

# CATENA

AN INTERDISCIPLINARY JOURNAL OF  
**PEDOLOGY - HYDROLOGY - GEOMORPHOLOGY**  
INTERDISZIPLINÄRE ZEITSCHRIFT FÜR  
**HYDROLOGIE - GEOMORPHOLOGIE - PEDOLOGIE**  
JOURNAL INTERDISCIPLINAIRE DE  
**GEOMORPHOLOGIE - PEDOLOGIE - HYDROLOGIE**

**EDITORS:**

F. Ahnert, Aachen  
G. Bartels, Köln  
L. Berry, Worcester, Mass.  
J. J. Bigarella, Curitiba  
H.-P. Blume, Kiel  
B. Bunting, Hamilton, Ont.  
K. Butzer, Chicago  
G. Castany, Orléans  
J. Demek, Brno  
I. Douglas, Manchester  
G. H. Dury, Cambridge  
A. R. Eschner, Syracuse, N. Y.  
H. Faure, Marseille  
H. Fölster, Göttingen  
R. Herrmann, Bayreuth  
K. Hirakawa, Yamanashi  
P. D. Jungerius, Amsterdam  
J. Kukla, Palisades  
L. B. Leopold, Berkeley  
J. A. Mabbutt, Kensington  
B. Messerli, Bern  
B. Meyer, Göttingen  
P. Michel, Strasbourg

R. B. Morrison, Denver  
D. Newson, Wallingford  
R. Paepe, Brüssel  
H. Paloc, Orléans  
M. Pecs, Budapest  
J. de Ploey, Leuven  
R. Pullan, Liverpool  
R. V. Ruhe, Bloomington, Ind.  
A. Ruellan, Rennes  
A. P. Schick, Jerusalem  
A. Semmel, Frankfurt  
O. Slaymaker, Vancouver  
L. Starkel, Krakow  
O. Strebel, Hannover  
U. Streit, Münster  
J. B. Thornes, London  
A. Velichko, Moskva  
J. Vogt, Strasbourg  
R. Webster, Harpenden  
D. H. Yaalon, Jerusalem  
A. Young, Norwich

**CHIEF EDITOR:**

H. Rohdenburg, Braunschweig

# **EIN AUSSERGEWÖHNLICHER GLETSCHERVORSTOSS IN MEXIKO VOR 12000 JAHREN**

**– EIN BEITRAG ZUM PROBLEM DER  
SPÄTGLAZIALEN KLIMASCHWANKUNGEN –**

**K. Heine, Saarbrücken**

## **SUMMARY**

On the high volcanoes of the eastern Cordillera Neovolcánica of Mexico, a glacier advance occurred around 12,000 B.P. which is characterized by a short duration (less than 200 years). According to the investigations of the moraines and other glacial and fluvial sediments, this 12,000 B.P. glaciation was caused by intense precipitation rather than by a temperature decrease. A comparison of the late Quaternary climatic history of Mexico (ca. 14,000 to 10,000 B.P.) with recent results from North America, Europe, and other parts of the world yield new insights concerning the interpretation of the '12-ka event' of the Gulf of Mexico and of the Older Dryas climatic fluctuation of Europe.

## **ZUSAMMENFASSUNG**

An den hohen Vulkanen der Cordillera Neovolcánica Mexikos kam es um 12000 B.P. zu einem Gletschervorstoß, der sich durch seine kurze Dauer (weniger als 200 Jahre) auszeichnet. Aufgrund der Untersuchungen von Moränen und anderer glazialer und fluvialer Sedimente wird die Ursache des 12000 B.P.-Gletschervorstoßes in heftigen Niederschlägen und nicht in einer Temperatursenkung gesehen. Die spätquartäre Klimaentwicklung Mexikos (ca. 14000 bis 10000 B.P.) zeigt im Vergleich mit jüngsten Befunden aus Nordamerika, Europa und anderen Teilen der Erde, daß hinsichtlich des sog. '12-ka event' des Golfs von Mexiko und der Klimaschwankung der Alteren Dryaszeit Europas neue Interpretationen möglich sind.

## **1. EINLEITUNG**

Nach dem Höhepunkt der letzten Eiszeit, der um 18000 B.P. angenommen wird, schmolzen die gewaltigen Eisdome der Nordhemisphäre ab. Dies geschah in Raum und Zeit nicht gleichmäßig. Viele Hinweise auf eine sehr differenzierte Deglaziation in verschiedenen Vereisungsgebieten liegen uns heute vor. Bei einer Betrachtung der Vorgänge beim Eisabbau fällt auf, daß im Spätglazial (Fig. 1) sehr kurzfristige, oft jedoch äußerst markante Fluktuationen auftraten, die einerseits den Eishaushalt selbst betreffen, andererseits aber auch paläoklimatisch und paläogeooökologisch hervortreten. In Figur 1 ist eine Zusammenstellung der spätglazialen chronostratigraphischen Untergliederungen der letzten Eiszeit gegeben. Es sind vorwiegend palynologische Untersuchungsergebnisse, die zu der Gliederung des Spätglazials in Europa führten. Heute liegen jedoch viele Chronostratigraphien des Spätglazials vor, die auch auf anderen Befunden fußen.

Die Vorgänge des Eisabbaus sowohl in Skandinavien als auch in Nordamerika, d.h. die Fluktuationen der Inlandeisfront im Spätglazial, resultieren aus der Gletscherdynamik und

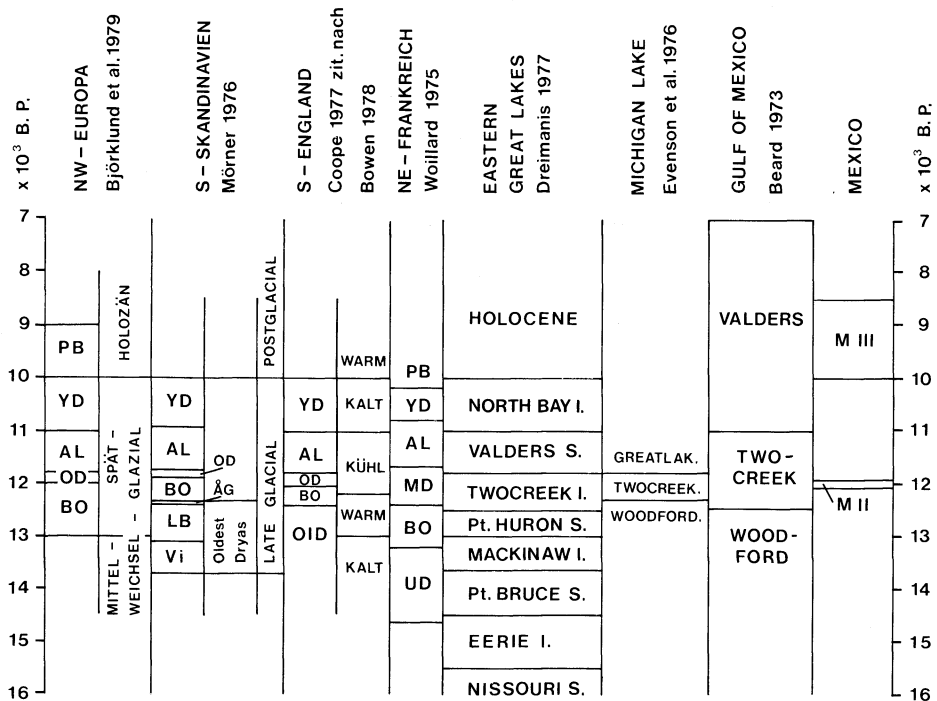


Fig. 1: Chronostratigraphie des Spätglazials nach verschiedenen Autoren.

PB – Präboreal; YD – Jüngere Dryaszeit; AL – Alleröd; OD – Ältere Dryaszeit; MD – Mittlere Dryaszeit; BO – Bölling; I. – Interstadial; AG – Ågård; LB – Low Baltic; Vi – Vintapper; OLD – Älteste Dryaszeit; UD – Obere Dryaszeit. S. – Stadial

sind daher nicht unmittelbar von Klimaänderungen abhängig. Aus diesem Grund können u.a. paläobotanisch ermittelte Klimarekonstruktionen nicht unmittelbar mit Fluktuationen des spätglazialen Eisrandes in Beziehung gesetzt werden (DONNER 1978). Wieder anders reagieren die Coleoptera-Gesellschaften auf Klimaschwankungen (BOWEN 1978, 150); da sie sich schnell ausbreiten, sofern die klimatischen Bedingungen gegeben sind, lassen sich durch sie Klimaveränderungen besser nachweisen als durch die Pollenanalyse und durch Gletscherschwankungen.

Wichtige Hinweise auf abrupte Klimaschwankungen liefern geochemische Sedimentuntersuchungen (DEGENS & STOFFERS 1976) sowie Veränderungen der Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse des grönländischen wie auch des antarktischen Inlandeises (FLOHN 1979), wenn auch bisher oft noch nicht die genaue zeitliche Stellung einzelner spätglazialer  $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen gesichert erscheint (MERCER 1978).

Besonders schwierig ist heute immer noch der Nachweis sehr kurzfristiger Klimaschwankungen, da weder die Flora (Pollenanalyse), noch die Fauna (z.B. Coleoptera), noch die Gletscher größerer Vereisungsgebiete oder die Oberflächentemperaturen der Weltmeere unmittelbar darauf reagieren. Hinzu kommt der Umstand, daß die Zeugen der Flora und Fauna wie auch die geochemischen Hinweise auf Klimaschwankungen nur in Sedimenten konserviert werden, zu deren Bildung bzw. Akkumulation es bestimmter Zeitspannen bedarf.

Im vorliegenden Beitrag wird zum Problem der spätglazialen Klimaschwankungen Stellung genommen, da aus Mexiko wichtige neue Beobachtungen vorliegen. Es ergeben sich Anhaltspunkte dafür, daß um 12000 B.P. eine starke Niederschlagszunahme einen Gletschervorstoß bewirkte, der vermutlich mit dem "12-ka event" des Golfes von Mexiko zusammenfällt.

## 2. DAS JUNGQUARTÄR DER ÖSTLICHEN CORDILLERA NEOVOLCANICA IN MEXIKO

Über die jungquartären chronostratigraphischen Verhältnisse zentralmexikanischer Vulkane habe ich ausführlich berichtet (HEINE 1975, 1980). Figur 2 zeigt die Lage der Vulkane der Cordillera Neovolcánica mit jungquartären Gletscherspuren; die Vulkane der Nummern 2 bis 10 wurden in den Jahren 1971 - 1975 eingehend hinsichtlich ihrer Gletscherspuren untersucht. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse ist in Figur 3 dargestellt.

Das Untersuchungsgebiet wird aus verschiedenen tertiären und quartären Vulkaniten aufgebaut; gewaltige Vulkanmassive überragen die über 2000 m hoch gelegenen Beckenlandschaften. Im Osten begrenzt der 5700 m hohe Pico de Orizaba das vulkanische Hochland (Fig. 2); nach Westen schließen sich das Becken von Oriental / El Seco an, der Malinche-Vulkan, das Becken von Puebla-Tlaxcala, die Sierra Nevada mit den Vulkanbauten des Popocatepetl und der Iztaccíhuatl, das Becken von Mexiko, die Ajusco-Vulkane, das Becken

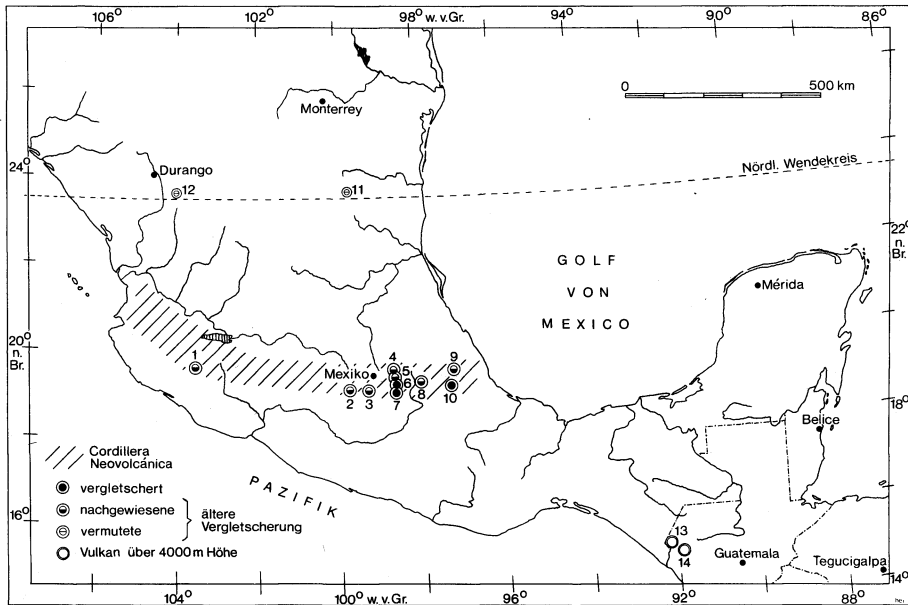
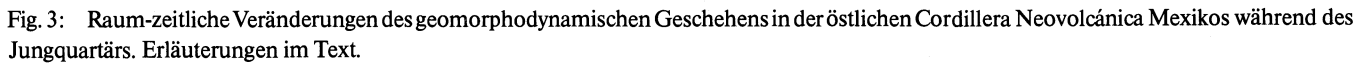


Fig. 2: Übersichtskarte der Cordillera Neovolcánica Mexikos.

1 – Nevado de Colima; 2 – Nevado de Toluca; 3 – Ajusco; 4 – Tláloc; 5 – Telapón; 6 – Iztaccíhuatl; 7 – Popocatepetl; 8 – Malinche; 9 – Cofre de Perote; 10 – Pico de Orizaba; 11 – Cerro Peña Nevada; 12 – Bergland von Durango; 13 – Tacaná; 14 – Tajumulco.



von Toluca und der Vulkan Nevado de Toluca.

An den Hängen der Vulkane sind differenzierte Abfolgen jungquartärer Sedimente ausgebildet. Moränen, fossile Böden, Hangschutt, fluviale Kiese und äolische "toba"-Sedimente wechsellagern mit vulkanischen Aschen, Bimslapillibändern, Tuffen, Ignimbriten und Lavaströmen. Oft sind in den Tephralagen, aber auch in den fluvialen und kolluvialen Schutthorizonten sowie in den fossilen Böden die Reste von Bäumen bzw. organisches Material eingelagert, so daß  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen vorgenommen werden konnten. Daher konnten chronostratigraphische Beziehungen der glazialen und periglazialen Sedimente in Zentralmexiko erarbeitet werden.

Figur 3 stellt die raum-zeitlichen Veränderungen des geomorphodynamischen Geschehens in der östlichen Cordillera Neovolcánica während des Jungquartärs dar. Figur 3 ist eine Zusammenschau der quartärgeologischen, quartärmorphologischen, bodenkundlichen, paläobotanischen, paläoklimatologischen und – für das jüngere Holozän – vor- und frühgeschichtlichen und archäologischen Erkenntnisse, die im Rahmen des Mexiko-Projektes der DFG erarbeitet worden sind.

Figur 3 ist zu entnehmen, daß fünf Phasen stärkerer Vergletscherung im Jungquartär auftraten. Die älteste datierte Vergletscherung (M I) erfolgte zwischen 36000 und 32000 B.P. Erst um 12000 B.P. stießen die Gletscher (M II) an den Vulkanen erneut vor. Dieser wie auch die folgenden Gletschervorstöße zwischen 10000 und ca. 8500 B.P. (M III 1, M III 2, M III 3) waren nur von kurzer Dauer. Weitere Gletschervorstöße konnten im Holozän zwischen ca. 3000 und 2000 B.P. (M IV) und während der kleinen Eiszeit (M V) belegt werden.

Ein innerwisconsinzeitliches Interstadial folgte nach der M I-Vergletscherung und führte zu einer intensiven Bodenbildung (fBo1), die vom Nevado de Toluca im Westen bis zum Pico de Orizaba im Osten im Gelände deutlich ausgebildet ist und die durch zahlreiche  $^{14}\text{C}$ -Datierungen auf ein Alter zwischen ca. 30000 und 16000 B.P. datiert wird. Während noch bis ca. 25000 B.P. die fBo1-Böden in Höhen zwischen 3000 und 4000 m als Andosole ausgebildet wurden, sank nach ca. 25000 B.P. die Höhenstufe der Andosol-Bildung ab; nach ca. 16000 B.P. wurden die Andosole nicht mehr gebildet.

Nach der M II-Vergletscherung setzte die Bodenbildung wieder ein (fBo2), doch erst nach den M III-Gletschervorstößen rückte infolge der Klimaverbesserung die Höhenstufe der Andosol-Bildung (fBo3) wieder auf 3000 bis 4000 m Höhe und erreichte zwischen 8000 und 5000 B.P. sogar Gebiete bis 4200 m Höhe.

Das jungquartäre geomorphodynamische Geschehen der östlichen Cordillera Neovolcánica wird durch langandauernde Passivitätszeiten i.S. ROHDENBURGs (1971) charakterisiert, die durch kurze Aktivitätszeiten unterbrochen werden. Nur in der vegetationslosen "periglazialen" Höhenstufe sorgten Sturzdenudation, Murgänge, Abspülung und Solifluktion während der schnee- und gletscherfreien Phasen für eine größere Geomorphodynamik. Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, daß seit mindestens 3000 Jahren die geomorphologischen Prozesse entscheidend durch die Aktivitäten des Menschen beeinflußt worden sind (HEINE 1976).

Aus Figur 3 geht hervor, daß während verschiedener Abschnitte des Jungquartärs der hypsometrische Formenwandel nicht mit dem rezenten morphologischen Formenwandel vergleichbar ist und daß diese Unterschiede sich nicht allein durch eine vertikale Verschiebung der Höhenstufen erklären lassen. Werden die paläogeooökologischen Befunde des Jungquartärs paläoklimatisch gedeutet (Fig. 3), so fallen die Zeiten starker Vergletscherung (M I und M III) mit Zeiten einer Erwärmung zusammen; die Vergletscherung M II vor ca. 12000 B.P. fügt sich diesem Schema nicht ein. Sie soll im folgenden eingehender diskutiert werden.

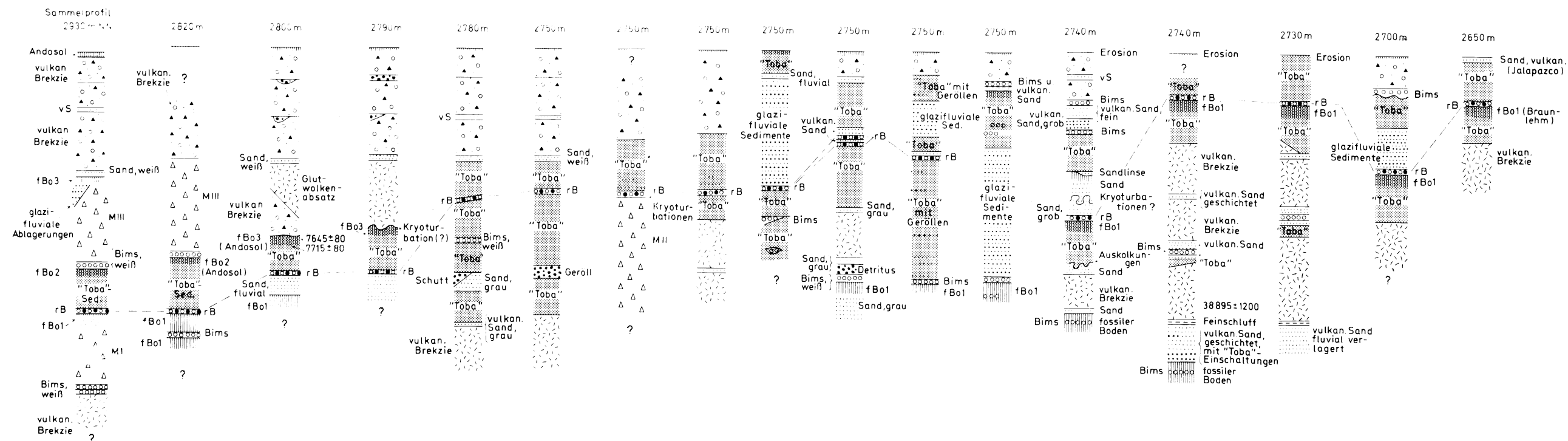
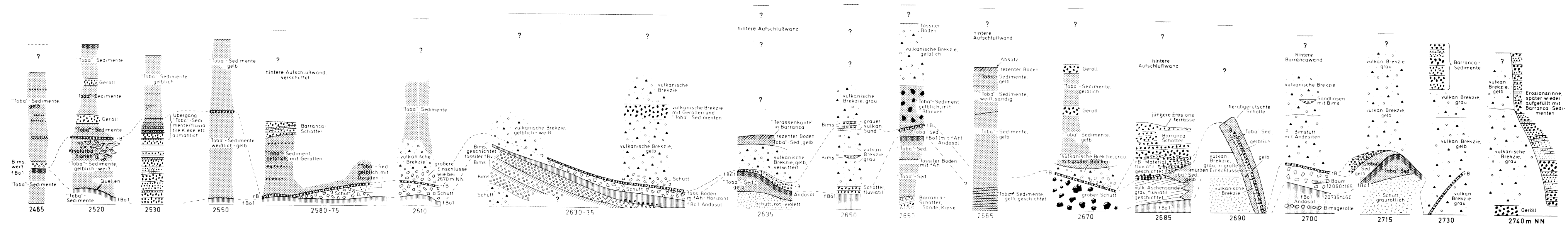


Fig. 4: Profile der Barranca Xotanacatla am Malinche-Westhang (oben). Profile in verschiedenen Barrancas nördlich des großen Schwemmfächers am Osthang der Malinche (unten). Zur Lage der Barrancas vgl. Fig. 5 und 7.

### 3. BEOBACHTUNGEN IM GELÄNDE

Der M II-Gletschervorstoß ist am besten am Malinche-Vulkan chronostratigraphisch erfaßt. An den Malinche-Hängen (Fig. 4) können als stratigraphische Leithorizonte der fBol-Boden und der "rB"-Bims erkannt werden. Die Ablagerungen der M II-Phase liegen als Moränenschutt, Hangschutt, Solifluktionsmaterial, lößartige "toba"-Sedimente oder fluviale Sande, Kiese und Grobschotter stets zwischen dem fBol-Boden und den "rB"-Bimsen. Aufgrund umfangreicher tephrochronologischer Untersuchungen konnten nicht nur die jungquartären Malinche-Sedimente stratigraphisch eingeordnet und z.T. absolut datiert werden, sondern es konnten darüber hinaus chronostratigraphische Beziehungen zu den Sedimenten benachbarter Beckengebiete und Vulkangebiete hergestellt werden (HEINE 1975, 1978b, 1980, HEINE & HEIDE-WEISE 1973, HEINE & OHNGEMACH 1976) (Fig. 5 u. 6, Tab. 1).

Die jungquartären Lockersedimente des Malinche-Vulkans bestehen aus hell- und dunkelgrauen Aschen- und Bimstufen, gelbbraunen Staubsedimenten ("toba", vgl. HEINE & SCHÖNHALS 1973) und grauem, rötlichem oder violetter Schutt sowie fluvialen, glazialen und solifluidalen Ablagerungen; sie werden von tiefbraunen bis schwarzen fossilen Andosolen und anderen fossilen Böden gegliedert. Sie enthalten sehr gleichmäßig 90-95% Oxyhornblende, etwas Hypersthen, diopsidischen Augit, Biotit, Apatit, Zirkon,  $\pm$  Olivin und Quarz. Der Anteil opaker Minerale an den Schwermineralen beträgt 40-50%. Die grünbraune Hornblende weist häufig sehr charakteristische gelbbraune bis rotbraune Biotiteinlagerungen auf (Tab. 1).

Die ausgeprägte fossile Bodenbildung fBol und die nachfolgenden Sedimente der M II-Phase deuten an, daß in der vulkanischen Tätigkeit der Malinche eine längere Ruhepause zwischen den beiden jüngsten Förderfolgen geherrscht haben muß. Dafür sprechen auch die mineralogischen Befunde in den Tuffen dieser beiden Phasen. Während die Hornblendekristalle der älteren Tuffe (prä-fBol) in den andesitischen Lapilli im allgemeinen idiomorph und ohne Reaktionssäume auftreten, zeigen die Hornblendekristalle der jüngeren Tuffe (post-M II) eine vom Rande ausgehende Opazitisierung durch zunehmenden Eisengehalt, die ihrem Erscheinungsbilde nach subvulkanisch ist und auf eine längere Verweilzeit der Kristalle in einer sich ändernden Schmelze hindeutet. Ähnlich läßt sich auch das Auftreten subvulkanischer Einsprenglinge in Form von körnigen Hornblende-Magnetit-Biotit-Plagioklas-Aggregaten in den jüngeren Tuffen erklären (vgl. HEINE 1975). Besonders markant sind diese zuletzt genannten Erscheinungen in dem "rB"-Bimsband ausgeprägt, das zusätzlich durch eine deutliche Rotfärbung charakterisiert ist und als Leithorizont der jüngeren Eruptionsphase dient. Dieses Bimsband, das jünger als die M II-Sedimente ist, läßt sich in wechselnder Mächtigkeit und Farbintensität rund um die Malinche sowie in Profilen bei Tlaxcala und Puebla nachweisen (Fig. 5 und 6). Das Material des "rB"-Bimses wurde im Bereich des Tlaloqua-Kraters am Westhang der Malinche gefördert.

Die fossilen Andosole des Malinche-Vulkans haben einen hohen, für die Malinche atypischen Hypersthengehalt. Das Augit : Hornblende-verhältnis liegt bei 46 : 54 bis 80 : 20. Ursache dafür ist eine Auswehung von Staubsedimenten aus den Hypersthen-Augit-andesitischen Tuffen von Popocatepetl und Iztaccíhuatl und/oder aus den Schotterfluren der Atoyac-Zahuapan-Niederung; die ausgeblasenen Sedimente wurden an den Hängen der Malinche teilweise wieder sedimentiert und in unterschiedlichem Maße mit Malinche-Material vermischt. In diesen Sedimenten ist der Erhaltungszustand der Hornblende (= Malinche-Material) sehr gut, wohingegen der mehrmals umgelagerte Hypersthen (= Sierra Nevada-Material) häufig starke Lösungserscheinungen zeigt.



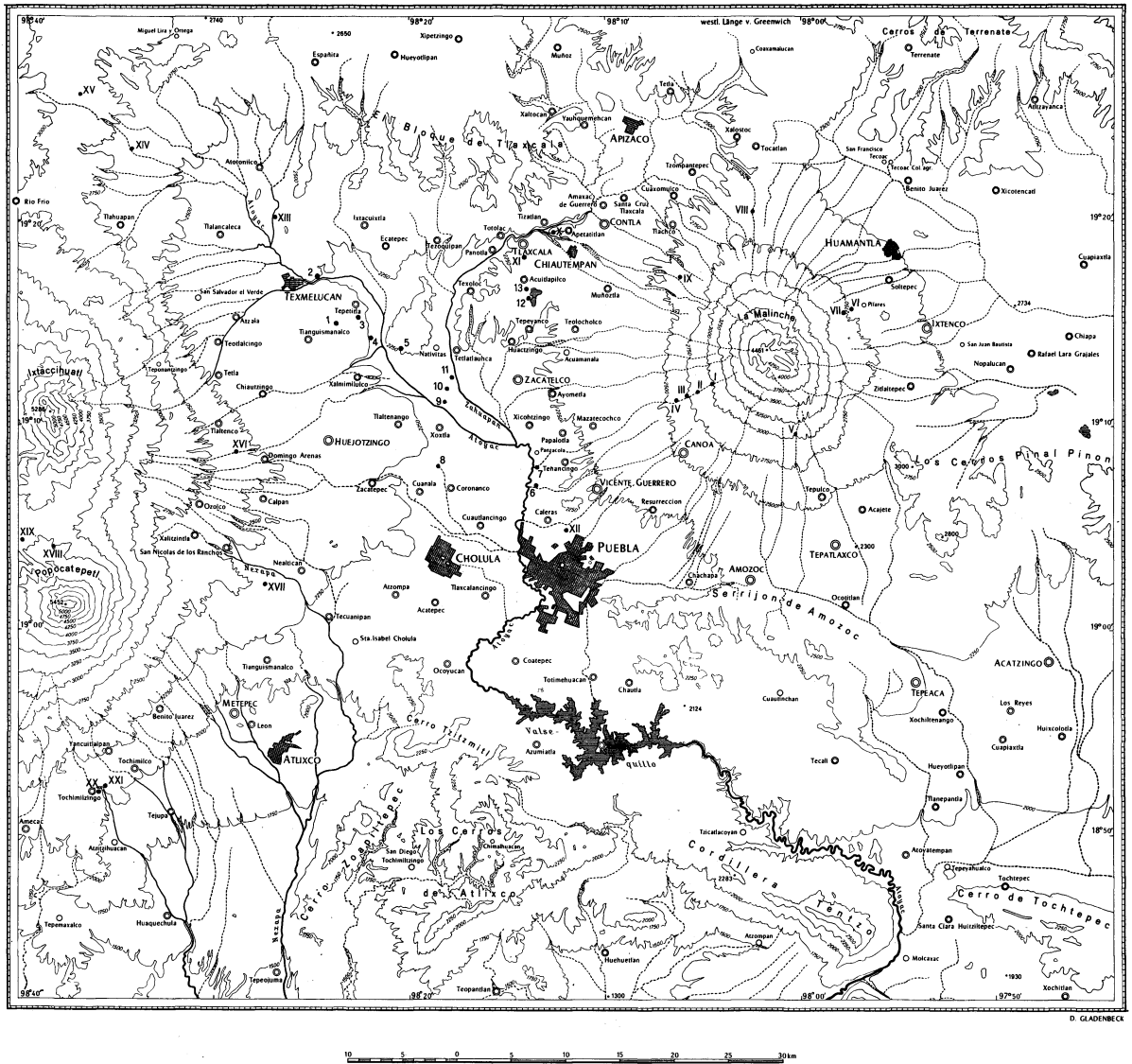


Fig. 5: Lageskizze der in Fig. 6 und Tabelle 1 dargestellten Profile.

Die tephrostratigraphischen und tephrochronologischen Befunde bestätigen die geomorphologischen Beobachtungen einer langen Stabilitätszeit während der fBol-Bodenbildung (vgl. Fig. 3). Gleichzeitig erlauben die Untersuchungsergebnisse eine einwandfreie Korrelierung der Sedimente der M II-Phase, da diese zwischen zwei Leithorizonten auftreten. Es ist möglich, unabhängig von der Lage der Profile die durch bestimmte geomorphodynamische Prozesse entstandenen Formen und Sedimente räumlich und zeitlich zu korrelieren.

Tab. 1: DER SCHWERMINERALGEHALT AUSGEWÄHLTER PROFILE (in Körner%, Fraktion 0,2-0,6 mm). Vgl. Fig. 5 und 6.

Hyper. = Hypersthen; Au. = Augit; Ho. = Hornblende; Oliv. = Olivin; Apat. = Apatit; Zir. = Zirkon;  
Bio. = Biotit; Op. = Opake Minerale; Tr. = Transparente Minerale

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
I	MW 22a	2,8	–	97,2	–	–	+	+	11 : 89	3 : 97
	MW 22b	9,1	6,7	84,2	–	–	+	+	22 : 78	16 : 84
	MW 22c	11,2	0,8	87,2	–	0,8	+	+	22 : 78	12 : 78
II	MW 10	4,3	–	95,7	–	+	+	–	24 : 76	4 : 96
	MW 9	6,7	1,1	92,3	–	+	–	–	14 : 86	8 : 92
	MW 8	41,1	8,7	49,7	–	+	+	–	16 : 84	50 : 50
	MW 7	12,0	–	88,0	–	+	+	–	14 : 86	12 : 88
	MW 6	3,7	–	96,3	–	–	–	+	6 : 94	4 : 96
	MW 5	20,6	2,7	76,4	–	+	+	+	8 : 92	23 : 77
	MW 4	1,5	–	98,5	–	+	–	+	13 : 87	2 : 98
	MW 3	1,0	–	99,0	–	+	–	+	9 : 91	1 : 99
	MW 2	75,0	13,8	10,7	–	+	+	+	10 : 90	89 : 11
	MW 1	–	–	100,0	–	+	+	+	13 : 87	–
III	MW 15	8,8	–	91,2	–	+	+	–	19 : 81	9 : 91
	MW 14	4,4	–	95,6	–	+	+	+	15 : 85	4 : 96
	MW 13	4,1	–	95,5	–	0,4	+	–	10 : 90	4 : 96
	MW 12	3,3	–	96,7	–	+	–	–	10 : 90	3 : 97
	MW 11	71,3	6,8	22,0	–	+	–	–	7 : 93	78 : 22
	MW 16	1,8	–	98,2	–	+	–	+	9 : 91	2 : 98
IV	MW 23	5,6	–	94,4	–	–	+	+	14 : 86	6 : 94
	MW 22	53,1	11,2	35,3	–	0,4	+	–	10 : 90	65 : 35
	MW 21	10,8	–	89,2	–	–	+	–	14 : 86	11 : 89
	MW 20	13,7	2,8	83,0	–	0,5	+	–	9 : 91	17 : 83
	MW 19	3,8	–	96,2	–	+	–	–	11 : 89	4 : 96
	MW 18a	41,0	15,5	43,5	–	+	+	–	13 : 87	57 : 43
	MW 18	6,9	–	92,5	–	0,6	+	+	7 : 93	7 : 93
	MW 17	–	–	100,0	–	–	–	+	10 : 90	–
V	MS 1	1,6	1,3	97,1	–	+	+	+	28 : 72	3 : 97
	MS 2	0,5	0,5	99,0	–	–	+	+	30 : 70	1 : 99
	MS 3	6,7	8,8	83,8	0,7	–	+	–	20 : 80	16 : 84
	MS 4	2,3	2,3	95,4	–	+	+	+	20 : 80	5 : 95
	MS 5	1,0	5,2	93,8	–	+	+	+	23 : 77	6 : 94
	MS 6	3,5	4,7	90,7	–	+	+	–	51 : 49	8 : 92
	MS 7	1,3	–	98,7	–	–	–	+	24 : 76	1 : 99
VI	MES 9	0,7	0,7	98,6	–	–	+	+	41 : 59	1 : 99
	MES 8	1,1	1,1	97,8	–	–	+	+	37 : 63	2 : 98
	MES 7	4,2	–	95,8	–	+	+	+	32 : 68	4 : 96
	MES 6	42,7	14,1	42,7	0,5	+	+	–	7 : 93	57 : 43
	MES 5	13,7	3,0	83,3	–	+	+	–	18 : 82	17 : 83
	MES 4	4,8	–	95,2	–	+	+	+	13 : 87	5 : 95
	MES 3	5,2	–	94,8	–	–	–	+	8 : 92	5 : 95
	MES 2	49,5	15,1	35,4	–	+	+	–	18 : 82	65 : 35
	MES 1	3,3	2,7	93,4	–	0,6	+	–	35 : 65	6 : 94

Tab. 1: Fortsetzung

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
VII	MEN 5	–	0,8	97,5	+	+	+	1,7	18 : 82	1 : 99
	MEN 5a	2,2	0,6	97,2	+	+	+	+	14 : 86	3 : 97
	MEN 5b	7,2	8,4	81,5	3,0	+	+	–	14 : 86	16 : 84
	MEN 4	2,4	1,8	92,2	–	+	+	3,6	28 : 72	5 : 95
	MEN 3	5,2	0,6	92,5	–	–	+	1,7	34 : 66	6 : 94
	MEN 2	3,0	–	97,0	–	+	+	+	29 : 71	3 : 97
	MEN 1	+	0,6	97,7	–	+	–	1,7	23 : 77	1 : 99
VIII	MN 1	2,4	3,7	93,9	–	–	+	–	30 : 70	10 : 90
	MN 2	28,0	12,0	59,4	–	0,6	+	–	41 : 59	32 : 68
	MN 3	36,6	10,3	51,7	–	1,4	+	+	21 : 79	49 : 51
	MN 4	1,6	–	96,0	–	1,6	0,8	–	35 : 65	2 : 98
	MN 5	0,3	–	99,7	–	–	+	–	16 : 84	0 : 100
IX	MNW 1	10,8	–	88,5	–	0,7	+	–	13 : 87	13 : 87
	MNW 2	13,8	–	86,2	–	–	–	–	10 : 90	25 : 75
	MNW 3	6,5	–	93,5	–	+	–	+	10 : 90	9 : 91
	MNW 4	5,0	–	95,0	–	–	+	+	34 : 66	5 : 95
	MNW 5	3,0	–	97,0	–	+	+	–	22 : 78	3 : 97
X	BT 5	–	–	100,0	–	–	+	–	23 : 77	0 : 100
	BT 6	–	–	100,0	–	–	+	–	21 : 79	0 : 100
	BT 7	0,8	0,8	98,5	–	–	+	–	34 : 66	2 : 98
	BT 8	17,2	2,0	80,5	–	0,3	+	–	11 : 89	19 : 81
	BT 9	15,3	3,2	81,3	–	0,3	+	–	11 : 89	18 : 82
	BT 10	–	–	100,0	–	–	–	–	29 : 71	0 : 100
	BT 11	1,7	1,0	97,3	–	–	+	–	15 : 85	3 : 97
	BT 12	0,5	–	99,5	–	–	+	–	29 : 71	0 : 100
	BT 13	74,5	4,3	21,2	–	–	+	–	6 : 94	79 : 21
	BT 14	–	–	100,0	–	–	+	–	14 : 86	0 : 100
XI	BT 15	3,4	–	96,3	–	0,3	+	–	21 : 79	3 : 97
	BT 16	0,6	–	99,5	–	+	+	–	29 : 71	1 : 99
XII	AP 1	66,1	4,6	28,6	–	0,5	+	–	11 : 89	71 : 29
	AP 2	3,9	–	96,0	0,2	–	–	+	5 : 95	4 : 96
	AP 3	10,0	–	90,0	–	–	–	+	8 : 92	10 : 90
	AP 4	9,1	0,4	90,5	–	+	+	–	8 : 92	9 : 91
XIII	NA 1	64,5	1,3	33,8	–	0,4	+	+	8 : 92	66 : 34
	NA 2	77,0	–	23,0	–	–	–	–	9 : 91	77 : 23
	NA 3	62,8	4,4	32,0	–	0,8	+	+	9 : 91	68 : 32
	NA 4	90,2	9,1	–	–	0,7	–	–	3 : 97	100 : 0
	NA 5	86,6	12,0	1,3	–	–	+	–	5 : 95	99 : 1
XIV	T 2	76,0	–	22,6	–	0,3	1,2	+	29 : 71	63 : 37
	T 3	1,4	–	98,6	–	–	+	+	26 : 74	1 : 99
XV	Mi 1	78,7	1,3	20,0	–	+	+	+	34 : 66	76 : 24
	Mi 2	46,7	1,8	13,9	–	–	+	37,6	32 : 68	72 : 28
	Mi 3	81,3	1,2	17,5	–	–	+	+	36 : 64	64 : 36
	Mi 4	71,0	1,7	27,0	0,4	+	+	–	5 : 95	68 : 32
	Mi 5	52,3	2,3	10,6	–	–	+	34,6	37 : 63	74 : 26

Tab. 1: Fortsetzung

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
XVI	IE 1	95,0	–	5,0	–	+	–	–	15 : 85	95 : 5
	IE 2	95,7	1,0	3,3	–	+	+	+	23 : 77	97 : 3
	IE 3	91,3	1,5	6,4	0,7	–	–	+	23 : 77	93 : 7
	IE 4	77,8	2,6	19,5	+	+	+	–	50 : 50	80 : 20
	IE 9	88,6	6,8	4,6	+	–	–	–	4 : 96	95 : 5
XVII	POE 1	77,2	8,5	12,5	1,5	0,4	–	–	3 : 97	87 : 13
	POE 2	88,0	6,0	4,0	2,0	–	–	–	4 : 96	95 : 5
	POE 3	88,5	8,9	1,9	0,9	–	–	–	5 : 95	98 : 2
	POE 4	92,5	5,7	0,2	1,7	–	–	–	6 : 94	99 : 1
	POE 5	86,0	10,0	3,0	3,0	–	–	–	9 : 91	97 : 3
	POE 6	90,7	9,3	+	–	–	–	–	3 : 97	99 : 1
	POE 7	82,7	17,3	+	–	–	–	–	–	99 : 1
	POE 8	88,5	11,5	0,3	–	–	–	–	3 : 97	97 : 3
XVIII	P 1	85,0	12,4	0,5	0,5	0,5	–	–	5 : 95	98 : 2
	P 2	84,0	16,0	+	+	–	–	–	1 : 99	99 : 1
	P 3	84,9	14,4	0,7	–	–	–	–	8 : 92	98 : 2
	P 4	76,8	22,7	0,5	–	–	–	–	3 : 97	99 : 1
	P 5	74,8	19,7	2,2	3,3	–	–	–	10 : 90	98 : 2
XIX	P 6	82,5	13,6	1,2	2,8	–	–	–	9 : 91	98 : 2
	P 7	43,8	28,8	27,1	0,3	–	–	–	9 : 91	71 : 29
	P 8	48,8	25,0	25,8	0,4	–	–	–	2 : 98	69 : 31
	P 9	57,3	23,5	18,8	0,4	–	–	–	4 : 96	76 : 24
	P 10	48,0	15,0	33,0	4,0	–	–	–	5 : 95	77 : 23
	P 11	36,0	11,8	48,8	3,4	–	–	–	3 : 97	65 : 35
	P 12	42,6	14,8	41,8	0,8	–	–	–	5 : 95	73 : 27
	P 13	34,6	14,5	50,0	0,9	–	–	–	4 : 96	67 : 33
	P 14	81,2	13,5	5,3	–	–	+	–	6 : 94	82 : 18
	P 15	38,7	15,8	40,3	5,2	–	–	–	4 : 96	67 : 33
XX	PS 1	80,6	17,4	1,5	0,5	–	–	–	5 : 95	99 : 1
	PS 2	80,2	17,5	–	2,3	–	–	–	3 : 97	97 : 3
	PS 3	79,5	18,5	–	2,0	–	–	–	3 : 97	100 : 0
	PS 4	79,6	17,0	2,6	0,8	–	–	–	6 : 94	98 : 2
	PS 5	88,8	11,2	+	+	–	–	–	4 : 96	99 : 1
	PS 6	90,0	10,0	+	–	–	–	–	1 : 99	100 : 0
	PS 7	85,0	14,0	1,0	+	–	–	–	7 : 93	99 : 1
	PS 8	83,3	13,6	+	3,1	–	–	–	4 : 96	98 : 2
	PS 9	79,3	15,2	1,4	4,1	–	–	–	5 : 95	98 : 2
	PS 10	52,4	16,2	31,4	–	–	–	–	10 : 90	47 : 53
	PS 11	83,0	15,0	2,0	–	–	–	–	3 : 97	71 : 29
	PS 12	39,5	12,0	47,7	0,5	–	–	–	1 : 99	66 : 34
	PS 13	85,7	8,6	5,8	–	–	–	–	4 : 96	78 : 22
XXI	PSE 2	75,0	18,6	3,2	3,2	–	–	–	25 : 75	98 : 2
	PSE 3	54,2	11,2	34,6	–	–	–	–	11 : 89	52 : 48
I	AP 3	73,0	19,9	6,1	1,0	–	–	–	12 : 88	85 : 15
	AP 4	72,3	8,6	17,7	1,4	–	–	–	12 : 88	83 : 17
	AP 5	95,0	1,0	2,5	1,5	–	–	–	20 : 80	90 : 10

Tab. 1: Fortsetzung

Profil	Probe	Hyper.	Au.	Ho.	Oliv.	Apat.	Zir.	Bio.	Op. : Tr.	Au. : Ho.
2	AP 19	72,7	11,0	15,1	0,8	—	—	—	6 : 94	74 : 26
	AP 18	76,2	11,4	11,4	—	—	1,0	—	15 : 85	78 : 22
	AP 17	72,8	5,7	17,7	0,6	—	—	3,2	23 : 77	78 : 22
	AP 16	65,8	7,9	17,7	—	—	—	8,5	25 : 75	76 : 24
3	AP 13	55,5	8,5	33,3	2,7	—	—	—	19 : 81	68 : 32
	AP 12	85,5	3,6	7,9	2,9	—	—	—	20 : 80	90 : 10
	AP 11	50,7	—	49,3	—	—	—	—	4 : 96	49 : 51
	AP 10	40,5	2,5	56,6	—	—	0,3	—	16 : 84	32 : 68
	AP 9	41,8	3,9	54,3	—	—	—	—	14 : 86	24 : 76
4	AP 137	68,0	4,0	28,0	—	—	—	—	15 : 85	78 : 22
	AP 139	61,4	0,6	38,0	—	—	—	—	7 : 93	54 : 46
	AP 140	30,4	2,2	67,4	—	—	—	—	18 : 82	41 : 59
	AP 145	36,4	2,8	59,6	1,2	—	—	—	18 : 82	44 : 56
	AP 146	64,0	5,8	29,3	0,6	0,3	—	—	13 : 87	47 : 53
	AP 147	48,0	5,0	47,0	—	—	—	—	14 : 86	34 : 66
	AP 150	55,1	16,1	28,8	—	—	—	—	9 : 91	62 : 38
	AP 151	45,7	24,1	29,6	—	0,6	—	—	8 : 92	64 : 36
	AP 152	41,0	38,6	20,4	—	—	—	—	23 : 77	80 : 20
5	AP 168	52,6	0,6	46,8	—	—	—	—	6 : 94	48 : 52
6	AP 20	12,4	3,7	83,2	—	0,6	—	—	24 : 76	18 : 82
7	AP 22	7,2	—	92,8	—	—	—	—	9 : 91	13 : 87
	AP 21	3,6	1,8	94,6	—	—	—	—	17 : 83	2 : 98
8	AP 124	68,5	13,0	18,5	—	—	+	—	11 : 89	72 : 28
	AP 123	76,8	22,1	1,1	—	—	+	—	6 : 94	86 : 14
	AP 120	71,6	14,2	14,2	—	—	+	—	5 : 95	70 : 30
9	AP 47	80,0	12,2	7,7	—	—	—	—	3 : 97	83 : 17
	AP 48	60,5	11,7	36,3	1,5	—	—	—	7 : 93	73 : 27
10	AP 44	68,6	17,8	13,0	—	—	—	—	16 : 84	77 : 23
	AP 45	71,0	18,6	10,3	—	—	—	—	2 : 98	87 : 13
	AP 46	73,1	13,8	13,1	—	—	—	—	5 : 95	82 : 18
11	AP 41	70,6	17,0	12,0	—	0,4	—	—	7 : 93	82 : 18
	AP 42	65,6	20,8	12,5	1,1	—	—	—	6 : 94	86 : 14
	AP 43	63,3	25,3	10,3	1,1	—	—	—	6 : 94	88 : 12

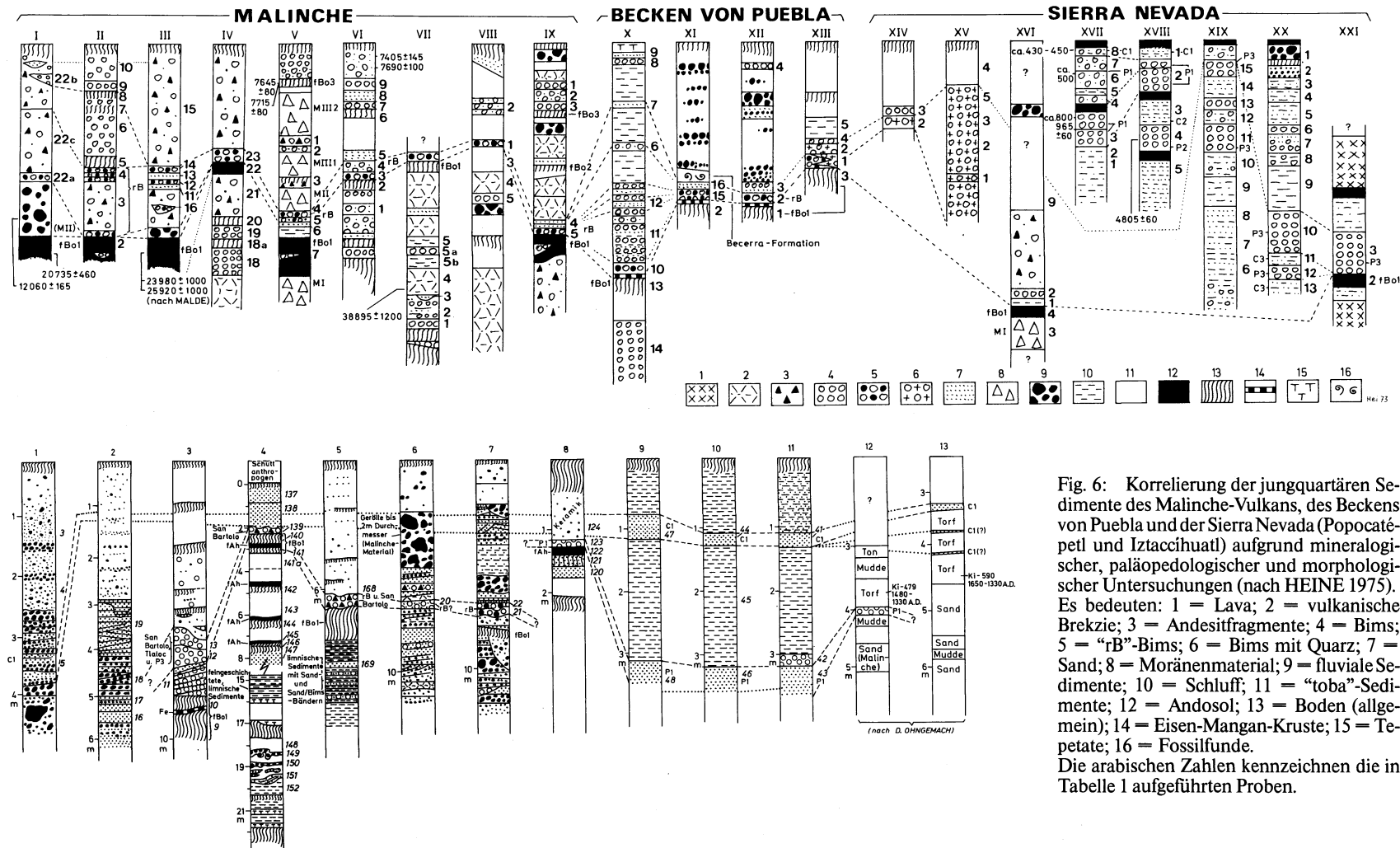


Fig. 6: Korrelation der jungquartären Sedimente des Malinche-Vulkans, des Beckens von Puebla und der Sierra Nevada (Popocatepetl und Iztacchuatl) aufgrund mineralogischer, paläopedologischer und morphologischer Untersuchungen (nach HEINE 1975). Es bedeuten: 1 = Lava; 2 = vulkanische Brekzie; 3 = Andesitfragmente; 4 = Bims; 5 = "rB"-Bims; 6 = Bims mit Quarz; 7 = Sand; 8 = Moränenmaterial; 9 = fluviale Sedimente; 10 = Schluff; 11 = "toba"-Sedimente; 12 = Andosol; 13 = Boden (allgemein); 14 = Eisen-Mangan-Kruste; 15 = Tepetate; 16 = Fossilfunde. Die arabischen Zahlen kennzeichnen die in Tabelle 1 aufgeführten Proben.

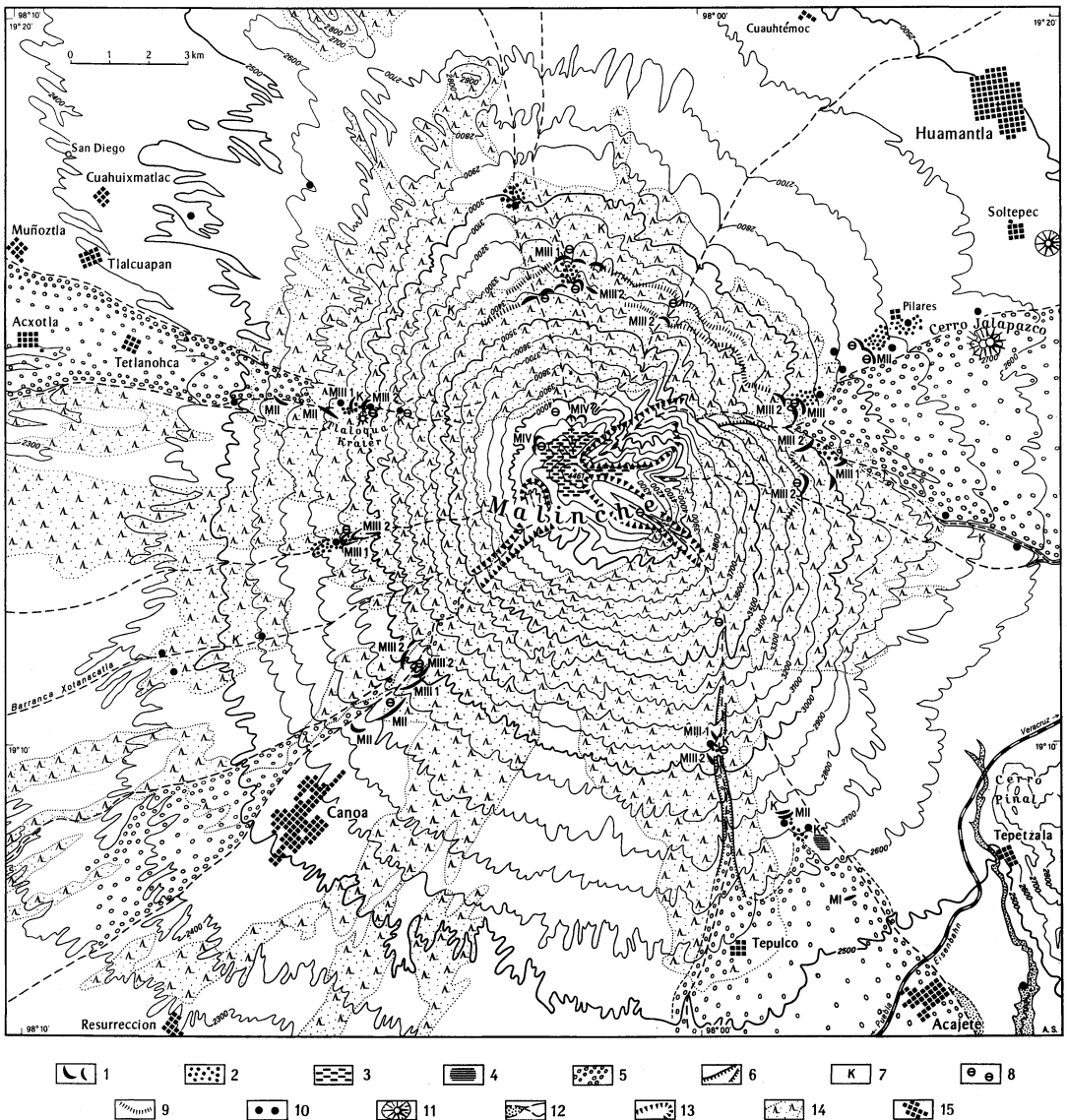


Fig. 7: Glazialmorphologische Skizze des Malinche-Vulkans (nach HEINE 1975).

1 – Moränen; 2 – glazifluviale Sedimente; 3 – Schutthalden; 4 – Bänderton; 5 – Schwemmkegel-Sedimente; 6 – Terrassen; 7 – krypturbationsartige Formen; 8 – Gletscherschliff; 9 – untere Grenze des MIII-Periglazialschuttes; 10 – “rB”-Bims-Leithorizont; 11 – Krater; 12 – Barranca; 13 – steile Wände; 14 – Wald; 15 – Siedlung.

Zwischen dem fBol-Boden und den “rB”-Bimsen, d.h. im chronostratigraphischen M II-Niveau, befinden sich am Malinche-Vulkan stets im oder am Ausgang größerer Schluchten Moränen, die ich als M II-Moränen bezeichnet habe (HEINE 1975). Diese M II-Moränen, die im Westen, Südwesten, Süden und Osten an der Malinche angetroffen wurden

(Fig. 7), und die am Westhang bis 2640 m NN, am Osthang bis 2750 m NN hinabreichen, sind oft im Bereich der Stirnmoränen wulstartig ausgebildet und können an der Stirn in Blockgletscher überleiten. Auffällig ist auch, daß die M II-Moränen nicht – wie die M I-Moränen und die M III-Moränen – lange und markante Ufermoränenwälle ausgebildet haben.

Die M II-Moränen können aufgrund des fBol-Bodens und des "rB"-Bimses mit einem Solifluktionshorizont korreliert werden, der am Malinche-Vulkan weit verbreitet ist. Ebenso zeigen die tephrochronologischen Untersuchungen, daß zur Zeit der M II-Moränenbildung nicht nur Solifluktionsprozesse eine für das Jungquartär besonders große Bedeutung erlangten, sondern daß während der M II-Phase aus vielen Schluchten Schotterfächer mit groben Blocklagen, wie sie in nicht zeitgleichen jungquartären Ablagerungen nur selten angetroffen werden, geschüttet wurden.

Im stratigraphischen Niveau der M II-Moränen befinden sich in den Becken limnische Ablagerungen, die auf Seenbildung deuten, so beispielsweise zwischen Amozoc und Tepeaca südlich des Malinche-Vulkans oder bei Tlaxcala im Nordwesten der Malinche (Fig. 5 u. 6, Profil X). Am Südhang der Malinche sind nordöstlich von Tepulco (Fig. 7) Bändertone sedimentiert, die dem fBol-Boden aufliegen und von den "rB"-Bimsen bedeckt werden. Die Bändertone lassen sich daher mit den M II-Moränen korrelieren. Die Bändertone sind pollenfrei und zeigen in vier Komplexen, die durch geringmächtige Sandlagen getrennt werden, zusammen ca. 400 einzelne Schichten, die auf einzelne starke Niederschlagsereignisse zurückgeführt werden. Unter der Annahme, daß jährlich mehrere Starkregen auftraten, kann die Zeit der Bändertonbildung nur höchstens zwei Jahrhunderte umfassen; dieser kurze Zeitraum wird aufgrund der tephrostratigraphischen Beziehungen auch für die Bildung der M II-Moränen angenommen.

Die M II-Moränen werden am Malinche-Vulkan von den "rB"-Bimsen bedeckt. Die "rB"-Bimseruption erfolgte unmittelbar nach der M II-Vergletscherung. "rB"-Bimse überlagern in der Regel die M II-Moränen, den M II-Solifluktionsschutt, die M II-Schwemmfächersedimente sowie die M II-Bändertone. Nur am Osthang des Malinche-Vulkans ist das "rB"-Bimsmaterial in das wulstartig abgelagerte M II-Moränenmaterial eingewürgt worden (Fig. 8; HEINE 1975, 28). Dieser Befund läßt erkennen, daß die M II-Gletscherzunge dort noch blockgletscherartig hangabwärts wanderte, als das M II-Moränenmaterial in den höher gelegenen Schluchten bereits nicht mehr bewegt wurde. Am Südhang des Malinche-Vulkans ist sogar M II-Moränenmaterial als Blockgletscher über "rB"-Bims gewandert (vgl. HEINE 1975, 22). Der Übergang von den M II-Gletschern in Blockgletscher belegt sehr schuttreiche M II-Gletscher (JOHNSON 1980).

Äolische Staubsedimente ("toba"-Sedimente, vgl. HEINE & SCHÖNHALS 1973), die im stratigraphischen Niveau der M II-Moränen liegen, zeigen häufig kryoturbationsartige Phänomene, die durch Rutschungen, breiartiges Bodenfließen und Abspülung entstanden sind.

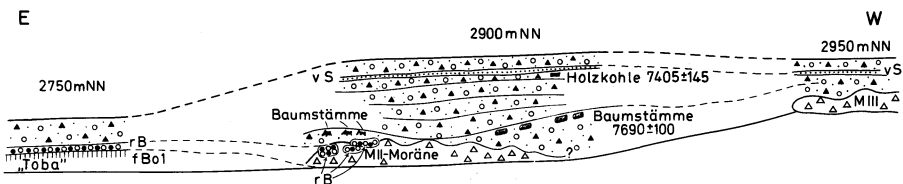


Fig. 8: Profile am Malinche Osthang oberhalb der Siedlung Pilares.



#### 4. DISKUSSION DER BEFUNDE

Die Gelände- wie auch die Laborbefunde dokumentieren, daß am Malinche-Vulkan nach der fBol-Bodenbildung und vor der Eruption der "rB"-Bimse der Vulkan kurzfristig eine starke Vergletscherung aufwies, deren Talgletscher bis 2640 m Höhe am Westhang und bis 2750 m Höhe am Osthang hinabreichten. An der Ausbildung der Gletscher besteht kein Zweifel, da große Blöcke der M II-Moränen Gletscherschliffe zeigen und da die Moränen morphologisch als vom Gletschereis transportiertes Material bzw. als Blockgletscherschutt identifiziert werden können. Die Verbreitung der M II-Moränen am Malinche-Vulkan (Fig. 7), die Höhenlage der Endmoränen und deren teilweiser Übergang in Blockgletscherschutt schließt eine Deutung des Materials als Schlammströme oder Laharsedimente aus. Mineralogische Untersuchungen haben ergeben, daß Schlammströme und ignimbritartige Sedimente der Vulkane Mexikos stark von vulkanischen Gläsern durchsetzt sind. Die M II-Moränen können allein aufgrund der fehlenden unverwitterten, bizarren vulkanischen Gläser von Schlammströmen und Laharablagerungen unterschieden werden.

Für den Hinweis auf eine kurzfristige, jedoch heftige M II-Vergletscherung sprechen die Beobachtungen an den benachbarten Vulkangebirgen. M II-Moränen konnten in der Sierra Nevada und am Pico de Orizaba gefunden werden (HEINE 1975, 1978b). Von besonderer Bedeutung scheint die Beobachtung zu sein, daß trotz intensiver Nachforschungen Spuren der M II-Vergletscherung oder anderer Zeugen der M II-Zeit (z.B. Hangschutt, Solifluktionsschutt, Muren, limnische Sedimente) nicht westlich des Beckens von Mexiko angetroffen werden, obgleich vom Nevado de Toluca sehr detaillierte jungquartäre Stratigraphien vorliegen (BLOOMFIELD & VALASTRO 1974, HEINE 1975, 1978b).

Die Sedimente der M II-Phase unterscheiden sich in vielen Punkten von den Sedimenten anderer Vergletscherungen (vgl. Fig. 3). Die tephrochronologischen Befunde erlauben eine recht gute Trennung sowie geomorphodynamische Charakterisierung der einzelnen Vergletscherungsphasen.

Von den fünf jungquartären Vergletscherungen der mexikanischen Vulkane haben die drei ältesten Gletschervorstöße M I, M II und M III die größten Ausmaße erreicht. Die holozänen Gletschervorstöße beschränken sich auf die auch heute noch vergletscherten Vulkane (Fig. 2). Im Gegensatz zu den M I- und M III-Vergletscherungen zeichnet sich die M II-Phase durch einen viel größeren Schuttreichtum der Gletscher, durch Blockgletscher unterhalb der Stirnmoränen, durch Hangschutt (Sturzhalden, Muren), durch Solifluktionsdecken, durch blockreiche Schwemmfächer, durch Bodenfließen der "toba"-Sedimente und durch andere Hinweise auf extrem feuchte Verhältnisse aus. Dies wird umso deutlicher, wenn die Ablagerungen der M II-Phase mit den Sedimenten der M I- und der M III-Phasen verglichen werden. Auch die Beobachtungen zur rezenten Morphodynamik zeigen, daß nur extrem starke Niederschläge Murgänge, Rutschungen des "toba"-Materials, Solifluktionsprozesse und schuttbeladene und damit schuttreiche Gletscher erzeugen können.

LORENZO (1969) beschreibt fossile "Eiskeile" aus der Sierra Nevada; sie sind in "toba"-Sedimenten ausgebildet und können chronostratigraphisch der M II-Phase zugeordnet werden (HEINE 1975). Eine Überprüfung ergab, daß es sich nicht um "fossile Eiskeile", sondern um fluviale Erosionskerben in den Staubsedimenten handelt, die wieder verfüllt wurden, die jedoch auch Zeugen besonders starker Abspülung sind. Bemerkenswert ist auch hier, daß in vergleichbaren Sedimenten keine Spuren stärkerer Abspülung aus der M I- und der M III-Phase gefunden wurden.

Die umfangreichen palynologischen Untersuchungen von OHNGEMACH & STRAKA (1978) haben ergeben, daß sich sowohl die M I-Vergletscherung als auch die M III-

und die M IV-Vergletscherungen pollenanalytisch nachweisen lassen, während die M II-Vergletscherung in den Pollendiagrammen nicht auszumachen ist. Hier findet sich ein weiterer Hinweis, daß die M II-Phase sehr kurz und weniger durch thermische als vielmehr durch hygrische Veränderungen gekennzeichnet gewesen sein muß.

Entweder konnte sich die Vegetation nicht an die feuchteren Bedingungen anpassen, oder die starken Niederschläge hatten keine Auswirkungen auf die Vegetation, da sie als Starkregen die allgemeinen Humiditätsverhältnisse nicht beeinflussen. Auch die Beschränkung der Verbreitung der M II-Moränen auf die Vulkangebirge im äußersten Osten der Cordillera Neovolcánica (Sierra Nevada, Malinche, Pico de Orizaba) deutet auf starke Niederschläge hin, die vom Golf von Mexiko kommend nicht weit in das zentrale Hochland einzudringen vermochten.

## 5. DIE DATIERUNG DER M II-PHASE

Vom Westhang des Malinche-Vulkans liegt aus der Barranca Xotanacatla eine Datierung von Schutt der M II-Phase vor (Fig. 4). In rund 2700 m NN ist der fBo1-Boden als Andosol mit einem intensiv schwarzen, über einen Meter mächtigen A<sub>h</sub>-Horizont ausgebildet. Über dem fBo1-Boden, der ein schwach gewelltes Relief abschließt und dessen A<sub>h</sub>-Horizont ein <sup>14</sup>C-Alter von 20735 ± 460 B.P. (Hv 4245) hat, liegen fluviale Gerölle unterschiedlichen Durchmessers, vermischt mit kantigem Schutt. Darin ist ein ca. 32 cm dicker Baumstamm eingeschlossen, dessen <sup>14</sup>C-Datierung ein Alter von 12060 ± 165 B.P. (Hv 4244) ergab. Das datierte Material ist nicht kontaminiert. Die Datierung wird daher als sehr zuverlässige Altersbestimmung der M II-Phase angesehen. Der M II-Schutt schließt mit dem "rB"-Bimsband ab, das kleine Unebenheiten der Schuttoberfläche ausfüllt. Das "rB"-Band liegt an primärer Lagerstätte. Im Hangenden befinden sich gelbliche Bims-Andesit-Brekzien, sowie jüngere Barranca-Schotter.

Neben dieser direkten Altersbestimmung der M II-Ablagerungen weisen auch die relativ-stratigraphischen Datierungen auf ein Alter der M II-Phase um 12000 B.P. Die <sup>14</sup>C-Daten des fBo2-Bodens (vgl. Fig. 3) des Nevado de Toluca haben Alter von 11950 ± 100 B.P. (Tx-1600), 11850 ± 220 B.P. (Tx-1601), 11470 ± 90 B.P. (Tx-1602) und 11050 ± 130 B.P. (Tx-1603) (BLOOMFIELD & VALASTRO 1974). Die fBo2-Bodenbildung folgte unmittelbar auf die M II-Phase.

Die fBo1-Bodenbildung, die älter als die M II-Phase ist, reichte bis ca. 16000 B.P. (HEINE 1980). Die M II-Ablagerungen müssen demnach jünger als 16000 B.P. sein. Werden Profile hinzugezogen, die zwischen dem fBo1-A<sub>h</sub>-Horizont und den "rB"-Bimsen äolische Staubsedimente aufweisen, so läßt sich hier häufig erkennen, daß die "toba"-Sedimente nur in den hangenden Partien Spuren der Umlagerung durch fluviale und solifluidale Prozesse zeigen, was als Hinweis auf stärkere Niederschläge während und/oder nach dem Abschluß der "toba"-Sedimentation gedeutet wird, m.a.W.: Die für die Ausbildung der M II-Gletscher erforderlichen starken Niederschläge setzen erst unmittelbar vor der "rB"-Bims-Förderung ein.

## 6. DAS "12000 B.P.-EREIGNIS"

Die M II-Phase ist aufgrund der geomorphologischen und sedimentologischen Befunde als eine kurze katastrophale niederschlagsreiche Zeit anzusehen. Das M II-Ereignis fügt

sich auch nicht in den allgemeinen Trend von Temperaturentwicklung und Humiditätsgang im Spätglazial ein (Fig. 3). Vermutlich wegen der äußerst kurzen Dauer des M II-Ereignisses und wegen der regionalen Verbreitung vornehmlich in der Nähe der Golfküste ist der Nachweis der heftigen M II-Niederschläge nur selten möglich. Die oberen Hänge der hohen Vulkane bieten dafür günstige Voraussetzungen, da dort starke Niederschläge zur beschleunigten Abtragung führen, während an den bewaldeten Hängen selbst katastrophale Niederschläge kaum morphologische Auswirkungen nach sich ziehen (vgl. HEINE 1978a).

EMILIANI et al. (1975) beschreiben aufgrund von Sauerstoff-Isotopen-Analysen, Radiokarbon-Datierungen und mikropaläontologischen Untersuchungen für den nordöstlichen Golf von Mexiko eine Episode, die auf 11 600 B.P. datiert wird, in der das Oberflächenwasser durch Süßwasser in seiner chemischen Zusammensetzung und in seinen mikrofaunistischen Eigenschaften stark gegenüber den glazialen und holozänen Verhältnissen verändert war. Auch KENNET et al. (1975) kommen in einer davon unabhängig durchgeführten Untersuchung aus dem westlichen Golf von Mexiko zu gleichen Ergebnissen; allerdings gelangen sie aufgrund der zeitlichen Abschätzung auf ein Alter von ca. 13 500 B.P. für die Süßwasseranreicherung. In beiden Arbeiten wird das Einströmen von Schmelzwasser aus dem nordamerikanischen Raum für die Aussüßung des Oberflächen-Golfwassers verantwortlich gemacht. BERGER (1978) weist mit Nachdruck darauf hin, daß aus dem karibischen und atlantischen Raum fünf Hinweise auf Minima der Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisse vorliegen, die auf 12 000 B.P. datiert werden. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie um 12 000 B.P. ist nach BERGER (1978) eine Funktion der Rate der Frischwasser-Einspeisung und der Rate, mit der dieses Frischwasser mit dem Meereswasser vermischt wird. BERGER (1978) spricht im Zusammenhang mit diesen Beobachtungen vom '12-ka event' (d.h. 12 000 B.P.-Ereignis) (vgl. BERGER et al. 1977).

Die zeitliche Übereinstimmung der M II-Vergletscherung und der M II-Niederschlagsphase Mexikos mit dem 12 000 B.P.-Ereignis des Golfs von Mexiko und des Atlantiks berechtigt zu der Annahme, daß beide Phänomene in ursächlichem Zusammenhang stehen. Wir müssen davon ausgehen, daß auch für die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Golf von Mexiko erhöhte Niederschläge mitverantwortlich sind und nicht allein die Schmelzwässer aus dem nordamerikanischen Vereisungsgebiet. Dafür können folgende Beweise angeführt werden:

(1) EMILIANI et al. (1975), KENNETT et al. (1975), BERGER (1978) und BERGER et al. (1977) gehen davon aus, daß das Süßwasser, das um 12 000 B.P. in den Golf von Mexiko gelangte, Schmelzwässer der spätglazialen Gletscher seien, da man allgemein von einem raschen Eisabbau um 12 000 B.P. ausging. Nun zeigen jedoch viele neuere Untersuchungen über den Eisabbau des laurentischen Eisschildes, daß wir nicht mehr von einem besonders raschen Abschmelzen um 12 000 B.P. ausgehen dürfen. DELORME et al. (1976) belegen sehr eindrucksvoll, daß am Unterlauf des Mackenzie River (Nordwestkanada) zwischen 14 410 und 6820 B.P. sehr warme Klimabedingungen herrschten, die auf einen Eisabbau in Nordwestkanada seit mindestens 14 500 B.P. hinweisen. EVENSON et al. (1976, 411) zeigen, daß im Gebiet der Großen Seen (Michigan Basin) im Spätglazial "a normal, climatically controlled, progressive deglaciation rather than one interrupted by a major post-Twocreekan (formerly Valderan) surge" erfolgte. Jüngste palynologische Untersuchungen aus dem westlichen Massachusetts (WHITEHEAD 1979), Illinois (GRÜGER 1972), dem Mississippi-Tal bei Memphis/Tennessee (DELCOURT et al. 1980) und Nord-Iowa (VAN ZANT 1979) sowie Untersuchungen an fossilen Käfergesellschaften (MORGAN & MORGAN 1979) ergeben ebenfalls keine Hinweise auf größere Klimaschwankungen in der Zeit zwischen 14 000 und 9000 B.P.; dieser Zeitabschnitt zeichnet sich durch eine Klimaverbesserung aus, nämlich dem Übergang von glazialen zu interglazialen Bedingungen (vgl. HEINE 1982).

(2) RUDDIMAN & MCINTYRE (1981) kommen aufgrund des Studiums der nord-amerikanischen glazialgeologischen Literatur zu dem Ergebnis, daß zwischen 13000 und 11000 B.P. am Südrand des laurentischen Eisschildes keine regional weit verbreiteten Moränenzüge gebildet wurden. Auch war das Inlandeis in dieser Zeit bereits stark infolge Ablation ausgedünnt; um 13000 B.P. waren bereits über 50% der nordhemisphärischen Inlandeismassen verschwunden (RUDDIMAN & MCINTYRE 1981, 194).

(3) Wenn jedoch der Eisabbau in Nordamerika nicht mit großen Eisfluktuationen verbunden war, so kann auch das 12000 B.P.-Ereignis i.S. BERGERs (1978) nicht durch eine plötzlich stark vermehrte Schmelzwassereinleitung in den Golf von Mexiko bedingt worden sein, sondern wir müssen nach anderen Ursachen suchen. Hier bietet sich die durch die Beobachtungen über das M II-Ereignis belegte Niederschlagszunahme an.

## 7. WEITERE HINWEISE AUF DAS 12000 B.P.-EREIGNIS

Hinweise auf das niederschlagsreiche 12000 B.P.-Ereignis sind aus vielen Teilen der Erde bekannt. Einige Beispiele möchte ich anführen (Fig. 10):

(1) Am Blauen und am Weißen Nil sind zwischen 12000 und 11000 B.P. extreme Hochfluten belegt, die nach einer langen Zeit niedriger Wasserstände (zwischen ca. 20000 und 12000 B.P.) plötzlich auftreten (WILLIAMS et al. 1980; ADAMSON et al. 1980). Diese 'Sintflut' um 12000 B.P. führte am Haupt-Nil zu einer Katastrophe; 'the 12000 B.P. floods, seems to have led to a drastic change in economy which put an end to the intensive exploitation and dependence on wild cereals ...' (HASSAN 1980, 446).

(2) Für die Sahara belegen GEYH & JÄKEL (1974) anhand einer statistischen Auswertung vorhandener  $^{14}\text{C}$ -Daten ein vegetationsgünstiges Klima um 12000 B.P. ROSSI-GNOL-STRICK et al. (1980) weisen nur für die Zeit um 12000 B.P. für Westafrika einen starken monsonalen Einfluß nach.

(3) Für verschiedene Gebiete Afrikas (Tschad-Becken, Maghreb) gibt es Anhaltspunkte für eine niederschlagsreichere Zeit um 12000 B.P. (SERVANT-VILDARY 1979, VAN ZINDEREN BAKKER 1979; vgl. verschiedene Aufsätze in: WILLIAMS & FAURE 1980). Die Tatsache, daß nach einem relativ ariden Hochglazial im tropischen und randtropischen Afrika das Einsetzen der spätglazialen Feuchtphase nur stellenweise nachgewiesen werden kann (z.B. Nil, Tschad-See etc.; vgl. GASSE 1980, STREET et al. 1979), mag dadurch erklärt werden, daß die um 12000 B.P. auftretende sehr niederschlagsreiche Zeit nur sehr kurz war, weshalb sie sich nicht überall durch Sedimente, Pollen, etc. abzeichnet. Demgegenüber ist die um 10000 B.P. einsetzende postglaziale Feuchtphase weltweit in den tropischen und randtropischen Gebieten festzustellen (vgl. STREET et al. 1979, HEINE 1982 für Mexiko; WILLIAMS & FAURE 1980 für die Sahara; BUTZER et al. 1972 für Ostafrika; AL-SAYARI et al. 1978 für Saudi Arabien; SINGH et al. 1972 für Indien; BOWLER et al. 1976 für Australien; vgl. HEINE 1977a).

(4) Der pluviale Lake Lahontan (Nevada, USA) hatte den höchsten Stand im Jungquartär zwischen 13500 und 11000 B.P. (BENSON 1978).

(5) In der nordöstlichen Ungarischen Tiefebene werden die weitverbreiteten äolischen Sande des Spätpleistozäns und Holozäns durch einen fossilen Tschernosem-Boden gegliedert, der durch 6  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen auf ca. 12000 - 11500 B.P. datiert wird (CSONGOR et al. 1980).

(6) In Skandinavien können vermutlich folgende Befunde mit dem 12000 B.P.-Ereignis korreliert werden (Fig. 9): In dem Gebiet bei Bergen (West-Norwegen) rückt das Inland-

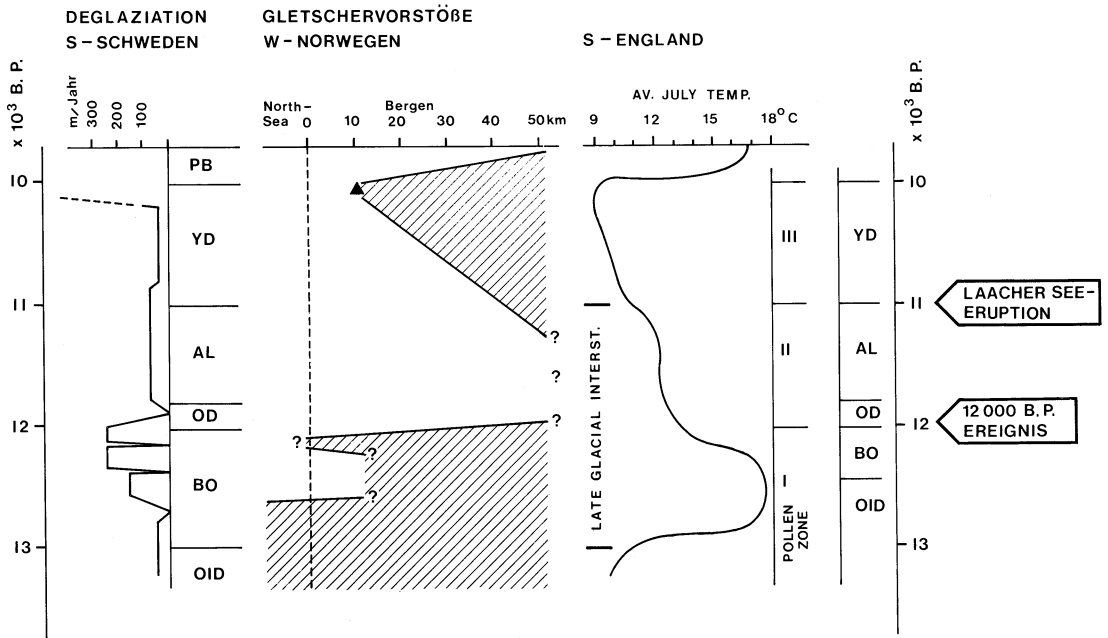


Fig. 9: Deglaciation in Südschweden nach BERGLUND (1979), Gletschervorstöße in der Bergen-Region Norwegens nach MANGERUD et al. (1979) und durchschnittliche Juli-Temperaturen in Südengland nach COOPE (1977, zit. nach BOWEN 1978) im Spätglazial. Abkürzungen wie in Fig. 1.

eis um 12200 B.P. plötzlich schnell vor und erreicht den Atlantik; um 12000 B.P. ist das Gebiet bei Bergen jedoch wieder eisfrei. Dieser kurze Eisvorstoß kann als surge infolge hoher Niederschläge gedeutet werden, denn in den benachbarten Gebieten gibt es keine Hinweise auf ein Gletscherwachstum um 12000 B.P. (MANGERUD et al. 1979). Die Deglaciation in Südschweden erfolgt ohne Gletschervorstöße um 12000 B.P. (BERGLUND 1979). Vermehrte Niederschläge als Folge des 12000 B.P.-Ereignisses können jedoch zu einer längeren winterlichen Schneebedeckung im eisfreien Südschweden wie auch im übrigen Ostseeraum führen; dies wiederum kann zu den Vegetationsveränderungen geführt haben, die um 12000 bis 11800 als Ältere Dryaszeit bekannt sind. Pollenanalytische Belege für die Ältere Dryaszeit sind im kontinental beeinflussten Mittel- und Osteuropa eindrucksvoller (z.B. ZUBAKOV 1975) als in ozeanisch beeinflussten Küstengebieten der Britischen Inseln sowie Südwestschweden.

(7) Hinweise auf niederschlagsreichere Klimabedingungen lassen sich auch aus den grönländischen und antarktischen Sauerstoff-Isotopen-Kurven ableiten. Das  $^{18}O/^{16}O$ -Verhältnis ist u.a. abhängig von der Temperatur der Niederschläge und der Herkunft des Wasserdampfes in der Luftmasse (Ozeannähe – Ozeanferne, Recycling infolge wiederholter Evaporation und Precipitation) (vgl. LANGWAY 1970, LAMB 1977, 89 ff.). Daher ist es durchaus denkbar, daß sich eine besonders niederschlagsreiche Zeit (z.B. um 12000 B.P.) in den  $\delta^{18}O$ -Kurven widerspiegelt; die  $\delta^{18}O$ -Schwankungen, die der Jüngeren Dryaszeit zugeschrieben werden (aus Grönland und Antarktika), d.h. als Indikatoren für kalte Klimaverhältnisse betrachtet werden, lassen sich auch als Indikatoren für besonders starke Niederschläge, die im Vergleich zu den hochglazialen Niederschlägen eine andere Temperatur

und eine andere Wasserdampf-Herkunft aufweisen, erklären. Nimmt man zudem noch an, daß infolge des 12000 B.P.-Effektes (BERGER 1978) der  $^{18}\text{O}$ -Gehalt des Oberflächenwassers der Weltmeere geringer war, dann müßten die Sauerstoff-Isotopen-Kurven des grönländischen und antarktischen Inlandeises anders als bisher interpretiert werden; die genaue zeitliche Stellung der spätglazialen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ist ohnehin nicht absolut gesichert (vgl. MERCER 1978).

Ohne auf die Problematik der absoluten Altersbestimmungen spätglazialer Sedimente einzugehen, sei vermerkt, daß die Datierungen aus verschiedenen Regionen der Erde unter Verwendung unterschiedlichen Materials für die spätglaziale Phase intensiver Niederschläge zumeist um 12000 B.P. schwankt; nur indirekt ermittelte Alter (z.B.  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven) weichen mitunter ab, da zumeist von den Bearbeitern versucht wird, die 'Fluktuation' mit bekannten Chronostratigraphien in Beziehung zu setzen (vgl. MERCER 1978, 90).

Nehmen wir nur die uns gesichert und ohne jegliche Intention ermittelten Daten für die Phase kurzzeitiger starker Niederschläge, so können wir diese Zeit auf ca. 12000 B.P. datieren ( $^{14}\text{C}$ -Jahre vor heute) mit dem Hinweis, daß die niederschlagsreichere Zeit vermutlich weniger als 500 Jahre andauerte.

## 8. PALÄOKLIMATISCHE FOLGERUNGEN

Die Hinweise auf eine niederschlagsreiche Zeit um 12000 B.P. verdichten sich immer mehr. Dafür gibt es direkte und indirekte Zeugnisse. Hieraus wiederum können Folgerungen für die spätglaziale Klimaentwicklung bzw. Klimarekonstruktion gezogen werden.

Es fällt schwer, die spätglazialen Klimaschwankungen weltweit zu korrelieren (vgl. HEINE 1977a). Bereits vor > 16000 B.P. beginnt der Inlandeisabbau auf der Nordhemisphäre. Der Meeresspiegel steigt weltweit. Eine weltweite Erwärmung geht damit einher. In diesen allgemeinen Trend fällt das 12000 B.P.-Ereignis.

Das 12000 B.P.-Ereignis bringt für viele Gebiete starke Niederschläge (Regen, Schnee). Als Folgen treten hohe Seespiegel auf (Lake Lahontan), werden Sedimente um- und abgelagert (Nil-Tal, Maghreb, Sahara), wird das Oberflächenwasser der Meere chemisch verändert (12-ka event), bilden sich Gletscher (M II-Gletscher Mexikos), wachsen die Inlandeise erneut (Bergen-Region, West-Norwegen, Fig. 9), schwanken die  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis-Werte der Inlandeise stark (Grönland, Antarktika).

Die rasche Erwärmung in Westeuropa (Fig. 9) ab 13000 B.P. kann mit dem plötzlichen Vordringen des Golfstroms in den Nordatlantik in Zusammenhang gebracht werden, nachdem dieser ab 13500 B.P. den Nordatlantik wieder erreichte, wodurch das aride und kalte Hochglazial in West-, Mittel- und Osteuropa und in NE-Grönland (vgl. HJORT 1981) abgelöst wurde. Die starken Niederschläge brachten ab ca. 12000 B.P. für West- und Mitteleuropa schneereiche und in Mittel- und Osteuropa zudem kalte Verhältnisse (Ältere Dryaszeit); durch einen feed-back-Mechanismus über den Haushalt des skandinavischen Inlandeises kommt es zur Abkühlung, die zwischen 11000 und 10000 B.P. zur sog. Jüngeren Dryaszeit führt.

Die Jüngere Dryaszeit ist im Schweizer Mittelland (OESCHGER et al. 1980) und im Umkreis des skandinavischen Rest-Inlandeises auf dem Festland weniger deutlich ausgeprägt als im Nordatlantik (RUDDIMAN et al. 1981, BJÖRKLUND et al. 1979). In den Alpen wird neuerdings ein Spätglazial ohne besonders markante Gletschervorstöße angenommen, das um 16000 B.P. beginnt und um 10000 B.P. endet. In Nordamerika fehlen exakte Hinweise auf größere Temperaturschwankungen zur Zeit der europäischen Jüngeren Dryaszeit

(HEINE 1982, RUDDIMAN et al. 1981).

In Nordamerika kann das 12000 B.P.-Ereignis infolge der starken Niederschlagszunahme u.a. zu einem schnelleren Abbau des Inlandeises geführt haben, der mit vereinzelten surges (z.B. 'Two Rivers Till', EVENSON et al. 1976, 420) einhergehen konnte, die jedoch nicht auf überregionale Temperaturschwankungen zurückzuführen sind. Das durch starke Veränderungen der Umwelt geprägte spätglaziale Geschehen (vgl. Fig. 1 u. 9) ist demnach auf Europa beschränkt, worauf MERCER (1969) nachdrücklich hingewiesen hat (vgl. auch: RUDDIMAN et al. 1981).

Ungeklärt bleibt vorerst die Ursache für das 12000 B.P.-Ereignis. Verschiedene Faktoren mögen eine Rolle spielen. Einerseits könnte durch den Schelfeisabbau im Atlantik ab 13000 B.P. in Skandinavien und Europa der Eisaufbau erneut belebt worden sein, so daß dadurch veränderte, die allgemeinen Klimabedingungen beeinflussende Verhältnisse eintraten. Auch ist an Vulkanausbrüche zu denken. Andererseits fällt das 12000 B.P.-Ereignis mit einer Umkehr des Erdmagnetfeldes zusammen; um 12000 B.P. sind an vielen Stellen der Erde magnetische Reversals festgestellt worden (MÖRNER 1976, 1977, CLARK et al. 1973, FREED et al. 1974, LAMB 1977). Das zeitliche Zusammentreffen von kurzen Umkehrungen des Erdmagnetfeldes ('Gothenburg' event, 'Laschamp' event) und den extremen Niederschlägen ist auffällig.

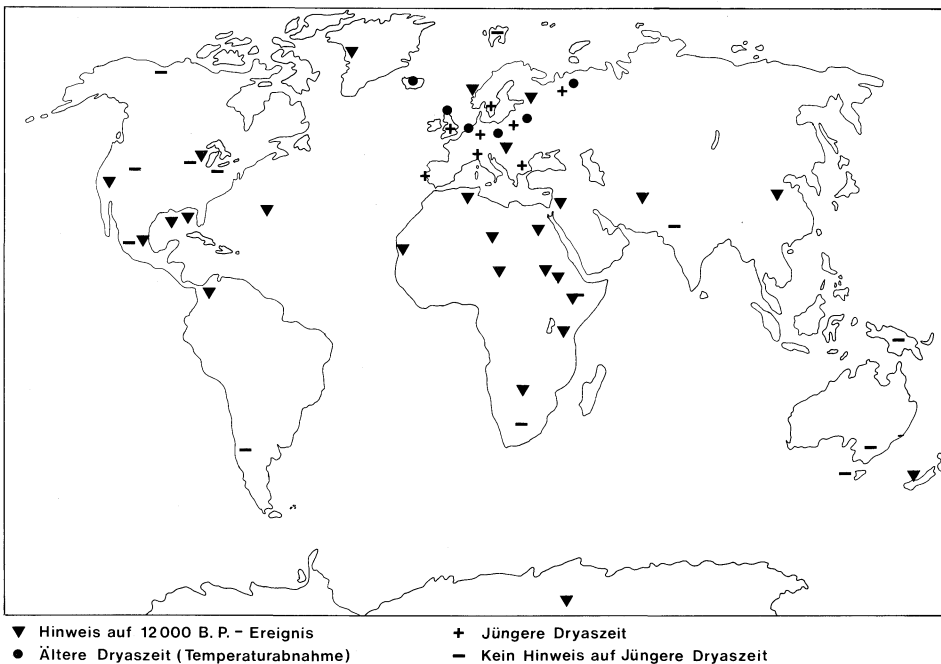


Fig. 10: Hinweise auf Klimaschwankungen des Spätglazials. Belege für eine Niederschlagszunahme um 12000 B.P. gibt es von allen Kontinenten; eindeutige Belege für markante Temperaturabsenkungen während der Älteren Dryaszeit und der Jüngeren Dryaszeit sind nur südlich der skandinavischen Inlandeis-Reste zu beobachten.

Es muß hier darauf hingewiesen werden, daß sich kurz vor 12000 B.P. die Temperaturgegensätze der Nord- und der Südhemisphäre grundlegend ändern; nach KLAUS (1980) ist die Nordhemisphäre bis ca. 12500 B.P. kälter als die Südhemisphäre; ab ca. 12500 B.P. sind die Verhältnisse umgekehrt. Um 12500 - 12000 B.P. muß sich die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre diesen Veränderungen anpassen.

Abschließend soll festgehalten werden, (1) daß sich die Klimaschwankungen des Spätglazials in verschiedenen Regionen der Erde unterschiedlich bemerkbar machen, (2) daß jedoch um 12000 B.P. kurzzeitige (thermische und/oder) hygrische Schwankungen weltweit belegt werden können (Fig. 10) und (3), daß die Ältere Dryaszeit und die Jüngere Dryaszeit weder aufgrund ihrer Genese noch aufgrund ihrer klimatischen Auswirkungen vergleichbar sind. Die Ältere Dryaszeit ist vermutlich mit dem 12000 B.P.-Ereignis identisch und hat weltweit (?) vorwiegend hygrische Anomalien bewirkt; die Jüngere Dryaszeit scheint auf Europa und den Nordatlantik beschränkt zu sein und wirkte sich dort vorwiegend durch eine Temperaturabnahme aus.

## POST SCRIPTUM

In einem soeben publizierten Aufsatz weisen JONES & RUDDIMAN (1982) nach, daß das 12000 B.P.-Ereignis zwar nicht im Sinne BERGERs (1978) existiert, jedoch andererseits "deglacial-age low-salinity spikes existed, although not global in extend" (S. 166). Die Ergebnisse von JONES & RUDDIMAN (1982) ergänzen die von mir genannten Schlußfolgerungen zum 12000 B.P.-Ereignis.

JONES, G.A. & RUDDIMAN, W.F. (1982): Assessing the Global Meltwater Spike. *Quaternary Research* 17, 148-172.

## DANKSAGUNG

Ich danke der Deutschen Forschungsgemeinschaft für mehrere Reise- und Sachbeihilfen, Herrn Professor Dr. M.A. Geyh (Hannover) für zahlreiche <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen und Frau Dr. H. Heide-Weise für die mineralogischen Untersuchungen.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ADAMSON, D.A., GASSE, F., STREET, F.A. & WILLIAMS, M.A.J. (1980): Late Quaternary history of the Nile. *Nature* 288, 50-55.
- AL-SAYARI, S.S. & ZÖTL, J.G. (1978): Quaternary Period in Saudi Arabia. Wien - New York (Springer), 330 p.
- BEARD, J.H. (1973): Pleistocene-Holocene Boundary and Wisconsinan Substages, Gulf of Mexico. *Geol. Soc. amer. Memoir* 136, 277-316.
- BENSON, L.V. (1978): Fluctuation in the Level of Pluvial Lake Lahontan During the Last 40,000 Years. *Quaternary Research* 9, 300-318.
- BERGER, W.H. (1978): Oxygen-18 stratigraphy in deep-sea sediments: additional evidence for the deglacial meltwater effect. *Deep-sea Research* 25, 473-480.
- BERGER, W.H., JOHNSON, R.F. & KILLINGLEY, J.S. (1977): Global Freshening of the Upper Ocean Layer During Deglaciation. *Naturwissenschaften* 64, 634-635.
- BERGLUND, B.E. (1979): The deglaciation of southern Sweden 13,500 - 10,000 B.P. *Boreas* 8, 89-118.



- BJÖRKLUND, K.R. & GOLL, R.M. (1979): Ice Age Climates of the Norwegian-Greenland Sea. *Geo-Journal* 3,3, 273-286.
- BLOOMFIELD, K. & VALASTRO, S. (1974): Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 85, 901-906.
- BOWEN, D.Q. (1978): Quaternary Geology. A Stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. Oxford (Pergamon), 221 p.
- BOWLER, J.M., HOPE, G.S., JENNINGS, J.N., SINGH, G. & WALKER, D. (1976): Late Quaternary Climates of Australia and New Guinea. *Quaternary Research* 6, 359-394.
- BUTZER, K.W., ISAAC, G.L., RICHARDSON, J.L. & WASHBOURN-KAMAU, C. (1972): Radiocarbon dating of East African lake-levels. *Science* 175, 1069-1076.
- CLARK, H.C. & KENNETT, J.P. (1973): Paleomagnetic excursion recorded in latest Pleistocene deep-sea sediment, Gulf of Mexico. *Earth & Planet. Sci. Lett.* 19, 267-274.
- CSONGOR, E., BORSY, Z. & SZABO, I. (1980): Ages of charcoal samples of geomorphologic interest in northeast Hungary. *Radiocarbon* 22, 774-777.
- DEGENS, E.T. & STOFFERS, P. (1976): Stratified waters as a key to the past. *Nature* 263, 22-27.
- DELCOURT, P.A., DELCOURT, H.R., BRISTER, R.C. & LACKEY, L.E. (1980): Quaternary Vegetation History of the Mississippi Embayment. *Quaternary Research* 13, 111-132.
- DELORME, L.D., ZOLTAI, S.C. & KALAS, L.L. (1976): Freshwater shelled invertebrate indicators of paleoclimate in Northwestern Canada during the Late Glacial. In: *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 4 (S. Horie, ed.), 605-657.
- DONNER, J. (1978): The dating of the levels of the Baltic Ice Lake and the Salpausselkä moraines in South Finland. *Commentations Physico-Mathematicae* 48, 11-38 (Soc. Scient. Fennica, Helsinki).
- DREIMANIS, A. (1977): Late Wisconsin Glacial Retreat in the Great Lakes Region, North America. *Ann. New York Acad. Sciences* 288, 70-89.
- EMILIANI, C., GARTNER, S., LIDZ, B., ELDRIDGE, K., ELVEY, D.K., HUANG, T.Ch., STIPP, J.J. & SWANSON, M.F. (1975): Paleoclimatical Analysis of Late Quaternary Cores from the North-eastern Gulf of Mexico. *Science* 189, 1083-1088.
- EVENSON, E.B., FARRAND, W.R., ESCHMANN, D.F., MICKELSON, D.M. & MAHER, L.J. (1976): Greatlakean Substage: A Replacement for Valderan Substage in the Lake Michigan Basin. *Quaternary Research* 6, 411-424.
- FLOHN, H. (1979): On Time Scales and Causes of Abrupt Paleoclimatic Events. *Quaternary Research* 12, 135-149.
- FREED, W.K. & HEALEY, N. (1974): Excursion of the Pleistocene geomagnetic field recorded in the Gulf of Mexico sediments. *Earth & Planet. Sci. Lett.* 24, 99-104.
- GASSE, F. (1980): Late Quaternary Changes in Lake-Levels and Diatom Assemblages on the South-Eastern Margin of the Sahara. *Palaeoecology of Africa* 12, 333-350.
- GEYH, M.A. & JÄKEL, D. (1974): Spätpleistozäne und holozäne Klimageschichte der Sahara aufgrund zugänglicher 14C-Daten. *Z. Geomorph.* 18, 83-98.
- GRÜGER, E. (1972): Late Quaternary Vegetation Development in South-Central Illinois. *Quaternary Research* 2, 217-231.
- HASSAN, F.A. (1980): Prehistoric settlements along the Main Nile. In: *The Sahara and the Nile*. Ed. M.A.J. Williams & H. Faure, Rotterdam (Balkema), 421-450.
- HEINE, K. (1975): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane – mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. *Das Mexiko-Projekt der DFG, VII*, Wiesbaden (Steiner), 178 p.
- HEINE, K. (1976): Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 24, 160-176.
- HEINE, K. (1977a): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. *Erdkunde* 31, 161-178.
- HEINE, K. (1977b): Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. *Z. Geomorph. N.F.* 21, 161-178.
- HEINE, K. (1978a): Mensch und geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit im randtropischen Hochbecken von Puebla/Tlaxcala, Mexiko. 41. Dt. Geogr.-Tag Mainz, Tag.-ber. u. wiss. Abh., 380-406, Wiesbaden.
- HEINE, K. (1978b): Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsinzeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 28, 139-147.
- HEINE, K. (1980): Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in den Rand-

- tropen (Mexiko, Kalahari). Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarland (Festschrift C. Rathjens), Bd. 29, 135-157.
- HEINE, K. (1982): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in Mexiko: Befunde und paläoklimatische Deutung. Im Druck.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H. (1973): Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 31/32, 303-322.
- HEINE, K. & OHNGEMACH, D. (1976): Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 38/39, 229-251.
- HEINE, K. & SCHÖNHALS, E. (1973): Entstehung und Alter der "toba"-Sedimente in Mexiko. Eiszeitalter und Gegenwart 23/24, 201-215.
- HJORT, C. (1981): A glacial chronology for northern East Greenland. Boreas 10, 259-274.
- JOHNSON, P.G. (1980): Glacier - Rock Glacier Transition in the Southwest Yukon Territory, Canada. Arctic and Alpine Research 12, 195-204.
- KENNETT, J.P. & SHACKLETON, N.J. (1975): Laurentide Ice Sheet meltwater recorded in Gulf of Mexico deep-sea cores. Science 188, 147-150.
- KLAUS, D. (1980): Climatological Aspects of the Spatial and Temporal Variations of the Southern Sahara Margin. Palaeoecology of Africa 12, 315-331.
- LAMB, H.H. (1977): Climate, present, past and future. Vol. II. Climatic history and the future. London (Methuen), 835 p.
- LANGWAY, Ch.C. (1970): Stratigraphic Analysis of a Deep Ice Core from Greenland. The Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 125, 1-186.
- LORENZO, J.L. (1969): Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico. In: "The periglacial environment: past and present". ed. T.L. Péwé, 161-175, Montreal.
- MANGERUD, J., LARSEN, E., LONGVA, O. & SØNSTEGAARD, E. (1979): Glacial history of western Norway 15,000 - 10,000 B.P. Boreas 8, 179-187.
- MERCER, J.H. (1969): The Allerød Oscillation: A European Climatic Anomaly? Arctic and Alpine Research 1, 227-234.
- MERCER, J.H. (1978): Glacial development and temperature trends in the Antarctic and in South America. In: Antarctic glacial History and World Palaeoenvironments. Ed. E.M. van Zinderen Bakker, 73-93.
- MORGAN, A.V. & MORGAN, A. (1979): The Fossil Coleoptera of the Two Creeks Forest Bed, Wisconsin. Quaternary Research 12, 226-240.
- MÖRNER, N.-A. (1976): Paleoclimatic records from South Scandinavia, global correlations, origin and cyclicity. In: Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene. Vol. 4 (S. Horie, ed.), 499-528.
- MÖRNER, N.-A. (1977): The Gothenburg Magnetic Excursion. Quaternary Research 7, 413-427.
- OESCHGER, H., WELTEN, M., EICHER, U., MÖLL, M., RIESEN, T., SIEGENTHALER, U. & WEGMÜLLER, S. (1980): 14C and other parameters during the Younger Dryas cold phase. Radiocarbon 22, 299-310.
- OHNGEMACH, D. & STRAKA, H. (1978): La historia de la vegetación en la región Puebla-Tlaxcala durante el cuaternario tardío. Comunicaciones (Mexiko-Projekt der DFG) 15, 189-204, Puebla.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. Giessen (Lenz), 350 p.
- ROSSIGNOL-STRICK, M. & DUZER, D. (1980): Late Quaternary West African Climate Inferred From Palynology of Atlantic Deep-Sea Cores. Palaeoecology of Africa 12, 227-228.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1981): The North Atlantic Ocean During the Late Deglaciation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 35, 145-214.
- SERVANT-VILDARY, S. (1979): Paleolimnologie des lacs du Bassin Tchadien au Quaternaire récent. Palaeoecology of Africa 11, 65-78.
- SINGH, G., JOSHI, R.D. & SINGH, A.B. (1972): Stratigraphic and Radiocarbon Evidence for the Age and Development of Three Salt Lake Deposits in Rajasthan, India. Quaternary Research 2, 496-505.
- STREET, F.A. & GROVE, A.T. (1979): Global Maps of Lake-Level Fluctuations Since 30,000 yr B.P. Quaternary Research 12, 83-118.
- VAN DER HAMMEN, T., BARELDS, J., DE JONG, H. & DE VEER, A.A. (1980/81): Glacial Sequence and Environmental History in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 32, 247-340.

- VAN ZANT, K. (1979): Late Glacial and Postglacial Pollen and Plant Macrofossils from Lake West Okobji, Northeastern Iowa. *Quaternary Research* **12**, 358-380.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1979): Late Quaternary Palaeoenvironments of the Sahara Region. *Palaeoecology of Africa* **11**, 83-104.
- WATTS, W.A. (1980): Regional variation in the response of vegetation to Lateglacial climatic events in Europe. In: *Studies in the Lateglacial of north-west Europe*. J.J. Lowe, J.M. Gray & J.E. Robinson (ed.), London (Pergamon), 1-21.
- WHITEHEAD, D.R. (1979): Late-Glacial and Postglacial vegetational History of the Berkshires, Western Massachusetts. *Quaternary Research* **12**, 333-357.
- WILLIAMS, M.A.J. & ADAMSON, D.A. (1980): Late Quaternary depositional history of the Blue and White Nile rivers in central Sudan. In: *The Sahara and the Nile*. ed. M.A.J. Williams & H. Faure, Rotterdam (Balkema), 281-304.
- WILLIAMS, M.A.J. & FAURE, H. (1980): *The Sahara and the Nile*. Rotterdam (Balkema), 607 p.
- WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. *Acta Geographica Lovanensia* **14**, 1-168.
- ZUBAKOV, V.A. (1975): chronologie de oscillations climatiques du Pleistocene en Sibirie occidentale. *Biuletyn Peryglacialny* **24**, 111-127.

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Klaus Heine, Lehrstuhl Phys. Geographie, Universität des Saarlandes  
D-6600 Saarbrücken, Bundesrepublik Deutschland



Submission of manuscripts to:  
**EDITORIAL OFFICE CATENA**  
c/o Lehrstuhl für Physische Geographie  
und Landschaftsökologie  
Technische Universität Braunschweig  
Langer Kamp 19 c  
D 3300 BRAUNSCHWEIG/W. Germany  
Telefon (0531) 391/3581  
Postfach der TU 3329  
Telex: 952972 geotu d

Individual issues will be of varying length and will be grouped into  
continuously paginated volumes of about 400 pages.

Price of Vol. 10, 1983

Personal subscribers  
(available from the publisher only)

DM 173,—

DM 122,40

© Copyright 1983 by Margot Rohdenburg M. A.

**CATENA VERLAG**

Brockenblick 8

D 3302 Cremlingen-Destedt/W. Germany

Druck: Graphische Kunstanstalt W. Herr, 6300 Giessen

K. HEINE	
<i>EIN AUSSERGEWÖHNLICHER GLETSCHERVORSTOSS IN MEXIKO VOR 12000 JAHREN EIN BEITRAG ZUM PROBLEM DER SPÄTGLAZIALEN KLIMASCHWANKUNGEN</i>	1
J. CROWTHER	
<i>CARBON DIOXIDE CONCENTRATIONS IN SOME TROPICAL KARST SOILS, WEST MALAYSIA</i>	27
H.-P. BÄUMER	
<i>A NUMERICAL MODEL COMPUTING DISTRIBUTIONS OF HORIZONTAL COMPONENTS OF FLOW VELOCITY IN SHALLOW, TIDELESS RIVER MOUTHS CASE STUDY: MOUTH OF RIVER SCHUSSEN, AN AFFLUENT TO LAKE CONSTANCE</i>	41
C.D. OLLIER	
<i>WEATHERING OR HYDROTHERMAL ALTERATION?</i>	57
C.J. PARKER & C.J. CHARTRES	
<i>THE EFFECTS OF RECENT LAND USE CHANGES ON RED PODZOLIC SOILS NEAR SYDNEY, N.S.W., AUSTRALIA</i>	61
G.E. PETTS & J.D. PRATTS	
<i>CHANNEL CHANGES FOLLOWING RESERVOIR CONSTRUCTION ON A LOWLAND ENGLISH RIVER</i>	77
G. FRIED	
<i>ÄOLISCHE KOMPONENTEN IN ROTLEHMEN DES ADAMAUA-HOCHLANDES/ KAMERUN</i>	87
U.S. VICTOR & P.S.N. SASTRY	
<i>SHORT TERM PROBABILITIES OF RAINFALL IN A SEMI-ARID MONSOONAL CLIMATE</i>	99
K.H. HARTGE	
<i>BÖDEN ALS TEILE VON SYSTEMEN</i>	105
H.W. SCHARPENSEEL, E. EICHWALD, CH. HAUPENTHAL & H.U. NEUE	
<i>ZINC DEFICIENCY IN A SOIL TOPOSEQUENCE, GROWN TO RICE, AT TIAONG, QUEZON PROVINCE, PHILIPPINES</i>	115
S. ELLIS	
<i>MICROMORPHOLOGICAL ASPECTS OF ARCTIC-ALPINE PEDOGENESIS IN THE OKSTINDAN MOUNTAINS, NORWAY</i>	133
J.J. DRAKE	
<i>GROUNDWATER CHEMISTRY IN THE SCHEFFERVILLE, QUEBEC IRON DEPOSITS</i>	149
M. BALABANE	
<i>OXYGEN-18, DEUTERIUM AND CARBON-13 CONTENT OF ORGANIC MATTER FROM LITTER AND HUMUS LAYERS IN PODZOLIC SOILS</i>	159
J.F. DORMAAR & L.E. LUTWICK	
<i>EXTRACTABLE FE AND AL AS AN INDICATOR FOR BURIED SOIL HORIZONS</i>	167
M.F.M. EL GHANDOUR, J.B. KHALIL & S.A. ATTA	
<i>DISTRIBUTION OF SODIUM AND POTASSIUM IN THE GROUNDWATER OF THE NILE DELTA REGION (EGYPT)</i>	175