

Klima und Vegetation

Klimaänderungen im 21. Jahrhundert

Dr. Volker Beer

2016

Inhalt:

1. Einführung
2. Klimaänderungen und deren Folgen im 21. Jahrhundert
 - 2.1. Weltweite Auswirkungen
 - 2.1.1. Intensivierung des Wasserkreislaufes
 - 2.1.2. Änderung der polaren Eisschilde
 - 2.1.3. Wasserverfügbarkeit und Wasserknappheit
 - 2.1.4. Rückgang der Gletscher in den Hochgebirgen
 - 2.1.5. Anstieg des Meeresspiegels
 - 2.1.6. Wüstenbildung
 - 2.1.7. Einflüsse auf die Vegetation
 - 2.1.8. Einflüsse auf die Landwirtschaft
 - 2.1.9. Direkte Einflüsse auf die Menschen
 - 2.2. Auswirkungen der prognostizierten Klimaänderungen in Deutschland
 - 2.3. Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf die Vegetation Mitteleuropas
 - 2.4. Pflanzenphysiologische Reaktionen auf Temperatureinflüsse
 - 2.4.1. Hitzeschäden
 - 2.4.2. Kälte- und Frostschäden
 - 2.4.3. Nachwirkungen nicht nekrotischer Hitze- oder Frosteinwirkungen
3. Klima
 - 3.1. Klimazonen der Erde (nach Köppen)
 - 3.1.1. Die warm-gemäßigten Klimate
 - 3.1.1.1. Gemäßigt-wintertrockenes Klima (Sinisches Klima) Cw
 - 3.1.1.2. Gemäßigt-sommertrockenes Klima (Mittelmeerklima, Etesienklima) Cs
 - 3.1.1.3. Feuchttemperiertes Klima Cf
4. Literaturverzeichnis

1. Einführung

Immer öfter wird zum Jahrtausendwechsel von gravierenden Klimaänderungen gesprochen. Meteorologische Datenreihen bestätigen auch eine Zunahme der Wetterextreme und der mittleren globalen Temperaturen in den letzten Jahrzehnten. Anthropogene Einflüsse auf die weltweite Erwärmung können nicht mehr geleugnet werden. Im folgendem wird aufgezeigt, welche Änderungen der Witterung in den nächsten Jahrzehnten nicht auszuschließen sind und welche Auswirkungen, insbesondere auf die Vegetation daraus resultieren können. Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Vorstellung der Klimazonen und Klimatypen in Verbindung mit den Vegetationszonen der Erde.

2. Klimaänderungen und deren Folgen im 21. Jahrhundert

Gerade der aktuelle 5. Sachstandsbericht des IPCC beweist, das Klimaprognosen noch immer eine große Herausforderung für die Wissenschaft sind. Mit Hilfe von Klimamodellen wird das zukünftige Klima simuliert. Begrenzend sind die Auflösung der Modelle, die Rechenkapazität sowie Angaben über zukünftige Emissionen von Treibhausgasen. Soweit nicht anders zitiert, wurden zur Erarbeitung der Punkte 2. bis 2.2., einschließlich der Unterpunkte, die im Literaturverzeichnis aufgeführten Websites sowie darin angegebene weiterführende Links recherchiert.

Die Mehrzahl der von den Modellen für das 21. Jahrhundert prognostizierten Änderungen sind bereits angelaufen: Die mittlere Erwärmung, die Verschiebung der Niederschläge, der Anstieg des Meeresspiegels, die Schrumpfung der Gletscher. Wissenschaftliche Daten zum Weltklima, die regelmäßig von etwa 2500 Wissenschaftlern des IPCC erhoben werden, ermöglichen eine internationale Klimapolitik. Diese verfolgt entsprechend des auf dem Weltgipfel von Rio 1992 angenommenen Rahmenübereinkommens zu Klimaänderungen das Ziel, die Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre auf einem Niveau zu stabilisieren, auf dem eine gefährliche Störung des Klimasystems verhindert wird. Diese Reduzierung der Treibhausgasemissionen muß in einem Zeitraum erreicht werden, der eine natürliche Anpassung der Ökosysteme an die Klimaschwankungen ermöglicht, die Nahrungsmittelproduktion nicht bedroht und die wirtschaftliche Entwicklung auf *nachhaltige* Weise (effizienter Energieeinsatz, umweltgerechte Landwirtschaft) fortgeführt werden kann.

Die Erfolge der Klimapolitik sind bisher sehr bescheiden geblieben. Mit dem Protokoll von Kyoto existiert seit Dezember 1997 ein erster bindender Vorschlag, der allerdings noch ratifiziert werden muß. Die Klimakonferenz vom 13. bis 24. November 2000 in Den Haag, sowie die Folgekonferenzen scheiterten sieben Jahre lang kläglich. Im Februar 2005 konnte durch die Vertragsratifizierung durch Putin für Rußland das Abkommen in Kraft treten, jedoch ohne die USA. Bis zu 10.000 Teilnehmer diskutierten ende November 2005 in Montréal, wie es mit dem Klimaschutz nach dem Jahr 2012 weitergehen soll. Es war damit die größte UNO - Klimakonferenz seit Kyoto 1997 und zugleich die erste in Nordamerika. Im Kyoto - Protokoll haben sich mehr als 30 Industriestaaten verpflichtet, ihren Treibhausgasausstoß bis 2012 zu verringern oder zumindest zu begrenzen. Vom 6. bis 17. November 2006 fand in

Nairobi (Kenia) eine weitere UN-Klimakonferenz statt. Dort verhandelten rund 6.000 Delegierte aus 189 Staaten über zukünftige Maßnahmen zur Verringerung von Treibhausgasen und produzierten nichts als „heiße Luft“.

Am 02.02. 2007 wurde in Paris der seit 1990 vierte Bericht des IPCC von Experten aus 154 Staaten den Vereinten Nationen vorgelegt. Darin wird der Stand des vom Menschen verstärkten Treibhauseffektes und seine möglichen Folgen bis zum Jahr 2100 dargelegt. Es wird ein weltweiter Temperaturanstieg um rund 0,7 Kelvin in den nächsten 30 Jahren prognostiziert. Bis 2100 könnte die Temperatur um bis zu 6,4 Grad steigen, abhängig von der Menge der freigesetzten Treibhausgase. Die stärksten Temperaturerhöhungen erwarten die Forscher in den hohen nördlichen Breiten. Weniger betroffen sind hingegen die südlichen Ozeane sowie der Nordatlantik. Das Dokument ist eine der maßgeblichen Grundlagen für die internationale Klimapolitik.

Der G8 Gipfel, der vom 06. bis 08. Juni 2007 in Heiligendamm (MV) tagte, endete ohne greifbare Ergebnisse. Außer Spesen nichts gewesen. In der Gipfelerklärung zur Klimaschutzpolitik heißt es, man ziehe die Halbierung des Ausstoßes von Treibhausgasen bis zum Jahr 2050 in Betracht. Nichts als wohltönende Worthülsen und Selbstinszenierung.

Vom 3. bis 15. Dezember 2007 fand auf Bali die Weltklimakonferenz statt. Es wurden jedoch nur Minimalziele erreicht. Bis 2009 soll ein Folgevertrag des 2012 zu Ende gehenden Kyoto - Protokolls erarbeitet werden. Australien trat dem Kyotovertrag bei. Ansonsten ging man baden.

Während des insgesamt 34. G8-Gipfels, der vom 7. bis 9. Juli 2008 im japanischen Toyako stattfand, verständigten sich die Staats- und Regierungschefs darauf, bis 2050 den Ausstoß an schädlichen Treibhausgasen mindestens zu halbieren. Diese Erklärung ist jedoch nicht verbindlich. "Ernüchternd, erbärmlich und halbherzig" lauteten demzufolge unisono die Reaktionen internationaler Umweltorganisationen wie dem WWF. Mit diesem Klimaziel wollen die G8 - Vertreter ende des Jahres 2009 in Kopenhagen die Verhandlungen für ein Nachfolgeabkommen zum Kyotoprotokoll fortsetzen.

Vom 1. bis 12. Dezember 2008 fand in Poznan (Polen) der 14. UN – Klimagipfel statt. Über 9000 Delegierte aus 185 Staaten nahmen an diesem hochkarätigen Treffen, das jedoch im Schatten der Weltwirtschaftskrise stand, teil. Hauptziel des Gipfels war es, die „Architektur“ eines Kyoto – Folgevertrages zu erarbeiten. Erwartungsgemäß wurde viel geredet, aber nichts gesagt.

Vom 7.-18. Dezember 2009 fand in der dänischen Hauptstadt Kopenhagen die mit hohen Erwartungen verbundene UN Klimakonferenz statt. Mehr als 15.000 Vertreter von 192 Nationen nahmen daran teil. Das Ziel dieser Konferenz bestand darin, ein UN Folgeabkommen für das im Jahr 2012 auslaufende Kyoto-Protokoll zur Reduzierung des Ausstoßes klimawirksamer Treibhausgase zu verhandeln und wesentliche Eckpunkte dafür verbindlich festzulegen. Erwartungsgemäß wurde viel „heiße Luft“ abgelassen, viel Papier verbraucht, doch verbindliche Abkommen wurden keine gefasst.

Die Klimakonferenz der Vereinten Nationen (COP16 / MOP 6) fand vom 29. November bis zum 10. Dezember 2010 in Cancún (Mexiko) statt. Ein Hauptziel bestand darin, ein Nachfolgeregime für das 2012 auslaufende Kyoto-Protokoll zu entwickeln. Dieses Abkommen ist das einzige völkerrechtlich verbindliche Instrument der Klimaschutzpolitik. Darin sind nur geringe Verpflichtungen der Industrieländer zur Reduktion ihres Ausstoßes an Treibhausgasen festgeschrieben. Nach dem bereits die Klimakonferenz 2009 in Kopenhagen scheiterte, erscheint ein Nachfolgeabkommen zum Kyoto-Protokoll zunehmend unrealistisch.

Vom 28. November bis 10. Dezember 2011 fand die UN-Klimakonferenz (COP17 / MOP 7) in Durban / Südafrika statt. Man einigte sich auf die Ausarbeitung eines Klimaabkommens, über welches 2015 abgestimmt werden könnte. Im positiven Fall könnte es ab 2020 in Kraft treten. Delegierte aus 190 Staaten nahmen an der Veranstaltung teil und verursachten durch ihre Flüge 100.000 Tonnen CO₂ extra.

Der Weltumweltgipfel „Rio+20, United Nations Conference on Sustainable Development“ fand vom 20. bis 22. Juni 2012 in Rio de Janeiro / Brasilien statt. Am Gipfel nahmen 12.000 Delegierte aus 188 Staaten teil. Einziges Ergebnis, eine bereits vor dem Gipfel vorliegende nichtssagende Abschlusserklärung wurde angenommen.

Die UN - Klimakonferenz (*United Nations Climate Change Conference*), (COP-18 [Vertragsstaatenkonferenz, *Conference of the Parties*] / CMP 8 [Konferenz der Vertragsparteien des Kyotoprotokolls, *Conference of the Parties serving as the meeting of the Parties to the Kyoto Protocol*]) fand vom 26. November bis 08. Dezember 2012 in Doha / Qatar an der Ostküste der arabischen Halbinsel am Persischen Golf statt. Allein die Teilnahme der 20.000 bis 25.000 Experten, Regierungsvertreter und Journalisten aus 194 Staaten verursachte Kosten in Höhe von bald einer halben Milliarde Dollar. Greifbare Ergebnisse gab es erwartungsgemäß keine. Erstmals gestand ein Politiker das Scheitern offiziell ein: Peter Altmaier, Bundesminister für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (CDU/CSU), sagte der "Bild am Sonntag" „ ... seit zwei Wochen werde in der Hauptstadt Doha über die Rettung des Weltklimas verhandelt. Bisher gebe es aber nicht einen Erfolg. Es fehle an politischem Willen und an öffentlicher Unterstützung. Die geplanten Ziele seien nur zu schaffen, wenn Industrie-, Schwellen- und Entwicklungsländer aufwachten und gemeinsam handelten. ...“

Der Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) veröffentlicht zwischen September 2013 und Oktober 2014 seinen Fünften Sachstandsbericht (*Fifth Assessment Report; AR5*). Der Bericht bietet wissenschaftliche Informationen zu politisch relevanten Aspekten des Klimawandels und beschreibt Handlungsoptionen. Vom 23. - 26.09.2013 Tagung der AG 1 in Stockholm zu wissenschaftlichen Grundlagen, vom 25. - 29.03.2014 AG 2 in Yokohama zu Folgen und Anpassung, vom 07. - 11.04.2014 AG 3 in Berlin zum Themenkreis Klimaschutz und vom 27. - 31.10.2014 wird in Kopenhagen der Synthesebericht erarbeitet.

Die UN-Klimakonferenz 2013 (*United Nations Framework Convention on Climate Change, 19th Conference of the Parties, COP 19 / CMP 9*) fand vom 11. bis 22. November 2013 als Fortsetzung der Verhandlungen zu einem Welt-Klimavertrag in Warschau / Polen statt. Vertreter aus 194 Staaten berieten über ein neues Klimaabkommen. Der polnische Umweltminister Marcin Korolec, Gastgeber und Konferenzpräsident äußerte sich wie folgt zur Klimakonferenz: "Der EU-Klimaschutz ist Blödsinn", "die Welt braucht Kohle und die Wirtschaft muss brummen."¹ Viele Umweltverbände, darunter Greenpeace, WWF, BUND und Oxfam, verließen demonstrativ die UN-Klimakonferenz in Warschau. Es war der erste Abbruch der Gespräche dieser Art in der Geschichte der Weltklimagipfel. Der Klimagipfel endete im Eklat.

Vom 1. bis 12. Dezember 2014 fand in Lima (Peru) die 20. UN-Klimakonferenz (*United Nations Framework Convention on Climate Change, 20th Conference of the Parties; COP 20*) gleichzeitig mit dem 10. Treffen zum Kyoto-Protokoll (*10th Meeting of the Parties to the 1997 Kyoto Protocol; CMP 10*) statt. Wie erwartet wurden trotz eintägiger Verlängerung keine verbindlichen Ergebnisse erreicht.

Die UN-Klimakonferenz in Paris 2015 (*United Nations Framework Convention on Climate Change, 21st Conference of the Parties, COP 21*) fand als *21. UN-Klimakonferenz* und gleichzeitig *11. Treffen zum Kyoto-Protokoll (11th Meeting of the Parties to the 1997 Kyoto Protocol, CMP 11)* vom 30. November bis 12. Dezember 2015 statt. Veranstalter und Teilnehmer feierten sich selbst für den "historischen Durchbruch" in der globalen Klimapolitik. Das von allen 195 teilnehmenden Staaten angenommene Papier tritt jedoch erst in fünf Jahren in Kraft. Es fordert, in der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts ein Gleichgewicht zwischen dem Ausstoß von Treibhausgasen und dem, was die Erde aufnehmen kann, einzustellen. So viele Bäume kann jedoch niemand pflanzen. Der Gipfel war ein riesiger PR-Gag!

Welche klimatischen Veränderungen bei einem Anstieg der globalen Mitteltemperatur um 1,5 bis 6,4 °C (4. Sachstandsbericht des IPCC (IPCC 2008) beziehungsweise von 0,4 bis 4,1 °C nach dem aktuellen, also dem 5. Sachstandsbericht des IPCC (IPCC 2013) weltweit auftreten *können*, wird im folgendem aufgezeigt. Folgende Szenarien kommen im 5. Sachstandsbericht des IPCC (IPCC 2013) zur Anwendung:

Scenario	Cumulative CO ₂ Emissions 2012–2100 (in GtC ^a)	
	Mean	Range
RCP2.6	270	140 to 410
RCP4.5	780	595 to 1005
RCP6.0	1060	840 to 1250
RCP8.5	1685	1415 to 1910

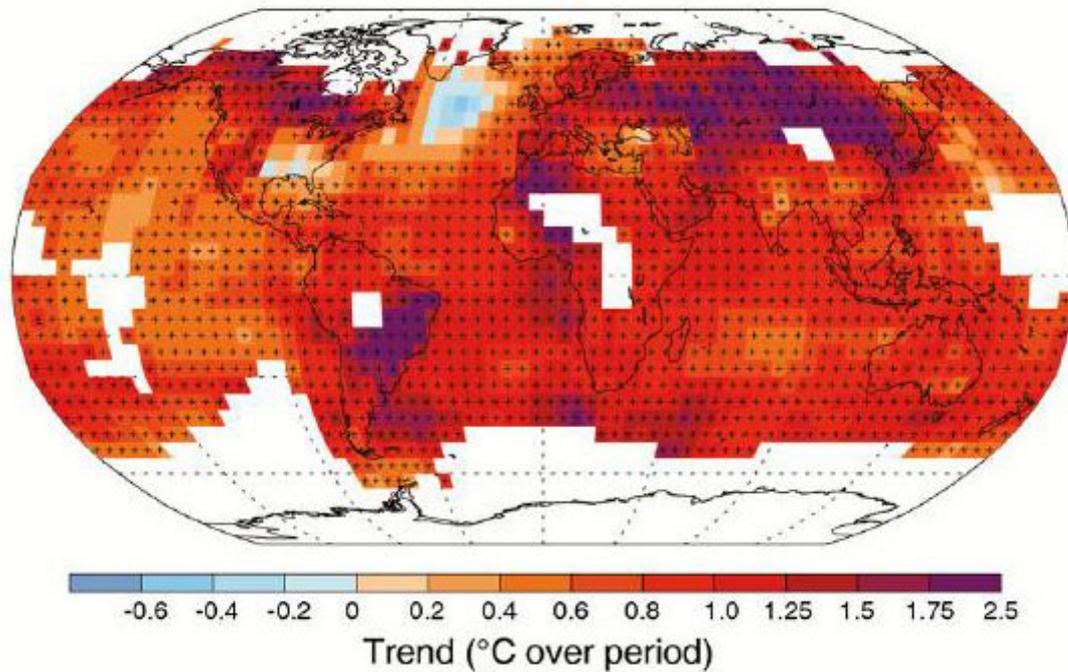
Notes:

(a) 1 Gigatonne of carbon corresponds to 3.67 GtCO₂.

Diese Szenarien basieren auf verschiedenen starken Zunahmen des Treibhausgases Kohlendioxid (IPCC 2013).

¹ Tagesschau, Kommentar vom 10.11.2013 http://www.tagesschau.de/ausland/kommentar-klimakonferenz100~_origin-56d72479-38ce-4567-847f-2b8fd2503418.html

Observed change in average surface temperature 1901–2012

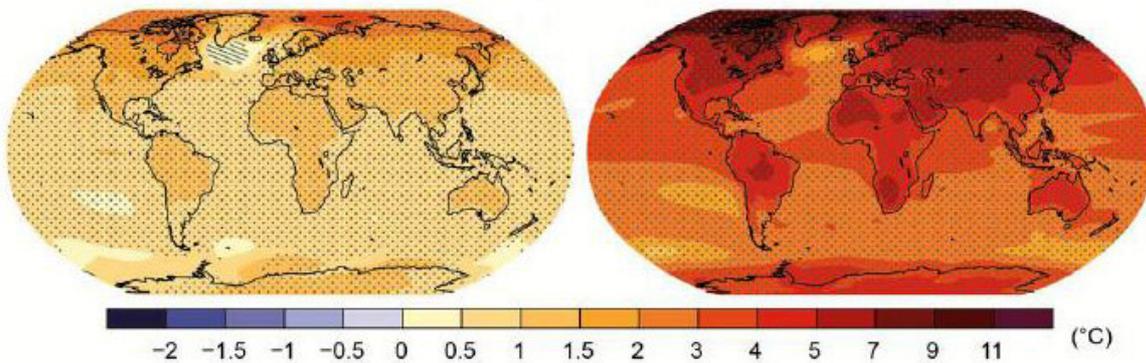


Beobachtete weltweite Temperaturveränderungen des Zeitraumes 1901 - 2012 (IPCC 2013)

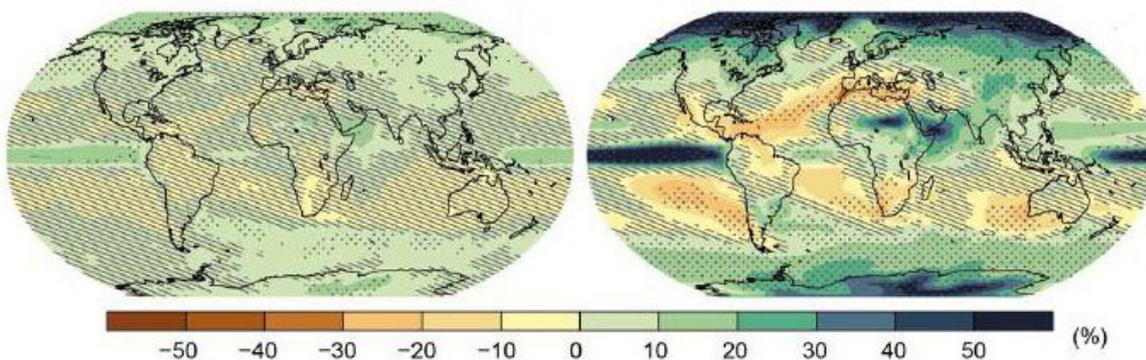
RCP 2.6

RCP 8.5

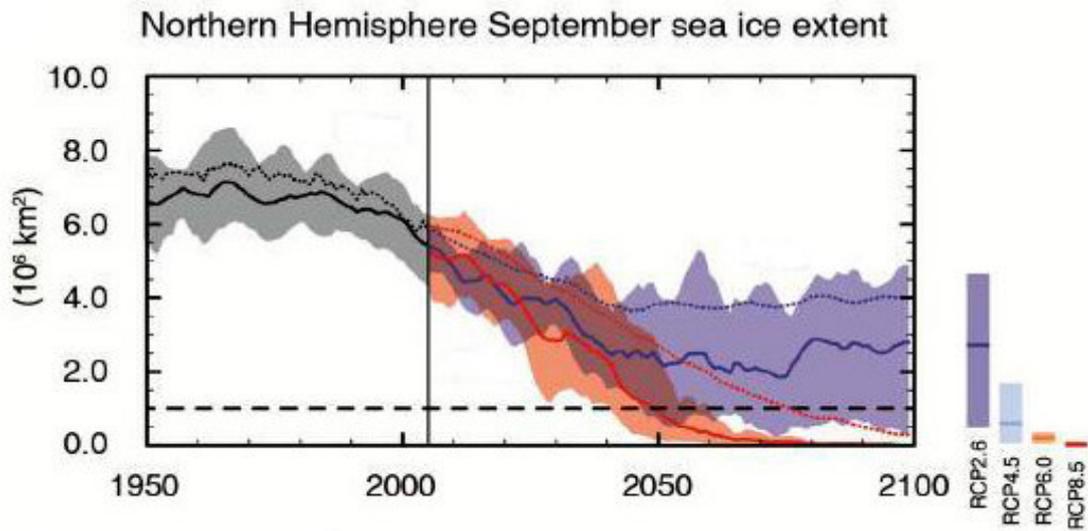
Change in average surface temperature (1986–2005 to 2081–2100)



Change in average precipitation (1986–2005 to 2081–2100)



Prognostizierte Veränderung der Temperaturen bis zum Jahr 2100 (oben) und prognostizierte Veränderung der mittleren Niederschlagsmengen bis zum Jahr 2100 (unten) (IPCC 2013).



Prognostizierte Ausdehnung der Nordpoleiskappe zum jeweiligen Ende des Sommers (September) der Nordhemisphäre. Nach dem Modell RCP2.6 kommt es nicht zum Abschmelzen der nordpolaren Eiskappe (IPCC 2013).

2.1. Weltweite Auswirkungen

2.1.1. Intensivierung des Wasserkreislaufes

Die mittlere Verdunstung und die mittleren Niederschlagsmengen werden um 3 bis 15 % ansteigen. Daraus resultiert eine erhebliche Intensivierung des Wasserkreislaufes. Die Niederschlagszunahme wird nach den derzeitigen Modellbefunden jedoch regional äußerst unterschiedlich sein. Eine massive Intensivierung der Niederschlagstätigkeit wird vorwiegend in den Gebieten der Tropen und der höheren Breiten erwartet. In den genannten Gebieten werden bereits gegenwärtig hohe Niederschlagsmengen registriert. In anderen Gebieten, wie in einigen subtropischen Trockengebieten, wird die Niederschlagsmenge weiter abnehmen, wodurch sich die Gegensätze zwischen trockenen und feuchten Klimaregionen verstärken. In weiten Teilen Europas kann im Winter mehr Niederschlag und im Sommer weniger Niederschlag erwartet werden. Die Häufigkeit von Starkniederschlägen sowie von Trockentagen wird in Europa zunehmen. Daraus kann eine Tendenz zur Zunahme von Extremereignissen abgeleitet werden.

2.1.2. Änderung der polaren Eisschilde

Die Eisschilde der Antarktis und Grönlands haben einen großen Einfluß auf das Weltklima. Ihr Abschmelzen hätte einen Meeresspiegelanstieg von 80 m zur Folge. Der antarktische Eisschild weist jedoch eine stabile, ausgeglichene Massenbilanz auf, die auch im Fall einer allgemeinen Erwärmung zunächst beibehalten wird. Mit der Zunahme der Temperatur und der damit verbundenen Verdunstungszunahme könnte sogar mehr Schnee akkumuliert werden und dadurch das Inlandeis zunächst zunehmen. In Grönland liegen die Temperaturen wesentlich über denen in der Antarktis. Die Modelle rechnen daher bei einer fortschreitenden Erwärmung der Nordhalbkugel mit einem negativen Massendefizit. Das Schmelzen der Eisschilde wird die Eisneubildung übersteigen. Ein Aussüßen des Nordatlantiks könnte aber auch den Golfstrom zum Erliegen bringen und in Europa eine kleine Eiszeit bei einer gleichzeitigen und fortschreitenden globalen Erwärmung auslösen.

2.1.3. Wasserverfügbarkeit und Wasserknappheit

Diese globalen Klimaänderungen werden über die Niederschlags- und Verdunstungsschwankungen das Wasserdargebot auf der Erde wesentlich beeinflussen. Die Auswirkungen für bestimmte Regionen lassen sich bis jetzt nicht ausreichend genau abschätzen. In einigen Gebieten der Erde leiden die Menschen bereits heute unter akuter Wasserknappheit, die sich durch den Klimawandel in vielen Gebieten weiter verschärfen wird. Mehr als 20 % der Weltbevölkerung haben schon heute keinen ausreichenden Zugang zu sauberem Trinkwasser. Dadurch sind die Nahrungsmittelversorgung, die Gesundheit und Lebensgrundlagen der Bevölkerung betroffener Gebiete gefährdet. Das kann politische Krisen nach sich ziehen und Massenfluchten aus Krisengebieten bewirken.

Berechnungen verschiedenster Klimamodelle prognostizieren für die südlichen und östlichen Teile Mitteleuropas eine deutliche Zunahme von Trockenperioden. Darunter werden insbesondere die Land- und Forstwirtschaft leiden. Landwirtschaftlich

nutzbare Böden werden noch stärker dem Risiko der Bodendegradation und -erosion ausgesetzt sein. Die Wasserknappheit wird besonders im Mittelmeerraum zu häufigen Waldbränden führen. Ansteigende Temperaturen, insbesondere die häufigen sehr warmen Sommer, werden zum Verlust biologischer Vielfalt und zur Gefährdung ganzer Landschaftstypen führen, wie beispielsweise dem Verlust von Feuchtgebieten oder der Tundra.

2.1.4. Rückgang der Gletscher in den Hochgebirgen

Die Gletscher der Hochgebirge reagieren im Gegensatz zu den großen Eisschilden der Antarktis und Grönlands relativ schnell auf die Klimadynamik. Somit sind sie repräsentative Indikatoren veränderter Energiebilanzen. Der fast weltweite Rückzug der Gletscher gehört zu den sichersten Anzeichen, daß sich das Klima der Erde seit dem Ende der "Kleinen Eiszeit" bereits deutlich verändert hat. Neben den Alpengletschern erlitten die Gletscher der Anden und der Rocky Mountains besonders hohe Verluste. Im Gegensatz dazu weisen manche Gletscher Norwegens durch vermehrte Winterniederschläge massive Gewinne auf. Der Gletscherrückgang in den Alpen betrug zwischen etwa 1850 und den 1970er Jahren bereits ein Drittel ihrer Fläche und die Hälfte der Masse. Seit 1980 sind nochmals etwa 10-20 % der Fläche verlorengegangen. Es kann davon ausgegangen werden, daß nach der Mitte des Jahrhunderts bereits zwei Drittel alle heutigen Gletscher geschmolzen sind. Der Rückgang erfolgt nicht kontinuierlich und kann zwischenzeitlich durch kleinere Gletschervorstöße unterbrochen werden.

2.1.5. Anstieg des Meeresspiegels

Für die nächsten Jahrzehnte wird als eine weitere Folge der globalen Erwärmung eine Erhöhung des mittleren Meeresspiegels um mehr als 5 mm/Jahr vorhergesagt. Satellitendaten bestätigen für den Zeitraum von 1993 bis 2006 einen jährlichen Anstieg um 3,3 Millimeter. Die Wissenschaftler des IPCC in Washington prognostizieren eine langsame Zunahme des Volumens der antarktischen Eismassen und im Gegensatz dazu eine etwas schneller erfolgende Volumenabnahme des grönländischen Eisschildes. Die thermische Ausdehnung der oberen Wasserschicht der Ozeane und der erhöhte Schmelzwasserzufluß werden den Meeresspiegelanstieg bewirken. Entlang der Küsten befinden sich nicht nur wertvolle Ökosysteme, sondern es leben in diesen Regionen über 50 % der Weltbevölkerung, die den natürlichen Risiken wie Stürmen, Überflutung, Küstenerosion und Versalzung ausgesetzt sind. Bis zum Jahr 2100 kann ein allgemeiner Meeresspiegelanstieg von etwa 50 cm gegenüber dem heutigen Niveau erwartet werden. Nicht alle Küsten- und Inselländer werden in der Lage sein, ihr Küstengebiet entsprechend zu schützen.

2.1.6. Wüstenbildung

Gegenwärtig sind bereits bis zu 20 Millionen km² der Festlandsfläche von der Wüstenbildung erfaßt. Hauptursache dieser Wüstenausbreitung sind falsche landwirtschaftliche und wasserwirtschaftliche Praktiken. Diese Fläche entspricht der

Größe der USA und Kanadas zusammen. Andere Schätzungen sprechen von ca. 10 Millionen km². Die jährliche Ausbreitungsrate der Wüsten beträgt in Mittelasien, Nordwestchina, Nordafrika und in der Sahelzone 0,5 bis 0,7 %. Jährlich dehnen sich die Wüsten um eine Fläche von 100.000 km² aus. Diese Fläche entspricht etwa der Größe Österreichs und der Schweiz. Verläuft diese Entwicklung weiterhin so rasant, werden im 21. Jahrhundert fast alle Böden im ariden und semiariden Bereich (Subtropen, Mittelmeerraum) betroffen sein. Der betroffenen Bevölkerung (gefährdet sind etwa 1 Mrd. Menschen) wird dadurch die Grundlage ihrer Existenz entzogen. Die voraussichtliche künftige Klimaentwicklung wird die Desertifikation durch Abnahme der Niederschläge in vielen Trockengebieten noch verstärken.

2.1.7. Einflüsse auf die Vegetation

Tiefgreifende Klimaschwankungen haben immer wieder zu drastischen Verschiebungen der Vegetationszonen geführt. Ein Beispiel sind die Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän. Erste Abschätzungen welche Pflanzengesellschaften in welchen Regionen von einer Klimaänderung betroffen sein können, liefern Biosphärenmodelle. Aus den entsprechenden Modelrechnungen folgt, daß sich bei der Verdoppelung des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre die Tundra, die Taiga, die warmgemäßigten sommergrünen Wälder und die warmtemperierten immergrünen Wälder um bis zu 600 km polwärts verlagern werden. Die tropischen Regenwälder könnten sich, sofern sie nicht völlig abgeholzt und degradiert werden, weiter als bisher ausdehnen. Wie sich die Vegetation in den betroffenen Regionen tatsächlich anpassen wird, ist unklar. Wenn sich die Vegetationszonen infolge der beschleunigt eintretenden Erwärmung zu schnell verschieben, wird die Anpassungsfähigkeit vieler Pflanzen überfordert. Eine Änderung der Zusammensetzung der Pflanzengesellschaften wäre unvermeidbar. Die Klimaänderungen vollzogen sich während der Eiszeiten über Jahrtausende und noch längere Zeiträume. Die Vegetation, insbesondere die Waldgesellschaften konnten sich diesen Änderungen anpassen. Erfolgen gegenwärtig die Klimaänderungen im Bereich von Jahrzehnten und Jahrhunderten, können die Wälder diesen Prozessen nicht mehr folgen. Die Umtriebszeit der Fichte (*Picea abies*) liegt bei 80 Jahren, die der Rot-Buche (*Fagus sylvatica*) bei 120 Jahren. Es liegt nahe, daß die Klimaänderungen schneller erfolgen, als die Lebensdauer nur einer Waldgeneration beträgt. In natürlichen und naturnahen Wäldern kann von einer Sukzessionsdauer von 300 bis 600 Jahren ausgegangen werden. So werden die Waldökosysteme und die Forstwirtschaft besonders stark vom Klimawandel betroffen werden. Weiterhin ist zu beachten, daß der zunehmende CO₂-Gehalt der Atmosphäre direkt auf die Pflanzen einwirkt. Die Klimawirkungen auf die Pflanzen sind sehr komplex. Dazu gehört auch, daß sich der Abbau von organischem Material im Boden ebenso erhöhen wird wie die Evapotranspiration, d.h. die Gesamtverdunstung von Boden und Pflanze.

2.1.8. Einflüsse auf die Landwirtschaft

Neben der Forstwirtschaft ist die Landwirtschaft der klimaempfindlichste Wirtschaftsbereich. Zahlreiche Untersuchungen zeigen, daß die Erträge der verschiedenen Kulturen regional und lokal stark schwanken werden. Schätzungen ergeben, daß im

Fall einer Verdoppelung des CO₂-Gehaltes gegenüber dem vorindustriellen Wert die Erträge des Pflanzenbaus insgesamt auf etwa gleichem Niveau bleiben. In den Trockengebieten der Erde werden die Erträge sinken und das Risiko für Unterernährung der dort lebenden Bevölkerung erhöhen. Eine Anpassung der Landwirtschaft in diesen Gebieten (Änderung der eingesetzten Sorten, wasserwirtschaftliche Maßnahmen, Bodenverbesserung, Hilfe zu Selbsthilfe der ansässigen Bevölkerung) scheidet gegenwärtig an fehlenden finanziellen Mitteln und politischen Wirren. In den bisherigen Untersuchungen wird in der Regel der wachstumsfördernde Effekt eines höheren Kohlendioxidgehaltes der Luft berücksichtigt. Nicht erfaßt sind die Erfordernisse der Schädlings- und Pflanzenkrankheitsbekämpfung. Die Ernteerträge hängen aber nicht nur von den mittleren Klimabedingungen eines Standortes ab, sondern vom aktuellen Witterungsablauf in der Vegetationsperiode, die der normalen Variabilität der meteorologischen Größen unterliegt. In diesem Zusammenhang spielen Form und Amplitude der Jahrgänge der Klimatelemente und ihre Veränderungen eine bedeutende Rolle. Die Wachstumsperioden für einige Kulturen werden sich um 3 bis 4 Wochen verkürzen, in anderen Regionen aber auch verlängern, wobei nicht nur die Erntezeit, sondern auch die Entwicklungsstadien der Pflanzen betroffen sein werden. Ausdrücklich sei darauf hingewiesen, daß die Landwirtschaft mit beachtlichen 15 % zur Emission klimarelevanter Spurengase beiträgt.

2.1.9. Direkte Einflüsse auf die Menschen

Es besteht wahrscheinlich ein breiter und meist ungünstiger direkter oder indirekter Einfluß auf die Gesundheit. Von direktem Einfluß sind häufiger eintretende Hitzewellen im Sommer sowie Wetterextreme. Für das 21. Jahrhundert wurden dramatische Steigerungen der Todesfälle infolge von Hitzebelastung in verschiedenen Städten berechnet, die ohne Akklimatisierung das Mehrfache der heutigen Werte betragen. Die indirekten Einflüsse betreffen die klimaabhängige Ausbreitung von Parasiten und Mikroorganismen und Krankheiten übertragenden Insekten. Modellberechnungen prognostizieren eine Vergrößerung des Anteils der Weltbevölkerung, die in Malariazonen lebt, von derzeit 45 % auf 60 % in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Es wird mit einer 10 bis 15 %igen jährlichen Zunahme der Malariafälle gerechnet. Besonders betroffen werden die Tropen, Subtropen sowie Teile der mittleren Breiten, deren Bevölkerung nicht hinreichend geschützt ist. Auch für andere Infektionskrankheiten wird mit einer Ausbreitung gerechnet. Der Ozonabbau in der Stratosphäre wird zu einer Zunahme der Hautkrebsgefahr führen. Gegenmaßnahmen müßten rechtzeitig eingeleitet werden.

2.2. Auswirkungen der prognostizierten Klimaänderungen in Deutschland

Neueste Prognosen des Hamburger Klimarechenzentrums weisen auf deutliche Änderungen des Klimas in den nächsten 50 Jahren hin. In den westlichen und nördlichen Bundesländern wird mit einer steigenden Niederschlagsmenge, verteilt über das ganze Jahr, gerechnet. Das Klima wird sich dort ozeanischer gestalten. Im Gegensatz dazu wird eine Niederschlagsabnahme und insbesondere für das Sommerhalbjahr eine ausgeprägte Kontinentalität der Witterung für die östlichen

Teile Bayerns, für Teile Thüringens sowie für Sachsen und Brandenburg erwartet. Bei verstärkten Westwetterlagen kann die Frostgrenze in den bayerischen Alpen auf 1000 m bis 1500 m ansteigen. Als schneesicher im Sinne des Wintersports werden nur noch Gebiete in Höhenlagen oberhalb von 1500 m sein. Jedoch nahmen im letzten Jahrzehnt die meridionalen Wetterlagen (blockierende Hochdruckgebiete über Osteuropa, Zugrichtung von Tiefdruckgebieten nicht mehr verstärkt von West nach Ost, stattdessen auf Nord-Südzugbahnen) deutlich zu. Die Folge ist eine bereits beobachtete Zunahme der Kontinentalität unserer Witterung. Dies bedeutet, insbesondere für Vorpommern, Brandenburg, Sachsen, und Bayern mehr heiße Sommer und kalte, auch schneereiche Winter (LfUG, Internet 2013).

Im Raum Dresden würde die durchschnittliche Temperatur des wärmsten Monats von derzeit 18 °C auf 21 °C ansteigen. Die mittlere Jahrestemperatur wird sich um etwa 3 K erhöhen, und das trotz einzelner zukünftig kälterer Wintermonate. Die Hamburger Klimaexperten erwarten für Sachsen einen Rückgang der jährlichen Niederschlagsmenge um 13 %. Die größten Rückgänge der Niederschläge werden aller Voraussicht nach für die Vegetationsperiode erwartet. Insbesondere die Leipziger Tieflandsbucht sowie die Räume Niesky und Hoyerswerda werden während der Vegetationsperiode weniger Niederschlag erhalten. Extremsommer wie der Sommer 2003 wären dann die Regel. Tritt Regen auf, wird er häufig als extremer Starkregen fallen, so wie am 12./13. August 2002 bereits geschehen. Ein Wasserdefizit in der Vegetationsperiode wird durch eine Zunahme der Sonnenscheindauer von gegenwärtig 500 Stunden auf 700 Stunden im Frühjahr und von 650 Stunden auf maximal 800 Stunden im Sommer verschärft (SAFT 2000). Daher muß davon ausgegangen werden, daß in weiten Teilen Sachsens bei Fichte (*Picea abies*) und Rot-Buche (*Fagus sylvatica*) mit starken Vitalitätseinbußen und Zuwachsrückgang zu rechnen ist. Eichen-Kiefernwälder (*Quercion robori-petraeae*), Hainbuchen-Eichenwälder (*Carpinion betuli*) sowie thermophile Eichen-Trockenwälder (mit Flaumeiche) (*Quercion pubescenti-petraeae*, *Potentillo-Quercion petraeae*) werden nach diesem Szenario die künftig in Sachsen dominierenden Waldgesellschaften sein. Dieses Szenario bedeutet für die Landwirte Ertragseinbußen, wogegen Obstbauern und Winzer von der Erwärmung profitieren könnten. Eine Zunahme von Witterungsextremen ist in Deutschland und Europa nicht mehr nur sehr wahrscheinlich, sondern hat bereits begonnen (DWD, Internet 2013). Andere Berechnungen unter Berücksichtigung eines verstärkten Schmelzens der grönländischen Gletscher und eines vermehrten Süßwassereintrags in den Nordatlantik ergeben folgendes Szenario: Nach einer Phase der Erwärmung schmelzen die grönländischen Gletscher so stark, das Teile des Nordatlantik „aussüßen“. Durch diese Süßwassereinträge wäre ein Abreißen des Golfstromes denkbar. Die Folge wäre, daß eine globale Erwärmung in diesem Fall eine „kleine Eiszeit“ in Europa auslöst. Die Temperaturen würden auf Werte absinken, wie sie heute für das nordöstliche Sibirien üblich sind.

Witterungsextreme:

11. bis 13.08. 2002: 420 l/m² Regen fallen in Altenberg. Absoluter Regenrekord!
Elbepegel Dresden: 17.08. 2002: 940 cm und am 12.08. 2003: 72 cm
13.08. 2003: Mit 39,3°C wird ein neuer Temperaturrekord im Leipziger Tiefland aufgestellt. Wiederholt wurde in Deutschland die 40°C Marke überschritten. Der Sommer zeichnet sich durch wiederholte und anhaltende Hitzeperioden von Juni bis September mit über 30°C aus. Verbreitet und wiederholt werden in Deutschland Hitzerekorde gemessen. Im Frühsommer baut sich ein Niederschlagsdefizit auf.
- 24.12. 2003: Mit – 42,7°C wird am Funtensee/Berchtesgaden ein neuer Kälterekord seit Bestehen meteorologischer Reihen aufgestellt.
- 24.03. 2004: In 24 Stunden fallen auf der Zugspitze 1,50 m Schnee. Rekord seit Bestehen der Wetterstation am Zugspitzgipfel.
- 25.11. 2005: Innerhalb einer Nacht fallen im Münsterland/NRW bei Temperaturen um den Gefrierpunkt 50 cm nasser, schwerer Schnee. Strommasten brechen zusammen, der Verkehr kommt zum Erliegen, die Region ist für etwa eine Woche von der Energieversorgung abgeschnitten.
- 17./18. 01. 2007 Orkan Kyrill überquert West- und Mitteleuropa. In ganz Deutschland erreichen die Windgeschwindigkeiten Orkanstärke. Stärkste Bö 202 km/h. Die Bahn stellt erstmals in ihrer Geschichte bundesweit den gesamten Zugverkehr ein. 46 Tote sind Europa, davon 14 in Großbritannien und 12 in Deutschland, zu beklagen.
- Winter 2006/07 Der Winter 2006/07 ist in Deutschland der wärmste seit Beginn der Wetteraufzeichnungen im Jahr 1901. Die Durchschnittstemperatur lag laut DWD mit 4,3 °C deutlich höher als die bisher durchschnittlichen 0,2 °C. Die Rekordwinter 1974/75 und 1989/90 wurden somit um weitere 0,7 K übertroffen. Im Dezember war die Durchschnittstemperatur so hoch wie seit 32 Jahren nicht mehr. Der Januar brach alle Rekorde und auch der Februar war viel zu warm. Eigene Messungen im Leipziger Auwald ergaben folgendes Bild: Der Dezember 2006 lag um 4,7 K, der Januar 2007 um 6,2 K und der Februar 2007 um 4,3 K über dem jeweiligen Klimawert!
- Frühjahr 2007 Auch im März und April setzte sich das überdurchschnittlich milde Wetter fort. Die Monatsmittel lagen verbreitet um 4 K über den klimatologischen Werten (Eigene Messung im Raum Leipzig: März um 3,8 K und April um 4,3 K zu mild). Im April fiel in den östlichen Bundesländern und Teilen Bayerns nahezu kein Niederschlag. Die monatliche Niederschlagsmenge lag in diesen Gebieten zwischen Null und 5 Litern pro

Quadratmeter. Auf den leichten Böden Brandenburgs vertrocknete das Wintergetreide.

Frühjahr 2008

Der Mai ist in Sachsen, Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern einer der drei trockensten seit es meteorologische Aufzeichnungen gibt. In Leipzig beläuft sich die Niederschlagssumme auf 9 l/m², während in Baden-Württemberg und Bayern und NRW heftigste Unwetter toben.

05. bis 07. 01. 2009

Flächendeckend sanken die Nachttemperaturen in Sachsen, Thüringen sowie in Teilen Sachsen – Anhalts und Brandenburgs unter – 20 °C. In Oderwitz/Lausitz wurde mit – 29,1 °C die tiefste Temperatur erreicht. Kälterekorde wurden auch in Dippoldiswalde/Osterzgebirge mit – 27,7 °C, in Altenburg/Thüringen und Sohland/Spree mit jeweils – 27,5 °C und in Köthen mit – 25,7 °C gemessen. Die bestehenden Kälterekorde von 1979 und 1987 wurden in Mitteldeutschland flächendeckend gebrochen. Tagsüber verharrten die Temperaturen bei – 15 °C.

April 2009

Mit deutschlandweit durchschnittlich 11,9 °C fiel der April 2009 um 4,5 Grad zu warm aus. In Sachsen wurden durchschnittlich 12,5 °C erreicht. Damit lag der Wert um 5,1 Grad über dem Klimawert. In Leipzig wurde ein Monatsmittel von 13,3 °C registriert. Damit gilt der April 2009 als der absolut wärmste April seit Beginn meteorologischer Aufzeichnungen im Jahr 1891. Die Durchschnittstemperaturen der Monate Februar und März entsprachen den Klimawerten. In der Natur zeigte sich erst wenig Grün. Der Austrieb entsprach der Jahreszeit. Anhaltende Wärme mit Höchsttemperaturen von mehr als 20 °C, in Ostdeutschland verbreitet über 25°C ließen die Pflanzen explosionsartig sprießen.

15. bis 19. 10. 2009

Ein Kaltluftvorstoß am Rande eines kräftigen Tiefs über Osteuropa und einem Hoch über Großbritannien führte feuchte Polarluft heran. Kräftige Schneefälle führten bis in tiefe Lagen zur vorübergehenden Ausbildung einer Schneedecke. Bei Neuschneemengen von bis zu 45 cm auf dem Fichtelberg und im Osterzgebirge (Kahleberggebiet) wurde dort die Wintersportsaison vorfristig eröffnet. In den mittleren und unteren Berglagen fiel reichlich Naßschnee. Verbreitet brachen die noch vollständig Laub tragenden Bäume unter der Schneelast zusammen. Besonders schwer betroffen waren die mittleren und unteren Lagen im Erzgebirge (Bärenfels, Tharandter Wald), der Nationalpark Sächsische Schweiz, die Forstbezirke Dresden mit Dresdner Heide, Neustadt und Oberlausitz mit Zittauer Gebirge sowie die Stadtwälder Dresden-Loschwitz und Pillnitz.

18. bis 20. 12. 2009 Am 18.12. floß russische Kaltluft am Rande von Tiefdruckgebieten über dem Mittelmeer und dem Schwarzen Meer und Hochdruck über NO – Europa nach Mitteldeutschland. Im Tagesverlauf sanken die Temperaturen in Sachsen, Brandenburg, Sachsen – Anhalt und Thüringen unter -10 °C . In der Nacht auf den 19. 12. fielen die Temperaturen weiter. In Dippoldiswalde/Osterzgebirge werden $-22,6\text{ °C}$, in Neuhaus/Rennweg $-19,3\text{ °C}$, in Hannover $-18,6\text{ °C}$, in Görlitz $-17,1\text{ °C}$ und in Leipzig $-15,6\text{ °C}$ gemessen. Am 19. 12. verharrten die Temperaturen unter -10 °C . In der folgenden Nacht sanken die Temperaturen in Deutschland auf -14 bis -20 °C , im Süden auch darunter (Nürnberger Raum -28 °C , Hannover $-19,9\text{ °C}$, Leipzig $-16,6\text{ °C}$). Am 20.12. leiteten kräftige von Westen aufziehende Schneefälle eine deutliche Milderung ein. Im Westen und Norden von Deutschland, den Niederlanden und Belgien brach der Verkehr zusammen, Flughäfen wurden geschlossen, der Bahnverkehr kam zum Erliegen, Straßen und Autobahnen waren unpassierbar. Der Eurotunnel unter dem Ärmelkanal war wegen liegengeliebener Züge zwei Tage geschlossen.

Das Jahrzehnt 2000 bis 2009 war in Deutschland die wärmste Dekade seit über 130 Jahren. Die Jahresdurchschnittstemperatur betrug für das Jahrzehnt $9,4\text{ °C}$ (klimatologisches Mittel für Deutschland $8,2\text{ °C}$.)

6. und 7. 08. 2010: Tief Viola (Vb-Zugbahn) brachte dem Zittauer Gebirge, dem Elbsandsteingebirge und dem Erzgebirge mit unwetterartigen Regenfällen Niederschlagsmengen von mehr als 100 l/m^2 . Die Neiße erreichte in kurzer Zeit am Pegel Görlitz mit $7,07\text{ m}$ einen neuen Höchststand (bisherige Höchstmarke $6,71\text{ m}$; Normalpegel $1,70\text{ m}$). Zittau und Görlitz wurden überflutet. In Bad Schandau trat die Kirnitzsch über die Ufer. Straßen, Brücken und Gleisanlagen wurden weggespült. In Neukirchen im Erzgebirge ertranken drei Personen. In den angrenzenden Gebieten Polens und Tschechiens traten verheerende Überschwemmungen auf, denen 7 Personen zum Opfer fielen. In Bertsdorf-Hörnitz im Zittauer Gebirge fielen innerhalb von 48 Stunden 160 l/m^2 , in Sohland/Spree 105 l/m^2 , in Bautzen 95 l/m^2 , in der Region um Chemnitz 84 l/m^2

11. 09. 2011: Am Abend überquerte eine Gewitterfront Mitteldeutschland. Innerhalb kurzer Zeit fielen in Leipzig 47 l/m^2 während zur gleichen Zeit in Sachsen - Anhalt ein Tornado eine Schneise der Verwüstung hinterließ (Raum Bernburg/Saale über Elsnigk nach Rosefeld).

- 11./12. u. 22.09. 2012 Tornados über dem Kirnitzschtal und der Königsnase bei Pirna zerstören lokal den Waldbestand.
- 10.03. bis 06.04. 2013 Märzwinter mit Dauerfrost und einer in ganz Sachsen geschlossenen Schneedecke. Insgesamt um 4,5 bis 5 K zu kalt. In Sachsen wurden verbreitet die niedrigsten Temperaturen des Winters 2012/13 gemessen. So wurden in den frühen Morgenstunden des 14. März in Marienberg – Kühnhaide – 22,4 °C (15. März – 24,3 °C, 16. März – 27,5 °C), in Köllitsch – 19,1 °C, in Sohland – 19,0 °C, in Dresden - Pillnitz und Eibau je – 16,2 °C und in Leipzig – 15,6 °C gemessen. Seit Beginn der Wetteraufzeichnungen im Jahr 1883 erlebte Sachsen den drittkältesten Märzwinter (1883: – 2,8 °C 1987: – 1,6 °C 2013: – 1,3 °C).
- 30.05. bis 02.06. 2013 Warme und feuchte Luft strömte am Rande eines Tiefs über dem östlichen Mitteleuropa aus dem Mittelmeerraum nach Deutschland, wo sie auf deutlich kühlere Luftmassen traf. Diese flossen mit einer nördlichen Strömung am Rande eines atlantischen Hochs zu uns und hoben die warme Luft großflächig an. Es bildete sich ein umfangreiches Niederschlagsgebiet. Innerhalb von 96 Stunden fielen in Stützengrün - Hundshübel 224,0 l/m² und in Carlsfeld 194,3 l/m². Entlang der Oberelbe wurden folgende Pegelstände erreicht: Schöna 10,65 m (2002: 12,02 m); Dresden 8,76 m (2002: 9,34 m); Meißen 10,06 m. Die Saale führte in Thüringen und Sachsen - Anhalt zu schweren Überschwemmungen. In Halle an der Saale wurde mit 8,10 m der höchste Wasserstand seit der Thüringer Sintflut vom 29. Mai 1613 erreicht. Ähnliche Überschwemmungen traten im Alpenraum (Aschau-Stein 405,1 l/m², Kreuth-Glashütte 372,8 l/m²) und im Böhmischem Becken auf. Die Flut ist mit der vom August 2002 vergleichbar.

Der Einfluß anthropogener Emissionen auf das Klima ist unbestritten. Jedoch gab und gibt es natürliche Klimaschwankungen, die sich auch in relativ kurzen Zeiträumen ereignen. Das soll ein Klimarückblick auf Europa der letzten 7000 Jahre verdeutlichen.

Die strahlendste Warmzeit erlebte Europa zwischen 5600 v. Chr. und 500 v. Chr. Die Alpen und Skandinavien waren nahezu gletscherfrei, heute tief vergletscherte Alpenpässe dienten als Handelswege (Ötzi lässt grüßen, als er da oben der Jagd nachging, gab es anstelle der Gletscher höchstens ein paar „Schneepfitzeln“). Die Sommer waren schätzungsweise um 4K wärmer als heute! Grönland war grün und fruchtbar. Der Kontinent wurde besiedelt.

Im Zeitraum von etwa 900 bis 1300 herrschte in Europa ein wesentlich milderes Klima als heute. Relativ kurze und milde Winter verlängerten die Vegetationsperiode und zwischen 1000 und 1200 dominierte in Europa eine beispiellose Schönwetterperiode. In Schottlands Bergen gedieh der Wein, Grönlands Küste war grün und zwischen Grönland und Island gab es kein Treibeis.

Von 1300 bis 1900 herrschte in Europa ein relativ kaltes Klima. Kennzeichnend waren strenge, lange und schneereiche Winter. Unterbrochen wurde diese Periode durch eine ausgesprochen warme Episode um 1540. Folgendes wird berichtet: „ ... Das außergewöhnlichste der letzten 1000 Jahre aber war das „Große Sommerjahr“ 1540 mit 10 Monaten Mittelmeerklima in Mitteleuropa. ... Von Februar bis Dezember fiel in Basel nur an 10 Tagen Regen, von Mitte März bis Ende September gab es in 26 Wochen nur an 6 Tagen etwas „Tropfelsregen“. „ (GLASER 2001, PFISTER 1985). Der Sommer 1540 war weitaus wärmer und trockener als der sogenannte Jahrtausendsommer 2003.

Abgesehen von der Klimaepisode um 1540 fiel in den Alpen deutlich mehr Schnee als in den kühlen, kurzen Sommern abtauen konnte. Daraus folgte das Vorrücken der Gletscher. Ein Höhepunkt der Gletschervorstöße lag im Zeitraum 1550 bis 1650. Siedlungen wurden im Alpenraum und in weiten Teilen Nordeuropas aufgrund der ungünstigen klimatischen Bedingungen für Jahrhunderte aufgegeben. Der maximale Gletscherstand der Alpengletscher wurde bei einem zweiten Gletschervorstoß im Jahrzehnt zwischen 1750 und 1760 erreicht. Die Baumgrenze der mitteleuropäischen Gebirge sank auf etwa 1000m NN. Höher gelegene Wälder wurden durch die ungünstige Witterung katastrophal vernichtet und verdrängt. Diese „Kleine Eiszeit“ endete um 1850 mit letzten Gletschervorstößen. Gegen Ende des 18. Jhdts. und gegen Mitte des 19. Jhdts. erreichte die Dauer der völligen Vereisung der isländischen Küste etwa 10 bis 15 Wochen pro Jahr. Um 1930 vereiste die Küste nur noch für etwa 2 Wochen pro Jahr.

Gegenwärtig erleben wir das Ende dieser „kleinen Eiszeit“. Klimaschwankungen gab es in weitaus größerem Umfang als die gegenwärtige, heiß diskutierte Klimaerwärmung. Wie neueste Eiskernuntersuchungen ergaben, spielten sich bereits in der Vergangenheit Klimaänderungen von einigen Grad Kelvin auch innerhalb weniger Jahrzehnte ab. Also kein Grund zur Panik, aber auch **kein Freibrief** für Energieverschwendung und zügellose Treibhausgasemissionen! Nicht das Wetter wird immer „verrückter“, sondern unsere hochgezüchtete Zivilisation wird immer störanfälliger gegenüber ganz normalen Naturereignissen.

2.3. Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf die Vegetation Mitteleuropas

Bereits durch die „Third Plenary Conference Of Intergovernmental Panel On Climate Change“, die im Februar 1990 in Washington, D. C. stattfand, wird auf eine globale Erwärmung von 3 K +/-1,5 K hingewiesen. Die folgenden internationalen Forschungen und Modellierungen sprechen von einer globalen Erwärmung von bis zu 6,4 K (IPCC 2007). Der aktuelle IPCC-Sachstandsbericht (IPCC 2013/2014) räumt ein, dass sich die Erde in den zurückliegenden Jahren langsamer als prognostiziert erwärmte. Es wird ebenda von einer vorübergehenden Stagnation des „global warming“ ausgegangen. Eine Klimaveränderung hat gravierende Auswirkungen auf die Vegetation:

- Von dieser Erwärmung wird auch Mitteleuropa betroffen sein.
- Die Sommerdürre des Mittelmeerraumes wird weiter nach Norden reichen.
- Die Winter werden feuchter, der Temperaturanstieg ist größer als im Sommer.
- Andere Modelle vermuten trotz einer weltweiten Erwärmung eine Abkühlung und eine Zunahme der Niederschläge für Mitteleuropa.
- Einwandernde und sich rascher als Bäume anpassende Viren, Pilze, Bakterien und Insekten erhöhen den Streß für Waldpflanzen.

Daher besteht eine erhebliche Bedrohung der Waldökosysteme durch die künftig zu erwartenden Klimaänderungen. Die Anpassungsfähigkeit der Wälder wird überfordert, da zusätzlich eine Häufung extremer Witterungsereignisse prognostiziert wird (BROWN et al. 1989, 1990, 1991, WEIHENSTEPHANER FORSTTAGE 1994, SCHLEGEL-SEMINAR RIEDLINGEN 1995, RAHMSTORF 1999). Die Vegetation unserer Breiten folgt dem Wechsel der Jahreszeiten. Nach der Winterruhe treiben die Pflanzen im Frühjahr erneut aus. Neben zunehmender Tageslänge und steigender Temperatur wird der Zeitpunkt der Laubentfaltung durch Dauer und Intensität des zurückliegenden Winters beeinflusst. Je kälter der Winter, umso früher die Laubentfaltung. Rotbuche (*Fagus sylvatica*) sowie Eichen (*Quercus petraea*, *Q. robur*) treiben nach milden Wintern deutlich später aus. Daraus folgt ein Vorteil für Sträucher und zugewanderte, weniger kälteabhängige Baumarten (LAUBE et. al. 2014). Deshalb wird eine vordringliche Aufgabe der Forstwirtschaft darin bestehen, die Anpassungsmöglichkeit der Wälder an Klimaänderungen durch Einrichtung stabiler, artenreicher und räumlich sowie zeitlich strukturierter Bestände (ökologischer Waldumbau) zu erhöhen. Neben den Klima- und Standortfaktoren ist für die Besiedlung eines Standortes die zwischen- und innerartliche Konkurrenz ausschlaggebend. Eine derartige Klimaänderung wird zu Verschiebungen in der Artenzusammensetzung führen. Besonders betroffen werden Arten, die schon heute in unseren Wäldern außerhalb ihres ökologischen Optimums existieren. Eine Klimaerwärmung hätte beispielsweise für die Glazial- und Postglazialrelikte in der Sächsischen Schweiz nachteilige Folgen, denn diese Arten könnten einerseits durch zwischenartliche Konkurrenz sowie durch Verschlechterung der Lebensbedingungen verdrängt werden. Eine Temperaturerhöhung und Veränderungen der Niederschlagsverteilung kann zu folgenden Reaktionen der Waldökosysteme führen:

- Beschleunigung der Umsetzungsprozesse im und auf dem Boden,
- Erhöhung der Respiration und damit geringere Nettoproduktion,
- Veränderung der Konkurrenzverhältnisse zwischen den Baumarten untereinander und zwischen Bäumen und Bodenvegetation (SCHLEGEL-SEMINARRIEDLINGEN 1995).

Den noch vorhandenen naturnahen Ökosystemen, insbesondere den Waldökosystemen und den dort noch anzutreffenden Glazialrelikten und Relikten der postglazialen Wiederbewaldungszeit droht die größte Gefahr neben einer zunehmenden Urbanisierung allerdings durch die globale Klimaveränderung. Eine weitere Erwärmung der Atmosphäre und die damit verbundenen Klimaänderungen, insbesondere die Zunahme von Wetterextremen, können diese Arten über die Grenzen ihrer ökologischen Belastbarkeit hinaus beanspruchen. Der Schutz durch Nationalparkverordnungen kann allein nicht die Fortexistenz dieser Arten garantieren. Die Treibhausgase werden weltweit emittiert und wirken ebenso global, unabhängig davon, ob ein Gebiet den besonderen Schutz durch das Gesetz genießt. Neben der Naturschutzarbeit durch die Nationalparkverwaltungen kann nur ein komplexes Umdenken in Politik und Wirtschaft einen echten Schutz ermöglichen. Es ist eine ökologische Wende, wie sie auch durch die Agenda 21 (GALLIKOWSKI 1999) angestrebt wird, erforderlich. Um festzustellen, inwieweit die Waldökosysteme einschließlich der Glazialrelikt- und Postglazialreliktpflanzen sich diesen Klimaänderungen anpassen können, sind umfangreiche Untersuchungen dieser Ökosysteme und Arten erforderlich.

2.4. Pflanzenphysiologische Reaktionen auf Temperatureinflüsse

Die Lebensfunktionen von Pflanzen werden durch Hitze und Kälte beeinflusst. So begrenzen Hitze und Kälte ebenso wie das Wasser- und Strahlungsangebot den Verbreitungsraum der Pflanzen. Regelmäßig wiederkehrende und länger anhaltende Belastungen können Pflanzen nur verkraften, wenn sie dafür genetisch angepaßt sind. Diese Fähigkeit ist arten-, herkunfts- (Provenienz) und ökosystemtypenspezifisch unterschiedlich ausgeprägt. Es handelt sich aber nicht um eine Eigenschaft einer Pflanze, die ihr ständig im gleichen Umfang zur Verfügung steht, sondern um eine Eigenschaft, die abhängig von der Jahreszeit und dem Entwicklungszustand der Pflanze ist. Maßgebend sind die Stärke, Andauer und Wechselhaftigkeit der Ereignisse und der Entwicklungszustand bzw. Abhärtungsgrad der Pflanzen am Ereigniszeitpunkt. So führt ein leichter Nachtfrost während der Blattentfaltung bereits zum Absterben der Knospen, wogegen ein analoger Frost während der Vegetationsruhe keinen Schaden oder Streß auslöst. Der Frühjahrsaustrieb von Holzpflanzen ist im Zeitraum seiner intensivsten Streckung kaum abhärtungsfähig und sehr temperaturempfindlich.

Werden kritische Temperaturschwellen unter- bzw. überschritten, können die Zellfunktionen so stark geschädigt werden, daß das Protoplasma sofort abstirbt. Die betroffenen Bereiche bilden Nekrosen. Eine Schädigung kann aber auch allmählich erfolgen, indem Lebensfunktionen aus dem Gleichgewicht gebracht werden. Temperaturempfindlich ist die Plasmaströmung. Sie hängt von der Energieversorgung durch die Atmung und die Erreichbarkeit von Adenosintriphosphat (ATP) ab. In der Folge wird die Photosyntheseaktivität verringert und es können Schädigungen der

Chloroplasten auftreten. Die Folge wäre eine dauernde Photosynthesehemmung. Hier von betroffen werden Pflanzen, die bereits an der Grenze ihrer ökologischen Anpassungsfähigkeit gedeihen, beziehungsweise ein ganz bestimmtes Klima für ihre Fortexistenz benötigen. Dazu gehören die (Post)glazialreliktpflanzen wie des Gelbe Veilchen (*Viola biflora*) und das Moos *Anastrophyllum michauxii*.

2.4.1. Hitzeschäden

Extrem hohe Pflanzenoberflächentemperaturen treten nur bei starker Einstrahlung auf. Erhöhte Reflexion und Profilstellung der Blätter wirken der Ausbildung extremer Temperaturen entgegen. Die Transpirationskühlung ist ein wirksamer Schutz gegen Überhitzung. Dieser Schutz ist aber nur solange wirksam, wie eine schnelle Zufuhr großer Wassermengen zu den Blättern gewährleistet werden kann. Begrenzend wirkt das Wasserangebot des Bodens. Wird dieses knapp, steigt der Abscisinsäuregehalt. Dieser steuert den Öffnungsgrad der Stomata. Die Stomata schließt sich. Durch diese hormonelle Reaktion schützt sich die Pflanze vor Austrocknung. Damit sinkt die Photosyntheseleistung. An einem hochsommerlichen Tag stellt sich daher folgender Ablauf dar: Morgens steigt die Photosyntheseleistung stark an (Lichtangebot, Feuchteangebot). Mittags fällt die Photosyntheseleistung ab, da das Wasserangebot zum begrenzenden Faktor wird (Mittagsdepression). Im späten Nachmittag steigt die Photosyntheseleistung erneut an, da die Temperatur zurückgeht und die Luftfeuchtigkeit zunimmt. Das sinkende Lichtangebot bei Sonnenuntergang begrenzt am Abend die Photosyntheseleistung. Photosyntheseleistung und Chlorophyllgehalt hängen somit neben Lichtangebot und Wärmeangebot von einem ganzen Komplex abiotischer Faktoren wie beispielsweise Wasserangebot, Nährkraft des Bodens, Immissionseinflüssen und biologischen Faktoren wie Provenienz, Schädlingsbefall u. a. ab. Alle diese Faktoren wirken gleichzeitig und in wechselnder Stärke auf die Pflanzen ein (SIEFERMANN-HARMS 1989, SIEFERMANN-HARMS et al. 1990, 1997, SLOVIK 1993, SLOVIK et al. 1992a, 1992b, 1995, WIESE et al. 1996 und BEER 1995, 1996, 1997).

Während der Hauptwachstumsperiode sind alle Pflanzen sehr hitzeempfindlich. Auf Hitzestreß reagieren die Pflanzen durch schnelle Anpassung. Diese kann innerhalb weniger Stunden erfolgen, so daß die Resistenz an heißen Tagen nachmittags größer als vormittags ist. Bei kühlem Wetter erfolgt die Enthärtung innerhalb weniger Tage. Der molekulare Hintergrund der Hitzeresistenz beruht auf Konformationsänderungen von Eiweißverbindungen (Bildung von Hitzeprotein) und der Strukturstabilisierung der Biomembranen. Starke Hitze, welche die Anpassungsmechanismen der Pflanze übersteigt, führt zu Membranschäden und der Denaturierung von Proteinen. Letztere führt rasch zum Zelltod. Werden temperaturempfindliche Enzyme geschädigt, wird der Nucleinsäure- und Eiweißstoffwechsel gestört. Lösliche Stickstoffverbindungen reichern sich in den Zellen an und toxische Proteinabbauprodukte können zum Zelltod führen.

Hitzeschäden können in der Sächsischen Schweiz und den Mittelgebirgen an südexponierten Felswänden und dort befindlichen Absätzen sowie an süd- und südwestexponierten Rasenflächen auftreten. Verstärkend wirkt die Trockenheit. Auf den Riffen der Sächsischen Schweiz werden deshalb deutlich weniger Moosarten, sowie hitze- und trockentolerante Arten wie *Calluna vulgaris* und *Pinus sylvestris* angetroffen.

2.4.2. Kälte- und Frostschäden

Hier unterscheidet man, ob das Protoplasma durch die Temperaturniedrigung oder durch Gefrieren (Eisbildung in den Geweben) geschädigt wird. Verschiedene tropische Pflanzen erleiden bereits schon einige Grade über 0 °C Erkältungsschäden. Ähnlich den Hitzeschäden treten auch hier Membranschäden und Störungen des Nucleinsäure- und Eiweißstoffwechsels auf, die zum Zelltod führen. Es wird zwischen zwei verschiedenen Arten des Gefrierens von Pflanzenteilen unterschieden:

Wasserreiche, unabgehärtete Protoplasten gefrieren intrazellulär. Es bilden sich im Zellinneren Eiskristalle, welche die Zelle zerstören. Entsteht das Eis in den Interzellularen und zwischen Zellwand und Protoplast, wird der Gefriervorgang als extrazellulär bezeichnet. Das Eis wirkt wie trockene Luft, da der Dampfdruck über Eis niedriger als über unterkühltem, flüssigem Wasser ist. Den Protoplasten wird Wasser entzogen. Dieser Vorgang setzt sich fort, bis die Saugspannung zwischen Protoplasten und Eis im Gleichgewicht ist. Dieses ist temperaturabhängig. Tiefe Temperaturen wirken auf das Protoplasma wie Austrocknung. Dieser Austrocknung wirkt die Pflanze entgegen, indem das Wasser der Protoplasten osmotisch gebunden (erhöhte Ionenkonzentration und erhöhte Konzentration niedermolekularer Zucker im Protoplast) wird.

Die Frosthärte wird durch einen Abhärtungsvorgang erreicht. Die Voraussetzung dafür ist der Abschluß des intensiven Streckungswachstums. Die Abhärtung wird durch mehrtägige bis mehrwöchige Einwirkung von Temperaturen nahe 0 °C eingeleitet. In dieser Phase werden Zucker und Polyole (mehrwertige Alkohole) im Protoplasma angereichert. Die Zelle wird wasserärmer. In einer weiteren Stufe der Frostabhärtung, die bei regelmäßig auftretenden leichten Frösten erfolgt, werden Membranen und Enzyme so umstrukturiert (Bildung von Frostschutzproteinen), daß die Zellen den Wasserentzug durch Eisbildung vertragen. Erst nach Durchlaufen dieser Phase erreichen die Pflanzen die Endstufe der Frosthärte, wo sie unbeschadet tiefe Temperaturen über längere Zeit ertragen können. Der jahreszeitliche Gang der Frosthärte wird durch induzierte Adaptationen überlagert. Das Resistenzniveau wird der aktuellen Witterung angepaßt. Kälte im Vorwinter kann die Resistenz innerhalb weniger Tage auf Höchstniveau bringen. Tauwetter läßt insbesondere im Spätwinter die Pflanzen ihre Frosthärte schnell aufgeben.

Ungünstig für die Entwicklung der Pflanzen sind die folgenden Konstellationen:

- **Starker Frost im Spätherbst (Frühwinterschäden):** Die Frostabhärtung der Pflanzen ist noch nicht abgeschlossen und die Reservestoffe (K^+ , Mg^{2+}) sind noch nicht aus den abzuwerfenden Blättern in die Überwinterungsorgane umgelagert. Daraus folgt ein größerer Biomasseverlust. Folgt dann ein milder Winter, treten zusätzlich hohe Atmungsverluste auf.
- **Starker Frost, verbunden mit starker Einstrahlung am Tage (Spätwinterschäden):** Frosttrocknis bei immergrünen Nadelbäumen. Die Nadeln werden durch strahlungsbedingte Erwärmung zu verstärkter Atmung angeregt, wogegen die Wurzel aus dem gefrorenen Boden kein Wasser fördern kann.
- **Starker Frost während der Laubentfaltung (Spätfröste):** Die sich bildenden Blätter sind Kohlenstoffquelle, das heißt, sie atmen, aber assimilieren noch nicht. Sie werden aus den Reservestoffen der Pflanze gebildet. Erfrieren diese, tritt ein großer Reservestoffverlust für die Pflanze ein. Eine weitere Blattgeneration muß ebenfalls aus Reservestoffen gebildet werden. Die Pflanze wird geschwächt, denn sie kann

erst nach der Ausbildung grüner Blätter neue Reservestoffe durch Assimilation bilden.

- Geringe Luftfeuchte, verbunden mit starker Einstrahlung am Tage sowie hohen Tagestemperaturen und Wind nach einem längeren kühl-feuchten Witterungsabschnitt: Die Pflanzen sind nicht hitzeadaptiert und die Blätter, insbesondere junge Blätter mit einer dünnen Kutikula können austrocknen, wenn die Transpiration und die Verdunstung stärker als der Wassernachschub aus den Wurzeln ist.

Kälte- und Frostschäden treten bevorzugt an der Vegetation auf exponierten Kuppen, an Riffkanten und offenen Sims, sowie in Frostmulden auf. Wind und die fehlende Schneedecke (der Schnee wird vom Wind verblasen) wirken verstärkend. So erfrieren beispielsweise an den Riffkanten aus dem Schnee ragende Triebe von *Vaccinium myrtillus*, wogegen an windgeschützten Orten keine Erfrierungen auftreten. Im April 1998 war der Austrieb der Rot-Buchen (*Fagus sylvatica*) im Elbsandsteingebirge fortgeschritten als in den Nächten um den 20. April 1999 Fröste auftraten. Blattnekrosen waren nur an den exponiert auf Riffkanten stehenden Rot-Buchen zu beobachten.

2.4.3. Nachwirkungen nicht nekrotischer Hitze- oder Frosteinwirkungen

Während der Einwirkung extremer Temperaturen erfolgt keine Kohlendioxidaufnahme. Unter günstigen Bedingungen können sich die Pflanzen nach dem Schadereignis erholen.

Hitze hemmt während und nach ihrer Einwirkung die Photosynthese. Werden die hitzeempfindlichen Thykaloidstrukturen geschädigt, tritt eine Beeinträchtigung der nichtzyklischen Phosphorylierung und der Funktionen des Photosystems II ein. Bis die ursprüngliche Leistungsfähigkeit wiederhergestellt wird (Reparaturmechanismen der Pflanze) können einige Tage bis zu einigen Wochen vergehen.

Nach Frost steigt bei den höheren Pflanzen die Dunkelatmung stark an und normalisiert sich erst Stunden später. Die Photosynthese setzt nach dem Auftauen nur langsam ein. Je strenger und länger ein Frostereignis war, um so zögerlicher setzt die Photosynthese nach dem Ereignis ein. Mehrmalige Frosteinwirkung hat die gleiche Wirkung wie ein starkes Frostereignis. Der Tagesgang der Nettophotosynthese nach Frosteinwirkung zeichnet sich dadurch aus, daß die Kohlendioxidaufnahme um so langsamer anläuft und der Maximalwert um so geringer ist, je kälter die Frostnacht war. Nachtfröste im Spätfrühjahr oder Frühsommer mindern das Leistungsvermögen der Pflanzen beträchtlich.

3. Klima

In der Klimatologie wird zwischen dem Makro-, Meso- und Mikroklima unterschieden. Wird von Klimatologie gesprochen, beziehen sich die Angaben in der Regel auf die Makroklimatologie. Diese beschäftigt sich mittels statistischer Methoden mit der globalen und landesweiten Verteilung von Klimatelementen. In der Vergangenheit wurden insbesondere seit dem 19. Jahrhundert zahlreiche Klimadefinitionen

aufgestellt. Durch die Meteorologische Weltorganisation (WMO 1979) wurde folgende Klimadefinition festgelegt:

„Klima ist die Synthese des Wetters über einen Zeitraum, der lang genug ist, um dessen statistische Eigenschaften bestimmen zu können.“ (HUPFER 1996)

Um das Klima eines Ortes oder einer Region bestimmen zu können, müssen meteorologische Daten über einen bestimmten Zeitraum vorliegen. Durch die WMO werden jeweils 30-jährige Perioden als Bezugs- oder Referenzzeitraum verwendet, so gegenwärtig die Periode 1961/90. Die Klimadefinitionen beziehen sich auf ein repräsentatives Klima in einem Raum ohne stärkere lokale Klimadifferenzierung. Innerhalb eines Raumes mit einheitlichem Makroklima (Klimazone, Klimatyp) können sich lokal geprägte Klimate entwickeln. Diese sind eindeutig dem jeweiligem Makroklima zugehörig, weisen aber charakteristische Unterschiede zum Makroklima auf. Die Ursachen für diese Unterschiede liegen in der Orographie, dem Relief, den Bodenverhältnissen, der Bodenbedeckung (Pflanzen) und der Bebauung. Nach ORLANSKI (1975), zitiert aus HUPFER (1996), wird das Klima nach dem räumlichen Maßstab in das

- **Makroklima**, das Gebiete > 2000 km umfaßt, das
- **Mesoklima**, das Gebiete > 2 km bis 2000 km umfaßt und das
- **Mikroklima**, das Gebiete > 0 km bis 2 km umfaßt, unterteilt (HUPFER 1996).

Im Mesoklima überlagern sich die Einflüsse des Makro- und Mikroklimas. Eine scharfe Abgrenzung ist nicht möglich. Durch HUPFER (1989) wird folgende räumlich - zeitliche Klimaeinteilung vorgeschlagen:

Tabelle 1: Klimaeinteilung nach HUPFER(1989)

Begriff		Räumlicher Maßstab	Zeitlicher Maßstab	Beispiele
Makroklima	Globales Klima	Erde, Hemisphäre	Monate, Jahreszeiten,	Klima der Erde
	Zonenklima	1.000 bis 10.000 km	Jahre, Jahrzehnte und	Polarklima, Tropenklima, Trockenklima
	Klimahaupttyp/-typ	100 bis 1.000 km	länger	Mittelmeerklima, Feucht-gemäßigtes Klima
Mesoklima	Landschaftsklima	1 bis 100 km	Tage bis Monate	Großstadt, große Insel, Sächsische Schweiz
	Standortklima	100 m bis 1 km	Stunden bis Tag	Dorf, Wald, Obstplantage, Flugplatz
Mikroklima	Kleinklima	1 bis 100 m	Minuten bis Stunden	Feld, Waldlichtung, Ufer, Gipfel
	Grenzflächenklima	mm bis cm	Sekunden bis Minuten	Blatt, einzelne Pflanze

Aufgaben der **Mesoklimatologie** sind beispielsweise Aussagen zum Stadtklima einer konkreten Stadt oder zum Waldklima eines Waldes in der Landschaft. Die **Mikroklimatologie** beschränkt sich auf ganz lokale Klimaerscheinungen, beispielsweise an einem bestimmten Gebäude oder bestimmte Standorte innerhalb eines Waldes, so beispielsweise eines Felsriffes innerhalb eines mit Wald bestandenen Tales. Es werden Vorgänge in den untersten 2 m der Atmosphäre untersucht. Deshalb wird das Aufgabengebiet der Mikroklimatologie auch als „Klima der bodennahen Luftschicht“ bezeichnet (HUPFER et al. 1998).

Wetter: Atmosphärischer Zustand zu einem bestimmten Zeitpunkt.

Witterung: Wetter im Zeitraum von Tagen, Wochen, Monaten und Jahreszeiten.

Klima: Mittlerer Zustand der Atmosphäre über einem bestimmten Erdort, bezogen auf eine bestimmte Zeitepoche, mit Rücksicht auf die mittleren und extremen Veränderungen, denen die zeitlich und örtlich definierten atmosphärischen Zustände unterworfen sind (KÖPPEN 1923, 1931, erweitert durch CONRAD 1936, zitiert aus HEYER 1988).

3.1. Klimazonen der Erde (nach Köppen)

Neben dem Nährstoffangebot der Böden wird die reale Vegetation an einem Ort, abgesehen von anthropogenen Eingriffen, durch das dort herrschende Klima bestimmt. Die Klimadefinition von W. Köppen (KÖPPEN 1923, 1931, erweitert durch CONRAD 1936, zitiert aus HEYER 1988) gehört zur Gruppe der beschreibenden Klimaklassifikationen. Diese Klimaklassifikation ist auf der Grundlage von Schwellenwerten der Temperatur und der Niederschläge unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung dieser Parameter aufgestellt. Außerdem berücksichtigt diese Klassifikation auch die Auswirkungen des Klimas auf die Vegetation. Aus diesem Grund wurde diese Klimaklassifikation gewählt.

Klimazonen:

A: Tropisches Regenwaldklima ohne Winter

Die Mitteltemperatur liegt in allen Monaten über + 18° C.

B: Trockenklima

Die Niederschläge bleiben unterhalb einer von Temperatur und Niederschlagsverteilung abhängigen Trockengrenze. Mit

r = jährliche Niederschlagssumme in cm und

t = Jahresmittel der Temperatur in °C errechnet sich die Trockengrenze zu

bei vorherrschendem Winterregen

$$r = 2t$$

bei gleichmäßiger Niederschlagsverteilung

$$r = 2(t + 7)$$

bei vorherrschendem Sommerregen

$$r = 2(t + 14)$$

C: Warm-gemäßigtes Klima

Die Temperatur des kältesten Monats liegt zwischen + 18 und -3 °C. Die Niederschlagssummen liegen oberhalb der o. g. Trockengrenzen.

D: Boreales oder Schnee-Wald-Klima

Die Temperatur des kältesten Monats liegt unter - 3 °C, die Temperatur des wärmsten bleibt über + 10 °C.

E: Schneeklima

Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats liegt unter + 10 °C.

Klimatypen:

KLIMATYPEN NACH KÖPPEN

	KLIMAFORMEL	BEZEICHNUNG
1.	Af	Tropisches Regenwaldklima
2.	Aw	Savannenklima
3.	BS	Steppenklima
4.	BW	Wüstenklima
5.	Cw	Warmes wintertrockenes Klima
6.	Cs	Warmes sommertrockenes Klima
7.	Cf	Feuchtgemäßigtes Klima
8.	Dw	Wintertrockenkalttes Klima
9.	Df	Winterfeuchtkalttes Klima
10.	ET	Tundrenklima
11.	EF	Klima ewigen Frostes

Die obenstehend an zweiter Stelle der Klimaformel genannten Buchstaben, die die Abgrenzung der *Klimatypen* kennzeichnen, haben folgende Bedeutung:

F: Klima des ewigen Frostes

Alle Monatsmittel der Temperatur unter 0 °C.

T: Tundrenklima

In mindestens einem Monat des Jahres liegt die Mitteltemperatur über 0 °C.

S: Steppenklima

Trockengebiet, in dem die Niederschläge noch eine regelmäßige Vegetation zulassen. Die Niederschläge bleiben oberhalb einer von Temperatur und Niederschlagsverteilung abhängigen Trockengrenze zur Trennung von Steppe und Wüste. Mit

r = jährliche Niederschlagssumme in cm und

t = Jahresmittel der Temperatur in °C errechnet sich die Trockengrenze zu

bei vorherrschendem Winterregen

$$r = t$$

bei gleichmäßiger Niederschlagsverteilung

$$r = t + 7$$

bei vorherrschendem Sommerregen

$$r = t + 14$$

W: Wüstenklima

Trockenklima mit sehr geringen oder fehlenden Niederschlägen. Die Niederschläge bleiben unterhalb der o. g. Trockengrenze.

Die weiteren zur Klimatypenkennzeichnung verwendeten Buchstaben haben folgende Bedeutung:

f: feucht

Alle Monate sind feucht; der trockenste Monat im A-Klima hat eine Niederschlagsmenge von mindestens 60 mm.

m: Mittelform, Regenwaldklima trotz einer Trockenzeit

Im Am - Klima bleibt der Niederschlag in einem oder mehreren Monaten unter 60 mm. Das Niederschlagsdefizit wird durch die Niederschläge der anderen Monate gedeckt, so daß tropischer Regenwald auftreten kann. Die Niederschlagsmenge des trockensten Monats beträgt mehr als 4% der Differenz Jahresniederschlag minus 250 in mm.

s: sommertrocken, Trockenzeit im Sommer der betreffenden Halbkugel

Der trockenste Sommermonat hat weniger als 40 mm und weniger als ein Drittel der Niederschlagssumme des feuchtesten Wintermonats.

w: wintertrocken, Trockenzeit im Winter der betreffenden Halbkugel

Der mittlere Niederschlag des trockensten Wintermonats beträgt weniger als ein Zehntel des Niederschlags des feuchtesten Sommermonats. Im *A*-Klima bringt der trockenste Monat weniger als 60 mm und weniger als die im *Am* - Klima genannten Trockengrenzen.

a: heiße Sommer

Mitteltemperatur des wärmsten Monats über + 22 °C.

b: warme Sommer

Mitteltemperatur des wärmsten Monats unter + 22 °C, mindestens vier Monate mit Mitteltemperaturen von wenigstens + 10 °C.

c: kühle Sommer

Mitteltemperatur des wärmsten Monats unter + 22 °C, ein bis drei Monate mit einer Mitteltemperatur von wenigstens + 10 °C.

d: strenge Winter

Mitteltemperatur des kältesten Monats unter – 38 °C.

g: Gangestyp des jährlichen Temperaturganges

das Jahresmaximum tritt vor der Sommersonnenwende und der sommerlichen Regenzeit ein.

h: heiß

Jahresmitteltemperatur über + 18 °C.

k: kalt

Jahresmitteltemperatur unter + 18 °C.

3.1.1. Die warm-gemäßigten Klimate

Diese Klimate sind in den mittleren, aber auch bis in die niederen und stellenweise bis in die hohen Breiten anzutreffen. Die Temperaturen umfassen recht weite Grenzen, so daß die Bezeichnung „gemäßigt“ eigentlich nur für das Cfb-Klima angesetzt werden sollte. Die Niederschläge sind in der Regel so reichlich, daß die Gebiete der C-Klimate meist als humid bezeichnet werden können. Typisch sind deutliche Unterschiede zwischen Sommer und Winter, wodurch sich diese Klimagebiete von den polaren Gebieten unterscheiden. Sind an den Äquatorialgrenzen Schnee und Frost eher die Ausnahme, so sind sie an den Polargrenzen häufig, wobei sich aber nicht in jedem Winter eine länger anhaltende Schneedecke bilden muß. Die Unterschiede innerhalb der C - Klimate sind hauptsächlich durch eine verschiedene jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge

gegeben. Es gehören Gebiete mit Sommer- oder Winterregen ebenso wie Gebiete mit Regen zu allen Jahreszeiten diesen Klimaten an. Sie sind sehr weit verbreitet.

3.1.1.1. Gemäßigt-wintertrockenes Klima (Sinisches Klima) Cw

Wintertrockene Gebiete erstrecken sich über drei Klimazonen. Daher steht das Cw-Klima zwischen den Aw- (Savannenklima) und Dw-Klimaten (Wintertrockenkaltetes Klima) und unterscheidet sich von diesen durch die Temperaturverhältnisse. Dieses Klima tritt verbreitet in China auf (daher die Bezeichnung sinisches Klima), ist aber keinesfalls auf China beschränkt. Die Temperatur ist meist niedriger als im Aw-Klima. Ursache sind die geographische Lage bzw. die große Höhenlage der betreffenden Gebiete. Aus den verschiedenen Lagen resultieren bei gleichen Jahresmitteltemperaturen unterschiedliche Temperaturjahresgänge. Die Jahresamplitude der Temperatur zeigt mancherorts die geringen Werte der Tropen, andererseits die höheren Werte mittlerer Breiten. Das Temperaturmaximum tritt wie bei den Aw-Klimaten (Savannenklima) vor der Sommersonnenwende auf. Starke Bewölkung während der Regenzeit schwächt die Einstrahlung. Daher tritt das Temperaturmaximum vor der Regenzeit ein. In Europa fehlt das Cw-Klima. Die Cw-Klimate werden nach der Temperatur der Sommer unterteilt:

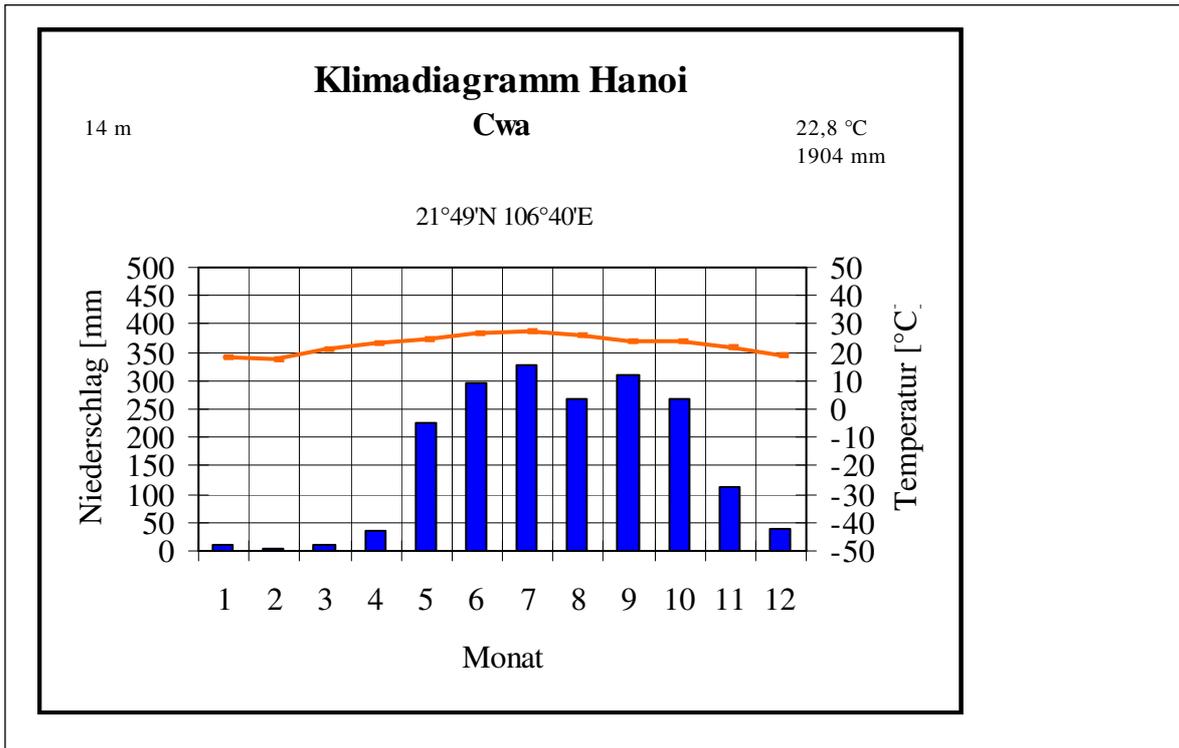
Cwa-Klima (heiße Sommer)

Die Jahresamplitude der Temperatur liegt in Zentralchina bei 22 K, in Indien bei 17 K, in Südamerika (Ostrand der Anden) bei 11 K und in Afrika bei 8 K. Dieser Klimatyp ist in den höheren Lagen (Hochländer) der genannten Kontinente anzutreffen. Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats liegt über 22 °C und die Jahresmitteltemperatur über 16 °C. Die Jahressummen der Niederschläge erreichen 700 bis 2150 mm.

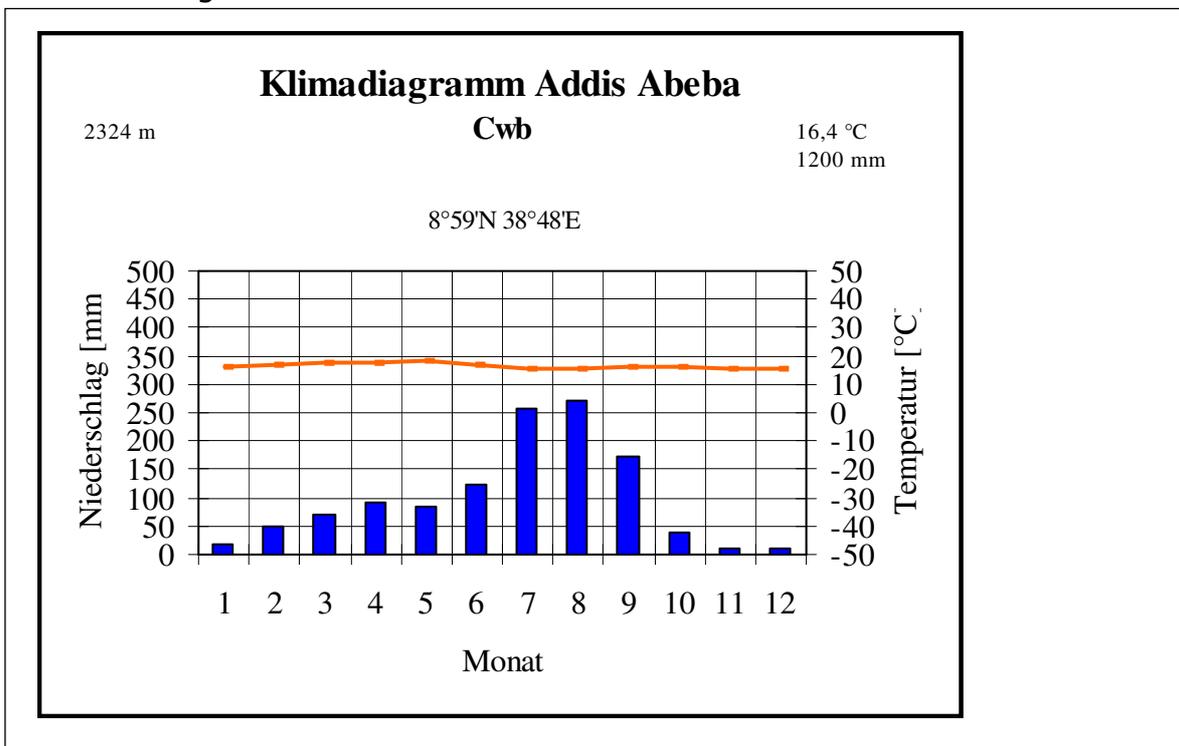
Cwb-Klima (kühlere Sommer)

Die Mitteltemperatur des wärmsten Monats liegt in der Regel unter 22 °C und die Jahresmitteltemperatur unter 16 °C. Die Jahressummen der Niederschläge erreichen 650 bis 900 mm. Im Sommer treten nur sehr wenig sehr heiße Tage auf und die Zahl kalter Winternächte ist ebenfalls gering.

Klimadiagramm 1: Cwa



Klimadiagramm 2: Cwb



Vegetation:

Sie umfaßt verschiedene Formen von Wald über eine Mischung von Wald und Grasland bis zum Grasland. In Indien und Afrika tritt die Baumsavanne auf. Es gedeihen halbimmergrüne und regengrüne Monsun- und Trockenwälder. Im trockeneren Bereichen gedeihen tropische Lockergehölze und an Wasserläufen auch Galeriewälder. Im Cwb-Klima tritt Grasland mit meist horstbildenden xeromorphen Gräsern in den Vordergrund. Affenbrotbäume (*Adanosonia digitata*, eine *Bombacacee*) und Schirm-Akazien (*Mimosaceae*) werden in den afrikanischen



Gebieten der Cw-Klimate angetroffen. Im Bereich dieser Klimate finden sich Lorbeer- und subtropische Regenwälder, Tropische Trockenwälder sowie verschiedene Savannentypen (STRAS-BURGER et al. 1991, WALTER 1986).

Im Hochland von Ostafrika

Böden:

In Äquatornähe stärkere Verbreitung von Lateritböden. Die Wasserführung der Flüsse unterliegt einer ausgeprägten Periodizität.

3.1.1.2. Gemäßigt-sommertrockenes Klima (Mittelmeerklima, Etesienklima) Cs

Dieses sommertrockene Klima, das seine Entstehung der Lage auf der Polarseite der subtropischen Hochdruckgebiete in deren jährlichem Schwankungsbereich verdankt, hat in den benachbarten Klimazonen A (Tropisches Regenwaldklima ohne Winter) und D (Boreales oder Schnee-Waldklima) keine Parallele. Der Cs-Klimatyp weist überwiegend ozeanischen Charakter auf, reicht aber durch die Lage des Mittelmeeres weit nach Kleinasien hinein. Die Bezeichnung Etesienklima geht auf die im östlichen Mittelmeer von April bis Oktober vorherrschenden nördlichen Winde, die in der Antike als Etesien bezeichnet wurden, zurück. Auch dieser Klimatyp wird entsprechend der Temperatur des wärmsten Monats in zwei Untertypen geteilt:

Csa-Klima (Olivenklima)

Im Csa-Klima liegt das Temperaturmittel des wärmsten Monats (beträchtlich) über 22 °C. Das Mittel des kältesten Monats erreicht dagegen nur 10 °C bis 13 °C. Die Jahresamplitude der Temperatur beträgt 14 K bis 19 K, erreicht örtlich aber auch 28 K. Die Tagesmaxima der Temperatur im wärmsten Monat betragen meist 35 °C bis 38 °C, können aber auch 43 °C bis 46 °C erreichen. Die Tagesamplitude übersteigt häufig 17 K. An bis zur Hälfte der Tage im Juli und August erreichen die Tageshöchsttemperaturen Werte von über 32 °C. Im kältesten Monat liegen die Tagesmaxima zwischen 13 °C und 18 °C, die tiefstwerte unter 7 °C, so daß sich eine Tagestemperaturschwankung von 6 K bis 11 K ergibt.

Csb-Klima (Erikenklima)

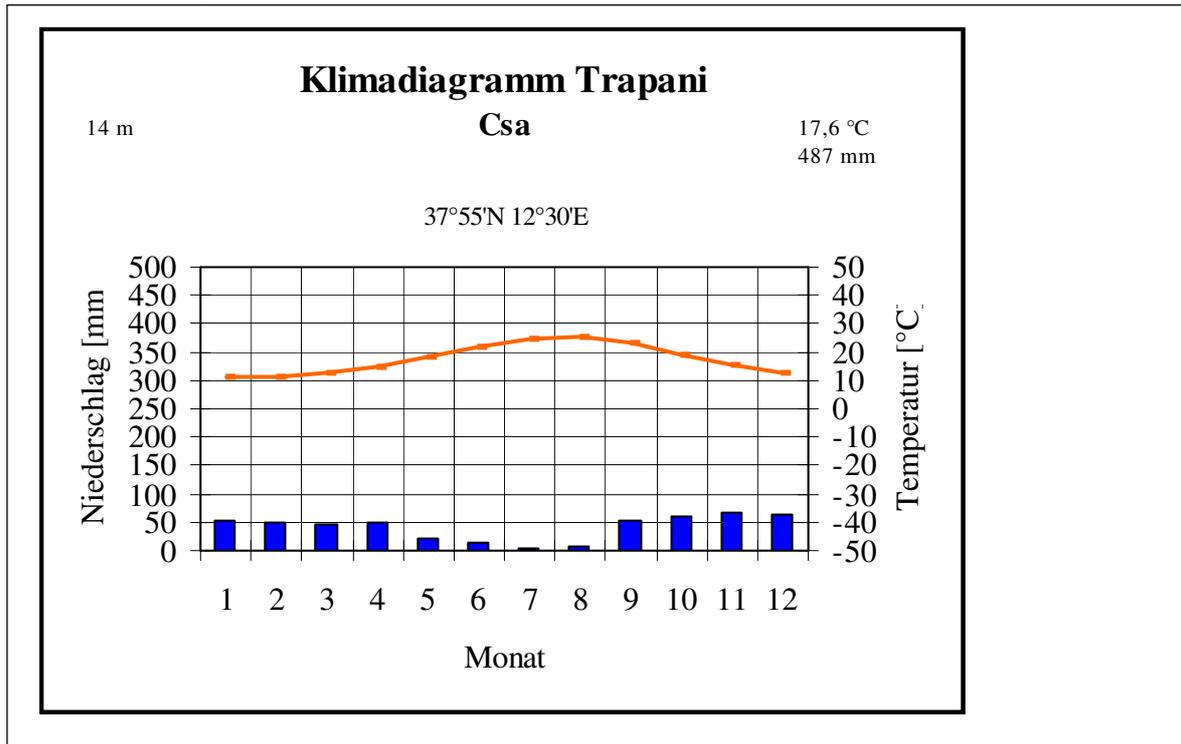
Die Sommer sind im Erikenklima nicht so heiß wie im Olivenklima. Die milden Winter sind etwas kühler als im Csa-Klima. Die Mitteltemperaturen des wärmsten Monats erreichen 16 °C bis 21 °C, die des kältesten Monats liegen zwischen 4 °C und 13 °C. Die Jahresamplitude liegt zwischen etwa 6 K bis 17 K. Ursache der gegenüber dem Olivenklima geringeren Jahrestemperaturamplitude sind die kühleren Sommer im Erikenklima. In küstennahen Bereichen des Erikenklimas sinken die winterlichen Mitteltemperaturen nur sehr selten unter den Gefrierpunkt. Im Csa-Klima Innerasiens sinken die winterlichen Monatsmittel bis auf – 3 °C ab.

Die jährlichen Niederschlagssummen erreichen im Mittelmeerklima 400 mm bis 750 mm. Im Bereich von Trockengebieten sind die Niederschlagsmengen geringer, im Stau von Gebirgen teilweise erheblich höher. Die Niederschläge fallen im Winter, während im Sommer eine Trockenzeit eintritt. Während der Trockenzeit bleiben Bewölkung und relative Luftfeuchtigkeit gering, so daß die Sonnenscheindauer oft 90 % des astronomisch möglichen Wertes übersteigt. Im Bereich kalter Meeresströmungen kann es zeitweise zur Nebelbildung kommen. Während der winterlichen Regenperiode erreicht die Sonnenscheindauer immer noch etwa 50 % des astronomisch möglichen Wertes. In den weiter polwärts gelegenen Gebieten des Erikenklimas nimmt die Bewölkung zu.

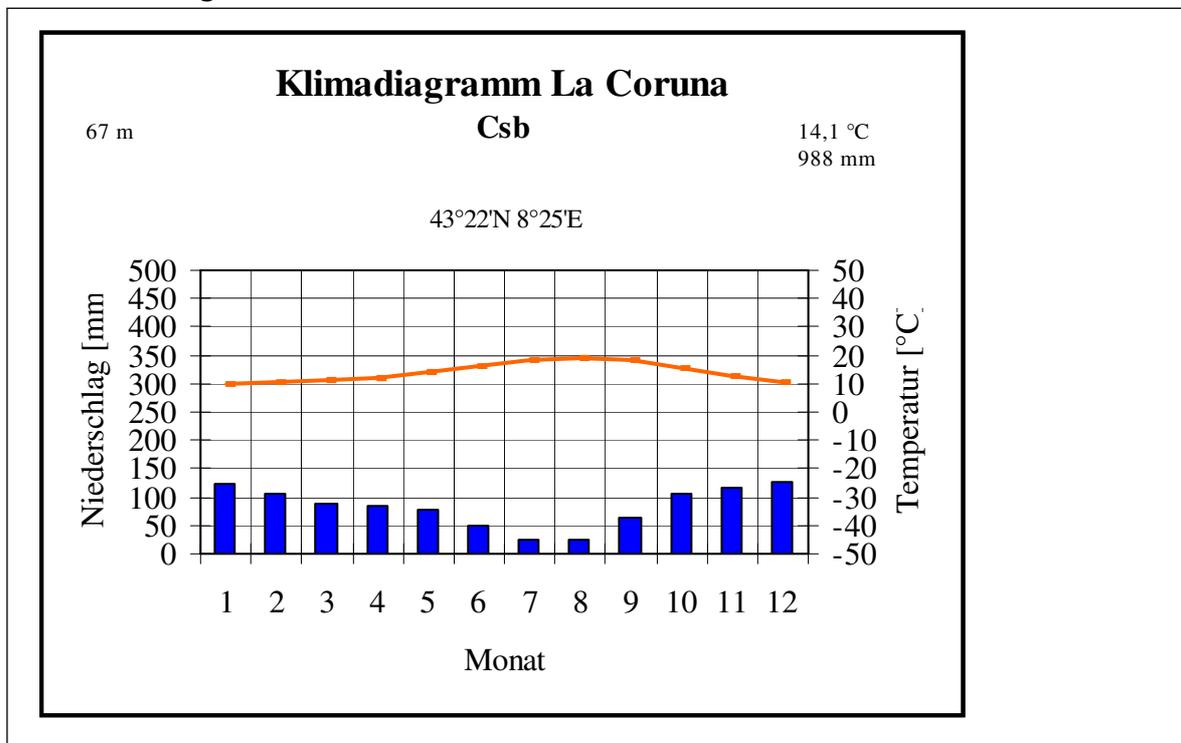


An der französischen Mittelmeerküste, Saint Jean Cap Ferrat

Klimadiagramm 3: Olivenklima Csa



Klimadiagramm 4: Erikenklima Csb



Vegetation:

Die Vegetation wird durch eine längere Trockenruhe im Sommer und eine kurze Kälteruhe im Winter bestimmt. Die wichtigste Vegetationsperiode ist der Frühling. Für das Mittelmeerklima sind Hartlaubgewächse charakteristisch. Die Vegetationszonen der Hartlaubgewächse und der Koniferentrockengehölze und xeromorpher Strauchformationen kennzeichnen das Mittelmeerklima. Typische Vertreter sind die Flaum-Eiche (*Quercus pubescens*), Kerms-Eiche (*Q. coccifera*), Stein-Eichen (*Q. ilex*), Kork-Eichen (*Q. suber*), Wild-Ölbaum (*Olea europaea ssp. Oleaster*), Zwergpalme (*Chamaerops humilis*) und mediterrane Kiefernarten (*Pinus pinea*, *P. halepensis*, *P. pinaster*). Die Maccie wird von immergrünen Sträuchern wie *Erica*- und *Cistus*-Arten, *Pistacia lentiscus*, *Juniperus oxycedrus*, Erdbeerbaum (*Arbutus unedo*), den Dornensträuchern *Ulex* und *Calicotome* und Lianen wie *Smilax* dominiert. In der kaukasischen Unterregion trifft man auf Pontische Azalee (*Rhododendron ponticum*) und die Orientalische Buche (*Fagus orientalis*) (STRASBURGER et al. 1991, WALTER 1986). Wälder treten vermehrt an den polwärts gelegenen Rändern des Mittelmeerklimas in Erscheinung, so insbesondere in Kalifornien und in Südwestaustralien. Diese Wälder sind meist licht und beschränken sich auf feuchtere und kühlere Erhebungen. Hänge sind von sehr lichtem Wald und von Gebüsch bedeckt. Ausgedehnte Gebüsche (Maccie), Gräser und Xerophyten dominieren. Je trockener das Gebiet, um so mehr ähnelt die Vegetation der von Trockengebieten.

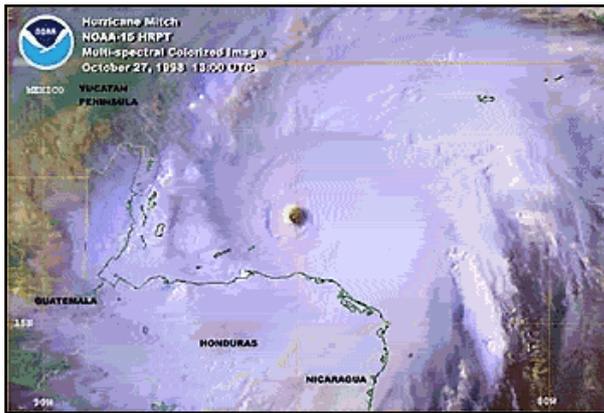
Böden:

Die Verwitterung wird von chemischen und thermisch-mechanischen Vorgängen bestimmt. Im Olivenklima tritt die thermisch-mechanische Verwitterung in den Vordergrund. In den Karstgebieten der Mittelmeerländer ist die mediterrane Roterde (Rendzina/Terra rossa) weit verbreitet, bildet aber keine zusammenhängenden Decken. Die geringe und lückige Vegetation ermöglicht eine starke Bodenerosion. In weiter polwärts gelegenen Gebieten treten stärkere Bodendecken auf. Je nach Breiten- und Höhenlage treten lateritische oder podsolige Böden, ja auch Braunerden auf (SCHEFFER et al. 1998, REHFUESS 1990). Die Wasserführung der Flüsse folgt der Niederschlagsperiode, also ein hoher Pegel im Winter und Tiefststände im Sommer. In Gebieten, wo die Flüsse von Gletschern gespeist werden, ist die Wasserführung gleichmäßiger, da die Gletscherschmelze in die Zeit der trockenen Sommer fällt. Diese periodische Wasserführung ermöglicht einen jahreszeitlichen Wechsel von Erosion und Akkumulation von Bodenmaterial in den Flußtätern.

3.1.1.3. Feuchttemperiertes Klima Cf

Im Unterschied der obenstehend beschriebenen Cw- und Cs-Klimate (Gemäßigt-wintertrockenes Klima und Gemäßigt-sommertrockenes Klima) tritt im Cf-Klima keine Trockenzeit auf. Das besagt jedoch nicht, daß die Niederschläge absolut gleich über das Jahr verteilt sind. In maritimen (ozeanischen) Lagen tritt das Maximum der Niederschläge im Winter auf, in kontinentalen Lagen dagegen im Sommer. Das Cf-Klima hat seine größte Verbreitung in den mittleren Breiten (zwischen 40° und 70°), tritt aber auch in den Hochlagen der Tropen auf und erstreckt sich weit polwärts. Dieses Klima umfaßt eine breite Temperaturspanne. Daher werden drei Untertypen unterschieden:

Cfa-Klima (Virginisches Klima)



Hurricane Mitch

Im Cfa-Klima liegt die Mitteltemperatur des wärmsten Monats deutlich über 22 °C. In Mexiko und China sind Werte von 29 °C keine Seltenheit. Auf der Südhalbkugel sind die Sommer im Cfa-Klima allgemein milder als auf der Nordhalbkugel. Die Tagesschwankung der Temperatur liegt in der Regel zwischen 8 K und 11 K. An den Grenzen zu Trockengebieten nimmt sie größere Werte an. Die Tagesmaxima erreichen 32 °C bis 38 °C. Im Winter liegen die Monatsmitteltemperaturen im polseitigen Bereich bei – 3 °C und äquatorseitig bei 13 °C. Die Jahresamplitude der Temperatur bewegt sich in Nordamerika zwischen 14 K und 25 K, liegt in Europa und Asien um 22 K und bleibt auf der Südhalbkugel unter 14 K. Die jährlichen Niederschlagssummen schwanken sehr stark und liegen zwischen 750 mm und 1400 mm. An den Küsten treten die Niederschläge über das ganze Jahr verteilt auf, im Binnenland wird ein Sommermaximum beobachtet. Einen wesentlichen Anteil der Niederschläge erbringen die regelmäßig auftretenden Hurrikane und Taifune (Zyklon = tropische Wirbelstürme) sowie die frontgebundenen und für Nordamerika typischen Tornados. Nordamerika, China und Japan sind die Hauptverbreitungsgebiete.

Cfb-Klima (Buchenklima)



Fagetum

Die Jahres- und Tagesamplituden der Temperatur sind relativ gering. Das Buchenklima entspricht daher dem Prototyp des gemäßigten Klimas. Die Tagesamplituden liegen zwischen 8 K und 13 K und sind im Sommer bei geringer Bewölkung größer als im Winter. Die Jahresamplitude der Temperatur ist im Binnenland (mehr als 22 K) größer als an den Küsten (etwa 13 K). Die Jahresmitteltemperatur liegt zwischen 5°C und 15°C. Winde aus dem Inneren der Festländer führen im Sommer zu kurzfristiger Erhöhung der Maximalwerte, im Winter zur Erniedrigung der Minimalwerte. Dadurch können im Sommer örtlich Temperaturen von über 38 °C erreicht werden. Die Mitteltemperaturen der Wintermonate (Dezember bis Februar) liegen an den Küsten um 1,3 K bis 1,7 K über denen des Binnenlandes. An bis zur Hälfte der Wintertage können die Temperaturen unter dem Gefrierpunkt liegen, langanhaltende Frostperioden treten aber nur selten auf.

Die Jahressumme der Niederschläge beträgt im küstenfernen Tiefland 500 mm bis 750 mm. An den Westküsten sind die Niederschlagssummen größer und können im Stau der Gebirge bis auf nahe 4000 mm ansteigen. Im Winter fallen die Niederschläge mit zunehmender Höhe als Schnee. Während sich die Schneedecke im Tiefland meist nur wenige Tage hält, wächst ihre Dauer mit zunehmender Höhe. An den Westküsten tritt ein Wintermaximum der Niederschläge, im Binnenland ein Sommermaximum auf. Die Zyklonen (Tiefdruckgebiete) der Westwindzone sind die Regenbringer. Im allgemeinen herrscht eine hohe Luftfeuchtigkeit, die eine meist starke Bewölkung bedingt. Nebeltage treten häufig an den Küsten und in den

Kammlagen der Mittelgebirge auf, wogegen die Gipfel der Hochgebirge oft in bzw. über die Wolkendecke ragen. Europa ist das Hauptverbreitungsgebiet.

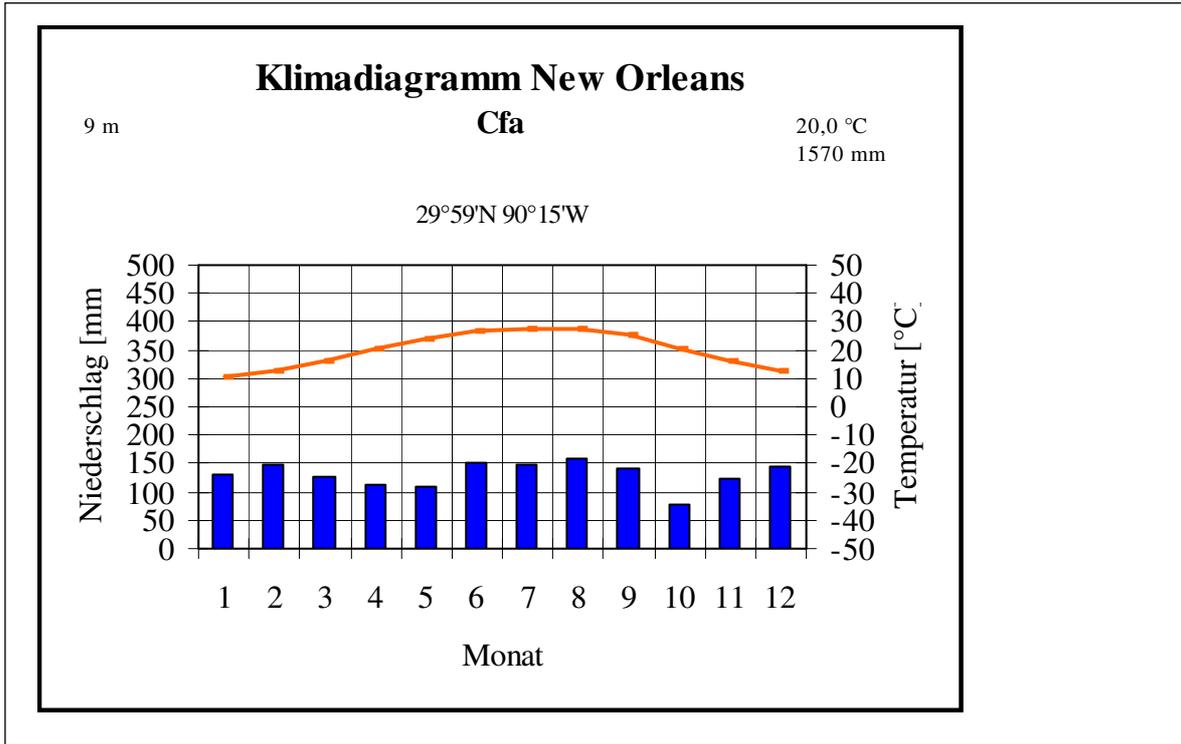
Cfc-Klima (feuchttemperiertes Klima mit kühlen Sommern)

Im Islandklima liegen die Jahresmitteltemperaturen unter denen von Cfa- und Cfb-Klima. Die Jahresamplitude liegt unter 22 K und erreicht bei ozeanischem Einfluß nur etwa 13 K. Hohe Werte der Luftfeuchte sowie die vorherrschende starke Bewölkung verhindern große Tagesschwankungen der Temperatur. Diese liegen bei 7 K bis 8 K. Es dominiert wolkiges, nebliges und regnerisches Wetter. Die Niederschläge zeigen ein Wintermaximum, wobei der Anteil des Schnees am Niederschlag in den hohen Breiten entsprechend größer als in mittleren Breiten ist. Im Norden findet man diesen Klimauntertyp von den Aleuten bis zur Südküste Alaskas, in Nordnorwegen sowie in Schottland, Irland und Island. Typische Vertreter der Südhalbkugel sind die Falkland-Inseln.

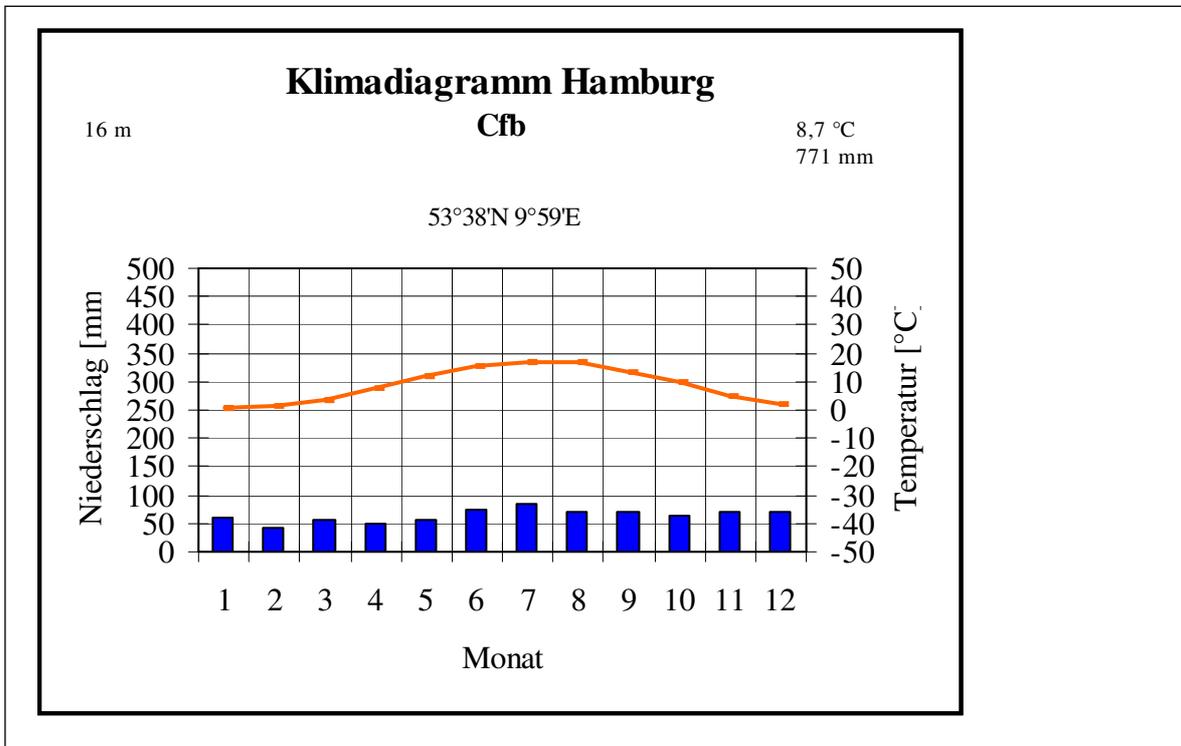


Rhododendron hirsutum

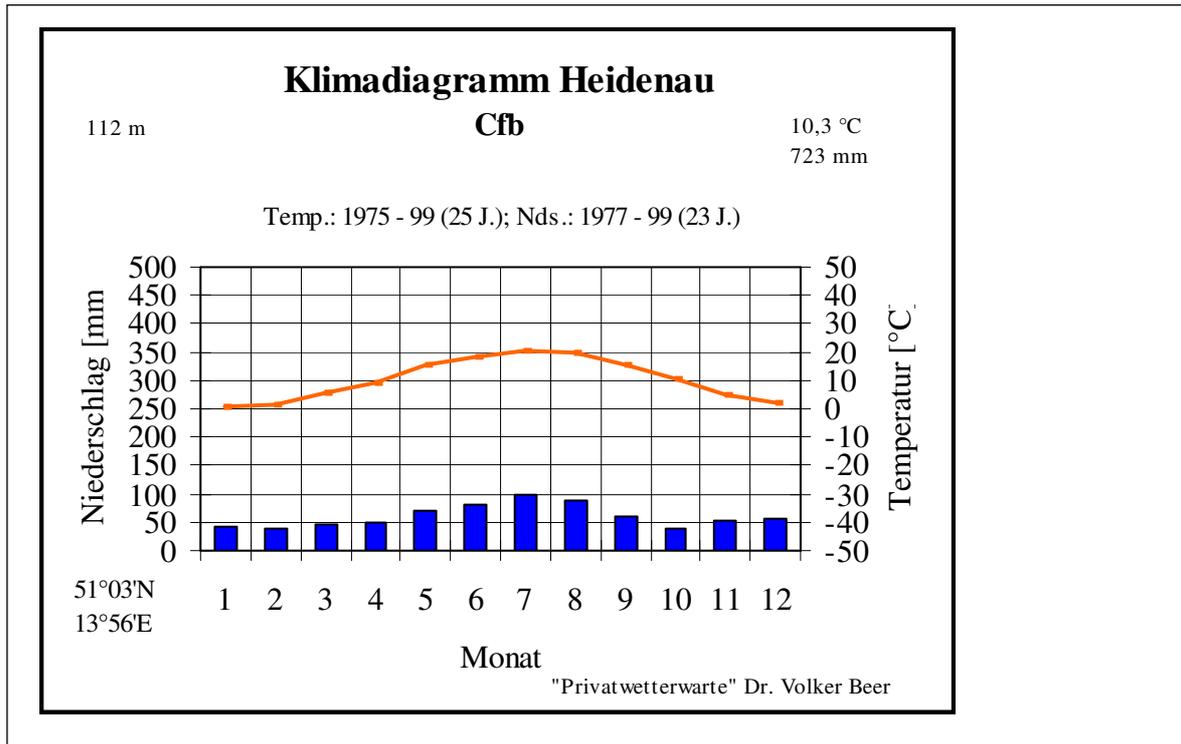
Klimadiagramm 5: Virginisches Klima Cfa



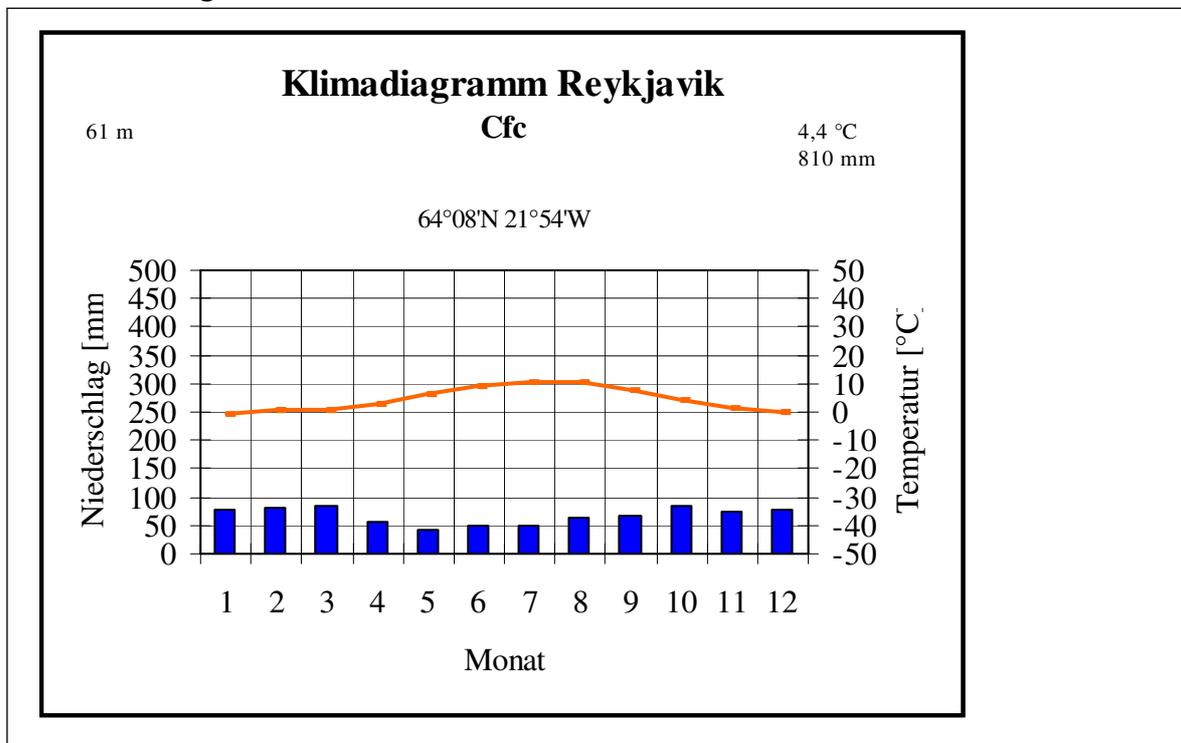
Klimadiagramm 6: Buchenklima Cfb



Klimadiagramm 7: Buchenklima Cfb



Klimadiagramm 8: Islandklima Cfc



Vegetation:

Das Cf-Klima ist durch eine weite Verbreitung des Waldes gekennzeichnet. Nur in äquatornahen Gebieten wie den Pampas Südamerikas dominieren Grasländer. Ansonsten herrschen in den äquatornahen Gebieten immergrüne Laubwälder, gefolgt von laubabwerfenden Wäldern. In den mittleren Breiten dominieren die Mischwälder die in polnäher gelegenen Gebieten von Nadelwäldern abgelöst werden. Kennzeichnend sind die Vegetationszonen der Sommergrünen Laubwälder, der Sommergrünen Laubwälder mit Nadelholz und in polwärts gelegenen Gebieten auch die Immergrünen Borealen Nadelwälder (STRASBURGER et al. 1991, WALTER 1986). Das Buchenklima weist einen großen Reichtum an Waldgesellschaften auf. Im folgendem werden die in Deutschland anzutreffenden Waldgesellschaften aufgeführt (SCHMIDT 1995):

Laub(misch)wälder:

Buchen(misch)wälder

Mesophile Buchen(misch)wälder

Waldmeister-Buchenwald und –Tannen-Buchenwald

Waldgersten-Buchenwald und –Tannen-Buchenwald

Hochmontaner Bergahorn-Buchenwald

Quirlzahnwurz-(Tannen-)Buchenwald

Alpenheckenkirschen-Buchenwald und –Tannen-Buchenwald

Fiederzahnwurz-Buchenwald und –Tannen-Buchenwald

Kleeblattschaumkraut-Buchenwald und –Fichten-Tannen-Buchenwald

Thermophile Orchideen-Buchenwälder

Orchideen- oder Seggen-Buchenwald

Bodensaure artenarme Buchen(misch)wälder

Hainsimsen- oder Moder-Buchenmischwald

Wollreitgras-Fichten-Buchenwald

Eichen(misch)wälder

Hainbuchen-Eichenwälder

Sternmieren-Hainbuchen-Eichenwald

Waldlabkraut-Hainbuchen-Eichenwald

Thermophile Eichen-Trockenwälder

Mitteleuropäischer Flaumeichenwald, Elsbeeren- o. Steinsamen- Eichen-Trockenwald

Felsahorn-Traubeneichen-Trockenwald

Ostmitteleuropäischer oder Fingerkraut-Eichen-Trockenwald

Geißklee-Stieleichen-Trockenwald

Bodensaure Eichen(misch)wälder oder Birken- und Kiefern-Eichenwälder

Honiggras- oder Buchen-Eichenwald

Birken-Stieleichenwald

Birken-Traubeneichenwald oder Westlicher Hainsimsen-Traubeneichenwald

Färberginster-Traubeneichenwald oder Östlicher Hainsimsen-Traubeneichenwald

Preiselbeer- oder Kiefern-Eichenwald

Nadel(misch)wälder:

Tannenwälder, Fichtenwälder und Lärchen-Arvenwald

Tannen-Mischwälder

- Labkraut- oder artenreicher Silikat-Tannenmischwald
- Wintergrün- oder artenreicher Kalk-Tannenmischwald
- Hainsimsen-Fichten-Tannenwald
- Beerstrauch-Fichten-Tannenwald und Kiefern-Tannenwald

Fichtenwälder

- Alpenlattich-Fichtenwald oder Subalpiner Fichtenwald
- Peitschenmoos-Fichtenwald
- Wollreitgras-Fichtenwald oder Herzynischer Fichten-Bergwald
- Lärchen-Arvenwald
- Lärchen-Arvenwald oder Zirbelkiefernwald

Kiefernwälder

Zwergstrauch- oder moosreiche Sand-Kiefernwälder

- Beerstrauch, Heidelbeer- oder Weißmoos-Kiefernwald

Subkontinentale Steppen-Kiefernwälder oder Kiefern-Trockenwälder

- Wintergrün- oder Berghaarstrang-Kiefern-Trockenwald

Schneeheide- oder Kalk-Kiefernwälder

- Echter Schneeheide-Kiefernwald
- Pfeifengras-Kalk-Kiefernwald
- Bergreitgras-Kalk-Kiefernwald

Wälder wassergeprägter Standorte:

Auen- und Niederungswälder (überwiegend) mineralischer Naßstandorte

Erlen-Eschen-Auen-, Quell- und Niederungswälder

- Grauerlen-Auenwald
- Hainmieren-Schwarzerlen-Bachwald
- Traubenkirschen-Erlen-Eschenwald
- Johannisbeeren-Erlen-Eschenwald
- Winkelseggen-Erlen-Eschen-Bach- und Quellwald

Hartholz-Auenwälder

- Eichen-Ulmen- oder Eschen-Ulmen-Auenwald

Weichholz-Auenwälder

- Lavendelweiden-Auengebüsch und –wald
- Bruchweiden-Auengebüsch und –wald
- Silberweiden-Auenwald oder Pappel-Weiden-Auenwald

Bruch- und Moorwälder (überwiegend) organischer Naßstandorte

Erlen-Bruchwälder

Walzenseggen-Erlen-Bruchwald

Moorseggen-Erlen-Bruchwald

Birken-, Kiefern- und Fichten-Moorwälder

Moorbirken-Moorwald, Beerstrauch- oder Torfmoos-Birken-Moorwald

Rauschbeeren- oder Sumpfporst-Kiefern-Moorwald

Rauschbeeren-Moorbirken-Moorgehölz und (Fichten-)Spirken-Moorwald

Rauschbeeren-Fichten-Moorwald

Schlucht-, Blockhalden- und Hangschuttwälder:

Fichten- und Birken-Ebereschen-Blockwälder

Karpatenbirken-Fichten-Blockwald

Streifenfarn-Fichten-Blockwald

Karpatenbirken-Ebereschen-Blockwald

Edellaubbaum-Schlucht-, Schatthang- und Hangschuttwälder

Eschen-Ahorn-Wälder oder Bergahorn-Mischwälder

Eschen-Ahorn-Schlucht- und Schatthangwald oder Linden-Ulmen- Ahornwald

Hochmontaner Bergulmen-Bergahorn-Schlucht- und Steinschuttwald

Giersch- oder Seggen-Ahorn-Eschenwald

Ahorn-Lindenwälder oder Thermophile Linden-Hangschuttwälder

Ahorn-Sommerlinden-Hangschuttwald

(SCHMIDT 1995)

Zur Veranschaulichung der Fruchtbarkeit des Buchenklimas werden im folgenden Waldbiotope (SCHMIDT 1997, 1998a, 1998b, SCHMIDT et al. 1993, 1994, 1995, 1998, 1999, SCHMIDT & LÖFFLER 1996), die in Ostsachsen, speziell im Nationalpark „Sächsische Schweiz“ aufgefunden werden, näher charakterisiert. Es werden hierbei sehr ähnliche Waldbiotope zusammengefaßt und nur ausgewählte, häufige bzw. typische Arten aufgeführt:

Der Birken-Kiefernwald (Weißmoos-Kiefernwald [*Leucobryo-Pinetum*]) und der Kiefern-Traubeneichen(misch)wald (*Vaccinio vitis-idaeae-Quercetum*)



Vorkommen: Felsriffe, Felsgipfel, meist südexponierte schmale Felsbänder welche die Felswände durchziehen, auf armen und ziemlich armen, trockenen und sehr trockenen Standorten (XZ und A3 Standorte). Beispiele: Gipfelbereiche vieler Klettergipfel sowie auf dem Teichstein und dem Kanstein.

Schrammsteinblick

Baumschicht: Gemeine Kiefer (*Pinus sylvestris*), Gemeine Birke (*Betula pendula*), Eberesche (*Sorbus aucuparia*) und teilweise auch Gemeine Fichte (*Picea abies*), Rot-Buche (*Fagus sylvatica*), Trauben-Eiche (*Quercus petraea*).

Strauchschicht: Gemeine Kiefer (*Pinus sylvestris*), Gemeine Birke (*Betula pendula*), Eberesche (*Sorbus aucuparia*) und teilweise auch Gemeine Fichte (*Picea abies*), Rot-Buche (*Fagus sylvatica*), Trauben-Eiche (*Quercus petraea*).

Krautschicht: Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*), Preiselbeere (*Vaccinium vitis-idaea*), Heidekraut (*Calluna vulgaris*), Adlerfarn (*Pteridium aquilinum*), Drahtschmiele (*Deschampsia flexuosa*), Wiesen-Wachtelweizen (*Melampyrum pratense*).

In der Krautschicht dieser anspruchslosen Wäldern armer und ziemlich armer, meist trockener, zum Teil auch feuchter Standorte dominieren *Vaccinium myrtillus* und *Deschampsia flexuosa*. *Vaccinium vitis-idaea* herrscht in hoher Deckung auf den Felsriffen vor. Mit hoher Stetigkeit ist auf den Riffen *Calluna vulgaris* als lichtliebende Art anzutreffen.

Moosschicht: *Leucobryum juniperoideum*.



Vaccinium Myrtillus



Vaccinium vitis idaea



Vaccinium uliginosum

Die Gruppe oligo-mesotropher Buchen(misch)wälder (*Kollin-submontane Höhenform des Luzulo-Fagetum* und dessen Varianten)



Fagenion

Vorkommen: Sandsteinverwitterungsböden mit und ohne Lößlehmauflage, Granitverwitterungsböden auf Ebenheiten und flachen Hängen. Diese Waldgesellschaften stellen den größten Flächenanteil. Die standörtliche Amplitude reicht von frischen, armen (A1) Standorten über ziemlich arme (Z) Standorte bis zu mittleren und trockenen (M3) Standorten. Beispiele: Diese Buchen(misch)wälder würden weite Teile der Ebenheiten, flachen Hänge und breiten Gründe bedecken. Sie wurden durch die Forstwirtschaft stark zurückgedrängt, sind aber beispielsweise am Bösen Horn, und am Roßsteig oberhalb der Wolfsschlüchte in kleineren Beständen anzutreffen.

Baumschicht: Hauptbaumart: Rot-Buche (*Fagus sylvatica*).

Nebenbaumarten: Gemeine Birke (*Betula pendula*), Trauben-Eiche (*Quercus petraea*), Gemeine Kiefer (*Pinus sylvestris*) auf ärmeren Standorten, Berg-Ahorn (*Acer pseudoplatanus*), Hainbuche (*Carpinus betulus*), Gemeine Esche (*Fraxinus excelsior*), Weiß-Tanne (*Abies alba*) auf besser versorgten Standorten.

Durch die Forstwirtschaft wurde im vergangenen Jahrhundert auf diesen Standorten verbreitet die Fichte (*Picea abies*) angebaut und ist daher heute noch häufig anzutreffen.

Strauchschicht: Dominiert durch Verjüngung der Rot-Buche (*Fagus sylvatica*), weiterhin Verjüngung der anderen o. g. Baumarten.

Krautschicht: Drahtschmiele (*Deschampsia flexuosa*), Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*), Hainsimse (*Luzula luzuloides*), Adlerfarn (*Pteridium aquilinum*), Zweiblättrige Schattenblume (*Maianthemum bifolium*), Wald-Reitgras (*Calamagrostis arundinacea*), Pillen-Segge (*Carex pilulifera*), Breitblättriger Dornfarn (*Dryopteris dilatata*), Buschwindröschen (*Anemone nemorosa*).

Moosschicht: *Dicranella heteromalla*.

Die Reichen Buchenwälder (Waldmeister-Buchenwald und –Tannen-Buchenwald [*Galio odorati-Fagetum*])



Auerwild

Vorkommen: auf kräftigen (K) und reichen (R) Standorten. Im Elbsandsteigebiet sind diese Wälder auf die basaltischen Kuppen der „Berge“ sowie deren basaltüberrollten Hänge beschränkt. Beispiele: Reiche Buchenwälder gedeihen auf den Basaltverwitterungsböden des Großen und Kleinen Winterberges. Weiterhin sind sie am Winterbergfuß sowie auf der Hochfläche zwischen den Winterberggipfeln vorhanden.

Baumschicht: Hauptbaumart: Rot-Buche (*Fagus sylvatica*).

Nebenbaumarten: Berg-Ahorn (*Acer pseudoplatanus*), Gemeine Esche (*Fraxinus excelsior*), Berg-Ulme (*Ulmus glabra*), Weiß-Tanne (*Abies alba*), Gemeine Fichte (*Picea abies*), selten auch Trauben-Eiche (*Quercus petraea*), Stiel-Eiche (*Quercus robur*), Hainbuche (*Carpinus betulus*).

Strauchschicht: Dominiert durch Verjüngung der Rot-Buche (*Fagus sylvatica*), weiterhin Verjüngung der anderen o. g. Baumarten.

Krautschicht: Waldmeister (*Galium odoratum*), Purpur-Hasenlattich (*Prenanthes purpurea*), Zwiebel-Zahnwurz (*Dentaria bulbifera*), Wald-Schwingel (*Festuca altissima*), Waldgerste (*Hordelymus europaeus*) Goldnessel (*Galeobdolon luteum*), Einblütiges Perlgras (*Melica uniflora*), Ährige Teufelskrallen (*Phyteuma spicatum*), Vielblütige und Quirlblättrige Weißwurz (*Polygonatum multiflorum*, *P. verticillatum*), Buchenfarn (*Phegopteris connectilis*), Eichenfarn (*Gymnocarpium dryopteris*).

Moosschicht: Hoher Artenreichtum an Moosen.

Der Fichten-Tannen-Buchenwald ((*Sub*)montane Höhenform des Luzulo-Fagetum)



Vorkommen: Der Fichten – Tannen – Buchenwald ist an das Inversionsklima der Schluchten und an Standorte ziemlich armer Trophie gebunden. Somit ist das Vorkommen dieses Waldes auf die Schluchten und Schatthänge des Sandsteingebietes begrenzt.

Luchs

Beispiele: Großer Zschand sowie Bereiche der Talsohlen der Pechschluchte, Hüllenschluchte, Richterschluchte, Weberschluchte, Sandschluchte, Schwarzen Schluchte, Hickelschluchte, Weißtan-nenschluchte. Heute größtenteils von Fichtenforsten überprägt.

Baumschicht: Meist mehrschichtige, vertikal reich strukturierte Bestände. Infolge der Bewirtschaftung dominiert die Gemeine Fichte (*Picea abies*). Rot-Buche (*Fagus sylvatica*) und Weiß-Tanne (*Abies alba*) sind unterrepräsentiert.

Strauchschicht: Verjüngung von *Pinus sylvestris*, *Fagus sylvatica* und *Abies alba*. Weiterhin tritt Stiel- und Trauben-Eiche (*Quercus robur*, *Q. petraea*), Faulbaum (*Frangula alnus*) und Eberesche (*Sorbus aucuparia*) auf.

Krautschicht: Drahtschmiele (*Deschampsia flexuosa*) und Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*) treten häufig mit hoher Artmächtigkeit auf. Die Zweiblättrige Schattenblume (*Maianthemum bifolium*) als Art, die für nährstoffarme und saure Standorte typisch ist, gedeiht ebenfalls hier wie auch Arten mit subozeanischem oder borealem Verbreitungsschwerpunkt wie beispielsweise der Europäische Siebenstern (*Trientalis europaea*). Weitere typische Arten:

Wolliges Reitgras (*Calamagrostis villosa*) montan-subozeanischer Verbreitungsschwerpunkt, höchste Deckungsgrade in Bestandeslücken und an Wegrändern.

Harz-Labkraut (*Galium hircynicum*) temperat-ozeanische, submontan bis montan verbreitete Art.

Zittergras-Segge (*Carex brizoides*), Breitblättriger Dornfarn (*Dryopteris dilatata*), Gemeiner Frauenfarn (*Athyrium filix-femina*), Eichenfarn (*Gymnocarpium dryopteris*).

Moosschicht: Hoher Artenreichtum an Moosen.

Charakteristisch für diese Schluchtstandorte sind *Plagiothecium undulatum* und *Bazzania trilobata*. Häufig, aber auch in anderen Waldgesellschaften vorkommend sind *Polytrichum commune*, *Lophocolea bidentata*, *Dicranum scoparium*, *Plagiothecium curvifolium*, *Tetraphis pellucida*, *Mnium hornum*, *Pohlia nutans* und *Dicranella heteromalla*.

Der Edellaubbaum Schlucht- und Schatthangwald (*Fraxino-Aceretum pseudoplatani*)

Vorkommen: Westlich der Lausitzer Überschiebung (auf Granit) in den Kerbtälern der rechtsseitigen Hänge des Kirnitzschtales sowie in verschiedenen Abschnitten des Kirnitzschtales. Die Standorte sind mittel bis kräftig und überdurchschnittlich wasserversorgt.

Baumschicht: Hauptbaumarten: Berg-Ahorn (*Acer pseudoplatanus*), Rot-Buche (*Fagus sylvatica*), Fichte (*Picea abies*), Gemeine Esche (*Fraxinus excelsior*).

Nebenbaumarten: Hainbuche (*Carpinus betulus*), Weiß-Tanne (*Abies alba*), Schwarz-Erle (*Alnus glutinosa*), Trauben-Eiche (*Quercus petraea*), Berg-Ulme (*Ulmus glabra*), Stiel-Eiche (*Quercus robur*), Spitz-Ahorn (*Acer platanoides*), Zitter-Pappel (*Populus tremula*), Vogel-Kirsche (*Prunus avium*), Winter-Linde (*Tilia cordata*), Eberesche (*Sorbus aucuparia*), Sal-Weide (*Salix caprea*).

Strauchschicht: Verjüngung o. g. Arten, Schwarzer Holunder (*Sambucus nigra*), Hirsch-Holunder (*Sambucus racemosa*), Gemeine Hasel (*Corylus avellana*), Trauben-Kirsche (*Prunus padus*), Gemeines Pfaffenhütchen (*Eonymus europaea*), Rote Johannisbeere (*Ribes rubrum*).

Krautschicht: Gemeiner Frauenfarn (*Athyrium filix-femina*), Sauerklee (*Oxalis acetosella*), Gemeiner Wurmfarne (*Dryopteris filix-mas*), Wald-Bingelkraut (*Mercurialis perennis*), Fuchssches Greiskraut (*Senecio fuchsii*), Waldmeister (*Galium odoratum*),

Flattergras (*Milium effusum*), Hasenlattich (*Prenanthes purpurea*) Breitblättriger Dornfarn (*Dryopteris dilatata*), Großblütiges Springkraut (*Impatiens noli-tangere*), Große Brennessel (*Urtica dioica*), Hain-Sternmiere (*Stellaria nemorum*), Gewürzhafter Kälberkropf (*Chaerophyllum hirsutum*), Buschwindröschen (*Anemone nemorosa*), Winkel-Segge (*Carex remota*).

Moosschicht: große Artenvielfalt mit anspruchsvolleren Arten wie *Mnium hornum*, *Atrichum undulatum*, *Rhizomnium punctatum* und *Plagiomnium undulatum*.

Die Bachwälder (Erlen-Eschen Bachwald [*Stellario Alnetum*], Erlen-Quellwald [*Carici-remotae-Fraxinetum*])

Vorkommen: In Bachtälchen mit ausgeprägter Talsohle. Da diese Standorte weitestgehend in Wiesen umgewandelt wurden, sind diese Wälder nur in einigen Resten vorhanden. Im Granitgebiet sind diese Wälder auf kräftigen (K), im Sandsteingebiet auf mittleren und ziemlich armen (M und Z) Standorten anzutreffen. Reste dieser Wälder sind im Kirnitzschtal oberhalb der Mündung des Nassen Grundes und im Großen Zschand vorhanden.

Baumschicht: Hauptbaumarten: Gemeine Esche (*Fraxinus excelsior*), Schwarz-Erle (*Alnus glutinosa*).

Nebenbaumarten: Fichte (*Picea abies*), Stiel-Eiche (*Quercus robur*), Berg-Ahorn (*Acer pseudoplatanus*), selten treten Rot-Buche (*Fagus sylvatica*), Gemeine Birke (*Betula pendula*), Hainbuche (*Carpinus betulus*), Berg-Ulme (*Ulmus glabra*), Winter-Linde (*Tilia cordata*), Rot-Eiche (*Quercus rubra*), Zitter-Pappel (*Populus tremula*), Eberesche (*Sorbus aucuparia*) auf.

Strauchschicht: Diese weist eine sehr große Artenvielfalt aber keine nennenswerte Naturverjüngung auf.

Krautschicht: Diese ist ebenfalls durch eine große Artenvielfalt gekennzeichnet. Besonders typisch sind Zittergras-Segge (*Carex brizoides*), Hain-Sternmiere (*Stellaria nemorum*), Gewürzhafter Kälberkropf (*Chaerophyllum hirsutum*), Buschwindröschen (*Anemone nemorosa*). Im Großen Zschand sind Kriechender Hahnenfuß (*Ranunculus repens*), Wald-Simse (*Scirpus sylvaticus*) und Wolliges Reitgras (*Calamagrostis villosa*) vertreten.

Moosschicht: *Leucobryum juniperoideum*, *Dicranodontium denudatum*, *Bazzania trilobata*.

Böden:

Die Verwitterung erfolgt gleichermaßen durch chemische und mechanische Vorgänge. In polnäher gelegenen Gebieten und in den Gebirgen überwiegt die mechanische Verwitterung. Braunerden sind am weitesten verbreitet. Im virginischen Klima treten aber auch Rot-, Gelb- und Schwarzerden in Erscheinung. In den polnahen Gebieten überwiegen Bleicherden und Moorböden. In den Gebirgslagen und Hochländern treten vermehrt Skelettböden in Erscheinung. Im Buchenklima treten in den Tiefländern infolge der pleistozänen Vereisungen neben den verbreiteten und charakteristischen Braunerden auch großflächig Sandböden auf (SCHEFFER et al. 1998, REHFUESS 1990).

Viola biflora



4. Literaturverzeichnis:

- BEER, V. (1995): Pigmentgehalt an Fichten unterschiedlichen Schädigungsgrades im Osterzgebirge. AFZ 50: 804 - 806.
- BEER, V. (1996): Ökosystemare Zusammenhänge. Sächsische Schweiz Initiative, H. 12: 29 - 31.
- BEER, V. (1997): Pigmentgehalt an Fichten unterschiedlichen Schädigungsgrades. Vergleich der Vegetationsperioden 1995 und 1994 am Standort Oberbärenburg. AFZ/Der Wald 52: 35 - 36.
- BROWN, L. R.; DURNING, A.; FLAVIN, CH.; HEISE, L.; JACOBSON, J.; SHEA, C. P.; POSTEL, S.; RENNER, M.; STARKE, L. (1989): State of the World 1989. A Worldwatch Institute Report on Progress Toward a Sustainable Society. New York: W. W. Norton & Company.
- BROWN, L. R.; DURNING, A.; FLAVIN, CH.; FRENCH, H.; JACOBSON, J.; LOWE, M.; POSTEL, S.; RENNER, M.; STARKE, L.; YOUNG, J. (1990): State of the World 1990. A Worldwatch Institute Report on Progress Toward a Sustainable Society. New York: W. W. Norton & Company.
- BROWN, L. R.; DURNING, A.; FLAVIN, CH.; FRENCH, H.; JACOBSON, J.; LENSSEN, N.; LOWE, M.; POSTEL, S.; RENNER, M.; RYAN, J.; STARKE, L.; YOUNG, J. (1991): State of the World 1991. A Worldwatch Institute Report on Progress Toward a Sustainable Society. New York: W. W. Norton & Company.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. 5. Aufl., Stuttgart: Ulmer.
- GALLIKOWSKI, C. (1999): Agenda 21. UWSF - Z. Umweltchem. Ökotox. 11: 1.
- GLASER, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt.
- HEYER, E. (1988): Witterung und Klima - Eine allgemeine Klimatologie. Leipzig: BSB B. G. Teubner Verlagsges.
- HUPFER, P. (1989): Klima im mesoräumigen Bereich. Abh. Meteorol. Dienst DDR, Nr. 141: 181 - 192.
- HUPFER, P. (1996): Unsere Umwelt: Das Klima. Stuttgart, Leipzig: B. G. Teubner Verlagsges.
- HUPFER, P.; KUTTLER, W. (1998): Witterung und Klima. Stuttgart, Leipzig: B. G. Teubner Verlagsges.
- IPCC (2008): Climate Change 2007: Synthesis Report, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2008, ISBN 92-9169-122-4

- IPCC (2013): Working Group I contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5), Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Approved Summary for Policymakers. Stockholm, 26 September 2013
- LAUBE, J; SPARKS, T. H.; ESTRELLA, N.; HÖFLER, J; ANKERST, D. P.; MENZEL, A. (2014): Chilling outweighs photoperiod in preventing precocious spring development; *Global Change Biology* Volume 20, Issue 1, pages 170–182, January 2014
- PFISTER, Ch. (1985): *Klimageschichte der Schweiz 1525 bis 1860*. Bern – Stuttgart, Haupt.
- RAHMSTORF, S. (1999): Die Welt fährt Achterbahn. *Süddeutsche Zeitung*, Nummer 150, 3./4. Juli 1999.
- REHFUESS, K. E. (1990): *Waldböden*. Hamburg, Berlin: Parey.
- SAFT, G. (1988): In 50 Jahren: Mehr Sonne, weniger Wasser. *Sächsische Zeitung* v. 24.11. 2000, Dresden.
- SCHEFFER, F.; SCHACHTSCHABEL, P. (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart: Ferdinand Enke Verl.
- SCHLEGEL-SEMINAR RIEDLINGEN (1995): Prima Klima oder wird der Wald leiden? *AFZ/Der Wald* 50: 990 - 994.
- SCHMIDT, P. A. (1993a): Gedanken zum Naturschutz im Wald. *Beitr. Forstwirtsch. u. Landschaftsökol.* 27: 9 - 13.
- SCHMIDT, P. A. (1993b): Veränderung der Flora und Vegetation von Wäldern unter Immissionseinfluß. *Forstw. Cbl.* 112: 213 - 224.
- SCHMIDT, P. A. (1994): Vegetationswandel in waldbestockten Schutzgebieten sächsisch-böhmischer Grenzgebirge. In: 24. Deutscher Schulgeographentag Dresden vom 19. - 24. 9. 1994. Tagungsband TU Dresden. S. 60 - 63.
- SCHMIDT, P. A. (1995): Übersicht der natürlichen Waldgesellschaften Deutschlands. *Schr.-R. Sächs. Landesanst. Forsten* H. 4, Graupa.
- SCHMIDT, P. A. (1997): Naturnahe Waldbewirtschaftung - Ein gemeinsames Anliegen von Naturschutz und Forstwirtschaft. *Naturschutz u. Landschaftsplanung* 29, 3: 75 - 83.
- SCHMIDT, P. A. (1998a): Ökologischer Waldumbau als Renaturierung? *Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie* 29: 595 - 600.
- SCHMIDT, P. A. (1998b): Potentielle natürliche Vegetation als Entwicklungsziel naturnaher Waldbewirtschaftung? *Forstw. Cbl.* 117: 193 - 205.

- SCHMIDT, P. A.; GNÜCHTEL, A.; WAGNER, W.; DRECHSLER, M.; MIHM, M.; KÖHLER, S. (1998): Zuordnung der natürlichen Waldgesellschaften zu den Standortsformengruppen (Ökogramme). Schr.-R. Sächs. Landesanst. Forsten, H. 15, Graupa.
- SCHMIDT, P. A.; GNÜCHTEL, A.; KRAUSE, S.; MEIER, B.; WAGNER, W.; HANSPACH, D.; MARSCH, M.; TSCHIEDEL, J.; WEBER, A. (1993): Erarbeitung eines Pflege- und Entwicklungsplanes für die Wälder im Nationalparkteil Hintere Sächsische Schweiz. Projektbericht, TU Dresden, Abt. Forstwirtschaft Tharandt.
- SCHMIDT, P. A.; DENNER, M.; DÖRING, N. (1999): Exkursionsbegleiter Nationalpark Sächsische Schweiz. TU Dresden, Abt. Forstwirtschaft Tharandt.
- SCHMIDT, P. A.; LÖFFLER, B. (1994): Vegetationskundliche Bearbeitung der Wälder im Nationalpark Sächsische Schweiz, Teil Hintere Sächsische Schweiz. Projektbericht, TU Dresden, Fachrichtung Forstwissenschaften Tharandt.
- SCHMIDT, P. A.; LÖFFLER, B. (1996): Abschlußbericht zum Projekt „Vegetationskundliche Untersuchungen der Wälder im Nationalpark Sächsische Schweiz.“ Projektabschlußbericht, TU Dresden, Fachrichtung Forstwissenschaften Tharandt.
- SCHMIDT, P. A.; POHL, R. (1990): Alphabetisches Verzeichnis der Waldbodenpflanzen und ihre Zuordnung zu den ökologisch-soziologischen Artengruppen. Lehrmaterial, TU Dresden, Abt. Forstwirtschaft Tharandt.
- SCHMIDT, P. A.; WILHELM, E. - G. (1995): Die einheimische Gehölzflora - ein Überblick. Beitr. Gehölzkunde. Rinteln: Gartenbild Heinz Hansmann GmbH & Co. KG.
- SIEFERMANN - HARMS, D. (1989): Physiologische und biochemische Untersuchungen zur montanen Vergilbung von Fichten - Teil II: Erste Ergebnisse vom PEF. Forschungsschwerpunkt Freudenstadt. 5. Statuskolloquium des PEF vom 7. - 9. März 1989 im Kernforschungszentrum Karlsruhe. KfK - PEF 50: 293 - 303.
- SIEFERMANN - HARMS, D.; LISIECKI, K.; STEEGEBORN, J. (1990): Vergilbung geschädigter Fichten - Was geschieht im Photosyntheseapparat? KfK - Nachr. 22: 33 - 38.
- SIEFERMANN - HARMS, D.; BOXLER - BALDOMA, C.; EINIG, W.; GODDE, D.; HEUMANN, H. - G.; SCHNECKENBURGER, H.; WILPERT, K. (1997): Untersuchungen zur Vergilbung einer Fichte auf montanem, durch Mg-Mangel gekennzeichnetem Standort. Ergebnisse der 2. Freilandstudie am Standort Freudenstadt/Schöllkopf (1993 - 1996). Forschungszentrum Karlsruhe, FZKA-PEF 165.
- SLOVIK, S.; KAISER, W.; KÖRNER, CH.; KINDERMANN, G.; HEBER, U. (1992a): Quantifizierung der physiologischen Kausalkette von SO₂-Immissionsschäden

- (I). Ableitung von SO₂-Immissionsgrenzwerten für akute Schäden an Fichte. AFZ 47: 800-805.
- SLOVIK, S.; HEBER, U.; KAISER, W.; KINDERMANN, G.; KÖRNER, CH. (1992b): Quantifizierung der physiologischen Kausalkette von SO₂-Immissionsschäden (II) Ableitung von SO₂-Immissionsgrenzwerten für chronische Schäden an Fichte. AFZ 47: 913-920.
- SLOVIK, S. (1993): Analysis and quantification of long-term effects of SO₂ immission on spruce forests. Inst. f. Biowissenschaften d. Universität Würzburg.
- SLOVIK, S.; SIEGMUND, A.; KINDERMANN, G.; RIEBELING, R.; BALAZS, A. (1995): Stomatal SO₂-Uptake and sulfate accumulation in needles of Norway spruce stands (*Picea abies*) in Central Europe. *Plant and Soil* 1995: 168-169, 405-419.
- STRASBURGER, E.; NOLL, F.; SCHENK, H.; SCHIMPER, A. F. W. (1991): Lehrbuch der Botanik. 33. Aufl. Stuttgart, Jena, New York: Fischer
- WEIHENSTEPHANER FORSTTAGE UND DER TREIBHAUSEFFEKT (1994): Wälder der Zukunft müssen naturnah sein. AFZ 49: 1061 - 1064.
- WALTER, H. (1986): Allgemeine Ökologie. Stuttgart: UTB.
- WIESE, CH.; SLOVIK, S.; KAISER, W. (1996): Wirkungen hoher SO₂ - Konzentrationen auf Fichte, Stechfichte, Waldkiefer und Latsche. AFZ/Der Wald 51: 570-572.

Websites:

AGU Homepage – American Geophysical Union	http://www.agu.org/
Alfred Wegener Institut Bremerhaven	http://www.awi-bremerhaven.de/
AMS – American Meteorological Society	http://www.ametsoc.org/
British Atmospheric Data Centre	http://www.badc.rl.ac.uk/
Centre for Atmospheric Science, Cambridge Univ.	http://www.atm.ch.cam.ac.uk/
Centre f. Atmosphere Ocean Science USA	http://caos.cims.nyu.edu/page/home
Open Universiteit in the Netherlands	http://www.ouh.nl/nw/CLIM.html
Danmarks Meteorologiske Institut	http://www.dmi.dk/
Department of Meteorology, Univ. of Reading	http://www.met.rdg.ac.uk/
Deutsches Klimarechenzentrum	http://www.dkrz.de/
Deutscher Wetterdienst	http://www.dwd.de/
DLR – Inst. f. Physik d. Atmosphäre	http://www.op.dlr.de/NE-PA/index.html
European Centre f. Medium Range Weather Forecast	http://www.ecmwf.int/
FU – Berlin, Inst. f. Meteorologie	http://www.met.fu-berlin.de/
Forschungszentrum Jülich	http://www.fz-juelich.de/portal/DE/Home/home_node.html
Glaziologie Österreich – Institute Gletscherforschung in Österreich	http://www.glaziologie.at
Institut für Gebirgsforschung: Mensch und Umwelt (IGF)/Innsbruck	http://www.mountainresearch.at
Institut für Meteorologie and Geophysik, Universität Innsbruck	http://www.imqi.uibk.ac.at
Klimadiagramme weltweit	http://www.klimadiagramme.de
Kommission für Erdmessung und Glazeologie, Abteilung Glazeologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften	http://www.glaziologie.de/
Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut	http://www.knmi.nl/
Max-Planck-Inst. f. Chemie Mainz	http://www.mpch-mainz.mpg.de/
Max-Planck-Inst. f. Meteorologie Hamburg	http://www.mpimet.mpg.de/
Meteo France	http://www.meteo.fr/
National Centre for Atmospheric Research	http://www.ncar.ucar.edu/
National Oceanic and Atmospheric Administration	http://www.noaa.gov/
Royal Meteorological Society	http://www.rmets.org/index.php
Schweizerisches Gletschermessnetz	http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/glaciers/untgrindelwald.html
Stratospheric Processes and their Role in Climate	http://www.sparc-climate.org/
UK Met. Office	http://www.metoffice.gov.uk/
Univ. Frankfurt, Inst. f. Meteorol. u. Geophysik	http://www.geo.uni-frankfurt.de/iau/index.html
Univ. Karlsruhe, Wetterzentrale	http://www.wetterzentrale.de/doc/esys/sw_karl.html
Univ. Köln, Inst. f. Geophysik u. Meteorologie	http://www.uni-koeln.de/math-nat-fak/geomet/index.html
US National Weather Service	http://weather.gov/
Wissen Online	http://www.rp-online.de
World Meteorological Organization	http://www.wmo.ch/
Zentralanstalt für Meteorologie u. Geodynamik/Wien	http://www.zamg.at
Fünfter Sachstandsbericht des IPCC (2013/14)	http://www.de-ipcc.de/de/200.php