

Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko *)

Von KLAUS HEINE, Bonn

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Vom Malinche-Vulkan/Mexiko werden vier Moränenstufen beschrieben, die aufgrund einer stratigraphischen Bearbeitung der Sedimente der Vulkanhänge zeitlich bestimmt werden können. Die Moränen M I wurden im Mittel-Wisconsin gebildet, die Moränen M II und M III im Jung-Wisconsin, die Moränen M IV während der Neoglaciation im Holozän. Ein Vergleich der Malinche-Moränen mit denen des Vulkans Iztaccíhuatl sowie denen der Sierra Nevada de Santa Marta in Kolumbien wird gegeben.

Summary. Four systems of moraines were observed on the Malinche volcano (Mexico); the dating of the moraines is given by the results of the stratigraphical research of the slope sediments of the volcano. The moraines M I were produced during the Bull Lake glaciation (Wisconsin), the moraines M II and M III during the Pinedale glaciation (Wisconsin), the moraines M IV during the Neoglaciation (Holocene). A comparison of the moraines of the Malinche volcano with those of the Iztaccíhuatl volcano, as well as the moraines of the Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) is given.

I. Einleitung

Über frühere Gebirgsvergletscherungen der mexikanischen Hochgebirge ist bisher wenig gearbeitet worden. Lediglich über die eiszeitliche Vergletscherung des Vulkans Iztaccíhuatl liegen genauere Angaben vor (JAEGER 1926; DE TERRA et al. 1949; FARNSWORTH 1957; WHITE 1962). Die umfassendste Beschreibung der glazialen Spuren und Formen gibt WHITE; bei ihm beruht die zeitliche Einordnung verschiedener Moränen-Stadien auf morphologischen und pedologischen Beobachtungen. Eigene Untersuchungen an dem nur 70 km weiter östlich gelegenen, 4461 m hohen Malinche-Vulkan (Abb. 1 und 2) ergaben, daß auch dort die verschiedenen, von WHITE für die Iztaccíhuatl beschriebenen Moränen-Stufen ausgebildet sind. An der Malinche verzahnen sich die einzelnen Moränen mit vulkanischen Tuffen und Brekzien, fluviatilen und fluvioglazialen Schottern, Schlammströmen und Glutwolkenabsätzen sowie fossilen Böden. Die Erarbeitung der Stratigraphie der jungpleistozänen und holozänen Sedimente der Malinchehänge und angrenzender Gebiete (HEINE & HEIDE-WEISE 1972), sowie ^{14}C -Altersbestimmungen fossiler Böden und von Holzkohle aus stratigraphisch wichtigen Schichten erlauben eine genaue zeitliche Einordnung der einzelnen Moränenstufen.

II. Stratigraphie der Malinche-Sedimente

Die Profile der Abbildung 3 lassen sich anhand einiger Leithorizonte parallelisieren und aufgrund der ^{14}C -Daten zeitlich einordnen. Die älteste und zugleich wichtigste Zeitmarke ist der fossile Boden, den auch MALDE (o. J.) datiert hat. Seine Daten von $23\,940 \pm 1000$ und $25\,920 \pm 1000$ Jahren weichen von der eigenen Altersbestimmung ($20\,735 \pm 460$) ab;

*) Die geschilderten Beobachtungen wurden im Zusammenhang mit Untersuchungen über die jungpleistozäne und holozäne geomorphologische Entwicklung des Beckens von Puebla-Tlaxcala/Mexiko gemacht, die im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt werden. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die großzügige finanzielle Unterstützung herzlich gedankt. Ebenso danke ich dem ^{14}C - und ^3H -Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (Leitung: Dr. M. A. GEYH) für die ^{14}C -Altersbestimmungen.

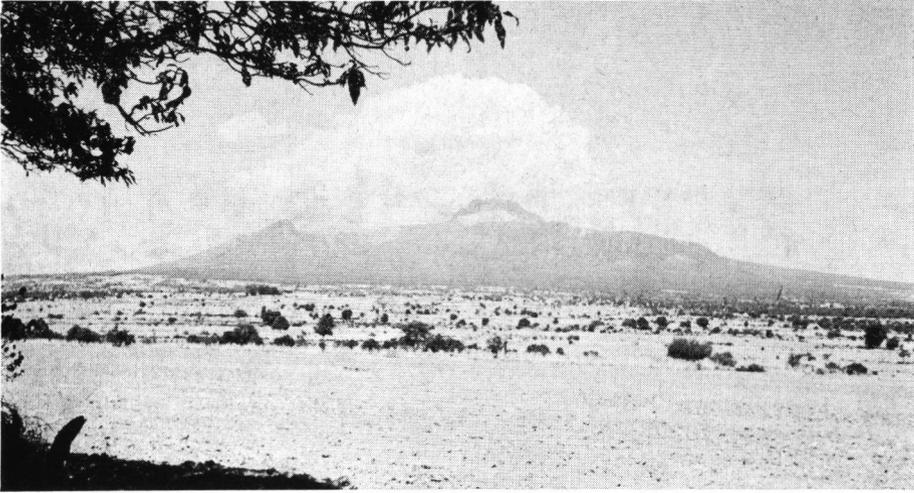


Abb. 1. Die Malinche von Osten gesehen. Das Bild zeigt das charakteristische Profil des Vulkanmassivs: Über den sanft abfallenden, aus jungen Sedimenten bestehenden unteren Hangpartien erhebt sich das eigentliche Bergmassiv mit deutlich erkennbaren steileren Hängen oberhalb von rund 3000—3200 m NN. Bei etwa 4000 m NN — im Bereich der oberen Waldgrenze — ist die allgemeine Hangneigung wieder geringer. Gekrönt wird das Gebirge von dem zerklüfteten, bis 4461 m aufragenden Gipfelbereich. Die jungpleistozänen Talgletscher reichten aus dem Gebirgsmassiv bis in das Gebiet der unteren flachen Hangteile.

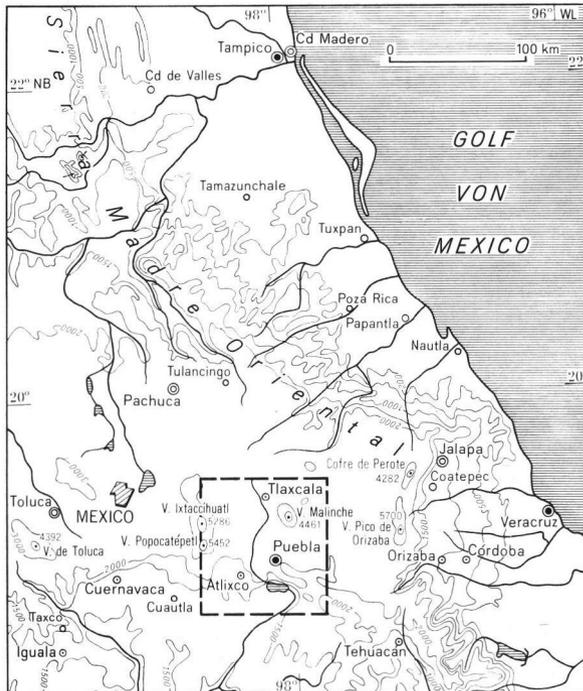


Abb. 2. Lage des Untersuchungsgebietes zum Golf von Mexiko.

der Unterschied erklärt sich durch eine Probenentnahme aus unterschiedlichen Profilen in unterschiedlicher absoluter Höhenlage. Dieser Boden ist im gesamten Bereich der Malinche durchgehend zu verfolgen und hat in den Profilen die Bezeichnung fBo1. Der Boden repräsentiert ein früheres Relief und muß daher in verschiedener Lage nicht unbedingt ein gleiches Alter aufweisen. Am Westhang der Malinche ist dieser fossile Boden in 2600 bis 2750 m NN als Andosol vertreten mit einem über einen Meter mächtigen, tiefschwarzen A_h-Horizont, am Südhang in etwa 2650 bis 3000 m NN und am Osthang in ca. 2750 bis 2850 m NN. Am Nordwesthang findet man den fBo1-Boden als Andosol oberhalb von 2550 m NN. Rezente Andosole kommen heute in Höhenlagen zwischen 3000 bis ca. 4200 m NN im Bereich der Sierra Nevada vor (frdl. mdl. Mitt. Dr. G. MIEHLICH). Dieses läßt darauf schließen, daß zur Zeit der fossilen Andosolbildung die klimatischen Höhenstufen stark herabgedrückt waren. Der fBo1-Boden läßt sich von den Hängen der Malinche bis in die umgebenden Niederungen, speziell in das Becken von Puebla, verfolgen. In tieferen Lagen dokumentiert sich dieser Boden durch eine intensive Verwitterung des Ausgangsmaterials ohne ausgeprägten A_h-Horizont; die Geländebefunde lassen vorerst eine bodentypologische Einordnung nicht zu.

Ein zweiter, sehr wichtiger Leithorizont ist ein rötlich-gelbes Bimsband mit Andesitfragmenten (rB). Es wurde im gesamten Hangbereich der Malinche unterhalb 3000 m NN aufgefunden. In der Regel befindet sich dieses oft nur wenige Zentimeter mächtige Bimsband in ungestörter Lagerung, nur vereinzelt wurde es umgelagert oder in Linsen zusammen geschwemmt angetroffen. Das Alter des Bimsbandes kann durch zwei ¹⁴C-Daten eingengt werden. Das Alter der häufig unter dem Bimsband angetroffenen Schotter, die einem Gletschervorstoß zuzuordnen sind, beträgt $12\,060 \pm 165$ Jahre (¹⁴C-Datierung eines Baumstammes), das Alter des fossilen Bodens fBo3, der häufig über dem Bimsband zu beobachten ist, $7\,645 \pm 80$ Jahre. Aufgrund der Beobachtungen im Gelände dürfte das Alter des Bimsbandes zu dem älteren Datum tendieren.

Der gerade erwähnte Boden fBo3 ist für die Stratigraphie ebenfalls von Bedeutung; er ist identisch mit dem von MALDE (o. J.) aus der Gipelregion der Malinche genannten Boden von rund 8000 Jahren. Am Süd- und Osthang ist dieser Boden am besten entwickelt und erhalten; hier tritt er ebenfalls als Andosol in den Höhenlagen auf, in denen auch der fBo1-Boden als Andosol entwickelt ist.

Weitere wichtige stratigraphische Leitmarken sind die Moränen bzw. die korrelierten fluvioglazialen Ablagerungen sowie die Schutt- und Schotterhorizonte, die den einzelnen Gletschervorstößen zuzuordnen sind. Drei Moränen-Stadien treten in den Profilen immer wieder auf, sieht man einmal von den Moränen oberhalb der Waldgrenze in ca. 4000 m NN ab, die in Abbildung 3 nicht mit aufgenommen wurden. Im Folgenden werden die Moränen ausführlicher charakterisiert.

III. Die Moränen der Malinche

III.1. Das Moränen-Stadium M I

Ablagerungen, die diesem, bisher ältesten nachgewiesenen Gletschervorstoß angehören, sind nur äußerst selten aufgeschlossen. Die Moränen werden von mächtigen jüngeren Sedimenten überlagert, die bis über 30 m mächtig sein können. Am Osthang der Iztaccíhuatl bedecken 45 m dicke, vorwiegend vulkanische Sedimente die Moränen dieses Stadiums. Ein weiterer Umstand, der das Auffinden dieser Moränen erschwert, ist die Tatsache, daß die Erosionsschluchten der die Malinche radial entwässernden Barrancas nur in seltenen Fällen tiefer eingeschnitten sind als bis zum Niveau des fBo1-Bodens (HEINE 1971). Die Moränen M I jedoch befinden sich unter diesem fossilen Boden. Endmoränen dieses Stadiums konnten weder an der Malinche noch an der Sierra Nevada gefunden

werden. Andererseits wurden wiederholt Anhäufungen mächtiger gerundeter Blöcke in den Erosionsschluchten beobachtet, die unterhalb 2600 m NN in den Barrancas häufig Stufen im Längsprofil ausgebildet haben. Diese Blockansammlungen wurden nie unterhalb 2500 m NN angetroffen. Die gerundeten Blöcke haben einen Durchmesser von 2 m und mehr und treten stets gruppiert auf. Die Blockansammlungen entsprechen somit genau den Blockanhäufungen, die einwandfrei einem jüngeren Gletschervorstoß zugeordnet werden können. Aufgrund dieser Beobachtungen werden auch diese mächtigen Blöcke als Ablagerungen gedeutet, die durch Gletscher transportiert worden sind. Das Auffinden größerer Blockanhäufungen in Höhen um 2550 m NN — wie zum Beispiel am Südhang der Malinche — läßt vermuten, daß es sich hierbei um Endmoränenbildungen handelt. Allerdings ist nicht sicher, ob dieses Material dem M I-Stadium angehört oder vielleicht sogar einem älteren Gletschervorstoß. Die Berücksichtigung der stratigraphischen Befunde — an den Hängen der Malinche wurden keine Sedimente aufgefunden, die prä-Wisconsin-zeitlich sind — spricht dafür, daß diese Endmoränenbildungen, wenn nicht dem M I-Moränen-Stadium, so doch ebenfalls noch dem Wisconsin angehören.

Der Gletschervorstoß M I reichte am weitesten hangabwärts. Grundmoränen, die oft im Anschnitt ein unruhiges Relief zeigen und deren Material stark verwittert und verfestigt ist, wurden an der Malinche noch in 2630 m NN und am Osthang der Iztaccíhuatl bis 2500 m NN hinunter beobachtet. Aufgrund der stratigraphischen Lage der M I-Grundmoräne, nämlich zwischen dem fBo1-Boden (ca. 21 000 Jahre) und mehreren Schuttströmen, von denen der unterste ein Alter von $38\,895 \pm 1200$ Jahren hat, muß der entsprechende Gletschervorstoß in die Wisconsin-Kaltzeit gestellt werden.

III.2. Das Moränen-Stadium M II

Räumlich wie zeitlich wesentlich besser erfassen lassen sich die glazialen Ablagerungen dieses Stadiums. Obgleich die Moränen stets von mehreren Metern — maximal 15 bis 20 m — mächtigen, vorwiegend vulkanischen Sedimenten bedeckt werden, lassen sie sich doch an vielen Stellen morphologisch erkennen. Die Endmoränenwälle, die meist nur eine



Abb. 4. Endmoränenmaterial des M II-Stadiums am Osthang der Malinche in 2750 m NN bei Pilares. Der Hammer hat eine Länge von 30 cm.

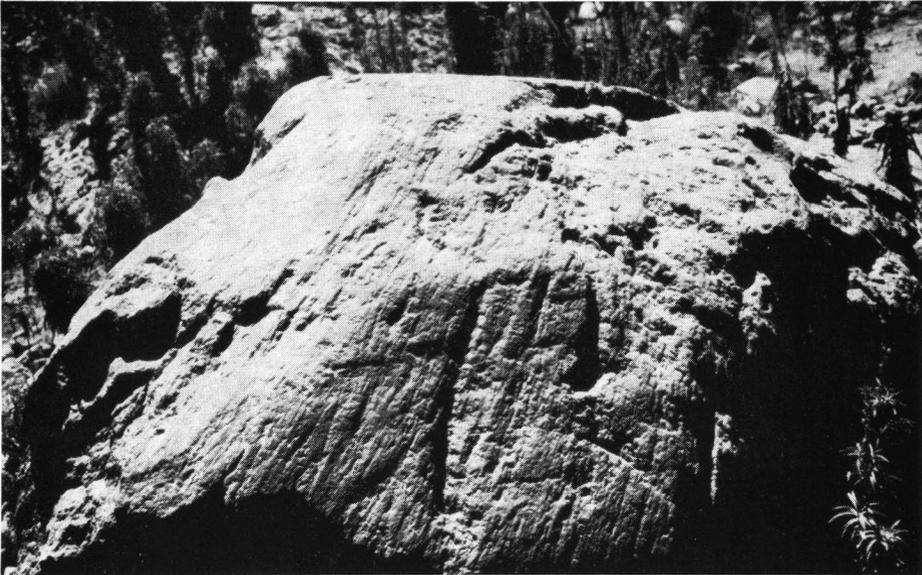


Abb. 5. Aus den M II-Moränen hat die Erosion diesen Andesitblock freigelegt. Er zeigt deutlich die Gletscherschrammen, die der Block erhielt, als er sich noch im Gesteinsverband befand. Daher sind die Schrammen parallel angeordnet (vgl. Abb. 6).



Abb. 6. Rundhöcker mit Gletscherschrammen am Pik von Orizaba in 4600 m NN unterhalb des Jamapa-Gletschers. In jüngster Zeit weicht die Gletscherzunge (im Hintergrund) zurück. Die Gletscherschrammen (im Vordergrund) entsprechen hinsichtlich ihrer Ausbildung genau den jungpleistozänen Gletscherschrammen an den Moränenblöcken (siehe Abb. 5).

Höhe bis zu 10 m aufweisen, machen sich an der rezenten Landoberfläche durch ein leicht hügeliges Relief bemerkbar, das sich deutlich von den glatten, sanft abfallenden und nur von Barrancas zerschnittenen tieferen Hangbereichen abhebt. In den Barrancas selbst treten im Bereich der Endmoränen vermehrt Anhäufungen grober Blöcke auf, teilweise mit gut erhaltenen Gletscherschliffen (Abb. 4, 5 und 6); auch zeigt das Längsprofil der Barrancas in der Zone der Endmoränen oft eine schwach ausgebildete Stufe.

Die Endmoränen M II reichen bis 2750 m NN herunter, am Westhang sogar bis 2630 m NN. Das ist im Gebiet ehemaliger großer Täler bzw. Barrancas der Fall, die ihr Einzugsgebiet in der Gipfelregion der Malinche haben und die in jüngerer und jüngster Zeit große Schwemmfächer ausgebildet haben. Beispiele dafür befinden sich auf der Ost-, Süd- und Westseite der Malinche. Wiederholt war im Gelände zu beobachten, daß die Moränen dort, wo sie am tiefsten hinabreichen, alte Talzüge ausgefüllt haben. Da die Moränen dieses Gletschervorstoßes nicht überall an den Malinchehängen zu finden sind, wird angenommen, daß sich die geschlossene Vergletscherung des Vulkans nur auf höher gelegene Bereiche erstreckte; fluvioglaziale Ablagerungen der Moränen-Staffeln M II kommen am Südosthang der Malinche noch in 2950 m NN vor.

Sowohl am Osthang wie auch am Südhang sind sogar auf engstem Raum die regelmäßigen Erscheinungen in der Außensaumzone von glazigenen Sedimentationsgebieten anzutreffen. Hier befinden sich folgende Ablagerungen: Grundmoräne, Endmoränenwälle mit großen Blöcken, zum Teil geschrammt und poliert, glazifluviale Kiese und Sande, schließlich Bändertone.

Die glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen des Eisvorstoßes M II befinden sich stets über dem fossilen Boden fBo1, der ein ^{14}C -Alter von rund 21 000 Jahren hat. Der fBo1-Boden entwickelte sich auf einer alten Landoberfläche. Talzüge, die mit Moränenmaterial ausgefüllt wurden, haben das durch den fBo1-Boden deutlich erkennbare ehemalige Relief zerschnitten. Mit anderen Worten: Nach einer längeren, morphologisch wenig aktiven Periode (fBo1-Boden) folgte eine Zeit starker linienhafter Tiefenerosion (Talbildung), dann erst rückten die Gletscher vor und bildeten die Moränenwälle M II. Das ^{14}C -Alter der fluvioglazialen Sedimente dieses Eisvorstoßes ergänzt somit die morphologischen Beobachtungen. Das Maximum des Gletschervorrückens kann auf ca. 12 100 Jahre vor heute datiert werden.

Das Vor- und Zurückweichen der Gletscher des Stadiums M II erfolgte nicht überall gleichmäßig. Darüber gibt das Bimsband rB Auskunft, das den glazialen und fluvioglazialen sowie solifluidalen Sedimenten in der Regel auflagert. Am Südhang der Malinche jedoch befindet sich dieses Bimsband unter der Moräne M II; hier rückte also der Gletscher noch vor, während am West- und Osthang die Gletscher bereits nicht mehr bis zu den äußersten Endmoränenwällen reichten. Am Osthang ist zu beobachten, daß dort, wo die Gletscher am weitesten talwärts vordrangen, Material des rB-Bimsbandes kryoturbar in die Endmoränenwälle eingearbeitet worden ist. In tieferen Hangbereichen befindet sich das Bimsband immer über den Sedimenten des Stadiums M II.

Hier werden die fluvioglazialen Sande und Kiese bzw. die fluviatilen Schotter oft von feinkörnigen Sedimenten abgelöst, die in Höhen über rund 2500 m NN deutlich die Spuren kryoturbarer Verwürgungen aufweisen. Im unteren Hangabschnitt zwischen ca. 2500 und 2250 m NN nehmen die gerade erwähnten Sedimente an Mächtigkeit zu. Hinsichtlich der Korngrößenverteilung befindet sich hier das feinste Material; ca. 70 % der Sedimente, die keine Anzeichen einer Schichtung zeigen, bestehen aus Grobschluff, Mittel- und Feinsand, ohne ein ausgeprägtes Maximum in einer Fraktion. Diese Sedimente werden in Mexiko als „toba“ bezeichnet; verhärtete Bänke, die häufig diese Sedimente durchziehen, tragen die Bezeichnung „tepetate“.

III.3. Das Moränen-Stadium M III

Die Endmoränenwälle dieses Gletschervorstoßes sind häufig an der Malinche in Höhen um 3000 m NN zu beobachten. Es handelt sich um Moränenwälle von durchschnittlich 10 bis 30 m Höhe, die von geringmächtigen Ablagerungen jüngerer vulkanischer Eruptionen überlagert werden. Morphologisch sind sie als typische Moränenwälle im Gelände gut zu erkennen. Die M III-Vergletscherung erfaßte große Teile des Malinche-Vulkans oberhalb von ca. 3000 m NN. Ob — wie beim Gletschervorstoß M II — auch während dieser Zeit vereinzelt Talgletscher tiefer hinabreichten, kann vermutet werden, ist jedoch nicht mehr nachzuweisen da heute im Bereich der großen Täler am Ost-, Süd- und Westhang mächtige Schwemmkegelsedimente entweder die Moränen M III bedecken oder aber die M III-Moränen im Zuge der Aufschotterung bei seitlicher Erosion abgetragen haben. Andererseits ist zu beobachten, daß die Moränen M III in anderen Gebieten nie ehemalige Täler ausfüllen; möglicherweise fehlte vor der M III-Vergletscherung einfach die Zeit für eine Taleintiefung bis in Höhen um 3000 m NN.

Als korrelierte Ablagerungen dieses Moränen-Stadiums sind wieder fluvioglaziale Sande und Kiese, fluviatile Schotter und solifluidale Sedimente anzutreffen. Das Alter des Gletschervorstoßes M III läßt sich durch die morphologischen Beobachtungen und zwei ^{14}C -Daten einengen. Das Alter der M II-Sedimente im Liegenden beträgt ca. 12 100 Jahre; dann folgen verschiedene Schichten vulkanischer Sedimente, ein schwacher Boden (fBo2) und wieder lokale vulkanische Ablagerungen. Es folgen die Moränen M III. Der Boden fBo3 ist häufig auf dem Moränenmaterial bzw. auf mit diesem Stadium zu parallelisierenden Sedimenten ausgebildet. Dieser Boden hat ein ^{14}C -Alter von 7645 ± 80 Jahren. Aufgrund der stratigraphischen Lage der Moränen M III — zwischen dem fBo3-Boden einerseits und den vulkanischen Sedimenten, dem fBo2-Boden sowie den Moränen M II andererseits — wird ein Alter von ca. 9000 bis 10 000 Jahren vor heute angenommen.

Es ist nicht festzustellen, ob das Moränen-Stadium M III lediglich eine Stillstandsphase beim Rückzug der Gletscher am Ende der letzten Eiszeit dokumentiert, oder aber ob dieses Moränen-Stadium einem erneuten Eisvorstoß, der nach einer größeren Rückzugsphase erfolgte, zuzuordnen ist. Aufgrund der Aufschlußverhältnisse, die in Höhen über 3000 m NN sehr schlecht sind, kann lediglich erkannt werden, daß im Bereich der Endmoränen M III zwischen diesen und den Grundmoränen von M II verschiedene Schichten vulkanischer Sedimente abgelagert wurden und daß der fossile Boden fBo2 auch noch in Höhen um 3000 m NN ausgebildet ist; beides spricht dafür, daß sich die Gletscher nach dem M II-Vorstoß bis in eine Höhe zurückgezogen haben, die mindestens einige 100 m (absolute Höhe) über den Endmoränen des späteren M III-Vorstoßes lag.

An verschiedenen Stellen sind die Moränenbildungen dieser Vergletscherung zweigeteilt. Leider geben nur wenig Aufschlüsse nähere Auskunft über die beiden Gletschervorstöße dieses Stadiums. Am Südhang reichte der ältere Vorstoß nicht so weit hangabwärts wie der darauf folgende jüngere. Bei 3100 m NN befindet sich die Endmoräne des älteren Vorstoßes; es folgen hangabwärts fluvioglaziale Sande und Kiese. Der jüngere Vorstoß reicht hier noch bis 2980 m NN. Am Westhang dagegen konnte der ältere Vorstoß tiefer hinabreichen als der jüngere. Beide Moränen sind hier durch eine vulkanische Bimslage sowie einen schwach ausgebildeten fossilen Boden und mitunter durch Linsen fluviatiler Sande getrennt. In 2910 m NN wurden Blattreste eines Laubbaumes in den Sedimenten gefunden, die aber botanisch noch nicht einwandfrei bestimmt worden sind. Die genannten Beobachtungen lassen vermuten, daß beide Gletschervorstöße des M III-Stadiums deutlich zeitlich getrennt sind.

III.4. Das Moränen-Stadium M IV

Nach der Ausbildung der M III-Endmoränen erfolgte ein ziemlich rascher Gletscherrückzug. In Höhenlagen zwischen den Endmoränen M III und den Moränenwällen M IV,

d. h. zwischen ca. 3100 und 4000 m NN, sind keine Moränen ausgebildet, die auf längere Stillstandslagen der Gletscherenden hindeuten. Wohl aber sind in den Sedimenten, die zur Zeit des Gletscherrückzugs die Oberfläche bildeten, Kryoturbationen, Taschenböden etc. zu beobachten. Einige der von LORENZO (1969) beschriebenen periglazialen Bildungen gehören in diese Zeit. Der schnelle Gletscherschwund dokumentiert eindeutig den Klimawechsel zur Nacheiszeit hin.

Die Moränen-Staffeln M IV befinden sich an der Malinche oberhalb der oberen Waldgrenze in 3950 bis 4200 m NN (Abb. 7). Es sind kleinere Moränenwälle von einigen Zehnermetern Höhe, die die Vergletscherung des steilen Malinchengipfels repräsentieren.

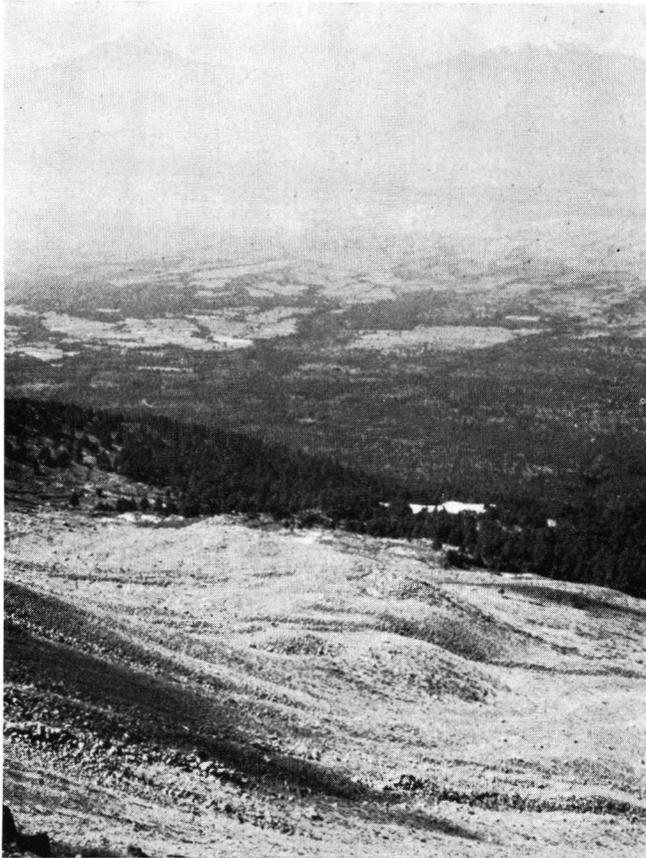


Abb. 7. Blick auf die von Hanggletschern gebildeten M IV-Moränen (im Vordergrund). Die Moränen befinden sich in 4100 m NN am Nordwesthang der Malinche. Im Hintergrund liegt das Becken von Puebla-Tlaxcala, überragt von der Sierra Nevada mit dem Popocatepetl (links, 5452 m) und der Iztaccíhuatl (rechts, 5286 m). Beide Vulkane der Sierra Nevada tragen rezente Gletscher.

Die Moränen werden von dünnen Lagen vulkanischer Bimse und Aschen bedeckt. Für die Datierung dieses Gletschervorstoßes gibt es nur wenig Anhaltspunkte. Die Tatsache, daß sich die Moränen über dem fossilen Boden fBo3 befinden, der ein Alter von rund 8000 Jahren hat und der auch noch im Bereich der Endmoränen M IV als schwarzer Andosol ausgebildet ist, belegt, daß dieses Moränen-Stadium einerseits jünger ist, andererseits nach einem Gletscherrückzug gebildet worden ist. Möglicherweise war vor der M IV-Verglet-

schering die Malinche bereits eisfrei. Die Vermutung liegt nahe, daß die Moränen M IV Bildungen der Neoglaciation (Temple Lake Stade) sind.

Noch jüngere Spuren einer Vergletscherung befinden sich nicht an der Malinche.

III.5. Die jungpleistozänen und holozänen Malinche-Gletscher

Im Folgenden soll versucht werden, ein Bild der jungpleistozänen und holozänen Vergletscherung der Malinche zu entwerfen. Die drei ältesten nachgewiesenen Gletschervorstöße mit den Moränen-Stadien M I, M II und M III haben vorwiegend Talgletscher im Hangbereich zwischen 2500 m und ca. 3500 m NN ausgebildet. Dabei reichten die ältesten Gletscher am weitesten hangabwärts. Da sie von mächtigen jüngeren Sedimenten bedeckt sind und nur lokal angetroffen werden, lassen sich wenig konkrete Aussagen über das Bild der Malinche-Vergletscherung zur M I-Zeit machen. Aus Analogiegründen jedoch und unter Berücksichtigung der wenigen Geländebeobachtungen darf angenommen werden, daß die M I-Vergletscherung in ihrer Art und Ausbildung der nachfolgenden M II-Vergletscherung sehr ähnlich gewesen sein muß.



Abb. 8. Gletschereis des Jamapa-Gletschers am Pik von Orizaba in 4750 m NN. Das Gletschereis zeigt Bewegungsschlieren und — besonders im rechten Bildteil — große Mengen im Eis eingefrorener Gesteinsblöcke und scharfkantige Bruchstücke. Auf dem Gletscher liegt an dieser Stelle eine etwa 0,5 m mächtige Schuttdecke. Die Aufschlußhöhe beträgt rund 5,5 m. Vor dem Gletschereis befindet sich Büßerschnee.

Sowohl bei der MI- als auch bei der MII-Vergletscherung reichten Talgletscher von einem höher gelegenen Nährgebiet im Bereich aller großen Talzüge auf allen Seiten der Malinche weit am Hang herunter. Die Talgletscher hinterließen Grundmoränen, in einigen Fällen auch Seitenmoränen sowie Endmoränen. Große gerundete Blöcke mit polierten Flächen, Kritzen und Schrammen sind nicht selten. Andererseits fällt auf, daß das Moränenmaterial oft sehr scharfkantig und eckig ausgebildet sein kann. Die Zungen der Talgletscher konnten im Einzelfall sehr schmal sein (weniger als 100 m). Die Endmoränen solcher kleiner Gletscherzungen waren meistens nur wenige Meter mächtig. Beobachtungen an den rezenten Gletschern der mexikanischen Vulkane Pik von Orizaba, Popocatepetl und Iztaccíhuatl zeigten, daß die gegenwärtigen Gletscher ebenfalls als kleine Eiszungen in Tälern enden und daß sie an der Gletscherzunge selbst oft nur wenige Meter dick sind. Das Gletschereis enthält einen hohen Anteil an eckigem Schutt (Abb. 8) und das vom Gletscher nach dem Abschmelzen freigegebene Material unterscheidet sich im Aussehen nicht von dem kantigen Schutt älterer Moränen. Rezente Endmoränenwälle sind nicht vorhanden.

Zwischen den Talgletschern der MI- wie auch der MII-Vergletscherung befindet sich am Hang vorwiegend Periglazialschutt, der aus einem sehr eckigen und spitzen Material besteht und der auch nicht die für die Moränenbildungen so typischen großen gerundeten Blöcke aufweist. Der kantige Periglazialschutt ist weitverbreitet; er entsteht bei der Frostverwitterung der Andesite (Abb. 9) und scheint zumindest zeitweise unter Firneis bewegt



Abb. 9. Andesitverwitterung durch Frosteinwirkung am Südhang der Iztaccíhuatl in 4200 m NN. Es wird ein scharfkantiger Schutt gebildet. Rechts oben im Bild befinden sich Andesitblöcke, die von einem Gletscher (M III-Stadium) hierher transportiert worden sind.

worden zu sein; sein Aussehen gleicht völlig dem rezenten Periglazialschutt in der Gipfelregion des Pik von Orizaba und der Sierra Nevada. Das bedeutet, daß zwischen den Talgletschern die eiszeitliche klimatische Schneegrenze recht tief herabgereicht haben mußte, daß die Frostverwitterung hier eine große Bedeutung erlangen konnte und daß Verwitterungsmaterial von höher gelegenen Hangteilen über das Material tiefer gelegener Hangbereiche hinweggewandert ist, wie die Auswertung vieler Profile belegt. Dieser Periglazialschutt ist eigenartigerweise fast immer bis in die Höhenlage der Talgletscherenden zu fin-

den, nämlich am Nord- und Nordwesthang bis nahezu 2600 m NN, am Südosthang dagegen nur bis 2750 m NN. Die Exposition zur Sonne beeinflusste demnach im Jungpleistozän die Höhenlage der Schneegrenze sowie das Abschmelzen der Gletscher ebenso wie heute.

Während die Gletscherzungen der M I- und M II-Vergletscherung nur in den großen Tälern weit hangabwärts reichten und somit in ihren am tiefsten gelegenen Bereichen ausgesprochene Talgletscher bildeten, sah das morphologische Bild der M III-Gletscher wesentlich anders aus. Auch sie reichten dort, wo im Gebirgsmassiv der Malinche große Talzüge ausgebildet worden waren, weit hangabwärts, bis ca. 3000 m NN, doch die Gletscherzungen füllten keine schmalen Täler aus; vor dem M III-Gletschervorstoß fand nämlich im Hangbereich um und oberhalb 3000 m NN keine linienhafte Tiefenerosion (Tal- und Barrancabildung) in den Sedimenten statt. Daher breiteten sich am unteren Ausgang der Schluchten, die den Gipfelbereich der Malinche von allen Seiten zerschneiden, auf den Sedimenten älterer Gletschervorstöße sowie fluviatiler, vulkanischer oder äolischer Entstehung zum Teil recht große, oft mehrere Kilometer breite Gletscherfächer aus.

Der letzte nachgewiesene Gletschervorstoß an der Malinche (M IV) hat lediglich oberhalb der rezenten oberen Waldgrenze Hanggletscher ausgebildet. Auf der Nord- und Westseite sind die Moränen im gesamten Hangbereich zu beobachten. Der Osthang ist stark zerklüftet, so daß dort die kleinen M IV-Moränen an den steilen Wänden nicht mehr vorhanden sind; die nach Süden exponierten Hänge weisen keine morphologisch klar hervortretenden M IV-Moränen auf. Sicherlich war während der M IV-Vergletscherung nur der Nord- und Westhang des Gipfelmassivs ständig von Hanggletschern bedeckt, während am Südhang die Sonneneinstrahlung für rasche Ablation des (Firn-) Schnees sorgte. Die gleichen Verhältnisse (starke Expositionsabhängigkeit) finden sich bei den rezenten Gletschern der drei höchsten mexikanischen Vulkane Pik von Orizaba, Popocatepetl und Iztaccíhuatl. Nach unten endeten die M IV-Hanggletscher der Malinche, wie die Moränen zeigen, in Lappen und Zipfel ausgefranst, da sie Tiefenlinien der steilen Hänge sowie Linien stärkeren Eisnachschiebs folgten.

IV. Korrelierung mit den Moränen des Vulkans Iztaccíhuatl

Eine Parallelisierung der Moränen-Stadien der Malinche mit den von WHITE (1962) von der Westflanke der Iztaccíhuatl beschriebenen Moränen läßt sich gut durchführen und ergibt für die Datierung der Iztaccíhuatl-Moränen neue Angaben (Tab. 1).

Die ältesten tillitartigen Bildungen, die mit einem Gletschervorstoß parallelisiert werden, befinden sich am Westhang der Iztaccíhuatl zwischen 2450 und 2950 m NN, d. h. nur in geringer Höhe über dem Becken von Mexiko, das etwa 2260 m hoch liegt. Das genaue Alter dieser Moränen ist unbekannt, doch vermutet WHITE (1962) ein prä-Wisconsin-Alter. Diese Ablagerungen einer kälteren Phase konnten am Osthang der Iztaccíhuatl ebenfalls beobachtet werden. Dort sind sie in 2500 m NN noch gut aufgeschlossen. Es handelt sich um Grundmoränenmaterial, das vermutlich auch noch tiefer herabreicht; die Aufschlußverhältnisse lassen aber keine genaue Angabe über die untere Verbreitungsgrenze dieser Moränen zu. Diese glazialen Ablagerungen, von WHITE prä-Wisconsin-zeitlich eingestuft, lassen sich aufgrund ihrer stratigraphischen Lage mit dem Moränen-Stadium M I der Malinche parallelisieren, das ein Alter zwischen rund 39 000 und 21 000 Jahren hat, also dem Mittel-Wisconsin angehört.

Ältere Moränen, die möglicherweise der Illinoian-Kaltzeit zuzuordnen sind, konnten an der Malinche nicht gefunden werden, und sind auch nicht — legt man die hier angegebene Datierung zugrunde — von WHITE in der Sierra Nevada beobachtet worden.

Tabelle 1. Parallelisierung der Moränen der Malinche mit den Moränen der Iztaccíhuatl

S. E. WHITE 1962						
Vergleichen der Rocky Mountains (nach WHITE 1962)	Iztaccíhuatl			Malinche		
	Stadium	Moränen	Höhenlage über NN	Stadium/Moränen	Höhenlage über NN	Alter: Jahre vor heute
Gannett-Peak-Stage (Little Ice Age)	Hipotermal	Ayoloco	4270—4410	—	—	—
Temple-Lake-Stage (Late Wisconsin)	Alcalican	Milpulco	3630—3760	M IV	über 3950	weniger als 8000
Pinedale-Stage (Classical Wisconsin)	Diamantes	Hueyatlaco 2 ----- Hueyatlaco 1	3135—3650	M III (2) ----- M III (1)	um 3000	ca. 9000 — 10 000
Bull-Lake-Stage (Classical Wisconsin)	Tonicoxco	Nexcoalango	2750—3050	M II	in der Regel über 2750	12 100
Buffalo-Stage or post-Buffalo — pre-Bull-Lake-Stage	pre-Wisconsin	tillitartige Bildungen	2450—2950	M I	2630 und tiefer (bis ca. 2550 ?)	zwischen 21 000 — 39 000

Die glazialen Ablagerungen des Tonicoxco-Stadiums haben nach WHITE ihre Untergrenze bei 2750 m NN. In gleicher Höhenlage liegen auch an der Malinche die untersten Endmoränen des mit den Nexcoalango-Moränen zu parallelisierenden M II-Stadiums. WHITE ordnet die Moränen dieses Stadiums der Bull-Lake-Vergletscherung der Rocky Mountains zu. Die eigenen Untersuchungen ergaben aber ein Alter von ca. 12 100 Jahren; demnach hat diese Vergletscherung ein wesentlich jüngeres Alter.

Die Hueyatlaco-Moränen der Iztaccíhuatl befinden sich in Höhenlagen über 3135 m NN; nach WHITE charakterisieren sie die Pinedale-Vergletscherung der Rocky Mountains. Sie entsprechen dem M III-Stadium der Malinche, dessen Endmoränenwälle um 3000 m NN zu beobachten sind. Die Vergletscherung M III hat ein Alter von vermutlich 9000 bis 10 000 Jahre. Sowohl an der Malinche als auch an der Iztaccíhuatl ist dieses Stadium durch zwei einzelne Gletschervorstöße gekennzeichnet.

Als nächstjüngeres Stadium nennt WHITE das Alcalican-Stadium mit den Milpulco-Moränen. Die glazialen Ablagerungen treten am Südwesthang der Iztaccíhuatl nur als sehr kleine Wälle auf, und zwar in Höhen zwischen 3630 und 3760 m NN. Sie werden mit dem Temple-Lake-Stage der Rocky Mountains verknüpft und als spät-Wisconsin-zeitliche Bildungen (?) angesehen; zu bemerken ist, daß WHITE (1962) das Temple-Lake-Stage ins ausgehende Wisconsin und das Gannett-Peak-Stage in die „Kleine Eiszeit“ stellt. Nach RICHMOND (1965) war das Temple Lake Stade etwa zwischen 4000 und 1000 vor heute, das Gannett Peak Stade ab 800 vor heute. Den Milpulco-Moränen entsprechende glaziale Bildungen liegen an der Malinche in den M IV-Moränen vor. Ihr Alter ist jünger als 8000 Jahre vor heute. Vermutlich sind sie während der Neoglaciation (Temple Lake Stade nach RICHMOND 1965) entstanden.

Nach WHITE (1962) sind dem Gannett-Peak-Stage der Rocky Mountains die Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl in 4270 bis 4410 m NN zuzuordnen. Diesen Moränen entsprechende Moränenwälle befinden sich nicht an der Malinche, da der Berg zur Zeit der Ayoloco-Moränenbildung an der Iztaccíhuatl keine Vergletscherung mehr aufwies.

Die Untergrenze der einzelnen M II- und M III-Eisvorstöße liegt an der Malinche zum Teil tiefer als an der Iztaccíhuatl. Dafür sind klimatische Ursachen verantwortlich. Über das Paläoklima des hier betrachteten Raumes gibt es keine Angaben, doch ist aufgrund der gegenwärtigen Klimaverhältnisse zu vermuten (KLAUS 1971), daß auch während der letzten Kaltzeit sowie während der Nacheiszeit die Malinche niederschlagsbegünstigter als die Sierra Nevada war. Die M IV-Hanggletscher reichten aufgrund des geringen Nährgebietes an der Malinche nicht so weit talwärts wie die gleichalten Gletscher der Iztaccíhuatl, die ein wesentlich größeres Firnfeld besaßen und sogar kleine Talgletscher ausgebildet hatten.

An dem in Osten und damit näher am Golf von Mexiko gelegenen Pik von Orizaba scheinen die klimatischen Verhältnisse ein noch tieferes Hinabreichen der Gletscher verursacht zu haben. Dort wurden am Cerro Negro — einem hinsichtlich der Höhe sowie der morphologischen Verhältnisse durchaus der Malinche vergleichbaren alten Vulkanbau des Pik von Orizaba — Moränen bis in Höhen von 3850 m NN beobachtet, die dem M IV-Stadium der Malinche entsprechen. Rezente Gletscher reichen am Nordwesthang des Pik von Orizaba bis 4650 m NN herunter, am Popocatépetl am Nordnordwesthang bis 4700 m NN und an der Iztaccíhuatl sowohl am West-, wie auch am Osthang bis ca. 4730 m NN (LORENZO 1962 und 1964). Auch die Untergrenze der rezenten Vergletscherung sinkt leicht gegen den Golf von Mexiko ab.

Schwieriger dagegen erscheint eine Parallelisierung der ^{14}C -Daten der Malinche-Sedimente mit den aus dem Becken von Mexiko bekannten Daten (MOOSER 1967). Auffällig ist bei der Gegenüberstellung des Sammelprofils der Malinche mit den Profilen aus dem Becken von Mexiko (Tlapacoya, vgl. Abb. 3), daß die feinsandigen, schluffigen und toni-

gen Sedimente des früheren Texcoco-Sees, der im Becken von Mexico eine wesentlich größere Ausdehnung gehabt hatte, was die limnischen Sedimente in ihrer weiten Verbreitung sowie alte, höher gelegene Strandlinien und -terrassen bezeugen (JAEGER 1926; DE TERRA et al. 1949), durch verschiedene Lagen vulkanischer Sedimente, aber auch durch fossile Böden und Torfbildungen gegliedert werden; nimmt man an, daß die Bildungen von Torf einem niedrigen See-Wasserstand entsprechen — das gleiche gilt für fossile Böden —, so ergibt sich daraus ein mehrmaliger Anstieg des Texcoco-Seespiegels, der mit den Vergletscherungen der Malinche und damit auch der Iztaccíhuatl sowie der gesamten Sierra Nevada zusammenfällt. Das würde bedeuten, daß den Vergletscherungen der Gebirge in den Becken große Seenbildungen entsprächen, mit anderen Worten: Ebenso empfindlich wie die Vergletscherung der zentralmexikanischen Vulkane reagierte auch der Wasserhaushalt des Texcoco-Sees auf die Veränderung bestimmter Klimaelemente. Zur Zeit läßt sich allerdings noch nicht sagen, welche Klimaelemente das Oszillieren der Gletscher und des Texcoco-Sees am stärksten beeinflussten. Eine allgemeine Absenkung der Lufttemperatur, verbunden mit einem Anstieg der relativen Luftfeuchtigkeit — ohne eine wesentliche Erhöhung der Niederschläge — kann bereits in einem semiariden bis semihumiden Klimagebiet große Auswirkungen auf den Wasserhaushalt von flachen Seen haben, wie die Untersuchungen von KESSLER (1963) gezeigt haben.

V. Bemerkungen zur Vergletscherung der Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens

Wegen der geringen Kenntnisse über frühere Vergletscherungen in Zentralamerika ist es nicht möglich, die verschiedenen Moränen-Staffeln weiter dorthin zu verfolgen. Nach WEYL (1956 und 1965) und WEBER (1958) befinden sich in der Cordillera de Talamanca Costa Ricas deutliche Spuren einer letzteiszeitlichen Vergletscherung. Im Gebiet des 3820 m hohen Cerro Chirripó liegt die Untergrenze der Vereisungsspuren bei ca. 3300 m NN. Die ausgedehnte Verbreitung der Rundhöcker, Gletscherschliffe und Moränen ist mit großer Sicherheit auf eine Wisconsin-zeitliche Vergletscherung zurückzuführen, jedoch lassen die Beobachtungen einer holozänen Vergletscherung der hohen mexikanischen Vulkane, die bis an die rezente obere Waldgrenze gereicht hat, die Vermutung zu, daß vielleicht auch am Chirripó noch während des Holozän perennierende Firnflächen oder kleine Kargletscher bestanden haben. Ob die Gletscherspuren des Chirripó, die ebenfalls oberhalb der rezenten oberen Waldgrenze angetroffen werden, teilweise einer holozänen Gletscherbildung angehören, läßt sich allerdings anhand der Literatur nicht entscheiden.

Aus der Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens liegen dagegen genauere Beobachtungen vor (GANSSE 1955; RAASVELDT 1957; BARTELS 1970). Als älteste glaziale Bildungen sieht dort GANSSE terrassenartige Formen an, die nördlich von San Sebastián in 2800 m NN im Tal der Quebrada Tamanaca liegen. Nach BARTELS handelt es sich hierbei vermutlich um Flußterrassen. Die nächstjüngere Moränengruppe liegt nach GANSSE zwischen 3400 und 4000 m NN; die bis zu 200 m hohen Moränen sollen nach RAASVELDT dem Spätglazial der letzten Eiszeit, nach BARTELS dem Maximum derselben angehören. BARTELS berichtet, daß ein einzelner Vorstoß des Eises noch Moränen in ca. 2900 m NN gebildet hat. GANSSE stellt die beiden genannten Moränengruppen, wie auch die subrezentenen Moränen vor den heutigen Gletschern in die letzte Kaltzeit.

Aufgrund der eigenen Beobachtungen an den genannten Vulkanen Mexikos soll der Versuch unternommen werden, die Moränen-Stadien der Sierra Nevada de Santa Marta Kolumbiens mit den glazialen Bildungen der Iztaccíhuatl und der Malinche zu parallelisieren. Es ist nicht möglich, die terrassenartigen Formen in 2800 m NN einem Stadium der Malinche zuzuordnen, zumal nicht geklärt ist, ob es sich hierbei wirklich um Moränen handelt. Die hohen Moränenwälle in 3400 bis 4000 m NN jedoch scheinen mit den unter-

sten Vereisungsspuren des Cerro Chirripó (WEYL 1956) und den M III-Moränen der Malinche bzw. den Hueyatenco-Moränen der Iztaccíhuatl zeitgleich zu sein. Alle Moränengruppen sind mehrphasig ausgebildet, zeigen deutliche Endmoränenwälle und sind auch aufgrund ihrer Höhenlage vergleichbar. Hinzu kommt, daß zwischen diesen Moränenwällen und den nächstjüngeren, morphologisch deutlich hervortretenden Moränen-Staffeln keine weiteren Moränenbildungen liegen, sieht man einmal von dem Alcalican-Stadium WHITES, den M IV-Moränen der Malinche und den von BARTELS beschriebenen undeutlichen Rückzugsstadien-Moränen ab. Letztlich ist das auch der Grund für RAASVELDT, die Moränen zwischen 3400 und 4000 m NN als Bildungen des Spätglazials anzusehen, was die Untersuchung der Malinche-Moränen zu bestätigen scheinen. Die subrezentten Moränen vor den heutigen Gletschern der Sierra Nevada de Santa Marta lassen sich mit den Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl parallelisieren. Nach der Bildung dieser Moränenwälle ziehen sich die Gletscher sowohl in Mexiko wie auch in der Sierra Nevada de Santa Marta zurück.

Die Beobachtungen über das äußerst schnelle Gletscherabschmelzen in der Sierra Nevada de Santa Marta während der letzten 30 Jahre belegen den rapiden Gletscherrückzug der Gegenwart. WOOD (1970) konnte feststellen, daß ca. $\frac{1}{3}$ des gesamten Gletschereises in der Zeit zwischen 1939 und 1969 abgeschmolzen ist, und zwar in erster Linie das Eis der am tiefsten herabreichenden Gletscherteile. Daher wird an dieser Stelle vermutet, daß die subrezentten Moränen BARTELS einem Gletschervorstoß angehören, der in historische Zeit fällt; möglicherweise gehört er sogar dem 19. Jahrhundert an.

VI. Gleiche Gletschervorstöße in Mexiko und den Rocky Mountains?

Es muß betont werden, daß es sich bei dem Vergleich der Malinche-Moränen mit der glazialen Folge in den Rocky Mountains um einen vorläufigen Versuch handelt, paläoklimatische Beziehungen zwischen Mexiko einerseits und der pleistozänen Vergletscherung der Rocky Mountains andererseits herzustellen. Nach G. M. RICHMOND (1965) gab es im Wisconsin zwei Vergletscherungen der Rocky Mountains (WRIGHT et al. 1965; KAISER 1966; GRAUL et al. 1966); die ältere Vergletscherung (Bull Lake) umfaßte zwei oder auch drei unterscheidbare Gletschervorstöße, die jüngere (Pinedale) drei oder auch mehr getrennte Gletschervorstöße. Im Postglazial nennt RICHMOND (1965) eine Vergletscherung (Neoglaciation) mit zwei getrennten Gletschervorstößen (Temple Lake Stade und Gannett Peak Stade). Eine warme Phase (interglaciation nach RICHMOND) trennt die Bull Lake- von der Pinedale-Vergletscherung, eine weitere warme Phase (Altithermal Interval) die Pinedale- von der jüngsten Vergletscherung (Neoglaciation). Innerhalb der Bull Lake-Vergletscherung werden die einzelnen Eisvorstöße durch sogenannte nonglacial intervals getrennt; die Gletschervorstöße der letzten beiden Vergletscherungen unterteilen sogenannte interstades.

Eine Korrelierung zwischen der von RICHMOND (1965) gegebenen Quartärstratigraphie der Rocky Mountains und der der Malinche müßte etwa folgendermaßen aussehen: Der Gletschervorstoß M I der Malinche entspräche dem späten Stadium der Bull Lake-Vergletscherung, der fossile Boden fBo1 der post-Bull Lake interglaciation, die Gletschervorstöße M II und M III der Malinche der Pinedale-Vergletscherung der Rocky Mountains, wobei der fossile Boden fBo2 einem interstade zuzuordnen wäre; der fossile Boden fBo3 läßt sich möglicherweise mit dem Altithermal interval parallelisieren, die M IV-Vergletscherung der Malinche schließlich mit dem Temple Lake Stade der Neoglaciation. Die Ayoloco-Moränen der Iztaccíhuatl wären demnach Bildungen des Gannett Peak Stade; sie haben an der Malinche keine vergleichbaren Moränen.

Schrifttum

- BARTELS, G.: Geomorphologische Höhenstufen der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). — Gießener Geogr. Schr. **21**, 56 S., Gießen 1970.
- DE TERRA, H., J. ROMERO & T. D. STEWART: Tepexpan Man. — Viking Fund Publ. in Anthropology, **11**, 160 S., New York 1949.
- FARNSWORTH, D. W.: Glacial geology of the west side of the volcano Iztaccíhuatl, Mexico. — The Ohio State Univ., M. Sc. Thesis, 127 S., Columbus 1957.
- GANSNER, A.: Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika). — Schweiz. min. u. petr. Mitt., **35**, 209—279, Bern 1955.
- GRAUL, H., K. KAISER & C. RATHJENS: Eiszeitforschung in Nordamerika. Der VII. INQUA-Kongreß vom 30. August bis 5. September 1965 in Boulder und Denver/Colorado. — Z. Geomorph., N. F., **10**, 311—340, Berlin 1966.
- HEINE, K.: Observaciones morfológicas acerca de las barrancas en la región de la cuenca de Puebla-Tlaxcala. — Comunicaciones, **4**, 7—24, Puebla, Pue. 1971.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H.: Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno de la Malinche. — Comunicaciones, **5**, 3—8, Puebla, Pue. 1972.
- JAEGER, F.: Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. — Pet. Mitt. Erg. H. **190**, 64 S., Gotha 1926.
- KAISER, K.: Probleme und Ergebnisse der Quartärforschung in den Rocky Mountains (i. w. S.) und angrenzenden Gebieten. — Z. Geomorph., N. F., **10**, 264—302, Berlin 1966.
- KESSLER, A.: Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung. — Erdkunde, **XXVII**, 165—173, Bonn 1963.
- KLAUS, D.: Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland, dargestellt am Beispiel des Hochbeckens von Puebla. — Erdkunde **XXV**, 81—90, Bonn 1971.
- LORENZO, J. L.: Informe de la sección de glaciología. — Monografías del Instituto de Geofísica, **3**, 119—126, UNAM, Mexiko 1962.
- : Los glaciares de México. — Monografías del Instituto de Geofísica, **1**, 124 S., UNAM, Mexiko 1964.
- : Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. — Paleoecología, **4**, 45 S., Departamento de Prehistoria, INAH, Mexiko 1969.
- MALDE, H. E.: La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. — Unveröff. Manuskript, 3 S., o. J.
- MOOSER, F. H.: Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. — Boletín de INAH, **30**, 12—15, Mexiko 1967.
- RAASVELDT, H. C.: Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. — Rev. Acad. Colombiana de Ciencias exactas etc., **9** (38), 469—482, Bogotá 1957.
- RICHMOND, G. M.: Glaciation of the Rocky Mountains. — "The Quaternary of the United States", ed. H. E. WRIGHT & D. G. FREY, a review volume for the VII. INQUA-Congress, 217—230, Princeton N. J. 1965.
- WEBER, H.: Die Páramos von Costa Rica und ihre pflanzengeographische Verkettung mit den Hochanden Südamerikas. — Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, math.-naturwiss. Kl., **3**, 78 S., Wiesbaden 1958.
- WEYL, R.: Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika). — Z. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, **3**, 317—325, Innsbruck 1956.
- : Erdgeschichte und Landschaftsbild in Mittelamerika. — 175 S., Frankfurt/M. 1965.
- WHITE, S. E.: El Iztaccíhuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior. — Investigaciones **6**, 80 S., INAH, Mexiko 1962.
- WOOD, W. A.: Recent glacier fluctuations in the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. — Geogr. Rev., **60**, 374—392, New York 1970.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Dritter Band: Afrika, Asien, Australien und Amerika im Eiszeitalter. — 328 S., Stuttgart 1965.
- WRIGHT, H. E. & D. G. FREY (ed.): The Quaternary of the United States. A review volume for the VII. INQUA-Congress. — 922 S., Princeton N. J. 1965.

Manusk. eingeg. 24. 1. 1972.

Anschrift des Verf.: Dr. Klaus Heine, 53 Bonn, Franziskanerstraße 2, Geographisches Institut.