

KARL-ULRICH BROSCHÉ*

Berlin

ERGEBNISSE EINER VERGLEICHENDEN STUDIE
ZUM REZENTEN UND VORZEITLICHEN PERIGLAZIALEN
FORMENSCHATZ AUF DER IBERISCHEN HALBINSEL

Abstract

This study describes the recent periglacial microforms of the Iberian Peninsula, in so far as they are represented by solifluction forms and patterned ground. Mesoforms (rectilinear slopes) are also dealt with. It was shown that certain forms and form-distributions are connected with certain rocks and their particular weathering characteristics (Table I). Since, however, not all rocks on the Iberian Peninsula rise up to heights where free solifluction forms dominate within wide areas, this is probably only an incomplete list of form-distributions as linked to rock-type. The microforms found here are comparable to those in the Alps, Pyrenees and Apennines. Due to the lack of glacial forefields and other favourable factors, meso- and macroforms of patterned ground are almost non-existent on the Iberian Peninsula. Compared to the high mountains in Greece, the periglacial microforms of the Iberian Peninsula seem to be much more plentiful. The transition from dominant bound (*gebundene*) solifluction in the north to dominant impeded (*gehemmte*) solifluction in the south corresponds to the climatic change from the wet oceanic climate region in North and Northwest Spain to the dry-summer Mediterranean climate south of the main watershed in the Asturian-Leonesian mountains. A N-S and E-W rise of important periglacial altitudinal limits occurs largely in the same direction as the course of the lower limit of the glacial snow-line and timber-line but not parallel to it. The course of the lower limit runs parallel to climatic variations. The investigations seem to be a suitable basis for more extensive studies on the reconstruction of glacial climatic conditions.

Investigations into pre-recent periglacial forms on the Iberian Peninsula concentrated on unstratified detrital material (*Hangschuttdecken*) and unstratified coarse waste (*Blockschuttdecken*), both covering slopes with inclinations of 5–30°, symmetrical and climatically-caused asymmetrical valleys, as well as cryoturbation forms. Various evidence (including alignment measurements using the same method as POSER & HÖVERMANN, 1951) led to the *Hangschuttdecken* and *Blockschuttdecken* being classified as periglacial solifluctional sheets, in so far as they occur on medium-steep slopes and are unstratified and superposed by a Holocene soil formation. Whilst the pre-recent *Hangschuttdecken* (solifluctional talus covers) occur as low as sea-level in N. Spain and N. Portugal, in S. Spain and S. Portugal they are found within large areas up to heights of 150–200–300 m above sea level, when rock conditions are favourable. Whilst periglacial symmetrical trough valleys are found on the entire Iberian Peninsula, climatically caused periglacial asymmetrical trough valleys and periglacial cryoturbational formations are only found north of a line running from Galicia through Toledo to Barcelona.

The climatic-morphological interpretation of the pre-recent periglacial forms permits us to conclude that a glacial temperature depression of at least 8–10° must be reckoned with in N. Spain during the maximum of the Würm glacial epoch. Values of 8–10° for the glacial temperature depression may be inferred for the rest of Spain.

(1) EINLEITUNG: PROBLEMSTELLUNG, UNTERSUCHUNGSGEBIET,
LITERATURÜBERBLICK

Die vorliegende Studie gibt Untersuchungsergebnisse zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel

* Privat-Dozent Dr. Karl-Ulrich BROSCHÉ, Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin, 1 Berlin 41, Grünwaldstraße 35.

wieder, die in den Jahren 1969 bis 1973 auf mehreren Reisen gewonnen wurden¹. Mit den Untersuchungen wird das Ziel verfolgt, die Kenntnis über den Aufbau des rezenten periglazialen Höhenstockwerkes und über die Lage wichtiger physisch-geographischer und geomorphologischer Höhen-grenzen und Höhenstufen in einem Teilausschnitt Südeuropas zu erweitern. Die hier mitgeteilten Ergebnisse zu den rezenten periglazialen Höhen-grenzen stellen die Grundlage für weiterführende Studien zur Veränderung physisch-geographischer und geomorphologischer Höhengrenzen und zur Rekonstruktion der Klimabedingungen der letzten Eiszeit dar – für eine Problemstellung, die in einer vergleichenden Studie in größerem Rahmen angegangen wurde (BROSCHÉ, 1974).

Der Versuch, Aussagen über die möglichen eiszeitlichen Klimabedi-nungen auf der Iberischen Halbinsel zu machen, kann nur auf folgendem, bereits von POSER (1957) und HAGEDORN (1969) vorgezeichneten metho-dischen Weg unternommen werden: Zunächst müssen die Untergrenzen des rezenten und des eiszeitlichen periglazialen Bereichs durch umfang-reiche Geländestudien ermittelt werden. Daran muß sich eine Betrachtung des Klimas (vor allem der Temperaturen) an der Untergrenze des rezenten Periglazialbereichs auf der Iberischen Halbinsel und im Vergleich dazu des Klimas an der Untergrenze des rezenten Periglazialbereichs in anderen Gebieten anschließen. Erst die Hypothese, daß an der Untergrenze des letzteiszeitlichen Periglazialraumes ähnliche Klimaverhältnisse geherrscht haben, wie sie heute an der Untergrenze des rezenten Periglazialraumes herrschen, macht es möglich, Vorstellungen über die eiszeitliche Tem-peraturdepression auf der Iberischen Halbinsel zu gewinnen. Zwar scheint dieser methodische Weg aus geomorphologischer Sicht der einzige gangbare zu sein; die methodischen Fehler aber, die ein solches Verfahren bein-halten kann, sind jedoch nicht zu übersehen. So muß mit J. HAGEDORN (1969) auf die Problematik hingewiesen werden, die darin besteht, für die vorzeitlichen vermeintlichen Solifluktionsschuttdecken die gleichen Entstehungs-Parameter (inclusive des Klimas) anzunehmen wie für die Solifluktionsschuttdecken an der Untergrenze des rezenten Periglazial-bereichs, d.h. beide bezüglich ihrer Genese gleichzusetzen. Faßt man jedoch die rezente und die vorzeitliche Untergrenze des Periglazialgebietes nicht als Linie, sondern als Saum mit einigen 100 m Breite in der Vertikalen auf und führt man die Übertragung der Klimadaten von einer Grenze zur anderen nicht starr durch, so lassen sich brauchbare Ergebnisse erzielen, die mit Ergebnissen von bodengeographischer, pollenanalytischer, tier-

¹ Der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Fachbereich Geowissenschaften der FU Berlin danke ich sehr herzlich für die finanzielle Unterstützung meiner Reisen in den Jahren 1970 bis 1973. Regina FALCKENHAGEN, Berlin, Jan MARESCH, Bad Godesberg, Gerd BALDTSCHUN, Berlin, Günter SCHLICHTHOLZ, Berlin, Friedrich BRUN-NER, Lüneburg, sowie meinem Vater danke ich sehr dafür, daß sie mich bei den Hoch-gebirgsbegehungen mit unermüdlichem Einsatz begleiteten.

geographischer und speziell molluskenkundlicher Seite verglichen werden müssen.

Auf der Iberischen Halbinsel bestehen trotz der glazial- und periglazialmorphologischen Arbeiten von SCHMITZ (1969) über die Hochgebirge Nordwestspaniens südlich des Rio Sil, von FRÄNZLE (1959) über die Sierra de Guadarrama, von HÖLLERMANN (1967) über die Pyrenäen sowie von HEMPEL (1958), MESSERLI (1965) sowie SOUTADÉ und BAUDIÈRE (1970) über die Sierra Nevada noch erhebliche Forschungslücken. Um die Problemstellung möglichst unter Anwendung gleicher Maßstäbe bei der Ansprache und Deutung des rezenten periglazialen Formenschatzes behandeln zu können, war es notwendig, die Gebirge Nordwestspaniens sowie die Sierra Nevada nochmals zu begehen. Während dem Verfasser die Pyrenäen aufgrund eines dreieinhalbmonatigen Forschungsaufenthaltes, bei dem er Herrn Prof. Dr. HÖLLERMANN im Jahre 1963 begleitete, bekannt waren, verzichtete er auf vergleichende Untersuchungen in der Sierra de Guadarrama, da die gründliche Bearbeitung des periglazialen Kleinformenschatzes durch FRÄNZLE (1959) gute Vergleichsmöglichkeiten bot.

Neben den Hochgebirgen Nordwestspaniens und der Sierra Nevada wurden untersucht: die Asturisch-Leonesischen Gebirge westlich der Picos de Europa (9 Gebirgsgruppen), die östlichen Asturisch-Leonesischen Gebirge (14 Gebirgsgruppen), die Serra da Estrêla in Portugal, die Sierra de Gredos (9 Berge bzw. Gebirgsgruppen), das nördliche und südliche Iberische Randgebirge (6 Gebirgsgruppen), die Kalkgebirge der Betischen Kordille (4 Gebirgsgruppen) sowie das Ostmassiv der Sierra Nevada (6 Berge bzw. Gebirgsgruppen).

Am Aufbau der Gebirge sind die verschiedenen Gesteine beteiligt (vgl. Tabelle I). Da in Nordwest- und Nordspanien einerseits und Südspanien andererseits ähnliche bzw. vergleichbare Gesteine (geschichtete Kalke, Massenkalke, paläozoische Schiefer, Phyllite, Glimmerschiefer) auftreten, ist ein Vergleich des rezenten periglazialen Formenschatzes in seiner Abhängigkeit vom Substrat möglich.

Während die Gebirge Nordwestspaniens und die nördlichen Gebirgsgruppen der Asturisch-Leonesischen Gebirge Anteil am immerfeuchten atlantischen Klima haben, gehören die übrigen Gebirge dem sommertrockenen Mediterranklima an. Die Sommertrockenheit setzt sich, wie die Untersuchungen in der Sierra Nevada zeigen (MESSERLI, 1965), bis zu den Hauptgipfeln durch. Im übrigen prägen sich in Klima und in der Vegetation der Iberischen Halbinsel die 4 Formenwandelkategorien LAUTENSACHS (1952, 1964) aus, worauf zum Teil noch unten zurückzukommen ist.

Der rezente periglaziale Bereich bzw. die rezente periglaziale Höhenstufe wird im folgenden mit HÖLLERMANN (1967, pp. 5 sq.) und aus den dort genannten Gründen mit dem Auftreten eindeutiger Solifluktionsformen abgegrenzt. Die Solifluktionsformen entstehen durch flächenhafte

Tabelle I

Formen und Formenvergesellschaftungen in den verschiedenen Gesteinen im Periglazialbereich der Iberischen Halbinsel

Formen	Grob-körnige Sand-steine mit Mer-gelzwi-schen-lagen	Quarzit-konglo-merat	Quarzit	Grauwa-cken, ange-schiefert	Ton-schiefer (fest)	Phyllite	Glimmer-schiefer	Schie-ferton (mürbe)	Kalk Massen-kalk	Granit (z.T. plattig)	Gneis	mürbe feine Sandst.
<i>Gebundene Sol.</i>												
Zungen u. Halbzungen	x			x	x		x	x	x	x	x	x
Wanderblöcke	x			x	x				x	x	x	x
Stufen, Schrägstufen	x					x						x
Kuppiges solifluidales					x					x	x?	
Mikrорельеf									x	x		
<i>Gehemmte Sol.</i>												
Vegetationsgirlanden (Miniformen)	x	x		x	x	x	x	x	x	x		x
Vegetationsterassen	x	x		x		x	x	x	x	x		x
Sondertyp Sr. Nevada								x				
Girlanden (Großformen)				x	x							

Stufen (Großformen)					x	x						
<i>Ungebundene Sol.</i>												
Wanderungsstaubblöcke	x				x				x	x	x	
Ströme, Zungen, Halbzungen	x				x			x	x	x	x	
Stufen, Schrägstufen					x			x	x	x	x	
Vegetations-Stein-Streifen					x		x		x	x	x	
<i>Strukturböden</i>												
Erdknospen, Feinerdebeete in Grobschutt					x	x	x	x	x	x	x	
Miniaturs-Steinnetze					x	x	x	x	x	x	x	
Steinrosen					x	x	x	x	x	x	x	
Erdsteifen					x	x	x	x	x	x	x	
Feinschluff-Grobschutt-Streifen					x	x	x	x	x	x	x	
Strukturboden-Großformen bzw. Mesoformen					x	x	x	x	x	x	x	
Kammeisstreifenboden								x	x	x	x	

Cont. Tabelle I

Formen	Grob-körnige Sand-steine mit Mer-gelzwi-schen-lagen	Quarzit-konglo-merat	Quarzit	Grauwa-eken, ange-schiefert	Ton-schiefer (fest)	Phyllite	Glimmer-schiefer	Schie-ferton (mürbe)	Kalk Massen-kalk	Granit (z. T. plattig)	Gneis	mürbe feine Sandst.
<i>Akzessorische Erscheinungen</i>												
Rasenschälen	x									x		
Muldentälchen	x									x		
Bültenböden			x		x		x		x		x	
Glatthänge										x		
Abrutschungen im Rasen mit Nische u.											x	
Wulst		x				x					x	
Rasenkranze							x			x		
Zellböden				x			x		x		x	
Schuttbuckel												
Krümelböden												

Bodenbewegungen unter Beteiligung frostdynamischer Prozesse und der Schwerkraft. Von „maßgeblicher“ Beteiligung frostdynamischer Prozesse bei der Entstehung der Solifluktionsformen, wie sie von HÖLLERMANN (1967) angenommen wird, sollte man m.E. nicht mehr ausgehen, nachdem die Untersuchungen von POSER (1932), vor allem aber von JAHN (1960) und WASHBURN (1967, 1970) erkennen ließen, daß der Solifluktionsprozeß ein mehrschichtiger Vorgang ist, bei dem frostdynamische Prozesse nicht die entscheidende Rolle spielen müssen.

Die Kenntnisse über den vorzeitlichen periglazialen Formenschatz und den Verlauf seiner letzteiszeitlichen Untergrenze sind auf der Iberischen Halbinsel zum größten Teil erst punkthaft und damit lückenhaft — trotz einer großen Anzahl von Untersuchungen, Bemerkungen oder zusammenfassenden Betrachtungen (vgl. CARVALHO, 1952, 1954; MENSCHING, 1955, 1964; LLOPIS LLADÓ, 1955; IMPERATORI, 1955; RIBA, 1957; HERNÁNDEZ PACHÉCO, *et al.*, 1957; SOLÉ SABARÍS, *et al.*, 1957; FONTBOTÉ & RIBA, 1957; HAMELIN, 1957; 1958; BUTZER & FRÄNZLE, 1958; HEMPEL, 1958, 1959, 1966, 1972; PASCHINGER, 1959, 1961; WICHE, 1959, 1961, 1964; FRÄNZLE, 1959; JOHNSSON, 1960; NONN & TRICART, 1960; GARCIA SAINZ, 1962; BUTZER, 1964a, 1964b; MESSERLI, 1965; TRICART, 1966; NONN, 1966; BRUNNACKER & LOŽEK, 1969; SCHMITZ, 1969; BROSCHE, 1971a, 1971b, 1972, 1977; VAN ZUIDAM, 1976). Vom Verfasser wurde nicht nur die gesamte ihm bekannt gewordene Literatur aufgearbeitet, sondern es wurden fast alle Teile der Iberischen Halbinsel (mit Ausnahme der Provinzen Badajoz und Albacete) aufgesucht und umfangreiches Beobachtungsmaterial gesammelt, ehe eine Synthese der heutigen Kenntnisse versucht wird.

(2) EINFLUß DES SUBSTRATES AUF DEN PERIGLAZIALEN KLEINFORMENSCHATZES DER SOLIFLUKTION UND DER STRUKTURBÖDEN

Bei den auf dreiundfünfzig größere Gebirge oder Gebirgskomplexe ausgedehnten Untersuchungen ließ sich nicht nur feststellen, daß die verschiedenen Gesteine eine unterschiedliche Solifluktionsgunst aufweisen, sondern auch, daß ein ganz bestimmter Formenschatz für bestimmte Gesteine als typisch erkannt werden kann (vgl. Tab. I). Diese Aussage ist jedoch insofern einzuschränken, als nicht alle Gesteine in gleicher Weise bis in genügend große absolute Höhen hinauf anstehen und damit nicht gleich weit in die rezente periglaziale Höhenstufe hineinreichen. So kann z.B. nicht beurteilt werden, welcher Kleinformenschatz beispielweise in Quarzit in 3000 m Höhe, d.h. im Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion, auftreten würde.

Auf der Iberischen Halbinsel haben sich als besonders solifluktionsfördernd und für die Strukturbodenbildung günstige Gesteine alle Kalke

(Massenkalke des Karbon und geschichtete triassische Kalke) sowie alle schiefrigen Gesteine (Tonschiefer, Grauwacke-Schiefer, Phyllite, Glimmerschiefer) erwiesen. Die Abbildungen 1–4 vermitteln einen Eindruck des in diesen Gesteinen auftretenden Formenschatzes der gebundenen Solifluktion (Girlanden, Zungen, Halbzungen, Wanderblöcke) und der gehemmten Solifluktion (Rasenterrassen und Rasengirlanden vom Miniatur- und Makrotyp); die Abbildungen 5–7 zeigen Miniatur-Strukturböden und Steinstreifen des Mesotyps.

Beide Gesteinsgruppen (Kalke und schiefrige silikatische Gesteine) reichen wiederholt bis in das fast vegetationslose Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion hinein und sind dadurch gegenüber anderen Gesteinen (Quarziten, groben kretazischen Sandsteinen, mürben hellen Sandsteinen des Devon und Gneisen) im Vorteil. Kalke und Schiefer zeichnen sich durch eine große Anfälligkeit gegenüber der Frostverwitterung aus. Sie liefern – z. B. im Gegensatz zum Granit – einen feinstückigen bis mittelgroben Verwitterungsschutt und reichlich ton- und schluffreiches Verwitterungssubstrat. Dadurch ist vor allem die Feldkapazität im Gegensatz zu verschiedenen anderen Gesteinen stark erhöht, so daß sich für Solifluktions- und Strukturbodenbildungsvorgänge günstige Bedingungen ergeben. Der Kleinformenschatz ist in diesen Gesteinen sehr reichhaltig (Tabelle I).

Helle, feinkornige, mürbe Devon-Sandsteine bilden dagegen einen feinstückigen, mit feinsandiger Matrix ausgestatteten Verwitterungsschutt, der nicht die Fähigkeit besitzt, Wasser zu binden. Die Folge hiervon ist eine große Anfälligkeit gegenüber der Abspülung und Windverwehung und ein verarmter Formenschatz der gehemmten Solifluktion, der nur an ausreichend steilen Hängen zur Entfaltung kommt (Abb. 8).

Bei groben kretazischen Sandsteinen, die z.T. in Quarzkonglomerate übergehen und über roten Mergeln und Steinmergeln liegen (nördliches Iberisches Randgebirge, östliche Asturisch-Leonesische Gebirge), kann sich dagegen aufgrund der günstigen Wasseraufnahmeeigenschaft des Mergels eine geschlossene Rasendecke und ein prägnant entwickelter Formenschatz der gebundenen Solifluktion mit Zungen (vgl. Abb. 9) und Wanderblöcken entwickeln. Strukturböden fehlen aber auf den flach geneigten oder ebenen Partien im kretazischen grobkörnigen Sandstein, weil er ebenfalls kein toniges Bindemittel aufweist und nur einen sandig-steinigen Detritus liefert. Quarzkonglomerate und Quarzite liefern i. allg. kein geeignetes Verwitterungssubstrat und sind ausgesprochen solifluktionsfeindlich.

In Graniten, die lediglich im Iberischen Hauptscheidegebirge anzutreffen sind, findet man nur dann Solifluktionsformen, wenn das Ausgangsgestein plattig verwittert und dabei nicht viel grobes Material liefert. Tonigschluffiges Verwitterungsmaterial ist in diesem Gestein entweder nur am Boden von Karen oder Glazialtälern – und zwar hier reichlich –

oder in den höchsten Gebirgsteilen im Bereich der Frostschuttzone vorhanden. Das Ergebnis dieser Materialverhältnisse sind Formen der gebundenen Solifluktion in tieferen Regionen, Formen der gehemmten Solifluktion in Rücken- und Paßlagen und undeutliche Formen der ungebundenen Solifluktion sowie undifferenzierter Wanderschutt in den höchsten Partien.

Strukturböden sind dagegen selbst in den höchsten Reliefteilen im Bereich der Frostschuttzone sehr selten und dann undeutlich ausgeprägt. Grobblockig verwitternde, tektonisch kaum beanspruchte Granite sind dagegen feinmaterialarm und damit solifluktionsfeindlich.

(3) BEDEUTUNG DER FAKTOREN EXPOSITION, HANGNEIGUNG UND HYDROGRAPHIE FÜR DEN SOLIFLUIDALEN KLEINFORMENSCHATZ

Der rezente periglaziale Kleinformenschatz wird nicht nur durch das Ausgangsgestein, dessen Wasserdurchlässigkeit, seine Aufbereitung zu Schutt und mehr oder weniger bindigem Feinmaterial modifiziert, wodurch zusammen mit einer bestimmten Niederschlagsmenge die Dichte der Vegetation bestimmt werden kann, sondern auch durch die Faktoren Hangneigung, Exposition und — als Folge davon — durch die besonderen hydrographischen Verhältnisse. Als Folge unterschiedlicher Bedeutung der genannten Geofaktoren kommt es zu stark differierenden Kausalgefügen. Einige typische Kausalgefüge aus dem Bereich kurz oberhalb der Solifluktionsgrenze seien besprochen.

Besonders günstig für die Ausbildung eines solifluidalen Formenschatzes sind z.B. eiszeitliche Karhänge, wenn sie — wie es meistens der Fall ist — in NW-, N-, NE- oder E-Exposition liegen. Sie haben meistens eine für Solifluktionsprozesse günstige Hangneigung von über 15—20°. Der Wind kann an diesen Reliefpartien — etwa im Gegensatz zu Rücken-, Paß- oder Gipfellagen — kaum austrocknend wirken. Bei dominierenden niederschlagbringenden Winden aus westlichen Richtungen häuft sich hier im Lee genügend Niederschlag in Form von Schnee an; im Frühjahr und Frühsommer ermöglicht er eine ausreichende Durchfeuchtung der Karhänge und begünstigt selbst dann noch solifluidale Abtragungsprozesse (zum großen Teil wohl in Form eines Durchtränkungsfließens), wenn er zu isohypsenparallelen Schneeleisten zurückgeschmolzen ist.

Sieht man einmal von den Nivationsnischen ab, in denen sich der Schnee lange hält und dazu führt, daß die Vegetation im allgemeinen nur 10—30 % des Areals einnimmt, so sind die eigentlichen Karhänge unterhalb der lange bis in den Hochsommer verharrenden Schneeleisten aufgrund der genannten Gunstfaktoren im allgemeinen mit einem dichten Rasenteppich versehen, so daß hierdurch der Solifluktionstyp (Formen der gebundenen Solifluktion) vorgegeben ist. Hinzu kommt, daß an Karhängen häufig durch vorzeitliche Verwitterungsvorgänge sogar in soli-

fluktionsungünstigen Gesteinen (z.B. Granit) genügend Schutt- und bindiges Feinmaterial angereichert ist, um die Ausbildung eines solifluidalen Kleinformenschatzes zu begünstigen.

Den Riedeln zwischen den Karen mangelt es im allgemeinen an mehreren dieser Gunstfaktoren, so daß hier entweder der Formenschatz der gebundenen Solifluktion viel undeutlicher und seltener wird oder in einen Formenschatz der gehemmten Solifluktion übergeht. Ein solcher Formenschatz ist — selbst in den immerfeuchten Gebirgen Nordwest- und Nordspaniens — auch für die kamm-, rücken- und gipfelnahen Relieftypen typisch. Sie sind einer starken Windzirkulation und einer daraus resultierenden kräftigen Austrocknung des Bodens ausgesetzt. An den Partien, an denen Schneeflecken lange verharren und die Vegetation dadurch stark zurückgedrängt ist (s. o.) kann sich kleinräumig amorphes, ungebundenes Schuttwandern einstellen. So ergibt sich für den gleichen Höhengürtel ein Nebeneinander von gebundener, gehemmter und ungebundener Solifluktion.

Nach Süden, Südwesten und Westen exponierte Hänge sind dagegen infolge einer verstärkten Sonneneinstrahlung trockener. Wenn diese thermisch bedingte Trockenheit durch Windbewegungen verstärkt wird, kann dies zur Ausblasung des feinsten Verwitterungsmaterial führen und somit solifluidale Schuttversetzungsprozesse stark einschränken. Ergänzt wird dieser Effekt durch die Steigerung der Infiltrationskapazität infolge der Entfernung des Feinmaterials. Es kann generell nicht festgestellt werden, daß besonnte, nach Süden, Südwesten und Westen exponierte Hänge frei von Solifluktionserscheinungen sind. Sie fehlen i. allg. nur bei Hangneigungen von weniger als 10° . Diese Aussage gilt nur für den untersten Periglazialraum, in dem Formen der gebundenen und gehemmten Solifluktion dominieren.

Zur Einschränkung bzw. Verarmung des Formenschatzes trägt außerdem bei, daß an Hängen, die nach Süden, Südwesten oder Westen exponiert sind, kaum glazigene oder durch Nivation entstandene Hangnischen oder Depressionen vorkommen, die als Schneefang dienen und bis in den Frühsommer hinein Schmelzwasser zur Verfügung stellen. Auch glazial entstandene Schuttmassen fehlen gewöhnlich bei diesen Hangexpositionen.

Auf die Bedeutung der Hangneigung für die Ausbildung eines solifluidalen Kleinformenschatzes wurde schon hingewiesen. Sie spielt im mehr oder weniger stark von Vegetation bestandenen unteren Solifluktionsgürtel bis ca. 300 m oberhalb der Solifluktionsuntergrenze eine entscheidende Rolle. Im vegetationslosen bzw. vegetationsarmen Höhengürtel der Frostschuttzone, der in den über 2350—2400 m aufragenden Gebirgen Nord- und Zentralspaniens, aber auch in der weit über 3000 m aufragenden Sierra Nevada Südspaniens ausgebildet ist, erlangen geringere Hangneigungen für die Entwicklung eines solifluidalen Formenschatzes nicht die Bedeutung wie im Höhenstockwerk der gebundenen und gehemmten Solifluktion. Allerdings zeigen sich besonders im Hauptmassiv der Sierra

Nevada, wo das Stockwerk der ungebundenen Solifluktion einen Gürtel von 700-800 m Breite bildet, innerhalb der Frostschuttzone bei unterschiedlichen Hangneigungen deutliche Formenunterschiede, worauf auch schon MESSERLI (1965) hinweist. Eigene bisher noch unveröffentlichte Messungen zur Bewegungsgeschwindigkeit von Solifluktionsdecken lassen außerdem bedeutende Intensitätsunterschiede der Bewegungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Hangneigung erkennen (vgl. auch WASHBURN, 1967, 1970).

Als Folge der verschiedenen möglichen Faktorengesetze, einschließlich der Petrovarianz i.S. BÜDELS (1963); schwankt die Untergrenze des Periglazialbereichs in eng benachbarten Gebieten z.T. erheblich; dabei können die Schwankungen 50 bis 150 m, ja sogar 250 m ausmachen. Selbst innerhalb eines Gesteins kann die Untergrenze der Solifluktionsformen, also die Untergrenze des Periglazialraumes, um 50–150 m gegenüber benachbarten Gebieten schwanken. Obwohl selbst im gleichen Gestein Schwankungen in benachbarten Gebirgskomplexen möglich sind, empfiehlt es sich, bei großräumigen Vergleichen nur den Formenschatz und die Untergrenzwerte in den gleichen oder in ähnlichen Gesteinen heranzuziehen, wie es auch unten (Kap. 8) praktiziert wird.

(4) VERGLEICH DES SOLIFLUIDALEN KLEINFORMENSCHATZES AUF DER IBERISCHEN HALBINSEL MIT DEM DER ALPEN, GRIECHENLANDS, DES APENNIN UND MAROKKOS

Der Formenschatz der gebundenen, der gehemmten sowie der ungebundenen bzw. der freien Solifluktion in den Gebirgen der Iberischen Halbinsel (vgl. Tab. I) deckt sich weitgehend mit dem in den Pyrenäen, im Apennin und zum großen Teil auch mit dem in den griechischen Hochgebirgen. Verglichen mit dem periglazialen solifluidalen Kleinformschatz und den Strukturböden der Alpen, der bzw. die besonders durch die Arbeiten von TARNUZZER (1909, 1911), GOTZINGER (1913), BAEDECKER (1922), SÖLCH (1922), ALLIX (1923), KREBS (1925), KINZL (1928), SALOMON (1929), GIGNOUX (1931), STINY (1931), MOHAUPT (1932), TROLL (1944, 1948), POSER (1954), FURRER (1954–1972), ALBERTINI (1955), STELZER (1963), HÖLLERMANN (1964, 1967), STINGL (1969, 1971), FRITZ (1969, 1976), FURRER und FITZE (1970), FURRER und DORIGO (1972) bekannt gemacht wurden, ist der solifluidale Formenschatz der Iberischen Halbinsel deutlich weniger vielgestaltig entwickelt. Das ist wahrscheinlich außer auf klimatische Faktoren auf die im Durchschnitt größere Höhe der Alpen zurückzuführen, wodurch das periglaziale Höhenstockwerk zwischen unterer Solifluktionsgrenze und rezenter Schneegrenze im Zentralteil der Alpen seine maximale Ausdehnung erfährt. Auf der Iberischen Halbinsel ist das nirgends der Fall, nicht einmal in der

Sierra Nevada, wo die rezente Schneegrenze oberhalb der höchsten Gipfel anzusetzen ist (MESSERLI, 1965, 1967).

Mit Sicherheit ist der periglaziale Kleinformschatz der Iberischen Halbinsel variationsreicher als der in den griechischen Hochgebirgen, in denen nach J. HAGEDORN (1969, p. 77) wahrscheinlich noch nicht die Höhen erreicht werden, „in denen ... eine optimale Ausbildung des periglazialen Formenschatzes möglich wäre“. Auch was die Formenhäufigkeit angeht, so gewann der Verfasser den Eindruck, daß sie auf der Iberischen Halbinsel größer ist als in den griechischen Hochgebirgen, die J. HAGEDORN (1969) ausführlich behandelt. Bei dieser Einschätzung bin ich mir allerdings bewußt, daß Vergleiche dieser Art ohne eine exakte zahlenmäßige Erfassung der Formen pro Flächeneinheit, wie sie von FURRER und DORIGO (1972) durchgeführt wurde, nur mit Einschränkungen möglich sind. Gegenüber den Pyrenäen, die ich gemeinsam mit Herrn Prof. Dr. HÖLLERMANN in Jahre 1963 während einer dreieinhalbmonatigen Reise und im Jahre 1971 nochmals für 14 Tage besuchte, dürfte die Formenhäufigkeit auf der Iberischen Halbinsel nur wenig zurückstehen.

Gegenüber dem periglazialen Formenschatz im Apennin (KELLETAT, 1969), der mir außer durch Lektüre der Literatur durch viele Gespräche und Lichtbildvergleiche mit Herrn Prof. Dr. KELLETAT bekannt ist, ergeben sich kaum Unterschiede bezüglich der Formenvielfalt und Häufigkeit. Im Vergleich mit dem periglazialen Kleinformschatz des Hohen Atlas (MENSCHING, 1952, 1953a, b), BÄR und LEEMANN (1963) ergibt sich ein wesentlicher Unterschied, weil in Marokko ein Formenschatz der gebundenen Solifluktion fehlt. Dieser ist auch im sommertrockenen Süden der Iberischen Halbinsel kaum entwickelt, wo wie im Mittleren und Hohen Atlas von Marokko Formen der gehemmten Solifluktion und – bei genügend großer absoluter Höhe – Formen der ungebundenen Solifluktion dominieren.

(5) STRUKTURBÖDEN AUF DER IBERISCHEN HALBINSEL IM VERGLEICH MIT VORKOMMEN ANDERER HOCHGEBIRGE

Was die Strukturböden betrifft, so scheinen Miniatur-Strukturböden (Erdstreifen, Feinschutt-Grobschuttstreifen, Erdknospen, Feinerdebeete in Grobschutt) in den Iberischen Hochgebirgen wesentlich häufiger vorzukommen als im Hohen Atlas von Marokko, in den Pyrenäen und in den griechischen Hochgebirgen; offenbar sind sie eben so zahlreich wie im Apennin und in den Alpen. Es sind mir keine Makroformen von Steinnetzwerken und Steinringen – sieht man von einem überwachsenen fossilen Vorkommen in der Sierra del Moncayo bei ca. 2300 m Höhe ab – in den Gebirgen der Iberischen Halbinsel bekannt geworden. Hierbei bleiben die Pyrenäen, in denen an einigen Stellen solche Formen vor-

kommen (vgl. z.B. BARRÈRE, 1951; BOYÉ, 1952; PHILBERTH, 1961a, b; HÖLLERMANN, 1967: Abb. 26, 27, 30), unberücksichtigt. In diesem Gebirge fand ich im Jahre 1971 westlich des Monte Perdido in 2700—2750 m Höhe mehrere Vorkommen von Vegetationspolygonen, die in Steinnetzwerke und in Steinstreifen (s.u.) übergehen. Diese Vorkommen südlich des Cylindre de Marboré waren Herrn Prof. HÖLLERMANN und mir in Jahre 1963 noch nicht aufgefallen. Sie entsprechen den im Lac Glacé-Gebiet (nördlich des Monte Perdido) von BOYÉ (1952), BARRÈRE (1952) und HÖLLERMANN (1967) beschriebenen Formen vollkommen, die ebenfalls im Kalksandstein entwickelt sind.

Steinrosetten als Mesoformen mit 0,3—0,6 m Durchmesser wurden nur einmal bei 2270 m Höhe in der Sierra del Moncayo gefunden (vgl. Brosche, 1971a, pp. 47 sq.). Diese Formen sind bisher weder aus Marokko noch aus den Pyrenäen noch aus den griechischen Hochgebirgen bekannt geworden; doch werden sie auch aus dem Apennin (KELLETAT, 1969, S. 52) und den Alpen (POSER, 1954, p. 161) beschrieben. Die größten Steinringe, die bisher auf der Iberischen Halbinsel gefunden wurden, sind auf fast ebener Fläche im Granit entwickelte Mesoformen mit maximalen Durchmessern von 0,3 m. Sie kommen an einer besonders begünstigten Lokalität in der Sierra de Gredos vor (unter einem Felsdach, in zusammengeschwemmtem Feinmaterial-Schuttgemisch, bei reichlicher Schneeschmelzwasserzufuhr und bei dicht unter der Oberfläche folgendem Felssockel), wie bereits früher gezeigt wurde (BRESCHE, 1971a, p. 41).

Steinstreifen-Großformen, die in den Alpen nicht selten sind (vgl. z.B. FURRER, 1955; HÖLLERMANN, 1964, 1967; STINGL, 1969, 1971), treten als rezente Formen nur in den höchsten Lagen der Sierra Nevada bei über 3000 m Höhe auf, wo sie an den meist abgerundeten Hauptrücken ihren Anfang nehmen (vgl. auch SOUTADÉ und BAUDIÈRE, 1970). Ähnliche Großformen fand ich auch im Kalksandstein in den Pyrenäen m.W. erstmalig (bei ca. 2730—2750 m im Gebiet westlich des Monte Perdido, Abb. 7). Derartige Erscheinungen sind m.W. aus den Hochgebirgen Marokkos, Griechenlands und des Apennins noch nicht beschrieben worden. Als inaktive, vermutlich vorzeitliche Formen kommen sie mehrfach in schwach geschieferter Grauwackegesteinen (im nördlichen Iberischen Randgebirge: Sierra de Moncayo) und Glimmerschiefern (Ost-Massiv der Sierra Nevada) im heute weitgehend von Vegetation eingenommenen Höhenstockwerk der gebundenen und gehemmten Solifluktion vor (Abb. 10).

Zellenboden, die nicht auf Frosteinwirkung zurückgehen müssen, konnte ich nur einmal in der Serra da Estrêla beobachten (BROSCHÉ, 1971a, pp. 43 sq.). Sie wurden auch in den Pyrenäen (vgl. HÖLLERMANN, 1967, pp. 44 sq.) und in den Alpen festgestellt, wurden aber m.W. noch nicht aus dem Apennin, den griechischen Hochgebirgen und den Hochgebirgen Marokkos beschrieben.

(6) ÄOLISCHE, AQUATISCHE, FROSTWECHSELBEDINGTE,
SCHWERKRAFTBEDINGTE UND NIVALE PROZESSE UND IHR
FORMENSCHATZ IM BEREICH DES PERIGLAZIALEN HÖHENSTOCKWERKS

Im folgenden werden die Formen und Prozesse betrachtet, auf die die Begriffe „Strukturböden“ und „Solifluktionsformen“ sowie „Kryoturbation“ und „Solifluktion“ nicht anzuwenden sind. Dabei kommt der Windwirkung größere Bedeutung zu; sie führt zu einer verstärkten Austrocknung vor allem der paß-, gipfel- und kammnahen Reliefteile und besorgt das Auswehen von feinem und feinstem Verwitterungssubstrat (s.o.). Das Ergebnis sind vor allem die Schuttpflaster oder Schuttpanzer auf ebenen oder flach geneigten Hängen anzusehen, die offenbar in allen hier zum Vergleich herangezogenen Hochgebirgen in gleicher Weise weitflächig entwickelt sind. Windkanter, wie sie in den hochpolaren Kältewüsten typisch sind, sah ich auf der Iberischen Halbinsel nicht.

Während in den Pyrenäen sowie in den italienischen und griechischen Hochgebirgen bisher m.W. noch keine Windrippeln beobachtet wurden, spielen äolische Vorgänge in den Alpen (vgl. z.B. HÖLLERMANN, 1964, pp. 188 sq.; STINGL, 1969; Abb. 23) und in den spanischen Gebirgen lokal eine Rolle. Im Gegensatz zu den von STINGL (1969) abgebildeten Flugsandfeldern und Windwurfhalden sind allerdings die von Windwirkung zeugenden, in der Peña Agujas gefundenen Erscheinungen, bei denen aus mürben Sandsteinen hervorgeganger heller Sand zu Windrippeln geformt wurde, sehr bescheiden.

Formen des Rasenschälens mit steilen Windkliffen, an deren Entstehung neben dem Wind auch Kammeisbildung, Viehtritt und Solifluktion beteiligt sind, treten auf der Iberischen Halbinsel — auch bis weit unter die Solifluktionsgrenze hinab — häufig auf. Besonders anfällig für diesen Formenschatz sind Mergel, Schiefer tone und Verwitterungsprodukte des Granits.

Durch Windeinwirkung geformte, schräg oder quer zu den Isohypsen verlaufende, schmale Vegetationsstreifen und deformierte Vegetationsgirlanden, wie sie z.B. FRÄNZLE (1959, p. 36) aus der Sierra de Guadarrama, HÖLLERMANN (1967, pp. 15 sq., 66 sq.) aus dem Gebiet der Tossa de Alp und des Puerto de Tosas (Pyrenäen) und KELLETAT (1969, p. 56) aus dem Gebiet des Monte Genzano (Apennin) beschrieben haben, konnten von mir ebenfalls in Kammlage (allerdings nur einmal in Espiquete-Gebiet) beobachtet werden. Durchlaufende, jeweils 0,8—1,5 m breite Vegetations-Schuttstreifen, die schräg zum maximalen Hanggefälle verlaufen, wie sie HÖLLERMANN (1967, p. 19, und Abb. 18, 19) beschreibt und abbildet, konnten dagegen auf der Iberischen Halbinsel nicht gefunden werden.

Verwandte Erscheinungen sind lediglich aus dem Hauptmassiv der

Sierra Nevada bekannt geworden, wo kurze Wacholderstreifen mit länglichen Schuttfeldern abwechseln, die ebenfalls schräg zum maximalen Hanggefälle verlaufen. SOUTADÉ und BAUDIÈRE (1970) führen diese Formen auf Windeinwirkung zurück.

Pflasterböden, wie sie aus den Pyrenäen (HÖLLERMANN, 1967, s. 51), den Alpen (DE MARTONE, 1920; WALDBAUR, 1921; POSER, 1954) und den subarktischen Gebieten (POSER, 1932) bekannt sind, fielen mir in den spanischen und portugiesischen Hochgebirgen bisher nicht auf.

An Murenbahnen erinnernde Erosionsformen sind dem Verfasser nur auf den großen Schutthalden der Picos de Europa (Kalk) und in der Sierra de Neila (Sandsteine und Mergel) begegnet.

Ergebnisse von Abspülungsprozessen sind nur dann leicht wahrnehmbar, wenn sie Erosionsformen hinterlassen. Es ist bekannt, daß Erosionsrisse und Kerben — besonders in der Frostschuttstufe — durch solifluide Schuttablagerungen leicht wieder ausgeglichen werden können (vgl. z.B. HEMPEL, 1972), so daß die tatsächliche Wirksamkeit der Abspülung ohne exakte mehrjährige Untersuchungen (vgl. z.B. JAHN, 1961; RAPP, 1960) verborgen bleibt. Mit solchen Prozessen muß nach meinen Untersuchungen zur Bewegungsgeschwindigkeit an Solifluktionsschuttdecken in den Picos de Europa und in der Sierra Nevada in starkem Maße im Bereich der ungebundenen Solifluktion gerechnet werden. Hier wird durch Feinmaterial- und Feinschuttausspülung den größeren Schuttpartikeln und Blöcken häufig die Auflagerungsfläche entzogen, so daß sich diese bei einem entsprechend günstigen Gefälle leicht durch ihre eigene Schwerkraft, sicherlich auch ohne frostdynamische Prozesse, bewegen können. Wie groß die Bedeutung der Abspülung in diesem Bereich ist und ob sie eventuell die Wirkung des Auftauens und Gefrierens und die dadurch initiierte Boden- und Schuttversetzung übertrifft, muß offenbleiben.

Im Bereich der gehemmten Solifluktion kann die Abspülung ebenfalls — besonders auf den vegetationslosen Schuttfeldern — wirksam werden. Dabei wird den mediterranen Starkregen eine größere Bedeutung zukommen als den Schneeschmelzwässern. Die Wirkung der mediterranen Starkregen zeigte sich häufig in der Beschädigung von Miniatur-Strukturbodenfeldern, zu der jedoch auch der Viehtritt in starkem Maße beiträgt. Im Bereich der gebundenen Solifluktion und in der von dichter Vegetation überzogenen montanen Stufe ohne Solifluktionsformen dürfte die Wirkung der Abspülung stark vermindert sein. In diesem Bereich findet man bei flachem und mittelsteilem Gelände gelegentlich auf Rasen liegende Schuttstücke, die durch Spülung bewegt sein können; bei genügend großen Hangneigungen können sie ebensogut durch Schwerkraft über Schneefeldern hangab transportiert worden sein.

Betrachtet man nur die Erosionskerben und Runsen im periglazialen Stockwerk oder unmittelbar darunter, so fällt ein deutlicher Gegensatz zwischen den immerfeuchten nordspanischen Gebirgen und den süd-

spanischen Hochgebirgen der Betischen Kordillere auf. In Nordspanien fallen solche linienhaft entwickelten Erosionsformen so gut wie gar nicht auf, während die sommertrockenen und nur mit lockerer Vegetation bestandenen südlichen Hochgebirge — und hier allen voran die Südseite des Haupt- und des Ost-Massivs der Sierra Nevada — z.T. bis in Höhen von 2400—2500 m sehr dicht mit Erosionsrissen und Runsen besetzt sind (vgl. Abb. 11 und HEMPEL, 1972). Der Grund für diesen markanten Unterschied ist, wie bereits angedeutet, in den unterschiedlichen Vegetationsverhältnissen, in häufigeren mediterranen Starkregen im Süden, verbunden mit der Sommertrockenheit Südspaniens, zu suchen. Die Sommertrockenheit, die sich in Südspanien selbst in den Hochlagen über 2—3 Monate ausdehnen kann (MESSERLI, 1965), bewirkt eine starke Austrocknung des Bodens und stellenweise eine Feinmaterialausblasung. Selbst wenn noch genügend Feinmaterial im Hangschutt zurückbleibt, kann das gesamte Hangsediment doch so stark austrocknen, daß bei plötzlich einsetzenden Starkregen der Zerfall der Aggregate verursacht wird, eine Verstopfung der Kapillaren eintritt und das Sediment leicht angegriffen, d.h. erodiert werden kann. Dadurch entstehen zahlreiche Erosionsrisse, die schnell das Anstehende erreichen und dann den nicht sehr erosionsresistenten Glimmerschiefer angreifen. Für die Bauern, die an der Obergrenze der Ökumene Landwirtschaft betreiben führt dieser Prozeß zu einem empfindlichen Verlust an Ackerland. Die ohnehin bereits stattfindende Abwanderung der Bevölkerung wird dadurch beschleunigt. Als Gegenmaßnahme wird die Aufforstung von der spanischen Regierung — nicht nur in der Sierra Nevada — in weiten Gebieten bis an die natürliche Waldgrenze vorangetrieben. Erst in Höhen von 2400—2600 m verlieren sich in der Sierra Nevada die Anzeichen erosiver Abspülung (Abb. 11).

Im rezenten Periglazialbereich fielen dem Verfasser Rutschungen in der Sierra de Urbión (nordliches Iberisches Randgebirge) im roten Mergel unter groben Sandsteinen und in den aus Granit aufgebauten Sierren da Estrêla und de Gredos auf. An einer Stelle in der Sierra de Urbión (westl. des Hauptgipfels) war die Hangschuttdcke auf einer schmalen Rutschfläche abgeglitten, wobei sich das Anstehende in ca. 0,5—1 m Dicke ebenfalls in Bewegung gesetzt hatte. Eine kleine Auswanderungsnische, eine Gleitbahn und eine nur wenige Kubikmeter umfassende Akkumulationsmasse waren das Ergebnis. Im Granit der Serra da Estrêla und der Sierra de Gredos kommen dagegen in wasserreichen Hangmulden, in denen organisch-mineralisches Material von 1—3 m Mächtigkeit akkumuliert wurde, häufig Rutschungen vor. Sie führen entweder zu einer Bildung von mehreren Hangstufen übereinander mit z.T. rückläufigem Gefälle oder lassen bei geringeren Mächtigkeiten des organisch-mineralischen Materials 2—10 m breite, sichelförmig in den Hang eingearbeitete Auswanderungsnischen mit davor abgelagertem Akkumulationsmaterial entstehen. Die Auswanderungsnischen entwickeln sich unter dem Einfluß

von Wind, Kammeis und Viehtritt zu halbkreis- oder sichelformigen Kliffen. Die von Vegetation entblößten Partien unterhalb der Kliffe können dabei solifluidal bewegt werden, wie es z.B. auch von FRÄNZLE (1959, p. 37) beschrieben und abgebildet (Abb. 22) wird.

Der Schnee wirkt in verschiedener Art auf die Abtragungsprozesse. Er liefert, in Schneeflecken und Schneeleisten magaziniert, im Frühjahr und Frühsommer das nötige Schmelzwasser, das die Solifluktion und die Strukturbodenbildung unterhalb seines Verbreitungsgebietes stark fördern kann. Eine so enge Abhängigkeit zwischen Strukturbodenbildung und Schneeflecken-Schmelzwasser, wie sie Höllermann (1972a) für die Hochgebirge Kaliforniens betont hat, fand ich indessen auf der Iberischen Halbinsel nicht.

Der Schnee unterdrückt in den Karen und Nivationsnischen, in denen er sich bei NW-, N-, NE-, und E-Exposition bis in den Sommer hinein hält, das Aufkommen einer geschlossenen Vegetationsdecke und fördert, wie oben (Kap. 3) erwähnt, kleinräumig solifluidale Bodenverlagerungen der ungebundenen Solifluktion. Zusammen mit einer gegenüber anderen Lagen erheblich gesteigerten Frostverwitterung am Rande der Schneeflecken oder Schneeleisten kommt es hier lokal zu stärkeren Abtragungsprozessen, durch die vorhandene Hohlformen (Nivationsnischen) erweitert werden. Der Schnee kann aber auch, wenn er am Fuße von Steilwänden, z.B. auf steilen Schutthalde, flächenhaft verbreitet ist.

Abtragungsprozesse passiv begünstigen, indem durch Verminderung der Reibung das Herabpringen, Herabgleiten oder Herabspülen von Schuttpartikeln stärker fördert, als es $30 - 35^\circ$ geneigte Schutthalde ohne Schneedeckung vermögen. Das Ergebnis solcher Abtragungsvorgänge können Schneeschuttwälle (i.S. von KREEBS, 1925, pp. 99 sq.) sein, die kleinen Moränen ähneln. Sie entstehen nur in grobblockig verwitternden Gesteinen (z.B. Sandsteinen, Grauwacken, Quarziten), wenn sich aufgrund vorgegebener Reliefverhältnisse etwa gleich mächtige Schneehalden über einen längeren Zeitraum an derselben Stelle bilden können und sich unterhalb der Schneehalde abrupt flacheres Gelände anschließt. In anderen Fällen fördern die Schneehalden die Hangabbewegung von Schutt- und Blockmaterial, das auf Schutthalde in der bekannten Sortierung abgelagert wird. Wie oben erwähnt (p. 67), kann das Ergebnis des Herabgleitens oder Herabspülens von Schutt über Schneefelder häufig daran erkannt werden, daß auf flacherem Rasengelände eseitwärts der Tiefenlinien Steine liegen.

Eine aktive Rolle, die Schneebretter auf Glathängen gespielt haben könnten, ist weder belegbar noch auszuschließen. Ebenso sind mir Lawinenwirkungen auf der Iberischen Halbinsel (ohne die Pyrenäen) nicht bekannt geworden.

Bergstürze scheinen in den Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel keine Bedeutung zu haben. Lediglich im Hauptmassiv der Picos de Europa,

südwestlich der Peña Vieja, fiel mir ein großer, vermutlich subrezenter Bergsturz im „Caliza de Montaña“ auf.

Fossile Blockgletscher sind ebenso wie die Schneeschuttwälle an grobblockig verwitternde Grauwacken, Quarzite und quarzitische Sandsteine gebunden. Nachweisen ließen sich sichere Formen nur in Nordspanien im Gebiet der Sierra Trepilla (Abb. 12, Valdiglesia), weniger sichere Formen (eventuell mehrere hintereinander liegende Moränen?) konnten in der Peña Rubia (Cornón) und im Gebiet der Peña Agujas gefunden werden. DRESCH (1937) erwähnt einen Blockgletscher aus der Sierra Nevada.

Schutthalden kommen grundsätzlich in allen Gesteinen vor, die zu Schutt oder Blöcken verwittern. Bezuglich der Eignung für mechanische Verwitterung pro Zeiteinheit ergeben sich jedoch deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Gesteinen. Dabei ist erkennbar, daß die Gesteinsart in Verbindung mit der tektonischen Heraushebung bestimmter Gesteine Einfluß auf die Ausgestaltung des Großreliefs sowie auf die hiervon zum Teil abhängige eiszeitliche Überformung und die spätere Schutthaldenbildung ausübt.

Als Folge entsteht im einen Extremfall in wenig herausgehobenem mürbem Sandstein ein Mittelgebirgsrelief mit schwachen glazialen Überformungsscheinungen. Bei einer solchen Reliefgestaltung ist die Bildung von Schutthalden unmöglich — abgesehen davon, daß der in einigen spanischen Hochgebirgen anstehende mürbe, helle Sandstein des Devon kaum festes Schuttmaterial liefert.

Im anderen Extremfall kann dagegen „Caliza de Montaña“ (Massenkalk des Karbon) — wie z.B. in den Picos de Europa — tektonisch sehr stark herausgehoben worden sein und durch seine geologisch-tektonische Struktur zur Bildung hoher, steiler Wände führen. Setzte hier zusätzlich eine durch die absolute Höhe bedingte kräftige glaziale Überarbeitung ein, so war bzw. ist die Reliefgunst für eine Schutthaldenbildung kaum zu überbieten. Da der Massenkalk des Karbon sowohl chemischer als auch mechanischer Verwitterung gegenüber sehr anfällig ist (Scherbenkarst), finden Schutthalden hier eine optimale Ausprägung (vgl. auch MIOTKE, 1968).

Granite sind dagegen, selbst wenn sie plattig verwittern und wenn im Bereich der Frostschutzone Wände und steile Hänge vorliegen, sehr schlechte Schutt- und Blocklieferanten. Rezente, subrezente und vorzeitliche Schutthaldenbildung ist deshalb selten und sehr schwach. — Grobkörnige kretazische Sandsteine und Quarzitkonglomerate des Nördlichen Iberischen Randgebirges neigen ebenfalls kaum zur Schutthaldenbildung. Das liegt jedoch vor allem an der fehlenden Reliefgunst. — Quarzitkonglomerate des Karbon, wie sie in den Asturisch-Leonesischen Gebirgen häufiger bis in Höhen von 2400—2500 m ü. M. anstehen, sind — wie die Granite — auch bei günstigen Reliefbedingungen sehr verwitterungsre-

sistent und bilden kaum größere Schuttansammlungen. — Quarzite, quarzitische Sandsteine, schwach geschieferte Grauwacken sowie Glimmerschiefer, also die Gesteine, in denen auch fossile Blockgletscher entwickelt sind, unterliegen dagegen stärker der mechanischen Verwitterung und bilden beachtliche Schutt- und Blockmassen, die oft in Form ausgeprägter Schutthalden unterhalb von Wänden anzutreffen sind. — Schiefertone und Phyllite stehen diesen Gesteinen kaum nach.

(7) GLATTHÄNGE, IHRE ABHÄNGIGKEIT VOM GESTEIN, IHRE HYPSOMETRISCHE VERTEILUNG UND IHR ALTER

Es besteht eine deutliche Beziehung zwischen der Anfälligkeit bestimmter Gesteine gegenüber der mechanischen Verwitterung und der rezenten Glatthangbildung. Rezente Glatthangbildung bzw. -weiterbildung ist vor allem an Massenkalken des Karbon, wie sie z.B. in den Picos de Europa und am Pico Espigüete (östliche Asturisch-Leonesische Gebirge) anstehen, an Glimmerschiefer und Grauwackeschiefer gebunden. In untergeordnetem Maße, und zwar nur, wenn das Ausgangsrelief nicht zu unausgeglichen ist, findet heute eine Hangglättung in Quarzitkonglomeraten (Curvacas-Massiv, Peña Prieta, östliche Asturisch-Leonesische Gebirge) sowie in hoch aufragenden Granit-Gebirgsteilen (der Sierra de Gredos) statt. In den gleichen Gesteinen hat auch, läßt man einmal die Quarzitkonglomerat-Glatthänge außer Betracht, SPREITZER (1960) in den Alpen und im Taurus Glatthänge angetroffen. Generell läßt sich sagen, daß es sich bei den am höchsten gelegenen Glatthängen fast ausschließlich um „schuttbedeckte Glatthänge“ i.S. KLAERS (1962a, 1962b, p. 19) handelt. Von Schutt entblößt sind nur Teile von Glatthängen im Kalkgestein.

Nach ihrer hypsometrischen Verteilung und ihrer Vegetationsbedeckung lassen sich drei Glatthang-Verbreitungsgebiete ausscheiden. Es treten unmittelbar an der nordspanischen Küste in Höhen von 50—500 m ü.M. an den Nordseiten der niedrigen Küstengebirge häufiger Glatthänge mit 30—35° Neigung auf. Sie sind als Stirnhänge von Schichtkämmen aufzufassen und von einer dichten Rasendecke, einer Krautschicht oder von Wald bestanden, häufig grenzen sie an verschieden hohe (bei 20, 50, 90 oder 120 m ü.M. liegende) Abrasionsflächen und unterliegen heute keiner erkennbaren Formung. Von ihrem vorzeitlichen Charakter zeugen entweder ältere Verwitterungsreste (z.B. terra fusca-Lehm in Karsttaschen) oder Schuttbildungen, die am konkaven unteren Ende der Glatthänge im Schuttstau sehr mächtig werden und hier bis über 10 m Mächtigkeit erreichen können. Der Feinschutt an ihrem Fuße (z.B. bei Cerdigo) lässt eine schwache Schichtung erkennen; eine Einregelungsmessung nach der Methode von POSER und HÖVERMANN (1951) spricht für eine fluviale Verlagerung dieses Detritus.

Das zweite bedeutende Glatthang-Verbreitungsgebiet liegt in dem ca. 200–400 m breiten Höhengürtel 100–200 m oberhalb und unterhalb der rezenten Solifluktionsgrenze. In diesem Stockwerk fiel es dem Verfasser vor allem in den Gebirgen Nordspaniens auf. Die Glatthänge sind hier ca. 30–33° geneigt und befinden sich meistens in Expositionen, die von der eiszeitlichen Vergletscherung nicht betroffen wurden (vgl. auch SCHMITZ, 1969, S. 98). Diese Hänge sind heute im allgemeinen von einem mehr oder weniger dichten Rasenteppich bedeckt. Auf ihnen ist des öfteren ein Formenschatz der gehemmten oder gebundenen Solifluktion entwickelt. Es gibt aber auch von dichter Rasen-Vegetation eingenommene Glatthänge ohne Solifluktionsformen (Abb. 13). Es handelt sich dabei um den gleichen tiefen Gürtel rasenbewachsener Glatthänge der Hochgebirge, den auch SPREITZER (1960, p. 217) aus den Niederen Tauern beschreibt (vgl. auch KLAER, 1926b, S. 25). Da die Glatthänge dieses Höhengürtels heute nur noch solifluidal überformt werden, deute ich ihn als den eiszeitlichen Glatthangbildungsbereich, der während seiner letzten starken Formungsphase mit Sicherheit im Höhengürtel der Frostschuttzone, d.h. im Bereich der kräftig wirkenden ungebundenen Solifluktion gelegen hat. Inwieweit es sich bei der Anlage dieser Hänge bereits um präglaziale Formen handelt, wie es J. HAGEDORN (1970) für Glatthänge in Griechenland vermutet, läßt sich nicht entscheiden.

Das dritte große Glatthang-Verbreitungsgebiet ist die rezente Frostschuttzone, also der Höhengürtel der ungebundenen Solifluktion, der nur in einigen über 2400–2450 m aufragenden Gebirgen (Picos de Europa, Curavacas-Massiv, Peña Prieta, Sierra de Gredos, Sierra Nevada) deutlich entwickelt ist. Nach ihrer Lage innerhalb des Hochgebirgsreliefs müssen diese Glatthänge in zwei Gruppen eingeteilt werden: (a) in Glatthänge, die sich heute im Bereich der eiszeitlichen Karwände und glazial versteinerten oder überformten Hänge bilden (Abb. 14) und (b) in Glatthänge, die wahrscheinlich schon während der Glazialzeiten außerhalb des Verbreitungsgebietes des Eises gelegen haben und keine bzw. kaum eine ehemalige glaziale Formung oder Überprägung erkennen lassen. Sie unterliegen ebenfalls der rezenten Formung. In den Picos de Europa und in der Sierra de Grados befinden sich derartige Glatthänge mehrfach oberhalb und seitlich oberhalb steiler Karwände, während sie in der Sierra Nevada vor allem über den glazigen gestalteten Tälern liegen. Für diese Glatthänge trifft die von J. HAGEDORN (1970, pp. 111 sq.) geäußerte Vermutung zu, daß sie bereits präglazial angelegt und geformt waren. Während der Eiszeiten dürften sie bei starker Frostverwitterung eine intensive Weiterbildung im gletschernahen Bereich erfahren haben. Heute unterliegen sie einer deutlich erkennbaren Weiterbildung. Wenngleich diese Glatthänge an Fläche gegenüber den unter (a) genannten offensichtlich zurückstehen, weisen sie die stärkste Glättung auf.

Wenn auch nicht auszuschließen ist, daß diese Glatthänge bereits in präglazialer Zeit entstanden sind und damals vorwiegend durch andere als solifluidale Formungsprozesse geformt worden sind, so müssen die Glatthänge des obersten Stockwerks dennoch als die typischen Mesoformen der periglazialen Stufe angesehen werden. Das bedeutet nicht, daß sie heute ausschließlich oder überwiegend durch Solifluktion geformt würden. Vielmehr wirken die oben (pp. 66 sq.) bereits erwähnten Formungsprozesse bzw. Vorgänge an der Bewegung des hier anfallenden Feinmaterials und Schuttess mit: Abspülung, freier Fall und Abgleiten des Schuttes auf Steilhängen infolge der Schwerkraft, wobei stellenweise und temporär auch Schneefelder als Gleitflächen in Frage kommen. Auch linienhafte Abspülungsprozesse können lokal vorkommen. Ob abgleitende Schneebretter und Lawinen bei der Formung der Glatthänge eine Rolle spielen, muß allerdings offen bleiben. Voraussetzung für alle diese Schuttverlagerungsprozesse ist in jedem Falle eine starke Frostverwitterung und frei liegende Felsen oder Wände, die das Material liefern. Beide Voraussetzungen sind in der Frostschuttzone erfüllt. Mit J. HAGEDORN (1970) sehe ich zumindest die Glatthänge der heutigen Frostschuttzone als Mehrzeitformen an, bei denen die wichtigen formenden Prozesse nicht nur ihr Schwergewicht verlagert, sondern sich z.T. auch gegenseitig ausgeschlossen haben können.

(8) UNTERGRENZE DES REZENTEN PERIGLAZIALBEREICHES, UNTERGRENZE DER UNGEBUNDENEN SOLIFLUKTION

Wie bereits im Kapitel 1 betont wurde, wird die Untergrenze des rezenten Periglazialbereiches mit dem Auftreten von rezenten Formen der Hangsolifluktion festgelegt. Die untere Solifluktionsgrenze wird mit J. HAGEDORN (1969, p. 78) oberhalb des Bereiches angesetzt, „in dem in jeder Höhenlage auf dem größeren Teil des dafür nach Relief und Petrographie geeigneten Geländes eindeutige Formen der Hangsolifluktion auftreten“. Sie wird nich angesetzt, wenn lediglich Wanderblöcke und Rasenterrassenböden bzw. -stufen vorkommen, sondern erst dann, wenn Solifluktionsloben bzw. -zungen oder eindeutige Formen der gehemmten Solifluktion (Vegetationsgirlanden) neben Wanderblöcken und Rasenstufen bzw. -terrassenböden auftreten.

Bei der Ermittlung der Untergrenze des Periglazialbereiches ist zu berücksichtigen, daß dazu im Norden und Süden der Iberischen Halbinsel nicht der gleiche Formenschatz herangezogen werden kann.

Im feuchten Nordspanien und Nordwestspanien wird dafür der Formenschatz der gebundenen Solifluktion (Ströme, Zungen, Halbzungen, Girlanden, Wülste) oder der klassische Formenschatz der gehemmten Solifluktion (Rasengirlanden) benutzt. In den Kalk- und Glimmerschiefer-

gebirgen Südspaniens wird dagegen meist ein Sondertyp der gehemmten Solifluktion, wie er in Abb. 11 im Vordergrund schwach zu erkennen ist, zu Grenzbestimmungen verwendet. Es handelt sich bei diesem Sonderotyp der gehemmten Solifluktion um ein Schuttwandern von ungebundenem Wanderschutt inmitten von mehr oder weniger weit voneinander entfernten Polstergewächsen. Die Einregelung der Gesteinslängsachsen, das Auflaufen von Steinen auf die Vegetationsflecken, z.T. das Überfahrenwerden der Vegetation durch die Steine kennzeichnen diesen Sondertyp. Im folgenden werden einige wichtige Werte mitgeteilt, aus denen sich der Grenzverlauf ergibt.

Vergleicht man die Kalkgebirge in Nord- und Südspanien miteinander, so zeigt sich folgendes Bild: In den westlichen Asturisch-Leonesischen Gebirgen liegt die Untergrenze bei 2000—2150 m. In den drei Massiven der Picos de Europa ließen sich mit z.T. undeutlichen Formen der gebundenen Solifluktion Untergrenzwerte von 1850—1950 m ermitteln. Im Espiguete-Gebiet, südlich der Picos de Europa, liegt die Untergrenze bei 1930 m. Vergleicht man diese Werte mit denen in den vier Kalkgebirgen der Betischen Kordillere (Sierra de Baza, Sierra de Mágina, Sierra de la Sagra, Sierra de Gádor), so ergeben sich im Süden Spaniens deutlich höhere Werte, nämlich von 2250—2300 m; d.h., es besteht ein Ansteig der Untergrenze von N nach S.

Ein Profil von NW-Spanien nach S-Spanien bis in das Gebiet der Sierra Nevada zeigt gleichfalls einen sehr deutlichen Anstieg vom NW (1800—1950) nach SE (2300—2500 m). Dieses Profil basiert auf einem Vergleich des Formenschatzes der gebundenen und gehemmten Solifluktion in Glimmerschiefern, Phylliten und Gneisen in NW-Spanien mit dem der gehemmten Solifluktion in Glimmerschiefern des Haupt- und E-Massivs der Sierra Nevada.

Ein ähnlich deutlicher Anstieg lässt sich in einem N—S-Profil von den Asturisch-Leonesischen Gebirgen in die Sierra Nevada erkennen. Werten von 1800—1950 m im Norden in Glimmerschiefern, Tonschiefern und schwach geschieferten Grauwacken stehen im Glimmerschiefer der Sierra Nevada solche von 2300—2500 m gegenüber.

Auch bei Berücksichtigung des gleichen Formenschatzes, nämlich von Rasengirlanden der gehemmten Solifluktion, ist ein Anstieg der Untergrenze von N (1800—1950 m) nach S (Sierra Nevada) auf 2300—2500 m erkennbar. Dieser Anstieg bliebe auch bestehen, wenn man die von HEMPEL (1958, 1972) und MESSERLI (1965) für die Sierra Nevada ermittelten Untergrenzwerte von 2000—2200 m zugrunde legen würde.

Ein W—E-Profil in Nordspanien, basierend auf dem Formenschatz der gebundenen Solifluktion in Glimmerschiefern, Phylliten und tektonisch beanspruchten Grauwacken, zeigt: Die bei 1800—1950 m liegende untere Solifluktionsgrenze steigt vom Nordwesten Spaniens zum nördlichen Iberischen Randgebirge hin auf 2000—2100 m schwach an. In den Pyre-

näen ist die Untergrenze – in östlicher Verlängerung – nach HÖLLEMANN (1967) jeweils bei Werten von über 2150 m anzusetzen, also deutlich höher als in NW-Spanien.

Die Verfolgung eines W – E-Profils der unteren Solifluktionsgrenze in Höhe des Iberischen Haupt scheidegebirges ist dadurch erschwert, daß in der Serra de Estréla (Granit) kein deutlicher Formenschatz der gebundenen Solifluktion vorkommt und auch Formen der gehemmten Solifluktion nur an wenigen Stellen auftreten. Oberhalb 1830 bis 1850 m befindet man sich offenbar erst in der Solifluktionsfleckenregion. Eine eindeutige Aussage über das Ansteigen oder Abfallen der unteren Solifluktionsgrenze vom maritimen Westen zum mehr kontinentalen Zentralteil der Iberischen Halbinsel (Granit, Gneis, paläozoische Schiefer) läßt sich deshalb für das Iberische Haupt scheidegebirge nicht machen.

Bei der Festlegung der Untergrenze der ungebundenen Solifluktion in einem N – S-Profil von den Picos de Europa über die Peña Prieta, die Sierra de Gredos bzw. Sierra de Guadarrama zur Sierra Nevada ist vorauszuschicken:

(1) Die hier verglichenen Gebirge bestehen nicht aus dem gleichen Gestein, so daß die ermittelten Werte streng genommen nicht vergleichbar sind;

(2) kleinräumige Vorkommen von ungebundener Solifluktion, wie sie sehr häufig auf 0,3 – 1, 0 – 5, 0 – 8,0 m breiten Schuttbeeten von terrassenartigen Formen der gehemmten Solifluktion oder auf Vegetations-Barflecken weit unterhalb oder der oberen Rasen- oder Vegetationsgrenze auftreten können, bleiben hier unbeachtet;

(3) lokale Vorkommen der ungebundenen Solifluktion, wie sie vor allem in Schiefern jeder Art in Kamm-, Rücken-, Paß- oder Nivationsnischenlage in noch größerem Umfang als die unter (2) genannten auftreten, bleiben gleichfalls unberücksichtigt.

Bei der Verfolgung der zonalen, höhenstufengerechten Untergrenze der ungebundenen Solifluktion sind also in erster Linie die Werte und Vorkommen heranzuziehen, die gleichzeitig die Obergrenze der Rasen-, Polster- oder Zwergstrauchvegetation anzeigen und bei denen sich die ungebundene Solifluktion unabhängig von der Exposition auch auf mittelsteilen Hängen von 10 – 15° entfalten kann.

Dabei läßt sich von den Picos de Europa (Werte von 2300 – 2400 m im Massenkalk) zur Sierra de Gredos (Werte bei 2450 m im Grafit) zunächst ein sanfter Anstieg, zur Sierra de Guadarrama (Granit, Gneis, paläozoische Schiefer) dagegen eher ein leichtes Abfallen auf Werte von 2250 – 2300 m und von hier zur Sierra Nevada (Glimmerschiefer) ein sehr deutliches Ansteigen auf Werte von 2800 – 3000 m erkennen.

Ein Anstieg dieser Grenzlinie auch von Westen nach Osten ergibt sich bei einem entsprechenden Profil von den Picos de Europa (Massenkalk) bzw. von der Peña Prieta (Untergrenzwerte bei 2300 – 2400 m in

Grauwacken) in die zentralen und östlichen Pyrenäen, wo die Grenze nach HÖLLERMAN (1967) bei über 2600 – 2700 m liegt.

Ein WSW – ENE-Profil von der Sierra de Gredos (Granit) bis in die zentralen Pyrenäen zeigt einen ähnlich deutlichen Anstieg nach Osten hin.

9) STRUKTURBODEN-UNTERGRENZE UND HÖHENZONALE GLIEDERUNG DES PERIGLAZIALEN HÖHENSTOCKWERKES

Analog wie die Untergrenze der Solifluktion verhält sich auch die zonale, höhenstufengerechte Strukturbodengrenze (die „ökologische“ bzw. „natürliche“ Grenze i.S. POSERS²). Sie wird mit J. HAGEDORN (1969, p. 79) dort gezogen, „wo in niedrigster Höhenlage Strukturbodenfelder mehrfach auftreten“. Die Strukturbodenfelder sollen dabei in Erweiterung der Definition von J. HAGEDORN (1969) mindestgrößen von 2 m² aufweisen. Durch diesen Zusatz soll vermieden werden, daß kleinste Erdknospen- oder Miniaturerdstreifenvorkommen, wie sie im sommertrockenen Teil der Iberischen Halbinsel auf flächenhaften Partien von Rasengirlanden der gehemmten Solifluktion sehr weit verbreitet sind, die Grundlage für die Festlegung der unteren Strukturbodengrenze bilden.

Auf der Iberischen Halbinsel können zur Bestimmung der unteren Strukturbodengrenze nur Miniaturformen benutzt werden. Die zu ihrer Festlegung erforderlichen Strukturbodenfelder sind – wie die Formen der weitflächig entwickelten ungebundenen Solifluktion – von einem natürlichen Faktorengefüge abhängig. Da dieses für die Strukturbodenbildung vor allem durch ein natürliches, mit der Höhe zunehmendes Zurücktreten der Rasen-, Strauch- und Polstervegetation modifiziert wird, liegt die zonale bzw. ökologische Untergrenze der Strukturböden in der Nähe der Untergrenze der durchgreifenden ungebundenen Solifluktion oder etwas darunter. Sie steigt von den Picos de Europa, wo sie im Massenkalk bei 2300 – 2400 m liegt, nach Süden zur Peña Prieta auf 2400 m (Grauwackenschiefer) und von hier weiter zur Sierra Nevada auf 2650 – 2700 m (Glimmerschiefer) an. Die kleinen (nur etwa 1 qm großen) Strukturbodenfelder in der Sierra de Gredos bei 2500 bzw. 2520 m, beide im Granit fügen sich in diese, von Norden nach Süden ansteigende Grenzlinie ein.

² Von Poser anlässlich eines Kolloquiums über Periglazialmorphologie vom 9. bis 10.12.1965 in Göttingen vorgeschlagene Begriffe für die zonale Strukturbodengrenze i.S. TROLLS (1944) und POSERS (1954, p. 160). Hiervon unterscheidet Poser die „klimatisch-potentielle“ Untergrenze von Periglazialerscheinungen, wenn „die klimatischen Bedingungen die Bildung von Periglazialerscheinungen dann ermöglichen, wenn der hindernde Einfluß anderer Faktoren, vor allem der der Vegetation – meist als Folge menschlichen Wirkens – fortfällt“ (zit. nach J. HAGEDORN, 1969, p. 84).

Noch deutlicher ist der Anstieg der klimatisch-potentiellen Strukturbodengrenze (in Anlehnung an POSERS klimatisch-potentielle Untergrenze von Periglazialerscheinungen). Zur Festlegung dieser Grenzlinie werden vor allem Vorkommen benutzt, deren Entstehung durch eine starke Beweidung relativ niedriger Gebirgsteile nachweisbar begünstigt wurde. So läßt sich durch Aufgrabungen von Strukturböden, die unterhalb der zonalen bzw. ökologischen Strukturbodengrenze liegen, fast in jedem Strukturbodenfeld belegen, daß unter dem wenige Zentimeter dicken Sortierungshorizont ein dichtes Wurzelgeflecht oder noch recht frisch wirkende abgestorbene Wurzeln einer Vegetation auftreten, die heute an der Oberfläche weitgehend verschwunden ist.

In Nordspanien liegt die Untergrenze entsprechender weit ausgedehnter Strukturbodenfelder bei 1900 – 2150 m (alle Vorkommen in paläozoischen Schiefern oder Glimmerschiefern), in Zentral-Spanien (Sierra de Guadarrama mit Somosierra) aufgrund der Interpretation der Angaben von FRÄNZLE (1959) bei 1880 bzw. 1940 m (paläozoischer Schiefer), in der Sierra de Baza (Kalk) bei 2230 m, im Hauptmassiv der Sierra Nevada (Glimmerschiefer) bei 2590 m und in ihrem (aus dem gleichen Gestein, z.T. aus Hornblendegarbenschiefer ausgebauten) Ostmassiv bei 2320 bzw. 2400 m. In Süds Spanien liegen die Untergrenzwerte also deutlich höher als in Nord- und Zentralspanien. All diese Grenzlinien zeigen gegenüber den von GRAF (1973) zur Darstellung gebrachten Linien z.T. erhebliche Abweichungen, was vor allem auf das Fehlen von verlässlichen Beobachtungen vor dem Jahre 1972 zurückzuführen sein dürfte.

Was den Verlauf der Untergrenze der Solifluktion, der Untergrenze der Strukturböden und der Glatthangverbreitung betrifft, so ergibt sich hiernach, daß nur die folgenden, über 2400 m Höhe erreichenden Gebirge eine höhenzonale Gliederung in verschiedene Stockwerke aufweisen: die Peña Ubiña, die Picos de Europa mit ihrem West- und Hauptmassiv, die Peña Prieta, das Curavacas-Massiv, wahrscheinlich der Pico Espiguete (dessen Gipfelbereich nicht bestiegen werden konnte), außerdem die Sierra de Gredos, die Sierra de Guadarrama und das Haupt- und Ostmassiv der Sierra Nevada. In allen übrigen Gebirgen ist nur die untere Zone des periglazialen Bereiches entwickelt, d.h. entweder nur ein Formenschatz der gehemmten oder der gebundenen und gehemmten Solifluktion. Kleinräumig kann hier auch die ungebundene Solifluktion bei einem besonders günstigen Faktorengefüge hinzukommen (Kap. 2). In diesem unteren rezent-periglazialen Höhenstockwerk, das einer Höhenschwankung von 200 – 500 m unterliegen kann, sind auch Miniaturstrukturböden weit verbreitet (Kap. 9). Außerdem kommt es hier zu einer schwachen Überformung von im wesentlichen vorzeitlichen Glatthängen, während die aktive rezente Glatthangbildung heute an die obere subnivale Stufe, den Bereich der ungebundenen Solifluktion, geknüpft ist (Kap. 7).

(10) VERGLEICH DES VERLAUFS DER SOLIFLUKTIONS-
UND STRUKTURBODENGRENZEN MIT DEM VERLAUF DER WALDGRENZE
UND DER EISZEITLICHEN SCHNEEGRENZE

Um die Frage nach dem Verhältnis zwischen dem Verlauf der rezenten Periglazialgrenzen zu dem der aktuellen Waldgrenze und dem der eiszeitlichen Schneegrenze beantworten zu können, war es notwendig, die bereits vorliegenden, vor allem von HERMES (1955), LAUTENSACH (1964) und ERN (1966) zusammengestellten Kenntnisse zur aktuellen Waldgrenze durch eigene Beobachtungen zu ergänzen. Ähnliches gilt auch für die Werte zur eiszeitlichen Schneegrenze. Sie konnten im wesentlichen aus MESSERLI (1967, p. 180 f.) und SCHMITZ (1969, Karte 7) übernommen werden. In mehreren Gebirgen wurden bei den eigenen vorwiegend periglazialmorphologischen Untersuchungen erstmals neue Vergletscherungs- oder Verfirnungsspuren entdeckt (in dem Kalkmassiv der Sierra de Mágina östlich Jaén, in dem Kalkgebirge der Sierra de Baza bei Baza, in der Sierra de la Gádor westnordwestlich Almeria). Für die Sierra de la Sagra konnten die von LAUTENSACH (1958, p. 203; 1964, p. 594) bereits beschriebenen Glazialspuren bestätigt bzw. es konnte die eiszeitliche Schneegrenze durch das Auffinden von Seitenmoränen bei ca. 2000 m genauer festgelegt werden. Unter Berücksichtigung der von VON KLEBELSBERG (1928, 1949) und SERMET (1934) beschriebenen Glazial- oder Firnspuren in der Sierra de Tejeda (südwestlich der Sierra Nevada) ergibt sich für Südspanien ein Schneegrenzverlauf, der deutlich von den Schneegrenz-Darstellungen anderer Autoren (NUSSBAUM & GYGAX, 1953, fig. 14; FRENZEL, 1960, T. II, Karte 1; LOTZE, 1962, Abb. 9 u. 10; LAUTENSACH, 1964, fig. 2a, 2b und 32a; KAISER, 1967, Tafel 1; MESSERLI 1967, Karte 1; SCHMITZ, 1969, Karte 7) abweicht. Er ist in Karte (Fig. 1) vorliegender Arbeit dargestellt. Sie zeigt, daß in Südspanien Werte von 2000 – 2200 m dominieren, die jedoch in der Sierra Nevada auf 2400 m ü.M. ansteigen können.

Nach diesen Korrekturen bzw. Ergänzungen zum Verlauf der aktuellen Waldgrenze und der eiszeitlichen Schneegrenze lassen sich diese wichtigen physisch-geographischen Grenzen mit den rezenten Periglazialgrenzen wie folgt vergleichen: Die Untergrenze der Solifluktion verläuft in einem Nord – Sud-Profil im allgemeinen gleichsinnig zur aktuellen Waldgrenze und zur eiszeitlichen Schneegrenze, allerdings nicht parallel dazu.

Die rezente Solifluktionsuntergrenze ist in den Gebirgen der Iberischen Halbinsel – im Gegensatz zu verschiedenen anderen Gebirgen des Mittelmeerraumes – nirgends deutlich nach unten vorgestoßen, wo die aktuelle Waldgrenze durch Entwaldung stark nach unten abgesenkt worden ist (Letzteres ist auf der Iberischen Halbinsel in sehr starkem Maße geschehen, und zwar viel stärker als im französischen Anteil der Pyrenäen oder in den Alpen). Dieser Schluß ergibt sich daraus, daß die Untergrenzwerte der Solifluktionserscheinungen in stark entwaldeten Gebirgsteilen keine

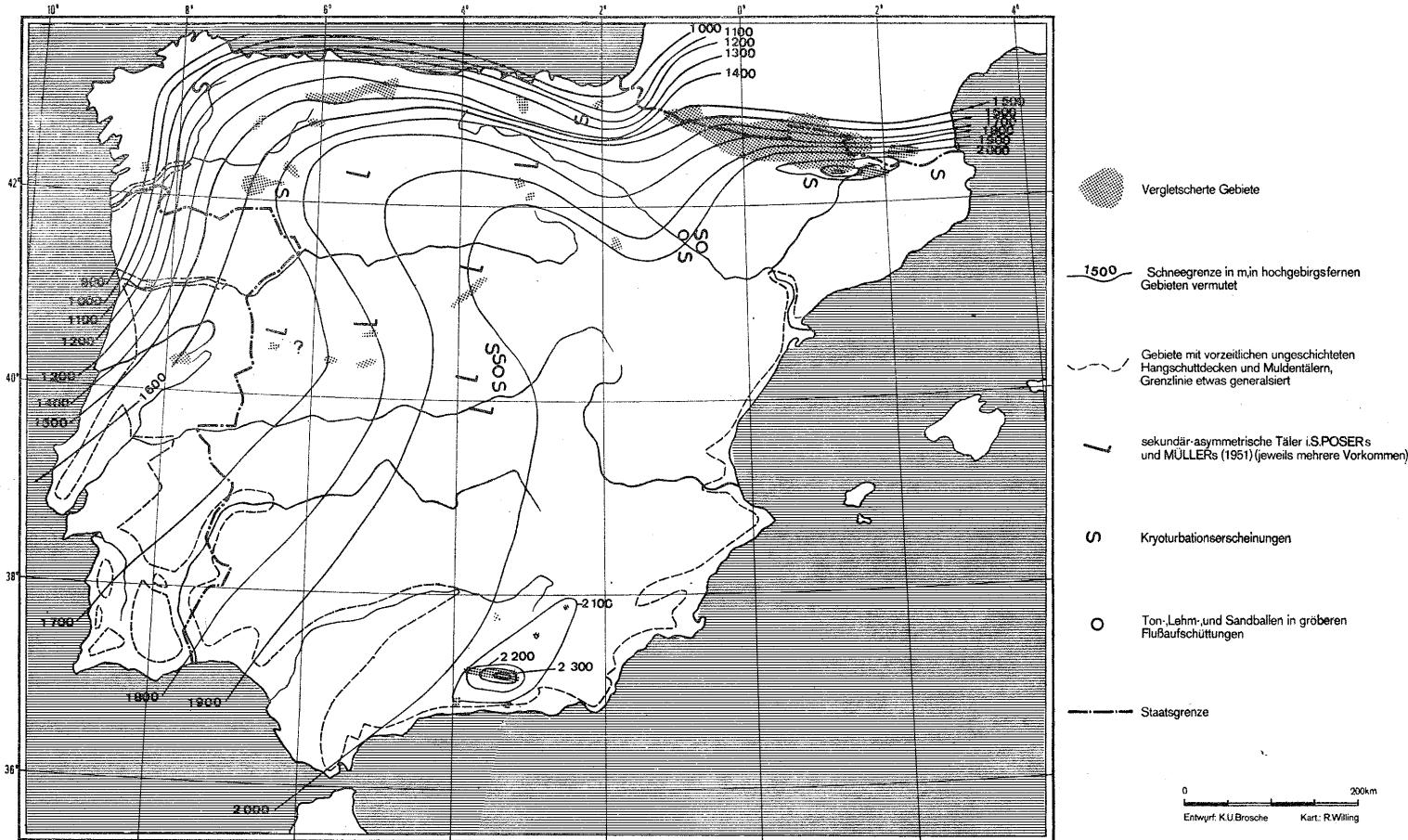


Fig. 1. Eiszeitlich vergletscherte Gebiete, eiszeitlicher Schneegrenzverlauf und letzteiszeitliche Periglazialerscheinungen auf der Iberischen Halbinsel

Abweichungen von den Werten in anderen Gebieten zeigen, in denen der Wald sehr wahrscheinlich noch mit seiner natürlichen Obergrenze besteht. HÖLLERMANN (1967, p. 139) kommt für die Pyrenäen — mit einer Ausnahme — zum gleichen Ergebnis. In den vom Walde künstlich befreiten Arealen haben sich lediglich lokal begrenzte Solifluktionsflecken entwickelt. Insofern scheint die untere Solifluktionsgrenze auf der Iberischen Halbinsel keine so labile Grenze zu sein wie in verschiedenen anderen Gebirgen des übrigen Mittelmeergebietes. Sie ist offenbar auch nicht — überträgt man den Kern der Ergebnisse HASTENRATHS (1960a, 1960b) oder HÖLLERMANNS (1972a) zur hypsometrischen Verbreitung der Frostwechselhäufigkeit auf die Gebirge der Iberischen Halbinsel — entscheidend von der Maximalzahl der Frostwechseltage ohne Schneedecke abhängig. Wäre sie das, so müßte sie beispielsweise in den Alpen oder in den Kalifornischen Hochgebirgen und in Analogie dazu auch auf der Iberischen Halbinsel wenigstens 1000 m unter ihrer tatsächlichen Lage anzutreffen sein. Aus diesem Verhalten der Solifluktionsgrenze ist der Schluß zu ziehen, daß ihr Verlauf durch andere — überregionale — Faktoren gesteuert wird, wobei wohl vor allem an noch zu nennende großräumige klimatische Faktoren zu denken ist.

Die Untergrenze der ungebundenen Solifluktion zeigt in einem N—S-Profil ebenfalls einen gleichsinnigen Verlauf zur aktuellen Waldgrenze, wenn man das Profil über die Sierra de Gredos legt. Der Abstand beider Grenzen voneinander beträgt zwischen 150 und 1000 m. Der Anstieg erfolgt von Nord- nach Südspanien. Eine Ausnahme von diesem regelhaften Anstieg stellt sich ein, wenn man in das N—S-Profil von den nordspanischen Gebirgen die Sierra de Guadarrama mit einbezieht. Die Waldgrenze steigt in diesem Profilabschnitt an, während die Untergrenze der ungebundenen Solifluktion von 2300—2400 m in Nordspanien auf 2250—2300 m in der Sierra de Guadarrama abfällt bzw. horizontal verläuft. Da der Verfasser die Sierra de Guadarrama nicht aus eigener Anschauung kennt und sich auf die Angaben von FRÄNZLE (1959) stützen muß, vermag er nicht zu beurteilen, ob die ungebundene Solifluktion in der Sierra de Guadarrama bereits ab 2250—2300 m Höhe durchgreifend wirkt oder nur an einige besonders begünstigte Hänge gebunden ist.

Beim Vergleich der unteren Strukturbodengrenze (kombiniert aus den Werten der „klimatisch-potentiellen“ und der „natürlichen“ oder „ökologischen“ Grenze i.S. POSERS) mit der oberen Waldgrenze und der eiszeitlichen Schneegrenze ergibt sich das gleiche Bild wie bei der Betrachtung der Grenze der ungebundenen Solifluktion in ihrem Verhältnis zur aktuellen Waldgrenze, einschließlich der Ausnahme, die sich bei Einbeziehung der Sierra de Guadarrama (mit der Somosierra) in das Profil ergibt. Damit wird die Regel von TROLL (1944, 1947) und RATHJENS (1965) in ihren Grundzügen bestätigt, in der das gleichsinnige Verhalten von Strukturbodengrenze und oberer Waldgrenze betont wird. Beim Übergang von den ozeanischen nordspanischen Gebirgen zur stärker

kontinental getönten Sierra de Guadarrama i.w.S. (einschließlich der Somosierra) stellt sich jedoch der von HÖVERMANN (1960) etwas überbetont geforderte widersinnige Verlauf von unterer Strukturbodengrenze zur Waldgrenze ein. Es wird noch zu zeigen sein, inwiefern die Sierra de Guadarrama mit der Somosierra tatsächlich das am meisten kontinental getönte Hochgebirge der Iberischen Halbinsel ist.

(11) DER VERLAUF DER PHYSISCH-GEOGRAPHISCHEN HÖHENGRENZEN IN IHREM VERHÄLTNIS ZU KLIMATISCHEN FAKTOREN

Der generelle Anstieg der periglazialen Höhengrenzen, der aktuellen Waldgrenze und der eiszeitlichen Schneegrenze von Nordspanien nach Südspanien geht mit der Abwandlung einer Reihe klimatologischer Faktoren einher.

So nimmt nach PRILL (1955) die Schneefallhäufigkeit entsprechend den vier Formenwandelkategorien von LAUTENSACH (1952) nicht nur von der Peripherie in das Landesinnere, von Westen nach Osten und mit zunehmender Höhe, sondern auch von Süden nach Norden zu.

Bei den Niederschlägen spielen die gleichen vier Formenwandelkategorien eine Rolle. „Sie nehmen von Süden nach Norden zu“. ... „Sie sind im Ostsaum kleiner als im Westsaum“. ... „Sie nehmen mit der Meereshöhe zu.“ ... „Sie nehmen vom Innern der Halbinsel gegen die Ränder hin zu...“ (LAUTENSACH, 1964, p. 49). Die wichtigste dieser Regeln ist die erste. Ein direkter, meßbarer Vergleich ist indessen nur möglich zwischen der Höhe von 1884 m in der Sierra de Gredos (Puerto de Navacerada), wo im neunjährigen Mittel 1326,8 mm Niederschlag/Jahr registriert wurden (*Resumen Anual de las Observaciones Meteorologicas 1952 – 1960*), und dem Höhenstock von 1800–2200 m an der Nordseite der Sierra Nevada, wo nach MESSERLI (1965, p. 35) 1021,5 mm (bei 1800 m ü.M.) und 1057,5 mm (bei 2200 m ü.M.) gemessen wurden. Die Abweichungen in diesen beiden Gebirgen sind offenbar nicht sehr groß. Wichtiger ist, daß Stationen in 1000–1100 m Höhe in den Picos de Europa zwei – bis dreimal höhere Niederschläge erhalten als gleich hohe Stationen in der Sierra Nevada. Stationen in Nordwestspanien erhalten eineinhalb bis zweimal so hohe Niederschläge wie in etwa gleicher Höhe gelegene Stationen in der Sierra Nevada. LAUTENSACH (1964) schätzt z.B. die Niederschläge in den höchsten Teilen der Picos de Europa (2500–2600 m ü.M.) unter Zuhilfenahme des an anderen Gebirgen getesteten pluviometrischen Vertikalgradienten auf 3200 mm, während die Niederschläge am Mulhacén in der Sierra Nevada in 3478 m Höhe nach MESSERLI (1965, S. 35) im elfjährigen Mittel nur 2439 mm ausmachen. Dieses Verhalten des Niederschlags geht mit dem Anstieg der Grenzen für vergleichbare Vegetationsformen, einschließlich der Waldgrenze, der periglazialen Untergrenze sowie der übrigen Periglazialgrenzen einher und dürfte ein Grund für den Verlauf der physisch-geographi-

schen Grenzen sein. Die höheren Niederschläge in N- und NW-Spanien dürften auch der Grund dafür sein, daß in Nordwest- und Nordspanien Formen der gebundenen Solifluktion allgemein an der Untergrenze der Solifluktion vorkommen, in Südspanien dagegen Formen der gehemmten Solifluktion (s.o.).

Die relativ niedrige Lage der Strukturbodengrenze und der Grenze der ungebundenen Solifluktion in der Sierra de Guadarrama (mit der Somo-sierra), auf die oben hingewiesen wurde, läßt sich sicherlich zu einem Teil auch auf die Feuchtigkeitsverhältnisse zurückführen. MÜLLER (1933, S. 79 f.) hat nämlich gezeigt, daß sich die Sierra de Guadarrama gegenüber der Sierra de Gredos und den übrigen peripheren Gebirgen durch eine größere Trockenheit auszeichnet.

Das Gebiet der Sierra de Guadarrama ist gleichzeitig ein Raum mit sehr großen Jahresamplituden der mittleren Monatstemperaturen, wie LAUTENSACH & MAYER (1960) dargelegt haben. Sie betragen hier 18,5 bis knapp 21°, während in der Sierra de Gredos Werte von 17°, in den Gebirgen Nord- und Nordwestspaniens solche von 14—17° und in der Sierra Nevada Werte von 15—17° erreicht werden. Auch hierin zeichnet sich die Sierra de Guadarrama gegenüber den übrigen Gebirgen durch deutlich kontinentalere Züge aus. Die angegebenen, wenig voneinander abweichenden Werte der Jahresamplituden der mittleren Monatstemperaturen lassen erkennen, daß sie nicht den Anstieg der physisch-geographischen Grenzen von Nordspanien nach Südspanien verursachen können.

Die großräumigen Temperaturverhältnisse zeigen dagegen eine ähnliche Abwandlung von Nord- nach Südspanien wie die hygrischen Verhältnisse. Die Temperatur nimmt im August von Norden nach Süden um 0,53° und im Januar um 0,5° pro Breitengrad zu (LAUTENSACH, 1964). Es liegt nahe, in diesem Anstieg der Isothermen von Norden nach Süden eine weitere wichtige Erklärung für das Verhalten der physisch-geographischen Grenzen zu sehen.

Eine ähnliche Abwandlung ergibt sich auch bei der Höhenlage der „Schneefallgebiete“, in denen es „fast jedes Jahr (d.h. in neun von zehn Jahren) zu schneien pflegt.“ (LAUTENSACH, 1964, S. 53 und Tab. 28a). Sie beginnt in Nordspanien bei 100—350 m Höhe, im Zentrum der Iberischen Halbinsel bei Madrid in 600 m und auf der Südseite der Sierra Nevada bzw. in den Alpujarras bei 1000—1100 m Höhe (LAUTENSACH, 1964, S. 53).

(12) TEMPERATURVERHÄLTNISSE UND FROSTWECHSEL AN DER UNTERGRENZE DER SOLIFLUKTION UND AN DER UNTERGRENZE DER UNGEBUNDENEN SOLIFLUKTION

Um eine Vorstellung von den Monatsdurchschnitts- und Jahresdurchschnittstemperaturen an der Untergrenze des rezenten Periglazialbereichs und an der Untergrenze der ungebundenen Solifluktion zu erhalten, wur-

Tabelle II

Jahresgang der Temperaturen in °C an der Solifluktions-Untergrenze und an der Untergrenze der ungebundenen Solifluktion in einigen Gebirgen der Iberischen Halbinsel

Monat	Westl. Asturisch-Leonesisches Gebirge		Sierra de Estréla 1900 m	Sierra de Gredos		Sierra Guadarrama		Iber. Rand- gebirge 2000 m	Sierra Nevada 2500 m
	1900 m	2300 m		2200 m	2400 m	1900 m	2200 m		
Januar	-0,8	-2,4	0,7	-2,8	-3,7	-0,4	-1,4	0,2	-6,6
Februar	-1,0	-2,6	-0,4	-3,2	-4,4	-1,8	-3,8	-0,3	-3,8
März	0,9	-0,9	-0,2	-3,1	-4,5	0,1	-2,0	-0,2	-1,5
April	2,2	0,2	2,4	-1,1	-2,6	2,1	0,2	1,8	-1,5
Mai	4,4	2,4	6,1	4,0	2,5	6,1	3,4	6,0	2,2
Juni	7,5	5,1	12,2	7,0	5,4	11,1	9,2	9,5	6,9
Juli	9,8	7,2	13,8	10,7	9,1	16,8	15,8	13,4	10,1
August	10,3	7,7	14,8	11,8	10,3	17,4	16,4	14,2	10,7
September	8,8	6,4	10,8	8,2	6,9	11,1	9,4	10,9	6,8
Oktober	5,8	3,6	5,7	3,4	2,2	6,0	4,3	7,2	1,7
November	2,2	0,2	2,0	0,7	-0,3	1,7	0,3	3,9	-1,3
Dezember	0,1	-1,5	0,9	-1,6	-2,5	0,9	0,0	1,5	-3,2
wärmster Monat	August	August	August	August	August	August	August	August	August
kältester Monat	Februar	Februar	Februar	Februar	März	Februar	Februar	Februar	Januar
Jahresmittel- temperat.	4,1	2,1	5,5	2,7	1,4	6,0	4,4	5,7	1,7
Zahl d. Mon. mit negat. Durch- schn. Temp.	2	4	2	5	6	2	3	2	6
Jahresschwankung	11,3	10,3	15,2	15,0	14,8	19,2	20,2	14,5	17,3

Quellen	Eigene Berechnungen	Eigene Be-rechnungen und FREY-MANN (1935), Werte abgerundet. Höhengradient aus LAUTEN-SACH u. BÖGEL (1956)	Eigene Berechnungen		Eigene Be-rechnungen	MESSERLI (1965, S. 46)
---------	---------------------	--	---------------------	--	----------------------	------------------------

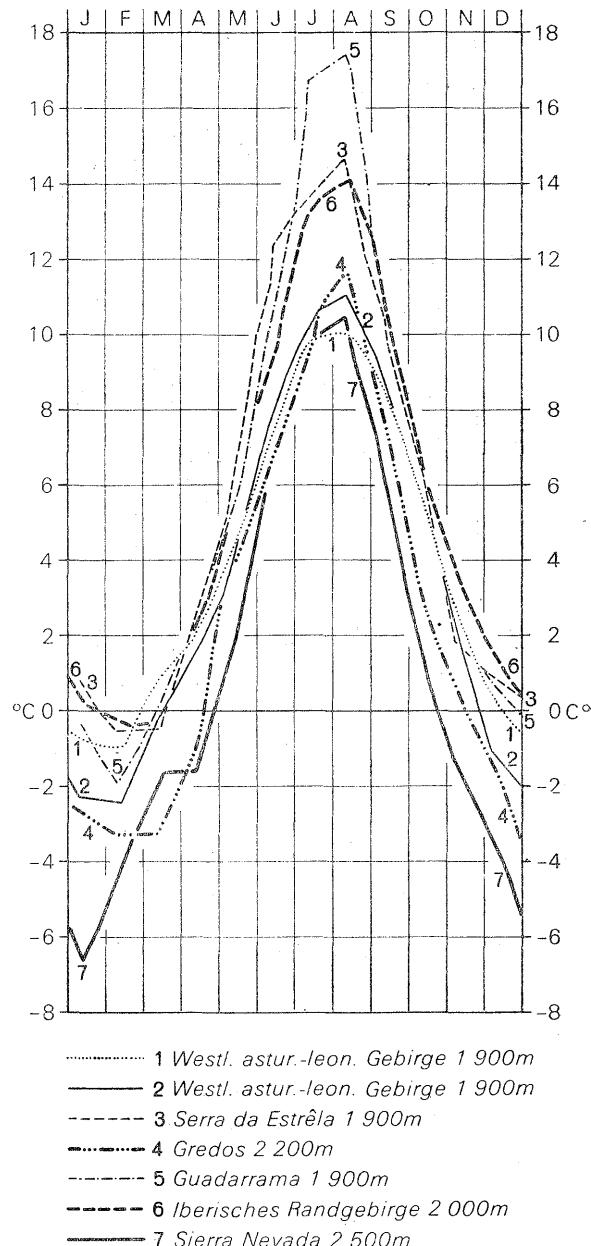


Fig. 2. Temperaturen an der unteren Solifluktionsgrenze in einigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel

1. Westl. asturisch-leonesische Gebirge, Höhengradient nach GONZALEZ 1959; 2. eigene Berechnungen;
 3. Serra de Estréla Höhengradient nach LAUTENSACH u. BÖGEL (1956), Werte der Estréla-Station Penhas Douradas aus FREYmann (1935)

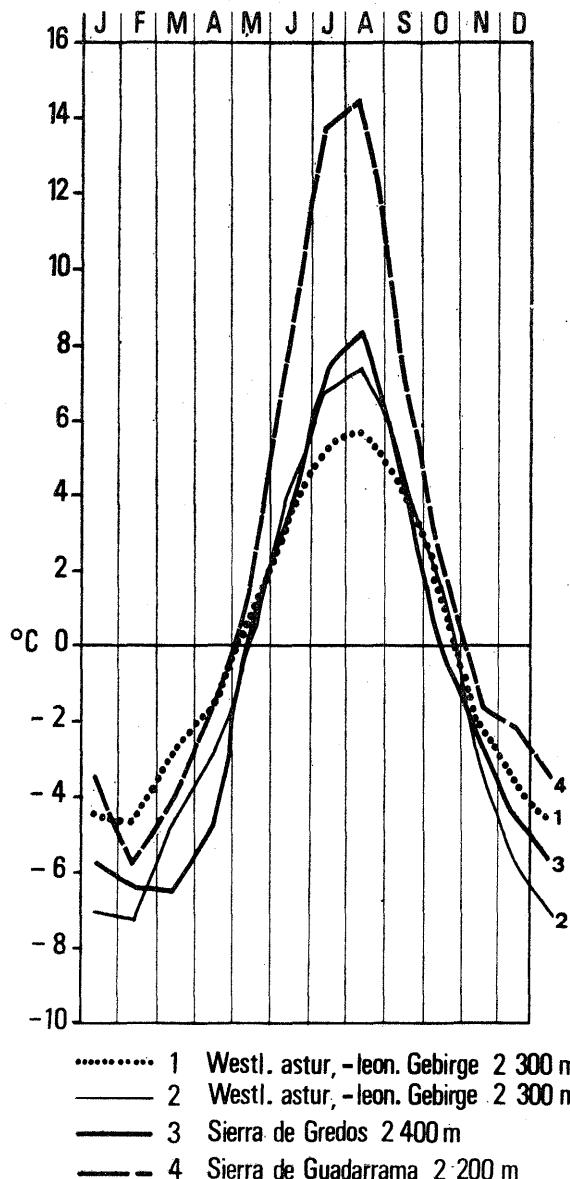
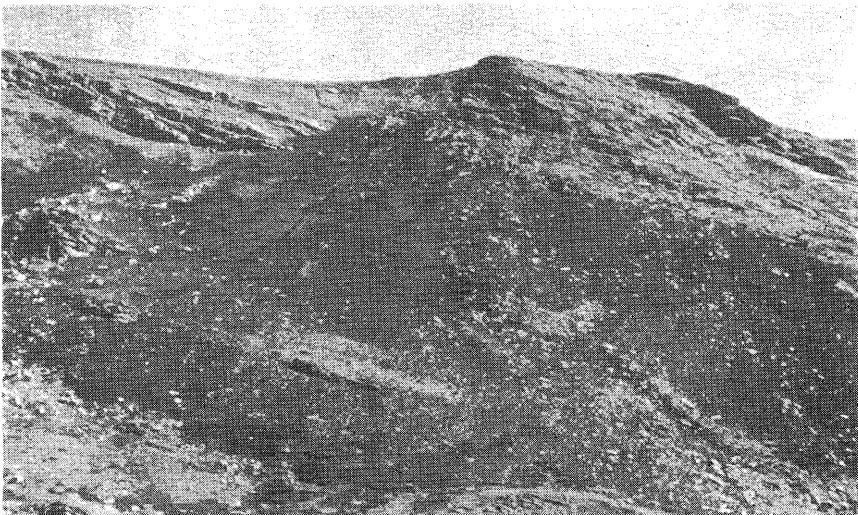


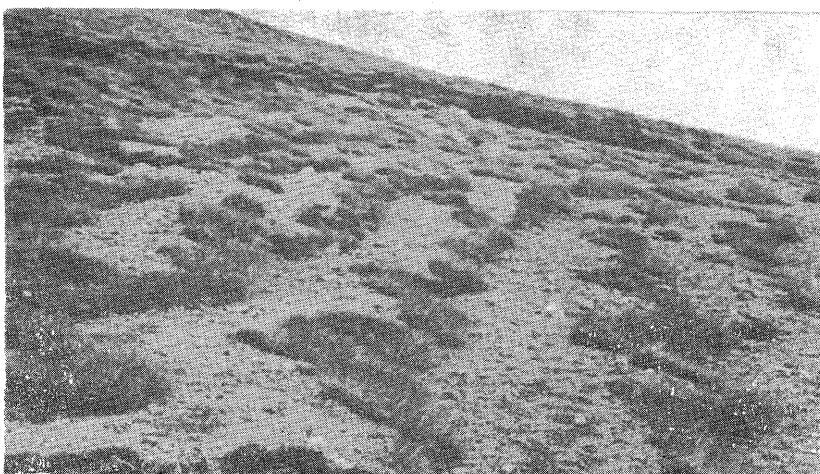
Fig. 3. Temperaturen an der Untergrenze der ungebundenen Solifluktion in einigen Gebirgen der Iberischen Halbinsel

1. Westl. asturisch-leonesische Gebirge, Höhengradient nach GONZALEZ (1959), 2300 m; 2. Westl. asturisch-leonesische Gebirge, 2300 m, aufgrund von vom Verfasser errechneten Temperaturgradienten



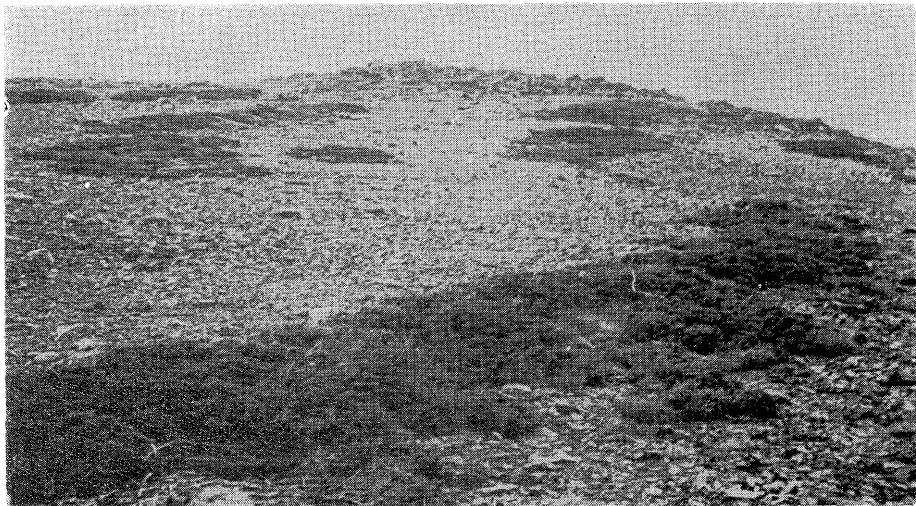
Aufn. K.-U. Brosche, 25.8.1970

Abb. 1. Girlanden, Zungen und Halbzungen der gebundenen Solifluktion bei 1950 – 2020 m ü.M. am Westhang des Picón (2076 m) in der Sierra del Eje (Peña Trevinca, Nordwestspanien); Glimmerschiefer



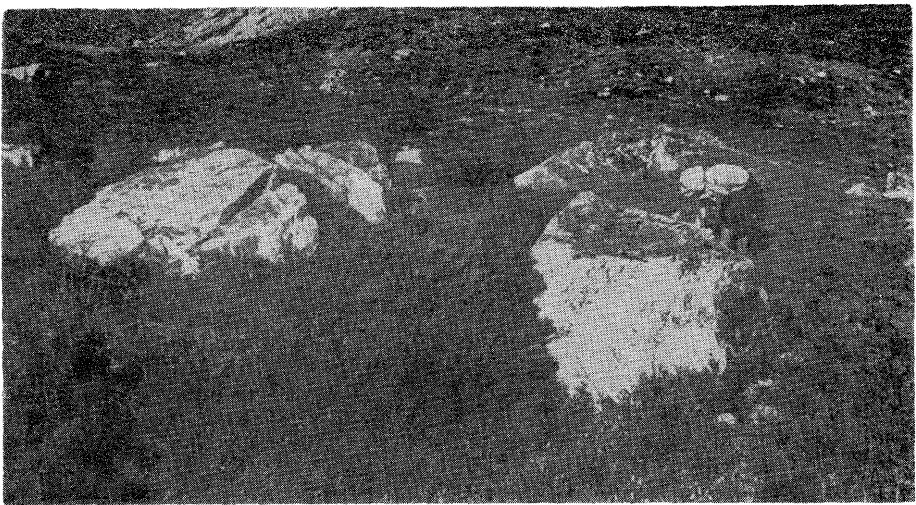
Aufn. K.-U. Brosche, 3.8.1970

Abb. 2. Rasenterrassetten, z. T. zu Rasengirlanden der gehemmten Solifluktion verformt, am 9 – 10° geneigten Hang des Collado del Robadorio zwischen Faro Robadorio (2192 m) und Alto de Cubil de Can (2407 m) (nordnordwestlich der 2531 m hohen Peña Prieta in den östlichen Asturisch-Leonesischen Gebirgen); Tonschiefer, Höhe 2130 m, N-Expositon



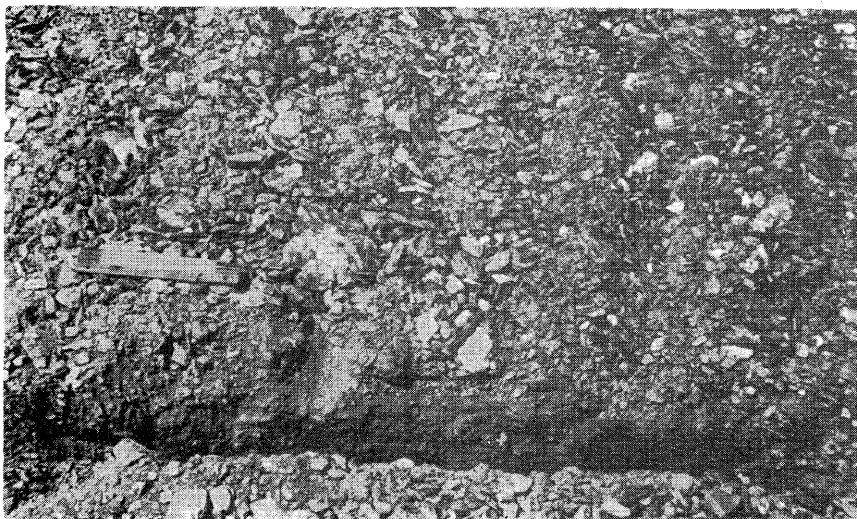
Aufn. K.-U. Brosche, 3.8.1970

Abb. 3. Großstufen der gehemmten Solifluktion bzw. an der Stirn mit Vegetation bestandene Kryoplanationterrassen in Ostexposition, bei 2150 m ü.M. südlich des Collado del Robadorio, nordnordwestlich der Peña Prieta. Höhe der Stirnen 20 – 50 cm, Neigung 4 – 10°, Neigung der Stirn 20 – 25°. Abstand der Stufen 5 – 10 m. Angeschieferte Grauwacken und Tonschiefer



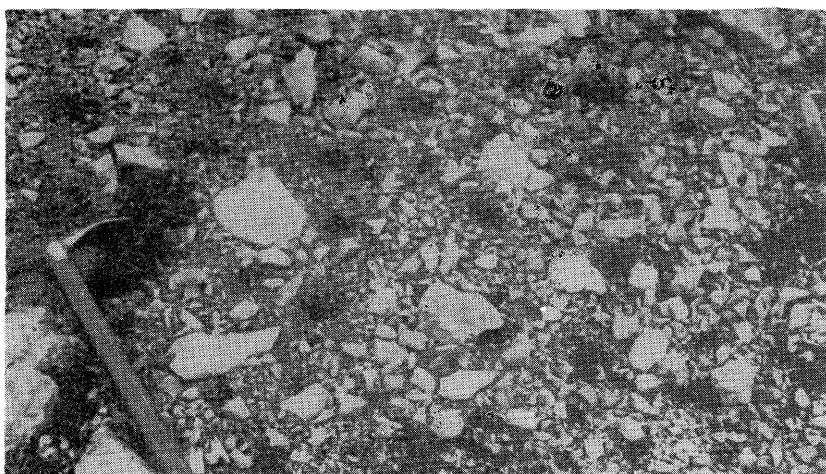
Aufn. K.-U. Brosche, 25.8.1970

Abb. 4. Sierra del Eje, NE-Hang der niedrigen Peña Trevinca (2095 m) in NW-Spanien, Blick hangab auf die Wanderbahn eines tonnenschweren Wanderblocks im Quarzitschiefer, Höhe ca. 2010 m; unterhalb des Wanderblocks mein Begleiter als Maßstab, Neigung 23 – 25°



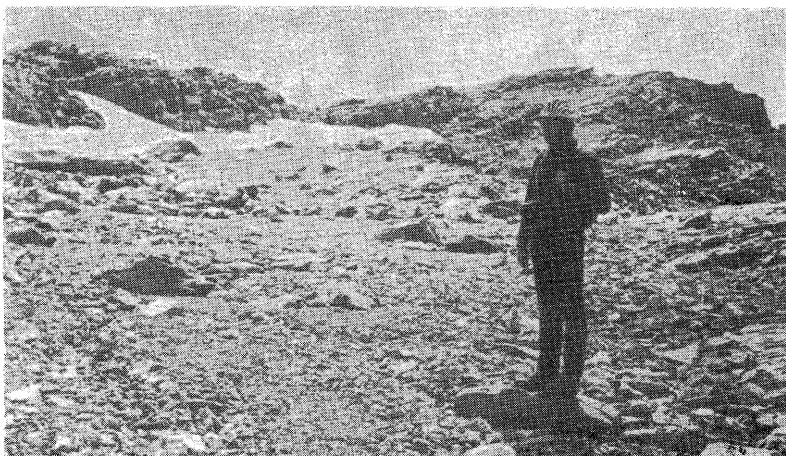
Aufn. K.-U. Brosche, 2.10.1971

Abb. 5. Ausschnitt aus einem Miniaturerdstreifenfeld, das eine Ausdehnung von 50 – 80 m aufweist. Lokalität El Chorillo bei 2720 m auf der Südabdachung des Hauptmassivs der Sierra Nevada, Riedel Prado Llanos – Mulhacen. Schwebende Formen. Glimmerschiefer



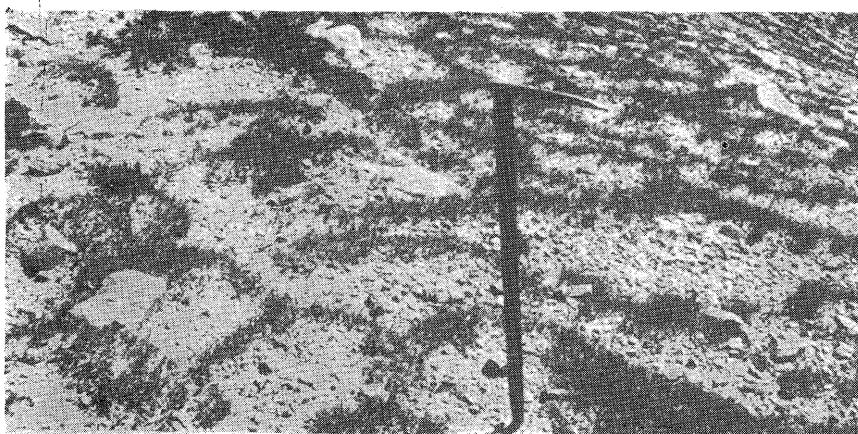
Aufn. K.-U. Brosche, 8.8.1970

Abb. 6. Erdknospen und Miniatur-Feinerdebeete in grobem Kalkschutt („Caliza de Montaña“) mit Durchmessern von 8–10 cm. Zentral-Massiv der Picos de Europa am Paß zwischen Tesorero (2570 m) und Torre Blanca (2617 m) bei 2400 m ü.M.



Aufn. K.-U. Brosche, 13.8.1971

Abb. 7. Steinstreifen-Mesoformen (Grobschutt-Feinschutt-Typ) mit Abständen der Steinstreifen von 0,3 – 1,0 m bei 2730 m Höhe im Gebiet westlich des Monte Perdido (Mont Perdu 3355 m) und westl. des Cylindre de Marboré auf der Südseite der Hauptkette der Pyrenäen zwischen Monte Perdido und Taillón (3143 m). Angeschieferte graublaue oder gelbgraue Kalksandsteine auf flachen Felsgesimsen, die reichlich Schneeschmelzwasserzufuhr besitzen. Maximal zwei bis drei Streifen kommen auf 3 – 4° geneigten Hängen nebeneinander vor. Schwebende Formen. Steinrahmen reichen maximal 17 cm tief, Sortierungshorizont 15 – 28 cm mächtig über Schutt-Feinmaterialgemisch



Aufn. K.-U. Brosche, 20.8.1970

Abb. 8. Blick hangab auf Girlanden der gehemmten Solifluktion an der Peña Rubia (Cornón) im mürben Sandstein an der Ostseite des Hauptgipfels als typischer Formenschatz für dieses Gestein, Höhe ca. 2000 m, glatter Hang mit 28 – 30° Neigung

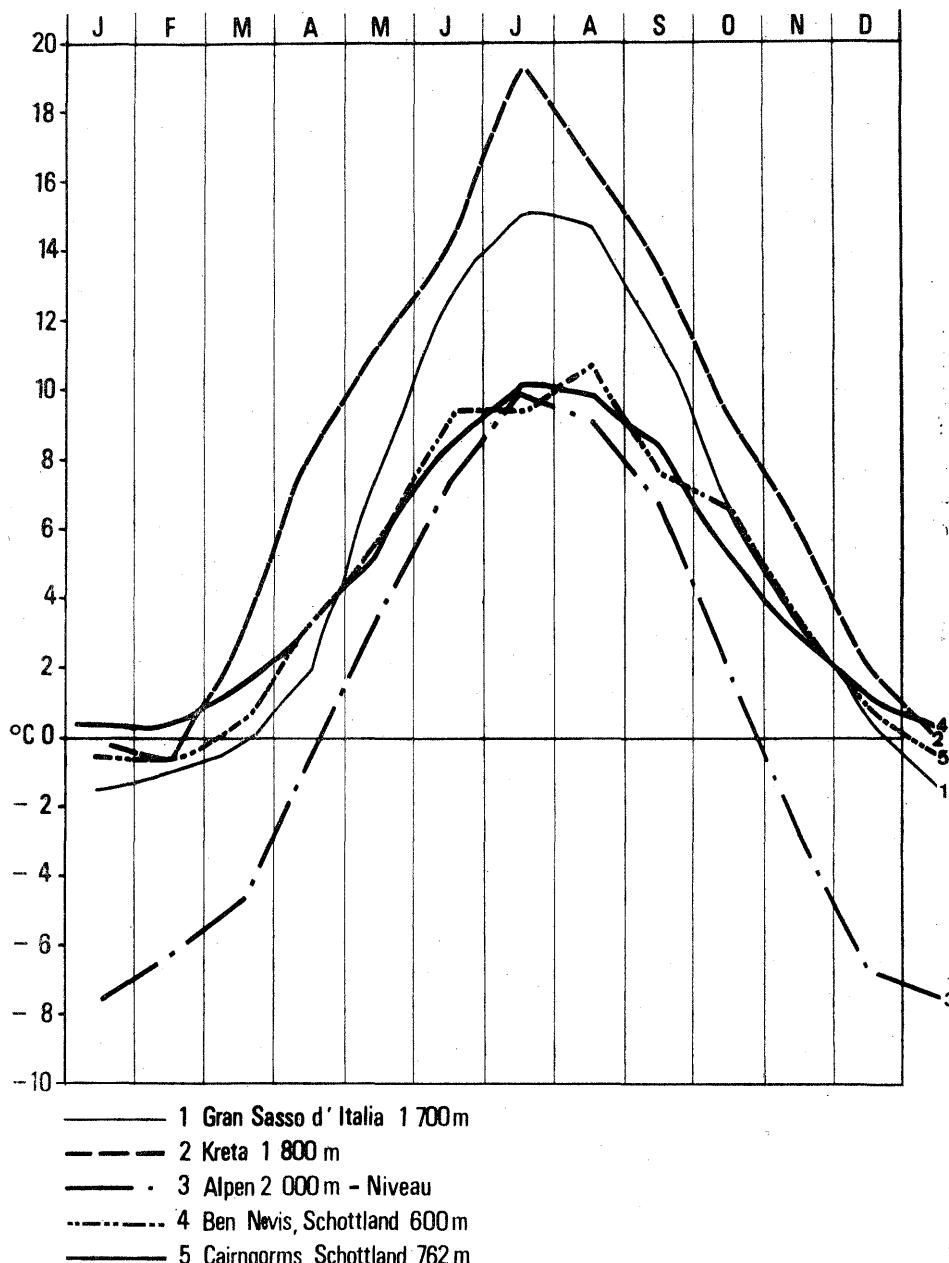
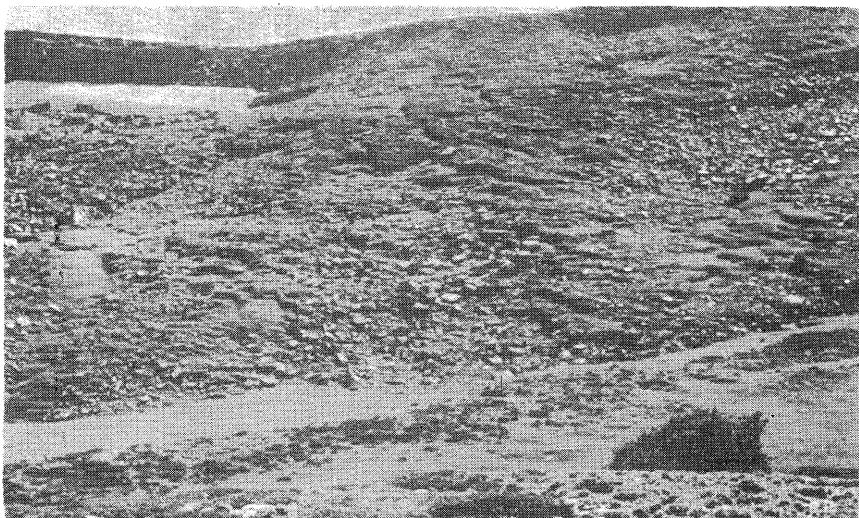


Fig. 4. Jahresgang der Temperatur in ° Celsius an der Untergrenze der Solifluktion am Gran Sasso d'Italia, auf Kreta (Psiloritis), in den Alpen, am Ben Nevis und in den Cairngorms (Schottland). Quellen: KELLETAT (1969, 1970), POSER (1957), MÖRIKHOFER (1932)

den diese Werte entweder unter Verwendung der Methode zur Vertikalgradientbestimmung von BÖGEL (1956) und LAUTENSACH & BÖGEL (1956) errechnet, oder es konnte auf Originalmessungen kurz oberhalb oder unterhalb der Solifluktionsgrenze zurückgegriffen werden. Letzteres gilt für die Sierra de Guadarrama, wo in 1884 m Höhe am Puerto de Navacerrada eine meteorologische Meßstation existiert, und für die Sierra Nevada, wo die Albergue Universitaria in 2500 m Höhe für ca. 3 Jahre Aufzeichnungen lieferte (vgl. MESSERLI, 1965, S. 45 ff). Das Ergebnis dieser Berechnungen bzw. Erhebungen ist in der Tabelle II und in den Figuren 2 und 3 dargestellt. Die errechneten Werte sind zum Teil durchaus mit den auf sicherer Grundlage ermittelten Werten (z.B. in der Sierra de Guadarrama) oder mit den Werten vergleichbar, die von anderen Autoren aus anderen europäischen Gebirgen mitgeteilt werden. Grundtonor meiner Berechnungen und Erhebungen ist, daß an der Untergrenze der Solifluktion 2 – 6 Monate mit negativen Monatsmitteln auftreten. Juli- bzw. Augustmittelwerten schwanken überwiegend zwischen 10 und 14°. Die Jahresdurchschnittstemperatur an der Untergrenze des Periglazialbereichs schwankt zwischen Werten von ca. 2,7° (für die Sierra Nevada in 2300 m Höhe aufgrund der Messungen bei 2500 m Höhe geschätzt) und ca. 6°. An der Untergrenze der ungebundenen Solifluktion liegen die entsprechenden Temperaturen um 1,5 – 2° niedriger.

Der Nachweis von Frostwechsel ohne Schneedecke in den Hochlagen kann für einige (z.T. aber außerhalb meines Untersuchungsgebietes liegende) Gebirge erbracht werden. In der Sierra de Montseny (Provinz Barcelona) liegt eine Station bei 1709 m Höhe, also etwa 700 m unterhalb der von HÖLLERMANN (1967) für die Ostpyrenäen ermittelten unteren Solifluktionsgrenze. Für das Jahr 1962 lassen sich durch Auswertung der Daten in den *Resumen Anual de la Observaciones Meteorologicas* für diese Station mit ziemlicher Sicherheit mindestens 20 Frostwechselftage ohne Schneedecke nachweisen. Für den Puerto de Navacerrada in der Sierra de Guadarrama bei 1884 m Höhe ergeben sich aufgrund der Auswertung der gleichen Quelle für das gleiche Jahr wenigstens 16 Frostwechselftage ohne Schneedecke. Zu beiden Angaben ist allerdings zu bemerken, daß nur Lufttemperaturmessungen in 2 m Höhe über dem Boden ausgewertet werden konnten. Die Zahl der Frostwechselftage würde sich mit Sicherheit erhöhen, wenn Bodentemperaturmessungen zur Verfügung ständen. In der Sierra Nevada lassen sich für die Höhe von 2500 m, also für den Bereich ca. 200 m oberhalb der rezenten Solifluktionsgrenze, für das Frühjahr 1973 mit Sicherheit bereits 9 Frostwechselftage ohne Schneedecke nachweisen (Auswertung der Originaldaten, die von DON ANTONIO³, dem Verwalter der Albergue Universitario, gesammelt wurden).

³ Für das freundliche Entgegenkommen, mir Einblick in noch nicht veröffentlichtes Originalmaterial zu gewähren, danke ich DON ANTONIO und Hermano MENLO, dem Leiter der Cartucha in Granada, sehr herzlich.



Aufn. K.-U. Brosche, 16.8.1971

Abb. 9. Blick auf die NE-Seite des Llanos de la Sierra (2183 m) in der Sierra de Urbión. Ab ca. 2030 m ist hier im roten Mergel, der unter Sandsteinschichten liegt und den Sockel einer Schichtstufe aufbaut, ein lebhafter Formenschatz der gebundenen Solifluktion mit Großgirlanden, Zungen und Halbzungen entwickelt. Die Neigung der Solifluktionshänge beträgt 15 – 35°



Aufn. K.-U. Brosche, 21.7.1970

Abb. 10. Detailansicht von zwei fossilen Steinstreifen und einem Vegetationsstreifen. Nordostseite der Sierra del Moncayo. Höhe ca. 2280 m, Blick hangabwärts, angeschieferte Grauwacken, Abstand der Steinstreifen 1,0 – 1,2 m, solifluidale Einregelung der Gesteinslängsachsen in Vegetationsstreifen und in Steinstreifen



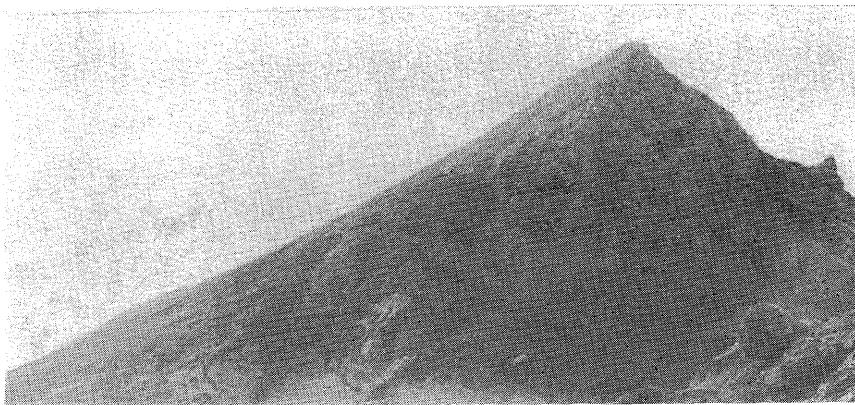
Aufn. K.-U. Brosche, 20.9.1971

Abb. 11. Blick vom Chullo-Gipfel (2606 m) nach Westen über den Raguapaß auf den Morrón (2744 m), den Gipfel des San Juan (2781 m) und die schneebedeckten Berge des Hauptmassivs der Sierra Nevada. Im Vordergrund der Sondertyp der gehemmten Solifluktion, im Mittelgrund rechts die im Zuge der Aufforstung entstandene hangparallele Streifung. Im Mittelgrund Kerberosion und flächenhafte Abspülungserscheinungen. Das typische asymmetrische Hangprofil des Ostmassivs der Sierra Nevada mit einem steilen, oft glatten Steilhang in N-Exposition und einem sanft abfallenden Südhang ist am Morrón besonders deutlich ausgeprägt. Glimmerschiefer



Aufn. K.-U. Brosche, 14.8.1969

Abb. 12. Blockgletscher in Grauwackegestein am Westen des Berges Valdiglesia (2141 m) in der Sierra Trepilla (südwestlich von Palacios del Sil, südwestlich Oviedo)



Aufn. K.-U. Brosche, 10.8.1970

Abb. 13. Glatthang an der Nordseite des Pico Mancondia im Ost-Massiv der Picos de Europa, östlich der Minas de la Providencia. Höhe 1850 – 1892 m. Rasen bedeckt den Glatthang, „Caliza de Montana“ des Karbon

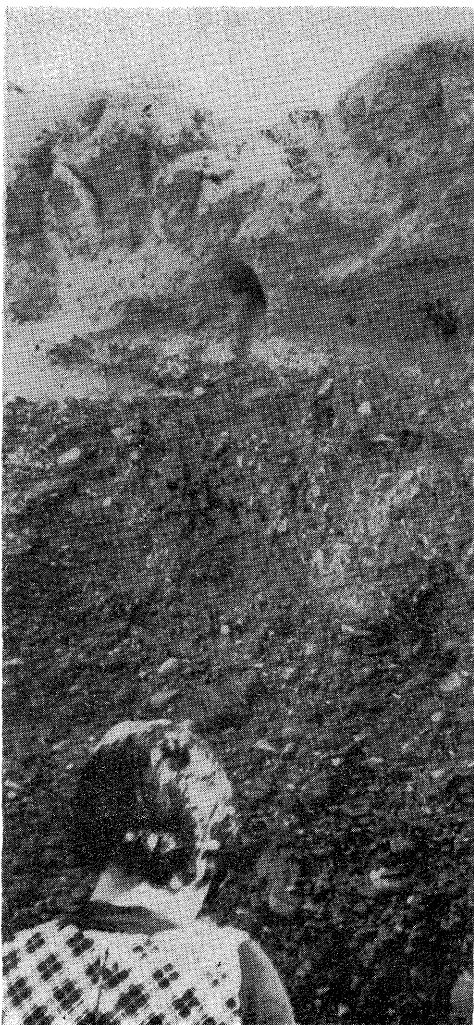


Aufn. K.-U. Brosche, 3.10.1971

Add. 14. Im Hintergrund links der Veletagipfel von SE aus (Zentralmassiv der Sierra Nevada). Rechts daneben der 3327 m hohe Cerro de los Machos und im Mittelgrund daran östlich anschließend die gratartige Zentralkette bis zum Vasares de Veleta (3140 m). An der Südseite des Cerro de los Machos findet eine intensive rezente Hangglättung oberhalb des eiszeitlichen Kares statt, das durch die Schuttzufuhr ebenfalls einer Glättung unterliegt. Im Vordergrund rechts und im Mittelgrund längs der Straße Glatthänge *in statu nascendi*. Glimmerschiefer



Aufn. K.-U. Brosche, 23.7.1969



Aufn. K.-U. Brosche, 6.10.1970

Abb. 15. Blick talauf nach Süden in ein sekundär-asymmetrisches Tal östlich Sto. Domingo da las Calzada am Nordrand der Sierra de San Lorenzo (westlich Logroño, Nordrand des nördlichen Iberischen Randgebirges), 700 m ü.M.; Tal in Schottern und Mergeln, Steilhang links im Bild (besonders deutlich im Hintergrund vor der Baumreihe sichtbar) $12 - 15^\circ$ geneigt, Flachhang $3 - 5^\circ$

(13) DER VORZEITLICHE PERIGLAZIALE FORMENSCHATZ:
EINLEITUNG UND HYPSOMETRISCHE VERTEILUNG
VON SCHUTT- UND BLOCKDECKEN

Die Untersuchung des vorzeitlichen periglazialen Formenschatzes in allen Teilen der Iberischen Halbinsel (mit Ausnahme von Untersuchungen in den Provinzen Albacete und Badajoz) ergab, daß etwa der gleiche Formenschatz wie in West- und Mitteleuropa entwickelt ist. Im Unterschied zu West- und Mitteleuropa konnten bisher keine sicheren Eiskeil-Pseudomorphosen, keine Pingos, keine völlig eindeutigen fossilen Strukturböden (vgl. z.B. WORTMANN, 1956) und keine Kryoplanationsterrassen⁴ nachgewiesen werden. Letztere beschreibt allerdings BUTZER (1964a) von Mallorca. Im Vergleich zu Nordeurasien fehlen auf der Iberischen Halbinsel auch Thermokarstformen, Reste von orientierten Seen, Riesenpolygone, Palsen und Formen der Fleckentundra.

Das Augenmerk wurde bei den ausgedehnten Untersuchungen auf der Iberischen Halbinsel vor allem auf alle ungeschichteten und geschichteten Hangschutt- und Blockschuttablagerungen, auf das Vorhandensein symmetrischer Muldentäler und asymmetrischer Mulden- und Muldenohlentäler sowie auf die Verbreitung von Kryoturbationserscheinungen und Ton-, Lehm- und Sandballen in Schotterkörpern gelegt.

Bei den Hangschutt- und Blockschuttbildungen kam es in erster Linie darauf an, sie danach zu unterscheiden, durch welchen Transportmechanismus sie an ihren jeweiligen Ort gelangt sind. Dabei wurde zunächst von dem makromorphologischen Befund (Lageverhältnisse zur Umgebung, Schichtung oder Schichtungslosigkeit, Sortierung, Bodenbildung, Vegetation und rezente Formungsverhältnisse in der Umgebung etc.) ausgegangen. Außerdem wurde in zahlreichen Fällen mit Hilfe von Einregelungsmessungen nach der Methode von POSER und HÖVERMANN (1951) und nach dem Beispiel einiger anderer im Mittelgebiet arbeitender Autoren (vor allem J. HAGEDORN, 1969 und HEMPEL, 1972) das Längsachsengefüge der Schutt- und Blockteile ermittelt.

Mit Hilfe dieser Methode war es — mit Einschränkungen — möglich, fluvial getönte, schwach oder deutlich geschichtete Ablagerungen von solchen ungeschichteten zu trennen, die einem solifluidalen (nicht unbedingt gelisolifluidalen) Bodenversetzungsprozeß unterlagen. Dabei stellte sich heraus, daß geschichteter Hangschutt (*grèze litée*, *brèche litée*, *éboulis ordonnés*, *bedded rock fragments*, *sorted talus*) ein ganz ähnliches Einregelungsspektrum der Längsachsen aufweist wie die Schuttkomponenten in

⁴ Die in der Abbildung 3 sichtbaren niedrigen Kryoplanationsterrassen befinden sich heute im Höhen-Stockwerk der rezenten Periglazialstufe. Da sie eine rezente solifluidale Überprägung an ihrer Stirn (Auf Abb. 3 nicht sichtbar, sonst häufig allerdings in Form einer girlandenartigen Vorwölbung der Stirn deutlich werdend) und auf ihrer Fläche erfahren, können sie nicht zu den vorzeitlichen Kryoplanationsterrassen gezählt werden.

ungeschichteten, unsortierten Solifluktionsschuttdecken (vgl. auch HÖLLERMANN, 1971, S. 205). Und dies, obwohl bei der Entstehung von geschichtetem, meist kleinstückigem Hangschutt mit einiger Sicherheit fließendes Wasser mitgewirkt haben dürfte. Unabhängig davon, ob der fluvial getönte Schuttablagerungsprozeß über einem dünnen, saisonal gebildeten Frostboden vonstatten ging (wie es TRICART, 1966 vermutet) oder nicht, so ist doch zu schließen, daß diese wenigstens z.T. fluvial beeinflußte Verlagerung des Hangschuttes offenbar den gleichen Reibungsgesetzen unterliegt wie die Solifluktion bzw. die Gelisolifluktion. Wenn man den Anteil der der Gruppe I i.S. von POSER & HÖVERMANN (1951) zuzuschlagenden Schuttstücke betrachtet, so ist bei grèze litée-Ablagerungen offensichtlich die Tendenz zu beobachten, daß das Maximum in der Gruppe I im allgemeinen deutlicher ist als bei ungeschichteten Solifluktions-schuttdecken (das Maximum in Gruppe I kann allerding auch in ungeschi-chteten Schuttdecken aus Gesteinen mit besonders guter Längsach-senentwicklung deutlich größer sein als in Hangschuttdecken, deren Stein-anteile keine sehr deutliche Längsachsenentwicklung zeigen).

Mit dem Terminus Solifluktion wird bei der Betrachtung der vorzeit-lichen Hangschuttdecken ein Abtragungsvorgang belegt, der den gleichen Gesetzen der Reibung unterliegt wie die Gelisolifluktion. Es ist schon nachgewiesen, daß ein Schuttfließen in Murkegeln oder Murbahnen oder ein Herabgleiten von Franen oder von wasserübersättigten mergelig-tonigen Hangsedimenten mit eingelagertem Schutt zu einer ganz ähnli-chen Einregelung der Schuttlängsachsen führen kann wie das Herabfließen von Schutt, der durch Gelisolifluktion bewegt wird (vgl. J. HAGEDORN 1969, S. 87). Um solche Schuttverlagerungsprozesse von solifluidalem oder vielleicht auch gelisolifluidalem Hangschuttdeckentransport zu unterscheiden, muß die gesamtmorphologische Situation genau betrachtet werden. Beim Abfließen von Franen bildet sich oben am Hang gewöhnlich eine deutliche Negativform, am Hangfuß eine mächtige Akumulationsmasse (vgl. z.B. TICHY, 1960). Bei Murenbildungen sollte man ein Schuttliefer-gebiet, das meistens durch einen Felskanal mit einer Schutthalde verbun-den ist, erwarten. Geomorphologische Verhältnisse, wie sie für Muren und Frane üblich sind, wurden allerdings im Verbreitungsgebiet der flächen-haft ausgebreiteten vorzeitlichen Hangschutt- und Blockschuttdecken auf der Iberischen Halbinsel nirgends gefunden. Die dritte hier angesprochene Möglichkeit einer Schuttverlagerung, die eines Herabgleitens von wasser-durchtränkten, stark tonig-lehmigen Schuttdecken, ist heute teilweise möglic und kann auch in der letzten Kaltzeit möglich gewesen sein, wenn die entsprechenden Materialvoraussetzungen erfüllt sind bzw. waren („Gekriech“ i.S. GOTZINGERS, 1907).

Bei den vergleichenden Untersuchungen zu den Hangschutt- und Blockschuttdecken auf der Iberischen Halbinsel wurde besonderer Wert darauf gelegt, das Verbreitungsgebiet von ungeschichteten Hangschutt-

ablagerungen auf mittelsteilen Hängen von $10 - 25^\circ$ Neigung zu erfassen, da bei diesen Neigungen am ehesten durch Solifluktion oder Gelisolifluktion transportierte Hangschuttablagerungen zu erwarten sind. Es fallen bei dieser Betrachtung einerseits geschichtete, meist sortierte Ablagerungen vom Glacisschutt-Typ fort, andererseits auch Sturzschuttablagerungen die allerdings in rezenten Periglazialbereich erst bei Hangneigungen von über $30 - 33^\circ$ eine große Bedeutung erlangen (vgl. auch BARBIER & CAILLEUX, 1950). Die ungeschichteten und nicht sortierten, an $10 - 25^\circ$ geneigte Hänge gebundenen Hangschuttdecken werden unter Vorbehalt als periglaziale Solifluktionsschuttdecken gedeutet. Ihr vorzeitliches Alter ist durch das Fehlen von rezenter Schuttaufbereitung und -verlagerung, durch rezente und fossile Bodenbildungen, Wurzelfilze, dichte Kraut- und Grasschichten, Waldbedeckung, Konservierung durch Kalkkrusten, rezente Zerschneidung mit Kerbtal- und Schluchtbildung, aufgrund ihrer Verzahnung mit vorzeitlichen Flussaufschüttungen und durch ^{14}C -Datierungen erwiesen. Mit ihrer Hilfe kann unter Vorbehalt eine Aussage über die Ausdehnung des vorzeitlichen Periglazialbereichs gemacht werden.

Bezüglich der Verbreitung der als Solifluktionsschuttdecken gedeuteten Hangsedimente ergibt sich für die Iberische Halbinsel folgendes Bild: Geschlossene Vorkommen ungeschichteter Schuttdecken mit Blocktransport erreichen in N- und NW-Spanien den Meeresspiegel (vgl. auch LLOPIS LLADÓ, 1955, 1957; LLOPIS LLADÓ & JORDA, 1957). In Nord- und Zentralportugal, also auf der Höhe der Sierra de Mahmed, in der nach TRICART, (1966) die Untergrenze der Schuttdecken bei 450 m ü.M. liegen soll, ziehen sie nach den eigenen Untersuchungen (vgl. auch BROSCHÉ, 1972) bis 50 – 100 m ü.M. herab. Südlich der Sierra Nevada reichen Schuttdecken mit für Solifluktion sprechendem Einregelungsspektrum ihrer Längsachsen in geschlossenen Vorkommen bis 150 – 200 m ü.M. herunter (Kalk- und Dolomitschuttdecken über Kalken und Phylliten). Fleckenhaft kommen hier auch Kalkschuttdecken mit mehr oder weniger deutlicher Schichtung bis zum Meeresspiegel vor. Ein bedeutender Blocktransport ist in diesem Gebiet in Blockschuttdecken bis in 500 m ü.M. nachweisbar.

Auf der Nord- und Südabdachung der Sierra de Gata, der Sierra de Francia und der Sierra de Gredos konnten ungeschichtete Hangschuttschichten auf $10 - 25^\circ$ geneigten Hängen jeweils bis zu den tiefsten Relieflinien, den Fluß Einschnitten, hinab nachgewiesen werden. Es handelt sich hierbei um Höhen von 400 – 580 m ü.M. Diese Werte liegen um 400 – 700 m tiefer als die Werte, die FRÄNZLE (1959) im Vorland der östlich benachbarten Sierra de Guadarrama ermittelte. Im Durchmesser 1 – 2 m messende Blöcke wurden im Raum des westlichen Kastilischen Scheidegebirges bis zu einer Höhe von 660 m ü.M. herabtransportiert, also 440 m tiefer als die von FRÄNZLE (1959) am Rande der Sierra de Guadarrama gefundenen tiefsten Vorkommen dieser Art. Auch in Katalonien, wo nach HEMPEL (1959, S. 55) die Untergrenze des vorzeitlichen Periglazialraumes

bei 500 m ü.M. liegen soll, reichen Solifluktionsschuttdecken in Grauwacken bis fast an den heutigen Meeresspiegel herab (vgl. auch TRICART, 1966).

Ein relativ hohes (wahrscheinlich hochwürmzeitliches, altwürmzeitliches bzw. rißzeitliches) Alter einiger Hangschuttdecken wird in einigen Fällen durch das Nebeneinander von vorzeitlichen, stark verlehmtten und kaum verlehmtten Hangschutt-Ablagerungen angezeigt. Dies ist häufig auf Abrasionsterrassenhängen und Talhängen in Nordspanien beobachtbar; in einem Falle finden sich unterschiedlich stark verwitterte, solifluidal eingeregelte Schuttdecken in zwei Muldentaltern nebeneinander (an der Einmündung des Rio Caima in den Rio Vouga, Mittelportugal), die zwei verschiedenen Reliefstadien (unterschiedlich hohen Terrassen) zugeordnet sind. In einem anderen Falle trennen fossile Böden verschieden alte (würmzeitliche und rißzeitliche) Hangschuttdecken. Dies wurde durch ^{14}C -Daten⁵, die an Holzkohleproben gewonnen wurden, und durch vergleichende lößstratigraphische Studien in Nordspanien (speziell bei Tapia de Casariego, östl. Ribadeo) nachgewiesen wurde. Eine detaillierte Analyse des betreffenden Profils geben BROSCHÉ und WALTHER (1977, pp. 313 – 319).

In zwei weiteren Gebieten bestätigen ^{14}C -Datierungen das letzteiszeitliche Alter von geschichteten und ungeschichteten Hangsedimenten. Bei Comillas in Nordspanien (südl. des Dorfes Ayuela an einem Talhang) ergab ein in eine Schwemmsand- und Schwemmschuttablagerung eingeschlossener abgestorbener Baumstamm ein ^{14}C -Modellalter von 13190 ± 360 (vor 1950) (Hv 4992). Der datierte abgestorbene Baum dürfte danach am ehesten ins Bölling-Interstadial zu stellen sein, während die Schwemmsande bzw. -schutte unter und über ihm entsprechend älter bzw. jünger sind. Den gleichen Nachweis eines würmzeitlichen Alters von Schwemmschuttablagerungen führte bereits NONN (1966, S. 437). Ein von ihm gefundenes Torfband in einer Schwemmschuttablagerung in der Sierra del Buyo in Nordwestspanien ergab ein ganz ähnliches radiometrisches Alter (13600 ± 450 B.P.).

Im Raum südlich der Sierra Nevada wurden in den Alpujarras südlich Berja Kalkausfällungen in Schuttdecken datiert. Die Kalkausfällungen haben hier eine stahlharte Zementierung einzelner Schuttdeckenpartien bewirkt, wobei offenbleiben muß, ob es sich um aszendente oder deszendente Kalkausfällungen oder um solche handelt, die durch hangabwärts gerichtete Wasserbewegung bedingt wurden. Bei zwei Lokalitäten, wo jeweils aus der oberen Kalkausfällung in 0,3 m Tiefe eine Probe entnommen wurde, ergab die Datierung einer Probe (Hv 4993) ein ^{14}C -Modellalter von 19620 ± 320 (vor 1950), die andere (Hv 4994) ein solches von 9835 ± 140

⁵ Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH, Hannover, danke ich sehr herzlich für die Datierung einer Reihe von ^{14}C -Proben.

(vor 1950). Eine dritte Datierung einer weiteren Kalkausfällung, bei der die Probe aus 1 m Tiefe, und zwar unterhalb der zuletzt genannten Ausfällung (in einem vertikalen Abstand von 0,7 m) entnommen wurde, erbrachte ein ^{14}C -Modellalter von 25615 ± 465 (vor 1950). Selbst wenn man die Fehler berücksichtigt, die ein zu hohes Alter der Proben vortäuschen können (Mitdatierung von fossilem Triaskalk), so kann es doch als sehr wahrscheinlich gelten, daß die zuletzt erwähnte Kalkausfällung noch in der letzten Eiszeit stattgefunden hat und sowohl die von der Kalk-Zementierung betroffene Schuttdecke als auch die darunter befindliche unverfestigte Schuttdecke als letzteiszeitlich einzustufen sind. Dies trifft selbst dann zu, wenn die datierte Probe zu 75 % aus fossilem Kalk besteht. In diesem Fall läge nämlich das angegebene ^{14}C -Alter um 11 000 Jahre zu hoch (Brief von Herrn Prof. Geyh vom 27.7.1973).

Das Verbreitungsgebiet der von mir als Solifluktionsschuttdecken gedeuteten ungeschichteten Hangschutt- und Block-schuttdcken umfaßt — ebenso wie das von meist mit Hangschutt gefüllten Muldentälern — fast die gesamte Iberische Halbinsel (Fig. 1). Die dieses Gebiet umgrenzende Linie in Karte (Fig. 1) ist schematisch gezeichnet. Sie deckt sich in Südportugal sowie in Süd- und Südostspanien in etwa mit der 200-m-Isohypse. In Nord- und Zentralportugal fällt sie etwa mit der 50- bis 100-m-Isohypse zusammen. Ein unterschiedlicher Verlauf dieser Linie gegenüber der von FRÄNZLE (1959, S. 65, Abb. 11) dargestellten Linie der „Untergrenze der Frostbodenerscheinungen“ in der Würm-Kaltzeit ist unverkennbar.

(14) VERBREITUNGSGEBIET DER VORZEITLICHEN SYMMETRISCHEN UND ASYMMETRISCHEN MULDENTÄLER, VON TON-, SAND- UND LEHM-BALLEN IN FLUßSCHOTTERN SOWIE VON KRYOTURBATIONSFORMEN

Die Karte (Fig. 1) läßt erkennen, daß das Verbreitungsgebiet von vorzeitlichen klimatisch bedingten asymmetrischen Tälern, von Kryoturbationserscheinungen und von Ton-, Sand- und Lehmballen in Flußschottern (vgl. BROSCHE, 1972, S. 307 f., Abb. 7) wesentlich kleiner ist als das der Schutt- und Blockdecken und auf den Nordteil der Iberischen Halbinsel beschränkt ist. Nach unseren augenblicklichen Kenntnissen läßt sich also die Iberische Halbinsel in periglazial-morphologischer Hinsicht in zwei Provinzen einteilen, wobei die nördliche Povinz, die an ihrer Südgrenze mit der 500 — 600-m-Isohypse, im Ostteil in Katalonien dagegen etwa mit der 200-m-Isohypse zusammenfällt, einen reicheren Formenschatz aufweist als die südliche Provinz.

Bei den Kryoturbationserscheinungen, denen in einer anderen Arbeit (BROSCHE, 1977) besondere Beachtung geschenkt wird, handelt es sich überwiegend um letzteiszeitliche Phänomene (Abb. 16), im Gebiet des Rio Jarama und des Rio Manzanares bei Madrid, wo vom Verfasser in

einer Sand- und Kiesgrube bei Ciempozuelos erstmals auch würmzeitliche Kryoturbationsformen gefunden wurden, überwiegend um rißzeitliche und mindelzeitliche Erscheinungen (vgl. IMPERATORI, 1955; RIBA, 1957 sowie BROSCHE, 1974, 1977). Ähnlich verhält es sich mit den Ton-, Lehm- und Sandballen in größeren Flußaufschüttungen. Da sie in Gemeinschaft mit Kryoturbations- und anderen Periglazialerscheinungen vorkommen, neige ich dazu, sie als im gefrorenen Zustand transportierte Gerölle zu betrachten.

Was das Alter der klimatisch bedingten asymmetrischen Täler betrifft, die sämtlich sekundär-asymmetrische Täler i.S. POSERS und MÜLLERS (1951) sind (Abb. 15), so dürfte es sich fast in allen Fällen um Formen handeln, die in mehreren Kaltphasen gebildet wurden. Das läßt sich vor allem aus ihrem Verhältnis zu den z.T. sicher datierten Terrassen der größeren Flüsse schließen.

Welche paläoklimatischen Aussagen lassen diese bisher nur im nördlichen Teil der Iberischen Halbinsel bekannt gewordenen Formen bzw. Erscheinungen zu? Nach neueren Untersuchungen von PRESNJAKOW (1955), SUSLOV (1961), TODTMANN (1960) und SCHUNKE (frdl. schriftliche Mitteilung vom 26.7.73) können klimatisch bedingte asymmetrische Täler und Kryoturbationserscheinungen nicht mehr als sichere Indikatoren für Dauerfrostbodenverhältnisse angesehen werden. Sie können auch in Gebieten mit saisonalem oder diskontinuierlichem Dauerfrostboden auftreten und setzen damit bei ihrer Bildung nicht – wie Eiskeilpseudo-morphosen, die bisher auf der Iberischen Halbinsel nicht sicher nachgewiesen werden konnten (vgl. BUTZER, 1964 und BROSCHE, 1972, 1977 im Gegensatz zu JOHNSSON, 1960, neuerdings van ZUIDAM, 1976) – eine Jahresschnittstemperatur von wenigstens -2° bis -7° voraus.

Damit ist ein Maß gesetzt für eine eiszeitliche Temperaturdepression, die auf der Iberischen Halbinsel nicht mehr erreicht wurde. In Zentral-Island herrscht heute im Bereich rezenter Entstehung von Kryoturbationserscheinungen und von asymmetrischen Tälern ein diskontinuierlicher Dauerfrostboden, wobei die Jahresschnittstemperatur $-1,6^{\circ}$ beträgt (SCHUNKE, frdl. schriftliche Mitteilung vom 26.7.73). Acht Monate weisen hier Durchschnittstemperaturen von unter 0° auf. Es ist durchaus denkbar, daß in den kältesten Phasen der Eiszeiten auch im Nordteil des heutigen Spaniens, das damals wegen des tiefer liegenden Meeresspiegels noch küstenferner lag, ähnliche Temperaturverhältnisse herrschten.

(15) ABLEITUNG DER EISZEITLICHEN TEMPERATURDEPRESSION AUFGGRUND DER AUSWERTUNG DES VORZEITLICHEN PERIGLAZIALEN FORMENSCHATZES

Sieht man die flächenhaft verbreiteten, als Solifluktionsschuttdecken gedeuteten ungesichteten Hangschutt- und Blockschuttdecken als eiszeitliches Äquivalent für die an der rezenten Periglazial-Untergrenze

auftretenden Solifluktionschuttdecken an und setzt man für ihre Entstehung ähnliche Temperaturverhältnisse wie die heute an der Untergrenze des Periglazialraumes herrschenden voraus, so gelangt man für die Iberische Halbinsel – unter Benutzung von direkt an der Untergrenze oder in der Nähe der Untergrenze des rezenten Periglazialraumes gewonnenen Klimadaten der Iberischen Halbinsel und anderer Gebiete – zu einer eiszeitlichen Temperaturdepression von $8-10^{\circ}$. Dieser Wert gilt für die Monatsmitteltemperatur ebenso wie für den Jahresdurchschnitt. Vorausgesetzt wird hierbei, daß das Wasserangebot – auch wenn es dem heutigen gegenüber geringer gewesen ist – für Solifluktionsprozesse ausreichte. Zu den genannten Werten der eiszeitlichen Temperaturdepression gelangt man, wenn man die an der rezenten Periglazialgrenze ermittelten Monats- und Jahresmitteltemperaturen auf die absolute Höhe überträgt, bis zu der ein eiszeitlicher Solifluktionsprozeß, der Blocktransport einschließt, nachweisbar ist (vgl. p. 000). Ein Vergleich der hier heute vorliegenden Temperaturverhältnisse mit den an der rezenten Solifluktionsgrenze ermittelten Werten ergibt dann eine Differenz von $8-10^{\circ}$.

Für den an Periglazialerscheinungen reicherem Nordteil der Iberischen Halbinsel (vgl. Fig. 1) dürfte eine Temperaturdepression von $8-10^{\circ}$ nur einen Mindestwert darstellen; da hier zusätzliche Klimaindikatoren (klimatisch bedingte sekundär-assymmetrische Täler und Kryoturbationserscheinungen) vorliegen (s.o.), die zur Zeit ihrer Bildung sogar auf Temperatur-Depressionen von 12 bis knapp 17° gegen über heute schließen lassen. Inwieweit der Temperaturdepressionswert von $8-10^{\circ}$ auch für Südportugal und Südspanien zutrifft, hängt davon ab, ob zum Transport von Blockschuttdecken bis 500 m ü.M. herab und von Hangschuttdecken mit solifluidaler Einregelung der Gesteinslängsachsen bis 150 – 200 m ü.M. herunter bei vorausgesetzter ausreichender Feuchtigkeit ein ähnliches Temperaturregime vorausgesetzt wird, wie es beispielweise heute bei 2300 m ü.M. an der Nordseite der Sierra Nevada herrscht (vgl. Fig. 2: Werte für die Albergue Universitaria, die allerdings bei 2500 m Höhe liegt). Neue Funde von Glazial- oder Verfirnungsspuren in Südspanien an drei Gebirgsgruppen bzw. Moränenfunde in der Sierra de la Sagra (s.o.) sprechen zu dem für eine größere eiszeitliche Schneegrenzdepression als sie bisher angenommen wurde, und damit zugleich für eine größere Temperaturerniedrigung auch in diesem Teil der Iberischen Halbinsel.

(16) ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Studie wird rezenten periglaziale Kleinformschatz der Iberischen Halbinsel, soweit er durch Solifluktionsformen und Strukturböden repräsentiert wird, beschrieben. Auch Mesoformen (Glatt-

hänge) finden Beachtung. Es zeigte sich, daß bestimmte Formen und Formengesellschaften an bestimmte Gesteine und ihre bestimmten Verwitterungseigenschaften geknüpft sind (Tab. I). Da jedoch auf der Iberischen Halbinsel nicht alle Gesteine bis in solche Höhen aufragen, in denen der Formenschatz der ungebundenen Solifluktion weitflächig dominiert, dürfte hier eine unvollständige Aufzählung von Formengesellschaften in ihrer Abhängigkeit vom Gestein vorliegen. Der festgestellte Kleininformenschatz ist vergleichbar mit dem in den Alpen, in den Pyrenäen und im Apennin beschriebenen Formenschatz. Meso- und Großformen von Strukturböden treten auf der Iberischen Halbinsel infolge des Fehlens von Gletschervorfeldern und anderer Gunstfaktoren völlig zurück. Im Vergleich zu den griechischen Hochgebirgen scheint der periglaziale Kleininformenschatz auf der Iberischen Halbinsel wesentlich reichhaltiger zu sein. Entsprechend dem klimatischen Wandel vom immerfeuchten ozeanischen Klimabereich in Nord- und Nordwestspanien zum sommertrockenen Mediterranklima südlich der Hauptwasserscheide im Asturisch-Leonesischen Gebirge vollzieht sich der Übergang vom Dominieren der gebundenen Solifluktion im Norden zu dem der gehemmten Solifluktion im Süden. Ein N-S- und E-W-Anstieg wichtiger periglazialer Höhengrenzen erfolgt weitgehend gleichsinnig mit dem Verlauf der Untergrenze der eiszeitlichen Schneegrenze und der Waldgrenze, nicht aber parallel dazu. Der Verlauf der Untergrenzen geht mit Abwandlungen des Klimas parallel.

Gegenstand der Untersuchungen zum vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel sind vor allem Hangschuttdecken und Blockschuttdecken, symmetrische und klimatisch bedingte asymmetrische Täler sowie Kryoturbationserscheinungen. Die Hangschuttdecken und Blockschuttdecken werden aufgrund verschiedener Indizien (u.a. Einregelungsmessungen nach der Methode von POSER & HÖVERMANN, 1951) als periglaziale Solifluktionsschuttdecken gedeutet, sofern sie auf mittelsteilen Hängen auftreten, ungeschichtet und von einer holozänen Bodenbildung überprägt sind. Während die vorzeitlichen Hangschuttdecken (Solifluktionsschuttdecken) in Nordspanien und Nordportugal bis an den Meeresspiegel herabziehen, lassen sie sich in Südspanien und Südportugal bei geeignetem Gelände bis 150 – 200 – 300 m ü.M. in flächenhafter Verbreitung feststellen. Während periglaziale symmetrische Muldentäler auf der gesamten Iberischen Halbinsel anzutreffen sind, finden sich klimatisch bedingte eiszeitliche asymmetrische Muldentäler und eiszeitliche Kryoturbationserscheinungen nur nördlich einer Linie, die von Galizien über Toledo nach Barcelona führt. Die klimatisch-morphologische Interpretation der vorzeitlichen Periglazialerscheinungen läßt den Schluß zu, daß in Nordspanien während des Maximums der Würmkaltzeit mit einer eiszeitlichen Temperaturdepression von mindestens 8 – 10° gerechnet werden muß; Werte von 8 – 10° für die eiszeitliche Temperaturdepression lassen sich für die übrigen Teile Spaniens ableiten.

Literaturverzeichnis

- ALBERTINI, R., 1955 — Contributo alla conoscenza della morfologia erionivale del Gruppo Ortles-Cevedale. *Fondazione per i problemontani dell'Arco Alpino*, Publ. 11: *Studi sui fenomeni erionivali nelle Alpi Italiane*; pp. 5—90.
- ALLIX, A., 1923 — Nivation et sols polygonaux dans les Alpes françaises. *La Géographie*, 39; pp. 431—438.
- BAEDECKER, D., 1922 — Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpe. *Geogr. Jahresber. aus Österreich*, 12; pp. 5—100.
- BAR, O., LEEMAN, A., 1963 — Klimamorphologische Untersuchungen in Marokko. *Vierteljahrsschr. der Naturforsch. Ges. in Zürich*, 108; pp. 295—359.
- BARBIER, A., CAILLEUX, A., 1950 — Glaciaire et périglaciale dans le Djurdjura occidental (Algérie). *C. R. de l'Acad. des Sciences*, 231; pp. 365—366.
- BARRÈRE, P., 1952 — Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haut montagne pyrénéenne. *Pirineos*, Año 8, Num. 24; pp. 201—213.
- BÖGEL, R., 1956 — Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. *Ber. d. Deutsch. Wetterdienstes*, Bd. 4, Nr. 26.
- BOYÉ, M., 1952 — Gélibation et cryoturbation dans le Massif du Mont Perdu (Pyrénées centrales). *Pirineos*, Año 8, Num. 23; pp. 5—29.
- BROSCHE, K.-U., 1971a — Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Serra da Estréla, Sierra del Moncayo). *Die Erde*, 102; pp. 34—52.
- BROSCHE, K.-U., 1971b — Neue Beobachtungen zu vorzeitlichen Periglazialerscheinungen im Ebrobecken. *Zeitschr. f. Geom.*, N. F., 15; pp. 107—114.
- BROSCHE, K.-U., 1972 — Vorzeitliche Periglazialerscheinungen im Ebrobecken in der Umgebung von Zaragoza sowie ein Beitrag zur Ausdehnung von Schutt- und Blockdecken im Zentral- und W-Teil der Iberischen Halbinsel. *Hans-Poser-Festschrift, Göttinger Geogr. Abb.*, 60; pp. 293—316.
- BROSCHE, K.-U., 1974 — Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. *Habil.-Schrift Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin*; pp. 1—426.
- BROSCHE, K.-U., 1977 — Zum Problem echter und unechter Periglazialerscheinungen auf der Iberischen Halbinsel, besonders im Ebrobecken. Manuskrift, Berlin.
- BROSCHE, K.-U., WALTER, M., 1977 — Geomorphologische und bodengeographische Analyse holozäner, jung- und mittelpleistozäner Sedimente und Böden in Spanien und Südfrankreich. *Catena*, vol. 5.
- BÜDEL, J., 1963 — Klimagenetische Geomorphologie. *Geogr. Rundschau*, 15; pp. 269—285.
- BRUNNACKER, K., LOŽEK, V., 1969 — Löß-Vorkommen in Südostspanien. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F., 13.
- BRUNNACKER, K., BASLER, D., LOZEK, V., BEUG, H. J., ALTEMÜLLER, H. J., 1969 — Zur Kenntnis der Lösse im Neretatal. *Neues Jahrb. Geol. Pal.*, Abh., 132; pp. 127—154.
- BUTZER, K. W., 1964a — Pleistocene cold-climate phenomena of the island of Mallorca. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 8; pp. 7—31.
- BUTZER, K. W., 1964b — Pleistocene Geomorphology and Stratigraphy of the Costa Brava Region (Catalonia). *Akad. d. Wiss. u. d. Lit. Mainz. Abh. d. Math.-Nat. Kl.*, Jahrg. 1.

- BUTZER, K. W., FRÄNZLE, O., 1958 — Der V. Internationale Quartärkongress in Madrid und Barcelona. *Erdkunde*, 12; pp. 65—68.
- CARVALHO, G. SOARES DE, 1952 — Les époques d'éolisation du Pleistocène dans la bordure occidentale mésocénozoïque du Portugal. *Congrès Intern. Géol.*, Alger, 7; pp. 77—81.
- CARVALHO, G. SOARES DE, 1954 — Sur les dépôts à galets calcaires du Bassin de Mondego et les sables de la Gandara (Portugal). *Revue de Géomorph. Dynamique*, 5; pp. 193—203.
- DRESCH, J., 1937 — De la Sierra Nevada au Grand Atlas, formes glaciaires et formes de nivation. *Tour. Mélanges de Géographie et d'Orientalisme, offerts à E. F. Gautier*.
- ERN, H., 1966 — Die dreidimensionale Anordnung der Gebirgsvegetation auf der Iberischen Halbinsel. *Bonner Geogr. Abh.*, 37.
- FONTBOTÉ, J. M., RIBA, O., 1957 — Observaciones sobre la geomorfología y sobre los fenómenos periglaciales cuaternarios y actuales de los altos valles del Ter y del Freser (Pririneo Catalán). *V. Congrès INQUA, Madrid-Barcelona 1957, Résumés*; p. 56.
- FRÄNZLE, O., 1959 — Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). *Bonner Geogr. Abh.*, 26.
- FREYmann, R., 1935 — Das Klima von Portugal auf Grund der Wetterbeobachtungen 1903—1922. *Diss. Gießen*.
- FRENZEL, B., 1960a — Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I. Teil: Allgemeine Grundlagen. *Abh. d. Akad. d. Wissenschaft. u. d. Lit., Math.-Nat. Kl.*, 13; pp. 937—1099.
- FRENZEL, B., 1960b — Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. II. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens. *Abh. d. Akad. d. Wissenschaft. u. d. Lit., Math.-Nat. Kl.*, 6; pp. 291—453.
- FRITZ, P., 1969 — Vergleichende Untersuchung der rezenten periglazialen Region im Kristallin und Kalk der Ostalpen (Schneeberger Alpen, Hochschwab, Dachstein, Hochwechsel, Schladminger Tauern, Sadinggruppe). IX u. 406 S., 28 Textfiguren, 6 Karten, 3 Tabellen, 300 Abbildungen. *Diss. Phil. Fak. Univ. Wien. Schreibmaschinenmanuskript*.
- FRITZ, P., 1976 — Gesteinsbedingte Standorts- und Formendifferenzierung rezenten Periglazialerscheinungen in den Ostalpen. *Mitt. d. Österr. Geogr. Ges.*, 118; pp. 237—273.
- FURRER, G., 1954 — Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des Schweizerischen Nationalparks*, IV, 29; pp. 200—275.
- FURRER, G., 1955 — Die Strukturbodenformen der Alpen. *Geographica Helvetica*, 10; pp. 193—212.
- FURRER, G., 1959 — Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. *Geographica Helvetica*, 14; pp. 277—309.
- FURRER, G., 1965a — Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen, untersucht in den Bündner und Walliser Alpen und verglichen mit den Verhältnissen im oberen Braldo- und Biafotal (Karakorum). *Habil-Schr. Phil. Fak. II*, Zürich; pp. 1—78.
- FURRER, G., 1965b — Die subnivale Höhenstufe und ihre Abgrenzung in den Bündner und Walliser Alpen. *Geographica Helvetica*, 20; pp. 185—192.

- FURRER, G., 1969 — Vergleichende Beobachtungen am subnivalen Formenschatz in Ostspitzbergen und in den Schweizer Alpen. *Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1967*, Heft 9; Herausgegeben von J. BÜDEL u. A. WIRTHMANN.
- FURRER, G., 1972 — Bewegungsmessungen auf Solifluktionsdecken. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. Bd., 13.
- FURRER, G., FITZE, P., 1970 — Die Hochgebirgsstufe — ihre Abgrenzung mit Hilfe der Solifluktionsgrenze. *Geographica Helvetica*, 25; pp. 156—161.
- FURRER, G., DORIGO, G., 1971 — Abgrenzung und Gliederung der Hochgebirgsstufe der Alpen mit Hilfe von Solifluktionsformen. *Erdkunde*, 26; pp. 98—107.
- GARCIA SAINZ, L., 1962 — Frostbodenformen in Idubeda-Gebirge, Spanien. *Zeitschr. f. Gomorph.*, N. F., 6; pp. 33—50.
- GIGNOUX, M., 1931 — Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. *Ann. de Géogr.*, 40.
- GÖTZINGER, G., 1907 — Beiträge zur Entstehung der Berg Rückenformen. *Geogr. Abh.*, IX, I.
- GÖTZINGER, G., 1913 — Zur Entstehung und Oberflächengestaltung der Schnee- und Veitschalm. *Urania*, 6.
- GONZÁLES, PODRO MAEO, 1959 — Termométria de Asturias Madrid. *Publicaciones de Servicio Meteorológico Nacional*, Ser. A, no. 31.
- GRAF, K., 1973 — Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Supp. Bd., 16; pp. 104—154.
- HAGEDORN, J., 1969 — Beiträge zur Quartärmorphologie griechischer Hochgebirge. *Göttinger Geogr. Abh.*, 50.
- HAGEDORN, J., 1970 — Zum Problem der Glatthänge. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 14; pp. 103—113.
- HAMELIN, L.-E., 1957 — Regards sur le V^e Congrès International du Quaternaire (Espagne 1957). *Rev. Canad. de Géogr.*, vol. XI, no. 4.
- HAMELIN, L.-E., 1958 — Matériaux de géomorphologie périglaciaire dans l'Espagne du nord. *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 29.
- HASTENRATH, S., 1960a — Klimatische Voraussetzungen und großräumige Verteilung der Froststrukturböden. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 4; pp. 69—73.
- HASTENRATH, S., 1960b — Zur vertikalen Verteilung der Frostwechsel- und Schneedeckenverhältnisse in den Alpen. *Math.-Nat. Diss. Univ. Bonn*.
- HEMPEL, L., 1958 — Zur geomorphologischen Höhenstufung der Sierra Nevada Spaniens. *Erdkunde*, 12; pp. 270—277.
- HEMPEL, L., 1959 — Rezente und fossile Zertalungsformen im mediterranen Spanien. *Die Erde*, 90; pp. 270—277.
- HEMPEL, L., 1966 — Klimamorphologische Taltypen und die Frage einer humiden Höhenstufe in europäischen Mittelmeirländern. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 110 pp.; 81—96.
- HEMPEL, L., 1972 — Über die Aussagekraft von Regulierungsmessungen in Mediterrangebieten — geprüft an konvergenten Oberflächenformen. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F., 16.
- HERMES, K., 1955 — Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. *Kölner Geogr. Arb.*, 5.
- HERNÁNDEZ-PACHÉCO, F., LLOPIS LLADÓ, N., JORDA, F., MARTINEZ, J. A., 1957 — Le Quaternaire de la région cantabrique. *V. Congrès INQUA, Madrid-Barcelona*; pp. 1—72.

- HÖLLERMANN, P. W., 1964 — Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz der Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe/Südtirol). *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd., 4; pp. 1—253.
- HÖLLERMANN, P. W., 1967 — Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen (mit Ergänzungen aus dem Apennin und dem Französischen Zentralplateau). *Göttinger Geogr. Abh.*, 40; pp. 1—198.
- HÖLLERMANN, P. W., 1971 — Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd., 12; pp. 205—237.
- HÖLLERMANN, P. W., 1972a — Beiträge zur Problematik der rezenten Strukturboden-grenze. *Hans-Poser-Festschrift, Göttinger Geogr. Abh.*, 60; pp. 235—260.
- HÖLLERMANN, P. W., 1972b — Zur Frage der unteren Strukturbodengrenze in Gebirgen der Trockengebiete. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd., 15; pp. 156—166.
- HÖVERMANN, J. 1960 — Über Strukturböden im Elbrus und zur Frage des Verlaufes der Strukturbodengrenze. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 4; pp. 173—174.
- IMPERATORI, L., 1955 — Documentos para el estudio del cuaternario madrileño: Fenómenos de crioturbación en la terraza superior del Manzanares. *Estudios Geológicos*, 26.
- JAHN, A., 1960 — Some remarks on evolution of slopes on Spitzbergen. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. Bd., 1.
- JOHNSON, G., 1960 — Cryoturbation at Zaragoza, northern Spain. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 4; pp. 74—80.
- KAISER, K., 1967 — Das Klima Europas in quartären Eiszeitalter. *Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte*, Reihe B, Bd. 2.
- KELLETAT, D., 1969 — Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen im Apennin. *Göttinger Geogr. Abh.*, 48.
- KALLETAT, D., 1970 — Rezente Periglazialerscheinungen im Schottischen Hochland. Untersuchungen zu ihrer Verbreitung und Vergesellschaftung. *Göttinger Geogr. Abh.*, 51.
- KINZL, H., 1928 — Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. *Peterm. Mitt.*, 74; pp. 261—265.
- KLAER, W., 1962 — Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Heidelberger Geogr. Arb.*, 11.
- KLAER, W., 1962b — Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 6; pp. 17—32.
- KLEBERSBERG, R. VON, 1928 — Beiträge zur Geologie der Sierren zwischen Granada und Malaga (Andalusien). *Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges.*, 80; pp. 535—616.
- KLEBELSBERG, R. VON, 1948 — Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 2 Bde; Wien.
- KREBS, N., 1925 — Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen. *Geogr. Zeitschr.*, 31; pp. 98—104.
- LAUTENSACH, H., 1952 — Der geographische Formenwandel. *Colloquium Geographicum*, 3.
- LAUTENSACH, H., 1958 — Die Sagra Sierra in ihrer südostspanischen Umwelt. *Die Erde*, 10; pp. 192—216.
- LAUTENSACH, H., 1964 — Die Iberische Halbinsel. *Geographische Handbücher* (München).

- LAUTENSACH, H., BÖGEL, R., 1956 — Der Jahresgang des mittlern geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. *Erdkunde*, 10; pp. 270—282.
- LAUTENSACH, H., MAYER, E., 1960 — Humidität und Aridität, insbesondere auf der Iberischen Halbinsel. *Peterm. Geograph. Mitt.*, 104; pp. 249—270.
- LLOPIS LLADÓ, N., 1955 — Les depósitos de la costa cantábrica entre los Cabos Busto y Vidió. *Spéléón*, 6; pp. 333—347.
- LLOPIS LLADÓ, N., 1957 — La plataforma costera de la costa asturiana entre Cabo BUSTO y el Eo y sus depósitos. *INQUA, V. Congrès International, Résumés des Communications*, Madrid—Barcelona; p. 112.
- LLOPIS LLADÓ, N., JORDA, F., 1957 — Mapa del Cuaternario de Asturias. Oviedo.
- LOTZE, F., 1962 — Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantanrischen Gebirges (Spanien). *Abh. d. Akad. d. Wissensch. u. d. Lit., Math.-Nat. Kl.*, 6.
- MARTONNE, E. DE, 1920 — Le rôle morphologique de la neige en montagne. *La Géographie*, 34; pp. 255—267.
- MEINARDUS, W., 1912 — Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; pp. 250—259.
- MENSCHING, H., 1952 — Solifluktionserscheinungen im Hohen Atlas von Marokko. *Photographie und Forschung*, 5; pp. 182—192.
- MENSCHING, H., 1953a — Morphologische Studien in Hohen Atlas. *Würzburger Geographische Arbeiten*, 1.
- MENSCHING, H., 1953b — Strukturböden. Beobachtungen zum subtropischen Typ aus dem Hohen Atlas. *Geographische Rundschau*.
- MENSCHING, H., 1955 — Karst und Terra Rossa auf Mallorca. *Erdkunde*, 9; pp. 188—196.
- MENSCHING, H., 1964 — Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel (Ebrobecken-Nordmeseta-Küstenraum Iberiens). *Büdel-Festschrift; Würzburger Geographische Arbeiten*, 12.
- MESSERLI, B., 1965 — Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). *Diss. Bern* (1962); Zürich.
- MESSERLI, B., 1967 — Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica*, 3.
- MIOTKE, F. D., 1968 — Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhentufe der „Picos de Europa“, Nordspanien. *Jb. der Geogr. Ges. zu Hannover*, Sonderheft 4.
- MÖRIKHOFER, W., 1932 — Das Hochgebirgsklima. Sonderabdruck aus Physiologie des Höhenklimas von A. Loeny; Davon/Berlin.
- MOHAUPT, W., 1932 — Beobachtungen über Bodenversetzungen und Kammeisbildungen aus dem Stubai und Dem Grödener Tal. *Diss. Math.-Nat. Fakultät Hamburg*.
- MÜLLER, K., 1933 — Das Klima Neukastiliens auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen 1906—1925. *Diss. Gießen*.
- NONN, H., 1966 — Les Régions côtières de la Galice (Espagne), étude morphologique. Thèse, Paris.
- NONN, H., TRICART, J., 1960 — Etude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 7 Sér., t. 2; pp. 41—44.
- NUSSBAUM, F., GYGAX, F., 1953 — Glazial-morphologische Untersuchungen im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Jahresber. Geogr. Ges. Bern*, 41 (für 1951/52).

- PASCHINGER, H., 1959 — Studienreise nach Südspanien im März 1959. *Mitt. d. Österr. Geogr. Ges.*
- PASCHINGER, H., 1961 — Quartäre Formenwelt im Fußgebiet der Sierra Nevada Spaniens. *Erdkunde*, 15.
- PHILBERTH, K., 1961a — Sols polygonaux et striés dans les Pyrénées. *C. R. des Séances de la Société Géologique de France*, 4; pp. 88—89.
- PHILBERTH, K., 1961b — Recherches sur les sols polygonaux et striés. (thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris), *Bulletyn Peryglacjalny*, 13; pp. 99—199.
- POSER, H., 1932 — Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgröulands. *Medd. om Gronland*, 14, Nr. 5.
- POSER, H., 1954 — Die Periglazialerscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 15; pp. 125—180.
- POSER, H., 1957 — Klimamorphologische Probleme auf Kreta. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 1; pp. 113—142.
- POSER, H., MÜLLER, Th., 1951 — Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. *Göttingen Nachr. d. Akad. d. Wissensch., Math.-Phys. Kl., Biol.-Physiol.-Chem. Abt.*
- POSER, H., HÖVERMANN, J., 1951 — Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. *Abh. d. Braunschweig. Wissensch. Ges.*, 3; pp. 61—115.
- PRESNJAKOW, E. A., 1955 — Ob asimetrii dolin v Sibiri. In: *Voprosy Geol. Azii*; pp. 391—396.
- PRILL, F., 1955 — Schneefall und Schneedecke auf der Iberischen Halbinsel auf Grund spanischer und portugiesischer Wetterbeobachtungen. *Diss. Stuttgart*.
- RAPP, A., 1960 — Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Skandinavia. *Geografiska Annaler*, 42; pp. 70—200.
- RATHJENS, C., 1965 — Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 9; pp. 35—49.
- Resumen anual de las Observaciones meteorológicas efectuadas en las Estaciones de I., II. y III. orden. *Publicado por la Sección de Climatología de la Oficina Central, Apartado 285, Ministerio del Aire, Servicio Meteorológico Nacional, Madrid, 1952—1961.*
- RIBA, O., 1957 — Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *V. Congrès International INQUA, Madrid—Barcelona, Livret Guide de l'excursion C₂*.
- SALOMON, W., 1929 — Arktische Bodenformen in den Alpen. *Sitzungsber. d. Heidelberg Akad. d. Wissensch., Math.-Nat. Kl.*, 5.
- SCHMITZ, H., 1969 — Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicia/León). *Kölner Geographische Arbeiten*, 23.
- SERMET, J., 1934 — Sobre unos vestigios de topografía glaciar en la Sierra Tejeda (Andalucía). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Madrid)*, 34; pp. 187—192.
- SÖLCH, J., 1922 — Die Karbildung in der Stubalpe. *Zeitschr. f. Gletscherkde*, 12; pp. 20—39.
- SOLÉ SABARÍS, L., FONTBOTÉ, J. M., ALIMEN, H., VIRGILI, C., BOMER, B., BOLOS, M. DE, 1957 — Pyrénées. *V. Congrès International INQUA, Madrid—Barcelona, Livret Guide de l'excursion N₁*.
- SOUTADÉ, G., BAUDIÈRE, A., 1970 — Végétation et modèles des hauts versants septentrionaux de la Sierra Nevada. *Annales de Géographie*, 79; pp. 709—736.

- SPREITERZER, H., 1960 — Hangformung und Asymmetrie der Berggrücken in den Alpen und im Taurus. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd. 1; pp. 211—236.
- STELZER, F., 1963 — Grundzüge der Landformen der Goldberggruppe. *Geogr. Jahresber. aus Österreich*, 29; pp. 75—95.
- STINGL, H., 1969 — Ein periglazialmorphologisches Nordsüdprofil durch die Ostalpen. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 49.
- STINGL, H., 1971 — Zur Verteilung von Groß- und Miniaturformen von Strukturböden in den Ostalpen. *Nachr. d. Akad. d. Wissenschaften Göttingen, II. Mäth.-Phys. Kl.*, Jg. 1971, 2; pp. 25—40.
- STINY, J., 1931 — Zur Oberflächenformung der Altlandreste auf der Gleinalpe. *Centralbl. f. Mineral., Geol. u. Paläon.*, Abt. B.; pp. 49—62 u. 97—109.
- SUSLOV, S. P., 1961 — Physical Geography of Asiatic Russia. San Francisco, London.
- TARNUZZER, C., 1909 — Beiträge zur Geologie des Unterengadin. *Beiträge zur Geolog. Karte d. Schweiz*, N. F., 23.
- TARNUZZER, C., 1911 — Die Schuttfacetten der Alpen und des Hohen Nordens. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 57, 2; pp. 262—264.
- TICHY, F., 1960 — Beobachtungen von Formen und Vorgängen „mediterraner Solifluktion“. *Tagungsber. u. Wissensch. Abh. d. Deutsch. Geographentages 1959*, Wiesbaden.
- TODTMANN, E. M., 1960 — Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). *Abhandl. aus d. Gebiet d. Auslandskunde*, Reihe C, 19.
- TRICART, J., 1966 — Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 15; pp. 313—327.
- TROLL, C., 1944 — Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde. *Geolog. Rundschau*, 34; pp. 545—694.
- TROLL, C., 1948 — Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, 2; pp. 1—21.
- WALDBAUR, H., 1921 — Schuttglättung und Steinströme im Oberengadin. *Peterm. Mitt.*, 195.
- WASHBURN, A. L., 1967 — Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Medd. om Gronland*, 166, no. 4.
- WASHBURN, A. L., 1970 — Instrumental observations of mass-wasting in an arctic climate. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd., 2.
- WICHE, K., 1959 — Geomorphologische Studien in Südostspanien (Provinz Murcia). *Mitt. d. Österr. Geogr. Ges.*, 101; pp. 390—395.
- WICHE, K., 1961 — Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren um unteren Segura (Südostspanien). *Mitt. d. Österr. Geogr. Ges.*, 103; pp. 125—157.
- WICHE, K., 1964 — Formen der pleistozänen Erosion und Akkumulation in Südostspanien. *Report of the IVth International Congress on the Quaternary, Warsaw 1961*, vol. 4; pp. 187—197.
- WORTMANN, H., 1956 — Ein erstes sicheres Vorkommen von periglazialem Steinnetzboden in norddeutschen Flachland. *Eiszeittaler und Gegenwart*, 7; pp. 119—126.
- ZUIDAM, R. A. VAN, 1976 — Periglacial-like features in the Zarazoga region, Spain. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., 20; pp. 227—234.