

Neue Aspekte für die Rekonstruktion der Reliefentwicklung des Harzes

Folgerungen aus einer geomorphologischen Analyse des westlichen Harzrandes und seiner Fußregion

Von

Wolfgang Thiem

Mit 3 Abbildungen

(Eingegangen am 23. Oktober 1973)

Inhalt

Vorwort	233
1. Der Stand der Forschung	234
1.1. Gliederung, Entstehung und Altersstellung des Großformenschatzes	234
1.1.1. Das zentrale Bergland	234
1.1.2. Die Harzhochfläche	234
1.1.3. Die Randverebnungen	236
1.2. Die Hebungen seit Anlage der Harzhochfläche	239
2. Gründe für die Diskrepanz der Untersuchungsbefunde	240
3. Neue Aspekte für die Rekonstruktion der Reliefentwicklung des Harzes	241
3.1. Zur Methodik der Reliefanalyse des westlichen Harzrandes	241
3.2. Ergebnisse der Reliefanalyse des westlichen Harzrandes	242
3.2.1. Die Morphographie des Großformenschatzes	242
3.2.2. Entstehung und Altersstellung der Harzhochfläche und der Randverebnungssysteme	244
3.2.2.1. Die Harzhochfläche	244
3.2.2.2. Die Randverebnungssysteme	247
3.2.3. Die Hebungen des Westharzes seit Anlage der Harzhochfläche	255
4. Zusammenfassung	256
Schrifttum	258

Vorwort

Die vorliegende Arbeit gibt eine Gegenüberstellung des Forschungsstandes über die Entwicklung des Großformenschatzes des Harzes mit jenen neuen Aspekten, die hierzu die geomorphologischen und geologischen Detailuntersuchungen des Verfassers am westlichen Harzrand und in seiner Fußregion geliefert haben und die als Sonderheft 6 des Jahrbuches der Geographischen Gesellschaft zu Hannover 1972 veröffentlicht worden sind.

1. Der Stand der Forschung

1.1. Gliederung, Entstehung und Altersstellung des Großformenschatzes

Mit scharf gezeichnetem, im wesentlichen herzynisch verlaufendem Umriss erhebt sich der Harz aus dem niedersächsischen und sächsisch-thüringischen Schichtkamm- und Schichtstufenland: im N, bedingt durch die „Harznordrandstörung“, mauerartig, im E und S als mehr oder weniger steile Aufbiegung); der W nimmt dazwischen eine Mittelstellung ein.

Der Gebirgsrand ist durch eine dichte und tiefe Zertalung gekennzeichnet. Talwärts werden die Hänge der Täler zunehmend niedriger und flacher, bis sie schließlich ganz zurückweichen und einer weiten Ebenheit Platz machen, der sog. Harzhochfläche, in der die Taloberläufe nur noch muldenartig eingesenkt sind. Diese Harzhochfläche ist das markanteste und zugleich unbestrittenste Glied des Großformenschatzes des Gebirges. Sie wird im Oberharz von den weitgespannten Erhebungen eines mehr oder minder zentral gelegenen Berglandes überragt, das seine bekanntesten Einzelglieder im Brockenmassiv und im Acker-Bruchberg-Zug besitzt.

1.1.1. Das zentrale Bergland

Für die Entstehung des zentralen Berglandes fehlt noch immer eine allseits befriedigende Erklärung. Drei wichtige Theorien stehen nebeneinander: die Deutung 1. als Härtling, 2. als Fernling und 3. durch frühere (oder spätere), stärkere Heraushebung gegenüber der Harzhochfläche bzw. dem übrigen Gebirgskörper. Die Vertreter der letzteren Deutung beschreiben – mit Ausnahme von Herrmann (1940) – einen stockwerkartigen Aufbau des zentralen Berglandes, den sie als Piedmonttreppe (W. Penck, Frebold, m. Einschr. Spreitzer) oder als Rumpftreppe (Hövermann, Franz) erklären. Von der Sahle hat schon 1942 alle drei Theorien miteinander verknüpft und für die Erhaltung des zentralen Berglandes sowohl die morphologische Widerständigkeit von Acker-Bruchberg-Quarzit, Granit und den Kontaktgesteinen des Brocken-Plutons als auch die Fernlingslage als auch eine gesonderte, ruckweise Heraushebung, die zur Anlage von vier Niveauflächen geführt haben soll, verantwortlich gemacht.

Auf diesen bis heute umstrittenen Fragenkomplex soll im folgenden nicht näher eingegangen werden. Nur so viel sei angedeutet: meines Erachtens ist – wie überall, so auch hier – bei der Konstruktion und Erklärung von Flächentritten dem Fortschreiten der Abtragung an gehobenen bzw. sich hebenden Krustenteilen nach dynamischen Gesichtspunkten zuwenig Beachtung geschenkt worden. Zudem wurden die strukturellen, insbesondere die petrographischen Abhängigkeiten des Stockwerkbaus vernachlässigt (vgl. Mücke 1966).

1.1.2. Die Harzhochfläche

Die Existenz der Harzhochfläche ist seit ihrer Deutung als Penepplain alttertiären (präoligozänen) Alters durch Philippi (1910) in keiner geomorphologischen Arbeit in Frage gestellt worden, wenn auch die Meinungen über Bildungsmechanismus und Alter weit divergieren.

Morphographie

Die Hochfläche liegt im Westharz mit gleichbleibend rd. 600 m über NN 300 bis 400 m über dem Gebirgsvorland und erreicht ihre ebenste Ausbildung im Raume Clausthal-Zellerfeld (sog. „Clausthaler Hochfläche“ Hövermanns). Umstritten ist allerdings noch, ob sie zum zentralen Bergland hin – insbesondere auf St. Andreasberg zu – allmählich ansteigt oder ob sich hier bereits höhere, ältere Glieder der o. g. Rumpftreppe einschalten, wie von Hövermann behauptet wird. Gleichfalls herrscht noch kein Einvernehmen darüber, ob die Hochfläche des Westharzes mit der sich vom Rande des zentralen Berglandes nach E hin stetig abdachenden Hochfläche des Unterharzes gleich-

aldrig ist. Die folgenden Erörterungen beziehen sich daher nur auf die Hochfläche des Westharzes (kurz: Harzhochfläche).

Diese Hochfläche stellt keine unreliefierte Ebene dar, sondern setzt sich aus ebenen Geländeteilen, Flächen geringen Gefälles, wenig eingetieften Talmulden und dazwischen liegenden sanften Schwellen und Höhen zusammen (Behrmann, Meinecke, Hövermann, u. a.). Schon Gehne (1911) hatte deshalb zwischen „Rumpfschwellen“ und „Rumpfmulden“ als gleichrangigen Bestandteilen der Hochfläche unterschieden. Sie sind allerdings später (Becksmann, Spreitzer, Hövermann) als altersverschiedene Glieder des Großformenschatzes interpretiert worden.

Während die Hochfläche in den äußeren Teilen des Gebirges fast völlig eben ist, wird sie zum zentralen Bergland hin hügeliger und greift schließlich in Form zunächst breiter, bald jedoch schmaler werdender Talungen in das höher aufragende Relief ein (Hövermann).

Die Hochfläche des östlichen Harzes ist nach Mücke (1966) in Flachgefälle aufgelöst, die sich vom Fuße einzelner Höhenrücken, die die Flachgefälle um 20 bis 70 m überragen und i. allg. an widerständigere Gesteinskomplexe gebunden sind, in Richtung auf die großen Flußtäler abdachen.

Entstehung und Altersstellung

Nur noch wissenschaftshistorisch interessant sind diejenigen Anschauungen, die die Harzhochfläche als Peneplain (Fastebene, Endrumpffläche) im Sinne von W. M. Davis oder als Primärrumpf (Trugrumpf) im Sinne von W. Penck erklärten.

Hauptvertreter der ersten Gruppe waren Gehne (1911), Behrmann (1913) und später auch Spreitzer, der 1937 die Harzhochfläche als „Endrumpffläche gegenüber der saxonischen Hebung und Verbiegung“ (S. 111) ansah. Dagegen deutete W. Penck (1924) die Harzhochfläche als unterste Piedmontfläche des durch eine Piedmonttreppe gegliederten Zentralen Berglandes und damit in den peripher gelegenen Teilen als Primärrumpf.

Nur wenig später wollte von Werveke (1927) in der Hochfläche gar die im Tertiär wiederaufgedeckte Transgressionsfläche des Zechsteinmeeres sehen, doch konnte Becksmann bereits 1930 die Unhaltbarkeit dieser These nachweisen.

Allen jenen Anschauungen war gemeinsam, daß sie die klimatische Steuerung der Abtragungsprozesse, die zur Bildung der Fläche geführt hatten, noch nicht in ihre Überlegungen einbezogen bzw. ausdrücklich leugneten (W. Penck).

Von der Sahle (1942) war es dann, der erstmals von einer „klimatischen Begünstigung“ der Bildung des Endrumpfes sprach. Diesen Gedanken griff Hövermann (1949, 1950) auf, indem er die enge Bindung von tertiären Verwitterungserscheinungen an die Harzhochfläche (und die höher gelegenen Flächenreste) betonte. Er wies zudem auf die ursächliche Abhängigkeit der Rumpfflächenbildung vom Gewässernetz hin. Spreitzer (1951) dachte an eine Ausräumung der Fläche bei einem „warmen und zugleich wechselfeuchten Klima“.

Übereinstimmung herrscht in allen diesen und weiteren Arbeiten (Lüttig 1955 u. a.) – mit Ausnahme von W. Penck – darüber, daß die Harzhochfläche nicht in ihrer heutigen Höhenlage entstanden sein kann. Sie soll vielmehr Teil einer ausgedehnten Rumpffläche gewesen sein, die ehemals auch weite Teile des Harzvorlandes überspannt hat und erst durch jüngere Dislokationen über ihre Erosionsbasis gehoben worden ist.

Diese Tatsache wurde von Anbeginn der Forschung an zur Altersbestimmung der Harzhochfläche verwendet (Gehne, R. Herrmann, Becksmann, Spreitzer).

Andere Arbeiten bedienten sich statt dessen der Lagerungsverhältnisse der Sedimente in den Braunkohlenbecken von Wienrode und Thale am nördlichen Harzrand (Behrmann), des sog. „Plateautertiärs“ von Elbingerode/Hüttenrode (Becksmann,

Schriel), das in Karstschlotten im Niveau der Hochfläche des östlichen Harzes liegt, oder der Verwitterungsbildungen im Bereich der Hochfläche (Meinecke, Hövermann, Mücke).

Trotz dieser vielfältigen Untersuchungsansätze ist der derzeitige Stand der Diskussion über die Altersstellung der Harzhochfläche noch immer durch große Unsicherheit gekennzeichnet: Für alttertiäres Alter plädieren Gehne: präoligozän, Behrmann: präoligozän, Spreitzer (1931): alttertiär oder noch älter, Spreitzer (1937): prämitteleozän, von der Sahle: prämitteleozän, Schriel: präeozän sowie Lüttig. Dagegen tritt Hövermann (1949, 1950 a) auf Grund der als mio-/pliozän datierten Rotverwitterung auf der Hochfläche für deren miozänes bis mio-/pliozänes Alter ein.

Als einzige haben bisher R. Herrmann (1929) und F. Meinecke (1937) eine Anschauung vertreten, die zwischen alt- und jungtertiärer Datierung vermittelt: R. Herrmann nahm ein Zusammenfallen der alttertiären (präoligozänen) und der jungtertiären (altplioziänen) Rumpffläche des östlichen Harzvorlandes im Gebirge an, da die aufgrund des Plateautertiärs von ihm als alttertiär eingestufte Hochfläche nur durch eine schwache Verbiegung unmittelbar in die jungtertiäre Fläche des östlichen Harzvorlandes übergeht. Die jungtertiäre Abtragung soll im Gebirge die alttertiären Sedimente unbekannter Mächtigkeit von der Hochfläche abgeräumt haben. Nach Meinecke hat die Harzrumpffläche ihre Ausgestaltung in einem „langdauernden, vielleicht wiederholten Einebnungsvorgang . . .“, der schon im Paleozän oder Untereozän eine Rumpffläche schuf“ (S. 42) und bis zum Miozän anhielt, erfahren. Als Beweis diente ihm die an die Rumpffläche gebundene Verwitterungsrinde, die er aufgrund eines Analogieschlusses zu entsprechenden Bildungen im Rheinischen Schiefergebirge als oligo-/miozän datierte.

Wichtig erscheint, daß die Hochfläche – jedenfalls im östlichen Harz – im Plio- zän nicht mehr weitergebildet wurde. Zu dieser Zeit entstanden bereits jene „pedimentartigen Verebnungen“, in die hier die Hochfläche lt. Mücke (1966) aufgelöst ist. Bewiesen wird dies durch nur auf den Flachgebirgen auftretende, wegen ihres spezifischen Kaolinitgehaltes als „oberpliozän“ einstuftbare Graulehne.

1.1.3. Die Randverebnungen

Während demnach die Existenz der Harzhochfläche inzwischen zum gesicherten Ergebnis geomorphologischer Arbeit gehört, hat sich im Laufe der Forschungsgeschichte noch keine Übereinstimmung hinsichtlich der Ausgliederung, Deutung und Datierung von unterhalb der Hochfläche gelegenen Verebnungsniveaus, die den Gebirgsrand stufen, gewinnen lassen.

Als erster gliederte im östlichen Harz Gehne (1911) unterhalb seiner Rumpffläche präoligozänen Alters drei weitere, diese Rumpffläche gürtelartig umgebende Systeme von Verflachungen aus, die er als „Randterrassen“ bezeichnete, weil sich u. a. alte Talböden der Bode unmittelbar in sie fortsetzen und sie mithin nichts anderes als vor dem Gebirgsrand sich verschneidende Terrassenflächen nebeneinander liegender Flüsse darstellen. Die Herausbildung der Randterrassen wird auf durch Dislokationsperioden unterbrochene, jungtertiäre „Peneplainations“-Vorgänge zurückgeführt. Nach Anlage der unteren Randterrasse soll keine Hebung des Harzes mehr stattgefunden haben.

Spreitzer (1931) beschrieb aus den Harztälern im Flußgebiet der Innerste Reste einer „älteren“ und einer „jüngeren praeglazialen Terrasse“, die sich zwischen die elsterglaziale Oberterrasse und die Harzhochfläche einschieben. Die Talböden streichen am Gebirgsrand frei aus. Vor allem der ältere verbreitert sich hier auffallend und mündete ehemals auf einer „Art Piedmontfläche“ (S. 68), die durch Gipfflächen und andere Ebenheiten bezeugt wird. Spreitzer erklärte diese Verbreiterung im Unterlauf

durch ein Eingreifen der alttertiären Rumpffläche des Nds. Berg- und Hügellandes, die somit als Altersäquivalent der älteren praeglazialen Terrasse aufgefaßt wird, in den Harzkörper.

1937 gliederte er dann unterhalb der Hochfläche des Ober- und Mittelharzes zwei weitere „Berggipfelniveaus“ am Gebirgsrand aus, von denen das ältere als rd. 100 m unter der Hochfläche gelegen geschildert wird. Diese gesimseartigen Verebnungen, auf denen die über den pleistozänen Terrassen liegenden obersten Talböden auslaufen, sollen zwei präglaziale Stillstandsphasen der weiteren Hebung des Gebirges anzeigen. Ihre Entstehung sei folgendermaßen zu denken: Die sich erst in der auf die Hebungsphase folgenden Zeit tektonischer Ruhe voll auswirkende Belebung der Erosion „setzte zunächst im Randgebiet ein und schritt von hier in den Harzkörper zurück. In dem Randgebiet ging sie auch zuerst in Seitenerosion über, die dazu führen konnte, daß sich die Mündungsgebiete benachbarter Flüsse miteinander noch im paläozoischen Gebirgskörper verschnitten“ (S. 120). Während Spreitzer das „Ältere präglaziale Niveau“ noch 1931 als vermutlich alttertiär angesprochen hatte, sah er es nun als Altersäquivalent seines „miozänen Zwischenniveaus“ im Gebiet um Elbingerode, dem „miozänen Niveau“ Becksmanns (1930), an. Demgegenüber sollte das „Jüngere präglaziale Niveau“ der von Herrmann (1929) und Becksmann (1930) in Anlehnung an die Untersuchungen von Freybergs (1923) in Thüringen als altpliozän datierten Rumpffläche des Unterharzes entsprechen. Es ist interessant, daß auch Spreitzer, obschon er die Dreigliederung Gehnes als zu weitgehend ablehnte, eine weitere, wenigstens regional auftretende Stillstandsphase bei der Hebung des Jüngeren präglazialen Niveaus für wahrscheinlich hielt.

Im Jahre 1951 brachte er die außerhalb der Mündungsgebiete der großen Flußtäler nur gesimseartige Ausbildung der präglazialen Niveaus mit der blockartigen Hebung des Harzes in Verbindung, die nur einen kleinen Ausraum zugelassen habe.

Im Gegensatz zu Spreitzer berichtete von der Sahle (1942) von nur einem „Ruhe- und Verebnungsstadium“, das jeweils über den Harzflüssen in 500 m mittlerer Höhe entwickelt und in die Oberharz-Hochfläche eingelassen sein soll.

Hövermann (1949) schließlich kehrte bei seinen morphologischen Untersuchungen im Mittelharz zu einer Dreigliederung der randlichen Verebnungen, die er aus wissenschaftshistorischen Gründen in Anlehnung an Gehne ebenfalls als „Randterrassen“ bezeichnet, zurück. Bereits 1950 (1950 a) verallgemeinerte er dieses Ergebnis auf das Gesamt-Harzgebiet.

Als Höhenlagen der Randterrassen sollen Werte von 460 bis 520 m (Obere Randterrasse), 360 bis 420 m (Mittlere Randterrasse) und 270 bis 310 m (Untere Randterrasse) charakteristisch sein. Auch Hövermann beschrieb, daß sich die Randterrassen als Talterrassen in das Gebirgsinnere hinein fortsetzen. In ihrer Erscheinungsform sollen sie außerordentlich den Rumpfflächen ähneln und sich von ihnen eigentlich „nur durch ihr Vorkommen am Rande des Gebirges“ (1949, S. 26) unterscheiden. Die Bezeichnung „Randterrasse“ würde dadurch ihre Berechtigung erhalten, daß sie „an manchen Stellen . . . tatsächlich Terrassen der am Harzrande in das Streichen des Zechsteins einbiegenden Flüsse sind“ (S. 26). Diese Angabe faßte Hövermann 1950 in noch schärfere Form und charakterisierte die Randterrassen im wesentlichen als „Erosionsterrassen der damals am Harzrande entlangfließenden Flüsse“ (S. 211).

Seine Datierung der Randterrassen gründete Hövermann auf die Beobachtung, daß sie frei von Produkten einer mio-/pliozänen lateritischen Rotverwitterung sind, wie sie für die Harzhochfläche und die Ebenheiten des zentralen Berglandes kennzeichnend ist. Dadurch wird der Zeitraum ihrer Entstehung zwischen Alt- und Jungpliozän eingegrenzt.

1956 hat Franz die Ergebnisse und den kartographischen Entwurf Hövermanns (1950 a) ohne größere inhaltliche Neuerungen nochmals veröffentlicht.

Lüttig (1955) gliederte unterhalb seiner „Clausthaler Hochfläche“ anhand einer Reliefenergiekarte des Nordwestharzes im Maßstab 1 : 200 000 ebenfalls drei Systeme randlicher Verflächungen aus: das „Wolfshagener Gesimse“, das rd. 100 m unterhalb der Clausthaler Hochfläche liegt, sowie eine „obere“ und eine „untere Randstufe“. Sie sollen sowohl dem älteren und jüngeren präglazialen Niveau Spreitzers als auch der mittleren und unteren Randterrasse Hövermanns entsprechen. Ihre Entstehung wird jungtertiären, vermutlich „ruckartigen“ Hebungen zugeschrieben.

Im Gegensatz zu diesen älteren Arbeiten zeigen die jüngeren Untersuchungen von Schulze (1959) und Blenk (1960) ein Abrücken von der starren Dogmatik einer dreifachen Stufung des Harzrandes.

Während Schulze die Existenz randlicher Flächensysteme einheitlicher Höhenlage überhaupt ablehnt und die Randterrassen als „Abdachungsstufen mit Lokalverebnungen“ (S. 173) deutet, hält Blenk ein tieferes Niveau in rd. 500 m über NN für möglich.

Käubler (1966) und Mücke (1966) haben vor allem die unexakten Methoden und subjektiven Kriterien in der Mittelgebirgsforschung kritisiert.

Käubler wendet sich gegen eine zu starke Abstrahierung und Schematisierung bei der Rumpftreppendarstellung, durch die die Verbreitung der Flächenreste im Gelände nicht erkennbar und damit auch nicht überprüfbar ist.

Gleichzeitig betont Mücke, daß die letzten Rumpftreppengliederungen des Harzes durch Hövermann und Franz die geologische Struktur, insbesondere die petrographischen Unterschiede, völlig außer acht gelassen hätten.

Nach Mücke kommt es in Harzrandnähe allein durch die Zertalung „im Verein mit der Abtragung zu einer stärkeren Höhengliederung der Zwischentalrücken, die bis zur Stufung führen kann. In diesen Formenelementen Reste einer tertiären Oberfläche zu sehen, ist ohne eindeutigen Beleg gewagt“ (S. 225). Mücke konzidiert jedoch, daß sich zwischen die oberpliozänen „pedimentartigen Verebnungen“ (S. 230), in die die Hochfläche im Unterharz aufgelöst ist, und die steilwandigen Flußeinschnitte sehr oft ein „jungtertiärer Talboden“ einschleibt, der der Trogtal-Terrasse Gehnes, mithin der 400-m-Randterrasse entspricht und als Hinweis auf eine erste pliozäne (?) Eintiefungsphase der Flüsse gewertet werden kann.

Der Stand der Forschung zum Problem der Randverebnungen ist demnach durch divergierende Untersuchungsbefunde gekennzeichnet, die ihre Extreme in der Ausgliederung von drei „Randterrassen“ (Gehne, Hövermann, Franz, Lüttig) und der völligen Ablehnung jeglicher Stufung (Schulze; m. Einschr. Käubler, Mücke) finden. Hierzwischen nehmen Spreitzer, von der Sahle und Blenk eine gewisse Mittelstellung ein. Die Verfechter der Existenz von Randverebnungen erklären diese durch Ausräumung in tektonischen Ruhephasen während der Hebung des Harzes. Sie sollen sich nur quantitativ, nicht aber qualitativ von den höher gelegenen Rumpfflächen unterscheiden (Hövermann). Vor allem in jüngeren Arbeiten ist ein Abrücken von einer auf übergreifende Verebnungsprozesse zurückführbaren Gliederung des Gebirgsrandes festzustellen. Die Höhengliederung der Zwischentalrücken wird statt dessen auf intensive Abtragung zurückgeführt (Mücke, Blenk), die zur Herausmodellierung von Abdachungsstufen mit dem Charakter von Lokalverebnungen (Schulze) geführt hat. Darüber hinaus wird die Bedeutung der strukturellen Elemente betont (Käubler, Mücke).

1.2. Die Hebungen seit Anlage der Harzhochfläche¹

Da in sämtlichen Arbeiten zur Harz-Geomorphologie – mit Ausnahme von W. Penck – Einigkeit darüber besteht, daß die Bildung der heutigen Harzhochfläche nur als Teil einer ehemals auch weite Teile des Gebirgsumlandes überspannenden Rumpffläche vorstellbar sei, wird hieraus auf eine dieser Bildung nachfolgende Hebung geschlossen, die die Hochfläche in ihre heutige Höhe gebracht und den Harz in seiner jetzigen Umgrenzung endgültig festgelegt hat.

Über Umfang, Ablauf und Alter dieser Hebung bestehen jedoch erhebliche Meinungsdiskrepanzen.

Allgemein akzeptiert wird nur eine wesentlich stärkere Hebung des Westharzes gegenüber dem Ostharz.

Behrmann (1913), Grupe (1915 b) und später auch Mainzer (1932), Spreitzer (1937) und Machatschek (1938) rechneten jedoch auch mit differenzierten Hebungen im westlichen Gebirge, wobei vor allem die Frage diskutiert wurde, ob der nördliche (Behrmann) oder der südliche Teil (Grupe) des Harzes stärker gehoben worden sei. Dagegen schloß Hövermann (1949) aus der relativ gleichbleibenden Höhenlage und der Äquidistanz der Randterrassen auf annähernd gleiche Hebungsbeträge für alle Teile des Mittelharzes, die im N höchstens geringfügig größer als im S gewesen sein können. Bei der Hebung habe eine leichte Ausweitung des Gebirgsareals nach SW stattgefunden.

Sämtliche Verfechter der Existenz von Randverebnungen (Gehne, Spreitzer, Hövermann, Franz, Lüttig u. a.) sahen die Hebung als „ruckartig“ an, wobei Phasen gesteigerter tektonischer Aktivität mit solchen der Hebungsruhe bzw. -verlangsamung, in denen die Abtragung zur Bildung der Randverebnungen führte, abwechselten. Auch Behrmann schloß aus den verschiedenen „Verjüngungen“ der Harztäler auf mehrere Hebungsperioden, während denen die Hochfläche in ihre heutige Höhenlage kam.

Die Aussagen über die Altersstellung dieser Hebung(en) sind widersprüchlich:

Während sie nach Spreitzer (1937) bereits zwischen Mitteleozän und Miozän begonnen haben, gehören sie nach Gehne, Becksmann, Hövermann und Lüttig ins Jungtertiär, wobei Hövermann sie im wesentlichen ins Pliozän verlegt.

Interessanterweise rechnete Lüttig (1955) für den Zeitraum zwischen der Bildung seiner alttertiären Landoberfläche und den jungtertiären, ruckartigen Hebungen, denen der Stufenbau des NW-Randes zugeschrieben wird, noch mit weiteren – eozänen oder jüngeren – Hebungen, die die Harzhochfläche bereits von ihrer Denudationsbasis trennten.

Von tektonischen Bewegungen am Ausgang des Tertiärs berichteten Lüttig (1955), Jankowski (1964) und Möbus (1966).

Im Gegensatz zu diesen Anschauungen sollen nach Behrmann (1913), Grupe (1915 b), Dahlgrün (1929), Weißermel, Grupe, Dahlgrün & Schriel (1932), Mainzer (1932), Spreitzer (1937) und Machatschek (1938) auch noch nach dem Elsterglazial pleistozäne Hebungen im Harz stattgefunden haben, die Behrmann sogar als die wichtigsten überhaupt ansah. In jüngerer Zeit beschrieb Lüttig (1955) tektonische oder salinartektonische Vorgänge vom Astfeld am nördlichen Harzrand während des Holstein-Interglazials.

¹ Ältere, möglicherweise intermittierende Hebungen, auf die aus den Resten einer Rumpftreppe im Oberharz geschlossen worden ist, sollen hier wegen der in 1.1.1. aufgezeigten Unsicherheiten nicht diskutiert werden.

Gegen pleistozäne Hebungen des Gebirges hat sich – wie vor ihm Gehne (1911) – vor allem Hövermann (1949, 1950 a) ausgesprochen, da die Untere Randterrasse stellenweise über die Randstörungen des Gebirges hinweg auf das Vorland übergreift und zudem die pleistozänen Schotterterrassen mit zueinander gleichen Abständen knicklos aus dem Harz austreten.

Hövermann (1949, 1950 b) postuliert statt dessen eine postglaziale Aufwärtsbewegung des Gebirges, die bis zu 20 m (\triangleq 1 mm/Jahr) beträgt und sich im SW als weitgespannte Aufbiegung, im W als engräumigere, steilere Flexur und im N als Verwerfung abspielt. In ihren Arbeitsgebieten am westlichen Nordharzrand haben jedoch Lüttig (1955) und Blenk (1960) keine Bestätigung für diese Vermutung finden können.

2. Gründe für die Diskrepanz der Untersuchungsbefunde

Seit den bahnbrechenden Arbeiten von W. M. Davis und W. Penck in den ersten Jahrzehnten unseres Jahrhunderts wird demnach bei der geomorphologischen Erforschung des Harzes wie bei der der anderen mitteleuropäischen Mittelgebirge nach vorzeitlichen „Altflächen“ Ausschau gehalten, die als Reliktformen aus dem Tertiär wichtige Zeitmarken für die Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung der Gebirge darstellen können.

Leider hat dieser einheitliche Forschungsansatz nicht zu einer äquivalenten Sicherheit in den Untersuchungsergebnissen geführt, so daß selbst für ein und dasselbe Mittelgebirge stark voneinander abweichende Befunde über Genese und Alter der Großformen (Rumpfflächen, Rumpfstufen, Rumpftreppen, Zentrales Bergland, Randverebnungen) und ihre Aussagefähigkeit für den tektonischen Werdegang vorliegen.

Die wichtigsten Gründe hierfür sind unterschiedlicher Natur (vgl. auch Käubler 1966):

(1) Es fehlen im Normalfall großmaßstäbige, exakt quantifizierende morphographische Kartierungen des Reliefs, die eine objektive Erfassung des Formenschatzes ermöglichen sowie eine Vergleichbarkeit der Befunde und ihre Überprüfbarkeit im Gelände gewährleisten.

(2) Zu oft wird von einer präfixierten Modellvorstellung ausgegangen und in diesem Sinne jede Flachform und jede Stufung des Gebirges eo ipso als Hinweis auf „tertiäre“ Einebnungsvorgänge in Ruhezeiten des aufsteigenden Gebirges gewertet, ohne die Frage zu stellen, ob nicht auch andere Entstehungsursachen hierfür maßgeblich sein könnten, z. B. für die Herauspräparierung von Stufen die pleistozäne oder holozäne linienhafte Abtragung oder für die Anlage von Flächen kaltzeitlich-denudative morphodynamische Prozesse im Sinne von Kryoplanationsvorgängen.

(3) Insbesondere sind die geologischen Grundlagen (Abhängigkeiten von Lagerung und Petrovarianz der Gesteine, Einfluß von Gängen und sonstigen Störungen) in einer Phase klimageomorphologischen Überschwanges oft sträflich vernachlässigt worden.

(4) Seit den Untersuchungen von Louis (1964) in Tanganjika ist klar, daß Rumpfflächenbildung nicht nur im bzw. wenig oberhalb des Meeresniveaus, sondern auch in beträchtlicher absoluter Höhe vor sich gehen kann, wenn nur die regionale Erosionsbasis weit genug entfernt ist bzw. in ähnlicher Höhe liegt. Damit kann aus dem Vorhandensein einer Rumpffläche in unseren Mittelgebirgen nicht mehr automatisch gefolgert werden, daß ihrer Anlage eine Dislokation nachgefolgt sein muß, durch die sie in ihre heutige Höhe gehoben wurde.

(5) Die Aussagekraft von vorzeitlichen Sedimenten und Verwitterungserscheinungen, insbesondere den Produkten einer sog. „tropischen Rotverwitterung“, auf den Altflächen unserer Mittelgebirge ist selbst dann für eine genetische Deutung und Alters-

anspruch dieser Flächen gering, wenn sie stratigraphisch unstreitig einzuordnen sind, weil in der Regel nicht ausreichend getrennt werden kann zwischen Bildungen, die als Korrelate derjenigen Abtragungsprozesse aufzufassen sind, die diese Flächen schufen, und solchen, die erst später (oder gar früher) hier entstanden sind bzw. abgelagert wurden.

Eine Fläche ist kein statisches, sondern ein dynamisch geformtes Gebilde, das man in der Regel nicht als z. B. obermiozän oder gar untersarmatisch ansprechen kann, für das sich vielmehr nur Anfangs- und Endstadium von Anlage und Weiterbildung zeitlich fixieren lassen. Eine mehr oder weniger zufällig erhaltene Verwitterungserscheinung oder ein Sedimentvorkommen vermitteln dann in aller Regel nicht mehr als Momentaufnahmen aus einer langen Genese. Bestenfalls ist die Aussage zulässig, daß seit deren Bildung die Abtragung hier außerordentlich gering gewesen ist.

(6) Zudem wird heute aus den Bereichen tropischer Wechselklimate, insbesondere dem semiariden, überwiegend eine Flächenbildung beschrieben, bei der „Verwitterung und flächenhafte Abtragung gleichzeitig und nahezu im gleichen Niveau“ (Rathjens 1968, S. 486) arbeiten, ein durch Tiefenverwitterung bereitgestelltes Sedimentpolster zwischen unterer und oberer Einebnungsfläche (im Sinne von Büdel) also nicht zur Flächenbildung benötigt wird. Dann können aber in Zukunft weder das Vorhandensein noch das Fehlen „tropischer Rotverwitterung“ allein als sichere Indizien für oder gegen die Bildung einer Fläche nach dem Mechanismus der Anlage von Rumpfflächen im tropisch-wechselfeuchten Klimagebiet gewertet werden.

3. Neue Aspekte für die Rekonstruktion der Reliefentwicklung des Harzes

3.1. Zur Methodik der Reliefanalyse des westlichen Harzrandes

Den eigenen, exemplarisch am westlichen Harzrand und in seiner Fußregion durchgeführten geomorphologischen und geologischen Detailuntersuchungen (Thiem 1972) lag das Bemühen zugrunde, die in 2. genannten Gründe für die Diskrepanzen in den bisherigen Untersuchungsbefunden weitestmöglich auszuschalten.

Um eine objektive Analyse des heutigen Formenschatzes sowie die Vergleich- und Überprüfbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten, erfolgte zunächst eine Relief-Kartierung im Maßstab 1 : 10 000 (vgl. Thiem 1972: Karte 1). Dabei geschah die Ausgliederung der Flachformen nach rein morphographischen Gesichtspunkten, um so von vornherein eine Deduktion der Befunde aus präfixierten Modellvorstellungen zu vermeiden.

Nur solche Flachformen durften zur Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung des Gebirges in präglazialer Zeit herangezogen werden, die nicht strukturell bedingt sind oder aber durch pleistozäne bzw. holozäne linienhafte Abtragung oder durch Kryoplanation (Altiplanation) hervorgerufen wurden. Die morphographische Kartierung mußte deshalb u. a. durch geologische Detailbeobachtungen ergänzt werden.

Da sicher einstuftbare korrele Sedimente auf den verbleibenden Flachformen weitgehend fehlen, war ein direkter Beweis ihrer Genese und Stellung im Rahmen der paläogeographischen Entwicklung des Harzes nur als „logisch-historischer Indizienbeweis“ (im Sinne von Büdel) zu führen. Er mußte sich stützen auf die Morphographie der Verebnungsniveaus (Lage, Verteilung, Anordnung der Flächen und Flachgefälle), die Klimageschichte des zu ihrer Ausbildung zur Verfügung stehenden Zeitraums sowie einen großräumigen Vergleich der Abtragungsbedingungen dieses Zeitraums mit den morphodynamischen Prozessen, die heute in Erdgebenden mit entsprechenden exogenen Voraussetzungen ablaufen. Entscheidende Hilfestellung lieferten darüber hinaus die sedimentologischen Hinweise auf tektonische Bewegungen des Harzes, wie

sie in seinem westlichen Vorland in der Braunkohlengrube von Bornhausen zu erhalten sind.

3.2. Ergebnisse der Reliefanalyse des westlichen Harzrandes

3.2.1. Die Morphographie des Großformenschatzes

Das Relief des westlichen wie des übrigen Harzrandes ist heute kein Flächen-, sondern ein Talerrelief. Dennoch sind hier größere Flachformenreste vorhanden, die sich deutlich zu Verebnungssystemen ordnen.

Die Kette von Bergzügen, die die Wasserscheide zwischen dem Flußgebiet der Innerste und den Einzugsbereichen der den Westrand des Harzes entwässernden Flüsse und Bäche trägt, weist ausgedehnte Gipfflächen von z. T. mehr als 100 000 m² Größe auf, die in ihrer Höhenlage um 600 m über NN schwanken. Sie stellen die Reste der Clausthaler Hochfläche (Harzhochfläche) dar, die sich einst über das heutige Innerstetal hinweg nach W fortsetzte und hier erst infolge der jüngeren Hebungen einer weitgehenden Abtragung zum Opfer fiel.

Schon Behrmann (1913, S. 215) hat beschrieben, daß in gedachter östlicher Verlängerung der größten, den westlichen Harzrand gliedernden Täler (Lange-, Pandelbach-, Rosental) dem Innerstetal von der Clausthaler Hochfläche her Nebentäler (Zellerfelder Tal, Spiegeltal, Lautental) zustreben, so daß ein eigenartiges Kreuzmuster der Flüsse entsteht. Die Nebentäler sind in z. T. mehr als kilometerbreite, stark aufgelöste Mulden der Harzhochfläche eingeschnitten, deren Böden am Gebirgsrand rd. 40 m tiefer als die Hochfläche liegen. Offenbar lassen sich diese Mulden dem Entwässerungssystem anschließen, das nach Hövermann (1949, S. 23 f.) vor der Hebung der Harzhochfläche in E-W-licher Richtung quer zum heutigen Okertal verlief und ehemals Teile des zentralen Berglandes des Harzes nach W entwässerte. Zu der Zeit, als sich die heutige Clausthale Hochfläche noch über das Innerstetal hinaus weiter nach W erstreckte, war demnach die Entwässerung im Westharz noch nicht nach N, sondern ebenfalls nach W gerichtet und verlief in breiten, geradlinig-gestreckten Mulden, deren Verlauf heute die größeren Täler des Harzwestrandes folgen. Das Talnetz erfuhr seine Anlage also bereits auf der Rumpffläche. Die Clausthale Hochfläche (Harzhochfläche) stellt demnach keine weitgespannte Ebene dar, sondern setzt sich aus schwellenartigen Hochlagen (sog. „Rumpfschwellen“) und darin eingesenkten breiten Mulden mit flächenhaftem Muldenrund (sog. „Rumpfmulden“) zusammen. Dieses Erscheinungsbild deckt sich mit den aus dem übrigen Harz von Gehne (1911), Behrmann (1913) und Hövermann (1949) beschriebenen Verhältnissen.

Unterhalb der Harzhochfläche sind am gesamten westlichen Harzrand Reste von drei übereinander liegenden Systemen von Randverebnungen vorhanden. Während die Flachformen des oberen Randverebnungssystems die rd. 100 m höher gelegene Harzhochfläche in weiter Verbreitung rampenartig umgeben, wobei sie vor allem als Berggipfflächen erhalten sind, zeigen die Reste des mittleren und des unteren Randverebnungssystems eine stärkere Bindung an die großen Talzüge, die den westlichen Gebirgsrand gliedern. Sie sind besonders gut dort ausgeprägt bzw. erhalten, wo sich diese Talzüge beim Austritt aus dem Gebirge trichterartig weiten, schließen sich bei Fernbeobachtung aber ebenfalls zu mit 2 bis 3° Gefälle leicht vorlandwärts geneigten Flächen am Fuße der höher aufragenden Geländeteile, zu „Fußflächen“¹ also, zusammen. Auf jede dieser Fußflächen waren zur Zeit ihrer Ausbildung breite Talböden mit im Unterlauf weitgehend kastenartigem Querprofil eingestellt, die heute durch Terrassenreste sowie Hangverflachungen und Talkanten bezeugt werden. Der jeweilige

¹ Der Ausdruck „Fußfläche“ wird hier zunächst rein morphographisch gebraucht.

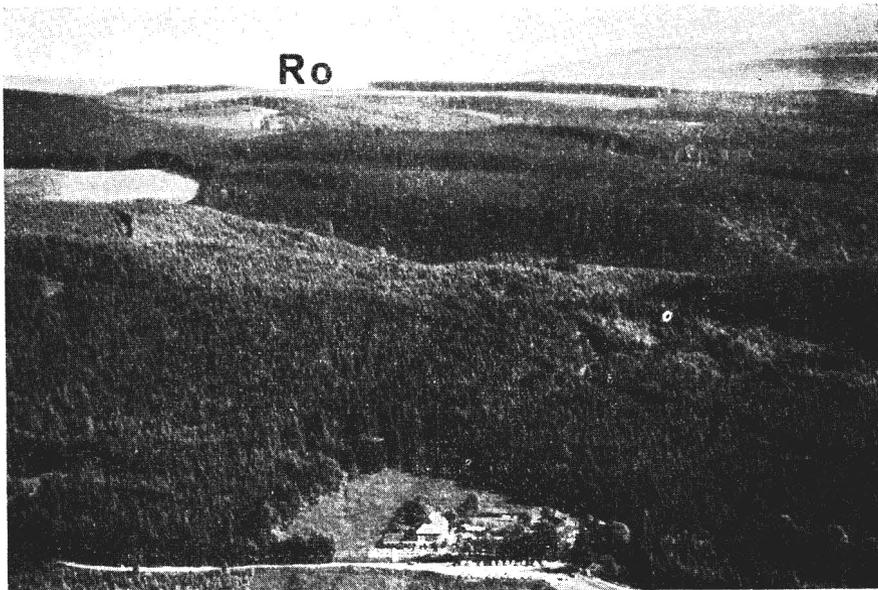


Abb 1. Blick aus Richtung Bad Grund nach SSE.

Am Horizont dacht sich die zum oberen Randverebnungssystem (Ro) gehörige unbewaldete Fläche auf dem Knöppelweg-Riedel auf einer Länge von 1,5 km mit 3 bis 5° Gefälle harzrandwärts von 500 auf 400 m über NN ab
(Harzfoto Barke, Clausthal-Zellerfeld; freigeig. v. Nds. Min. f. Wirtsch. u. Verkehr Nr. 103/17)

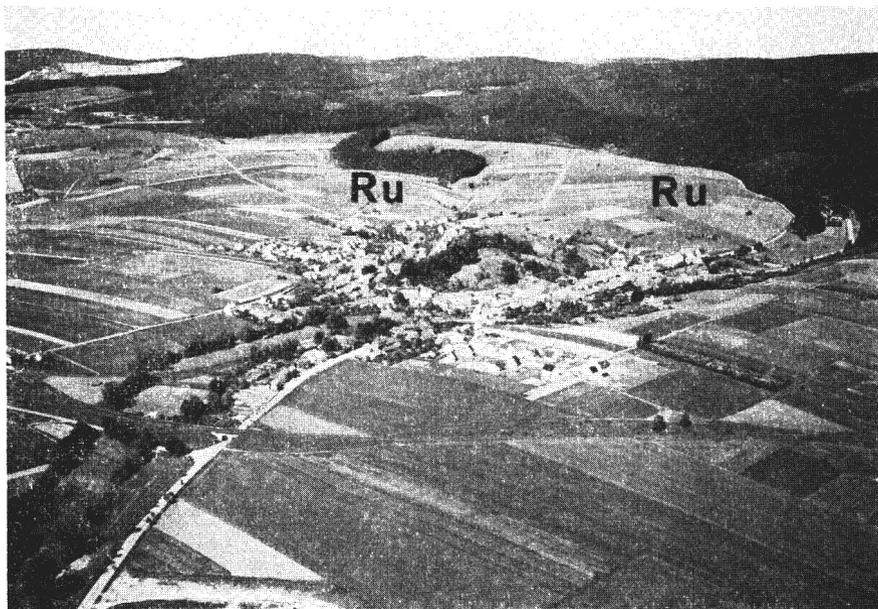


Abb. 2. Blick aus SW über Windhausen zum Harzrand südlich von Bad Grund.

Am Austritt des Schlungwassers aus dem Gebirge breitet sich eine weite, gut erhaltene Fußfläche aus, die dem unteren Randverebnungssystem (Ru) angehört
(Harzfoto Barke, Clausthal-Zellerfeld; freigeig. v. Präs. d. Nds. Verw.bez. Braunschweig Nr. 35/140)

Talboden griff ehemals durch die nächsthöher gelegene(n) Randvernebnung(en) hindurch, wodurch bewiesen wird, daß es sich bei den Flachformen nicht nur um aus einer einheitlichen Abdachung herausgetrennte „Zufallsvernebnungen“ (im Sinne von Schulze 1959) handelt.

Abseits der großen Talzüge sind das mittlere und das untere Randvernebnungssystem dagegen meist nur schwach entwickelt und zudem infolge der kaltzeitlichen solifluidalen Überprägung kaum mehr zu trennen.

Die enge Bindung dieser Randvernebnungen an die Abtragungssysteme des Gebirges erklärt ihre schwankende Höhenlage, die eine Korrelierung über größere Entfernungen allein aufgrund der absoluten Höhe nicht zuläßt. Schon zur Zeit der Anlage der Fußflächen und syngenetischen Talböden müssen zwischen ihnen von Abtragungssystem zu Abtragungssystem erhebliche Höhenunterschiede vorhanden gewesen sein, da deren Längsprofile sowohl von der Intensität der tektonischen Impulse, die ihre Anlage induzierten, als auch von der Lage der Erosionsbasis (Verhalten des Vorlandes) als auch von der Größe des Einzugsgebietes im Gebirge abhingen.

Während das obere und das mittlere Randvernebnungssystem ausschließlich im paläozoischen Grundgebirge angelegt sind, greift die Fußfläche des unteren Randvernebnungssystems vom Grund- auf das Deckgebirge über die Randstörungen des Harzes hinweg und beweist so, daß die Hebung des Gebirges während ihrer endgültigen Ausformung bereits beendet gewesen sein muß.

Das o. g. 2 bis 3° betragende Gefälle der Flächen am Gebirgsrand entspricht einer Neigung, wie sie für Gebirgsfußflächen in Gebieten mit semiarid- bis arid-morphodynamischem Abtragungssystem beschrieben wird.

3.2.2. Entstehung und Altersstellung der Harzhochfläche und der Randvernebnungssysteme

3.2.2.1. Die Harzhochfläche

Die Harzhochfläche greift am westlichen Harzrand über kulmische Sedimente unterschiedlichster morphologischer Wertigkeit (bankige Grauwacken, z. T. konglomeratisch; Grauwackenschiefer, Tonschiefer, Kieselschiefer) hinweg, ohne daß sich diese im Ausstrich reliefprägend markieren würden. Selbst die massigen devonischen Riffkalke des Iberg werden in gleicher absoluter Höhe gekappt.

Die Gliederung der Hochfläche in Rumpfschwellen und Rumpfmulden ist nicht petrographisch bedingt; wohl aber ist der Verlauf der Mulden tektonisch vorgezeichnet durch in gleicher Richtung streichende Gangzüge (Silbernaaler und Rosenhöfer Gangzug, Lautenthal-Hahnenkleer Gangzug), deren Durchschlagen neben der mechanischen vor allem eine starke chemische Beeinflussung des Nebengesteins durch das Aufdringen hydrothermalen Lösungen mit sich gebracht hat, die der Abtragung hier das Angreifen erleichterte (vgl. Thiem 1972, S. 170 f.).

Ein direkter Beweis der Genese und des Alters der Harzhochfläche ist aufgrund der in 2. (5), (6) genannten Schwierigkeiten kaum zu führen, da etwaige hier vorkommende vorzeitliche Sedimente und Verwitterungserscheinungen keine Korrelate derjenigen Abtragungsprozesse sein müssen, die die Fläche schufen bzw. weiterbildeten.

Zudem ist eine Rotverwitterung der Grauwacken in der Art, wie sie von Blanck, Alten & Heide (1926), R. Herrmann (1929), Meinecke (1937), Blanck & Melville (1940/1941), Hövermann (1949, 1950 a) u. a. von den Rumpfflächen des Ober- und Unterharzes beschrieben wurde, auf den Resten der Hochfläche zur Linken der Innerste nicht vorhanden. Die auch hier verbreitete Rotfärbung des anstehenden Gesteins und der darauf entwickelten Böden ist eindeutig an Störungen gebunden (Thiem 1972, S. 183 f.);

und zwar tritt sie, wie schon Becksmann (1930, S. 85) richtig erkannt hat, nicht nur in der Umgebung eisenerzführender Gänge auf, sondern findet sich auch noch dort, wo diese bereits vertaubt sind. Sie ist azsenderter Herkunft und beruht auf der vorwiegend längs herzynischer Störungen erfolgten Zufuhr hydrothermaler Lösungen, aus denen u. a. rote Eisenoxide gebildet wurden, die das zerrüttete und poröse Gestein imprägnierten. Eine derartige Entstehung macht es verständlich, daß diese Rotfärbung gänzlich niveaunabhängig ist: Sie findet sich sowohl auf der Harzhochfläche als auch an den Talausgängen am westlichen Gebirgsrand. Die häufige Konzentration rotgefärbter Schuttmassen in den Tälern ist darauf zurückzuführen, daß diese Täler nicht selten im Streichen der Störungen verlaufen und es zudem zu einer solifluidalen Anreicherung des längs der Störungen reichlich anfallenden Schuttes in den Tiefenlinien gekommen ist. Für eine Datierung der Flachformen kommt diese Rotfärbung also nicht in Betracht.¹ Damit sind Entstehung und Alter der Harzhochfläche nur indirekt erschließbar.

Eine Anlage der Rumpffläche in ähnlicher relativer Höhe zum Vorland wie heute scheidet m. E. aus, weil bei dem nicht sehr ausgedehnten Areal des gehobenen Gebirgskörpers die geringe Basisdistanz auch bei entsprechend günstigem Klima die Flächenbildung zugunsten einer Taleintiefung unterdrückt haben würde.² Zur Zeit ihrer Anlage muß die Hochfläche demnach noch mit ihrem Umland in annähernd gleicher absoluter Höhe gelegen haben und erst später darüber emporgehoben worden sein.

Einen Hinweis auf die zeitliche Einordnung dieser Vorgänge geben vor allem die Lagerungsverhältnisse im Tertiär des Harznordrandes zwischen Wienrode und Thale. Hier greifen die im Hangenden des Buntsandsteins und Muschelkalks der Aufrichtungszone auftretenden, alttertiären Sedimente auf das benachbarte Harz-Paläozoikum über und beweisen so, daß damals in diesem Gebiet der Harz-Nordrandstörung keine wesentliche morphologische Bedeutung zukam (Voigt 1940, S. 24 ff.): Der angrenzende Harz lag hier im Alttertiär mit seinem Vorland noch auf annähernd gleicher Höhe. Dabei ist es unerheblich, daß die von Voigt als „eozän“ datierten Ablagerungen nach einer vorläufigen Mitteilung von Krutzsch & Lotsch (1957, S. 487) ins Mittel- bis tiefere Oberoligozän zu stellen sind. Noch im Mitteloligozän kann der heutige Gebirgsrand zwischen Wienrode und Thale nicht als Küste des Oligozänmeeres fungiert haben, da die damals abgelagerten glaukonitischen Sande keinerlei Brandungsschutt enthalten (Voigt 1940, S. 28). Wenn auch eine beweislose Verallgemeinerung dieses Befundes auf den gesamten Harz nicht möglich ist, so spricht doch die heutige sehr gleichmäßige Höhenlage der Hochfläche in 600 m über NN dafür, daß sich das Gebirge im Alttertiär nicht nur hier, sondern in weiten Teilen dieser Hochfläche höchstens geringfügig über sein Vorland erhoben hat. Jener tektonischen Ruhephase muß die Rumpffläche des Westharzes (Clausthaler Hochfläche) entstammen, die heute das Umland um rd. 300 bis 400 m überragt. Sie war damals Teil der alttertiären Rumpffläche des Nds. Berglandes, deren Existenz in jüngster Zeit mehrfach bei Untersuchungen der Schichtkamm- und Schichtstufenlandschaft Niedersachsens bestätigt werden konnte (Spöemann 1966, Schunke 1968, Brosche 1968, u. a.). Die Verbindung zwischen dieser Rumpffläche und der Harzhochfläche riß offenbar erst ab, als im Bereich der Mittelgebirgsschwelle jene Hebungen begannen, die zur Regression des Oligozänmeeres führten. Bereits im Oberoligozän lag die Küste nördlich der NW-Spitze des Harzes,

¹ Es ist m. E. zu prüfen, ob nicht auch ein Großteil der als „tropisch“ gedeuteten Verwitterungsbildungen im Ober- und Unterharz dem gleichen Typ der Rötung angehört.

² Es steht diese Annahme nicht im Widerspruch zu 2. (4), da die von Louis (1964) aus Tanganjika beschriebene Rumpfflächenbildung in großer absoluter Höhe dort bei weit entfernter bzw. in gleicher Höhe gelegener regionaler Erosionsbasis vor sich geht.

denn im Bornhäuser Graben war die Sedimentation mariner Tone und Glaukonitsande bereits der Ablagerung ästuarin-fluviatiler bis lagunärer Braunsande gewichen (Lüttig 1962; Sindowski 1962).

Für den Nordwestrand des Gebirges wird tektonische Aktivität seit dem Unter-miozän (Girund) durch die zu dieser Zeit beginnenden Absenkungsvorgänge, die zur Bildung des Bornhäuser Braunkohlenbeckens führten, bezeugt (vgl. Thiem 1972, S. 193 f.). Der Zusammenhang zwischen diesen Absenkungsvorgängen – im wesentlichen das Ergebnis intensiver Salzauslaugung an den Störungen im Scheitelbereich des Rhüdenener Sattels (Grube 1915 a; Lüttig 1962, S. 600 f.) – und tektonischen Bewegungen des Harzes wird m. E. daraus ersichtlich, daß die Salzauslaugung vom Gebirgsrand allmählich in Richtung des Sattelzentrums fortgeschritten ist (vgl. Lüttig 1962, S. 605).

Wertet man den ruhigen Verlauf der Absenkungsvorgänge als Ausdruck nur mäßiger tektonischer Aktivität am Gebirgsrand, so ist es wahrscheinlich, daß die Harzhochfläche noch im Miozän oder doch zumindest in größeren Abschnitten dieser Abteilung unter weiterhin flächenbildungsgünstigem Klima in ihren distalen Teilen eine Weiterbildung erfuhr, während sie gleichzeitig in der Nähe der sich neu herausbildenden Erosionsbasis bereits zertalt wurde (Thiem 1972, S. 207). Die Rumpfmulden innerhalb der Harzhochfläche mögen in dieser Phase der beginnenden Hebung des Gebirges angelegt bzw. endgültig festgelegt worden sein. Ihre Morphographie spricht dafür, daß sie durch Abflußsysteme jenes Typs geschaffen wurden, die im Gebirgs-vorland das Sandmittel in der mittelmiozänen Braunkohle von Bornhausen sedimentiert haben und von Sindowski (1962, S. 667) anhand sedimentologischer Untersuchungen als langsam fließende, „breite, uferlose Flußgerinne“ beschrieben worden sind. Diese Korrelierung gewinnt dadurch an Sicherheit, daß die feinkiesigen Einschaltungen des Sandmittels neben Gesteinen aus dem damaligen Verbreitungsgebiet der Kreide (silifizierte Plänerkalke) herzyne Materialien (Lydit, Hornfels, Diabas, Wetzschiefer, Tonschiefer, Quarzit, Grauwacke) enthalten, das Einzugsgebiet des ablagernden Gewässers also zumindest durch Nebenflüsse in den Harz hineingereicht haben muß (Lüttig 1962, S. 3).

Man sollte in den Rumpfmulden jedoch keine reinen Zerstörungsformen und folglich in Rumpfschwellen und Rumpfmulden keine eigenständigen Reliefgenerationen, sondern „morphodynamische Entwicklungsfolgen“ (im Sinne von Mensching 1970 b, S. 11) sehen, da die Rumpfmulden, sofern sie nicht in das zentrale Bergland zurückgreifen, in genügend weiter Entfernung von der regionalen Erosionsbasis auf der Hochfläche auslaufen und hier zum aktiven System der Flächen(weiter-)bildung gehört haben. Sie fungierten dann bei der weiteren Hebung des Gebirges als Leitbahnen für die synchrone Taleintiefung des sich endgültig festlegenden Gewässernetzes (vgl. Thiem 1972, S. 208).

Ebensowenig wie die Rumpfmulden eine schon im Miozän beginnende Zerstörung der Harzrumpffläche als Ganzes beweisen, darf aus dem damaligen teilweisen Fehlen einer Sedimentdecke im Westharz [erschließbar aus der qualitativen Zusammensetzung des Sandmittels in der Bornhäuser Braunkohle (Lüttig 1962, S. 579)] auf eine voraufgegangene Erniedrigung der Rumpffläche um den Betrag einer mehr oder minder mächtigen alttertiären Verwitterungsdecke geschlossen werden; denn heute wird überwiegend das Vorauseilen der Tiefenverwitterung nicht mehr als notwendige Voraussetzung für jede Art von Flächenbildung angesehen, vielmehr aus dem tropisch-wechselfeuchten, insbesondere aus dem semiariden Klimabereich eine Flächenbildung beschrieben, bei der „Verwitterung und Abtragung gleichzeitig und nahezu im gleichen Niveau“ (Rathjens 1968, S. 486) arbeiten (vgl. 2.). Ein durch Tiefenverwitterung bereitgestelltes alttertiäres Sedimentpolster zwischen einer unteren und einer oberen Ein-

ebnungsfläche (im Sinne von Büdel 1957) braucht demnach im Bereich der Harzhochfläche nie existiert zu haben, so daß deren heutige Armut bzw. Freiheit an tertiären Bildungen nicht eo ipso einer späteren Überprägung zugeschrieben werden darf. Es wird dies um so wahrscheinlicher, wenn man den mehrfachen Wechsel von „tropisch“-wechselfeuchten und stärker ariden Klimaverhältnissen während des Tertiärs (vgl. Thiem 1972, S. 196 ff.) berücksichtigt, die beide gemeinhin als flächenbildungsgünstig angesehen werden, obschon dem semiariden bis ariden Klima eine chemische Tiefenverwitterung weitgehend fremd ist.

Die hier vertretene Auffassung über Genese und Bildungszeitraum der Hochfläche des Westharzes deckt sich weitgehend mit den von von Gaertner (1968) geäußerten Gedanken zur Entstehungsgeschichte der Altflächen unserer mitteleuropäischen Mittelgebirge. Zwar fällt die Anlage dieser Hochfläche ins präoberoligozäne Alttertiär, wenn nicht gar in die jüngste Oberkreide, doch ist eine Weiterbildung der distalen Teile bei gleichzeitiger Zerstörung in der Nähe der neu entstehenden Erosionsbasis im Jungtertiär, zumindest während des Unter- und Mittelmiozäns, wahrscheinlich.

Damit hebt sich der Widerspruch zwischen der Einstufung der Anlage der Harzhochfläche ins Alttertiär (bzw. die Oberkreide), wie sie von der Mehrzahl der Bearbeiter vertreten wird (vgl. 1.1.2.), und den Beobachtungen von Hövermann (1949) – und auch von Bakker & Levelt (1964) – an den Resten einer Rotverwitterung und fossilen (?) Granitvergrusung im Oberharz von selber auf: Die von Hövermann als miozän datierten Verwitterungsbildungen auf der Hochfläche beweisen nicht deren miozänes Alter, sondern nur, daß die Abtragung auf Teilen dieser Hochfläche seit dem Mio-/Pliozän sehr gering gewesen ist, so daß sich Zeugnisse des damaligen Klimas – nicht der verantwortlichen Abtragungsprozesse – hier erhalten konnten. Wir haben demnach mit einem längeren Zeitraum der Herausbildung der Hochfläche des Westharzes zu rechnen – wie überhaupt der Faktor „Zeit“ für das Entstehen einer Rumpfläche m. E. von großer, häufig unterschätzter Bedeutung ist.

Einen solch längeren Bildungszeitraum hat bisher als einziger Meinecke (1937) angenommen. In ähnlicher Weise dürfte sich auch R. Herrmann (1929, S. 87) sein „Zusammenfallen“ von alt- und jungtertiärer Fläche des östlichen Harzvorlandes im Oberharz vorgestellt haben, doch darf aus o. g. Gründen die von ihm vermutete Exhumierung der alttertiären Rumpfläche durch Beseitigung ihrer Verwitterungsdecke im Jungtertiär nicht zwingend gefolgert werden.

3.2.2.2. Die Randverebnungssysteme

Diejenigen Bearbeiter, die eine auf übergreifende Verebnungsprozesse beruhende Stufung des Gebirgsrandes unterhalb der Harzhochfläche leugnen, führen die Höhengliederung der Berggipfel und Zwischentalrücken entweder auf verschiedenartige geologische Voraussetzungen der Reliefformung oder auf besonders intensive, lokal jedoch unterschiedlich starke Abtragung in der Nähe der regionalen Erosionsbasis zurück (vgl. 1.1.3.).

Die eigenen Untersuchungen am westlichen Harzrand (Thiem 1972, S. 151–180) haben statt dessen ergeben, daß sich die Fußflächen und syngenetischen Talböden der drei Randverebnungssysteme allein weder aus der geologischen Struktur (Lagerung, Petrovarianz, differenzierte tektonische Bewegungen des Grund- und Deckgebirges) noch durch kaltzeitlich-denudative morphodynamische Vorgänge (Kryoplanation, Solifluktion) erklären lassen. Auch stellen sie keine durch pleistozäne oder holozäne linienhafte Abtragung aus einer ehemals einheitlichen Abdachung des Gebirgsrandes herausgetrennte „Zufallsverebnungen“ dar. Es müssen demnach bei der Hebung der Harzrumpfläche zeitweilig Abtragungsprozesse geherrscht haben, die sich im Innern des sich aufwölbenden Blockes in einer – am Harzrand kastenartigen – Zertalung

äußerten, während sie am Fuße des aufsteigenden Gebirges zu Planationsvorgängen führten, bei denen verschiedenwertige Gesteine des Grund- und auch des Deckgebirges eingeebnet wurden (Thiem 1972, S. 180/181).

Bei weitem nicht alle Flachformen am Gebirgsrand gehören den Randverebnungssystemen an. Sie lassen sich dann jedoch entweder aus der geologischen Struktur oder aber durch glazialzeitliche oder holozäne Erosion oder Denudation erklären. Oft ist es allerdings schwierig, strukturell oder kryoplanativ bedingte bzw. durch linienhafte Abtragung aus der Harzrandabdachung herausgetrennte Flachformen von den der Anlage nach präelsterglazialen Reliefelementen zu unterscheiden, da es nicht selten zu einer Anlehnung der Randverebnungen wie der Abtragungslinien an die geologische Struktur gekommen ist. Zudem handelt es sich bei den den Randverebnungssystemen zugerechneten Flachformen in der Regel nicht um unveränderte „Reste“ von Fußflächen und Talböden, sondern um Reliefeile, bei denen nur der Formentyp durch „traditionale Weiterbildung“ (im Sinne von Büdel 1969) vererbt worden ist, weil die kaltzeitlich-denudativen morphodynamischen Prozesse flächenerhaltend wirkten. Dabei wurde insbesondere der Bildungsmechanismus von Goleztterrassen durch eine präexistente Stufung des Reliefs begünstigt.

Nicht minder schwierig als die quantitative Erfassung und Korrelierung der Randverebnungen ist die Rekonstruktion ihrer Morphogenese. Sie sieht sich den gleichen Problemen gegenüber, die auch bei der Erklärung der Harzhochfläche aufgetreten waren: Entweder sind die Flachformen sedimentfrei, oder aber es ist nicht sicher, ob die vorhandenen Sedimente die Korrelate jener Abtragungsprozesse sind, die die Talböden und Fußflächen schufen.

Die Bildung von Ausgleichsflächen, wie sie in Form der Fußflächen den westlichen Harzrand gliedern, setzt eine Hebung des Gebirges im Bereich der heutigen Hochfläche voraus. Der Bildungszeitraum der Randverebnungssysteme ist damit eingrenzbar zwischen der endgültigen Trennung der Hochfläche von ihrer regionalen Erosionsbasis und der elsterkaltzeitlichen periglazial-fluviatilen Überschotterung der tiefer gelegenen Teile der Fußfläche des unteren Randverebnungssystems, wie sie im Raume Badenhausen/Windhausen am Austritt des Schlungwassers aus dem Gebirge nachweisbar ist (Thiem 1972, S. 85 f.).

Die Trennung der Hochfläche von der Rumpffläche des Nds. Berglandes dürfte am westlichen Harzrand, nachdem die Hebungen im Untermiozän (Girund) begonnen hatten (vgl. 3.2.2.1.), endgültig an der Wende Sarmat/Pont vollzogen worden sein. Die damals einsetzende starke Steigerung der Bodenunruhe wird durch die das Unter- und Mittelplozän umfassende Schichtlücke im Tertiär von Bornhausen und Rhüden, die als Folge verstärkter Abtragung gedeutet werden muß, wahrscheinlich gemacht.¹ Offenbar kündigte sich diese Steigerung schon dadurch an, daß die Sedimentation des obermiozänen, hangenden Teils der Bornhäuser Quarzsande wesentlich unruhiger verlief als die der liegenden Serie, die von einem zwar schnell, aber gleichmäßig fließenden, breiten und flachen Fluß abgelagert wurde (Sindowski 1962). Die somit wohl in der ersten Hälfte des Plozäns kulminierende Hebung soll zwar auch noch während des Oberplozäns angehalten haben (Lüttig 1962), so daß es während dieser Zeit nur in lokalen Senkungsgebieten zur Sedimentation kommen konnte, während sonst weiterhin Abtragung herrschte, jedoch ist m. E. die Feinkörnigkeit der Ablage-

¹ Auch im übrigen nordwestlichen Harzvorland zwischen Harz und Leine fehlen unter- und mittelplozäne Sedimente. Lüttig (1962, S. 601) wertet diesen Tatbestand gleichfalls als Anzeichen dafür, daß die während des Miozäns noch sehr gleichmäßig verlaufenen Hebungen im Bereich der Mittelgebirgsschwelle in der ersten Hälfte des Plozäns ein ausgeprägtes Maximum erreichten.

rungen dieser Stufe (Tone, Schluffe, Feinsande)¹ im westlichen Harzvorland (Nettetal) ein Indiz dafür, daß hier die tektonische Aktivität im oberen Pliozän deutlich zurückgegangen war.

Nach dieser Phase relativer tektonischer Ruhe kam es dann an der Wende Plio-/Pleistozän und im Altpleistozän zu einer neuerlichen Intensivierung der Harzhebung. Von besonderer Bedeutung für den Beweis dieser These sind die in rd. 140 m über Talau und 60 bis 80 m über der elsterglazialen Oberterrasse in der Einhornhöhle von Scharzfeld gelegenen fluviatilen Schotter einer „Ur-Oder“, deren Ablagerung Duphorn (1969) aufgrund bio- und lithostratigraphischer Indikationen in eine prä-cromerwarmzeitliche (prä-rhumewarmzeitliche) Kaltzeit des Altpleistozäns stellt. Duphorn (S. 87) schließt auf ein Andauern der Hebung über die Ablagerung hinaus aus der Beobachtung, daß die den Schottern entsprechende „Hochterrasse“ der Oder bereits an der Odertalsperre ausläuft und somit der weitaus überwiegende Teil des heutigen Einzugsgebietes des Flusses erst in einer späteren Phase der Taleintiefung tributär wurde.

Für eine Intensivierung der tektonischen Aktivität im Harz an der Wende Plio-/Pleistozän und im Altpleistozän sprechen m. E. auch die „pliozänen“ Sedimente im Fohlenstall bei Thale am nördlichen Gebirgsrand: grobe, bunte, zersetzte herzyne Schotter von bis zu Zentnerschwere, die im unverwitterten Zustand an ihren Ablagerungsort gelangten und dort nachträglich einer intensiven Verwitterung unterlagen (Voigt 1940, S. 30 ff.). Manches deutet darauf hin, daß diese Schotter statt ins Pliozän ins älteste Pleistozän zu stellen sind und daß die sich in ihnen dokumentierende Tiefenerosion eine Folge der neuerlichen Intensivierung der Harzhebung war (Thiem 1972, S. 211). Auch die Untersuchungen im Tertiärbecken des südöstlichen Harzvorlandes zwingen zur Annahme einer „pliozänen Hebungsphase“ an der Wende Plio-/Pleistozän (Jankowski 1964, S. 49).

Zusammenfassung: Die derzeit verfügbaren Indizien sprechen mithin dafür, daß die seit dem Untermiozän (Girund) am westlichen Harzrand nachweisbaren Hebungen an der Wende Sarmat/Pont und im unteren Pliozän sowie an der Wende Plio-/Pleistozän und im Altpleistozän bis zum Elsterglazial (ausschließlich?) eine deutliche Steigerung erfuhren.

Da jede Fußflächenbildung solche tektonischen Impulse in Form der Höferschaltung einer Scholle an einem Bruch oder einer Flexur voraussetzt, muß angenommen werden, daß die Anlage der oberen Fußfläche durch jene Hebungen induziert wurde, die ihr Maximum in der ersten Hälfte des Pliozäns erreichten. Damals entstand im westlichen Piedmontbereich des Gebirges die Fußfläche des oberen Randvernebnungssystems als „Initialfläche“ (im Sinne von Mensching) bzw. „Dachfußfläche“ (im Sinne von Büdel) für die folgende Reliefentwicklung des Gebirgsrandes. Von ihr greifen syngenetische Talböden längs der Rumpfmulden der Harzhochfläche in das Gebirge zurück, teilweise mit diesen zusammenfallend, an anderen Stellen jedoch deutlich darin eingesenkt.

Auffallend ist die morphographische Ähnlichkeit der oberen wie der tiefer gelegenen Fußflächen mit Pedimenten des tropisch- und subtropisch-semiariden bis ariden Klimabereichs (s. Mensching & Raynal 1954, Mensching 1958, Wiche 1963, u. a.) und der winterkalten Trockengebiete (s. Richter, Haase & Barthel 1963, u. a.). Solche arideren Phasen waren dem Bildungszeitraum der Randvernebnungssysteme keineswegs fremd (vgl. Thiem 1972, S. 198–206): In seinem jungtertiären Abschnitt ist bei einem

¹ Dabei darf allerdings nicht außer acht gelassen werden, daß diese Sedimente als Produkte einer Abschlämmung älterer Verwitterungsdecken ein falsches Bild der im Oberpliozän herrschenden Abtragungsvorgänge vermitteln können.

„subtropischen“, insgesamt wärmeren Klima als heute – im Oberpliozän lag die Jahresmitteltemperatur in Mitteleuropa noch bei etwa 14 bis 12 °C – vor allem die Trockenphase im unteren Pliozän (Susteren) und/oder höheren Miozän von Bedeutung, für die Schwarzbach (1968) mit einem mediterranen Csa- oder gar dem noch arideren BShs-Klima (im Sinne von Köppen), also einem Klima mit saisonalen Trockenzeiten, rechnet. Unter Ankündigung im obersten Pliozän – erschließbar aus den ökologischen Ansprüchen der Fauna und Flora des Tertiärvorkommens von Willershausen am Harz – vollzog sich dann an der Wende Plio-/Pleistozän der Umschwung zu einem Klima, das in weiten Abschnitten des Altpleistozäns nicht nur kühler, sondern vor allem auch trockener als das des Mittel- und Oberpliozäns war. Der aride Einschlag war offenbar nicht nur kennzeichnend für die Kaltzeiten, wo er sich in einer subarktischen Steppenvegetation dokumentierte, sondern reichte weit über die palynologisch definierten Grenzen der Kaltzeiten in die Warmzeiten hinein. So konnte Müller (1965) nachweisen, daß in den ersten 10 500 Jahren des rd. 30 000 Jahre dauernden Bilshäuser Interglazials¹ [= „Rhume-Interglazial“ (Lüttig & Maarleveld 1962)], das wahrscheinlich zum Cromer-Komplex gehört, „in der weiten Umgebung des Sees große, waldfreie, anscheinend steppenartige Flächen existiert haben“ (S. 347), die einem recht kontinentalen Klima entsprachen, das erst relativ spät und unter größeren Schwankungen einen atlantischeren Einschlag annahm. In die gleiche Richtung deutet der ökologische Aussagewert der Begleitfauna der cromerinterglazialen *Ursus-deningeri*-Population aus der Einhornhöhle bei Scharzfeld (Schütt 1968, S. 101; Sickenberg 1969, S. 93).

Es erscheint somit sicher, daß sowohl Teile des Jungtertiärs als auch längere Perioden des Altpleistozäns ein semiarid-morphodynamisches Abtragungssystem besessen haben.

Stärker arid war mit dem Unterpliozän gerade jener Abschnitt, während dem die tektonischen Bewegungen am westlichen Gebirgsrand ihrem ersten Höhepunkt zustrebten und die Harzhochfläche um rd. 100 m über ihre regionale Erosionsbasis hoben. Es ist daher wahrscheinlich, daß die heute in rd. 500 m über NN gelegene Fußfläche des oberen Randverebnungssystems ihre Anlage semiarid(bis arid)-morphodynamischen Abtragungsprozessen in der ersten Hälfte des Pliozäns verdankt. Der Zeitraum der Weiterbildung mag bei weitgehender tektonischer Ruhe auch noch das Oberpliozän oder zumindest Teile davon umfaßt haben, doch ist hierfür ein sedimentologischer Beweis für den Westharz noch nicht zu führen. Es ist indes wahrscheinlich, daß die mit oberpliozänen Grauerden bedeckten, zwischen die Harzhochfläche und die zum mittleren Randverebnungssystem gehörigen „Trogtalböden“ Gehnes (1911) eingeschalteten „pedimentartigen Verebnungen“, die Mücke (1966, S. 229 f.) aus dem östlichen Harz beschrieben hat, genetische und altersmäßige Äquivalente unseres oberen Randverebnungssystems darstellen. Der morphographische Unterschied zwischen beiden Reliefformen – hier eine scharf gegen die höheren Geländeteile abgesetzte Fußfläche zur zuvor um rd. 100 m gehobenen Harzhochfläche, dort eine Auflösung dieser Hochfläche in Flachgefälle – mag sich daraus erklären, daß die Hebung im Ostharz geringere Beträge als im Westharz erreicht hat und zudem als eine relativ weitgespannte Aufbiegung abblief.

Aus der Initialfläche des oberen Randverebnungssystems sind dann durch Tieferhaltung (im Sinne von von Wissmann 1951) die Fußflächen des mittleren und des unteren Randverebnungssystems hervorgegangen, als sich im Zuge der Erniedrigung der Initialfläche das Entwässerungssystem einschnitt und dabei endgültig festlegte.

¹ Das Quartärvorkommen von Bilshausen liegt etwa 12 km vom südwestlichen Harzrand entfernt.

Es entstand eine Fußflächentreppe, deren mittleres und unteres Glied dieser Genese entsprechend dort am besten ausgebildet und erhalten sind, wo sich die großen Talzüge am westlichen Gebirgsrand trichterförmig weiten. Für diese Teile wurde der Terminus „Fußflächenstümpfe“ vorgeschlagen (Thiem 1972, S. 218), weil sie die Wurzelzonen ehemals ausgedehnterer, inzwischen gehobener und zerstörter Fußflächen darstellen.

Die Entstehung einer Fußflächentreppe kann sowohl tektonisch als auch klimatisch als auch durch das Zusammenwirken beider Ursachen bedingt sein. Auch für den westlichen Harzrand ließ sich nicht völlig klären, ob die Stufung unterhalb der Dachfußfläche aus einer diskontinuierlichen Hebung resultiert oder auf einem periodischen Klimawechsel beruht, der rhythmische Änderungen im Abtragungsregime nach sich zog.

Bei der weitgehenden Sedimentfreiheit der Randverebnungssysteme hängt die Entscheidung dieser Frage wesentlich von den Schlüssen ab, die man aus dem genannten Schottervorkommen in der Einhornhöhle bei Scharzfeld herleitet. Denn bei der „Hochterrasse“, in deren Niveau die Schotter liegen, handelt es sich um den Rest eines jener Hochtalböden, die auf die Fußfläche des mittleren Randverebnungssystems am südwestlichen Harzrand eingestellt sind. Die zur mittleren Fußfläche syngenetische Hochterrasse diente also (noch) in der prä-cromerwarmzeitlichen (prä-rhumewarmzeitlichen) Kaltzeit der „Ur-Oder“ als Talweg, es sei denn, die Aufschotterung hätte hier in dem bereits vorher weiter vertieften Tal solche Ausmaße erreicht, daß ein älterer, höher gelegener Talboden neuerlich überschottert werden konnte. Dagegen spricht m. E. jedoch, daß eine solch mächtige Akkumulation zahlreichere Spuren hinterlassen haben müßte, als sie in dem bisher einzig bekannten Vorkommen in der Einhornhöhle vorliegen.

Unter der somit recht wahrscheinlichen Annahme, daß die kaltzeitlich-fluviatilen Schotter der Einhornhöhle Korrelate jener Abtragungsprozesse sind, denen der Hochtalboden und die syngenetische mittlere Fußfläche ihre Existenz verdanken, liegt es nahe, die Entstehung des mittleren Randverebnungssystems in jene Abschnitte des Altpleistozäns zu verlegen, die „kaltzeitlichen“ Klimacharakter besaßen. In ihnen waren offenbar jene Hauptagenzien der Flächenbildung in Trockenklimaten erfüllt, die Mensching 1967 anlässlich des „Saarbrücker Colloquiums“ als notwendig und hinreichend für Fußflächenbildung hingestellt hatte (zit. nach Rathjens 1968, S. 479): ausreichend große saisonale Aridität, Überwiegen der mechanischen Verwitterung, Fehlen oder Lückenhaftigkeit einer Vegetationsdecke, Spülwirkung seltener, aber meist kräftiger Niederschläge bei starker Schuttbelastung aller Abflußrinnen – im Falle der Schotter in der Einhornhöhle erschließbar aus deren Lagerungsverhältnissen, die auf turbulente Fließvorgänge hindeuten (Dumphorn 1969, S. 87). Da die Trockenphasen des Altpleistozäns weit über die Grenzen der Kaltzeiten in die Warmzeiten hineinreichten (s. o.), muß es dabei zu einer Konvergenz der Formungsstile unter warmen und kalten (periglazialen) semiariden Klimabedingungen gekommen sein, auf die erstmals Dylík (1957) umfassend aufmerksam gemacht hat.

Die Verlegung der Entstehung des mittleren und des unteren Randverebnungssystems in jene Abschnitte des Altpleistozäns, die semiariden Klimacharakter besaßen, legt es nun nahe, an eine klimatisch gesteuerte Tieferschaltung der oberen Fußfläche bei weitgehend gleichmäßiger Hebung des Gebirges zu denken: Mit der sich an der Wende Plio-/Pleistozän neuerlich intensivierenden Hebung des Harzes begann eine Verstärkung der Tiefenerosion am Gebirgsrand, die zur Zeit der Anlage des mittleren und des unteren Randverebnungssystems dadurch unterbrochen wurde, daß sich in den trockeneren, „kaltzeitlichen“ Abschnitten das Belastungsverhältnis der Flüsse und Bäche durch Vergrößerung des Schuttanfalls erhöhte, so daß im Gebirgsvorland die Lateralerosion die Tiefenerosion weitgehend zu ersetzen begann und hier die Mün-

dungen der Täler trichterförmig aufweitete und im Verein mit Rinnenspülung, Schichtfluten, Hangfurchung durch Rensen und Gräben u. ä. zur Anlage von Fußflächen führte (Thiem 1972, S. 217).

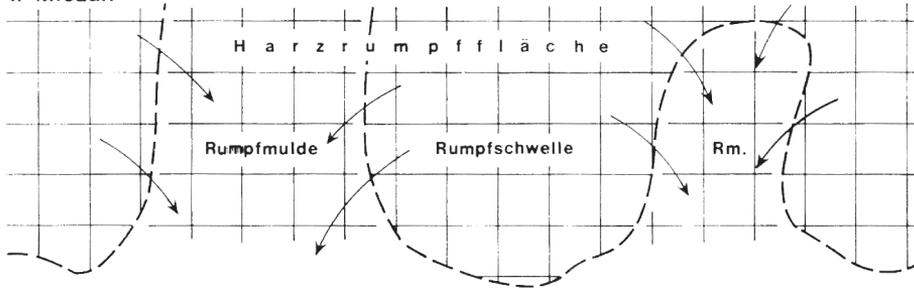
Trotz der genannten Anhaltspunkte ist die exakte Datierung des mittleren und des unteren Randvernebnungssystems nach wie vor problembehaftet: Nicht bekannt ist, in welcher altpleistozänen Kaltzeit die Schotter der Hochterrasse der Oder abgelagert wurden, wenn auch die Sedimentfolge in der Einhornhöhle keinen Hinweis auf eine Schichtlücke zu den im Hangenden auftretenden Höhlenlehmen enthält, die u. a. aufgrund der darin enthaltenen Bärenfauna ins Cromer-(Rhume-)Interglazial gestellt werden (Schütt 1968; Duphorn 1969). Zudem ist nicht völlig auszuschließen, daß die Anlage des Hochtalbodens und damit des mittleren Randvernebnungssystems schon zu einem früheren Zeitpunkt erfolgte und es während der genannten Kaltzeit nur noch zu einer Überschotterung kam. Da auf den niedriger gelegenen Teilen der zum unteren Randvernebnungssystem gehörigen Fußfläche im Gebiet von Badenhausen im Elsterglazial bereits periglazial-fluviatil Schotter abgelagert wurden, muß die Tieferschaltung vom mittleren zum unteren Randvernebnungssystem spätestens in der Cromer-Warmzeit (Rhume-Warmzeit) erfolgt sein, da andernfalls die Einhornhöhle während dieser Zeit noch nicht hochwasserfrei gewesen und so wohl kaum von den Höhlenbären als Winterunterschluß gewählt worden wäre. Dann kann aber die Anlage des unteren Randvernebnungssystems nur in der gleichen Kaltzeit erfolgt sein, in der auch die Oberterrasse der Harzflüsse abgelagert wurde. Will man also nicht unteres Randvernebnungssystem und Oberterrasse als genetische Äquivalente betrachten – was sich aufgrund ihrer deutlichen morphographischen Unterscheidbarkeit verbietet –, so muß man zur Erklärung jene Zweiteilung des Cromer-Komplexes und damit auch der Elster-Kaltzeit in Erwägung ziehen, die in jüngster Zeit mehrfach von verschiedenen Seiten (West 1962; West & Wilson 1966; Erd 1965; Grüger 1967; Lüttig, Menke & Schneekloth 1967; u. a.) postuliert worden ist.

Das heutige Fehlen von korrelativen Sedimenten auf den Resten der Randvernebnungssysteme kann auf nachträglicher solifluidaler Abräumung beruhen, bei der der flächenhafte Charakter weitgehend erhalten blieb. Wahrscheinlicher ist jedoch eine auch schon primär nicht sehr große Mächtigkeit des Sedimentauflagers, denn auch auf aktiven Pedimenten der Trockengebiete ist die Schuttdecke i. allg. recht dünn, so daß bei der Abtragung ein Scheuerkontakt gegeben ist (vgl. Wiche 1963, u. a.). Dieser entscheidende Unterschied zu den in den jüngeren Kaltzeiten des Pleistozäns abgelagerten mächtigen Akkumulationskörpern der Flußterrassen mag darauf beruhen, daß während der altpleistozänen Kaltzeiten (Trockenphasen) aufgrund einer geringeren Frostverwitterung auch die Schuttbelastung der Flüsse und Bäche geringer und gleichzeitig ihre Transportkraft größer war.

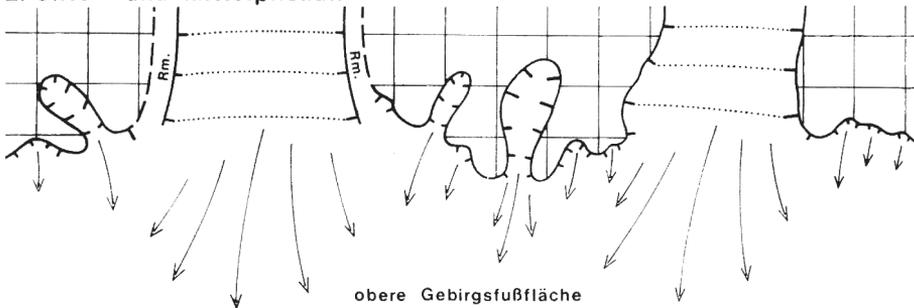
Die eigene Feststellung einer Dreigliederung des Gebirgsrandes deckt sich mit den Beobachtungen von Gehne (1911), Hövermann (1949, 1950 a) und Lüttig (1955). Hinsichtlich Genese und Datierung der Randvernebnungen bestehen jedoch erhebliche Abweichungen. Die Vorstellung von diskontinuierlichen, „ruckartigen“ Hebungen wird ersetzt durch eine Überlagerung endogener Vorgänge mit exogenen Prozessen (vgl. 3.2.3.). Während für Hövermann (1949) keine qualitativen Unterschiede zwischen Rumpfflächen und Randterrassen bestehen, werden nun die Randvernebnungen nicht mehr durch Peneplanation, sondern durch Pedimentation (Pediplanation) (vgl. Dedkov 1965) gedeutet. Ihr Bildungszeitraum – bei Gehne und Lüttig das Jungtertiär, bei Hövermann das Pliozän – wird hier um das Altpleistozän bis hin zum Elsterglazial (ausschließlich?) erweitert. Während das obere Randvernebnungssystem vermutlich bereits im Unterpliozän angelegt wurde, erfuhren die mittlere und die untere Fußfläche sowie die zu ihnen syngenetischen Hochtalböden erst im Altpleistozän ihre

Modell der Reliefentwicklung am westlichen Harzrand im Jungtertiär und Altpleistozän

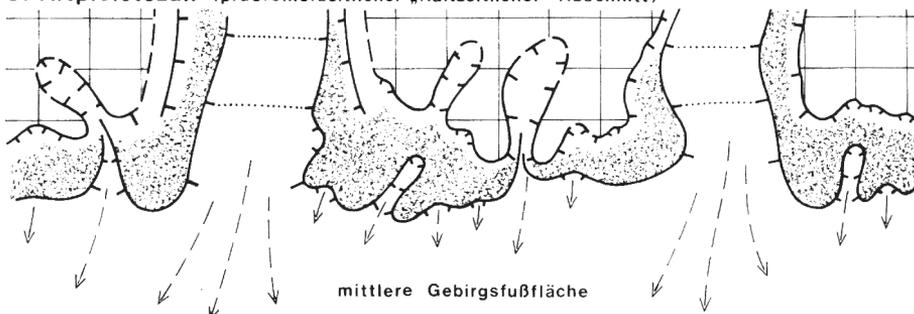
1. Miozän



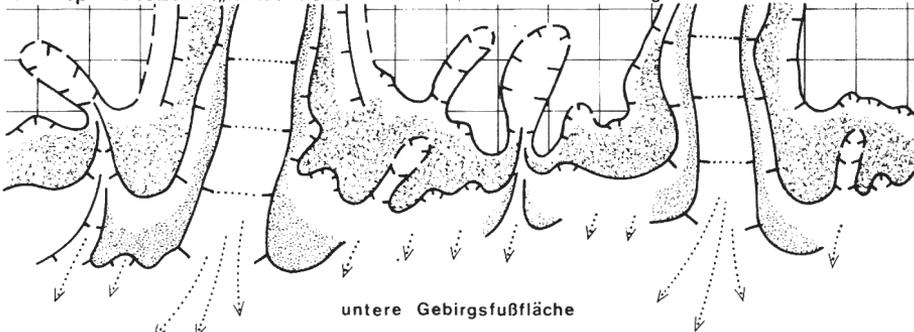
2. Unter- und Mittelpliozän



3. Altpleistozän (präcomerzeitlicher „Kaltzeitlicher“ Abschnitt)



4. Altpleistozän („Kaltzeitlicher“ Abschnitt, vmtl. frühes Elsterglazial)



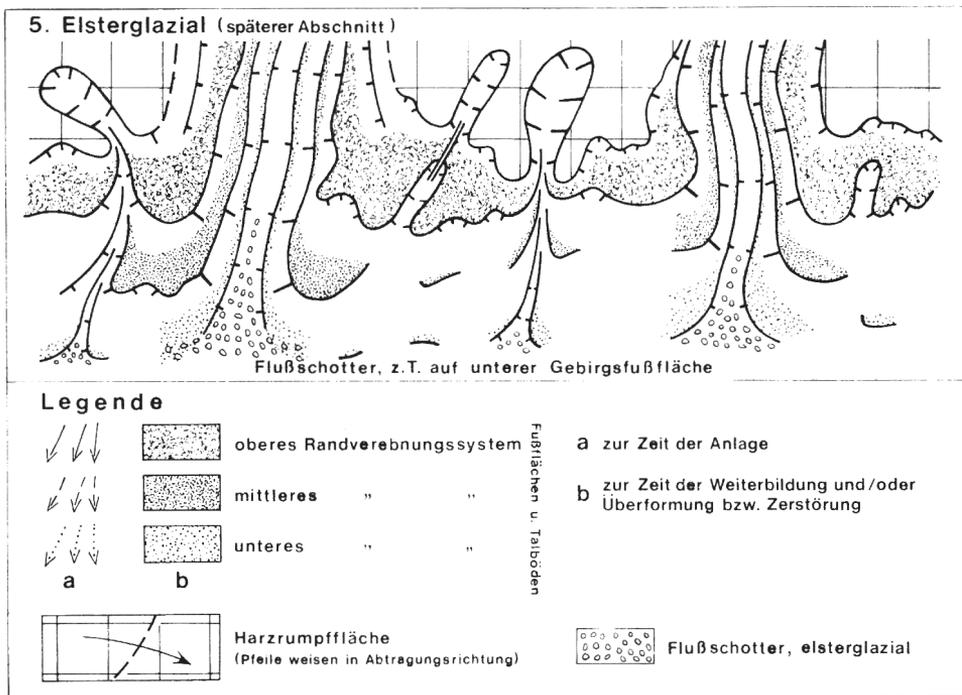


Abb. 3. Erläuterungen zu den Entwicklungsphasen

1. Die Harzrumpffläche besteht aus Rumpfschwellen und Rumpfmulden. Die Rumpfmulden gehören in genügend weiter Entfernung von der Erosionsbasis zum aktiven System der Flächen(weiter-)bildung.
2. Am Fuße der sich um rd. 100 m hebenden Harzrumpffläche entsteht unter vermutlich semiariden Abtragungsbedingungen als Ausgleichsfläche die obere Gebirgsfußfläche.
3. und 4. Nach weitgehender tektonischer Ruhe in der zweiten Hälfte des Pliozäns beginnt an der Wende Plio-/Pleistozän eine neuerliche Hebung, die während der Phasen 3 und 4 bei kontinuierlichem Verlauf anhält und das Gebirge um rd. 200 m hebt. Sie induziert eine von den großen Talzügen ausgehende „Tieferschaltung“ der Fußfläche der Harzrumpffläche, bei der die durch das feucht-gemäßigte Klima der altpleistozänen „Warmzeiten“ begünstigte Tiefenerosion in den trockeneren, „kaltzeitlichen“ Abschnitten des Altpleistozäns sowohl in den Unterläufen der Täler als auch vor allem am Fuße des Gebirges einer vorherrschenden Lateralerosion wich [Entstehung der mittleren (Phase 3) und der unteren Gebirgsfußfläche (Phase 4)].
5. Die untere Gebirgsfußfläche wird im Zuge der weiteren Talvertiefung zerschnitten. Die dieser Vertiefung entstammenden Schotter werden stellenweise auf den niedrig gelegenen Teilen des unteren Randverebnungssystems abgelagert.

wesentliche bzw. ausschließliche Formung. Mit den Beobachtungen von Lüttig (1955) bestehen insofern Konvergenzen, als er erstmals auf qualitative und quantitative Unterschiede zwischen dem oberen (sein „Wolfshagener Gesimse“) und dem mittleren und unteren Randverebnungssystem (seine „obere“ und „untere Randstufe“) aufmerksam gemacht hat. Mensching (1963) gebührt das Verdienst, als erster den pedimentartigen Charakter der Randverebnungssysteme erkannt und ihre Entstehung trocken-klimatischen Bedingungen zugeordnet zu haben.

3.2.3. Die Hebungen des Westharzes seit Anlage der Harzhochfläche

Wie in 3.2.2. ausgeführt, ist für den Westrand des Harzes tektonische Aktivität seit dem Untermiozän (Girund) nachweisbar. Sie war jedoch offenbar noch während des gesamten Miozäns recht gering und erfuhr erst an der Wende Mio-/Pliozän (Sarmat/Pont) eine deutliche Steigerung, die in der ersten Hälfte des Pliozäns ein relatives Maximum erreichte. Sie hob die Harzrumpffläche recht gleichmäßig um rd. 100 m über ihre regionale Erosionsbasis und induzierte dadurch eine intensive Abtragung, die sich im Gebirgsinneren in einer Zertalung äußerte, während sie gleichzeitig am Fuße des gehobenen Reliefs zu flächenhafter Formung führte und die heute in rd. 500 m über NN gelegene Fußfläche des oberen Randverebnungssystems entstehen ließ.

Einer deutlichen Verringerung tektonischer Aktivität in der zweiten Hälfte des Pliozäns folgte an der Wende Plio-/Pleistozän und im Altpleistozän bis zum Elsterglazial (ausschließlich?) eine neuerliche Steigerung der Hebung, die das Gebirge um weitere rd. 200 m bis in seine heutige Höhe hob und in seiner jetzigen morphologischen Umgrenzung endgültig festlegte. Sie induzierte jene Tieferschaltung des oberen Randverebnungssystems, die zur Anlage der Fußflächen und Talböden des mittleren und des unteren Randverebnungssystems führte. Vieles spricht dafür (vgl. 3.2.2.2.), daß die Hebung im Altpleistozän mehr oder weniger kontinuierlich ablief. Die Stufung des westlichen Gebirgsrandes unterhalb der oberen Fußfläche ist in diesem Sinne nicht Folge eines Wechsels von Phasen der Hebungsverlangsamung (bzw. des -stillstands) und solchen der -beschleunigung, sondern spiegelt den Wandel in den Abtragungsprozessen zwischen „kaltzeitlich“-trockeneren und „warmzeitlich“-feuchteren Abschnitten des Altpleistozäns wider.

Die Hebung des Harzes hat wohl noch bis in das Cromer-Interglazial hinein andauert, denn wahrscheinlich erfolgte erst jetzt die Tieferschaltung vom mittleren zum unteren Randverebnungssystem um Beträge bis zu 100 m. Mit der Ausformung des unteren Randverebnungssystems, d. h. spätestens in der Anfangsphase der wahrscheinlich zweigeteilten Elstereiszeit, muß sie jedoch bereits beendet gewesen sein, da dessen Fußfläche am westlichen Gebirgsrand teilweise über die Randstörungen des Harzes hinweggreift, ohne nachträglich an ihnen verworfen worden zu sein. Auch während des Mittel- und Jungpleistozäns kam es zu keiner Wiederbelebung der Hebung, was durch das knicklose Austreten der Ober-, Mittel- und Niederterrasse aus dem Harzinneren in das Vorland belegt wird. Insbesondere spricht der ungestörte Übergang des letzkaltzeitlichen fluvio-periglazialen Akkumulationskörpers der (oberen) Niederterrasse der Harztäler in die vor dem Gebirgsrand aufgeschütteten Schwemmfächer gegen die Hövermannsche Annahme einer postglazialen Harzhebung (Thiem 1972, S. 113 f.).

Weiter gingen jedoch auch noch nach dem Elsterglazial – möglicherweise bis heute – jene epirogenen – nicht orogenen – Bewegungen, die seit dem ausgehenden Oligozän die Mittelgebirgsschwelle als Ganzes heben und als wichtiges Agens für die fortschreitende Talvertiefung, die nur von den kaltklimatisch bedingten Aufschotterungsphasen unterbrochen wurde, anzusehen sind (Thiem 1972, S. 116 f.).

Die Hebung der Harzrumpffläche bzw. der Randverebnungssysteme erreichte am gesamten westlichen Harzrand ein erstaunlich gleiches Ausmaß, wie sich an der nur geringfügig um 600 m über NN schwankenden Höhenlage der Hochfläche ablesen läßt. Ein unterschiedliches Verhalten von Nord- und Südharz-Rand, das zur Interferenz verschiedener Formenbilder im Untersuchungsgebiet geführt haben mußte, ist nicht feststellbar. Der einzige Gegensatz besteht darin, daß sich die Hebung im N an einer Verwerfung vollzog, während sie im S als Aufbiegung erfolgte; der W nimmt hierzwischen eine Art Mittelstellung ein: eine steilere Flexur als im S besitzt ihr Scharnier an Randstörungen des Gebirges. Höhenunterschiede in den Resten der Randverb-

nungssysteme dürfen nicht a priori als Indizien für differenzierte Hebung gewertet werden, sondern sind – neben der späteren denudativen und erosiven Überprägung – aus der an das Gewässernetz gebundenen Tiefschaltung der oberen Fußfläche erklärbar.

4. Zusammenfassung

Die exemplarisch am westlichen Gebirgsrand durchgeführten geomorphologischen und geologischen Detailuntersuchungen haben die folgenden neuen Aspekte für die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Harzes geliefert:¹

1. Die Hochfläche des Westharzes erfuhr ihre Anlage als Teil einer auch im Umland nachweisbaren Rumpffläche bereits im Alttertiär, wenn nicht gar in der jüngsten Oberkreide; sie wurde jedoch in ihren distalen Teilen bis in das Miozän hinein weitergebildet. Dieser Phase der Weiterbildung verdanken die Rumpfmulden innerhalb der Hochfläche ihre Entstehung. Man sollte in ihnen dennoch keine eigenständigen Reliefgenerationen, sondern „morphodynamische Entwicklungsfolgen“ (im Sinne von Mensching) sehen, da sie in genügend weiter Entfernung von der Erosionsbasis zum aktiven System der Flächen(weiter-)bildung gehört haben. Sie dienten der späteren Talvertiefung als Leitbahnen.

2. Die Hebung der Rumpffläche des Westharzes reicht bis in das Quartär hinein. Die tektonischen Bewegungen begannen am westlichen Gebirgsrand zwar schon im Untermiozän (Girund), erreichten jedoch erst in der ersten Hälfte des Pliozäns ein ausgeprägtes relatives Maximum. Während dieser Phase wurde die Hochfläche um rd. 100 m über ihre regionale Erosionsbasis gehoben. Der Verringerung der tektonischen Aktivität in der zweiten Hälfte des Pliozäns folgte an der Wende Plio-/Pleistozän und im Altpleistozän bis zum Elsterglazial (ausschließlich?) eine neuerliche Zunahme der Hebung, die das Gebirge um weitere rd. 200 m hob und in seiner jetzigen Umgrenzung endgültig festlegte. Diese Hebung verlief mehr oder weniger kontinuierlich (s. u.). Spätestens seit Beginn der Akkumulation der Oberterrasse befindet sich der Harz in tektonischer Ruhe. Dies gilt insbesondere für den Zeitabschnitt des Holozäns. Weiter gingen nach dem Elsterglazial nur jene epirogenen – nicht orogenen – Bewegungen, die seit dem Oligozän die Mittelgebirgsschwelle als Ganzes heben.

3. Den westlichen Gebirgsrand gliedern die Reste von drei übereinanderliegenden Systemen von Randverebnungen, die weder strukturell noch kryoplanativ bedingt sind noch durch pleistozäne oder holozäne linienhafte Abtragung aus einer ehemals einheitlichen Abdachung herausgetrennte „Zufallsverebnungen“ darstellen. Diese Randverebnungssysteme sind nicht durch Peneplanation, sondern durch Pedimentation (Pediplanation) entstanden (s. u.). Trotz der Zugehörigkeit zu einem einheitlichen Typ der Flächenbildung bestehen zwischen ihnen quantitative und qualitative Unterschiede: Während die vor allem als Berggipfflächen erhaltenen Flachformen des oberen Randverebnungssystems in rd. 500 m über NN die 100 m höher gelegene Harzhochfläche rampenartig umgeben, zeigen die Reste des mittleren und des unteren Randverebnungssystems eine stärkere Bindung an die großen Talzüge, die den westlichen Gebirgsrand gliedern. Sie sind besonders gut dort ausgeprägt und erhalten, wo sich diese Talzüge beim Austritt aus dem Gebirge trichterartig weiten, schließen sich bei Fernbeobachtung aber ebenfalls zu leicht vorlandwärts geneigten „Fußflächen“ am Fuße der höher aufragenden Geländeteile zusammen. In ihrer Höhenlage schwanken sie um 400 m bzw. 300 m über NN, wobei von Abtragungssystem zu Abtragungssystem erhebliche Unterschiede auftreten. Auf jede der Fußflächen waren zur Zeit

¹ Es sei noch einmal ausdrücklich betont, daß diese neuen Aspekte einer – wenn auch inzwischen gut verdichteten – Indizienkette entstammen.

ihrer Ausbildung breite, im Unterlauf kastenartige Talböden eingestellt, die heute durch Terrassenreste, Hangverflachungen und Talkanten bezeugt werden.

Das obere Randverebnungssystem entstand als Folge der Hebungsphase in der ersten Hälfte des Pliozäns unter warm-semiariden morphodynamischen Bedingungen im damaligen Piedmontbereich des Gebirges. Es fungierte als „Initialfläche“ (im Sinne von Mensching) für die weitere Reliefentwicklung des westlichen Gebirgsrandes. Aus dieser Initialfläche gingen durch „Tieferschaltung“ die Fußflächen und syngenetischen Talböden des mittleren und des unteren Randverebnungssystems hervor, als sich nach der Verringerung bzw. dem Aussetzen der tektonischen Aktivität in der zweiten Hälfte des Pliozäns an der Wende Plio-/Pleistozän und im Altpleistozän die Hebung des Westharzes neuerlich verstärkte.

Wahrscheinlich ist die Stufung des Gebirgsrandes unterhalb der Initialfläche nicht das Ergebnis einer diskontinuierlichen Hebung, bei der sich Phasen der Hebungsbeschleunigung mit solchen der -verlangsamung (bzw. des -stillstands) ablösten, sondern eines rhythmischen Klimawechsels, der entsprechende Änderungen im Abtragungsregime bewirkte, während sich das Gebirge gleichmäßig hob.

Im Sinne dieser Anschauung erfuhren die Talböden und Fußflächen des mittleren und des unteren Randverebnungssystems ihre Anlage in „kaltzeitlichen“ Abschnitten des Altpleistozäns, in denen die durch die Hebung induzierte und durch das feuchtgemäßigte Klima der „Warmzeiten“ begünstigte Tiefenerosion sowohl in den Unterläufen der Täler als auch vor allem am Fuße des Gebirges einer vorherrschenden Lateralerosion wich. Die Bildung des mittleren Randverebnungssystems erfolgte offenbar in einer präcromerzeitlichen (prähumezeitlichen) „Kaltzeit“, die des unteren möglicherweise in der ersten Phase der wahrscheinlich zweigeteilten Elster-Eiszeit.

4. Unsere Kenntnisse über die Art der Abtragungsprozesse, die das mittlere und das untere Randverebnungssystem schufen, sind trotz des Schottervorkommens in der Scharfelder Einhornhöhle gering. Bekannt ist allerdings, daß die „kaltzeitlichen“ Abschnitte des Altpleistozäns nicht nur kühler, sondern vor allem auch trockener als das Oberpliozän und die sie trennenden Warmzeiten waren. Dieser aridere Einschlag kennzeichnete offenbar nicht nur die Kaltzeiten selbst, wo er sich in einer subarktischen Steppenvegetation dokumentierte, sondern reichte weit in die Warmzeiten hinein (Bsp.: Rhume-Interglazial, in dem das ausgeprägt kontinentale Klima mit großen waldfreien, steppenartigen Flächen erst spät und unter beträchtlichen Schwankungen einen atlantischeren Charakter mit Waldvegetation annahm). Es erscheint damit sicher, daß längere Perioden des Altpleistozäns durch ein semiarid-morphodynamisches Abtragungssystem gekennzeichnet waren, wie es i. allg. als die Fußflächenbildung begünstigend angesehen wird. Dabei ist eine Konvergenz der Abtragungsvorgänge unter kalt („periglazial“)- und warm-semiariden Klimabedingungen anzunehmen.

Zwar können die am westlichen Harzrand gewonnenen Erkenntnisse zur Reliefgenese nicht ohne weitere Untersuchungen auf das übrige Gebirge verallgemeinert werden, doch lassen in Verbindung mit eingehendem Karten- und Literaturstudium durchgeführte Geländebegehungen im gesamten Westharz vermuten, daß das Gebirge hier überall die gleiche paläogeographische Entwicklung durchlaufen hat.

Diese Entwicklung ist mit der anderer Mittelgebirge Mitteleuropas vergleichbar, wo ebenfalls ein alttertiäres Rumpfflächenstadium von einem pliozän/altpleistozänen Fußflächenstadium der Reliefgenese abgelöst wurde, bevor sich im weiteren Verlauf des Pleistozäns ein durch linienhafte Abtragungstendenz gekennzeichnete Formungsstil durchzusetzen begann (Thiem 1972, S. 231–238.). Es wird interessant sein zu prüfen, inwieweit die Morphogenese des Westharzes im Ostharz (Unterharz) eine

Entsprechung findet, insbesondere, ob die hier von Hövermann (1949, 1950 a) und Franz (1956) als genetische Äquivalente der drei Randverebnungssysteme des Westharzes interpretierten Hochflächen von Bode, Selke und Eine durch gleiche Pedimentationsvorgänge im gleichen Zeitraum wie die Randverebnungen erklärbar sind.

Schrifttum

- Bakker, J. P., und Th. Levelt: An inquiry into the probability of a polyclimatic development of Penepains and Pediments (Etchplains) in Europe during the middle and upper senonian and the tertiary period. *Publ. Serv. géol. Luxembourg* 14 (1964) 27–75.
- Becksmann, E.: Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen und tertiären Landoberflächen im Unterharzgebiet. *N. Jb. Min. Geol. Pal., B, Beil.* 64 (1930) 79–146.
- Behrmann, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. Eine Morphologie des Gebirges. *Forsch. dt. Landes- u. Volksk.* 20 (1913) 145–246.
- Blanck, Alten und Heide: Über rotgefärbte Bodenbildung und Verwitterungsprodukte im Gebiet des Harzes. *Chemie d. Erde* II (1926) 114–133.
- Blanck und Melville: Untersuchungen über die rezente und fossile Verwitterung der Gesteine innerhalb Deutschlands, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis der alten Landoberflächenbildungen der deutschen Mittelgebirgsländer. *Chemie d. Erde* 13 (1940/41) 99–191, 235–315.
- Blenk, M.: Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes. *Gött. Geogr. Abh.* 24 (1960) 1–143.
- Brosche, K. U.: Struktur- und Skulpturformen im nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. *Gött. Geogr. Abh.* 45 (1968) 1–236.
- Büdel, J.: Die „Doppelte Einebnungsfläche“ in den feuchten Tropen. *Z. Geomorph., N. F.* 1 (1957) 200–224.
- Büdel, J.: Das System der klima-genetischen Geomorphologie. *Erdkunde* XXIII (1969) 165–183.
- Dedkov, A.: Das Problem der Oberflächenverebnungen. *Pet. Geogr. Mitt.* 109 (1965) 258–264.
- Duphorn, K.: Geologische Ergebnisse einer Grabung in der Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz. *Jahresh. Karst- u. Höhlenkunde* 9 (1969) 83–90.
- Dylik, J.: Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semiarid climatic conditions. *Biul. Perygl.* 7 (1957) 175–186.
- Erd, K.: Pollenanalytische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. *Paläont. Abh. A* II 2/3 (1965) 259–272.
- Franz, H. J.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. *Z. Erdkunde-Unterricht* 8 (1956) 1–13.
- Frebold, G.: Die Oberflächengestaltung des Brockengebietes. *Jb. Geogr. Ges. Hannover* f. 1932/33 (1933) 89–120.
- Freyberg, B. v.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. *Fortschr. Geol. Palaeont.* 6 (1923) 1–77.
- Gaertner, R. v.: Zur stratigraphischen und morphologischen Altersbestimmung von Altflächen. *Geol. Rdsch.* 58 (1968) 1–9.
- Gehne, H.: Beiträge zur Morphologie des östlichen Harzes. *Diss., Halle* 1911.
- Grüger, E.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 18 (1967) 204–235.
- Grupe, O. (W. Haack und E. Seidl): *Erl. z. Geol. Karte v. Preußen u. benachb. dt. Ländern*, Lfg. 182, Bl. Lamspringe. Berlin 1915 (1915 a).
- Grupe, O.: Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. *Jb. Preuß. Geol. L. A. f.* 1915 (1915 b) 375–397.

- Herrmann, R.: Erdgeschichtliche Grundlagen der Oberflächenformen in Mitteldeutschland. Dtsch. Geogr. Tag Magdeburg 1929, 71–108.
- Herrmann, R.: Erdgeschichtliche Voraussetzungen der Oberflächengestaltung im Harz und Fichtelgebirge. Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch. f. 1940, 68–78.
- Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Gött. Geogr. Abh. 2 (1949) 1–80.
- Hövermann, J.: Die Oberflächenformen des Harzes. Geogr. Rdsch. 2 (1950 a) 208–212.
- Hövermann, J.: Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. Ein Beitrag zur Frage der Harzhebung. Pet. Geogr. Mitt. 94 (1950 b) 121–130.
- Jankowski, G.: Die Tertiärbecken des südlichen Harzvorlandes und ihre Beziehungen zur Subrosion. Beih. Geologie 43 (1964).
- Käubler, R.: Zur regionalen Rumpftreppendarstellung vom Lausitzer Gebirge bis zum Thüringer Wald und Harz. Hercynia N. F. 3 (1966) 1–11.
- Krutzsch, W., und D. Lotsch: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. Geologie 6 (1957) 463–562.
- Louis, H.: Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen, besonders nach Studien in Tanganjika. Z. Geomorph. N. F. Sh. 1964, 43–70.
- Lüttig, G.: Hat sich der Nordwestharz im Postglazial gehoben? Geol. Jb. 70 (1955) 405–434.
- Lüttig, G.: Das Braunkohlenbecken von Bornhausen am Harz. Geol. Jb. 79 (1962) 565–662.
- Lüttig, G.: The Bilshausen Type Section, West Germany. Intern. Stud. on the Quaternary. Spec. G. S. A. Papers 84 (1965) 159–178.
- Lüttig, G., und G. C. Maarleveld: Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe. Eiszeitalter u. Gegenwart 13 (1962) 231–237.
- Lüttig, G., B. Menke und H. Schneekloth: Über die biostratigraphische Forschung im nord-europäischen Pleistozän – Stand 1967 (Berichte der Arbeitsgruppe für Biostratigraphie des Pleistozäns im nordeuropäischen Vereisungsgebiet. 2.). Eiszeitalter u. Gegenwart 18 (1967) 236–239.
- Machatschek, F.: Das Relief der Erde, Bd. 1, 1. Aufl. Berlin 1938.
- Mainzer, J.: Diluvialmorphologische Probleme des Harzes mit besonderer Berücksichtigung der Vergletscherungsfrage. Würzburg 1932.
- Meinecke, F.: Zur Morphologie des Harzes und seines südlichen Vorlandes. Festschr. z. 39. Hauptversamml. dt. Ver. Förder. math. naturwiss. Unterrichts . . . in Nordhausen . . . Nordhausen 1937, 24–55.
- Mensching, H.: Glacis – Fußfläche – Pediment. Z. Geomorph. N. F. 2 (1958) 165–186.
- Mensching, H.: Besprechung von Blenk, M.: Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes; Gött. Geogr. Abh. 24 (1960); Ber. dt. Landesk. 30 (1963) 367–369.
- Mensching, H.: Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. Geol. Rdsch. 58 (1968) 62–82.
- Mensching, H.: Flächenbildung in der Sudan- und Sahel-Zone (Ober-Volta und Niger). Z. Geomorph. N. F. Suppl. 10 (1970) 1–29.
- Mensching, H., und R. Raynal: Fußflächen in Ostmarokko. Pet. Geogr. Mitt. 98 (1954) 171–176.
- Möbus, G.: Abriß der Geologie des Harzes. Leipzig 1966.
- Mücke, E.: Zur Großformung der Hochfläche des östlichen Harzes. Hercynia N. F. 3 (1966) 221–244.
- Müller, H.: Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). Geol. Jb. 83 (1965) 327–352.
- Penck, W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
- Rathjens, C.: Ein Rundgespräch über Flächenbildung in Saarbrücken. Z. Geomorph. N. F. 12 (1968) 470–489.

- Richter, H., G. Haase und H. Barthel: Die Goleztterrassen. *Pet. Geogr. Mitt.* **107** (1963 a) 183–192.
- Richter, H., G. Haase und H. Barthel: Die Bildung von Gebirgsfußflächen im Gobi-Altai. *Lehre u. Forsch. Karl-Marx-Univ. Leipzig* (1963 b) 198–313.
- Sahle, E. v. d.: „Härtlingszüge“. *Morphologische Studien aus deutschen Mittelgebirgen. Berliner Geogr. Arb.* **21** (1942) 1–113.
- Schriel, W.: Die Geologie des Harzes. *Nds. Amt f. Landespl. u. Statistik – Veröff. – A 1*, **49** (1954); *zugl.: Schr. d. Wirtschaftswiss. Ges. z. Stud. Nds. N. F.* **49** (1954) 1–308.
- Schütt, G.: Die cromerzeitlichen Bären aus der Einhornhöhle bei Scharzfeld. *Mitt. Geol. Inst. TH Hannover* **7** (1968) 1–120.
- Schulze, W.: Die Oberflächenformen des Vogelsberges. *Marb. Geogr. Schr.* **13** (1959) 1–195.
- Schunke, E.: Die Schichtstufenhänge im Leine-Weser-Bergland in Abhängigkeit vom geologischen Bau und Klima. *Gött. Geogr. Abh.* **43** (1968) 1–219.
- Schwarzbach, M.: Das Klima des rheinischen Tertiärs. *Z. dt. Geol. Ges.* **118** (1968) 33–68.
- Sickenberg, O.: Die Wirbeltierfauna der Höhlen und Spalten des Harzes und seines südlichen Vorlandes. *Jahresh. Karst- u. Höhlenk.* **9** (1969) 91–96.
- Sindowski, K.-H.: Sedimentpetrographische Charakterisierung der liegenden und hangenden Tertiärsande aus dem Braunkohlentagebau Bornhausen am Harz. *Geol. Jb.* **79** (1962) 663–676.
- Spönemann, J.: Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes. *Gött. Geogr. Abh.* **36** (1966) 1–167.
- Spreitzer, H.: Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. *Jb. Geogr. Ges. Hannover f. 1931*, 1–115.
- Spreitzer, H.: Zur Frage der Harzhebung. *Jber. Naturhist. Ges. Hannover f. 1936* **38** (1938) 102–131.
- Spreitzer, H.: Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. *Erdkunde* **V** (1951) 294–305.
- Thiem, W.: Geomorphologie des westlichen Harzrandes und seiner Fußregion. *Diss. Hannover 1971*; *zugl.: Jb. Geogr. Ges. Hannover Sh.* **6** (1972) 1–270.
- Voigt, E.: Das Tertiär des nördlichen Harzrandes und seine Bedeutung für die jüngere geologische Geschichte des Harzes. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* **17** (1940) 1–58.
- Weissermel, W., O. Grupe, F. Dahlgrün und W. Schriel: Zum Problem des Harzrand-Diluviums. *Z. dt. Geol. Ges.* **84** (1932) 173–189.
- Werveke, L. v.: Die Oberflächengestaltung des Harzes und ihre Entstehung. *Vaterländische Geschichten u. Denkwürdigkeiten II. Braunschweig* 1927.
- West, R.: Vegetational history of the Early Pleistocene of the Royal Society borehole at Ludham, Norfolk. *Proc. Roy. Soc., B*, **155** (1962) 437–453.
- West, R., und D. G. Wilson: Cromer Forest Bed Series. *Nature* **209** (1966) 497–498.
- Wiche, K.: Fußflächen und ihre Deutung. *Mitt. Österr. Geogr. Ges.* **105** (1963) 519–532.
- Wissmann, H. v.: Über seitliche Erosion. *Colloquium Geogr.* **1** (1951) 1–71.

Dr. Wolfgang Thiem
3004 I s e r n h a g e n N. B.-Süd
Elsternbusch 6

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Hercynia](#)

Jahr/Year: 1974

Band/Volume: [11](#)

Autor(en)/Author(s): Thiem Wolfgang

Artikel/Article: [Neue Aspekte für die Rekonstruktion der Reliefentwicklung des Harzes 233-260](#)