

KALKKRUSTEN UND KARSTFORMENSCHATZ AUF YUCATÁN/MÉXICO*)

Mit 1 Tabelle und 6 Photos

ARMIN GERSTENHAUER

Summary: Calcretes and karst features on the Yucatán Peninsula/México

In the northern part of Yucatán the karst regions are covered by crusts which are conform to the topography of the karst features. These surface-calcretes are developed both on the upper peneplains (where a kegelkarst relief is super-imposed which evolved after the Upper Eocene) and on the lower plain of Upper Pliocene age. A layer in which the limestone is disintegrated into calcareous fine sand is always found under the crust. The thicknesses of both formations correlate with one another. The genesis of these two strata is discussed in detail. The attempt to establish a chronostratigraphy on the basis of geological and geomorphological evidence leads to the conclusion that the crust formation must have started in the younger Paleogene. Furthermore, later periods of incrustation till to the Holocene can be proved. Absolute datings with the help of the $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and the ESR dating techniques cover the space of the time until the earliest Pleistocene. The karst forms have mostly been fossilized by the calcretes. The relation between crusts and different forms of the cenotes is pointed out.

Die geomorphologische Situation

Im ersten Überblick geben sich im nördlichen Teil der Halbinsel Yucatán zwei geomorphologische Einheiten zu erkennen. Eine untere Fläche steigt von der Küste langsam zum Inneren der Halbinsel auf etwa 35 m ü. M. an. Im Nordwesten ist dieser Saum etwa 40 km breit, im Nordosten erreicht er eine Ausdehnung von weit über 100 km. Die Fläche schneidet miopliozäne – möglicherweise oligozäne – und eozäne Kalke, die generell leicht nach N und NE einfallen. Unterhalb 10 m Höhe wird sie von pleistozänen Kalken und verfestigten Sanden, die sicher dem letzten Meeresspiegelhochstand zuzuordnen sind, und holozänen Küstensedimenten transgrediert (GERSTENHAUER 1983). Im Zentrum der Halbinsel befindet sich ein älteres Rumpfflächensystem, das sich im Nordwesten und Nordosten (Sierrita de Ticul) mit einer deutlichen, etwa 100 m hohen Stufe von der unteren Fläche abhebt. In diesem Rumpfflächensystem sind mehrere Niveaus nachweisbar und auch die Stufe zeigt häufig eine deutliche Terrassierung. Im Osten ist der Übergang zwischen unterer und oberer Fläche

nicht so klar ausgeprägt. Das Rumpfflächensystem ist im Norden in paläogenen Kalken angelegt, im Süden, im Kern der Halbinsel, herrscht eine Gipsfazies vor (BUTTERLIN u. BONET 1966).

Die Anlage der älteren Fläche geht zumindest im nördlichen Abschnitt bis in das Obereozän zurück; die Entstehung der unteren Fläche muß auf Grund der geologischen Verhältnisse in das Pliozän gestellt werden.

Im einzelnen wird das Relief durch den Karstformenschatz geprägt. Im älteren Teil bestimmen neben Karstverebnungen und Trockentälern zahllose Kegelkarstkuppen das Bild (Photo 1). Sie überragen die Ebenheiten, denen sie aufgesetzt sind, um einige Dekameter. Die Hangneigungen bewegen sich um 25° – 30° , dem natürlichen Böschungswinkel lockerer Aufschüttungen, so daß sich ein Höhen-Durchmesser Verhältnis von etwa 1:4 einstellt. Verteilungen der Kuppen sind selten. Im jüngeren Teil ist der Flächencharakter sehr viel stärker ausgeprägt. Aber auch hier ist die Überprägung durch Karstprozesse unübersehbar, die eine unterschiedliche Modellierung der Ebene bewirkt hat. Ebenheiten wechseln mit ausgedehnten Gebieten eines ganz flachen Kuppenreliefs, das seine Anlage erosiven und korrosiven Prozessen verdankt. Die Höhe der Kuppen liegt im Meterbereich; 10 m Höhe werden kaum überschritten. Entsprechend gering ist auch die Hangneigung, die in der Regel unter 10° liegt. An einigen Stellen treten auch Dolinenfelder auf, die ein besonders rauhes Kleinrelief aufweisen.

Die Kalkkrusten, der Kalkzersatz

Fast ausnahmslos werden alle Formen sowohl auf den oberen Flächensystemen als auch auf der unteren Fläche von Kalkkrusten überzogen, die zur Konservierung des Reliefs beitragen (QUINONES u. ALLENDE 1974, ISPHORDING 1975). Es handelt sich um bis zu drei Meter mächtige Kalkpanzer, die – abgesehen

*) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gilt mein Dank für die Gewährung einer Reisebeihilfe, durch die die Feldarbeiten ermöglicht wurden.

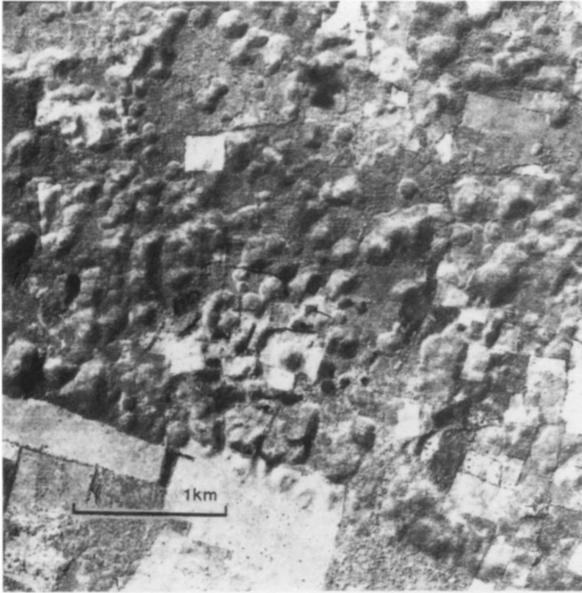


Photo 1: Oberste Stufe der Sierrita de Ticul mit aufgesetzten Karstkuppen südlich von Tekax (SPP México)
Highest step of the Sierrita de Ticul with karst cones on top of it, south of Tekax

von den jungen Bildungen im pleistozänen Saum der Halbinsel – außerordentlich hart sind. Der Aufbau der Krusten ist recht unterschiedlich. Meistens handelt es sich um linsenförmig-schichtige Gebilde, die den Oberflächenformen konform verlaufen. Die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse des Ausgangsgesteins sind in der Regel nicht mehr zu erkennen. Auch brekziöse Krusten sind zu beobachten. Die mikrokristallinen Kalkspatkristalle sind mikritisch verbacken. Häufig sind in den Krustenpaketen auch lamellenförmige Strukturen anzutreffen. In größeren Hohlräumen findet man gelegentlich sekundär ausgebildete Calzitnester. Aber auch in den Krustenverband eingelagerte Calzitbänder, die allerdings nicht horizontbeständig sind, sind nicht selten. Inkrustierte – meist rote – Bodensedimente in, auf, aber auch manchmal unter dem Kalkpanzer sind eine allgemeine Erscheinung.

Die Verbreitung der Krusten ist an einen lockeren, porenreichen Untergrund gebunden, der in weiten Teilen des nördlichen Yucatán gegeben ist. Es handelt sich im pleistozänen Küstenbereich um marine, bzw. äolische Kalksande, im übrigen Gebiet übernimmt ein Kalkzersatz (Kalkgrus) diese Funktion. Auf dichten, grobgebankten Kalken dagegen setzt die Krustenbildung aus oder verkümmert zu einer wenige Millimeter dicken Kalkschwarte.

Der Erhaltungszustand der Krusten ist recht unterschiedlich. Im NW-Sektor machen sie einen frischen Eindruck, während sie im übrigen Gebiet deutliche Auflösungserscheinungen zeigen. Die Grenze ist in etwa an die 1000 mm-Isohyete angelehnt, die ungefähr diagonal von NE nach SW durch die Halbinsel zieht. Im feuchteren Gebiet ist die Kruste häufig nicht mehr geschlossen. Nur einzelne isolierte Kalkplatten deuten auf den ehemaligen Panzer hin. Das Wurzelwerk der Pflanzen hat die Krusten zerlöchert und zerlegt. Zahlreiche Beobachtungen erlauben den Schluß, daß die Kalkkrusten im größten Teil der Halbinsel fossil sind. Die Schuttmäntel am Fuß der Kuppen, die die Krusten begraben und den Rendzinen der Kuppenhänge entstammen, sind nicht mehr verfestigt. Bei rezenter Krustenbildung müßte eine Verbackung zumindest auf synsedimentärem Wege erfolgen. In größeren eingesenkten Karstverebnungen wird die Kruste mit dem dazugehörigen liegenden Grus von einem lockeren, mehrere Meter mächtigen roten Akkumulationskörper bedeckt.

Unter den Krusten befindet sich, wie gesagt, in der Regel ein Kalkzersatz (Kalkgrus, Kalkasche, Kalksand), der von den Mayas als „Sahcab“ bezeichnet und seit alters her im Bauwesen und als Wegebefestigung genutzt wird (Photos 2 u. 3). Es handelt sich um einen feinen weißen, gelblichen oder cremefarbenen Kalksand, der aus kleinen Kalkspatkristallen besteht. Die vorherrschenden Korngrößen liegen zwischen 0,02 und 0,06 mm Durchmesser. Gegenüber dem Ausgangsgestein, das im Mittel einen CaCO_3 -Gehalt von 96% (Mittel aus 24 Analysen) aufweist, ist der



Photo 2: Kalkkruste und Stollen zur Sahcabgewinnung. Flache Karstkuppe bei Tepich auf der jungen Fläche (Aufnahme: A. GERSTENHAUER)
Calcrete and adit for Sahcab mining. Flat karst cone on top of the younger plain near Tepich



Photo 3: Kalkkruste und Kalkgrus einer flachen Kalkkuppe auf dem Altflächensystem an der Straße Muna-Hopelchén in der Nähe der Staatsgrenze (Aufnahme: A. GERSTENHAUER)

Calcrete and disintegrated calcareous material of a flat karst cone on top of the upper peneplain system at the national road from Muna to Hopelchén near the border

CaCO₃-Gehalt etwa um 4% geringer, das HCl-Unlösliche dagegen relativ angereichert (ca. 3%).

Wie die Krusten, so ist auch die Zersatzzone oberflächenkonform. Die Mächtigkeit unterliegt starken Schwankungen. Maximal 10m sind bisher beobachtet worden; im allgemeinen werden aber wenige Meter kaum überschritten. Die untere Grenze des Zersatzes ist sehr unscharf. Es handelt sich um einen fließenden Übergang vom kernfrischen über angewittertes Gestein zum Grus. Die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der Kalke lassen sich oft noch deutlich erkennen (Photo 4). Häufig haben sich in der Vergrusungszone einzelne widerständige Kalklagen in situ, quasi schwimmend, erhalten können. Die Mächtigkeit des Gruses ist weitgehend vom Gestein abhängig. Besonders mächtig ist er dort, wo dünngebankte, zerklüftete Kalke anstehen. Die vielen Klüfte und Schichtfugen ermöglichen eine engmaschige Wasserwegsamkeit in die Tiefe, so daß die Vergrusung nahezu flächenhaft nach unten vorrücken konnte, zumal der Grus selbst auf Grund seines Korngefüges eine recht hohe Wasserleitfähigkeit besitzt. Sobald diese Bedingungen nicht mehr gegeben sind, die Bankung größer wird und die Klüftung abnimmt, wird das Ausmaß der Vergrusung geringer, bzw. kommt es überhaupt nicht mehr zu einer Zersatzbildung. Zersatzfreundliche Strukturen des Untergrundes sind aber in Yucatán außerordentlich weit verbreitet.

Die Beobachtung, daß mächtiger Zersatz mit mächtigen Krusten korreliert, legt den Schluß nahe,

daß zwischen beiden ein genetischer Zusammenhang existieren muß.

Daneben ist aber auch eine von den Oberflächenformen unabhängige Zersatzbildung in tieferen Horizonten in der Zone des ± horizontal abfließenden Karstwasserstromes zu beobachten. Im oberen Schwankungsbereich der phreatischen Zone ist in natürlichen (Cenotes) und künstlichen Aufschlüssen eine rezente Vergrusung sichtbar.

Zur Genese des Krusten-Gruskomplexes

Die Grusuntergrenze zeichnet die Formen der zum Teil recht steilen Karstkuppen auf der oberen Fläche nach. Auch auf der sehr viel ausgeglicheneren unteren Fläche sind die Flanken der älteren Dolinen mit dem Krusten-Gruskomplex ausgekleidet. Das legt die Deutung nahe, daß die Vergrusung einem abwärtsgerichteten Sickerwasserstrom, bzw. einem Interflow zuzuschreiben ist. Ein Zusammenhang der Grusbildung mit dem phreatischen Bereich und seinem Kapillarsaum, d. h. die Erklärung dieses Grusmantels durch nach oben gerichtete Wasserbewegungen ist sehr unwahrscheinlich. Der Geländebefund spricht überzeugend für die erste Deutung. Die auf die untere Rumpffläche eingestellten Trockentäler weisen an ihren Flanken ebenfalls die typische Krusten-Grusabfolge auf. Zur Zeit der Entstehung dieser Täler muß der Vorfluter aber mehrere Dekameter unter diesen Talflanken gelegen haben, weil sonst eine Talbildung nicht möglich gewesen wäre. Die gleiche Überlegung gilt für die Entstehung des Krusten-Gruskomplexes, der die Karstkuppen umhüllt. Für die Krustenbildung auf den pleistozänen Dünen scheidet das phreatische Wasser für die Erklärung ohnehin aus. Der Grusmantel muß also als Folge eines abwärtsgerichteten Sickerwasserstroms begriffen werden. Die Kalklösung führte zu einem Zerfall des Kristallzusammenhangs, der gelöste Kalk wurde abgeführt. Unter trockneren Bedingungen erreichte das Sickerwasser nicht mehr die phreatische Zone. Der gelöste Kalk wurde oberflächennah auf Grund der Verdunstung und des Pflanzenverbrauchs wieder ausgeschieden, was zur Kalkausfüllung der Poren und Verbackung führte und schließlich den Aufbau des Krustenpanzers bewirkte. Es ist einsichtig, daß die Krusten umso mächtiger ausfallen, je größer der Porenwasserraum des Substrats ist. Die Vergesellschaftung von dicken Krusten und mächtigem Zersatz findet so eine Erklärung.

Die Frage, ob Vergrusung und Krustenbildung einphasig verliefen, d. h., daß während der Regenzeit

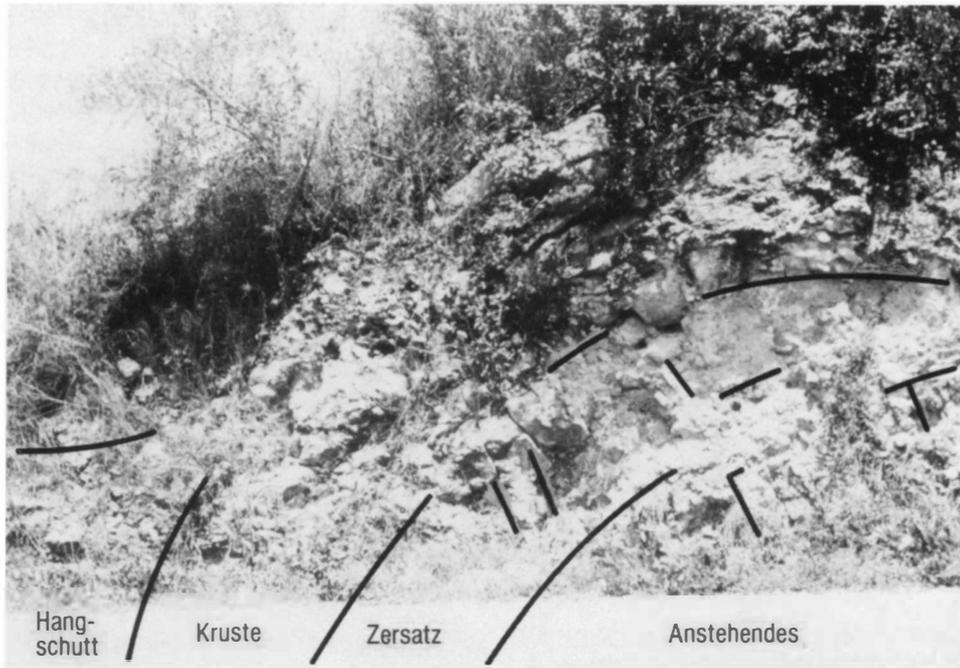


Photo 4: Kalkkruste und Zersatz im Kegelkarst östlich Tenabo. Im Zersatz ist das Fallen der Schichten um 50° noch gut zu erkennen. Auch das Abtauchen der Kruste unter Hangschutt ist deutlich (Aufnahme: A. GERSTENHAUER)

Calcrete and disintegrated zone in the kegelkarst east of Tenabo. The dipping of the layers at 50° is still well visible in the disintegration zone. The plunge of the crust below the slope debris is also obvious.

ein kräftiger Sickerwasserstrom die Vergrusung bewirkte, während in der Trockenzeit bei geringen Niederschlägen die Restfeuchte in den oberflächennahen Teilen des Zersatzes verdunstete und zur Ausfällung des gelösten Kalkes führte, oder ob auf eine längere Feuchtphase mit Vergrusung anschließend unter trockeneren Bedingungen die Krustenbildung folgte, ist stringent nicht zu entscheiden. Für die erstere Annahme mag die Beobachtung sprechen, daß auch bei geringmächtiger Vergrusung die Kalkkruste im allgemeinen nicht das Anstehende erreicht. Die Vergrusung scheint der Verkrustung voranzueilen. Andererseits kann man sicher nicht davon ausgehen, daß die klimatischen Verhältnisse in dem hier relevanten Zeitraum konstant geblieben sind. Für das jüngere Pleistozän ist das gesichert, für ältere Zeiten wahrscheinlich. Umgelagerter Grus, der in verschiedenen Aufschlüssen in Akkumulationsgebieten zu beobachten ist (Abfolge: Anstehendes Gestein – Grus – Kruste, bzw. rotes Bodensediment – Grus – Kruste), belegt den Wandel morphodynamischer Prozesse. Am Fuß der größeren Karstkegel, die aus dickgebänktem, massigem Kalk bestehen und kaum Zersatzerscheinungen aufweisen, ist häufig unsortierter Blockschutt unter einer Feinschuttdecke zu finden,

der auf eine Phase semiarider Morphodynamik hinweist. Die Prozesse der Krusten- und Grusbildung im oberflächennahen Bereich müssen jedoch nach Ausbildung des Reliefs stattgefunden haben, sonst wäre die Reliefkonformität nicht erklärbar.

Versuch einer Datierung

Eine einheitliche zeitliche Festlegung der Krustenbildung ist in Yucatán nicht möglich. Im Nordwesten ist bei Jahresniederschlägen um 500 mm rezente Krustenbildung zu beobachten. Eine leicht kalkver kittete Schillbank etwa 3 m ü. M. bei Telchac Puerto weist ein ^{14}C -Alter von 650 ± 50 Jahren auf (GERSTENHAUER et al. 1983). An der Nord- und Ostküste überlagern absolut datierte sangamonzeitliche Sedimente eine Kruste und sind selbst wiederum an ihrer Oberfläche verkrustet (GERSTENHAUER et al. 1983, SZABO et al. 1978, WARD 1973, 1975). Gegenwärtig wird im Osten die Oberflächenkruste bei etwa 1400 mm Jahresniederschlag zerstört. Die obere Kruste ist so mit großer Wahrscheinlichkeit in die letzte Kaltzeit zu verweisen, die dann auch hier durch ein trockeneres Klima gekennzeichnet wäre (vgl. STREET 1981).

Holozäne und jungpleistozäne Krusten weisen jedoch nicht die Mächtigkeit und Härte auf wie die auf den Rumpfflächen (über den Vorgang der Krustenbildung in den lockeren Küstensedimenten vgl. WARD 1975).

Die miopliozänen Kalke auf der unteren Fläche sind noch voll in den Verkrustungsprozeß einbezogen worden. Das gleiche gilt für die auf diesen Vorfluter eingestellten Trockentäler. Nach geologischen und morphologischen Befunden kommt hierfür nur ein ober- bis postoberpliozänes Alter in Frage. Die Krusten auf der oberen Fläche hingegen sind zum Teil aber sicher älter. An der Landstufe streichen Krusten in die Luft aus, was einst Anlaß war, diese Stufe fälschlicherweise als Schichtstufe zu deuten. Sie müssen älter sein als die untere Fläche, wenn man nicht eine kräftige Rückverlegung der Stufe seit postoberpliozäner Zeit annimmt. Dafür gibt es aber keine



Photo 5: Höhle von Loltun. Das zum Teil eingestürzte Höhlendach wird von der Kruste gebildet (Aufnahme: A. GERSTENHAUER)

The Cave of Loltun. The partly collapsed roof is formed by the calcrete.

morphologischen Belege. Die Dächer der heute in der vadosen Zone sich befindenden Höhlen unter der oberen Fläche (z. B. Loltun) bestehen aus Krusten (Photo 5). Der zu fordernde darunter liegende Zersatz ist ausgeräumt. Die Entstehung dieser Höhlen muß aber in eine Zeit gestellt werden, als dieses Stockwerk noch dem phreatischen Bereich zugeordnet war, in eine Zeit also vor der Heraushebung des Gebietes und der Anlage der tieferen Fläche. Dafür steht nur die Zeitspanne zwischen Präneogen und Obereozän zur Verfügung.

Die absoluten Datierungen¹⁾ einiger in die Krusten eingelagerter Calzitdrusen und -adern sind nur eingeschränkt aussagekräftig (vgl. Tab. 1). Sie ergeben Minimalalter. Einmal ist nicht sicher, in welcher Phase der Krustendiagenese die Kristallbildung stattgefunden hat – vermutlich in einer sehr späten. Zum anderen liefert die ESR-Methode ohnehin nur Minimalalter. Die ²³⁰Th/²³⁴U-Methode findet ihre Grenze bei 400 000 Jahren. Die Ergebnisse erlauben aber mit großer Wahrscheinlichkeit die Aussage, daß sowohl auf der alten als auch auf der jungen Fläche Krusten- und Zersatzbildung zumindest bis in das Pliozän zurückreichen kann.

Es gibt bisher aber keine morphologischen oder geologischen Belege, die die Frage sicher beantworten könnten, ob die Prozesse der Krusten- und Grusbildung bestimmten Klimaphasen zuzuordnen sind, oder ob sie seit dem Neogen anhaltend geherrscht haben. Abgesehen von den Klimaschwankungen und dem Wandel der morphodynamischen Prozesse im Jungpleistozän scheint die Morphogenese so abgelaufen zu sein, daß nach Bildung der oberen Rumpffläche im Oligozän sich unter feuchteren Bedingungen ein Kegelkarstrelief ausbildete, das im Miozän durch Verkrustung in einem trockeneren Milieu weitgehend konserviert worden ist. Nach der beginnenden Heraushebung der Halbinsel im Miopliozän entstand nun unter wiederum feuchteren Bedingungen die untere Fläche. Eine weitere Trockenphase im Pliozän hat dann auch auf dieser Verebnung zu einer Verkrustung des Karstformenschatzes geführt. Der Ablauf des geomorphologischen Geschehens mag weit differenzierter gewesen sein, aber unsere gegenwärtigen Kenntnisse über die Geologie und Geomorphologie Yucatáns erlauben noch keine detaillierteren Aussagen.

¹⁾ Für die Altersbestimmungen danke ich den Herren Dr. A. MANGINI, Institut für Umweltphysik Heidelberg (²³⁰Th/²³⁴U-Methode) und Dr. U. RADTKE, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf (ESR-Methode).

Tabelle 1: Das „absolute Alter“ einiger Kalkkrusten auf der oberen (älteren) und unteren (jüngeren) Fläche. (O = oberes Flächensystem, U = untere Fläche)

The “absolute age” of selected calcretes on the upper (older) und lower (younger) peneplain. (O = upper plain, U = lower plain)

Probe	$\frac{U-234}{U-238}$	Th-232 (ppm)	Th-230 (dpm/g)	U-238 (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Alter (a)	ESR-Alter (a)
19 U	1,53 ± 0,10	0,101 ± 0,01	0,027 ± 0,0025	0,035 ± 0,003	127 500 + 58 000 - 29 500	-
21 O	1,06 ± 0,05	0,024 ± 0,006	0,316 ± 0,01	0,29 ± 0,005	> 400 000	≅ 1 160 000 ± 290 000
22 O	-	-	-	-	-	≅ 500 000 ± 250 000
32 U	-	-	-	-	-	≅ 540 000 ± 270 000
35 U	1,06 ± 0,11	0,0816 ± 0,003	0,173 ± 0,007	0,226 ± 0,01	> 400 000	≅ 2 220 000 ± 555 000
38 O	1,36 ± 0,016	0,31 ± 0,02	0,029 ± 0,0026	0,0447 ± 0,004	112 300 + 42 700 - 26 700	-

Krusten- und Zersatzbildung sind im mittelamerikanischen Raum keineswegs nur auf Yucatán beschränkt, wenn sie hier auch besonders eindrucksvoll entwickelt sind. W. MONROE (1964 a, b), PANOS u. STELCL (1968), BIROT et al. (1968), PFEFFER (1969, 1981), HARRISON (1974), IRELAND (1979) und andere haben sie auf den Antillen beschrieben. Das Erscheinungsbild ist ähnlich. Kruste und zersetzte Kalke treten im allgemeinen vergesellschaftet auf. Aber über Alter und Genese herrscht noch kein Konsens. MONROE glaubt an einen rezenten Prozeß, der durch den jahreszeitlichen Wechsel akzentuierter Niederschläge und Trockenperioden gesteuert wird. Das mag an sehr steilen Hängen, die ein semiarides Mikroklima haben (LÖTSCHERT 1956) und in den Genuß einer Wasserzufuhr aus dem Inneren der Mogotes kommen, möglich sein. An einem frischen Straßeneinschnitt in Yucatán südlich von Polyuc (ca. 1200 mm Jahresniederschlag), wo Zersatz in Wechsellagerung mit feinem, bröckeligem, kaum zersetztem Kalk abgeschlossen ist, hatte der an der senkrechten Wand austretende Interflow bereits zu Kalkausscheidungen geführt. Dieser Vorgang läßt sich analog dem hinlänglich bekannten Prozeß der „Außenstalaktitenbildung“ im tropischen Karst beschreiben. IRELAND (1979) aber gelang der Nachweis, daß die „case-hardening“ der Mogotes in den Aymamonkalken/Puerto Rico fossil ist, da sie unter die vermutlich altpleistozänen „blanket sands“ reicht und von diesen stellenweise verschüttet ist. PANOS u. STELCL (1968, 120) sowie PFEFFER (1969, 234) datieren die mäch-

tigen Vergrusungen in Cuba und Jamaica ins Neogen. Für die Erklärung der Grusbildung führen sie Lösungsvorgänge im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels an.

Die Bedeutung der Krusten für den Formenschatz

Die Kegelkarstformen im Nordwesten der alten Verebnungen sind fossil. Bei gegenwärtig fünf bis sieben humiden Monaten im Jahr (Jahresniederschlagsmengen zwischen 1000 und 1100 mm) und der tiefen Lage des Vorfluters ist eine Weiterbildung nur sehr eingeschränkt möglich. Der dicke Kalkpanzer konserviert die Formen, so daß die Karstkuppen als „Härtlinge“ der Zerstörung weitgehend trotzen. Verteilungen des Hangfußes durch Seitenkorrosion sind sehr selten zu beobachten. In der Regel verhüllt eine Feinschuttschleppe die Karstkegel. Die untere, jüngere Fläche ist schon kurz nach der Landfestwerdung im Pliopleistozän dem Verkrustungsprozeß ausgesetzt gewesen. Ein akzentuiertes Karstrelief konnte sich so wegen des Schutzes durch die Krusten, aber auch wegen der geringen Höhenlage über dem Karstwasserspiegel nicht mehr entwickeln. Vermutlich war es im Postpliozän auch zu trocken. Nur stellenweise ist das Grundmuster einer Kegelkarstlandschaft im embryonalen Zustand angedeutet.

Die Form der für diesen Teil der Halbinsel so typischen Cenotes, zylinder- und flaschenförmige Ein-

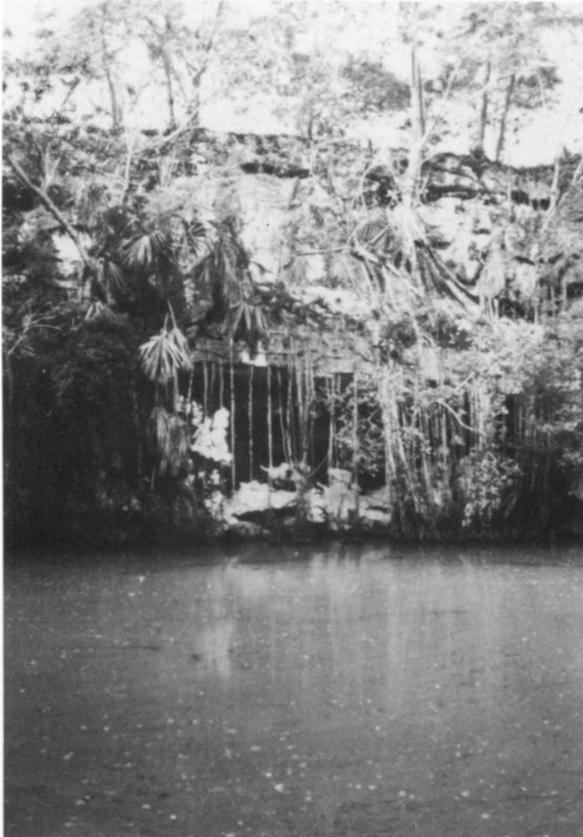


Photo 6: Cenote Xtojil, westlich Pisté, junge Fläche. Kruste und Zersatzzonen sind deutlich ausgebildet (Aufnahme: A. GERSTENHAUER)

The Cenote of Xtojil, west of Pisté, younger plain. Crust and disintegration zone are distinctly formed

sturzdolinen, ist weitgehend durch die Oberflächenkruste und den darunterliegenden Zersatz bedingt. Bei der Bildung der unterirdischen Hohlräume im Pleistozän bei abgesenktem Meeresspiegel durch Korrosion und Erosion des Zersatzes (GERSTENHAUER 1969) hat das aus den harten, standfesten ein bis drei Meter mächtigen Krusten bestehende Dach lange dem Einsturz widerstanden (Photo 6). Bei Einbruch haben die relativ geringen Versturzmassen oft die Form der ursprünglichen Hohlräume nicht wesentlich verändern können. Häufig ist sogar ein Überkragen der Kruste zu beobachten, das dann den Cenotes das urnenförmige Aussehen verleiht. Das junge Alter der Cenotes kommt nicht nur durch den frischen Habitus der Formen zum Ausdruck, sondern auch dadurch, daß die an den Wänden aufgeschlossenen tieferen Zersatzzonen, die im Niveau vorzeitlicher Karstwasserspiegel entstanden sind, kaum Kalkverkrustungen aufweisen.

Literatur

- BIROT, P., CORBEL, J. u. MUXART, R.: Morphologie des Régions Calcaires à la Jamaïque et à Puerto Rico. In: Phénomènes Karstiques, C.N.R.S., Paris 1968, S. 335-392.
- BUTTERLIN, J. u. BONET, F.: Les Formations Cenozoïques de la Partie Mexicaine de la Presqu'île du Yucatan. In: Transactions of the Third Caribbean Geological Conference, Kingston, Jamaica 1962, Geol. Survey Department, Kingston 1966, S. 75-85.
- GERSTENHAUER, A.: Ein karstmorphologischer Vergleich zwischen Florida und Yucatán. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Deutscher Geographentag Bad Godesberg 1967, Wiesbaden 1969, S. 332-344.
- GERSTENHAUER, A., RADTKE, U. u. MANGINI, A.: Neue Ergebnisse zur quartären Küstenentwicklung der Halbinsel Yucatán/Mexico. In: Essener Geogr. Arb. 6, Paderborn 1983, S. 187-199.
- HARRISON, R. S.: Near-surface subaerial diagenesis of Pleistocene carbonates. Barbados, West Indies. Brown University, Ph.D. 1974.
- IRELAND, P.: Geomorphological variations of „Case-hardening“ in Puerto Rico. In: Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 32, Berlin 1979, S. 9-20.
- ISPHORDING, W. C.: Geomorphic Evolution of Tropical Karst Terranes. In: 12. Int. Congr. Int. Assoc. Hydrogeol. Karst Hydrogeol. Abstr., Program, Huntsville, Gulf shores 1975, S. 115-129.
- LEHMANN, H., KRÖMMELBEIN K. u. LÖTSCHERT, W.: Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. In: Erdkunde 10, Bonn 1956, S. 185-204.
- MONROE, W.: Lithological Control and Tropical Karst Topography. In: Abstracts of papers, 20. Int. Geographentag London, London 1964 a.
- : The Origin and Interior Structure of Mogotes. In: Abstracts of papers, 20. Int. Geographentag London, London 1964 b.
- PANOS, V. u. STELCL, O.: Physiography and Geologic Control in Development of Cuban Mogotes. In: Z. Geomorph. N.F. 12, Berlin 1968, S. 117-165.
- PFEFFER, K. H.: Kalkkrusten und Kegelkarst. In: Erdkunde 23, Bonn 1969, S. 230-236.
- : Solution et precipitation calcaire. Observations pendant un voyage d'exploration dans les Caraïbes. In: Actes du Colloque de l'A.G.F., Paris 1981, S. 129-135.
- QUINONES, H. u. ALLENDE, R.: Formation of the lithified carapace of calcareous nature which covers most of the Yucatan peninsula and its relation to the soil and geomorphology of the region. In: Tropical Agriculture 51, Guildford 1974, S. 94-107.
- ROBLES RAMOS R.: Apuntes sobre la Morfología de Yucatán. In: Bol. Soc. Mex. Geogr. y Estad. 69, México 1950, S. 29-106.
- STREET, F. A.: Tropical palaeoenvironments. In: Progress in Physical Geography 5, 1981, S. 157-185.

- SZABO, B. J., WARD, W. C., WEIDIE, A. E. u. BRADY, M. J.: Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. In: *Geology* 6, Boulder 1978, S. 713-715.
- WARD, W. C.: Influence of Climate on the Early Diagenesis of Carbonate Eolianites. In: *Geology* 1, Boulder 1973, S. 171-174.
- : Petrology and Diagenesis of Carbonate Eolianites of Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. In: *American Assoc. of Petroleum Geologists, Studies in Geology* 2, 1975, S. 500-571.
- WILHELMY, H.: Karstformenwandel und Landschaftsgenese der Halbinsel Yucatán. In: *Innsbrucker Geogr. Studien* 5, Innsbruck 1979, S. 131-149.

VARIATIONS OF LEWIS GLACIER, MOUNT KENYA, 1982-86

With 3 figures, 1 table and 2 supplements (I-II)

STEFAN HASTENRATH and ROBERT A. CAUKWELL

1. Introduction

The Lewis Glacier on Mount Kenya is now the most thoroughly studied ice body in all of the tropics, with historical documentation of the variations in ice extent dating back to the late 19th century. A continuing long-term field program initiated in the 1970's has included surveys of the ice surface and subglacial bedrock topography, investigations into the ice flow dynamics and crevasse pattern, monitoring of the ice mass budget, climatic ice core studies, and the numerical modelling of the secular climate and terminus variations (HASTENRATH 1984, p. 243-284).

An important component of this ongoing field program is the airborne mapping of the glacier at scale 1:2,500, repeated at intervals of about 4 years. The objective of these mappings is the documentation of changes in ice surface topography, and hence thickness pattern, volume, and area, as well as of alterations in the crevasse distribution. Publication of these maps at the original scale is to ensure ready access and application to future glacier research. To this end, a sequel of articles in this journal reported on the airborne mappings of Lewis Glacier in February 1974, February 1978, and March 1982 (CAUKWELL and HASTENRATH 1977, 1982; HASTENRATH and CAUKWELL 1979).

This paper continues the sequence to present the results of the mappings in January 1985 and March 1986. The motivation for two mappings in the mid 1980's, only one year apart, is as follows. At the

beginning of 1985 it appeared doubtful that a mapping could be accomplished in 1986. Moreover, the 1985 datum conforms with the five-year interval stated in the international efforts at monitoring long-term glacier fluctuations (Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers, IUGG-FAGS/ICSU 1977, 1985). The opportunity for another mapping in March 1986 was, however, seized, so as to maintain our previously established pattern of timing, and in order to resolve the distribution of crevasses, which had been obliterated by fresh snowfall in January 1985. A further mapping desired for February 1990 would thus conform to the timings of both our earlier four-year spacing and the five-year intervals of the aforementioned international program "Fluctuations of Glaciers".

2. The mappings

The 1974 and 1978 surveys were flown by the Kenya Air Force at flight levels of 18,000 and 18,400 feet, respectively. The survey flight by the Air Survey and Development GmbH (ASD) on 10 March 1982 was at 22,000 feet. The plotting for all three maps was accomplished on the Thompson-Watts Model II First Order Plotter of the University of Nairobi.

To the extent possible, the practice established in the earlier mappings was also followed in 1985 and 1986. As before, the control points established by the IGY Mount Kenya Expedition (CHARNLEY 1959) on