

Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum

Bericht über ein Symposium

Herausgegeben von
HANS POSER und EKKEHARD SCHUNKE

Sonderdruck



GÖTTINGEN · VANDENHOECK & RUPRECHT · 1983

Inhalt

Bericht — Erläuterungen — Ausblick (<i>H. Poser</i>)	9
--	---

I.

Die Formen — ihre Physiognomie, Genese und geoökologische Stellung

Pingos — Palsas — Auftauseen

<i>Schunke, E.</i> : Aktuelle Palsabildung in der Subarktis und ihre klimatischen Bedingungen	19
<i>Washburn, A. L.</i> : What is a Palsa?	34
<i>Pissart, A.</i> : Pingos et Palses: Un Essai de Synthèse des Connaissances Actuelles	48
<i>French, H. M.</i> und <i>D. G. Harry</i> : Ground Ice Conditions and Thaw Lakes Sachs River Lowlands, Banks Island, Canada	70
<i>Rapp, A.</i> : Zonation of Permafrost Indicators in Swedish Lapland	82
<i>Schunke, E.</i> : Probleme der Mesoformen des Permafrostbodens. Referat einer Diskussion über Pingos, Palsas und Auftauseen	91

Nivationsformen — Blockgletscher

<i>Rapp, A.</i> : Impact of Nivation in Steep Slopes in Lapland and Scania, Sweden	97
<i>Höllermann, P.</i> : Blockgletscherstudien in europäischen und nordamerikanischen Gebirgen	116
<i>Klaer, W.</i> : Die Blockgletscherfrage, ein terminologisches Problem	120
<i>Barsch, D.</i> : Blockgletscherstudien, Zusammenfassung und offene Probleme	133
<i>Höllermann, P.</i> : Probleme der Blockgletscherforschung. Referat der Diskussionsbeiträge	151

Wände — Halden — Hänge — Glatthänge

<i>Stäblein, G.</i> : Formung von Hängen, Halden und Wänden. Beobachtungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel	160
<i>Barsch, D.</i> : Periglaziale Hangformen im Oobloyah Valley, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada	171
<i>Jahn, A.</i> : Periglaziale Schutthänge. Geomorphologische Studien in Spitzbergen und Nord-Skandinavien	182

Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispielen der Cordillera Neovolcánica, Mexiko

Von KLAUS HEINE

Institut für Geographie der Universität Regensburg

Einleitung

Die Geomorphologie setzt sich in den letzten Jahren verstärkt mit der Erforschung der aktuellen geomorphologischen Prozesse auseinander (*Hagedorn & Poser*, 1974, S. 426). Die räumliche Ordnung der Prozesse im einzelnen und der Prozesse in ihrer Kombination spiegelt sich in den Mikro-, Meso- und Makroformen wider. Während die Mikroformen des Periglazialraumes oft recht gut erforscht sind, ist die Kenntnis der Mesoformen, deren Erscheinung, Genese und geoökologische Einbindung, häufig noch recht lückenhaft. In dem vorliegenden Beitrag zum Symposium über „Mesoformen des heutigen Periglazialraumes“ werden am Beispiel der Cordillera Neovolcánica Mexikos Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen dargestellt. Dabei wird mich folgende Frage, die *Hagedorn* formulierte, leiten: Ist es möglich, bestimmte Mesoformen des Reliefs wie Blockgletscher, Glatthänge etc. allgemein als Kennformen einer periglazialen Morphodynamik und damit zur Grenzziehung des heutigen Periglazialraumes zu verwenden (*Hagedorn*, 1980, S. 96)?

I. Das Arbeitsgebiet

Untersuchungsgebiet ist der zentrale und östliche Teil der Cordillera Neovolcánica Mexikos (Abb. 1). Es handelt sich um ein aus verschiedenen tertiären und quartären Vulkaniten zusammengesetztes Gebiet, in dem über 2000 m hoch gelegene Becken von gewaltigen Vulkanmassiven überragt werden (*Weyl*, 1974). Im Osten begrenzt der 5700 m hohe Pico de Orizaba das vulkanische Hochland; nach Westen schließen sich das Becken von Oriental/El Seco an, der Malinche-Vulkan (4461 m), das Becken von Puebla/Tlaxcala, die Sierra Nevada mit den Vulkanbauten des Popocatepetl (5452 m) und der Iztaccíhuatl (5286 m), das Becken von Mexiko, die Ajusco-Vulkane, das Becken von Toluca und der Vulkan Nevado de Toluca (4558 m).

Die Untergrenze der Periglazialstufe der Vulkangebirge der Cordillera Neovolcánica kann vorerst nicht definiert werden. Sie wird jedoch hier mit der oberen Waldgrenze in ca. 4000 m Höhe gleichgesetzt. An den drei höchsten Vulkanen wird die Periglazialstufe nach oben von Gletschern begrenzt (vgl. *Heine*, 1977 a, S. 76).

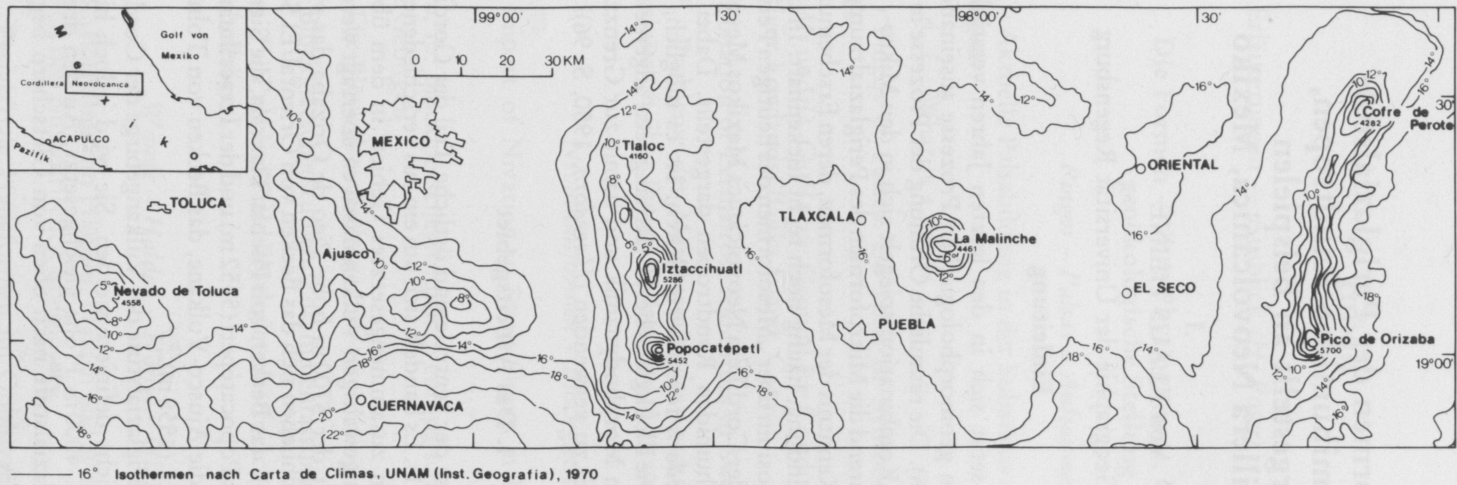


Abb. 1: Übersichtskarte der östlichen Cordillera Neovolcánica Mexikos.

Das Niederschlagsregime ist in der Cordillera Neovolcánica durch eine sommerliche Regenzeit von Mai bis Oktober und eine winterliche Trockenzeit von November bis April gekennzeichnet. Diese jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge ist für die randtropischen Gebiete der Nordhemisphäre charakteristisch (Klaus, 1975, S. 1). Kaltlufteinbrüche („Nortes“) sind während der Monate November bis April recht häufig; sie sind als außertropisches Klimaelement anzusehen; während der Kaltlufteinbrüche tritt in ca. 5800 m Höhe (500 mb) im Mittel eine Temperatursenkung von 2-3° auf (Klaus, 1973). Im Juni und September erreichen vielfach tropische Zyklone die mexikanische Golfküste; in der östlichen Cordillera Neovolcánica können sie extreme Regenfälle verursachen (Klaus, 1975, S. 136-140). Der Einfluß der Nortes und besonders der Hurricanes nimmt in der Cordillera Neovolcánica von Ost nach West ab. Die approximative Höhenabhängigkeit einiger Klimaparameter am Pico de Orizaba, dem höchsten Vulkangebirge Mexikos, zeigt die Tabelle 1.

Tab. 1: Approximative Höhenabhängigkeit ausgewählter Klimaparameter am Pico de Orizaba (Nord- bis Nordwesthänge). Nach Lauer & Klaus (1975) zusammengestellt.

Höhe	Mittlere Jahresschwankung der Temperatur in °C	Jahresmitteltemperatur in °C	Mittlere Julitemperatur in °C	Mittlere Januartemperatur in °C	Mittlere Tagesschwankung der Temperatur in °C	Jahresmittel der Niederschläge in mm	Mittlere Anzahl von Frostwechsel- und Eistagen im Jahr	
5000 m	2	0	1	-1		800	360	5000 m ———— tierra nevada
4000 m	4	5	7	3	6	900	205	tierra helada
3000 m	5,5	10	13	7		1200	120	3300 m ———— tierra fria

Im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurde der Naturraum zwischen der Sierra Nevada im Westen und dem Becken von El Seco im Osten eingehend wissenschaftlich untersucht; Geologen, Paläontologen, Hydrogeologen, Bodenkundler, Botaniker, Palynologen, Vegetations- und Klimageographen waren im Projektgebiet tätig, so daß die eigenen geomorphologisch-mineralogischen Untersuchungen in den Jahren 1971 bis 1975 in nahezu idealer Weise eine Ergänzung fanden. Die nachfolgenden Ausführungen sind nur möglich unter Berücksichtigung der vielfältigen wissenschaftlichen Ergebnisse der Nachbardisziplinen¹⁾.

¹⁾ Vgl.: Deutsche Forschungsgemeinschaft (1976): Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Bibliographie 1964-1976 (hrsg. von W. Lauer), Wiesbaden (Steiner).

II. Die Mesoformen

Nach *Hövermann* (1965) ist die Rohform des Reliefs der Erde tektonisch bestimmt, die Großform strukturell klassifiziert und der Stil klimatisch gebunden.

Die Rohform der Cordillera Neovolcánica Mexikos ist tektonisch bestimmt. Die verschiedenen Vulkanbauten, die z. T. eine sehr komplexe Entstehung haben, sind strukturell klassifiziert; tertiäre Vulkanruinen — wie die Malinche oder Teile der Sierra Nevada — unterscheiden sich vor allem durch ihre Morphologie von den quartären Stratovulkanen des Popocatepetl und Pico de Orizaba (*von Erffa et al.*, 1977). Der Stil des Reliefs — und hier ist das Augenmerk auf die Mesoformen der Periglazialstufe gerichtet — ist nicht nur endogen-vulkanisch, sondern ebenso klimatisch gebunden.

In der Periglazialstufe der Cordillera Neovolcánica prägen folgende Mesoformen den Charakter des Reliefs:

- (a) Hänge, Glatthänge, Wände, Halden (Frostschutt-Halden, Sturzkegel, Schutt-/Sturzhalden, Blockhalden, Murkegel),
- (b) Täler, Schluchten, Trogtäler, Stufentäler
- (c) Moränen, Blockgletscher, Nivationsnischen
- (d) Kare, Rundhöckerfluren
- (e) Vulkanische Mesoformen: Kraterkegel, Stoßkuppen, Lavaströme u. a. m.

1. Pico de Orizaba

Der höchste Berg Mexikos, der Pico de Orizaba, erhebt sich unmittelbar am Abfall der Cordillera Neovolcánica zum Golfküstentiefland. Er wird aus Augit- und Hornblende-reichen Phänoandesiten aufgebaut, die auch Hypersthen führen können. Die vulkanische Tätigkeit der jüngeren geologischen Vergangenheit war vom Stromboli-Typus; gefördert wurden zähflüssige Laven, dazu Bomben, Sande und Aschen. Die letzten Ausbrüche ereigneten sich 1569, 1613 und 1687 (*Yarza*, 1971).

Der Krater-Gipfel wird in ca. 4200 bis 5000 m Höhe von einem sternförmig ausgebildeten Kranz aus gewaltigen Seiten- und Endmoränen gesäumt (Abb.

Es bedeuten:

- | | |
|---|---|
| 1 = rezente Gletscher | 13 = Schutthalden |
| 2 = fossiles Eis unter Schutt | 14 = Muren |
| 3 = M V-Moränen | 15 = Auffrierhügel (Thufur) |
| 4 = M IV-Moränen | 16 = Krater |
| 5 = M III 3-Moränen | 17 = steile Felswände |
| 6 = M III 2- und M III 1-Moränen | 18 = Lavastrom |
| 7 = Kar | 19 = Grat |
| 8 = glaziales Trogtal | 20 = Tal, Barranca |
| 9 = Rundhöckerflur | 21 = Geländekante |
| 10 = bei Maximalvergletscherung eisfreie Bergsporne | 22 = obere Waldgrenze (ca. 4000 m Höhe) |
| 11 = subrezente Blockgletscher | 23 = Quelle mit Bach |
| 12 = geschrammte Blöcke auf Moräne | 24 = Weg |





Abb. 2: Geomorphologische Skizze des Pico de Orizaba.

2²⁾). Zwischen diesen und den rezenten Gletschern bzw. dem Gipfel erstrecken sich ausgedehnte Rundhöckerfluren. Die Moränenwälle, die im 19. Jahrhundert gebildet wurden (Heine, 1975 a) und die aus lockerem Schutt aufgebaut werden, unterliegen am stärksten der Abtragung. Vor allem Muren haben die steilen Moränenflanken zerfurcht. Die Murgänge sind an den nach Osten und Norden exponierten Moränenwällen viel zahlreicher als an den nach Westen orientierten. Vergleiche von Luftbildern und Photographien der letzten 30 Jahre belegen, daß die Muren nur in Verbindung mit extremen Niederschlagsereignissen auftraten. Zwischen dem 20. und 22. September 1974 brachte der Hurricane „Fifi“ vermutlich die ergiebigsten Niederschläge seit der Bildung der Moränenwälle M V, die um 1850 A. D. entstanden (Heine, 1975 a). Die Starkregen führten zur Ausbildung von drei mehrere hundert Meter langen Murgängen im MV-Moränenschutt der Nordhänge unterhalb des Jamapa-Gletschers (Abb. 2). Weitere Muren wurden auf Schutthalden ebenfalls am Nordhang beobachtet. Die vorherrschenden geomorphologischen Prozesse auf den Moränenwällen und Schutthalden scheinen durch außergewöhnlich starke Niederschlagsereignisse, die nur selten die Periglazialstufe des Pico de Orizaba erreichen, ausgelöst zu werden. Besonders augenfällig wird dies am Nordwesthang, wo die ca. 1850er Moränen, die hier in einen kleinen Blockgletscher übergehen, zum ersten Mal seit ihrer Bildung von Murgängen im September 1974 überformt wurden. Die frische Form der Moränen belegt, daß gelegentliche Starkregen eine größere geomorphologische Leistung vollbringen als die durch weniger ergiebige Niederschläge und/oder durch Frost bedingten Prozesse der Abspülung, Solifluktion etc. Ähnliche Beobachtungen liegen aus anderen Periglazialgebieten vor (vgl. Rapp & Nyberg, 1981).

Schutthalden sind in Karen und an den glazial überformten Wänden der großen nach Norden gerichteten Talung entstanden. Die stark erodierten Reste (Karlinge?) tertiärer Vulkanbauten im Süden und Südwesten weisen ebenfalls große Schutthalden auf. Deutlich ist eine gesteinsabhängige Verwitterung und Denudation zu erkennen; vor allem pyroklastische Gesteine zerfallen bei der Frostverwitterung nicht selten in kleine Fragmente; infolge der hohen Wasseraufnahmefähigkeit der porösen Bestandteile bildet sich häufig Kammeis, das die Steinchen anhebt und beim Abtauen in Bewegung setzt. Dadurch werden die obersten Gesteinsfragmente der Hänge ständig hangabwärts verlagert, ein Vorgang, der zu einem „Zerfließen“ der Hänge und zur Bildung von Glatthängen mit ca. 32-35° Neigung führen kann.

²⁾ Die Benennung der Moränen im Text und in den Abbildungen erfolgt nach Heine (1975 a, 1977 b, 1978 b):

- M V — Moränen der Kleinen Eiszeit, Hauptmoränenwälle um 1850 A. D., Rückzugsmoränen jünger als ca. 1850 A. D.
- M IV — Moränen des Holozäns (ca. 2000—3000 Jahre alt)
- M III 3 — Moränen des Frühholozäns (ca. 8500—9000 Jahre alt)
- M III 2 — Moränen der Pleistozän/Holozän-Wende (ca. 9000—10000 Jahre alt), vgl. und Heine & Ohngemach (1976) und Ohngemach & Straka (1978)
- M III 1
- M II — Moränen des Spätpleistozäns (ca. 12000 Jahre alt)
- M I — Moränen des Mittelwürm/-wechsel (ca. 32000—36000 Jahre alt)

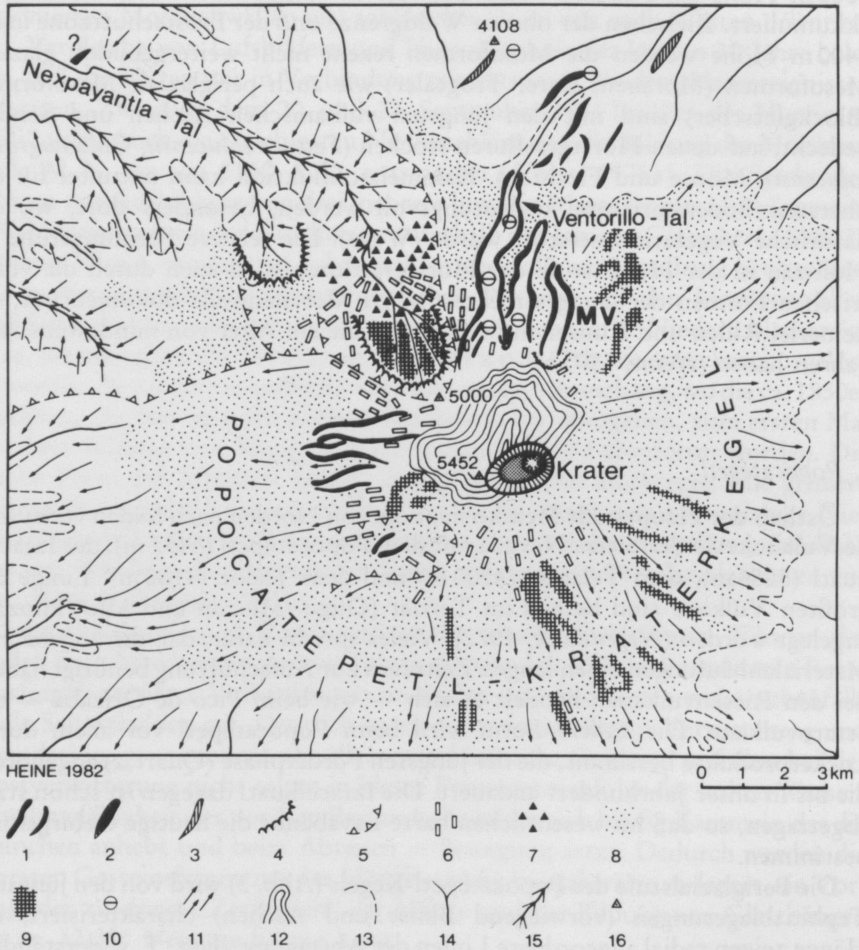
Die Mesoformen der Hangpartien unterhalb der genannten Endmoränenkränze aus dem vergangenen Jahrhundert wurden vor allem durch glaziale Erosion gebildet. In den vulkanischen Gesteins- und Lavabänken sind Kare und Trogtäler entstanden. Das abgetragene Gesteinsmaterial wurde unterhalb ca. 3000 m Höhe am Fuß des Vulkangebirges in ausgedehnten Schwemmkegeln akkumuliert. Zwischen der oberen Waldgrenze und der Frostschuttzone in ca. 4400 m Höhe werden die Mesoformen rezent nicht weitergebildet; glaziale Mesoformen (Moränen, Kare, Trogtäler) wie auch periglaziale Mesoformen (Blockgletscher) sind mit den jüngsten vulkanischen Aschen und Sanden bedeckt, auf denen Horstgrasfluren stocken (*Festuca tolucensis*, *Calamagrostis tolucensis*, Moose und Flechten). Kammeissolifluktion kann mitunter für die obersten Bodenhorizonte bedeutungsvoll werden, besonders dort, wo die natürliche Vegetation zerstört wurde (Wege). Die relative Formungsruhe im Holozän in der Höhenstufe der Horstgrasfluren wird auch durch die völlig frischen Formen der langgestreckten M III-Moränenwälle dokumentiert, die keinerlei Rillen und Runsen aufweisen und die ein Alter von mindestens 8500 Jahren haben (Heine, 1975 a).

2. Popocatepetl

Östlich der Hauptstadt Mexiko liegt die von Norden nach Süden verlaufende Vulkankette der Sierra Nevada mit dem Popocatepetl (5452 m), der Iztaccíhuatl (5286 m), dem Telapón (4200 m) und dem Tláloc (4160 m). Einige der größten Vulkane sind bereits im Tertiär (Oligo-/Miozän und Mio-/Pliozän) angelegt worden (Negendank, 1972). Vieles spricht dafür, daß die ungeheuren Materialanhäufungen einen langen Zeitraum zur Aufschüttung benötigt haben. Bei den Riesenvulkanen handelt es sich — wie beim Pico de Orizaba — um Stratovulkane. Die äußere Form wird beim Popocatepetl vor allem durch Lockerprodukte bestimmt, die der jüngsten Förderphase (Quartär) angehören, die bis in unser Jahrhundert andauert. Die Iztaccíhuatl dagegen ist schon stark abgetragen, so daß im wesentlichen harte Lavabänke die heutige Gebirgsform bestimmen.

Die Periglazialstufe des Popocatepetl-Kegels (Abb. 3) wird von den jüngsten Tephraablagerungen (vorwiegend Bimse und Aschen) charakterisiert; die Hänge zeigen radial angeordnete Linien der Abtragung, die z. T. widerständige Lavabänke freigelegt haben. Unterhalb der Lavabänke sind mitunter kleinere Blockhalden entstanden, die rezent weitergebildet werden. Nur auf der Nord- und Westflanke — beiderseits des Restes eines größeren tertiären Kraters — sind die Moränenwälle aus dem vergangenen Jahrhundert in den lockeren Tephraablagerungen ausgebildet. Zwischen diesen und dem Krater befinden sich noch drei kleine Gletscher. Die Mesoformen des Popocatepetl-Kegels werden heute nur wenig verändert. Kammeissolifluktion führt zu einer Verlagerung der obersten Aschen hangabwärts. Muren können sich infolge der hohen Wasserdurchlässigkeit der Tephraschichten nicht bilden. Lediglich Sturzdenu- dation (in Verbindung mit Frostverwitterung) spielt heute bei der Anlage der Mesoformen bei weniger verwitterungsresistenten Gesteinen eine größere Rolle.

Dies ist vor allem an dem tertiären Kraterrest, der zudem durch ein Kar mit daran anschließender Schlucht ausgehöhlt ist, der Fall (vgl. auch *White*, 1949).



Es bedeuten:

1 = M V-Moränen

2 = M IV-Moränen

3 = M III-Moränen

4 = Kar

5 = Geländekante

6 = Hangschutt

7 = vulkanische Brekzie

8 = feine vulkanische Asche

9 = Lavabänke

10 = Rundhöcker, Gletscherschliffe

11 = Rinnen, Kerben (fluviale Abtragung)

12 = Gletscher

13 = obere Waldgrenze (ca. 4000 m Höhe)

14 = Tal, Barranca

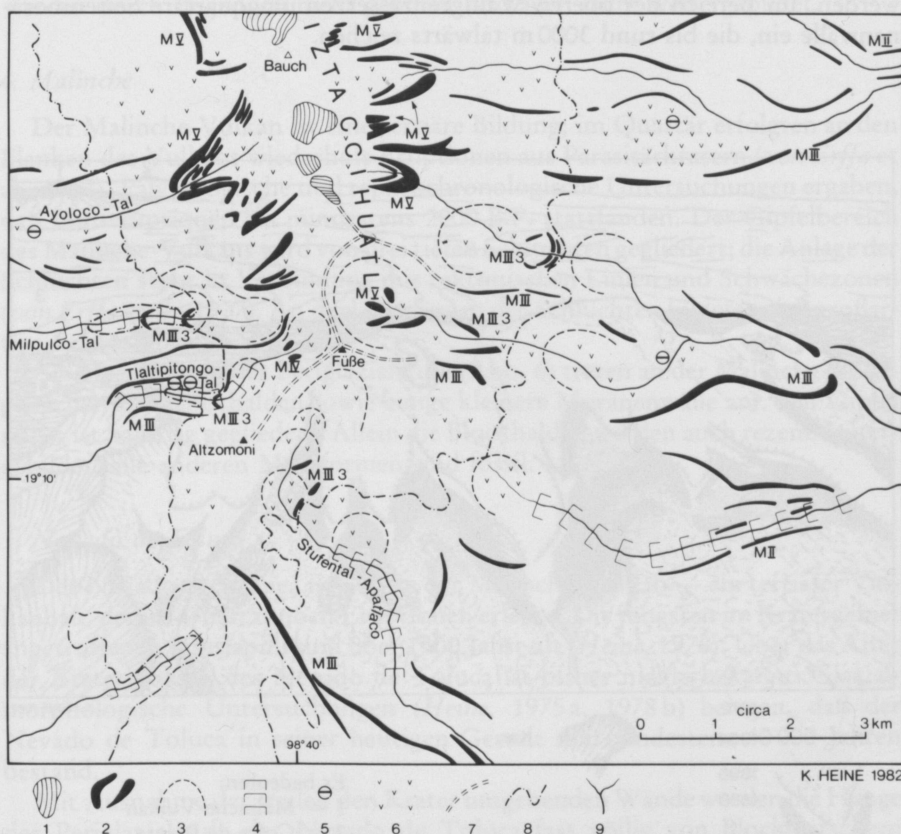
15 = Schlucht

16 = Höhenpunkt mit Angabe in Meter

Abb. 3: Geomorphologische Skizze des Popocatepetl-Kraterkegels (z. T. nach *White* 1949).

3. Iztaccíhuatl

Die Vergesellschaftung der Mesoformen der Periglazialstufe der Iztaccíhuatl (Abb. 4) weicht durchaus von den zuvor genannten Beispielen des Pico de Orizaba und des Popocatepetl ab, denn die Iztaccíhuatl ist ein tertiäres Vulkangebirge, das im Quartär Lavaeruptionen aufwies, die jedoch in ein Relief flossen, das dem heutigen recht ähnlich gewesen war; die Lavaströme füllen z. T. trogartige Talungen in Höhen über 4000 m aus. Unterhalb der rezenten Gletscher befinden sich Rundhöckerfluren; die Hänge sind weniger steil als bei den jungen Kraterkegeln von Pico de Orizaba und Popocatepetl. Kare sind verbreitet; sie



Es bedeuten:

- 1 = Gletscher
- 2 = M V-Moränen
- 3 = Kar
- 4 = glaziales Trogtal

5 = Gletscherschliffe

6 = Rundhöcker

7 = Grat

8 = obere Waldgrenze

9 = (periodisch fließender) Bach

Abb. 4: Geomorphologische Skizze des südlichen Teils des Iztaccíhuatl-Gipfelmassivs (auf der Grundlage nicht entzerrter Luftbilder).

treten in Höhen zwischen ca. 4000 m und dem Gipfel auf. Die langgestreckte Gipfelregion wird von Moränen des 19. Jahrhunderts eingefasst. Die Abtragung dieser Moränenwälle ist weniger stark als beim Pico de Orizaba. Muren spielen kaum eine Rolle bei der Gliederung der Moränenwall-Hänge. Dagegen ist Sturzdenudation und Kammeissolifluktion oberhalb 4400 m Höhe weit verbreitet. Über das Zurückschmelzen der Gletscher seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts informiert die Abbildung 5, die anhand von alten Berichten und Fotografien entworfen wurde.

Unterhalb der Moränen des 19. Jahrhunderts befinden sich glazial überformte Lavabänke. Die Täler sind zu gewaltigen Trogtälern ausgestaltet worden, die häufig von einem Trogschluß von den höher gelegenen Karen getrennt werden. Im Bereich der oberen Waldgrenze setzen jungquartäre Seitenmoränenwälle ein, die bis rund 3000 m talwärts reichen.

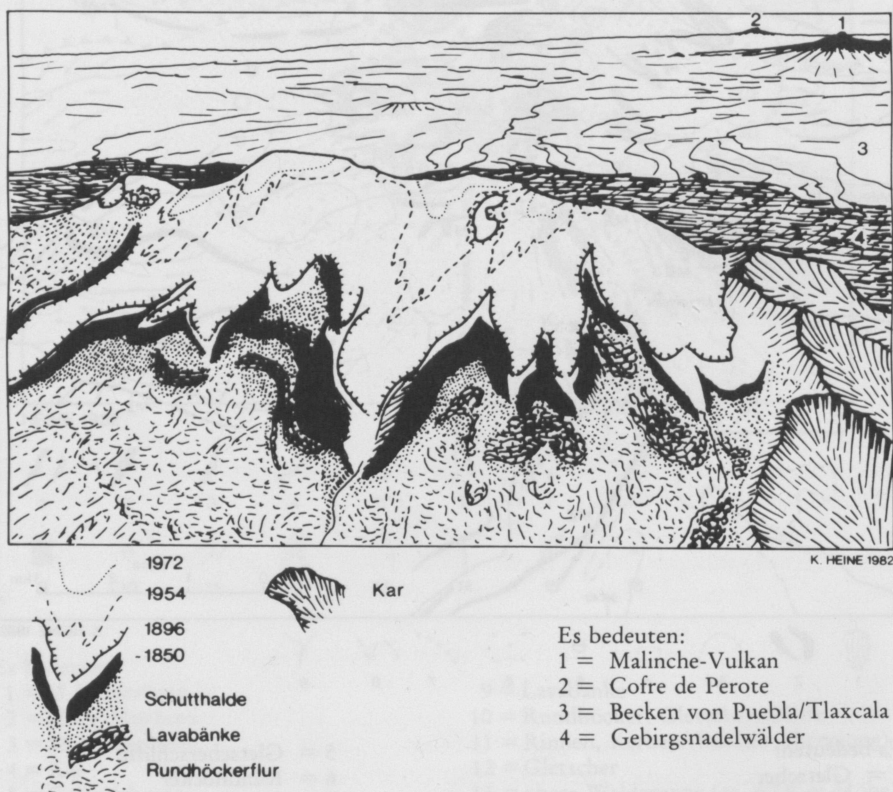


Abb. 5: Die Skizze der Westflanke der Iztaccíhuatl (nach einer Luftschrägaufnahme gezeichnet) zeigt die Ausdehnung der Vergletscherung seit ca. 1850 A.D. Mit der vertikalen Verschiebung der Schneegrenze um einige Hundert Meter ist keine vertikale Veränderung der oberen Waldgrenze verbunden.

Über die rezenten Abtragungsprozesse in der Höhenzone zwischen der oberen Waldgrenze (4000 m) und der Obergrenze der Zacatonales (ca. 4400 m) geben viele Aufschlüsse Auskunft, die die Tephraablagerungen der holozänen Förderphasen des benachbarten Popocatepetl zeigen. In der Regel sind die jüngsten Bims- und Aschenlagen fast überall an den Hängen der Iztaccíhuatl in Höhen bis ca. 4400 m, d. h. bis zur oberen Vegetationsgrenze, ungestört erhalten (vgl. *Mieblich*, 1974). Der jüngste Solifluktionshorizont liegt unter der ca. 4800 Jahre alten Bimsschicht P2 und über der ca. 12 000 Jahre alten Bimslage P3¹⁾. Nach der Förderung der P2-Bimse fand an den Hängen keine Solifluktion von Schuttmateriale mehr statt. Rezent hat lediglich die Kammeissolifluktion im Bereich der Zacatonales eine geringe Bedeutung für die Abtragung; Mesoformen werden durch sie jedoch nicht gebildet und auch nicht weitergebildet.

4. Malinche

Der Malinche-Vulkan ist eine tertiäre Bildung; im Quartär erfolgten an den Flanken des Vulkans wiederholt Eruptionen aus Parasitärkratern (*von Erffa* et al., 1977). Palynologische und tephrochronologische Untersuchungen ergaben, daß Bimsruptionen bis mindestens 2000 B.P. stattfanden. Der Gipfelbereich des Malinche-Vulkans wird von drei tiefen Schluchten gegliedert; die Anlage der Schluchten steht in Verbindung mit tektonischen Linien und Schwächezonen (*von Erffa* et al., 1977). An den Ausgängen der Schluchten bildeten sich großartige Schwemmkegel.

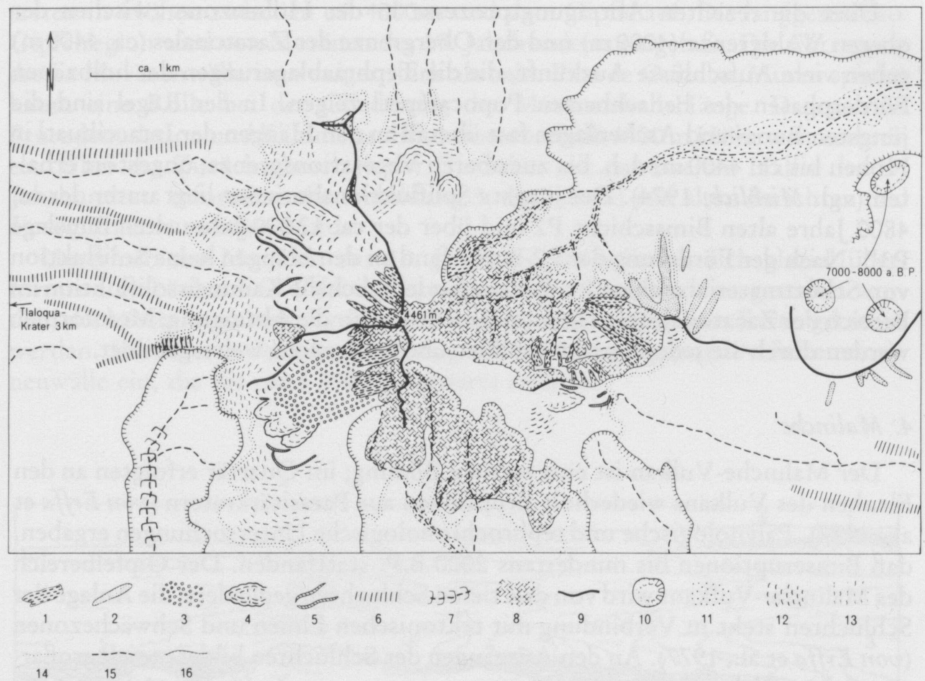
Als Mesoformen der Periglazialstufe (Abb. 6) treten an der Malinche Blockgletscher und Blockhalden sowie einige kleinere Moränenwälle auf. Der Gipfel selbst ist karartig gegliedert. Allein die Blockhalden werden auch rezent weitergebildet; alle anderen Mesoformen sind fossil.

5. Nevado de Toluca

Der Nevado de Toluca ist — wie der Malinche-Vulkan — ein tertiärer Vulkanbau, der im Quartär noch Eruptionen erlebte. Die jüngsten im Kratergebiet angetroffenen Bimslapilli sind über 1500 Jahre alt (*Heine*, 1976). Über das Alter der Kraterbildung des Nevado de Toluca ist bisher nichts bekannt. Glazialmorphologische Untersuchungen (*Heine*, 1975 a, 1978 b) belegen, daß der Nevado de Toluca in seiner heutigen Gestalt seit mindestens 40 000 Jahren bestand.

Mit Ausnahme der steilen den Krater umgebenden Wände werden die Hänge der Periglazialstufe des Nevado de Toluca fast völlig von Blockgletschern bedeckt (Abb. 7). Die Blockgletscher werden rezent nicht weitergebildet. Die steilen Kraterwände zeigen Sturzdenudation und Kammeissolifluktion. Der zuletzt genannte Prozeß ist an der Bildung von Glatthängen beteiligt. Deutlich ist die Gesteinsabhängigkeit der Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge zu erkennen. Pyroklastika neigen zur Bildung kleiner Fragmente, die durch Kammeis bewegt werden; harte Lavabänke und Lavapropfen verwittern oft zu

¹⁾ Die Benennung der Bimslagen erfolgt nach *Mieblich* (1974).



Es bedeuten:

- | | |
|---|---|
| 1 = Blockhalde, subrezent bis rezent | 9 = Grat |
| 2 = Sandhalde (Kammeissolifluktion) | 10 = Krater (Alter in ^{14}C -Jahren) |
| 3 = Blockwälle, Blockgletscher, subrezent | 11 = Schotter, subrezent bis rezent |
| 4 = M IV-Blockgletscher | 12 = Rasenterrassen, Rasengirlanden |
| 5 = M III 3-Moränen | 13 = Rasenschälen |
| 6 = M III 2- und M III 1- Moränen | 14 = Obere Waldgrenze
(ca. 3900-4000 m Höhe) |
| 7 = glaziales U-Tal | 15 = Tal, Barranca |
| 8 = Felsen | 16 = Geländekante gegen Talschluchten |

Abb. 6: Geomorphologische Skizze des Malinche-Vulkangipfels.

Es bedeuten:

- | | |
|---|---|
| 1 = Schutthalden | 10 = M III-Moränen |
| 2 = Glatthänge | 11 = M III-Moränen, unsicher |
| 3 = Blockgletscher
(Generation I, jüngste Phase) | 12 = glazial geformtes Tal |
| 4 = Blockgletscher
(Generation I, ältere Phase) | 13 = Grundmoränenschutt |
| 5 = Blockgletscher
(Generation II) | 14 = Rundhöcker |
| 6 = Blockgletscher
(Generation III) | 15 = Felsen |
| 7 = (Nivations-?) Tälchen im Schutt | 16 = Lavadom, vulkanischer Pfropfen |
| 8 = Muren | 17 = Grat |
| 9 = Murkegel | 18 = Tal, Barranca |
| | 19 = obere Waldgrenze (ca. 4000 m Höhe) |
| | 20 = Kratersee |
| | 21 = trockengefallener See |
| | 22 = Fahrstraße |
| | 23 = Hütte mit Höhenangabe in Meter |

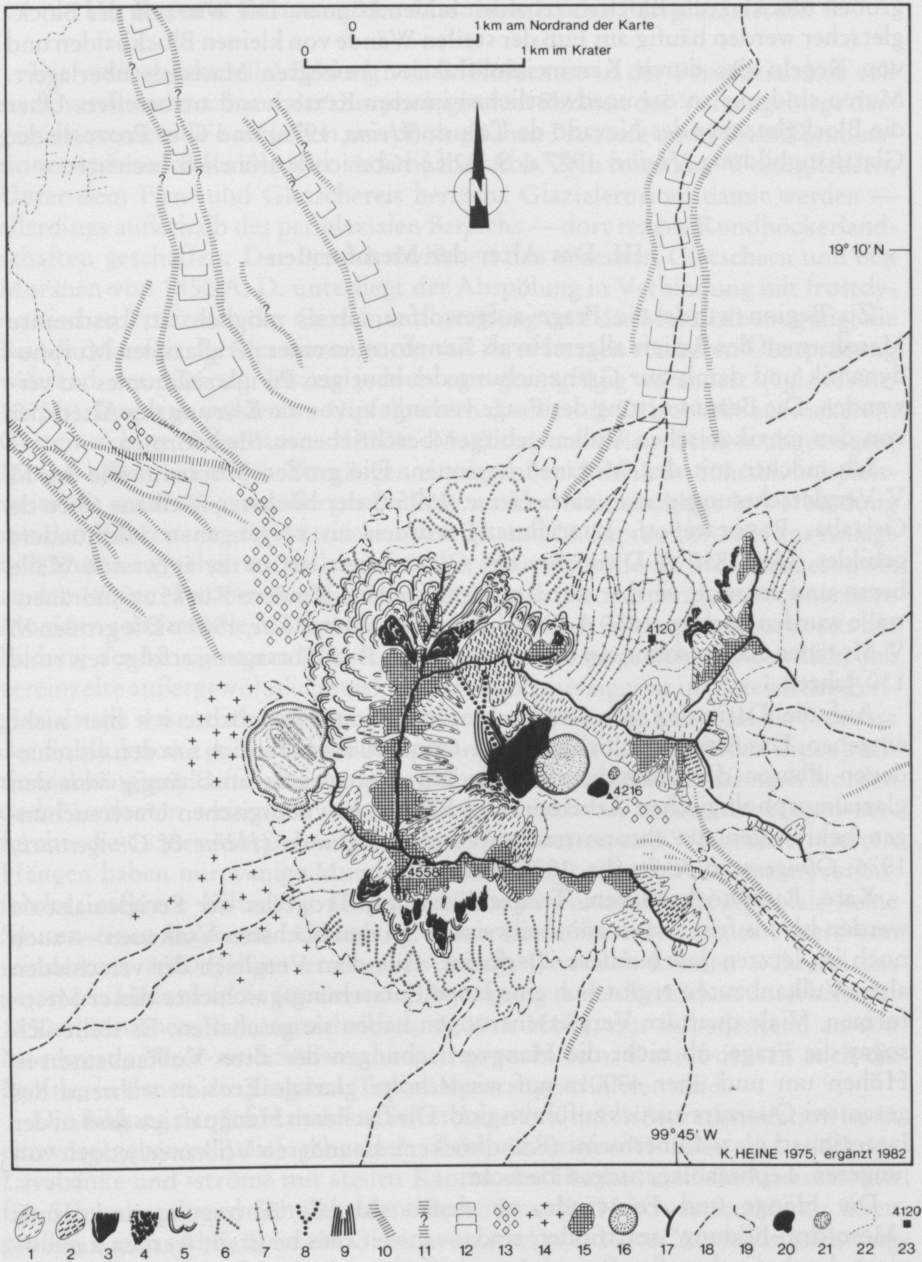


Abb. 7: Geomorphologische Skizze des Nevado de Toluca (auf der Grundlage nicht entzerrter Luftbilder).

groben Blöcken, die Blocksturzhalden bilden können. Die Wurzeln der Blockgletscher werden häufig am Fuß der steilen Wände von kleinen Blockhalden und von Kegeln des durch Kammeissolifluktion bewegten Materials überlagert. Muren sind nur an der nordwestlichen inneren Kraterwand anzutreffen. Über die Blockgletscher des Nevado de Toluca (Heine, 1976) und über Prozesse der Glatthangbildung (Heine, 1977 a, S. 72 f.) habe ich ausführlich berichtet.

III. Das Alter der Mesoformen

Zu Beginn wurde die Frage aufgeworfen, ob es möglich ist, bestimmte Mesoformen des Reliefs allgemein als Kennformen einer periglazialen Morphodynamik und damit zur Grenzziehung des heutigen Periglazialraumes zu verwenden. Die Beantwortung der Frage verlangt zuvor die Klärung des Alters der von den mexikanischen Vulkangebirgen beschriebenen Mesoformen.

Ich möchte mit den Moränen beginnen. Die großen Moränenwälle der M V-Vergletscherungsphase (nach Heine, 1975 a) der höchsten Vulkane (Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccíhuatl) wurden im vergangenen Jahrhundert gebildet. Um 1850 A. D. reichte das Gletschereis bis an die äußersten Wälle heran und schmolz seither zurück. Verschiedene kleinere Rückzugsmoränenwälle wurden nach ca. 1850 A. D. gebildet (vgl. auch White, 1981). Die großen M V-Moränen haben somit ein definiertes Alter. Ihre Abtragung erfolgt seit rund 130 Jahren.

Auf die Datierung der älteren Moränenbildungen möchte ich hier nicht eingehen. Das Alter der Blockgletscher-Generationen läßt sich mit den verschiedenen Phasen der Gletschervorstöße korrelieren. Die unabhängig von den glazialmorphologischen Arbeiten ausgeführten palynologischen Untersuchungen bekräftigen die chronostratigraphischen Befunde (Heine & Ohngemach, 1976; Ohngemach & Straka, 1978, 1982).

Kare, Rundhöckerfluren, Trogschlüsse und Trogtäler der Periglazialstufe werden bis ins frühe Holozän, teilweise — an den höchsten Vulkanen — auch noch im letzten Jahrhundert überformt. Aus dem Vergleich der verschiedenen alten Vulkanbauten ergibt sich eine lange Entstehungsgeschichte dieser Mesoformen. Viele quartäre Vergletscherungen haben sie geschaffen. Es stellt sich sogar die Frage, ob nicht die Hangverflachungen der alten Vulkanbauten in Höhen um und über 4000 m auf wiederholte glaziale Erosion während des gesamten Quartärs zurückzuführen sind. Die flacheren Hangpartien sind an der Iztaccíhuatl glazial überformt (Rundhöcker), an anderen Vulkanen jedoch von jüngeren Tephraablagerungen bedeckt.

Die Hänge und Felswände, an denen aktuelle Abtragung und damit „Mesoform-Bildung“ stattfindet, sind — soweit dies beurteilt werden kann — nicht durch die aktuellen Prozesse geschaffen worden, sondern entweder durch endogen-vulkanische Ereignisse oder durch Prozesse der glazialen Erosion und Akkumulation.

IV. Rezente Formung der Mesoformen der Periglazialstufe

Die rezente (aktuelle) Bildung von Mesoformen in der Periglazialstufe soll stark vereinfacht anhand der morphologischen Skizzen der Vulkangebirge dargestellt werden. Die aktuellen morphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen lassen sich für den Pico de Orizaba (Abb. 2) in folgender Weise gliedern: Unter dem Firn- und Gletschereis herrscht Glazialerosion; damit werden — allerdings außerhalb des periglazialen Bereichs — dort rezent Rundhöckerlandschaften geschaffen. Der Bereich zwischen den rezenten Gletschern und den Moränen von 1850 A. D. unterliegt der Abspülung in Verbindung mit frostdynamischen Prozessen der Gesteinsaufbereitung und der Materialbewegung; die Rundhöckerflur als Mesoform wurde seit ihrer letzten stärkeren Überprägung während der Kleinen Eiszeit jedoch nur geringfügig verändert (vgl. *Heine*, 1975 b). Dagegen werden im Gipfelbereich des Pico de Orizaba die aus lockerem Gesteinsschutt aufgebauten 1850er Moränen an vielen Stellen abgetragen; Muren haben bei diesen Vorgängen einen großen Anteil. So führten beispielsweise die mehrtägigen außergewöhnlich starken Niederschläge in Verbindung mit dem Hurricane „Fifi“ zwischen dem 20. und 22. September 1974 zur Anlage von Muren an mehreren Stellen der 1850er Moränenwälle des Nordhanges sowie an den 1850er Moränen der Nordwest-Gebirgsflanke. An den zuletzt genannten Moränen scheinen die Muren die ersten erkennbaren Abtragungsspuren seit der Bildung der Moränen um 1850 A. D. zu sein. Hier zeigt sich sehr deutlich, daß vereinzelte außergewöhnlich starke Niederschlagsereignisse im Bereich der Periglazialstufe wesentlich größeren Anteil an der Abtragung haben als die Prozesse der Solifluktion i. w. S. und der Abspülung. Darüber hinaus werden die expositionsabhängigen Differenzierungen in der Abtragung deutlich; die nach Norden und Nordosten weisenden 1850er Moränen sind von vielen Murgängen zerfurcht; die 1850er Moränen auf den nach Nordwesten und Westen orientierten Hängen haben nur wenige Murrinnen. Auch zeigt ein nach Südwesten verlaufender, mehrere Kilometer langer Seitenmoränenwall des Spätglazials keine Spuren einer stärkeren Abtragung; seine Form ist trotz seines Alters von mindestens 8500 Jahren erstaunlich frisch. Demnach können während des gesamten Holozäns die Prozesse der Abtragung in den Bereichen unterhalb der 1850er Moränen, d. h. unterhalb ca. 4400 m Höhe, nur unbedeutend an den Nordwest-, West- und Südwesthängen gewesen sein. Darauf deuten auch die Profile, in denen die jüngsten Tephralagen angeschnitten sind.

Die Bildung der Schutthalden, Schuttkegel etc. durch Sturzdenudation ist an ein vorgegebenes Relief gebunden; Kare, übertiefte U-Täler und mächtige Lavabänke und -ströme mit steilen Kanten und Flanken sind die Ansatzstellen für Schuttkegel und Schutthalden. Besonders die Nordwestflanke mit ihren großen Karen (Abb. 2) ist ein Gebiet von starker rezenter Abtragungsleistung und damit gleichzeitig rezenter Mesoformenbildung.

In der Periglazialstufe des Pico de Orizaba erfolgt fluviale Erosion und geringfügige fluviale Akkumulation heute lediglich entlang der Entwässerungsbahnen.

Am Malinche-Vulkan beschränkt sich die aktuelle Anlage von Mesoformen auf die Bildung von Blockhalden; diese sind an das glazial geformte steile

Gipfelrelief und an tektonisch-strukturell angelegte Schluchten gebunden (Abb. 6). Für den Kegel des Popocatepetl trifft diese Beobachtung ebenfalls zu; allein im Bereich der steilen Felswände des Nexpayantla-Kraters findet Schutthalden- und Schuttkegelbildung statt (Abb. 3).

Das Iztaccíhuatl-Vulkanmassiv ist — wie der Pico de Orizaba — unterhalb der 1850er Moränenwälle im Bereich der Zacatonales-Vegetation durch rezente Abtragungsruhe gekennzeichnet. Selbst die steilen Flanken glazial übertiefer Täler weisen im Periglazialraum keine nennenswerte Hangabtragung auf; überall sind die spätletzteiszeitlichen Gletscherschliffe und Rundhöcker noch recht gut erhalten. Selbst innerhalb der steilwandigen Kare und an steilen Lavagesteinsbänken sind keine größeren Schutt- und Blockhalden ausgebildet worden. Die rezenten Prozesse sind auf die 1850er Moränenwälle und die seit 1850 A. D. vom Eis freigegebenen Gipfelbereiche beschränkt. Die Moränen werden durch Abspülung und frostbedingten Materialversatz nur wenig abgetragen; die Rundhöckerfluren oberhalb dieser Moränen mit den geringmächtigen Grundmoränenschuttablagerungen unterliegen der fluvialen Abtragung. Steile Felswände werden durch frostbedingte Abtragung zurückverlegt, wobei Schutthalden und Schuttkegel entstehen können. Jedoch ist oft nicht möglich, die Herkunft des Schuttmaterials der Halden zu bestimmen; sowohl die Sturzenudation als auch das Moränenmaterial, das nach Abschmelzen der Gletscher an steilen Hängen zurückblieb, sind als Lieferanten der Schuttmassen anzusehen, die die Schutthalden und -kegel bilden.

Am Nevado de Toluca erfolgt rezente Bildung bzw. Weiterbildung von Mesoformen an den steilen, glazial und endogen-vulkanisch angelegten Wänden des Vulkangipfelbereichs (Abb. 7). Hier ist besonders auffällig, daß Gesteinsunterschiede die Verwitterung und Abtragung stark beeinflussen können. Rezent werden durch die Verwitterung im Bereich pyroklastischer Gesteine — auch wenn diese stark verfestigt sind (z. B. ignimbritartige Materialien) — sehr feine Bruchstücke mit vereinzelt gröberen, in der Regel nicht porösen, sehr widerständigen Komponenten gebildet. Dieses Material wird durch die Kammeissolifluktion abgetragen, wobei Glatthänge entstehen können. Massige, magmatische Gesteine und Lavabänke verwittern am Nevado de Toluca heute nur recht langsam, wie der Besatz mit verschiedenen Flechten anzeigt. Eine Aufbereitung dieser Gesteine entlang von Klüften und Spalten durch Frostverwitterung führte zur Bildung von Blockhalden am Fuß der Felswände. Diese Blockhaldenbildung ist jedoch rezent fast ganz unterbunden. Aus der Verknüpfung der Blockhalden mit den Blockgletschern am Nevado de Toluca (vgl. Heine, 1976) ist ersichtlich, daß sowohl eine verstärkte Blockhaldenbildung als auch Blockgletscherbildung zum letzten Mal während der Kleinen Eiszeit um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts auftrat. Eine erste grobe Differenzierung der Wand- und Hangverwitterung kann somit vorgenommen werden: Massige vulkanische Gesteine werden heute nur noch selten entlang der vorgegebenen Klüfte und Spalten durch die Verwitterung zerlegt; daher findet kaum noch Block- und Schutthaldenbildung statt. Es gab jedoch Phasen verstärkter Blockhaldenbildung, so beispielsweise zuletzt in der Kleinen Eiszeit.

Die Prozesse und Prozeßkombinationen der rezenten und subrezent Formbildung am Nevado de Toluca machen deutlich, daß sich der Formungsstil

einerseits klima- und andererseits gesteinsabhängig seit der Kleinen Eiszeit veränderte.

An allen genannten Vulkanen kommt dem Kammeis in der Periglazialstufe eine besondere geomorphologische Bedeutung zu (vgl. *Heine*, 1977 a). Abgesehen von der Glatthangbildung, die am Nevado de Toluca beobachtet wurde, schafft die Kammeissolifluktion jedoch zur Zeit keine Mesoformen; sie ist allenfalls dort stärker in die rezenten geomorphologischen Prozesse der Abtragung eingebunden, wo der Mensch im Bereich der Zacatonales die natürliche Vegetation zerstört hat (Wegebau, Anlage von Erosionsschutzgräben etc., vgl. *Heine*, 1978 a); hier sind in jüngster Zeit teilweise beachtliche Abtragungsleistungen erzielt worden, die neuere Messungen zur Kammeissolifluktion voll bestätigen (vgl. *Meentemeyer & Zippin*, 1980).

V. Folgerungen

1. Charakteristische Mesoformen der heutigen Periglazialstufe

Als charakteristische Mesoformen der heutigen (aktuellen) Periglazialstufe können die Blockgletscher und die Blockhalden, Schuttkegel/-halden sowie die Glatthänge angesehen werden. Die Blockgletscher bilden sich ohne die klimatischen Voraussetzungen für Permafrost. Sie sind an bestimmte Verwitterungsformen des Gesteins gebunden und entstanden während der holozänen Klimaphasen mit größerer winterlicher Humidität. Die Glatthangbildung durch Kammeissolifluktion benötigt eine „Rohform“, die im Arbeitsgebiet nicht immer vorhanden ist, sowie eine Frostverwitterung mit Feinfragmentbildung (möglichst aus porösem pyroklastischem Material). Schutthalden, Blockhalden und Schuttkegel verlangen als „Vorform“ ein übersteiltes Relief, das durch die Gletscher, die wiederholt die gesamte Periglazialstufe bedeckten, aber auch durch den Vulkanismus geschaffen wurde (Lavaströme, Stoßkuppen, Vulkankegel etc.).

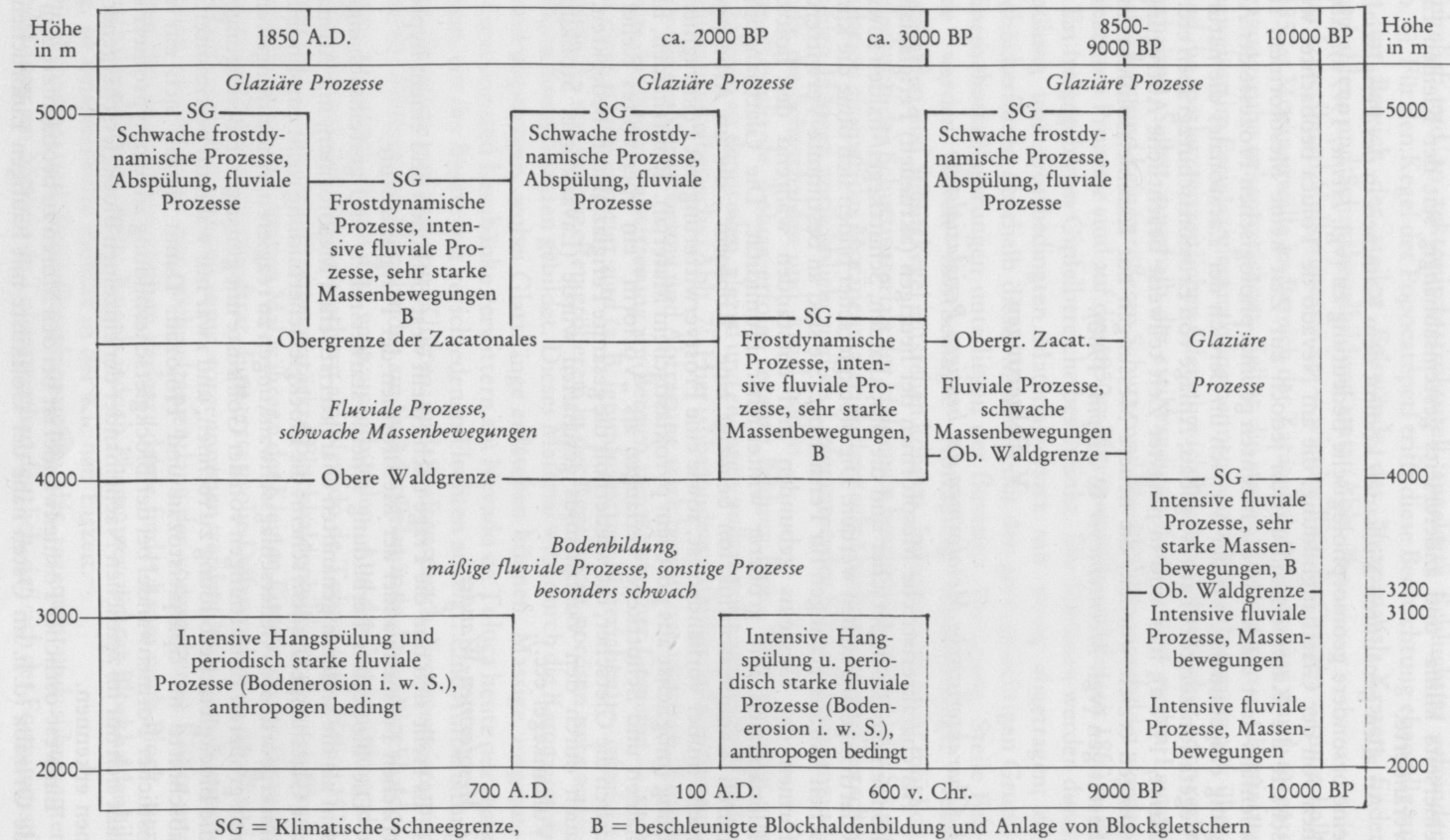
2. Mesoformen-Wandel

Es stellt sich nun die Frage nach einem west-östlichen und einem hypsometrischen Formenwandel der Mesoformen der Periglazialstufe.

Die Blockgletscherbildung scheint stärker relief- und gesteinsabhängig zu sein als die anderen genannten charakteristischen Mesoformen, mit Ausnahme der Glatthänge. Zudem scheint die Blockgletscherbildung recht empfindlich auf untergeordnete Niederschlagsschwankungen zu reagieren. Andeutungsweise ist mit größeren Entfernungen von der Golfküste mit günstigeren Bedingungen für die Blockgletscherbildung zu rechnen, und zwar nur während bestimmter Zeitabschnitte im Spätpleistozän und Holozän. Damit deutet sich ein west-östlicher Formenwandel bei der Blockgletscherbildung an; ein hypsometrischer läßt sich nur im zeitlichen Nacheinander der einzelnen Blockgletschergenerationen erkennen.

Ein west-östlicher Formenwandel ist bei den Muren zu beobachten. Am Pico de Orizaba (d. h. im Osten nahe der Golfküste mit häufigen Einbrüchen von

Tab. 2: Schematische Darstellung der räumlichen und zeitlichen Ordnung der geomorphologischen Prozeßkombination während der letzten 10000 Jahre für die Cordillera Neovolcánica Mexikos.



tropischen spätsommerlichen Zyklonen, die aus Störungen der Easterly Waves resultieren) werden die Moränenwälle der ca. 1850er Gletscher, teilweise aber auch die Schutthalden und Schuttkegel, durch von Muren verursachte Wälle stark gegliedert. An den weiter westlich im Hochland gelegenen Vulkangebirgen spielen Muren keine nennenswerte Rolle mehr. Ein hypsometrischer Formenwandel wird bei den Murgängen durch Relief, Substrat und Vegetation vorgegeben.

Für die Blockhalden/-kegel und Schutthalden/-kegel sowie die Glatthänge kann weder ein west-östlicher noch ein hypsometrischer Formenwandel belegt werden. Jedoch kann für den Nevado de Toluca nachgewiesen werden, daß Blockhaldenbildung an bestimmte Zeitabschnitte (z. B. Kleine Eiszeit) gebunden ist; für die anderen Vulkangebirge (z. B. Malinche) scheint diese Beobachtung ebenfalls zuzutreffen. Hier deutet sich kein west-östlicher und kein hypsometrischer, sondern ein zeitlicher (holozäner) Formenwandel an (vgl. Tabelle 2).

3. Grenzziehung der heutigen Periglazialstufe

Anhand der Mesoformen, die rezent gebildet werden, bzw. wesentlich in Weiterbildung begriffen sind, ist es nicht möglich, den aktuellen Periglazialraum der mexikanischen Cordillera Neovolcánica abzugrenzen. Zu sehr ist die hypsometrische Verbreitung der Mesoformen von dem eiszeitlichen Glazialrelief beeinflußt. Man könnte jedoch, wenn die jungquartäre Reliefentwicklung ebenfalls Berücksichtigung fände, die Periglazialstufe nach unten dort begrenzen, wo die jüngste letzteiszeitliche geschlossene Gletscherbedeckung endete. Dann läge die Untergrenze etwa im Niveau der oberen Waldgrenze bei rund 4000 m Höhe; subrezente Blockgletscher und Glatthangbildung reichen ebenfalls nicht tiefer hinab. Schwierigkeiten bei dieser Grenzfindung bereitet jedoch die starke Expositionsabhängigkeit der spätpleistozänen Vergletscherung.

Die Obergrenze der Periglazialstufe, die nur an den drei höchsten zentral-mexikanischen Vulkangebirgen zu finden ist (= Untergrenze der Gletscher und des Firneises), hat sich seit ca. 1850 A. D. mindestens um 300 m, an manchen Stellen um einen noch höheren Betrag verschoben, ohne daß die obere Waldgrenze Anzeichen einer gleichgerichteten Verlagerung gezeigt hätte. Die Periglazialstufe hat sich somit in 130 Jahren sehr zu ungunsten der Gletscherzone ausgedehnt.

Berücksichtigt man diese räumlichen Veränderungen der Grenzen der Periglazialstufe, die offensichtlich nicht mit gut erfaßten Veränderungen des Klimas zusammenfallen, und zieht man die Beobachtungen zu den aktuellen geomorphologischen Prozessen und Prozeßkombinationen hinzu (Tabelle 2), so stellt sich die Frage, inwieweit von einer „Periglazialstufe“ im Bereich der Cordillera Neovolcánica Mexikos überhaupt gesprochen werden kann. Die Mesoformen sind — mit Ausnahme einiger Schutthalden und Schuttkegel, Muren und Glatthänge — Zeugen subrezenter (z. B. Kleine Eiszeit) bzw. mittel/altholozäner und spätpleistozäner Prozesse und Prozeßkombinationen; darüber hinaus sind charakteristische periglaziale Mesoformen wie Blockgletscher, Glatthänge, Blockhalden etc. oft nur untergeordnet am Mesoformenschatz der entsprechen-

den, als Periglazialstufe bezeichneten Höhenzone der zentralmexikanischen Gebirge beteiligt. Vorzeitformen (z. B. Rundhöckerfluren, U-Täler, Moränen) und endogen-vulkanisch angelegte Mesoformen (z. B. Krater, Lavaströme, petrographische Eigenschaften der Stratovulkanbauten) bestimmen in der Regel in weit größerem Maße die Vergesellschaftung der Mesoformen in der hier betrachteten Höhenstufe als die allein auf eine periglaziale Geomorphodynamik zurückzuführenden periglazialen Mesoformen.

Periglazialmorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen benötigen Frost und Humidität zur gleichen Zeit. Frostdynamik ist jedoch aktuell in der Periglazialstufe der Cordillera Neovolcánica Mexikos nur abgeschwächt wirksam, da die humide Jahreszeit mit der relativ warmen Sommerzeit zusammenfällt, während die frostreiche Winterzeit durch relativ große Aridität ausgezeichnet ist. Noch während der Kleinen Eiszeit war die Frostdynamik infolge der Norte-Wetterlagen (winterliche Feuchtigkeitszufuhr) in der Periglazialstufe der zentralmexikanischen Vulkangebirge wesentlich aktiver und führte zur Schuttproduktion, Blockgletscherbildung und Gelisolifluktion vornehmlich in Höhen über rund 4400-4500 m (oberhalb der Zacatonales-Stufe).

VI. Schluß

Eine schematische Darstellung der räumlichen und zeitlichen Ordnung der geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen während der letzten 10 000 Jahre für die östliche Cordillera Neovolcánica Mexikos zeigt (Tabelle 2),

- (1) daß die geomorphologischen Prozesse und damit die Bildung und Weiterbildung der Mesoformen im Holozän nicht gleichmäßig abliefen,
- (2) daß die geomorphologischen Prozesse während des Holozäns in den am höchsten gelegenen Bereichen (oberhalb ca. 5000 m Höhe) und in den Regionen unterhalb ca. 4000 m Höhe keine wesentlichen Veränderungen erfuhren (mit Ausnahme der Zeit vor über 8500 Jahren) und
- (3) daß während der letzten 3000 Jahre der Mensch für die geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen bis in Höhen um 3000 m verantwortlich ist (in den letzten Jahren reicht der menschliche Einfluß auf das geomorphologische Geschehen sogar bis in Höhen von 4200 m infolge Erosionsverbauungen, Straßen- und Wegebau, Beweidung, Abbrennen der Zacatonales-Vegetation, Waldvernichtung etc.).

Wird versucht, anhand der Mesoformen der Cordillera Neovolcánica eine klimaspezifische periglaziale (aktuelle) Morphodynamik zu ermitteln, so bleibt das Ergebnis unbefriedigend. Ebenso gelingt es nicht, Klimax-Mesoformen für die aktuelle Periglazialstufe Zentralmexikos auszugliedern. Die semihumiden Randtropen mit sommerlicher Regenzeit und winterlicher Trockenzeit stellen damit den Übergangsbereich von den Feuchttropen zu der Ariden Zone dar, die heute in der entsprechenden Höhenstufe keinen Periglazialraum aufweist⁴⁾. Charakteristische frostdynamische Erscheinungen können jedoch subrezent

⁴⁾ Der Beitrag *Menschings* zu diesem Symposium spricht konsequenterweise von „periglazialen“ Mesoformen im Relief der Ariden Zone.

und vor allem im mittleren und frühen Holozän (Tabelle 2) für das Arbeitsgebiet nachgewiesen werden. Daher soll abschließend die Frage aufgeworfen werden, ob die Gegenwart für raum-zeitliche Vergleiche herangezogen werden darf und ob wir nicht bei der Deutung des Reliefs nicht-aktualistische Paläoklima- bzw. Paläoprozeß-Konzeption hinzuziehen müssen (vgl. Heine, 1983).

Abstract

The mesoforms of the periglacial altitudinal belt of the eastern Cordillera Nevovolcánica of Mexico are described. The present-day geomorphic processes and process combinations of the periglacial belt are not in agreement with the mesoforms. The development of the mesoforms (slopes, rock glaciers, valleys etc.) mainly originates in the geomorphic processes of the Late Pleistocene as well as of the Holocene climatic phases with greater humidity in winter.

Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Förderung meiner Arbeiten im Rahmen des Mexiko-Projektes.

Literatur

- Hagedorn, J. (1980): The montane periglacial zone and its morphological lower limit. — Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 36, S. 96-103.
- Hagedorn, J. & H. Poser (1974): Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen auf der Erde. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, Nr. 29, S. 426-439.
- Heine, K. (1975 a): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane — mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. — Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bd. 7, Wiesbaden.
- Heine, K. (1975 b): Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko. — Eiszeitalter u. Gegenwart 26, S. 212-217.
- Heine, K. (1976): Blockgletscher- und Blockzungen-Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko. — Die Erde, 107. Jg., S. 330-352.
- Heine, K. (1977 a): Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. Beobachtungen aus Mexiko in den Jahren 1971-1975. — Z. Geomorph. N.F. 21, S. 57-78.
- Heine, K. (1977 b): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. — Erdkunde 31, S. 161-178.
- Heine, K. (1978 a): Mensch und geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit im randtropischen Hochbecken von Puebla/Tlaxcala, Mexiko. — 41. dt. Geogr.-Tag Mainz, Tagungsber. u. wiss. Abh., Wiesbaden, S. 390-406.
- Heine, K. (1978 b): Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der wisconsinzeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane. — Eiszeitalter u. Gegenwart 28, S. 139-147.
- Heine, K. (1983): Führt die Quartärforschung zu nicht-aktualistischen Modellvorstellungen in der Geomorphologie? — Colloquium Geographicum (LAUER-Festschrift), im Druck.

- Heine, K. & D. Ohngemach* (1976): Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko. — Münster. Forsch. Geol. Paläont. 38/39, S. 229-251.
- Hövermann, J.* (1965): 40 Jahre moderne Geomorphologie. — Göttinger Geogr. Abh., H. 34, S. 11-19.
- Klaus, D.* (1973): Las Invasiones de Aire Frío en los Trópicos a Sotavento de las Montañas Rocallosas. — Geofísica International 13 (2), Mexico, S. 99-143.
- Klaus, D.* (1975): Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung in Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. — Bonner Geogr. Abh., H. 53.
- Lauer, W. & D. Klaus* (1975): Geoecological Investigations on the Timberline of Pico de Orizaba, Mexico. — Arctic and Alpine Research 7 (4), Boulder, S. 315-330.
- Meentemeyer, V. & J. Zippin* (1980): Observations of needle ice growth and potential for accelerated erosion on the Georgia piedmont. — Southeastern Geographer XX, No. 1, S. 31-41.
- Miehlisch, G.* (1974): Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart 25, S. 107-125.
- Negendank, J. F. W.* (1972): Volcanics of the Valley of Mexico. Part I: Petrography of the volcanics. — N. Jb. Miner. Abh. 116 (3), S. 308-320.
- Ohngemach, D. & H. Straka* (1978): La historia de la vegetación en la región Puebla-Tlaxcala durante el cuaternario tardío. — Comunicaciones (Proyecto Puebla-Tlaxcala) 15, S. 189-204.
- Ohngemach, D. & H. Straka* (1982): Pollenanalytischer Nachweis einer mexikanischen Pinus-Art mit Hilfe ihres Parasiten. — Abh. Naturw. Verein Bremen 39, S. 397-403.
- Rapp, A. & R. Nyberg* (1981): Alpine debris flows triggered by a violent rainstorm on June 23, 1979, near Abisko, N. Sweden. — Transactions, Japanese Geomorphological Union 2 (2), S. 329-342.
- von Erffa, A., W. Hilger, K. Knoblich & R. Weyl* (1977): Geologie des Hochbeckens von Puebla-Tlaxcala und seiner Umgebung (Erläuterungen zu einer geologischen Karte). — Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bd. 11, Wiesbaden.
- Weyl, R.* (1974): Vulkanismus und Vulkanlandschaft im Hochland von Mexiko. — Natur und Museum 104, Frankfurt a. M., S. 137-152.
- White, S. E.* (1949): Descent of the Barranca de Nexpayantla. — Appalachia, Dec. 1949, S. 476-479.
- White, S. E.* (1981): Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico. — Journ. Glaciology 27, S. 359-363.
- Yarza De la Torre, E.* (1971): Volcanes de México. — Mexiko.

<i>Stingl, H. und K. Garleff:</i> Beobachtungen zur Hang- und Wandentwicklung in der Periglazialstufe der subtropisch-semiariden Hochanden Argentinien	199
<i>Brosche, K.-U.:</i> Das Glatthangrelief auf der Iberischen Halbinsel — Verbreitung, Aufbau und Genese	214
<i>Höllermann, P.:</i> Verbreitung und Typisierung von Glatthängen	241
<i>Garleff, K.:</i> Probleme der Wand- und Hangformung im periglazialen Milieu. Zusammenfassung von Diskussionsbeiträgen	261

Flächen – Flächenformung

<i>Priesnitz, K. und E. Schunke:</i> Periglaziale Pediplanation in der kanadischen Kordillere	266
---	-----

Täler – Talformung

<i>Stäblein, G.:</i> Zur arktisch-periglazialen Talformung Ost-Grönlands	281
<i>Rudberg, S.:</i> Tal- und Hangformen im Sedimentgestein und Kristallin arktischer Periglazialräume. Ein Vergleich	294
<i>Karrasch, H.:</i> Die periglaziale Tal- und Reliefasymmetrie	310
<i>Stäblein, G.:</i> Probleme der periglazialen Talbildung und Talasymmetrie. Referat einer Diskussion	328

II.

Die Gesellschaft der Mesoformen in den periglazialen Höhenstufen verschiedener Landschaftszonen

<i>Priesnitz, K.:</i> Über den periglazialen Formenschatz von Talböden in den Mackenzie Mountains, NW-Kanada	337
<i>Schunke, E.:</i> Periglaziale Mesoformen der europäischen und amerikanischen Arktis	352
<i>Hagedorn, J.:</i> Rezente periglaziale Mesoformen in den mediterranen Hochgebirgen, besonders im Kalkgestein	371
<i>Mensching, H.:</i> Verbreitung und Bedeutung von „periglazialen“ Mesoformen im Relief der Ariden Zone — Anmerkungen und kritische Bewertung	379
<i>Spöemann, J.:</i> Die Mesoformen der periglazialen Höhenstufen Ostafrikas	388
<i>Heine, K.:</i> Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispielen der Cordillera Neovolcánica, Mexiko	403
<i>Garleff, K. und H. Stingl:</i> Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite	425
<i>Hagedorn, J.:</i> Probleme der Vergesellschaftung der Mesoformen in der periglazialen Höhenstufe verschiedener Landschaftszonen. Referat einer Diskussion	435

**Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen –
Mathematisch-Physikalische Klasse · III. Folge**

26. **Ulrich Schmucker · Gesteinsmagnetische Untersuchungen
und Experimente am Basalt des Steinberges bei Barlissen**
1957. 127 Seiten mit Abbildungen, brosch.
27. **Wilhelm Wöhlke · Das Land zwischen Masuren und dem Bug**
1966. 209 Seiten, 17 Seiten Kunstdruck, 5 mehrfarbige Karten, brosch.
28. **Fridolin Mechel · Die Streuung ebener Wellen an Zylindern
und Kugeln komplexer Impedanz.** 1967. 249 Seiten, brosch.
29. **Hans Poser (Hrsg.) · Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombi-
nationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen**
Vorträge und Berichte anlässlich eines Symposiums
1974. 439 Seiten mit 198 Fig., zahlr. Tab. und 1 Faltkarte, brosch.
30. **Ekkehard Schunke · Die Periglazialerscheinungen Islands in
Abhängigkeit von Klima und Substrat**
1975. 273 Seiten mit 7 Fig., 61 Abb., 4 Tab., 1 Tafel u. 1 Faltkarte, brosch.
31. **Hans Poser (Hrsg.) · Formen, Formgesellschaften und
Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der
Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator**
Bericht über ein Symposium. 1977. 335 Seiten mit 103 Abb., brosch.
32. **Dieter Kelletat · Geomorphologische Studien an den Küsten Kretas**
1979. 105 Seiten, 5 Karten, 12 Fig., 27 Photos, kartoniert
33. **Klaus J. Fricke/Jacob Shaham · Proceedings of the 5th Göttingen-Je-
rusalem-Symposium held at Göttingen, October 6–9, 1980, on
Astrophysics**
1981. XI, 298 Seiten mit 93 Abb., kartoniert
34. **Peter Höllermann · Studien zur aktuellen Morphodynamik und Geo-
ökologie der Kanareninseln Teneriffa und Fuerteventura**
1982. 406 Seiten mit 51 Fig. und 10 Tab. + 35 Bilder, 1 Faltkarte,
kartoniert

Hilmar Schumann · Einführung in die Gesteinswelt

Für Freunde und Studierende der Geographie, Geologie, Mineralogie, Bau-
kunde und Landwirtschaft.

5., erweiterte und verbesserte Auflage 1975. VII, 185 Seiten, 57 Abbildungen,
3 Farbtafeln und 29 Tabellen, kartoniert

Hilmar Schumann · Grundlagen des geologischen Wissens für Techniker
Insbesondere für Architekten, Bau- und Vermessungsingenieure sowie für In-
teressenten der angewandten Mineralogie und Geologie.

1962. XIX, 260 Seiten mit 165 Abbildungen und 9 Tafeln, Leinen

Vandenhoeck & Ruprecht in Göttingen und Zürich