

Beobachtungen an rezenten und fossilen (kaltzeitlichen) Strukturböden

Geographisches Institut der Universität, Zürich (Schweiz)

Von G. FURRER¹

Aufgabe der klimamorphologischen Betrachtungsweise ist es, die Auswirkungen des Kaltzeitklimas auf die Erdoberfläche aufzuhellen. So stellen wir uns die eisfreien Räume zur letzten Kaltzeit (Würm), das Rafzerfeld und den Klettgau etwa, als Tundrengebiete mit gefrorenem Boden vor. Die erwähnten eisfreien Räume der letzten Kaltzeit gehören zu einem Gürtel wechselnder Breite, der in Mitteleuropa vom 50. nördlichen Breitenkreis durchzogen wird. In diesem begegnen wir Reliefformen, die uns an charakteristische Züge im Landschaftsbild von heute eisfreien Polarregionen erinnern. Geomorphologische Arbeiten belegen immer deutlicher, dass wesentliche Züge im Antlitz der im ganzen Quartär eisfrei gebliebenen mitteleuropäischen Landschaft während der letzten Kaltzeit geprägt wurden. Die Formen Mitteleuropas sind somit weitgehend als Erbe des Eiszeitalters aufzufassen und nicht als Folge heutiger Klimazustände.

Die landformenden Vorgänge, welche unser heutiges Relief geschaffen haben, sind in den eisfreien Räumen der Arktis noch am Werk. So bietet die Arktis uns einen Schlüssel zur Frage nach dem Werden unseres Lebensraumes. Wo auf erst kürzlich eisfrei gewordenen Flächen der Arktis höchstens ein dürrtiges Pflanzenkleid den Boden überzieht und das Gestein vor dem Zugriff des rauhen Klimas nicht zu schützen vermag, lässt sich die Wirkung des Frostes beobachten. Der Hunderte von Metern tief gefrorene Boden taut im kurzen Sommer bei ewig tiefstehender Sonne oberflächlich nur wenige Dezimeter auf. Der unter dieser Auftauzone liegende Dauerfrostboden hindert das Schmelzwasser am Versickern, der aufgetaute und durchtränkte Boden gerät schon auf nur 2° stark geneigten Hängen in Bewegung, das heisst er fliesst. Dieses flächenhafte Bodenfliessen kennen wir unter dem Begriff Solifluktion².

Charakteristische Leitformen der arktischen Bodenoberfläche bilden die Strukturböden (Figuren 1–3). Es handelt sich nun darum, typische Merkmale dieser Bodenmuster herauszuarbeiten und mit deren Hilfe fossile Strukturböden – die bisher in der Schweiz nicht nachgewiesen wurden³ – aufzufinden. Diese nur kleinen fossilen Formen fassen wir als Auswirkungen des Kaltzeitklimas auf. Sie erlauben uns daher Rückschlüsse auf die damaligen klimatischen Verhältnisse.

Grossformen von rezenten Strukturböden (Figuren 1–3)

Strukturböden im Sinne von MEINARDUS⁴ gehen auf eine «Scheidung der steinigen und erdigen Bodenbestandteile» zurück. Solche Sortierungen lassen sich weitgehend als Frostwirkung erklären⁵. Sie sind ausser in der Arktis auch in unseren Hochgebirgen beheimatet. Steinringe und -polygone überziehen in der Arktis praktisch horizontale Flächen mit ausgedehnten Netzen. Weil über der Mattenstufe der Hochgebirge horizontale Areale nur in geringen Ausmassen auftreten, erfolgt in den Alpen lediglich die Ausbildung kleinerer Steinnetze, die in günstigen Fällen einige Aren bedecken.

Streifenförmige Muster, die auf Hängen der Falllinie folgen – Steinstreifen und -zungen (Figuren 2 und 3) – bedecken dagegen in den Alpen ausgedehntere Flächen als die Steinnetze der horizontalen Böden. Gut entwickelte Steinstreifen lassen sich noch auf Hängen von 25° Neigung beobachten, die Hauptmasse liegt jedoch auf 4–18 (22)° geneigten Flächen. Auf stärker geneigten Hängen tritt die Solifluktion gegenüber der Hangspülung zurück.

Bezüglich der Formausbildung von Strukturböden auf verschiedenen stark geneigten Flächen liegen neuere, beachtenswerte Beobachtungen von BÜDEL⁶ aus Südostspitzbergen vor. Insbesondere zeigt dieser Autor den Übergang von Steinringen horizontaler Flächen über nierenförmige Bildungen zu Steinstreifen der Hänge, während bisher Steinovale (Figur 7) als Übergangsform angesehen wurden. BÜDEL beobachtete dabei keine Steinzungen zwischen den Steinstreifen

¹ Den Herren cand. phil. F. BACHMANN und H. ELSASSER danke ich für rege Mitarbeit in Feld und Laboratorium sowie meiner Gattin und F. BACHMANN für die Ausführung der Zeichnungen.

² J. G. ANDERSSON, *J. Geol.* 14, 2 (1906).

³ Neuere Arbeiten über fossile Strukturböden in Mitteleuropa: E. SCHENK, *Abh. hess. Landesamt Bodenforsch.* 13, 5 (1955); H. WORTMANN, *Eiszeitalter Gegenw.* 7, 119 (1956); M. PÉCSI, *Petermanns geogr. Mitt.* 107, 161 (1963).

⁴ W. MEINARDUS, *Z. ges. Erdk.* Berlin 250 (1912).

⁵ C. TROLL, *Geol. Rdsch.* 34, 545 (1944).

⁶ J. BÜDEL, *Colloquium geogr.* 6, 5 (1960); *Dt. Geographentag Köln*, 337 (1961).

(Figur 3) wie beispielsweise MEINARDUS⁷ auf Spitzbergen und FURRER⁸ in den Alpen und im Karakorum.

Die Strukturformen Spitzbergens und der Alpen stimmen, nach Form und Bau beurteilt, gut überein. Nach SCHMID⁹ dürfen wir auf Grund genetischer Überlegungen die Strukturformen beider Regionen als ein- und denselben morphologischen Typ betrachten. Nach ihm sind die verschiedenen Formäusserungen des Bodenfrostes in den winterkalten Gebieten nichts anderes als Abwandlungen der gleichen physikalischen Vorgänge bei verschiedener Beschaffenheit des Untergrundes, ungleicher Wasserführung und verschieden intensiver Kältewirkung. Danach handelt es sich bei diesem Formenschatz um Auswirkungen des Frostes. Ähnliche Ansichten haben schon früher zum Begriff der Frostmusterböden geführt¹⁰, und in der Tat kann durch direkte Feldbeobachtung die Steinsortierung als Frostfolge nachgewiesen werden¹¹.



Fig. 1. Ausschnitt aus einem Steinnetz. Bregalgapass (762800/139100, 2900 m). Die Rahmen der Steinringe werden hauptsächlich von grossen Steinen gebildet, die Sortierung (Ausscheidung der Steine aus den Feinerdezentren) ist sehr weit fortgeschritten. Einzelne Rahmensteine sind kantengestellt.



Fig. 2. Steinstreifen. Ny Alesund (Spitzbergen). Deutlich wird sichtbar, wie diese Formen dem grössten Gefälle folgen. Maßstab: Pickel 95 cm.

Die rezenten Strukturböden sind in unseren Alpen vornehmlich im oberen, vegetationsarmen bis -freien Bereich der subnivalen Höhenstufe¹² beheimatet. Es ist dies die Fels- und Geröllregion, in der viel Frostsprengungsschutt anfällt, also die Frostschuttstufe der Hochgebirge mit langandauernden Schneeflecken, die weit in den Sommer hinein liegenbleiben und mit ihrem Schmelzwasser den aufgetauten Boden durchtränken. Dort bilden sie sich in der hochsommerlichen Schneefleckenregion. Im Frühsommer bei einsetzender Schneeschmelze sind die Strukturformen noch gefroren. Mit dem Schwinden der Schneedecke beginnt auch der gefrorene Boden aufzutauen (Figur 6); in unserem Beispiel setzt der Auftauprozess in den Feinerdesäulen der Steinringe bzw. in der Feinerde zwischen den Steinstreifen (Zwischenstreifen) an der Bodenoberfläche ein, bevor die letzten Reste der winterlichen Schneedecke aufgezehrt sind. Beobachtungen seit Mitte der 50er Jahre zeigen in mehreren Versuchsfeldern der Bündneralpen, dass der Frostboden in den Strukturformen über Sommer nicht vollständig verschwindet, sondern den ganzen Sommer hindurch in einer Tiefe von etwa einem Meter andauert. Dieser lokal nachgewiesene, ganzjährig andauernde Frostboden von uns unbekannter Mächtigkeit entspricht in



Fig. 3. Steinstreifen und Steinzungen. Ny Alesund. Auf der linken Bildseite liegen die Steinzungen zwischen Steinstreifen. Maßstab 1 m.

⁷ W. MEINARDUS, Z. ges. Erdk. Berlin 250 (1912).

⁸ G. FURRER, *Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen* (Habil. Schrift, Universität Zürich 1965).

⁹ J. SCHMID, *Schlern-Schriften* 190, 255 (1958).

¹⁰ Vorschlag von C. TROLL, *Geol. Rdsch.* 34, 545 (1944).

¹¹ G. FURRER, *Geographica helv.* 10, 193 (1955), Fig. 2; *Geographica helv.* 14, 277 (1959), Fig. 21.

¹² Begriff siehe G. FURRER, *Habil. Schrift* (Universität Zürich 1965), p. 9. – W. LOZINSKY, *Compt. Rend. Int. Geol. Congr.* 2, 1039 (1912), prägte den Periglazialbegriff für die Umgebung des diluvialen Inlandeises, die unter einem vom Eis herrührenden erkaltenden Einfluss stand. Neuerdings scheint es, dass der Periglazialbegriff wieder überdenkt wird. – C. RATHJENS, *Z. Geomorph.* 9, 35 (1965). P. HÖLLERMANN, *Z. Geomorph.*, N.F. Suppl. Bd. 4 (1964) und andere Autoren verwenden den Periglazialbegriff auch für die subnivale Höhenstufe.

seiner Funktion als Wasserstauer und als Wasserspeicher dem Dauerfrostboden der Arktis. Die in der Figur 6 dargestellte Beobachtungsreihe belegt, dass gegen den Herbst der Frostboden aus der Tiefe wieder ansteigt und etwa mit dem ersten kräftigen Schneefall die Bodenoberfläche wieder erreicht.

Während dem Sommer wirkt in der aufgetauten Feinerde über dem gefrorenen Unterboden kurzfristiger Frost, der die Steine bewegt, aufrichtet und an die Bodenoberfläche befördert. Dort frieren sie aus und wandern zum Steinrahmen von Strukturbodenformen¹³.

Mit diesen Beobachtungen stehen wir vor dem Problem der Existenz eines alpinen Dauerfrostbodens¹⁴. Die Frage, ob echter Dauerfrostboden auch in Hoch-

lagen der Alpen vorliegt und insbesondere, ob er sich auch gegenwärtig bildet, ist noch nicht restlos geklärt. Besonders über etwa 2700 m Höhe¹⁵ sind an verschiedenen Orten im Boden grössere Eislinen beobachtet worden, die den ganzen Sommer hindurch andauern, und dies während einer unbekanntem Anzahl von Jahren. Sie scheinen sich, auf den ersten Blick betrachtet, auf Lagen mit wenig mächtiger Schneedecke

¹³ J. SCHMID, Schlern-Schriften 190, 255 (1958).

¹⁴ 1955 wurde schon einmal auf dieses Problem im Zusammenhang mit Strukturbodenformen hingewiesen (G. FURRER, Geographica helv. 10, 193 (1955)).

¹⁵ H. JÄCKLI, Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Serie 36, 136, 21 (1957). Nach diesem Autor ist üblicherweise über 2650 m auch in sonnigen Lagen Permafrost zu erwarten.



Fig. 4. Nicht vollständig freigelegter fossiler Steinring aus dem Rafzerfeld (680 125/271 400, knapp 400 m). Die Anordnung der grösseren Steine lässt einen Steinring vermuten, rechts vom Maßstab (1 m) wird ein weiterer sichtbar (Foto F. BACHMANN).

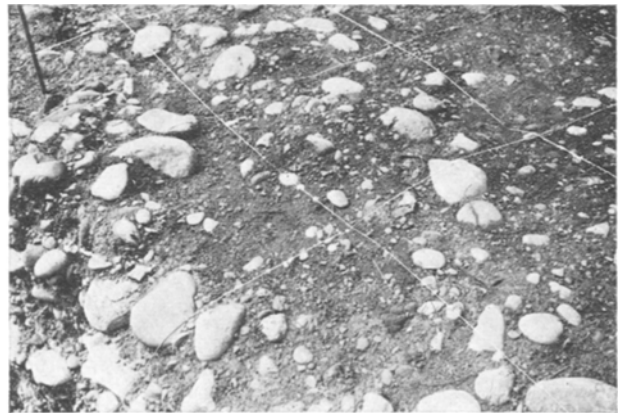


Fig. 5. Freigelegter Steinring vom Ruckfeld (662 100/268 075, um 400 m). Wallartig hebt sich der Steinrahmen ab, grössere Steine sind im Zentrum (= Feinerdesäule) keine vorhanden. Maschenweite der Quadrate 50 cm (Foto F. BACHMANN).

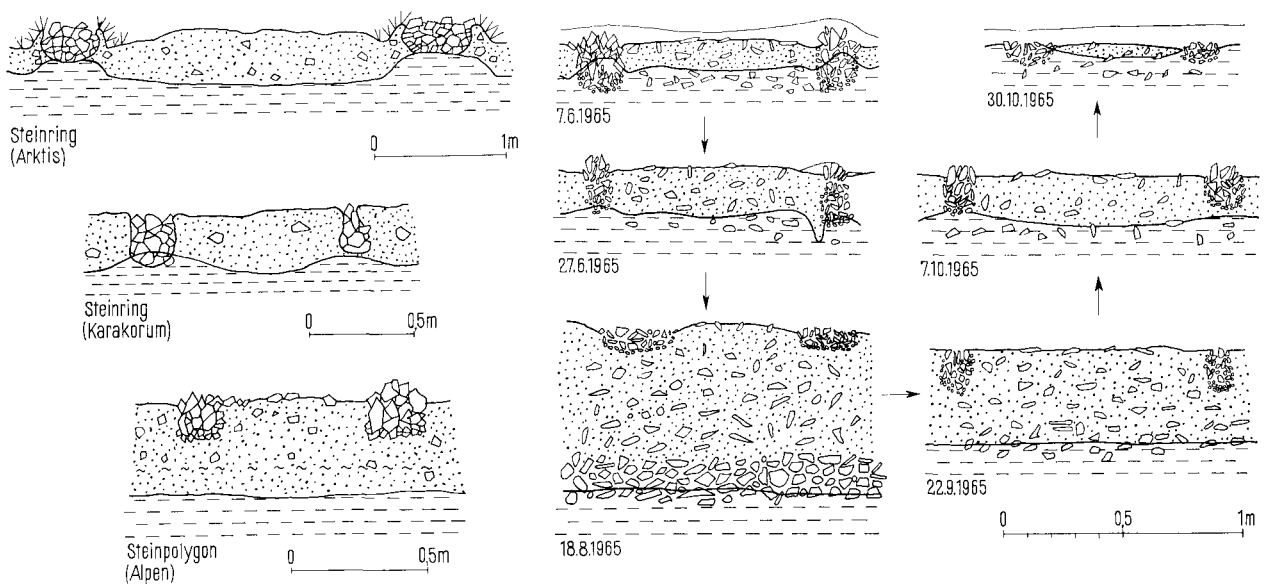


Fig. 6. Profile durch Strukturbodenformen. Auf der rechten Seite ist die Veränderung der Frostbodenoberfläche im Laufe des Sommers 1965 wiedergegeben (Fuorcla da Fälller 765 200/148 000, 2830 m) (Skizzen nach H. ELSASSER). Gestrichelt: Frostboden; punktiert: Feinerde; VVV: Vegetation, weiss: Schnee. (7.6., 27.6. und 30.10.)

zu beschränken, auf Kuppen, Gräte und Pässe, von denen der Wind den Schnee wegfeht, oder dann auf Halden grobblockigen Schutt¹⁶. Aus den in der Figur 6 festgehaltenen Beobachtungen geht hervor, dass der «Dauerfrostboden» die Oberfläche vor dem Einschneien wieder erreicht und sich somit nicht unter einer isolierenden Schneedecke bildet¹⁷.

Die Übereinstimmung zwischen Vertretern der Arktis und den Alpen geht so weit, dass kleinste Einzelheiten in beiden Räumen wiederkehren und somit als charakteristische Merkmale gelten können. So sind häufig die Steinrahmen der Strukturbodenformen mit kleinen Steinchen ausgekleidet¹⁸. Die Profile durch diese Formen und ihre Rahmen sind dieselben, und als Folge der Auffrierprozesse ist die Stellung der Steine in den Feinerdesäulen überall dieselbe: Gegen die Bodenoberfläche hin nehmen die aufrechtgestellten Steine in den Feinerdemassen überhand. Nach SCHMID¹⁹ stellen die schräg und steil aus dem Boden herausstehenden Steine einen bestimmten Zustand der Steinausscheidung und eine Vorstufe jedes Strukturbodens dar.

Die vorliegenden Beobachtungen lassen den Schluss zu, dass auch die Oberfläche des Dauerfrostbodens in den Strukturbodenformen gleich verläuft und sich im Laufe eines Sommers gleichsinnig senkt (Figur 6). Die Skizzen der Figur 6 zeigen, wie die Frostbodenoberfläche während der Auftauperiode unter den Strukturbodenformen konkav, uhrglasförmig verläuft. Auch Steinovale auf schwach geneigten Hängen zeigen diese uhrglasförmige Frostbodenoberfläche in der Fallinieebene wie in isohypsenparallelen Schnitten (Figur 7).

Diese uhrglasförmige Dauerfrostbodenoberfläche erfährt im Bereiche von Schmelzwasserrieseln eine Modifikation, indem sich dort in der Frostbodenoberfläche Rinnen einstellen (Figur 6: 27.6.1965). Aber selbst in und unter Steinstreifen können solche Rinnen beobachtet werden (Figur 7).

Die Strukturböden der Alpen besitzen auch eine charakteristische Lagerung der Steine in den Steinrahmen. Diese wird mit Hilfe von Einregelungsmessungen erfasst.

Einregelungsmessungen an Strukturböden

Die Bestimmung der Einregelung der Steine basiert auf der Festlegung und Klassierung der Richtung ihrer Längsachse. Für jede Einregelungsmessung wurden 100 Steine von 2–20 cm Länge (Hauptachse) beobachtet. Dazu eignet sich das von POSER und HÖVERMANN²⁰ entwickelte Verfahren, wobei aber die Zahl der Einregelungsgruppen – ähnlich wie bei der Methode von RICHTER²¹ – erhöht wurde. Die Einregelungstafel ist in der Figur 8 (oben links) dargestellt. Den Gruppen von POSER und HÖVERMANN (römische Zahlen) ist in arabischen Zahlen die der vorliegenden Arbeit zugrundeliegende Gruppenbildung beigegeben. Die Grup-

pe IV (= 13) umfasst die steilstehenden Steine (Längsachsen über 45° zur Bodenoberfläche geneigt). Der Pfeil in der Tafel wird auf geneigten Flächen in die Richtung der Fallinie (F) bzw. in die Richtung der Achse des Steinstreifens gedreht, dessen Steine eingeregelt werden sollen, und bei Steinringen in die Richtung der Tangente (T) (Figur 8).

Nach POSER und HÖVERMANN sind solifluidale Schuttmassen durch ein Maximum in der Gruppe I charakterisiert. Als Beispiel dafür diene die Darstellung der Ergebnisse von Erdströmen (Figur 8)²², einer grossen Fliesszungenart von Fop da Buffalora im Schweiz. Nationalpark (Sammeldiagramm von je einer Einregelungsmessung an 5 verschiedenen Erd-

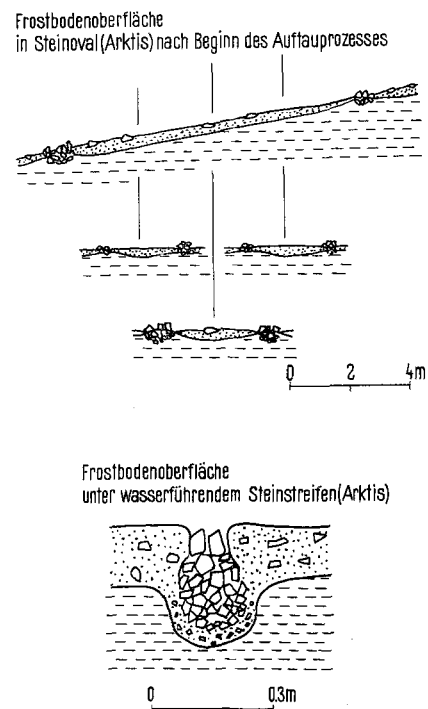


Fig. 7. Oben: Längsschnitt entlang der Fallinie durch ein Steinval mit 3 Querprofilen. Hangneigung 9°. Ny Alesund.

¹⁶ G. FURRER, *Geographica helv.* 10, 193 (1955).

¹⁷ Für das Auftreten von Dauerfrostboden ist nicht allein ein niedriges Temperatur-Jahresmittel Voraussetzung – im allgemeinen soll Dauerfrostboden erst bei einem Temperatur-Jahresmittel von unter -2°C eintreten –, sondern auch das Fehlen einer dichten Schneedecke, bzw. spätes Eintreten des Schneefalls. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass heute (1931–1960) die -2°C Jahresisotherme in Graubünden auf 2580 m Höhe liegt, im Wallis auf 2630 m (mündliche Mitteilung von Herrn PD Dr. SCHÜEPP, Meteorologische Zentralanstalt Zürich).

¹⁸ J. BÜDEL, *Colloquium Geogr.* 6, 5 (1960), Figuren 10 und 15.

¹⁹ J. SCHMID, *Schlern-Schriften* 190, 255 (1958).

²⁰ H. POSER und J. HÖVERMANN, *Abh. braunschw. wiss. Ges.* 3, 61 (1951).

²¹ H. ZIMMERMANN, *Sedimentologische Untersuchungsmethoden für die Geomorphologie*, Diplom Arbeit des Geogr. Institutes der Universität Zürich (1959).

²² Die für diese Arbeit gewählte Darstellung der Ergebnisse von Einregelungsmessungen geht auf F. BACHMANN zurück.

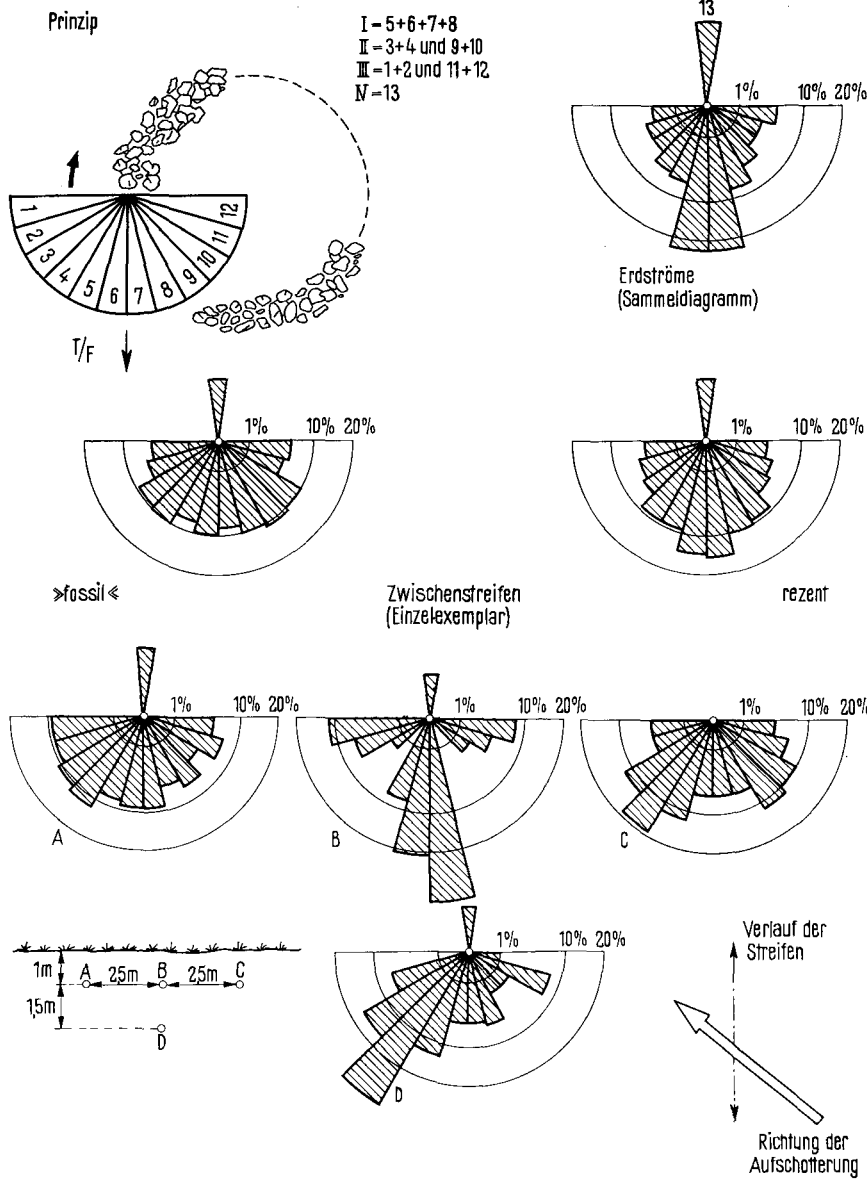


Fig. 8. Oben: Einregelungstafel, daneben und darunter Beispiele von Einregelungsdiagrammen aus Erdströmen und Zwischenstreifen. Unten: Einregelungsdiagramme aus einem Würmschotteraufschluss.

strömen)²³. Auffallend ist dabei der hohe Anteil der Gruppe I (59%), nach der Grösse der Gruppen klassiert ergibt sich die Reihenfolge I, II, III, IV.

Fluviatile Schotterkörper weisen ein Maximum in der Gruppe III und ebenfalls ein ausgesprochenes Minimum in der Gruppe IV auf (III > II > I > IV). Zu gleichen Ergebnissen, nämlich vorherrschende Parallelstellung zur Bewegungsrichtung bei Solifluktionsschutt und Querstellung bei Flussablagerungen, gelangte auch CAILLEUX²⁴. Es scheint, dass sich diese Feststellung bei Schottern nur auf grosse Gerölle bezieht, kleine werden eher parallel zur Transportrichtung abgelagert²⁵.

Einregelungsmessungen an Steinrahmen von rezenten Strukturformen wurden zunächst nicht im Hinblick auf einen Beitrag zur Abklärung der Genese solcher Formen vorgenommen, sondern um die Frage

einer charakteristischen, formtypischen Lagerung der Steine in diesen Formen abzuklären. Auf Grund der Messungen ergeben sich für 65 rezente Steinrahmen der Alpen die folgenden Ergebnisse (Figur 9, Sammelndiagramm):

Gruppe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
% Steine	6	5	3	4	10	19	19	10	4	3 1/3	4 1/3	6 1/3	6

Es ergeben sich die folgenden Regeln:

1. I > III > II > IV
2. I > 50% (58% im Mittel aller Beobachtungen)
3. (6 + 7) > (5 + 8)
4. (1 + 12) > (2 + 11)
5. IV bildet stets das Minimum

Die Wahrscheinlichkeit für das Eintreffen der Regel beträgt:

- 88%
- 88%
- 97%
- 94%

Die Steine in Streifen liegen demnach in erster Linie in der Streifenrichtung (fallinientreu), in zweiter Linie senkrecht dazu (isohypsentreu). Das Diagramm der Messungen in 28 Zwischenstreifen dagegen ergibt ein Diagramm, das jenen der Fließzungen entspricht (Figur 8).

Gruppe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
% Steine	4	5	6	9	9	14	15	10	9	6	5	4	4

Dabei trifft allerdings die für solifluidale Schuttmassen charakteristische Reihenfolge I > II > III > IV in 1/6 der untersuchten Fälle nicht zu, was in den sehr kurzen Transportstrecken zwischen den Streifen oder/und im jungen Alter der Formen begründet sein dürfte.

Die für Streifen charakteristische Lagerung der Steine lässt sich auch bei den Steinringen nachweisen: Ihre Längsachsen sind vornehmlich tangential orientiert, in zweiter Linie radial (Figur 9, Sammeldiagramm von 20 Steinringen)²⁶. Die Einregelungsdiagramme der Streifen und -ringe sind demnach dieselben, die Strukturböden besitzen eine charakteristische Lagerung ihrer Steine.

Fossile, kaltzeitliche Strukturböden

Da während den Kaltzeiten in den eisfreien Räumen Mitteleuropas ebenfalls Frost und Solifluktion wirksam waren, müssen nach dem von LYELL aufgestellten Prinzip des Aktualismus auch in der Schweiz solche nunmehr fossile Formen zu erwarten sein. Allerdings entziehen sich allfällige fossile Strukturböden durch die Vegetation oder durch eine Kulturschicht der direkten Beobachtung. Nur die heute im Mittelland recht zahlreichen Schotteraufschlüsse bieten Ansatzpunkte für eine systematische Suche.

Bei genauerer Betrachtung lassen sich in Schotteraufschlüssen etwa einen halben Meter unter der Oberfläche da und dort keilförmige Steinpackungen erkennen, die sich dem Abtrag gegenüber als resistenter erweisen und darum gelegentlich deutlich vorstehen. Werden nun die Steine in solchen Schotterwänden der Regelmessung unterzogen, so zeigen die Ergebnisse eine auffallende Übereinstimmung mit denjenigen, die bei rezenten Formen ermittelt worden sind (Figur 8).

Nach der Messung D im Rütifeld (678000/267750) lässt sich die Aufschotterungsrichtung feststellen. Die darüber liegende Meßstelle B – eine der erwähnten keilartigen Steinpackungen – liefert das für den Rahmen von Strukturbodenformen charakteristische Diagramm.

Nachgrabung und Abdeckung der Vegetation und des nacheiszeitlichen Bodens haben in der Tat Streifen zutage gefördert. Bemerkenswert an der Übereinstimmung der Einregelungsergebnisse zwischen fossilen und rezenten Strukturböden ist die Tatsache, dass die ersteren aus wohlgerundeten Geröllen, die letzteren aber vorwiegend aus kantigem oder kantengerundetem Frostsprengungsmaterial bestehen. Beim

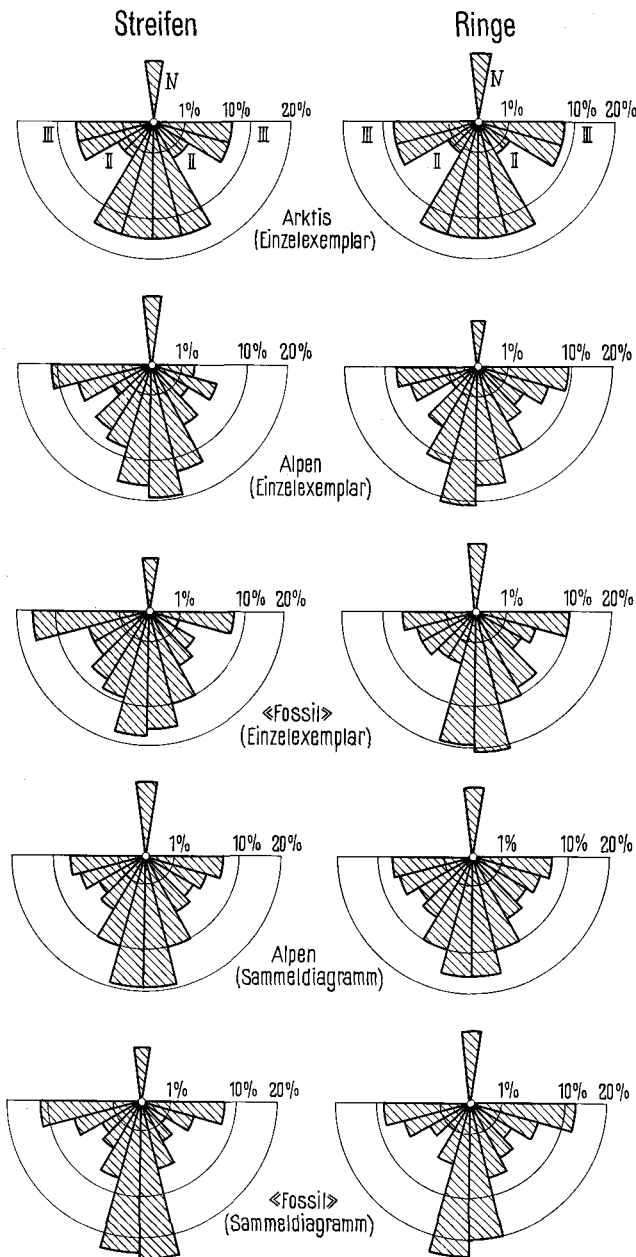


Fig. 9. Ergebnisse von Einregelungsmessungen. Arktis: Auswertung von photographischen Abbildungen, daher nach den Gruppen von POSER und HÖVERMANN eingeregelt. Alpen (Einzelexemplar): Streifen vom Cassonsgrat ob Flims, Hangneigung 3–5° E und Steinring vom Bregalgapass. «Fossil» (Einzelexemplar): Streifen aus dem Rütifeld (678000/267750); Ring vom Rafzerfeld (680125/271400). Sammeldiagramme: Alpen: 30 Streifen aus den Bündner- und Walliser Alpen, 20 Steinringe vom Bregalgapass. Sammeldiagramme «Fossil»: 30 Streifen vom Ruck- und Rütifeld, 7 Ringe aus dem Rafzerfeld.

²³ G. FURRER, *Ergebn. wiss. Unters. schweiz. Nat.-Parks* 29, 203 (1954), Figur 37.

²⁴ A. CAILLEUX, *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* 11, 171 (1938).

²⁵ TH. ZINGG, *Beitrag zur Schotteranalyse* (Dissertation, Zürich 1935).

²⁶ G. FURRER, *Geographica helv.* 22, 185 (1965).

Vergleich der Mittellinie der Diagramme, die nach der Richtung des Steinstreifens orientiert ist, wird deutlich, wie die bevorzugte Richtung der Steinlängsachsen gegenüber dem Schotter auf kleinstem Raume geändert hat. In diesem Zusammenhang ist das Ergebnis aus den benachbarten Zwischenstreifen (A und C) beachtenswert: Ein deutlich ausgeprägtes Maximum ist nicht vorhanden, was insbesondere das Diagramm A zeigt. Hingegen schimmert in beiden Diagrammen der Zwischenstreifen die ursprüngliche Hauptorientierung der Gerölle des Schotters durch, wie der relativ hohe Anteil der Gruppen 3 bis 5 belegt. An rezenten Zwischenstreifen lässt sich in jedem Sommer die Solifluktion verfolgen. Sie verläuft nicht kontinuierlich. Bei fossilen Zwischenstreifen hat aber offenbar die Intensität der Solifluktion nicht ausgereicht, die ursprüngliche Lagerung vollständig zu verwischen²⁷.

An 30 fossilen Steinstreifen auf Würm- und Riss-I-Schottern²⁸ ergaben sich dieselben Resultate wie bei rezenten Steinstreifen:

Die Wahrscheinlichkeit für das Eintreffen der Regel beträgt:

	(zum Vergleich rezente)	(zum Vergleich rezente)
1. I > III > II > IV	80%	(88%)
2. I > 50% (62% im Mittel)	97%	(88%)
3. (6 + 7) > (5 + 8)	100%	(97%)
4. (1 + 12) > (2 + 11)	100%	(94%)
5. IV bildet stets das Minimum		

Die Übereinstimmung lässt sich auch an rezenten und fossilen Steinringen nachweisen (Figur 9). Selbst die Lagerungsverhältnisse der Steine in den Zwischenstreifen der Streifenböden stimmen weitgehend überein:

	I	II	III	IV
10 fossile Zwischenstreifen	36%	38½%	21½%	4%
28 rezente Zwischenstreifen	48%	30%	18%	4%

Für ein typisches Solifluktionsdiagramm ist allerdings der Anteil der Gruppe I bei den fossilen Zwischenstreifen zu klein.

In bezug auf die Frostgefährlichkeit ist die Feinerde der untersuchten rezenten und fossilen Strukturböden als frostgefährdet anzusprechen, indem der Anteil der Korngrößen unter 20 nm die Forderung von CASAGRANDE²⁹ erfüllt (Figur 10). Bei rezenten Formen besitzen die Korngrößen zwischen 0,02 und 0,1 mm einen hohen Anteil³⁰, was bei den fossilen vorläufig nicht nachgewiesen ist. Hingegen tritt der Anteil der Tonfraktion (unter 2 nm) bei rezenten Vertretern in den meisten Fällen zurück, er kann sogar fehlen³¹. Bei fossilen Vertretern liegen andere Verhältnisse vor, indem man auch Formen mit hohem Anteil der Tonfraktion finden kann, wie zum Beispiel H. WORTMANN³² in einem fossilen Steinring einen Anteil der Tonfraktion von fast 18% feststellt.

Das Temperaturjahresmittel in der letzten Kaltzeit

Nur ganz kleine Formen bilden den Gegenstand der vorliegenden Arbeit; Formen, denen am Aufbau des Reliefs kein wesentlicher Platz zukommt. Ihre fossilen Vertreter aber werden als Auswirkungen des Kaltzeitklimas im extramoranischen Bereich aufgefasst. Sie liegen auf fluvioglazialen Niederterrassenschottern im Rütli- und Rafzerfeld (680125/271400) auf 400 m Höhe, 3 bzw. 4 km ausserhalb dem äussersten Endmoränenwall des würmzeitlichen Rheingletschers³³. Diese Formen erlauben den Versuch, das Ausmass der Depression des würmkaltzeitlichen Temperaturjahresmittels zu fassen.

Wir wollen zunächst eine Altersdatierung der fossilen Strukturböden vornehmen: Diese Formen auf Würmschottern können frühestens im ausgehenden Hochwürm, also nach der Aufschotterung im Rafzer- und im Rütelfeld, gebildet worden sein. Während einer gewissen Zeitspanne musste dort ein Dauerfrostboden

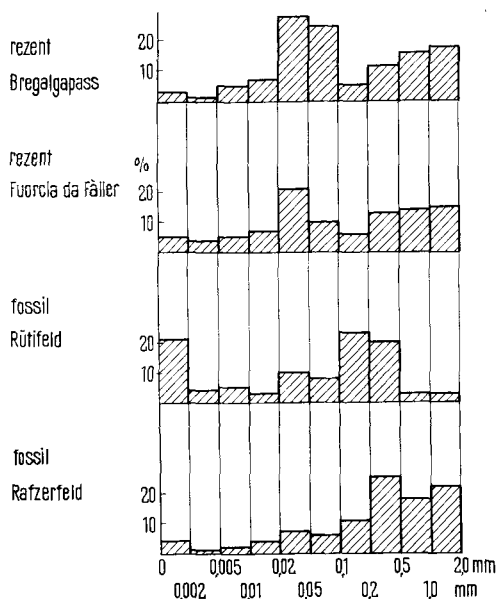


Fig. 10. Ergebnisse von Korngrössenanalysen der Feinerde von Strukturböden.

²⁷ Die Genese der Steinstreifen wird weiter abzuklären sein. Sie können wohl kaum in allen Fällen nur als Folge der Solifluktion aufgefasst werden. J. SCHMID, Schlern-Schriften 190, 255 (1958), setzt Frostrisse voraus. In der Tat sind vertikale Risse unter Steinstreifen in unseren Alpen schon längst nachgewiesen (G. FURRER, Ergebn. wiss. Unters. schweiz. Nat.-Parks 29, 203 (1954)).

²⁸ Die Unterlagen dazu aus Riss-I-Schottern hat mir freundlicherweise F. BACHMANN überlassen. Sie stammen vom Ruckfeld (Koord. 662100/268075).

²⁹ A. CASAGRANDE, Strassenbau 3, 27 (1934).

³⁰ C. TROLL, Geol. Rdsch. 34, 545 (1944).

³¹ G. FURRER, Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen (Habilitationsschrift, Universität Zürich 1965), p. 14.

³² H. WORTMANN, Eiszeitalter Gegenw. 7, 119 (1956).

³³ H. JÄCKLI, Eclog. geol. Helv. 55, 285 (1962).

vorhanden gewesen sein³⁴. Dieser erst gestattete die Bildung der besprochenen Formen. Andererseits kann ein Dauerfrostboden im Würmspätglazial nicht mehr neu gebildet worden sein, wenn wir unseren Überlegungen die 1960 von BÜDEL³⁵ rekonstruierte Temperaturkurve des Quartärs zugrunde legen. Dies führt zum Schluss, dass unsere Frostmusterformen im Zürcher Unterland im ausgehenden Würmhochglazial gebildet wurden.

Die heutigen Dauerfrostbodengebiete der Arktis werden zu einem grossen Teil von der -2° Jahresisotherme umschlossen. Auch die meisten Dauerfrostbodenlinsen in unseren Alpen scheinen – soweit wir heute schon eine Aussage darüber machen dürfen – über derselben Isotherme zu liegen (vgl.¹⁷). Bei dieser Temperaturbedingung wird der Dauerfrostboden zumindest nicht aufgezehrt; ob er sich dabei neu bilden kann, bleibe dahingestellt.

Zum ersten setzen wir nach diesen Überlegungen für eine unbekannte Dauer nach der Aufschotterung ein Temperaturjahresmittel im Rafzerfeld von mindestens -2°C voraus. Unter Bezugnahme auf den entsprechenden heutigen Wert von $8\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ (1931–1960) ergibt sich für das Rafzerfeld eine Differenz zwischen dem heutigen Temperaturjahresmittel und demjenigen des ausgehenden Hochwürms von mindestens $10\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$.

Zweitens stellen wir fest, dass die Jahresisotherme von -2°C heute im Raume des würmzeitlichen Nährgebietes des Rheingletschers 2200 m höher liegt als das Rafzerfeld. Setzen wir den gegenwärtig geltenden vertikalen Temperaturgradienten von $\frac{1}{2}^{\circ}/100\text{m}$ voraus, so resultiert für Höhenlagen um 400 m im Rheingebiet ein um 11°C höher liegendes Temperaturjahresmittel gegenüber dem ausgehenden Hochwürm.

Wir können endlich einen dritten Weg beschreiten, indem wir uns auf die Frostmusterformen selber berufen: Im nördlichen Nährgebiet des würmzeitlichen Rheingletschers – am Rätikon und auf den Bergen des Vorder- und Rheintales – liegen die heute aktiven Strukturböden in Höhenlagen um 2600–2700 m, also 2200 bis 2300 m höher als die fossilen im untersten Glattal und im Rafzerfeld. Setzen wir gleiche klimatische Zustände als Bildungsbedingungen für die fossilen wie für die rezenten Frostmusterböden voraus, so erhalten wir – mit demselben vertikalen Temperaturgradienten wie vorhin berechnet – eine entsprechende Erhöhung um $11\text{--}11\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$.

Inwiefern ist dieser Wert repräsentativ? In der Literatur stehen uns einige Vergleichszahlen zur Verfügung. So errechnete WEINBERGER³⁶ im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers eine entsprechende Verminderung gegenüber dem Spätglazial von mindestens $9\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$, während BÜDEL 1960 für mitteleuropäische Beckenlagen mit 15°C Erniedrigung im Würmhochglazial rechnet. WEISCHET³⁷ folgert für Luftschichten zwischen 1000 und 2000 m über Mitteleuropa einen entsprechenden Wert der Temperaturdepression von $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$.

Soweit wir die Verhältnisse heute zu überblicken vermögen, darf im näheren Vorland des würmzeitlichen Rheingletschers ein um rund 12°C tiefer liegendes Jahresmittel der Temperatur angenommen werden. Ausserdem ergibt der Vergleich zwischen fossilen und rezenten Strukturbodenformen weitgehende Übereinstimmung, so dass ich mit dem von LYELL im letzten Jahrhundert geprägten und aufs Neue bestätigten Satz schliesse: «Die Gegenwart bildet den Schlüssel zur Vergangenheit».

Summary. The shape and structure of stone rings and polygons on level ground and of the stone strips on slopes correspond closely in Spitzbergen and the Alps. Moreover, in both areas the frostsoil or permafrost, which must have remained frozen for several years at a time, undergoes the same changes at the surface during the annual thaw: it is always the pocket of finer soil or, in the case of sloping ground, the deposit of soil between the stone strips which thaws first. Figure 6 shows how, in an alpine stone strip rock structure, the level of the frostsoil sinks in the course of summer and rises again in late summer and early autumn.

A study of the positions of the encased stones shows that about 50% of them lie with their longitudinal axes in the direction of the strips or parallel to the nearest edge of the polygons. Tabulation of our measurements (cf. table of results in Figures 8 and 9) indicates another but lower peak in the figures for stones lying at right angles to these directions.

The establishment of these facts enables us to prove the existence of fossilized stone rings in boulders outside the terminal moraines of the Würm period.

Fossil formations developed when this period of the Ice Age was nearing its end. Since no other cause of preventing the water from permeating can be traced, we assume the existence of permafrost as responsible for the formation of boulders. This assumption allows us to establish a decrease in the average annual temperature of the Würm period. In the Rhine glacier area this decrease amounted to 12°C .

³⁴ Darauf deuten auch Eiskeile im Rafzerfeld hin, die unmittelbar neben den Strukturböden liegen. Die ersteren haben sich wohl vor den Strukturböden gebildet (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. BÜDEL, Würzburg). Löss- oder Lehmkeile gelten auch nach H. POSER, *Erdkunde* 11, 53 (1948) als klimabedingte Vorzeitformen, deren Entstehung Dauerfrostboden voraussetzt. K. KAISER, *Eiszeitalter und Gegenwart* 11, 121 (1960) nimmt an, dass die Mehrzahl der fossilen Strukturböden zur gleichen Zeit entstanden sind wie die Eiskeile und somit an einen «periglazialen» Dauerfrostboden geknüpft sein dürften.

³⁵ J. BÜDEL, *Würzb. geogr. Arb.* 8 (1960). Die Entwicklung des Klimas, die zum Rückzug des Eises führte, war im Augenblick des Rückzugsbeginns nach H. POSER, *Erdkunde* 11, 53 (1948) so weit fortgeschritten, dass auch für den Dauerfrostboden nicht nur die Neubildung, sondern selbst die Erhaltung nicht mehr möglich war.

³⁶ L. WEINBERGER, *Götting. geogr. Abh.* 15, 17 (1954).

³⁷ W. WEISCHET, *Mitt. geogr. Ges. Münch.* 39, 95 (1954).