierlich bis zur Waldkante ab. Aufgesetzt auf dieses mehrhundertjährige Signal sind säkulare Schwankungen (rot), die im Gegensatz zu der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie unregelmäßiger verlaufen. Etwas verwunderlich ist der beschriebene Abfall im 19. und 20. Jahrhundert, der auch durch den 101-jährigen Filter hervorgehoben wird und an den Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie erinnert. Inwieweit dieses Signal natürlich ist, oder ob sich auch hier ein anthropogener Einfluss durchpaust, kann an dieser Stelle noch nicht beantwortet werden.

6.3 ERGEBNISSE – $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen

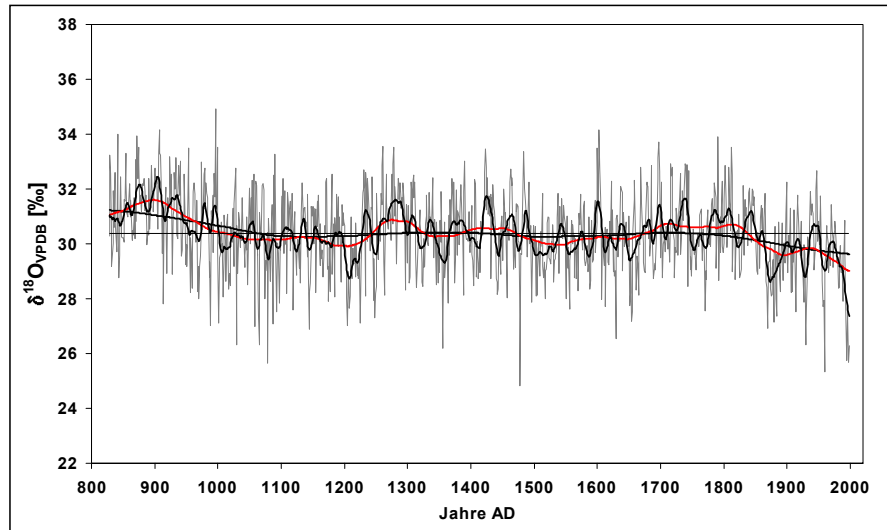


Abb.6.23: $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch – rot: 101-jähriger Filter, schwarz: 401-jährige und 15-jährige Filter; Linie: Mittelwert der Zeitreihe

6.4 VERGLEICH DER JAHRRINGPARAMETER

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die Jahrringparameter Jahrringbreite, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ auf Standortebeine, standortübergreifend und bezogen auf die 1200-jährige Chronologie besprochen. Im Mittelpunkt der folgenden Ausführungen steht der Vergleich der drei Parameter bezogen auf die vier Standorte im Zeitfenster 1900-1998 AD (Kap. 6.4.1) und auf die langen Chronologien (Kap. 6.4.2). Es ergeben sich folgende Fragen:

1. Existieren systematische Zusammenhänge zwischen den Jahrringparametern?
2. Wenn ja, sind diese Zusammenhänge raum- und zeitabhängig?
3. Sind die Erkenntnisse auf die 1200-jährigen Chronologien übertragbar?

Die drei Parameter liegen ursprünglich in verschiedenen Angaben vor (1/100mm, ‰ im positiven Bereich und ‰ im negativen Bereich). Nach der Standardisierung an den Filtern oder den Mittelwerten werden Unterschiede in den Werteniveaus minimiert und die Streuungen innerhalb eines Parameters ausgeglichen. Die Standardabweichungen zwischen den Parametern liegen dennoch in verschiedenen Größenordnungen (im Mittel 0,02 bei den 51d-standardisierten $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen bis zu 0,2 bei den 51d-standardisierten JRB). Das Problem wird durch die z-Transformation gelöst, indem die Mittelwerte der jeweiligen Zeitreihen auf null und die Standardabweichungen auf eins gesetzt werden (Kap. 5.2.2). Die relativen Angaben sind nun für alle Parameter dieselben (es ist also nur eine y-Achse nötig) und sowohl hoch- als auch niederfrequente Variationen sind direkt vergleichbar. Als Maß für die Ähnlichkeiten bzw. Unterschiede zwischen den Datensätzen dienen (i) Korrelationskoeffizient und Gleichläufigkeit, berechnet über die gesamte Länge der Zeitreihen und (ii) Gleitkorrelationen für vordefinierte Zeitfenster, die dann über die Reihen „geschoben“ werden. Somit kann die zeitliche Variabilität der Zusammenhänge aus (i) untersucht werden.

6.4.1 Standortbezogener Vergleich

Die Gegenüberstellung von JRB, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ an jedem der vier Standorte erfolgt im Zeitraum 1900-1998 AD anhand der 51d-Indizes. Parallel wurden auch Berechnungen mit den Rohwerten durchgeführt. In allen Fällen verbessern sich die Korrelationen nach der Standardisierung, da altersbedingte und anthropogen induzierte Langzeittrends in den JRB und $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen wegfallen. Hier werden ausschließlich die Resultate der Berechnungen mit den Index-Serien vorgestellt. Die oben beschriebene z-Transformation erleichtert die Darstellung, tangiert die Werte von r und GLK jedoch nicht. In den folgenden fünf **Abbildungen 6.24 bis 6.28** sind im oberen Teil der Graphiken jeweils zwei der drei Parameter gegenübergestellt. Die z-transformierten 51d-Indexserien sind mit einem 15-

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

jährigen Filter geglättet, um die dekadischen Schwankungen sichtbar zu machen. Der untere Teil zeigt die Gleitkorrelationen im 20-jährigen Zeitfenster. Die angegebenen Werte von GLK und r wurden für die Gesamtserien ermittelt. Das Zeitfenster für die Berechnung der Gleitkorrelationen umfasst 20 Jahre. Dieser Zeitraum beinhaltet einerseits eine relativ große Anzahl an Wertepaaren, andererseits ist das Fenster klein genug, um mittelfristige Änderungen der Zusammenhänge zu erfassen. Die Kurve ist folgendermaßen zu lesen: Der Wert 1998 AD gibt die Höhe des Korrelationskoeffizienten zwischen den beiden Serien im Zeitfenster 1978 bis 1998 AD an, der Wert 1997 ist r für 1977 bis 1997 AD usw. Der letzte Wert 1919 AD beinhaltet also den Zeitraum 1900 bis 1919 AD. In dem Bereich zwischen den Linien sind die Korrelationskoeffizienten nicht signifikant, beim Überschreiten der Linien wird das 90%-Signifikanzniveau erreicht.

6.4.1.1 RAM/hoch

Abbildung 6.24 stellt die drei untersuchten Jahrringparameter am südlich gelegenen und feuchtesten Standort RAM/hoch gegenüber.

Bei der Betrachtung der Werte für GLK und r und der Perioden, in denen die Gleitkorrelationen den nicht signifikanten Bereich überschreiten, zeigen sich zwischen allen Parametern, wenn überhaupt, nur schwach ausgeprägte Zusammenhänge. Zwischen JRB und $\delta^{13}\text{C}$ sind gleichgerichtete oder gegenläufige Jahr-zu-Jahr-Schwankungen, ausgedrückt durch GLK, mit 58% zufällig verteilt (**Abbildung 6.24 a**). Auch r , berechnet für die Gesamtserien, ist nicht signifikant. Allerdings übersteigt die Gleitkorrelation ab 1984 bis 1998 AD das positive 90%-Signifikanzniveau. Im Zeitraum 1964 bis 1998 AD sind also gleichgerichtete Schwankungen feststellbar. An den Kurven wird ersichtlich, dass in diesen Zeitraum v.a. interannuelle Ähnlichkeiten fallen. Markant sind die synchronen Peaks 1989 AD und 1983 AD. An den dekadischen Trends (geglättete Kurven) ist eine kontinuierliche, wenn auch in der Intensität schwankende Gegenläufigkeit erkennbar, die durch die Korrelationskoeffizienten nicht erfasst wird¹⁸. Am deutlichsten sind die spiegelbildlichen Wellenbewegungen von 1920 bis Ende der 1940er.

Ein ähnliches Bild ergibt der dekadische Vergleich von JRB und $\delta^{18}\text{O}$ (**Abbildung 6.24 b**). Beide verhalten sich mittelfristig eher gegenläufig mit der eben erwähnten ausgeprägten Wellenbewegung 1920 bis Ende der 1940er. Darüber hinaus paust sich in den über die Gesamtserien errechneten Werten von GLK und r ein schwacher negativer Zusammenhang durch, also die Koppelung schmaler Jahrringe mit hohen Isotopenwerten und umgekehrt. Die Gleichläufigkeit von „nur“ 39% sagt aus, dass in 61% aller Fälle die

¹⁸ Korrelationsberechnungen zwischen geglätteten Zeitreihen haben grundsätzlich das Problem, dass durch die hohe Autokorrelation die Anzahl der Freiheitsgrade stark reduziert wird. Daher wird an dieser Stelle auf solche Berechnungen verzichtet.

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

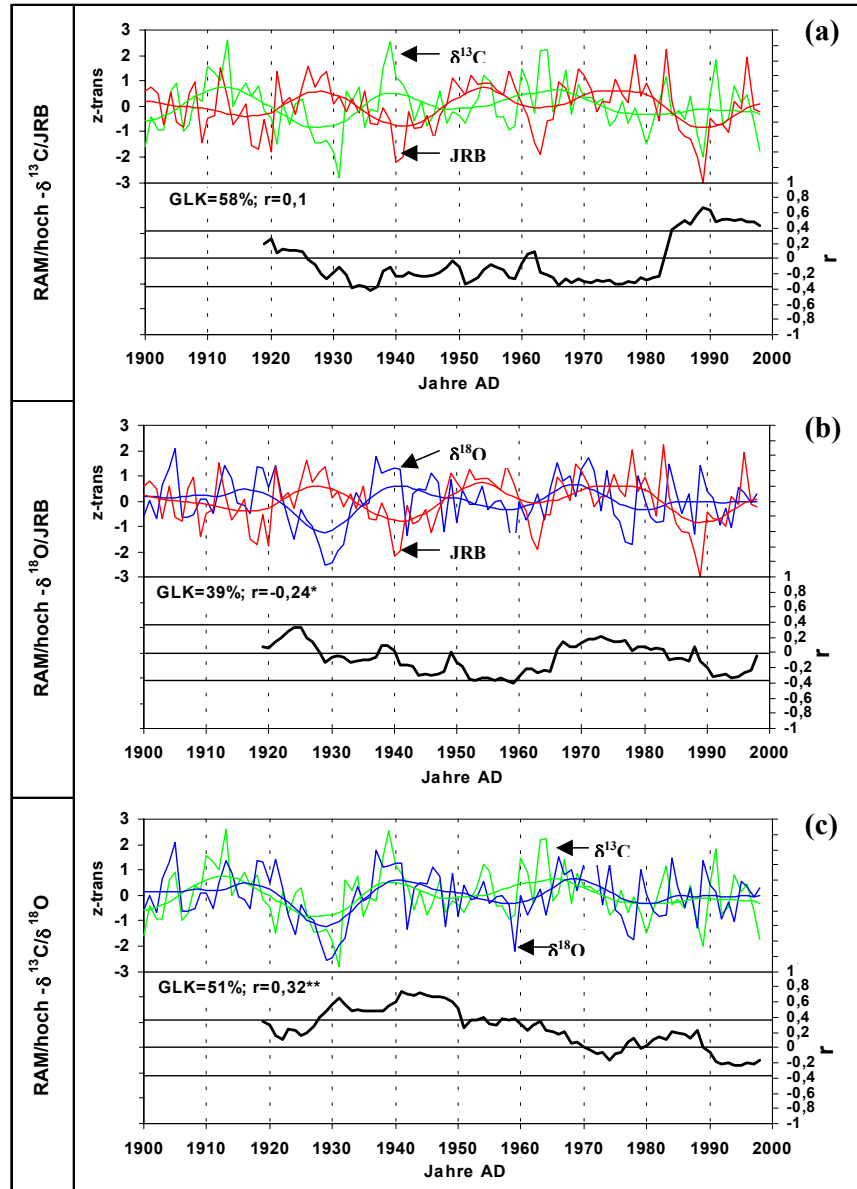


Abb. 6.24: Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort RAM/hoch – rot => JRB-Chronologie, grün => $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie mit den drei Korrekturen („atm“, „atm+Kür“ und „atm+Feng“) blau => $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie; schwarz => Gleitkorrelationen im 20-jährigen Zeitfenster; (*)=95% Signifikanz, (**) =99% Signifikanz, (***)=99,9% Signifikanz

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

Jahr-zu-Jahr-Schwankungen beider Parameter gegenläufig sind. Der negative Korrelationskoeffizient von $-0,24$ ist zu 95% signifikant. Die Gleitkorrelationen in 20-jährigen Fenstern werden jedoch in keinem Zeitraum aussagekräftig. Im Vergleich zum Verhältnis von JRB und $\delta^{13}\text{C}$ erhöht sich hier also der Zusammenhang im hochfrequenten Bereich, d.h., in den Jahr-zu-Jahr-Schwankungen.

Da sich beide Isotopenparameter leicht gegenläufig zu den Jahrringbreiten verhalten, ergibt konsequenterweise die Gegenüberstellung von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ einen schwach positiven Zusammenhang (**Abbildung 6.24 c**). Dieser offenbart sich in dem zu 99% signifikanten Wert von r (0,32). Die interanuellen Variationen sind mit 51% Gleichläufigkeit unsystematisch verteilt, die Ähnlichkeit konzentriert sich also wieder auf die mittelfristigen Schwankungen. Die Gleitkorrelationen heben einen starken Zusammenhang im Fenster 1910 bis 1950 AD hervor, mit höchsten Werten zwischen 1920 und 1950 AD, dem Zeitraum, der beim Vergleich mit den Jahrringbreiten bereits auffallend war.

6.4.1.2 BAG/hoch

Der als feucht/kühl klassifizierte Standort an der oberen Waldgrenze im Bagrottal, BAG/hoch, zeigt ähnlich geringe Zusammenhänge der drei Jahrringparameter wie RAM/hoch. Zwischen Jahrringbreiten und $\delta^{13}\text{C}$ ergeben die Berechnungen über die Gesamtserien keinerlei Ähnlichkeiten, wie aus den Werten von GLK und r ersichtlich ist (**Abbildung 6.25a**). Die Gleitkorrelationen übersteigen an einigen Stellen knapp das 90%-Signifikanzniveau. Bemerkenswert ist, dass der Zusammenhang zwischen positiven und negativen Werten wechselt. So zeichnet sich ein schwacher Synchronismus zwischen 1952 und 1990 AD ab, sicherlich betont durch die Gleichläufigkeit der Werte um 1970 bis 1980 AD. Dasselbe gilt für die negative Korrelation 1940 bis 1960 AD und wiederum für die positiven davor. Insgesamt sind die Zusammenhänge jedoch so schwach, dass der beschriebene Wechsel an dieser Stelle nicht diskutiert wird. Beim visuellen Vergleich der 15-jährigen Filter treten die an RAM/hoch festgestellten gegenläufigen Wellenbewegungen weniger deutlich hervor. Von 1900 bis 1935 AD sind solche erkennbar, speziell das Zeitfenster 1920 bis Ende der 1940er Jahre ist von RAM/hoch bekannt, danach schwächen sich diese jedoch vor allem in den $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen ab.

Vergleichbare Bedingungen ergeben sich im Verhältnis JRB- $\delta^{18}\text{O}$ (**Abbildung 6.25b**). Weder GLK noch r erreichen aussagekräftige Werte, auch die Gleitkorrelationen sind weitgehend nicht signifikant. Einzig in dem aus **Abbildung a** bekannten Zeitraum ca. 1940 bis 1960 AD ist der Zusammenhang schwach positiv. Die geglätteten Kurven zeigen wiederum eine gegenläufige Wellenbewegung von 1920 bis Ende der 1940er Jahre, 1950 bis 1980 AD verlaufen die mittelfristigen Schwankungen dann eher parallel.

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

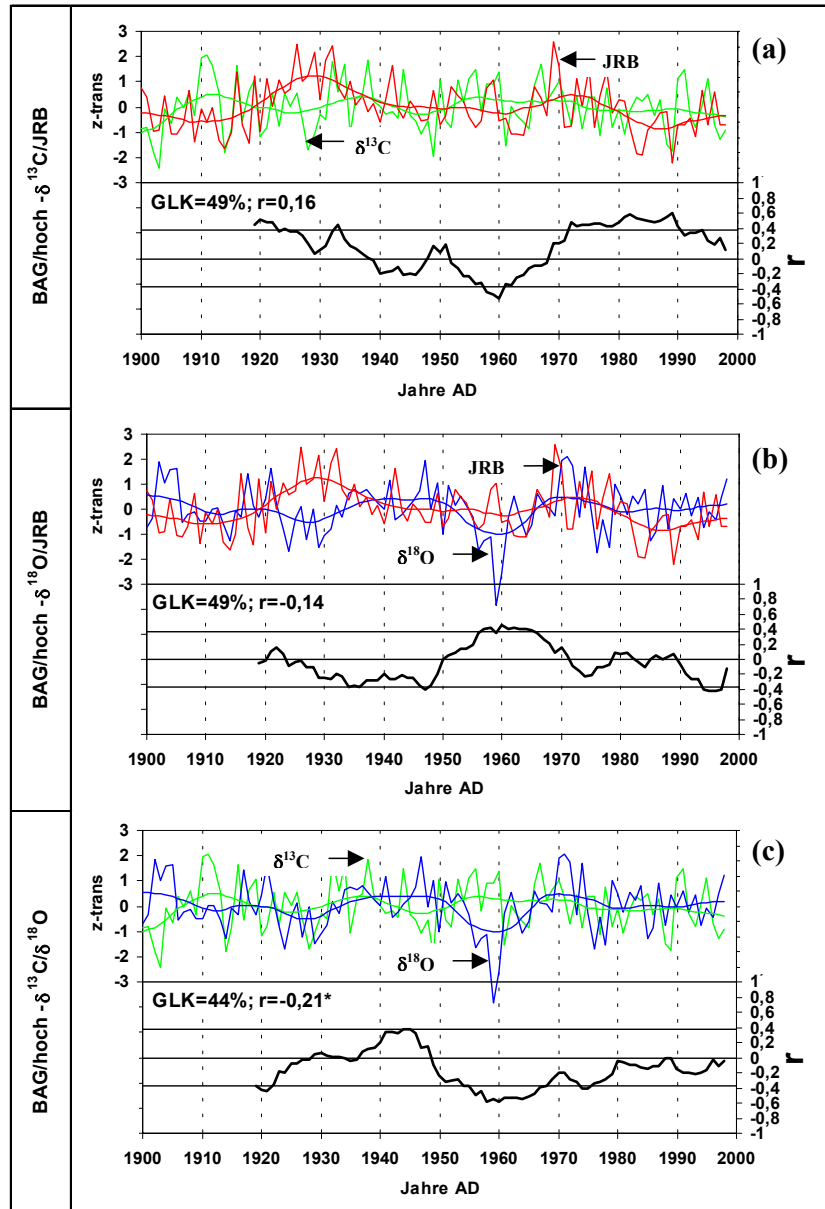


Abb. 6.25: Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort BAG/hoch – rot => JRB-Chronologie, grün => $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie mit den drei Korrekturen („atm“, „atm+Kür“ und „atm+Feng“) blau => $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie; schwarz => Gleitkorrelationen im 20-jährigen Zeitfenster; (*)=95% Signifikanz, (**) =99% Signifikanz, (***)=99,9% Signifikanz

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

Die Korrelationsberechnungen an den beiden Isotopenparametern weisen im Gegensatz zu RAM/hoch auf schwach negative Zusammenhänge hin. r für die Gesamtzeitreihen ist mit -0,21 zu 95% signifikant, die Gleitkorrelationen betonen dabei den Zeitraum Mitte der 30er bis Mitte der 60er Jahre. Die mittelfristigen Trends lassen keine eindeutigen Zusammenhänge erkennen, Phasen tendenziell paralleler Kurvenverläufe wechseln unsystematisch mit gegenläufigen Perioden oder Zeiten, wo nur einer der beiden Parameter eine Wellenbewegung aufweist.

Sowohl für RAM/hoch als auch für BAG/hoch lässt sich zusammenfassen, dass die drei Jahrringparameter JRB, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ weitgehend unabhängig voneinander sind. Systematische Zusammenhänge treten nur vereinzelt und schwach ausgeprägt auf.

6.4.1.3 BAG/tief

Der trocken/warme Standort BAG/tief nahe der unteren Waldgrenze im Bagrottal unterscheidet sich bezüglich des Zusammenhanges der Jahrringparameter von den beiden vorangegangenen Untersuchungsflächen. Zwischen allen Parametern sind signifikante Korrelationen feststellbar, und auch die Gleich- bzw. Gegenläufigkeiten erreichen höhere Werte. Am markantesten ist der Zusammenhang zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und JRB (**Abbildung 6.26a**). Die GLK von nur 21% zeigt, dass in 79% aller Fälle die interannuellen Variationen gegenläufig sind. Der Korrelationskoeffizient, berechnet für die gesamten Datensätze, übersteigt mit -0,74 weit das 99,9%-Signifikanzniveau und hebt die inverse Koppelung der Parameter hervor. Ebenso bewegen sich die Gleitkorrelationen durchgehend oberhalb des Signifikanzniveaus. Geringer sind die Zusammenhänge lediglich in den Zeiträumen 1919 bis 1939 AD, 1937 bis 1961 AD und 1959 bis 1980 AD. Geringe Zuwächse und hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (enge Stomata-Aperturen) deuten auf Stresssituationen, umgekehrt sind breite Jahrringe und niedrige Isotopenwerte (weite Stomata-Aperturen) Ausdruck günstiger Wachstumsbedingungen. An diesem Standort pausen sich offensichtlich die im Vergleich zu den beiden vorangegangenen Hochlagenstandorten ungünstigen Feuchtebedingungen durch, welche auf beide Parameter ähnlich starken Einfluss nehmen und ihnen signifikant gegenläufige Tendenz geben.

Der Zusammenhang zwischen JRB und $\delta^{18}\text{O}$ ist schwächer ausgeprägt, die Korrelationskoeffizienten erreichen jedoch an diesem Standort im Verhältnis zu den anderen die höchsten Werte (**Abbildung 6.26 b**). Auch zwischen diesen beiden Parametern besteht eine inverse Koppelung (-0,27). Die Gleitkorrelationen erreichen während eines langen Zeitraumes, 1921 bis 1976 AD, durchgehend 90% Signifikanz und überschreiten 1947 bis 1953 AD sogar das 99,9%-Signifikanzniveau. Das heißt, besonders

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

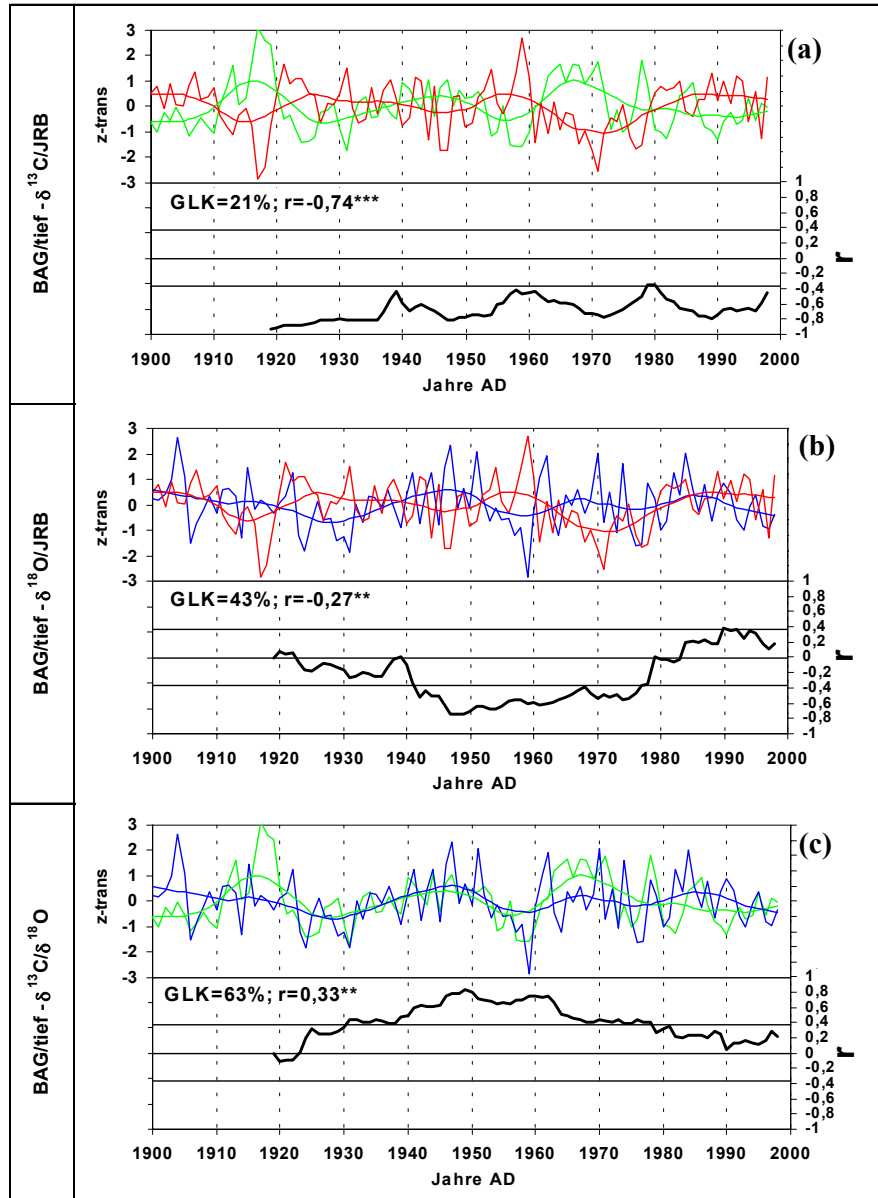


Abb. 6.26: Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort BAG/tief – rot => JRB-Chronologie, grün => $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie mit den drei Korrekturen („atm“, „atm+Kür“ und „atm+Feng“) blau => $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie; schwarz => Gleitkorrelationen im 20-jährigen Zeitfenster; (*)=95% Signifikanz, (**) = 99% Signifikanz, (***) = 99,9% Signifikanz

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

eng sind im Zeitraum 1927 bis 1953 AD die beiden Parameter gekoppelt. Die gegenläufigen Trends sind auch in den Filterkurven erkennbar. Allerdings verlaufen diese zu Beginn des Jahrhunderts (1900 bis 1910 AD) und in den 80er und 90er Jahren parallel.

Wie an RAM/hoch ist auch am vorliegenden Standort BAG/tief die Konsequenz aus der jeweiligen Gegenläufigkeit zwischen Isotopen und JRB ein gleichläufiges Verhalten der beiden Isotopenserien (**Abbildung 6.26 c**). Der Zusammenhang zwischen den Zeitreihen liegt mit 0,33 in derselben Größenordnung wie an RAM/hoch, allerdings verlaufen die hochfrequenten Jahr-zu-Jahr-Schwankungen ähnlicher, wie die Gleichläufigkeit von 63% zeigt. Die Gleitkorrelationen erreichen etwa im selben Zeitraum wie diejenigen von **Abbildung 6.26 b** Signifikanz, ebenfalls mit höchsten, diesmal positiven Werten 1927 bis 1953 AD. Die 15-jährigen Filter unterstreichen die Ähnlichkeit der Isotopenkurven. Die Wellenbewegungen sind in weiten Teilen parallel, mit etwas größeren Amplituden in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (1910 bis 1920 AD, 1960 bis 1975 AD). Wiederum fallen die Zeiträume 1900 bis 1910 AD und 1980 bis 1998 AD dadurch auf, dass sich hier das generelle Verhalten ins Gegenteil umkehrt, denn die Kurven verlaufen hier invers.

6.4.1.4 MOR/hoch

Inwieweit am Standort MOR/hoch Zusammenhänge zwischen den drei Jahrringparametern bestehen, ist von besonderem Interesse, denn von diesem Standort liegen die 1200-jährigen Isotopenchronologien vor. Möglicherweise ergeben sich aus dem Grad der Abhängigkeiten Hinweise auf das Potenzial zur Klimarekonstruktion. Die Korrelationen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und JRB in **Abbildung 6.27 (a)** zeigen die zweithöchsten Werte (nach BAG/tief). Die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen sind zwar zufällig verteilt (GLK=50%), r erreicht aber mit $-0,35$ 99,9%-Signifikanz, was auf negative Zusammenhänge im niederfrequenten Bereich hinweist. Allerdings existieren auch Phasen, in denen die Korrelationen einbrechen (1916 bis 1950 AD) oder sogar schwach ins Positive umschwenken (1952 bis 1972 AD). Visuell ist dies an den Filterkurven nachzuvollziehen. Bis 1920 AD sind die Wellen gegenläufig, nähern sich dann an und bewegen sich bis Mitte der 60er Jahre eher parallel. Dann steigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, während die JRB weiter fallen. Der inverse Verlauf setzt sich bis 1990 AD fort, und in den letzten 8 Jahren ist schließlich eine parallele Abwärtstendenz festzustellen.

Ähnliches gilt für das Verhältnis von JRB und $\delta^{18}\text{O}$ (**Abbildung 6.27 b**). Auch hier ist der Zusammenhang generell negativ, in diesem Fall äußert sich das auch in den interannuellen Variationen mit einer Gegenläufigkeit von 65% (GLK=35%). Der Korrelationskoeffizient erreicht hier nur das niedrigste Signifikanzniveau. Die Gleitkorrelationen weisen auf negative Beziehungen in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts hin, was die 15-jährigen

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

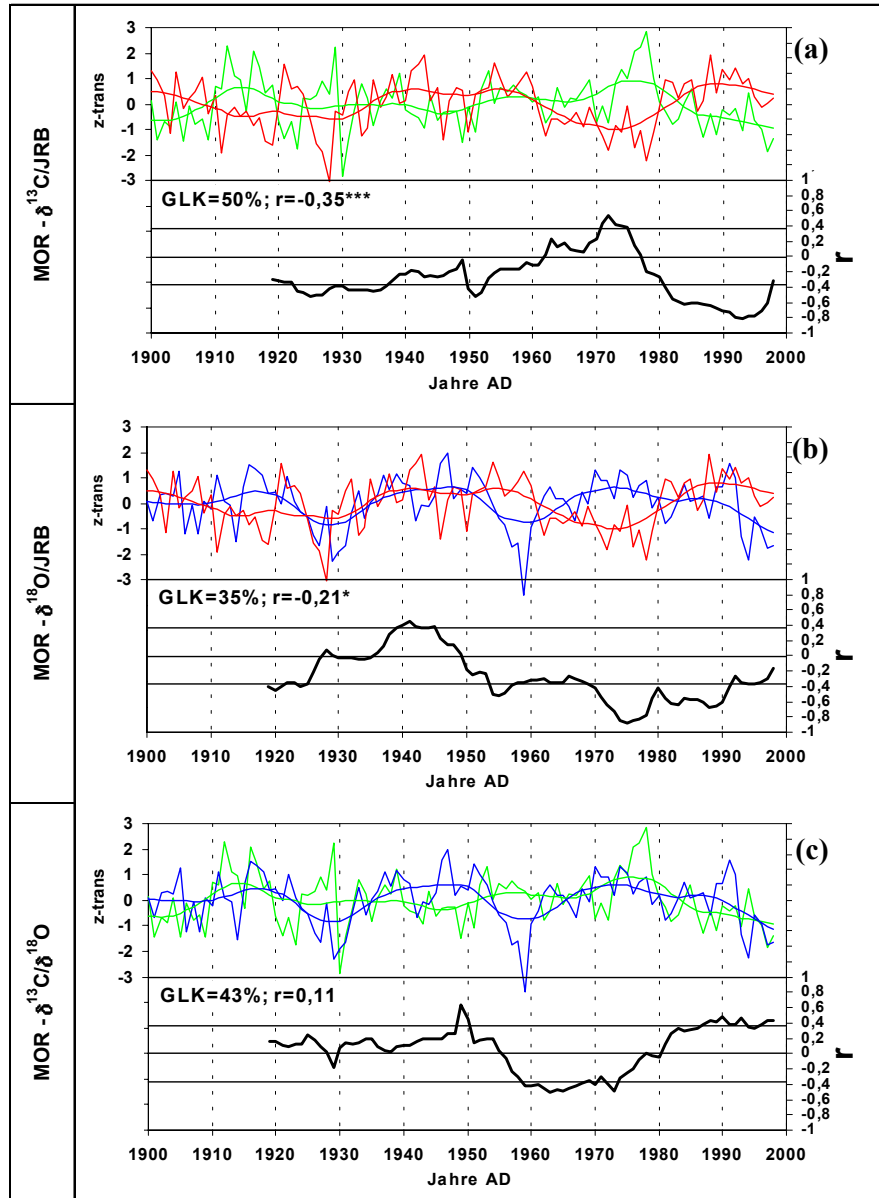


Abb. 6.27: Zusammenhang zwischen den Jahrringparametern am Standort MOR/hoch – rot => JRB-Chronologie, grün => $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie mit den drei Korrekturen („atm“, „atm+Kür“ und „atm+Feng“) blau => $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie; schwarz => Gleitkorrelationen im 20-jährigen Zeitfenster; (*)=95% Signifikanz, (**) =99% Signifikanz, (***)=99,9% Signifikanz

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

Filter in den gegensätzlichen Verläufen der beiden Parameter widerspiegeln. Die gleichgerichteten Trends Mitte der 20er Jahre bis 1940 AD werden durch den schwach positiven Korrelationskoeffizienten 1940 AD hervorgehoben.

Der Zusammenhang zwischen den Isotopenparametern ist an MOR/hoch von allen Standorten am schwächsten ausgeprägt (**Abbildung 6.27 c**). Weder GLK noch r sind signifikant. In einzelnen 20-jährigen Zeitfenstern bestehen schwach positive wie negative Abhängigkeiten. Am auffälligsten ist der Peak 1949 AD, der eine Ähnlichkeit in den Variationen zwischen 1929 und 1949 AD beschreibt. Die dekadischen Schwankungen verhalten sich auch uneinheitlich. Gegenläufige Wellenbewegungen treten zwischen 1935 und 1968 AD und in den 80er Jahren auf. Tendenziell gleichgerichtete Bewegungen, wenn auch zeitlich etwas versetzt, sind zwischen 1910 und 1920 AD und zwischen 1968 und 1980 AD festzustellen.

Es bleibt festzuhalten, dass die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Parametern an MOR/hoch generell schwach ausgebildet sind. Am ähnlichsten verhalten sich, wie an BAG/tief, JRB und $\delta^{13}\text{C}$. Die Klassifikation von MOR im Ökogramm als kalt/trocken wird demnach durch den Vergleich der Parameter bestätigt. Möglicherweise äußert sich an diesem Standort der zeitweise Wassermangel sowohl in den Jahrringbreiten als auch im $\delta^{13}\text{C}$. Das ist ein Hinweis darauf, dass die Temperatur hier nicht als ausschließlich steuernder Faktor angesehen werden kann. In der weitgehenden Unabhängigkeit der Parameter steckt das Potenzial für eine saisonal und klimatisch differenzierte Rekonstruktion vergangener Umweltbedingungen.

Zusammenfassung

- ⇒ Der Zusammenhang zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Jahrringbreite ist abhängig von der Standortökologie und hier vor allem von den Feuchtebedingungen. Je trockener die Standortbedingungen werden, desto höher sind beide negativ korreliert. Am markantesten ist der inverse Zusammenhang an dem nahe der unteren Waldgrenze gelegenen Standort BAG/tief, wo die Trockenheit zum dominanten Einflussfaktor wird und an dem kühl/trockenen Standort MOR/hoch.
- ⇒ Für die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen wurde in Kapitel 6.2.1 eine, im Vergleich zu den anderen Jahrringparametern große Ähnlichkeit zwischen allen Standorten festgestellt – sowohl hoch-, als auch niederfrequent. Daher sind Änderungen in der Stärke der Zusammenhänge von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ respektive JRB eher durch die größere Variabilität der letztgenannten begründet als durch die standortabhängigen Veränderungen von $\delta^{18}\text{O}$.

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

- ⇒ Niederfrequent sind die Zusammenhänge zwischen allen Parametern stärker ausgeprägt als hochfrequent. Dabei verhalten sich die beiden Isotopenparameter tendenziell gleichläufig, der Zusammenhang zu den Jahrringbreiten ist jeweils tendenziell gegenläufig. Es treten jedoch immer auch Phasen auf, wo die Richtung des Zusammenhangs wechselt.
- ⇒ Insgesamt sind die Ähnlichkeiten der drei Parameter zu gering (ausgenommen JRB- $\delta^{13}\text{C}$ an BAG/tief), um auf einen gemeinsamen exogenen Einflussfaktor hinzuweisen. Vielmehr reagieren JRB, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ vermutlich auf unterschiedliche Klimatelemente bzw. deren Kombination und möglicherweise auch saisonal differenziert (siehe Kapitel 6.6).

6.4.2 1200-jährige Chronologien

Im folgenden werden die Zusammenhänge zwischen den Jahrringparametern bezogen auf die langen Chronologien untersucht. Datenbasis sind die Rohwerte der Isotopenchronologien und die am Mittelwert standardisierte Jahrringbreitenchronologie. Die jeweiligen Zeitreihen wurden aus Vergleichbarkeitsgründen wieder z-transformiert. Hier sind zur besseren Übersichtlichkeit des hochfrequenten Bereiches nicht mehr die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen dargestellt, sondern die 15-jährigen Filter. Fokussiert werden soll neben den kurz- und mittelfristigen Schwankungen das niederfrequente Signal, hervorgehoben durch 401-jährige Filter. Man sollte jedoch auch bei der Fokussierung auf langfristige Schwankungen im Auge behalten, dass der grundlegende Vorteil von Jahrringen im Gegensatz zu den meisten anderen Archiven die hochauflösende Struktur ist. Die Gleitkorrelationen wurden für 100-jährige Zeitfenster ermittelt. Der Wert 1998 AD beschreibt demnach den Zusammenhang der Serien im Zeitraum 1898 bis 1998 AD, der Wert 1997 die Korrelation der Periode 1897 bis 1997 AD usw. Linien markieren 90%-Signifikanzniveaus. Es sind keine Gleichläufigkeiten und Korrelationskoeffizienten für die gesamten Reihen angegeben, da diese in keinem Fall signifikante Werte erreichen. Um den Zusammenhang zwischen den dekadischen und niederfrequenten Filtern abschätzen zu können, sind in den kleinen Diagrammen rechts die zwischen diesen Filtern berechneten Korrelationskoeffizienten angegeben. In **Abbildung 6.28 a** sind JRB und $\delta^{13}\text{C}$ gegenübergestellt. Die Aufspaltung der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve ab 1800 AD beruht auf den verschiedenen Korrekturen des atmosphärischen Quellwertes, i.e. CO_2 und $\delta^{13}\text{CO}_2$. In der niedrigsten Kurve ist nur die Veränderung des atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ -Quellwertes berücksichtigt, die mittlere entspricht der Korrektur „atm+Kür“ und die höchste der Korrektur „atm+Feng“. Dementsprechend ergeben sich für die letzten 200 Jahre unterschiedliche Korrelationen, die farblich voneinander abgehoben sind.

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

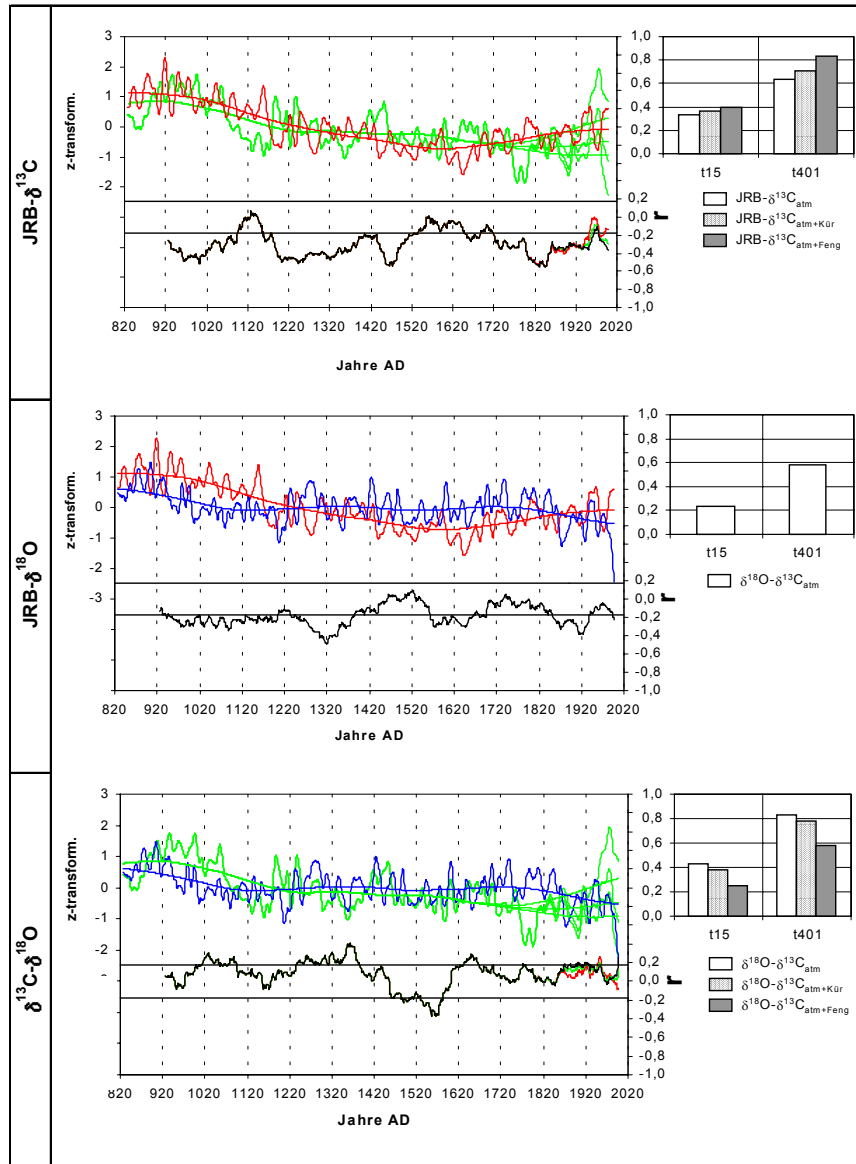


Abb. 6.28: 1200-jährige Zeitreihen der drei Jahrringparameter – rot => JRB-Chronologie, grün => δ¹³C-Chronologie mit den drei Korrekturen (tiefste Kurve => „atm“, mittlere Kurve => „atm+Kür“, höchste Kurve => „atm+Feng“); blau => δ¹⁸O-Chronologie; schwarz => Gleitkorrelationen im 100-jährigen Zeitfenster; Linien => 90%-Signifikanzniveau; kleine Diagramme => Korrelationskoeffizienten der in den Graphiken dargestellten Filter – t15=15-jähr. Filter, t401=401-jähr. Filter

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

Die Gleitkorrelationen zwischen den beiden Parametern sind in weiten Teilen schwach negativ signifikant und übersteigen sogar zeitweise das höchste, 99,9%-Signifikanzniveau. Auffallend sind hier die Zeiträume ca. 1070 bis 1520 AD und ca. 1720 bis 1950 AD. Die signifikanten Werte im vorab besprochenen Zeitraum 1900 bis 1998 AD resultieren aus den nun beibehaltenen Langzeittrends, die in den vorherigen Berechnungen durch die 51d-Standardisierung eliminiert waren. Betrachtet man parallel zu den Gleitkorrelationen die beiden Jahrringzeitreihen, fällt auf, dass sich die hohen negativen Korrelationen vorwiegend aus der visuell erkennbaren Gegenläufigkeit im hochfrequenten Bereich ergeben. Das niederfrequente Signal, ausgedrückt in den 401-jährigen Filtern, zeigt im Gegensatz dazu deutliche Parallelitäten. Vor allem in den ersten 400 Jahren (828 bis ca. 1220 AD) sind die Langzeittrends gleichläufig. Während die JRB-Werte weiter abfallen und ihr Minimum Ende des 16. Jahrhunderts erreichen, bleiben die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte über 400 Jahre etwa auf dem Niveau von 1200 AD. Je nach Stärke der Korrektur fallen sie dann kontinuierlich bis in die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts („atm“-Korrektur) oder erreichen ihr absolutes Minimum Anfang des 19. Jahrhunderts und steigen danach wieder („atm+Feng“-Korrektur). Die Jahrringbreiten nehmen nach ihrem Minimum kontinuierlich zu, wobei der Anstieg ab Mitte des 19. Jahrhunderts flacher wird. Die niederfrequente Ähnlichkeit der Datensätze wird durch die Korrelationsberechnungen mit den Filterkurven (Diagramm rechts) bestätigt. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Absolutwerte von r die Zusammenhänge überbetonen. Aufgrund der hohen Autokorrelation der gefilterten Datensätze reduziert sich die Anzahl der Freiheitsgrade so stark, dass das Signifikanzniveau über 0,8 liegt. Daher dürfen nur die Trends interpretiert werden. Interessant sind speziell die Veränderungen der Werte aufgrund der verschiedenen CO_2 -Korrekturen in den $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven. Die größte Ähnlichkeit besteht danach zwischen der Jahrringbreitenchronologie und der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve mit der stärksten CO_2 -Korrektur (Korrektur der Veränderungen im atmosphärischen $\delta^{13}\text{CO}_2$ und des pflanzenphysiologischen Effektes nach FENG & EPSTEIN).

Der Vergleich von $\delta^{18}\text{O}$ und JRB ergibt geringere Ähnlichkeiten (**Abbildung 6.28 b**). Die Werte der Gleitkorrelationen bewegen sich auch im negativen Bereich, sind aber insgesamt niedriger als die Werte in Abbildung 6.28 a. Auch die Perioden stärkster Zusammenhänge differieren. Allein zwischen ca. 1150 und 1370 AD sind ähnlich negative Korrelationen wie beim Vergleich von $\delta^{13}\text{C}$ und JRB festzustellen. Und auch hier haben die hochfrequenten Schwankungen an der Höhe der Korrelationen erheblichen Anteil. Niederfrequent treten keine klaren Synchronitäten hervor. Bis ca. 1100 AD fallen die Kurven beider Parameter, doch bereits ab diesem Zeitpunkt bleiben die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weitgehend auf einem Niveau, während sich der aus Abbildung 6.28a bekannte Abwärtstrend der Jahrringbreiten fortsetzt. Ab 1800 AD fallen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weiter bis in

6.4 ERGEBNISSE - Vergleich der Jahrringparameter

jüngste Zeit, während die JRB ansteigen. Zwischen 1450 und 1850 AD sind in den 15-jährigen Filterkurven parallele Wellen, wenn auch mit unterschiedlichen Amplituden, festzustellen, die durch die steifen 401-jährigen Filter nivelliert werden. Insgesamt zeigen sich weder über lange Zeit kontinuierlich negative noch kontinuierlich positive Zusammenhänge. Die niedrigen Korrelationskoeffizienten der Filterkurven (rechts) bestätigen die Unähnlichkeit der Chronologien, wobei die positiven Werte darauf hinweisen, dass eher eine schwach ausgeprägte Gleich- als Gegenläufigkeit vorhanden ist.

Schließlich erfolgt die Gegenüberstellung der beiden Isotopenparameter (**Abbildung 6.28 c**). Auch hier wechseln hoch- (Gleitkorrelationen) und niederfrequente Perioden ähnlichen und gegenläufigen Verhaltens. Sind die Werte der Gleitkorrelationen signifikant, bewegen sie sich meist im positiven Bereich bis auf den Zeitraum 1350 bis 1580 AD, in dem die Zusammenhänge vor allem hochfrequent negativ werden. Der Abwärtstrend der 400-jährigen Filter dauert in den Kohlenstoffisotopen ca. 100 Jahre länger als in den Sauerstoffisotopen. Der Zeitraum, in dem sich die Werte annähernd auf einem Level bewegen, erstreckt sich bei $\delta^{18}\text{O}$ bis Anfang des 19. Jahrhunderts, während die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bereits ab 1600 AD stärker abnehmen. Ab 1800 AD wird das Bild aufgrund der verschiedenen Korrekturmöglichkeiten der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen wieder heterogen. Je nach Ansatz sind die Langfristtrends tendenziell gleich- („atm“-Korrektur) oder gegenläufig („atm+Feng“-Korrektur). Die Korrelationskoeffizienten der Filterkurven weisen auf einen niederfrequent schwach positiven Zusammenhang hin. Da die Berechnungen jeweils die gesamten Datensätze berücksichtigen, ändert sich das Vorzeichen von r auch für die „atm+Feng“-Korrektur nicht. Die Abnahme der Korrelationskoeffizienten enthält jedoch die visuell erkennbare Gegenläufigkeit ab 1800 AD.

Der Parametervergleich der 1200-jährigen Chronologien führt zu folgenden Erkenntnissen:

- ⇒ Kohlenstoffisotope und Jahrringbreiten zeigen die engsten Zusammenhänge. Hochfrequent korrelieren diese negativ, niederfrequent positiv. Der Zusammenhang verstärkt sich durch die CO_2 -Korrekturen an der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie, hier speziell durch die Korrektur „atm+Feng“. Über weite Bereiche scheinen beide Parameter durch denselben Einflussfaktor bzw. dieselbe Kombination von Einflussfaktoren gesteuert zu werden.
- ⇒ Die Sauerstoff-Isotopenvariationen zeigen vor allem niederfrequent weniger Ähnlichkeiten zu den beiden anderen Jahrringparametern.
- ⇒ Ab 1800 AD wird die Interpretation der Langfristtrends in den Isotopenchronologien problematisch. Während es für die $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen zumindest Ansätze gibt, den anthropogen induzierten Abwärtstrend zu korrigieren, können die Gründe für den starken Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an dieser Stelle noch nicht erklärt werden.

6.5 KLIMA/JAHRRING-BEZIEHUNGEN

Die Evaluierung kontinuierlicher Klima/Jahrring-Beziehungen beruht auf Korrelationsberechnungen zwischen den drei untersuchten Jahrringparametern und den in Kapitel 4.3 vorgestellten Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag. Ziel ist es, durch die Quantifizierung der Beziehungen aus dem Komplex der einflussnehmenden Umweltfaktoren den auf die jeweiligen Jahrringparameter dominant wirkenden Faktor zu ermitteln.

In Kapitel 6.5.1 werden zunächst an den vier untersuchten Standorten die Jahrringparameter in Beziehung zu den intramontanen, ca. 50 Jahre umfassenden Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag gesetzt. Es wird davon ausgegangen, dass trotz der in Kapitel 4.3 geschilderten Probleme die Mittelkurven der innerhalb des Hochgebirgsraumes liegenden Klimastationen regionale und für die Baumstandorte relevante Witterungsbedingungen am deutlichsten widerspiegeln. Durch den Vergleich der Klima-Jahrring-Beziehungen an den verschiedenen Standorten ergeben sich Hinweise auf den Einfluss der klimatologisch-ökologischen Rahmenbedingungen auf die Intensität der Reaktion.

Für eine fundierte Rekonstruktion vergangener Klimabedingungen sind möglichst lange meteorologische Zeitreihen erforderlich. Da die Karakorum-Reihen nur ca. fünfzig Jahre umfassen und dieser Zeitraum für Kalibration *und* Verifikation zu kurz ist, werden in Kapitel 6.5.2 die Zeitreihen von den außerhalb des Hochgebirgsraumes liegenden und teilweise mehr als 100 Jahre umfassenden Klimastationen hinzugezogen. Resultierende Änderungen der Stabilität der in Kapitel 6.5.1 ermittelten Klimainformationen werden besprochen und Potenziale und Grenzen der Klimarekonstruktion diskutiert.

6.5.1 Jahrringparameter und intramontane Klimazeitreihen

Datenbasis für die Berechnung von Klima-Jahrring-Korrelationen sind zunächst die intramontanen regionalen Mittelkurven der Mitteltemperaturen („Temperatur-Inner“) und Niederschlagssummen („Niederschlag-Inner“) auf Monatsbasis und die 51d-standardisierten Zeitreihen der Jahrringparameter. Die Temperaturkurven umfassen den Zeitraum AD 1953-1998 und enthalten die Daten von Astor, Gilgit, Gupis und Skardu, die Niederschlagskurven umfassen den Zeitraum AD 1947-1998 mit denselben Stationen ohne Gupis. Die Korrelationsberechnungen wurden zunächst mit den Zeitreihen der einzelnen Monate durchgeführt. Einbezogen wurden die Monate April bis Dezember des Vorjahres und Januar bis Oktober des aktuellen Jahres, um jeweils die vollen Vegetationsperioden und auch die möglicherweise Einfluss nehmenden Wintermonate zu berücksichtigen. Die Ergebnisse der Berechnungen mit den Einzelmonaten sind **Anhang I** (Temperatur) und **II**

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

(Niederschlag) zu entnehmen. Da Klimaeinflüsse über Monatsgrenzen hinweg gültig sind, ergeben sich aus der Zusammenfassung von Einzelmonaten zu Monatskombinationen höhere Korrelationen. **Abbildung 6.29** zeigt die Monatskombinationen mit den höchsten Werten an den vier Standorten für Temperatur und Niederschlag¹⁹. Im folgenden werden zunächst die Reaktionen der drei Jahrringparameter einzeln analysiert.

Die Korrelationskoeffizienten zwischen den **Jahrringbreiten** und den Klimaelementen bleiben an den beiden feuchteren Standorten RAM/hoch und BAG/hoch unter dem 95%-Signifikanzniveau. Nur tendenziell reagieren die Zuwächse positiv auf hohe Temperaturen im Hochsommer (Juli+August). Die höchsten Korrelationen treten an dem warm/trockenen Standort BAG/tief auf. Hier reagieren die Zuwächse stark *negativ* auf die Temperaturbedingungen des Früh- und Hochsommers. Hohe Temperaturen verursachen schmale Jahrringe, während niedrigere, gemäßigte Temperaturen das Wachstum fördern. Auch die Reaktion auf den Jahresniederschlag übersteigt deutlich das 99%-Signifikanzniveau. Hohe Niederschläge führen zu einem starken Biomassezuwachs, während geringe Niederschlagsmengen limitierend wirken. Hierbei ist speziell in den Sommermonaten die negative Interkorrelation zwischen beiden Klimaelementen zu berücksichtigen (Kapitel 4.3). Diese sind in diesem Zeitraum gekoppelt und ähnlich intensiv wirksam. Bemerkenswert ist die hoch signifikante Reaktion auf die Winterniederschläge von November bis Februar. Schneereiche Winter mit daraus resultierendem hohen Wasserangebot aus der Schneeschmelze zu Beginn der Vegetationsperiode kurbeln die Kambialaktivität und die vermehrte Bildung von Frühholzzellen an. Abgeschwächt finden sich die entsprechenden Reaktionen an dem kalt/trockenen Hochlagenstandort MOR/hoch wieder. Hier prägen sich jedoch vermehrt die Sommertemperaturen des Vorjahres in den Jahrringbreiten aus. Dieser "Gedächtniseffekt" ist vermutlich bedingt durch Extrembedingungen im Vorjahr, die sich auf die Speicherung von Reservestoffen auswirken, welche zu Beginn der neuen Vegetationsperiode remobilisiert werden. Die Korrelationen mit den Niederschlägen sind zwar niedriger und erreichen nur knapp 95% Signifikanz. Der Trend in der Reaktion auf die Jahres- und Winterniederschläge ist aber vergleichbar mit dem an BAG/tief. Es ist bemerkenswert, dass ein dominanter Einfluss der Temperaturbedingungen auf das Jahrringwachstum der Hochlagenstandorte nicht eindeutig erkennbar ist. Er zeichnet sich zwar an den feuchteren Standorten ab, bleibt aber schwach. An dem trockenen Standort der oberen Waldgrenze MOR/hoch widersprechen die statistischen Berechnungen der Annahme, dass hohe Temperaturen das Wachstum fördern, niedrige dagegen zu reduzierten Jahrringbreiten beitragen. Das Gegenteil ist der Fall, was in Hinblick auf die Korrelationen mit dem Niederschlag zu der Feststellung führt,

¹⁹ Insgesamt wurden folgende Kombinationen getestet: März/April/Mai, Mai/Juni, Juni/Juli/August, Juli/August, August/September/Oktober, September/Oktober/November, April-Oktober, Mai-September; jeweils des Vorjahres und des aktuellen Jahres und die Kombinationen der Wintermonate Dezember/Januar/Februar bzw. November/Dezember/Januar/Februar.

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahring-Beziehungen

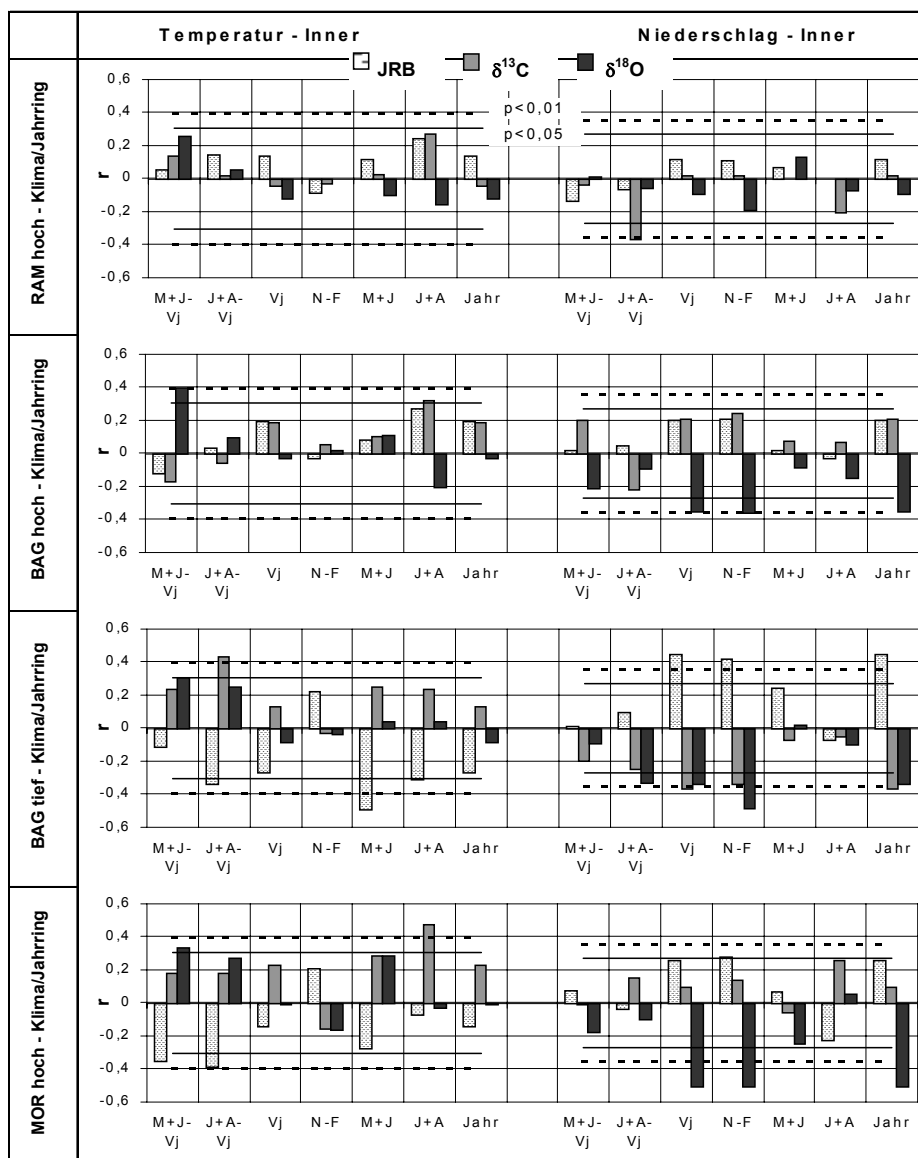


Abb. 6.29: Pearson'sche Korrelationskoeffizienten (r) zwischen den regionalen Temperatur- und Niederschlagsreihen (Mittelwerte der Stationen innerhalb des Hochgebirgsraumes, bezeichnet als „Inner“) und den Jahringparametern auf Standortbasis für verschiedene Monatskombinationen (M+J = Mai+Juni, J+A=Juli+August, N-F=November bis Februar, Vj=Vorjahr); Zeitfenster der Temperaturreihen: AD 1953-1998; Zeitfenster der Niederschlagsreihen: AD 1947-1998; durchgezogene und unterbrochene Linien bezeichnen die 95%- und 99%-Signifikanzniveaus.

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

dass an kalt/trockenen Standorten die Feuchtebedingungen stärkeren Einfluss nehmen als angenommen. Die Ergebnisse widersprechen speziell am Standort MOR/hoch denen von ESPER (2000). Für den Zeitraum AD 1900-1975 findet er hier einen signifikant positiven Zusammenhang zwischen der Jahrringbreite und den Jahresmitteltemperaturen, die Niederschläge bleiben dagegen unauffällig. Allerdings beruhen diese Kalibrationsberechnungen auf fünf ausserhalb des Hochgebirgsraumes gelegenen Klimastationen und nur einer innerhalb (Gilgit, 1953-1975). Diese ist in der Mittelkurve deutlich unterrepräsentiert. Der Zeitraum ab 1975 bis heute wird bei ihm nicht berücksichtigt. Diese Aspekte werden weiter unten aufgegriffen.

Auch die Beziehungen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen und den Klimaelementen sind abhängig von den lokalen Standortverhältnissen. Betrachtet man die Reaktionen an den vier Standorten auf die Temperaturbedingungen detaillierter, ist die Tendenz zu positiven Korrelationen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und den Hochsommerbedingungen (Juli+August) erkennbar. Signifikant werden die Werte jedoch nur an BAG/hoch und MOR/hoch, wo r einen Wert von 0,45 erreicht. An BAG/tief wirken sich vermehrt die Juli+August-Temperaturen des Vorjahres auf die Isotopenwerte des aktuellen Jahres aus. Hohe Sommertemperaturen führen also generell zu hohen Kohlenstoff-Isotopenwerten, da die Stomata-Aperturen in Folge erhöhter Transpirationsbedingungen bei Strahlungswetterlagen reduziert werden. Dies resultiert wiederum in einem vermehrten Einbau des schweren ^{13}C -Isotopes in organisches Material. Bezüglich der Niederschlagsbedingungen sind die Reaktionen weniger einheitlich. Positive und negative Korrelationen wechseln zwischen den Standorten. An RAM/hoch ist einzig zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und dem Juli+August-Niederschlag des Vorjahres eine signifikant negative Beziehung feststellbar, die aber in ihrer Tendenz auch für das aktuelle Jahr erhalten bleibt. Hohe Niederschlagsmengen korrelieren also mit niedrigen Isotopenwerten und geringe Niederschläge mit hohen Isotopenwerten. Damit limitiert auch an dem feuchtesten aller Standorte das Wasserangebot in den strahlungsintensiven Sommermonaten die Öffnungsweite der Stomata. Tendenziell tritt dieses Signal ebenfalls an BAG/hoch auf, bleibt aber ebenso wie die positiven Korrelationen zu den Vorjahres-, Jahres- und Winterniederschlägen unterhalb des 95%-Signifikanzniveaus. Die mit Abstand höchsten Korrelationen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Niederschlag sind am Standort nahe der unteren Waldgrenze, BAG/tief, feststellbar. Die Spaltöffnungsweiten sind bei einem hohen Feuchteangebot über das gesamte Jahr hinweg größer, so dass wenig ^{13}C fixiert wird und die Isotopenwerte niedrig sind. Umgekehrt führen Trockenperioden mit geringen Niederschlägen zu einer verstärkten ^{13}C -Aufnahme im Jahrring. An diesem trocken/warmen Standort ist die gekoppelte Wirkung von Temperatur und Niederschlag auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse offensichtlich. Berücksichtigt man die Tatsache, dass die Stomata primär auf die Luftfeuchte in deren Umgebung reagieren, wird der verstärkende Einfluss trockener und warmer Witterungsbedingungen in den

Sommermonaten um so klarer. Doch wie bei den Jahrringbreiten hat das aus den Winterniederschlägen resultierende Wasserangebot zu Beginn der Vegetationsperiode ebenfalls deutlichen Einfluss auf die C-Isotopenwerte. Feuchte Bodenbedingungen in diesem Zeitraum ermöglichen große Aperturen, ohne zu hohen Wasserverlust durch Transpiration zu riskieren. Aufgrund der dadurch intensivierten CO₂-Aufnahme und Umsetzung ist eine verstärkte Produktion von organischem Material möglich, was sich letztlich in der Jahrringbreite äußert. Kalte Winter mit geringen Niederschlägen führen über die Frühjahrstrockenheit im Boden zu gegenteiligen Effekten. An dem trocken/kalten Hochlagenstandort MOR/hoch erreichen die Korrelationen zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Niederschlag im Juli+August knapp das 90%-Signifikanzniveau. Der Zusammenhang zwischen beiden ist hier jedoch tendenziell positiv. Dieser Effekt lässt sich nur indirekt interpretieren. Da das Phänomen nur an den beiden höchstgelegenen Standorten MOR/hoch und BAG/hoch feststellbar ist (RAM/hoch befindet sich ca. 200 Höhenmeter tiefer), könnten sich in diesen Fällen extreme Temperaturbedingungen durchpausen. Werden in den Tallagen hohe Niederschlagsmengen aufgezeichnet, so ist die Wahrscheinlichkeit hoch, dass diese in den Hochlagen als Schnee fallen – mit einem entsprechenden Temperaturabfall unter 0°C. In diesem Fall äußert sich die Stomatareaktion in einer Verengung als Schutz gegen Frosteinwirkung.

Die Reaktion der **$\delta^{18}\text{O}$ -Variationen** auf die Witterungsbedingungen ist im Gegensatz zu den anderen beiden Parametern über alle Standorte hinweg relativ einheitlich. Höchste Korrelationen finden sich zu den Niederschlagsmengen des aktuellen und des Vorjahres und zu den Winterniederschlägen. An allen Standorten außer RAM/hoch erreichen oder überschreiten in diesen Zeiträumen die Korrelationskoeffizienten das 99%-Signifikanzniveau. Doch auch an RAM/hoch sind zumindest die Tendenzen in den entsprechenden Monatskombinationen gleich. Bezüglich der Temperatur zeigen sich, wenn auch deutlich schwächer, einheitliche Trends an allen Standorten zum Frühsommer (Mai+Juni) des Vorjahres. Wie in Kapitel 3.4 dargestellt wurde, sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Jahrring zum Großteil – modifiziert durch die Blattwasseranreicherung – abhängig von den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen des über die Wurzeln aufgenommenen Wassers. Aufgrund der starken Hangneigung und der flachgründigen, grobskelettigen Böden können an allen Standorten längerfristige Wasserspeicher ausgeschlossen werden. Das Wurzelwerk nimmt also ausschließlich Niederschlagswasser auf. Geht man davon aus, dass die Isotopenverhältnisse des Niederschlags ($\delta^{18}\text{O}_\text{N}$) von der Temperatur abhängig sind, was speziell auf die Frühjahrs- und Sommermonate zutrifft, ist die positive Korrelation der Jahrringisotope mit der Mai+Juni-Temperatur verständlich. Der Vorjahreseinfluss weist auch hier, ähnlich wie in den vorher erwähnten entsprechenden Fällen, auf eine Informationsfortpflanzung über längere Zeiträume hin. Dieses „Gedächtnis“ beruht vermutlich wiederum auf Extremereignissen wie Hitzeperioden, die über längere Zeit die

Isotopenfestsetzung steuern. Auch die eindeutige Beziehung zu den Niederschlagsmengen muss in Hinblick auf die $\delta^{18}\text{O}_\text{N}$ -Werte gesehen werden. Aus den Korrelationen der Einzelmonate, dargestellt in **Anhang I und II**, geht hervor, dass der starke Zusammenhang zu den Jahresniederschlagssummen hauptsächlich aus den durchwegs hohen Korrelationen in den Wintermonaten resultiert. Schneeniederschläge weisen im Vergleich zu Flüssigniederschlägen deutlich niedrigere Isotopenwerte auf (ROZANSKI et al. 1992). Dies wird im Karakorumgebirge durch erste Ergebnisse eigener Messungen an Niederschlags- und Schneeschmelzwasser bestätigt (TREYDTE et al.; in Vorbereitung). Dabei liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Schneeschmelzwassers bis zu 30‰ unter denen der flüssigen Sommerniederschläge (siehe **Anhang III**). Ist nun das Angebot an isotopisch leichtem Schneeschmelzwasser zu Beginn der Vegetationsperiode hoch, so sind folglich die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im organischen Material, welches aus diesem „leichten“ Wasser aufgebaut wurde, niedrig. Je mehr Wasser also mit niedrigen Isotopenwerten vorhanden ist, desto mehr kann davon aufgenommen und im Jahrring eingebaut werden. Umgekehrt ist bei einer geringmächtigen oder nicht vorhandenen Schneedecke im Frühjahr und/oder extrem warmen Bedingungen die Evaporation erhöht mit daraus resultierenden intensiveren Fraktionierungseffekten. Dann wird im Verhältnis zu den vorher geschilderten Bedingungen isotopisch schwereres Wasser aufgenommen, was sich in höheren Jahrringisotopenwerten äußert.

Zusammenfassung

Die Kalibrationsberechnungen mit den intramontanen Regionalreihen von Temperatur und Niederschlag führen zu folgenden Erkenntnissen:

- ⇒ Die Reaktion von Jahrringbreiten und $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen auf die Witterung ist abhängig von den lokalen Standortbedingungen. Das Feuchteangebot spielt dabei eine zentrale Rolle.
 - Stärkste Zusammenhänge zu Temperatur *und* Niederschlag sind an dem trocken/warmen Standort BAG/tief feststellbar. Beide Jahrringparameter reagieren hier jeweils konträr: Hohe Sommertemperaturen / niedrige Jahresniederschläge bedingen schmale Jahrringe mit hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, niedrige Sommertemperaturen / hohe Jahresniederschläge führen zu breiten Jahrringen mit niedrigen Isotopenwerten.
 - Die Kombination von Temperatur und Niederschlag, resultierend in Trockenstress bzw. günstigen atmosphärischen und Bodenfeuchtebedingungen ist hier also der steuernde Faktor. Das ist auch die Erklärung für die in Kap. 6.4.1.3 festgestellte signifikante Korrelation der beiden Jahrringparameter.

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

- ⇒ Der Zusammenhang zwischen Jahrringbreiten und Temperatur schwankt auch an der oberen Waldgrenze mit den lokalen Standortbedingungen.
- An den kühl/feuchten Standorten RAM/hoch und BAG/hoch wirken sich hohe Sommertemperaturen positiv bzw. niedrige Temperaturen negativ auf das Wachstum aus. Allerdings sind die Werte der Korrelationskoeffizienten nicht signifikant. In Kapitel 6.1.1 wurde gezeigt, dass an beiden Standorten die gemeinsame Varianz der zur Mittelkurve beitragenden Einzelkurven niedrig ist. Somit muss auch das in der Mittelkurve enthaltene Klimasignal schwach sein.
 - An dem kühl/trockenen Standort MOR/hoch ist die Reaktion der Jahrringbreiten auf die Früh- und Hochsommertemperaturen des Vorjahres signifikant negativ. Niedrige Temperaturen fördern das Wachstum, hohe verursachen schmale Jahrringbreiten. Es wird davon ausgegangen, dass dieser statistische Zusammenhang wiederum ein Hinweis auf den steuernden Einfluss der Feuchtebedingungen ist. Die Korrelationen zum Niederschlag sind zwar nicht signifikant. Es ist jedoch zu bedenken, dass die an den Talstationen gemessenen Niederschlagsmengen die Bedingungen in den Hochlagen unzureichend widerspiegeln. Die relativen Temperaturänderungen lassen sich mit größerer Sicherheit übertragen.
- ⇒ $\delta^{13}\text{C}$ und Sommertemperatur korrelieren an allen Standorten positiv. Die stärkste Abhängigkeit von der Sommertemperatur besteht an MOR/hoch. Der Zusammenhang mit dem Niederschlag ist uneinheitlicher. Auch hier gilt das oben angesprochene Problem der mangelnden Repräsentativität der Niederschlagsdaten.
- ⇒ Die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen korrelieren durchwegs negativ mit den Winter- und Jahresniederschlägen. Die Korrelationskoeffizienten sind an drei von vier Standorten hoch signifikant. Die Ursache des Zusammenhangs liegt vermutlich in der Aufnahme von isotopisch leichtem Schneeschmelzwasser zu Beginn der Vegetationsperiode, das wiederum in Abhängigkeit von der Menge durch Evaporation mehr oder weniger isotopisch angereichert wird. Daneben ist eine positive Abhängigkeit von den Frühsommertemperaturen des Vorjahres feststellbar.
- ⇒ Die höchsten Absolutwerte von r treten bei den Isotopenverhältnissen (C und O) an dem für die Klimarekonstruktion relevanten Standort MOR/hoch auf ($r = 0,47$ für J+A-Temperatur/ $\delta^{13}\text{C}$ und $r = -0,51$ für Nov-Feb-Niederschlag/ $\delta^{18}\text{O}$).
- ⇒ Schließlich finden sich bei allen Jahrringparametern Korrelationen zu den Vorjahresbedingungen. Bei den zu mehr als 90% aus Frühholzzellen aufgebauten Wacholder-Jahrringen ist also die Remobilisierung von Reservestoffen, die im Vorjahr angelegt wurden, maßgeblich am Jahrringaufbau beteiligt.

6.5.2 Jahrringparameter und extramontane Klimazeitreihen

Die vorangegangenen Korrelationsberechnungen mit „Temperatur-Inner“ und „Niederschlag-Inner“ haben zu aussagekräftigen Ergebnissen geführt. Es bestehen deutliche Zusammenhänge zwischen den Jahrringparametern und den Monatswerten beider Klimaelemente der lokalen Klimastationen. Für eine fundierte Rekonstruktion vergangener Klimabedingungen mithilfe von Isotopenchronologien des Standortes MOR/hoch und der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch werden jedoch längere meteorologische Reihen benötigt. Wie in Kapitel 4.3 geschildert, muss dazu auf Stationen im Gebirgsvorland zugegriffen werden. Die Monatsreihen dieser Stationen werden wiederum zu Regionalreihen gemittelt und diese als „Temperatur-Außer“ bzw. „Niederschlag-Außer“ bezeichnet. Zunächst muss folgende Frage geklärt werden:

⇒ Ergeben sich signifikante Änderungen der ermittelten Zusammenhänge, wenn die Regionalreihen „Inner“ im oben untersuchten Zeitfenster durch „Außer“ ersetzt werden?

Abbildung 6.30a zeigt die aus Abbildung 6.29 bekannten Zusammenhänge zwischen den Jahrringparametern und den regionalen Klimareihen „Inner“ an MOR/hoch. Zusätzlich sind die Ergebnisse der Berechnungen mit der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch aufgenommen, welche für die Rekonstruktion relevant ist (Kapitel 6.1.2). In **Abbildung 6.30b** sind für dieselben Jahrringdatensätze die Ergebnisse der Berechnungen mit Temperatur- und Niederschlag-„Außer“ dargestellt. Die Anzahl der in die Korrelationsberechnungen einfließenden Datenpaare reduziert sich jeweils um acht, da die Klimazeitreihen maximal bis 1990 AD vorhanden sind. In den Temperatur-Jahrring-Korrelationen ergeben sich signifikante Unterschiede. Bezüglich JRB und $\delta^{13}\text{C}$ ändert sich das Vorzeichen der Korrelationskoeffizienten. Während die Zusammenhänge zwischen JRB und Temperatur-„Inner“ negativ sind, wechseln sie unter Einbeziehung von „Außer“ ins positive. Die Monatskombination Nov-Feb und die aktuellen Jahresmitteltemperaturen erreichen nun nahezu das 95%-Signifikanzniveau. Die Koeffizienten der Regionalchronologie PAK/hoch sind vergleichbar mit denen von MOR/hoch und erreichen teilweise sogar höhere Werte (z.B. M+J-Temperatur „Inner“). Die Ergebnisse zeigen in diesem Fall Parallelitäten zu den Untersuchungen von ESPER (2000a,b; Esper et al. 2001a). Dessen Temperaturrekonstruktion basiert, wie im vorangegangenen Kapitel erwähnt, auf Temperaturrekonstruktion basiert, wie im vorangegangenen Kapitel erwähnt, auf denselben Klimastationen inklusive der Gilgit-Reihen (innerhalb des Hochgebirgsraumes) und einer weiteren (Simla)²⁰ nahe Ludhiana (Indien). denselben Klimastationen inklusive der Gilgit- Reihen (innerhalb des Hochgebirgsraumes) und einer

²⁰ Die Station Simla wurde in den eigenen Untersuchungen aufgrund ihres zu den anderen Reihen differierenden Langzeittrends nicht berücksichtigt.

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

weiteren (Simla)²¹ nahe Ludhiana (Indien). Der signifikante Zusammenhang zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Temperatur bleibt Juli+August erhalten, ist jetzt jedoch negativ. Zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und Temperatur sind keine signifikanten Korrelationen mehr vorhanden.

Bei den Abhängigkeiten der Jahrringparameter vom Niederschlag ändern sich lediglich die Absolutwerte der Korrelationskoeffizienten, nicht die Vorzeichen. Die schon zwischen JRB und „Inner“ nur knapp signifikanten Korrelationen werden schwächer, die der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen nehmen zu. Zu den Juli+August-Niederschlägen wird der Zusammenhang weiter herauspräpariert.

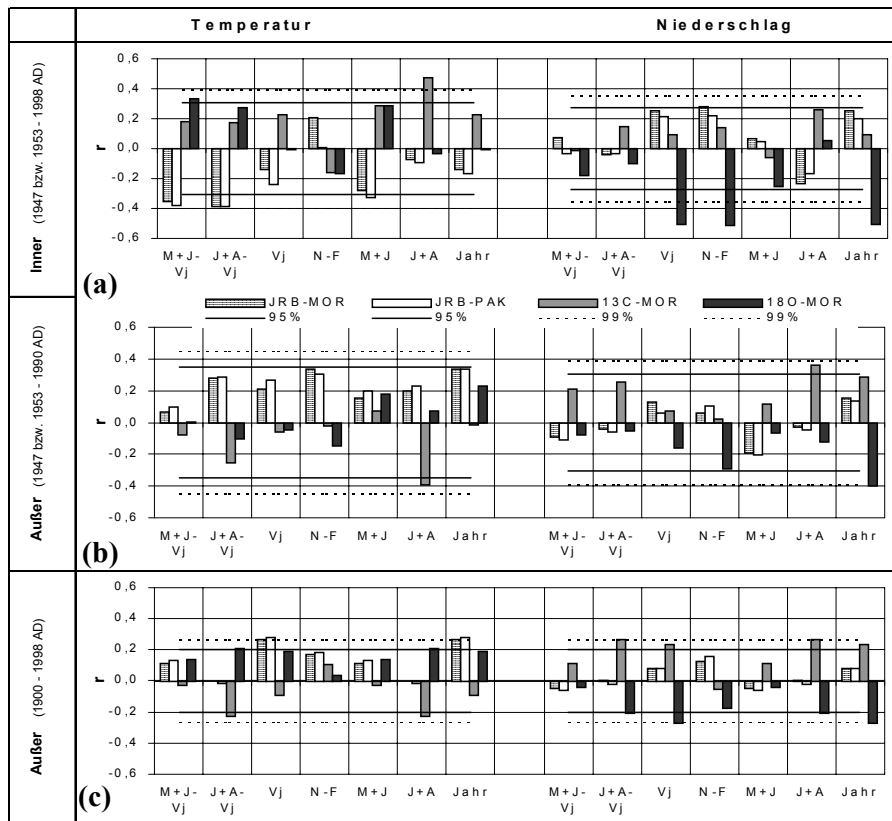


Abb. 6.30: Pearson'sche Korrelationskoeffizienten (r) zwischen den regionalen Temperatur- und Niederschlagsreihen „Inner“ (a) und „Außer“ (b und c) und den Jahrringparametern von MOR/hoch bzw. PAK (M+J=Mai+Juni, J+A=Juli+August, N-F=November bis Februar, Vj=Vorjahr); durchgezogene und unterbrochene Linien: 95%- und 99%-Signifikanzniveaus; MOR=Standort MOR/hoch, PAK=Jahrringbreitenchronologie aller alten Bäume (MOR+SAT)

²¹ Die Station Simla wurde in den eigenen Untersuchungen aufgrund ihres zu den anderen Reihen differierenden Langzeittrends nicht berücksichtigt.

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

Die Stärke des Zusammenhanges zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und den Niederschlagsmengen nimmt insgesamt ab, hoch signifikant bleibt r bei den Jahresniederschlägen. In **Abbildung 6.30c** wird das Zeitfenster des Klima/Jahrring-Vergleichs auf 98 Jahre erweitert (1900 bis 1998 AD). Die Jahre 1876 bis 1899 AD werden zunächst vernachlässigt, da dieser Zeitraum mehr als das 20. Jahrhundert mit Meßungenauigkeiten behaftet ist (ESPER 2000a). Die in **Abbildung 6.30 (b)** signifikanten Korrelationen bleiben erhalten und stabilisieren sich zum Teil (JRB-Jahrestemperatur, $\delta^{13}\text{C}$ -Juli+August-Niederschlag). Der Vorjahreseinfluss wird stärker betont.

Die signifikanten Änderungen speziell der Temperatur-Jahrring-Korrelationen weisen darauf hin, dass bei der Rekonstruktion vergangener Klimaveränderungen unterschiedliche Klimabedingungen innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes berücksichtigt werden müssen. In Kapitel 4.3 wurden die hohen Korrelationen zwischen den Jahrestemperaturreihen „Inner“ und „Außer“ ($r=0,50$) und die nicht signifikanten Koeffizienten der Jahresniederschlagsreihen „Inner“ und „Außer“ ($r=0,15$) besprochen. Aufgrund der oben dargestellten Ergebnisse sind die Verhältnisse zwischen den intramontanen und außerhalb des Hochgebirgsraumes liegenden Stationen differenzierter zu betrachten. **Abbildung 6.31** zeigt die Zusammenhänge im Jahresverlauf. Die auf Jahresbasis hoch signifikante Korrelation zwischen Temperatur „Inner“ und „Außer“ bricht während der Vegetationsperiode ein. Ab Juni bis September korreliert der Temperaturverlauf von „Inner“ und „Außer“ nicht und im Juli ändert sich sogar das Vorzeichen von r . Ebenso relativiert sich die auf Jahresbasis ermittelte Unähnlichkeit der Niederschlagszeitreihen. Ab Juni steigt r bis zu Maximalwerten in den Wintermonaten und nimmt dann wieder ab. Im Frühjahr (März bis Mai) sind die Niederschlagsbedingungen innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes unabhängig.

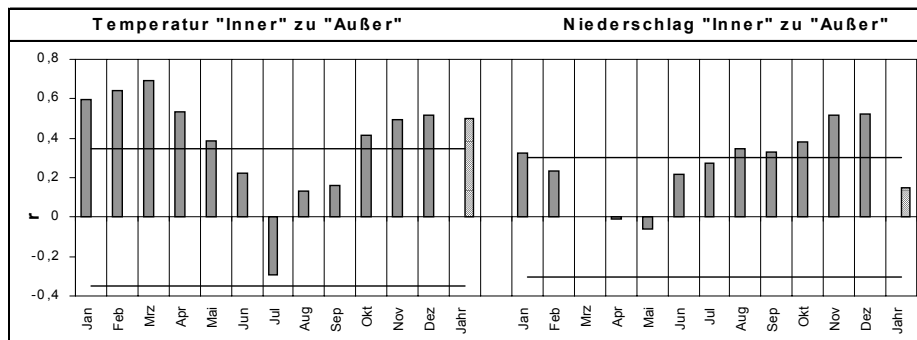


Abb. 6.31: Beziehungen zwischen den intramontanen („Inner“) und außerhalb des Hochgebirgsraumes („Außer“) ermittelten Temperatur- und Niederschlagszeitreihen im Jahresverlauf; Linie = 95%-Signifikanzniveau; r = Pearson'scher Korrelationskoeffizient

Sie verweisen auf die verschiedenartigen synoptischen Bedingungen in der Großregion Nordpakistan vor allem zu Saisonbeginn des indischen Sommermonsuns. Bemerkenswert ist, dass die Niederschlagsbedingungen vor allem im Hochsommer ähnlicher sind als die Temperaturbedingungen, obwohl ersteren größere Variabilität zugesprochen wird (BÖHNER 1996). Eine detaillierte klimatologische Interpretation kann im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen. Die Erkenntnisse sind jedoch von entscheidender Bedeutung für die weitere Vorgehensweise bei der Analyse vergangener Klimaveränderungen anhand der Jahrringparameter. Speziell die Rekonstruktion von Sommertemperaturen erweist sich danach als problematisch. So kann die Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von den Juli+August-Temperaturen nicht in einem unabhängigen Zeitfenster verifiziert werden, da die Regionalreihe „Außer“ in diesen Monaten vernachlässigt werden muss. Da sich aber die innerhalb des Hochgebirgsraumes ermittelte Korrelation zu den Niederschlägen unter Hinzunahme der Niederschlagsreihen „Außer“ stabilisiert, wird dieser Zusammenhang in Kapitel 6.5.3 weiter verfolgt. Dabei wird bei der Interpretation die Koppelung an beide Klimaelemente berücksichtigt. Bezüglich der Jahrringbreiten-Temperatur-Beziehung ergeben sich ähnliche Schwierigkeiten, weil sich auch hier das Vorzeichen in der Beziehung zu den Sommertemperaturen ändert. Die Rekonstruktion der Jahresmitteltemperaturen auf der Basis der Stationen außerhalb des Hochgebirgsraumes ist in sofern vertretbar, als dass (i) Temperatur „Inner“ und „Außer“ in diesem Fall zumindest hoch signifikant korrelieren (Abbildung 6.31) und (ii) sich r von JRB/Temperatur im erweiterten Zeitfenster 1900-1990 AD verbessert. Bei den Sauerstoff-Isotopenverhältnissen schließlich ist die Verwendung der Regionalreihe „Außer“ im Vergleich zu den anderen Parametern unproblematisch, da hier der Winterniederschlag die entscheidende Rolle spielt. In diesem Zeitraum steht die gesamte Großregion unter dem Einfluss der Westwinddrift, d.h., die synoptischen Bedingungen sollten ähnlich sein (WEIERS 1995, BÖHNER 1996). Dies paust sich im selben Vorzeichen von r zwischen $\delta^{18}\text{O}$ /"Inner" und $\delta^{18}\text{O}$ /"Außer" durch, auch wenn der letztere Wert niedriger ist. Die Temperatur spielt eine untergeordnete Rolle.

Die bisherigen Analysen wurden mit den ungefilterten Zeitreihen durchgeführt. In diesen dominiert zwar das interannuelle Signal, d.h., die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen. Darüber hinaus wirken sich aber auch die niederfrequenten Wellenlängen auf die Höhe von r aus. Im folgenden Kapitel wird gezeigt, inwiefern diese ein Potenzial zur Rekonstruktion dekadischer Klimaschwankungen besitzen.

6.5.3 Klimatische Steuerung niederfrequenter Signale

Im Zusammenhang mit der Darstellung und dem Vergleich der Jahrringparameter wurde gezeigt, dass sie niederfrequente Schwankungen in Dekadenlänge aufweisen. Diese

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

Wellenlängen nehmen Einfluss auf die Ergebnisse der oben aufgeführten interannuellen Klima-Jahrring-Abhängigkeiten - eine Tatsache, die häufig bei Klimarekonstruktionen vernachlässigt wird. Meist werden hochfrequente Variationen der Jahrringparameter und entsprechender Meteo-Daten korreliert. Nach einer systematischen Kalibration und Verifikation in unabhängigen Zeitfenstern werden dann jedoch niederfrequente Klimaschwankungen rekonstruiert (ESPER 2000a). Die vorliegende Arbeit geht insbesondere bezüglich der Isotopenparameter einen Schritt darüber hinaus. Die Analyse der dekadischen und längerfristigen Klimasignale in den Jahrringparametern erfolgt mithilfe der tiefpassgefilterten (15-jährige Kernelfilter) Jahrring- und Klimazeitreihen, in denen das hochfrequente Signal unterdrückt ist. Als statistisches Zusammenhangsmaß dienen wieder lineare Korrelationsberechnungen. Wie bereits bei dem Vergleich der Jahrringparameter erwähnt (Kapitel 6.4), ist die Autokorrelation der gefilterten Datensätze zu berücksichtigen, die in der ersten Ordnung auf nahe eins steigt. Es besteht also eine hohe Informationsfortpflanzung in den Reihen. Die Absolutwerte von r überinterpretieren somit die Abhängigkeiten. Deshalb werden auch hier keine Signifikanzniveaus angegeben und es sind hauptsächlich die relativen Veränderungen interessant. Erst die visuelle Gegenüberstellung der Zeitreihen bestätigt oder widerlegt die statistischen Resultate. Im folgenden werden die Jahrringparameter bezüglich ihrer Potenziale zur Temperatur- und Niederschlagsrekonstruktion einzeln besprochen. Der Schwerpunkt liegt jeweils auf dem Klimaelement und der Monatskombination bzw. Jahreszeit mit dem oben erarbeiteten besten Zusammenhang. Für die Jahrringbreiten ist dies die Jahresmitteltemperatur, für die $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen der Juli+August-Niederschlag und für die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen der Winter-Niederschlag. Berücksichtigt werden

- (i) die 51d-Indizes (Ix51d), in denen die dekadischen Schwankungen betont und säkulare Wellenlängen eliminiert wurden
- (ii) die Datensätze, in denen alle niederfrequenten Schwankungen beibehalten wurden. Bei der JRB-Chronologie sind das die Mittelwert-Indizes (IxMW; vgl. Kapitel 6.1.2), bei der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie die Rohwertdatensätze mit den verschiedenen CO_2 -Korrekturen und bei der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie die unveränderten Rohwerte.

Neben den regionalen Temperatur- und Niederschlagsdatensätzen „Außer“ sind in die Graphiken auch die gefilterten Regionalreihen „Inner“ aufgenommen. Es wird an dieser Stelle daran erinnert, dass diese ungefiltert die eindeutigsten Zusammenhänge zu den Jahrringparametern zeigen. Korrelationskoeffizienten zu den gefilterten Zeitreihen „Inner“ sind nicht angegeben, da das Zeitfenster hierfür zu klein ist.

Jahringbreiten und Jahresmitteltemperatur

Betrachtet man die niederfrequenten Zusammenhänge zwischen Klima und Jahringbreiten, so wird der dominante positive Einfluss der Jahresmitteltemperaturen „Außer“ auf das Wachstum betont. **Abbildung 6.32** zeigt die IxMW-Indizes der Jahringbreiten im Vergleich zum Temperaturverlauf, da für diese Standardisierung r etwas höher ist ($r=0,71$ im Vergleich zu Ix51d mit $r=0,66$). Zu den Niederschlägen besteht auch niederfrequent kein Zusammenhang ($r=0,10$).

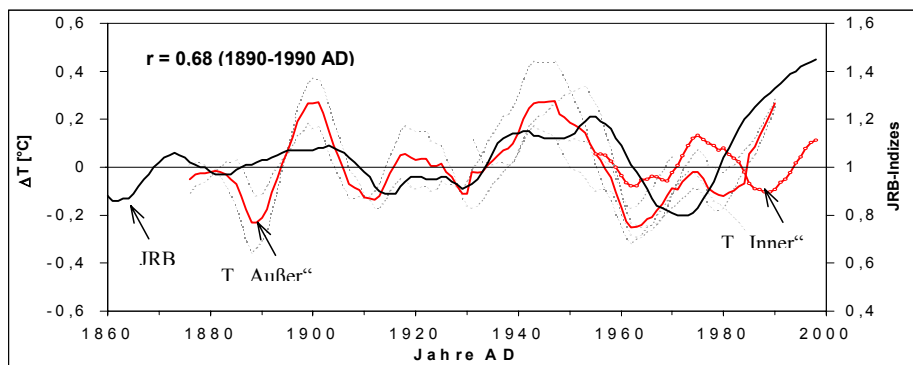


Abb. 6.32: Zusammenhang zwischen der Jahringbreitenchronologie PAK/hoch (schwarz) und den Jahrestemperaturen „Außer“ (rot) und „Inner“ (gepunktete Linie) als Abweichungen vom Mittelwert 1874 bis 1990 AD; grau sind die Temperaturreihen der einzelnen Stationen außerhalb des Hochgebirgsraumes, die sich zu „Außer“ zusammensetzen; r bezieht sich auf JRB zu „Außer“

Generell bleiben die Jahrestemperaturen (rot) in ihrem Verlauf seit Ende des 19. Jahrhunderts bis 1990 AD auf einem Niveau. Es ist kein langfristiger Anstieg feststellbar. Dabei verhalten sich die Zeitreihen der einzelnen Klimastationen (grau), die zur Mittelkurve „Außer“ beitragen, ähnlich. In den jüngsten Jahrzehnten ist zwar eine Erwärmungstendenz zu erkennen, diese bewegt sich jedoch im Rahmen der gesamten Entwicklung seit 1880 AD und kann nicht als außergewöhnlich bezeichnet werden. Zwei deutliche Temperaturmaxima sind um 1900 und Mitte der 40er bis in die 50er Jahre feststellbar. Die Temperaturentwicklung der letzten 50 Jahre innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes verläuft bis Ende der 70er Jahre parallel. Während dann jedoch bereits in den 80ern die Temperaturen außerhalb steigen, setzt sich innerhalb eine leichte Abkühlung bis Ende der 80er fort. Erst in den 90er Jahren ist eine deutliche Erwärmungstendenz zu erkennen. Insgesamt bewegen sich die Abweichungen vom Mittelwert maximal zwischen $+0,27^{\circ}\text{C}$ (1946 AD) und $-0,25^{\circ}\text{C}$ (1962). Jahringbreiten und Jahrestemperaturen sind Ende des 19. Jahrhunderts zunächst unabhängig. Die erste Warmphase um 1900 AD deutet sich in einem leicht gesteigerten Wachstum an. Anschließend nähern sich die

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

Kurven an und weisen größte Ähnlichkeit von 1915 bis 1960 AD auf. In diesem Zeitraum folgen die Jahrringbreiten leicht versetzt dem Temperaturverlauf. Das Maximum der Warmphase Ende der 40er und Anfang der 50er Jahre wird jedoch nicht direkt nachvollzogen, sondern höchste Zuwächse zeigen sich erst Ende der 50er. Zwischen 1960 und 1980 AD unterschreiten die Jahresmitteltemperaturen „Außer“ insgesamt den langfristigen Mittelwert, zeigen aber eine kurzfristige Zunahme in den 70er Jahren. Die generelle Abkühlung zeichnen die Jahrringbreiten nach, die zwischengeschaltete wärmere Phase findet sich jedoch nicht wieder. Ein rezenter Erwärmungstrend ab Mitte der 80er Jahre ist wiederum deutlich in den Jahrringbreiten gespeichert, wobei diese den Trend außerhalb besser nachvollziehen als den innerhalb. Hier sind die Kurvenverläufe von 1970 bis 1990 AD eher antiparallel. Der Verlauf der Jahrringbreiten zu „Außer“ zeigt in weiten Teilen Übereinstimmung mit den Resultaten von ESPER (2000a,b; ESPER et al. 2001a).

$\delta^{13}\text{C}$ -Variationen, Sommertemperatur und Sommerniederschlag

Die Untersuchung des niederfrequenten Signals in den $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen von MOR/hoch muss aufgrund der vorausgegangenen Ausführungen folgende Aspekte berücksichtigen:

- (i) Der hochfrequent bewiesene starke Zusammenhang zu den Juli+August-Temperaturen kann niederfrequent aufgrund der Unähnlichkeit der Temperaturverläufe „Inner“ und „Außer“ nur begrenzt weiter verfolgt werden.
- (ii) Ein größeres Potenzial liegt in der Analyse des niederfrequenten Zusammenhanges zum Juli+August-Niederschlag.
- (iii) Bei der Analyse längerfristiger Schwankungen müssen die verschiedenen Korrekturansätze aufgrund der Änderungen im atmosphärischen CO_2 einbezogen werden.

Abbildung 6.33 a stellt die gefilterten 51d-Indizes der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen (schwarz), also die Reihen, in denen alle säkularen Schwankungen eliminiert sind, den Juli+August-Temperaturen gegenüber. Betrachtet man zunächst den Temperaturverlauf im Hochsommer innerhalb und außerhalb des Hochgebirges, fällt die Gegenläufigkeit beider Reihen im Zeitraum 1960 bis 1990 AD auf. Während die Temperaturkurve „Außer“ (rot) ab 1900 AD bis 1980 AD fällt, ab 1950 AD unter ihrem langjährigen Mittelwert bleibt und tiefste Werte in den 70er Jahren aufweist, zeigen die Temperaturen „Inner“ bis 1983 AD positive Abweichungen mit einem Maximum in den 70ern. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Indizes zeichnen eindeutig den Verlauf innerhalb mit Maximalwerten in den 70er Jahren und einem anschließenden Abfall nach. Der Zusammenhang zu „Außer“ ist, über die gesamte Zeitreihe gesehen, schwächer oder gegenläufig, wie zwischen 1890 und 1910 AD oder Ende der 70er bis 1990 AD. Die Gegenläufigkeit verstärkt sich unter Berücksichtigung

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahring-Beziehungen

säkularer Trends in Form der verschiedenen CO₂-Korrekturen. Der Zusammenhang zwischen der Isotopenkurve und der Temperaturreihe „Außer“ steigt unter Hinzunahme der pflanzenphysiologischen Reaktionen nach Kürschner und Feng. Während r bei der reinen Korrektur der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im atmosphärischen CO₂ bei -0,52 liegt, erhöht sich der Wert unter zusätzlicher Berücksichtigung der Diskriminierungsrate nach Kürschner auf -0,81 und nach FENG auf -0,92. **Abbildung 6.33 b** zeigt die Ursache für die Erhöhung des Zusammenhanges. Die hier zur besseren Veranschaulichung mit (-1) multiplizierten $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven enthalten nach den Korrekturen einen säkularen Trend, der bei inverser Darstellung dem in den Juli+August-Temperaturen folgt und zu dem hohen Korrelationskoeffizienten führt. Auch der Zusammenhang zur Temperaturreihe „Inner“ ist mit der Korrektur „atm+Feng“ am stärksten. Die Korrelationskoeffizienten zwischen den ungefilterten $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen und der Temperaturkurve „Inner“ steigen im Zeitraum Juli+August ebenfalls von 0,43 (Korrektur „atm“) über 0,46 (Korrektur „atm+Kürschner“) auf 0,48 (Korrektur „atm+Feng“) (ohne Abbildung).

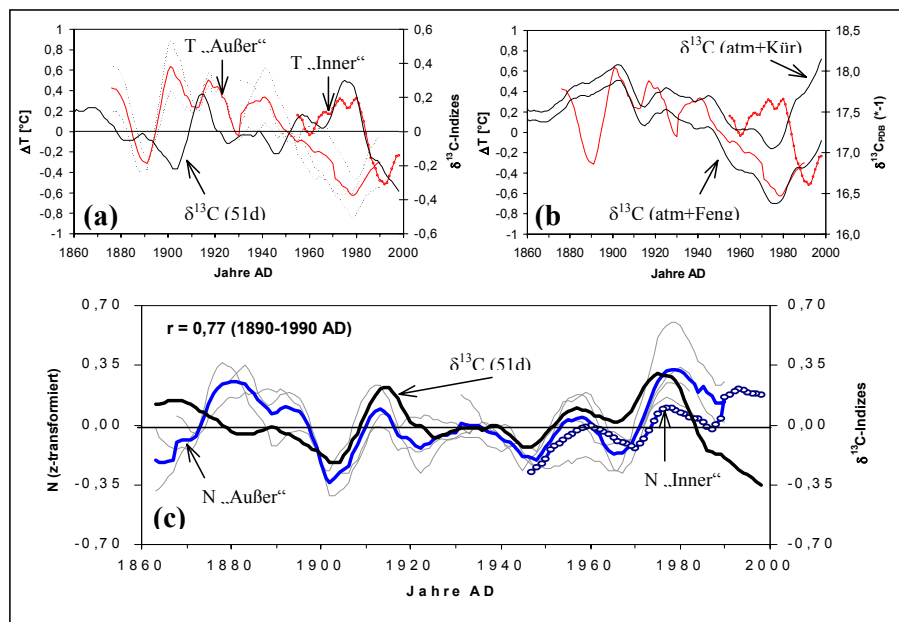


Abb. 6.33: Zusammenhang zwischen der gefilterten $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch (schwarz) und Temperatur und Niederschlag; (a): $\delta^{13}\text{C}$ -Indizes (51d) und Juli+August-Temperatur „Außer“ und „Inner“; (b): CO₂-korrigierte und invers dargestellte $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologien und Juli+August-Temperatur „Außer“ und „Inner“; (c): $\delta^{13}\text{C}$ -Indizes (51d) und Juni+Juli-Niederschlag „Außer“ und „Inner“; gepunktet = regionale Klimareihen „Inner“ (innerhalb des Hochgebirgsraumes); grau = Temperaturreihen der einzelnen Stationen außerhalb des Hochgebirgsraumes, die sich zu „Außer“ zusammensetzen; r bezieht sich auf $\delta^{13}\text{C}$ zu „Außer“

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

Dies ist ein Hinweis darauf, dass eine CO_2 -Korrektur unter Einbeziehung der pflanzenphysiologischen Reaktion auf erhöhte atmosphärische CO_2 -Konzentrationen die realen Klimabedingungen besser wiedergibt als eine reine Korrektur der atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ -Veränderungen. Dennoch ist eine Temperaturrekonstruktion auf dieser Basis problematisch. Es ist unklar, ob sich auch in säkularen Wellenlängenbereichen das gegenläufige bis unabhängige Verhalten der hochsommerlichen Temperaturverläufe „Inner“, welche unmittelbar auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen einwirken und „Außer“ fortsetzt. Insofern kann auch niederfrequent nur eine Temperaturabhängigkeit der Isotopenverhältnisse postuliert, jedoch nicht zu einer fundierten Rekonstruktion herangezogen werden. In Kapitel 3.3 wurde der kombinierte Einfluss von Temperatur- und Feuchtebedingungen auf die ^{13}C -Fixierung auf der Blattebene beschrieben. MAYR (2002) interpretiert in Klimakammerversuchen $\delta^{13}\text{C}$ -Temperatur-Korrelationen als Resultat der Interkorrelation zwischen Temperatur und Wasserverfügbarkeit. In der vorliegenden Arbeit tritt bei der Analyse der dekadischen Schwankungen der Niederschlag als der offensichtliche Einflussfaktor hervor. Dabei verschiebt sich die Intensität des Zusammenhanges von der Monatskombination Juli+August hin zu der Kombination Juni+Juli. Mit den gefilterten Datensätzen werden in diesem Fall die höchsten Korrelationen erreicht. **Abbildung 6.33 c** stellt die dekadischen Schwankungen der Juni+Juli-Niederschläge den gefilterten 51d-Indizes der Isotopenreihe gegenüber. Die Datensätze der einzelnen Stationen liegen hier z-transformiert vor, um die in ihren absoluten Niederschlagsmengen differierenden Werte der Stationen anzugleichen. Die gemeinsamen Variationen werden damit betont. Im Gegensatz zu den Sommertemperaturen sind die Niederschlagsreihen „Inner“ und „Außer“ in ihrem Verlauf

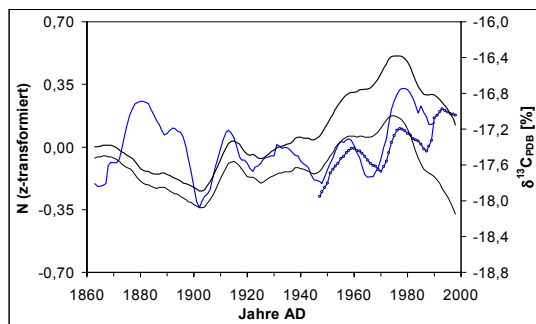


Abb. 6.34: CO_2 -korrigierte $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch und Juni+Juli-Niederschläge; dünne schwarze Linie = $\delta^{13}\text{C}$ korrigiert nach „atm+Kür“, dicke schwarze Linie = $\delta^{13}\text{C}$ korrigiert nach „atm+Feng“; blau = Juni+Juli-Niederschlag „Außer“, gepunktet = Juni+Juli-Niederschlag „Inner“

ähnlich, wenn auch das Maximum vor 1880 AD bei „Inner“ etwas früher und weniger ausgeprägt auftritt. Die Zeitreihe „Außer“ weist in einer ersten markanten Phase Ende des 19. Jahrhunderts positive Abweichungen der Niederschlagsmengen vom langjährigen Mittel auf, denen die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve nicht folgt. Zwischen 1890 bis 1980 AD verhalten sich beide Reihen nahezu synchron. Ende der 70er Jahre verschwindet der Zusammenhang zu „Außer“, und die Isotopenvariationen folgen

eher den langfristigen Schwankungen innerhalb des Hochgebirges. Ab 1990 AD driften die Kurven auseinander. Berücksichtigt man über dekadische Wellenlängen hinausgehende Trends, indem statt der 51d-Indizes die CO₂-korrigierten Datensätze verwendet werden, ergibt sich das Bild in **Abbildung 6.34**. Hier sind die nach „atm+Kür“ und „atm+Feng“ korrigierten Kurven aufgenommen. Da die $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen nun einen Langfristtrend enthalten, der sich nicht in den Niederschlägen widerspiegelt, sind die Zusammenhänge schlechter als bei den 51d-standardisierten Zeitreihen, in denen jeder mehr als 51 Jahre umfassende Trend eliminiert ist. Dies äußert sich auch in niedrigeren Korrelationskoeffizienten von 0,52 für $\delta^{13}\text{C}$ (atm+Feng), 0,54 für $\delta^{13}\text{C}$ (atm+Kür) und 0,55 für $\delta^{13}\text{C}$ (atm) im Vergleich zu dem oben erwähnten Wert von 0,77 für $\delta^{13}\text{C}$ (51d).

Bezüglich des niederfrequenten Zusammenhanges zwischen der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch und den klimatischen Gegebenheiten in Nordpakistan können folgende Punkte zusammengefasst werden:

- ⇒ In den dekadischen $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen sind die intramontanen Temperatur- und Niederschlagsbedingungen der Sommermonate Juni/Juli/August gespeichert.
- ⇒ Die Abhängigkeit der Jahrringisotope zum Juni+Juli-Niederschlag bleibt beim Vergleich mit der regionalen Niederschlagsreihe außerhalb des Hochgebirgsraumes erhalten, während sich der Zusammenhang zur entsprechenden Temperaturreihe deutlich verschlechtert.
- ⇒ Die $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch enthält das Potenzial zur Rekonstruktion vergangener Veränderungen in den Sommerniederschlägen. Hierzu müssen die 51d-Indizes verwendet werden, da die mit allen drei Ansätzen CO₂-korrigierten Isotopenreihen die Niederschlagsbedingungen nicht angemessen widerspiegeln.
- ⇒ Abschliessend soll auf das durchwegs positive Vorzeichen des Korrelationskoeffizienten hingewiesen werden. Hohe Niederschläge sind gekoppelt mit hohen Isotopenwerten, niedrige Niederschläge mit niedrigen Isotopenwerten. Diese Tatsache widerspricht den in Kapitel 3.3 aufgeführten Fallbeispielen und wird in der Diskussion wieder aufgegriffen.

$\delta^{18}\text{O}$ und Winterniederschläge

Abschließend wird die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch auf die Qualität ihrer niederfrequenten Klimainformation hin untersucht. Korrelationsberechnungen mit den gefilterten Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag auf Monatsbasis und in den verschiedenen Monatskombinationen heben den bereits hochfrequent ermittelten Einfluss des Winterniederschlags weiter hervor. Der Zusammenhang zu den Rohwerten der Sauerstoffisotope ist grundsätzlich höher als der zu den 51d-Indizes. Die Betonung liegt

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahrring-Beziehungen

nun auf dem Dezember, der mit einem Wert von $r = -0,70$ deutlich über der Kombination November bis Februar mit $r = -0,49$ liegt. **Abbildung 6.35** zeigt die gefilterten Niederschlagszeitreihen „Inner“ und „Außer“ für Dezember und die $\delta^{18}\text{O}$ -Rohwert-Chronologie, die durch die Multiplikation mit (-1) invers dargestellt ist. Es ist also zu beachten, dass hohe Niederschläge zu niedrigen Isotopenwerten führen und niedrige Niederschläge zu hohen Isotopenwerten. Betrachtet man zunächst wieder den Verlauf der

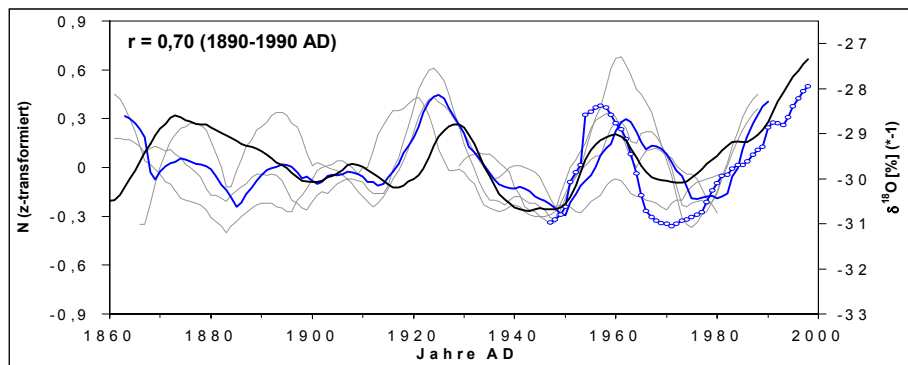


Abb. 6.35: Zusammenhang zwischen der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch (schwarz) und den z-transformierten Dezemberniederschlägen „Außer“ (blau) und „Inner“ (gepunktete Linie); grau sind die Niederschlagsreihen der einzelnen Stationen außerhalb des Hochgebirgsraumes, die sich zu „Außer“ zusammensetzen; r bezieht sich auf $\delta^{18}\text{O}$ zu „Außer“.

Niederschlagsreihen „Inner“ und „Außer“, ist ein leichter Versatz festzustellen. Das Maximum Ende der 50er Jahre von „Inner“ findet sich bei „Außer“ erst Anfang der 60er Jahre. Der anschließende Abfall der Kurve verläuft weniger steil als bei „Inner“ und das Minimum wird etwas später, Ende der 70er, erreicht. Ab Anfang der 80er Jahre nehmen die Niederschläge ähnlich stark zu. Die Isotopenkurve passt sich der Niederschlagsreihe „Außer“ wie bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen erst Ende des 19. Jahrhunderts (genauer ab 1895 AD) an. Sie folgt etwas verzögert dem Maximum der Niederschläge um 1925 AD und zeichnet auch das ausgeprägte und lang anhaltende Minimum in den 50er Jahren nach. Mit Einsetzen der Niederschlagsreihe „Inner“ wird deutlich, dass der Zusammenhang zu dieser stärker ist. Die Übereinstimmung beider ist im gesamten Zeitraum 1950-1990 AD besser als die zu „Außer“.

Es bleibt festzuhalten, dass sich in allen drei Jahrringparametern - Jahrringbreite, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ – durch die Analyse der Dekadenvariationen die auf interannueller Basis gefundenen Beziehungen zu Temperatur und/oder Niederschlag weiter herauskristallisieren. Es ergeben sich folgende Zusammenhänge mit dem Potenzial zur Rekonstruktion:

6.5 ERGEBNISSE – Klima/Jahring-Beziehungen

- (i) Abhängigkeit der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch von den Jahresmitteltemperaturen
- (ii) Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch von den Juni+Juli-Niederschlägen
- (iii) Abhängigkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch von den Winterniederschlägen (Dezember)

Eine Rekonstruktion vergangener Klimaveränderungen der letzten 1170 Jahre im NW-Karakorum kann also aufgrund des unterschiedlichen Informationsgehaltes der Parameter saisonal differenziert und auf verschiedene Klimaelemente bezogen durchgeführt werden.

6.6 REKONSTRUKTION VON TEMPERATUR UND NIEDERSCHLAG SEIT 828 AD

In der vorliegenden Arbeit dienen als Basis für die Rekonstruktion vergangener Temperatur- und Niederschlagsveränderungen die Geradengleichungen linearer Regressionen. Diese einfachen Transfermodelle unterstellen eine lineare Abhängigkeit der Isotopenfixierung bzw. des Zuwachses von den Klimaelementen. Sicherlich werden die komplexen realen Zusammenhänge in natürlichen und vor allem biologischen Systemen dadurch nur bis zu einem gewissen Grad erfasst. So ließe sich z.B. durch die Anwendung multipler Korrelationen die erklärte Varianz dort noch erhöhen, wo bereits bei den Einfachregressionen hohe Zusammenhänge zu mehreren Klimaelementen auftreten. Andererseits ginge die Verbesserung der statistischen Übereinstimmung durch die gekoppelte Einbeziehung der Klimaelemente auf Kosten der Eindeutigkeit in der Beziehung des entsprechenden Jahrringparameters zum auslösenden Klimasignal. Daher werden hier statistisch transparente Verfahren angewandt, die einen ökologisch eindeutig nachvollziehbaren Zusammenhang zwischen den auslösenden Klimafaktoren und den Jahrringssignalen herstellen.

6.6.1 Transfermodelle und ihre Anwendung

Grundlage für die Berechnung der Transfermodelle sind die aus dem vorangegangenen Kapitel bekannten, 15-jährigen ungewichteten gleitenden Mittelwerte der Temperatur- und Niederschlagszeitreihen und die ebenfalls gefilterten Jahrringbreiten- und Isotopenchronologien. Die Stabilität der klimatischen Steuerung wird in zwei unabhängigen Zeitfenstern überprüft (Kalibration und Verifikation). Diese umfassen den Zeitraum 1890-1940 AD und 1941-1990 AD. Auf die Klimadaten vor 1890 AD wurde verzichtet, da sich im vorangegangenen Kapitel in jedem Fall der Zusammenhang zu den Jahrringparametern verschlechterte. Ursache ist vermutlich die bereits erwähnte höhere Wahrscheinlichkeit für Messfehler in den älteren Jahrgängen (ESPER 2000) und die Tatsache, dass weniger Zeitreihen zur Temperaturmittelkurve beitragen. Unter der Voraussetzung, dass die Trans-

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

fermodelle beider Perioden zu gleich guten Rekonstruktionsergebnissen führen, wird letztlich das Modell der gesamten Zeitscheibe 1890-1990 AD zur Umrechnung der Jahrringgrößen in °C bzw. mm angewandt. Bei der Interpretation der angegebenen Bestimmtheitsmaße ist die horizontale und vertikale Entfernung der Klimastationen, von denen die Regionalreihen gemittelt wurden, zu berücksichtigen. So gibt z.B. ein Bestimmtheitsmaß von 0,5 Auskunft darüber, dass 50% der Varianz durch die Abhängigkeit von dem entsprechenden Klimafaktor erklärt werden können. Es bleiben also immer noch 50% nicht erklärte Varianz. Ein Großteil davon fließt sicher in die oben genannte Tatsache ein.

Tabelle 6.9 und **Abbildung 6.36** zeigen die Transfermodelle und ihre Anwendung auf die Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch und die Jahresmitteltemperaturen der regionalen Klimareihe „Außer“. Datenbasis sind bei den Jahrringbreiten die gefilterten Mittelwert-Indizes (ohne die Eliminierung säkularer Schwankungen) und bei den Temperaturen die gefilterten Abweichungen vom Mittelwert der gesamten Zeitreihe. **Tabelle 6.9** enthält die Geradengleichungen und Bestimmtheitsmaße (R^2) der Regressionen für den Gesamtzeitraum (siehe auch **Abbildung 6.36a**) und die beiden unabhängigen Zeitfenster. R^2 gibt Auskunft darüber, dass die Abhängigkeit der Jahrringbreiten von den Jahresmitteltemperaturen „Außer“ Ende des 19. bis Mitte des 20. Jahrhunderts mit $R^2 = 0,50$ geringer ist als in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts mit $R^2 = 0,60$. Dennoch bleiben auch hier noch 50% erklärte Varianz. Zur Temperaturrekonstruktion werden die gefilterten Jahrringbreitendaten in die Variable x der Geradengleichungen eingesetzt. **Abbildung 6.36b** zeigt die Resultate unter Anwendung der verschiedenen Modelle (schwarze und graue Linien). Zum Vergleich ist die bereits bekannte Temperaturreihe „Außer“ (rot) mit aufgenommen. Ähnlichkeiten und Unterschiede in den Kurvenverläufen wurden ausführlich in **Abbildung 6.32** diskutiert. Jetzt liegt der Fokus auf der Amplitude der realen und modellierten Temperaturabweichungen. Die verschiedenen Transfermodelle führen zu nahezu identischen Ergebnissen. Die rekonstruierte Amplitude der Temperaturschwankungen zwischen den Modellen ändert sich um maximal $0,03^\circ\text{C}$ - ein Hinweis auf die zeitliche Stabilität der Temperatur-Jahrring-Beziehung im niederfrequenten Bereich. Daher kann zur Temperaturrekonstruktion der letzten 1170 Jahre in Pakistan die Geradengleichung der in **Abbildung 6.36a** dargestellten Regression für den Gesamtzeitraum 1890-1990 AD als Transfermodell verwendet werden (schwarze Linie in **Abbildung 6.36 b**). Allerdings gibt die Rekonstruktionskurve die Amplitude der realen Temperaturschwankungen von maximal $+0,27^\circ\text{C}$ bis $-0,25^\circ\text{C}$ nur gedämpft wieder. Die maximalen Abweichungen betragen hier zwischen $+0,18^\circ\text{C}$ und $-0,16^\circ\text{C}$ und liegen damit in der Größenordnung der von ESPER et al. (2001a) ermittelten Werte von $+0,2^\circ\text{C}$ bis $-0,2^\circ\text{C}$, wobei er sich auf eine Kommastelle beschränkt.

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

Tab. 6.9:
Transfermodelle für die Rekonstruktion von
Jahresmitteltemperaturen aus Jahrringbreiten

Zeitfenster	Transfermodell	R ²
1890-1990 AD	$y = 0,6849x - 0,7072$	0,50
1890-1940 AD	$y = 0,6091x - 0,6619$	0,50
1941-1990 AD	$y = 0,6185x - 0,6297$	0,60

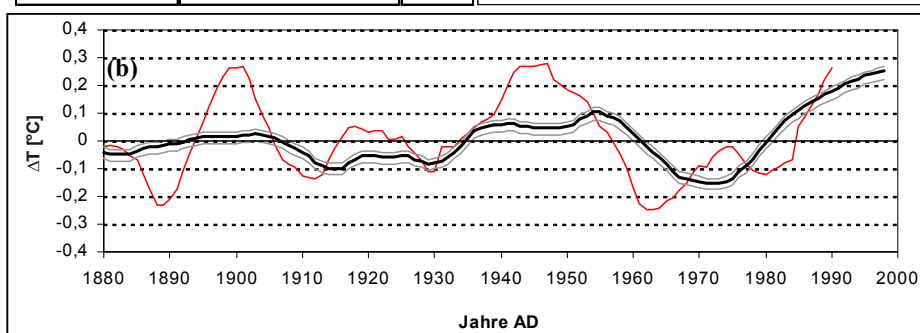
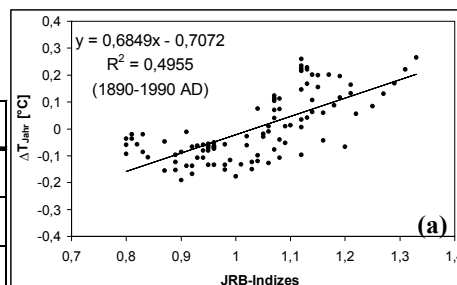


Abb. 6.36 (a): Regression Jahrringbreite (PAK/hoch) zu Jahresmitteltemperaturen „Außer“ für den Zeitraum 1890-1990 AD; **(b):** Rekonstruktion der Jahresmitteltemperaturen unter Anwendung der in Tab. 6.9 vorgestellten Transfermodelle: schwarz = Rekonstruktionskurve auf der Basis von (a); grau = Rekonstruktionskurven auf der Basis der Transfermodelle für die unabhängigen Zeitfenster 1890-1940 AD und 1941-1990 AD; rot = Jahresmitteltemperaturen der regionalen Klimareihe „Außer“

Insgesamt werden die langfristigen positiven und negativen Temperaturabweichungen durch die Rekonstruktionskurve gut repräsentiert. Die Rekonstruktionsansätze für Niederschlagsvariationen der Sommermonate (Juni+Juli) aus der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch sind in **Tabelle 6.10** und **Abbildung 6.37** dargestellt. Grundlage der Berechnung von Regressionen sind hier die gefilterten 51d-Indizes der Isotopenvariationen mit eliminierten säkularen Schwankungen. In **Abbildung 6.34** hat sich gezeigt, dass mit den CO_2 -korrigierten Rohwertkurven, in denen säkulare Trends enthalten sind, die Niederschlag-Isotopen-Beziehung schlechter wird. Die z-transformierten, gefilterten Niederschlagsreihen wurden für die Rekonstruktion in ihre ursprüngliche Dimension, nämlich Millimeter, rücktransformiert. Die erklärten Varianzen für die einzelnen Zeitscheiben liegen mindestens bei 60% (**Tabelle 6.10**). Der Zusammenhang scheint zu Beginn des 20. Jahrhunderts höher zu sein als in der zweiten Hälfte. Kürzt man jedoch das Zeitfenster 1941-1990 AD um zehn Jahre auf 1980 AD, steigt R^2 auf 0,79.

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

Tab. 6.10:
Transfermodelle für die Rekonstruktion von
Juni+Juli-Niederschlägen aus $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen

Zeitfenster	Transfermodell	R^2
1890-1990 AD	$y = 72,295x - 4,3267$	0,60
1890-1940 AD	$y = 62,951x - 5,7883$	0,68
1941-1990 AD	$y = 98,408x - 7,8036$	0,61

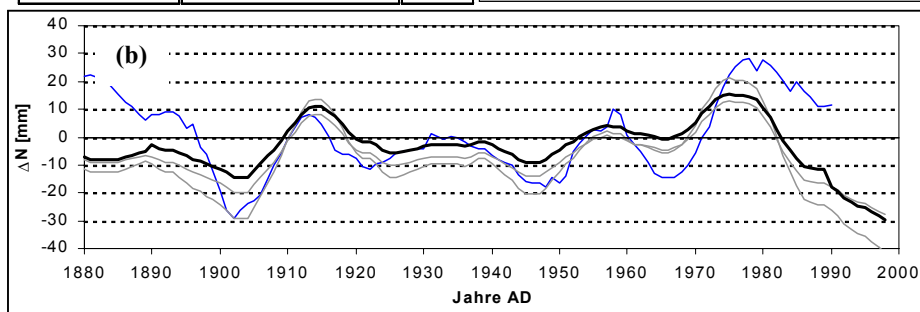
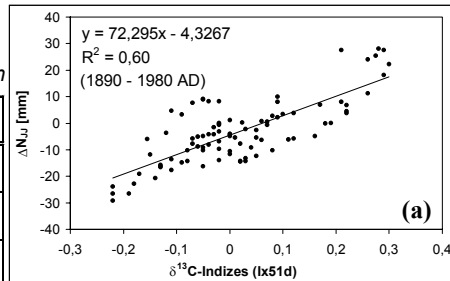


Abb. 6.37 (a): Regression $\delta^{13}\text{C}$ (MOR/hoch) zu Juni+Juli-Niederschlägen „Außer“ für den Zeitraum 1890-1990 AD; **(b):** Rekonstruktion der Juni+Juli-Niederschläge unter Anwendung der in Tab. 6.10 vorgestellten Transfermodelle: schwarz = Rekonstruktionskurve auf der Basis von (a); grau = Rekonstruktionskurven auf der Basis der Transfermodelle für die unabhängigen Zeitfenster 1890-1940 AD und 1941-1990 AD; blau = Juni+Juli-Niederschläge der regionalen Klimareihe „Außer“

Bereits in Abbildung 6.33 wurde darauf hingewiesen, dass Isotopen- und Niederschlagsreihe in den letzten zehn Jahren (1980-1990 AD) auseinander driften und die Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Niederschlagsreihe „Inner“ deutlicher bestehen bleibt. Besonders in den älteren Jahrgängen liegt R^2 deutlich höher als bei der Jahrringbreiten-Temperatur-Beziehung. Auch hier ist durch die bewiesene zeitliche Stabilität der klimatischen Steuerung die Anwendung der Geradengleichung für den Gesamtzeitraum als Transfermodell gerechtfertigt (**Abbildung 6.37a**). **Abbildung 6.37b** zeigt die Niederschlagsreihe „Außer“ und die modellierten Datensätze. Dargestellt sind die Abweichungen der Niederschlagsmengen vom Gesamtmittelwert. Wiederum beweisen die Ergebnisse der verschiedenen Modellrechnungen die zeitliche Stabilität der Niederschlag-Jahrring-Beziehung. Die maximale Differenz zwischen den Rekonstruktionskurven beträgt 9 mm. Daher dient die Regressionsgleichung für den Gesamtzeitraum als Basis für die Niederschlagsrekonstruktion der letzten 1170 Jahre. Die Amplitude der realen Niederschlagsvariationen bewegt sich zwischen +29 mm und -29 mm. Auch hier schwanken die Rekonstruktionskurven weniger stark (+18 mm bis -20 mm). Insgesamt

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

werden die langfristigen positiven und negativen Abweichungen jedoch erneut gut wiedergegeben.

Schließlich zeigen **Tabelle 6.11** und **Abbildung 6.38** die Transfermodelle und ihre Anwendung auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch und die Dezemberrniederschläge. Datenbasis sind die gefilterten $\delta^{18}\text{O}$ -Rohwerte und die ebenfalls gefilterten Niederschlagsabweichungen vom Gesamtmittelwert der Zeitreihe. In diesem Fall sind in **Tabelle 6.11** vier Regressionen berücksichtigt. Zusätzlich zu den bekannten Zeitfenstern ist das Ergebnis der Regressionsberechnung mit der Niederschlagsreihe „Inner“ (Zeitraum 1947-1998 AD) aufgenommen. Dieses liefert das mit Abstand höchste Bestimmtheitsmaß ($R^2 = 0,70$). Im vergleichbaren Zeitraum 1941-1990 AD ist der Zusammenhang zu „Außer“ mit $R^2 = 0,32$ deutlich niedriger. In **Abbildung 6.38 (b)** sind die Ergebnisse aller vier Modellrechnungen aufgenommen. Sie zeigen eine maximale Differenz von 2 mm. Für die Rekonstruktion angewandt wird trotz des niedrigeren Bestimmtheitsmaßes als bei zweien der anderen Modelle das, welches den Gesamtzeitraum vertritt (**Abbildung 6.38 a**).

Tab. 6.11:
Transfermodelle für die Rekonstruktion von
Dezember-Niederschlägen aus $\delta^{18}\text{O}$ -

Zeitfenster	Transfermodell	R^2
1890-1990 AD	$y = -5,1564x + 153,51$	0,51
1890-1940 AD	$y = -5,5178x + 164,78$	0,54
1941-1990 AD	$y = -5,1254x + 152$	0,32
1947-1998 AD	$y = -4,8757x + 143,16$	0,70

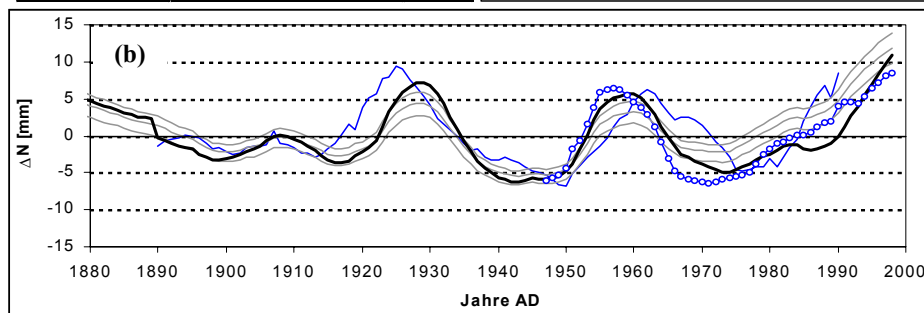
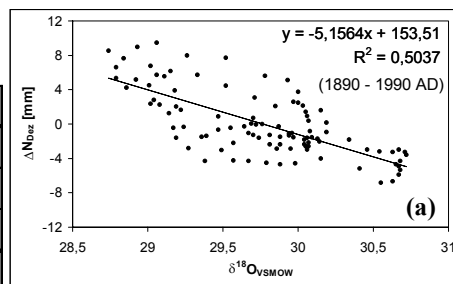


Abb. 6.38 (a): Regression $\delta^{18}\text{O}$ (MOR/hoch) zu Dezemberrniederschlägen „Außer“ für den Zeitraum 1890-1990 AD; **(b):** Rekonstruktion der Dezemberrniederschläge unter Anwendung der in Tab. 6.11 vorgestellten Transfermodelle: schwarz = Rekonstruktionskurve auf der Basis von (a); grau = Rekonstruktionskurven auf der Basis der Transfermodelle für die unabhängigen Zeitfenster 1890-1940 AD und 1941-1990 AD; blau = Dezemberrniederschläge der regionalen Klimareihe „Außer“; gepunktet = Dezemberrniederschläge der regionalen Klimareihe „Außer“

Die reale Amplitude von +10 mm bis – 6 mm reduziert sich auch bei den aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten modellierten Niederschlagsabweichungen bis 1990 AD, wird jedoch in den letzten Jahren bis 1998 AD im positiven Bereich um 3 mm überschritten. Auch aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch können aufgrund der vorausgegangenen Ausführungen niederfrequente positive und negative Abweichungen der Winterniederschläge rekonstruiert werden.

6.6.2 Klimarekonstruktion

Die vorliegende Arbeit unterscheidet auch bei der Rekonstruktion dekadische und säkulare Wellenlängenbereiche. Bei den Untersuchungen zu den Variationen der drei Jahrringparameter haben sich Probleme im Zusammenhang mit den hundert- bis mehrhundertjährigen Schwankungen ergeben (Kapitel 6.1 bis 6.4). So ist die klimatische Information der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch vermutlich in den ältesten Jahrgängen durch den biologisch-geometrisch bedingten Jugendtrend modifiziert. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch zeigt im 19./20. Jahrhundert einen nichtklimatischen, durch anthropogene CO_2 -Emissionen verursachten Abwärtstrend. Und auch in den $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen ist ein im Vergleich zur Gesamtreihe außergewöhnlicher Abfall im 20. Jahrhundert bemerkenswert. Daher ist es sinnvoll, vor der Zusammenführung der Wellenlängenbereiche eine isolierte Rekonstruktion der primär klimatisch bedingten dekadischen Schwankungen durchzuführen. Diese sind der mit dem geringsten Fehler behaftete Wellenlängenbereich.

Abbildung 6.39 enthält die Resultate der auf die 51d-Indizes der Jahrringchronologien angepassten Transfermodelle. Dargestellt sind also dekadische Abweichungen der Jahresmitteltemperatur (**6.39a**), Sommer (**6.39b**) - und Winterniederschläge (**6.39c**) vom jeweiligen Mittelwert des Zeitraumes 1890-1990 AD. Von primärem Interesse sind weniger die einzelnen Ereignisse, sondern vor allem die Amplitude, innerhalb welcher sich die rekonstruierten Abweichungen auftreten. So schwanken die Jahresmitteltemperaturen zwischen +0,2°C und –0,2°C und bewegen sich damit in der von ESPER ermittelten Amplitude. Der extrem hohe Wert nach 915 AD bleibt in der besser belegten ESPER-Reihe innerhalb der maximalen Abweichung und wird daher als „Ausreißer“ behandelt. In weiten Teilen laufen die Dekadenvariationen beider Arbeiten synchron. Unterschiede ergeben sich höchstens aus der initialen Standardisierung der Jahrringzeitreihen an verschiedenen Filtern (101-jährig versus 51-jährig). Die Amplitude der rekonstruierten Sommerniederschläge bewegt sich zwischen +20mm und –22mm. Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diese Absolutwerte auf eine, aus mehreren außerhalb des Hochgebirgsraumes liegenden Stationen gemittelte Reihe bezogen sind. Ob sich die Größenordnung bei einer erneuten und differenzierteren Aggregation der Niederschlagsdaten verändert, muss an dieser Stelle offen bleiben.

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

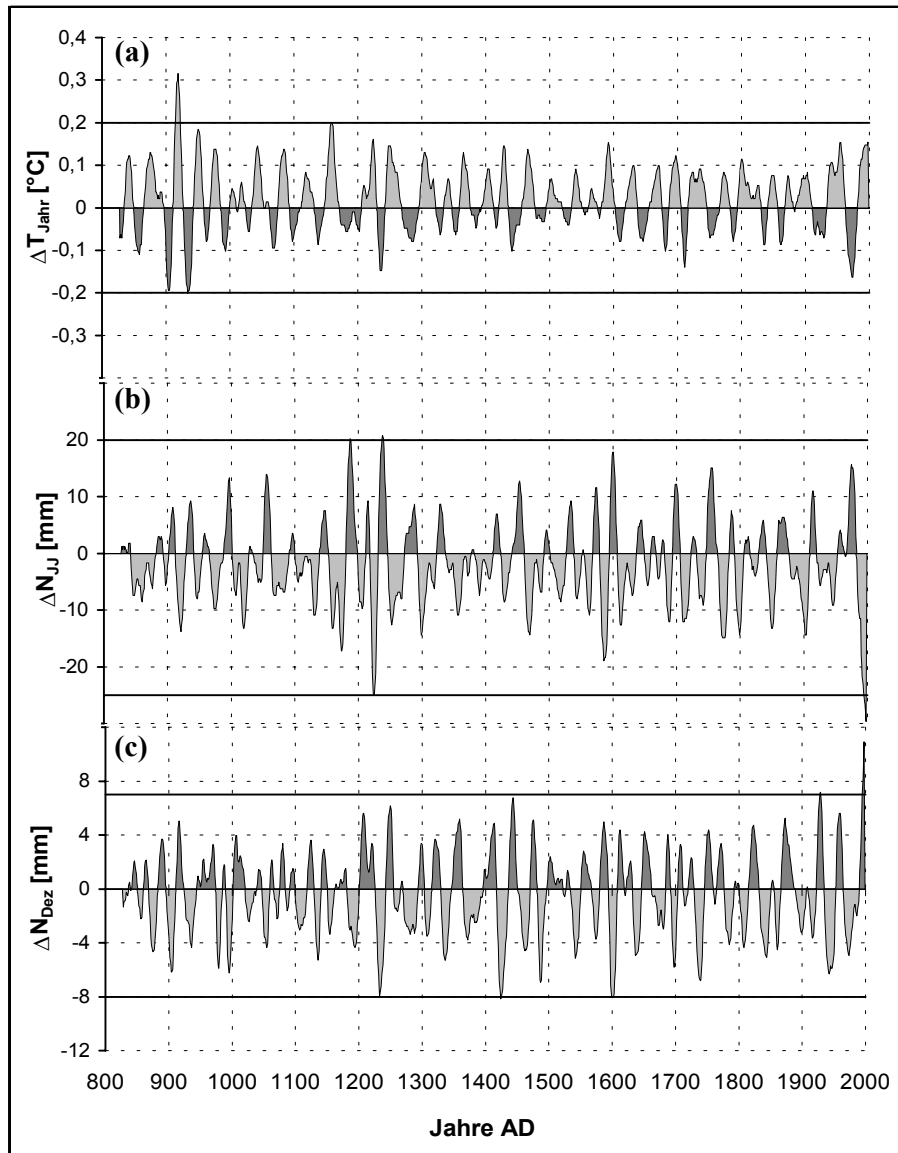


Abb. 6.39: Dekadische Temperatur- und Niederschlagsschwankungen im Karakorumgebirge seit 828 AD; die Abweichungen beziehen sich auf den Mittelwert der Periode 1890-1990 AD; (a): Rekonstruktion der Jahresmitteltemperaturen aus der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch; (b): Rekonstruktion der Juni+Juli-Niederschläge aus der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch; (c): Rekonstruktion der Dezemberrniederschläge aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch; Linien markieren die Bereiche, innerhalb derer sich die Amplituden der Schwankungen bewegen

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

Dasselbe gilt verstärkt für die Rekonstruktion der Winterniederschläge und der Amplitude von +8 mm bis –8 mm. Inwiefern an den einzelnen Stationen Schneehöhen und die Berechnung des Wasseräquivalents bei der mm-Angabe berücksichtigt wurden, ist bis dato unklar. Der Vergleich der rekonstruierten Jahresmitteltemperaturen mit den Sommer-niederschlägen (**Abbildung 6.39a und b**) zeigt, dass positive Temperaturabweichungen und negative Abweichungen der Juni+Juli-Niederschlagsmengen, also sommerliche Trockenphasen, häufiger auftreten als kühle und feuchte Perioden.

Die schon visuell erkennbare Gegenläufigkeit beider Reihen wird durch eine Anti-Korrelation von $r = -0,47$ bestätigt. Dieser Wert muss in Relation zu der unterschiedlichen saisonalen Auflösung der Datensätze gesehen werden. Die Ähnlichkeit von Sommer- und Winterniederschlägen ist geringer. Es treten sowohl Phasen gleichgerichteter positiver und negativer Abweichungen (z.B. in den 1230er bis 1250er Jahren) auf als auch gegenläufige Perioden (z.B. 990er Jahre, um 1600 AD oder markant die 1990er Jahre). Die Abweichungen der Sommer- und Winterniederschläge im jüngsten Jahrzehnt (1990er Jahre) sind auf die gesamte Zeitreihe gesehen, außergewöhnlich. Der zwischen den Zeitreihen errechnete Korrelationskoeffizient von $-0,37$ weist insgesamt auf einen eher negativen Zusammenhang hin. Bedenkt man die Tatsache, dass zumindest rezent die vorherrschenden sommerlichen und winterlichen Großwetterlagen (monsunale Störungen versus kontinuierlicher Einfluss der Westwinddrift) stark differieren, ist die geringe Ähnlichkeit der Kurven plausibel.

In **Abbildung 6.40** schließlich sind für die Rekonstruktion alle Wellenlängen außer den Jahr-zu-Jahr-Variationen beibehalten. Das säkulare Signal, ausgedrückt durch die grauen Flächen, wird durch 101-jährige Filter betont. Die Ausweitung der eigenen, für die Jahrringbreiten durchgeführten Einzeljahanalysen (ESPER et al. 2001d) auf die Isotopenreihen steht unmittelbar vor Abschluss (TREYDTE et al., in Vorbereitung). In allen drei Rekonstruktionen existieren mit Unsicherheiten behaftete Zeiträume. So wurde in Kapitel 6.1.2 ausführlich das Problem der Chronologiebildung aus Jahrringbreiten unter Beibehaltung säkularer Schwankungen besprochen. Da eine, an das Wachstumsverhalten der pakistanischen *Juniperi* angepasste Standardisierungsmethode weiterhin aussteht, bleibt die von der ESPER-Chronologie bekannte überdimensionale Ausprägung des Mittelalterlichen Optimums im Vergleich zu den rezenten Bedingungen bestehen (**Abbildung 6.40a**). Im Unterschied zu dieser konnte hier jedoch aufgrund der ausschließlich hohen Baumalter (>800 Jahre) ein Transfermodell angewandt werden, bei dem die niederfrequenten Wellenlängen belassen wurden. Die Reduzierung auf alte Bäume von nur zwei Standorten in der eigenen Arbeit hat weitere Konsequenzen: Einerseits wird bei ESPER das gespeicherte gemeinsame Temperatursignal durch die höhere Anzahl an Standorten und Bäumen besser herauspräpariert.

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

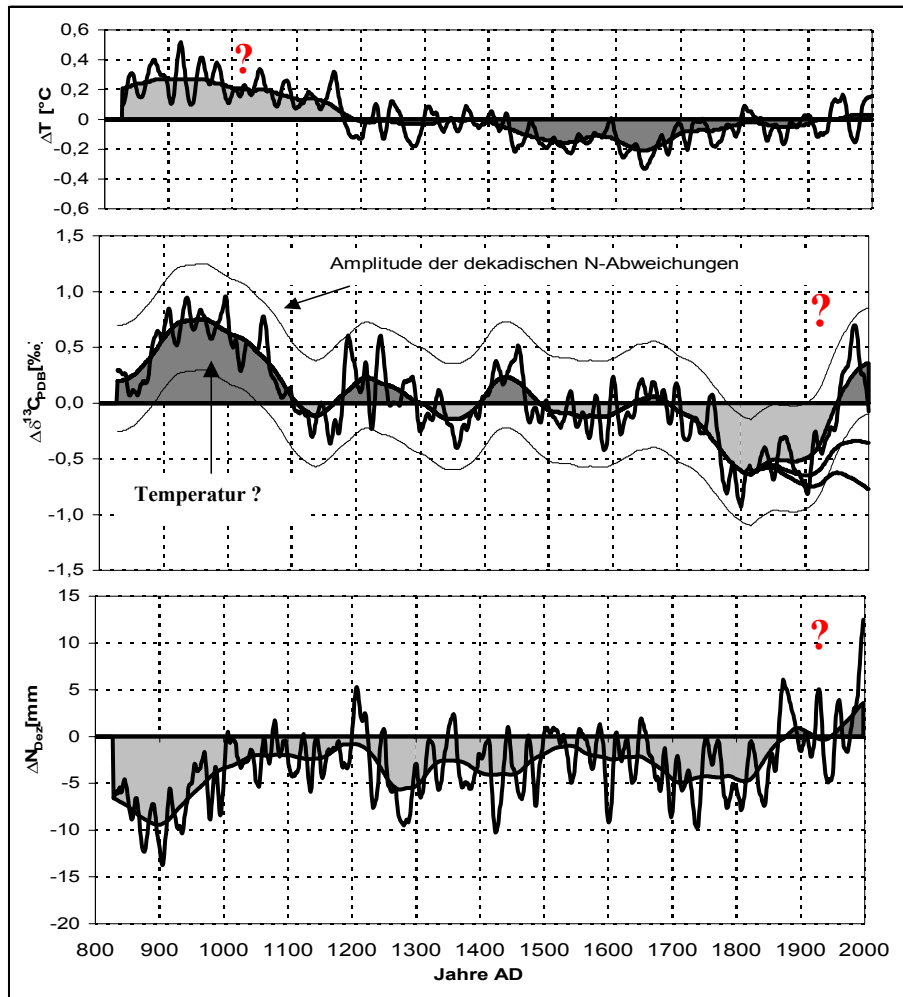


Abb. 6.40: Erster Ansatz zur Klimarekonstruktion im Karakorumgebirge/Pakistan für den Zeitraum 828-1998 AD aus den Jahrringparametern Breite, $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$. (a): Rekonstruktion der Jahresmitteltemperaturen aus der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch (nach ESPER 2000a,b) (b): Rekonstruktion der Sommer-Niederschläge aus der $\delta^{13}C$ -Chronologie MOR/hoch => wegen des bei der Kalibration problematischen CO_2 -Trends im 20. Jahrhundert kann hier ein Transfermodell nur auf die dekadischen Schwankungen angewandt werden (dünne Linien markieren +20 bis -22mm Abweichung), ab 1800 AD ist die mit „atm+Feng“ korrigierte Reihe als Fläche dargestellt, die Resultate mit den beiden anderen Korrekturen „atm“ und „atm+Kür“ als Linien; ein auf säkularer Ebene dominanter Einfluss der Temperatur kann nicht ausgeschlossen, aber auch nicht verifiziert werden (c): Rekonstruktion der Dezemberrniederschläge aus der $\delta^{18}O$ -Chronologie MOR/hoch; Beachte: die Rekonstruktionskurve erscheint im Vergleich zur $\delta^{18}O$ -Rohwertkurve aufgrund der negativen Klima-Jahrring-Korrelation gespiegelt; Mit Fragezeichen versehene Kurvenabschnitte enthalten Unsicherheiten in den zur Rekonstruktion herangezogenen Rohwertdatensätzen

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

Mindestens im 20. Jahrhundert, also im Kalibrations- und Verifikationszeitraum, wo keine neuen Bäume mehr hinzukommen, erhält seine Chronologie höhere Repräsentanz. Andererseits ist das säkulare Signal ab dem ersten Drittel des letzten Jahrtausends bis in jüngste Zeit aufgrund der heterogenen Baumalter mit Alterstrend weniger stabil als das der eigenen Analysen. So kann hier der Versuch unternommen werden, von der „nur“ dekadischen Temperaturrekonstruktion überzugehen zur säkularen. In den ältesten Jahrhunderten sind beide Chronologien nahezu identisch, da sich hier die Belegung angleicht. Im Gegensatz zu der Temperaturrekonstruktion ergeben sich in den Isotopenkurven für die älteren Jahrgänge bis ca. 1800 AD keine Probleme. Dies ändert sich in der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie mit Einsetzen des CO_2 -Trends ab ca. 1800 AD, der in der Kalibrations- und Verifikationsphase das originäre Klimasignal überprägt (**Abbildung 6.40b**). Die verschiedenen Ansätze der Korrektur haben momentan noch rein qualitativen Charakter, auch wenn die Korrektur „atm+Feng“ (Kapitel 5.2.1) die Daten am sinnvollsten anzupassen scheint. Eine fundierte Niederschlagsrekonstruktion unter Anwendung des oben vorgestellten Transfermodells kann daher nur unter Eliminierung des säkularen Trends im 20. Jahrhundert erfolgen und beschränkt sich auf die in **Abbildung 6.39b** gezeigten dekadischen Variationen (dünne Linien in Abb.6.40). Schließlich muss auch der außergewöhnliche Anstieg der Winterniederschläge im 20. Jahrhundert vorsichtig interpretiert werden (**Abbildung 6.40c**). Wie in Kapitel 6.3.2 erwähnt wurde, zeigt die Sauerstoffisotopenkurve einen Abfall, der möglicherweise zusätzlich pflanzenphysiologisch geprägt ist. Es existieren bisher jedoch keine Untersuchungen zu dem Einfluss veränderter atmosphärischer CO_2 -Bedingungen auf die Sauerstoffisotopen-Fraktionierung, welche die Frage beantworten könnten.

Mit diesen wichtigen Vorinformationen können nun die Rekonstruktionskurven interpretiert werden. Die modellierten Abweichungen der Jahresmitteltemperatur (**Abbildung 6.40a**) zeigen die bereits oben erwähnte Wärmeperiode zwischen 800 AD und 1200 AD mit einem Maximum um 950 AD. Die Unsicherheit dieses Zeitraumes wurde diskutiert. Zwischen 1200 und 1400 AD schwankt die Temperatur um den Mittelwert und fällt dann mit einer zwischengeschalteten leichten Erwärmung zwischen 1500 und 1600 AD bis zu Minimalwerten um 1650 AD ab. Der nachfolgende Temperaturanstieg erfolgt in mehreren leichten Wellenbewegungen, wobei die negativen Abweichungen ab 1800 AD nur noch knapp unter dem Mittel von 1890-1990 AD liegen. Der Umschwung zu positiven Abweichungen erfolgt um 1920 AD. Die Wahl eines flexibleren Filters im Vergleich zu Esper (101-jährig versus 401-jährig) hebt eine 200 Jahre andauernde Übergangsphase von warm zu kalt zwischen 1200 und 1400 AD hervor, die bei ESPER unterdrückt wurde.

Bei der Interpretation der rekonstruierten Sommerniederschläge muss berücksichtigt werden, dass diese sich auf dekadische Wellenlängen beziehen. Zwei markante Zeiträume fallen ins Auge (**Abbildung 6.40b**): Eine sehr feuchte Phase zwischen 800 AD und 1100

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

AD und eine außergewöhnlich trockene Phase, die um 1700 AD beginnt und um 1800 ihr Minimum erreicht. In welcher Form genau sich die Entwicklung fortsetzt, ist aufgrund der CO₂-Überprägung unsicher. Am wahrscheinlichsten ist aber der grau unterlegte Anstieg der Niederschläge mit einem Wechsel zu positiven Abweichungen in jüngster Zeit. Zwei sekundäre Niederschlagsmaxima sind um 1100 AD bis 1300 AD und zwischen 1400 AD und 1500 AD feststellbar. Der gesamte Zeitraum 1100 AD bis 1700 AD bewegt sich jedoch im Vergleich zu den vorher genannten Perioden in geringen Abweichungen um den Mittelwert. Es sei daran erinnert, dass in der Klima-Jahrring-Kalibration auch ein positiver Zusammenhang zur Sommertemperatur festgestellt wurde. Man kann nicht ausschliessen, dass deren Einfluss sich in niederfrequenteren Bereichen (säkulare, mehrhundertjährige Schwankungen) mehr und mehr durchpaust. Dann müssten die grau unterlegten Flächen eher in Richtung Mittelalterliches Optimum und Kleine Eiszeit interpretiert werden. Um diese Hypothese zu verifizieren, sind weitere Untersuchungen mit unabhängigen Vergleichszeitreihen notwendig (siehe Kapitel 7). Bis dahin muss der gefundene dominante Zusammenhang zu den Sommerniederschlägen als Rekonstruktionsbasis bestehen bleiben.

Die Winterniederschläge liegen im gesamten Zeitraum unter dem Mittelwert 1890-1990 AD (**Abbildung 6.40c**). Extremste negative Abweichungen treten um 900 AD auf, zwei weitere abgeschwächte Minima vor 1300 AD und zwischen 1700 und 1800 AD. Danach folgt ein Anstieg und ab 1900 AD überschreiten auch die niederfrequenten Schwankungen den Mittelwert. Weitere Perioden mit vergleichsweise höheren Niederschlägen liegen bei 1200 AD und zwischen 1500 und 1600 AD. Der direkte Vergleich der drei Zeitreihen ist zwar wegen der unterschiedlichen saisonalen Auflösung nur eingeschränkt möglich. Dennoch sollen einige in allen Zeitreihen auffallende Zeiträume andiskutiert werden. Die im allgemeinen als Mittelalterliches Optimum bezeichnete, doch in ihrer zeitlichen Ausprägung nur schwer einzuordnende Warmphase in den Jahrhunderten um 1000 AD scheint im Karakorumgebirge während ihrer Maximalausprägung mit hohen Sommerniederschlägen gekoppelt gewesen zu sein. Dies würde einen Teil der außergewöhnlich hohen Zuwächse zu Lebensbeginn der alten Wacholder erklären, die auf diese günstige Witterungskonstellation ausgesprochen positiv reagieren konnten. Die niedrigen Winterniederschläge mit einem möglicherweise geringen Wasserangebot zu Beginn der Vegetationsperiode werden durch die Sommerbedingungen kompensiert. Auf diese warm-feuchte Phase folgt ein Klimaumschwung hin zu kalt-trockenen Verhältnissen, der durch labile Witterungsverhältnisse über mehrere Jahrhunderte angekündigt wird. Gleich- und gegenläufige Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse wechseln sich ab, wobei die Niederschlagsschwankungen größerer Variabilität unterliegen. Während die Temperaturen mehr oder weniger kontinuierlich zu Minimalwerten um 1650 AD hin absinken, schwanken die Niederschläge weiterhin um den Mittelwert und münden in eine ausgeprägte

6.6 ERGEBNISSE – Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag

Trockenphase, die dem Temperaturminimum versetzt folgt. Rezent ist wiederum ein Trend hin zu relativ warm-feuchten Sommerbedingungen feststellbar. Auch die Winterniederschläge bewegen sich zeitlich nach hinten versetzt zu der extremen Kaltphase in eine Depression. Möglicherweise reduziert die sich im Zuge niedrigerer Temperaturen aufbauende Schneedecke in Hochasien die Monsunaktivität, welche ja in Form von Störungen mit Starkniederschlagsereignissen den Hochgebirgsraum mit prägt.

7 DISKUSSION

7.1 CHRONOLOGIEBILDUNG UND LANGFRISTTRENDS

Es sei an vorderster Stelle darauf hingewiesen, dass im Rahmen dieser schwerpunktmäßig auf stabile Isotope ausgerichteten Arbeit mit den Jahrringbreitenanalysen keine grundlegend inhaltliche sowie räumliche und zeitliche Erweiterung der Chronologie von ESPER (2000a,b; ESPER et al. 2001a) angestrebt wurde. Die bestehende Jahrringbreitenchronologie musste vielmehr, um den Vergleich mit den Isotopenparametern zu gewährleisten, modifiziert werden. So fließen ausschließlich Datensätze sehr alter Bäume (mindestens 900 Jahre) des „Isotopenstandortes“ und eines weiteren, ökologisch ähnlichen Standortes ein. Bei der Verarbeitung der Jahrringbreitendatensätze bestätigte sich das in zahlreichen Arbeiten geschilderte Problem einer an die vorhandenen Datensätze angepassten und hochfrequente, dekadische sowie säkulare Wellenlängen gleichermassen berücksichtigenden Chronologiebildung. Durch die Eliminierung langfristiger, möglicherweise biologisch überprägter Schwankungen können die dekadischen Variationen hervorgehoben und auch rekonstruiert werden. Die Betonung des mehrhundertjährigen Klimasignals in den Jahrringbreiten ist jedoch gerade in den ältesten Jahren um 1000 AD mit Unsicherheiten behaftet (BRIFFA 1995; BRÄKER 1981; COOK & KAIRIUKSTIS 1990). Aufgrund der geringen Belegung sind Standardisierungsansätze wie z.B. RCS ungeeignet (ESPER et al. 2002d). Es bleiben nur die, auch von Esper auf die Karakorumdatensätze angewandten Verfahren der Standardisierung am Mittelwert. Das Resultat der Temperaturrekonstruktion ist daher dasselbe: vermutlich überbetonte positive Abweichungen im Zeitraum des Mittelalterlichen Optimums, bedingt durch extrem hohe Wuchsniveaus zu Beginn des Wachstums der meisten untersuchten Bäume. Eine systematische Quantifizierung des daraus entstehenden Fehlers über den Vergleich mit Alterstrends von Bäumen, die während kalter Perioden aufgewachsen sind, ist in Vorbereitung.

Bei den Isotopendaten kann die Chronologiebildung weniger differenziert durchgeführt werden als bei den Jahrringbreiten. Das zentrale Problem des Alterstrends in den Jahrringbreitenzeitreihen und seiner Eliminierung unter Beibehaltung niederfrequenter Wellenlängenbereiche ergibt sich für die Isotopenzeitreihen der untersuchten pakistanischen Wacholder nicht. Einige Autoren postulieren zwar für $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen eine Art Jugendentrend mit niedrigen Isotopenwerten in den ersten Jahrzehnten aufgrund von Canopy-Effekten und Aufnahme von reassimiliertem Boden- CO_2 (ANDERSON et al. 1998; FENG & EPSTEIN 1995). Insgesamt beschränkt sich dieser Trend allerdings auf wenige Jahre bis Jahrzehnte. Die vorliegende Arbeit zeigt erstmals einen direkten Vergleich der

7 DISKUSSION

Langfristrends in Jahringbreiten und Dendro-Isotopen in der Jugendphase mehrerer sehr alter Bäume. Das Resultat ist eindeutig: Der starke Abwärtstrend in den Jahringbreiten verschwindet in den Isotopenkurven weitgehend. In Zukunft sollte aus dieser Erkenntnis heraus über die Kombination der Jahringparameter eine genauere Abschätzung des Alterstrends in den Jahringbreiten möglich sein.

Ein weiteres Problem von Jahringbreitenzeitreihen fällt in den Dendro-Isotopen weg: Während bei der Erstellung der Jahringbreitenmittelkurven die Abhängigkeit der Varianz vom Wuchsniveau berücksichtigt werden muss, zeigt sich die Varianz der Isotopenwerte unabhängig vom Niveau der Gesamtreihe. Dies gilt sowohl für Einzelbäume innerhalb eines Standortes als auch standortübergreifend. Bei der Berechnung von Chronologien reicht daher eine vorherige Angleichung der Mittelwerte aus. Die Aussagekraft einer Mittelkurve aus den Isotopenrohwerten weniger (z.B. fünf), nicht standardisierter Einzelbäume ist demnach höher als die einer gleichermaßen berechneten, aber stärker belegten Jahringbreitenmittelkurve. Diese Tatsache ist zum einen entscheidend für die Interpretation niederfrequenter Schwankungen in den Zeiträumen, die bei den Jahringbreiten wegen des Alterstrends problembehaftet sind. Zum anderen wird die hier und in früheren Arbeiten (LEAVITT & LONG 1984; BORELLA et al. 1998, TREYDTE et al. 2001) angewandte Methodik der Poolkurven (Mischen der im gleichen Jahr gewachsenen Ringe aller Bäume eines Standortes vor den Laborverfahren) weiter untermauert.

Die vorliegende Arbeit widerspricht der Annahme, stabile Isotope in Jahrringen würden keine säkulare Klimainformation speichern (SCHWEINGRUBER 1996). Gerade im Zeitraum des Mittelalterlichen Optimums zeigen die Langfristrends beider Isotopenrohwertkurven markante positive Ausschläge. Allerdings ergeben sich speziell in den $\delta^{13}\text{C}$ -Jahringserien Probleme im 19. und 20. Jahrhundert, da deren Werte assimilationsbedingt durch die anthropogenen Veränderungen im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Atmosphäre und in der atmosphärischen CO_2 -Konzentration überprägt sind.

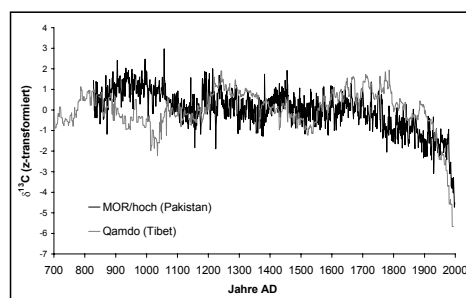


Abb. 7.1: $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch und $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie Tibetischer Wacholder (Standort Qamdo)

Berücksichtigt man zusätzlich die Tatsache abnehmender CO_2 -Konzentration mit zunehmender Meereshöhe (KÖRNER et al. 1991), so ist die extreme Reaktion der untersuchten Hochlagen-Wacholder (3900 m NN) auf Änderungen dieser Größe nicht verwunderlich. Der massive Abfall der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ab ca. 1800 AD erreicht dieselbe Größenordnung wie der in der 1400-jährigen $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie Tibetischer *Juniperi* (ZIMMERMANN 1998) (**Abbildung 7.1**).

7 DISKUSSION

Bis ca. 1100 AD sind die Kurven jedoch gegenläufig, wobei in diesem Zeitraum die Belegung der Qamdo-Kurve gering ist (2 Bäume) und wechselt. Ein abrupter Anstieg der Isotopenwerte zwischen 1100 und 1200 AD mit nachfolgendem Abfall bis ca. 1400 AD ist in beiden Kurven feststellbar. Anschließend differieren beide und bewegen sich ab ca. 1600 AD wieder gemeinsam zu höheren Werten. Während die Qamdo-Kurve bis 1800 AD weiter steigt, sinken die Werte an MOR/hoch ab 1700 AD bis heute. Es sind also auch vor 1800 AD in der Qamdo-Chronologie niederfrequente Trends enthalten, die mit MOR/hoch parallelisierbar sind. Erste hochfrequente Vergleiche mit Klimadaten an Qamdo weisen, ähnlich wie an MOR/hoch, auf einen hohen Anteil der Temperatur am Gesamtsignal hin (ZIMMERMANN et al. 1997). Eine verifizierte Rekonstruktion und Analyse dekadischer und säkularer Schwankungen steht aber noch aus.

Neben den hochasiatischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven zeigen zahlreiche weitere Zeitreihen von Nord- und Südhemisphäre den geschilderten CO_2 -Trend (FENG 1999; FREYER & BELACY 1983; KITAGAWA & MATSUMOTO 1993; LEAVITT & LONG 1989; LEAVITT & LARA 1994; LIPP et al. 1991; LIU et al. 1996; TREYDTE et al. 2001). Die Sensitivität der Bäume auf Veränderungen im atmosphärischen Kohlendioxid macht diesen Parameter zwar einerseits zu einem hervorragenden „ CO_2 -Proxi“ (LEAVITT & LONG 1983a). Andererseits behindert der säkulare CO_2 -Trend jedoch Kalibrationen mit Klimadaten. Neben dem etablierten Ansatz, den Einfluss der veränderten atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Jahrring-Isotopenkurven zu korrigieren, wurden zwei weitere Ansätze entwickelt, die zusätzlich die von anderen Autoren (KÜRSCHNER 1996; FENG & EPSTEIN 1995) quantifizierte pflanzenphysiologische Reaktion auf die CO_2 -Erhöhung in der Atmosphäre berücksichtigen (TREYDTE et al., in Vorbereitung). In früheren Untersuchungen (TREYDTE et al. 2001) und in der vorliegenden Arbeit erhöht sich dadurch teilweise die Klima-Isotopen-Korrelation. Bisher haben diese Ansätze jedoch aufgrund der nur bedingten Übertragbarkeit der von FENG & EPSTEIN (1995) und KÜRSCHNER (1996) ermittelten Diskriminierungswerte auf die untersuchten Bäume rein qualitativen Charakter. Daher muss dieses säkulare Signal über statistische Ausgleichsfunktionen eliminiert werden. Als Konsequenz ergibt sich nach eigener Auffassung, dass momentan mit Transfermodellen fundiert nur hochfrequente und dekadische Klimaschwankungen rekonstruiert werden können.

Auch die pakistanische $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie weist starke niederfrequente Variationen auf. Und wiederum zeigt sich im 20. Jahrhundert ein markanter Abwärtstrend, der jedoch erst in den letzten 10 Jahren, auf die Gesamtreihe bezogen, extreme Werte annimmt. Unter pflanzenphysiologischen Aspekten ist denkbar, dass dieser Trend ein indirekter Effekt der atmosphärischen CO_2 -Änderungen ist (SCHLESER, mündl. Mitt.). So kann eine Reaktion von Bäumen auf ein erhöhtes atmosphärisches CO_2 -Angebot die Reduktion der Spaltöffnungsweite bei gleicher (oder dennoch höherer) CO_2 -Versorgung der

Interzellularen sein. Damit wird eine bessere Wassernutzungseffizienz erreicht, unter anderem durch eine geringere Transpiration. Eine Folge davon wäre eine geringere ^{18}O -Blattwasseranreicherung, was letztlich auch zu niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Jahrring führen würde. Da aufgrund der Kürze der wenigen existenten $\delta^{18}\text{O}$ -Jahrringchronologien ein solcher Trend noch nicht beschrieben wurde, sind diese Ausführungen spekulativ. Der Forschungsbedarf an pflanzenphysiologischen Rezentstudien zum besseren Verständnis dieser Zusammenhänge (i) unter kontrollierten Bedingungen in Klimakammern und (ii) im Freiland (z.B. auf Großlysimetern) ist evident (MAYR 2002; HELLE et al., in Vorbereitung). Eigene Analysen intraannueller $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen an ausgewählten, in der vorliegenden Arbeit untersuchten Bäumen sind weit fortgeschritten (TREYDTE et al., in Vorbereitung) und werden in naher Zukunft weiter ausgebaut. Über solche Ansätze können diese Trends, welche die Klimainformation im Kalibrationszeitraum überprägen, möglicherweise quantifiziert werden.

7.2 KLIMATOLOGISCH-ÖKOLOGISCHE ASPEKTE

Für die Ermittlung der Klima-Jahrring-Zusammenhänge wurden Daten von Klimastationen innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes verwandt und zu Regionalkurven „Inner“ (Länge ~50 Jahre) und „Außer“ (Länge: ~120 Jahre) zusammengefasst. Auf Jahresbasis korrelieren die jeweiligen Zeitreihen signifikant. Es hat sich aber im Zuge der monatlichen Vergleiche mit den Jahrringdaten gezeigt, dass sich dieser Zusammenhang gerade im Sommer auflöst. Bezüglich der Niederschlagsbedingungen wäre das aufgrund der unterschiedlichen synoptischen Witterungsbedingungen in den beiden Regionen wenig verwunderlich. Das Phänomen scheint jedoch erstaunlicherweise stärker für die Temperatur als für den Niederschlag zu gelten. Im Juli ist die Beziehung dieser Temperaturreihen innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes sogar negativ, während für den Niederschlag noch Korrelationen bestehen. Soweit bekannt ist, existiert ein Stationsvergleich dieser Art in den einschlägigen Publikationen zur Klimatologie Hochasiens und Pakistans nicht (BÖHNER 1996; WEIERS 1995, 1998; GUMPERT, mündl. Mitt.). Daher bleibt im Rahmen dieser Arbeit unklar, ob sich in diesen Unterschieden eine klimatische Information widerspiegelt oder die Daten und statistischen Methoden ihrer Zusammenführung problematisch sind. Für die Berechnung von Transfermodellen zur Klimarekonstruktion hat dies weitreichende Konsequenzen: Das Klimaelement, welches den stärksten Zusammenhang zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aufweist, nämlich die Sommertemperatur, kann aufgrund der bestehenden Unsicherheit und der zu kurzen Messperiode der repräsentativeren Datenreihe „Inner“ zur verifizierten Temperaturrekonstruktion nicht verwendet werden. Die Rekonstruktion der Sommerniederschläge muss daher immer vor dem Hintergrund einer statistisch ermittelten

7 DISKUSSION

zusätzlichen Temperaturinformation gesehen werden. Ähnliche Einschränkungen gelten für die Rekonstruktion der Jahrestemperaturen aus den Jahrringbreiten, auch wenn auf Jahresbasis die Stationen innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes relativ ähnlich sind. Diese Probleme limitieren die Aussagekraft der hier vorgestellten Temperatur- und Niederschlagsrekonstruktionen. Die Erstellung von repräsentativen regionalen Klimareihen muss mit einer räumlich-zeitlich erweiterten Datenbasis und unter Berücksichtigung standortrelevanter Messungen im DFG-Schwerpunktprogramm „Culture Area Karakorum“ (WINIGER & GUMPERT, Universität Bonn) weiter vertieft werden.

Die regionale Repräsentanz der aufgrund des enormen Arbeitsaufwandes nur auf einen Standort beschränkten 1200-jährigen Isotopenchronologien wird über den Vergleich mit 100-jährigen Jahrringbreiten-, $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen (*Juniperus turkestanica* und *Juniperus excelsa*) der anderen drei Standorte abgeschätzt. Die standörtliche Differenzierung beeinflusst vor allem das gemeinsame Signal der Jahrringbreiten- aber auch abgeschwächt das der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologien. Beide temperatursensitiven Parameter reagieren auch in den Hochlagen speziell im Sommer in Abhängigkeit vom Feuchteangebot an den Standorten. Diese Tatsache geht konform mit den Grundlagenuntersuchungen von LA MARCHE in den White Mountains/USA (1971) über den kombinierten und wechselnden Einfluss von kalten und warmen bzw. feuchten und trockenen Bedingungen auf das Wachstum in verschiedenen Höhenlagen. BRÄUNING (1999a,b) kann auf dem Tibetischen Hochplateau verschiedene „Wuchsprovinzen“ aufgrund wechselnder Feuchtebedingungen ausweisen. Er betont den zumindest episodischen Einfluss des Feuchtigkeitsfaktors in südlichen Expositionen und Gebieten mit niedrigen Niederschlägen, also genau solchen Standorten, auf denen typischerweise Wacholder stocken. Ähnliche ökologisch bedingte Unterschiede finden COOK et al. (2002) in ihrem Jahrringbreitennetzwerk in Nepal. Hier reagieren die Standorte in den intramontanen Trockentälern stärker auf Niederschläge, die feuchteren eher auf die Temperatur. ESPER (2000) dagegen sieht die Wachstumsmuster seiner Hoch- und Tieflagenstandorte im Karakorumgebirge vergleichbar sensitiv und überraschend ähnlich. Die Kontroverse zu BRÄUNING und den eigenen Untersuchungen wird dadurch erklärt, dass der mit den „ESPER-Standorten“ erfasste Niederschlagsgradient geringer ist. In den eigenen Untersuchungen wird der eindeutig monsunale geprägte Süden des Hochgebirgsraumes über die Untersuchungsfläche Rama (RAM/hoch) nahe der oberen Waldgrenze am Nanga Parbat mit erfasst.

Die größeren Ähnlichkeiten zwischen den vier $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven als zwischen den JRB-Kurven resultieren aus der im Vergleich zu den Jahrringbreiten reduzierten Anzahl an Einflussfaktoren (LEUENBERGER et al. 1998). Doch auch hier zeigt sich die Abhängigkeit der Reaktion von der Standortökologie. Einige Veröffentlichungen weisen in diesem

7 DISKUSSION

Zusammenhang auf den dominanten Einfluss der Bodenfeuchte auf die Spaltöffnungsweite und damit die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im organischen Material hin (ANDERSON et al. 1998; MAYR 2002; SAURER et al. 1997a; SCHLESER 1995; TREYDTE et al. 2001). Bei Strahlungswetterlagen mit hohen Temperaturen können Bäume auf feuchten Standorten die Stomata weiter geöffnet halten als Bäume auf trockenen Standorten. Letztere müssen den Wasserverlust über die Transpiration schneller und stärker einschränken. Diese Abhängigkeit spiegelt sich über Höhengrenzen hinweg in den vorliegenden C-Isotopenreihen wider. Hier ist in Übereinstimmung mit der oben zitierten Literatur eine Zweigliederung in feuchtere Standorte mit niedrigeren Isotopenwerten und trockenere Standorte mit hohen Isotopenwerten feststellbar. Die von zahlreichen Autoren festgestellte, unter natürlichen Bedingungen meist positive Abhängigkeit von der Temperatur wird als Resultat der Interkorrelation zwischen Temperatur und Niederschlag bzw. relativer Luftfeuchte interpretiert und gilt auch im Karakorum.

Auch die hoch signifikante negative Korrelation der Jahrringbreiten und $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen speziell an dem trocken/warmen Standort BAG/tief zeigt Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Autoren und Regionen. LEAVITT & LONG (1988) stellen an *Pinus*-Chronologien verschiedener Trockenstandorte im Südwesten der USA diesen negativen Zusammenhang heraus, ebenso wie schon vorher MAZANY et al. (1980) für *Pinus ponderosa*- und *Abies alba*-Chronologien in New Mexico. SAURER et al. (1995a; 1997) können beim Vergleich von *Fagus sylvatica*-Chronologien trockener und feuchter Standorte im Schweizer Mittelland diese Tatsache auf die trockenen Standorte einschränken. Alle Autoren machen also Trockenstress für den Zusammenhang verantwortlich. Interessanterweise bleibt die negative Korrelation an dem für die Klimarekonstruktion relevanten und als kalt/trocken klassifizierten Hochlagenstandort MOR/hoch abgeschwächt bestehen. Dies ist die Bestätigung der Annahme, dass hier nicht ausschließlich die Temperatur wachstumssteuernd wirkt, sondern die Feuchtebedingungen auch für die Ausbildung der Jahrringbreiten mit eine Rolle spielen. An den kalt/feuchten Waldgrenzstandorten BAG/hoch und vor allem RAM/hoch sind beide Parameter unabhängig.

Zu standortübergreifenden Sauerstoffisotopen-Variationen in Jahrringen existieren momentan nur wenige Untersuchungen (ROBERTSON et al. 1998; SAURER et al. 1995b). Die vorliegende Arbeit konnte zeigen, dass trotz der ökologischen Spannweite der Standorte die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen hoch signifikant korrelieren. Diese Tatsache ist von herausragender Bedeutung für die Rekonstruktion vergangener Umweltbedingungen aus der langen $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch. In diesem Fall ist am besten gewährleistet, dass ein Standort stellvertretend für den gesamten Nordpakistanischen Hochgebirgsraum interpretiert werden kann. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand besteht eine direkte Abhängigkeit der

7 DISKUSSION

$\delta^{18}\text{O}$ -Werte in organischem Material von dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des aufgenommenen Wassers (FARQUHAR et al. 1998). An den untersuchten Standorten kann aufgrund der starken Hangneigungen und der geringen Wasserhaltefähigkeit der Böden davon ausgegangen werden, dass dieses Wasser primär aus dem Niederschlag stammt. Die meisten bisher durchgeführten Arbeiten zu $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in Jahrringen finden bei Kalibrationsberechnungen mit Umweltdaten den stärksten Zusammenhang zu den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Niederschlägen (Vegetationsperiode oder Sommermonate) nahegelegener Stationen des „Global Network of Isotopes in Precipitation“, GNIP (ANDERSON et al. 1998; 2002; BRENNINKMEIJER 1983; COLE et al. 1999; EPSTEIN et al. 1977; FARQUHAR et al. 1998; SAURER et al. 1995b; 1997a; ROBERTSON et al. 2001).

Eigene Untersuchungen werden durch die fehlenden GNIP-Messstationen im und um den Untersuchungsraum limitiert. Die „nächstgelegenen“ Stationen Tashkent, Kabul, New Delhi, Bombay und Lhasa sind teilweise kurz und extrem lückenhaft, sodass nur die Jahresmittelwerte kontinuierliche Zeitreihen ergeben (**Anhang III**). Zu diesen konnten keine signifikanten Zusammenhänge festgestellt werden. Eine vor der Vegetationsperiode 2000 AD begonnene und zunächst bis 2003 AD ausgelegte Feldkampagne zur Sammlung von Regen und Schneeproben soll in Zukunft dazu beitragen, die vorhandene Lücke zu schließen. Erste Ergebnisse zeigen zumindest systematische Unterschiede in den Isotopenwerten der Sommer- und Winterniederschläge (TREYDTE et al.; in Vorbereitung & **Anhang III**).

Der starke Zusammenhang der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in den untersuchten Bäumen zu den Winterniederschlägen wird durch andere Arbeiten bestätigt (ROBERTSON et al. 2001). Dieser Einfluss überprägt ein höchstwahrscheinlich ebenfalls in den Daten vorhandenes Temperatursignal in den Sommermonaten. Dieses ist auch in anderen Räumen meist weniger stark ausgeprägt als in den $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen (SAURER et al. 1997b, ANDERSON et al. 1998; 2001). SAURER et al. weisen darauf hin, dass Monatsmittelwerte ungenügend sind. Den stärksten Zusammenhang finden sie zur Maximumtemperatur der Regentage. Aufgrund der unzureichenden Auflösung der langen Klimazeitreihen konnten eigene Untersuchungen dazu nicht vertieft werden. Die Vegetationsperiode der Hochlagenwacholder in Pakistan beginnt spät im Frühjahr. In diesem Zeitraum wirken vermutlich mehrere Faktoren gekoppelt auf die Jahrringbildung ein. Mit einer raschen Zunahme der Strahlungsintensität und empor schnellenden Temperaturen wird die Photosyntheseaktivität angekurbelt. Das benötigte Wasser kommt primär aus der Schneeschmelze, die zeitlich parallel einsetzt. Ein Großteil der Frühholzzellen wird vermutlich gerade jetzt gebildet und aus Wassermolekülen aufgebaut, die den Isotopenwert des stark abgereicherten Schneeschmelzwassers besitzen. In der nachfolgenden Phase der Vegetationsperiode wird deutlich weniger angelegt (der

Spätholzanteil der untersuchten *Juniperus spez.* beschränkt sich auf wenige Zellreihen), der Anteil der Sauerstoffisotope aus dem Sommerniederschlag ist damit geringer. Die Korrelationen der anderen beiden Parameter zu den Sauerstoff-Isotopen sind niedrig. Sowohl die Fixierung der C-Isotope als auch der Zuwachs (JRB) ist direkt abhängig von der Photosyntheseaktivität, während das ^{18}O -Signal primär von atmosphärischen Prozessen abhängt (FARQUHAR et al. 1998; DANSGAARD 1964). Daher finden z.B. auch ANDERSON et al. (1998) an *Picea abies* im Schweizer Mittelland keinen Zusammenhang zwischen den drei Parametern außer in warm/trockenen Stressphasen.

7.3 NIEDERFREQUENTE KLIMAINFORMATION

Am Ende der Arbeit steht eine Rekonstruktion von (i) Jahresmitteltemperaturen aus Jahrringbreiten (säkular), (ii) Sommerniederschlägen aus $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen (dekadisch), wobei hier die Temperatur zu einem nicht quantifizierbaren Anteil mit eine Rolle spielt und (iii) Winterniederschlägen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen (säkular).

Die Temperaturrekonstruktion bestätigt die Ergebnisse von ESPER (2001b): ein ausgeprägtes Mittelalterliches Optimum, das sein Maximum um 950 AD erreicht und um 1100 AD langsam ausklingt, eine Kleine Eiszeit mit minimalen Zuwächsen im 17. Jahrhundert und eine rezente Erwärmung, die jedoch das Niveau um 950 AD bei weitem nicht erreicht. Die Abfolge von sogenanntem „Mittelalterlichem Optimum“ und „Kleiner Eiszeit“, so wie sie in Europa inzwischen allgemein anerkannt ist (KAENNEL et al. 1995; LAMB 1977, 1982; FLOHN 1988; GLASER 2001), zeichnet sich trotz der wenigen langen Proxidaten-Zeitreihen inzwischen auch für Hochasien ab (BRÄUNING 1999; ESPER 2000a,b; ESPER et al. 2001a; 2002b; KANG et al. 1997), auch wenn die genaue zeitliche Einordnung und Ausprägung noch unklar ist. Bezüglich der dekadischen Schwankungen betonen ESPER et al. (2002b) und COOK et al. (2002) das insgesamt heterogene Bild in Hochasien. Danach lassen sich auch die neueren Befunde für Pakistan/Kirgystan (ESPER 2000b; 2002b; GRAYBILL et al. 1992), Indien (BORGAONKAR et al. 1996; CHAUDHARY et al. 1999; HUGHES 1992; YADAV & SINGH 2002), Nepal (COOK et al. 2002) und Tibet (BRÄUNING 1999a,b; Wu & SHAO 1995) schwer vergleichen, da Differenzen in den rekonstruierten Jahreszeiten bestehen und teilweise Kalibrationsmodelle fehlen. Dies gilt besonders für die kurzfristigeren, dekadischen Schwankungen. Die innerhalb des Karakorum durchgeführten Arbeiten von AHMED (1989), AHMED & SARANGEZAI (1991) und BILHAM et al. (1983) sind zu Vergleichen ungeeignet, da sie über grundlegende Analysen nicht hinausgehen. Bei einer detaillierten Zusammenführung der kurzfristigen $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen mit den oben genannten Arbeiten würden sich konsequenterweise immer wieder ähnliche und unähnliche Zeiträume finden. Als Beispiel seien nur die temperatursensitiven (Sommer) Jahrringbreitenchronologien im Tien Shan von GRAYBILL et al. (1992) und ESPER et al.

7 DISKUSSION

(2002b) genannt. Diese werden auf dekadischer Skala zwar zumindest teilweise durch die hochfrequente Niederschlagsinformation der Isotopenchronologien ergänzt. So zeigt z.B. der Zeitraum um 1800 AD bei beiden Autoren hohe Sommertemperaturen und die Niederschlagsrekonstruktion der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie weist hier auf eine Trockenperiode hin. Doch direkt der anschließende Zeitraum um 1840 AD ist schon nicht mehr sinnvoll parallelisierbar.

Daher beschränkt sich die Diskussion der Niederschlagsrekonstruktionen aus den Isotopenkurven auf den niederfrequenten Verlauf. Die Einordnung in einen aktuellen Forschungsstand gestaltet sich aufgrund der schlechten Datenlage ungleich schwieriger als bei Temperaturrekonstruktionen. Es existieren wenige namhafte Arbeiten zu Niederschlagsrekonstruktionen sowohl aus dem Zentralasiatischen Hochgebirgsraum, als auch global (WU 1992; HUGHES 1994). PEDERSON et al. (2001) finden in der östlichen Mongolei einen engen Zusammenhang zwischen dem Jahresniederschlag des hydrologischen Jahres und verschiedenen Koniferenarten. Sie erstellen eine Niederschlagsrekonstruktion für den Zeitraum 1651-1995 AD und finden eine Zunahme der Feuchteperioden im 20. Jahrhundert. COOK et al. (2002) stellen an einem von zahlreichen Nepalesischen Standorten in einem Trockental einen Anstieg der Winterniederschläge im 20. Jahrhundert fest. In diesem Zeitraum sind zu den Isotopenkurven Parallelitäten erkennbar. Auch hier fällt gerade im Sommer ($\delta^{13}\text{C}$) und Winter ($\delta^{18}\text{O}$) Ende des letzten Jahrtausends ein massiver Anstieg auf. Dem widersprechen jedoch Untersuchungen von MAYEWSKI (1980) und MEINERS (1998), die das tendenzielle Abschmelzen der Karakorumgletscher bei allerdings insgesamt uneinheitlichem Verhalten auf eine Niederschlagsabnahme im Sommer zurückführen. Eine weitere Untersuchung zur Hochasiatischen Klimageschichte der letzten 1000 Jahre liefern Eisbohrkerndaten von THOMPSON et al. (2000). An drei Tibetischen Plateaugletschern (Dunde, Guliya, Dasuopu) wurden unter anderem Messungen der stabilen Sauerstoffisotope durchgeführt. Die entstandenen Zeitreihen aus dem Dunde-Kern und dem Guliya-Kern werden als Temperaturrekonstruktion interpretiert. Danach ist im 20. Jahrhundert ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen. Ein Transfermodell zur Rekonstruktion existiert jedoch nicht. Die eigene $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve aus Jahrringen zeigt nach bisherigen Vergleichen wenig Ähnlichkeiten mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Reihe des Dunde-Gletschers. Im 20. Jahrhundert sind jedoch beide Kurven (keine Rekonstruktion!) eher gegenläufig. Ähnliches postulieren COOK et al. (2002) beim Vergleich mit ihren Jahrringbreiten.

ANDERSON et al. (2002) rekonstruieren aus Seesedimenten der Arabischen See die Aktivität des Indisch-Asiatischen SW-Monsuns für die letzten 1000 Jahre und bestätigen den von anderen Autoren beobachteten Zusammenhang zwischen Eurasischer Schneebedeckung und dem SW-Monsun auf säkularer Skala (BARNETT et al. 1989; MEEHL

7 DISKUSSION

1994). Danach reduziert eine Abkühlung über Eurasien mit resultierender mächtigerer Schneedecke die Monsunstärke. Sie gehen davon aus, dass die Ausprägung des SW-Monsuns während der kleinen Eiszeit schwächer gewesen sein muss, mit einem Minimum um 1600 AD. Zwei Maxima sind um 1000 AD und 1500 AD feststellbar mit einem Peak zwischen 1200-1400 AD. Auch einen, zwischen 1800 und 1900 belegten Monsunsausfall können sie nachweisen. Generell nimmt nach ihrer Rekonstruktion die Monsunaktivität in den letzten 400 Jahren kontinuierlich zu. Eine kalt/trockene Phase findet sich auch im nordindischen Himalaja (Kashmir und Sikkim) und Ostasien (BRADLEY & JONES 1993). Zumindest tendenziell sind Ähnlichkeiten zu der eigenen Rekonstruktion von Sommerniederschlägen feststellbar. So scheinen die hohen Niederschläge um 1000 AD vergleichbar zu sein, ebenso wie leicht erhöhte Niederschläge zwischen 1200 und 1400 AD. Zusätzlich ergeben sich gewisse Parallelitäten zwischen 1800 und 1900 AD. Dabei ist zu bedenken, dass der untersuchte Baumstandort sich weit nördlich im Karakorumgebirge befindet, in einer Region, wohin rezent – wenn überhaupt – nur vereinzelte Monsunereignisse vordringen. Möglicherweise pausen sich jedoch niederfrequent tatsächlich starke Änderungen in der synoptischen Zirkulation durch. Ein weiteres Indiz für diese Hypothese ist eine Ähnlichkeit der eigenen zu der weltweit längsten Niederschlagsrekonstruktion (Sommer) aus Jahrringen in den USA (GRISSINO-MAYER 1996). Auch in dieser Kurve zeigt sich ein Maximum um 1000 AD bis ca. 1300 AD und ein Anstieg der Niederschläge im 20. Jahrhundert. Rezent werden in diesem Zeitraum erhöhte Jahrsniederschläge auch im IPCC-Bericht 2001 erwähnt, jedoch vermehrt in den mittleren und hohen Breiten (IPCC 2001).

Aus den vorangegangenen Ausführungen wurde die Schwierigkeit einer Einordnung der eigenen Ergebnisse offensichtlich. Die mangelnde Datenbasis an langen Niederschlagsrekonstruktionen und die räumliche Variabilität dieses Klimaelementes limitiert Vergleichsmöglichkeiten massiv. Zusätzlich muss gerade bei der Rekonstruktion der Sommerniederschläge berücksichtigt werden, dass diese sich aufgrund des anthropogenen Abwärtstrends im 20. Jahrhundert auf den dekadischen Wellenlängenbereich beschränkt. Da jedoch auch Zusammenhänge der $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen zur Sommertemperatur bestehen, diese jedoch wegen der problematischen Datenbasis nicht verifiziert werden können, ist eine fundierte Trennung der Anteile von Temperatur und Niederschlag an dem Klimasignal in der Isotopenchronologie bis dato nicht möglich. Die Rekonstruktion ist hier methodisch-statistisch und durch die Datenlage limitiert.

Wie stark sich die globale Erwärmung im Pakistanischen Hochgebirgsraum im Vergleich zu anderen Regionen und zur Klimageschichte der letzten 1200 Jahre äußert, kann auch mit den vorliegenden Zeitreihen nicht entgültig beantwortet werden. Dennoch ist eine detailliertere qualitative Einordnung der aktuellen Entwicklung möglich, als sie eine

7 DISKUSSION

Jahrringbreitenchronologie alleine leisten kann. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve bleibt im 20. Jahrhundert sogar mit einer extrem starken CO_2 -Korrektur noch im Rahmen der Extremwerte um 950 AD. Die Klimabedingungen der Sommermonate scheinen noch nicht außergewöhnlich zu sein, liegen aber schon im Randbereich früherer Extrema. Ein anderes Bild zeigt sich in den Wintermonaten. In diesem Zeitraum weist ein aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Serie rekonstruierter, ungewöhnlich starker Niederschlagsanstieg auf einen aktuellen Umschwung im Klimasystem hin.

Die hier vorgestellten Rekonstruktionen aus $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologien sind ein erster Ansatz und sollen zur Diskussion gestellt werden. Sie gehen aber mit dem gewählten großen Zeitfenster, der jahrgenauen Auflösung, hohen Belegung und der Anwendung von Transfermodellen weit über andere Untersuchungen hinaus. Die Dendro-Isotope haben ihr starkes Potenzial zur saisonal aufgelösten Rekonstruktion von Temperatur *und* Niederschlag in hoch- und niederfrequenten Wellenlängen und großen Zeitfenstern bewiesen. Die Kombination dieser Klimaproxis mit Jahrringbreiten auf der Basis dieser Arbeit und darüber hinaus ist ein innovativer Schritt zu einem verbesserten Verständnis der Hochasiatischen Klimageschichte.

8 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Zusammenfassung

Die Arbeit präsentiert eine der ersten $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologien und *die* erste $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie (Jahrringzellulose) der letzten knapp 1200 Jahre mit jährlicher Auflösung und bestehend aus mehreren (sieben), zum Zeitpunkt der Probennahme noch lebenden Bäumen (*Juniperus turkestanica*). Die Datensätze umfassen den Zeitraum 828 AD bis 1998 AD und wurden an einem Hochlagenstandort (3900 m NN, kalt/trocken) im Karakorumgebirge/Pakistan (westliches Zentralasien) erhoben. Um die räumliche Repräsentanz dieser langen Isotopenchronologien abschätzen zu können, wurden an drei weiteren, ökologisch unterschiedlichen Standorten für das 20. Jahrhundert (1900-1998 AD) Vergleichsreihen erstellt. Die vier untersuchten Standorte erfassen mit ihrer Lage an der unteren und oberen Waldgrenze (BAG/tief = warm/trocken und BAG/hoch = kalt/ mäßig feucht) und nördlich und südlich der Karakorum-Hauptketten (MOR/hoch = kalt/trocken und RAM/hoch = kalt/feucht) die gesamte Spannweite der für diesen Raum typischen horizontalen und vertikalen Gradienten von Temperatur und Niederschlag.

Der Standortvergleich im 100-jährigen Zeitfenster ergibt für die Jahrringbreiten eine deutliche Abhängigkeit von der Standortökologie. Die jeweils feuchteren bzw. trockeneren Standorte zeigen ähnliche Wachstumsvariationen. Der horizontale Niederschlagsgradient (abnehmende Feuchte von S nach N) überprägt hierbei die Höhengradienten. Dies führt zu einem zunehmenden Einfluss des Niederschlags neben der Temperatur vor allem an dem trockenen Hochlagenstandort MOR/hoch. Auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen sind abhängig von der Standortökologie und hier speziell von den Feuchtebedingungen. Insgesamt sind jedoch die Variationen aller Standorte einheitlicher als bei den Jahrringbreiten. Ein erstaunliches Bild ergibt sich für die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologien. Unabhängig von den ökologischen Unterschieden sind ähnliche Variationen an allen Standorten feststellbar. Offensichtlich wirkt hier ein dominanter exogener Faktor, der an allen Standorten ähnlich ausgeprägt ist.

Beim Vergleich der drei Jahrringparameter ergibt sich ein Zusammenhang zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Jahrringbreite in Abhängigkeit von der Standortökologie und hier vor allem von den Feuchtebedingungen. Je trockener die Standortbedingungen werden, desto höher sind beide negativ korreliert. Am markantesten ist der inverse Zusammenhang an dem nahe der unteren Waldgrenze gelegenen Standort BAG/tief, wo die Trockenheit zum dominanten Einflussfaktor wird und an dem kühl/trockenen Standort MOR/hoch. Änderungen in der Stärke der Zusammenhänge von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ respektive $\delta^{18}\text{O}$ und JRB sind eher durch die größere Variabilität von C und JRB begründet als durch die standortabhängigen Veränderungen von $\delta^{18}\text{O}$. Niederfrequent sind die Zusammenhänge zwischen allen

Parametern stärker ausgeprägt als hochfrequent. Dabei verhalten sich die beiden Isotopenparameter tendenziell gleichläufig, der Zusammenhang zu den Jahrringbreiten ist jeweils tendenziell gegenläufig. Es treten jedoch immer auch Phasen auf, wo die Richtung des Zusammenhangs wechselt. Insgesamt sind die Ähnlichkeiten der drei Parameter zu gering (ausgenommen JRB- $\delta^{13}\text{C}$ an BAG/tief), um auf einen gemeinsamen Einflussfaktor hinzuweisen. Sie sind also weitgehend unabhängig.

Die Analysen an den 1200-jährigen Isotopenchronologien führen zu folgenden Erkenntnissen: Der in den Jahrringbreitenkurven problematische Alterstrend in den ersten Jahrzehnten/Jahrhunderten des Wachstums verschwindet weitgehend in den Isotopenzeitreihen. Damit sind bereits die statistisch unbearbeiteten Rohwerte aussagekräftig. Darüber hinaus zeigen die Isotopenkurven klare dekadische *und* niederfrequente Schwankungen. Allerdings weisen speziell die $\delta^{13}\text{C}$ -Serien ab ca. 1800 AD bis in jüngste Zeit und vor allem im Kalibrationszeitraum einen starken, durch anthropogen bedingte Veränderungen im atmosphärischen CO_2 verursachten Abwärtstrend auf. Dieser überprägt das natürliche Klimasignal. Verschiedene Korrekturansätze unter Berücksichtigung der Veränderungen im atmosphärischen Isotopenwert und der pflanzenphysiologischen Reaktion auf erhöhte atmosphärische CO_2 -Konzentrationen verbessern die Korrelationen mit den Klimadaten. Diese Ansätze haben jedoch bisher rein qualitativen Charakter und können bei der Berechnung von Transfermodellen zu Rekonstruktionen noch nicht konsequent angewandt werden.

Auch in der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie zeigt sich auf die gesamte Zeitreihe bezogen ein ungewöhnlicher Abwärtstrend im 20. Jahrhundert. Ob dieser klimatisch oder ebenfalls durch pflanzenphysiologische Reaktionen auf veränderte CO_2 -Konzentrationen bedingt ist, bleibt offen, da keine Vergleichsmöglichkeiten mit anderen langen Chronologien bestehen. Kohlenstoffisotope und Jahrringbreiten zeigen auch an der 1200-jährigen Chronologie gewisse Zusammenhänge. Hochfrequent korrelieren diese negativ, niederfrequent positiv. Der Zusammenhang verstärkt sich durch die CO_2 -Korrekturen an der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie. Über weite Bereiche scheinen beide Parameter durch denselben Einflussfaktor bzw. dieselbe Kombination von Einflussfaktoren gesteuert zu werden. Die Sauerstoff-Isotopenvariationen zeigen vor allem niederfrequent weniger Ähnlichkeiten zu den beiden anderen Jahrringparametern.

Kalibrationsberechnungen mit regional gemittelten Datensätzen intramontaner Klimastationen führen, bezogen auf den Zeitraum 1947 (Niederschlag) bzw. 1953 (Temperatur) bis 1998 AD, zu folgenden Erkenntnissen: Die Reaktion von Jahrringbreiten und $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen auf die Witterung ist abhängig von den lokalen Standortbedingungen. Das Feuchteangebot spielt dabei eine zentrale Rolle. Stärkste Zusammenhänge zu Temperatur *und* Niederschlag sind an dem trocken/warmen Standort BAG/tief feststellbar.

Beide Jahrringparameter reagieren hier jeweils konträr: Hohe Sommertemperaturen und niedrige Jahresniederschläge bedingen schmale Jahrringe mit hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, niedrige Sommertemperaturen und hohe Jahresniederschläge führen zu breiten Jahrringen mit niedrigen Isotopenwerten. Die Kombination von Temperatur und Niederschlag, resultierend in Trockenstress bzw. günstigen atmosphärischen und Bodenfeuchtebedingungen ist hier also der steuernde Faktor.

Der Zusammenhang zwischen Jahrringbreiten und Temperatur schwankt auch an der oberen Waldgrenze mit den lokalen Standortbedingungen. An den kühl/feuchten Standorten RAM/hoch und BAG/hoch wirken sich hohe Sommertemperaturen positiv bzw. niedrige Temperaturen negativ auf das Wachstum aus. Dagegen ist die Reaktion der Jahrringbreiten an dem kühl/trockenen Standort MOR/hoch auf die Früh- und Hochsommertemperaturen des Vorjahres signifikant negativ. Dieser Zusammenhang wird als weiterer Hinweis auf den steuernden Einfluss der Feuchtebedingungen interpretiert.

Kohlenstoff-Isotope und Sommertemperatur korrelieren an allen Standorten positiv. Die stärkste Abhängigkeit besteht dabei an MOR/hoch. Der Zusammenhang mit dem Niederschlag ist uneinheitlicher.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen schließlich zeigen einen durchwegs negativen hoch signifikanten Zusammenhang zu den Winterniederschlägen. Die Ursache liegt wohl in der Aufnahme von isotopisch leichtem Schneeschmelzwasser zu Beginn der Vegetationsperiode, das wiederum in Abhängigkeit von der Menge durch Evaporation mehr oder weniger isotopisch angereichert ist. Daneben ist eine leichte positive Abhängigkeit von den Frühsommertemperaturen des Vorjahres feststellbar. Kalibrationen mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten aus Niederschlägen sind nicht möglich, da im und um den Untersuchungsraum keine Stationen des GNIP-Netzwerkes (Global Network of Isotopes in Precipitation; IAEA) vorhanden sind. Der aufgrund der Existenz von 1000-jährigen Wacholdern für die Klimarekonstruktion relevante Standort MOR/hoch weist für C und O die höchsten Absolutwerte der Klima-Jahrring-Korrelationen auf ($r = 0,47$ für Juli+August-Temperatur/ $\delta^{13}\text{C}$ und $r = -0,51$ für November-Februar-Niederschlag/ $\delta^{18}\text{O}$). Dieser Standort ist also geeignet für die Rekonstruktion vergangener Klimabedingungen aus Isotopenverhältnissen.

Zur Rekonstruktion im Sinne der Berechnung von Transfermodellen und deren Verifikation in einem unabhängigen Zeitfenster sind die intramontanen Regionalreihen von Temperatur und Niederschlag aufgrund der kurzen Messperioden schlecht geeignet. Daher werden außerhalb des Hochgebirgsraumes gelegene Klimastationen mit ca. 100-jährigen Messreihen genutzt und aus diesen Regionalreihen gebildet. Die Ergebnisse der Korrelationsberechnungen mit diesen Temperaturdaten unterscheiden sich grundlegend von den Ergebnissen bei Verwendung der intramontanen Reihen. Dies liegt an dem in den Sommermonaten nicht vorhandenen Zusammenhang zwischen den Temperatur-regionalreihen innerhalb und außerhalb des Hochgebirgsraumes. Die Niederschlags-

information in den Jahrringzeitreihen bleibt dagegen weitgehend erhalten. Während die Temperaturinformation in der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie schlechter wird, sind jetzt erst signifikant positive Zusammenhänge der Jahresmitteltemperatur mit den Jahrringbreiten feststellbar. In allen drei Jahrringparametern - Jahrringbreite, $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ – kristallisieren sich die auf interannueller Basis gefundenen Beziehungen zu Temperatur und/oder Niederschlag außerhalb des Hochgebirges weiter heraus. Es ergeben sich folgende Zusammenhänge mit dem Potenzial zur Rekonstruktion:

Abhängigkeit der Jahrringbreitenchronologie PAK/hoch von den Jahresmitteltemperaturen und ein starker Zusammenhang auf dekadischer und säkularer Basis zu einer von ESPER (2000a,b; et al. 2001a) denselben Raum durchgeführten Temperaturrekonstruktion;

Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch von den Juni+Juli-Niederschlägen; wobei hier aufgrund des erwähnten CO_2 -Trends nur dekadische Schwankungen rekonstruiert werden können und der Anteil der Temperatur am Gesamtsignal nicht quantifiziert werden kann;

Abhängigkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie MOR/hoch von den Winterniederschlägen (Dezember); wobei der Trend im 20. Jahrhundert möglicherweise nicht rein klimatisch bedingt ist.

Die Rekonstruktionen aus $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologien gehen mit dem gewählten großen Zeitfenster, der jahrgenauen Auflösung, hohen Belegung und der Anwendung von Transfermodellen weit über bisherige Untersuchungen hinaus. Klimaveränderungen der letzten 1170 Jahre im NW-Karakorum können aufgrund des unterschiedlichen Informationsgehaltes der Parameter saisonal differenziert und von der Temperatur erweitert auf den Niederschlag erfasst werden. Damit haben die Dendro-Isotope ihr starkes Potenzial zur saisonal aufgelösten Rekonstruktion von Temperatur *und* Niederschlag in hoch- und niederfrequenten Wellenlängen und großen Zeitfenstern bewiesen.

Ausblick

Drei Aspekte der Arbeit sind für zukünftige Untersuchungen von zentraler Bedeutung:

1. Speziell die Problematik des CO_2 -Trends in den $\delta^{13}\text{C}$ -Reihen und die Möglichkeit eines durch pflanzenphysiologische Reaktionen bedingten Trends auch in den $\delta^{18}\text{O}$ -Reihen weist auf die Notwendigkeit pflanzenphysiologischer Rezentstudien hin. Untersuchungen zu hochaufgelösten, intraannuellen Isotopenvariationen können einen Beitrag zum besseren Verständnis der Kombination pflanzenphysiologischer und klimatischer Effekte bei der Festsetzung der Isotopenwerte liefern. Solche Analysen sind weit fortgeschritten, bedürfen aber noch der Vertiefung.

2. Der allgemein postulierte starke Zusammenhang zwischen $\delta^{18}\text{O}$ im Jahrring und im Niederschlag konnte aufgrund der mangelnden Datenbasis hier nicht genauer untersucht werden. Darüber lassen sich jedoch möglicherweise paläoklimatische Veränderungen der atmosphärischen Zirkulationsbedingungen erfassen. Die bereits begonnene Sammlung von Niederschlagsproben im Untersuchungsgebiet und erste Auswertungen zur Abschätzung räumlich-zeitlicher Differenzen in den Niederschlagsisotopenwerten müssen weitergeführt werden.
3. Der Methodenverbund der verschiedenen Jahrringparameter und der Vergleich mit anderen Proxidaten kann genauere Kenntnisse über die klimatische Steuerung der einzelnen Parameter liefern. Einen Vorschlag hierzu bietet **Abbildung 8.1**: Hier sind die $\delta^{13}\text{C}$ - und Jahrringbreiten-Chronologien der vorliegenden Arbeit der in Kapitel 1, **Abbildung 1.2** gezeigten nordhemisphärischen Temperaturrekonstruktion von ESPER et al. (2002a) gegenübergestellt. Auf den ersten Blick zeigt sich eine hohe Ähnlichkeit im säkularen Bereich und hier vor allem in der Phase des „Mittelalterlichen Optimums“ und im 20. Jahrhundert. Offensichtlich besteht in einer über die vorliegende Arbeit hinausführenden Kombination der Jahrringparameter der Schlüssel zu einem verbesserten Verständnis der klimatischen Zusammenhänge. Auch diese Untersuchungen werden in naher Zukunft weitergeführt.

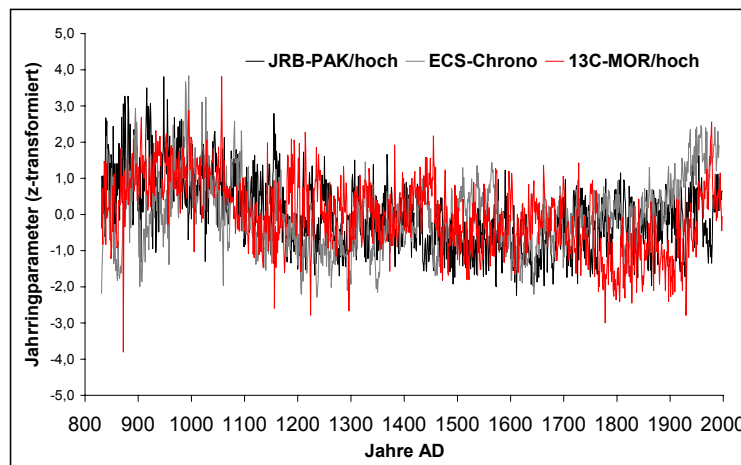


Abb. 8.1: $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie MOR/hoch (rot), Jahrringbreiten PAK/hoch (schwarz) und Nordhemisphärische Temperaturrekonstruktion (grau; Quelle: ESPER et al. 2002a)

LITERATURVERZEICHNIS

- AHMED, M. (1989). Tree-ring chronologies of *Abies pindrow* (Royle) spach, from the Himalayan Region of Pakistan. *Pakistan Journal of Botany* **21**: 347-354.
- AHMED, M. & SARANGEZAI, A.T. (1991). Dendrochronological approach to estimate age and growth rate of various species from Himalayan region of Pakistan. *Pakistan Journal of Botany* **23**: 78-89.
- AMANO, K. & TAIRA, A. (1992). Two-phase uplift of higher Himalayas since 17 Ma. *Geology* **20**: 391-394.
- ANDERSON, W.T., BERNASCONI, S.M., MCKENZIE, J.A. & SAURER, M. (1998). Oxygen and carbon isotopic record of climate variability in tree ring cellulose (*Picea abies*): An example from central Switzerland (1913-1995). *Journal of Geophysical Research* **103** (D24): 31,625-31,636.
- ANDERSON, W.T., BERNASCONI, S.M., MCKENZIE, J.A., SAURER, M. & SCHWEINGRUBER, F.H. (2002). Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. *Chemical Geology* **182**: 121-137.
- ANDRES, R.J., MARLAND, G., BODEN, T. & BISCHOF, S. (1996). Carbon dioxide emissions from fossil fuel consumption and cement manufacture, 1751-1991, and an estimate of their isotopic composition and latitudinal distribution. In: WIGLEY, T. & SCHIMMEL, S. (Eds.): 1993 Global Change Institute. Cambridge University Press, Vol., Cambridge, New York.
- AYKROYD, R.G., LUCY, D., POLLARD, A.M., CARTER, A.H.C. & ROBERTSON, I. (2001). Temporal variability in the strength of proxy-climate correlations. *Geophysical Research Letters* **28** (8): 1559-1562.
- BAHRENBURG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1990). Statistische Methoden in der Geographie. Bd. 1, Univariate und bivariate Statistik. Teubner Verlag, Stuttgart, 3. Aufl., 233 S.
- BARRON, E.J. (1996). Climatic variation in earth history, University science books, Sausalito, Aufl., 25 S.
- BECKER, B. (1980). Tree-ring dating and radiocarbon calibration in South-Central Europe. *Radiocarbon* **22** (2): 219-226.
- BEERLING, D.J. & WOODWARD, F.I. (1995). Leaf stable carbon isotope composition records increased water-use efficiency of C₃ plants in response to atmospheric CO₂ enrichment. *Functional Ecology* **9**: 394-401.
- BENDER, M., LABEYRIE, L.D. & RAYNAUD, D. (1985). Isotopic composition of atmospheric O₂ in ice linked with deglaciation and global primary productivity. *Nature* **318**: 349-352.
- BENDER, M.M. (1971). Variations in the ¹³C/¹²C ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* **10**: 1239-1244.
- BERNINGER, F., SONNINEN, E., AALTO, T. & LLOYD, J. (2000). Modelling ¹³C discrimination in tree rings. *Global Biogeochemical Cycles* **14** (1): 213-223.
- BERT, D., LEAVITT, S.W. & DUPOUEY, J.-L. (1997). Variations of wood δ¹³C and water-use efficiency of *Abies Alba* during the last century. *Ecology* **78** (5): 1588-1596.
- BHATTACHARYYA, A., LAMARCHE, V.C. & TELEWSKI, F.W. (1988). Dendrochronological reconnaissance of the conifers of Northwestern India. *Tree Ring Bulletin* **48**: 21-30.

LITERATURVERZEICHNIS

- BHATTACHARYYA, A. & YADAV, R.R. (1999). Climatic reconstructions using tree ring data from tropical and temperate regions of India - a review. *IAWA Journal* **20** (3): 311-316.
- BILHAM, R., PANT, G.B. & JACOBY, G.C. (1983). Dendroclimatic potential of juniper trees from the Sir Sar Range in the Karakoram. *Man and Environment* **7**: 45-50.
- BOHLE, H.-G. & PILARDEAUX, B. (1992). Jahrhundertflut in Pakistan, September 1992. Chronologie einer Katastrophe. *Geographische Rundschau* **45** (2): 124-126.
- BÖHNER, J. (1996). Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens. Göttinger Geographische Abhandlungen, Göttingen, 166 S.
- BORELLA, S., LEUENBERGER, M. & SAURER, M. (1999). Analysis of $\delta^{18}\text{O}$ in tree rings: wood-cellulose comparison and method dependent sensitivity. *Journal of Geophysical Research* **104** (D16): 19,267-19,273.
- BORELLA, S., LEUENBERGER, M., SAURER, M. & SIEGWOLF, R. (1998). Reducing uncertainties in $\delta^{13}\text{C}$ analysis of tree rings: pooling, milling and cellulose extraction. *Journal of Geophysical Research* **103** (D16): 19,519-19,526.
- BORGAONKAR, H.P., PANT, G.B. & KUMAR, K.R. (1999). Tree-ring chronologies from Western Himalaya and their dendroclimatic potential. *IAWA Journal* **20** (3): 295-309.
- BRADLEY, R.S. & JONES, C.G. (1993). 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* **3** (4): 367-376.
- BRÄKER, O.-U. (1981). Der Alterstrend bei Jahrringdichten und Jahrringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. *Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien* **142**: 75-102.
- BRAUN, G. (1996). Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). Kartierung der aktuellen Vegetation und Rekonstruktion der potentiellen Waldverbreitung auf der Basis von Satellitendaten, Gelände- und Einstrahlungsmodellen. *Bonner Geographische Abhandlungen* **93**: 156.
- BRÄUNING, A. (1994a). Dendrochronology for the last 1400 years in Eastern Tibet. *GeoJournal* **34** (1): 75-95.
- BRÄUNING, A. (1994b). Dendrochronologische Untersuchungen an osttibetischen Waldgrenzstandorten. *Göttinger Geographische Abhandlungen* **95**: 185-192.
- BRÄUNING, A. (1995). Zur Anwendung der Dendrochronologie in den Geowissenschaften. *Die Erde* **126**: 189-204.
- BRÄUNING, A. (1999a). Zur Dendroklimatologie Hochtibets während des letzten Jahrtausends. J. Cramer Verlag, Dissertationes Botanicae, Berlin, Stuttgart, 1. Aufl., 164 S.
- BRÄUNING, A. (1999b). Dendroclimatological potential of drought-sensitive tree stands in Southern Tibet for the reconstruction of monsoonal activity. *IAWA Journal* **20** (3): 325-338.
- BRENDEL, O., IANNETTA, P.P.M. & STEWART, D. (2000). A rapid and simple method to isolate pure alpha-cellulose. *Phytochemical Analysis* **11**: 7-10.
- BRENNINKMEIJER, C.A.M. (1983). Deuterium, oxygen-18 and carbon-13 in tree rings and peat deposits in relation to climate. University of Groningen, Groningen, 1. Aufl., 99 S.
- BRIFFA, K.R. (1995). Interpreting high-resolution climate proxy data - the example of dendroclimatology. In: VON STORCH, H. & NAVARRA, A. (Eds.): Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques. Springer Verlag, Vol. 1, Berlin: 77-94.

LITERATURVERZEICHNIS

- BRIFFA, K.R., JONES, C.G., BARTHOLIN, T., ECKSTEIN, D., SCHWEINGRUBER, F.H., KARLEN, W., ZETTERBERG, P. & ERONEN, M. (1992b). Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics* **7**: 111-119.
- BRIFFA, K.R., JONES, C.G. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1992a). Tree-ring reconstructions of summer temperature patterns across western North America since 1600. *Journal of Climatology* **5**: 735-754.
- BRIFFA, K.R., JONES, C.G. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1994). Summer temperatures across northern North America: regional reconstructions from 1760 using tree-ring densities. *Journal of Geophysical Research* **99** (D12): 25835-25844.
- BRIFFA, K.R., JONES, P.D., SCHWEINGRUBER, F.H., SHIYATOV, S.G. & COOK, E.R. (1995). Unusual twentieth-century warmth in a 1,000-year temperature record from Siberia. *Nature* **376**: 156-159.
- BRIFFA, K.R. & OSBORN, T.J. (2002). Blowing hot and cold. *Science* **295**: 2227-2228.
- BRIFFA, K.R., SCHWEINGRUBER, F.H., JONES, P.D., OSBORN, T.J., HARRIS, I.C., SHIYATOV, S.G., VAGANOV, A. & GRUDD, H. (1998). Trees tell of past climates: but are they speaking less clearly today ? *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B* **353**: 65-73.
- BROECKER, W.S. (1996). Plötzliche Klimawechsel. *Spektrum der Wissenschaft* **86**: 86-92.
- BURK, R.L. & STUIVER, M. (1981). Oxygen isotope ratios in trees reflect mean annual temperature and humidity. *Science* **211**: 1417-1419.
- BUTLER, R.W.H. & PRIOR, D.J. (1988). Tectonic controls of the uplift of the Nanga Parbat massif, Pakistan Himalayas. *Nature* **333**: 247-250.
- CAMPBELL, W.J., ALLEN, L.H. & BOWES, G. (1988). Effects of CO₂ concentration on Rubisco activity, amount and photosynthesis in soybean leaves. *Plant Physiology* **88**: 1310-1316.
- CANNELL, M.G.R. & DEWAR, R.C. (1994). Carbon allocation in trees: concepts for modelling. *Advances in Ecological Research* **25**: 59-104.
- CHAUDHARY, V., BHATTACHARYYA, A. & YADAV, R.R. (1999). Tree-ring studies in the eastern Himalayan region: prospects and problems. *IAWA Journal* **20** (3): 317-324.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997). Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton, 1. Aufl., 328 S.
- COLE, J.E., RIND, D., WEBB, R.S., JOUZEL, J. & HEALY, R. (1999). Climatic controls on interannual variability of precipitation $\delta^{18}\text{O}$: Simulated influence of temperature, precipitation amount, and water source region. *Journal of Geophysical Research* **104**: 14223-14235.
- CONWAY, T.J., TANS, P.P., WATEMAN, L.S., THONING, K.W., KITZIS, D.R., MASARIE, K.A. & ZHANG, N. (1994). Evidence from interannual variability of the carbon cycle from the national oceanic and atmospheric administration/climate monitoring and diagnostics laboratory global air sampling network. *Journal of Geophysical Research* **99**: 22831-22856.
- COOK, E.R. & KAIRIUKSTIS, L.A. (1990). Methods of Dendrochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1. Aufl., 394 S.
- COOK, E.R., KRUSIC, P.J. & JONES, P.D. (2002). Dendroclimatic signals in long tree ring chronologies from the Himalayas of Nepal. *Geophysical Research Letters*: in press.

LITERATURVERZEICHNIS

- COOK, E.R., MEKO, D.M., STAHLE, D.W. & CLEAVELAND, M.K. (1999). Drought reconstructions for the continental United States. *Journal of Climatology* **12**: 1145-1162.
- COOK, E.R. & PETERS, K. (1981). The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree Ring Bulletin* **41**: 45-53.
- COOK, E.R. & PETERS, K. (1997). Calculating unbiased tree-ring indices for the study of climatic and environmental change. *The Holocene* **7** (3): 361-370.
- COWLING, S.A. & SYKES, M.T. (1999). Physiological significance of low atmospheric CO₂ for plant-climate interactions. *Quaternary Research* **52**: 237-242.
- CRAIG, H. (1953). The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **3**: 53-92.
- CRAIG, H. (1954a). Carbon-13 in plants and the relationship between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. *Journal of Geology* **62**: 115-149.
- CRAIG, H. (1954b). Carbon-13 variations in sequoia rings and the atmosphere. *Science* **119**: 141-143.
- CRAIG, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **12**: 133-149.
- CRAIG, H. (1961a). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**: 1702-1703.
- CRAIG, H. (1961b). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* **133**: 1833-1834.
- CRAIG, H. & GORDON, L.I. (1965). Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: TONGIORGI, S. (Eds.): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto Conferences in Nuclear Geology, Pisa: 9-130.
- CRAMER, T., Ed. (2000). Geländeklimatologische Studien im Bagrottal - Karakorumgebirge, Pakistan. Geo aktuell. Göttingen, 231 S.
- CRUTZEN, P.J. (2002). Geology of mankind. *Nature* **415**: 23.
- CURTIS, P.S. & WANG, X. (1998). A meta-analysis of elevated CO₂ effects on woody plant mass, form, and physiology. *Oecologia* **113**: 299-313.
- DANSGAARD, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16B**: 436.
- DENIRO, M.J. & EPSTEIN, S. (1977). Mechanism of carbon isotope fractionation associated with lipid synthesis. *Science* **197**: 261-263.
- DENIRO, M.J. & EPSTEIN, S. (1979). Relationship between the oxygen isotope ratios of terrestrial plant cellulose, carbon dioxide, and water. *Science* **204**: 51-53.
- DICKORE, W.B. & NÜSSER, M. (2000). Flora of Nanga Parbat (NW Himalaja, Pakistan). An annotated inventory of vascular plants with remarks on vegetation dynamics, Englera 19, Berlin-Dahlem, 1. Aufl., 253 S.
- DONGMANN, G., NÜRNBERG, H.W., FÖRSTEL, H. & WAGENER, K. (1974). On the enrichment of H₂¹⁸O in leaves of transpiring plants. *Radiation and Environmental Biophysics* **11**: 41-52.
- DOUGLASS, A.E. (1941). Crossdating in dendrochronology. *Journal of Forestry* **39** (10): 825-831.

LITERATURVERZEICHNIS

- DURANCEAU, M., GASHGHAIE, J., BADECK, F., DELEENS, E. & CORNIC, G. (1999). $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 respired in the dark in relation to $\delta^{13}\text{C}$ of leaf carbohydrates in *Phaseolus vulgaris* L. under progressive drought. *Plant, Cell and Environment* **22**: 515-523.
- EDWARDS, T., SPURK, M. & STICHLER, W. (1999). New insight into the younger dryas-preboreal (YD-PB) transition from isotopes in tree-rings. *The dating of Quaternary marine and land sediments*, Poznan.
- EDWARDS, T.W.D. & FRITZ, P. (1986). Assessing meteoric water composition and relative humidity from ^{18}O and ^2H in wood cellulose: Paleoclimatic implications for southern Ontario, Canada. *Applied Geochemistry* **1**: 715-723.
- EDWARDS, T.W.D., GRAF, W., TRIMBORN, P., STICHLER, W., LIPP, J. & PAYER, H.D. (2000). $\delta^{13}\text{C}$ surface resolves humidity and temperature signals in trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64** (2): 161-167.
- EHLERINGER, J.R., PHILLIPS, S.L., SCHUSTER, W.F.S. & SANDQUIST, D.R. (1991). Differential utilization of summer rains by desert plants: implications for competition and climate change. *Oecologia* **88**: 430-434.
- EHLERS, E. (2000). Pastoralism in the Bagrot: Spatial organisation and economic diversity. In: EHLERS, E. & KREUTZMANN, H. (Eds.): High Mountain Pastoralism in Northern Pakistan. *Erdkundliches Wissen*, Vol. 132: 73-87.
- EPSTEIN, S. (1997). The role of stable isotopes in geochemistries of all kinds. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **25**: 1-21.
- EPSTEIN, S., THOMPSON, P. & CRAYTON, J.Y. (1977). Oxygen and hydrogen isotopic ratios in plant cellulose. *Science* **198**: 1209-1215.
- ESPER, J. (2000a). Paläoklimatische Untersuchungen an Jahrringen im Karakorum und Tien Shan Gebirge (Zentralasien). *Bonner Geographische Abhandlungen*. Sankt Augustin, Asgard-Verlag, 126 S.
- ESPER, J. (2000b). Long-term tree-ring variations in *Juniperus* at the upper timberline in the Karakorum (Pakistan). *The Holocene* **10** (2): 253-260.
- ESPER, J., COOK, E.R., PETERS, K. & SCHWEINGRUBER, F.H. (2002d). Detecting low frequency tree-ring trends by the RCS method. *Tree Ring Research* (in press).
- ESPER, J., COOK, E.R. & SCHWEINGRUBER, F.H. (2002a). Low-frequency signals in long chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* **295**: 2250-2253.
- ESPER, J., NEUWIRTH, B. & TREYDTE, K. (2001b). A new parameter to evaluate temporal signal strength of tree ring chronologies. *Dendrochronologia* **19**: 93-102.
- ESPER, J., SCHWEINGRUBER, F.H. & WINIGER, M. (2001a). 1,300 years climate history for Western Central Asia inferred from tree rings. *The Holocene* **12**: 267-277.
- ESPER, J., SHIYATOV, S.G., MAZEPA, V., WILSON, GRAYBILL, D.A. & FUNKHOUSER, G. (2002b). Temperature-sensitive Tien Shan tree ring chronologies show multi-centennial growth trends. *Climate Dynamics*: accepted.
- ESPER, J., TREYDTE, K., NEUWIRTH, B. & GÄRTNER, H. (2001d). A tree ring reconstruction of climatic extreme years since AD 1427 for Western Central Asia. *Paleobotanist* **50**: 141-152.
- FARMER, J.G. (1979). Problems in interpreting tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ records. *Nature* **279**: 229-231.

LITERATURVERZEICHNIS

- FARQUHAR, G.D., BARBOUR, M.M. & HENRY, B.K. (1998). Interpretation of oxygen isotope composition of leaf material. In: GRIFFITHS, H. (Ed.): *Stable Isotopes - Integration of biological, ecological and geochemical Processes*. BIOS Scientific Publishers, Newcastle upon Tyne: 27-62.
- FARQUHAR, G.D., EHLERINGER, J.R. & HUBICK, K.T. (1989). Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* **40**: 503-537.
- FARQUHAR, G.D. & LLOYD, J. (1993). Carbon and oxygen isotope effects in the exchange of carbon dioxide between terrestrial plants and the atmosphere. In: EHLERINGER, J. R.; HALL, A. E. & FARQUHAR, G. D. (Eds.): *Stable Isotopes and Plant Carbon Water Relations*. Academic, Vol., San Diego, California: 47-70.
- FARQUHAR, G.D., O'LEARY, M.H. & BERRY, J.A. (1982). On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Australian Journal of Plant Physiology* **9**: 121-137.
- FENG, X. (1999). Trends in intrinsic water-use efficiency of natural trees for the past 100-200 years: A response to atmospheric CO₂ concentration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63** (13/14): 1891-1903.
- FENG, X. & EPSTEIN, S. (1995). Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO₂ concentration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59** (12): 2599-2608.
- FLOHN, H. (1954). Zur Meteorologie am Nanga Parbat. In: HERRLIGHOFER, K. M. (Ed.): *Nanga Parbat*, Vol. 1, Berlin: 234-255.
- FLOHN, H. (1958). Beiträge zur Klimakunde von Hochasien. *Erdkunde* **12**: 294-308.
- FLOHN, H. (1969). Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukuschs und der benachbarten Hochgebirge. *Erdkunde* **23**: 205-215.
- FÖRSTEL, H. (1978). The enrichment of ¹⁸O in leaf water under natural conditions. *Radiation and Environmental Biophysics* **15**: 323-344.
- FRANCEY, R.J. & ALLISON, C.E. (1998). In situ ¹³CO₂ from Cape Grim, Tasmania, Australia: 1982-1993. *Trends: A Compendium of Data on Global Change, CDIAC, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA*. (www.cdiac.ornl.gov/trends/CO2; 14.06.2002)
- FRANCEY, R.J., ALLISON, C.E., ETHERIDGE, D.M., TRUDINGER, C.M., ENTING, I.G., LEUENBERGER, M.C., LANGENFELDS, R.L., MICHEL, E. & STEELE, L.P. (1999). A 1000-year high precision record of δ¹³C in atmospheric CO₂. *Tellus* **51B**: 170-193.
- FRANCEY, R.J. & FARQUHAR, G.D. (1982). An explanation of ¹³C/¹²C variations in tree rings. *Nature* **297**: 28-31.
- FRANCEY, R.J., TANS, P.P., ALLISON, C.E., ENTING, I.G., WHITE, J.W.C. & TROLIER, M. (1995). Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982. *Nature* **373**: 326-330.
- FREYER, H.D. & BELACY, N. (1983). ¹³C/¹²C records in Northern Hemispheric trees during the past 500 years - anthropogenic impact and climatic superpositions. *Journal of Geophysical Research* **88** (C11): 6844-6852.
- FRIEDLI, H., LÖTSCHER, H., OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U. & STAUFFER, B. (1986). Ice core record of the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Nature* **324**: 237-238.

LITERATURVERZEICHNIS

- FRITTS, H., GUIOT, J., GORDON, G.A. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1992). Methods of calibration, verification, and reconstruction. In: COOK, E.R. & KAIRIUKSTIS, L.A. (Eds.): *Methods of dendrochronology. Application in the environmental science*. Dordrecht, 163-271.
- FRITTS, H.C. (1976). *Tree rings and climate*, London, 1. Aufl., 320 S.
- GAMBETTI, D., LO VECCHIO, G., NANNI, T., NOGLER, P. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1997). Dendroclimatic information on silver fir (*Abies alba* Mill.) of Northern Apennines: 1-9.
- GASSER, T. & MÜLLER, H.G. (1984). Estimating regression functions and their derivatives by the Kernel method. *Scandinavian Journal of Statistics* **11**: 171-185.
- GILLON, J.S. & YAKIR, D. (2000). Internal conductance to CO₂ diffusion and C¹⁸OO discrimination in C₃ leaves. *Plant Physiology* **123**: 201-213.
- GLASER, R. (2001). *Klimageschichte Mitteleuropas*. Primus Verlag, Darmstadt, 227 S.
- GLEIXNER, G., BOL, R. & BALESDENT, J. (1999). Molecular insight into soil carbon turnover. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **13**: 1278-1283.
- GONFIANTINI, R., ROCHE, M.A., OLIVRY, J.-C., FONTES, J.-C. & ZUPPI, G.M. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology* **181**: 147-167.
- GOOD, B.J. & PATRICK, W.H. (1987). Gas composition and respiration of water oak (*Quercus nigra* L.) and green ash (*Fraxinus pennsylvanica* Marsh.) roots after prolonged flooding. *Plant and Soil* **97**: 419-427.
- GOUDIE, A.S., BRUNSDEN, D., COLLINS, D.N., DERBYSHIRE, E., FERGUSON, R.I., HASHMET, Z., JONES, D.K.C., PERROTT, F.A., SAID, M., WATERS, R.S. & WHALLEY, W.B. (1984). The geomorphology of the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan. In: MILLER, K. J. (Ed.): *The International Karakoram Project, Vol. 2*, Cambridge: 359-410.
- GRAY, J. (1981). The use of stable-isotope data in climate reconstruction. In: WIGLEY, M. L., INGRAM, M. J. & FARMER, J. G. (Eds.): *Climate and history*. Cambridge University Press, Melbourn, 530 S.
- GRAY, J. & THOMPSON, P. (1976). Climatic information from ¹⁸O/¹⁶O ratios of cellulose in tree rings. *Nature* **262**: 481-482.
- GRAY, J.E., HOLROYD, G.H., VAN DER LEE, F.M., BAHRAMI, A.R., SIJMONS, P.C., WOODWARD, F.I., SCHUCH, W. & HETHERINGTON, A.M. (2000). The HIC signalling pathway links CO₂ perception to stomatal development. *Nature* **408**: 713-716.
- GRAYBILL, D.A. & IDSO, S.B. (1993). Detecting the aerial fertilization effect of atmospheric CO₂ enrichment in tree ring chronologies. *Global Biogeochemical Cycles* **7** (1): 81-95.
- GRAYBILL, D.A., SHIYATOV, S.G. & BURNISTROV, V.F. (1992). Recent dendrochronological investigations in Kirghizia, USSR. *Lundqua Report* **34**: 123-127.
- GRISSINO-MAYER, H. (1996). 2129-year reconstruction of precipitation for NW-New Mexico, USA. In: Dean, S.J., Meko, D.M. & Swetnam, T.W. (Eds.): *Tree-rings, environment and humanity. Proceedings of the International Conference Tuscon, Arizona, 17-21 May 1994*, Tuscon, Arizona, 191-204.
- HASERODT, K. (1984). Aspects of actual climatic conditions and historic fluctuations of glaciers in Western Karakoram. *Journal of Central Asia* **7**: 77-94.
- HASERODT, K. (1989). Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukush, Karakorum und Westhimalaya. *Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie* **2**: 181-233.

LITERATURVERZEICHNIS

- HÄUSLER, R., KLEINES, M., UHRIG, H., HIRSCH, H.-J. & SMETS, H. (1999). Overexpression of phosphoenolpyruvate carboxylase from *Corynebacterium glutamicum* lowers the CO₂ compensation point and enhances dark and light respiration in transgenic potato. *Journal of Experimental Botany* **50** (336): 1231-1242.
- HEIKKINEN, O. (1984). Dendrochronological evidence of variations of coleman glacier, Mount Baker, Washington, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* **16** (1): 53-64.
- HELLE, G. (1996). Hochauflösende intra-annuelle Kohlenstoff-Isotopenuntersuchungen an Baumjahresringen. Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 88 S.
- HEMMING, D. (1998). Stable isotopes in tree rings: biosensors of climate and atmospheric carbon-dioxide variations. Dissertation, University of Cambridge, Cambridge, 270 S.
- HERBERS, H. (1998). Arbeit und Ernährung im Yasin. Aspekte des Produktions-Reproduktions-Zusammenhangs in einem Hochgebirgstal Nordpakistans. *Erdkundliches Wissen* **123**: 295 S.
- HEWITT, K. (1989). The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. *Zeitschrift für Geomorphologie* **76**: 9-32.
- HEWITT, K. (2001). Catastrophic rockslides and the Geomorphology of the Hunza and Gilgit river valleys, Karakoram, Himalaya. *Erdkunde* **55**.
- HILL, S.A., WATERHOUSE, J.S., FIELD, E.M., SWITSUR, V.R. & AP REES, T. (1995). Rapid recycling of triose phosphates in oak stem tissue. *Plant, Cell and Environment* **18**: 931-936.
- HOLTMEIER, F.-K. (1973). Geoecological Aspects of timberlines in Northern and Central Europe. *Arctic and Alpine Research* **5** (3): A45-A54.
- HOUGHTON, J.T. (1995). Land-use change and the carbon cycle. *Global Change Biology* **1**: 275-287.
- HOUGHTON, J.T., FILHO, L.G.M., CALLANDER, B.A., HARRIS, N., KATTENBERG, A. & MASKELL, K. (1995). Climate Change 1995
- HUGHES, M.K. (1992). Dendroclimatic evidence from the Western Himalaya. In: BRADLEY, R. S. & JONES, C. G. (Eds.): Climate since AD 1500. Routledge Press, London: 415-431.
- HUGHES, M.K., VAGANOV, A., SHIYATOV, S.G., TOUCHAN, R. & FUNKHOUSER, G. (1999). Twentieth-century warmth in northern Yakutia in a 600-year context. *The Holocene* **9** (5): 629-634.
- HUGHES, M.K., WU, X., SHAO, X. & GARFIN, G.M. (1994). A preliminary reconstruction of rainfall in north-central China since AD 1600 from tree-ring density and width. *Quaternary Research* **42**: 88-99.
- IPCC (1995). Summary for policy makers of the second assesment report. ([www-usgcrp.gov/ipcc/wglspm.pdf](http://www.usgcrp.gov/ipcc/wglspm.pdf); 18.08.2002).
- IPCC (2001). Summary for policy makers of the third assesment report. ([www-usgcrp.gov/ipcc/wglspm.pdf](http://www.usgcrp.gov/ipcc/wglspm.pdf); 18.08.2002).
- IVLEV, A.A., BYKOVA, N.V. & IGAMBERDIEV, A.U. (1996). Fractionation of carbon (¹³C/¹²C) isotopes in glycine decarboxylase reaction. *Federation of European Biochemical Societies Letters* **386**: 174-176.
- JACOBY, G.C. & D'ARRIGO, R.D. (1997). Tree rings, carbon dioxide, and climate change. *Carbon Dioxide and Climate Change*, National Academy of Sciences, Irvine, USA, 8350-8353.

LITERATURVERZEICHNIS

- JACOBY, G.C., D'ARRIGO, R.D. & DAVAAJAMTS, T. (1996). Mongolian tree rings and 20th-century warming. *Science* **273** (771-773).
- JONES, C.G., OSBORN, T.J. & BRIFFA, K.R. (2001). The evolution of climate over the last millenium. *Science* **292**: 662-667.
- JORDAN, F. & KUO, D.J., E U (1978). Carbon kinetic isotope effects on pyrovate decarboxylation catalyzed by yeast pyrovate decarboxylase and models. *Journal of the American Chemical Society* **100** (9): 2872-2878.
- JOUZEL, J., ALLEY, R.B., CUFFEY, K.M., DANSGAARD, W., GROOTES, P., HOFFMANN, G., JOHNSEN, S.J., KOSTER, R.D., PEEL, D., SHUMAN, C.A., STIEVENARD, M., STUIVER, M. & WHITE, J.W.C. (1997). Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *Journal of Geophysical Research* **102**: 26471-26487.
- JOUZEL, J., HOFFMANN, G., KOSTER, R.D. & MASSON, V. (2000). Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates. *Quaternary Science Reviews* **19**: 363-379.
- KAENNEL, M. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1995). Multilingual Glossary of Dendrochronology. Paul Haupt Verlag,, Bern, Stuttgart, Wien, 1. Aufl., 467 S.
- KANG, X., GRAUMLICH, L.J. & SHEPPARD, P. (1997). A 1835 tree-ring chronology and its preliminary analyses in Dulan region, Qinghai. *Chinese Science Bulletin* **42** (13): 1122-1124.
- KEELING, C.D. (1979). Recent trends in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide. *Nature* **277**: 121-123.
- KEELING, C.D., BACASTOW, R.B., CARTER, A.F., PIPER, S.C., WHORF, T.P., HEIMANN, M., MOOK, W.G. & ROELOFFZEN, H. (1989). A three-dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds: Analysis of observational data. *Geophysical Monograph* **55**: 165-236.
- KEELING, C.D., BACASTOW, R.B. & TANS, P. (1980). Predicted shift in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide. *Geophysical Research Letters* **7** (7): 505-508.
- KEELING, C.D. & WHORF, T.P. (2002). Atmospheric CO_2 records from sites in the SIO air sampling network. *Trends: A Compendium of Data on Global Change, CDIAC, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA.* (www.cdiac.ornl.gov/trends/CO2; 14.06.2002)
- KEELING, C.D., WHORF, T.P., WAHLEN, M. & VAN DER PLICHT, J. (1995). Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature* **375**: 666-670.
- KITAGAWA, H. & MATSUMOTO, E. (1995). Carbon isotope variation within trunks of Japanese cedars from Yakushima Island, southern Japan. *Geochemical Journal* **29**: 149-153.
- KÖRNER, C., FARQUHAR, G.D. & WONG, S.C.W. (1991). Carbon isotope discrimination by plants follows latitudinal and altitudinal trends. *Oecologia* **88**: 30-40.
- KREUTZMANN, H. (1994). Habitat conditions and settlement processes in the Hindukush-Karakoram. *Petermanns Geographische Mitteilungen* **138**: 337-356.
- KUHLE, M. (1988). Die eiszeitliche Vergletscherung West-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluss auf die globale Energiebilanz. *Geographische Zeitschrift* **76**: 136-148.
- KÜHN, C., BARKER, L., BÜRKLE, L. & FROMMER, W.-B. (1999). Update on sucrose transport in higher plants. *Journal of Experimental Botany* **50** (special issue): 935-953.

LITERATURVERZEICHNIS

- KUNIHOLM, P.I., KROMER, B., MANNING, S.W., NEWTON, M., LATINI, C.E. & J, B.M. (1996). Anatolian tree rings and the absolute chronology of the eastern Mediterranean, 2220-718 BC. *Nature* **381**: 780-782.
- KÜRSCHNER, K. (1996). Leaf stomata as biosensors of paleoatmospheric CO₂ levels, Utrecht, 160 S.
- KÜRSCHNER, K. & POPIK, M.G. (1962). Zur Analyse von Hölzern. *Mitteilungen zur Chemie, Physik, Biologie und Technologie des Holzes* **16** (1): 1-11.
- LAMARCHE, V.C. & FRITTS, H. (1971). Tree rings, glacial advance, and climate in the Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie* **VII** (1/2): 125-131.
- LARCHER, W. (1994). Ökophysiologie der Pflanze, Stuttgart, 99 S.
- LAWRENCE, J.R. & WHITE, J.W.C. (1991). The elusive climate signal in the isotopic composition of precipitation. In: TAYLOR, H. P.; O'NEIL, J. R. & KAPLAN, I. R. (Eds.): *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. The Geochemical Society, Special Publication, Vol. 3: 169-185.
- LEAVITT, S.W. (2000). Seasonal response of $\delta^{13}\text{C}$ in *Pinus resinosa* Ait. seedling growth rings to changing environment in controlled growth experiments: 1.
- LEAVITT, S.W. & LARA, A. (1994). South American tree rings show declining $\delta^{13}\text{C}$ trend. *Tellus* **46B**: 152-157.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1982). Evidence for $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation between tree leaves and wood. *Nature* **298**: 742-744.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1983a). On a 50-year "climate-free" $\delta^{13}\text{C}$ record from juniper tree rings. *Radiocarbon* **25** (2): 267-268.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1983b). Possible climatic response of $\delta^{13}\text{C}$ in leaf cellulose of pinyon pine in Arizona, USA. *Isotope Geoscience* **1**: 169-180.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1984). Sampling strategie for stable isotope analysis of tree rings in pine. *Nature* **311**: 145-147.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1986). Stable-carbon isotope variability in tree foliage and wood. *Ecology* **6** (4): 1002-1010.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1988). Stable carbon isotope chronologies from trees in the southwestern United States. *Global Biogeochemical Cycles* **2**: 189-198.
- LEAVITT, S.W. & LONG, A. (1989). The atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ record as derived from 56 pinyon trees at 14 sites in the southwestern United States. *Radiocarbon* **31** (3): 469-474.
- LERMAN, J.C., DELEENS, E., NATO, A. & MOYSE, A. (1974). Variation in carbon isotope composition of a plant with Crassulacian Acid Metabolism. *Plant Physiology* **53**: 257-262.
- LEUENBERGER, M., BORELLA, S., STOCKER, T., SAURER, M., SIEGWOLF, R., SCHWEINGRUBER, F.H. & MATYSSEK, R. (1998). Stable isotopes in tree rings and stress indicators, Zürich, 1. Aufl., 89 S.
- LIN, G. & STERNBERG, L.S.L. (1993). Hydrogen isotope fractionation by plant roots during water uptake in coastal wetland plants. In: Ehleringer, J. R. (Ed.): *Stable Isotopes and Plant Carbon/Water Relations*. Academic Press: 497-510.
- LIPP, J., TRIMBORN, P., EDWARDS, T., WAISEL, Y. & YAKIR, D. (1996). Climatic effects on the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of cellulose in the desert tree *Tamarix jordanis*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60** (17): 3305-3309.

LITERATURVERZEICHNIS

- LIPP, J., TRIMBORN, P., FRITZ, P., MOSER, H., BECKER, B. & FRENZEL, B. (1991). Stable isotopes in tree ring cellulose and climatic change. *Tellus* **43B**: 322-330.
- LIVINGSTON, N.J. & SPITTLEHOUSE, D.L. (1996). Carbon isotope fractionation in tree ring early and late wood in relation to intra-growing season water balance. *Plant, Cell and Environment* **19**: 768-774.
- LUCKMAN, B.H., BRIFFA, K.R., JONES, P.D. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1997). Tree-ring based reconstruction of summer temperatures at the Columbia Icefield, Alberta, Canada, AD 1073-1983. *The Holocene* **7** (4): 375-389.
- LUO, Y.H. & STERNBERG, L.S.L. (1992). Hydrogen and oxygen isotope fractionation during heterotrophic cellulose synthesis. *Journal of Experimental Botany* **43**: 47-50.
- MACFARLANE, C., WARREN, C.R., WHITE, D.A. & ADAMS, M.A. (1999). A rapid and simple method for processing wood to crude cellulose for analysis of stable carbon isotopes in tree rings. *Tree Physiology* **19**: 831-835.
- MANN, M.E. & BRADLEY, R.S. (1999). Northern hemisphere temperatures during the past millenium: inferences, uncertainties, and limitations. *AGU GRL galley stile* **3.1**: 1-7.
- MANN, M.E., HUGHES, M.K., COOK, E.R. & ESPER, J. (2002). Tree-ring chronologies and climate variability. *Science* **296** (5569): 848.
- MARINO, B.D. & MCELROY, M.B. (1991). Isotopic composition of atmospheric CO₂ inferred from carbon in C₄ plant cellulose. *Nature* **349**: 127-131.
- MAYEWSKI, P.A., PREGENT, P.G., JESCHKE, P.A. & AHMAD, N. (1980). Himalayan and Transhimalayan glacier fluctuations and the South Asian monsoon record. *Arctic and Alpine Research* **12**: 171-182.
- MAYR, C. (2002). Möglichkeiten der Klimarekonstruktion im Holozän mit $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werten von Baum-Jahrringen auf der Basis von Klimakammerversuchen und Rezentstudien. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München, 139 S.
- MAZANY, T., LERMAN, J.C. & LONG, A. (1980). Carbon-13 in tree-ring cellulose as an indicator of past climates. *Nature* **187**: 432-435.
- MCKENZIE, J.A. & HOLLANDER, D.J. (1993). Oxygen-isotope record in recent carbonate sediments from Lake Greifen, Switzerland (1750-1986): Application of continental isotopic indicator for evaluation of changes in climate and atmospheric circulation patterns. In: SWART, P. K.; LOHMANN, K. C.; MCKENZIE, J. A. & SAVIN, S. (Eds.): Climatic Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph Series, Vol. 78, Washington: 101-111.
- MCNULTY, S.G. & SWANK, W.T. (1995). Wood $\delta^{13}\text{C}$ as a measure of annual basal area growth and soil water stress in a *pinus strobus* forest. *Ecology* **76** (5): 1581-1586.
- MEINERS, S. (1996). Zur rezenten, historischen und postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und Nordwest-Karakorum, Geo aktuell, Göttingen, 248 S.
- MEINERS, S. (1998). Beobachtungen zur jüngeren Vergletscherungsgeschichte im Nordwestkarakorum und im zentralen Tien Shan. *Petermanns Geographische Mitteilungen* **142**: 227-232.
- MIEHE, G. (1996). On the connexion of vegetation dynamics with climatic changes in High Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**: 5-24.
- MIEHE, G., WINIGER, M. & BÖHNER, J. (2001). The climatic diagram map of High Asia. *Erdkunde* **55**: 94-97.

LITERATURVERZEICHNIS

- MIEHE, S. & MIEHE, G. (2000). Comparative high mountain research on the treeline ecotone under human impact. *Erdkunde* **54**: 34-50.
- MOOK, W.M., KOOPMANS, M., CARTER, A.F. & KEELING, C.D. (1983). Seasonal, latitudinal, and secular variations in the abundance and isotopic-ratios of atmospheric carbon-dioxide - 1. results from land stations. *Journal of Geophysical Research - Oceans and Atmospheres* **88** (15): 915-933.
- MOORE, B. & BRASWELL, B.H. (1994). The lifetime excess of atmospheric CO₂ in the past two centuries. *Global Biogeochemical Cycles* **8** (1): 23-38.
- MOORE, D.J., NOWAK, R.S. & TAUSCH, R.J. (1999). Gas exchange and carbon isotope discrimination of *Juniperus osteosperma* and *Juniperus occidentalis* across environmental gradients in the great basin of western North America. *Tree Physiology* **19**: 421-433.
- MORISON, J. (1987). Intercellular CO₂ concentration and stomatal response to CO₂. In: ZEIGLER, E.; FARQUHAR, G. D. & COWAN, I. (Eds.): Stomatal functions. Stanford University Press, Stanford.
- NEFTEL, A., FRIEDLI, H., MOOR, H., LÖTSCHER, H., OESCHGER, H., SIEGENTHALER, U. & STAUFFER, B. (1994). Trends: A Compendium of Data on Global Change, CDIAC, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA. (www.cdiac.ornl.gov/trends/CO2; 14.06.2002)
- NEFTEL, A., OESCHGER, H., STAFFELBACH, T. & STAUFFER, B. (1988). CO₂ record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years BP. *Nature* **331**: 609-611.
- NIER, A.O. (1940). A mass spectrometer for routine isotope abundance measurements. *Reviews of Scientific Instruments* **11**: 212-216.
- NIER, A.O. & GULBRANSEN, E.A. (1939). Variations in the relative abundance of the carbon isotopes. *Journal of the American Chemistry Society* **61**: 697-698.
- NIKOLOV, N.T., MASSMAN, W.J. & SCHOETTLE, A.W. (1995). Coupling biochemical and biophysical processes at the leaf level: an equilibrium photosynthesis model for leaves of C₃ plants. *Ecological Modelling* **80**: 205-235.
- NULTSCH, W. (2001). Allgemeine Botanik, Stuttgart., 11. Aufl., 663 S.
- NÜSSER, M. (1998). Nanga Parbat (NW-Himalaja): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung, Bonner Geographische Abhandlungen, 226 S.
- NÜSSER, M. (2000). Change and persistence: Contemporary landscape transformation in the Nanga Parbat region, northern Pakistan. *Mountain Research and Development* **20** (4): 348-355.
- NÜSSER, M. & CLEMENS, J. (1996). Landnutzungsmuster am Nanga Parbat: Genese und rezente Entwicklungsdynamik. In: KICK, W. (Eds.): Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, Vol. 8: 157-176.
- OESCHGER, H. & STAUFFER, B. (1986). Review of the history of atmospheric CO₂ recorded in ice cores. In: TRABALKA, J. R. & REICHLE, D. E. (Eds.): The Global Carbon Cycle. Springer Verlag, London, 600 S.
- OGLE, N. & MCCORMAC, F.G. (1994). High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ measurements of oak show a previously unobserved spring depletion. *Geophysical Research Letters* **21** (22): 2373-2375.

LITERATURVERZEICHNIS

- O'LEARY, M.H. (1981). Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry* **20** (4): 553-567.
- OWEN, L.A. (1989). Terraces, uplift and climate in the Karakoram Mountains, Northern Pakistan: Karakoram intermontane basin evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie* **76**: 117-146.
- PAFFEN, K., PILLEWIZER, W. & SCHNEIDER, H.-J. (1956). Forschungen im Hunza-Karakorum. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der deutsch-österreichischen Karakorum-Expedition 1954. *Erdkunde* **10**: 1-33.
- PAGES (1995). Paleoclimates of the Northern and Southern Hemispheres. *Pages Workshop Report Series* **95-1**.
- PANEK, J.A. & WARING, R.H. (1997). Stable carbon isotopes as indicators of limitation to forest growth imposed by climate stress. *Ecological applications* **7** (3): 854-863.
- PARK, R. & EPSTEIN, S. (1960). Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **21**: 110-126.
- PARK, R. & EPSTEIN, S. (1961). Metabolic fractionation of ^{13}C and ^{12}C in plants. *Plant Physiology* **36**: 133-138.
- PEARMAN, G.I., FRANCEY, R.J. & FRASER, P.J.B. (1976). Climatic implications of stable carbon isotopes in tree rings. *Nature* **20**: 771-772.
- PEDERSON, N., JACOBY, G.C., D'ARRIGO, R.D., COOK, E.R. & BUCKLEY, B. (2001). Hydrometeorological reconstructions for Northeastern Mongolia derived from tree rings: 1651-1995. *Journal of Climate* **14**: 872-881.
- PENG, T.H., BROECKER, W.S., FREYER, H.D. & TRUMBORE, S. (1983). A deconvolution of the tree ring based ^{13}C record. *Journal of Geophysical Research* **88**: 3609-3620.
- POLLEY, H.W., JOHNSON, H.B., MARINO, B.D. & MAYEUX, H.S. (1993). Increase in C_3 plant water-use efficiency and biomass over glacial to present CO_2 concentrations. *Nature* **361**: 61-64.
- RAMESH, R., BHATTACHARYYA, A. & GOPALAN, K. (1985). Dendroclimatological implications of isotope coherence in trees from Kashmir Valley, India. *Nature* **317**: 802-804.
- RAMESH, R., BHATTACHARYYA, A. & GOPALAN, K. (1986). Stable isotope systematics in tree cellulose as palaeoenvironmental indicators - a review. *Journal Geological Society of India* **27**: 154-167.
- RAYNAUD, D., BARNOLA, J.-M., CHAPPELLAZ, J., BLUNIER, T., INDERMÜHLE, A. & STAUFFER, B. (2000). The ice record of greenhouse gases: a view to the context of future changes. *Quaternary Science Reviews* **19**: 9-17.
- REIMERS, F. (1992). Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirgen Nordpakistans und angrenzender Gebirge, Beiträge und Materialien zur regionalen Geographie, 219 S.
- REIMERS, F. (1994). Die Niederschlagssituation in den Hochgebirgen Nordpakistans während der Flutkatastrophe vom September 1992. Ein weiterer Beitrag zur Diskussion der Monsunreichweite. In: Haserodt, K. (Eds.): Physisch-geographische Beiträge zu Hochgebirgsräumen Nordpakistans und der Alpen. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, Vol. 7: 1-19.
- REINEKE, T. (2001). Bodengeomorphologie des oberen Bagrot-Tales (Karakorumgebirge/Nordpakistan). Promotionsarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 197 S.

LITERATURVERZEICHNIS

- RICHTER, M., PFEIFER, H. & FICKERT, T. (1999). Differences in exposure and altitudinal limits as climatic indicators in an profile from the Western Himalaya to Tian Shan. *Erkunde* **53** (2): 89-107.
- RIEMER, T. (1994). Über die Varianz von Jahrringbreiten. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme* **121**.
- ROBERTSON, I., WATERHOUSE, J.S., BARKER, A.C., CARTER, A.H.C. & SWITSUR, V.R. (2001). Oxygen isotope ratios of oak in east England: implications for reconstructing the isotopic composition of precipitation. *Earth and Planetary Science Letters* **191**: 21-31.
- RODEN, J.S. & EHLENGER, J.R. (1999a). Observations of hydrogen and oxygen isotopes in leaf water confirm the Craig-Gordon model under wide-ranging environmental conditions. *Plant Physiology* **120**: 1165-1173.
- RODEN, J.S. & EHLENGER, J.R. (1999b). Hydrogen and oxygen isotope ratios of tree-ring cellulose of riparian trees grown long-term under hydroponically controlled environments. *Oecologia* **121**: 467-477.
- RODEN, J.S., LIN, G. & EHLENGER, J.R. (2000). A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64** (1): 21-35.
- ROESKE, C.A. & O'LEARY, M.H. (1984). Carbon isotope effects on the enzym-catalysed carboxylation of ribulose biphosphate. *Biochemistry* **23**: 6275-6284.
- ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS, L. & GONFIANTINI, R. (1992). Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science* **258**: 981-985.
- SAKATA, M. & SUZUKI, K. (1998). Assessment method for environmental stress in trees using $\delta^{13}\text{C}$ records of annual growth rings. *Geochemical Journal* **32**: 331-338.
- SAURER, M., AELLEN, K. & SIEGWOLF, R. (1997a). Correlating $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in cellulose of trees. *Plant, Cell and Environment* **20**: 1543-1550.
- SAURER, M., SIEGENTHALER, U. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1995a). The climate-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions *Tellus* **47B**: 320-330.
- SAURER, M., BORELLA, S. & LEUENBERGER, M. (1997c). $\delta^{18}\text{O}$ of tree rings of beech (*Fagus sylvatica*) as a record of $\delta^{18}\text{O}$ of the growing season precipitation. *Tellus* **49B**: 80-92.
- SAURER, M., BORELLA, S., SCHWEINGRUBER, F.H. & SIEGWOLF, R. (1997b). Stable carbon isotopes in tree rings of beech: climatic versus site-related influences. *Trees* **11**: 291-297.
- SAURER, M., CHERUBINI, P. & SIEGWOLF, R. (2000). Oxygen isotopes in tree rings of *Abies alba*: The climatic significance of interdecadal variations. *Journal of Geophysical Research* **105** (D10): 12,461-12,470.
- SAURER, M., ROBERTSON, I., SIEGWOLF, R. & LEUENBERGER, M. (1998). Oxygen isotope analysis of cellulose: an interlaboratory comparison. *Analytical Chemistry* **70** (10): 2074-2080.
- SAURER, M. & SIEGENTHALER, U. (1995). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in trees are sensitive to relative humidity. *Dendrochronologia* **13**: 9-13.
- SCHICKHOFF, U. (1993a). Das Kaghantal im Westhimalaja (Pakistan). Studien zur landschaftsökologischen Differenzierung und zum Landschaftswandel mit vegetationskundlichem Ansatz, Bonner Geographische Abhandlungen, 268 S.

LITERATURVERZEICHNIS

- SCHICKHOFF, U. (1995a). Himalayan forest-cover changes in historical perspective: A case study in the Kaghan valley, Northern Pakistan. *Mountain Research and Development* **15**: 3-18.
- SCHICKHOFF, U. (1995b). Verbreitung, Nutzung und Zerstörung der Höhenwälder im Karakorum und angrenzenden Hochgebirgsräumen Nordpakistans. *Petermanns Geographische Mitteilungen* **139**: 67-85.
- SCHICKHOFF, U. (1996). Die Wälder der Nanga Parbat Region. Standortbedingungen, Nutzung, Degradation. In: KICK, W. (Ed.): Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. *Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie* **8**: 77-189.
- SCHICKHOFF, U. (1998). Die Degradierung der Gebirgswälder Nordpakistans. unveröff. Habilitation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- SCHLESER, G.H. (1990). Investigations of the $\delta^{13}\text{C}$ pattern in leaves of *Fagus silvatica* L. *Journal of Experimental Botany* **41** (226): 565-572.
- SCHLESER, G.H. (1991). Carbon isotope fractionation during CO_2 fixation by plants. In: ESSER, G. & OVERDIECK, D. (Eds.): Modern Ecology: Basic and Applied Aspects. Elsevier: 603-622.
- SCHLESER, G.H. (1995). Factors determining carbon isotope fractionation in plants. *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research* **15**: 71-96.
- SCHLESER, G.H., HELLE, G., LÜCKE, A. & VOS, H. (1999). Isotope signals as climate proxies: the role of transfer functions in the study of terrestrial archives. *Quaternary Science Reviews* **18**: 927-943.
- SCHLESER, G.H. & JAYASEKERA, R. (1985). $\delta^{13}\text{C}$ -variations of leaves in forests as an indication of reassimilated CO_2 from the soil. *Oecologia* **65**: 536-542.
- SCHULTZE, E.-D. (1970). Der CO_2 -Gaswechsel der Buche (*Fagus silvatica* L.) in Abhängigkeit von den Klimafaktoren im Freiland. *Flora* **159**: 177-232.
- SCHWEINFURTH, U. (1956). Über klimatische Trockentäler im Himalaja. *Erdkunde* **10**: 297-301.
- SCHWEINFURTH, U. (1957). Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Himalaja, Bonner Geographische Abhandlungen, Bonn, 372 S.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1992a). Event years and pointer years. Tree Rings and Environment. LUNDQUA Report, Vol. 34,: 288-292.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1993a). Jahrringe und Umwelt - Dendroökologie. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf/CH, 1. Aufl., 474 S.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1993b). Die ökologische Bedeutung von Ereignis- und Weiserjahren in Waldbäumen des Schweizer Mittellandes., Dissertationes Botanicae, 175, 138 S.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1996). Tree Rings and Environment - Dendroecology. Haupt, Bern, 1. Aufl., 609 S.
- SCHWEINGRUBER, F.H., ECKSTEIN, D., SERRE-BACHET, F. & BRÄKER, O.-U. (1990). Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* **8**: 9-38.
- SHARKEY, T.D. (1985). Photosynthesis in intact leaves of C_3 plants: Physics, physiology and rate limitation. *The Botanical Review* **51** (1): 54-105.

LITERATURVERZEICHNIS

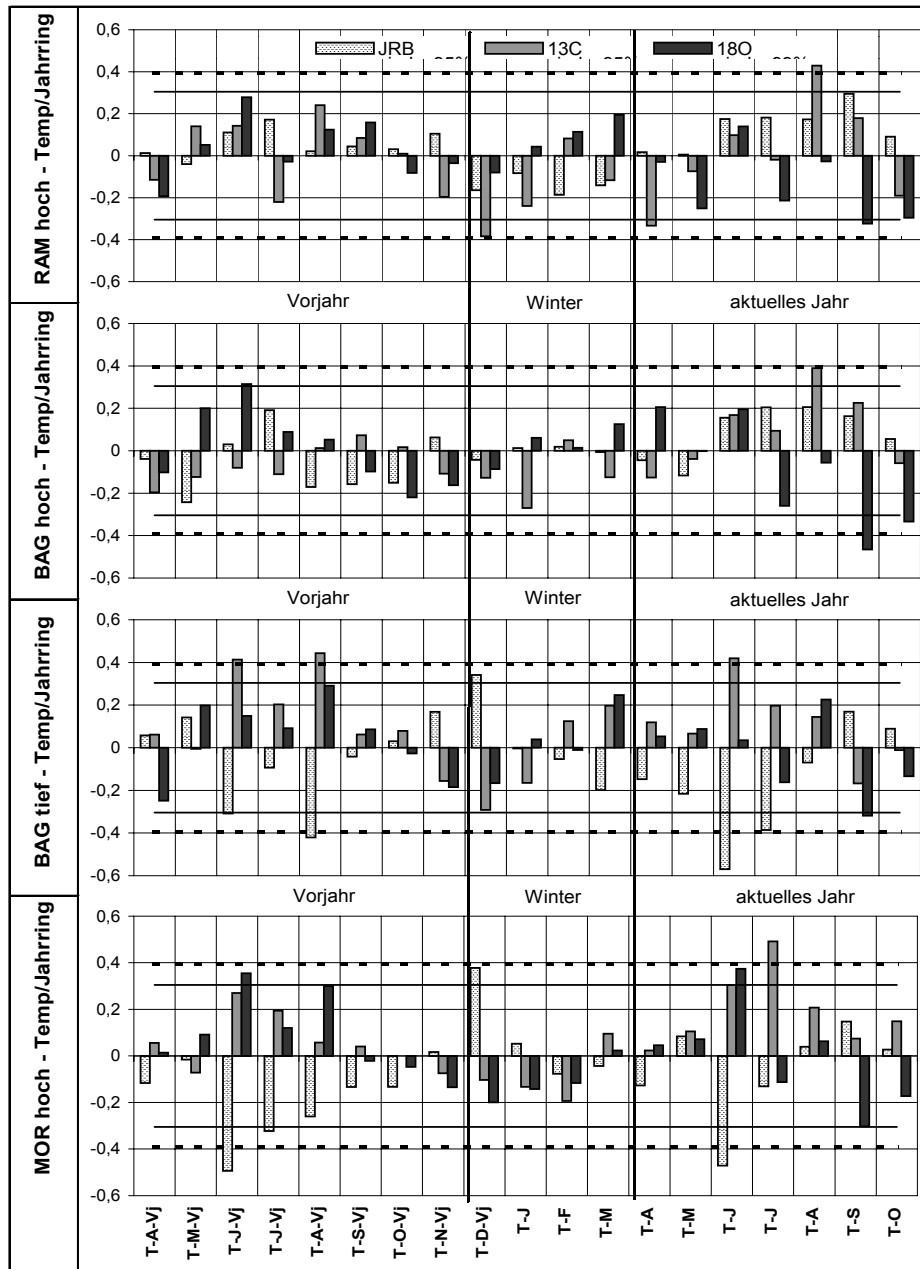
- SHEU, D.D., KOU, P., CHU, C.-H. & CHEN, M.-J. (1996). Variability of tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ in Taiwan fir: Growth effect and response to May-October temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60** (1): 171-177.
- SIEGENTHALER, U. & OESCHGER, H. (1980). Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature* **285**: 314-317.
- STERNBERG, L.S.L. (1989). Oxygen and hydrogen isotope ratios in plant cellulose: Mechanisms and applications. In: LINSKENS, H.H. & JACKSON, F.H. (Eds.): Plant Fibers. Modern methods of plant analysis. Springer Verlag, Berlin, Vol. 10, 89-99.
- STERNBERG, L.S.L., DENIRO, M.J. & SAVIDGE, R.A. (1986). Oxygen isotope exchange between metabolites and water during biochemical reactions leading to cellulose synthesis. *Plant Physiology* **82**: 423-427.
- STUIVER, M. (1978). Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. *Science* **199**: 253-258.
- STUIVER, M., BURK, R.L. & QUAY, P.D. (1984). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in tree rings and the transfer of biospheric carbon to the atmosphere. *Journal of Geophysical Research* **89**: 11731-11748.
- TESSIER, L. (1996). Spatio-temporal analysis of tree ring relationship. *The New Phytologist* **111**: 517-529.
- TREYDTE, K., SCHLESER, G.H., SCHWEINGRUBER, F.H. & WINIGER, M. (2001). The climatic significance of $\delta^{13}\text{C}$ in subalpine spruces (Lötschental, Swiss Alps) - A case study with respect to altitude, exposure and soil moisture. *Tellus* **53B** (5): 593-611.
- TROLL, C. (1939). Das Pflanzenkleid des Nanga Parbat. Begleitworte zur Vegetationskarte der Nanga Parbat-Gruppe (Nordwest-Himalaja) 1:50.000. *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Museums für Länderkunde zu Leipzig N.F.7*: 151-193.
- TROLL, C. (1967). Die klimatische und vegetationsgeographische Gliederung des Himalaya-Systems. *Khumbu-Himal* **Bd.1**: 353-388.
- TROUGHTON, J.H., CARD, K.A. & HENDY, C.H. (1974). Photosynthetic pathways and carbon isotope discrimination by plants. *Carnegie Institute of Washington Yearbook* **73**: 768-780.
- TURNER, C.S.M., BARRINGER, J., HUNT, J.E. & MCGLONE, M.S. (1999). Estimating past leave-to-air vapour pressure deficit from terrestrial plant $\delta^{13}\text{C}$. *Journal of Quaternary Science* **14** (5): 437-442.
- UREY, H.C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemistry Society of London* **1**: 562-581.
- VOLZ, R. (1984). Das Geländeklima und seine Bedeutung für den landwirtschaftlichen Anbau. *Geographica Bernensia* **15**: 22-33.
- VON WILLERT, D.J. (1995). Experimentelle Pflanzenökologie. Georg Thieme Verlag, Stuttgart, 1. Aufl., 344 S.
- WAGNER, F., BELOW, R., DE KLERK, P., DILCHER, D.L., JOOSTEN, H., KÜRSCHNER, W.M. & VISSCHER, H. (1996). A natural experiment on plant acclimation: Lifetime stomatal frequency response of an individual tree to annual atmospheric CO_2 increase. *Proceedings of the National Academy of Science USA*, **93**: 11705-11708.
- WEBER, B. (2000). Die Bodentemperatur als landschaftsökologischer Indikator am Beispiel des Karakorumgebirges (Pakistan). Diplomarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 97 S.

LITERATURVERZEICHNIS

- WEIERS, S. (1995). Zur Klimatologie des NE-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). *Bonner Geographische Abhandlungen* **92**: 169 S.
- WEIERS, S. (1998). Wechselwirkungen zwischen sommerlicher Monsunaktivität und außertropischer Westzirkulation in den Hochgebirgsregionen Nordpakistans. *Petermanns Geographische Mitteilungen* **142**: 85-104.
- WELSCHER, C. (2001). $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen in Jahrringen von Wacholdern als Klima-Proxidaten - Untersuchungen an der oberen und unteren Waldgrenze im Bagrottal (Karakorum/Pakistan). Diplomarbeit, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, 98 S.
- WHITE, J.W.C., COOK, E.R., LAWRENCE, J.R. & BROECKER, W.S. (1985). The D/H ratios of sap in trees: implications for water sources and tree ring D/H ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**: 237-246.
- WIGLEY, M.L., INGRAM, M.J. & FARMER, J.G. (1981). Climate and history. Studies in past climates and their impact on man. Cambridge University Press., Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourn, Sidney, 1. Aufl., 530 S.
- WINIGER, M. (1996). Ein methodischer Beitrag zur Erfassung der Landschaftsdynamik in Hochgebirgen. *Jahrbücher der Geographischen Gesellschaft Bern* **59**: 59-74.
- WISSMANN, H.V. (1959). Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien, Abhandlungen der Akademischen Wissenschaften und Literatur, Mainz: 1101-1407.
- WU, X. & SHAO, X. (1995). Status and prospects of dendrochronological study in Tibetan Plateau. *Dendrochronologia* **13**: 432-445.
- YADAV, R.R. & SINGH, J. (2002). Tree-ring based spring temperature patterns over the past four centuries in Western Himalaya. *Quaternary Research* **57**: 209-305.
- YAKIR, D. (1992). Variations in the natural abundance of oxygen-18 and deuterium in plant carbohydrates. *Plant, Cell and Environment* **15**: 1005-1020.
- YAPP, C. & EPSTEIN, S. (1982a). Climatic significance of the hydrogen isotope ratios in tree cellulose. *Nature* **297**: 636-639.
- YAPP, C. & EPSTEIN, S. (1982b). A re-examination of cellulose carbon-bound hydrogen δD measurements and some factors affecting plant-water D/H relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **46**: 955-965.
- ZIMMERMANN, B., SCHLESER, G.H. & BRÄUNING, A. (1997). Preliminary results of a Tibetan stable C-isotope chronology dating from 1200 to 1994. *Isotopes in Environmental and Health Studies* **33**: 157-165.

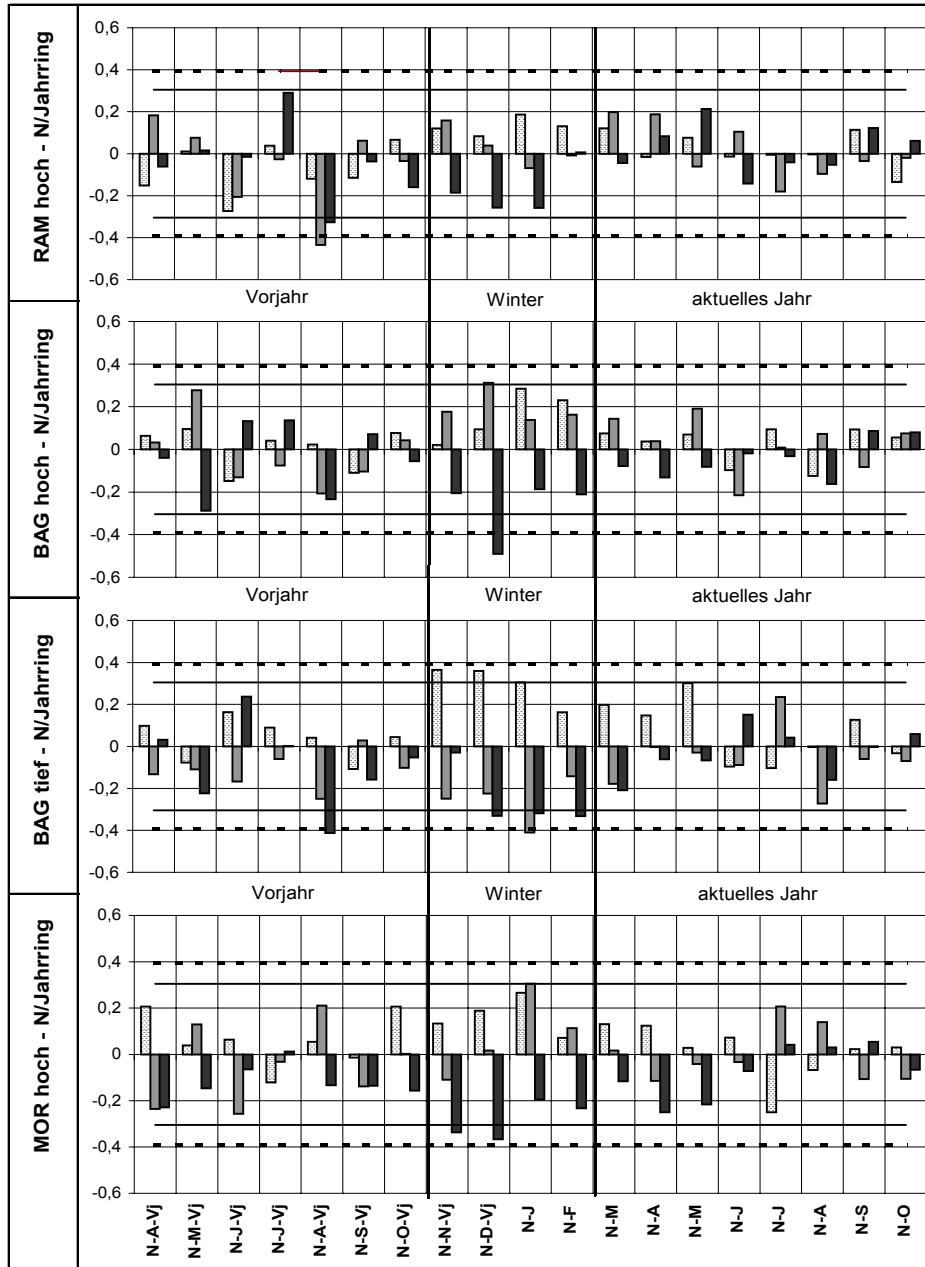
ANHANG

ANHANG



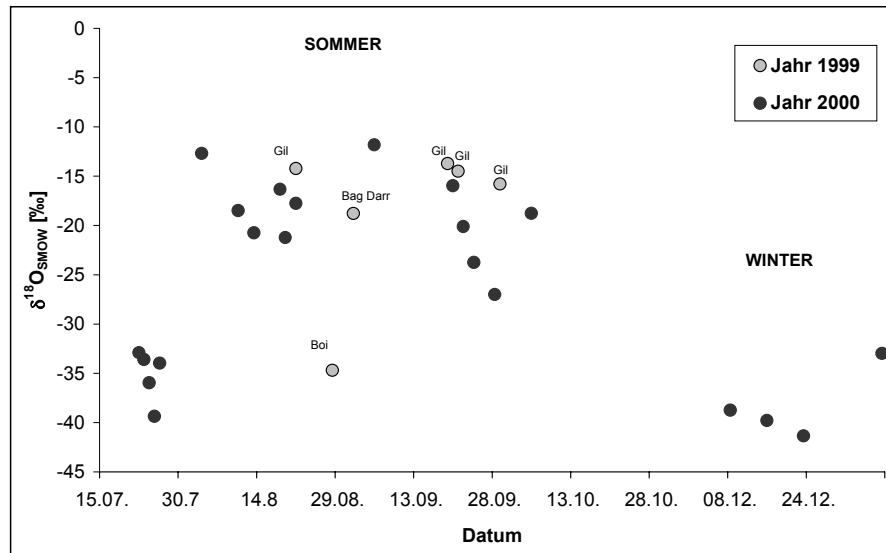
Anhang I: Temperatur/Jahrring-Korrelationen auf Monatsbasis (Datenbasis: Regionalreihe „Inner“)

ANHANG

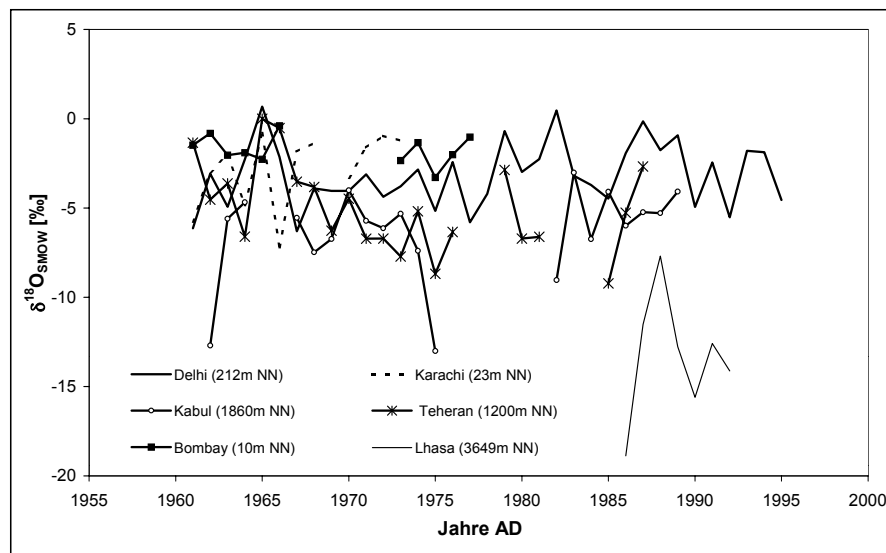


Anhang II: Niederschlag/Jahrring-Korrelationen auf Monatsbasis (Datenbasis: Regionaleihe „Inner“)

ANHANG



Anhang III: Isotopenmessungen an Wasserproben im Karakorumgebirge



Anhang III: Jahresmittelwerte der $\delta^{18}\text{O}$ -Niederschlagsreihen von, den Untersuchungsflächen nahegelegenen GNIP-Stationen

ANHANG

	d13C- RAM/hoch	d13C- BAG/hoch	d13C- BAG/tief	d13C- MOR/hoch	d18O- RAM/hoch	d18O- BAG/hoch	d18O- BAG/tief	d18O- MOR/hoch	JRB- RAM/hoch	JRB- BAG/hoch	JRB- BAG/tief	JRB- MOR/hoch
1998	++	++	++	++	--	-	--	--	-	-		
1989	--	--			++				--	-		-
1988					--	-	-	-				++
1984					++	+	+					
1983	+				--				++			-
1978		+	++	++	-	-	++		++	+		--
1974					+	++	++					
1973			-		-	--	-	-				
1971			+		+	+	-				-	
1970						+	++	+				
1966					+	+			+	+		
1961		--				+	+				--	
1960	++	+			+	-						
1959	-				--	--	--	--			++	-
1954			-								+	+
1949		-		-	+				+	+	+	
1948					--		-	-			++	+
1947	+					+	++	++			--	
1945			-				--				++	
1944		+	+				+			-	--	
1943											+	+
1942					--		-	-	++	++	++	
1940			+						--	-	-	-
1939	+		-	+			-					
1938		+							+		+	+
1935	-	--		-					+		+	++
1933				+				+			-	--
1932	++	+								++		++
1931	--		--	-							++	
1929				++				-		+		+
1928		-				+		++				--
1926						+			+	+		
1924					-	-	-		-			
1921	-		-		+	++			++		++	++
1920		-							--	--		
1919		+	+			-			+	++		-
1917		-	+		-	++			-		--	
1916		++		+				+	+	++		
1915			-	-			+				+	
1914	-	--	-			-	--	--	-	-		
1906	-				-	-	--	--				
1905	+			-	++	+		++			-	
1904							++		+	+		+
1903		-							--		+	--

Anhang IV: Extremjahre der drei Jahrringparameter an den untersuchten Standorten im Zeitraum 1900 bis 1998 AD; ++ = Werte über der doppelten positiven Standardabweichung, + = Werte über der einfachen positiven Standardabweichung; -- = Werte über der doppelten negativen Standardabweichung; - = Werte über der einfachen negativen Standardabweichung

ANHANG

Anhang V: Korrekturfaktoren für die Veränderungen im atmosphärischen CO₂

Jahr	atm. CO ₂ - Konzentration [ppmv]	atm. δ ¹³ C [‰]	Diskrimi- nierungsfaktor nach Kürschner	Diskrimi- nierungsfaktor nach Feng & Epstein	Δδ ¹³ C _{atm} - Korrektur	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Kür	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Feng
1800	280,1765	-6,4057				Correction for the effect of inc	
1801	280,3592	-6,4083	-0,0013	-0,0037	-0,0025	-0,0039	-0,0062
1802	280,5437	-6,4108	-0,0027	-0,0073	-0,0051	-0,0078	-0,0125
1803	280,7299	-6,4135	-0,0040	-0,0111	-0,0077	-0,0118	-0,0188
1804	280,9174	-6,4161	-0,0054	-0,0148	-0,0104	-0,0158	-0,0252
1805	281,0118	-6,4175	-0,0061	-0,0167	-0,0118	-0,0179	-0,0285
1806	281,1062	-6,4188	-0,0068	-0,0186	-0,0131	-0,0199	-0,0317
1807	281,2960	-6,4216	-0,0082	-0,0224	-0,0159	-0,0240	-0,0382
1808	281,4867	-6,4243	-0,0096	-0,0262	-0,0186	-0,0282	-0,0448
1809	281,6782	-6,4271	-0,0110	-0,0300	-0,0214	-0,0324	-0,0515
1810	281,8702	-6,4300	-0,0124	-0,0339	-0,0242	-0,0366	-0,0581
1811	281,9664	-6,4314	-0,0131	-0,0358	-0,0257	-0,0387	-0,0615
1812	282,0627	-6,4328	-0,0138	-0,0377	-0,0271	-0,0409	-0,0648
1813	282,2554	-6,4357	-0,0152	-0,0416	-0,0300	-0,0451	-0,0715
1814	282,4483	-6,4385	-0,0166	-0,0454	-0,0328	-0,0494	-0,0783
1815	282,6413	-6,4414	-0,0180	-0,0493	-0,0357	-0,0537	-0,0850
1816	282,7377	-6,4429	-0,0187	-0,0512	-0,0372	-0,0559	-0,0884
1817	282,8341	-6,4443	-0,0194	-0,0532	-0,0386	-0,0580	-0,0918
1818	283,0267	-6,4472	-0,0208	-0,0570	-0,0415	-0,0623	-0,0985
1819	283,2190	-6,4501	-0,0222	-0,0609	-0,0444	-0,0666	-0,1053
1820	283,4108	-6,4531	-0,0236	-0,0647	-0,0473	-0,0709	-0,1120
1821	283,6022	-6,4560	-0,0250	-0,0685	-0,0502	-0,0752	-0,1188
1822	283,6975	-6,4574	-0,0257	-0,0704	-0,0517	-0,0774	-0,1221
1823	283,7929	-6,4589	-0,0264	-0,0723	-0,0531	-0,0795	-0,1255
1824	283,9828	-6,4618	-0,0278	-0,0761	-0,0560	-0,0838	-0,1322
1825	284,1720	-6,4647	-0,0292	-0,0799	-0,0589	-0,0881	-0,1388
1826	284,3603	-6,4675	-0,0305	-0,0837	-0,0618	-0,0924	-0,1455
1827	284,4540	-6,4690	-0,0312	-0,0856	-0,0633	-0,0945	-0,1488
1828	284,5477	-6,4704	-0,0319	-0,0874	-0,0647	-0,0966	-0,1521
1829	284,7341	-6,4733	-0,0333	-0,0912	-0,0676	-0,1008	-0,1587
1830	284,9194	-6,4761	-0,0346	-0,0949	-0,0704	-0,1050	-0,1653
1831	285,1036	-6,4790	-0,0360	-0,0985	-0,0732	-0,1092	-0,1718
1832	285,2866	-6,4818	-0,0373	-0,1022	-0,0761	-0,1134	-0,1783
1833	285,3776	-6,4832	-0,0380	-0,1040	-0,0774	-0,1154	-0,1815
1834	285,4685	-6,4846	-0,0386	-0,1058	-0,0789	-0,1175	-0,1847
1835	285,6491	-6,4874	-0,0400	-0,1095	-0,0816	-0,1216	-0,1911
1836	285,8284	-6,4901	-0,0413	-0,1130	-0,0844	-0,1257	-0,1974
1837	286,0065	-6,4929	-0,0426	-0,1166	-0,0871	-0,1297	-0,2037
1838	286,0949	-6,4942	-0,0432	-0,1184	-0,0885	-0,1317	-0,2069
1839	286,1833	-6,4956	-0,0438	-0,1201	-0,0899	-0,1337	-0,2100
1840	286,3587	-6,4983	-0,0451	-0,1236	-0,0926	-0,1377	-0,2162
1841	286,5328	-6,5010	-0,0464	-0,1271	-0,0953	-0,1417	-0,2224
1842	286,7057	-6,5036	-0,0477	-0,1306	-0,0979	-0,1456	-0,2285
1843	286,8772	-6,5063	-0,0489	-0,1340	-0,1005	-0,1495	-0,2346
1844	286,9623	-6,5076	-0,0495	-0,1357	-0,1018	-0,1514	-0,2376
1845	287,0474	-6,5089	-0,0502	-0,1374	-0,1032	-0,1533	-0,2406
1846	287,2164	-6,5115	-0,0514	-0,1408	-0,1058	-0,1571	-0,2465
1847	287,3841	-6,5140	-0,0526	-0,1442	-0,1083	-0,1609	-0,2525
1848	287,5505	-6,5166	-0,0538	-0,1475	-0,1109	-0,1647	-0,2584
1849	287,7158	-6,5191	-0,0550	-0,1508	-0,1134	-0,1684	-0,2642
1850	287,7979	-6,5204	-0,0556	-0,1524	-0,1146	-0,1703	-0,2671
1851	287,8800	-6,5216	-0,0562	-0,1541	-0,1159	-0,1721	-0,2700

ANHANG

Jahr	atm. CO ₂ -Konzentration [ppmv]	atm. δ ¹³ C [‰]	Diskriminierungsfaktor nach Kürschner	Diskriminierungsfaktor nach Feng & Epstein	Δδ ¹³ C _{atm} -Korrektur	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Kür	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Feng
1852	288,0430	-6,5241	-0,0574	-0,1573	-0,1184	-0,1758	-0,2757
1853	288,2051	-6,5266	-0,0586	-0,1606	-0,1209	-0,1795	-0,2814
1854	288,3661	-6,5290	-0,0598	-0,1638	-0,1233	-0,1831	-0,2871
1855	288,4461	-6,5302	-0,0604	-0,1654	-0,1245	-0,1849	-0,2899
1856	288,5262	-6,5315	-0,0610	-0,1670	-0,1257	-0,1867	-0,2927
1857	288,6855	-6,5339	-0,0621	-0,1702	-0,1282	-0,1903	-0,2983
1858	288,8440	-6,5363	-0,0633	-0,1733	-0,1306	-0,1938	-0,3039
1859	289,0018	-6,5387	-0,0644	-0,1765	-0,1330	-0,1974	-0,3095
1860	289,1590	-6,5411	-0,0656	-0,1797	-0,1353	-0,2009	-0,3150
1861	289,2373	-6,5422	-0,0661	-0,1812	-0,1365	-0,2027	-0,3177
1862	289,3157	-6,5434	-0,0667	-0,1828	-0,1377	-0,2044	-0,3205
1863	289,4720	-6,5458	-0,0679	-0,1859	-0,1401	-0,2079	-0,3260
1864	289,6280	-6,5481	-0,0690	-0,1890	-0,1424	-0,2114	-0,3314
1865	289,7838	-6,5505	-0,0701	-0,1921	-0,1448	-0,2149	-0,3369
1866	289,8616	-6,5517	-0,0707	-0,1937	-0,1459	-0,2166	-0,3396
1867	289,9395	-6,5528	-0,0713	-0,1953	-0,1471	-0,2184	-0,3424
1868	290,0953	-6,5552	-0,0724	-0,1984	-0,1495	-0,2219	-0,3478
1869	290,2512	-6,5575	-0,0735	-0,2015	-0,1518	-0,2253	-0,3533
1870	290,4074	-6,5599	-0,0747	-0,2046	-0,1542	-0,2288	-0,3588
1871	290,5641	-6,5622	-0,0758	-0,2078	-0,1565	-0,2323	-0,3643
1872	290,6428	-6,5634	-0,0764	-0,2093	-0,1577	-0,2341	-0,3670
1873	290,7214	-6,5646	-0,0770	-0,2109	-0,1589	-0,2359	-0,3698
1874	290,8794	-6,5670	-0,0781	-0,2141	-0,1613	-0,2394	-0,3753
1875	291,0384	-6,5694	-0,0793	-0,2172	-0,1637	-0,2430	-0,3809
1876	291,1983	-6,5718	-0,0805	-0,2204	-0,1661	-0,2465	-0,3865
1877	291,2789	-6,5730	-0,0810	-0,2220	-0,1673	-0,2483	-0,3893
1878	291,3595	-6,5742	-0,0816	-0,2237	-0,1685	-0,2501	-0,3922
1879	291,5221	-6,5767	-0,0828	-0,2269	-0,1710	-0,2538	-0,3979
1880	291,6863	-6,5792	-0,0840	-0,2302	-0,1735	-0,2575	-0,4037
1881	291,8522	-6,5817	-0,0852	-0,2335	-0,1760	-0,2612	-0,4095
1882	292,0200	-6,5843	-0,0865	-0,2369	-0,1786	-0,2650	-0,4154
1883	292,1050	-6,5856	-0,0871	-0,2386	-0,1799	-0,2669	-0,4184
1884	292,1901	-6,5869	-0,0877	-0,2403	-0,1812	-0,2688	-0,4214
1885	292,3624	-6,5895	-0,0890	-0,2437	-0,1838	-0,2727	-0,4275
1886	292,5373	-6,5922	-0,0902	-0,2472	-0,1865	-0,2767	-0,4337
1887	292,7149	-6,5949	-0,0915	-0,2508	-0,1892	-0,2808	-0,4400
1888	292,8052	-6,5963	-0,0922	-0,2526	-0,1906	-0,2828	-0,4432
1889	292,8956	-6,5977	-0,0928	-0,2544	-0,1920	-0,2849	-0,4464
1890	293,0794	-6,6006	-0,0942	-0,2581	-0,1949	-0,2891	-0,4529
1891	293,2666	-6,6035	-0,0956	-0,2618	-0,1978	-0,2934	-0,4596
1892	293,4575	-6,6065	-0,0970	-0,2656	-0,2008	-0,2978	-0,4664
1893	293,6523	-6,6096	-0,0984	-0,2695	-0,2039	-0,3022	-0,4734
1894	293,7518	-6,6112	-0,0991	-0,2715	-0,2054	-0,3045	-0,4770
1895	293,8512	-6,6127	-0,0998	-0,2735	-0,2070	-0,3068	-0,4805
1896	294,0545	-6,6160	-0,1013	-0,2776	-0,2103	-0,3116	-0,4878
1897	294,2625	-6,6193	-0,1028	-0,2817	-0,2136	-0,3164	-0,4953
1898	294,4754	-6,6227	-0,1044	-0,2860	-0,2170	-0,3214	-0,5030
1899	294,6934	-6,6262	-0,1060	-0,2903	-0,2205	-0,3265	-0,5108
1900	294,8051	-6,6280	-0,1068	-0,2926	-0,2223	-0,3291	-0,5149
1901	294,9169	-6,6299	-0,1076	-0,2948	-0,2241	-0,3317	-0,5189
1902	295,1461	-6,6336	-0,1093	-0,2994	-0,2279	-0,3371	-0,5273
1903	295,3812	-6,6374	-0,1110	-0,3041	-0,2317	-0,3427	-0,5358
1904	295,6227	-6,6414	-0,1128	-0,3089	-0,2357	-0,3484	-0,5446
1905	295,7467	-6,6435	-0,1137	-0,3114	-0,2377	-0,3514	-0,5492
1906	295,8708	-6,6455	-0,1146	-0,3139	-0,2398	-0,3544	-0,5537
1907	296,1257	-6,6498	-0,1164	-0,3190	-0,2440	-0,3605	-0,5630

ANHANG

Jahr	atm. CO ₂ -Konzentration [ppmv]	atm. δ ¹³ C [‰]	Diskriminierungsfaktor nach Kürschner	Diskriminierungsfaktor nach Feng & Epstein	Δδ ¹³ C _{atm} -Korrektur	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Kür	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Feng
1908	296,3878	-6,6541	-0,1183	-0,3242	-0,2484	-0,3668	-0,5726
1909	296,6574	-6,6587	-0,1203	-0,3296	-0,2530	-0,3733	-0,5826
1910	296,9348	-6,6634	-0,1223	-0,3352	-0,2576	-0,3800	-0,5928
1911	297,0775	-6,6658	-0,1234	-0,3380	-0,2601	-0,3834	-0,5981
1912	297,2203	-6,6682	-0,1244	-0,3409	-0,2625	-0,3869	-0,6034
1913	297,5143	-6,6732	-0,1266	-0,3468	-0,2675	-0,3941	-0,6142
1914	297,8170	-6,6784	-0,1288	-0,3528	-0,2727	-0,4015	-0,6255
1915	298,1289	-6,6838	-0,1311	-0,3590	-0,2781	-0,4091	-0,6371
1916	298,2895	-6,6866	-0,1322	-0,3623	-0,2808	-0,4131	-0,6431
1917	298,4502	-6,6893	-0,1334	-0,3655	-0,2836	-0,4170	-0,6491
1918	298,7813	-6,6951	-0,1358	-0,3721	-0,2894	-0,4252	-0,6615
1919	299,1225	-6,7011	-0,1383	-0,3789	-0,2953	-0,4336	-0,6743
1920	299,4743	-6,7072	-0,1409	-0,3860	-0,3015	-0,4424	-0,6875
1921	299,8369	-6,7136	-0,1435	-0,3932	-0,3079	-0,4514	-0,7011
1922	300,0239	-6,7169	-0,1449	-0,3969	-0,3112	-0,4561	-0,7081
1923	300,2108	-6,7202	-0,1463	-0,4007	-0,3145	-0,4608	-0,7152
1924	300,5963	-6,7271	-0,1491	-0,4084	-0,3214	-0,4704	-0,7297
1925	300,9937	-6,7342	-0,1520	-0,4163	-0,3285	-0,4804	-0,7448
1926	301,4035	-6,7415	-0,1550	-0,4245	-0,3358	-0,4907	-0,7603
1927	301,6148	-6,7453	-0,1565	-0,4288	-0,3396	-0,4961	-0,7684
1928	301,8261	-6,7491	-0,1580	-0,4330	-0,3434	-0,5014	-0,7764
1929	302,2618	-6,7570	-0,1612	-0,4417	-0,3513	-0,5125	-0,7930
1930	302,7111	-6,7651	-0,1645	-0,4507	-0,3594	-0,5239	-0,8101
1931	303,1743	-6,7736	-0,1679	-0,4600	-0,3678	-0,5357	-0,8278
1932	303,6519	-6,7823	-0,1714	-0,4695	-0,3766	-0,5479	-0,8461
1933	303,8981	-6,7868	-0,1732	-0,4744	-0,3811	-0,5543	-0,8555
1934	304,1443	-6,7913	-0,1750	-0,4794	-0,3856	-0,5606	-0,8650
1935	304,6518	-6,8007	-0,1787	-0,4895	-0,3949	-0,5736	-0,8844
1936	305,1750	-6,8103	-0,1825	-0,5000	-0,4046	-0,5871	-0,9046
1937	305,7142	-6,8203	-0,1864	-0,5108	-0,4146	-0,6010	-0,9253
1938	306,2698	-6,8306	-0,1905	-0,5219	-0,4249	-0,6154	-0,9468
1939	306,5561	-6,8360	-0,1926	-0,5276	-0,4303	-0,6228	-0,9578
1940	306,8424	-6,8413	-0,1947	-0,5333	-0,4356	-0,6303	-0,9689
1941	307,4324	-6,8523	-0,1990	-0,5451	-0,4466	-0,6456	-0,9917
1942	308,0402	-6,8637	-0,2034	-0,5573	-0,4580	-0,6614	-1,0153
1943	308,6662	-6,8755	-0,2080	-0,5698	-0,4698	-0,6778	-1,0396
1944	308,9886	-6,8816	-0,2103	-0,5762	-0,4759	-0,6862	-1,0521
1945	309,3110	-6,8877	-0,2127	-0,5827	-0,4820	-0,6947	-1,0647
1946	309,9749	-6,9003	-0,2175	-0,5960	-0,4945	-0,7121	-1,0905
1947	310,6585	-6,9132	-0,2225	-0,6096	-0,5075	-0,7300	-1,1172
1948	311,3623	-6,9266	-0,2277	-0,6237	-0,5209	-0,7486	-1,1446
1949	312,0867	-6,9405	-0,2329	-0,6382	-0,5347	-0,7677	-1,1729
1950	312,4594	-6,9476	-0,2357	-0,6457	-0,5419	-0,7775	-1,1875
1951	312,8321	-6,9547	-0,2384	-0,6531	-0,5490	-0,7874	-1,2021
1952	313,5992	-6,9695	-0,2440	-0,6685	-0,5637	-0,8077	-1,2322
1953	314,3884	-6,9846	-0,2497	-0,6842	-0,5789	-0,8287	-1,2631
1954	315,2001	-7,0003	-0,2557	-0,7005	-0,5946	-0,8502	-1,2950
1955	315,6175	-7,0084	-0,2587	-0,7088	-0,6026	-0,8613	-1,3115
1956	316,0349	-7,0164	-0,2618	-0,7172	-0,6107	-0,8725	-1,3279
1957	316,8934	-7,0331	-0,2680	-0,7343	-0,6273	-0,8954	-1,3617
1958	317,7759	-7,0502	-0,2745	-0,7520	-0,6445	-0,9189	-1,3965
1959	318,6831	-7,0679	-0,2811	-0,7701	-0,6621	-0,9432	-1,4323
1960	319,6154	-7,0860	-0,2879	-0,7888	-0,6803	-0,9682	-1,4691
1961	320,0945	-7,0954	-0,2914	-0,7984	-0,6897	-0,9811	-1,4880
1962	320,5735	-7,1048	-0,2949	-0,8079	-0,6991	-0,9939	-1,5070
1963	321,5578	-7,1241	-0,3021	-0,8276	-0,7183	-1,0204	-1,5460

ANHANG

Jahr	atm. CO ₂ -Konzentration [ppmv]	atm. δ ¹³ C [‰]	Diskriminierungsfaktor nach Kürschner	Diskriminierungsfaktor nach Feng & Epstein	Δδ ¹³ C _{atm} -Korrektur	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Kür	Korrektur-Summe δ ¹³ C _{atm} +Feng
1964	322,5688	-7,1439	-0,3095	-0,8478	-0,7382	-1,0477	-1,5860
1965	323,6071	-7,1643	-0,3170	-0,8686	-0,7586	-1,0757	-1,6272
1966	324,1402	-7,1749	-0,3209	-0,8793	-0,7691	-1,0901	-1,6484
1967	324,6734	-7,1854	-0,3248	-0,8899	-0,7797	-1,1045	-1,6696
1968	325,7680	-7,2070	-0,3328	-0,9118	-0,8013	-1,1341	-1,7131
1969	326,8916	-7,2292	-0,3410	-0,9343	-0,8235	-1,1645	-1,7578
1970	328,0447	-7,2521	-0,3494	-0,9574	-0,8464	-1,1958	-1,8038
1971	329,2280	-7,2756	-0,3581	-0,9810	-0,8699	-1,2280	-1,8509
1972	329,8350	-7,2877	-0,3625	-0,9932	-0,8820	-1,2445	-1,8752
1973	330,4419	-7,2998	-0,3669	-1,0053	-0,8941	-1,2610	-1,8994
1974	331,6872	-7,3246	-0,3760	-1,0302	-0,9189	-1,2949	-1,9491
1975	332,9642	-7,3502	-0,3854	-1,0558	-0,9444	-1,3298	-2,0002
1976	334,2737	-7,3764	-0,3949	-1,0819	-0,9706	-1,3655	-2,0526
1977	335,6162	-7,4033	-0,4047	-1,1088	-0,9976	-1,4023	-2,1064
1978	336,3043	-7,4171	-0,4097	-1,1226	-1,0114	-1,4211	-2,1339
1979	336,9924	-7,4309	-0,4148	-1,1363	-1,0252	-1,4400	-2,1615
1980	338,4028	-7,4593	-0,4251	-1,1645	-1,0536	-1,4786	-2,2181
1981	339,8480	-7,4884	-0,4356	-1,1934	-1,0827	-1,5183	-2,2762
1982	341,3287	-7,5183	-0,4464	-1,2230	-1,1126	-1,5590	-2,3357
1983	342,0870	-7,5337	-0,4519	-1,2382	-1,1280	-1,5799	-2,3662
1984	342,8454	-7,5490	-0,4575	-1,2534	-1,1433	-1,6008	-2,3967
1985	344,3989	-7,5805	-0,4688	-1,2844	-1,1748	-1,6436	-2,4592
1986	345,9896	-7,6127	-0,4804	-1,3163	-1,2070	-1,6875	-2,5233
1987	347,6183	-7,6458	-0,4923	-1,3488	-1,2401	-1,7324	-2,5889
1988	349,2856	-7,6798	-0,5045	-1,3822	-1,2740	-1,7785	-2,6562
1989	350,1389	-7,6972	-0,5107	-1,3992	-1,2914	-1,8022	-2,6907
1990	350,9922	-7,7145	-0,5170	-1,4163	-1,3088	-1,8258	-2,7251
1991	352,7386	-7,7502	-0,5297	-1,4512	-1,3445	-1,8742	-2,7957
1992	354,5255	-7,7867	-0,5427	-1,4870	-1,3810	-1,9237	-2,8680
1993	356,3536	-7,8241	-0,5561	-1,5235	-1,4184	-1,9745	-2,9420
1994	357,2886	-7,8433	-0,5629	-1,5422	-1,4376	-2,0005	-2,9798
1995	358,2236	-7,8625	-0,5697	-1,5609	-1,4568	-2,0265	-3,0177
1996	359,8236	-7,8825	-0,5814	-1,5929	-1,4768	-2,0582	-3,0697
1997	361,4236	-7,9025	-0,5931	-1,6249	-1,4968	-2,0899	-3,1217
1998	363,0236	-7,9225	-0,6048	-1,6569	-1,5168	-2,1215	-3,1737

1. Energiemodelle in der Bundesrepublik Deutschland. Stand der Entwicklung

IKARUS-Workshop vom 24. bis 25. Januar 1996

herausgegeben von S. Molt, U. Fahl (1997), 292 Seiten

ISBN 3-89336-205-3

2. Ausbau erneuerbarer Energiequellen in der Stromwirtschaft

Ein Beitrag zum Klimaschutz

Workshop am 19. Februar 1997, veranstaltet von der Forschungszentrum Jülich GmbH und der Deutschen Physikalischen Gesellschaft

herausgegeben von J.-Fr. Hake, K. Schultze (1997), 138 Seiten

ISBN 3-89336-206-1

3. Modellinstrumente für CO₂-Minderungsstrategien

IKARUS-Workshop vom 14. bis 15. April 1997

herausgegeben von J.-Fr. Hake, P. Markewitz (1997), 284 Seiten

ISBN 3-89336-207-X

4. IKARUS-Datenbank - Ein Informationssystem zur technischen, wirtschaftlichen und umweltrelevanten Bewertung von Energietechniken

IKARUS. Instrumente für Klimagas-Reduktionsstrategien

Abschlußbericht Teilprojekt 2 „Datenbank“

H.-J. Laue, K.-H. Weber, J. W. Tepel (1997), 90 Seiten

ISBN 3-89336-214-2

5. Politiksznarien für den Klimaschutz

Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes

Band 1. Szenarien und Maßnahmen zur Minderung von CO₂-Emissionen in Deutschland bis zum Jahre 2005

herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1997), 410 Seiten

ISBN 3-89336-215-0

6. Politiksznarien für den Klimaschutz

Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes

Band 2. Emissionsminderungsmaßnahmen für Treibhausgase, ausgenommen energiebedingtes CO₂

herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1997), 110 Seiten

ISBN 3-89336-216-9

7. Modelle für die Analyse energiebedingter Klimagasreduktionsstrategien

IKARUS. Instrumente für Klimagas-Reduktionsstrategien

Abschlußbericht Teilprojekt 1 „Modelle“

P. Markewitz, R. Heckler, Ch. Holzapfel, W. Kuckshinrichs, D. Martinsen, M. Walbeck, J.-Fr. Hake (1998), VI, 276 Seiten

ISBN 3-89336-220-7

8. Politiksszenarien für den Klimaschutz

Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 3. Methodik-Leitfaden für die Wirkungsabschätzung von Maßnahmen zur Emissionsminderung
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1998), VIII, 95 Seiten
ISBN 3-89336-222-3

9. Horizonte 2000

6. Wolfgang-Ostwald-Kolloquium der Kolloid-Gesellschaft
3. Nachwuchstage der Kolloid- und Grenzflächenforschung
Kurzfassungen der Vorträge und Poster
zusammengestellt von F.-H. Haegel, H. Lewandowski, B. Krahel-Urban (1998), 150 S.
ISBN 3-89336-223-1

10. Windenergieanlagen - Nutzung, Akzeptanz und Entsorgung

von M. Kleemann, F. van Erp, R. Kehrbaum (1998), 59 Seiten
ISBN 3-89336-224-X

11. Policy Scenarios for Climate Protection

Study on Behalf of the Federal Environmental Agency
Volume 4. Methodological Guideline for Assessing the Impact of Measures for Emission Mitigation
edited by G. Stein, B. Strobel (1998), 103 pages
ISBN 3-89336-232-0

12. Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe

Verfahren, Datengrundlagen und Bilanzgrößen
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 1.
von R. Kunkel, F. Wendland (1998), 110 Seiten
ISBN 3-89336-233-9

13. Das Nitratabbauvermögen im Grundwasser des Elbeeinzugsgebietes

Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 2.
von F. Wendland, R. Kunkel (1999), 166 Seiten
ISBN 3-89336-236-3

14. Treibhausgasminderung in Deutschland zwischen nationalen Zielen und internationalen Verpflichtungen

IKARUS-Workshop am 27.05.1998, Wissenschaftszentrum Bonn-Bad Godesberg.
Proceedings
herausgegeben von E. Läge, P. Schaumann, U. Fahl (1999), ii, VI, 146 Seiten
ISBN 3-89336-237-1

15. Satellitenbildauswertung mit künstlichen Neuronalen Netzen zur Umweltüberwachung

Vergleichende Bewertung konventioneller und Neuronaler Netzwerkalgorithmen und Entwicklung eines integrierten Verfahrens

von D. Klaus, M. J. Canty, A. Poth, M. Voß, I. Niemeyer und G. Stein (1999), VI, 160 Seiten

ISBN 3-89336-242-8

16. Volatile Organic Compounds in the Troposphere

Proceedings of the Workshop on Volatile Organic Compounds in the Troposphere held in Jülich (Germany) from 27 - 31 October 1997

edited by R. Koppmann, D. H. Ehhalt (1999), 208 pages

ISBN 3-89336-243-6

17. CO₂-Reduktion und Beschäftigungseffekte im Wohnungssektor durch das CO₂-Minderungsprogramm der KfW

Eine modellgestützte Wirkungsanalyse

von M. Kleemann, W. Kuckshinrichs, R. Heckler (1999), 29 Seiten

ISBN 3-89336-244-4

18. Symposium über die Nutzung der erneuerbaren Energiequellen Sonne und Wind auf Fischereischiffen und in Aquakulturbetrieben

Symposium und Podiumsdiskussion, Izmir, Türkiye, 28.-30.05.1998.

Konferenzbericht

herausgegeben von A. Özdamar, H.-G. Groehn, K. Ülgen (1999), IX, 245 Seiten

ISBN 3-89336-247-9

19. Das Weg-, Zeitverhalten des grundwasserbürtigen Abflusses im Elbeeinzugsgebiet

Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 3.

von R. Kunkel, F. Wendland (1999), 122 Seiten

ISBN 3-89336-249-5

20. Politiksszenarien für den Klimaschutz

Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes

Band 5. Szenarien und Maßnahmen zur Minderung von CO₂-Emissionen in Deutschland bis 2020

herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1999), XII, 201 Seiten

ISBN 3-89336-251-7

21. Klimaschutz durch energetische Sanierung von Gebäuden. Band 1

von J.-F. Hake, M. Kleemann, G. Kolb (1999), 216 Seiten

ISBN 3-89336-252-2

22. Electroanalysis

Abstracts of the 8th International Conference held from 11 to 15 June 2000 at the University of Bonn, Germany
edited by H. Emons, P. Ostapczuk (2000), ca. 300 pages
ISBN 3-89336-261-4

23. Die Entwicklung des Wärmemarktes für den Gebäudesektor bis 2050

von M. Kleemann, R. Heckler, G. Kolb, M. Hille (2000), II, 94 Seiten
ISBN 3-89336-262-2

24. Grundlegende Entwicklungstendenzen im weltweiten Stoffstrom des Primäraluminiums

von H.-G. Schwarz (2000), XIV, 127 Seiten
ISBN 3-89336-264-9

25. Klimawirkungsforschung auf dem Prüfstand

Beiträge zur Formulierung eines Förderprogramms des BMBF
Tagungsband des Workshop „Klimaforschung“, Jülich, vom 02. bis 03.12.1999
von J.-Fr. Hake, W. Fischer (2000), 150 Seiten
ISBN 3-89336-270-3

26. Energiezukunft 2030

Schlüsseltechnologien und Techniklinien
Beiträge zum IKARUS-Workshop 2000 am 2./3. Mai 2000
herausgegeben von U. Wagner, G. Stein (2000), 201 Seiten
ISBN 3-89336-271-1

27. Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen

Möglichkeiten zur Fernerkundungs-Detektion und -Verifikation
von D. Klaus und G. Stein (2000), 183 Seiten
ISBN 3-89336-274-6

28. Satelliten und nukleare Kontrolle

Änderungsdetektion und objektorientierte, wissensbasierte Klassifikation von Multispektralaufnahmen zur Unterstützung der nuklearen Verifikation
von I. Niemeyer (2001), XIV, 206 Seiten
ISBN 3-89336-281-9

29. Das hydrologische Modellsystem J2000

Beschreibung und Anwendung in großen Flußgebieten
von P. Krause (2001), XIV, 247 Seiten
ISBN 3-89336-283-5

30. Aufwands- und ergebnisrelevante Probleme der Sachbilanzierung

von G. Fleischer, J.-Fr. Hake (2002), IV, 64 Blatt
ISBN 3-89336-293-2

31. Nachhaltiges Management metallischer Stoffströme

Indikatoren und deren Anwendung
Workshop, 27.-28.06.2001 im Congresszentrum Rolduc, Kerkrade (NL)
herausgegeben von W. Kuckshinrichs, K.-L. Hüttner (2001), 216 Seiten
ISBN 3-89336-296-7

32. Ansätze zur Kopplung von Energie- und Wirtschaftsmodellen zur Bewertung zukünftiger Strategien

IKARUS-Workshop am 28. Februar 2002, BMWi, Bonn. Proceedings
herausgegeben von S. Briem, U. Fahl (2003), IV, 184 Seiten
ISBN 3-89336-321-1

33. TRACE. Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology

Volume 1: Proceedings of the Dendrosymposium 2002,
April 11th - 13th 2002, Bonn/Jülich, Germany
edited by G. Schleser, M. Winiger, A. Bräuning et al., (2003), 135 pages, many partly coloured illustrations
ISBN: 3-89336-323-8

34. Klimaschutz und Beschäftigung durch das KfW-Programm zur CO₂-Minderung und das KfW-CO₂-Gebäudesanierungsprogramm

von M. Kleemann, R. Heckler, A. Kraft u. a., (2003), 53 Seiten
ISBN: 3-89336-326-2

35. Klimaschutz und Klimapolitik: Chancen und Herausforderungen

Beiträge aus der Forschung
herausgegeben von J.-Fr. Hake, K. L. Hüttner (2003), III, 231 Seiten
ISBN: 3-89336-327-0

36. Umweltschutz und Arbeitsplätze, angestoßen durch die Tätigkeiten des Schornsteinfegerhandwerks

Auswertung von Schornsteinfeger-Daten
von M. Kleemann, R. Heckler, B. Krüger (2003), VII, 66 Seiten
ISBN: 3-89336-328-9

37. Die Grundwasserneubildung in Nordrhein-Westfalen

von H. Bogen, R. Kunkel, T. Schöbel, H. P. Schrey, F. Wendland (2003), 148 Seiten
ISBN: 3-89336-329-7

**38. Dendro-Isotope und Jahrringbreiten als Klimaproxis der letzten 1200 Jahre
im Karakorumgebirge/Pakistan**

von K. S. Treydte (2003), XII, 167 Seiten

ISBN: 3-89336-330-0

Forschungszentrum Jülich
in der Helmholtz-Gemeinschaft



Band 38
ISBN 3-89336-330-0

Umwelt
Environment