

kritisch und doch voll menschlicher Wärme ihre Arbeit begleitete. Er hat ihnen ein fundiertes Wissen und zugleich die Liebe zur Landeskunde mitgegeben; sie vermitteln sein Erbe als Schul- und Hochschullehrer oder Berufsgeographen weiter. In den Vorlesungen und Seminaren durften sie bleibende Anregungen erfahren; die eindringliche Darstellung von der Wechselwirkung geographischer Kräfte und von der synthetischen Erfassung der Räume öffneten ihnen den Zugang zu den Kernproblemen der Geographie. Unvergesslich werden allen die Exkursionen bleiben, auf denen die südwestdeutschen Landschaften dank der lebendigen und anschaulichen Führung nicht nur zum geistigen Besitz, sondern zum Erlebnis wurden.

Wenn auch die wissenschaftlichen Erkenntnisse rasch weiter voranschreiten und namentlich in der Methode die ganzheitliche Betrachtungsweise der Geographie heute umstritten ist, so wird doch HUTTENLOCHERS Wirken für die deutsche Landeskunde seinen dauernden Wert behalten. Die vergleichende Untersuchung der Räume und das Aufdecken ihrer Entwicklung und Funktion, worin er Meister war, wird immer ein zentrales Anliegen des Faches bleiben, will es sich nicht selbst verleugnen. In diesem Sinne wird er auch in Zukunft richtungsweisend sein für uns, die wir heute in Dankbarkeit seiner gedenken.

Schriftenverzeichnis

Die von FR. HUTTENLOCHER bis zum Jahre 1963 verfaßten Schriften sind zusammengefaßt in:

Studien zur südwestdeutschen Landeskunde.

Festschrift zu Ehren von Fr. Huttenlocher anlässlich seines 70. Geburtstages. Hrsg. von K. H. SCHRÖDER, Bad Godesberg 1963, S. XV–XIX.

In der Folgezeit sind noch erschienen:

Die Tübinger Weinberge, früher und heute. In: Tübinger Blätter, 52. Jg. 1965, S. 2–10.

Geographischer Führer für Tübingen und Umgebung. Tübingen 1966.

Die frühere Nadelwaldgrenze des Neckarlandes. In: Beitr. z. geschichtl. Landeskunde. Veröffn. d. Komm. f. geschichtl. Landeskunde in Baden-Würtbg. Reihe B, 46. Bd. Stuttgart 1968.

Baden-Württemberg. Kleine geographische Landeskunde. Karlsruhe, 3. Auflage 1968, 4. Auflage 1972.

Naturräumliche Gliederung von Baden-Württemberg. In: Historischer Atlas von Baden-Württemberg – Erläuterungen. Beiwort zur Karte II, 4. Hg. v. Komm. f. geschichtl. Landeskunde in Baden-Würtbg. 1. Lieferung, Stuttgart 1972.

DIE PEDIMENTE IM BEREICH DER MONTES DE TOLEDO, ZENTRALS PANIEN

Mit 3 Abbildungen

KLAUS FISCHER

Summary: The pediments of the Montes de Toledo, central Spain.

The pediments situated in the central and marginal parts of the Montes de Toledo, Central Spain, belong to the largest ones of the Iberian Peninsula. They have been more or less dissected since the Pleistocene. The different alluvial terraces of the Tajo and its southern tributaries between Toledo and Talavera de la Reina with their headward erosion into the dissected pediments in the foreland of the northern Montes de Toledo prove this fact. On the alluvial terraces the facies of the sediments differ from those of the rañas which cover the bedrocks not thickly but in wide areas. Pediments dated into the Pliocene are not formed by sheet flood but by landslides and mudstreams. The facies of the rañas (valley train, intensively coloured) belong, according to their pliocene origin, to the pediments and the rock-surface of the pediments with their coarse granitic sands and lead to the assumption that the traditional interpretation of pediments as characteristic forms of arid areas cannot be accepted without doubt.

Überblick

Die Iberische Halbinsel zeichnet sich durch die weite Verbreitung von Fußflächen aus. Solche sind aus dem Ebrobecken, dem Kantabrischen Gebirge, aus Altkastilien und aus dem SO der Halbinsel beschrieben worden (MENSCHING 1964, PASCHINGER 1961, WICHE 1963 u. a.). Sie finden sich auch beiderseits des Kastilischen Scheidegebirges, besonders der Sierra de Francia, weiter an der Costa del Sol (Campo Dallas, bei Torremolinos und Marbella). Besonders große Ausdehnung haben Fußflächen im Umkreis der Montes de Toledo und im Inneren dieses Berglandes, welches im Hinblick auf diese Erscheinung noch nicht untersucht wurde (Abb. 1).

Unter den Montes de Toledo im engeren Sinne ist das Bergland zwischen Tajo im N und Guadiana im S und zwischen der Sierra de Guadalupe im W und der Mancha im O zu verstehen. Im weiteren Umfang wird

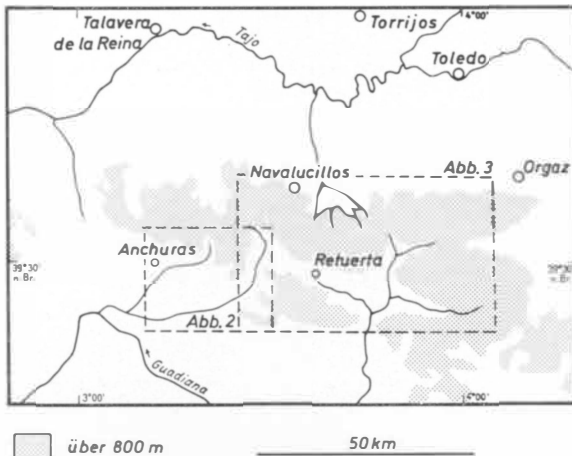


Abb. 1: Lageskizze der Montes de Toledo
Situation of the Montes de Toledo

darunter das gesamte Berg- und Hügelland zwischen den beiden genannten Flüssen vom portugiesischen Alentejo im W bis La Mancha im O zusammengefaßt. Die Untersuchungen beziehen sich nur auf das Bergland im engeren Sinne und sollten vor allem die Altersstellung der Fußflächen und deren Genese klären helfen¹⁾.

Die Montes de Toledo in ihrer engeren und zugleich auch älteren Begrenzung bestehen aus bis zu fünf annähernd WNW–OSO streichenden Höhenzügen, die sich im zentralen Teil bis maximal 1447 m Höhe erheben. Im Osten liegen die größten Gipfelhöhen um 1000 m, im S bei 1300 m und im W bei 1200 m. Aus diesen Maximalhöhen und der Höhenlage des Vorlandes bzw. der intramontanen Becken ergeben sich für den zentralen Teil relative Höhenunterschiede bis zu 700 m, im N maximal bis 500 m, meist aber zwischen 300 und 400 m und in den übrigen Teilen des Berglandes von etwa 300 m.

Das Baumaterial der Montes de Toledo und ihres Vorlandes besteht vor allem aus Schiefen, Quarziten, Phylliten und im N aus Graniten und Gneisen. Von diesen Gesteinen bilden vor allem die Quarzite als widerstandsfähiges Material die Höhenzüge, zumindest Vollformen, während im Verbreitungsgebiet anderer Gesteine teilweise große Ausraumzonen entstanden sind.

In den Vorländern und in den intramontanen Becken des Berglandes südlich Toledo und Talavera de la Reina sind in weiter Ausdehnung Pedimente entwickelt, unter denen im Sinne von GILBERT, McGEE

oder JOHNSON Felsverebnungsflächen verstanden werden, die unterschiedlos über die genannten Gesteine mit verschiedenster geomorphologischer Widerständigkeit hinweggreifen und nur eine geringmächtige Schuttdecke tragen. Diese Felsverebnungsflächen liegen vor den mehr oder weniger ausgedehnten Einzugsgebieten von Flüssen, die heute den Charakter von Torrenten haben. Entsprechend ihrer Lage haben diese Pedimente eine kegelförmige Gestalt, sie setzen mit Neigungen von 4–5° bei großen Einzugsgebieten und mit Werten um 10° bei kleinen Einzugsgebieten an und reichen teilweise unter kontinuierlicher Abnahme der Böschungswinkel auf etwa 1° bis zu 15 und mehr km in das Vorland. Erst in diesen Entfernungen wird die Mächtigkeit der Schuttdecke so groß, daß entsprechend der Definition von Glacis gesprochen werden müßte. Der Nachweis, daß es sich in und am Rande der Montes de Toledo um Pedimente und nicht um Glacis handelt, ist an vielen Stellen zu erbringen. Am Rio Cedena nahe der gleichnamigen Urbanisación, westlich der Straßenbrücke über den Mimbres (westlich Navahermoso), am Rio Sangrera südlich Torrecilla de la Jara, westlich Espinoso del Rey – alle auf der Nordseite des Berglandes gelegen –, dann östlich Anchuras und bei El Molinillo im Inneren der Montes de Toledo (Bullaque-Einzugsgebiet) oder bei Marjaliza (Abb. 3) im O ist das Anstehende bereits dicht unter einer dünnen Raña aufgeschlossen.

Im nördlichen Vorland des Berglandes von Toledo sind zwischen Gálvez im W und Almonacid de Toledo bzw. Orgaz im O keine Fußflächen oder wenigstens keine Fußflächen von größerer Dimension entstanden. Nur die isolierten Erhebungen nordöstlich von Gálvez, nördlich Pulgar, auch nördlich, nordwestlich und nordöstlich von Ajofrin, die wohl ehemalige Inselberge (VIDAL BOX, 1944) darstellen, besitzen jeweils auch Pedimente mit einer Raña. Der Grund für das weitere Fehlen von Pedimenten liegt offenbar darin, daß ein ausreichend hohes Hinterland als Liefergebiet von Schuttmaterial fehlte.

Alter der Pedimente

Im Hinblick auf die Alterseinstufung der Pedimente gibt es sehr unterschiedliche Auffassungen. Fest steht, daß heute nirgends auf der Iberischen Halbinsel Pedimente weitergebildet oder neu geschaffen werden. Strittig erscheint dagegen die Frage, ob die Fußflächen Bildungen des Tertiärs sind, wie es u. a. von LAUTENSACH, SCHWENZNER, F. und E. HERNANDEZ-PACHECO angenommen wird, oder ob sie im Pleistozän entstanden sind, was aus der mehrfach zu beobachtenden Einschachtelung jüngerer Fußflächen in ältere und deren Parallelisierungsmöglichkeiten mit Pluvial- bzw. Trokkenzeiten gefolgert wird.

Teilweise löst sich die Problematik unterschiedlicher Alterseinstufung der Fußflächen schon dadurch, daß unter dem Begriff Fußfläche sehr verschiedene Formen

¹⁾ Für die finanzielle Unterstützung der Untersuchungen in den Sommermonaten 1970 und 1971 danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Bei der Beschaffung von Literatur war mir der geschäftsführende Direktor des Deutschen Archäologischen Instituts in Madrid, Herr Dr. H. Schubart, behilflich. Auch dafür sei bestens gedankt.

beschrieben und verstanden werden. So beschrieb WICHE (1961) die breiten Terrassen an der Segura in SO-Spanien als Pedimente und von PASCHINGER (1961) werden die großen, teilweise aus sehr grobem Material aufgebauten Schwemmkegel am N- und W-Fuß der Sierra Nevada als Fußflächen bezeichnet. Die Diskussion über das Alter wird auch dann einfacher, wenn im Sinne von MENSCHING (1964) klar zwischen Pedimenten als Felsfußflächen in widerständigem Gestein und Glacis als Fußflächen in leicht ausräumbaren, meist wenig verfestigtem Material unterschieden wird. Glacis sind wohl in großem Umfang pleistozänen Alters und ineinandergeschachtelte Glacis (Glaciterrassen) werden der Folge von Kalt- und Warmzeiten zugeschrieben.

Absolut sicher ist jedoch die Parallelisierung nicht, denn die Verbindung der Fußflächen im S der Sar. de Alhambilla in SO-Spanien mit quartären Strandterrassen bereitet doch größere Schwierigkeiten als das nach MENSCHING (1958) zu vermuten ist. Auch im Canal de Berdún in den Pyrenäen läßt sich nur ein oberstes Fußflächenniveau bei Jaca einwandfrei mit der Schutt-ausstrahlung vor den würmzeitlichen Endmoränen des

Aragón-Gletschers bei Castiello de Jaca in Verbindung bringen. Ob die tieferen Fußflächen mit Rückzugsstadien des Aragón-Gletschers zu verknüpfen sind, muß offen bleiben.

Für die Bildung der Glacis bzw. Glaciterrassen reichten sicherlich einzelne Abschnitte des Pleistozän aus, da in den weichen, wenig widerständigen Gesteinen eine rasche Ausweitung nach den Seiten hin möglich war. Für die in festem Fels ausgebildeten, riesigen Pedimente im Umkreis der Montes de Toledo sind jedoch die Phasen des Pleistozän als Entwicklungszeitraum nicht ausreichend. Sie müssen präpleistozäner Entstehung sein, und für diese Alterseinstufung liefert der zentralspanische Raum einige Hinweise.

Die Pedimente und die sich in Richtung der großen Vorfluter Tajo und Guadiana anschließenden Glacis sind im N, W und SW der Montes de Toledo tief zerschnitten. Südlich Talavera de la Reina bei Villarejo de Montalbán und San Martín de Montalbán im nördlichen Vorland der Montes de Toledo oder um Anchuras im SW beträgt die Zertalungstiefe bis, z. T. auch über 100 m (Abb. 2). Um Sevilla de la Jara oder Navas de Estena sind die Pedimente sogar weitgehend

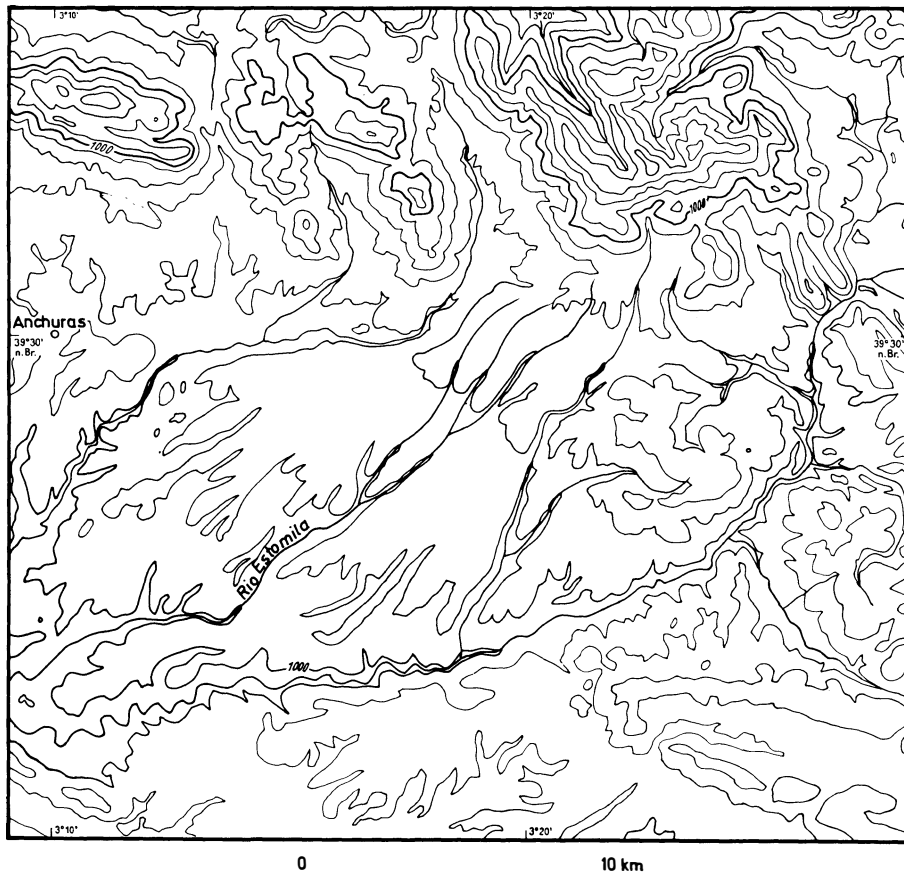


Abb. 2: Zerschnittene Pedimente um Anchuras im SW der Montes de Toledo
Dissected pediments in the surroundings of Anchuras, Southwestern Montes de Toledo

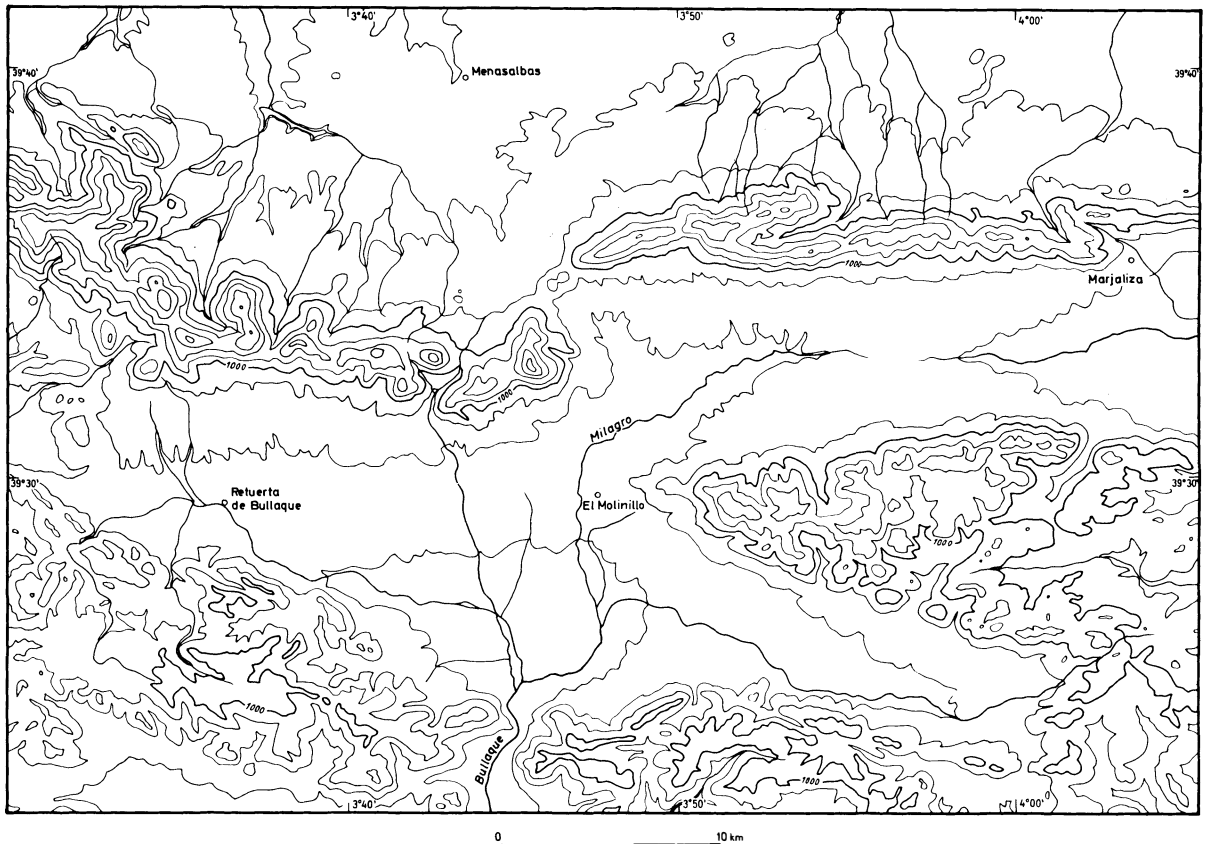


Abb. 3: Unzerschnittene bzw. schwach zerschnittene Pedimente im östlichen Abschnitt der zentralen Montes de Toledo
Undissected or slightly dissected pediments in the eastern part of the central Montes de Toledo

zerstört worden. Zerschneidung ist auch in allen anderen Gebieten mit Ausnahme des Einzugsgebietes des Bullaque im SO gegeben. Die geringe oder fehlende Zerschneidung im SO der Montes de Toledo zwischen den Höhenzügen der Sierra del Castanar im N und der Sierra de los Torneros im S oder um El Robledo hängt wohl damit zusammen, daß die zahlreichen kurzen Quertalstücke des Guadiana und seiner Nebenflüsse als lokale Erosionsbasen wirken, die, da sie in dem überaus widerständigen Quarzit ausgebildet sind, nur zögernd tiefergelegt werden (Abb. 3). Speziell beim Bullaque mag auch eine junge Talverlegung seines Unterlaufs von W nach O (nordwestlich Piedrabuena) mitverantwortlich sein. Auf keinen Fall weist die geringe Zerschneidung auf die Weiterbildung der Pedimente hin, sondern allenfalls auf deren Erhaltung. Das zeigt auch die Bodenbildung über den Rañas, denn die jungen Böden ziehen jeweils ungestört über die gesamte Kegeloberfläche.

Aus dem heutigen Tajotal im N, welches derartige Engtalstrecken wie die des Guadiana nur im epigenetisch angelegten Mäander bei Toledo und wohl im ebenfalls epigenetischen Durchbruch bei Aldeanueva de Barbarroya westlich davon besitzt, greifen Terras-

sen in die südlichen Nebentäler im Bereich der Montes de Toledo ein, besonders deutlich im Pusa- und im Torcónal. Diese Terrassen sind quartären Alters und die Oberflächen der Pedimente streichen hoch über den Terrassenflächen aus. Obwohl schon zahlreiche Arbeiten über die Terrassen des Tajotales vorliegen, bestanden doch bis in jüngster Zeit über Anzahl und zeitliche Einordnung erhebliche Unstimmigkeiten (ARANEGUI, F. HERNANDEZ-PACHECO, ALIA MEDINA, u. a.).

Auf der Basis der neueren Untersuchungen von MARTIN AGUADO lassen sich für das Tajotal zwischen Toledo und Talavera de la Reina jedoch vier Terrassen in etwa 20, 35, 50 und 85 Meter Höhe über dem Fluß feststellen, während erst bei etwa 100 m die Pediment- bzw. Glacisflächen ansetzen, demzufolge älter sein müssen. Das Alter der Tajoterrassen ist durch das Auffinden prähistorischer Siedlungs- bzw. Arbeitsstätten im Umkreis von Toledo (Valdelobos, Valdecubas, Alberquilla, Buenavista u. a.) heute weitgehend abgesichert. Insbesondere der Fundplatz Pinedo (MARTIN AGUADO 1963, 1971) ist hierbei von großer Bedeutung. Er befindet sich nur wenige Kilometer nordöstlich Toledo bei dem Hof Pinedo, und leider ist der Aufschluß schon sehr schlecht, da der

Kiesabbau aufgegeben wurde. Jedenfalls fand sich an der Basis der 35 m-Terrasse ein überaus reichhaltiger Fundplatz altsteinzeitlicher Werkzeuge, der in das Acheuleen gestellt wird. Eine an gleicher Stelle aufgefundene „warme“ Fauna mit *Elephas antiquus*, *Hippopotamus amphibius* und *Equus caballus* weist diesen Teil des Terrassenkörpers als spätes Mindel-Riß-Interglazial oder frühes Rißglazial aus.

Damit ergibt sich die Möglichkeit der Zuordnung der Tajo-Terrassen zu den Kaltzeiten, während eine solche Parallelisierung für die Pedimente bzw. Glacis wegen ihrer Lage über den Flußterrassen nicht mehr möglich ist.

Dagegen spricht vor allem auch ein anderer Befund: Die Rañas – mit diesem Begriff werden die dünnen Schotterdecken auf den Pedimenten und die mächtigeren Schuttmassen vor ihnen (im Bereich des Glacis oder Peripediments) bezeichnet (vgl. OEHME, 1935) – sind, wie auch in anderen Teilen der Iberischen Halbinsel, ausgesprochene Restschotter, eingebettet in eine rotgefärbte Matrix. Es kommen fast nur Quarzite in ihnen vor, während die anderen Gesteine entweder schon bei der Verwitterung in situ oder beim Transport zerfallen sind. Wie LAUTENSACH (1964, S. 408) berichtet, sind große in Rañas eingebettete Granitblöcke nach ihrer Ablagerung noch vollständig vergüst. Die Quarzite sind überwiegend nur kantengerundet und besitzen häufig eine dunkle Rinde, also Mangan- oder Hämatitkrusten, was aber noch nicht für ein Trockenklima sprechen muß. Schichtung fehlt den Schuttdecken über den Pedimenten gänzlich oder doch weitgehend, und erst in beträchtlicher Entfernung vom Gebirgsrand tritt eine solche immer deutlicher hervor. Ganz anders ist die Situation dagegen bei den Tajo-Terrassen. Sie zeigen deutliche Schichtung, die Rundung der Gerölle ist weitaus besser als die in den Rañas (mit Ausnahme des lokal angeschwemmten Rañaschuttes), wobei neben Quarziten auch andere Gesteine auftreten, und vor allem ist das Einbettungsmaterial, auch das Material nahe der Terrassenoberfläche, im Gegensatz zu dem der Raña braun bis braunrau. Dabei handelt es sich teilweise um Schwemmlöß oder um meridionale Braunerde, die bei Austrocknung staubig zerfällt.

Wohl werden in der älteren spanischen geologischen Literatur die rotleuchtenden Rañas als „diluvium rojo“ bezeichnet im Gegensatz zum „diluvium gris“, das vorwiegend verspülten graugrünen Granitgrus darstellt, aber schon E. HERNANDEZ-PACHECO (1928, 1929), F. HERNANDEZ-PACHECO (1930) und ROYO Y GOMEZ (1926) haben diese Ablagerungen in das Tertiär, teilweise in das Pliozän, teilweise in das Miozän gestellt. Sie müssen auch älter als pleistozän sein, denn das „diluvium gris“ liegt unter dem „diluvium rojo“, und dieses wiederum ist im zentralen Teil der Montes de Toledo, nämlich im Gebiet der unzerschnittenen Pedimente des Bullaque-Einzugsgebietes das Liegende zweifellos pleistozäner Schuttdecken. In einigen, bis

5 m tiefen Barranco östlich von Retuerta werden diese Lagerungsverhältnisse deutlich. Unter einer ca. 20 cm mächtigen meridionalen Braunerde folgten etwa 30 cm verschwemmten Bodens, in dem Schuttstücke mit dunkler Rinde eingebettet sind. Es schließt sich ein 70–80 cm mächtiger schwach ockerfarbiger Horizont mit weißen Schuttstücken an, und erst darunter folgt eine Raña von 1 m bis 1,50 m über anstehendem Schiefer. Unter der Bedeckung mit diesem jüngeren Schuttmantel ist die Raña stärker verwittert. Selbst die Quarzitstücke sind teilweise mit der Hand zu zerreiben, und sie haben ihre dunklen Rinden, wenigstens partiell, verloren. Das Innere der Quarziterölle erscheint wie gebleicht.

Das Mindestalter der Pedimente ist aus den erwähnten Gründen mit Villafranca anzunehmen, wahrscheinlich sind sie aber noch älter. Das Höchstalter ist, worauf LAUTENSACH (1964) schon hingewiesen hat, pontisch. Am Südostrand der Montes de Toledo, westlich und nördlich von Malagón greifen nämlich die Pedimente über pontische Kalke hinweg, die in der Mancha weite Verbreitung haben, und kappen sie.

Auch für andere Pedimente auf der Iberischen Halbinsel ist wohl dieses pliozäne Alter anzunehmen, z. B. für die Nordseite des Kastilischen Scheidegebirges, wo die Pedimente weitaus stärker zerstört sind als im Bereich der Montes de Toledo. So finden sich Rañas nur noch in ganz kleinen Resten, z. B. bei Collado Hermoso und Aldeavieja am Nordsaum der zentralen Sierra da Guadarrama. Die wesentlich stärkere Beregnung der Nordseite des Kastilischen Scheidegebirges gegenüber den niedrigeren und südlich gelegenen Montes de Toledo erklärt diesen Unterschied. Eine vierfache Abtrepfung des Geländes von S nach N, wie sie MENSCHING (1958) zu erkennen glaubte, läßt sich infolge intensiver Zertalung wohl kaum rekonstruieren. Vor allem ist ihre Zuordnung zu den Phasen des Pleistozän mit Sicherheit nicht zutreffend, da sich in den jungen Flußtälern, die in die Pedimente eingesenkt sind, Terrassensysteme entwickelt haben. Dabei ähnelt etwa an der Voltoya östlich Aldeanueva del Cordonal oder am Moron der Materialcharakter und die Farbe der Terrassenkörper sehr stark den Vorkommen am Tajo.

Insgesamt rückt also die Altersdatierung von Pedimenten auf Grund dieser Beobachtungen wieder an die Auffassung von SCHWENZNER (1936) heran, der sie als pliozäne Formen ansah. Er gebrauchte allerdings nicht das Wort Pediment in seiner Arbeit, sondern bediente sich in Anlehnung an STICKE (1930) des neutralen Begriffes Rampen bzw. des Ausdruckes Fußfläche. Allerdings dürfen Pediment und Rampe, wie aus den Darlegungen SCHWENZNERS hervorgeht, nicht immer gleichgesetzt werden; Rampen können auch mit Glacis identisch sein.

Genese der Pedimente

Die Beobachtungen in den Montes de Toledo erlauben es, zu Auffassungen über die Entstehung von Pe-

dimenten Stellung zu nehmen. Die bisherigen Erklärungsversuche der Pedimentbildung in ariden Gebieten vermögen nicht voll zu befriedigen. Vor allem gilt dies für die von BÜDEL (1970) vorgetragene These der Pedimentbildung durch aktives Zurückweichen von sogenannten Trocken-Fronthängen, die sich durch stoßweise Abtragung parallel zu sich selbst zurückverlegen sollen. Ein Pediment wäre demnach der Nachfolgehing eines aktiv zurückweichenden Trocken-Fronthanges. Die Existenz eines solchen Prozesses an einem unegliederten Hang kann nicht vollständig abgelehnt werden, aber es ist ausgeschlossen, mit dieser Deutung die mehrere Kilometer breiten Pedimente erklären zu können. Die Aufbereitung des anstehenden Gesteins in den ariden Gebieten, vornehmlich durch Temperaturverwitterung, geht so langsam vor sich, daß ein rasches selbsttätiges Rückverlegen eines Hanges unmöglich ist. Gegen diese These spricht außerdem die Tatsache, daß die sogenannte aktive Arbeitskante Búdels, also der Fußknick, zwischen Trocken-Fronthang und Pediment keineswegs, wie BÜDEL meint, geradlinig und in annähernd gleicher Höhe über lange Strecken am Gebirgsrand entlang zieht. Vielmehr ist im Verbreitungsgebiet von Pedimenten oder Glacis der Gebirgsrand, wie eigene Beobachtungen im gesamten Atlas und in der Sahara und die Auswertung von Luftbildern aus anderen semi- oder vollariden Gebieten zeigten, keineswegs geradlinig. Pedimente und Glacis greifen mit ihren Spitzen oft recht weit in das Gebirge ein und breiten sich dann in Kegelform im Vorland aus, so daß auch durch die Abdachung der Oberfläche entlang des Trocken-Fronthanges mehr oder weniger große Höhenunterschiede überwunden werden. Aus beiden Tatsachen geht die recht geringe Rolle des Trocken-Fronthanges bei der Pedimentbildung hervor.

Die Beobachtungen im Bereich der in Zerstörung begriffenen Pedimente der Montes de Toledo bestätigen diese Auffassung. Schließlich wird sie auch durch die Mitteilung von MENSCHING und RAYNAL (1954, S. 177) unterstützt, daß kaum ein Zurückwandern des Gebirghanges von Mittlerem und Hohem Atlas, vor dem abschnittsweise Fußflächen liegen, erfolgt, da unmittelbar am Gebirgsfuß ein pliozänes Konglomerat gelagert ist.

Die Behauptung BÜDELS, Pedimente würden sich durch das aktive Zurückweichen von Trockenfronthängen bilden, wird schließlich dadurch widerlegt, daß die Einschachtelung von jüngeren Pedimenten in ältere, also das Tieferschalten von Ausgleichsebenen im Sinne von H. v. WISSMANN (1951) nicht von den aktiven Arbeitskanten eines Trockenfronthanges ausgeht, sondern von der Lage des sich eintiefenden Vorfluters bestimmt wird (vgl. Glaciterrassen).

Im Vergleich dazu erscheint die – von BÜDEL für die Pedimentbildung abgelehnte – Vorstellung von H. v. WISSMANN einer lateralen Erweiterung der Fußflächen durch seitliche Erosion recht gute Ansatzpunkte für deren Erklärung zu bieten. Allerdings sind dabei wohl

nicht Schichtfluten als maßgebender Bildungsprozeß verantwortlich zu machen. Bereits von WAIBEL (1928) und erneut von SCHUMM (1956) wurde die Überzeugung geäußert, daß Schichtfluten mehr Transport- als Erosionsfunktion haben, also weit eher flächenerhaltend als flächenbildend sind (s. auch KING, 1953).

Hinsichtlich des Bildungsprozesses ermöglicht der Charakter der Rañas eine Ausdeutung. Rañas lassen teilweise noch in großer Entfernung vom Gebirge, wie schon SCHWENZNER hervorhob, kaum eine Schichtung erkennen. Auch die Klassierung nach Korngrößen ist schlecht. Erst in den distalen Teilen der Pedimente und in den anschließenden Glacis beginnt eine Schichtung einzusetzen, die Rundung der Gerölle wird besser und eine Korngrößenanalyse in den einzelnen Geröll-Lagen tritt deutlicher hervor. Die Einregelung der Komponenten zeigt, je weiter vom Gebirge entfernt, immer klarer den fluvialen Transport an. Die geringmächtige Raña auf den mittleren oder oberen Teilen der Pedimente liefert dagegen Einregelungsdiagramme, die denen des Murschuttetes in den Hochgebirgen der Mittelbreiten außerordentlich ähnlich sind. Fast identische Einregelungsverhältnisse weisen auch die Schlammstromablagerungen NW-Argentiniens auf, über die WERNER (1972) berichtet und die er im Zusammenhang mit der Fußflächengese bringt. Tatsächlich üben Murgänge auch kräftige Seitenerosion aus, wie die Entwicklung von Kegelsimsen in festem Gestein (FISCHER 1965) in Alpentälern zeigt.

Aus diesen Vergleichsbeobachtungen läßt sich wohl folgern, daß die Bildung von Pedimenten, vor allem ihre seitliche Ausweitung, in starkem Umfange mit Lockermaterialbewegungen, die den Charakter von Muren und Schlammströmen haben, verknüpft ist. Wasser ist dabei weniger transportierendes als vielmehr bewegungsauslösendes und bewegungserhaltendes Medium. Zunehmende Schichtung und Zurundung sowie die immer klarer hervortretende fluviale Einregelung in Abdachungsrichtung des Pediments deuten auf eine „Verflüssigung“ der Lockermaterialbewegung, auf ihre Wandlung zum Lockermaterialtransport durch Wasser hin. Berichte, die diese „Verflüssigung“ insbesondere an der Front von Schlammströmen beschreiben, liegen u. a. von BLACKWELDER (1928) und von BEATY (1963) vor. Auch mit dem Abklingen eines solchen Lockermaterialtransportes tritt die gleiche Erscheinung der „Verflüssigung“ ein: auf einen mur- oder schlammstromähnlichen Schutttransport folgt ein flächenhaftes Abfließen von Wasser, eine Schichtflut.

Für einen mur- oder schlammstromähnlichen Transport des Lockermaterials spricht auch die Tatsache, daß sich in den Rañas teilweise kantige oder kantengerundete Gesteinsfragmente befinden, die Durchmesser bis 1 m oder Längsachsen bis zu 1,5 m haben und dies 6–7 km vom Liefergebiet entfernt. Ein solcher Transport ist nur bei Hochwasserwellen oder eben murartigen Schuttbewegungen möglich.

Ungeklärt blieb bisher allerdings die Frage, ob die

Pedimente der Montes de Toledo und die auf ihnen liegenden Rañas genetisch zusammengehören. Für andere Fußflächenvorkommen auf der Iberischen Halbinsel wurde ein zeitliches Nacheinander von Fußfläche und Sedimentdecke angenommen, doch nicht näher begründet (MABESONE 1959, MENSCHING 1964). Wenn Raña und Pediment voneinander unabhängige Bildungen sind, dann müßten sich in dem mio-pliozänen Sedimentationsraum des mittleren Tajo unter Annahme der Pedimentbildung vorwiegend durch seitliche Erosion (Korrasion) mit Hilfe groben Schuttes korrelierte Sedimente finden, die im Liegenden der Rañas anstehen. Diese korrelierten Sedimente müßten als Schotter oder Kiese vorliegen. Im gesamten fraglichen Gebiet von Toledo im O und S bis Madrid im N und Talavera de la Reina im W sowie im Pliozän des mittleren Guadianagebietes (Raum Villanueva de la Serena) finden sich jedoch nur sandige Tone und feldspatreiche Sande mit wenigen dünnen und rasch auskeilenden Feinkieslagen. Über große Strecken tragen diese Sedimente den Charakter von verspültem Gesteinsgrus. Es ist wohl sicher, daß diese feinkörnigen Sedimente als Scheuermaterial bei der Ausbildung der riesigen Pedimente unzureichend sind. Außerdem lassen sie sich an vielen Stellen in der Höhenlage nicht mit den Pedimenten verknüpfen, denn teilweise überragen sie die Pedimente bzw. deren Fortsetzungen, die Glacis, beträchtlich. Daher darf mit Sicherheit angenommen werden, daß die weit verbreiteten Rañas genetisch zu den Pedimenten bzw. Glacis gehören.

Zur Frage der klimageomorphologischen Stellung der Pedimente

Bei den Untersuchungen über die Pedimente der Montes de Toledo ergab sich eine Frage, zu der hier wegen der regionalen Beschränkung auf ein relativ kleines Gebiet nicht umfassend Stellung genommen werden kann, nämlich: sind die Pedimente wirklich als Leitformen der ariden Gebiete anzusprechen, wie dies meist geschieht, oder sind sie in diesen Gebieten Vorzeitformen? Die Annahme, Pedimente seien Formen eines Vorzeitklimas, scheinen u. a. die Untersuchungsergebnisse von WENZENS (1972) aus Nordmexiko und BUSCHE (1972) aus dem Tibesti zu bestätigen, denn in keinem der Fälle werden heute die Pedimente weitergebildet. Das gilt im übrigen auch für das Hoggar-Gebirge, wo derzeit keine eindeutige weitere Ausformung der Pedimente zu beobachten ist. Allein das Auftreten von Schichtfluten ist nicht unbedingt, wie schon WAIBEL vermutete und SCHUMM erneut darlegt, ein Zeichen für aktive, sondern allenfalls für traditionale Weiterbildung.

Im Untersuchungsraum der Montes de Toledo zeigt sich, daß die bisher allgemein gültige Annahme, die Pedimente seien Formen, die in ariden Räumen gebildet werden, einer genaueren Überprüfung bedarf. Einige Beobachtungen sprechen gegen diese Auffas-

sung, nämlich der Gesamtcharakter der Rañas, ihr Gesteinsinhalt und der Zustand der Felsoberfläche.

Die „Gerölle“ der Raña sind in eine leuchtend rote, nicht selten recht tonreiche Grundmasse eingelagert. Nach unseren bisherigen Kenntnissen tritt eine solche intensive Rotfärbung nur unter feuchtwarmen Klimaverhältnissen ein, nicht dagegen in ariden Klimagebieten und nicht in den Mittelbreiten. Daher dürfte es nicht zutreffen, die Rañas ausschließlich dem bereits als relativ kühle Pluvialzeit angesehenen Villafranca zuzuordnen, auch wenn dies für Schuttdecken in Südportugal stratigraphisch möglich ist, wo Rañas sich mit dem oberen marinen Pliozän verzahnen.

Die röntgenographische Bearbeitung der Tonfraktion der Matrix der Raña, die dankenswerterweise Herr Dr. Manze vom Geologischen Institut der Universität Köln durchführte, ergab für alle Proben eine absolute Kaolinit- und Illit-Dominanz. In den Böden in und auf den Tajoterrassen ist dagegen anteilmäßig mehr Montmorillonit als Illit enthalten. Entsprechend der bisherigen Ausdeutung von Tonmineralgesellschaften würde der hohe Illit- und Kaolinitgehalt auf ein mindestens wechselfeuchtes und warmes Klima zur Zeit der Bildung der Raña hinweisen. Hoher Montmorillonit-Anteil repräsentiert dagegen eine trockenere Zeit.

Die Rañas bestehen, wie schon betont wurde, soweit sie aus Grobmaterial aufgebaut werden, nahezu hundertprozentig aus Quarzitstücken. Ganz selten finden sich darin Stücke der anderen Gesteine, obwohl diese größere Verbreitung haben. Zweifellos bestünde die Möglichkeit, diese Tatsache so zu deuten, daß es sich bei den Rañas um das Abtragungsprodukt einer vorzeitlichen Verwitterungsdecke handelt, in der noch Quarzite erhalten sind. Bei der riesigen Ausdehnung der Rañas würde dies aber eine unwahrscheinlich mächtige Verwitterungsdecke voraussetzen, die an Gebirgshängen niemals zur Entwicklung kommen kann. Insbesondere scheidet unter der Annahme eines ariden Klimas die rasche Aufbereitung des Materials bei gleichzeitiger Härteauslese bis zum Quarzit als Erklärungsmöglichkeit aus.

Für das Pliozän (Pont und jünger) lassen sich auch aus anderen Teilen der Iberischen Halbinsel die Nachweise einer kräftigen Rotfärbung von Lockermassen und der Gesteinsauslese in Richtung auf eine Anreicherung von Quarzen und Quarziten erbringen. So sind z. B. in dem Graben der Cerdaña in den Pyrenäen oder in der Grabenzone Teruel-Calatayud im Iberischen Randgebirge mächtige terrestrische Folgen von rot bis kräftig gelb gefärbten Sedimenten aufgeschlossen. Nicht die gleiche Intensität der Auslese und der Färbung haben die jungtertiären Ablagerungen in den Becken von Granada oder Guadix, aber sie stammen größtenteils aus den Hochgebieten der Sierra Nevada, also aus anderen Klimastufen.

Schließlich weist der Zustand der Felsoberfläche unter der Raña darauf hin, daß zur Zeit der Pediment-

bildung zugleich kräftige Tiefenverwitterung stattgefunden haben muß, denn die Granite, Granodiorite, Syenite und Gneise sind teilweise (unter Kaolinisierung) tiefgründig zersetzt, und zwar bis in die oberen und randlichsten Teile des Pedimentes, wodurch die Gleichzeitigkeit von Fußflächenbildung und Vergroßung erwiesen ist. Der rötlich gefärbte Grus findet sich in der Matrix der Raña wieder. Die Mächtigkeit der Vergroßungszone mit darin befindlichen Wollsäcken kann in Graniten 15 Meter und mehr erreichen. Auch Phyllite, ja selbst Quarzite zeigen z. T. eine beachtliche Lockerung im Gesteinsverband. Ähnliches schildert BUSCHE (1972) von den offensichtlich fossilen Pedimenten aus dem Tibesti.

Wenn Pedimente nun aber keine aktuell in Entwicklung befindliche Leitformen der Trockenräume sind, d. h. heute in diesen Gebieten eine Zerstörung oder allenfalls eine traditionale Weiterbildung erfahren, dann ist es natürlich nicht möglich, aus der Hanggestaltung Erkenntnisse über das Ausmaß der Seitenerosion bei der Bildung von Pedimenten abzuleiten, so wie es GOSSMANN (1970) in seinen Theorien zur Hangentwicklung getan hat. Das Fehlen von konvexen Hängen über den Pedimenten, die es nach GOSSMANN (in Anlehnung an DUMANOVSKI) bei starker Lateralerosion geben müßte und das Auftreten konkaver Hangprofile sind demzufolge kein Beweis gegen die Annahme einer beachtlichen Seitenerosion.

Insgesamt scheint es, daß die Pedimente keineswegs die geomorphologischen Äquivalente eines ariden Klimas sind, sondern optimale Bildungsbedingungen in einem semihumiden und warmen Klima finden. Diese Annahme wird noch näher zu untersuchen sein.

Literatur

- ALÍA MEDINA, M.: Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo. Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo 42, Madrid 1944, S. 613–614.
- : Notas morfológicas de la región toledana. Las Ciencias, año X, Madrid 1945, S. 91–114.
- ARANEGUÍ, P.: Las terrazas cuaternarias del río Tajo entre Aranjuez y Talavera de la Reina. Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo 27, Madrid 1927, S. 285–290.
- BEATY, E. B.: Origin of alluvial fans, White Mts., California and Nevada. *Annales Ass. Am. Geogr.* 53, Nr. 4, 1963, S. 516–535.
- BLACKWELDER, E.: Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.* 39, 1928, S. 465–484.
- BÜDEL, J.: Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. *Z. f. Geom., N. F.* 14, 1970, S. 1–57.
- BUSCHE, D.: Untersuchungen zur Pedimententwicklung im Tibesti-Gebirge (République du Tchad). *Z. f. Geom., N. F., Suppl. Bd. 15.* Berlin 1972, S. 21–38.
- FISCHER, K.: Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern. *Mitt. Geogr. Ges. München* 50, 1965, S. 127–160.
- GÓMEZ DE LLARENA, J.: Guía geológica de los alrededores de Toledo. *Trabajo Mus. Nac. de Cienc. Nat., ser. geól.* No. 31, Madrid 1923.
- GOSSMANN, H.: Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen. *Würzburg. Geogr. Arbeiten* 31, 1970.
- HERNANDEZ-PACHECO, E.: Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., série geol.* Madrid 1928.
- : Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. *Mem. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.* 15, Madrid 1929, S. 183–202.
- : Modificación de la red fluvial en España, fenómenos de captura durante el plioceno al Nord de la provincia de Madrid. *Publ. R. Soc. Geogr. Madrid* 1930.
- : Los materiales terciarios y cuaternarios de los alrededores de Toledo. *Estudios Geográficos*, año VII, No. 23, Madrid 1946.
- HERNANDEZ-PACHECO, F.: Las formaciones de raña de la Península Hispánica. *Rés. des Comm. Madrid – Barcelona* 1957.
- KING, L. C.: Canons of Landscape Evolution. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64, 1953, S. 721–751.
- LAUTENSACH, H.: Iberische Halbinsel. München 1964.
- MABESOONE, J. M.: Tertiary and Quarternary sedimentation in part of the Duero basin (Palencia). *Diss. Leiden* 1959.
- MARTIN AGUADO, M.: El yacimiento prehistórico de Pinedo (Toledo) y su Industria triédrica. *Publicaciones del Instituto Provincial de Investigaciones y Estudios Toledanos*, Serie segunda, Vol. 1, Toledo 1963.
- : Sobre la presión de los útiles triédricos y el poblamiento de Europa. *Zephyrus XIV*, Madrid 1971, S. 47–56.
- MENSCHING, H., und RAYNAL, R.: Fußflächen in Marokko. *Pet. Mitt.* 98, 1954, S. 171–176.
- MENSCHING, H.: Glacis – Fußfläche – Pediment. *Z. f. Geom. N. F.*, Bd. 2, 1958, S. 165–186.
- : Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfußflächen auf der Iberischen Halbinsel. *Würzburg. Geogr. Arbeiten*, Heft 12, 1964, S. 141–158.
- : Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. *Geol. Rundschau*, Bd. 58, Stuttgart 1968, S. 62–82.
- OEHME, R.: Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft. *Z. f. Geom.* 9, 1935/36, S. 25–42.
- PASCHINGER, H.: Quartäre Formenwelt im Fußgebiet der Sierra Nevada Spaniens. *Erkunde* 15, 1961, S. 201–209.
- ROYO Y GOMEZ, J.: Edad de las formaciones yesíferas del terciario ibérico. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* 28, Madrid 1928, S. 306–307.
- SCHUMM, S. A.: The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes. *American Journ. Sci.* 254, Nr. 11, 1956, S. 693–706.
- SCHWENZNER, J.: Zur Morphologie des zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abh.*, 3. Reihe, Heft 10, Stuttgart 1936.
- SOLÉ SABARÍS, L.: España. Geografía física in: TERÁN, M.: Geografía de España y Portugal. Tomo I, Barcelona 1952.
- STICKEL, R.: Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschließlich von Altkastilien. *Verh. und wiss. Abh. des 23. Dt. Geogr. tages zu Magdeburg 1929*, Breslau 1930, S. 147–154.

- VIDAL BOX, C.: La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islands. Revista R. Academia Cienc. Exactas, Físicas y Naturales, tomo 38, Madrid 1944, S. 537–566 und Las Ciencias, año IX, Madrid 1944, S. 83–111.
- WAIBEL, L.: Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, Jubiläums-Sonderbd. 1928, S. 68–91.
- WENZENS, G.: Morphologische Entwicklung der „Basin-Ranges“ in der Sierra Madre Oriental (Nordmexiko). Z. f. Geom., N. F., Bd. 15, Berlin 1972, S. 39–54.
- WERNER, D. J.: Beobachtungen an Bergfußflächen in den Trockengebieten NW-Argentiniens. Z. f. Geom. N. F., Suppl. Bd. 15, 1972, S. 1–20.
- WICHE, K.: Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren am unteren Segura (Südostspanien). Mitt. Geogr. Ges. Wien, 103, 1961, S. 125–157.
- : Fußflächen und ihre Deutung. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 105, Wien 1963, S. 519–532.
- WISSMANN, H. v.: Über seitliche Erosion, Colloquium Geographicum, Bd. 1, Bonn 1951.

PIPING AND PSEUDOKARST FEATURES IN THE TROPICAL LOWLANDS OF NEW GUINEA

With 3 figures and 3 photographs

ERNST LÖFFLER

Zusammenfassung: Röhrenerosion und Pseudokarsterscheinungen im tropischen Tiefland von Neuguinea

Röhrenerosion ist ein bisher wenig beachteter Erosionsvorgang, bei dem unterirdische, röhrenförmige Entwässerungskanäle in unlöslichem Gestein entstehen. Eng verbunden damit sind karstartige Erscheinungen wie dolinenartige Vertiefungen und kurze „Trockentäler“. Geländebeobachtungen im tropischen Tiefland von Neuguinea zeigten, daß Röhrenerosion und damit verbundene Pseudokarsterscheinungen nicht nur vorkommen, sondern unter bestimmten topographischen Voraussetzungen relativ häufig sind. Das Vorkommen von Röhrenerosion in diesem feuchttropischen Gebiet ist ein weiterer Hinweis, daß dieser unterirdische Erosionsprozeß nicht wie früher angenommen auf aride und semiaride Gebiete beschränkt und an das Vorhandensein von quellbaren Tonmineralien gebunden ist, sondern daß er unter sehr verschiedenen klimatischen Bedingungen stattfinden kann. Die wichtigsten Voraussetzungen für die Röhrenerosion sind starkes hydraulisches Druckgefälle über kurze Entfernungen, das Vorhandensein von unverfestigten oder wenig verfestigten feinkörnigen Sedimenten, sowie Permeabilität des Untergrundes. Als geomorphologischer Prozeß ist die Röhrenerosion eng mit der Gullyerosion verbunden, indem sie in starkem Maße an der rückschreitenden Ausweitung der Gullies beteiligt ist, sowie in vielen Fällen die Gullyerosion einleitet.

Studies of landforming processes by geomorphologists tend to focus on superficial processes such as slope wash, soil creep, landsliding and slumping as they are generally readily observable and their effects obvious. With few exceptions relatively little attention has been paid to subsurface erosion such as piping or tunneling except of course in karst areas and the lack of information is expressed in the fact that modern handbooks on geomorphology do not or only briefly mention subsurface erosion. Civil engineers and other scientists concerned with soil mechanics however, have

for some time realised the significance of subsurface erosion as it has important repercussions on the stability of dams, dikes and other earthworks (TERZAGHI & PECK 1948). Piping as known to the engineers is a process by which water from a reservoir percolates through the foundation of the dam and starts a process of erosion at its downstream side which leads to the formation of a tunnel shaped passage or pipe through the dam undermining its structure and eventually causing its collapse (TERZAGHI & PECK 1948).

A very similar process of subsurface erosion can however under certain conditions also occur in natural landscapes. Piping as a natural feature has been defined as a process which produces tubular subsurface drainage in insoluble clastic rocks (PARKER et al 1964). These pipes are very unstable compared to karstic conduits and collapse in a relatively short time as the pipe extends. Closely associated with the development of pipes is the formation of karst-like features such as blind valleys and sinkholes collectively termed Pseudokarst (PARKER et al 1964). In contrast to true karst where the removal of material is by solution ion by ion, pipes are formed by the removal of solid clastic rock particles in suspension (PARKER et al 1964).

The first comprehensive study of this problem from the geomorphological point of view was by PARKER (1963) who used the term piping in preference to other loosely used terms such as tunneling, subcutaneous erosion, pothole gullying and tunnel gully erosion.

Natural piping was thought to be associated with arid and semi-arid environments particularly where the vegetation is sparse and where the original vegetation cover has been denuded and destroyed by overgrazing, burning, cutting or other destructive means (PARKER 1963, DOWNES 1946, MEARS 1963). Piping also seemed to be closely related to the presence of