

Jürgen Hövermann

Berlin

## ÜBER VERLAUF UND GESETZMÄSSIGKEIT DER STRUKTURBODENGRENZE

### Zusammenfassung

Neue Felduntersuchungen haben fast gleichzeitig in Europa, Afrika und Südamerika erwiesen, dass die Strukturbodengrenze grossräumig vom ozeanischen zum kontinentalen Klimabereich hin absinkt, also gerade umgekehrt verläuft, wie bisher auf Grund der mehr zufälligen Beobachtungen angenommen wurde.

Eine Überprüfung der älteren und der neueren Beobachtungen lässt erkennen, dass die alte Auffassung auch allgemein nicht mehr aufrecht erhalten werden kann. Nur Kleinsräumig, d. h., soweit die Massenerhebung massgeblich ist, verläuft die Strukturbodengrenze gleichsinnig zur Schnee- und Waldgrenze. Grossräumig sinkt sie stets vom ozeanischen Randsaum zum kontinentalen Inneren der Landmassen ab. Ebenso wird der allgemeine Anstieg vom Pol zum Äquator in den Trockengebieten unterbrochen; in beiden Fällen verläuft die Strukturbodengrenze widersinnig zur Wald- und Schneegrenze.

Sie zeigt damit eine fast reine Abhängigkeit von den Mitteltemperaturen und den (jährlichen und täglichen) Temperaturschwankungen soweit diese zu morphologisch wirksamen Frostwechseln im Boden führen.

Seitdem Poser (1933) das Problem des Strukturbodens herausgearbeitet und die Untergrenze des Vorkommens von Strukturböden erstmalig über die Erde hin verfolgt hat, sind nicht nur zahlreiche Zufalls-Beobachtungen bekanntgeworden, sondern auch detaillierte und gründliche Untersuchungen über die Verbreitung und die Untergrenze der Frostbodenversetzung, deren bester und exaktester Ausdruck die Strukturbodengrenze ist, veröffentlicht worden. Während Troll (1944) noch in Verarbeitung des damals vorliegenden Materials zu einer vollen Bestätigung der Ableitung Posers (1933) kam und die Auffassung vertrat, dass die Strukturbodengrenze gleichsinnig zu Schnee- und Waldgrenze verlaufe, wie diese, bei allgemeinem Anstieg von den Polen zum Äquator, ihre höchste Lage in den Trockengürteln der Erde erreiche und im übrigen von ozeanischen zum kontinentalen Klimabereich hin ansteige, eine Auffassung, die wenig später (Troll 1947) durch eine erste kartographische Auswertung des Beobachtungsmaterials weiter fixiert wurde, zwingen neue Feldbefunde heute dazu, die Frage des Verlaufs und der Gesetzmässigkeit der Strukturbodengrenze erneut zu überprüfen.

Unabhängig voneinander haben nämlich K. Wiche (1953) für die Alpen, J. Hövermann (1954) für Äthiopien und W. Czajka (1956) für die südamerikanischen Anden erkannt, dass die Strukturbodengrenze

mit zunehmender Kontinentalität des Klimas absinkt und damit widersinnig zur Wald- und Schneegrenze verläuft. Damit gewinnt die Mitteilung J. Büdels (1952) über das Vorkommen von Strukturböden in nur 1 500 m Meereshöhe im Hoggar-Massiv besondere Bedeutung, umso mehr, als Büdel (1952) ausdrücklich betont, dass sich Wüstenzone und Frostzone hier unmittelbar berühren.

Wie ist diese Diskrepanz zwischen genauer untersuchten Einzelgebieten und der generallen Ableitung Troll's (1944, 1947) zu erklären? Troll (1944, 1947) belegt die Aussage, die Strukturbodengrenze steige vom ozeanischen Westen Eurasiens gegen den Kontinent hin an, mit einer Zusammenstellung der Höhenwerte für die Strukturbodengrenze der Färoer, Schottlands, Englands, Mitteleuropas, des Kaukasus, des westlichen und des östlichen Pamir, stellt also Beobachtungen zwischen 60° nördl. Breite und etwa 30° nördl. Breite zu einem Ost-West-Profil zusammen. Da die westlichsten Werte hoch im Norden, die östlichsten Werte tief im Süden liegen, kommt der Troll'schen Zusammenstellung keinerlei Beweiswert zu. Für das Ansteigen der Strukturbodengrenze vom ozeanischen Rande zum kontinentalen Inneren Eurasiens gibt auch die Karte Troll's (1947) keinerlei Anhalt. Im Gegenteil zeigt die weite Ausbuchtung der 0 m-Isohypse nach Süden in Sibirien deutlich an, dass, wie übrigens auch in Nordamerika, die Voraussetzungen zur Strukturbodenbildung im kontinentalen Klimabereich noch in wesentlich südlicherer Lage in Meereshöhe gegeben sind, als unter ozeanischen Klimabedingungen.

Auch dem Ansteigen der Strukturbodengrenze von den Randketten zum Inneren eines Gebirges hin (Skandinavien, Alpen,) das Troll (1947) als Beleg für seine Auffassung verwendet, kommt keinerlei Beweiswert für die Frage des grossräumigen Verlaufs der Strukturbodengrenze zu, handelt es sich doch hier ganz einfach um das Ansteigen aller Höhengrenzen mit der „Massenerhebung“, d.h. einen orographischen Faktor, der bei allen Gebirgen zu berücksichtigen ist und völlig unabhängig von Kontinentalität oder Ozeanität wirkt.

Wie jede andere Höhengrenze unterliegt auch die Strukturbodengrenze offensichtlich einer topographisch-klimatischen Beeinflussung, einer orographischen Beeinflussung und endlich allgemeinen geographischen Gesetzmässigkeiten. Diese letzteren abzuleiten — unter Ausschaltung oder Vernachlässigung der topographischen und orographischen Einflüsse — ist das Ziel der nachfolgenden Darlegungen.

### DER VERLAUF DER STRUKTURBODENGRENZE IN OST-WESTLICHER RICHTUNG

Einen guten Hinweis auf den Verlauf der Strukturbodengrenze in ostwestlicher Richtung geben bereits die Grenzen der ewigen Gefrorenis, von denen die Südgrenze des Gebietes mit Dauerfrostboden-Inseln im allgemeinen, wohl mit Recht, als guter Näherungs-Ausdruck für die Strukturbodengrenze angesehen wird. In Eurasien wie in Nordamerika flieht diese Grenze an den Rändern der Kontinente weit nach Norden zurück und greift im Inneren kräftig nach Süden aus; je kontinentaler das Klima ist, desto weiter südlich liegt jeweils die 0 m-Isohypse der Grenzfläche der Strukturbodenzone. Umgedacht auf die Verhältnisse längs eines Breitenkreises besagt das, dass die Strukturbodengrenze umso tiefer liegt, je weiter im Inneren der Kontinente sie sich befindet und je kontinentaler das Klima ist; sie liegt umso höher, je mehr sie sich dem Ozean und damit dem ozeanischen Klima annähert.

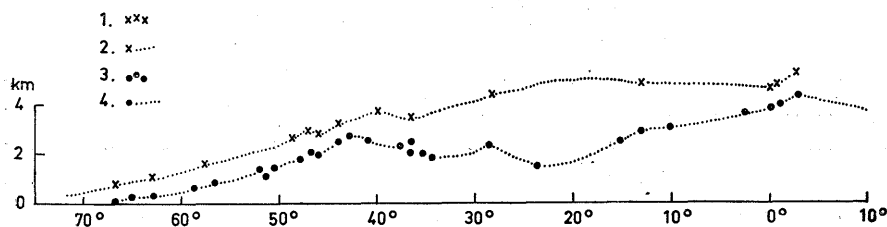


Fig. 1. Die Höhenlage der Strukturbodengrenze und die Vertikal-Ausdehnung der periglazialen Zone in Europa, Vorderasien und Nordostafrika

1. Schneegrenze, belegt; 2. Schneegrenze, interpoliert; 3. Strukturbodengrenze, belegt; 4. Strukturbodengrenze, interpoliert

So steigt unter 60° n. Br. die Strukturbodengrenze zwar im Südskandinavischen Hochgebirge zunächst mit der Massenerhebung von 1 200 m auf 1 450 m an, sinkt dann jedoch sofort wieder ab und erreicht etwa am mittleren Jenissei das Meeresniveau. Unter Ausserachtlassen des orographisch bedingten Anstieges in Südsandinavien ergibt sich ein Absinken der Strukturbodengrenze um mehr als 1 000 m vom ozeanischen Rande des Kontinents zum Inneren hin. Unter 50° nördl. Breite sinkt die Strukturbodengrenze vom Riesengebirge (1 500 m) zum Baikalsee (500 m?) wiederum mit zunehmender Kontinentalität des Klimas um etwa 1 000 m ab. Unter 40° nördl. Breite komplizieren sich die Verhältnisse durch die Massenerhebungen in Zentralasien erheblich; das

Absinken der Strukturbodengrenze wird aber sehr gut fassbar im Mittelmeergebiet (Sierra Nevada 2 500 m, Libanon 1 900 m). Unter 30° nördl. Breite endlich sinkt die Strukturbodengrenze vom Hohen Atlas (3 200 m) zur Sinai-Halbinsel (2 300 m) wiederum um fast 1 000 m in östlicher Richtung ab.

Schon die wenigen Beispiele zeigen deutlich, dass die Strukturbodengrenze allgemein und grossräumig vom kontinentalen Innenraum zum ozeanischen Randsaum hin ansteigt, und zwar einheitlich um einen Betrag von etwa 1 km. Sie verhält sich damit gerade umgekehrt wie die Wald- und die Schneegrenze, die vom Kontinent zum Ozean hin absinken, und in der Tat schneidet die Strukturbodengrenze in Sibirien ja auch die nördliche Waldgrenze, so dass hier die Strukturbodengrenze unter bzw. südlich der Waldgrenze liegt.

#### DER VERLAUF DER STRUKTURBODENGRENZE IN NORD-SÜDLICHER RICHTUNG

Bei dem gegenwärtigen Stande der Forschung ist ein Nord-Süd-Profil der Strukturbodengrenze nur unter Verwendung der europäisch-vorderasiatisch-afrikanischen Werte zu gewinnen (vergl. Fig. 1). Die Strukturbodengrenze steigt hier vom Basuto-Hochland auf der Südhalbkugel (3 100—3 200 m) zum Äquator hin an (Kilimandscharo 4 350 m), sinkt aber noch auf der Südhemisphäre wieder bis auf 4 000 m ab (Kenia, Ruwenzori); dieses Absinken setzt sich gleichmässig bis zum nördl. Wendekreis hin fort (Äthiopien 3 100 m, Erithrea 2 500 m, Höggar-Massiv 1 500 m) und erreicht, wenn die von J. Büdel (1952) erwähnten Frostmusterböden generelle Erscheinungen sind, in der durch extrem hohe Jahres- und Tagesschwankungen der Temperatur ausgezeichneten Wüstenzone ihre tiefste Lage. Von dort steigt sie nach Norden wieder an, wobei die Werte von Beobachtungsort zu Beobachtungsort nur um geringe Beträge differieren (Sinai 2 300 m, Libanon 1 900 m, Taurus 2 500 m, Kreta 2 000 m, Elburs 2 000 m, Balkan 2 000 m), um spätestens von 50° nördl. Breite ab endgültig nach Norden abzusinken.

Grundsätzlich steigt also wohl die Strukturbodengrenze vom Pol zum Äquator hin an; dieser Anstieg wird jedoch unterbrochen oder sogar durch ein Absinken abgelöst im Bereich des exzessiven Klimas in der Trockenzone der Erde, wo die Erhöhung der Mittleren Temperaturen durch die hohe Wärmeschwankung des Jahres wie des Tages überkompensiert wird.

## DIE GESETZMÄSSIGKEIT DER STRUKTURBODENGRENZE

Aus dem Verlauf der Strukturbodengrenze in ostwestlicher und in nordsüdlicher Richtung ergibt sich übereinstimmend, dass Strukturböden — unter sonst gleichen Verhältnissen — in umso tieferer Lage vorkommen, je grösser die jährlichen und täglichen Temperaturschwankungen sind. Es hat den Anschein, als ob selbst in extremen Trockengebieten in den Höhen, in denen die Strukturböden vorkommen, die nötige Bodenfeuchtigkeit gewährleistet ist, so dass die Frostwechsel, die primär die Materialsortierung bedingen, auch morphologisch wirksam werden können. Jedenfalls spielt die Menge des Niederschlags offensichtlich grossräumig keine wesentliche Rolle, wiewohl es möglich sein mag, dass sich hier und da die Menge des Niederschlags in geringen Vertikal-Verschiebungen der Strukturbodengrenze auswirkt. Im Grossen und Ganzen aber unterliegt die Strukturbodengrenze in erster Linie thermischen Gesetzmässigkeiten, d.h. sie liegt dort, wo eine hinreichende Zahl morphologisch wirksamer Frostwechsel im Boden auftritt.

An diesem Befund ändert sich auch dadurch nichts, dass Versuche, die Strukturbodengrenze oder die Strukturbodenzone zur Zone maximaler Frostwechselhäufigkeit der Luft in Beziehung zu setzen, nicht immer den gewünschten Erfolg verzeichnen konnten. Die grossen Korrekturen, die durch Feldforschungen in den letzten 10 Jahren an der Vorstellung vom Verlauf der Strukturbodengrenze vorgenommen worden sind, zeigen, dass uns verlässliche Kenntnisse über die Untergrenze der Frostmusterböden für die meisten Gebiete der Erde noch fehlen. Zum anderen ist der eingeschlagene Weg insofern grundsätzlich falsch, als die von den meteorologischen Ämtern zur Verfügung gestellten Daten ohne weiteres gar nicht verwendbar sind. Denn Bodenfröste kommen auch an Tagen vor, an denen die Lufttemperatur nicht unter  $0^{\circ}$  absinkt; Auftauvorgänge im Boden spielen sich häufig auch an Tagen ab, an denen die Lufttemperatur nicht über  $0^{\circ}$  ansteigt. Dass nicht einmal eine mässig dicke Schneedecke die Frostwechsel im Boden verhindern kann und dass Strukturböden mit dem aufgewölbten Feinerdebeet die Schneedecke durchstossen können, habe ich im Januar 1960 im Elburs-Gebirge (Iran) selbst beobachtet. Schliesslich ist zu berücksichtigen, dass nicht jeder Frostwechsel im Boden morphologisch wirksam ist. Schwache Fröste wirken sich überhaupt nicht aus, und es hat den Anschein, als ob  $-4$  bis  $-5^{\circ}$  Celsius schon kaum mehr ausreichen, einen morphologisch wirksamen Bodenfrost zu erzeugen.

Ungeachtet der Tatsache, dass befriedigende klimatische Formeln für die Strukturbodengrenze bisher nicht gefunden sind, lassen sich

die Regel- und Gesetzmässigkeiten ihres Verlaufs wie folgt zusammenfassen:

(1) Kleinträumig steigt die Strukturbodengrenze mit der „Massenerhebung“ an, d.h. sie liegt im Zentrum von Gebirgen höher, als in deren Randketten. Sie verläuft insoweit gleichsinning zu Wald- und Schneegrenze.

(2) Grossräumig sind die Strukturbodengrenze mit zunehmender Kontinentalität des Klimas ab, d.h. sie liegt bei gleichen mittleren Jahrestemperaturen in Gebieten mit hoher Temperaturschwankung tiefer, als in Gebieten mit geringer Temperaturschwankung. Sie verläuft insofern widersinnig zur Wald- und Schneegrenze.

(3) Allgemein steigt die Strukturbodengrenze von den Polen zum Äquator hin an; dieser Anstieg wird jedoch in den Trockengürteln der Erde unterbrochen oder durch ein Absinken abgelöst, d.h. sie liegt in den relativ warmen Subtropen, soweit sie sich durch hohe Temperaturschwankungen auszeichnen, z.T. tiefer, als in der gemässigten Zone. Damit verläuft die Strukturbodengrenze zumeist widersinnig zu Wald- und Schneegrenze; nur in gemässigten Klimabereichen ozeanischer Tönung kommt es zu gleichsinningem Verlauf.

Als Symbol für die Untergrenze der Periglazialen Zone der Erde zeigt die Strukturbodengrenze vollkommen klar, dass diese Zone eigenen Gesetzmässigkeiten ihre Existenz verdankt und nicht als Füllsel zwischen Waldzone und Gletscherzone definiert werden kann. Lage und Verlauf der Strukturbodengrenze sind weder von der Schneegrenze noch von der Waldgrenze abhängig. Dementsprechend erreicht die Periglaziale Zone der Erde ihre grösste Vertikal-Ausdehnung im Trockengürtel mit 2—3 km. Sie schrumpft demgegenüber im hochozeanischen Bereich auf eine Vertikalspanne von wenigen hundert Metern zusammen.

#### Literatur

- Büdel, J. 1952 — Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika. *Erdkunde*, Bd. 6; S. 104—132.
- Büdel, J. 1954 — Sinai, „die Wüste der Gesetzesbildung“. Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung (Mortensen-Festschrift). Bremen-Horn; S. 63—86.
- Czajka, W. 1955 — Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. *Acta Geographica*, 14, Helsinki; S. 121—140.
- Czajka, W. 1958 — Lage und Materialbestimmtheit von Frostmusterböden. Schlern-Schriften, 190 (Klebsberg-Festschrift), Innsbruck; S. 31—43.

- Hastenrath, S. 1960 — Klimatische Voraussetzungen und grossräumige Verteilung der Froststrukturböden. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 4; S. 69—73.
- Hempel, L. 1958 — Zur geomorphologischen Höhenstufung der Sierra Nevada Spaniens. *Erdkunde*, Bd. 12; S. 270—277.
- Hövermann, J. 1954 — Über glaziale und „periglaziale“ Erscheinungen in Erithrea und Nordabessinien. Ergebnisse und Probleme moderner geographischer Forschung (Mortensen-Festschrift), Bremen-Horn; S. 87—112.
- Hövermann, J. 1960 — Über Strukturböden im Elburs (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 4; S. 173—174.
- Klaer, W. 1957 — Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 1; S. 57—70.
- Mensching, H. 1953 — Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. *Würzburger Geogr. Arbeiten*, H. 1.
- Poser, H. 1933 — Das Problem des Strukturbodens. *Geol. Rundschau*, Bd. 24; S. 105—121.
- Poser, H. 1957 — Klimamorphologische Probleme auf Kreta. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 1; S. 119—142.
- Schamp, H. 1951—52 — Das Hochgebirge des südlichen Sinai und die Frage seiner diluvialen Vereisung. *Die Erde*, Bd. 3; S. 18—25.
- Spreitzer, H. 1957 — Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus. Festschrift zur Hundertjahrfeier der Geogr. Ges. Wien 1856—1956; S. 414—459.
- Spreitzer, H. 1959 — Flussflächen im Kilikischen Ala Dag im Taurus. *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, Bd. 101; S. 183—201.
- Troll, C. 1944 — Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34; S. 545—694.
- Troll, C. 1947 — Die Formen und Solifluktion und periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde*, Bd. 1; S. 162—175.
- Wiche, K. 1953 — Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, Bd. 59; S. 143—166.