

**Verwitterung und Tonmineralgenese im Kristallin
der Uluguru-Berge, Tanzania**

von

B. SCHWAIGHOFER und H. W. MÜLLER

mit

1 Abbildung, 1 Tabelle und 2 Tafeln

Anschrift der Verfasser:

Univ. Prof. Dr. B. Schwaighofer
Univ. Doz. Dipl. Ing. Dr. H. W. Müller
Institut für Bodenforschung und Baugeologie
Universität für Bodenkultur
Gregor Mendel Straße 33
A-1180 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

33

S. 207-220

Wien, 1986

Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	208
1. Einleitung	208
2. Untersuchungsmethoden	209
3. Morphologisch-geologische Übersicht der Uluguru-Berge	209
3.1. Landschaftsformen	209
3.2. Geologie	210
4. Petrographie der Meta-Anorthosite	212
5. Ergebnisse	212
6. Schlußfolgerungen	214
7. Literatur	215

Zusammenfassung

In den präkambrischen Metamorphiten der Uluguru-Berge in Tanzania wurden zwei Verwitterungsprofile über Meta-Anorthositen bzw. Biotitgneisen untersucht.

Als überwiegende Neubildung konnten in beiden Profilen 7 Å- und 10 Å-Halloysit festgestellt werden; in Profil 2 fand sich zusätzlich Gibbsit.

Die Verwitterungsbedingungen, unter denen die beiden Halloysit-Modifikationen entstanden, entsprechen sowohl dem anzunehmenden Paläoklima als auch den rezenten Verhältnissen mit einer Regenperiode und einer Trockenzeit pro Jahr. Als Endprodukte der unter diesen Bedingungen ablaufenden Verwitterungsprozesse können Gibbsit und Eisenoxide bzw. -hydroxide angesehen werden.

Abstract

Two weathering profiles on the precambrian metamorphic rocks (meta-anorthosite and biotitegneiss) of the Uluguru Mountains (Tanzania) were studied by means of X-ray and scanning electron microscopy.

Predominant neoformations are 7 Å- and 10 Å-halloysite in addition to gibbsite.

The weathering conditions with an annual rainy season and a season of desiccation under which both modifications of halloysite were formed correspond to palaeo and recent climate. The final products of decomposition in this weathering profiles are gibbsite, oxides and hydroxides of iron.

1. Einleitung

Obwohl der ostafrikanische Küstenstaat Tanzania keineswegs als Lieferant von hochwertigen, technologisch verwertbaren Tönen bekannt ist, befindet sich hier dennoch in den Pugu Hills, ca. 35 km westlich von Dar es Salaam, eines der mächtigsten Kaolinvorkommen der Erde. Im Zuge der Untersuchung dieser Lagerstätte bzw. eines möglichen Liefergebietes für die Kaolinsandsteine der Pugu Hills wurden auch die etwa 150 km weiter im Westen gelegenen Uluguru Berge in Betracht gezogen.

Innerhalb dieses metamorphen Kristallingebietes finden sich mehrere hochgelegene Verebnungsflächen, von denen angenommen werden darf, daß sie vor allem während der Zeit Oberkreide-Alttertiär zur Ausbildung mächtiger Verwitterungsprofile

prädestiniert waren (CILEK, 1979). Sicher finden sich heute nur mehr an bestimmten, vor der Erosion geschützten Lokalitäten Reste dieser ursprünglich weit ausgehenden Verwitterungsdecken. Ein Aspekt dieser Studie war es, zu klären, inwieweit zur Bildung der heute zu beobachtenden Verwitterungshorizonte auch die rezenten klimatischen Verhältnisse beigetragen haben.

2. Untersuchungsmethoden

Das unverwitterte Ausgangsgestein wurde anhand von Dünnschliffen lichtoptisch untersucht. Die Bestimmung des Mineralbestandes der Proben aus den Verwitterungshorizonten erfolgte röntgendiffraktometrisch (zur Verfügung gestellt durch Projekt Nr. 1612 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung), wobei der Gesamtmineralbestand an gepulverten, mit Kunstharz versetzten, texturfreien Präparaten erfaßt wurde. Die Tonmineralanalyse der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ wurde an Texturpräparaten durchgeführt. Die semiquantitative Auswertung der Röntgendiffraktogramme erfolgte aufgrund der Peakflächen mittels geeigneter Korrekturfaktoren (RIEDMÜLLER, 1978).

Für die mikromorphologischen Untersuchungen stand ein Rasterelektronenmikroskop Cambridge Stereoscan S 4 (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt Nr. 4264) zur Verfügung, in dem das ungestörte, lufttrockene Probenmaterial nach Gold-Besputterung analysiert wurde.

Die Farbbestimmung der einzelnen Verwitterungshorizonte erfolgte entsprechend der Standard Soil Color Chart.

3. Morphologisch-geologische Übersicht der Uluguru-Berge

3.1. Landschaftsformen

Unvermittelt und steil erhebt sich aus der Küstenebene Ost-Tanzanias das Kristallinmassiv der Uluguru-Berge (Bd. 1, T. 1). Sie bilden eine deutlich abgrenzbare morphologische Einheit, die sich über mehr als 5.000 km^2 erstreckt mit einer N-S-Ausdehnung von über 80 km und einer in W-E-Richtung von ca. 65 km. Innerhalb der Gebirgsgruppe können morphologisch einzelne Ketten und dazwischenliegende Plateaubereiche gegliedert werden. Der Kimhandu ist mit 2.650 m die höchste Erhebung, der Ost- und Südabfall des Massivs ist steil und geht in eine stark gegliederte Pedimentfläche über. Nach N bzw. NW fällt das Gebirge rasch ab auf eine Ebene, die sich zwischen 460 und 550 m Seehöhe befindet.

Im Uluguru-Massiv können zwei hochgelegene Verebnungsflächen deutlich unterschieden werden. Zwischen 2.500 und 2.530 m befindet sich das Plateau von Lukwangule und etwas tiefer, in ca. 1.600 m Seehöhe, liegt die Verebnungsfläche von Kimbuko und Chenzema. Aus diesem Bereich kommt der Großteil unseres Untersuchungsmaterials. Hier haben sich die Erosionsleistungen wesentlich intensiver ausgewirkt, sodaß mitunter bereits ein sehr reifes Relief entstanden ist.

Die Ausbildung der heutigen Landschaftsformen geht nicht nur auf die unterschiedlichen Gesteinsfestigkeiten zurück, sondern sicher auf tektonische Verstellungen, die bis in die allerjüngste Zeit andauern. Schon von JANENSCH (1927) stammt

die Ansicht, daß die Haupthebungsphase der Uluguru-Berge sehr wahrscheinlich im mittleren Tertiär liegt, da sonst das Gebirge bereits wieder vollkommen abgetragen worden wäre. Allerdings dürften die Ulugurus einige Male, und zwar blockförmig, gehoben worden sein, wobei die frühesten Bewegungen möglicherweise schon mit der Anlage des Karroo-Beckens im E zusammenfallen. Die tektonischen Hauptstrukturen sind N-S streichende Störungen, an denen es zu schollenartigen Hebungen gekommen ist. Zusammen mit schwächeren Verstellungen an W-E verlaufenden Bruchlinien dürften sie auch die Ursache sein für den ungewöhnlichen, spiralförmigen Verlauf des Mgeta-Flusses.

Der Mgeta besorgt mit seinen zahlreichen, oft stark verzweigten Zubringergerinnen die Hauptentwässerung aus den zentralen Bereichen des Massivs. Die Flußtäler folgen vielfach über längere Strecken Gesteinsgrenzen, und zwar vor allem dort, wo härtere Komplexe an weichere Formationen stoßen. Auch für den Verlauf des Ruvu, der in den östlichen Uluguru-Bergen das Hauptgerinne darstellt, ist ein mehrmaliger Wechsel anzunehmen und seine heutige Form ist das Ergebnis der unterschiedlichen tektonischen Verstellungen.

Die klimatischen Verhältnisse im Uluguru-Massiv zeigen, entsprechend den unterschiedlichen Höhen, beträchtliche Schwankungen. Generell beträgt die Niederschlagshöhe über 150 cm pro Jahr, während in den Ebenen rings um das Gebirge nur durchschnittlich 90 cm Niederschläge fallen.

Das unmittelbare Untersuchungsgebiet zwischen Mgeta und Chenzema (siehe Abb. 1) liegt höhenmäßig zwischen 1.070 und 1.680 m mit jährlichen Niederschlagswerten von 95 bzw. 130 cm. Die Maximalwerte liegen im April mit 20 bzw. 29 cm, die Minimalwerte im Juli und August mit 0,33 bzw. 0,43 cm.

Die Bodenentwicklung hängt in den Ulugurus u. a. auch mit der Vegetation bzw. mit der Bevölkerungsverteilung zusammen. Ursprünglich ist fast für das ganze Massiv eine ± dichte Waldbedeckung anzunehmen, durch verschiedene Kultivierungsmaßnahmen ist aber die natürliche Vegetation bereichsweise stark zurückgedrängt worden, was verschiedentlich zu einer intensiven Bodenerosion geführt hat. Die Bevölkerung zog sich aus diesen Gebieten weitgehend zurück, und so finden sich heute in vielen Bereichen grasbestandene Hügellandschaften mit einer äußerst dürrtigen Bodenentwicklung (LUNDGREN, 1978).

3.2. Geologie

Generell können die Gesteine, die die Uluguru-Berge aufbauen, in drei Gruppen gegliedert werden: präkambrisches Grundgebirge, Sedimente der Karroo-Formation und neogene Ablagerungen.

Die jungen Ablagerungen finden sich vor allem in den Ebenen am Nord- bzw. Südostrand des Gebirges. Neben den Alluvionen beinhalten sie auch Kalke, Sande, Tone und z. T. intensiv gefärbte rote Bodenbildungen. Reste davon finden sich verschiedentlich auch auf alten Verebnungsflächen innerhalb des Gebirgsmassivs.

Die Karroo-Formation, die am SE-Rand des Gebirges auftritt, setzt sich aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern zusammen. Die Möglichkeit einer fluvio-glazialen Entstehung dieser Sedimente steht noch in Diskussion.

Das präkambrische Grundgebirge kann je nach dem Ausgangsmaterial in Metamorphite mit sedimentärer oder magmatischer Herkunft bzw. in Ganggesteine unterteilt werden.

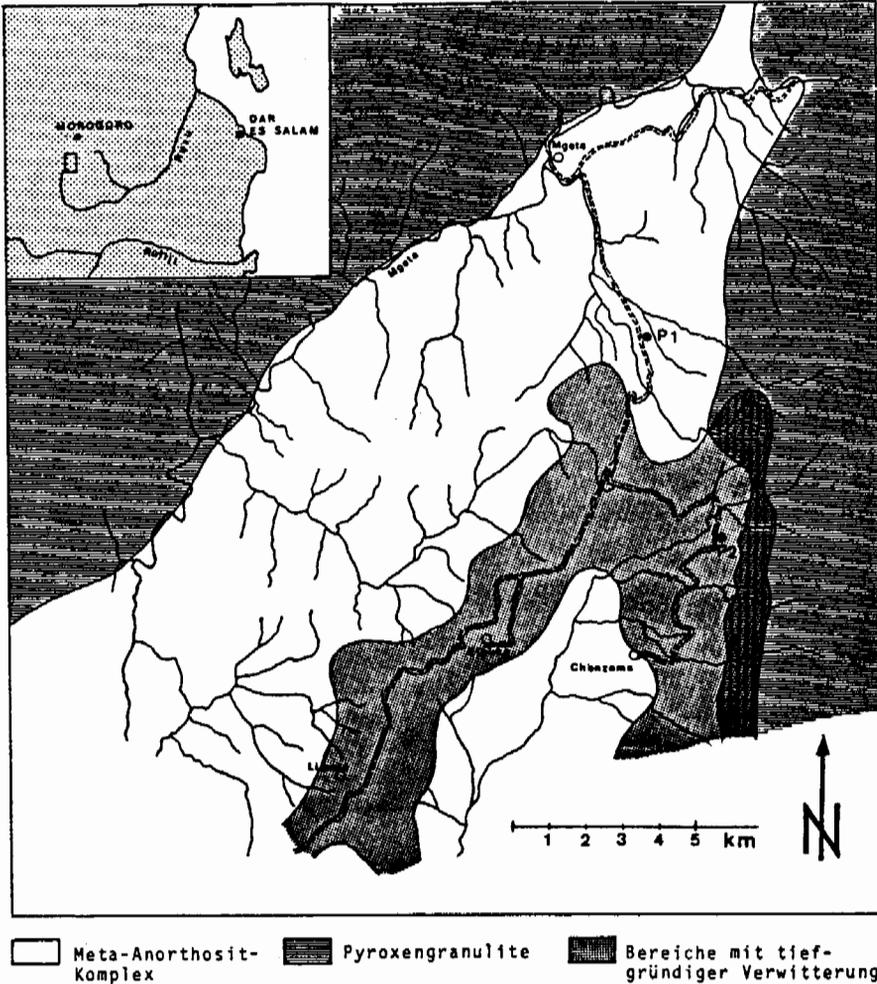


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze des Untersuchungsgebietes

Da es bisher nicht möglich war, innerhalb der Gesteine des präkambrischen Grundgebirges eine stratigraphische Gliederung durchzuführen, muß die Einteilung in einzelne Gesteinsgruppen weiterhin auf lithologischer Basis erfolgen.

Demnach wird der Hauptanteil der Uluguru-Berge von Gesteinen der Granulitgruppe aufgebaut, wobei hier noch differenziert werden kann in Hornblende-, Pyroxen-, Disthengranulite, etc.

Während am Ostrand des Massivs Marmore in verschiedenster Form anstehen, finden sich im NW- und NE-Teil unterschiedlich zusammengesetzte Gneise.

Innerhalb der Granulite liegt im zentralen Bereich des Gebirges, im Raum von Mgeta, Kibuko, Chenzema und Chigarafumi (siehe Abb. 1) eine größere Scholle von Meta-Anorthositen. Die vorliegende Studie behandelt die Untersuchung von Verwitterungsprofilen über diesen Metamorphiten und ihren Nebengesteinen.

Bezüglich der tektonischen Strukturen in den Uluguru-Bergen haben bereits die ersten Untersuchungen von KRENKEL (1925) und JANENSCH (1927) ergeben, daß hier Bruchlinien und Verwerfungen wesentlich jünger sind als die Verformungen durch Aufwölbungen und Faltenbildungen und diese stark überprägen. Die von SAMPSON & WRIGHT (1964) vorgelegte Strukturkarte zeigt Lineamente in NNW–SSE Richtung als Hauptstörungslinien. Gerade in dem von uns näher untersuchten Bereich zwischen Mgeta im Norden und Chingarafumi im Süden wird auch durch zahlreiche Pegmatitgänge diese tektonische Hauptstruktur nachgezeichnet. Dazu kommen im wesentlichen W–E gerichtete Störungslinien als zweitwichtigste Strukturelemente. Die unterschiedlichen Bewegungen und Verstellungen, die zur Ausbildung des heute vorliegenden Landschaftsbildes mit beigetragen haben, begannen sicher bereits prä-Karoo und dauerten bis ins Quartär, dürften aber ihr Maximum während Jura und Kreide gehabt haben (HARPUM, 1970).

4. Petrographie der Meta-Anorthosite

Der eigenständige Komplex der Meta-Anorthosite als von Granuliten umgebene Schollen im zentralen Bereich der Uluguru-Berge wurde bereits bei den ersten geologischen Untersuchungen dieses Gebirgsmassivs erkannt (WILLIAMS & SKERL, 1940; HARPUM, 1955). Die bislang ausführlichste Beschreibung stammt von SAMPSON & WRIGHT (1964).

Die frischen, noch völlig unverwitterten Meta-Anorthosite zeigen eine helle, vorwiegend aus Feldspat bestehende Grundmasse, in der durch die lagige Anordnung der dunklen Gemengteile (Amphibole, Pyroxene, Granat) die Schieferungsstruktur deutlich nachgezeichnet wird. Hauptbestandteile sind Plagioklase, die nach den Untersuchungen von SAMPSON & WRIGHT (1964) einen Anorthositgehalt zwischen 26 und 68 % aufweisen, überwiegend aber der Zusammensetzung nach einem Labrador entsprechen. Das mikroskopische Dünnschliffbild zeigt unzersetzte, verzwilligte Plagioklase im Verband mit Granat und Hornblende. Weitere Gemengteile sind Pyroxene (vorwiegend Diopsid und Hypersthen), Biotit, Muskowit, Skapolit, Spinell und Eisenerze (Ilmenit und Magnetit). Akzessorisch erscheinen Apatit, Rutil, Zirkon und Di-sthen.

Die von SAMPSON & WRIGHT (1964) durchgeführten petrochemischen Analysen zeigen bei den Hauptelementen folgende Durchschnittswerte: SiO_2 53,29 %, Al_2O_3 26,42 %, CaO 10,16 %. Die relativ niederen Si-, bzw. hohen Al- und Ca-Gehalte entsprechen durchaus den Werten, wie sie für Anorthosite vom Adirondack-Typ aus der Literatur bekannt sind (BROWN, 1979).

5. Ergebnisse

Zur Untersuchung gelangten zwei Verwitterungsprofile an der Straße von Mgeta nach Chenzema (siehe Abb. 1). Profil 1 befindet sich oberhalb der Ortschaft Mgeta in 1.340 m SH. In dieser Verwitterungssequenz wurden vom Liegenden zum Hangenden vier Proben genommen. Die Basis bildet ein in situ verwitterter, sandig zerfallender Meta-Anorthosit (Probe 1/1 – 2,5Y 5/6). Darüber liegt ein ca. 1 m mächtiger \pm einheitlich braun gefärbter Verwitterungshorizont (Probe 1/2 – 5YR 5/8).

Im Hangenden findet sich ein allmählicher Übergang zu einem intensiv ziegelrot gefärbten, rotlehmartigen Verwitterungshorizont (Probe 1/3 – 2,5YR 5/6), der im obersten Bereich von einer braungelb gefleckten, rezenten Bodenbildung (Probe 1/4 – 7, 5YR 6/6) unter Gras- und Buschvegetation abgeschlossen wird. Die Ergebnisse der mineralogischen Analysen sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Profil 2 liegt in einem größeren Aufschluß entlang der Straße nach der Abzweigung nach Chenzema in 1.675 m SH (siehe Abb. 1). Die Basis bildet ein stark verwitterter, aufgemürbter Biotitgneis (Probe 2/1 – Farbe: weiß mit dunklen Biotitaggrenen), in dem noch besser erhaltene, biotitreiche Schlieren und Linsen stecken. Darüber befindet sich ein vollkommen verwitterter, sandig zerfallender, rotbrauner Meta-Anorthosit (Probe 2/2 – Farbe: stark gefleckt). Im Hangenden tritt ein feinsandiger, glimmerführender, intensiv rot gefärbter Verwitterungsboden auf (Probe 2/3 – I OR 5/8).

Die Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen finden sich ebenfalls in Tabelle 1.

Proben Nr.	Gesamtmineralbestand	Tonminerale in der Fraktion < 2 μm , Rel. %			
		Halloysit 7 \AA	Halloysit 10 \AA	Vermikulit	
Profil 1	1/4	Halloysit	81	19	
	1/3	Halloysit	90	10	Sp.
	1/2	Halloysit	79	21	Sp.
	1/1	Halloysit, Plagioklas, Granat, Hornblende Sp., Quarz Sp.	65	35	Sp.
Profil 2	2/3	Halloysit, Gibbsit, Hämatit	59	41	
	2/2	Halloysit, Gibbsit, Geothit	52	48	
	2/1	Feldspat 40 %, Schichtsilikate 34 %, Quarz 26 %, Gibbsit Sp.	29	71	Sp.

Tabelle 1: Mineralogische Analysen aus Profil 1 und Profil 2 (siehe Text).

Der Basishorizont von Profil 1 enthält noch geringfügige Mengen der Primärminerale Plagioklas, Granat und Quarz. Quarz findet sich üblicherweise in Meta-Anorthositen nur in geringsten Anteilen, infolge der verwitterungsbedingten Auflösung der weniger resistenten Hauptbestandteile reichert er sich aber relativ an. Vorherrschender Gemengteil ist auch in diesem basalen Horizont bereits das neugebildete Tonmineral Halloysit, das in den drei hangenden Horizonten neben Eisenoxiden und Spuren von Vermikulit als überwiegender Bestandteil auftritt. Neben der 7 \AA -Modifikation findet sich in geringeren Anteilen auch 10 \AA -Halloysit, wobei sich von der Basis zu den hangenden Horizonten hin das Verhältnis stark zum 7 \AA -Halloysit verschiebt.

Auch im Profil 2 treten im basalen Horizont noch die Primärminerale Feldspat, Glimmer und Quarz auf (Ausgangsmaterial ist hier ein Biotitgneis), vorherrschend erscheinen aber doch bereits Verwitterungsneubildungen (Halloysit). In den darüber liegenden Horizonten finden sich dann ausschließlich Sekundärminerale, wobei wieder Halloysit (in 7 \AA - und 10 \AA -Modifikation) dominiert. Untergeordnet treten auch Gibbsit und Eisenoxide auf.

Die mikromorphologischen Untersuchungen im Rasterelektronenmikroskop brachten eine Bestätigung bzw. Erweiterung der Röntgendiffraktometer-Ergebnisse.

Die Bilder 1, 2, 3 der Tafel 1 aus dem Basishorizont in Profil 1 zeigen charakteristische Auflösungsstrukturen von Hornblenderesten, die sich innerhalb der feinkörnigen Grundmasse befinden. Kennzeichnend sind die spitzpyramidale Auflösungen, über denen sich dünne Krustenbildungen entwickelt haben. Die Internstruktur der äußeren Krustenbereiche zeigt die intensive Neubildung von Halloysit.

Auf den Bildern 4, 5, 6 der Tafel 1 aus den hangenden Verwitterungshorizonten sind innerhalb der Grundmasse Pseudomorphosen von Primärmineralen zu erkennen, die durchwegs ebenfalls zu Halloysit umgewandelt sind.

Im Basishorizont von Profil 2 erscheinen in Hohlräumen von angeätzten Primärmineralen (Feldspat) Aggregate von neugebildetem Halloysit und Gibbsit (Bilder 1, 2, 3; Tafel 2). In den hangenden Horizonten finden sich auf amorphen Krustenbildungen stäbchenförmige Halloysite (Bild 4, Tafel 2); zwischen Halloysitaggregaten treten idiomorphe Gibbsitkristalle auf (Bild 5, Tafel 2). Auf den Oberflächen der noch erhaltenen Reste von Schichtsilikaten sind Neubildungen von stäbchenförmigen und gerundeten Halloysiten zu beobachten (Bild 6, Tafel 2).

6. Schlußfolgerungen

Wesentliche Neubildung in den untersuchten Verwitterungsprofilen ist Halloysit, der sowohl in der 7\AA - als auch in der 10\AA -Form vorliegt. Die unterschiedlichen Klimabedingungen mit den wechselhaften geochemischen Verhältnissen und auch die doch verschieden zusammengesetzten Ausgangsgesteine erklären die Dominanz dieser bei den Halloysit-Modifikationen (PARHAM, 1969; KELLER, 1978).

Die jeweilige Bildungsrate des 7\AA - bzw. des 10\AA -Halloysits ist einerseits abhängig vom mittleren Jahresniederschlag andererseits aber auch von der Entwässerung während der zwischenzeitlichen Trockenperioden (SIEFFERMANN & MILLOT, 1969). Die im Profil 1 festgestellte Abfolge im Verhältnis der beiden Halloysit-Modifikationen entspricht den heute herrschenden Verwitterungsbedingungen und kann auf die von der Oberfläche her einwirkende Austrocknung zurückgeführt werden (MINATO & AOKI, 1979; MÜLLER et al., 1984).

Hinsichtlich des Bildungsmechanismus für den Halloysit ergaben die mikromorphologischen Untersuchungen, daß es offenbar stets vorerst zur Ausbildung einer amorphen Kruste kommt, aus der in einer zweiten Phase durch Rekristallisation die Halloysitneubildungen entstehen.

Die Dominanz dieses Tonminerals bei den verwitterungsbedingten Neubildungen erklärt sich auch aus der Tatsache, daß Halloysit nicht nur aus den Feldspäten, sondern auch bei der Auflösung der weiteren Hauptgemengteile Hornblende bzw. Pyroxen entstehen kann.

Anders als im Profil 1, wo mit der Entstehung des Tonminerals Halloysit die verwitterungsbedingten Neubildungen bereits zum Abschluß gekommen sind, findet sich im Profil 2 zusätzlich auch noch Gibbsit. Hier ist also die Intensität der Verwitterung noch weiter fortgeschritten, da die Gibbsit-Entstehung das letzte Stadium der Auflösung von Al-Silikaten kennzeichnet (KELLER, 1978). Hier müssen also stärkere Lösungsbedingungen geherrscht haben, sodaß auch ein Teil des Siliziums abgeführt wurde. Auf jeden Fall ist Gibbsit hier im Profil 2 ebenfalls in einem wechselfeuchten Kli-

ma gebildet worden. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den Untersuchungen von SHERMAN (1952), wonach Gibbsit sowie auch andere Bauxitminerale nur unter einem gleichmäßig feuchten Klima entstehen können.

Der stets nur in Spuren erscheinende Vermikulit entstand als Neubildung aus Biotit entweder aus Meta-Anorthosit (Profil 1) oder Gneis (Profil 2).

Das Auftreten des Eisenoxidminerals Hämatit im hangenden Verwitterungshorizont von Profil 2 ist wieder ein Hinweis auf eine stärkere zwischenzeitliche Austrocknungsphase (SCHWERTMANN, 1969).

Danksagung

Die für die vorliegenden Untersuchungen erforderlichen Bereisungen erfolgten im Rahmen des Forschungsprojektes Nr. 4958 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

7. Literatur

- BROWN, A. H.: Geochemistry. — Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. Y., 1979.
- CILEK, V.: The origin and development of primary and secondary kaolin deposits in Tanzania. — Rozpravy Acad., 89, 62 p., Prag 1979.
- HARPUM, J. R.: Recent investigations in prae-Karoo-Geology in Tanganyika. — C. R. Reunion de Nairobi, Assoc. Serv. geol. Afr., 165–218, 1955.
- Summary of the geology of Tanzania, Part V: Structure and Geotectonics of the Precambrian. — Mem. Geol. Surv. 1., 1970.
- JANENSCH, W.: Beitrag zur Kenntnis der Karru-Schichten im östlichen Deutsch-Ostafrika. — Palaeontographica, Suppl. VII, Reihe II, Teil I, Lfg. 3, 109–142, 1927.
- KELLER, W. D.: Classifications of kaolin exemplified by their textures in scan electron micrographs. — Clays and Clay Minerals, 26, No. 1, 1–20, 1978.
- KRENKEL, E.: Geologie Afrikas. — Berlin 1925.
- LUNDGREN, L.: Studies of soil and vegetation development on fresh landslide scars in the Mgeta Valley. Western Uluguru Mountains, Tanzania. — Geografiska Annaler 60A, 91–127, 1978.
- MÜLLER, H. W., RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B.: Weathering products of andesitic rocks from Sulawesi, Indonesia. — Clay Minerals 19, 21–28, 1984.
- MINATO, H. & AOKI, M.: Rate of transformation of halloysite to metahalloysite under hydrothermal conditions. — Proc. Int. Clay Conf. Oxford, 619–627, 1979.
- PARHAM, W. E.: Halloysite-rich tropical weathering products of Hongkong. — Proc. Int. Clay Conf. Tokyo 1, 403–416, 1969.
- RIEDMÜLLER, G.: Neoformations and transformations of clay minerals in tectonic shear zones. — Tschermaks Min.-Petr. Mitt., 25, 219–242, 1978.
- SAMPSON, D. N. & WRIGHT, A. E.: The geology of the Uluguru Mountains. — Bull. Geol. Surv. Tanzania 37, 69 p., 1964.
- SCHWERTMANN, U.: Die Bildung von Eisenoxiden. — Fortschr. Miner. 46, 274–285, 1969.
- SHERMAN, G. D.: The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays. Clay and laterite genesis. — Am. Inst. Min. Met., 154–161, 1952.

- SIEFERMANN, G. & MILLOT, G.: Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon: alophanes, halloysite, metahalloysite, kaolinite and gibbsite. — Proc. Int. Clay Conf. Tokio 1, 417–430, 1969.
- WILLIAMS, G. J. & SKERL, A. F.: Mica in Tanganyika Territory. — Bull. Geol. Surv. Tanganyika, 14, 1940.

Manuskript eingelangt am 25. März 1986
angenommen am 14. Juni 1986

TAFEL 1

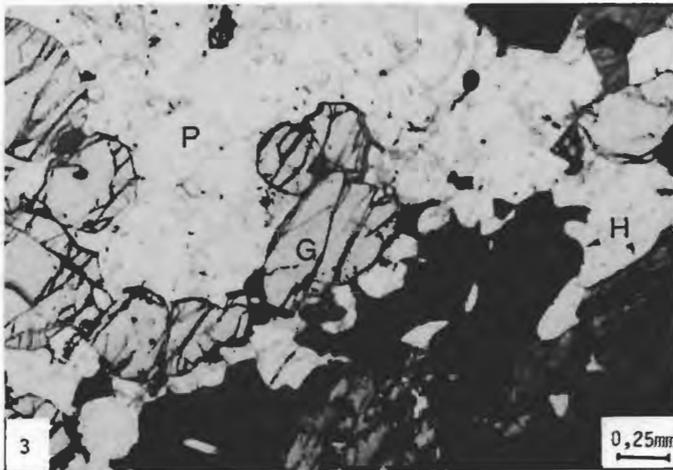
- Bild 1: Nordostabfall der Uluguru-Berge zu den jungen Sedimenten der Küstenebene.
- Bild 2: Unverwitterter Meta-Anorthosit: feldspatreiche Grundmasse mit schiefungsparallel angeordneten Linsen von Amphibolen, Pyroxen, Granat und Erzmineralen.
- Bild 3: Verwitterungsprofil 1, Probe 1/1 - das Dünnschliffbild zeigt unzersetzte Plagioklase (P) im Kornverband mit Granat (G) und Hornblende (H).

TAFEL 2

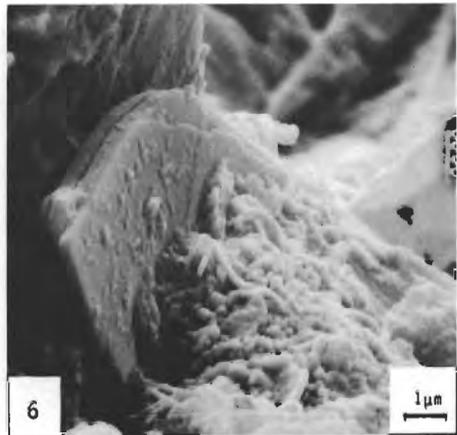
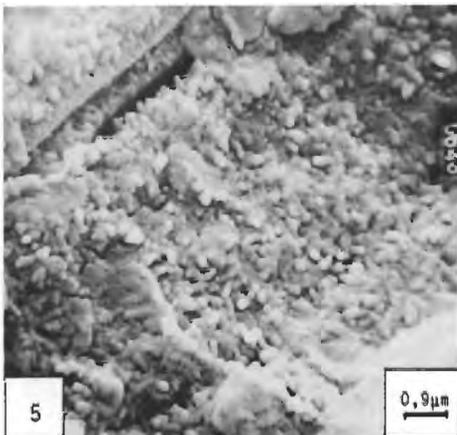
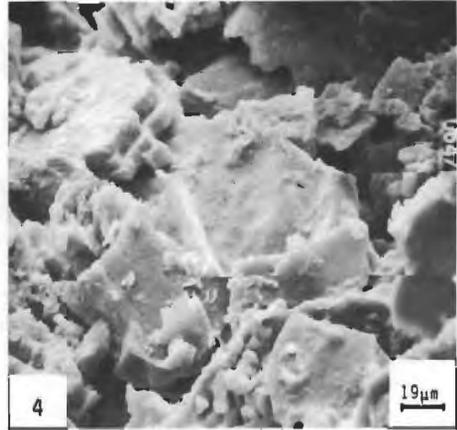
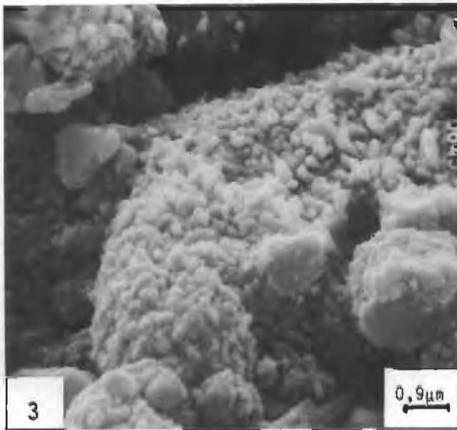
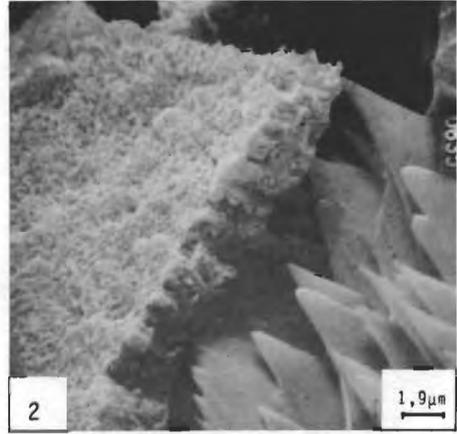
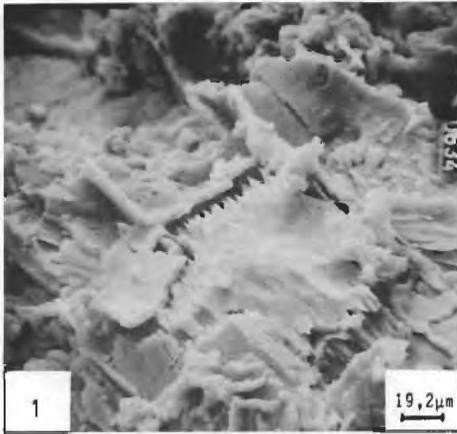
- Bild 1 und 2: Verwitterungsprofil 1, Probe 1/1 – Reste von Hornblendekristallen mit randlichen spitzpyramidalen Auflösungen; davon abgelöst finden sich Krustenbildungen mit Neustrukturierungen an der Oberfläche.
- Bild 3: Detail aus den Krustenbildungen – als Neukristallisation erscheinen stäbchenförmige Halloysite.
- Bild 4, 5 und 6: Verwitterungsprofil 1, Proben 1/2 und 1/3 – innerhalb der locker strukturierten Grundmasse finden sich Pseudomorphosen verschiedener Primärminerale, die weitgehend zu Halloysit umgewandelt sind.

TAFEL 3

- Bild 1, 2 und 3: Verwitterungsprofil 2, Probe 2/1 – in Hohlräumen und auf den Oberflächen der noch vorhandenen Reste von Primärmineralen finden sich Neubildungen von stäbchenförmigem Halloysit und idiomorph ausgebildetem Gibbsit.
- Bild 4 und 5: Verwitterungsprofil 2, Probe 2/2 – Neukristallisation von stäbchenförmigem Halloysit aus amorphen Krustenüberzügen.
- Bild 5: Verwitterungsprofil 2, Probe 2/2 – in einem fortgeschrittenen Verwitterungsstadium finden sich neben neugebildeten Halloysiten idiomorphe Gibbsitkristalle.
- Bild 6: Verwitterungsprofil 2, Probe 2/3 – kugel- und stäbchenförmige Halloysitbildungen auf Resten von Glimmerblättchen.



TAFEL 2



TAFEL 3

