

PALAEOECOLOGY OF AFRICA AND THE SURROUNDING ISLANDS

VOLUME 10/11

Covering the years 1975-1977

edited by

E. M. VAN ZINDEREN BAKKER SR (Phil.Nat.D., D.Sc.h.c.)

J. A. COETZEE (D.Sc.)

Institute for Environmental Sciences

University of the Orange Free State, Bloemfontein

OFFPRINT



A.A. BALKEMA / ROTTERDAM

JUNGQUARTÄRE PLUVIALE UND INTERPLUVIALE IN DER KALAHARI (SÜDLICHES AFRIKA)

Klaus Heine

Abteilung für Spezielle und Angewandte Physische Geographie, Universität Bonn, Franziskanerstrasse 2, 5300 Bonn 1, Bundesrepublik Deutschland.

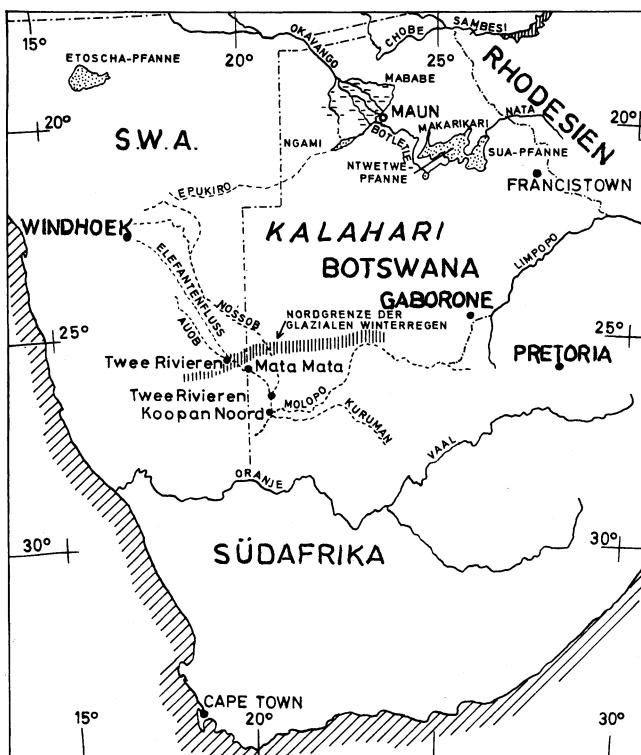
SUMMARY

Some radiocarbon dates concerning the Late Quaternary development of the southern Kalahari and the Makgadikgadi are given. The Koopan Noord region (confluence of the Molopo, Kuruman and Nossob) in the southern Kalahari is characterised by pluvial conditions during the last glacial maximum (ca. 18 000 to 11 000 B.P.); in the southern Kalahari the Holocene and the period before ca. 18 000 B.P. were relatively arid. A very high lake level in the Makgadikgadi depression occurred during ca. 30 000 - 18 000 B.P. Here the last glacial maximum was arid; a second pluvial period with less high lake levels is dated ca. 11 000 B.P. Minor fluctuations of the Makgadikgadi lake level eventually occurred during the Early Holocene. The preliminary chronostratigraphy is shown in figure 3. The major environmental changes along the temperate and tropical margins of the Kalahari seem to be in phase with the variations in precipitation and evaporation in North and East Africa.

EINLEITUNG

Das Kalahari-Becken einschliesslich Ngamiland und der angrenzenden Gebiete bilden eine grosse semiaride bis semihumide Region in der Mitte des südlichen Afrika (Fig. 1). Über die jungquartären Paläoklima dieses gewaltigen Raumes ist bisher wenig bekannt (van Zinderen Bakker, 1976; Grey & Cooke, 1977). Hier werden Klimaschwankungen vermutet, die aufgrund der jungquartären Wanderung der Klima- und Landschaftsgürtel im südlichen Afrika einerseits von den tropischen, andererseits von den subtropischen und - weiter südlich (Südkalahari, Oranje-Gebiet) - von den aussertropischen Einflüssen bestimmt wurden. Nach van Zinderen Bakker (1976) war das südliche Afrika während des Maximums der letzten Kaltzeit in zwei sehr unterschiedliche Klimaregionen geteilt, nämlich einen ziemlich trockenen und kühlen nördlichen Teil und einen grossen Bereich im Süden mit kalten und feuchten Wintern. Die Grenze zwischen beiden Bereichen soll bei etwa 24°S gelegen haben. Aus der jüngsten Zusammenschau

von van Zinderen Bakker (1976) geht hervor, dass das letzte Glazial im aussertropisch beeinflussten Gebiet als Pluvial, im subtropischen Gebiet als Interpluvial bzw. aride Phase und im tropischen Bereich ebenfalls als Interpluvial auftrat. Dennoch gibt es viele Anzeichen, dass auch die letztglazialzeitlich wie rezent ariden Klimagebiete Pluvialzeiten hatten. Diese können bisher nur hypothetisch der rekonstruierten Klimaentwicklung zugeordnet werden.



Figur 1. Übersichtskarte des südlichen Afrika

Um für die randlichen Regionen der Kalahari die jungquartären Klima- und Landschaftszustände rekonstruieren zu können, wurden während einer Forschungsreise (Februar - Mai 1977) erste Untersuchungen angestellt, die durch weitere detailliertere Studien ergänzt werden sollen. Über die vorläufigen Ergebnisse der Feldarbeiten von 1977 soll hier kurz berichtet werden, da sie die bereits bestehen-

den Vorstellungen der jungquartären Klimaentwicklung zum Teil bestätigen, zum Teil modifizieren.

Süd-Kalahari

Am Kalahari-Südrand, im Gebiet des Zusammenflusses von Auob/Nossob, Molopo und Kuruman, sind ausgedehnte Dünenfelder, Pfannen und von Terrassen begleitete Flusstäler als charakteristische Oberflächenformen auf engem Gebiet vereint. Dünen, Pfannen und Flussterrassen werden bei gemeinsamem Auftreten als Zeugen verschiedener Klimaänderungen gedeutet.

Etwa 30 km westlich von Koopan Noord (Zusammenfluss von Nossob und Molopo) zeigen die NW - SE-verlaufenden Längsdünen und Dünenstrassen im Profil (Figur 2), dass sie sich aus mehreren Dünengenerationen zusammensetzen. Aus der Ablagerung der äolischen Sande der Längsdünen sowie der fluvial umgelagerten Sedimente in den Dünenstrassen ergeben sich verschiedene Phasen mit vorwiegend äolischer Morphodynamik, die von Phasen mit fluvialer Morphodynamik unterbrochen waren. Ein Wechsel von pluvialen und interpluvialen Verhältnissen wird hier dokumentiert. Eine vorläufig Korrelierung der jüngsten Dünengenerationen (III und IV) mit den Sedimenten der Täler wird in Figur 3 vorgenommen.

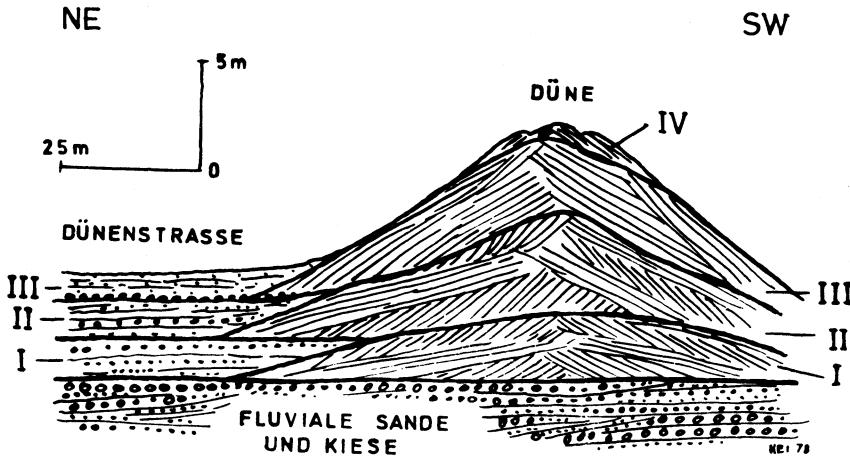


Fig. 2. Profil durch einen Längsdünenwall und die angrenzende Dünenstrasse. Über fluvialen Sanden und Kiesen sind deutlich vier Dünengenerationen und drei fluviale Sedimentkörper in der Dünenstrasse zu erkennen.

Die Schichtungsmerkmale der Längsdünen lassen Aussagen über die vorherrschenden Windrichtungen während der Sandumlagerungen zu. Die zu den Dünenstrassen hin einfallende Schichtung der Dünensande weist auf wechselnde Winde aus nordöstlichen bzw. südwestlichen Richtungen

hin, und nicht - wie bisher oft vermutet (z.B. Grove, 1969) - auf NW-Winde und Sandtransport in südöstlicher Richtung. Der Sandtransport nach SE war während des Holozäns unbedeutend; die hellen, weiss-gelb-grauen Dünen der Flusstäler, die aus den jungquartären Flussablagerungen hervorgegangen sind, befinden sich nur im Bereich der Täler; die intensiv rot gefärbten Dünen dagegen nehmen die Gebiete ausserhalb der Täler ein und reichen nur selten auf den westlichen Talflanken bis auf die Talsohle herab. Wenn diese roten Sande noch auf der Talsohle zu finden sind, so scheint die Ursache hierfür in entgegengesetzten Winden zu liegen, die einen (nach NW geöffneten) Winkel von weniger als 180° bilden, wodurch ein allmählicher Sandtransport in südöstlicher Richtung ermöglicht wird. Vielleicht müssen derartige Bedingungen auch für frühere Sandumlagerungen angenommen werden.

Im Gebiet bei Koopan Noord sind vor allem die Sedimente der T 1-Terrasse von Interesse, da sie von der jüngsten Düneneneration (IV) überlagert werden und auch an verschiedenen Stellen Mollusken enthalten, die paläontologisch von Professor Dr Reinhold Huckriede (Universität Marburg/Lahn) bearbeitet werden und die für ^{14}C -Altersbestimmungen verwendet wurden. Damit ergeben sich erste absolute Datierungen der Sedimente und Fossilien, die dann auch auf entsprechende, aus den Funden hergeleitete Klimaänderungen übertragen werden können.

Charakteristisch für die Sedimente der T 1-Terrasse bei Koopan Noord ist folgende Abfolge der Schichten vom Liegenden zum Hangenden: über einem älteren Dünen sand (III) befindet sich fluvial umgelagerter Sand; es folgen zum Hangenden hin fluviale Schotter; darüber liegen fluviale Sande und Schluffe, die Geröllbändchen enthalten und die oft sehr reich an Mollusken (Unioniden, Corbicula fluminalis, Bulinus, Planorbiden, Napfschnecken) sein können. Zur Zeit der Sedimentation der Schluffe und Sande muss ein perennierendes Gewässer bestanden haben. Aus dem vergangenen Jahrhundert liegen keine Beobachtungen über abkommendes Wasser im Molopo - wie auch Nossob - bei Koopan Noord vor. ^{14}C -Datierungen belegen feuchte (pluviale) Bedingungen zwischen $15\ 580 \pm 350$ B.P. (Hv 8368) und $12\ 480 \pm 220$ B.P. (Hv 8372). Aufgrund der sedimentologischen Befunde (u.a. Schotterakkumulation und Umlagerung der Sande der Düneneneration III) müssen die pluvialen Bedingungen bereits vor dem älteren ^{14}C -Datum eingesetzt haben (vgl. Figur 3).

West-Kalahari (östliches SWA)

Aus dem Auob/Nossob- und Epukiro-Gebiet berichtet Leser (1972) über Klimaänderungen, ohne jedoch absolute Datierungen nennen zu können. Eigene Beobachtungen ergaben, dass die pluvialen und unterpluvialen Phasen (im Vergleich zu den heutigen Klimabedingungen) nicht mit denjenigen des Koopan Noord-Gebietes zeitlich korrespondieren können. Die Akkumulation der T 1-Terrasse erfolgte in der West-Kalahari (Auob und Nossob oberhalb von Gochas) im Holozän; sie ist also jünger als die T 1-Terrasse der Molopo bei Koopan Nord (vgl. Fig. 3). Im Gebiet zwischen dem Zusammenfluss von Auob und Elefantenfluss

(Twee Rivieren/SWA) und Mata Mata (Grenze SWA/RSA) scheint das Auob-Tal vermutlich zum letzten Mal während des obersten Pleistozäns von einem perennierenden oder periodischen Gewässer eingenommen worden zu sein. In diesem Bereich (ca. 25°30'S) könnte die Grenzen zwischen den beiden von van Zinderen Bakker genannten letztzeitlichen Klimaregionen im südlichen Afrika gelegen haben (Figur 1).

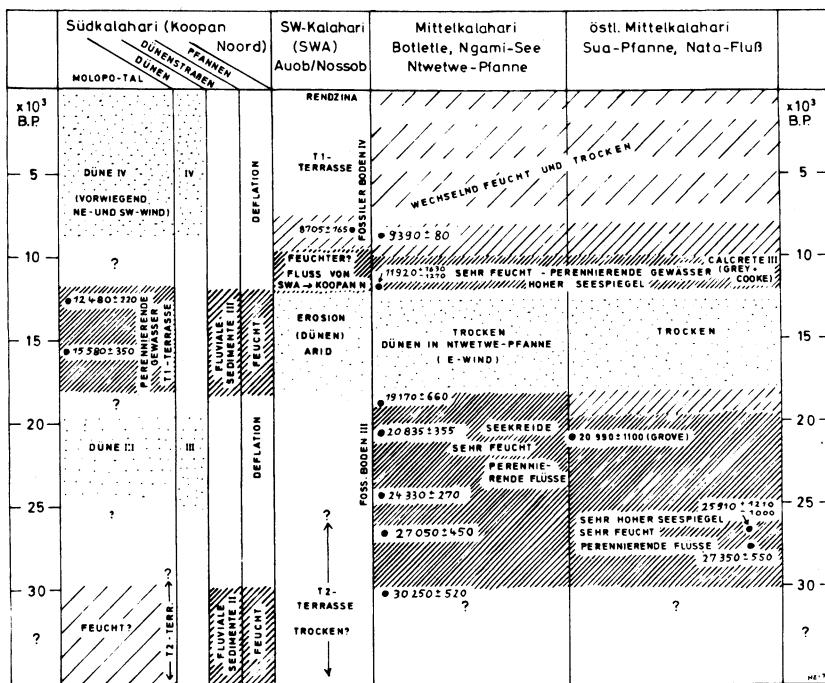


Fig. 3. Zusammenschau der Ergebnisse. Die jungquartären Chronostratigraphien verschiedener Teilbereiche der Kalahari sind vorerst nur durch wenige absolute ^{14}C -Altersbestimmungen abgesichert.

Die im Text nicht genannten ^{14}C -Daten der Figur haben folgende Labornummern: 8705 + 165 (Hv 8385) = Calcrete des fossilen Bodens IV der SW-Kalahari; 9390 + 80 (Hv 8378) = Calcrete bei Maun; 27 050+450 (Hv 8379) = Seekreide bei Maun; 30 250 ± 520 (Hv 8382) = Seekreide bei Maun.

Makarikari-Pfanne

Nordbotswana ist bekannt für das Nebeneinander der feuchten Okavango-Sümpfe (Okavango-Delta) und der semiariden Oberflächenformen des benachbarten Makarikari-Beckens. Im Quartär muss das Makarikari-Becken wiederholt von pluvialen Seen eingenommen worden sein, die zeitweise eine grosse zusammenhängende Wasserfläche schufen und eventuell sogar Verbindung mit pluvialzeitlichen Seen in der Okavango-Mababe-Ngami-Depression hatten. Die chronostratigraphischen Verhältnisse sind bisher nicht befriedigend gelöst worden. In der nördlichen Sua-Pfanne und am Nata-Fluss konnten im Bereich der 946 m-Strandlinie (nach Grey & Cooke, 1977) in verschiedenen Profilen Mollusken gefunden werden, die auf pluviale Verhältnisse deuten. Erste ^{14}C -Datierungen (Material: *Melanoides*, *Corbicula*, *Unioniden*, *Bulinus tropicus* sp.?) ergaben für einen grossen pluvialen Makarikari-See $25\ 910 \pm 1210$ B.P. (Hv 8371) und 27350 ± 550 B.P. (Hv 8370).

Im Gebiet zwischen Maun und der heutigen Makarikari-Pfanne wurden - noch im Bereich des pluvialen Sees - aus verschiedenen Profilen Mollusken und Seekreide datiert. Die Seekreide-Proben ergaben Alter von $24\ 330 \pm 270$ B.P. (Hv 8364) und $20\ 835 \pm 355$ B.P. (Hv 8365); die Mollusken einerseits $19\ 170 \pm 660$ B.P. (Hv 8366) und andererseits $11\ 920 \pm 1630$ B.P. (Hv 8367).

Ergebnisse

In Figur 3 sind die vorläufigen Ergebnisse zusammenfassend dargestellt. Die Südkalahari zeigt pluviale Verhältnisse zwischen ca. 18 000 B.P. und 11 000 B.P., dass heisst während der Zeit der maximalen Temperaturabsenkung im Jungwürm. Diese Befunde stimmen mit der Annahme van Zinderen Bakkers (1976) überein, dass im glazialen Südwinter die zyklonalen Niederschläge der Westwinddrift bis in die Südkalahari hineinreichten, vermutlich bis etwa $25^{\circ}30' \text{S}$ im Gebiet des Auob/Nossob-Flusssystems. In dieser Zeit war die westliche und mittlere Kalahari relativ trocken; in der westlichen Makarikari-Pfanne wurden vermutlich die Barchandünen gebildet, die später fast ganz überflutet wurden; an den Barchanen markieren verschiedene Strandlinien (Grove, 1969) die pluvialen Seestände der Pleistozän/Holozän-Wende. Die Pfannen bei Koopan Noord wurden - zumindest in der jüngsten Zeit - durch Deflation weitergebildet; die Phasen der Deflation lassen sich mit den Dünengenerationen korrelieren.

In der östlichen Mittelkalahari wird die grösste pluviale Seebildung ins innerwürmzeitliche (Wisconsin) Stadial um 30 000 bis 25 000 B.P. datiert. In der Region zwischen der Makarikari-Pfanne und dem Okavango-Delta lässt sich ein besonders ausgedehnter pluvialer See zwischen rund 30 000 und 18 000 B.P. nachweisen. Eine zweite pluviale Phase hat ein Alter von ca. 12 000 B.P. Es wird vermutet, dass die pluvialen Seen des östlichen Makarikari-Beckens (Sua-Pfanne) mit einem Alter zwischen 30 000 und 25 000 B.P. und des westlichen Beckens (Ntwetwe-Pfanne) mit einem Alter von ca. 30 000 bis 18 000 B.P. einer einzigen bedeutenden pluvialen Phase zwischen ca. 30 000 und 18 000 B.P. zuzurechnen sind. Möglicher-

weise entsprechen sie dem See, der durch die 946 m-Strandlinie gekennzeichnet wird (Grey & Cooke, 1977) und der eine Fläche von ca. 60 000 km² eingenommen haben soll. Eventuell entspricht der jüngere Pluvialsee den Strandlinien in ca. 920-925 m (Grey & Cooke, 1977).

In der West-Kalahari (SWA) lassen sich die einzelnen pluvialen und interpluvialen Phasen noch nicht absolut datieren. Ihre mögliche stratigraphische Einordnung ergibt sich aus der Figur 3. Aufgrund morphologischer Beobachtungen könnte hier eine besonders feuchte Phase um 11 000 B.P. existiert haben, in der die Wasser von Auob und Nossob aus SWA bis über den Nossob-Molopo-Zusammenfluss hinaus nach Süden gelangten. Ähnliche Verhältnisse müssen auch für das innerwürmzeitliche Interstadial angenommen werden (30 000 - 20 000 B.P.).

Diskussion der Ergebnisse

Die Befunde ergänzen sehr gut das Bild der Klimaentwicklung, das für das südliche Afrika erarbeitet worden ist (van Zinderen Bakker, 1976). Im Vergleich mit den nordafrikanischen Trockengebieten ergeben sich erstaunliche Parallelen. In der tropisch beeinflussten Mittelkalahari korrespondieren die Feuchtphasen mit den Pluvialphasen der südlichen Sahara bzw. Ostafrikas (Rognon & Williams, 1977). Auch die von Street & Grove (1976) genannte ¹⁴C-Datierung für einen pluvialen Makarikari-See (30 990 ± 1100 B.P.) fügt sich gut ein (Figur 3). Damit werden die pluvialen Phasen des Makarikari-Beckens nicht - wie bisher angenommen (Grey & Cooke, 1977; Grove, 1969; Street & Grove, 1976) - ins Maximum der letzten Eiszeit datiert, sondern prä-hochglazial zwischen 30 000 und 18 000 B.P. und um 12 000 B.P. Sie entsprechen zeitlich genau den Pluvialen entlang der tropischen Ränder der nordafrikanischen und australischen Trockengebiete (Rognon & Williams, 1977). Auch die Beobachtungen von Grey & Cooke (1977) lassen sich in diese neue Chronostratigraphie für die Kalahari einfügen; die Calcrete III wird von Grey & Cooke (1977) auf ca. 11 000 - 10 000 B.P. datiert; sie entspricht der pluvialen Phase um 12 000 B.P.; Calcretebildung (Cc-Horizont) erfolgte bei relativ feuchten Bedingungen durch deszendente Wasserbewegungen im Boden (vgl. Manze & Brunnacker, 1977). Die von Cooke (1975) beschriebenen und als Zeugen pluvialer Verhältnisse gedeuteten Höhlenkalke des westlichen Ngamilandes mit einem Alter zwischen 16 500 und 14 000 B.P. wurden wahrscheinlich infolge kühler Klimabedingungen und nicht infolge vermehrter Niederschläge gebildet; es hat sich oft als problematisch erwiesen, eine Abfolge mikroklimatischer Humiditätsveränderungen, die aus Höhlenbildungen abgeleitet wurden, auf die makroklimatischen Bedingungen zu übertragen (vgl. van Zinderen Bakker, 1976, 179).

Strandlinien im Westen der Ntwetwe-Pfanne sowie die Strandlinien an den Barchandünen in der westlichen Ntwetwe-Pfanne zeigen verschiedene Seespiegelstände nach der Dünenbildung im Hochglazial. Wird für den relativ hohen obersten Seespiegel, der an den Dünen markiert ist, ein Alter von ca. 12 000 B.P. angenommen, so können die niedrigeren Seestände teilweise auch noch dem Frühholozän an-

gehören.

Die Befunde zeigen deutlich, dass die Klimaentwicklung im Jungquartär in Raum und Zeit sehr unterschiedlich abgelaufen ist. Im südlichen Afrika muss unterschieden werden zwischen (1) hochglazialen Klimabedingungen mit kühl-trockenen Verhältnissen in der West-, Mittel- und Ost-Kalahari und kalten und feuchten Bedingungen (Winterregen) in der Süd-Kalahari, (2) interstadialen Verhältnissen bzw. den Klimabedingungen an der Wende Pleistozän/Holozän, charakterisiert durch Pluviale in der Kalahari und eventuell auch zeitweise in der nördlichen Kapprovinz, und (3) interglazialen Bedingungen mit warm-semihumidem Klima (tropische Sommerregen) in der West-, Mittel- und Ost-Kalahari und warm-semiaridem Klima (subtropisches Hoch) in der Süd-Kalahari (vgl. dazu Heine, 1974, 1977). Wie für die einzelnen Zeiten die Zirkulationsverhältnisse zu erklären sind, ist bisher nicht restlos geklärt. Für die hochglazialen und interglazialen Verhältnisse hat van Zinderen Bakker (1976) ein Modell entwickelt. Ob die Hypothese, die für das Gebiet der Sahara von Rognon & Williams (1977) für die Zeit von 11 000 bis 8000 B.P. genannt wird, auch für das südliche Afrika in ähnlicher Weise für das Interstadial im Würm bzw. die Pleistozän/Holozän-Wende und das Frühholozän zutrifft, kan vorerst nicht beantwortet werden. Auf jeden Fall aber müssen den Karten der Zirkulationsverhältnisse von van Zinderen Bakker (1976) weitere Karten hinzufügt werden, die (1) die Zeit des innerwürmzeitlichen Interstadials (Stillfried B.i.w.S.) und (2) die Zeit der Pleistozän/Holozän-Wende behandeln; diese Zeiten wurden durch pluviale Bedingungen charakterisiert, und zwar in Gebieten, die sowohl hochglazialzeitlich wie interglazialzeitlich arid oder relativ arid gewesen sind.

Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) danke ich auch an dieser Stelle herzlich für eine grosszügige Reisebeihilfe, die mir die Untersuchungen im südlichen Afrika ermöglichte. Herrn Professor Dr M.A. Geyh danke ich für zahlreiche ^{14}C -Datierungen, ohne die die vorgetragenen Ergebnisse nicht hätten erarbeitet werden können. Herrn Professor Dr R. Huckriede bin ich zu Dank verpflichtet für erste Bestimmungen der gesammelten Mollusken. Schliesslich danke ich Frau Marchal für Laboruntersuchungen an den Proben.

Literatur

- Cooke, H.J. 1975, The Palaeoclimatic Significance of Caves and Adjacent Landforms in Western Ngamiland, Botswana, Geogr. Journ. 141: 430-444.
- Grey, D.R.C. & H.J. Cooke 1977, Some Problems in the Quaternary Evolution of the Landforms of Northern Botswana, Catena 4: 123-133.
- Grove, A.T. 1969, Landforms and Climatic Change in the Kalahari and Ngamiland, Geogr. Journ. 135: 191-212.
- Heine, K. 1974, Bemerkungen zu neueren chronostratigraphischen Daten zum Verhältnis glazialer und pluvialer Klimabedingungen, Erdkunde 28: 303-312.