Werk

Titel: Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen Hochgebirgen der I...

Autor: Brosche, Karl-Ulrich

Ort: Berlin

Jahr: 1971

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?385984391_0102|log10

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen

in einigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Serra da Estrêla, Sierra del Moncayo)

Von

Karl-Ulrich Brosche

Mit 7 Bildern

Summary: *Observations in Recent Periglacial Phenomena in Some of the High Mountains of the Iberian Peninsula (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Serra da Estrêla, Sierra del Moncayo).*

Recent periglacial forms are developed in three of the examined groups of high mountains (Serra da Estrêla, Sierra de Gredos, Sierra del Moncayo in the northern Iberian border mountains). In the Serra da Estrêla the recent boundary of solifluction lies at 1.900—1.950 m in latitude about 40° N., in the Sierra de Gredos in the neighbourhood of the Almanzor it is situated a hundred to two hundred metres higher, at 2.050—2.100 m above sea-level. Consequently, a moderate rise from west to east can be noted. According to FRÄNZLE [1959], the lower boundary of solifluction already lies at a height of 2.000 m above sea-level in the eastern neighbouring Sierra de Guadarrama. In the Pyrenees a similar, but more distinct rise of the lower boundary of solifluction from the maritime to the continental sphere has been discovered by HÖLLERMANN [1967]. The boundary rises from the west at Pic d'Orhy (Basque country), where it lies at heights varying between 1.750 and 1.800 m, to 2.400—2.500 m in East Andorra. More east it falls to 2.300—2.350 m above sea-level, in order to rise again to a height of 2.450 m in the Canigou area right to the east.

A profile, drawn from the Western Pyrenees first towards south-west, then in southward direction, would produce the following values with respect to the lower boundary of recent periglacial phenomena: Pic d'Orhy (42½° N of latitude) 1.750—1.800 m, Sierra del Moncayo (northern Iberian border mountains, 42° N of latitude) 2.000—2.100 m, Sierra de Guadarrama (41° N of latitude) 2.000 m above sea-level, Sierra Segura (Sagra Sierra, 37½° N of latitude) possibly above 2.300 m, Sierra Nevada (37° N of latitude) 2.100 m above sea-level, High Atlas (31°—32° N of latitude) 2.600—2.700 m above sea-level [MENSCHING 1952; 1953].

In the northern Iberian border mountains the lower boundary of recent free solifluction lies, if exposed towards the east, at heights varying between 2.200 and 2.250 m. The boundary of polygonal soil, which is adapted to the altitude, probably lies at 2.300 m or somewhat higher. In the same area the last glacial boundary of solifluction has been discovered at about 1.000 m above the present sea-level.

Im Juli und August 1968 hatte der Verfasser Gelegenheit, einige Hochgebirge auf der Iberischen Halbinsel zu besuchen[1]), um Beobachtungsmaterial über rezente Periglazialerscheinungen[2]) zu sammeln. Damit soll die Kenntnis über den rezenten

[1]) Herrn F. BRUNNER, Helmstedt, möchte ich an dieser Stelle sehr herzlich dafür danken, daß er mich bei den Bergbegehungen begleitete.

[2]) Zu „periglazial" und „periglaziale Erscheinungen" vgl. HÖLLERMANN [1967, pp. 4 et seq.], dem ich mich anschließe.

periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel, die bei den bisherigen wenigen Untersuchungen von HEMPEL [1958, 1966], FRÄNZLE [1959], MESSERLI [1965] und HÖLLERMANN [1967] noch verhältnismäßig gering ist, ein wenig vermehrt werden. In LAUTENSACHS Buch: „Die Iberische Halbinsel" [1964] findet man beispielsweise kaum Angaben zum rezenten periglazialen Formenschatz. Es stellt sich nicht nur die Frage, ob in den zu betrachtenden Hochgebirgen überhaupt ein rezenter periglazialer Formenschatz auftritt, sondern es ging auch darum, ob ein Anstieg der Untergrenze der Solifluktionsformen von W nach E bzw. vom ozeanischen zum kontinentalen Bereich für die Iberische Halbinsel nachweisbar ist, wie es jüngst HÖLLERMANN [1967, p. 177] für die Pyrenäen gezeigt hat.

1. Die Sierra Segura

Die Sierra Segura liegt im Süden Spaniens, etwa 70 km westlich von Murcia. Ihre höchste Erhebung ist die Sierra de la Sagra (2 381 m)[3]. In SW-NE-Erstreckung überragt sie als ein mächtiger Klotz um etwa 1 000 m ihre Umgebung. Im Sockelbereich wird sie aus dünnblättrigen Kalken und Kalksandsteinen, in ihren mittleren und höchsten Teilen dagegen aus nach SE einfallenden Kalken des Juras aufgebaut, die z. T. als Kalkbrekzien in Erscheinung treten.

Die Nordseite der Sagra, aber auch die höchsten Teile des SE-Hanges scheinen nach LAUTENSACH [1958, p. 203] glaziale Formen zu bergen: „Die Nordfront bricht mit äußerst steilen, offenbar glazial zugeschärften Wänden ab. Am höchsten Teil des SE-Hanges fand ich aber eine deutlich ausgeprägte Nivationswanne von etwa 500 m Breite und 300 m Länge, vom felsigen Hauptkamm um rund 5 m überragt. Die SE-Exposition war für die Entwicklung einer solchen Form bei den oben geschilderten Reliefverhältnissen günstig, da sie bei Schneestürmen im Lee lag. Die zugehörige klimatische Schneegrenze dürfte jedoch über dem Sagragipfel, etwa in 2 500 m, gelegen haben." [LAUTENSACH 1958, p. 203]. LAUTENSACHS Vermutung bezüglich der Vergletscherung der N-Seite der Sagra kann ich bestätigen. Bei 1 700 m ü. d. M. wurde nämlich von mir an der N-Seite unterhalb von schwach ausgeprägten karähnlichen Steilwänden [vgl. ERN 1966, Bild 24] eine Verflachung im Hanggefälle angetroffen. Da kein anstehendes Gestein sichtbar war, ist die meist 10—15° geneigte Verflachung vermutlich als verschütteter geneigter Karboden eines Hanggletschers zu deuten. Die Steilwände oberhalb der Verflachung, die z. T. sogar unter 10° Neigung aufweist, haben bei 1900—2000 m ihr oberes Ende, also weit unterhalb des Sagra-Gipfels (2 381 m). Ein Endmoränenwall an der Stirn wurde nicht gefunden — er wird, falls er jemals ausgeprägt gewesen ist — wieder abgetragen oder von oben her verschüttet worden sein. Jedoch war an der W-Seite der Verflachung ein ganz schwach ausgeprägter Wall auszumachen, der aus dicken Blöcken und Feinmaterial besteht. Es liegt nahe, diesen als Seitenmoräne zu deuten. Bei etwa 1 500 m Höhe wurde noch eine weitere Verflachung innerhalb des steilen N-Abfalls der Sagra beobachtet,

[3]) Vgl. Blatt 929 (San Clemente, Huéscar) der spanischen Topographischen Karte 1 : 50 000

auf der wie auf der Verflachung bei 1 700 m ein zumindest temporär bewirtschaftetes Feld angelegt war. Wie diese Unterbrechung des relativ steilen Hanggefälles zu deuten ist, muß offen bleiben. Sofern es sich nicht um riesige Rutschungen handelt, wofür m. E. keine Anzeichen vorhanden sind, müßte LAUTENSACHS [1958, p. 203] Ansicht zur Höhe der letzteiszeitlichen Schneegrenze (s. o.) an der Sagra überprüft werden.

Auf dem nach NW, N und NE exponierten Hang des NE-Teils der Sagra reicht geschlossener Wald mit Kiefern bis 1 700 m empor — ähnlich wie auf der südexponierten Seite der nördlich benachbarten Sierra Grillimonia. Einzelne Kiefern kommen in diesen Auslagen noch in 2 100 m Höhe vor. Auf dem nach SE exponierten Hang, einem Glatthang mit 28—30° Neigung, zieht der geschlossene Wald noch erheblich höher hinauf. Einzelne Bäume treten als Krüppelholz noch bei Höhen von 2 200 m in Erscheinung [vgl. auch LAUTENSACH 1958, p. 206, und ERN 1966, pp. 101 et seq.].

Im Bereich des durch Abholzung und Viehtrieb eingeschränkten „Waldes" wurde allenthalben eine intensive Abspülung beobachtet, die besonders in den schiefrigblättrigen Kalken und Kalksandsteinen des Sockels sehr wirksam zu sein schien. Als Ergebnis der Abspülung zeigt sich häufig eine Entblößung des anstehenden Gesteins zwischen den Bäumen und dem Buschwerk, eine deutlich wahrnehmbare Bewegung des Schuttmaterials und eine Kerbenerosion, die in ehemals tiefen muldenförmigen Tälern eine Tiefe von nahezu 10 m erreichen kann.

Formen des Bodenfließens wurden im Waldbereich nicht wahrgenommen. Das gilt auch für den ganzen Bereich oberhalb des geschlossenen Waldes bis zu einer Höhe von 2 300 m. Da aus technischen Gründen die höchsten Gipfel nicht erreicht werden konnten, muß für diesen Raum eine endgültige Antwort auf die Frage, ob hier schon die Grenze rezenter Periglazialerscheinungen erreicht wird, einstweilen zurückgestellt werden. Nach Beobachtungen von 2 300 m aus scheint dies aber in dem mit *Festuca scoparia* bestandenen [ERN 1966] Kalksteinlehm der Sagra kaum der Fall zu sein. Ungünstig für die Beantwortung dieser Frage wirkt sich aus, daß auf dem zu Grobschutt verwitterten Kalk und dem aus ihm entstandenen Braunlehm neben Wacholdergestrüpp nur Polstergewächse auftreten, jedoch kein Rasenwuchs, der in der verschiedensten Form (s. u.) solifluidal entstandene Kleinformen beherbergen könnte. Vielmehr sind der freie Sturz frisch abgewitterten Kalksteins und die Abspülung die beherrschenden morphologischen Vorgänge in dem Bereich oberhalb des geschlossenen Waldes. Dennoch wirken in den Hochlagen der Sierra de la Sagra ab etwa 1 750 m frostdynamische Prozesse in den begangenen N-, NE- und E-Auslagen. Sie zeigen sich in der groben Krümelung des dunkelbraunen Kalksteinlehms, die wohl auf Kammeisbildung zurückzuführen ist [vgl. TROLL 1944, pp. 575 et seq.]. Diese Vermutung wird durch die Beobachtung bestätigt, daß der braune Lehm schon in diesen recht niedrigen Höhen auf kleinräumigen Verflachungen von 5—10° Neigung durch den Kalkschutt durchgefroren ist. Bei 1 750—1 900 m Höhe war dies noch etwas undeutlich, in höheren Lagen (bis 2 300 m) traten aber häufig kleine, sehr frisch wirkende Erdknospen auf, allerdings mit einem Durchmesser von nur 2—3 cm. Für das Verständnis des Auftretens dieser Formen in so großer Anzahl ist

von Bedeutung, daß es tags zuvor geregnet hatte. Frostwechsel scheinen also Ende Juli hier schon in Höhen von ab 1 750 m möglich zu sein.

Ließen sich bisher keine sicheren Solifluktionsformen in der Sierra de la Sagra beobachten, so scheint es doch sehr wahrscheinlich, daß auf der Basis der Kammeisbildung (krümeliger Braunlehm) auf den feinerdereichen, 5—25° geneigten Partien zwischen den Kalksteinschuttfeldern Solifluktionsvorgänge geringer Wirksamkeit auftreten können. Dabei können vermutlich auch größere Kalksteine angehoben werden und durch den Abbau der Eisnadeln hangab rutschen. Eine weit größere Bedeutung kommt allerdings der Abspülung auch in dem Höhenbereich oberhalb der Waldgrenze zu.

Ein Vergleich mit den Untersuchungen HEMPELS [1958] und MESSERLIS [1965] in der spanischen Sierra Nevada ergibt, daß dort die Untergrenze des rezenten periglazialen Formenschatzes bei 2 100—2 200 m ü. d. M. liegt, Kennformen dieser Höhenstufe in N-Exposition aber schon ab 2 000 m ü. d. M. vereinzelt auftreten [MESSERLI 1965, pp. 105, 147]. Möglicherweise läßt sich der Unterschied auf das unterschiedliche Gestein (Sierra de la Sagra: Kalk — Sierra Nevada: z. T. Glimmerschiefer) zurückführen, denn Glimmerschiefer ist in jedem Falle solifluktionsfreudiger als Kalkmaterial.

2. Die Sierra de Gredos

Die Sierra de Gredos bildet den W-Teil des Kastilischen Scheidegebirges und liegt westlich von Madrid. Im Almanzor erreicht sie mit 2 592 m ihre größte Höhe[4]). Sie erstreckt sich mit einer durchschnittlichen Breite von 20—25 km über etwa 100 km hinweg in WSW-ENE-Richtung. In ihren höheren Partien zeigt sie infolge einer bei 1 700—1 800 m gelegenen würmzeitlichen Schneegrenze deutliche vorzeitliche Vergletscherungsspuren [LAUTENSACH 1964, pp. 398—399, Tafel 2b], die in den höchsten Teilen um den Almanzor herum ein solches Ausmaß erreichen, daß man hier von einem hochalpinen Relief sprechen kann [LAUTENSACH 1964, p. 399, Tafel 46a]. Die nicht vergletscherten Gebirgsteile weisen dagegen ein Mittelgebirgsrelief mit mehr oder weniger ausgedehnten Ebenheiten, Rücken und flachen Riedeln auf [vgl. SCHWENZNER 1937; SOLÉ SABARIS 1952], das sich mit einer Mittelgebirgslandschaft Mitteleuropas (z. B. des Harzes) vergleichen läßt. Begangen wurde der nordöstlich des Almanzor gelegene Hochgebirgsabschnitt, der sich auf Höhen von 2 300—2 400 m aufschwingt. Die Sierra de Gredos wird hier vor allem von einem grobkörnigen Granit, z. T. auch von hornfelsartigen Gesteinen aufgebaut.

Der Wald reicht im begangenen Gebiet mit Kiefern bis etwa 1 600—1 700 m hinauf. Darüber dominieren Ginster, Wacholder und Rasen (Näheres zur Vegetation vgl. ERN 1966, pp. 71 et seq.). Letzterer tritt in zusammenhängender Form besonders in besser durchfeuchteten Hangmulden oder Muldentälchen auf.

Südlich der Refugio del Club Alpino bei 1 900—2 000 m ü. d. M. wurden neben ungegliederten vorzeitlichen Wanderschuttdecken auf 10—20° geneigten Hängen

[4]) Vgl. Blatt 577 (Bohoyo) der Topographischen Karte 1 : 50 000.

Bild 1. Zentrale Sierra de Gredos, bei 2050—2100 m ü. d. M. nordöstlich des Calderon in N-Exposition: Solifluidales Mikrorelief im Granit mit Solifluktionsstufen, -lappen und -halbzunge in einer Hangmulde. Hangneigung 20—25°, Eispickellänge knapp 1 m.
Aufnahme K.-U. Brosche, 1. 8. 1968

kleine, offenbar inaktive Blockströme unterhalb von kleinen Granithügeln beobachtet. Fossile Blockfelder bzw. Blockmeere treten gleichfalls in dieser Höhenlage im Granit und in hornfelsartigem Gestein auf, ebenso wie kleine, nur etwa 2 m Höhe erreichende felsburgartige Granit-Erhebungen. In jedem Falle handelt es sich hier um nach N und W exponierte Hänge, die oberhalb eines gut ausgebildeten Schliffbords oder über einer Trogschulter auftreten.

Am NW-exponierten Hang des glazial bearbeiteten Tales Gurganla de las Pozas konnten bei 35—40° Hangneigung in einer Höhenlage von 2 000 m ü. d. M. erste Anzeichen rezenter flächenhafter Bodenabtragung festgestellt werden. Es handelt sich hierbei um ein unruhiges, buckliges solifluidales Mikrorelief, dessen Entstehung allerdings wohl durch die relativ große Steilheit des Talhangs und durch Viehtritt begünstigt wurde. Obwohl auf diesen steilen Hangpartien im August 1968 keine überdurchschnittliche Durchfeuchtung des Untergrundes zu verzeichnen war, können diese wenig ausgeprägten Solifluktionsformen m. E. so lange noch nicht zur Bestimmung der rezenten Solifluktionsgrenze herangezogen werden, bis weitere Beobachtungen aus diesen relativ tiefen Bereichen in der Sierra de Gredos vorliegen.

Es läßt sich somit noch nicht entscheiden, ob die rezente Solifluktionsgrenze hier ähnlich tief liegt wie in der östlich benachbarten Sierra de Guadarrama, wo sie nach FRÄNZLE [1959, p. 62] bei 2 000 m anzusetzen ist. Einzelne Vorkommen von Rasengirlanden fand FRÄNZLE [p. 55] sogar schon bei 1 560 m ü. d. M.

Etwas deutlicher wird der periglaziale Formenschatz dann aber schon bei 2 050—2 100 m ü. d. M. nordöstlich des Calderon (2 378 m) in N-Exposition. Innerhalb des solifluidalen Mikroreliefs lassen sich außer kleinen Buckeln bereits Solifluktionslappen und -stufen im Rasen unterscheiden *(Bild 1)*. Diese Vorkommen sind ebenso zur gebundenen Solifluktion zu rechnen wie die vorher genannten. Die Hangneigung beträgt hier etwa 25°. Wie bei den meisten Solifluktionsformen war auch hier ein unmittelbarer Nachweis der flächenhaften Rasenbewegung kaum zu erbringen. Als Kriterium können hier also nur die Formen gelten.

In der Höhenlage von 2 000—2 400 m treten in diesem Bereich der Sierra de Gredos ganz allgemein die Rasenhänge zugunsten einer Zwergstrauchvegetation sehr zurück. Das liegt hier wohl zum großen Teil an der starken Überweidung, wie sie allenthalben auftritt, und am geologischen Untergrund, der aus Granit besteht. Mit großer Wahrscheinlichkeit rezente Solifluktionsformen (solifluidales Mikrorelief) nehmen infolgedessen nur einen recht kleinen Raum ein. Sie erscheinen zusammen mit undeutlichen Bültenböden (hier in Form von Torfhügeln) vor allem in stark durchfeuchteten NW-exponierten Hangmulden und Quellbereichen und sind dabei besonders in dem Höhenbereich von 2 050—2 200 m mit Periglazialerscheinungen vergesellschaftet, die nicht als rezent anzusehen sind. Bei 2 000—2 050 m ü. d. M. scheint somit mindestens die Solifluktionsfleckenzone i. S. KLAERS [1962a, p. 24; 1962b, p. 20] zu beginnen. Ob diese Werte mit der rezenten Solifluktionsgrenze identisch sind, müssen weitere Untersuchungen in diesem Hochgebirge zeigen. Dies scheint deshalb recht wahrscheinlich zu sein, weil die Solifluktionsformen im Granit ohnehin meist recht undeutlich ausgeprägt zu sein pflegen [vgl. HÖLLERMANN 1967, pp. 153 et seq.].

Als nicht rezente Periglazialerscheinungen sind zwischen 2 050 und 2 200 m ü. d. M. Blockfelder bzw. Blockmeere, Blockterrassen und Blockströme in NW-Exposition bei 10—15° Hangneigung zu nennen. Ihr fossiler Zustand läßt sich außer aus ihrem ganzen Habitus in bedingtem Maße aus dem Flechtenbewuchs der Steine und aus der Tatsache ablesen, daß Feinmaterial — ähnlich wie bei den fossilen Blockmeeren in Mitteleuropa — fehlt und daß die rezente Frostsprengung in diesem Höhengürtel noch so gering zu sein scheint, daß kaum frisches Gesteinsmaterial erzeugt werden kann.

In dem begangenen Gebiet im Bereich des Altos del Morezon (2 365 m), des Navasomera (2 393 m) und des Calderon (2 378 m), also zwischen 2 200 und 2 400 m ü. d. M., änderte sich das soeben für den Höhenbereich zwischen 2 050 und 2 200 m gezeichnete Bild nicht wesentlich: Im Rasengelände treten hier allenthalben Solifluktionsstufen von 20—50 cm Höhe und Solifluktionswülste auf, die anzeigen, daß man sich mitten in der periglazialen Zone befindet. Hier kommen die genannten Formen auch in Gebieten ohne eine besonders starke Durchfeuchtung vor — aller-

Bild 2. Frisches, 30—50 cm hohes Rasenkliff am Paß östlich des Calderon (zentrale Sierra de Gredos). Meereshöhe 2300 m, S-Auslage. Im rechten Teil des Kliffes ist ein Abbrechen von unterhöhlten Rasenpartien zu beobachten. Oberhalb des Kliffs ein fossiler Blockstrom, der sich von rechts oben bis ins Bildzentrum erstreckt. Aufnahme K.-U. Brosche, 1. 8. 1968

dings nicht so deutlich wie etwa am Rande des Hauptbaches, wo in einem Muldenbereich eine lange verbleibende Schneedecke die Austrocknung längere Zeit hinausschieben kann. Ein Wanderblock weist gleichzeitig auf rezente Bewegungen hin. Die Hangneigungen betragen hier meist 10—25°. Expositionsunterschiede schlagen sich nicht in einer unterschiedlichen Deutlichkeit der Solifluktionsformen nieder.

Am N-Hang des Almanzor (2 592 m) und seiner östlich benachbarten Berge konnten durch Fernbeobachtung in Höhen bis zu etwa 2 350 m an einigen rasenbewachsenen Hängen die oben beschriebenen Formen der gebundenen Solifluktion gleichfalls mit einiger Sicherheit ausgemacht werden. Im übrigen ist das Relief im Karbereich des Almanzor so steil, daß Felswände und Schutthalden (in zwei Niveaus) vorherrschen und den Rasen fast ganz zurückdrängen.

Zu den beschriebenen Formen der gebundenen Solifluktion im Rasengelände ist allgemein zu bemerken, daß sich in vielen Fällen ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Viehtritt und damit verbundener möglicher Zerstörung der Rasendecke sowie der Einwirkung des Windes und des Frostes beobachten ließ. Problematisch ist dabei meistens der dominierende Faktor. Das gilt z. B. besonders für Erschei-

nungen des „Rasenschälens" [TROLL 1944, pp. 588 et seq.][5]), etwa bei Rasenkliffen mit einer Höhe von 30—50 cm *(Bild 2)*, wie sie bei 2 300 m ü. d. M. an einer Talwasserscheide (Paßlage!) beobachtet wurden. Ob als Ursache Auffriervorgänge oder der Viehtritt anzunehmen sind, ließ sich in unserem Fall nicht feststellen; jedenfalls setzten die Rasenkliffe nicht unmittelbar an Viehtrittpfaden an. Ähnliche Formen des Rasenschälens wurden u. a. auch von MENSCHING [1952, p. 190; 1953, p. 69], WICHE [1953, pp. 12—13], FRÄNZLE [1959, p. 57] und HÖLLERMANN [1967, p. 23] beschrieben. An kleineren Rasenkliffen mit einer Länge von 0,5—1,0 Meter läßt sich häufig eine zungenförmig überlappende Rasendecke beobachten, die, wenn der Windanriß mehr und mehr verheilt ist, den Charakter einer im Grundriß leicht geschwungenen Solifluktionsgirlande annehmen kann.

Der Höhenbereich zwischen 2 200—2 400 m ü. d. M. weist im untersuchten Gebiet keine Formen der ungebundenen Solifluktion auf. Wohl aber sind die Solifluktionsstufen und -wülste im Rasengelände mit in Entstehung begriffenen Blockmeeren[6]) und mit Schuttdecken vergesellschaftet, die offenbar in ihrer Gesamtheit keine rezente Bewegung erfahren (s. o.).

Während in dem Höhenbereich bis 2 250 m nur selten eine frische Frostsprengung beobachtet wurde, wies der Abschnitt von 2 250 bis 2 400 m ü. d. M. ein hiervon abweichendes Bild auf: Steilwände von 70—90° Neigung an der E-Umrahmung des eiszeitlichen Almanzor-Gletschers zeigten sehr frische Gesteinsoberflächen und eine z. T. plattig oder säulenförmig vor sich gehende Ablösung von Granitgestein aus dem festen Gesteinsverband. Blockanreicherungen, z. T. in Form von Schutthalden, fanden sich am Fuße der Steilwände. Das Gesteinsmaterial unterschied sich infolge seiner Frische farblich deutlich von den übrigen, oben schon erwähnten Schutthalden im Großkar des Almanzor.

Strukturböden wurden nur in unmittelbarer Umgebung der im August 1968 noch bis 2 100 m herabreichenden Schneeflecken in N-Exposition gefunden. Bei 2 200 m ü. d. M. kam unter einem Felsdach im Tal Gurganla de las Pozas ein Steinring mit einem Feinerdebeet vor, der etwa 20 cm Durchmesser aufwies. Sowohl nach innen als auch nach außen setzte sich der Steinrahmen deutlich ab. — Undeutliche runde Feinmaterialinseln von 3—4 cm Durchmesser traten gleichfalls in der Nähe von Schneeflecken auf — ebenso wie tellerförmige Ansammlungen von kleinen Steinen (Schuttinseln) inmitten größerer Granitbrocken. — An einer Stelle war sogar ein kleines Strukturbodenfeld unter einem Felsdach entwickelt. Es bestand aus fünf für Granitmaterial ausgesprochen schön ausgebildeten Steinringen mit 15—30 cm Durchmesser und einer Sortierungstiefe von 8—10 cm. Eine Felsplatte, relativ dicht unter der Oberfläche, übernahm an dieser feinmaterialreichen, gut durchfeuchteten, gegen die Sonneneinstrahlung abgeschirmten Lokalität die Funktion eines

[5]) Erscheinungen des Rasenschälens sind in Abweichung zu KLAER [1956, p. 91] nicht zu den Solifluktionsformen zu rechnen, da sie wohl etwas mit frostdynamischen Prozessen, nicht aber mit Bodenfließen zu tun haben. Da Erscheinungen des Rasenschälens auf Korsika die einzigen „Solifluktionsformen" sind, entfällt auch ein großer Teil der Folgerungen KLAERS [vgl. auch HÖLLERMANN 1967, p. 23].

[6]) Durch Ausspülung des Feinmaterials aus Wanderschuttdecken.

Frostbodens [vgl. POSER 1933]. — Ebenfalls in der Nähe der Schneeflecken wurde ein Kräuselboden i. S. HÖLLERMANNS [1964, pp. 95 et seq.] beobachtet. In allen Fällen dürfte es sich bei den Strukturböden um extrazonale Vorkommen i. S. TROLLS [1947, p. 163] handeln[7]). Ob in dieser Höhe die untere Strukturbodengrenze liegt, müssen weitere Untersuchungen ergeben.

Eine vorläufige Bilanz der Formungsprozesse in den Hochzonen des begangenen Gebietes ergibt, daß gegenwärtig sowohl der Abspülung als auch der Solifluktion keine große, die Formung bestimmende Bedeutung beigemessen werden kann. Wie die Beschreibung des periglazialen Formenschatzes ergab, ist es einstweilen nur mit Einschränkungen möglich, einen Wert für die rezente Solifluktionsgrenze anzugeben. Er dürfte etwa bei 2 050—2 100 m liegen.

3. Die Serra da Estrêla

Die Serra da Estrêla[8]) ist mit 1 991 m maximaler Höhe das höchste Gebirge Portugals. Als Portugiesisches Hauptscheidegebirge stellt es die westliche Verlängerung des Kastilischen Scheidegebirges dar. Die Länge des Gebirgszuges beläuft sich auf etwa 50 km, die Breite auf etwa 20—25 km. Ihre höchsten Höhen erreicht die Serra da Estrêla in ihrem SW-Teil, während sie in ihrem Zentral- und NE-Abschnitt durchschnittlich 1 000—1 500 m aufragt. Die Großformen der hauptsächlich aus Granit aufgebauten Serra da Estrêla werden von einer Rumpffläche beherrscht, an die sich nach NE eine Rumpftreppe anschließt [LAUTENSACH 1964, p. 477]. Nach LAUTENSACH [1929a; 1929b; 1964, p. 477] erreichte die würmeiszeitliche Schneegrenze in der Estrêla eine Höhe von nur 1 620—1 650 m, so daß sich eine Plateauvergletscherung entwickeln konnte. Als Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung treten uns neben kleinen Seen, Gletscherschliffen und Rundhöckern mehrere Kare und glazigen geformte Trogtäler (besonders das Tal des Zézere ist ein typisches Beispiel) entgegen.

Begangen wurde die eigentliche Hochregion im Bereich der Estrêla (1 991 m). Wie im Gebiet der besuchten Gredos-Bergregion spielt auch um die höchsten Gipfel der Estrêla der Viehtritt eine große Rolle. Er ermöglicht es vor allem dem Wind, die Rasendecke auf den von Feinerde eingenommenen flachen und mittelsteilen Hängen anzugreifen. Die Windwirkung ist an dem am höchsten aufragenden Plateau der Estrêla enorm stark. Sie führte — von einigen Hangmulden abgesehen — im August 1968 (trotz eines Jahresniederschlags von über 2 000 mm) zu einer starken Austrocknung der Rasendecke und trug infolge ihrer austrocknenden Tätigkeit dazu bei, daß der rezente periglaziale Kleinformenschatz einen ziemlich toten Eindruck machte. Bei dem Niederschlagsminimum im August [LAUTENSACH 1964, Tafel 7] ist dies allerdings nicht verwunderlich.

Daß in den höchsten Bereichen der Estrêla die rezente Solifluktionsgrenze gerade noch erreicht wird, zeigen u. a. schon mehrere Wanderblöcke bei einer Höhe von

[7]) Vgl. unten p. 50, 1. Absatz und Anm. 15.

[8]) Vgl. die Carta Corográphica de Portugal na Escala de 1 : 50 000, Blätter 20b (Covilha) und 17d (Gouveia).

1 960 m. In N-Auslage wurde z. B. bei 22° Hangneigung zur Zeit der Begehung (August 1968) in völlig ausgetrocknetem Rasengelände ein Wanderblock mit deutlicher Wulst und schöner Auswanderungsnische registriert.

Das Rasengelände, in dem der Wanderblock auftritt, ist etwas kuppig und könnte deshalb schon als solifluidales Mikrorelief gedeutet werden. Neben den Wanderblöcken findet man an anderen Stellen bei 1 950—1 980 m Höhe häufig das kleinstufig-kuppige solifluidale Mikrorelief, wie es auch von der Sierra de Gredos beschrieben wurde (s. o.). Wo Viehtritt, Auffrieren und Wind zusammenwirken, kommt es zur Ausbildung kleiner Rasenkliffe, an denen die Rasendecke über die Steilseite überlappen kann (vgl. auch p. 41). In einigen Fällen, besonders in N-Exposition, war der Überlappung der Rasendecke bereits eine Vernarbung der vormals vegetationsentblößten Stufenpartien gefolgt [vgl. HÖLLERMANN 1967, pp. 15—16]. Das im Querprofil betrachtet wulstförmige Aussehen mancher Formen und ihre im Grundriß beobachtbare schwache Durchbiegung legt den Schluß nahe, daß es bei Erscheinungen dieser Art auch schon zu einer — wenn auch recht unbedeutenden — Vorwärtsbewegung gekommen ist. Formen dieser Art treten auf 5—10° geneigten Hängen in N- und W-Exposition im Höhenbereich von 1 950—1 980 m wiederholt auf. Die Höhe dieser Stufen und Wülste kann bis 50 cm betragen. Die beschriebenen Solifluktionsstufen und -wülste treten in Vergesellschaftung mit dem schon erwähnten buckligkuppigen Mikrorelief besonders ausgeprägt in N-Exposition, weniger schön aber auch in W-Exposition auf. Formen des gleichen Typs wurden bis 100—120 m unterhalb des Estrêla-Gipfels wahrgenommen.

In dem Muldentälchen nördlich des höchsten Punktes, welches unterhalb des Gipfels von einem kleinen Stausee unterbrochen wird, konnte eine eindeutige Solifluktionsform beobachtet werden. Bei 1 970—1 980 m Höhe zeigte besonders eine der vielen Kleinstufen (Terrassetten), die im Granitgrus der Hangmulde ausgebildet waren, eine deutliche girlandenförmige Durchbiegung nach vorn *(Bild 3)*. Das läßt eindeutig auf einen hangab gerichteten Fließvorgang schließen. Während die Steilpartien der Stufen Moosbewuchs aufweisen, ist das flächenhafte Formelement der 3—10 cm hohen Terrassetten vegetationsfrei. Die Hangneigung beträgt in diesem Bereich etwa 8°, stellenweise auch 10—15°. Die z. T. erfolgte Vegetationszerstörung im Bereich des Muldentälchens, das gleichzeitig als Kennform für den rezenten periglazialen Bereich angesehen werden kann, wurde sehr wahrscheinlich auch in diesem Teil durch Viehtritt mit verursacht.

Im SE kurz unterhalb des Gipfels kommen bei 1 960 m Höhe einige Verflachungen vor, an denen sich rezent abgespülter Granitgrus und Granitbröckchen ansammeln. In diesen z. T. von drei Seiten umrahmten Verflachungen wurden mehrere Zellenböden[9]) wahrgenommen, die sich zu regelrechten Feldern zusammenschlossen *(Bild 4)*. Mögen diese z. T. abflußlosen Verflachungen die meiste Zeit des Jahres sehr stark durchfeuchtet sein und Schneeinlagerungen am längsten konservieren,

[9]) Zur Definition vgl. HÖGBOM [1914, p. 320] und HÖLLERMANN [1967, pp. 23—24]. Einen ähnlichen Zellenboden beschreibt auch SCHWEINFURTH [1964] von Neuseeland. Den im Granit ausgebildeten Zellenboden nennt SCHWEINFURTH Polygonboden.

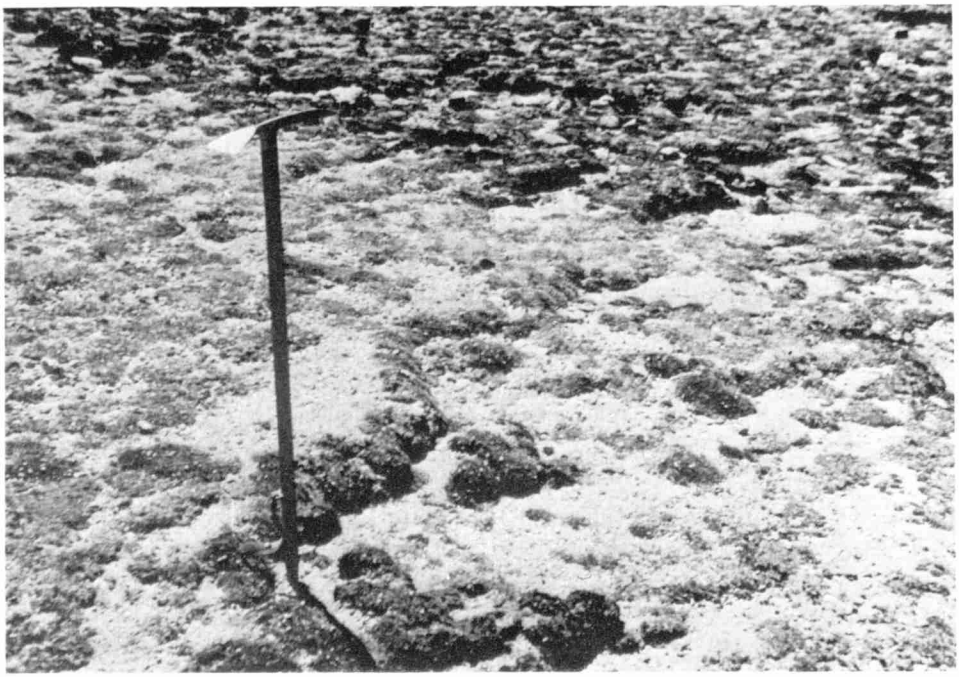

Bild 3. Serra da Estrêla. Girlandenförmig durchgebogene Solifluktionsterrassette im Granitgrus. Die Steilpartie der 5—10 cm hohen Terrassette ist mit Moos bewachsen. 1970—1980 m ü. d. M., N-Exposition, Hangneigung 8—15°. Aufnahme K.-U. Brosche, 4. 8. 1968

so war der Granitgrus während der Zeit unserer Geländebegehungen doch — wie der ganze Gipfelbereich — sehr stark ausgetrocknet (s. o.). In mehreren Fällen *(Bild 4)* hatten sich Granitsteinchen an den Rändern der 4—8 cm Durchmesser aufweisenden Mini-Polygone angesammelt. Die Steinchen sind hier sehr wahrscheinlich vom Rande der Senken her eingespült worden, wie ihre „Zugbahnen" erkennen ließen. Zur Materialsortierung innerhalb einer steinig-erdigen Masse (wie bei Strukturböden) ist es hier nicht gekommen. Die Polygonfelder zeigten häufig Moosbewachsung. Die erste Anlage dieser Zellenböden muß als problematisch gelten, da sich nicht entscheiden läßt, ob sie auf Frostkontraktion zurückzuführen sind oder ob sie als Trockenrisse bei Temperaturen über 0 °C angelegt worden sind [vgl. Höllermann 1967, p. 24].

Der eigentliche rezente periglaziale Formenschatz erschöpft sich mit den beschriebenen Formen. Die rezente Solifluktionsgrenze läßt sich, wenn auch einige undeutliche Formen bereits bei 1 870 m ü. d. M. auftraten, etwa bei 1 900—1 950 m ansetzen. Wie die etwas bescheidenen Vorkommen rezenter Periglazialformen zeigen, befindet man sich im Estrêla-Gebiet offenbar noch nahe der Untergrenze des rezenten Periglazialbereiches, in dem die Kennformen dieses Gürtels erst ein fleckenförmiges Auftreten zeigen.

Bild 4. Serra da Estrêla. Bei 1960 m im SE des Estrêla-Gipfels. Zellenboden (Polygonboden) auf Hangverflachung im Granit. Der Durchmesser der einzelnen Zellen beträgt 4—8 cm (Länge des Belichtungsmessers 7 cm). Vom höheren Gelände (rechts im Bild) sind kleine Granitbröckchen auf das Polygonfeld eingespült worden; z. T. überkleiden Moose die einzelnen Felder. Aufnahme K.-U. Brosche, 4. 8. 1968

Typisch für diese Zone ist neben der Granitvergrusung eine wohl u. a. auf häufige Frostwechsel zurückzuführende platten- und scheibenförmige Granitverwitterung (Desquamation). Abgewitterte Platten und Scheiben ließen sich als typische Erscheinung auf 10—15° geneigten Granitschilden und flachen Granithügeln registrieren, aber auch auf 2—3 m hohen Granittischen. Abspülungsvorgänge — u. a. als Folge der Schneeschmelze — und besonders im Frühjahr und Frühsommer wohl auch Schneedruck sorgen für die hangabwärtige Verfrachtung des feinen und groben Granitmaterials. Vor allem Abspülungsprozesse müssen es auch sein, welche in der Höhenzone zwischen 1 900 und 1 990 m die Freilegung wohl vorzeitlich gebildeter Wanderschuttdecken und damit die Entstehung von Blockmeeren verursachten. Neben — aller Wahrscheinlichkeit nach — fossilen Wanderschuttdecken wurden noch inaktive Blockströme registriert, so daß sich alles in allem doch ein recht buntes Gemisch fossiler und rezenter periglazialer Kleinformen ergibt. Man gewann bei den Geländebegehungen den Eindruck, daß die rezenten Abspülungsvorgänge die solifluidalen Abtragungsprozesse bei weitem übertrafen.

4. Die Sierra del Moncayo im Iberischen Randgebirge

Die Sierra del Moncayo, etwa 70 km westnordwestlich Zaragoza gelegen, bildet mit 2 316 m die höchste Aufragung des Iberischen Randgebirges[10]). Sie stellt eine nach N überkippte Antiklinale dar, die aus kambrischen Gesteinen (vor allem Tonschiefern) und Gesteinen der Trias und des Jura aufgebaut ist. Wie fast das gesamte Iberische Randgebirge zeigt die Sierra del Moncayo ein von NW nach SE gerichtetes Streichen. Über der postpontischen Rumpffläche des nordwestlichen Iberischen Randgebirges [Bomer 1956] erhebt sich die Sierra del Moncayo als ein mächtiges, etwa 30 km langes und etwa 15 km breites Hochgebirge.

Wie schon Carandell y Gomez de Llarena [1918] gezeigt haben, war auch die Sierra del Mocayo in der letzten Eiszeit vergletschert. Ein sehr deutliches, heute freilich sehr stark verschüttetes Kar befindet sich beispielsweise im SE des Hauptgipfels. Eine zu dem nach NE geflossenen eiszeitlichen Gletscher gehörige Seitenmoräne zieht bis etwa 1 750 m hinab.

Die Sierra del Moncayo wurde vom Santuario del Moncayo aus bestiegen. Der im SE des Hauptgipfels gelegene Vorberg (2 278 m) weist in seinem nach NE exponierten Teil eine schmale glatte Hangpartie auf, die sich oberhalb der hier bis 1 900—1 950 m hochgreifenden geschlossenen Kiefernwälder erstreckt. Ihre Neigung beträgt 32—33°. Der Vorberg des Moncayo und der Moncayo selbst sind aus Glimmer-, Ton- und Griffelschiefern aufgebaut. Der W-Abfall des weiter südlich gelegenen Negra (2 172 m) ist ein Glatthang mit allerdings etwas geringeren Hangneigungen.

Der Moncayo bot insofern günstige Bedingungen zur Untersuchung rezenter periglazialer Phänomene, als er erstens, wie oben erwähnt, aus „solifluktionsfreudigem" Material besteht und zweitens zumindest eine Zeitlang nicht beweidet worden war. Es wurden nämlich in dem besuchten N- und NE-Abschnitt keine Viehgangeln gefunden.

Oberhalb der Waldgrenze wurden in N-Exposition unterhalb der Karwände des erwähnten eiszeitlichen Gletschers bei 2 020 m Wanderblöcke mit schönen Auswanderungsnischen in Vergesellschaftung mit einem solifluidalen Mikrorelief im Rasen beobachtet. Die Hangneigung betrug hier oberhalb von Schutthalden, deren Material ab 2 000 m ü. d. M. deutliche frische Frostsprengungserscheinungen aufwies, 32—33°. In E-Exposition im Bereich eines 32—33° geneigten schmalen glatten Hangstücks zwischen zwei Karen wurden an fast vegetationslosen Partien allerdings schon bei 1 950—2 000 m Schuttströme und -zungen gesichtet, die z. T. einen rezenten Eindruck machten. Das zeigte sich trotz eines in dieser Höhe fast durchweg verbreiteten Flechtenbesatzes auf den Steinen daran, daß sie öfter wulstförmig über den zum Gipfel führenden Weg hinübergriffen.

Die erwähnten Solifluktionserscheinungen nehmen am 32—33° geneigten, nach E exponierten glatten Hangstück bei 2 100 m Höhe deutlich zu; es kommen innerhalb

[10]) Vgl. die Blätter 351 (Olvega) und 352 (Tabuenca) der spanischen Topographischen Karte 1 : 50 000.

der Formen der ungebundenen oder gehemmten Solifluktion Wanderungsstaublöcke (i. S. HÖLLERMANNS [1964, p. 77]) hinzu, ebenso Schrägstufen im kantigen Schuttmaterial inmitten von ungegliederten Wanderschuttdecken. Ist in diesem Höhenbereich eine zur Zeit ruhende Weiterbildung der beschriebenen Formen nicht ganz ausgeschlossen (Flechtenbewuchs auf fast allen Glimmerschieferbrocken, weniger auf dem Tonschiefermaterial, das viel stärker zur Frostsprengung neigt), so hat man es ab 2 200 m mit Sicherheit mit einem rezenten periglazialen Formenschatz zu tun. Denn nachdem von Rasen oder anderer Vegetation bestandene Hangpartien schon ab 2 150 m zurücktraten, nahmen auch die Flechten auf dem grobblockigen oder scherbigen Schutt bei 2 200 m fast ganz ab. Das ist bei dem lebhaften periglazialen Kleinformenschatz der ungebundenen Solifluktion wohl in erster Linie auf flächenhafte Bodenversetzung zurückzuführen. Es treten bis zum Vorgipfel des Moncayo (2 278 m) auf: Blockschuttströme und -zungen, Blockmeere, Wanderungsstaublöcke bzw. Bremsblöcke, Blockschuttstufen und -girlanden. Dazu kommen einige frische Erdknospen mit Durchmessern von 2—5 cm.

An schwach (bis 15°) geneigten Partien des Vorgipfels des Moncayo (2 278 m) erscheinen allenthalben Formen der ungebundenen Solifluktion. Die Gesteine, deren Hauptschieferungsfläche nach N einfällt, sind von der Frostverwitterung und durch Frostpressung so stark angegriffen, daß die ausgefrorenen Steine in ebenem oder flach geneigtem Gelände in der Art der *stone packings*[11]) völlig steil stehend gegeneinander gepreßt sind. Mit stärkerem Gefälle können sie sich zu Schuttströmen, die Übergänge zu Steinstreifen bilden können, zu Schuttwülsten und -stufen vereinen. Bei den beiden letzten Formtypen ist die Steilstellung der Steine weniger bedeutend. Man hat den Eindruck, daß — abgesehen von den nicht oder wenig geneigten Abschnitten — das Material einiger Bereiche lebhaft „fließt" *(Bild 5)*. Die flachen Gipfel sind regelrecht Frostschutthügel.

Auf den ebenen Partien kommen mehrfach Formen vor, die den von TROLL [1944, pp. 598—599] abgebildeten Steinpackungen bzw. den „Felsrosen" SCHMITTHENNERS [1930][12]) oder „Frostrosetten" DEGES [1941][12]) ähneln *(Bilder 6 u. 7)* und zu den Frostmusterböden zu zählen sind. Diese Formen könnte man Steinrosetten nennen, obwohl in Abweichung zu den von TROLL [1944] und POSER [1957, p. 120] beschriebenen Formen in der Mitte der aus schräg gestellten bzw. hochkant gestellten Steinen bestehenden Steinrosetten ein größerer Stein fehlt; auch kommen die in den *Bildern 6 u. 7* zu sehenden Formen nicht an Meeres- oder Seeufern vor und sind also auch nicht als azonale Formen aufzufassen. Die in *Bild 6* abgebildete Steinrosette ist im Tonschiefer entwickelt und eigentlich als Doppelrosette zu bezeichnen, da in Wirklichkeit zwei Rosetten aneinanderstoßen und eine ellipsenförmige Gestalt annehmen. Beide zeigen in ihrem Zentrum eine Vertiefung und an ihrem Rande —

[11]) FRÄNZLE [1959, p. 38] beschreibt ganz ähnliche Formen von der Sierra de Guadarrama, die er unter dem Oberbegriff „Bodenstrukturierungen" zusammenfaßt [vgl. auch TROLL 1944, pp. 597 et seq.].

[12]) Zitiert nach TROLL [1944, pp. 598—599].

Bild 5. Sierra del Moncayo. Unterhalb des Vorgipfels (2278 m) bildet der Glimmerschiefer in E-Exposition entweder ungegliederte Wanderschuttdecken, oder die Schuttpartikel sind durch Frostpressung steil gestellt. Durch die Mitte des Bildes zieht etwa vom linken Fuß des lebenden Maßstabs hangab ein Band steil- oder kantengestellter Gesteinsplatten, das am Beginn des unteren Drittels des Bildes offenbar wie an der Stirn eines Block- oder Schuttstromes sein Ende findet. Aufnahme K.-U. Brosche, 8. 8. 1968

wohl hauptsächlich infolge Frostdruckes — steil aufgerichtete Steine. Feinmaterial fehlt bei diesen Formen völlig. Es kommen auch kleine Rosetten von 20—30 cm Durchmesser vor, deren steilstehende Steine im Zentrum einen Wirbel bilden und am Rande von flach liegenden Steinen begleitet werden *(Bild 7)*. Die Genese dieser Formen ist noch nicht geklärt.

Bild 6. Sierra del Moncayo. Auf dem Vorgipfel bei 2270 m ü. d. M. im Tonschiefer entwickelte doppelte Steinrosette; von der Schmalseite aus aufgenommen. Der Durchmesser der beiden Frostst rukturen beträgt 50—60 cm. Nähere Beschreibung siehe Text.
Aufnahme K.-U. Brosche, 8. 8. 1968

Bild 7. Örtlichkeit wie in *Bild 6*. Steinrosette ohne flach lagernden Zentralstein im Tonschiefer. Der Durchmesser der Form beläuft sich auf etwa 30 cm. Aufnahme K.-U. Brosche, 8. 8. 1968

Im Kammbereich fehlt das Feinmaterial — wohl infolge der Zerstörung der Vegetationsdecke durch Auffrierprozesse und Auswehung — fast ganz. Lediglich an einigen von Moos und Rasen bestandenen Stellen hat es sich in geringem Umfang erhalten können und dann zur Ausbildung kleiner Erdknospen bzw. winziger Feinerdefelder im Feinschutt Anlaß gegeben[13]). Die Erdknospen und die Steinrosetten zeigen neben dem lebhaften Formenschatz der ungebundenen Solifluktion an, daß man sich in der Sierra del Moncayo bei etwa 2 300 m in der Nähe der Strukturbodengrenze befindet[14]). In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß FRÄNZLE [1959, pp. 57—58] in der Sierra de Guadarrama bei 1 880—1 940 m ü. d. M. Miniaturstreifenböden gefunden hat [vgl. auch FRÄNZLE 1959, Foto 23], die er wegen der geringen Tiefe des Anstehenden und der Zusammensetzung des Bodens als offenbar extrazonale Bildungen i. S. TROLLS [1944] ansieht. Ob diese Kriterien allerdings ausreichen, um diese und ähnliche Vorkommen als extrazonal zu klassifizieren, muß bezweifelt werden, denn auch bei zonalen Miniaturstreifen ist i. allg. der Felsuntergrund sehr dicht unter der Schuttoberfläche anzutreffen; und eine bestimmte Zusammensetzung des Schuttes ist nun einmal erforderlich, damit es zur Scheidung der steinigen und erdigen Bestandteile kommen kann. Weitere — allerdings undeutliche — Strukturbodenvorkommen auf der Iberischen Halbinsel liegen in der Sierra Nevada nach HEMPEL [1958] und MESSERLI [1965] in Arealen oberhalb 2 700 m. In den Pyrenäen liegt die zonale Strukturbodengrenze nach HÖLLERMANN [1967, p. 177] im westlichen Zentralteil bei 2 600—2 700 m, im Ostteil dagegen bei etwa 2 850 m. Zur Höhenlage der Strukturbodengrenze im gesamten Mittelmeerraum vgl. HÖLLERMANN [1967, p. 170].

Nach N in Richtung auf den Hauptgipfel zu treten z. T. etwas Moos und einige Rasenflecken auf, die Auffrierungserscheinungen in der Mitte erkennen lassen. Es handelt sich also bei den von Rasen gebildeten Formen um Rasenkränze oder Rasenrosetten mit einem Durchmesser von 10—20 cm, wie sie u. a. auch von FRÄNZLE [1959, p. 34] in 2 150 m Höhe aus der Sierra de Guadarrama beschrieben werden. Im aufgefrorenen Zentrum der Formen ist das Feinmaterial i. allg. noch nicht freigelegt. Bei Formen der gehemmten Solifluktion (bei 5—10 cm hohen Solifluktionsstufen und -girlanden) überkleidet das Moos und der Rasen den kleinen Steilabfall, während der flächenartige Teil der Kleinformen von Schuttpartikeln aufgebaut wird.

Es läßt sich festhalten, daß nach den bisherigen Beobachtungen die untere Solifluktionsgrenze im Moncayo-Gebiet bei etwa 2 000—2 100 m anzusetzen sein dürfte. Die eiszeitliche Schneegrenze lag in diesem Raum nach LAUTENSACH [1964, p. 116] bei 1 800—1 900 m über dem gegenwärtigen Meeresspiegel. In der Zone von 2 000—2 300 m läßt sich ein Nebeneinander von Formen der gebundenen und ungebundenen Solifluktion registrieren, wobei nach der Höhe zu die Tendenz zur ungebundenen

[13]) Nach HÖLLERMANN [1967, p. 170] hat auch Herr Dr. U. WILLERDING (Göttingen) bei 2300 m Höhe in der Sierra del Moncayo undeutliche Feinmaterialinseln gefunden.

[14]) Das scheint auch insofern wahrscheinlich zu sein, als nach HÖLLERMANN [1967, p. 29] die Untergrenze der ungebundenen Solifluktion erfahrungsgemäß annähernd mit der Untergrenze der Strukturböden zusammenfällt.

Solifluktion deutlich wird. Es zeigte sich, daß Tonschiefer stärker zur Frostsprengung neigt als der grobkörnigere Glimmerschiefer. Die Solifluktionsformen wirken im Tonschiefer auch viel frischer [vgl. HÖLLERMANN 1967]. Bei 2 300 m Höhe befindet man sich wahrscheinlich schon in der Nähe der unteren Strukturbodengrenze.

Einige Beobachtungen über vorzeitliche Periglazialerscheinungen seien noch hinzugefügt. Mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit letztkaltzeitliche Wanderschuttdecken reichten bis 970 m über dem gegenwärtigen Meeresspiegel herab. Blockmeere wurden im Waldbereich ab 1 160 m, Blockwülste und -ströme im Kiefernwald bei 1 850—1 900 m über dem gegenwärtigen Meeresspiegel beobachtet.

Literatur

BOMER, B. 1956: Aspects morphologiques du bassin de Calatayud-Daroca et de ses bordures. Bull. de l'Ass. des Géographes Français. Nos. **261—262**, pp. 186—195.

BÜDEL, J. 1951: Klimamorphologische Beobachtungen in Süditalien. Erdkunde. **5** (1951), pp. 73—76.

CARANDELL, J. y GÓMEZ DE LLARENA 1918: El glaciarismo cuaternario en los Montes Ibéricos. Madrid. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol. **22**,

ERN, H. 1966: Die dreidimensionale Anordnung der Gebirgsvegetation auf der Iberischen Halbinsel. Bonn. Bonner Geogr. Abh. **37**.

FRÄNZLE, O. 1959: Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). Bonn. Bonner Geogr. Abh. **26**.

GARCIA SÁINZ, L. 1962: Frostbodenformen im Idubeda-Gebirge, Spanien. Z. f. Geomorphologie N. F. **6** (1962), pp. 33—50.

HEMPEL, L. 1958: Zur geomorphologischen Höhenstufung der Sierra Nevada Spaniens. Erdkunde. **12** (1958), pp. 270—277.

HEMPEL, L. 1966: Klimamorphologische Taltypen und die Frage einer humiden Höhenstufe in europäischen Mittelmeerländern. Petermanns Geogr. Mitt. **110** (1966), pp. 81—96.

HÖGBOM, B.1914: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geological Institute of Upsala. **12** (1914), pp. 257—390.

HÖLLERMANN, P. 1964: Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). Z. f. Geomorphologie, N. F. Suppl. Bd **4**.

HÖLLERMANN, P. 1967: Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen (mit Ergänzungen aus dem Apennin und dem Französischen Zentralplateau). Göttingen. Göttinger Geogr. Abh. **40**.

KLAER, W. 1956: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. Gotha. Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H. **261**.

KLAER, W. 1962a: Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. Z. f. Geomorphologie. N. F. **6** (1962), pp. 17—32.

KLAER, W. 1962b: Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. Heidelberg, München. Heidelberger Geogr. Arb. **11**.

LAUTENSACH, H. 1929a: Die Eiszeit in der Serra da Estrêla (Portugal) und ihr Formenschatz. In: Verhandlgen u. Wiss. Abh. d. 23. Dtsch. Geogr. Tages zu Magdeburg 21. bis 23. Mai 1929. Breslau 1930. Pp. 134—146.

LAUTENSACH, H. 1929b: Eiszeitstudien in der Serra da Estrêla (Portugal). Z. f. Gletscherkunde. **17** (1929), pp. 321—369.

LAUTENSACH, H. 1958: Die Sagra Sierra in ihrer südostspanischen Umwelt. DIE ERDE. **10** (1958), pp. 192—216.

Lautensach, H. 1964: Die Iberische Halbinsel. München. Geographische Handbücher.
Mensching, H. 1952: Solifluktionserscheinungen im Hohen Atlas von Marokko. Photographie und Forschung. **5** (1952), pp. 182—192.
Mensching, H. 1953: Morphologische Studien im Hohen Atlas. Würzburg. Würzburger Geogr. Arb. **1**.
Messerli, B. 1965: Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Zürich. Diss. Philos.-naturwiss. Fak. Bern 1962.
Poser, H. 1933: Das Problem des Strukturbodens. Geologische Rundschau. **24** (1933), pp. 105—121.
Poser, H. 1954: Die Periglazialerscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). In: Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa II. Göttingen. Göttinger Geogr. Abh. **15**, pp. 125—180.
Poser, H. 1957: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Z. f. Geomorphologie. N. F. **1** (1957), pp. 113—142.
Schweinfurth, U. 1964: Ein Polygonboden auf Mt. Allen, Stewart Insel (Neuseeland). Z. f. Geomorph. N. F. 8 (1964), pp. 1—6.
Schwenzner, J. E. 1937: Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. Stuttgart. Geogr. Abh. **3**. Reihe, H. **10**.
Solé Sabaris, L. 1952: España. Geografía Física. Barcelona. Geografía de España y Portugal por Manuel de Terán, Tomo **1**.
Troll, C. 1944: Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geologische Rundschau. **34** (1944), pp. 545—694.
Troll, C. 1947: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde. **1** (1947), pp. 162—175.
Wiche, K. 1953: Klimamorphologische und talgeschichtliche Untersuchungen im M'Goungebiet. Mitteilg. d. Geogr. Gesellsch. Wien. **95** (1953), pp. 4—41.