

Zur Kenntnis des Quartärs der südtunesischen Schottregion

Von

HANS W. ZIMMERMANN

Résumé

Dans le Nefzaoua, au Sud tunisien, se trouve, entre le Djebel Tebaga au Nord et le Chott el Djerid au Sud, une grande zone de piedmont qui a été étudiée dans la région de l'oasis de Kébili. D'un seul oued sortant des montagnes, trois vallées fossilisées sous des dépôts plus récents ont été découvertes et attribuées à de différentes époques du Quaternaire. Le piedmont même est constitué de couches assez jeunes qui ont été identifiées par des trouvailles de fossiles prouvant leur appartenance au Quaternaire ancien. Partant de la connaissance des différents niveaux marins méditerranéens, la régression pléistocène marine de même que les mouvements eustatiques du niveau de la mer ont pu être suivis par leurs effets sur la géologie et sur la morphologie de la région étudiée. Ils comprennent les temps entre le Sicilien et aujourd'hui.

Vorbemerkung

Dieser und der nachfolgende Artikel von DIETER STEINER entstanden in der Folge von Arbeitswochen, die im Herbst 1961 von Herrn Prof. Dr. K. SUTER vom geographischen Institut der Universität Zürich organisiert worden waren. Für das uns Gebotene möchten wir ihm deshalb an dieser Stelle noch unsern besten Dank aussprechen, ebenso dem genannten Institut für die finanzielle Unterstützung des Unternehmens. Dank schulden wir auch Herrn HAROLD HÄFNER, der uns auf der ganzen Reise mitgeholfen hat, sowie den Herren P.-D. Dr. R. HANTKE und HANS JUNGEN für die Bestimmung der mitgebrachten Fossilien.

Geologisch-morphologische Übersicht

Tunesien zerfällt geologisch in zwei recht verschiedene Teile, in das während des Tertiärs und des Altquartärs gefaltete Atlasgebiet und in die nur von einigen Brüchen durchsetzte saharische Tafel. Die Grenze zwischen den beiden Abschnitten verläuft

vom Chott Djerid nach ENE zum Sebkhet S¹ Mannsour, dann nach E zum Golf von Gabès. Die im allgemeinen als südlichste Kette des Saharaatlas angesprochenen Bergzüge des Djebel Tebaga und der Berge am Nordrand des Chott el Fedjedj bilden einen älteren Dom, der auf dem saharischen Block liegt und vor dem Miozän aufgewölbt wurde (Fig. 1).

Stratigraphisch spielen im südlichen Teil, zu dem das besprochene Gebiet gehört, mit Ausnahme kleiner triadischer Vorkommen nur Kreide und jüngere Bildungen eine Rolle.

In der Kreide treten die zwischen mergeligen, zum Teil gipshaltigen Schichten liegenden Kalk- und Dolomitbänke in verschiedener Beziehung hervor; sie sind stark geklüftet und deshalb bis weit in die Sahara hinaus als guter Wasserhorizont bekannt. Auffällig ist ihr wabenartiges Verwittern. Am Ende der Kreide oder im frühen Tertiär erfolgte die Aufwölbung des Domes, in dessen Zentrum heute der Chott el Fedjedj liegt. Bis zum Miozän hatte der Abtrag praktisch den heutigen Stand erreicht, das heisst es blieben nur noch schichtstufenartige aus den genannten Kalkbänken bestehende Randpartien übrig, die im Süden des Schotts als Djebel Tebaga bezeichnet werden. Zwei kräftige Stufen der mittleren Kreide werden streckenweise von einer schwächeren dritten der unteren Kreide begleitet. Die Schichtstufen sind weitgehend in dreieckige Schuppen, sogenannte flat-irons, aufgelöst (vergleiche Abb. 1 und 2 im nachfolgenden Artikel von STEINER 1963).

Paläozän und Eozän sind nur in wenigen Gebieten erhalten; bekannt sind die in schwarzen Mergeln des Paläozäns liegenden Phosphatlinsen von Metlaoui. Wahrscheinlich im obern Lutetian wurde der eigentliche Saharaatlas (im Unterschied zum Fedjedj-Dom) aufgefaltet; oligozäne flyschartige Bildungen sollen nach PAPP (1959) noch den Nordrand der Schotts erreichen.

Eine mio-pliozäne Transgression lässt das schon bestehende Relief besonders des Djebel Tebaga in den entsprechenden Schichten versinken (COQUE 1955: 179). Nach dem gleichen Autor (1955: 177) ist der obere Abschluss der Schichtserie schon dem Plio-Villafranca zuzuordnen und weist Anzeichen einer Regression auf. So nennt LAFITTE (1948) pleistozäne kontinentale Bildungen, liegend Dünen- und Lehmsande, Tone, Lehme, Süsswasserkalke und teilweise Lignite, stets grau bis weisslich gefärbt; hangend fast immer intensiv rotgefärbte Abteilungen von Tonen, Sanden und Lehmen.

Aus dem jüngern Quartär sind von verschiedenen Stellen (COQUE 1955) wohl lagunäre Bildungen mit *Cardium edule* bekannt, an der Küste auch marine Ablagerungen warmzeitlicher Transgressionen.

Alluvium findet sich vor allem in den Schotts (Salz- und Gipstone) und als Dünen- und Sande.

Da die Wirkung des Windes vielerorts auffallend stark ist, kommt es oft dazu, dass altquartäre Sande wieder aufgearbeitet und weitergeweht werden, vor allem am Südfuss des Djebel Tebaga.

Tektonische Vorgänge fehlen auch dem Quartär nicht ganz. So wurde in den Schichten des Plio-Villafranca nördlich Kébili eine leichte Diskordanz gefunden, die zeigt, dass eine leichte Kompression des an sich sehr starren saharischen Blocks im Untergrund weiter andauert. Von ihr wird später noch mehr zu sagen sein.

Eine letzte leichte Bewegung scheint auch das oberste Altquartär zu erfassen, nicht mehr dagegen die tyrrhenischen Bildungen, und führt zu einer leichten Aufwölbung des Gebietes von Kébili selbst: die Oase liegt auf einer leichten Antiklinale. Damit stehen vielleicht die vielen jungen diapirischen Erscheinungen im Zusammenhang, die kürzlich von SUTER (1962) beschrieben worden sind. Diese Beobachtungen stehen im Gegensatz zu COQUE (1955b), der hier keine postpontische Faltung kennt.

Es sei noch beigefügt, dass das Altquartär am Nordrande des Chott el Djerid bei Tozeur und Nefta durch die letzte saharische Faltungsphase so verbogen wurde, dass es jetzt mit 50° Neigung in den Untergrund des Schotts abfällt.

Das bearbeitete Gebiet

zu Fig. 1

Zwischen Chott el Djerid und Djebel Tebaga liegt eine ganze Reihe grosser und kleiner Oasen; die wichtigste davon ist Kébili. Sie liegt etwa 4 km vom Djebel entfernt und ebensoviel vom letzten Ausläufer des Schotts. Zwischen Dorf und Djebel liegt eine kleine Senke mit dem Qued Melah (Salzwadi), der bald nach SW umdreht und in den Schott fliesst. Aus dem Isoklinaltal zwischen 1. und 2. Schichtstufe des Djebel Tebaga bricht der Qued Mannsoura hervor und mündet N von Kébili in den Oued Melah. Dieser Vorland-Abschnitt des Oued Mannsoura, ein Gebiet von ca. 2,5 × 1 km,

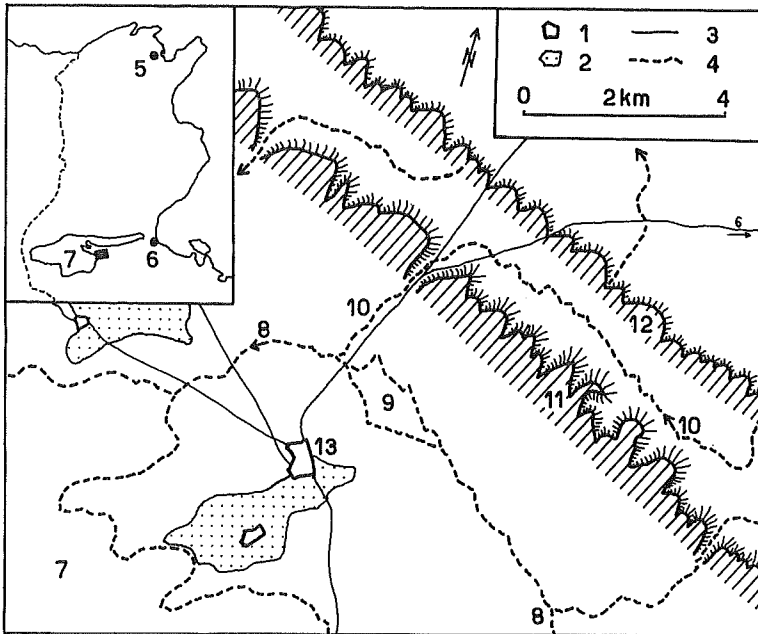


Fig. 1. 1 Siedlungen, 2 Palmgärten, 3 Pisten, 4 Wadis und Schottränder, 5 Tunis, 6 Gabès, 7 Chott el Djerid, 8 Oued el Melah, 9 Chott el Melah, 10 Oued Mannsoura, 11 Djebel Tebaga, südliche höhere Schichtstufe, 12 id., nördliche niedrigere Schichtstufe, 13 Kébili.

wurde nun eingehend untersucht, was wegen der fast fehlenden Vegetation recht erfolgversprechend war. Die Untersuchungen ergaben deshalb Resultate in einer Vollständigkeit, die in einem gemässigten Klima undenkbar sind; sie sollen in der Folge dargelegt werden und dienen als Grundlage für die im folgenden Artikel von STEINER (1963) ausgeführten geomorphologischen Kartierungen mit Luftbildern.

Foum Kouchat el Djir

zu Fig. 2

So heisst der Durchbruch des Oued Mannsoura durch die südliche flat-iron-Reihe des Djebel Tebaga gut 4 km N von Kébili. Der Südschenkel des Fedjedj-Domes fällt hier mit ca. 12° nach SSW ein und taucht unter die jüngern tertiären und quartären Schichten, die mit etwa 5° Südfallen auf den Dom transgredieren. Der tiefste Punkt, an dem die Senonkalke des Doms aufgeschlossen sind, liegt ca. 1 km ausserhalb der Schlucht am Grunde des Wadis. Es handelt sich dort um eine Art epigenetischen Anschnitts, so dass nichts über die ursprüngliche Erosionstiefe des frühtertiären Durchbruchs ausgesagt werden kann.

Ein Längsprofil dem Oued Mannsoura entlang, vom Oued Melah bis in die

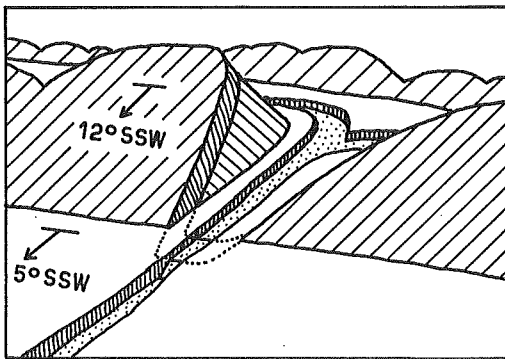


Fig. 2. Erklärung im Text.

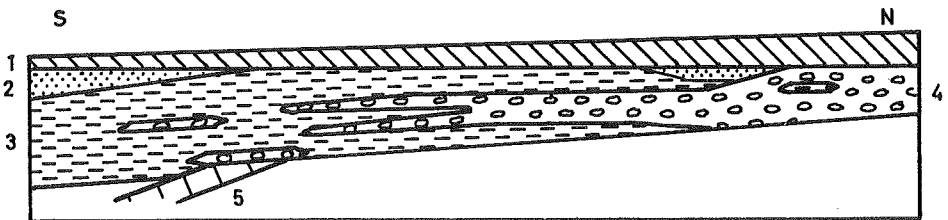


Fig. 3 1 Gipskruste, im N (Schlucht) gut 3 m mächtig, im S bis auf 0,8 m abnehmend; 2 rote Sande, äolisch und verschwemmt, mit Landschnecken: *Sphincterochila (Albea) cf. candidissima*; *Trochoidea (Xeroclausa) sp.*; 3 grünliche glaukonitische, zum Teil sandige Mergel und Gipsmergel; 4 Schotterbänke, oft sehr stark verfestigt, Gerölle mit schwarzen Überzügen; 5 aus der Tiefe austreichende Senonkalkbank.

Schlucht hinein, zeigt, dass die jüngern transgressiven Schichten in die Schlucht hineinreichen (Fig. 3). Bei der weiter westlich liegenden Oase Mennchia zieht das Tertiär deutlich zwischen zwei solcher flat-irons hindurch, so dass sogar Foggaras, in die jungen weichen Ablagerungen gegraben, den Djebel Tebaga durchqueren können (SUTER 1962).

Die Verzahnung der glaukonitischen Bildungen mit Nagelfluhbänken zeigt, dass das Meer zur Zeit der Ablagerungen nicht besonders hoch stand, das heisst ungefähr auf der Kote 50–52 m. Die hangenden terrestrischen Bildungen zeigen zudem eine eindeutige Regression auf. Seither ist das Gebiet offensichtlich landfest und der subaerischen Formbildung unterworfen. Vor allem aber bildet sich über dem frischen Land eine durchgehende mächtige Gipskruste, deren schwankende Dicke allerdings einer Erklärung bedarf (siehe unten).

Der Zeitpunkt des Auftauchens aus dem Meer soll nun etwas genauer festgelegt werden.

Die vier Täler des Oued Mannsoura

Allgemeines

Wo der Oued Mannsoura durch den Djebel Tebaga durchbricht – die Schlucht wird auch von der Strasse von Kébili nach Gabès benutzt – ist der Wadilauf durch das Gelände für das Tertiär und Quartär fixiert und kann sich nicht merklich verlegen. Anders ist dies im Gebiet des Gebirgsfusses: er tritt in das grosse Becken des Chott el Djerid ein, in dem je nach geologischem Zeitabschnitt ein höherer oder tieferer Wasserspiegel die Erosionsbasis bildet. Die Beckenauskleidung besteht aus relativ weichen Gesteinen des Pleistozäns und Holozäns, in die sich ein Fluss leicht eintieft, wenn die Erosionsbasis abgesenkt wird. Steigt sie aber, so wird durch den Rückstau das frische Tal wieder aufgefüllt und verschwindet. Bei neuerlicher Regression kann nun der Fluss epigenetisch einen völlig neuen Weg nehmen und sich ein neues Tal einschneiden. Die Untersuchungen führten nun zur Feststellung von drei fossilen Flussläufen neben dem rezenten.

Die Ursachen für die Schwankungen der Erosionsbasis sind einerseits durch die allgemeine weltweite marine Regression seit dem Spättertiär, andererseits durch glazialeustatische und pluvialklimatische Faktoren gegeben, die in ihrer Überschneidung später noch dargestellt werden sollen. Zuerst seien nur die vier Mannsoura-Täler besprochen.

Oued Mannsoura III und IV

Wo der Oued Mannsoura in den Oued Melah mündet, beobachtet man über grössere Strecken unverfestigtes Material, das die Bodenoberfläche bildet und dennoch nicht verkrustet ist, also recht jung sein dürfte; ein Querprofil durch den heutigen Oued Mannsoura IV zeigt Fig. 4.

Die Verschüttung deutet auf einen Rückstau und damit auf eine Hebung der Erosionsbasis hin. Die heutige Basis wird durch den Chott el Djerid gebildet, dessen Grund auf +13 m hinabreicht, während der Wasserspiegel auf +16 m steigen kann. Während einer Pluvialzeit ist dagegen zu erwarten, dass die Verdunstung mit der Wasserzufuhr nicht mehr Schritt zu halten vermag, so dass der Seespiegel bis zur Höhe der Schwelle von Gabès ansteigt, das heisst bis auf ca. +35 m. Die Deutung der jüngsten morphologischen Entwicklung wäre demnach sehr einfach: Einschneidung des Oued Mannsoura IV im Postpluvial, Verschüttung von O. Mannsoura III im Würmpluvial, Eintiefung jenes Tales wohl im Riss-Würm-Interpluvial (Monastir). Diese ältere Einschneidung in das Anstehende war übrigens nicht tiefer, aber dafür breiter als die heutige, was in Anbetracht der zur Verfügung stehenden Zeit jedoch nicht weiter verwundern darf.

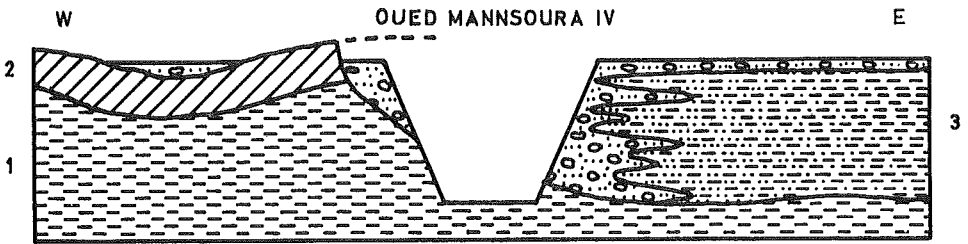


Fig. 4. 1 tertiärer und altquartärer Untergrund, liegend glaukonitische sandige Mergel, hangend rotbraune Sande mit feinen Geröllschnüren; 2 Gipskruste 80 cm, rotbraun, sandig; 3 Füllung eines alten Tales (Mannsoura III), in welche das heutige Tal (IV) eingetieft ist. Die Füllung besteht aus sehr sandigen Schottern, an deren Oberfläche die Gerölle durch Auswehung des Sandes stark angereichert, auch sichtbar vom Wind bearbeitet und mit Wüstenlack überzogen worden sind. Gegen E gehen die Schotter in Stauletten über, die vor allem an der N-Seite des Chott el Melah anstehen; das heisst der Schutt des Oued Mannsoura III staute den Oued el Melah zu einem See auf. Die Füllung geht so hoch, dass sie stellenweise über die Gipskruste der Umgebung hingeschüttet wurde.

Oued Mannsoura II

Ein nächstälterer Lauf kann ca. 1 km NE der Vereinigung der zwei Hauptwadis im Bett eines Seitenwadis beobachtet werden. Ein Schichtprofil muss allerdings etwas zusammengesetzt werden, da das Gebiet seither stark von flächenhafter Abtragung ergriffen wurde (Fig. 5).

Die hangende dicke Kruste ist jene schon erwähnte ausserordentlich weit verbreitete und zieht übrigens auch über den Oued Mannsoura I hinweg (Fig. 3, Schicht 1 und Fig. 6, Schicht 6). Ihre Datierung muss indirekt geschehen. Sicher ist sie älter als die Täler III und IV, die ja darin eingeschnitten sind, also ins Prämonastir zu stellen, wenn man stratigraphisch argumentiert. Umgekehrt können wir die Talbildung analog der spätern in die Mindel-Riss-Warmzeit setzen, die Verschüttung ins Risspluvial; dann bliebe für die Krustenbildung das Monastir. Diese Unstimmigkeit wird sich am Schluss bei der Besprechung der Krustengenese beseitigen lassen.

In diesem Zusammenhang ist noch ein Wort zum Aussehen der verschiedenen

Schotter vonnöten. Alle Schotter, die älter sind als die Talbildung II, sind gut sortiert und gewaschen, ihre Komponenten haben auffällige schwarze Mangankrusten und sind relativ gut gerundet (Zurundungsindex nach CAILLEUX um 80–90). Die jüngeren Schotter hingegen sind sehr sandig, schlecht sortiert, mit nur unbedeutenden Oxydüberzügen und einer geringeren Zurundung (50–80). Irgend etwas in den Bildungsbedingungen muss also im Mindel-Riss-Interpluvial geändert haben.

Deshalb muss nun der Zeitpunkt des Entstehens des Oued Mannsoura II noch etwas genauer betrachtet werden. An und für sich wäre es das Naheliegendste, das Ende des Mindel-Pluvials als Ausgangspunkt der Einschneidung anzusehen. Aber

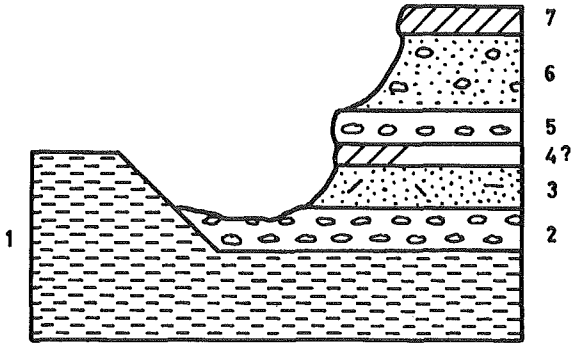


Fig. 5. 1 Untergrund, Tertiär-Altquartär; 2 in Talrinne eingelagerte verkittete Schotter; 3 bräunlicher Sand mit Holzstückchen und unbestimmbaren Resten von Schnecken- und Muschelschalen; 4 stellenweise weisse krümelige Kruste, eventuell später entstandene Ausblühung, ca. 10 cm; 5 Konglomeratbank, Zementierung nur am Ausbiss stark; 6 sehr sandiger Schotter, liegend Holzstücklein, unverfestigt; 7 Gipskruste ca. 80 cm, oben krümelig, in 26 cm Tiefe sehr hart werdend; darin eine säulenartige klingend harte Kalkkonkretion, 30 cm hoch, unten und oben in schlackenartiges Material übergehend. An der Oberfläche Anreicherung windbearbeiteter schwärzlicher Gerölle. Diese Kruste zieht über kleine Muldentälchen hinweg, die in den Schotter Nr. 6 eingetieft sind, folgt also einem frisch entstandenen Relief.

jetzt geraten wir in Konflikt mit dem Meeresstand im Mindel-Riss-Interpluvial (Tyrrenen). Für jene Zeit werden je nach Autor bis drei marine Strandterrassen angegeben, die im ganzen Mittelmeergebiet weit verbreitet sind. Diese liegen bei ca. +45, +30 und +15–20 m. Der erstgenannte Stand überschreitet aber die Schwelle von Gabès, das heisst das Gebiet des Chott el Djerid bildete damals noch eine grosse Meeresbucht und das besprochene Gebiet lag gerade im Uferbereich. Also ist zu Beginn des Tyrrenen, das heisst des Mindel-Riss-Interpluvials, keine Eintiefung des Oued Mannsoura möglich, wohl aber bei der im Verlauf des Interpluvials stattfindenden Regression des Meeres auf +30 m: sobald die Schwelle von Gabès trocken liegt, trocknet auch der Schott aus; jetzt also muss das Tal des Oued Mannsoura II entstanden sein.

Zwischen Tyrrenen I und II, wie wir die hier auftretenden Stufen vorläufig nennen wollen, werden also die Rollen vertauscht: Vorher sind Kaltzeiten beziehungsweise Pluvialzeiten Abschnitte der Regression und Talbildung, da das Gebiet des Schotts

die eustatischen Meeresspiegelschwankungen miterlebt; Interpluviale führen zu Transgressionen und damit zu Flussakkumulationen. Seither sind die Verhältnisse umgekehrt und wie beschrieben. Damit findet auch die Unterscheidung von zwei Schottertypen ihre Erklärung: Der Charakter der Flussläufe muss vor dem Tyrren II zwar nicht verschieden gewesen sein vom heutigen, das heisst er schwankte mit den Klimaveränderungen; nur sind die erhaltenen Überreste von Schottern im Altquartär den trockenen Abschnitten zuzuweisen, im Jungquartär dagegen den feuchten.

Oued Mannsoura I

Ca. 800 m unterhalb der Einmündung des heutigen Oued Mannsoura in den Oued Melah ist am Nordhang desselben die älteste fossile Mannsourarinne quer durchgeschnitten. Ihre Breite beträgt rund 150 m, das heisst beträchtlich mehr als beim heutigen Lauf. Vor allem aber ist bemerkenswert, dass der Rinnengrund rund 5 m über der heutigen Talsohle liegt, die damalige Erosionsbasis also nicht durch den heutigen Schott gegeben sein kann. Die Füllung dieser Rinne jedoch ist besonders bemerkenswert (Fig. 6):

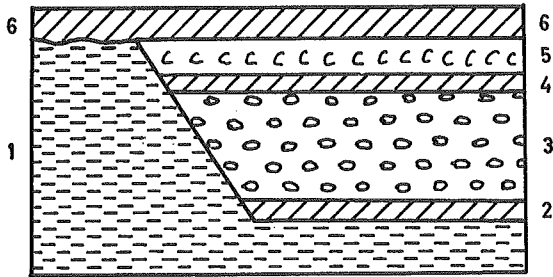


Fig. 6. 1 Plio-Villafranca, liegend glaukonitisch, hangend oxydiert terrestrisch; 2 leichte Gipskruste, nach der Taleinschneidung entstanden; 3 verkittete Schotter, 3 m, mittelfein, einzelne Gerölle aber bis 30 cm, wenig Sand, Gerölle mit dunklem Überzug; 4 Gipskruste, weiss, 25 cm; 5 Platte aus klingend harter Muschelbrekzie (*Cardium glaucum*), 50 cm mächtig, Schalen mit sehr steiler nach E gerichteter Deltaschichtung; Basis 5 cm Sandstein, sehr hart. Oberkante 39 m über Meer, Strandbildung; 6 80 cm verschwemmte äolische Sande, rotbraun, mit Gips verkrustet, scheinbar konkordant über 1 und 5 hinwegziehend; wohl durch Windplanierung entstanden.

Das Alter der Talfüllung lässt sich durch die *Cardium*-Funde einigermaßen bestimmen, denn entsprechende Vorkommen sind in der Schottregion ziemlich häufig und von COQUE (1955) zusammengestellt worden. Sie liegen überall auf rund 40 m Höhe und sind von ihm dem Tyrren (Mindel-Riss-Interpluvial) zugeordnet worden. MILOKHOFF (1952) stuft die jüngste der drei *Cardium*-Schichten, die bei Bohrungen im Chott el Djerid gefunden wurden, ebenfalls in jenen Zeitabschnitt ein. Dies war offenbar die letzte Zeit, da das Gebiet des Schotts mit dem offenen Meer in Verbindung gestanden hat. Die Fossilfunde belegen also den bis hierher dargestellten morphologischen Befund.

Die vorausgegangene Eintiefung dürfte dem pluvialzeitlichen eustatischen Tiefstand des Meeresspiegels (Mindel) entsprechen, als der Schottspiegel wieder auf die Höhe der Schwelle von Gabès abgesunken war. Während es aber bei den spätern pluvialzeitlichen Flussläufen zu Talverschüttungen kam, reichte es hier noch für eine leichte Einschneidung, weil wir uns schon viel näher beim Schott befinden als in den beiden andern Fällen.

Stratigraphie des Altquartärs

Ältere Täler als Mannsoura I konnten nicht gefunden werden, obwohl eines theoretisch noch möglich wäre. Bei den Arbeiten im lokalen Rahmen beginnt das «Altquartär» hier zu dem Zeitpunkt, in welchem die morphologischen Arbeitsmethoden versagen und die stratigraphischen zuhulfe genommen werden müssen, das heisst im Prämindel; doch legen wir die Grenze besser auf den Übergang von Mindel-Pluvial zu Tyrrhen, oder, lokal, an das Ende der marinen Transgression.

Im allgemeinen wird vor dem Mindelpluvial die Akkumulation stark überwiegen, da die marinen Transgressionen in jenen Zeiten viel weiter reichten als später. So nimmt man für das Günz-Mindel-Interpluvial schon 50–60 m an, was reicht, um das ganze Arbeitsgebiet zu überfluten. Dies bedeutet, dass das ganze Gebiet des Oued Mannsoura I bis kurz vor seiner Bildung mariner oder doch zumindest lagunärer Sedimentationsraum war, und dies mit höchstens geringfügigen Unterbrechungen seit dem Astian-Piacentian.

Eben diese Schichten aber transgredieren auf den alten Fedjedj-Dom und werden von verschiedenen Autoren als Mio-Pliozän, seit einiger Zeit auch als Plio-Villafanica bezeichnet; in der Gegend von Kébili sollen auch pontische Fossilien gefunden worden sein, doch konnten keine genauen Angaben, die eine Lokalisation gestatten würden, gefunden werden. In der Folge wollen wir nun zeigen, dass die hangenden Teile dieser Schichtserie offenbar recht jung sind und unserem lokalen Altquartär angehören. Dies wird natürlich nicht ausschliessen, dass die Schichtserie sich nach unten konkordant bis ins Miozän verfolgen lassen könnte.

In der NW-Ecke des Untersuchungsgebietes liegt der Kopf einer alten aufgegebenen Foggara. In diesem Schacht wurde folgendes Profil aufgenommen:

Oberkante ca. 50 m über Meer

70 cm Kies und Sand, oben locker, unten mässig verfestigt

40 cm Gipskruste, klingend hart, hell rötlich-braun

100 cm glaukonitische Sande mit Rostflecken, nach oben stärker zementiert, sehr viele Schnecken:

Melanopsis sp. und *Melanoïdes* sp.

10 cm id. mit Geröllschnüren, schwarzgefärbte Gipslinsen

80 cm glaukonitische Gipsmergel mit Rostflecken, Holzstück

Winkeldiskordanz ca. 5°

10 cm «croûte tuffeuse», seekreidiger Süsswasserkalk ? 75% Karbonatgehalt, weiss

40 cm glaukonitischer zum Teil sandiger Gipsmergel

100 cm oxydierte Sande und Mergel mit Geröllschnüren: Regression

20 cm «croûte tuffeuse»

50 cm Sand mit Geröllen, verfestigt, mit Kalkmergelband

Dieses Profil zeigt, dass der saharische Block doch nicht ganz so steif ist und noch bis in relativ junge Zeit bewegt worden ist, wie die eindeutige Diskordanz beweist: Die liegenden Schichten fallen mit gut 5° nach S, das heisst vom alten Fedjedj-Dom weg, während die hangenden Schichten praktisch horizontal liegen, höchstens schwach nach S geneigt.

Die Datierung durch die Fossilfunde ist allerdings nicht möglich, da beide Schneckenarten zu Subgenera gehören, die seit dem Senon verbreitet sind; beide lebten ursprünglich in marinem, heute in limnischem Bereich, so dass die vermutlich brackischen Sedimentationsbedingungen nur durch die Artenarmut der Fauna angedeutet werden.

Gewisse Anhaltspunkte liefern auch die «croûtes tuffeuses». Auf Grund seiner zahlreichen Untersuchungen zur Krustenbildung kommt WILBERT (1962) zum Schluss, dass die Entstehungsbedingungen für solche Schichten nur im Altquartär (Moulouyen) erfüllt gewesen seien. Diese, wenn auch vage Angabe, würde den verschiedenen Fossilfunden nicht widersprechen.

Im vorangehenden Abschnitt wurde gezeigt, dass während des Mindelpluvials eine Zerschneidung von offensichtlich kurz vorher vom Meer freigegebenem Gelände stattfand. Nun bilden die schneckenführenden lagunären Bildungen die jüngsten nichtterrestrischen Bildungen des Anstehenden (abgesehen von den lokalen tyrrhenischen Muschelbrekzien). Der Schluss liegt deshalb nahe, die hangenden Teile noch dem Günz-Mindel-Interpluvial, das heisst dem Milazzo zuzuordnen.

Schwieriger wird die Datierung der Diskordanz. Es bieten sich zwei Deutungsmöglichkeiten an. Einmal weist das marine Milazzo morphologisch eine Zweiteilung auf durch Terrassenniveaus auf +50 und +60 m. In diesem Falle würden lokale Hebung, und im ganzen Mittelmeergebiet verbreitete marine Regression zusammenfallen, doch lässt sich ein ursächlicher Zusammenhang nirgends ersehen. Die andere Deutung nimmt eine glazialeustatische Regression – des Günz-Pluvials – zuhilfe, was auch nicht wahrscheinlich ist, da alle terrestrischen Bildungen fehlen, die eine solche beweisen könnten. Viel eher dürften die liegenden terrestrischen Bildungen, oxydierte Sande und Schotter, aus jenem Pluvial stammen. Der Lage nach wäre dann die Diskordanz einfach als mittleres Milazzo zu bezeichnen.

Die Deckschicht der ganzen Serie ist terrestrisch und deshalb rotbraun oxydiert; sie ist wohl der Regressionsphase des Milazzo zuzuordnen. Immerhin scheint sie nicht überall gleichen Alters zu sein, da seither vor allem durch den Wind diese stellenweise 5–6 m dicken Ablagerungen aufgearbeitet und wieder neu abgesetzt wurden, so dass sie jetzt relativ junge Landschnecken einschliessen:

Sphincterochila candidissima ist zwar schon seit dem Oligozän bekannt, dagegen kommt das Genus *Trochoidea* nur rezent vor, besonders im westlichen Mittelmeergebiet. Das gefundene, nicht genau bestimmbare Exemplar weist demnach doch eindeutig auf ein sehr geringes Alter, zumindest der hangenden Schichten hin.

Im Liegenden dagegen wurde an einigen Stellen unter den terrestrischen Schichten des Günzpluvials eine zweite Serie glaukonitischer gipshaltiger Ablagerungen gefunden, die demnach ins Sizil gestellt werden müssen.

Diese Djerid-Lagune, die das Schottgebiet erfüllt, wird wohl je nach Klima ganz verschiedene Lebensbedingungen für Mollusken geboten haben. So zeigte sich, wie

MILOKHOFF (1952) beschreibt, dass im Untergrund des Schotts drei Schichten von *Cardium glaucum* festgestellt werden können, deren oberste wir schon datiert haben. Es ist daher naheliegend, die andern in die nächstälteren Transgressionsphasen einzustufen, doch scheinen die ökologischen Bedingungen nur während relativ kurzer Zeit erfüllt gewesen zu sein.

Die durch allerdings nur spärliche Fossilfunde gestützten, hier dargelegten Untersuchungen veranlassen uns deshalb anzunehmen, dass in der Gegend von Kébili das quartäre Geschehen bis ins Prägünz, das heisst ins Sizil hinein, einigermaßen genau verfolgt werden kann. Diese Befunde sollten jetzt noch mit den Ergebnissen der Erforschung der Meeresspiegelstände verglichen werden.

Die quartären Meeresspiegelschwankungen

Im ganzen Mittelmeergebiet sind hochliegende alte Strandplattenbildungen schon seit langer Zeit bekannt. An ihrer heutigen hohen Lage sind aber verschiedene Faktoren schuld. Am wichtigsten ist die Feststellung einer allgemeinen, wohl weltweiten Regression seit dem Pliozän. Dazu tritt als zweiter Faktor der glazialeustatische, so dass es den Anschein macht, als ob jede nächstjüngere Warmzeit einem eigenen nächsttieferen Meeresstand zugeordnet werden könne. Da man aber heute der Ansicht ist, dass die Warmzeiten von längerer Dauer waren als die Kaltzeiten, muss sich die quartäre Regression auch im Vorhandensein verschieden hoher Niveaus innerhalb ein und derselben Warmzeit äussern. Wieviele solcher Niveaus vorhanden sind, dürfte von Ort zu Ort verschieden sein; vor allem aber brauchen nicht überall die gleichen Meeresstände heute noch erkennbar zu sein. Dadurch entsteht nun eine Schwierigkeit: Da im ganzen Mittelmeergebiet junge tektonische Vorgänge häufig sind, lassen sich anhand von unterschiedlichen Terrassenhöhen nicht einmal sicher Dislokationen festhalten.

Da wir in den vorhergehenden Abschnitten die tektonischen Vorgänge mit andern Mitteln nachgewiesen haben – die Verstellungen waren zudem recht geringfügig – können wir dennoch versuchen, die Quartärmorphogenese, wie wir sie oben abgeleitet haben, in das System der Strandterrassen einzupassen. Dabei folgen wir den Höhenangaben, die WOLDSTEDT (1958) zusammengestellt hat.

Für das Verständnis der zugehörigen Fig. 7 muss noch Folgendes beigefügt werden: In Interpluvialen vermag der Chott el Djerid sein eigenes Seebecken nicht zu füllen. Dessen theoretische Überlaufstelle liegt W von Gabès auf ca. +35 m, der Wasserspiegel des Schotts steigt aber nur auf +16 m an, im Sommer trocknet er sogar vollständig aus. In Pluvialzeiten hingegen wird dieser Schott völlig mit Wasser erfüllt und fliesst dann in das Mittelmeer ab. Diese beiden Spiegelhöhen sind für den Wechsel von Erosion und Akkumulation der lokalen Zuflüsse verantwortlich und deshalb punktiert in der Figur eingetragen.

Das regelmässige Schwanken des Wasserspiegels im Schott wird gestört, solange das Meer so hoch steht, dass es die Schwelle von Gabès überschreiten und eine grosse nordsaharische Bucht bilden kann; dann überdeckt die marine Wasserstandskurve diejene des Schotts.

Zusammenfassung

zu Fig. 7

1. Pontian (Pannonian): Regression unter den heutigen Meeresstand, nachgewiesen durch Sande aus dem Hoggar im Untergrund des Chott el Djerid (MILOKHOFF 1952).
2. (Piacentoastian: Transgression bis +180 m).
3. (Biberpluvial: Regression).
4. (Calabrian = unteres Villafranca?: Transgression +140 m).
5. (Donau-Pluvial: Regression).
6. Sizil: Transgression +80 bis +100 m, tiefere glaukonitische Serie, tiefste Cardium-Schicht im Chott el Djerid? = oberes Villafranca?
7. Günz-Pluvial: Regression bis unter die Schwelle von Gabès. Grobdetritische terrestrische Bildungen.
8. Milazzo: Transgression I +60 m, obere glaukonitische Serie liegende Hälfte; mittlere Cardium-Schicht im Schott?
Diskordanz?
Transgression II +50 m, obere glaukonitische Serie, hangende Hälfte.
Beginnende Regression: Überdeckung mit oxydierten verschwemmten Dünen-sanden, schneckenführend.
9. Mindel-Pluvial: Regression, Bildung des Oued Mannsoura I.
10. Tyrrhen: Transgression I +45 m, Verschüttung des Oued Mannsoura I, Abschluss mit Cardium-Platte (Muschelbrekzie). Im Schott obere Cardium-Schicht. Transgression II erreicht den Schott nicht mehr, daher Einschneidung von Oued Mannsoura II.
Transgression III +15 bis +20 m, nicht nachgewiesen.
11. Riss-Pluvial: Meer Regression, Schott Transgression, daher Zuschüttung des Oued Mannsoura II.
12. Monastir: Transgression I +15 m, im Schott Regression, daher Einschneidung des Oued Mannsoura III.
Transgression II +7 m, ohne Auswirkung.
13. Würm-Pluvial: Meer Regression, Schott Transgression, daher Verschüttung des Oued Mannsoura III.
14. Holozän: Transgression ± 0 m, Schott Regression, daher Einschneidung des heutigen Oued Mannsoura IV.

Die Gipskrusten

Ein Kapitel, das wir hier nur am Rande streifen können, ist das der Bedeutung der im Gebiet der südtunesischen Schotts so weitverbreiteten Gipskrusten. Diese bilden streckenweise grosse Flächen, andernorts sind sie schon stark von der Abtragung ergriffen worden, so dass oft schichtstufenartige Formen entstehen. Über Alter und Entstehung dieser fossilen Bodenhorizonte herrscht noch keine Klarheit. Ihre Verbreitung scheint aber auf Gebiete mit im Untergrund anstehendem Gips

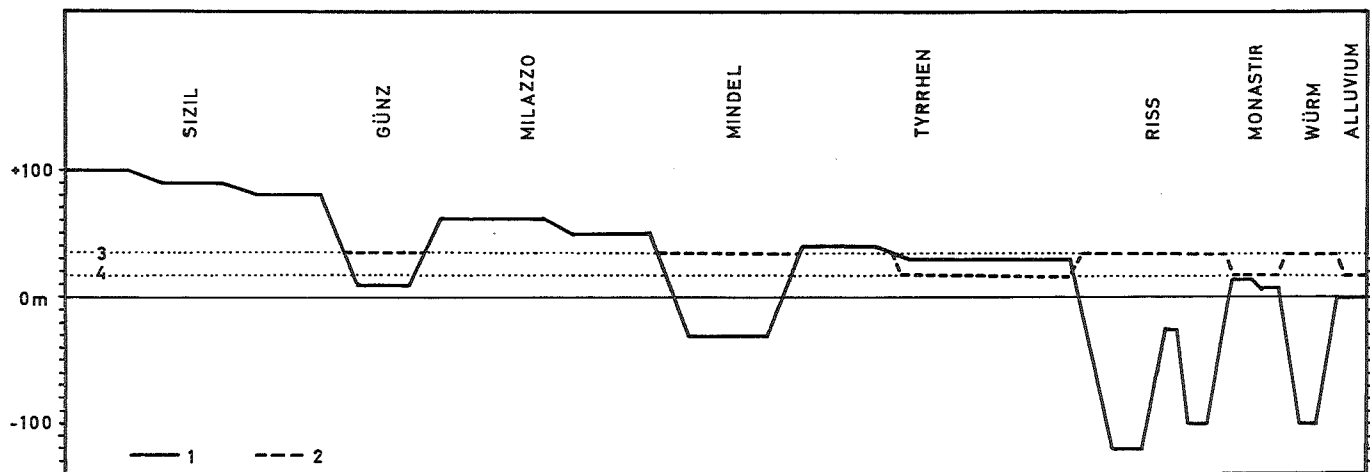


Fig. 7. Schwankungen des Wasserstandes im Mittelmeer und im Chott el Djerid während der Eiszeit; 1 Meeresspiegel, 2 Spiegel des Chott el Djerid, 3 Höhe der Schwelle von Gabès (+ 35 m), 4 Spiegelhöhe des Chott el Djerid in Warmzeiten (+16 m).

beschränkt zu sein (COQUE 1958). Allerdings kann die direkte Bodenunterlage aus irgend einem beliebigen Material bestehen: Gips findet man sogar in den höchsten Teilen des Djebel Tebaga auf Dolomit (COQUE 1955a : 362).

Äusserlich sehen diese Gipskrusten sehr verschieden aus; ihre Farbe schwankt zwischen wüstenhaftem Rotbraun und Weiss; die Struktur ist immer feinkrümelig, aber sehr ungleich in der Dichte und Härte; das Substrat der Gipseinlagerung lässt sich aber nicht mehr immer erkennen. Krusten höheren Alters weisen oft polygonartige senkrechte Risse auf, die sekundär von weissem oder Alabastergips ausgefüllt wurden.

Das äussere Aussehen lässt aber keine Rückschlüsse auf die chemische Zusammensetzung zu. Der Gipsgehalt schwankte bei 17 untersuchten Proben zwischen 10 und 80%, wobei einzelne gipsarme Proben hell, gipsreiche dagegen rot und schwärzlich waren. Auch liess sich kein Zusammenhang mit morphologischen Gegebenheiten feststellen; noch weniger stand der Gipsgehalt in Verbindung mit dem Alter (stratigraphisch festgelegt), der Dicke oder der topographischen Lage der Kruste.

Im Schottgebiet wird im allgemeinen von «der» einen grossen Kruste gesprochen. Ihre Entstehung wird von CASTANY (1953) ans Ende des Villafranca-Sizilians beziehungsweise vor das Tyrrhen gestellt, von COQUE hingegen zuerst (1955a) ins Spät-riss, dann (1955b) ins Spättyrrhen. Diesen drei Datierungsversuchen ist gemeinsam, dass sie alle in eine Regressionsphase des Chott el Djerid passen würden. Aus einem ganz andern Grund, nämlich wegen des zum Teil enorm hohen Gipsgehaltes, werden wir zu einem ähnlichen Schluss kommen.

Zuerst müssen wir uns noch die Entstehungsmöglichkeiten solcher Krusten ansehen. Diese sind offenbar recht vielfältig:

- I. Entstehung durch Einlagerung: Ausscheidung aus gipshaltigem Wasser durch Verdunstung; Zufuhr desselben:
 - a) kapillar aufsteigend aus Grundwasser
 - b) aus Hangsickerwasser
 - c) Gipseinwehung und Umlagerung durch meteorisches Wasser (COQUE 1958)
 - d) aus regredierendem, gipshaltigem Gewässer (Lagune usw., Chott el Djerid) sickert Wasser in den breiten, flachen Uferstreifen und verdunstet dort, so dass innert kürzester Zeit eine massive Gipseinlagerung möglich ist. Diese Deutung ist das Ergebnis einer Diskussion der Frage mit Herrn P.-D. Dr. R. BACH vom agrikulturchemischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich.
- II. Entstehung durch Sedimentation
 - e) Abscheidung aus einem gipsübersättigten Gewässer, was einen besonders hohen Gipsgehalt am besten erklärt, ebenso die zum Teil seekreideartige Konsistenz.

In allen fünf Fällen kann ein ähnlich aussehendes Produkt entstehen, das heisst es kommt zu Konvergenzerscheinungen; folglich muss damit gerechnet werden, dass über weite Strecken zusammenhängende Krusten gar nicht einheitlicher Entstehung sind, sondern nur eine verkrustungsanfällige Altfläche anzeigen, die unter dem

Zusammenwirken verschiedener Kräfte fossilisiert wurde. Damit ist aber auch die Möglichkeit gegeben, dass Krusten verschiedenen Alters und verschiedener Entstehung ineinander übergehen, was deren Verwendung für Datierungszwecke in Frage stellen kann.

Dagegen lässt sich herauslesen, dass es offenbar Zeitabschnitte gibt, die besonders zu Krustenbildungen Anlass geben können, nämlich wie aus d) und e) ersichtlich, während Phasen sinkenden Wasserspiegels. Damit findet die Tatsache eine Erklärung, weshalb die Verschüttung des Oued Mannsoura II mit einer Kruste abgeschlossen ist, die je nach stratigraphischem Vorgehen entweder der vorangegangenen Transgressionsphase oder der darauffolgenden Regressionsphase zuzuordnen wäre. Dass damit aber auch im bearbeiteten Gebiet nicht alle Krusten erklärt werden können, sei ausdrücklich festgehalten; die bisher geleistete Arbeit reicht zur Lösung der Krustenfrage noch nicht aus.

Schlussbemerkung

Die vorgelegte Arbeit erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit und dauernde Gültigkeit der Ergebnisse. Ihr Zweck ist vielmehr der, darauf hinzuweisen, dass zur Erforschung vornehmlich des älteren Quartärs noch weite Möglichkeiten unausgeschöpft sind, nämlich eingehende morphologische und sedimentologische Untersuchungen in strandnahen Gebieten, die von den quartären Meeresspiegelschwankungen direkt erreicht oder zumindest beeinflusst worden sind. Gerade Nordafrika dürfte dabei in der Zukunft noch etwelche Überraschungen bringen.

Literaturverzeichnis

- CASTANY, G. (1953): Carte géologique de la Tunisie au 1/500 000^e, note explicative. SEFAN, Tunis.
- COQUE, R. (1955a): Morphologie et croûte dans le Sud-Tunisien. Annales de Géogr. N° 345.
- (1955b): Notes morphologiques sur les grands chotts tunisiens. Bull. Ass. Géogr. Fr., N° 253/254.
- (1958): Morphologie de la Tunisie présaharienne. Recherches Sahariennes t. 17.
- LAFITTE, R. (1948): Considérations climatiques au sujet du Pliocène supérieur (Villafranchien) d'Algérie. C. R. S. France.
- MILOKHOFF, E. (1952): Contribution a la connaissance géologiques des grands chotts du Sud Tunisien. 3 fasc. héctogr. Mulhouse-Strasbourg.
- PAPP, ADOLF (1959): Handbuch der stratigraphischen Geologie, Bd. III: Tertiär 1. Teil, Grundzüge regionaler Stratigraphie. Enke Stuttgart.
- STEINER, DIETER (1963): Einige Beobachtungen über die Verwendbarkeit des Luftbildes bei der geomorphologischen Kartierung in einem Wüstengebiet (Umgebung von Kébili in Südtunesien). Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich, Jg. 108/2: 197—215.
- SUTER, KARL (1962): Über Quelltöpfe, Quellhügel und Wasserstollen des Nefzaoua (Südtunesien). Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich, Jg. 107/2: 49—64.
- WOLDSTEDT, PAUL (1958): Das Eiszeitalter, Bd. II. Stuttgart.
- WILBERT, J. (1962): Croûtes et encroûtement au Maroc. Al Awamia 3. Rabat.

