

3 Die Waldböden und ihre Einflussfaktoren

E. Grüneberg¹, C. T. Aydın¹², R. Baritz³, G. Milbert⁷

3.1 Einleitung

Mit einer Fläche von insgesamt 11,4 Mio. Hektar beträgt der Waldanteil in Deutschland 32 % (BMEL 2014). Daher sind Waldböden aufgrund ihres Flächenanteils von zentraler Bedeutung für den Naturhaushalt, zumal die Erhaltung ihrer Leistungsfähigkeit die Erfüllung vieler Funktionen sichert. Waldböden sind nicht nur Produktionsgrundlage der Forstwirtschaft, sondern sie filtern und speichern Wasser (Neary *et al.* 2009), sind Lebensraum für eine vielfältige Bodenlebewelt (Lavelle *et al.* 1995) sowie Standort und Nährstoffquelle für die Vegetation (Ellenberg 1979). Sie puffern eingetragene sowie im Ökosystem gebildete Säuren und sind gleichzeitig Reaktionsraum für bodenchemische Prozesse (Ulrich 1981). Sie speichern erhebliche Mengen an Kohlenstoff (C) und Stickstoff (N) und sind damit ein wichtiges Element im Kreislauf klimarelevanter Spurengase wie Kohlenstoffdioxid (CO₂), Lachgas oder Methan (de Vries & Posch 2011, Janzen 2004). Funktionsfähige Böden sind eine wesentliche Voraussetzung für stabile Waldökosysteme und für eine nachhaltige, naturnahe Waldbewirtschaftung. Im Vergleich zu anderen Ökosystemen werden die Wälder in Deutschland extensiv bewirtschaftet, wodurch sie vergleichsweise naturnahe und ungestörte Ökosysteme darstellen.

Dennoch unterliegen Waldökosysteme einer Belastung, was deren Stabilität und Vitalität einschränkt. Zu Veränderungen der Waldböden führten einerseits Einträge anthropogener Säurebildner (Erkenberg *et al.* 1996) und andererseits Einträge durch Basen als Asche- und Kalkstäube (Hartmann *et al.* 2009). Besonders in jüngster Zeit führte die zunehmende Stickstoff (N)-Fracht in den Depositionen zu Veränderungen des Nährstoffgleichgewichts (Wolff & Riek 1996). Um diesen anthropogenen sauren Stoffdepositionen zu begegnen, wird in einigen Bundesländern eine Erhöhung der Pufferfähigkeit von Waldböden durch die Bodenschutzkalkung angestrebt (Evers *et al.* 2008). Waldböden sind somit trotz einer eingeschränkten direkten Bearbeitung in ihrem Bodenchemismus verändert worden, zumal sie häufig nur schwache Puffereigenschaften besitzen.

Im Folgenden werden die durch die bundesweite Bodenzustandserhebung beprobten Inventurpunkte hinsichtlich ihrer geologischen, pedologischen und ökologischen Eigenschaften beschrieben. Darüber hinaus erfolgt eine Charakterisierung des Klimas, des stockenden Bestands und der anthropogenen Stoffeinträge. Die hier präsentierte Darstellung beruht weitgehend auf ausgewählten Auswertungsstraten und dient in den anschließenden Kapiteln als Basis für themenbezogene Analysen.

3.2 Räumliche Gliederung

3.2.1 Geologisch-geomorphologische Großlandschaften

Die folgenden Abgrenzungen der geologisch-geomorphologischen Großlandschaften für die Waldstandorte beziehen sich auf die waldökologischen Naturräumen Deutschlands (Aldinger & Gauer 2005). Die darin vorgestellten Großlandschaften bilden eine übergeordnete Ebene der naturräumlichen Landschaftsgliederung, die einem typischen von Nord nach Süd verlaufenden stratigrafischen Aufbau folgt (Abb. I-3-1). Dabei lassen sich sechs Großlandschaften unterscheiden. Im Norden erstrecken sich die periglazialen Flachlandschaften des Norddeutschen Tieflands, das sich in den Einzugsbereichen von Rhein, Ems, Weser, Elbe und Oder erstreckt. Das Gebiet reicht bis zum Mittelgebirgsrand und umfasst sowohl die verflachten Altmoränenlandschaften der Saale- und Elstervereisung als auch die stärker bewegten Jungmoränenlandschaften der Weichselvereisung. Das Norddeutsche Tiefland ist durch unterschiedlichste eiszeitliche Ablagerungen wie Geschiebemergel/-lehm der Grundmoräne, glazilimnische Beckenschluffe und -tone, fluviatile und glazifluviatile Sande und Schotter sowie äolische Bildungen wie Löss- und Flugsande vor. Typische Böden sind Braunerden, Parabraunerden, Fahlerden, Podsole, Pseudogleye, Gleye sowie Nieder- und Hochmoore. Im Übergangsbereich vom Norddeutschen Tiefland zur Mittelgebirgsschwelle ist dieser am Ostrand eine breite Zone von Lösshügelländern vorgelagert. Als geologischer Untergrund dominieren Lössablagerungen, die z.T. an den Rändern von älteren pleistozänen Überschiebungen überlagert werden. Die typischen Landschaftsformen sind Lössböden, die aufgrund ihrer positiven Bodeneigenschaften bevorzugt landwirtschaftlich und damit weniger als Waldstandorte genutzt werden. Am Nordrand der Deutschen Mittelgebirgsschwelle treten aufgeschleppte Schichten der Trias und des Tertiärs aus dem Untergrund des Norddeutschen Tieflands an die Oberfläche. Im Hessischen und Niedersächsischen Bergland gibt es zahlreiche Becken mit Tertiärfüllungen. Dennoch dominiert Bundsandstein, wobei Basalte und Tuffe häufig vorkommen. Im Westen des Gebiets bildet das Rheinische Schiefergebirge eine kompakte, flachwellige Rumpffläche, die durch Flüsse teilweise steil eingeschnitten ist. Neben der Rumpfflächenbildung sind unterschiedliche Gesteine wie Vulkanite, Quarzite und Karbonatgesteine landschaftsprägend. In südlicher Richtung schließt sich das Saar-Nahe-Bergland mit seinen permokarbonischen Sedimenten und Eruptivgesteinen an. Auf den periglazialen Verwitterungs- und Umlagerungsdecken überwiegen basenreiche bis basenarme, flach- bis mittelgründige Braunerden. Die Deutsche Mittelgebirgsschwelle wird im Norden vom Harz dominiert, an dem sich südlich die Ausläufer des Thüringer Walds und das Thüringisch-Sächsisches Mittelgebirge sowie im Randbereich der Böhmisches Scholle der Oberpfälzer und Bayerische Wald anschließen. Diesen Landschaftsraum prägt besonders Kristallingestein, aus dem sich aus periglazial aufgearbeiteten Decklagen häufig Ranker, Braunerden und Podsole entwickelten. Am Ostrand des Oberrheintalgrabens, im Einzugsgebiet von Main und Neckar sowie nördlich der Donau erfolgte eine Anhebung des kristallinen Untergrunds, die im Süden stärker ausgeprägt ist als im Norden. Hierdurch bildete sich die Mesozoische Schichtstufenlandschaft heraus, deren Sedimentdecke entsprechend der Härteunterschiede als Schichtstufen fächerförmig heraus-

präpariert wurde. Den größten Teil dieser Landschaftsform bilden Sedimentgesteine aus dem Trias, dem Jura und der Kreidezeit. Hauptverbreitungsgebiete sind Schwaben, Franken und Südwest-Thüringen. Als Gesteine herrschen überwiegend Kalk- und Mergelgesteine, untergeordnet auch Dolomit sowie sandig-tonige Sedimente vor, allerdings führte tertiärer Vulkanismus zu zahlreichen Tuffschloten und Basaltvorkommen. Aus den karbonatischen Gesteinen entwickelten sich bevorzugt frische bis wechselfeuchte basenreiche lehmig-tonige Pararendzinen, Braunerden, Parabraunerden und Pseudogleye. Im Verbreitungsgebiet der überwiegend karbonatfreien Sand-, Schluff- und Tonsteine entstanden basenarme bis basenreiche frische bis wechselfeuchte Braunerden, Pseudogleye und Pelosole. Mesozoische und tertiäre Sedimentpakete von 3-4 km Mächtigkeit bilden zwischen Donau und Alpennordrand das Deutsche Alpenvorland. Dort haben Alpengletscher mit ihren Vorstößen in den Norden großflächig Moränen und Schotterkörper hinterlassen. Nördlich daran schließen sich bis hin zur Donau weiträumige Löss- und Lösslehmflächen an. Besonders im Altmoränengebiet treten Pseudogley-Parabraunerden auf, während auf den meist sandig-kiesigen Moränensedimenten der Jungmoränengebiete Parabraunerden dominieren. Als natürliche Grenze im Süden Deutschlands haben die Deutschen Alpen einen kleinen Anteil an den eigentlichen Kalkalpen, die überwiegend aus sandigen und kalkigen Sedimentgesteinen der Unteren und Mittleren Trias bis zum Jura bestehen. Nördlich schließen sich Helvetikum- und Flyschzone der Kreidezeit und Voralpenberge mit tonig-mergeligen bis sandig-kiesigen Sedimenten des Alttertiärs an, während sich südlich der Kalkalpen die Zentralalpen mit Gesteinen des Altpaläozoikums erstrecken. Die Standorte werden durch einen engräumigen Wechsel von meist flachgründigen lehmig-steinigen bis grusigen Böden geprägt, wobei die Palette an Bodentypen von Gesteinsrohböden über Ranker und Rendzinen bis zu Pararendzinen und Braunerden reicht.

3.2.2 Klima

Deutschland befindet sich in der Zone des warm-gemäßigten Regenklimas der mittleren Breiten im Übergangsbereich zwischen dem maritim geprägten Klima Westeuropas, in dem westliche Luftströmungen ganzjährig für Niederschläge und einen gedämpften Temperaturjahresgang sorgen, und dem kontinentalen Klima Osteuropas, das durch starke jahreszeitliche Temperaturschwankungen geprägt ist. Die Alpen im Süden schirmen Deutschland gegenüber mediterranen Klimaeinflüssen weitgehend ab, während im Norden Deutschlands die Nord- und Ostsee zur Dämpfung klimatischer Einflüsse aus Nordeuropa beitragen. Die überwiegend aus dem Westen wehenden Winde sorgen durch den Herantransport feuchter Luftmassen ganzjährig für Niederschläge, relativ milde Winter und nicht zu heiße Sommer. Von Nordwest nach Südost nimmt jedoch der ozeanische Einfluss allmählich ab. Die Westströmung kann allerdings auch durch sehr langlebige Hochdruckgebiete blockiert werden, so dass es zu sehr kalten Wintern und heißen, trockenen Sommern kommen kann. Weiterhin wird das Klimageschehen durch die in Deutschland von Nord nach Süd zunehmende Höhe über dem Meeresspiegel bestimmt, wobei sich weitere regionale Differenzierungen der Temperatur- und Niederschlagsverteilung durch die Lage und Höhe der Gebirgszüge und der damit einhergehenden Luv- und Leeeffekte ergeben.

Insgesamt zeichnen sich die Tiefländer durch relativ warmes, trockenes, sonniges Klima aus, während höhere Lagen, wie die Kammzonen der Gebirge, kühl, niederschlags- und wolkenreich sind. In den mittleren Hanglagen der Mittelgebirge findet sich kleinräumig oft ein besonders warmes Klima, da diese Bereiche einerseits durch ihre geringe Höhe relativ windgeschützt und bei normaler Temperaturschichtung mild sind, jedoch bei Inversionslagen aus nebelreicher, kalter Luft herausragen.



Abb. I-3-1: Übersicht der Geologisch-Geomorphologischen Großlandschaften Deutschlands.

Um das Klima in Deutschland regional charakterisieren zu können, beziehen sich im Folgenden die klimatischen Angaben auf Wuchsgebiete (Aldinger & Gauer 2005). Diese Darstellung bietet sich an, da sich Wuchsgebiete als Großlandschaften nicht nur durch ihren geologisch-geomorphologischen Aufbau und durch ihre Landschaftsgeschichte, sondern auch durch ihr Klima deutlich von anderen Großlandschaften unterscheiden. Die Ableitung der Klimavariablen basiert auf einer von Ziche & Seidling (2010) beschriebenen Methode. Die Bewertung der Klimavariablen Jahresmitteltemperatur, Jahresniederschlagssumme und klimatische Wasserbilanz zielt auf mögliche Auswirkungen des Klimas auf das Wachstum von Wäldern und lehnt sich an die Klimaklassifikation nach Schönwiese (1994) an. Als anerkannte Bewertungsmaßstäbe dienen die in der AK Standortskartierung (2003) enthaltenen sowie Neuberechnungen von Wolff *et al.* (2003). Als weitere bewertende Klimavariablen wurde der Ariditätsindex von De Martonne, modifiziert nach AK Standortskartierung (2003) herangezogen, welcher auf die Vegetationszeit fokussiert und die hygrische Kontinentalität eines Lebensraums bestimmt.

Auf Wuchsgebietsebene schwanken die Jahresmitteltemperaturen zwischen $5,3 \pm 0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ (Bayerischer Wald) und $10,1 \pm 0,3 \text{ }^\circ\text{C}$ (Niederrheinische Bucht), wobei die Wuchsgebiete im Tiefland entlang des Rheins besonders hohe, die Deutschen Alpen oder die Wuchsgebiete innerhalb der Deutschen Mittelgebirgsschwelle wie Bayerischer Wald, Fichtelgebirge, Thüringer Gebirge oder Erzgebirge besonders niedrige Jahresmitteltemperaturen aufweisen. Die Verteilung der BZE-Standorte entsprechend der Temperaturklassifikation zeigt einen sehr geringen Anteil alpiner ($N = 10$) und einen besonders hohen Anteil kolliner Standorte ($N = 824$) (Abb. I-3-2a). Ebenfalls häufig kommen submontane Inventurpunkte ($N = 537$) vor, während montane ($N = 223$) und planare Inventurpunkte ($N = 196$) deutlich zurücktreten, hochmontane ($N = 46$) und warm planare Inventurpunkte ($N = 38$) indes kaum eine Rolle spielen. Die Jahresmitteltemperaturen an den BZE-Standorten liegen meist im für Deutschland üblichen Bereich zwischen 7 und $9 \text{ }^\circ\text{C}$ (Wolff *et al.* 2003), jedoch sind Standorte im kollinen Temperaturbereich überrepräsentiert. Der durch die Zunahme der solaren Einstrahlung zu vermutende Trend eines Anstiegs der Jahresmitteltemperatur von Nord nach Süd wird durch die nach Süden hin ansteigende mittlere Höhe über dem Meeresspiegel kompensiert. Die Jahresmitteltemperaturen in den südlichen Wuchsgebieten entsprechen daher annähernd denen im norddeutschen Tiefland.

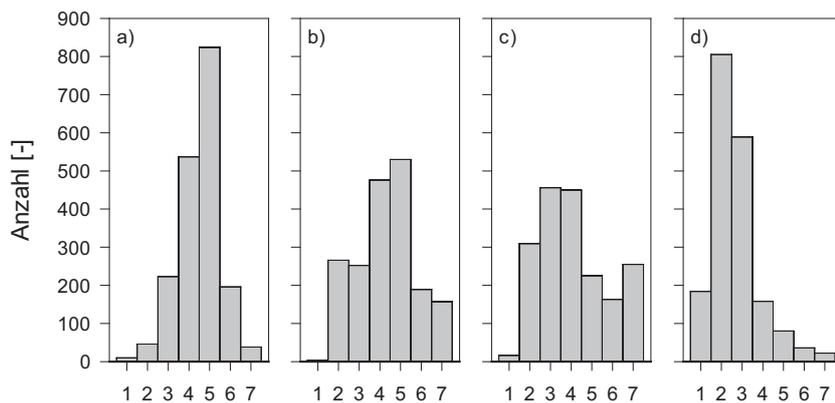


Abb. I-3-2: Verteilung der Klassifikationen der Jahresmitteltemperatur (a: 1 = alpin, $< 4 \text{ }^\circ\text{C}$; 2 = hochmontan, $4 < 5,5 \text{ }^\circ\text{C}$; 3 = montan, $5,5 < 7 \text{ }^\circ\text{C}$; 4 = submontan, $7 < 8 \text{ }^\circ\text{C}$; 5 = kollin, $8 < 9 \text{ }^\circ\text{C}$; 6 = planar, $9 < 10 \text{ }^\circ\text{C}$; 7 = warm planar, $> 10 \text{ }^\circ\text{C}$), der Jahresniederschlagssumme (b: 1 = sehr regenarm, $< 500 \text{ mm}$; 2 = regenarm, $< 600 \text{ mm}$; 3 = schwach regenarm, $< 700 \text{ mm}$; 4 = sehr schwach regenarm, $< 800 \text{ mm}$; 5 = schwach regenreich, $< 1000 \text{ mm}$; 6 = regenreich, $< 1200 \text{ mm}$; 7 = sehr regenreich, $> 1200 \text{ mm}$), des modifizierten thermo-hygrischen Indexes von De Martonne (c: 1 = stark subkontinental, < 10 ; 2 = mäßig subkontinental, < 12 ; 3 = schwach subkontinental, < 14 ; 4 = schwach subatlantisch, < 16 ; 5 = mäßig subatlantisch, < 18 ; 6 = stark subatlantisch, < 20 ; 7 = sehr stark subatlantisch, > 20) und der klimatischen Wasserbilanz in der Vegetationsperiode (d: 1 = äußerst gering, $< -150 \text{ mm}$; 2 = sehr gering, $< -50 \text{ mm}$; 3 = gering, $< 50 \text{ mm}$; 4 = mittel, $< 150 \text{ mm}$; 5 = hoch, $< 400 \text{ mm}$; 6 = sehr hoch, $< 500 \text{ mm}$; 7 = äußerst hoch, $> 600 \text{ mm}$).

Die Jahresniederschlagssummen in den Wuchsgebieten reichten von $523 \pm 9 \text{ mm}$ (Nordöstliche Harzvorländer) bis $1645 \pm 26 \text{ mm}$ (Deutsche Alpen). Dabei lassen sich die Wuchsgebiete im

Regenschatten des Harzes und Thüringer Walds (Nordöstliche Harzvorländer, Mittleres nordostdeutsches Altmoränenland, Thüringer Becken) und in den stärker kontinental geprägten Wuchsgebieten im Osten Deutschlands (Mittelbrandenburger Talsand- und Moränengebiet, Nordostbrandenburger Jungmoränenland) als regenarm kennzeichnen, während hohe Niederschläge in Wuchsgebieten auftreten, die stark vom Steigungsregen betroffen sind (Schwarzwald, Schwäbisch-Bayerische Jungmoräne und Molasseberge). Die Jahresniederschlagssummen sind gleichmäßiger in den verschiedenen Kategorien verteilt als die Jahresmitteltemperaturen (Abb. I-3-2b). Während es so gut wie keine sehr regenarmen Standorte gibt ($N = 4$), ist die Anzahl regenarmer ($N = 266$) und schwach regenarmer ($N = 252$) sowie regenreicher ($N = 189$) und sehr regenreicher ($N = 157$) Standorte nur wenig unterschiedlich. Im gemäßigten Niederschlagsbereich von sehr schwach regenarm ($N = 476$) und schwach regenreich ($N = 530$) finden sich deutlich mehr Inventurpunkte. Ein Großteil der Wuchsgebiete erhält Jahresniederschläge zwischen 700 und 1000 mm, während sehr trockene und sehr regenreiche Wuchsgebiete deutlich seltener sind. Die Niederschlagsverteilung hängt von der Entfernung zum Meer ab. Dieser durch Fronten geprägte, advektive Niederschlag nimmt jedoch nach Süden und Osten ab. Niederschlagsmengen > 1000 mm treten häufig auf Standorten der Deutschen Mittelgebirgsschwelle auf, wo Stau- und Steigungsregen zu hohen Niederschlägen führen können.

Basierend auf dem thermo-hygrischen Index nach De Martonne, einem relativen Maß für die Aridität, ergibt dieses für die Wuchsgebiete ein ähnliches Muster wie die Jahresniederschlagsverteilung. Die im Regenschatten der Gebirge befindlichen Wuchsgebiete weisen einen deutlich niedrigeren Index auf als die vom Stau- und Steigungsregen betroffenen Wuchsgebiete. Entsprechend des Ariditätsindex verteilen sich die Inventurpunkte, bis auf die stark subkontinental geprägten Standorte ($n = 16$), relativ homogen über alle Klassen (Abb. I-3-2c). Sowohl im mäßig ($n = 225$), stark ($n = 163$) und sehr stark subatlantischen Bereich ($n = 255$), als auch im mäßig subkontinentalen Bereich ($n = 309$) schwankt die Standortsanzahl wenig. Deutlich höher ist die Anzahl an Inventurpunkten, die dem schwach subatlantischen ($n = 450$) und schwach subkontinentalen Bereich ($n = 456$) zuzuordnen sind. Dieser Übergangsbereich vom atlantischen zum subkontinentalen kennzeichnet jene Schnittstelle, die den Übergang vom maritimen Klima im Westen zum kontinentalen Klima im Osten beschreibt. In diesem Bereich sind $\sim 50\%$ aller Inventurpunkte angesiedelt.

Zur Beurteilung der forstlichen Standortverhältnisse ist die klimatische Wasserbilanz eine hilfreiche Größe, da sie die quantitative Gegenüberstellung von Wassergewinn und -verbrauch des Standorts für einen bestimmten Zeitraum erlaubt, wodurch Auswirkungen der meteorologischen Bedingungen auf den Bodenwasserhaushalt abgeschätzt werden können. Die an den Wuchsgebieten orientierte Auswertung der klimatischen Wasserbilanz ergibt deutliche Überschneidungen mit der Auswertung des Ariditätsindex nach Wuchsgebieten. Dennoch zeigen sich Unterschiede in der Besetzung der Klassen und Verteilung der Standorte (Abb. I-3-2d). Ein Großteil der BZE-Standorte ($\sim 84\%$) weist eine negative oder eine nur leicht positive klimatische Wasserbilanz in der Vegetationsperiode auf, wobei die als äußerst gering eingestuften Standorte ($n = 184$) am seltensten, die als gering eingestuften Standorte ($n = 805$) indes am häufigsten

auftreten. Eine durchgehend positive klimatische Wasserbilanz in der Vegetationsperiode tritt an 296 Standorten auf, wobei davon die als mittel eingestuften Standorte häufig (53 %), jedoch die als hoch (27 %), sehr hoch (12 %) und äußerst hoch (7 %) eingestuften Standorte nur selten vorkommen. Der überwiegende Teil Deutschlands weist mit weniger als 300 mm einen nur geringen jährlichen Wasserbilanzüberschuss auf, so dass die Bilanz während der Vegetationszeit meist negativ ausfällt (Wolff *et al.* 2003). Von den BZE-Standorten sind ~84 % durch eine klimatische Wasserbilanz in der Vegetationsperiode < 50 mm gekennzeichnet. Dies deutet auf einen überdurchschnittlich hohen Anteil von BZE-Standorten auf z.T. schlecht mit Wasser versorgten Standorten hin. Waldbestände auf Böden mit geringer Feldkapazität, wie sie in einigen Wuchsgebieten Ostdeutschlands vorkommen, sind somit v.a. in niederschlagsarmen Jahren durch Trockenstress gefährdet. Auf diesen Standorten ist zudem mit einer erhöhten Waldbrandgefahr zu rechnen.

3.3 Bestandsstruktur der BZE-Standorte

Die ökologischen Bedingungen am jeweiligen Standort werden maßgeblich durch den stockenden Bestand geprägt. Besonders als Stratifizierungskriterium zur Interpretation der erfassten bodenchemischen, bodenphysikalischen und nadel-/blattanalytischen Auswertungen oder als Eingangsparameter zur Bestimmung von Critical-Loads sowie zur Modellierungen von Stoffeinträgen sind Kenntnisse über die Bestockungssituation essentiell. Die Charakterisierung der Bestockungssituation muss sich auf den Ausschnitt des Bestands beziehen, in dem die Boden- sowie die Blatt-/Nadelproben gewonnen worden sind und in dem auch die Bonitierung des Kronenzustands sowie die Bodenvegetationsaufnahmen erfolgten (Wellbrock *et al.* 2006). Allerdings wurde mit der BZE II kein bundeseinheitliches Aufnahmeverfahren durchgeführt, so dass die Spanne der vorliegenden Daten von einfachen Informationen der Forsteinrichtung bis hin zu Einzelbaummessungen reicht. Dennoch konnte der dominierende und die ökologischen Verhältnisse prägende BZE-Bestockungstyp entsprechend der vorherrschenden Hauptbaumart bzw. den Mischungen verschiedener Baumarten für jeden Inventurpunkt ausgewiesen werden. Spezifische Informationen über eine einheitliche und ausführliche Inventur des Bestands einschließlich der Verjüngung und des Totholzes wurden erst mit einer harmonisierten Bestandsinventur (HBI) auf den Stichprobenpunkten der BZE II erhoben (Hilbrig *et al.* 2014). Eine Ausnahme bildet das Bundesland Bayern, für das die Daten der dritten Bundeswaldinventur (BWI 2012) genutzt werden konnten.

Der Anteil der Inventurpunkte an den jeweiligen BZE-Bestockungstypen zeigt eine deutliche Dominanz von Fichten- (25 %) und Kiefern(rein)beständen (22 %) (Abb. I-3-3a). Die mit Abstand bedeutendste Laubbaumart ist die Buche, deren Anteil 16 % beträgt. Mit einem Anteil von 10 % folgen sonstige Laubbaumarten und nadelholzreiche Laubmischbestände. Eichen(rein)bestände und sonstige Nadelbaumarten treten an 6 % der BZE-Standorte auf. Noch seltener sind laubholzreiche Nadelmischbestände mit einem Anteil von 5 %. Ein Blick auf die räumliche Verteilung zeigt, dass besonders weite Teile des Norddeutschen Tieflands von Kiefern(rein)beständen eingenommen werden (Kartenband Karte II-3-1). Mit dem Übergang zur Deutschen Mittelgebirgs-

schwelle ändert sich die Bestockungsverteilung deutlich hin zu Fichten- und Buchen- bzw. Mischbeständen, wobei erstere vornehmlich die Mittelgebirge prägen während die letzteren besonders in den Hügelländern vorkommen. Eichen(rein)bestände finden sich bevorzugt im Westen Deutschlands, dann allerdings nur vereinzelt.

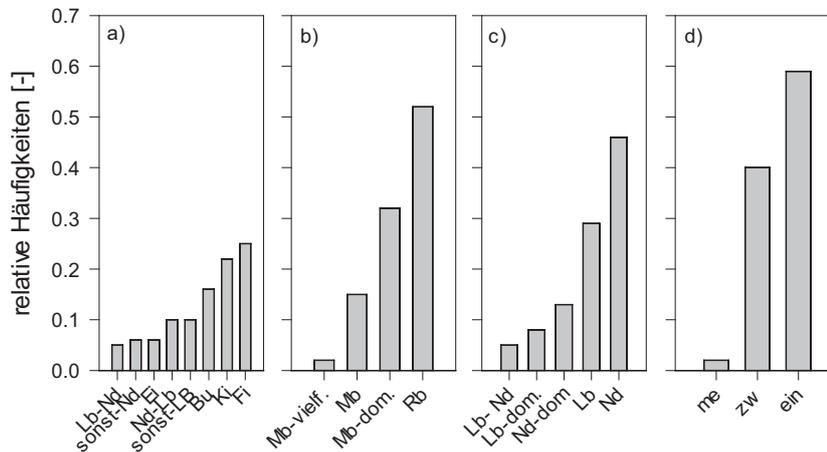


Abb. I-3-3: Relative Häufigkeiten der Bestandsstruktur auf den BZE-Standorten für die BZE-Bestockungstypen (a: Lb-Nd = laubholzreiche Nadelmischbestände; sonst-Nd = sonstige Nadelbaumarten; Ei = Eichen(rein)bestand; Nd-Lb = nadelholzreiche Laubmischbestände; sonst-LB = sonstige Laubbaumarten; Bu = Buchen(rein)bestand; Ki = Kiefern(rein)bestand; Fi = Fichten(rein)bestand), der HBI-Bestockungstypen (b: Mb-vielf. = vielfältiger Mischbestand; Mb = Mischbestand; Mb-dom. = dominierter Mischbestand; Rb = Reinbestand), der Laub-Nadelholz-Typen (c: Lb-Nd = Laubholz-Nadelholz Mischbestand; Lb-dom. = laubholzdominierter Bestand; Nd-dom. = nadelholzdominierter Bestand; Lb = Laubholz-Reinbestand; Nd = Nadelholz-Reinbestand) sowie der Vertikalstruktur (d: me = mehrschichtig; zw = zweischichtig; ein = einschichtig).

Während die BZE bei einem Hauptbaumartenanteil von 70 % einen Reinbestand ausweist, fallen bei der HBI Bestände mit einem Hauptbaumartenanteil von min. 90 % in diese Kategorie. Somit ergibt die Einteilung in Reinbestände nach BZE-Vorgabe einen Anteil von 69 %, während bei der HBI nur 52 % in diese Gruppe fallen (Abb. I-3-3b). Bei einer lediglich auf die Mischung abzielenden Gruppierung kommen Mischbestände, die von einer Baumart dominiert werden (dominierte Mischbestände) auf 32 % der BZE-Standorte vor. Dabei sollte der Anteil der dominierenden Hauptbaumart zwischen 60 und 90 % betragen, während bei reinen Mischbeständen Hauptbaumarten einen Anteil zwischen 40 und 60 % aufweisen können. Etwa 15 % der Standorte sind von reinen Mischbeständen geprägt. Vielfältige Mischbestände, also Mischbestände, deren Anteil der Hauptbaumart zwischen 10 und 40 % beträgt, kommen auf lediglich 2 % der Standorte vor. Noch stärker gemischte Bestände, sog. Intensivmischungen, sind lediglich auf zwei Standorten vorhanden. Laut HBI sind 46 % aller BZE-Standorte Nadelholzreinbestände (Abb. I-3-3c). Dennoch deckt sich dieses Ergebnis mit den BZE-Bestockungstypen, bei denen der Anteil der Nadelholzreinbestände nur um 1 % höher liegt. Wenn zu den Nadelholzreinbeständen

noch die nadelholzdominierten Bestände (13 %) hinzugerechnet werden, unterstreicht dies die Dominanz von Nadelwald auf BZE-Standorten. Laubholzgeprägte Standorte sind somit deutlich seltener als nadelholzgeprägte Standorte. Die Laubholzreinbestände (29 %) und laubholzdominierten Bestände (8 %) ergeben lediglich einen Anteil von 42 %. Noch seltener sind Standorte mit Mischbeständen von Laub- und Nadelholz, deren Anteil bei nur 4 % liegt.

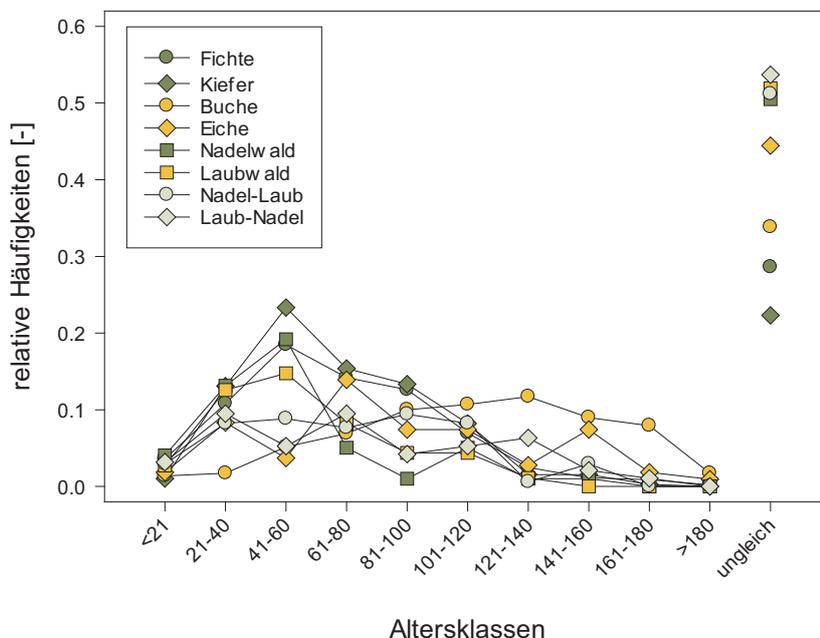


Abb. I-3-4: Relative Häufigkeiten der Altersklassen entsprechend der BZE-Bestockungstypen.

Neben der Mischung von Beständen wird die vertikale Strukturierung innerhalb der Bestände als waldbauliche Anpassungsmaßnahme an den Klimawandel angesehen. Die vertikale Bestockungsstruktur wird an 59 % der Standorte durch einschichtige Bestände geprägt (Abb. I-3-3d). Auf 40 % der Standorte kommen zweischichtige Bestände vor, die durch Vorausverjüngung, Überhälter in der Oberschicht oder durch Unterbau geprägt sind. Weniger als 1 % der Standorte weisen eine mehrschichtige oder plenterartige Vertikalstruktur auf. Die Altersklassenverteilung zeigt einen deutlichen Überhang in der 3. Altersklasse, der auf die Übernutzungen nach dem zweiten Weltkrieg zurückzuführen ist (Abb. I-3-4). Abgesehen davon nimmt der Anteil in den Altersklassen mit zunehmendem Alter der Bestände ab. Auf Bestockungstypenebene zeigt sich, dass in den Beständen, die jünger als 80 Jahre sind, Nadelbaumarten überwiegen, während ältere Bestände häufig durch Laubholz, besonders der Buche geprägt sind. Dennoch ist der relative Anteil von ungleichartigen Beständen am höchsten, wobei neben der Buche Mischwälder dominieren. Dies weist auf einen großflächigen Bestockungswandel – weg von den Nadelholzreinbeständen – zu Mischbeständen mit einem erheblichen Anteil an Laubholz hin.

3.4 Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften der BZE-Standorte

3.4.1 Humusformen

Der Auflagehumus besteht aus Humussubstanzen, die in ihrer Gesamtheit aus abgestorbenen und neu synthetisierten organischen Substanzen (z.B. Pflanzenstreu, Reste von Bodenorganismen) bestehen. Humussubstanzen kommen in verschiedenen Böden in unterschiedlicher Kombination und morphologischer Ausprägung vor. In Abhängigkeit der standörtlichen Faktoren wie Klima, Relief, Bestockung und Boden entstehen charakteristische Humusformen. Die Gliederung des Auflagehumus in Humusformen basiert auf deren makroskopischen Erscheinungsformen, wobei die erkennbaren Merkmale variabel sind und von verschiedenen Faktoren beeinflusst werden können. Die in deutschen Waldböden wichtigsten Humusformen werden entsprechend ihres Wasserhaushalts als aeromorph oder hydromorph angesprochen. Aeromorphe Humusformen entstehen weitgehend unter aeroben Bedingungen und umfassen Mull, Moder und Rohhumus sowie ihre Übergangsformen, während die hydromorphen Humusformen Feuchtmull, Feuchtmoder oder Feuchtrohhumus unter zeitweisen anaeroben Bedingungen entstehen (Tab. I-3-1). Letztere spielen im BZE-Kollektiv kaum eine Rolle, da sie lediglich einen Anteil von 2 % an allen Inventurpunkten aufweisen (Kartenband Karte II-3-2). Feuchthumusformen kommt dennoch aufgrund ihres Zeigerwerts für azonale, feuchte Sonderstandorte eine große Bedeutung im forstlichen Standortsspektrum zu. Ferner verfügen sie über höhere Humus- und damit C-Vorräte als die entsprechenden zonalen, aeroben Humusformen. Von den aeromorphen Humusformen weisen die Auflage-Humusformen, also jene mit Oh-Horizont > 5 mm einen Anteil von 52 % auf. Davon entfallen 16 % auf die Humusformen Rohhumusartiger Moder (MR) und Typischer Rohhumus (ROT), und 37 % auf Typischen Moder (MOT) und Graswurzelfilzmoder (GMO). Für die Humusformen ohne durchgehenden Oh-Horizont den Mineralboden-Humusformen Typischer Mull (MUT), F-Mull (MUO) und Mullartiger Moder (MOM) liegt der Anteil bei 46 %. Die räumliche Verteilung der Humusformen zeigt eine deutliche Differenzierung von Auflage-Humusformen und Mineralboden-Humusformen (Kartenband Karte II-3-2). So dominieren im Norddeutschen Tiefland die Moderhumusformen GMO und MOT. Während MOT auch in den westlichen Landesteilen häufig vorkommt, ist GMO hier kaum verbreitet. Rohhumusformen sind weit verbreitet im nordöstlichen Tiefland und den östlichen Mittelgebirgen einschließlich des Bayerischen Walds. In der Mitte und im Süden des Bundesgebiets herrschen dagegen Mineralboden-Humusformen vor.

Die morphologischen Merkmale einer Humusform korrespondieren nicht immer mit ihren chemischen Kennwerten oder mit anderen standörtlichen Eigenschaften, da Einträge von Fremdstoffen, Bodenbearbeitung, Kalkung, Streunutzung und andere anthropogene Eingriffe zu einer Störung des Gleichgewichts zwischen Streunachlieferung und dem Abbau und/oder Aufbau von Humus führen. Basierend auf den nach natürlichen Gleichgewichtszuständen klassifizierten bodenchemischen Kennwerten lässt sich eine Abnahme der Humusqualität ausgehend von den Mineralboden-Humusformen hin zu den Rohhumusformen erkennen (Tab. I-3-1). In der

klassischen Humusformenkunde werden dabei die bodenchemischen Kennwerte des Mineralbodens mit denen des Oh-Horizonts verglichen. Die Unterschiede zwischen den beiden Gruppen sind zwar einerseits methodisch bedingt, da es sich um unterschiedliche Horizonte handelt, andererseits verdeutlichen sie jedoch auch bodenchemische Unterschiede: weite gemittelte Quotienten aus C und N und niedrigere Basensättigung, Kationenaustauschkapazität und pH-Werte bei den Auflage-Humusformen. Ein deutlicher Gradient der Humusentwicklung lässt sich an der zunehmenden Auflagemächtigkeit von Mull zu Rohhumus erkennen, die an eine Zunahme des Humusvorrats gekoppelt ist. Die Einordnung der morphologisch abgeleiteten Humusformen entsprechend des mittleren C-Gehalts und C/N-Verhältnisses gibt Aufschluss über die Abbaubarkeit der Streureste. Allerdings stimmen die BZE-Inventurergebnisse nur teilweise mit dem klassischen Bewertungsrahmen gemäß AK Standortkartierung (2003) überein. So liegt für die Mineralboden-Humusformen das C/N-Verhältnis (< 20) unmittelbar im Bereich des oberen Schwellenwerts an der Grenze zwischen Mineralboden- und Auflage-Humusformen. Innerhalb beider Humusformengruppen sind Unterschiede nur schwach mit morphologischen Kriterien zu erklären. Bei den BZE-Daten für die Auflage-Humusformen ist allerdings zu berücksichtigen, dass anders als bei der Bewertung nach AK Standortkartierung, die sich ausschließlich auf den Oh-Horizont bezieht, hier je nach Bundesland teilweise Mischproben aus den Auflagehorizonten gebildet wurden. Abweichungen der BZE-Daten von den Angaben in der Standortkartierung bei den Mineralboden-Humusformen resultieren aus der Betrachtung unterschiedlicher Bereiche des oberen Mineralbodens. Während sich die Standortkartierung im Material des Ah-Horizonts auf eine Tiefe ab 3 cm unter Mineralbodenoberfläche bezieht, gehen bei der BZE die kompletten oberen 5 cm des Mineralbodens in die Analyse ein. Somit wird der überaus C-reiche Bereich direkt unterhalb des Oh-Horizonts erfasst, was die höheren C-Gehalte und die weiteren C/N-Verhältnisse der BZE-Daten im Vergleich zu den Angaben der Standortkartierung erklären könnte. Ein weiterer Grund für unterschiedliche Angaben liegt in der Art der Beprobung begründet. An den Inventurpunkten wurden die morphologischen Humusformen an allen acht Satellitenpunkten erfasst und dann zu einer dominierenden Humusform zusammengefasst. Die Satellitenproben des Auflagehumus eines Inventurpunkts wurden zu einer Mischprobe vereinigt. Hierdurch fließen die Werte mächtigerer Auflagen überproportional in das Gesamtkollektiv ein. Somit ergeben sich notwendigerweise Übergangstypen zwischen den Haupthumusformen und mögliche Unterschiede lassen sich durch die Verwendung von Mischproben nicht rekonstruieren.

Dennoch lässt ein Vergleich der relativen Anteile der verschiedenen Humusformen zwischen beiden Inventuren Rückschlüsse auf einen Humusformenwandel zu. Der Anteil der als ökologisch günstig zu bewertenden Mineralboden-Humusformen (MUT, MUO, MOM) hat um 8 % im Vergleich zur Erstinventur zugenommen (Wolff & Riek 1996). Die Zunahme der relativen Anteile der Mineralboden-Humusformen ging zu Lasten der Auflage-Humusformen (MOT, GMO, MR, ROT). Während die Moderformen lediglich um 2 % abnahmen, erfolgte ein 7 %iger Rückgang von Rohhumusformen. Die Verschiebung hin zu ökologisch günstigeren Humusformen könnte durch einen verstärkten Umsatz von Humus und Streu erklärt werden. Mit den Veränderungen in den Anteilen der Humusformen im Zeitraum zwischen beiden Inventuren geht der hohe Anteil von GMO einher. Eine Bewertung dieses Humusformenwandels bleibt jedoch schwierig, da während

der BZE I die Humusform GMO nicht ausgewiesen worden ist, womit die deutliche Abnahme der Rohhumusformen z.T. methodisch bedingt sein kann. Gefördert wird die Entwicklung des GMO durch die Ausbreitung von Gräsern, die mit einer beginnenden Auflichtung v.a. unter jüngeren Kiefernbeständen mit entsprechender Belichtung und Erwärmung des Waldbodens oder/und erhöhten N-Einträge der Vergangenheit in Zusammenhang steht (Russ *et al.* 2011). Der hohe Anteil des GMO resultiert wahrscheinlich aus der Umwandlung von Rohhumus- und anderer Moderhumusformen.

3.4.2 Korngrößenverteilung

Korngrößenanalysen für die Feinbodenarten Ton, Schluff, Lehm und Sand sind nicht vollständig für alle Inventurpunkte über alle Tiefenstufen erhoben worden, so dass sich die Beschreibungen der Textur lediglich auf die am stärksten besetzten Tiefenstufen 10-30 cm (Abb. I-3-5) und 30-60 cm bezieht (Abb. I-3-6). Der Anteil des Grobbodens wird neben den Anteilen der Feinbodenarten ausschließlich für die entsprechenden Stratifizierungseinheiten gezeigt (Kap. 3.4.4 und 3.4.5). Für die Tiefenstufe 10-30 cm liegen von 1369 Inventurpunkten Analyseergebnisse vor, deren Hauptbodenartenanteile im Mittel bei 35 % Sanden, 22 % Schluffen, 13 % Tonen und 30 % Lehmen liegen. Eine ähnliche Verteilung findet sich im Unterboden in der Tiefenstufe 30-60 cm. Von den 1366 Inventurpunkten verteilen sich die Anteile der Hauptbodenarten auf 36 % Sande, 17 % Schluffe, 16 % Tone und 31 % Lehme. Während mit zunehmender Tiefe der Anteil an Schluffen zurückgeht, steigt der Anteil der Tone an. Bis auf die Änderungen des Gehalts an Schluff sind die Unterschiede jedoch nicht signifikant. Die Flächenanteile der Hauptbodenarten in den nicht nutzungsspezifizierten Oberböden Deutschlands ergeben ein anderes Bild (Düwel *et al.* 2007). Es dominieren Schluffe (38 %) gefolgt von Sanden (35 %), Lehmen (20 %) und Tonen (4 %). Dies verdeutlicht, dass Waldstandorte nicht überproportional häufig auf sandigen Standorten vorkommen, sondern bevorzugt auf tonigen Standorten anzutreffen sind. Somit zeigt sich, dass die Standortwahl für Wald- oder für landwirtschaftlich genutzte Flächen nicht ausschließlich von der Bodentextur abhängt, sondern dass vielmehr Parameter wie die Gründigkeit, der Grobbodenanteil oder die Hangneigung eine Rolle spielen. Allerdings sind Inventurpunkte auf Schluffen deutlich seltener unter Wald zu finden, da diese Böden aufgrund ihrer besonderen bodenchemischen und -physikalischen Eigenschaften bevorzugt landwirtschaftlich genutzt werden.

Tab. I-3-1: Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften von Humusformen im Auflagehumus bzw. in den oberen 5 cm des Mineralbodens der BZE II-Punkte.

	MUT	MUO	MOM	MOT	GMO
n	143	508	173	539	117
L (cm)	2,1±0,1	1,6±0	1,5±0,1	1,5±0	0,9±0,1
Of (cm)	0	1,9±0,1	2,5±0,1	2,7±0,1	3,3±0,1
Oh (cm)	0	0	0,7±0,1	2,1±0,1	2,0±0,1
HV (t ha ⁻¹)	6±0	17±1	32±2	78±2	81±3
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	61,5±3,5	67,3±1,9	70,9±3,4	350,5±4,0	366,8±5,9
CN-Verhältnis	14,5±0,2	17,1±0,1	19,9±0,6	24,6±0,2	25,9±0,3
ph-Wert (1 M KCl)	5,30±0,12	4,17±0,05	3,60±0,06	3,53±0,03	3,23±0,04
Basensättigung (%)	85±2	60±1	39±0	60±1	49±2
KAK _{eff} (μmol _c g ⁻¹)	261,0± 4,4	191,4±7,3	144,5±10,5	344,0±5,5	277,3±8,0

	MR	ROT	MUF	MOF	ROF
n	175	110	9	16	6
L (cm)	1,2±0,1	1,4±0,1	0,6±0,1	1,0±0,1	1,4±0,3
Of (cm)	3,2±0,1	3,6±0,1	1,4±0,4	2,7±0,3	3,5±0,4
Oh (cm)	2,9±0,1	3,5±0,2	0	2,2±0,4	7,1±0,9
HV (t ha ⁻¹)	100±4	136±11	16±6	88±13	166±43
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	382,4±6,2	386,6±7,2	497,5±10,0	386,6±24,6	369,5±40,0
CN-Verhältnis	25,5±0,3	26,5±0,4	21,2±1,7	22,9±0,7	22,6±2,3
ph-Wert (1 M KCl)	3,26±0,04	3,16±0,04	4,81±0,42	3,39±0,19	3,38±0,12
Basensättigung (%)	50±2	44±2	85±6	57±5	47±8
KAK _{eff} (μmol _c g ⁻¹)	362,0±9,6	334,5±10,4	568,1±114,5	355,8±21,3	400,3±56,9

MUT = Typischer Mull; MUO = F-Mull; MOM = Mullartiger Moder; MOT = Typischer Moder; GMO = Graswurzel-filzmoder; MR = Rohhumusartiger Moder; ROT = Typischer Rohhumus; MUF = Feuchtmull; MOF = Feuchtmoder; ROF = Feuchtrohumus

HV = Humusvorrat; OC-Gehalt = organischer Kohlenstoffgehalt

Bodenchemische Werte für die Humusformen beziehen sich auf den Auflagehumus. MUT, MUO und MOM beziehen sich auf den Mineralboden (0-5 cm).

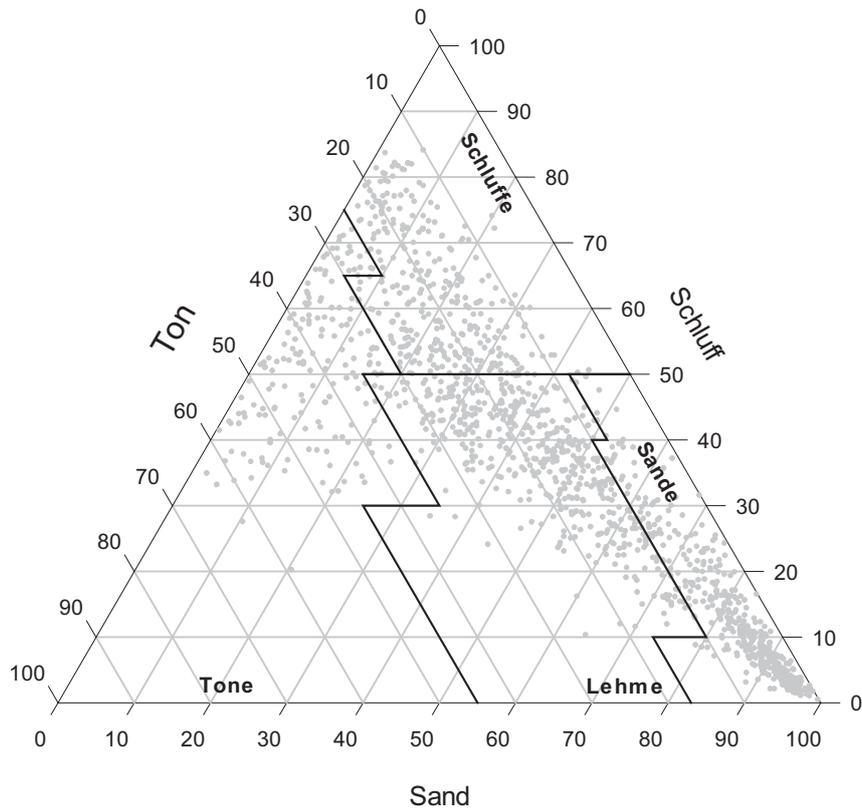


Abb. I-3-5: Korngrößenverteilung (in Masse-%) und Hauptbodenartengruppen der BZE-Inventurpunkte in 10-30 cm Tiefe.

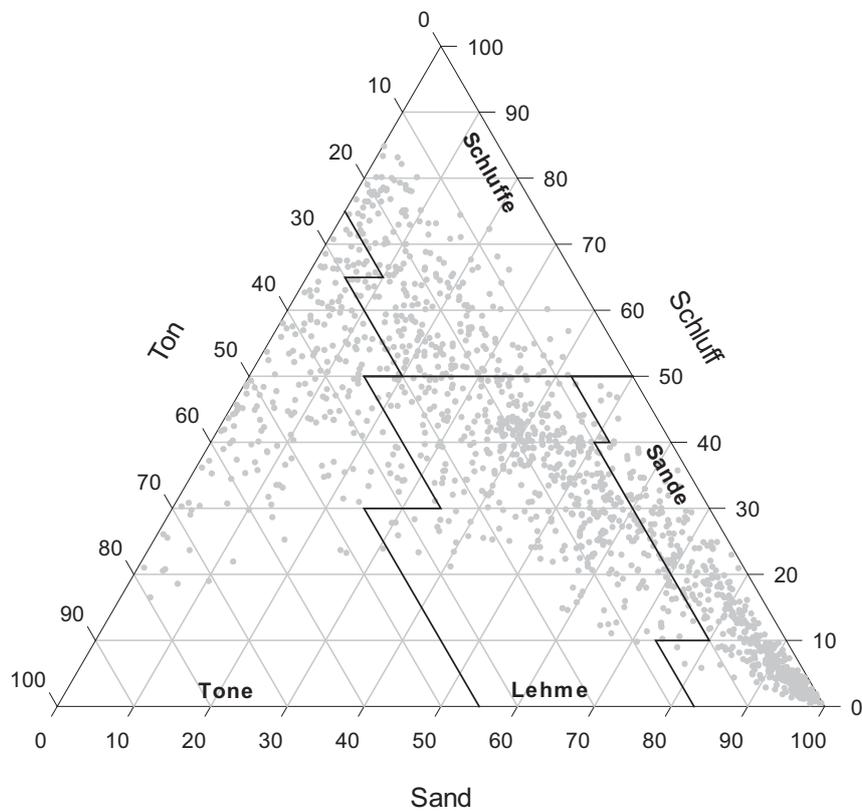


Abb. I-3-6: Korngrößenverteilung (in Masse-%) und Hauptbodenartengruppen der BZE-Inventurpunkte in 30-60 cm Tiefe.

3.4.3 Harmonisierte Wasserhaushaltsklassifikation

Der Wasserhaushalt ist neben der Nährstoffversorgung die wichtigste lokale Standortskomponente, da dieser das Wachstum der forstwirtschaftlich genutzten Hauptbaumarten direkt beeinflusst. Ein bundesweit einheitliches Bewertungssystem für die forstliche Nutzung fehlt jedoch, da unterschiedliche Standortbewertungssysteme vorherrschen. Bislang differenziert die Standortkartierung den Wasserhaushalt aufgrund der unterschiedlichen Geländebedingungen zwischen Flach-, Hügel- und Bergland. Des Weiteren werden Geländebesonderheiten berücksichtigt, insofern sie sich direkt auf den Wasserhaushalt auswirken. Daneben existieren eine getrennte Verschlüsselung von anhydromorphen und hydromorphen Standorten, sowie eine weitere Unterteilung in Grundwasser- bzw. Stauwasserstandorte.

In den Daten der BZE sind nicht alle Informationen der Standortbewertungssysteme hinterlegt. Daher wurden für eine einheitliche Klassifizierung die Wasserhaushaltsklassen näherungsweise für jeden Punkt generiert. Hierzu wird zunächst die nutzbare Feldkapazität (nFK) tiefenstufenbezogen mittels Pedotransferfunktion aus der Bodenart, dem Humusgehalt und der TRD abzüglich des Grobbodenanteils abgeleitet (Tab. I-3-2). Für Standorte des Hügel- und Berglands erfolgt dies bis in eine Bodentiefe von max. 90 cm des durchwurzelbaren Bereichs. Für Tieflandstandorte wird eine max. Tiefe von 160 cm angewendet, falls diese durchwurzelbar ist. Grundsätzlich liegen Daten für eine Tiefe bis 90 cm vor, so dass die nFK für diesen Bereich nach Dehner *et al.* (2015) berechnet werden kann. Für tiefere Bodenbereiche liegen jedoch kaum Daten vor. Daher werden die Eigenschaften des untersten Horizonts bis in eine Tiefe von 160 cm extrapoliert. Für diesen Bereich erfolgt die standardmäßige Anwendung der Pedotransferfunktion von Renger *et al.* (2008), wobei nicht abgedeckte Bereiche der TRD für die entsprechenden Bodenarten linear extrapoliert werden müssen. Für Tiefen > 90 cm werden keine Humuszuschläge vergeben. Die Standorte im Hügel- und Bergland werden pauschal um eine Klasse aufgewertet, wenn ein Sw- oder Go-Horizont innerhalb von 30 bis 60 cm beginnt. Dergleichen wird aufgewertet, wenn ein Substratwechsel von sandigem Substrat zu Lehm-, Ton- oder Schluffbodenarten innerhalb von 40 bis 80 cm vorliegt.

Von 1850 BZE-Standorten, die für die Klassifizierung in Frage kamen, konnten 1592 Standorte zugewiesen werden. Davon fiel mit 66 % der größte Anteil auf die Berg- und Hügelländer. In Hinblick auf das standörtliche Wasserregime zeigen die Ergebnisse, dass der Anteil problematischer Standorte weniger als ein Drittel beträgt. So wurden 7 % der Standorte als zu trocken („äußerst gering“ bis „gering“) klassifiziert, während 11 % der Standorte als zu feucht („hoch“ bis „sehr hoch“) eingestuft wurden (Tab. I-3-2). Besonders bei den zu feuchten Standorten zeigt sich ein Überhang im Hügel- und Bergland. Die Böden mit der Wasserhaushaltsstufe „äußerst gering“ sind in Regionen mit weniger als 500 mm Niederschlag im Jahr im Kontext des Klimawandels als kritisch in ihrer Wasserversorgung zu bewerten. Eine besondere Rolle bezüglich des Klimaschutzes spielen die Waldstandorte mit den Wasserhaushaltsstufen „hoch“ und „sehr hoch“. Diese bedürfen eine forstwirtschaftliche Bewirtschaftung, die darauf abzielt, das entweichen klimaschädlicher Gase zu vermeiden. Substrate mit einer ausreichenden Wasser-

versorgung („mäßig gering“ bis „mäßig“) sind mit 48 % häufig vertreten. Eine substratspezifische optimale Wasserversorgung können 33 % der Standorte („leicht erhöht“ bis „erhöht“) vorweisen.

Tab. I-3-2: Anzahl der BZE II-Punkte in den Wasserhaushaltsklassen sowie deren Einstufungen entsprechend der nutzbaren Feldkapazität (nFK, in mm).

Symbol	Wasserhaushaltsklasse	Berg-/Hügelland		Tiefland	
		Anzahl	Einstufung	Anzahl	Einstufung
a	äußerst gering	4	< 50	1	< 100
b	sehr gering	55	50 bis < 80	10	100 bis < 160
c	gering	42	80 bis < 90	17	160 bis < 180
d	mäßig gering	75	90 bis < 110	201	180 bis < 220
e	mäßig	154	110 bis < 130	200	220 bis < 260
f	leicht erhöht	233	130 bis < 150	77	260 bis < 300
g	erhöht	245	150 bis < 170	29	300 bis < 340
h	hoch	131	170 bis < 190	4	340 bis < 380
i	sehr hoch	98	> 190	0	> 380

3.4.4 Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften von Bodensubstratgruppen

Das Wachstum der Hauptbaumarten wird besonders durch die Eigenschaften bezüglich des Wasserhaushalts und der Nährstoffversorgung bestimmt. Diese Eigenschaften eines Standorts resultieren v.a. aus dem mineralischen Substrat, das neben der Streu das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung ist. Die Einteilung des Bodensubstrats in acht Gruppen fokussiert auf das dominante Ausgangsmaterial des Bodens, während wichtige, die pedologischen Prozesse nachhaltig modifizierenden Einflüsse des Klimas, des Reliefs, der Flora und Fauna sowie des Menschen bei dieser Gliederung weitgehend unberücksichtigt bleiben (Tab. I-3-3).

Die Gruppe der Böden aus basenarmem Lockergestein (1) umfasst einen Anteil von 21 % am Gesamtkollektiv aller inventarisierten BZE-Standorte und bezieht besonders die nährstoffarmen, größtenteils sandigen Flugsandablagerungen, Deckschichten oder Terrassenablagerungen des Norddeutschen Tieflands ein (Kartenband Karte II-3-3). Mit einem Anteil von lediglich 3 % kommt die Gruppe semiterrestrische Böden breiter Flusstäler (2) deutlich seltener vor. Typische Standorte bestehen aus sandigen bis tonigen, z.T. kalkhaltigen Ablagerungen und sind in Flusstälern, in Urstromtälern oder in anderen Niederungen verbreitet. Die Tieflandböden aus Lösslehm (3), deren Anteil 13 % beträgt, umfasst eine breite Palette unterschiedlichster Standorte. Hauptverbreitungsgebiete sind die Hügelländer, z.T. die Niederungen im Norddeutschen Tiefland mit lehmig-tonigen, z.T. kalkhaltigen Moränenablagerungen. Zu dieser Bodensubstratgruppe gehören auch Standorte der Lössgebiete. Etwa 9 % aller Inventurpunkte fallen in die Gruppe der Böden aus verwittertem Karbonatgestein (4). Diese Standorte zeichnen sich durch das Auftreten von

Kalk-, Mergel- oder Dolomitgestein sowie deren umgelagerter Verwitterungsprodukte aus. Die Böden aus basisch-intermediärem Festgestein (5) sind durch basenreichere magmatische Gesteine und deren Verwitterungsmaterial und Umlagerungsdecken geprägt. Zusätzlich wurden die aus Verwitterungsprodukten von Mergel- und Tongesteinen bestehenden Böden in diese Gruppe integriert. Insgesamt beträgt der Anteil der v.a. in den Hügel- und Bergländern vorkommenden Bodensubstratgruppe 7 %. Den mit Abstand größten Anteil weisen mit 42 % Böden aus basenarmem Festgestein auf. Hierbei handelt es sich um Standorte auf unterschiedlichsten sauren, kristallinen und sedimentären Ausgangsgesteinen, die z.T. aus lössvermischten Verwitterungsprodukten dieser Gesteine oder aus lösshaltigen Deckschichten bestehen. Bei den Böden der Alpen, deren Anteil lediglich bei 1 % liegt, handelt es sich bevorzugt um Böden der montanen und submontanen Höhenstufen, wobei v.a. Böden aus Kalk- und Dolomitgestein dominieren, in geringerem Maß aber auch Böden aus kalkfreiem Silikatgestein vorkommen können. Moore und Anmoore spielen mit einem Anteil von 2 % ebenfalls eine nur untergeordnete Rolle. Bezogen auf ihre Genese, Eigenschaften und Reaktionen auf Umwelteinflüsse unterscheiden sich diese deutlich von terrestrischen Mineralbodenstandorten.

Größere Unterschiede zwischen den Bodensubstratgruppen zeigen sich bei der Korngrößenverteilung (Tab. I-3-4). Die mittleren Tongehalte schwanken von 3,9 % in den Böden aus basenarmem Lockergestein bis zu 38,3 % in den Böden der Alpen. Nennenswert hohe Anteile an Ton finden sich auch in den Böden aus verwittertem Karbonatgestein. Die hohen Tongehalte sind auf Lösungsrückstände von verwittertem Karbonatgestein zurückzuführen. Ebenfalls eine große Wertespanne umfassen die Gehalte an Schluff, die mit 9,4 % in Böden aus basenarmem Lockergestein und in semiterrestrischen Böden breiter Flusstäler am geringsten sind. Diese Standorte zeichnen sich durch mittlere Sandgehalte von 87 % aus, sind v.a. im Norddeutschen Tiefland verbreitet und oft mit der Kiefer bestockt. Die höchsten Anteile an Schluff finden sich mit 47,1 % in Böden aus verwittertem Karbonatgestein. Ebenfalls ist der Anteil an Schluff in Böden aus basisch-intermediärem Festgestein sowie in Tieflandböden aus Lösslehm und in den Böden der Alpen hoch. Hohe Gehalte von Schluff lassen sich durch Fremdeinträge in Form von Löss erklären. Mit Einbeziehung der durchschnittlichen Steingehalte sind Rückschlüsse auf Standortmerkmale innerhalb der individuellen Bodensubstratgruppen möglich. Ebenfalls von bodenphysikalischer, jedoch auch bodenökologischer Bedeutung ist der Steingehalt, der mit einem Massenanteil von 2,8 % in den Böden aus basenarmem Lockergestein und in semiterrestrischen Böden breiter Flusstäler am geringsten ist. Diese Bodensubstrate finden sich bevorzugt im Tiefland, während sich hohe Steingehalte v.a. auf Standorte beschränken, die typisch für Hügel- und Bergländer sind wie Böden aus verwittertem Karbonatgestein, Böden aus basenarmem Festgestein oder die Böden der Alpen. Die Trockenrohdichten unterscheiden sich ebenfalls zwischen den Bodensubstratgruppen, wobei besonders die Böden der Alpen sehr geringe Werte von lediglich $0,62 \text{ g cm}^{-3}$ aufweisen, während die höchsten Trockenrohdichten mit $1,38 \text{ g cm}^{-3}$ in Böden aus basenarmem Lockergestein vorkommen. Unterschiede in der Trockenrohdichte sind vermutlich weniger auf bodenphysikalische Parameter, sondern eher auf die Substratqualität zurückzuführen. Relativ enge C/N-Verhältnisse und höhere pH-Werte begünstigen die biologische Aktivität im Boden und bewirken somit einen Einbau organischer

Bodensubstanz in größere Tiefen, wodurch die Trockenrohdichte abnimmt (Don *et al.* 2007). Die Höhe der C-Gehalte korreliert negativ mit der Trockenrohdichte, da die Bodensubstrate mit der höchsten Bodendichte die geringsten C-Gehalte ausprägen, während die Bodensubstrate mit den höchsten C-Gehalten geringe Trockenrohdichten aufweisen. Die C/N-Verhältnisse orientieren sich stark an der Substratqualität (Vesterdal & Raulund-Rasmussen 1998). Bodensubstrate mit einem hohen Anteil austauschbarer Kationen (KAK_{eff}), einer hohen Basensättigung und hohem pH-Wert weisen dementsprechend enge C/N-Verhältnisse auf. Dies trifft v.a. für Bodensubstrate aus Kalkgestein, Dolomit oder Mergelgestein (Böden aus verwittertem Karbonatgestein, Böden der Alpen, Böden aus basisch-intermediärem Festgestein), als auch für die Tieflandböden aus Lösslehm zu. Sehr saure und schlecht mit Kationen versorgte Standorte zeichnen sich hingegen durch weite C/N-Verhältnisse aus (Böden aus basenarmem Locker- und Festgestein).

Tab. I-3-5: Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften von Bodensubstratgruppen in den oberen 30 cm des Mineralbodens der BZE II-Punkte.

	1	2	3	4	5	6	7	8
n	387	63	247	163	134	775	27	43
(%-Anteil)	(21 %)	(3 %)	(13 %)	(9 %)	(7 %)	(42 %)	(1 %)	(2 %)
Ton (Masse-%)	3,9±0,2	12,9±1,6	18,1±1,3	30,8±1,0	22,5±1,0	14,4±0,3	38,3±2,6	20,3±4,7
Schluff (Masse-%)	9,4±0,6	30,1±3,4	44,7±0,7	47,1±1,2	42,7±1,4	35,3±0,6	44,3±2,5	20,8±4,5
Steingehalt (Masse-%)	2,8±0,2	2,8±1,0	5,1±0,5	17,0±1,3	9,9±1,1	18,0±0,6	14,4±1,7	1,2±0,5
TRD (g cm ⁻³)	1,38±0,01	1,25±0,03	1,16±0,01	1,04±0,02	1,12±0,02	1,07±0,01	0,62±0,04	0,73±0,07
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	16,9±0,6	25,4±3,2	21,2±0,6	34,8±1,5	23,4±1,1	27,3±0,6	82,0±7,3	240,1±27,8
C/N (-)	25,5±0,4	19,1±1,0	16,3±0,3	13,5±0,2	14,2±0,2	18,5±0,2	15,9±0,4	23,8±1,8
pH-Wert (1 M KCl)	3,80±0,03	4,96±0,21	4,05±0,07	5,87±0,10	4,11±0,08	3,70±0,01	6,51±0,15	3,61±0,20
BS (%)	18,2±1,0	52,8±5,2	36,1±2,2	89,6±1,7	50,8±2,8	18,0±0,7	99,8±0,1	55,8±5,9
KAK_{eff} ($\mu\text{mol}_c \text{g}^{-1}$)	34,8±1,5	110,6±13,6	105,6±5,0	293,4±12,8	130,8±6,4	79,3±1,3	395,9±26,7	350,5±58,1

1 = Böden aus basenarmem Lockergestein; 2 = Semiterrestrische Böden breiter Flusstäler; 3 = Tieflandböden aus Lösslehm; 4 = Böden aus verwittertem Karbonatgestein; 5 = Böden aus basisch-intermediärem Festgestein; 6 = Böden aus basenarmem Festgestein; 7 = Böden der Alpen; 8 = Moore und Anmoore

TRD = Trockenrohdichte; OC-Gehalt = organischer Kohlenstoffgehalt; BS = Basensättigung; KAK_{eff} = effektive Kationenaustauschkapazität

Neben der Bodensubstratgliederung wurde mit den Bodenausgangsgesteinen (BAG) eine stärker auf das Ausgangssubstrat der Bodenbildung fokussierende Gruppierung ausgewiesen. Hierdurch lässt sich die Herkunft und Gesteinszusammensetzung im mineralogischen Sinne erfassen. Die Zuordnung der BZE-Standorte nach Bodenausgangsgesteinsgruppen erfolgte durch die bei der Bodenansprache aufgenommenen Substrate nach Wellbrock *et al.* (2006). Die dort verwendete Gliederung entspricht in Grundzügen jener der KA5 (Ad-Hoc AG Boden 2005), allerdings wurde die Substratgenese in die Tabelle der Ausgangsgesteine integriert. Die Zuordnung der einzelnen, in Untergruppen zusammengefassten Substrate ergab 14 Bodenausgangsgesteinsgruppen (Tab. I-3-6). Die Besetzung der einzelnen Klassen ist sehr variabel und reicht von lediglich zwei BZE-Standorten auf Geschiebemergel/-lehme mit sandiger Deckschicht bis 386 BZE-Standorten auf Silikatgesteinen/Sandsteinen. Auffällig ist das ~38 % der Standorte auf Lockersedimenten vorkommen, während ~60 % der Standorte Festgesteinsstandorte repräsentieren. In dieser Verteilung spiegelt sich offensichtlich die Dominanz der Waldstandorte in sub- bis hochmontanen Lagen wider.

Tab. I-3-6: Anzahl der BZE II-Punkte von Gruppierungen der Bodenausgangsgesteine.

ID	Bodenausgangsgesteine	Anzahl
1	Sedimente im Gezeitenbereich	5
2	Auenablagerungen	19
3	Terrassenablagerungen	183
4	Sande	246
5	Geschiebemergel/ -lehme mit sandiger Deckschicht	2
6	Geschiebemergel/ -lehme	156
7	Lösse	91
8	Sandlöss	2
9	Karbonatgesteine	310
10	Tongesteine	223
11	Silikatgesteine/Sandsteine	386
12	Basische Magmatite und Metamorphite	19
13	Bimstuff	8
14	Saure Magmatite und Metamorphite	172
15	Moore	17
16	Anthropogene Böden	11

3.4.5 Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften von Bodenklassen

Anhand der Profilsprachen an den BZE-Standorten lassen sich unterschiedliche Bodenklassen entsprechend ihres bestimmenden Entwicklungsstands sowie ihrer morphologischen Merkmale ausscheiden (Ad-Hoc AG Boden 2005). Die Anzahl der ausgeschiedenen Bodenklassen variiert beträchtlich (Tab. I-3-7). Braunerden sind die am häufigsten besetzte Bodenklasse mit einem

Anteil von 55 %. Diese Böden kommen auf fast allen Substraten flächendeckend über ganz Deutschland vor (Kartenband Karte II-3-4). Während basenreichere Braunerden aufgrund ihrer Flachgründigkeit und ihres hohen Steingehalts häufig aus der landwirtschaftlichen Nutzung ausscheiden, werden die basenarmen Braunerden wegen ihrer mangelnden Bodenfruchtbarkeit landwirtschaftlich wenig genutzt. Die Unterteilung der Braunerden entsprechend der Boden-substratgliederung (Kap. 3.4.4) mit den Klassen 1 und 6 für basenarme und den Klassen 3, 4 und 5 für basenreiche Braunerden ergab, dass über 73 % der Braunerden als basenarm einzustufen sind (Tab. I-3-8). Grundsätzlich weisen auch die Stauwasserböden und Podsole ein breites Spektrum an standörtlicher Variabilität auf (Tab. I-3-7). Diese Böden kommen sowohl im Norddeutschen Tiefland als auch in den Hügel- und Bergländern Mittel- und Süddeutschlands vor und sind demnach sowohl als Locker- sowie als Festgesteinsstandort präsent (Kartenband Karte II-3-4). Ihr Anteil an der Verbreitung liegt zwischen 7 % (Podsole) und 11 % (Stauwasserböden). Lessivés treten bevorzugt auf mergeligem, z.T. auch auf lehmigen Lockersubstraten der Löss- und Moränenlandschaften auf. Sie kommen trotz ihrer ausgesprochenen landwirtschaftlichen Eignung als Ackerstandort mit 8 % unter Wald vor. Der Anteil der Bodenklasse der AC-Böden ist ähnlich hoch wie der der Lessivés; allerdings umfasst die Bodenklasse der AC-Böden eine Vielzahl in ihren bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften unterschiedlicher Bodentypen (Tab. I-3-8). Die Bodenklasse der AC-Böden definiert sich unabhängig von den Substrateigenschaften lediglich über ihre geringe Profildifferenzierung. Wegen der häufig ausgeprägten Flachgründigkeit scheiden einige Bodentypen (z.B. Ranker, Regosole) häufig für eine landwirtschaftliche Nutzung aus, während andere Bodentypen u.a. wegen ihrer guten Bearbeitbarkeit (z.B. Schwarzerden, Pararendzinen) hervorragend als Ackerstandorte geeignet sind. Mit einem Anteil von 3 % sind die Böden der Klasse Terra calcis relativ selten. Sie kommen in Deutschland nur vereinzelt auf kaum erodierten altpleistozänen oder tertiären Hügel- und Berglandstandorten aus mesozoischen Karbonatgesteinen vor (Kartenband Karte II-3-4). Pelosole sind mit 1 % noch seltener vertreten, da diese Böden häufig auf Tone und Tonmergel des Hügel- und Berglands, jedoch auch vereinzelt auf pleistozäne tonreiche Ablagerungen des Tieflands beschränkt sind. Das Vorkommen semiterrestrischer Böden ist an das Vorhandensein von Grund- oder Überflutungswasser gebunden. Abgesehen von den Auenböden, deren Vorkommen an Flüsse gekoppelt ist, sind grundwasserbeeinflusste Böden etwas verbreiteter, da ihre Entwicklung unabhängig vom Gestein verläuft. Die Böden dieser Klasse werden häufig als Grünland genutzt oder sind speziell unter Wald nur kleinräumig ausgeprägt. Somit kommen sie an nur 4 % der Inventurpunkte vor. Durch vielfältige anthropogene Tätigkeiten geprägte Böden wie Terrestrische Kultosole v.a. Kolluvisole, Plaggenesch- oder Tiefumbruchsböden sind mit einem Anteil von 2 % vertreten.

In ihren bodenphysikalischen Eigenschaften unterschieden sich die Bodenklassen beträchtlich (Tab. I-3-7). Die Ergebnisse der Korngrößenverteilung zeigen, dass sich v.a. Terrestrische Kultosole und Podsole durch hohe Sandgehalte auszeichneten, während Pelosole und Terra calcis die höchsten Tongehalte aufweisen. Bei Podsolen bedingt die Entwicklung aus sandigen Substraten sandige Bodenarten. Diese Böden kommen im Norddeutschen Tiefland bevorzugt aus sandigen Sedimenten vor. Im Bergland hingegen entwickeln sich Podsole aus quarzreichen Granit- und Sandsteinfließerden. Die in Stauwasserböden vorkommenden hohen Gehalte an Schluff sind dem

häufigen Vorkommen dieser Böden in Löss- und Geschiebemergellandschaften geschuldet. Die höheren Tongehalte von Pelosolen lassen sich auf die Entwicklung aus tonreichen Ausgangsgesteinen zurückführen, während der silikatische tonreiche Lösungsrückstand der Terra calcis durch die Verwitterung von Kalkstein, Dolomit oder Mergelgestein entstand. Terrestrische Kultsole, Gleye, Pelosole, Stauwasserböden und Lessivés weisen geringe Steingehalte auf. Die geringen Steingehalte von Gleyen und Lessivés sind hauptsächlich auf deren Entwicklung aus Lockergesteinen zurückzuführen. Pelosole hingegen entwickeln sich aus Tongestein, dessen Verwitterung nur wenig Grobboden hinterlässt. Die hohen Steingehalte von Podsolen sind dem bevorzugten Vorkommen auf basenarmen Festgestein im Bergland geschuldet.

Die bodenchemischen Parameter variieren ebenfalls zwischen den Bodenklassen (Tab. I-3-7). Mit dem engsten C/N-Verhältnis, einem niedrigen pH-Wert, dem höchsten C-Gehalt sowie der höchsten KAK_{eff} und Basensättigung bietet die Bodenklasse der Terra calcis zunächst günstige ökologische Bedingungen. Allerdings bestehen eine Reihe bodenphysikalischer Einschränkungen, wie einer hohen Plastizität im feuchten Zustand oder einem hohen Totwasseranteil, so dass eine ackerbauliche Nutzung nur begrenzt möglich ist. Ähnlich günstige bodenchemische Eigenschaften weisen Pelosole und Auenböden und Gleye auf, wobei für erstere ähnliche bodenphysikalische Nutzungsbeschränkungen bestehen wie für Terra calcis, während für letztere hochanstehendes Grundwasser zu Nutzungsproblemen führen kann. Lessivés und Stauwasserböden bieten sowohl in bodenphysikalischer als auch bodenchemischer Hinsicht gute Bedingungen für eine Nutzung als Waldstandort. Die C/N-Verhältnisse, die Basensättigung und die Bodenacidität sind moderat, während die C-Gehalte und die KAK_{eff} vergleichsweise gering sind. Starke Versauerung, weite C/N-Verhältnisse und eine geringe Basensättigung kennzeichnen die Bodenklasse der Podsole, so dass diese hauptsächlich als Waldstandorte genutzt werden. Auf Waldstandorten können bei einigen Podsol-Subtypen Mangelsituationen in der Waldernährung auftreten.

Einige Bodenklassen differenzieren häufig nur unzureichend bezüglich bodenphysikalischer und -chemischer Eigenschaften. Dies wird einerseits bei der Klasse der Braunerden deutlich, die unabhängig von den standörtlichen Gegebenheiten im gesamten Bundesgebiet vorkommt. Andererseits weist die Klasse der AC-Böden und Schwarzerden eine extrem breite Spanne hinsichtlich Ausgangssubstrat und Klima auf (Tab. I-3-8). Unter den Braunerden haben die basenreichen Varietäten durchweg günstigere bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften als die basenarmen Varietäten. Die basenarmen Braunerden sind deutlich sandiger und mit höheren Steingehalten ausgestattet als die basenreichen Braunerden. Weiterhin ist die Trockenrohdichte in den basenreicheren Varietäten höher, was auf höhere Anteile an Ton und Schluff zurückzuführen ist. Mit der Differenzierung der AC-Böden ergibt sich eine breite Spanne für die dargestellten Parameter. Die bodenphysikalischen und -chemischen Eigenschaften waren für Tschernoseme und Pararendzinen am günstigsten. Diese Böden sind an die Lösslandschaften Mittel- und Süddeutschlands gebunden, wo Landwirtschaft dominiert und somit deren Nutzung als Waldstandorte eher die Ausnahme ist. Rendzinen und Ranker weisen zwar ebenso eine günstige Textur auf, jedoch sind die Steingehalte deutlich erhöht, was deren Nutzung als Ackerstandort einschränkt. Geringe Steingehalte finden sich in Regosolen, die jedoch durch hohe

Sandgehalte und hohe Lagerungsdichten gekennzeichnet sind. Die Bodentypen aus Kalkstein, Dolomit oder Mergelgestein weisen deutlich höhere C-Gehalte, pH-Werte und Basensättigungen auf als Tschernoseme, Regosole oder Ranker. Die aus silikatischem Gestein entstandenen Ranker und Regosole sind in ihren Eigenschaften sehr unterschiedlich zu bewerten. Ranker weisen höhere C-Gehalte und eine höhere Basensättigung sowie niedrigere C/N-Verhältnisse und pH-Werte als Regosole auf. Die Ausprägung dieser bodenchemischen Parameter ist in Tschernosemen moderat ausgeprägt.

Tab. I-3-7: Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften von Bodenklassen in den oberen 30 cm des Mineralbodens der BZE II-Punkte.

	B	S	P	L	R/T
n	996 (55 %)	208 (11 %)	134 (7 %)	154 (8 %)	143 (8 %)
Ton (Masse-%)	13,9±0,3	16,8±0,8	5,5±0,7	14,1±0,9	28,1±1,5
Schluff (Masse-%)	32,0±0,7	42,1±1,4	15,6±1,6	39,9±1,9	38,6±1,7
Steingehalt (Masse-%)	13,5±0,5	5,7±0,6	11,9±1,6	5,3±0,6	19,0±1,5
Trockenrohdichte (g cm ⁻³)	1,15±0,01	1,25±0,01	1,19±0,03	1,19±0,02	0,99±0,03
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	23,9±0,5	20,9±0,7	27,2±1,4	20,2±2,8	43,1±2,6
C/N-Verhältnis	19,2±0,2	17,1±0,4	27,5±0,5	17,1±0,5	15,8±0,5
pH-Wert (1 M KCl)	3,86±0,02	3,72±0,04	3,55±0,03	3,81±0,04	5,95±0,13
Basensättigung (%)	23,0±0,8	26,7±1,9	15,1±1,2	31,1±2,2	80,9±2,9
KAK _{eff} (μmol _c g ⁻¹)	76,5±1,7	80,9±3,5	54,7±3,4	85,9±5,2	284,7±16,7

	C	D	A/G	Y
n	50 (3 %)	18 (1 %)	79 (4 %)	43 (2 %)
Ton (Masse-%)	29,9±1,8	29,8±3,0	16,8±1,6	4,6±1,2
Schluff (Masse-%)	44,3±2,2	35,3±3,0	32,1±2,3	11,7±4,5
Steingehalt (Masse-%)	14,6±1,9	4,8±1,4	4,9±1,1	1,8±0,5
Trockenrohdichte (g cm ⁻³)	1,01±0,04	1,27±0,03	1,14±0,03	1,20±0,06
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	33,3±1,9	18,9±2,0	29,1±2,0	72,9±19,8
C/N-Verhältnis	13,5±0,3	14,4±0,7	17,8±0,9	23,2±1,2
pH-Wert (1 M KCl)	5,68±0,17	4,46±0,32	5,007±0,19	3,88±0,14
Basensättigung (%)	92,3±2,3	66,4±7,3	59,9±4,5	35,5±5,0
KAK _{eff} (μmol _c g ⁻¹)	296,0±16,7	177,9±27,4	132,1±12,2	138,8±37,6

B = Braunerden; S = Stauwasserböden; P = Podsole; L = Lessivés; R/T = Ah/C-Böden und Schwarzerden; C = Terra calcis; D = Pelosole; A/G = Auenböden und Gleye; Y = Terrestrische Kultosole

OC-Gehalt = organischer Kohlenstoffgehalt

Tab. I-3-8: Bodenphysikalische und -chemische Eigenschaften von Braunerden und AC-Böden in den oberen 30 cm des Mineralbodens der BZE II-Punkte.

Braunerden (B)					
	(basenarm)	(basenreich)			
n	727 (73 %)	269 (27 %)			
Ton (Masse-%)	12,4±0,3	17,9±0,8			
Schluff (Masse-%)	29,7±0,8	38,2±1,5			
Steingehalt (Masse-%)	15,5±0,6	8,0±0,7			
Trockenrohichte (g cm ⁻³)	1,13±0,1	1,20±0,01			
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	24,9±0,6	21,1±0,7			
C/N-Verhältnis	19,9±0,2	17,5±0,4			
pH-Wert (1 M KCl)	3,74±0,01	4,19±0,06			
Basensättigung (%)	16,2±0,6	41,5±2,2			
KAK _{eff} (μmol _c g ⁻¹)	67,6±1,4	101,1±4,6			

AC-Böden (R/T)					
	Ranker	Regosole	Rendzinen	Pararendzinen	Tschernoseme
n	12 (8 %)	24 (17 %)	84 (59 %)	17 (12 %)	6 (4 %)
Ton (Masse-%)	20,1±3,0	5,2±1,2	34,9±1,5	29,4±3,3	15,6±4,8
Schluff (Masse-%)	34,4±5,7	12,0±4,9	42,6±1,3	48,1±3,6	55,6±8,5
Steingehalt (Masse-%)	30,1±7,0	7,5±3,0	23,6±1,8	11,3±3,3	4,1±1,8
Trockenrohichte (g cm ⁻³)	0,89±0,12	1,38±0,02	0,86±0,03	0,99±0,07	1,22±0,1
OC-Gehalt (g kg ⁻¹)	48,1±9,1	14,0±2,2	55,8±3,5	30,0±4,0	18,4±1,5
C/N-Verhältnis	15,1±1,5	23,5±1,5	14,2±0,3	13,5±1,0	14,0±1,5
pH-Wert (1 M KCl)	3,63±0,28	4,36±0,23	6,69±0,09	6,81±0,19	4,28±0,64
Basensättigung (%)	32,2±10,2	38,1±7,3	99,4±0,8	99,1±0,8	43,0±14,0
KAK _{eff} (μmol _c g ⁻¹)	124,2±25,6	41,5±7,0	398,8±18,0	256,6±25,4	110,9±22,4

Die Unterscheidung der Braunerden basiert auf einer Zuordnung von Substratgruppen aus Tabelle I-3-3 für basenarme Braunerden entsprechend Substrate 1 und 6 und für basenreiche Braunerden entsprechend Substrate 2, 3, 4, und 5.

OC-Gehalt = organischer Kohlenstoffgehalt

3.4.6 Tiefenprofiltypen der Basensättigung

Die Versauerung von Böden im Laufe ihrer Entwicklung ist ein natürlicher Prozess, bei dem sich die Puffersysteme der Böden zunehmend und z.T. irreversibel erschöpfen. Versauerungsprozesse können u.a. durch Bildung und Dissoziation von Kohlensäure und organischen Säuren beim Streuabbau, durch organischen Säureeintrag an Standorten mit stark gehemmttem Humusabbau, durch Nährstoffentzug nach Biomassennutzung oder durch die Deposition anthropogener Säurebildner hervorgerufen werden. Mit fortschreitender Bodenversauerung verändert sich die Sättigung des Austauscherkomplexes, da die in den mineralischen Oberböden anteiligen

Basenkationen zunehmend verloren gehen und durch sauer wirkende Kationen (Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{2+}) und Protonen (H^+) am Austauschersetzer ersetzt werden. Je nach Grundausstattung des Ausgangsgesteins und Nachlieferung basisch wirkender Kationen durch Verwitterung ergibt sich eine tiefenspezifische Verteilungen der Basensättigung. Allerdings modifizieren anthropogen verursachte Stoffeinträge die vertikale Verteilung der Basensättigung nachhaltig, indem einerseits Basenverluste durch den Eintrag von Säurebildner forciert werden, andererseits jedoch eine Aufbasung durch Asche- und Staubeinträge oder durch eine Kalkung erfolgt.

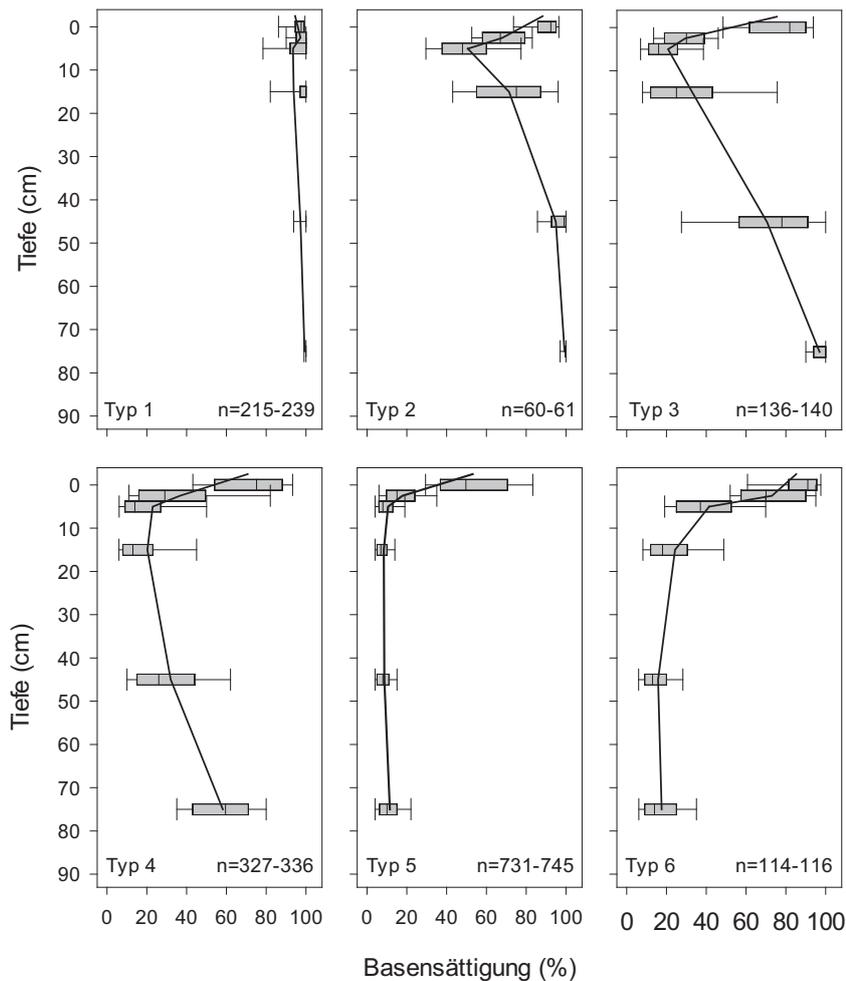


Abb. I-3-7: Tiefenverlauf der Basensättigung der BZE II-Punkte für Versauerungstypen (Typ 1 bis 6) nach (Kölling *et al.* 1996).

Der charakteristische Vertikalgradient der Nährstoffversorgung wurde von Hartmann & von Wilpert (2016) anhand der Daten zum Auflagehumus und dem Mineralboden bis 90 cm Tiefe mittels Clusteranalyse abgeleitet. Die dabei identifizierten Typen der Vertikalgradienten entsprechen im Grundlegenden den von Wilpert (1996) und Kölling *et al.* (1996) beschriebenen Tiefenverlaufstypen; allerdings ist im Bereich der basenarmen Standorte zusätzlich die Kalkung ausgeprägt (Typ 6). Den Typ 1 kennzeichnet eine durchgehend sehr hohe Basensättigung, während den Typ 2 eine nur mäßig hohe Basensättigung im Oberboden, jedoch eine sehr hohe

Basensättigung im Unterboden charakterisiert. Der Typ 3 wird durch mäßige bis geringe Basensättigungen bis in 30 cm geprägt, die durch verstärkte Versauerung bis in 30 cm hervorgerufen wurde. Unterhalb von 30 cm ist die Entkalkung weniger stark fortgeschritten und mäßig hohe bis sehr hohe Basensättigungen gewährleisten eine ausreichende Basenversorgung. Eine zunehmende Basenverarmung bis in eine Tiefe von 60 cm charakterisiert Typ 4, wenn der darunterliegende Bereich noch basenreich ist. Typ 5 kennzeichnet eine starke Basenverarmung über das gesamte Profil des Mineralbodens. Der durch Kalkung geprägte Typ 6 ist ein neu definierter Tiefenverlaufstyp, der aus Böden mit extremer Basenschwäche hervorgegangen ist, die jedoch durch die Kalkung eine Aufbasung im Auflagehumus und z.T. im Oberboden erfahren. Laut Hartmann & von Wilpert (2016) werden auch Standorte anderen Typs gekalkt, deren Effekt schlug jedoch nicht so stark auf den Mineralboden durch.

Für die Gruppierung der BZE-Standorte nach Tiefenverlaufstypen werden die zwei am stärksten die Gruppierungen beeinflussenden Bodentiefen 0-5 cm und 60-90 cm herangezogen. Somit können 1649 BZE-Standorte in die Analyse einbezogen werden, wobei Typ 2 mit 4 % am seltensten und Typ 5 mit 46 % am häufigsten vorkommt (Abb. I-3-7). Neben der reinen Betrachtung der Basensättigung ist ebenfalls die Kenntnis über die Belegung des Austauschers mit basischen und sauren Kationen aus dem mobilisierbaren Ionenpool der Böden relevant, da mit abnehmender Austauschkapazität auch die Empfindlichkeit gegenüber Säurebelastungen und damit auch die Fähigkeit, Nährstoffe und Schadstoffe zu binden, zunimmt. Die kombinierte Betrachtung von Basensättigung und Austauschkapazität kann demnach auf die Elastizität von Böden gegenüber einer Säurebelastung hinweisen und aufzeigen, welche Möglichkeiten die Standorte besitzen, diese Säurebelastung ohne negative ökologische Konsequenzen abzupuffern. Die Ionenanteile der einzelnen Tiefenstufen zeigen für die verschiedenen Tiefenverlaufstypen ebenfalls ein charakteristisches Muster (Abb. I-3-8). Die Typen 1 bis 3 differenzieren basierend auf der Basensättigung in der Tiefe 60-90 cm kaum ($BS > 85 \%$), im Oberboden sind die Unterschiede jedoch stark ausgeprägt. Mit der Verteilung der Austauscherbelegung lassen sich die drei Typen etwas stärker differenzieren. Typ 1 weist über alle Tiefenstufen hinweg eine fast gleichbleibend hohe Sättigung mit basisch wirkenden Kationen auf, während die Kationensäuren einen nur sehr kleinen Anteil des Austauschers belegen. Die mittlere Austauscherbelegung von Typ 2 mit basisch wirkenden Kationen ist im Auflagehumus und in 60-90 cm Tiefe ebenfalls sehr hoch. Ein Minimum an Sättigung mit basischen Kationen wird in Tiefenstufe 5-10 cm erreicht, um in tieferen und höheren Bodenbereichen wieder zuzunehmen. Allerdings liegt in 5-10 cm der Anteil sauer wirkender Kationen am Gesamtkomplex leicht über 50 %. Ein ähnliches Muster, jedoch mit deutlich stärkerer Ausprägung des sauer wirkenden Anteils, repräsentiert Typ 3. Mit einer moderaten Basensättigung im Unterboden ($BS 30-85 \%$) lässt sich Typ 4 abgrenzen. Für diesen Typ dient der Oberboden nicht als Kriterium zur Abgrenzung, da dieser über eine Basensättigung $< 60 \%$ definiert wird, der Bereich $> 60 \%$ jedoch durch keinen anderen Typ belegt ist. Mit Typ 4 findet sich für den Austauscherkomplex ein ähnliches Muster wie für Typ 3, jedoch sinkt die Sättigung von basisch wirkenden Kationen im Unterboden weiter ab. Weiterhin weisen beide Typen für den Oberboden $> 50 \%$ Al-Sättigung auf. Der durchgehend basenschwache Typ 5 kann über die Schwellen 50 % Basensättigung im Ober- und 30 % im Unterboden definiert

werden. Die Austauscherbelegung des Typs 5 wird über das gesamte Profil mit > 80 % durch sauer wirkende Kationen bestimmt. Lediglich im Auflagehumus halten sich saure und basische Kationen die Waage. Durch Kalkung geprägte Standorte des Typs 6 können deutlich über einer Basensättigung von 50 % liegen, wodurch sie sich von Standorten des Typs 5 abgrenzen lassen. Besonders der Auflagehumus zeigt einen erhöhten Anteil basisch wirkender Kationen. Im Mineralboden steigt der Anteil der sauren Kationen mit zunehmender Tiefe an, wobei bereits in der Tiefe 5-10 cm der Anteil von sauren Kationen bei ~50 % liegt. Allerdings beläuft sich der Anteil basisch wirkender Kationen auch in der untersten Tiefenstufe noch nicht auf dem Niveau von Typ 5. Mit der Verschneidung der Daten zur Kalkung mit den Tiefenverlaufstypen zeigt sich, dass 70 % der Standorte des Tiefenverlaufstyps 6 gekalkt wurden. Weiterhin erfuhren 22 bzw. 30 % der Tiefenverlaufstypen 4 und 5 eine Kalkung aufgrund einer erhöhten Al-Sättigung des Austauschers. Die v.a. im Unterboden noch gut mit basisch wirkenden Kationen ausgestatteten Versauerungstypen 1 bis 3 wurden nur selten gekalkt. Ihre Anteile liegen zwischen 8 und 13 %.

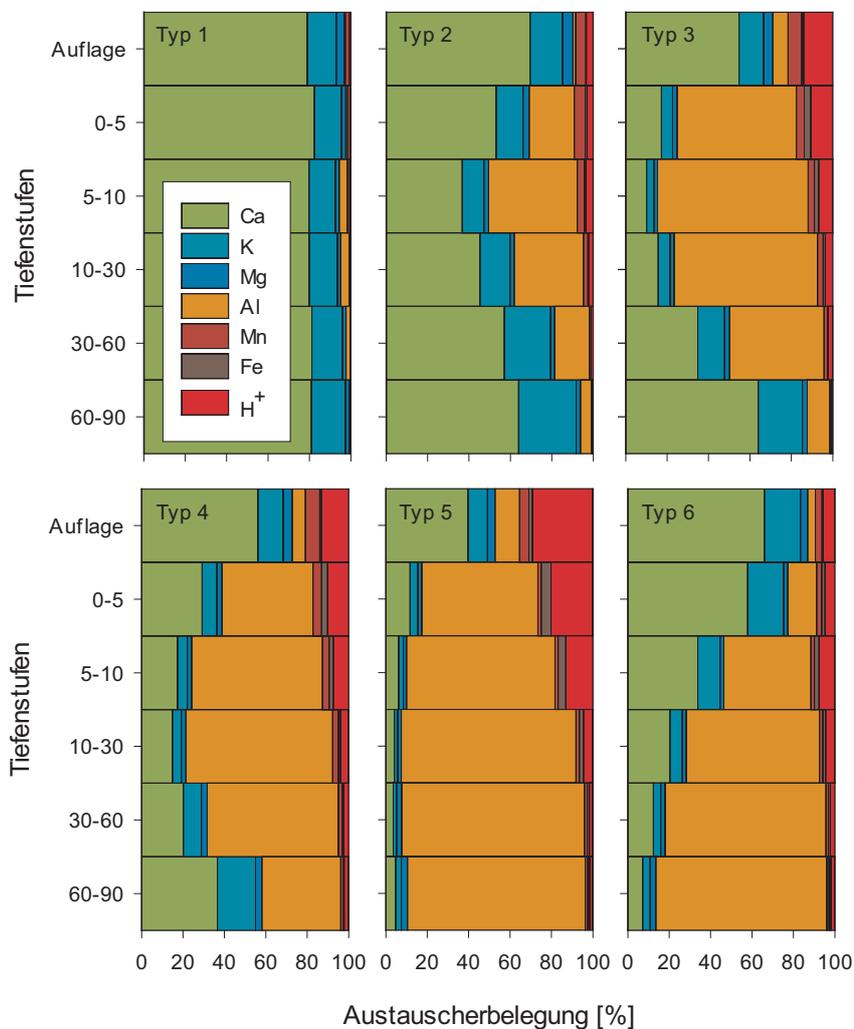


Abb. I-3-8: Mittlerer Anteil der Kationen an der Austauscherbelegung der BZE II-Punkte für Versauerungstypen (Typ 1 bis 6) nach Kölling *et al.* (1996).

3.5 Auswirkungen anthropogener Stoffeinträge auf Waldböden

3.5.1 Stoffeinträge aus Luftverunreinigungen

Mit Beginn der Industrialisierung nahmen in Mitteleuropa die Stoffeinträge kontinuierlich zu. Durch den ständigen Eintrag von anthropogenen Stoffen kommt es zu Änderungen des Stoffhaushalts in den Waldökosystemen, womit diese nicht mehr als konstant sondern als sich ständig verändernde Systeme betrachtet werden müssen. Schlüsseleigenschaften von Waldstandorten, wie der Säure-Base-haushalt oder der N-Haushalt werden nachhaltig verändert. Als dynamische Standortfaktoren können Stoffeinträge somit nicht unberücksichtigt bleiben. Besonders Schwefel (S)- und N-Verbindungen sowie regionale Depositionen basischer Substanzen beeinflussen die standörtlichen Verhältnisse von Waldstandorten in Deutschland großräumig. Schwefel- und N-Verbindungen in der Atmosphäre entstammen vor allem urbanindustriellen Quellen wie Verkehr (NO_x), Industrieanlagen, Energieumwandlung (SO_x , NO_x) oder der intensiven Landwirtschaft (NH_x). Quellen basischer Kationen v.a. von Kalium sind aufgewehte Bodenpartikel oder atmosphärische Stäube, die in Ostdeutschland als basenreiche Flugaschen auftraten. Meeresnahe Gebiete können ebenfalls durch hohe Einträge an basischen Kationen wie Magnesium, aber auch Sulfat und vor allem Natrium gekennzeichnet sein. Alle in der Atmosphäre befindlichen Stoffe unterliegen Transport- und Transformationsprozessen. Komponenten können mit Wolken- oder Nebeltropfen reagieren oder durch photochemische Reaktionen zur Bildung reaktiver Verbindungen führen.

Die anthropogenen Emissionen von Säurebildnern in die Atmosphäre führen zum Eintrag von Protonen in Waldökosysteme. So werden als Folge der Verbrennung fossiler Energieträger große Mengen an Schwefeldioxid (SO_2) in die Atmosphäre emittiert. Daneben werden beträchtliche Mengen Stickoxide (NO_x) emittiert. In der Atmosphäre bilden diese Gase mit dem darin enthaltenen Wasser starke Säuren, die mit den Niederschlägen in den Boden eingetragen werden. Während der auf den natürlichen CO_2 -Gehalt der Atmosphäre zurückzuführende pH-Wert des Niederschlagswassers bei 5,6 liegt, werden in der Atmosphäre anthropogen stark belasteter Gebiete deutlich niedrigere pH-Werte gemessen. Die Deposition von den aus der Landwirtschaft stammenden Ammonium-Ionen (NH_4^+) bewirkt eine zusätzliche Säurebelastung, da Ammonium im Boden durch Nitrifizierung zu Nitrat (NO_3^-) umgewandelt wird, wodurch weitere Protonen freigesetzt werden. In natürlichen Waldökosystemen ist N ein limitierendes Element, weshalb deponierter N zunächst Wachstumsprozesse stimuliert. Bei übermäßiger N-Versorgung kommt es zu Nährstoffungleichgewichten mit der Folge, dass die Artenzusammensetzung von Vegetation und Bodenlebewelt zugunsten nitrophiler Vertreter verändert werden kann. Des Weiteren belastet ausgewaschener N als Nitrat das Grundwasser und führt zu Nährstoffverlusten oder gasförmig entweichender Stickstoff (N_2O) belastet als klimawirksames Gas die Atmosphäre. Wie die Modellierung atmosphärischer Stoffeinträge zeigt (Kap. 2.1.11), sind aufgrund umfangreicher Emissionsminderungsmaßnahmen die Stoffeinträge deutlich rückläufig (Abb. I-3-9). Aufgrund des im Vergleich zu N starken Rückgangs der Schwefeldepositionen hat die

Bedeutung von Ammonium und Ammoniak an der potenziellen Säuredeposition erheblich zugenommen. Somit bleiben die Depositionen reduzierter N-Einträge aus der Landwirtschaft in einigen Regionen Deutschlands auf einem hohen Niveau und sind damit Hauptbelastungsquelle der Wälder.

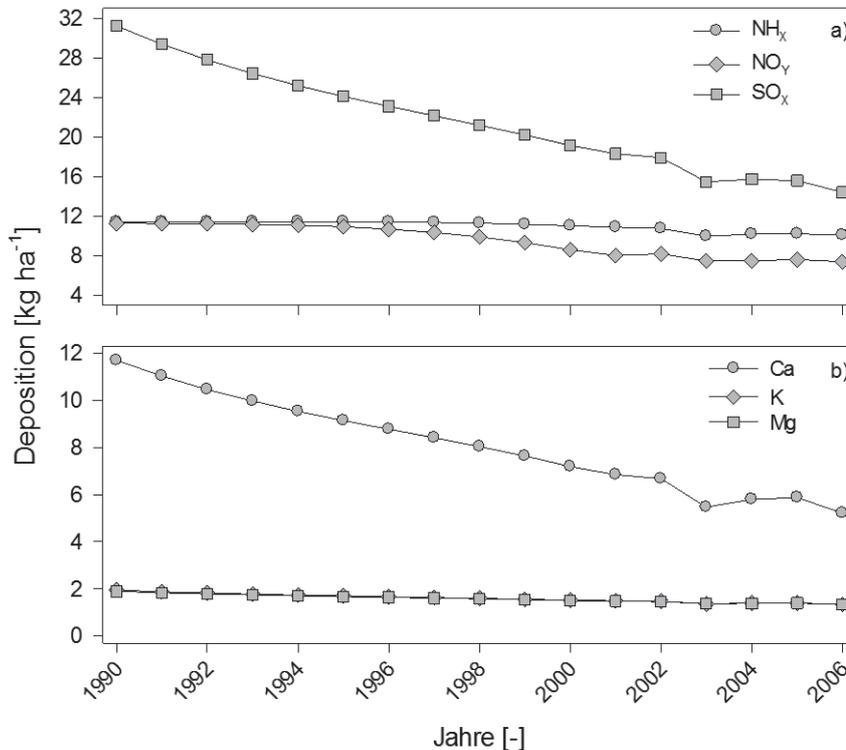


Abb. I-3-9: Zeitliche Entwicklung des jährlichen Eintrags von Luftschadstoffen (a: SO_x, oxidierter S; NH_x, reduzierter N; NO_x, oxidierter N) und basischer Kationen (b: Ca, K, Mg) zwischen 1990 und 2006.

3.5.2 Kalkung von Wäldern

Durch den Eintrag von Luftschadstoffen in Waldökosysteme werden besonders in nicht kalkhaltigen Böden die ökologischen Belastungsgrenzen für Säure und N deutlich überschritten. Hierdurch verarmen die Oberböden an Basen, was mit einer weitgehend substratunabhängigen Versauerung einhergeht (Wolff & Riek 1996). Hinzu kommt, dass bodenökologische Prozesse durch die auf weiterhin hohem Niveau verharrenden N-Depositionen überprägt werden. Die Folgen für die ökosystemaren Funktionen des Walds sind vielfältig. Zum einen nimmt in versauerten Waldböden die biologische Aktivität ab, da sich die Bodenfauna dem hohen Säuregrad mit nur wenigen, dominanten Arten anpasst (Lavelle *et al.* 1995). Andererseits ziehen sich bei säureempfindlicheren Baumarten die Wurzeln aus dem versauerten Mineralboden in den Auflagehumus zurück, da aufgrund der Kronenraumpufferung dem Mineralboden verstärkt Nährelemente entzogen werden. Besonders N-Einträge in Form von Ammonium (NH₄⁺) wirken versauernd auf das Ökosystem, da die Pflanze zwangsläufig mehr Kationen als Anionen aufnehmen muss. Zum Ladungsausgleich werden entsprechende Mengen an Protonen über die

Rhizosphäre ausgeschieden. Insofern die in der Biomasse gespeicherten Kationen nicht wieder dem Boden zugeführt werden, sinkt der pH-Wert der Rhizosphäre langfristig ab. Außerdem erfolgt die Aufnahme der Kationen durch die Pflanze im gesamten durchwurzelten Bereich des Bodens, die Neutralisation der Protonen findet jedoch nur in Auflagehumus und Oberboden statt. Demzufolge trägt die Protonenabgabe in der Rhizosphäre zur tieferen Bodenversauerung bei (Bredemeier 1988). Somit entkoppeln sich auch die Nährstoffkreisläufe unter Einbeziehung des tieferen Mineralbodens und der Nährstoffentzug beschränkt sich weitgehend auf die laufende Streuzersetzung im Auflagehumus. Schreitet die Versauerungsfront in die Tiefe fort, werden in den aufgeweiteten Zwischenschichten von Dreischicht-Tonmineralen Nährelemente, wie Calcium und Magnesium durch Al-(hydroxo)-Kationen ersetzt, so dass die Dreischicht-Tonminerale ihre Funktion als Nährelementtauscher verlieren können (Veerhoff & Brümmer 1993). Die damit verbundene starke Aufweitung der Zwischenschichten verursacht eine Destabilisierung, die bei anhaltender Säurebelastung zu einer irreversiblen Auflösung der Kristallgitter führt und in einer Zerstörung der Tonminerale mündet (Veerhoff & Brümmer 1992). Zum Schutz der Bodenqualität wird daher in einigen Bundesländern eine Bodenschutzkalkung durchgeführt, um aktuelle und vergangene Säureeinträge zu kompensieren und somit einer weiteren Bodenversauerung und dem irreversiblen Verlust von Bodenqualität entgegenzuwirken. Für eine effiziente und dauerhafte Regeneration essenzieller Bodenfunktionen werden je nach Bundesland und den dort vorherrschenden Standortbedingungen verschiedene Konzepte zur Bodenschutzkalkung mit unterschiedlichen Kriterien zur Ausweisung des Kalkungsbedarfs verfolgt.

Die von den Bundesländern als versauerungsempfindlich ausgewiesenen Standorte umfassen jene BZE-Inventurpunkte, die entsprechend bundeslandspezifischer Kriterien durch eine Kalkung vor einer weiteren Bodenversauerung und vor dem irreversiblen Verlust von Bodenqualität geschützt werden können (Abb. I-3-10). In den entsprechenden Leitfäden der Bundesländer werden die zur Anwendung gekommenen Selektionsverfahren ausführlich beschrieben. Ein weiteres, unabhängig von den bundeslandspezifischen Verfahren entwickeltes Konzept zur Begegnung einer weiteren Bodenversauerung und eines irreversiblen Verlusts von Bodenqualität zielt nicht allein auf die Neutralisation aktueller Säureeinträge, sondern auch auf die Wiederannäherung der Bodenreaktion sowie der Basen- und Nährstoffausstattung der Böden an die natürlichen Bodenverhältnisse. Grundlage für dieses an der natürlichen Basenausstattung von Waldstandorten orientierte Konzept ist die Definition eines Sollzustands, der dem der „vorindustriellen“ Basenausstattung der Böden entspricht (von Wilpert *et al.* 2013). Hiernach muss die „Drift“ des Bodens vom natürlichen Versauerungszustand in Richtung höherer Acidität bestimmt werden. Bei der Ableitung des Kalkbedarfs wird unterstellt, dass die Waldböden relativ jung sind und somit im Unterboden durch natürliche Prozesse keine nennenswerten Al-Anteile an der Austauscherbelegung zu finden sind. Eine sich kumulierende anthropogen bedingte Bodenversauerung lässt sich durch einen erhöhten Vorrat austauschbarem Al im Unterboden unterstellen. Für die Neutralisation des Al und damit für die Regeneration der Böden lässt sich wiederum die notwendige Kalkmenge ableiten.

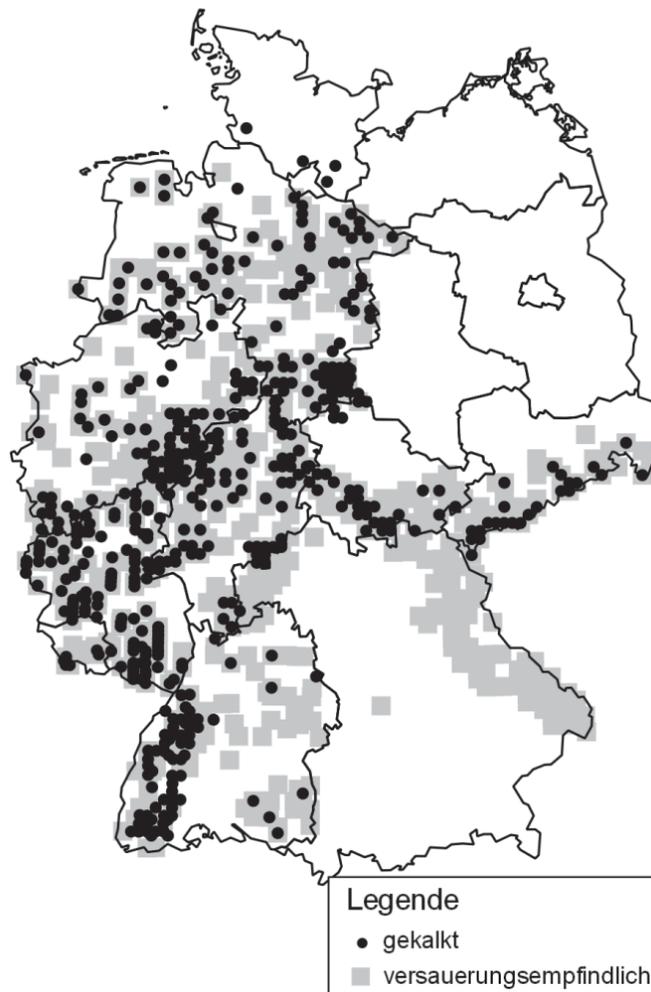


Abb. I-3-10: Verteilung der bundeslandspezifischen Kulisse versauerungsempfindlicher Standorte sowie der bis zum Zeitpunkt der BZE II mindestens einmalig gekalkten BZE-Standorte.

Von den insgesamt 749 von den einzelnen Bundesländern als versauerungsempfindlich eingestuften BZE-Standorten wurden bisher 385 gekalkt. Alternativ hierzu erfolgte, basierend auf dem Vorrat austauschbarer Al-Ionen im Unterboden, die Ableitung eines Kollektivs versauerungsempfindlicher Standorte (Abb. I-3-11). Hierbei beläuft sich die Anzahl solcher Standorte auf 694, von denen bisher 228 Standorte gekalkt worden sind. Der räumliche Vergleich beider Ansätze verdeutlicht, dass der bundeslandspezifische Ansatz der Versauerungsempfindlichkeit weniger räumlich dispers über die Landesfläche verteilt ist als bei Anwendung der Methode austauschbare Al-Vorräte. Weiterhin zeigt sich, dass 197 zur bundeslandspezifischen Kulisse versauerungsempfindlicher Standorte gehörige, bereits gekalkte Standorte nicht als kalkungswürdig entsprechend der Methode austauschbarer Al-Vorräte im Unterboden ausgewiesen worden sind. Umgekehrt finden sich lediglich 40 gekalkte Standorte, die entsprechend der Methode austauschbarer Al-Vorräte ausgewiesen worden sind, jedoch nicht zur bundeslandspezifischen Kulisse versauerungsempfindlicher Standorte gehören. Bei lediglich 188 gekalkten Standorten besteht eine Übereinstimmung basierend auf der Ausweisung beider Ansätze. Hiermit zeigt sich eine Diskrepanz zwischen beiden Ansätzen. Allein für das Bundesland Bayern ergibt sich anhand der

Methode austauschbarer Al-Vorräte ein sehr großer Anteil kalkungswürdiger Standorte, die nicht durch die ausgewiesene bundeslandspezifische Kulisse versauerungsempfindlicher Standorte abgedeckt sind.

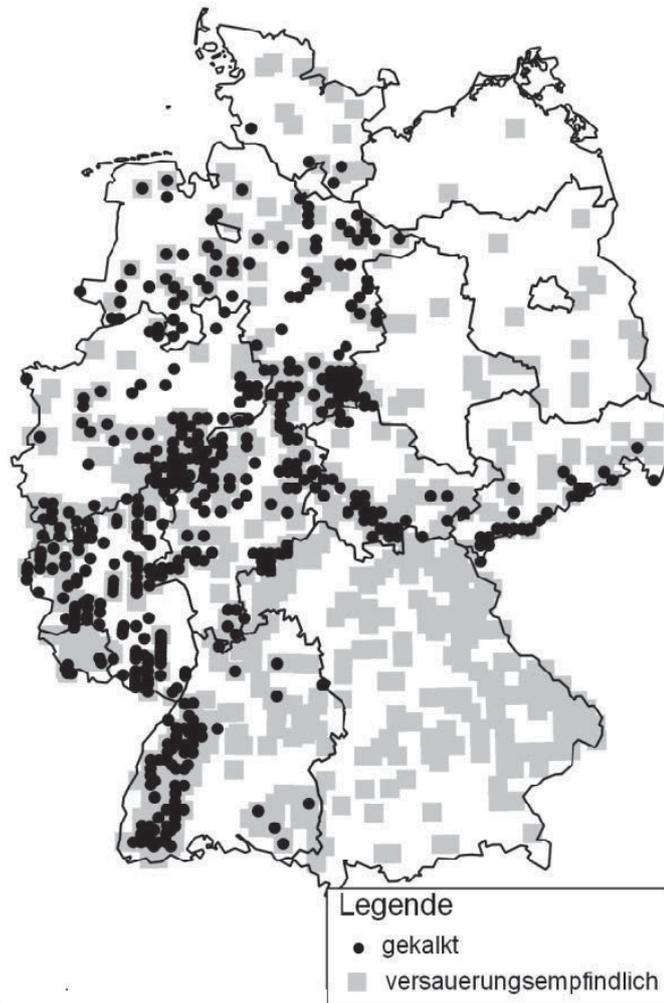


Abb. I-3-11: Verteilung der auf Basis des Vorrats austauschbaren Aluminiums abgeleiteten Kulisse versauerungsempfindlicher Standorte sowie der bis zum Zeitpunkt der BZE II mindestens einmalig gekalkten BZE-Standorte.

Dynamik und räumliche Muster forstlicher Standorte in Deutschland

Ergebnisse der Bodenzustandserhebung im Wald 2006 bis 2008

Nicole Wellbrock, Andreas Bolte, Heinz Flessa (eds)

Thünen Report 43