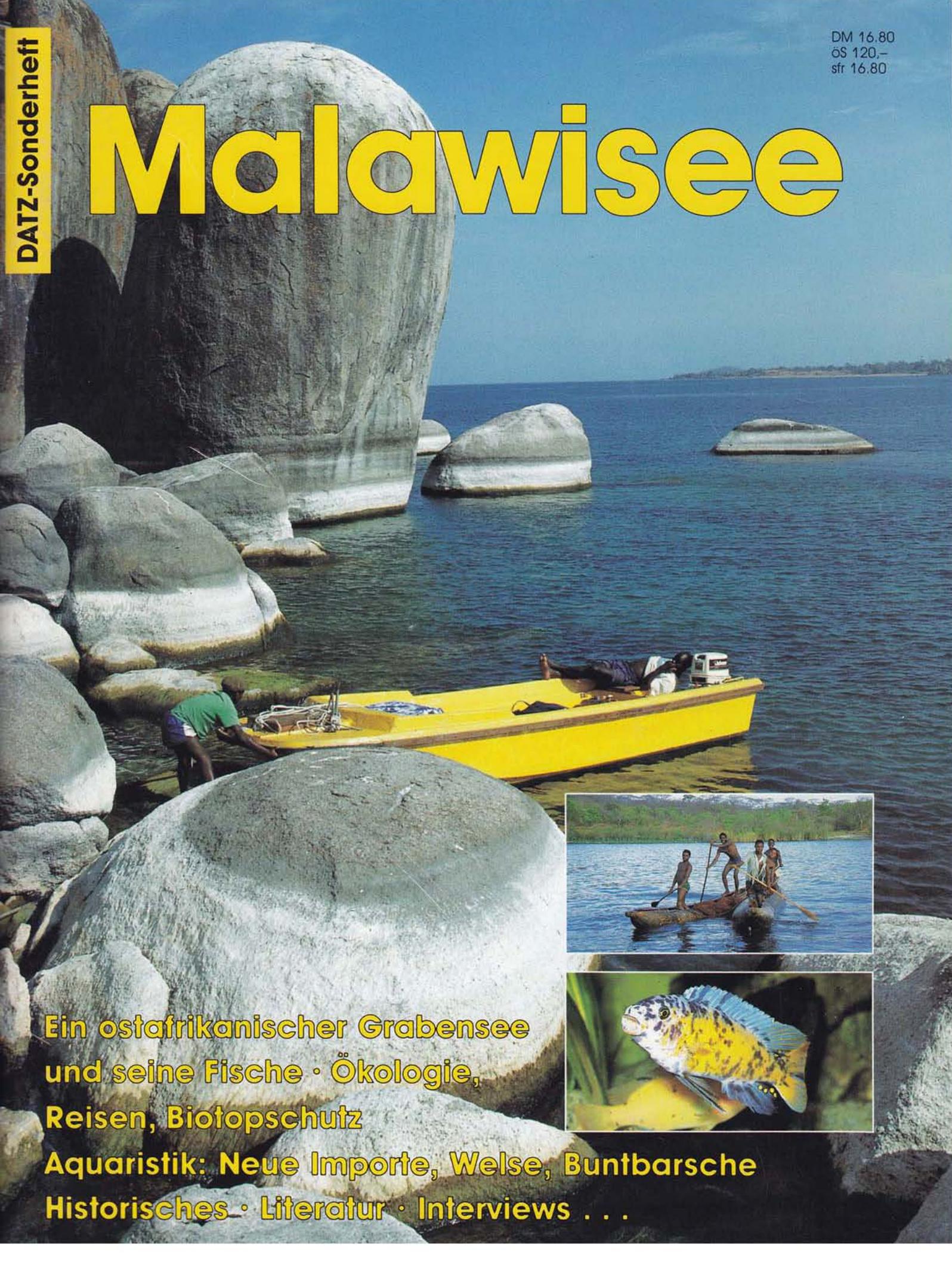


Malawisee



Ein ostafrikanischer Grabensee
und seine Fische • Ökologie,
Reisen, Biotopschutz
Aquaristik: Neue Importe, Welse, Buntbarsche
Historisches • Literatur • Interviews . . .

Geographie und Geologie des Malawisees

Von Damien Delvaux*

Der Malawisee (früher Njassasee) gehört ebenso wie der Tanganjikasee und der Baikalsee (Sibirien) zu den wenigen gegenwärtigen und im geologischen Sinne langlebigen Tiefwasserseen. Allen drei Seen gemeinsam ist ihre Lage in Gräben, in denen stärkere Senkungen erfolgen als gegenläufige Sedimentationsprozesse. Grundsätzlich benötigt werden dabei tektonische Bewegungen, wie sie für aktive kontinentale Grabensysteme typisch sind: verschiedene vertikale Bewegungen zwischen der Grabenbasis, die sinkt, und den Grabenschultern, die emporgehoben werden.

Mit dieser tektonischen Aktivität gehen Faltungen einher, die ihrerseits ein wichtiges seismisches Potential enthalten. Weiterhin sind die Existenz heißer Quellen und wahrscheinlich auch vulkanische Tätigkeiten in diesen Gebieten auf tektonische Prozesse zurückzuführen. Aktive Tektonik ist deshalb der Hauptgrund für die Entwicklung und den Fortbestand dieser tiefen Seen. Gemessen an der geologischen Zeittafel sind sie allerdings relativ instabil, da die Intensität und die Art der tektonischen Aktivität im Zeitverlauf schwanken. Das kleine Wassereinzugsgebiet und das subtropische Klima mit seinen langen Trockenzeiten bedingen die relativ instabilen Wasserstände im Malawisee, die auf klimatische Änderungen empfindlich reagieren.

Geographie und Geomorphologie

Das ostafrikanische Grabensystem erhebt sich über dem ostafrikanischen Plateau und besteht aus dem östlichen Zweig, der zwischen dem Golf von Aden und dem kenianischen Graben (Gregory-Graben) verläuft, sowie dem westlichen Zweig, der zwischen dem Albertsee und dem Indischen Ozean liegt und durch die Tanganjika- und Malawi-Gräben führt (Abbildung 2). Das System entwickelte sich maßgeblich in den proterozoischen Falteingürteln zwischen den archaischen Kratonen. Das westliche und das kenianische Grabensystem folgen dem proterozoischen Falteingürtel und meiden den Zentral-Tanganjika-Kraton, der durch resistente Gesteine aufgebaut ist (McConnell

1972). Der westliche Zweig ist vorrangig entlang des Ubende-Faltengürtels ausgeprägt und durch nordwestlich gerichtete Mylonite und Störzonen charakterisiert.

Der zentrale Teil des westlichen Zweiges ist generell von Nordwesten nach Südosten orientiert und wird von den Tanganjika-, Rukwa- und Malawi-Grabensystemen eingenommen. In diesen Gräben sind die känozoischen Becken und die Hauptverwerfung zum Teil einem älteren permotriassischen Karru-Grabensystem überlagert (Dypvik et al. 1990; Morley et al. 1992).

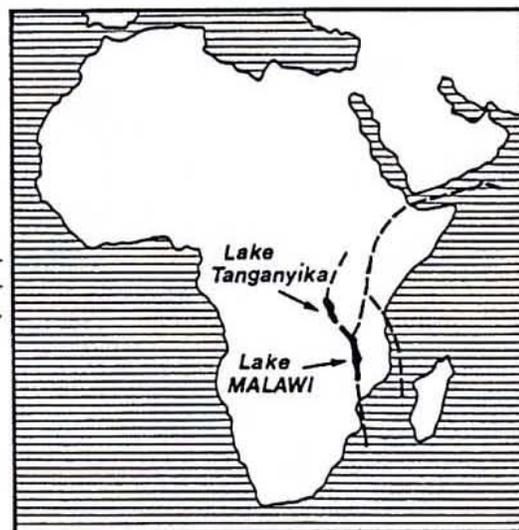
Der Malawi-Graben erstreckt sich über 900 Kilometer und reicht von der Rungwe-Vulkan-Provinz im Norden bis zum Urema-

Graben im Süden. Das Sedimentationsbecken im Graben ist 750 Kilometer lang und 75 Kilometer breit. Der größte Teil der Grabensohle wird vom 570 Kilometer langen und durchschnittlich 60 Kilometer breiten Malawisee eingenommen. Der Wasserspiegel des Sees liegt 474 Meter über Meereshöhe, der Seegrund fällt auf 225 Meter unter Meereshöhe ab. Die größte Tiefe beträgt fast 700 Meter. Die Grabenschultern erheben sich 400 bis 2000 Meter über die Seefläche. Im Norden verhindert die Rungwe-Vulkan-Provinz den Fortgang des Malawi-Grabens. Hier sind drei wichtige vulkanische Zentren mit einer maximalen Höhe von 2940 Metern (Horkin 1960) zu nen-



1 Landsat-TM-Falschfarben-Aufnahme der Kyela-Ebene am Nordende des Malawisees, während der Trockenzeit aufgenommen. Die rote Farbe entspricht dichter tropischer Vegetation mit grünem Laub, die blaue Farbe trockenen, kultivierten Feldern.

2 Skizze der Hauptäste des ostafrikanischen Grabensystems mit dem Tanganjika- und dem Malawisee.



* Royal Museum of Central Africa, Dept. Geology – Mineralogy, B-3080 Tervuren, Belgien; Übersetzung aus dem Englischen von Christian Etzler

nen. Im Süden endet der Graben in der Shire-Ebene. Es wird übrigens angenommen, daß die Grabenstruktur des Sees jünger ist als das mittlere Miozän (Ebinger et al. 1989).

Alter des Sees

Für den Malawisee existieren keine Altersdatierungen aufgrund von Messungen. Entsprechend gibt es auch keine generell akzeptierte Altersangabe. Die verschiedenen vorgeschlagenen Werte variieren in Abhängigkeit von den Berechnungsmethoden und vor allem von der Definition der Bildung des Sees. Das maximale Alter der Seebildung ist offensichtlich mit dem Einsetzen der Grabenbildung anzusetzen, mit dem Zeitpunkt also, seitdem sich der Malawisee auf dem Grabenboden befindet. Zu berücksichtigen ist aber, daß es sicher mehrere Phasen der Grabenbildung im Malawi-Graben gab, wie das für den Rukwa-Graben bereits eindeutig

belegt werden konnte (Wescott et al. 1991). Eine frühe Grabenbildungsphase im Bereich des heutigen Malawi-Grabens ereignete sich im späten Paläozoikum bis Mesozoikum mit der Ablagerung von Gesteinen der Karru-Serien (Delvaux 1991). Diesem ersten Grabenbildungsstadium folgte dann eine lange Periode regionaler Hebungen, Denudationen und Rumpfflächenbildungen, die zur „Gondwana-Rumpffläche“ im oberen Jura führten (King 1963). Eine weitere Grabenbildung und das Entstehen einer zweiten Rumpffläche mit Lateritkrusten werden für das mittlere Miozän angenommen (King 1963). Diese Rumpffläche wird als Ausgangsoberfläche eines Vor-Grabens angesehen und für die Abschätzung des zeitlichen Verlaufs und der Intensität vertikaler Bewegungen herangezogen.

Das Alter der tertiären Grabenbildung wird anhand von Ablagerungen vulkanischen Ursprungs abgeschätzt, die in Verbindung mit den ersten diesbezüglichen tekto-

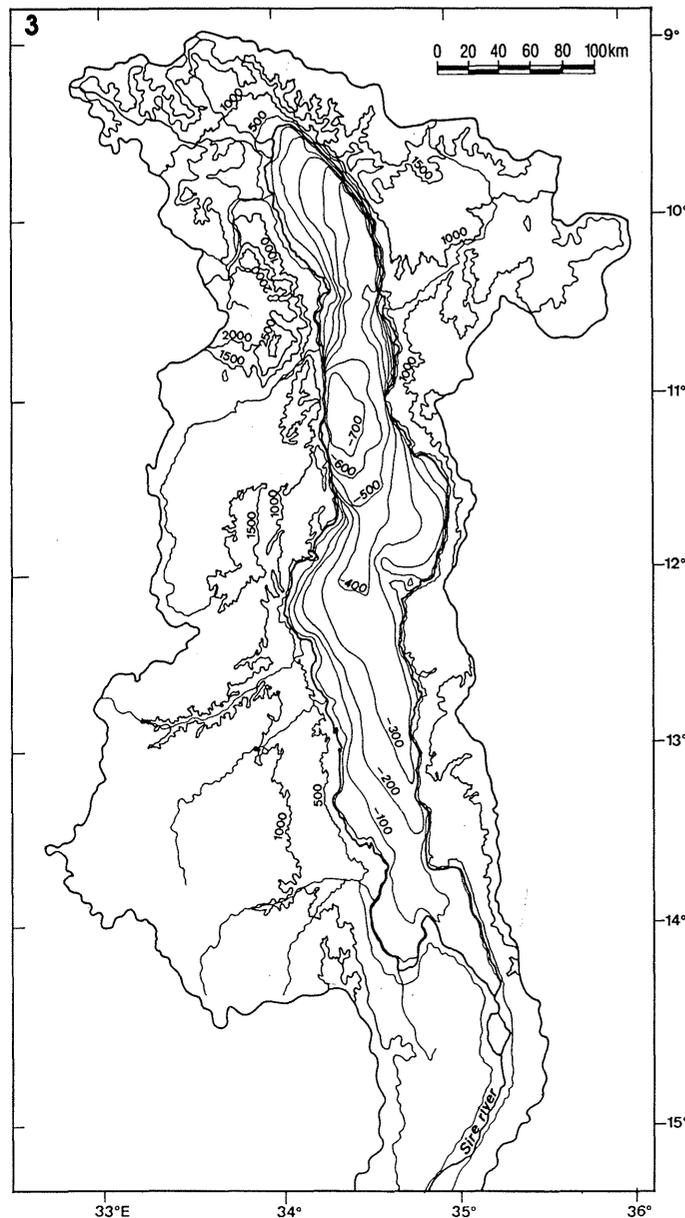
nischen Aktivitäten stehen, da diese Periode stratigraphisch kaum altersmäßig zuzuordnen ist. Die größten mittels radioisotopischer Methoden aus Laven und Tuffen der Rungwe-Vulkan-Provinz, nördlich der See-Depression, gemessenen Alter liegen zwischen 5,45 und 8,6 Millionen Jahren (Ebinger et al. 1989 a, 1993). Das Alter eines Basaltsteins aus einem fluviatilen Sediment über dem Grundgebirge wurde mit 6,27 Millionen Jahren bestimmt (Delvaux & Boven, unveröffentlicht). Aufgrund dieser Daten kann zusammenfassend festgestellt werden, daß die Grabenbildung vor etwa 8,6 Millionen Jahren begann, was auch durch die Ablagerung von Laven, Tuffen, fluviatilen Sanden und Konglomeraten belegbar ist (Betzler & Ring, eingereicht). Es ist daher möglich, daß bereits zu dieser Zeit ein kleiner See existierte.

Von Interesse für die Entwicklung einer endemischen Fauna und Flora ist das Alter der Bildung eines permanenten Sees, der tief genug war, um ein temporäres Austrocknen zu verhindern, so daß Artbildungsprozesse unbehindert erfolgen konnten. Im Unterlauf des Chiwondo-Flusses hat man eingeschlossene Fossilien gefunden, deren Alter auf vier bis fünf Millionen Jahre geschätzt wurde. Und die junge „Erscheinungsform“ der Gebirgsteilhänge, die den Graben begrenzen, wird als Hinweis darauf gedeutet, daß die Seebildung im Graben im frühen Pliozän erfolgte (Crossley & Crow 1980; Crossley 1982). Untersuchungen an küstennahen Sedimenten aus dem Pliozän/Pleistozän an der Nordwestküste ergaben, daß ein zunehmender Senkungsprozeß des Seebodens vor 4,5 bis 1,6 Millionen Jahren erfolgte (Betzler & Ring, eingereicht). Nach diesen Sedimentationsuntersuchungen kann das Alter der Bildung eines ersten tiefen Sees mit 4,5 Millionen Jahren angenommen werden (Ring & Betzler, im Druck).

Geschichte der Grabenbildung

Die Entwicklungsgeschichte des Malawisees ist eng verbunden mit der Grabenbildung, die durch tektonische Prozesse gesteuert wird. Wie bereits erwähnt, begann die Ausbildung des Malawi-Grabens im Spät-Miozän vor rund 8,6 Millionen Jahren. Danach entwickelte er sich in der Abfolge von drei tektonischen Stadien.

Zunehmende Absenkungen im Pliozän führten zur Ablagerung von vulkanoklastischen Sedimenten im Rungwe-Vulkan-Gebiet, die das Becken des Malawi-Grabens von der Rukwa-Depression trennen. Die Sedimentation tritt zeitgleich mit den ersten beiden Vulkanausbrüchen in der Rungwe-Vulkan-Provinz vor 8,6 bis 1,7 Millionen Jahren auf (Ebinger et al. 1989, 1993 a; Betzler & Ring, eingereicht). Die Struktur-



3 Hydrologie, Topographie und Bathymetrie des Malawisee-Beckens, zusammengestellt nach Crossley (1994). Konturlinien: Meter über dem Seespiegel. Isobathen: Meter unter dem mittleren Wasserstand (473 Meter über NN).

4 Langzeit-Schwankungen des Seespiegels nach De Vos (1994) und Kurzzeit-Schwankungen, leicht verändert nach Johnson & Ng'ang'a (1990).

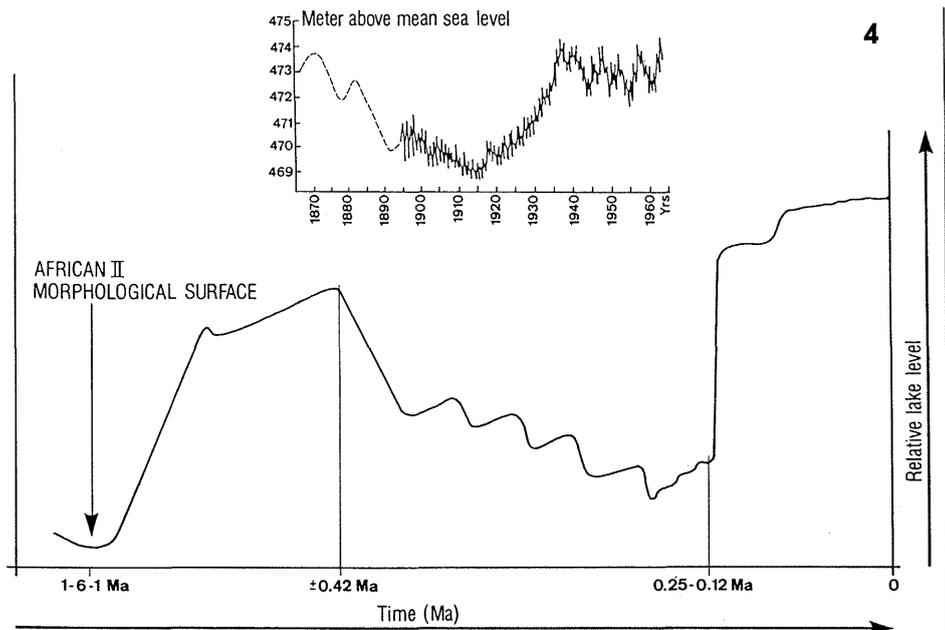
LEBENSRAUM MALAWISEE

entwicklung in diesem Graben-Becken und die damit verbundene Sedimentation und Vulkantätigkeit stehen in einem tektonischen Zusammenhang.

Die Zeitspanne zwischen dem späten Pliozän bis zum frühen Pleistozän, ein Zeitabschnitt tektonischer Ruhe unter trocken-klimatischen Bedingungen, ist gekennzeichnet durch niedrige See-Wasserstände, intensive chemische Gesteinsverwitterung und Erosion. Weder Sedimentationsprozesse noch vulkanische Aktivitäten sind aus dieser Periode bekannt. Die maximale Zeitdauer dieser Erosionsereignisse in Verbindung mit den Niedrigwasserständen wird von Ebinger et al. (1993 a) auf 1,6 bis 0,12 Millionen Jahre geschätzt. Zieht man die Festlandsdaten hinzu, erhält man Werte von 0,57 Millionen (Delvaux et al. 1992) und sogar 1,0 Millionen Jahren (auf der Basis unveröffentlichter neuer Datierungen an Lavaströmen). Es ist weder bekannt, ob der Malawisee während dieser Periode vollständig austrocknete oder ob er auf einen kleinen, möglicherweise salzigen See zurückgedrängt wurde.

Während des mittleren Pleistozäns, etwa zwischen 1,0 und 0,4 Millionen Jahren vor unserer Zeit, setzte sich ein neues tektonisches Regime durch, begleitet von erneuter vulkanischer Aktivität und der Fortsetzung der Sedimentation (Delvaux et al. 1992). Dieses zweite Regime führte überwiegend zu Faltenbewegungen und damit verbundenen Nord-Süd-Kompressionen und Ausdehnungen in ostwestlicher Richtung. Im späten mittleren Pleistozän setzte eine horstartige Hebung des Gebietes zwischen dem Malawi- und dem Rukwasee ein, das sein Zentrum im Rungwe-Ngozi-Gebiet aufweist. Diese Hebung bewirkte den Rückzug des Rukwa- und des Malawisees aus dem Rungwe-Gebiet und die Zergliederung der Songwe-Ebene durch den Songwe-Fluß mit seinen Nebenflüssen. Die horstartige Hebung zeigt sich gut an den Profilen der abgestuften Täler der Songwe-Ebene und begründet auch die wieder einsetzende Erosion der vulkanischen Ablagerungen im Rungwe-Gebiet und ihre erneute Positionierung an den Flanken des gehobenen Rungwe-Songwe-Gebietes in den tieferen Landschaftsabschnitten des Rukwa-, Nord-Malawi- und Usangu-Beckens.

Ein intensiver Explosions-Vulkanismus setzte im späten Pleistozän nördlich des Malawisees ein (und auch entlang der Mbaka-Gebirgsfalten), wodurch die reichhaltig vorhandenen Explosionskrater von Ngozi und Rungwe entstanden. Ein Explosionskrater an den Mbaka-Gebirgsfalten wurde von Ebinger et al. (1985) auf ein Alter von 0,12 Millionen Jahren datiert. Ein Hauptausbruch des Rungwe-Vulkans wurde auf ein Alter von 11000 Jahren datiert; er bedeckte ein großes Gebiet mit einer über zehn Meter



mächtigen Aschelage (Livingstone 1965). Der jüngste Ausbruch in diesem Gebiet ereignete sich vor 150 bis 200 Jahren (Harkin 1960) am Kiejo-Vulkan. Williams et al. (1993) entdeckten deutlich unterscheidbare Aschelagen in holozänen Sedimenten nördlich des Malawisees, die darauf hindeuten, daß die jüngsten sechs Eruptionsphasen im Rungwe-Vulkan-Gebiet vor 9000 bis 300 Jahren stattfanden.

Die aktuelle tektonische Aktivität des Mbeya-Gebietes läßt sich derzeit anhand historischer Eruptionen, heißer Quellen, aktiver Faltungsprozesse, hoher seismischer Aktivität, vertikaler Krustenbewegungen und der andauernden Sedimentation in der Graben-Depression charakterisieren. Neben horstartigen Hebungen findet eine Neigung der Kyela-Ebene mit einem fortschreitenden Abdachen auf der Nordwestseite statt (Delvaux & Hanon 1993). Die Auswertung von LANDSAT-Aufnahmen der Kyela-Ebene ergibt, daß der Verlauf der Hauptflüsse zwischen Rungwe-Vulkan-Massiv und See systematisch in westliche Richtungen übergeht. An der Südostseite der Ebene schneiden sich die Flüsse in die Schwemmfächer ein und durchlaufen mit ihren Flußtälern feuchte Gebiete, während die emporgehobenen Terrassen trocken sind.

Weiterhin existieren 10 bis 20 Meter über dem heutigen Seenniveau fossile Ufer. Gegensätzlich dazu taucht die Ebene an der Nordwestseite gegen die Livingstone-Gebirgsfalten ab; die Flüsse gehen in ausgedehnte Sümpfe über, die Uferlinien sind auf das heutige Niveau zurückgedrängt.

Eine aktive Gebirgsfaltung, verbunden mit lokaler hydrothormaler Aktivität und Ausgasung von Kohlendioxid und Methan, verschiebt die jüngeren Seebereiche in Richtung Kyela-Ebene. Diese Gebirgsfalte

scheint bis in den nördlichen See hineinzu reichen, wofür die gegenwärtigen Ausgasungen unter Wasser in der Nähe des Hafens von Itungi und auch die Analyse hochaufgelöster seismischer Profile (Versteeg et al. 1993) sprechen.

Langzeit-Schwankungen des Seespiegels

Die Ergebnisse der jüngeren seismischen Erkundungen zeigen eindeutig, daß Niedrigwasserstände im Malawisee seit Beginn der Seebildung zu bedeutenden Schwankungen des Seespiegels von 250 bis 400 Metern führten (Scholz & Rozendahl 1988; Johnson & Davis 1989; De Vos 1994). Da auch für den Tanganjikasee vergleichbare Wasserstandsschwankungen nachweisbar sind, könnten Niedrigwasserstände zumindest teilweise durch klimatische Änderungen bedingt gewesen sein. In einem derart aktiven Graben können jedoch ausgedehnte Verwerfungstätigkeiten, Senkungen und Hebungen des Beckens, Hebungen der Grabenschultern sowie vulkanische Aktivitäten regionale Vertikalbewegungen und tektonische Neigungen hervorrufen, die die Wassermassen und Sedimente neu verteilen. Großwinklige Sedimentations-„Sprünge“, etwa 250 bis 500 Meter unterhalb des derzeitigen Wasserstandes, deuten auf Niedrigwasserstände hin, die wahrscheinlich über einige zehntausend Jahre andauern. Der Malawisee wurde somit zurückgedrängt zu einem kleinen Paläo-See im heutigen nördlichen Teil, wo die Wassertiefe derzeit fast 700 Meter erreicht.

Scholz & Rozendahl (1988) weisen darauf hin, daß die unterschiedlichen Paläographien der beiden Seen ein Grund für die verschiedenen zusammengesetzten endemischen Fischpopulationen sein könnten.

Das Alter des Niedrigwasserstandes schätzen Scholz & Rozendahl (1988) vorläufig auf mehr als 25000 Jahre. Finney & Johnson (1991) nehmen an, daß sich die Periode des Niedrigwasserstandes vor 6000 bis 10000 Jahren ereignete, während Scholz & Finney in ihrer Untersuchung (1994) zu dem Ergebnis kommen, daß hierfür 28000 bis 40000 Jahre anzusetzen sind, mit einer Amplitude von über 250 Metern.

Eine Detailuntersuchung der Sedimentationsprozesse mittels hochauflösender seismischer Profile im Livingstone-Becken, dem nördlichsten Zipfel des Beckens, ergab neue und präzisere Daten zu der unterschiedlichen Seeausdehnung (De Vos 1994). Weiterhin erlauben Korrelationen mit der geologischen Evolution des Festlandes im Rungwe-Gebiet (Delvaux & Hanon 1993) eine genaue Datierung der regressiven Phase. De Vos folgerte, daß ein schrittweise voranschreitender Rückgang (Regression) des Wasserstandes seit 0,42 bis 0,25 Millionen Jahren stattgefunden hat. Ihm folgte eine schnelle gegenläufige Ausdehnung (Transgression) des Sees vor 0,25 bis 0,12 Millionen Jahren.

Festzuhalten ist, daß der Malawisee zwei wichtige Regressionsphasen mit Niedrigwasserständen und Erosion der See-Sedimente durchlief. Die erste Regression korrespondiert mit den unterschiedlichen spätpleozänen und frühpleistozänen Sedimenten (vor 1,6 bis 1,0 Millionen Jahren) und wurde durch die tektonische Ruhephase unter einem Trockenklima hervorgerufen. Die folgende Transgression geht einher mit einem markanten Wandel des tektonischen Regimes und der Intensivierung der Verwerfungsaktivitäten. Einem hohen Wasserstand folgend, führte eine schrittweise voranschreitende Regression zu einer neuen Haupt-Erosionsoberfläche und Sedimentunterschieden. Sie wurden relativ genau auf 0,42 und 0,25 bis 0,11 Millionen Jahre vor heute abgeschätzt und mögen durch einen einschneidenden klimatischen Wechsel hervorgerufen sein. Es folgte eine schnelle Transgression mit der Wiedereinstellung hoher Wasserstände mit nur kurzzeitigen Schwankungen.

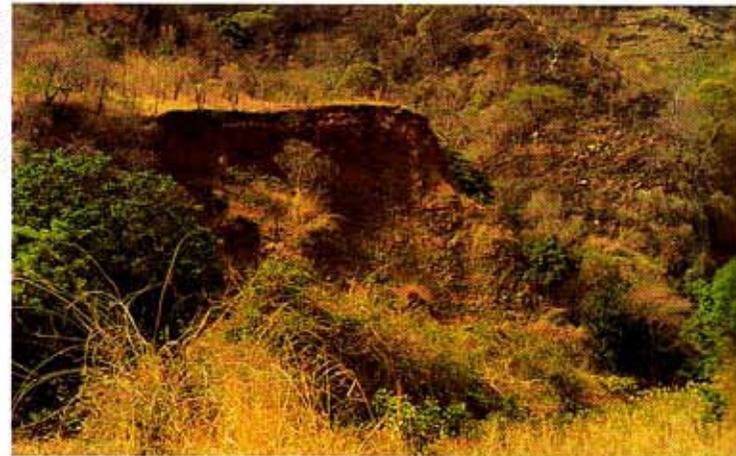
Kurzzeit-Schwankungen des Seespiegels

Der Malawisee ist als dynamisches System, eingeschlossen in eine aktive Grabenbildung, zu betrachten. Die tektonische Depression (= Graben) ist entstanden durch das Zusammentreffen einer Senkung der Grabensohle und Hebung der Grabenschultern. Der größte Teil des Malawi-Beckens ist geflutet; die tektonische Depression ist nicht ausgeglichen (nicht vollständig mit Sedimenten gefüllt). Das Wasser des Sees ist in zwei unterschiedliche Tempera-

turbereiche geschichtet. Im Laufe seiner Evolution wurde eine Reihe von Hauptflüssen in das Malawi-Entwässerungssystem gelenkt, so daß das eigentliche Einzugsgebiet heute mehr als das Doppelte der Seefläche ausmacht. Die gegenwärtigen klimatischen Bedingungen ermöglichen nur einen geringfügigen Zufluß von Frischwasser. Der Wasserstand wird hauptsächlich durch die Abflußrate des Shire-Flusses bestimmt. Das Gleichgewicht zwischen den Zuflüssen und den klimatischen Bedingungen (Niederschlägen) bedingt letztlich, ob ein Grabenbecken durch Frischwasser bis zum Überlauf gefüllt wird (wie zum Beispiel beim Malawisee oder Tanganjikasee) oder ob eine Erhöhung der Salzkonzentration im See eintritt (wie beim Rukwasee und bei einigen salzhaltigen Seen des Rukwa-Grabens).

Ebenso wichtig für eine Langzeit-Stabilität des Höchstwasserstandes ist das Gebiet des Abflusses. Der Abfluß des Malawisees

**5 Alte Flußterrasse entlang des Lupingu-Flusses, Lupingu (Nordostufer).
Abbildungen:
D. Delvaux**



liegt an seiner südlichsten Spitze auf einer Talsohle, während der des Tanganjikasees an seiner Westseite liegt und die Grabenschulter schneidet. Es ist hinreichend bekannt, daß tektonische Langzeitbewegungen zu einer Erniedrigung der Grabensohle und einer Erhöhung der Grabenschulter führen. Für den Malawisee wurde die Erniedrigung der Überlaufschwelle durch Senkung der Grabensohle seit dem Spät-Pleistozän auf über 30 Meter geschätzt. Weiterhin hat der erosive Einschnitt der Überlaufschwelle zur Senkung des Wasserstandes um weitere sieben Meter geführt (Crossley & Davidson-Hirschmann 1982). Diese Senkung des Basis-Wasserstandes führte zum Einschneiden sämtlicher Zuflüsse in ihre Schwemmfächer und hinterließ hochgelegene Terrassen um den gesamten See (etwa bei Lupingu und Ukenju).

Der Rukwasee befindet sich in einem annähernden Gleichgewicht zwischen Niederschlags-Zufluß und jährlichen Verdunstungsverlusten. Hieraus folgt, daß der Wasserstand sehr empfindlich auf klimatische Änderungen reagiert. Saisonale Wasser-

standsschwankungen sind hier zum Beispiel bei einem Hauptniederschlagsereignis von 1100 Millimetern während der Trockenzeit sehr markant. Auf diese Weise kommen Schwankungen von einigen Metern über sehr kurze Zeiträume (zehn Jahre) vor, während längere periodische Schwankungen sieben Meter und mehr betragen. Der Wechsel zu einem feuchteren Klima führt wegen der Limitierung des Überlaufes nicht zu einem gravierenden Anstieg des Wasserspiegels. Andererseits resultieren aus dem Wechsel zu einem trockeneren Klima eine Unterbrechung des Abfließens und eine deutliche Senkung des Wasserspiegels.

Das Becken des Malawisees ist heute bis zum Überlaufniveau gefüllt. Im Jahre 1915 lag der Wasserstand jedoch um einige Meter tiefer, und es floß kein Wasser ab (Crossley 1984). Es konnten drei auf hohe Wasserstände zurückzuführende Ufermarken erkannt werden. Eine überschwemmte Uferli-

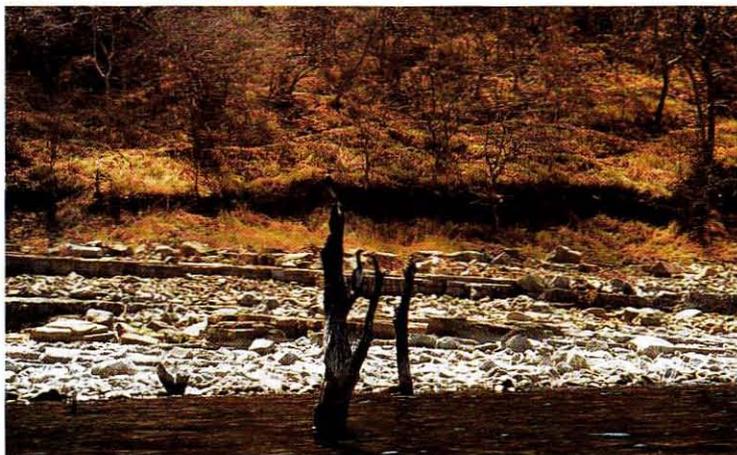
nie wurde an vielen Orten etwa sieben Meter unterhalb des Niedrigwasserstandes von 1915 gefunden. Abgestorbene Baumstämme unter Wasser belegen eine rezente Senkung des Wasserstandes. Nach einer jüngeren Flutwelle 1980 ist der Wasserstand langsam, aber kontinuierlich gesunken. Seit Beginn unserer Feldarbeiten 1989 fiel der Wasserspiegel um ein bis zwei Meter. Dies führt zu Problemen beim Bootsverkehr im Itungi-Hafen und im Nordzipfel des Sees.

Aspekte der Tiefwasser-Habitate

Die Tiefenstruktur des Sees in Verbindung mit den tropischen Klimabedingungen führt zu einer thermalen Schichtung im See mit einem aufliegenden, sauerstoffgesättigten Epilimnion, das bis in 250 Meter Tiefe reicht, und dem darunterliegenden, sauerstofffreien Hypolimnion (Crossley 1984). Nach Eccles (1984) beträgt die Temperatur des tiefen Wassers gleichmäßig um 22,5 °C. Die Temperatur der oberen 60 Meter erreicht während der Regenzeit 27 °C und fällt während der Trockenzeit aufgrund der Ver-

dunstungskälte ab. Im Jahre 1937 näherte sich die Temperatur des Epilimnion dem Hypolimnion-Wert von 22,5 °C, wodurch lokale Vermischungen des Oberflächenwassers mit dem sauerstofffreien (und Schwefelwasserstoff enthaltenden) Tiefenwasser auftraten. Die Folge war ein Massen-Fischsterben an der Küste von Nkhata Bay.

Sonst verhindern die Temperaturunterschiede zwischen Epi- und Hypolimnion eine Durchmischung des Wassers. Bei geringen Differenzen besteht jedoch eine Instabilität der Wassersäule. Hinzuzufügen ist ein Anstieg der Tiefenwassertemperaturen während der jüngsten 33 Jahre um 0,02 °C jährlich (Mueller & Forstner 1973). Die Freisetzung tiefer geothermaler Wässer und Gase (hauptsächlich Kohlendioxid und Methan) sowie das Vorkommen von Gasansammlungen unter nur wenige Meter mächtigen Sedimentschichten könnten aber Faktoren darstellen, die zu einem „Umkippen“



6 Stämme abgestorbener Bäume im See bei Manda, die nun wieder sichtbar werden (Oktober 1993).

der Wassersäule führen. Großvolumige Methanblasen aus der Tiefe würden sauerstoffreiches Tiefenwasser mitreißen, was schwere lokale Vergiftungen zur Folge haben könnte (Ebinger et al. 1993 b).

Schlußfolgerung

Der Malawisee ist ein relativ instabiles lacustrines Tiefwasser-System, das in erster Linie von tektonischen und klimatischen Faktoren abhängt. Das Alter des Sees ist noch nicht genau bekannt. Vermutlich erfolgte die Evolution des Sees in drei Stadien. Die Entwicklung des Malawi-Grabens begann vor 8,6 Millionen Jahren; Tiefwasserbedingungen erreichte der See erst vor 4,5 Millionen Jahren. Am Ende des Pliozäns (vor 1,6 bis 1,0 Millionen Jahren) lag eine Periode tektonischer Instabilität und trockenklimatischer Bedingungen, in der der See fast vollständig austrocknete. Die Kurzzeit-Seespiegelschwankungen beeinflussten die Fauna und Flora nicht wesentlich. Die Wassersäule besitzt eine relativ schwache Stabilität, die in den geringen Unterschieden zwischen den

Temperaturen des Epilimnion und Hypolimnion begründet ist.

Literatur

- Betzler, C., & U. Ring (eingereicht): Nearshore lacustrine sedimentary record of an active rift: the Plio/Pleistocene deposits of Lake Malawi (East African Rift). *Sedimentology*.
- Crossley, R. (1982): Late Cenozoic stratigraphy of the Karonga area in the Malawi rift. *Palaeoecol. Afr.* 15: 139–144.
- (1984): Controls of sedimentation in the Malawi rift valley, Central Africa. *Sedimentary Geology* 40: 33–50.
- , & M. J. Crow (1980): The Malawi rift. In: *Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system*. Accademia Nazionale dei Lincei 47: 77–87. Rome.
- , & S. Davison-Hirschmann (1982): High levels of Lake Malawi during the late Quaternary. In: J. A. Coetsee and E. M. Van Zinderen-Bakker Sr. (Hg.): *Paleoecol. Afr.* 15: 109–115. Rotterdam.
- Delvaux, D. (1991): The karoo to recent rifting in the western branch of the East-African rift system: A bibliographical synthesis. *Mus. roy. Afr. centr. Tervuren* (Belg.), *Det. Géol.-Min., Rapp. ann.* 1989–1990: 63–83.
- & M. Hanon (1993): Neotectonics of the Mbeya area, SW Tanzania. *Mus. roy. Afr. centr. Tervuren* (Belg.), *Dept. Géol.-Min., Rapp. ann.* 1991–1992: 87–97.
- K. Levi, R. Kajara & J. Sarota (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa – North Malawi rift valley (East African rift system). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 16: 383–406.
- De Vos, A. (1994): Pliocene en Kwartaire evolutie van het Livingstone bekken (Malawi rift, Tanzania) afgeleid uit hoge-resolutie reflectieseismische profielen. *Diplom thesis, University of Gent* (Belgium).
- Dypvik, H., H. Nestby, F. Rudent, P. Aagaard, T. Johansson, J. Msindai & C. Massay (1990): Upper paleozoic and mesozoic sedimentation in the Rukwa-Tukuyu region, Tanzania. *J. Afr. Earth Sci.* 11: 437–456.
- Ebinger, C. J., A. L. Deino, R. E. Drake & A. L. Thesa (1989): Chronology of vulcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic provinces, East Africa. *J. Geophys. Res.* 94: 15783–15803.

- , –, A. L. Tesha, T. Becker & U. Ring (1993 a): Tectonic control of rift basin morphology: Evolution of the northern Malawi (Nyasa) rift. *J. Geophys. Res.* 98 (B10): 17821–17836.
- , J. Klerkx, D. Delvaux & A. Wust (1993 b): Evaluation of natural hazards in the northern part of the Malawi rift (Tanzania). *Ibid.*
- Eccles, D. (1974): An outline of the physical limnology of Lake Malawi (Lake Nyasa). *Limnol. Oceanogr.* 19: 730–742.
- Finney, B. P., & T. C. Johnson (1991): Sedimentation in Lake Malawi (East Africa) during the past 10000 years: a continuous paleoclimatic record from the southern tropics. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 85: 351–366.
- Golubev, V., & J. Klerkx (1993): Heat flow in Lake Tanganyika and Lake Malawi. *Mus. roy. Afr. centr. Tervuren* (Belg.), *Dept. Géol.-Min., Rapp. ann.* 1991–1992: 65–72.
- Harkin, D. A. (1960): The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa. *Mem. Geol. Surv. Tanganyika* 11.
- Johnson, T. C., & T. W. Davis (1989): High resolution profiles from Lake Malawi. *Africa. J. Afr. Earth. Sci.* 8: 383–392.
- , & P. Ng'ang'a (1990): Reflections on a rift lake. In: *Lacustrine basin exploration – Case studies and modern analogs*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 50: 113–135.
- King, L. C. (1963): South African scenery. *Edinburgh*.
- Mc Connell, R. B. (1972): Geological development of the rift system of eastern Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83: 2549–2572.
- Morley, C. K., S. M. Cunningham, R. M. Harper & W. A. Wascott (1992): Geology and geophysics of the Rukwa rift, East Africa. *Tectonics* 11: 68–81.
- Muller, G., & U. Forstner (1973): Recent iron ore formation in Lake Malawi, Africa. *Mineral Deposita* 8: 278–290.
- Ring, U., & C. Betzler (im Druck): Architecture, tectonics and sedimentation of the Malawi rift (East Africa). *Zeitschr. D. Geol. Gesellsch.*
- , – & D. Delvaux (1992): Normal vs. strike-slip faulting during rift development in East Africa: the Malawi rift. *Geology* 20: 1015–1081.
- Scholz, C. A., & B. P. Finney (1994): Late Quaternary sequence stratigraphy of Lake Malawi (Nyasa), Africa. *Sedimentology* 41: 163–179.
- & B. R. Rozendahl (1988): Low lake stands in Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa, delineated from multifold seismic data. *Science* 240: 1645–1648.
- Spurr, A. M. M. (1953): The geology of the Songwe river, Mbeya district. *Unpubl. Rep. geol. Surv. Tanganyika*.
- Versteeg, W., A. van Heuverswyn, M. Fernandez-Alonso, P. van Rensbergen, S. Back & J. Klerkx (1993): Tectonics and sedimentation of the northern part of the Livingstone Basin, Lake Nyasa (Tanzania). *Abstract supplement n° 1 to Terra nova* 5: 736.
- Wescott, W. A., W. K. Krebs, D. W. Engelhardt & S. M. Cunningham (1991): New biostratigraphic age dates from the Lake Rukwa rift basin in Western Tanzania. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 75 (7): 1255–1263.
- Williams, T. M., P. J. Henney & R. B. Owen (1993): Recent eruptive episodes of the Rungwe volcanic field (Tanzania) recorded in lacustrine sediments of the Northern Malawi rift. *J. Afr. Earth Sci.* 17: 33–39.