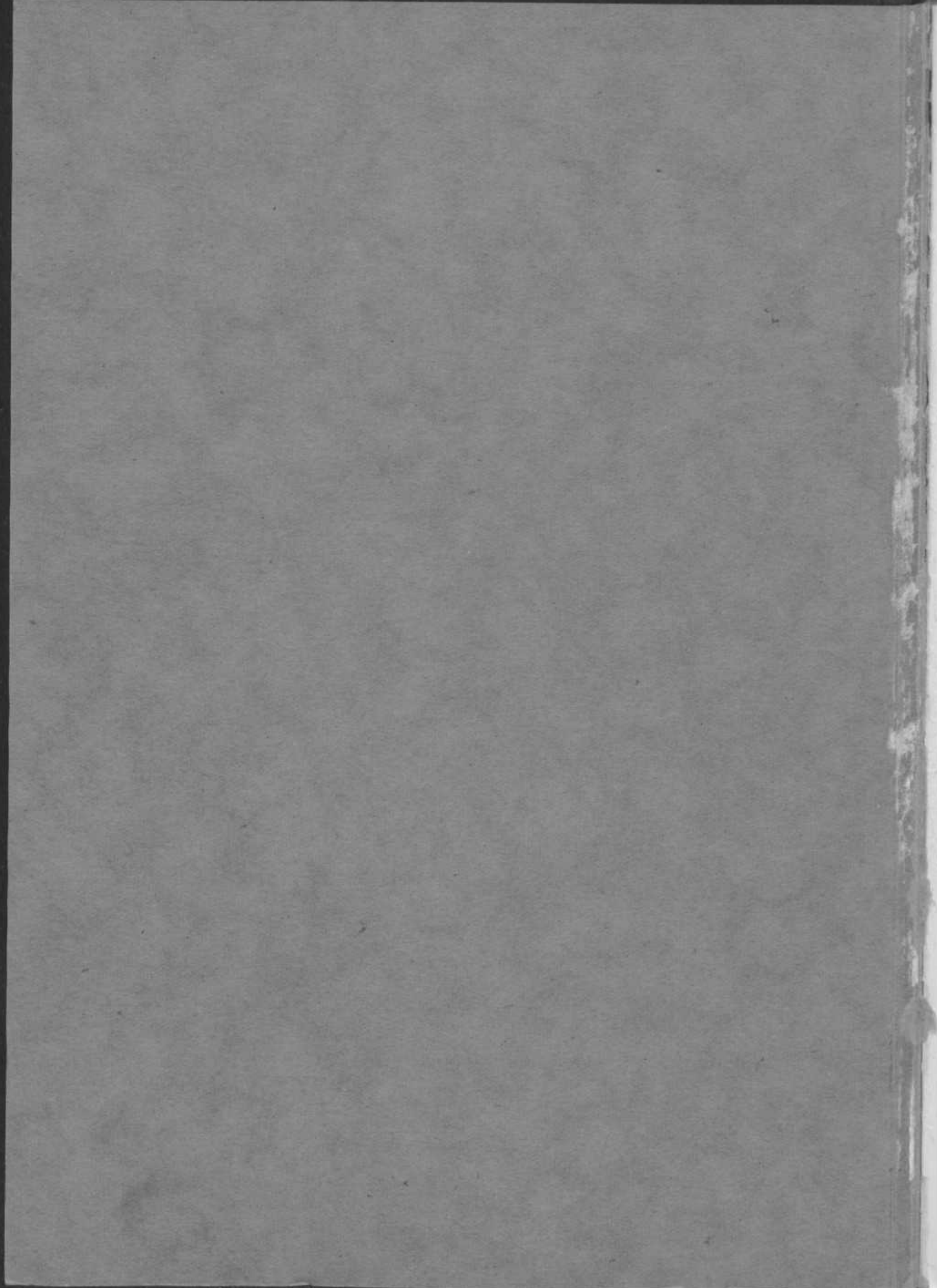


GEOLOGIE DES MOLLOGEBIRGES UND
EINIGER BENACHBARTER GEBIETE

(NIEDERLÄNDISCH TIMOR)

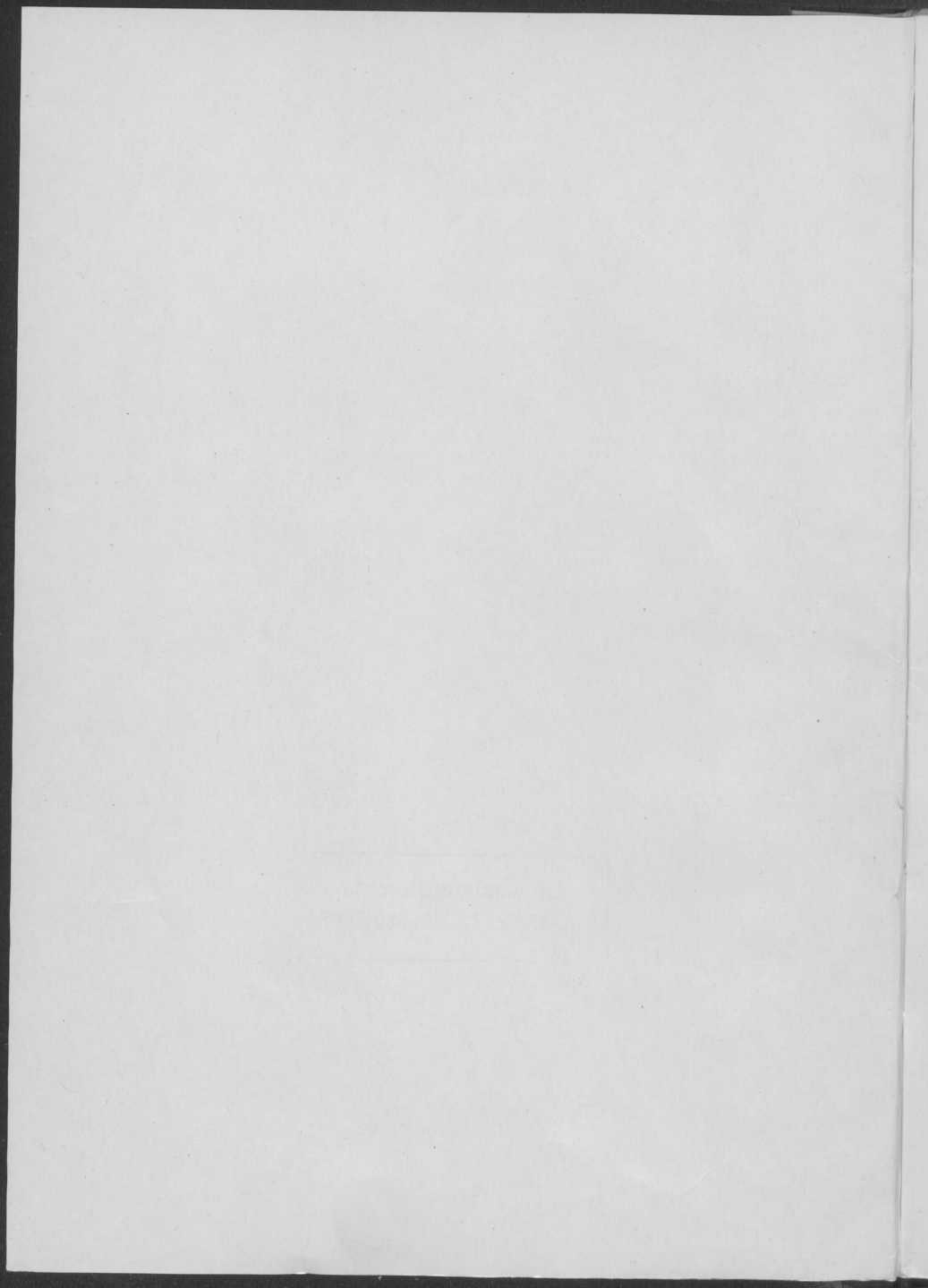
D. TAPPENBECK



Openbare Bibliotheek v. Amsterdam
27-5-39

UNIVERSITEIT UTRECHT
BIBLIOTHEEK CENTRUM UITHOF

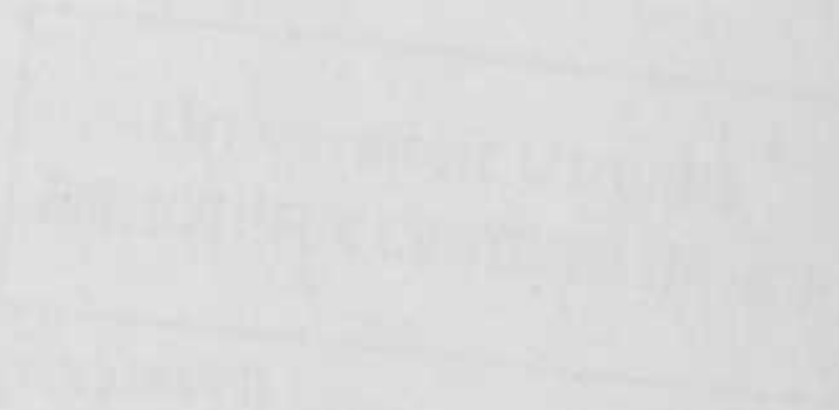
Universiteit Utrecht
BIBLIOTHEEK CENTRUM UITHOF



GEOLOGIE DES MOLLOGEBIRGES UND
EINIGER BENACHBARTER GEBIETE
(NIEDERLÄNDISCH TIMOR)

ADRIANUS J. VAN DIJK
DE VERBODEN VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN
DE WET VAN DE WET VAN DE WET VAN

GEOLOGIE DES MOLLOGEBIRGES UND
EINIGER BENACHBARTER GEBIETE
(NIEDERLÄNDISCH TIMOR)



CHRONIK DER SCHULE
FÜR DIE JAHRE 1900/01
UND 1901/02

III C.g.1

GEOLOGIE DES MOLLOGEBIRGES UND EINIGER BENACHBARTER GEBIETE

(NIEDERLÄNDISCH TIMOR)

ACADEMISCH PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
OP GEZAG VAN DEN RECTOR-MAGNI-
FICUS Mr. P. A. J. LOSECAAT VERMEER,
HOOGLEERAAR IN DE FACULTEIT DER
ECONOMISCHE WETENSCHAPPEN, IN HET
OPENBAAR TE VERDEDIGEN IN DE AULA
DER UNIVERSITEIT OP WOENSDAG
10 MEI 1939, DES NAMIDDAGS TE 4 UUR

DOOR

DIETRICH TAPPENBECK

GEBOREN TE NOORDWIJK AAN ZEE

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK UTRECHT



3706 8602



AMSTERDAM — 1939

N.V. NOORD-HOLLANDSCHE UITGEVERS MAATSCHAPPIJ

Universiteit Utrecht
BIBLIOTHEEK CENTRUM UITHOF

GEOLOGIE DES MOLLOGEBIRGES UND EINIGER BENACHBARTER GEBIETE

NIEDERLÄNDISCH-TIMOR

ADOLFSONNEN HOLLAND

DE WETENSCAPEN EN LETTEREN
VAN DEN NEDERLANDSCHEN
INDIËN EN NEDERLANDSCH-
TIMOR. DEEL IV. 1891.

1891

DE WETENSCAPEN EN LETTEREN

VAN DEN NEDERLANDSCHEN



AMSTERDAM — 1891

AM. ACQUISITION DEPARTMENT LIBRARY OF MASSACHUSETTS

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK
VAN AMSTERDAM

AAN MIJN OUDERS.

ANNALS OF THE

Bij het beëindigen van dit proefschrift betuig ik mijn dank aan allen, die tot mijn wetenschappelijke vorming hebben bijgedragen, vooral aan U, Hoogleraren van de Faculteit der Wis- en Natuurkunde.

Een woord van bijzonderen dank, Hooggeleerde BROUWER, past mij tegenover U, mijn leermeester en promotor. De leiding, die Gij aan mijn studie hebt gegeven en den steun, dien ik bij het tot stand komen van mijn proefschrift van U mocht ondervinden, stel ik op hoogen prijs. Een dankbare herinnering zal ik steeds behouden aan den tijd, dat ik onder Uwe leiding in Zuid-Spanje en later op Timor geologisch veldwerk mocht verrichten.

Zeer veel dank ben ik ook verschuldigd aan U, Hooggeleerde GERTH, voor de hulp en wetenschappelijke voorlichting, die ik van U mocht ontvangen.

SAMENVATTING.

Dit proefschrift bevat de resultaten van mijn onderzoekingen, die van Juli tot November 1937 op het eiland Timor werden verricht. In de eerste plaats werd het in het gelijknamige landschap in Midden-Nederlandsch-Timor liggende Mollo-gebergte geologisch onderzocht en in kaart gebracht. Daarbij werd vooral het verband bestudeerd tusschen de kristallijne schisten en de over deze transgredeerende jong-mesozoïsche en oud-tertiaire formaties aan den eenen kant, en de Sonnebaitserie, in hoofdzaak bestaande uit bathyale mesozoïsche afzettingen in chaotische ligging, de Keknenoserie, die vooral Trias en Perm in flysch-facies bevat, alsmede de fatoe's, waarvan de boventriadische rifkalken het hoofdbestanddeel vormen, aan den anderen kant. Later werd nog een bezoek gebracht aan het Lalan-Assoe-gebergte, dat als de zuidwestelijke voortzetting van het Mollo-gebergte beschouwd moet worden en aan het verder noordelijk gelegen kleine Booi-gebergte. Hoewel deze gebieden een sterk op het Mollo-gebergte gelijkenden bouw vertoonen, wijken zij toch in enkele opzichten daarvan af, bijv. doordat de mariene en vulkanische afzettingen van het Oud-Mioceen hier een groote verspreiding hebben.

Het hoofdbestanddeel der genoemde drie gebergten vormen de *kristallijne schisten*; deze zijn door hun metamorf karakter steeds duidelijk van de overige formaties te scheiden. Overgangen van kristallijne schisten naar permische sedimenten en eruptiva, zooals die door MOLENGRAAFF van het naburige eiland Letti beschreven zijn, werden nergens waargenomen.

Naast groenschisten (verschillende types van amphibolieten en epidootchlorietschisten), die het hoofdbestanddeel der kristallijne schisten vormen, komen ook gneizen, glimmerschisten en fyllieten voor. In het Mollo-gebergte werden o.a. granaatstauolietschisten, granaatdistheenschisten, glaukofaan- en piemontietschisten gevonden. De schisten zijn veelal zeer rijk aan kooldeeltjes. Voorts komt in het Booi-gebergte samen met plagioklaasamfiboliet een fraaie granaatcordiërietdistheenspinelgneis voor.

De ouderdom der kristallijne schisten is zeker ouder dan jong-mesozoïsch, aangezien afbraakproducten van deze gesteenten in groote hoeveelheid in de jong-mesozoïsche Paleloserie voorkomen. Waarschijnlijk hebben deze schisten echter een ten minste palaeozoïschen ouderdom,

aangezien ook in de permo-triadische Keknenoserie veel schistmateriaal voorkomt en omdat het Mollo-kristallijn een merkwaardige overeenkomst vertoont met de zeker tot het praecarboon behorende Besshiserie van Shikoku (Japan) en met bepaalde deelen van het grondgebergte van Celebes.

De kristallijne schisten van het onderzochte gebied vertoonen een zeer verschillenden graad van metamorfose: naast echte epi-gesteenten komen ook meso-gesteenten en in een enkel geval zelfs kata-gesteenten voor. De fylleten en kwartsieten vormen wellicht de jongste deelen der kristallijne complexen. Voorts zijn ook door retrograde metamorfose epi-gesteenten ontstaan, en wel vooral in de door de jong-mesozoïsche en oud-tertiaire gebergtevorming sterk vergruisde zones.

Het *Perm* bestaat voornamelijk uit rifachtige crinoïdenkalksteenen, die soms brachiopoden bevatten; ondergeschikt komen ook tuffen en mergels met o.a. ammonieten voor. Eveneens tot het Perm behoort een gedeelte der basische eruptiva, in het bijzonder de melafier-amandelsteenen. Voorts komen, in den regel in nauw verband met vulkanische gesteenten, op enkele plaatsen permische conglomeraten voor, die naast veel vulkanisch materiaal ook rolsteenen van verschillende, uit het Perm tot nu toe niet bekende kalksteenen en van granophyrischen granietafriet bevatten.

De *Trias* heeft een zeer groote verspreiding en treedt in drie verschillende facies op. De Keknenoserie bestaat in het onderzochte gebied hoofdzakelijk uit Boven- en Midden-Trias in flysch-facies, n.l. zandsteenen en grauwacken met plantenresten en concreties, mergelige schalies en kalksteenen, die soms zeer rijk aan Halobiïden zijn; plaatselijk komen ook kiezelkalken, kiezelschiefers en radiolariënhornsteenen tusschen de klas-tische sedimenten voor. In de Sonnebaitserie is de Trias voornamelijk in bathyale facies ontwikkeld; we vinden hier vooral bonte kleischalies, verder o.a. kalksteenen, kiezelkalksteenen en radiolarieten. Tot de riffacies der Boven-Trias behoort het meerendeel der voor het midden-timoreesche landschap zoo karakteristieke „fatoes”, grillige rotsen, die in den regel uit grofgebankte, vaak oolithische rifkalksteenen bestaan; hierin werden plaatselijk koralen, echinodermenresten en brachiopoden gevonden, die op een norischen ouderdom wijzen.

Tot het *jongere Mesozoïcum* behoort een gedeelte der Sonnebaitserie, waarin roodachtige mergels en kalksteenen met hoornsteenen voorkomen, die de voor het Krijt karakteristieke *Globotruncana*-fauna bevatten en de Paleloserie. Deze laatste is aan de kristallijne schisten gebonden, van welke zij steeds door een discordantie en een min of meer gestoorde zone gescheiden is, en bestaat hoofdzakelijk uit grauwacken, conglomeraten en

kleischalies, tuffen, vulkanische breccies en effusiefgesteenten; plaatselijk komen in deze formatie ook radiolarieten kiezelleien en kalksteen voor. In de Paleloserie werden eveneens de Globotruncana-fauna en voorts op Oxfordien wijzende inoceramiden gevonden.

Het *Oud-Tertiair* rust in het Mollo-gebergte steeds discordant op de Paleloserie en bestaat uit een basaal conglomeraat, alveolienkalksteen, nummulietenkalksteen en -mergels van eocenen, en grijze mergels met kleine mollusken van wellicht reeds oligocenen ouderdom.

Het *Jong-Tertiair* schijnt in het Mollo-gebied te ontbreken, maar is in West-Timor op fraaie wijze ontwikkeld. De oud-miocene Beboeloh-transgressie gaf daar in het Lalan-Assoe-gebied en in de omgeving van het Booi-gebergte aanleiding tot de vorming van een dik complex van lagen, bestaande uit basale conglomeraten, rijkalksteen, mergelige kalken met vuursteen, mergels en puimsteentuffen. Deze lagen bevatten veelal een karakteristieke foraminiferen-fauna met o.a. *Spiroclypeus*, *Lepidocyclina*, *Miogypsina* en *Cycloclypeus*. Het Oud-Mioceen transgredeert over alle oudere structuren en is slechts in zwakke mate geplooid, waaruit blijkt, dat de ingewikkelde tektonische bouw van het eiland reeds voor het oudere Mioceen tot stand gekomen is. Daarentegen bewijst het steeds krachtig geplooid Eoceen, dat in het Oud-Tertiair belangrijke gebergtevorming moet hebben plaats gevonden. Hetzelfde geldt voor het jongere Mesozoïcum, hetgeen kon worden afgeleid uit den bouw der Paleloserie, die als het correlaat der jong-mesozoïsche bergvorming moet worden beschouwd. Dat de bewegingen ook in den allerjongsten tijd nog niet tot rust gekomen zijn, blijkt uit de opgeheven jonge koraalriffen, welke thans tot op een hoogte van meer dan 1000 m voorkomen en uit het groote centrale bekken, dat met kwartaire en jong-tertiaire sedimenten is opgevuld. De gecompliceerde bouw van Timor is niet in een relatief korte „hoofdphase” ontstaan, maar is het uiteindelijke resultaat van een zich over meerdere geologische tijdperken uitstrekkend proces, dat wij reeds in het Mesozoïcum kunnen waarnemen.

The first part of the paper is devoted to a general discussion of the problem. It is shown that the problem is of a non-linear type and that the solution is not unique. The second part is devoted to the construction of a particular solution. This is done by the method of successive approximations. The third part is devoted to the study of the properties of the solution. It is shown that the solution is continuous and differentiable. The fourth part is devoted to the study of the stability of the solution. It is shown that the solution is stable with respect to the initial conditions. The fifth part is devoted to the study of the asymptotic behavior of the solution. It is shown that the solution tends to a constant value as time goes to infinity. The sixth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the parameters of the problem. It is shown that the solution is a continuous function of the parameters. The seventh part is devoted to the study of the dependence of the solution on the initial conditions. It is shown that the solution is a continuous function of the initial conditions. The eighth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the boundary conditions. It is shown that the solution is a continuous function of the boundary conditions. The ninth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the forcing function. It is shown that the solution is a continuous function of the forcing function. The tenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the domain of the problem. It is shown that the solution is a continuous function of the domain. The eleventh part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem. The twelfth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the boundary conditions. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the boundary conditions. The thirteenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the forcing function. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the forcing function. The fourteenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the domain. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the domain. The fifteenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem and the type of the boundary conditions. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem and the type of the boundary conditions. The sixteenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem and the type of the forcing function. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem and the type of the forcing function. The seventeenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem and the type of the domain. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem and the type of the domain. The eighteenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem, the type of the boundary conditions, and the type of the forcing function. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem, the type of the boundary conditions, and the type of the forcing function. The nineteenth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem, the type of the boundary conditions, and the type of the domain. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem, the type of the boundary conditions, and the type of the domain. The twentieth part is devoted to the study of the dependence of the solution on the type of the problem, the type of the boundary conditions, the type of the forcing function, and the type of the domain. It is shown that the solution is a continuous function of the type of the problem, the type of the boundary conditions, the type of the forcing function, and the type of the domain.

INHALT.

| | Seite |
|---|-------|
| EINLEITUNG | 1 |
| ALLGEMEINES UND MORPHOLOGISCHES | 2 |
| I. DAS MOLLOGEBIET | 2 |
| II. DAS LALAN-ASSOEGBIET | 5 |
| III. DAS BOOIGEBIET | 6 |
| A: DIE GEOLOGISCHEN FORMATIONEN | 7 |
| I. DIE KRISTALLINEN SCHIEFER | 8 |
| a. Die Gesteinstypen | 8 |
| b. Das Alter der Kristallinen Schiefer | 9 |
| II. PERM. | 13 |
| III. TRIAS. | 17 |
| a. Die Keknoserie | 17 |
| b. Die Trias der Sonnebaitserie | 20 |
| c. Die Fatoekalkfazies der oberen Trias | 21 |
| IV. JURA UND KREIDE. | 27 |
| a. Das jüngere Mesozoikum der Sonnebaitserie | 27 |
| b. Die Paleoserie | 29 |
| 1. Die Paleoserie des Mollogebirges | 29 |
| a) Alter | 29 |
| β) Petrographische Zusammensetzung | 31 |
| γ) Analyse der Konglomerate | 33 |
| d) Fazies | 34 |
| 2. Die Paleoserie an andern Orten Nied. Timors | 35 |
| 3. Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen a. a. O. im ost-indischen Archipel | 36 |
| V. TERTIÄR | 39 |
| a. Alttertiär | 39 |
| 1. Das Alttertiär des Mollogebirges | 39 |
| 2. Das Alttertiär des Lalan-Assoegebirges | 47 |
| 3. Das Alttertiär des Booiegebirges | 48 |
| 4. Einige weitere Vorkommen von Eozän | 50 |
| b. Jungtertiär | 50 |
| 1. Das Jungtertiär und die jüngsten Ablagerungen im Mollogebiet | 52 |
| 2. Das Jungtertiär im Lalan-Assoegebiet | 53 |
| 3. Das Jungtertiär im Booiegebiet | 54 |
| 4. Vergleich mit dem Jungtertiär auf einigen andern Inseln des Timorarchipels | 58 |

| | Seite |
|---|-------|
| B: PETROGRAPHIE | 59 |
| I. KRISTALLINE SCHIEFER | 59 |
| a. Glimmerschiefer und Gneise | 59 |
| b. Phyllite und Quarzitschiefer | 65 |
| c. Grünschiefer | 67 |
| 1. Amphibolite | 67 |
| 2. Glaukophan-Aktinolithgesteine | 70 |
| 3. Epidotchloritschiefer | 71 |
| II. SERPENTINE | 72 |
| III. EINIGE GESTEINE AUS DER PALELOSERIE | 73 |
| a. Effusivgesteine und vulkanische Brekzien | 73 |
| b. Konglomerate, Grauwacken, Tonschiefer und Radiolarite . | 75 |
| IV. EINIGE ERUPTIVGESTEINE WAHRSCHEINLICH PERMISCHEN ALTERS | 77 |
| V. EINIGE WEITERE GESTEINE | 79 |
| VI. DIE METAMORPHOSE IM UNTERSUCHTEN GEBIET | 81 |
| C: TEKTONIK | 83 |
| I. BESCHREIBUNG DER PROFILE | 83 |
| II. WEITERE BEOBACHTUNGEN IM MOLLOGEBIET | 91 |
| III. DIE TEKTONISCHEN VERHÄLTNISSE IM LALAN-ASSOE- UND IM BOOIGEBIET | 93 |
| IV. BISHERIGE AUFFASSUNGEN ÜBER DIE TEKTONIK VON TIMOR . | 95 |
| V. GLIEDERUNG DES UNTERSUCHTEN GEBIETES | 99 |
| VI. BETRACHTUNGEN ÜBER DEN VERLAUF DER GEBIRGSBILDUNG . | 101 |
| SCHRIFTENVERZEICHNIS | 104 |

EINLEITUNG.

Als Teilnehmer an der geologischen Expedition der Universität Amsterdam nach den Kleinen Sundainseln im Jahre 1937, unter Leitung von Prof. Dr. H. A. BROUWER, hatte ich Gelegenheit, einige Gebiete in Niederländisch Timor geologisch zu untersuchen. Die Ergebnisse dieser Studien sind in der vorliegenden Arbeit niedergelegt.

An dieser Stelle möchte ich allen denjenigen danken, die mir bei der Ausführung und Ausarbeitung der Arbeit beratend und helfend zur Seite gestanden haben. In erster Linie gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. H. A. BROUWER für die Anregung zu dieser Arbeit, und für sein stetes Interesse bei den Untersuchungen auf Timor wie bei der Ausarbeitung derselben in Amsterdam. Besonders dankbar bin ich auch Herrn Prof. Dr. J. WANNER in Bonn, der mir manchen Rat geben konnte. Prof. Dr. H. GERTH und Prof. Dr. G. L. SMIT SIBINGA danke ich für ihre Hilfe in stratigraphischen bzw. morphologischen Fragen. Herr Ir. F. A. H. W. DE MAREZ OYENS war so freundlich, einige Perm- und Triasfossilien zu bestimmen, während Frl. Dr. CAUDRI sich um die Bestimmung der tertiären Foraminiferen bemühte. Den niederländischen Behörden, besonders Herrn Gezaghebber E. W. F. J. WAITZ, der mir meinen Aufenthalt auf Timor sehr erleichtert hat, bin ich zu grossem Dank verpflichtet.

Meine Untersuchungen, welche von Juli bis November 1937 dauerten, hatten in erster Linie zum Ziel, das in der Landschaft gleichen Namens gelegene *Mollogebirge*¹⁾ und dessen nähere Umgebung zu erforschen und eine geologische Detailkarte dieses Gebietes anzufertigen. Ich habe dabei meine besondere Aufmerksamkeit dem kristallinen Schieferkomplex (welcher künftig hin kurz Mollokristallin genannt werden soll) und den stratigraphischen und tektonischen Beziehungen desselben zu den benachbarten Formationen gewidmet. Nach Abschluss meiner Studien im Mollogebiet hatte ich noch in den letzten 3 Wochen Gelegenheit, ähnlichen Problemen in Westtimor nachzugehen, und zwar besonders in der südwestlichen Fortsetzung des Mollogebirges, dem *Lalan-Assoebergirge*²⁾, und dem nördlich davon gelegenen *Booiegebirge*. Ausserdem erwiesen sich die beiden letzten Gebiete als sehr geeignet für das Studium der altmiozänen Transgression und des tertiären Vulkanismus. Ein kurzer Abstecher ins Mosoegebiet gestattete es mir, z.T. sehr ähnliche Verhältnisse auch weiter nördlich feststellen zu können.

¹⁾ Timoresisch mollo = braun, gelbbraun.

²⁾ Ich gebrauche die niederländische Schreibweise für die Ortsnamen, wobei oe = u.

ALLGEMEINES UND MORPHOLOGISCHES.

I. Das Mollogebiet. (s. Karte).

Aus einer hügeligen Savannenlandschaft, in der nur die zerstreut herumliegenden Kalkfatoes ¹⁾ die sanften Formen unterbrechen, ragt das eigentliche Mollogebirge hervor als ein etwa N O—S W verlaufender, durch seine scharfen Kämme und reiche Bewaldung schon von weitem kenntlicher Gebirgsrücken; es erreicht im nordöstlichsten Gipfel, dem Toli, mit gut 1635 m seine grösste Höhe und gehört damit zu den höchsten Erhebungen Nied. Timors. Gegen S W verliert es allmählich an Höhe, erreicht aber im Nadjabigipfel wieder 1550 m und schliesslich in dem steilen Amphibolitklotz des Sesenoepoe noch einmal 1386 m, um dann sehr steil abzufallen und endgültig unter die mächtige Flussterrasse des Noil ²⁾ Nisnoni wegzutauchen, welche beim Dorfe Besiana nur noch 300 m über dem Meeresspiegel liegt. An der N W Seite fällt das Mollogebirge ungemein schroff ab gegen ein \pm 700 m hohes Hügelland, in dessen Mitte das Dorf Nefokoko liegt, und welches im W und N begrenzt wird durch die breite N. Nisnonisenke, während es gegen N O und O allmählich ansteigt und in eine 1200—1300 m hohe Einebnungsfläche übergeht; aus der letzteren ragen auch wieder zahlreiche Fatoes, unter denen F. Naosoesoe, der sog. „Steen van Kapan“ der bekannteste ist, hervor (s. Taf. III, Abb. 1). Auch östlich vom Toli finden wir die grasigen Abhänge derselben Einebnungsfläche, wobei der Oberlauf des N. Boko genau die Grenze bildet; dieser Fluss strömt weiter nach S. um beim Dorfe Fatoe Metan in den breiten N. Lekestrom zu münden. S O vom Hauptkamm fällt das Mollogebirge anfänglich noch sehr steil, aber später mehr allmählich ab gegen das hügelige Gelände, in welches der N. Lekestrom ein breites Tal eingeschnitten hat (s. Profile).

Das *Klima* ist wie im ganzen Nied. Timor halb trocken, wobei in der Zeit von etwa Mai bis November, dem „australischen Winter“ fast kein Regen fällt, während die Regenzeit etwa von Dezember bis April dauert. In der Trockenzeit verdorrt, ausser in der Nähe der dann seltenen

¹⁾ Fatoes = charakteristische, oft aus obertriadischem Riffkalk bestehende Felsen; abgekürzt = F.

²⁾ Noil = Fluss, abgekürzt = N.

Quellen und in den wasserhaltigen Tälern der ganze Pflanzenwuchs. Ende Oktober 1937 führten im Mollogebiet nur noch der N. Talimaman und der Oberlauf des N. Palelo, sowie die Hauptströme N. Besidjan, N. Nisnoni und N. Leke Wasser; zu derselben Zeit waren die in das zwischen dem N. Leke und Soë gelegene Plateau eingeschnittenen Flüsse noch viel wasserreicher. Infolge des Klimas fehlen tropische Regenwälder und finden wir statt dieser im Hügellande Mitteltimors eine Parklandschaft (Savanne), in der weite Grasfluren mit Wald und undurchdringbarem, dornigem Gestrüpp ¹⁾ abwechseln. In den höheren Teilen Mitteltimors z.B. bei Kapan behält die Landschaft auch in der Trockenzeit ihre grüne Farbe und mutet dann durchaus mitteleuropäisch an.

Es gibt bestimmte Beziehungen zwischen dem Pflanzenwuchs und den geologischen Einheiten. Während für die in der Umgebung des Mollogebirges verbreitete Sonnebaitserie (s. S. 20) die Parklandschaft bezeichnend ist, zeigen das Mollokrystallin und die aus dessen Detritus und vulkanischem Material aufgebaute Paleloserie (s. S. 29) eine abweichende Bewachsung, nämlich sehr viel Wald (vorwiegend Eucalyptusbäume) und Alang-Alang, aber wenig Dornengestrüpp. Die gleiche Vegetation mit Eucalyptus finden wir auch häufig dort, wo basische Eruptiva in der Sonnebaitserie vorkommen. Das westlich vom N. Nisnoni gelegene niedrige Hügelland, welches vorwiegend aus unfruchtbarem Triasflysch (der sog. Keknenoserie, s. S. 17) besteht, zeigt nur sehr spärliche Bewachsung.

Das auf der Karte dargestellte Gebiet ist nur dünn bevölkert. Die Eingeborenen sind nur in den an der S O-Seite des Mollogebirges gelegenen Dörfern K. ²⁾ Fatoe Koko, K. Talimaman, K. Besak, K. Noa, K. Lelowatan, z.T. auch in Besiana noch heidnisch. Sie leben hauptsächlich von Maisbau, Karbauen- und Pferdezücht. Bei meinen Untersuchungen stiess ich auf keinerlei Schwierigkeiten von der Seite der Bevölkerung.

Die im ostindischen Archipel an und für sich schon sehr kräftige Erosion wird auf Timor noch verstärkt durch den überwiegend weichen Charakter der Ablagerungen und durch die bedeutende junge Hebung der Insel; plioleistozyäne Riffkalke kommen gegenwärtig bis zu 1283 m Höhe vor. (MOLENGRAAFF, 20). Eine Folge der besonders in der Regenzeit starken Erosion, wobei die Flüsse mächtig anschwellen und eine intensive chemische und mechanische Verwitterung stattfindet, sind die zahllosen *Erdrutsche*, welche gewaltige Ausmasse annehmen können;

¹⁾ Die besonders weit verbreitete *Lanterna* und die Kakteen sind erst vor kurzer Zeit nach Timor eingedrungen.

²⁾ K. = malaiisch Kampong = Dorf.

letztere sind besonders häufig in der flyschartigen Keknenoserie, (ein gewaltiger Erdrutsch befindet sich am Nordhang des Nisnonioberlaufes, s. Taf. IV, Abb. 4) aber auch in den weichen Schichten der Sonnebaitserie und in gewissen Horizonten der Paleloserie kommen oft Erdrutsche vor.

In die in jüngster Zeit z.T. so stark gehobene Einebnungsfläche, deren tertiäres Alter durch die sie an vielen Stellen bedeckenden Ablagerungen des pliopleistozänen Korallenkalkmeeres belegt wird, haben die Flüsse tiefe Täler eingeschnitten; die harten Kalkfates wurden aus den umgebenden weicheren Gesteinen herauspräpariert, sodass sie in der Gegenwart die höchsten Erhebungen bilden. Auf starke Erosion deuten auch die oft nur sehr schmalen Wasserscheiden hin, deren Lage anscheinend innerhalb geologisch sehr kurzer Zeit oft wechselte.

Während weitaus die meisten dieser Täler wohl erst in allerjüngster Zeit entstanden sind, muss die Anlage der grossen Ströme, wie des N. Besidjan, N. Nisnoni und N. Leke, welche sich später zu dem N. Minastrom vereinigen, mindestens tertiär sein. Dieses folgt aus dem in hohem Masse ausgeglichenen Unter- und Mittellauf der genannten Flüsse, aus ihrer breiten Talsohle, in der sich zahlreiche Inseln befinden, sowie aus ihren mächtigen Flussterrassen, welche nach WANNER und WELTER (35) an manchen Stellen, z.B. östlich von Besiana und bei Koatnana von pliopleistozänen Korallenkalken bedeckt sind. Das Korallenkalkmeer drang in diesen Tälern weit vor, ohne das eigentliche Mollogebirge zu erreichen. Zu der gleichen Annahme kam WANNER (35, S. 139) für die Täler des westlichen Timor, wo er beobachtete, dass „z.B. im Tal des N. Tramnanoe sich die Riffkalkbildungen, die nur als eine dünne Decke über dem älteren Gebirge liegen, von den Höhen des Toaf, Bikmela und Bihoi bis auf die heutige Talsohle herunter erstrecken.“ Da ich aber indessen nachweisen konnte, dass diese Ablagerungen nicht pliopleistozänen, sondern altmiozänen Alters sind, so wird diese Schlussfolgerung weniger wahrscheinlich.

Im *Mollogebirge* nun, mit seinem jungen starken Relief liegen die Verhältnisse ganz anders; an seiner steilen NW-Seite fehlen Erosionstäler fast gänzlich, mit Ausnahme der etwas tieferen N. Konaschlucht finden wir dort nur unbedeutende Rinnen (s. Taf. II, Abb. 1 u. 2). An der SO-Seite dagegen haben die Flüsse sehr tiefe Täler eingesägt (s. Taf. I, Abb. 3), wobei aber die zahllosen Wasserfälle, zu deren Füßen sich „Badewannen“ gebildet haben und die häufigen Stromschnellen zeigen, dass es sich hier um noch sehr unausgeglichene Läufe handelt. Nur die Flüsse am SW-Ende des Mollogebirges, wie der N. Palelo, N. Kioewat, N. Kessen, N. Kona und N. Bisniti sind in ihrem Unterlaufe, der etwa

dort beginnt, wo diese sich in die pliopleistozänen Terrassenschotter einschneiden, weitgehend ausgeglichen. Der N. Palelo z.B. hat stellenweise ein mehr als 50 m tiefes Bett in diese Schotter eingeschnitten; diese Tatsache und der jugendliche Charakter des Ober- und Mittellaufes dieser Flüsse deuten auf eine sehr junge, wohl in der Gegenwart noch fortdauernde *Hebung des Mollogebirges*.

Dem jungen Relief entspricht auch der gerade, einfache Verlauf der Wasserscheide, welche dem scharfen Hauptkamm folgt. Das Gebirge wird noch an keiner Stelle von den Flüssen durchschnitten; diese verlaufen konsequent, ihre Talhänge zeigen oft die konvexe Diskontinuität. Subsequente Täler sind noch selten; wir finden einige Längstäler in der Nähe des Kammes (Taf. I, Abb. 3), deren Verlauf anscheinend durch die Struktur bestimmt wird, da sie parallel zum Hauptstreichen der Gesteine liegen und mit Vorliebe den tektonischen Störungszonen mit weniger widerstandsfähigen, brekziösen Gesteinen, wie z.B. der zwischen dem Mollokristallin und der Paleloserie gelegenen Zone, folgen.

II. Das Lalan-Assoegebiet.

In der südwestlichen Fortsetzung des Mollogebirges liegt das Lalan-Assoegebirge, welches geologisch weitgehende Ähnlichkeit mit dem ersteren zeigt, aber nicht mehr als 640 m Höhe erreicht. Morphologisch stellt es eine Fastebene dar, welche durch die mit der jungen Hebung verbundene Erosion in zahllose kleine Bergkegel und Kämme zerschnitten ist (Taf. III, Abb. 3 u. 4); durch seine braune Farbe und die Bewachung mit Eucalyptus erinnert es an das Mollogebirge, durch seine Formen aber auch an in der Zone der Sonnebaitserie häufige, aus basischen Eruptiva aufgebaute Hügel.

Von besonderem Interesse ist der Lauf des bei Passi nach N. fließenden N. Noni ¹⁾ und seines westlichen Seitenflusses, des N. Noenbaoen; diese Flüsse sind im Lalan-Assoegebiet nahezu völlig ausgeglichen und bilden zahllose sehr typische Talmäander, welche nunmehr ziemlich tief in die kristallinen Schiefer eingeschnitten sind; diese *eingeschnittenen Talmäander* beweisen eine junge, erneute Hebung dieses Gebietes.

Das pliopleistozäne Korallenkalkmeer scheint nicht bis in das Lalan-Assoegebirge selber vorgedrungen zu sein, da Ablagerungen dieser Zeit nicht gefunden wurden; weiter östlich und südlich, z.B. zwischen Tjamplong und Benoe, sind sie aber wieder weit verbreitet. (WANNER 35).

¹⁾ Noni = tim. Gold.

III. Das Booigebiet (s. Abb. 10).

Den Kern desselben bildet das im westlichen Timor zwischen dem N. Tramnanoe und F. Taëmaman gelegene Booigebirge (680 m), welches durch seine morphologischen Züge, mit scharfen aus kristallinen Schiefen bestehenden Kämmen (Taf. III, Abb. 5), durch seine braunen Farbentöne, und seinen Eucalyptuswald mit einem kleinen Mollogebirge zu vergleichen ist. Auch geologisch steht es diesem sehr nahe, zeigt aber in einigen Punkten eine abweichende Entwicklung. Die Verhältnisse im Booigebiet, welche in den tiefen Einschnitten des N. Niti¹⁾ und N. Noni (des späteren N. Tramnanoe, s. auch S. 36 u. 54) klar zutage treten, zeigen aufs deutlichste die Beziehungen zwischen den kristallinen Schiefen und den über diese transgredierenden jungmesozoischen und tertiären Formationen.

Erwähnenswert ist noch, dass der N. Nonistrom, welcher stromaufwärts und stromabwärts vom Booigebirge weitgehend ausgeglichen ist, das Bookristallin selber in einer unzugänglichen Schlucht mit Wasserfällen und Stromschnellen durchbricht. Über das Booigebiet lagen bereits Berichte und eine geologische Karte von 'T HOEN-VAN ES vor (16, Taf. II). Die Resultate meiner Untersuchungen, welche von den oben genannten erheblich abweichen, habe ich auf der Kartenskizze Abb. 10 eingetragen.

¹⁾ Niti = tim. Kupfer.

A: DIE GEOLOGISCHEN FORMATIONEN.

Wir können das untersuchte Gebiet in die folgenden Gesteinsformationen zergliedern:

- I. Die kristallinen Schiefer.
 - II. Perm: Ablagerungen der Krinoidenkalkfazies und des permischen Vulkanismus.
 - III. Trias:
 - a. Die Kekenoserie; (die Flyschfazies der Trias evtl. auch des Perm).
 - b. Die Trias der Sonnebaitserie.
 - c. Die Riffkalkfazies der oberen Trias.
 - IV. Kreide und Jura.
 - a. Kreide und ? Jura der Sonnebaitserie.
 - b. Paleloserie; (Jüngerer Mesozoikum).
 - V. Tertiär:
 - a. Alttertiär.
 - b. Jungtertiär.
-

I. DIE KRISTALLINEN SCHIEFER.

Diese bauen einen grossen Teil des untersuchten Gebietes auf und bilden im besonderen die Hauptmasse des Mollo-, des Lalan-Assoe- und des Booigebirges. Da keine Übergänge zu nicht metamorphen Gesteinen vorkommen, können sie scharf von den anderen Einheiten getrennt werden. Fossilien wurden niemals angetroffen und die Profile entsprechen wahrscheinlich nicht mehr der Ablagerungsfolge der verschiedenen Gesteinstypen; eine eigentliche Stratigraphie der kristallinen Schiefer kann daher nicht aufgestellt werden und ihr Alter lässt sich nicht genau feststellen, obgleich es sehr wahrscheinlich ist, dass dieses mindestens paläozoisch ist.

a. Die Gesteinstypen.

Die kristallinen Schiefer lassen sich in die folgenden Gesteinstypen einteilen:

1. *Grünschiefer*:

Epidotamphibolit.
Plagioklasamphibolit (z.T. granatführend).
Epidotchloritschiefer (oft quarz- und kalkreich).
Aktinolithschiefer.
Glaukophansericitschiefer.
Glaukophanepidotschiefer.
Glaukophanplagioklasepidotchloritquarzit.

2. *Glimmerschiefer und Gneise*.

oft reich an Kohleteilchen. { Granatdisthenbiotitgneis.
Granatstaurolithglimmerschiefer.
Granatkordieritdisthenspinellgneis ¹⁾
Zoisitgranatbiotitgneis.
Biotitmuskovitschiefer.

3. *Phyllite, Quarzite, Marmore*.

oft reich an Kohleteilchen. { Serizitquarzphyllit und Serizitquarzit.
Piemontitquarzphyllit und Piemontitkalkquarzit.
Epidotquarzit.
Quarzmarmor ²⁾.

¹⁾ Nur im Booigebirge gefunden.

²⁾ Nur im Lalan-Assoegebirge gefunden.

b. Das Alter der kristallinen Schiefer.

Über diese Frage sind sehr verschiedene Meinungen ausgesprochen worden. Die älteren Forscher halten sie noch unbedenklich für sehr alt; so spricht WICHMANN (39) von archaischen Schiefen und zählt HIRSCHI (14) die kristallinen Schiefer von Portugiesisch Timor zum Präkarbon. Dagegen ist in jüngerer Zeit mehrfach darauf hingewiesen worden, dass die kristallinen Schiefer z.T. auch permischen oder jüngeren Alters sein könnten. MOLENGRAAFF (21) beschreibt von der in der nordöstlichen Fortsetzung von Timor gelegenen Insel *Letti*, dass permische Sedimente und basische Eruptiva gleichen Alters allmählich in kristalline Schiefer übergehen. BROUWER schreibt: (2, S. 196) „Viele der früher als archaisch oder altpaläozoisch betrachteten Ablagerungen sind jüngeren Alters. Mehrere Amphibolite, Amphibolschiefer, Epidotchloritschiefer usw. sind deutlich durch Druck veränderte basische Eruptivgesteine und sind z.B. auf Letti und Timor durch zahlreiche Zwischenformen mit den normalen, nicht metamorphen Gesteinen verbunden. Die basischen Eruptivgesteine sind zum Teil jungpaläozoischen, zum Teil mesozoischen und tertiären Alters, sodass auch unter den metamorphen Gesteinen Gesteine von ähnlichem Alter vorkommen können.“ Ähnliche Erscheinungen erwähnt WEBER (32, S. 123) von den Tenimberinseln.

Obgleich der absolute Beweis nicht erbracht werden konnte, so scheint mir doch auf Grund folgender Überlegungen ein mindestens paläozoisches Alter der kristallinen Schiefer von Timor wahrscheinlich. Diese werden u.a. im Mollogebirge diskordant bedeckt von einer mächtigen Gesteinsfolge kretazischen, z.T. auch jurassischen Alters, der sog. Paleoserie; die Gerölle, welche in den Konglomeraten dieser Formation vorkommen, müssen, sofern es sich um kristalline Schiefer handelt ohne Zweifel aus dem Mollokrystallin stammen. Hieraus ergibt sich ein präjungmesozoisches Alter dieser Gesteine. Aus der sedimentpetrographischen Untersuchung triadischer Sedimente der Keknosserie (s. auch S. 79) ergab sich, dass darin u.a. zahlreiche kataklastische Quarzkörner, kleine Brocken Graphitschiefer und in der schweren Fraktion der Probe zahlreiche rötliche Granatkörner vorkommen. Es müssen also vor der Ablagerung der oberen Trias im Timorgebiet schon kristalline Schiefer vorhanden gewesen sein. In diesem Zusammenhang ist es wichtig, dass, wie unsere Expedition a. a. O. feststellen konnte, die Keknosserie sich auch tiefer bis ins untere Perm verfolgen lässt. Bekannt sind ferner die in Triaskonglomeraten vorkommenden Gerölle kristalliner Schiefer auf der Insel Ceram (RUTTEN, 24), deren kristalline Schiefer und Flyschtrias weitgehende Ähnlichkeit mit den entsprechenden Gesteinsserien auf Timor zeigt.

Die Tatsache, dass in den *permischen Konglomeraten* auf Timor bisher keine Gerölle kristalliner Schiefer gefunden worden sind, braucht keineswegs auf ein jüngeres Alter derselben zu deuten. Denn abgesehen davon, dass möglicherweise die kristallinen Schiefer zur Zeit der Konglomeratbildung nicht aufgeschlossen waren, ist es auch möglich und sogar wahrscheinlich, dass sich Permkonglomerate und kristalline Schiefer damals noch in weiter Entfernung voneinander befanden und erst durch spätere Krustenbewegungen in die jetzige Lage versetzt wurden.

Wenn wir das Mollokristallin vergleichen mit ähnlichen Gesteinskomplexen an andern Orten, so fällt sofort, neben der Ähnlichkeit mit den noch weniger gut bekannten kristallinen Schiefen von Ceram und Celebes, eine besonders starke Übereinstimmung mit der Besshiserie der japanischen Insel *Skikoku* auf. SUZUKI (27, Fig. 4) gibt von dort ein Profil mit nachstehender Gesteinsfolge:

Graphitschiefer
Chloritamphibolschiefer
Piemontitschiefer
Serizitquarzschiefer
Erzablagerungen (Cu.)
Amphibolite.

Hierunter bilden die Grünschiefer den grössten und die Graphitschiefer den zweitgrössten Teil der kristallinen Schiefer, genau wie beim Mollokristallin. Auch die doch auf besondere Sedimentations- und Metamorphosebedingungen deutenden Piemontit- und Glaukophanschiefer sind sowohl hier wie dort vertreten.

KÜNDIG (19) hat hingewiesen auf die engen Beziehungen der kristallinen Gesteine von Celebes zu den Gesteinsserien Shikokus; auch auf Celebes treffen wir die Piemontit- und Glaukophanschiefer an, ausserdem zahlreiche metamorphe Gesteine der Mesozone und der Katazone, die den Granatkordieritdisthengneisen, Granatdisthenschiefen, Granatstaurolithschiefern, Granatamphiboliten usw. Timors entsprechen würden.

In Anbetracht des sicher präkarbonen Alters der kristallinen Schiefer Shikokus kommt KÜNDIG zu dem Resultat, dass das Grundgebirge von Celebes im wesentlichen aus präkarbonischen Sedimenten besteht. Nach dem Gesagten dürften die genannten kristallinen Schiefer Timors ebenfalls *präkarbonischen* Alters sein. Auf ein hohes Alter derselben deuten auch ihr manchmal hoher Metamorphosegrad (Meso- bis Katazone) und ihr z.T. granulitisches Gepräge hin.

Möglicherweise kann das von mir vorläufig als eine Einheit aufgefasste Mollokristallin, in ähnlicher Weise wie auf Ceram (RUTTEN, 24, S. 726)

noch zerlegt werden in einen höheren, aus feinkörnigen Phylliten und Quarziten, und einen tieferen, hauptsächlich aus Amphiboliten und Granatglimmerschiefern bestehenden Teil. Tatsächlich pflegen die Phyllite und Quarzite oft gerade die höheren Teile des Mollokristallins aufzubauen. Von den verschiedenen Möglichkeiten, welche das Nebeneinandervorkommen von schwach und stark metamorphen Gesteinen zu erklären vermögen, scheint mir die am meisten zutreffende zu sein, dass die schwächer metamorphen Gesteine jüngeren Alters sind; ausserdem dürfte hierbei aber auch retrograde Metamorphose eine Rolle gespielt haben, wodurch besonders in den tektonisch stark durchbewegten Zonen schwächer metamorphe Gesteine aus stärker metamorphen hervorgingen. Meine Beobachtungen reichen jedoch nicht aus um die Frage einer weiteren Zergliederung des Mollokristallins endgültig lösen zu können.

Die kristallinen Schiefer sind stets kräftig gefaltet; ihre Detailstrukturen treten durch die besonders in den Amphiboliten häufigen Quarzadern, welche sowohl parallel als auch schief zu den Schieferungsflächen verlaufen, deutlich hervor (s. Taf. IV, Abb. 1). Erscheinungen wie Auswulzung, Linsenbildung und Falten in sehr verschiedener Grösse lassen sich überall beobachten.

Während in den tieferen Teilen Zertrümmerung und Mylonitbildung nur auf vereinzelte, nicht sehr mächtige Zonen beschränkt ist, sodass ausserhalb der letzteren die Schieferungsflächen in der Regel gemessen werden konnten, hat in den höheren Teilen des Mollokristallins eine intensive Brekzienbildung stattgefunden, wobei die ursprünglichen

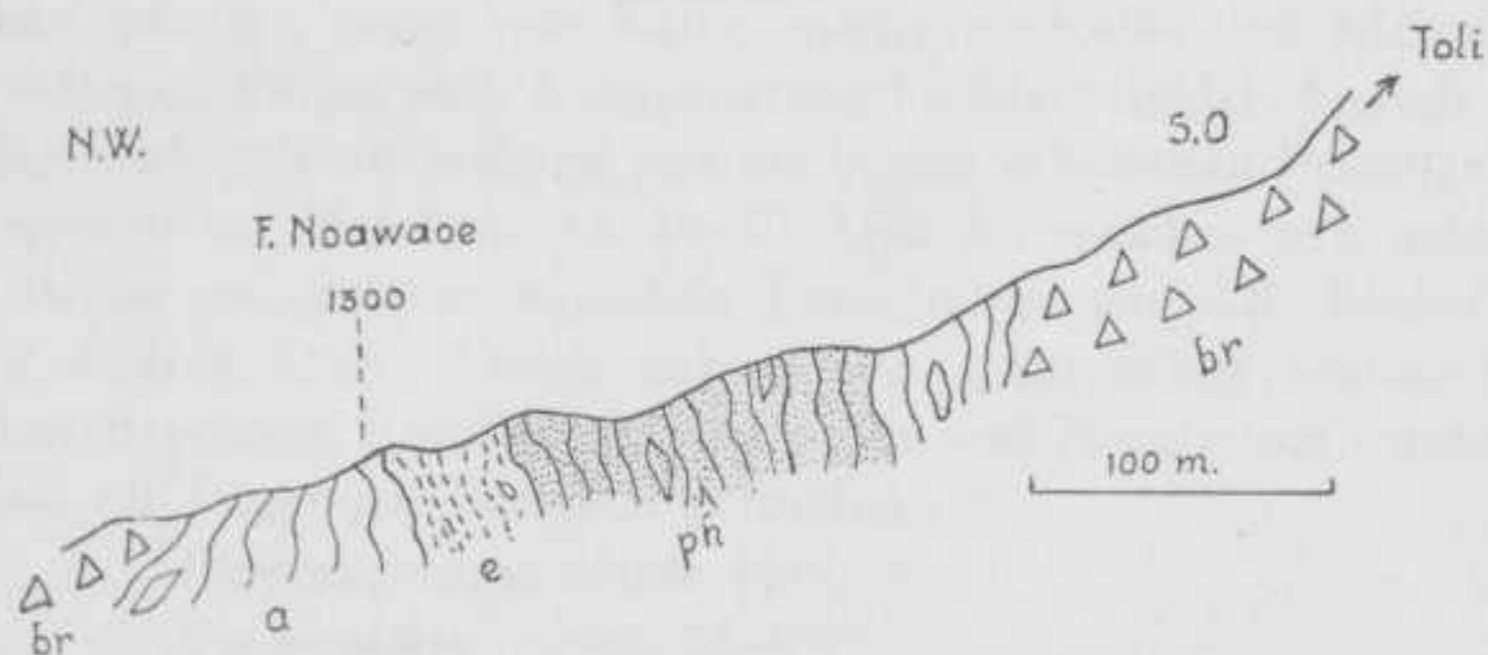


Abb. 1.

Profil im Oberlauf des N. Nefokoko.

- br.* Amphibolitbrekzien.
- a.* Amphibolit mit Quarzbändern.
- e.* Epidotchloritschiefer.
- ph.* Graphitreicher Quarzphyllit mit Quarzbändern.

Texturen fast gänzlich vernichtet wurden. Aus Grünschieferbrekzien ist z.B. der höchste Berg des Mollogebirges, der Toli, aufgebaut. Diese tektonischen Brekzien sind manchmal im Gelände schwer von in ähnlicher Weise tektonisierten normalen basischen Eruptivgesteinen zu unterscheiden. In solchen Fällen gibt das Mikroskop Aufschluss, da sich dann bald herausstellt, ob die Bruchstücke der Brekzien eine schiefrige Textur zeigen oder nicht.

Ein gutes Profil in kristallinen Schiefen ist aufgeschlossen im Oberlauf des N. Nefokoko (s. Abb. 1). Auch im Oberlauf des N. Bona und im N. Bisniti tritt der Bau des Mollokristallins in klarer Weise hervor. Von besonderer Bedeutung ist das Detailprofil beim Fatoe Wipoez, weil hier die kristallinen Schiefer deutlich durch eine Überschiebungsfläche von brekziösem, aber nicht metamorphem basischem Eruptivgestein und Fatoekalk getrennt sind (s. Abb. 16).

II. PERM.

Zu dieser Formation gehören die ältesten paläontologisch belegten Ablagerungen der Insel; sie sind besonders bekannt durch ihren gelegentlich ungewöhnlich grossen Reichtum an gut erhaltenen Fossilien. Im Mollogebiet kommt Perm an vielen Stellen vor. Den weitaus grössten Teil der permischen Sedimente bilden hier die mehr oder weniger riffartigen *Krinoidenkalke*, welche auch einen geringen Teil der Fatoes aufbauen. Diese lassen sich im allgemeinen von den Triasfatoes durch ihre meist rötliche Farbe schon von weitem unterscheiden. Es ist aber zu beachten, dass in seltenen Fällen einerseits gelbe und weisse Krinoidenkalke, andererseits weinrote Triasfatoekalke vorkommen können.

Die von mehreren anderen Orten Timors bekannten Fusulinenkalksteine habe ich im untersuchten Gebiet niemals angetroffen.

Die permischen Sedimente im Mollogebiet gehören der neritisch-litoralen Fazies an. Die Krinoidenkalke bestehen in der Hauptsache aus Stielgliedern von Krinoiden u.a. Resten von Organismen; sie sind gelegentlich reich an eingestreutem vulkanischem Material. Mit Ausnahme einiger grossen Spiriferen (Gruppe des *Spirifer rajah* SALT.) wurden in diesen massigen Kalkbänken keine gut bestimmbaren Fossilien gefunden. In Wechsellagerung mit Krinoidenkalken kommen zuweilen auch wohlgeschichtete, plattige, meist rote Kalke, mergelige Kalke und Mergeltuffe vor, in seltenen Fällen auch konglomeratische Mergelkalke. Gerade diese Schichten enthalten die meisten und am besten erhaltenen Fossilien, z.B. im Permprofil bei Nefokoko (s. Profil Abb. 2), welches sich jedoch in keiner Weise mit paläontologischen Fundgruben wie z.B. Basleo oder Bitaoeni messen kann. Ausser zahlreichen, nicht näher bestimmbaren Krinoiden, Bryozoën, Korallen, Brachiopoden und Ammoniten wurden bei Nefokoko die folgenden Fossilien gefunden:

Propinacoceras simile HAN.

Squamularia lineata MART.

Spirifer fasciger KEYSERL.

Spirifer sp. (Gruppe des *Spir. rajah* SALT.)

Pleurotomaria timorensis C. WANN.

Poteriocrinidae (? *Ceriocrinus rugosus* WANN.)

Nur in diesem einen Fall konnte auf Grund des Vorkommens von

Propinacoceras simile HAN. Bitaoenistufe (oberstes Unter-Perm) nachgewiesen werden. Trotz des Fehlens von Leitfossilien waren aber auch in

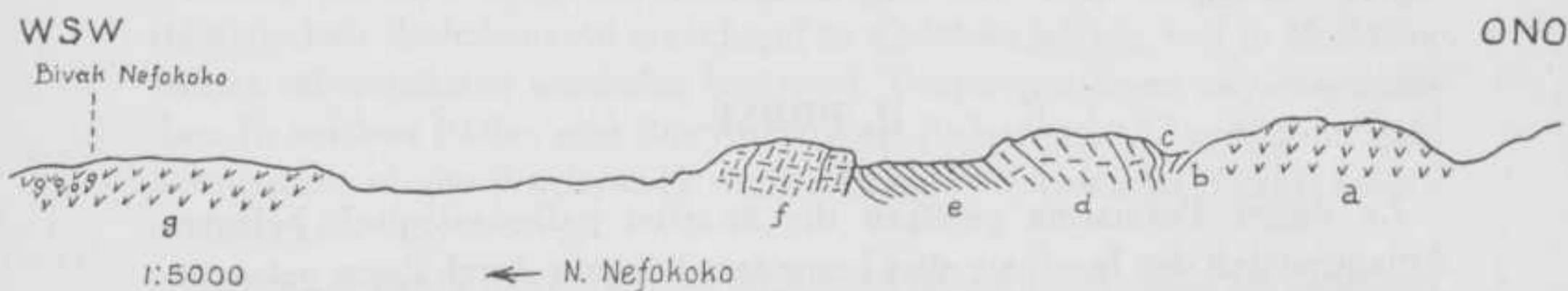


Abb. 2.

Profil durch das Perm bei Nefokoko.

- a. Mandelsteinmelaphyre.
- b. rote und graue Kalke und Mergel mit Resten von Ammoniten, Brachiopoden und Krinoiden.
- c. Stark gequälte bunte Mergel mit Kalkknollen.
- d. Gelber, massiger Krinoidenkalk, z.T. konglomeratisch, mit viel vulkanischem Material.
- e. Dünnp Plattige, z.T. feinkonglomeratische rote Kalksandsteine, rote und graue dünnplattige Kalke und mergelige Tuffe mit u.a. *Propinacoceras simile* HAN., *Pleurotomaria timorensis* J. WANN.
- f. Gelber bis rötlicher, massiger Krinoidenkalk mit viel vulkanischem Material und zahlreichen grossen Spiriferen (u.a. *Spirifer* sp. aus der Gruppe des *Spirifer rajah* SALT.).
- g. Mandelsteinmelaphyre mit stellenweise eingeschalteten Agglomeraten.

den übrigen Fällen die Sedimente permischen Alters ihrer charakteristischen Faziesmerkmale wegen stets leicht als solche zu erkennen.

Die permischen Konglomerate.

Diesen Gesteinen wurde ein besonderes Interesse gewidmet, da für die darin vorkommenden Gerölle ein mindestens permisches Alter gesichert ist. Schon WANNER (35) beschreibt einen an vielen Stellen Timors aufgeschlossenen, konglomeratischen, anscheinend an der Basis des Perms auftretenden Horizont, hauptsächlich mit Diabaskomponenten, und mit Fragmenten von Brachiopoden, Bryozoen und tabulaten Korallen. BROUWER (4) untersuchte ein permisches Konglomerat in der Nähe des Berges Somohole, in dem u.a. Gerölle verschiedener Typen von Alkaligesteinen vorkommen. Im Mollogebiet wurden diese Konglomerate nur an wenigen Stellen angetroffen. Wir können 2 Typen unterscheiden:

1. Konglomeratische Krinoidenkalken. Ausser den schon weiter oben genannten massigen Krinoidenkalken mit Brocken von vulkanischem Material und Spiriferen, kommt nördlich vom K. Tonis ein roter Kalkstein mit Brachiopoden (*Squamularia lineata* MART.) vor, welcher u.a. mehrere Zentimeter grosse Gerölle von Tiefengesteinen (Granitaplit

mit granophyrischer Textur, s. auch S. 79) und roten Hornsteinen enthält (s. Abb. 3).

2. Eng mit Effusivgesteinen (Melaphyrmandelsteinen und Diabasen) verknüpfte vulkanische Brekzien und Konglomerate. Diese sind in schöner Weise aufgeschlossen im N. Nefokoko 200 m stromabwärts vom F. Wipoez (Taf. IV, Abb. 2), wo sie sich eng an grobkörnige und feinkörnige Diabase anschliessen. Die Gesteinskomponenten, welche bis zu 40 cm Durchmesser erreichen, sind teils eckig, teils deutlich abgerundet. Es handelt sich hauptsächlich um grüne Effusivgesteine, mit oder ohne grossen Feldspateinsprenglingen.

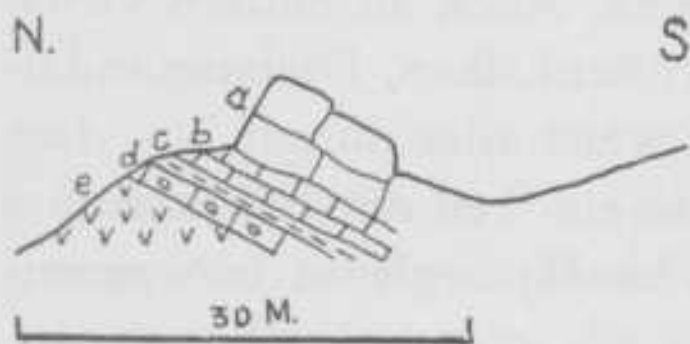


Abb. 3.

Detailprofil in permischen Schichten, nördlich von K. Tonis.

- a. Rötlicher, massiger Krinoidenkalk.
- b. Rötlicher, plattiger Brachiopodenkalk voll mit *Squamularia lineata* MART.
- c. Rötlicher, mergeliger Kalksandstein voll mit Bryozoen.
- d. Konglomeratischer Krinoidenkalk, mit grossen und kleinen Brachiopoden, mit Geröllen von u.a. rotem Hornstein und Granit.
- e. Basisches Eruptivgestein.

Ausserdem kommen aber auch graue, gelbe und braune, sowohl dichte als auch grobkörnige Kalke, dünnplattige sandige Mergel und Gerölle dioritischer Tiefengesteine vor. Ein ± 5 cm grosses Gerölle eines grauen, dichten, mit Kalzitadern durchsetzten Kalksteines zeigt u. d. M.

zahlreiche unbestimmbare Reste von Mikroorganismen. Da das Gestein von den mir bekannten permischen Kalksteinen erheblich abweicht, so ist es möglicherweise älter als diese. Kristalline Schiefer habe ich unter den Geröllen aus diesen Konglomeraten niemals angetroffen.

Im N. Kona kommen die gleichen Brekzien und Konglomerate zwischen typischen Melaphyrmandelsteinen vor, sodass an ihrem permischen Alter wohl nicht zu zweifeln ist.

Wahrscheinlich ebenfalls permisch ist ein gelblichbrauner, massiger, oolithischer, konglomeratischer Kalk, in dem einige Krinoidenstielglieder zu erkennen sind. Das Gestein kommt in metergrossen Blöcken beim Permprofil von Nefokoko (s. Abb. 2, bei d.) vor, und enthält ausser Bruchstücken von Effusivgesteinen, die mit Plagioklaskristallen zuweilen den Kern der Oolithe bilden, bis zu 1 cm grosse Gerölle von gelben, feinkörnigen Kalken, Schriftgranit und Quarzporphyr.

Die permischen Eruptivgesteine.

An vielen Stellen Timors stossen wir auf die Spuren einer intensiven vulkanischen Tätigkeit während des Perms. Sowohl WANNER (35) als

auch MOLENGRAAFF (22) erwähnen permische Effusiva und Tuffe. Ein Profil durch den Fatoe Koeat bei Baoen (nach BURCK, 10) zeigt, dass das Perm dort aus Trochitenkalken, Diabastuffen und Effusiva besteht, die meistens als Diabasmandelsteine vorkommen. Auch an andern Orten wurde ein wiederholtes Abwechseln von Trochitenkalken, Diabasmandelsteinen und Tuffen beobachtet. Auch bei uns weist alles darauf hin, dass die charakteristischen Mandelsteineffusiva und ein Teil der Diabase zum Perm gerechnet werden müssen. Sie werden häufig begleitet von permischen Sedimenten (s. Abb. 2).

Die Mandelsteindiabase sind meistens stark zersetzt. Die Mandeln bestehen aus Kalzit, der auch sonst in zahlreichen Adern das Gestein durchzieht. Das Hauptmineral ist Plagioklas, ferner kommt viel Eisenerz und ein grünes Umwandlungsprodukt vor.

Die normalen Diabase bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und diopsidischem Augit; sie zeigen ophitische Textur.

In manchen Fällen sind in diesen Gesteinen noch lavaartige Strukturen deutlich zu erkennen, besonders schön z.B. im N. Leke, stromaufwärts von Punkt 363 der topographischen Karte (dem Punkt, wo der N. Besnain sich mit dem N. Leke vereinigt). Dort ist etwa über 1 km ein schönes Profil in grünen basischen Effusivgesteinen, welche oft Mandelsteintextur zeigen, aufgeschlossen. Die Fließstruktur und die knollige Absonderung erinnern an Kissenlaven. Die Knollen sind oft umgeben von einer aus einer weissen Substanz bestehenden Kruste.

In der Umgebung von Nefokoko kommen schliesslich hellbraune, mit z.T. quarzgefüllten Hohlräumen durchsetzte Eruptivgesteine vor, die ich ebenfalls für Perm halte. Es handelt sich um stark zersetzte Andesite und Quarzporphyre. Aus Quarzporphyren, welche sich durch deutliche säulenförmige Absonderung auszeichnen, wird der F. Bihek bei Nefokoko aufgebaut. Ein aus Andesit mit roten Feldspateinsprenglingen bestehender Felsen befindet sich einige 100 m nördlich vom K. Tonis, in unmittelbarer Nähe eines permischen Krinoidenkalkvorkommens.

Eine ausführliche petrographische Beschreibung der erwähnten Eruptivgesteine enthalten die Arbeiten BROUWERS (1) und WICHMANN'S (39).

III. TRIAS.

Besonders die obere Trias ist im Mollogebiet durch mächtige Ablagerungen in sehr verschiedener Fazies vertreten. Es handelt sich um die gleichen Faziestypen, die allenthalben in Nied. Timor so weit verbreitet sind. Von diesen lässt sich die *Fatoekalkfazies* stets leicht von den andern Fazies abtrennen. Die Trennung der von WANNER (38) aufgestellten Halobiidenfazies von der Flyschfazies liess sich jedoch nicht ohne weiteres durchführen. Die Schichtgruppe, welche hauptsächlich Trias (an andern Orten auch Perm) in Flyschfazies, mit seltenen Einschaltungen von Schichten in Halobiidenfazies umfasst und im grossen und ganzen dem „Flysch“ WANNERS (35) entspricht, soll im folgenden mit dem Namen „Keknenoserie“¹⁾ bezeichnet werden. Der Begriff „Flysch“ soll in dieser Arbeit nunmehr als ein rein fazieller gebraucht werden, ohne damit ein bestimmtes Alter zu verknüpfen. Schliesslich besteht auch die im Mollogebiet so weit verbreitete *Sonnebaitserie* zu einem grossen Teil aus Trias, und zwar in einer Fazies, welche im wesentlichen der Halobiidenfazies entspricht.

Die *Cephalopodenkalkfazies* der Trias wurde im untersuchten Gebiet nirgends angetroffen.

a. Die Keknenoserie.

Diese besteht im allgemeinen aus grauen bis braunen Glimmersandsteinen, Grauwackesandsteinen und Kalksandsteinen, welche manchmal Pflanzenhäcksel enthalten, ferner aus grauen Mergel- und Tonschiefern in Wechsellagerung mit plattigen Kalksteinen, die zuweilen Halobiiden enthalten, und häufigen Kiesel- und Eisenkonkretionen. Während Sandsteine, Grauwackesandsteine und Tonschiefer den Hauptbestandteil der Keknenoserie bilden kommen in derselben auch wiederholt kalkreiche Zonen vor, in denen plattige, meist mergelige Kalke mit Mergelschiefern abwechseln. Diese kalkreichen Schichten sind besonders im Oberlauf des N. Nisoni häufig und zeichnen sich dort durch schöne Faltung in der

¹⁾ Benannt nach dem höchsten Gipfel in dem sich weiter nördlich an meine Karte anschliessenden ausgedehnten Gebiet, welches aus dieser Formation besteht und worüber Herr W. P. DE ROEVER ausführlich berichten wird.

Art des Faltenjuras aus (s. Taf. IV, Abb. 3). Seltener sind helle Kieselkalke, rotviolette Radiolarienhornsteine und Radiolarienkieselschiefer mit Halobiiden und bunte, an den germanischen Keuper erinnernde Tonschiefer. Einlagerungen basischer Eruptivgesteine scheinen völlig zu fehlen.

Die Keknenoserie bildet das ganze öde, zwischen N. Besidjan und N. Nisnoni gelegene Hügelland; überall liegen dort an der Erdoberfläche die braun angewitterten, harten Plattenkalke und Konkretionen herum. Der N. Nisnonistrom strömt von seinem Ursprungsgebiet bei Fatoe Menassi bis einige Kilometer nördlich von Besiana, wo die jungen Terrassen auftreten, fortwährend durch die Keknenoserie; diese setzt sich auch ausserhalb der Karte weit fort in der Richtung des Kekneno, dessen Südhang sie nach meinen Beobachtungen aufbaut. Das auf der VAN ES'schen Karte angegebene grosse Serpentinorkommen im N. Nisnoni N N O von Nefokoko ist m. A. n. nicht vorhanden. Das gleiche gilt für die Vorkommen von Fatoekalk und basischem Eruptivgestein am Wege Nefokoko—Kaoniki zwischen dem N. Nisnoni und dem N. Besidjan; möglicherweise ist mit dem letzteren der riesige Diabasblock, der sog. Fatoe Noeat, (± 20 m hoch, ± 15 m breit, ± 30 m lang) gemeint, welcher ebenfalls am Wege Nefokoko—Kaoniki, $\pm 1,5$ km stromabwärts von der Mündung des N. Boën, sich in etwa 200 m Entfernung vom Ostufer des N. Besidjan befindet. Das einzige, mir bekannte Vorkommen von Fatoekalk auf der Keknenoserie ist der am Ostufer des N. Nisnoni gelegene Fatoe Bosen.

Eine für die Keknenoserie bezeichnende Erscheinung sind die Erdrutsche, welche besonders an den Steilhängen des Nisnonioberlaufes in riesigen Massen auftreten. (Taf. IV, Abb. 4).

Die einzigen Leitfossilien, welche in der Keknenoserie des untersuchten Gebietes gefunden wurden, sind Halobiiden; diese konnten jedoch nur in wenigen Fällen genauer bestimmt werden.

KRUMBECK (18) beschreibt Halobiidengesteine im Mollogebiet von den folgenden Fundorten:

„Am Pfade von Lelogama nach Nefokoko, kurz nach dem Übergang über den N. Besidjan: Platten von grüngrauem und schmutzigviolettem, blättrig und dunkelbraun verwittertem, tonig flasrigem, *ladinischem*, wohl *unter- oder mittelladinischem Kalkschiefer*, bezeichnend senkrecht zerklüftet, und kreuz und quer in entsprechend scharfkantige Stücke zerfallend; voll den Steinkernen, seltener Schalen von *Daonella cf. indica* BITTN.“

„Nisnonifluss bei Nifoe: Dunkelgraubrauner *wahrscheinlich unter-norischer Kalkstein*, erfüllt mit den Schalen von *Halobia Verbeeki* J. WANN. sp.“

Schliesslich kommen in dem Profil Abb. 4 zwischen Grauwackesandsteinen und Tonschiefern rotviolette Radiolarien-hornsteine und Radiolarienkieselschiefer vor, voll mit Schalen und Abdrücken von *Halobia charlyana* v. MOJS, einem Leitfossil für das untere Karnikum.

Es wären also für diese Gesteinsserie im Mollogebiet die ladinische und die karnische Stufe nachgewiesen, während das Norikum wahrscheinlich ebenfalls vorhanden ist. Es ist sehr wohl möglich, dass auch noch andere Altersstufen vertreten sind, aber dafür fehlen bis jetzt die Beweise.

Schlammvulkane, sog. „Pottos“, u. ä. Erscheinungen, welche an andern Orten gerade im Triasflysch häufig vorkommen, wurden im untersuchten Gebiet nirgends angetroffen.

Die Fazies der Keknenoserie.

Die obengenannten Schichten der Keknenoserie stimmen zum grössten Teil mit WANNERS Flyschfazies der Trias (38, S. 571) überein. Tatsächlich zeigen sie auch die Merkmale dieser Fazies, wie z.B. grosse Mächtigkeit, Wechsel im Kleinen aber Monotonie im Grossen, und es scheint mir, dass es sich hier wirklich wie beim Flysch um Sedimente vom werdenden Gebirge handelt. Der völlige Beweis hierfür steht allerdings noch aus, da für eine Orogenese im Timorarchipel zur Zeit der Bildung der Keknenoserie bis jetzt nur Andeutungen vorliegen.

In enger Verknüpfung mit den neritisch-klastisch Sedimenten kommen an einigen Stellen in der Keknenoserie auch mehr bathyale Gesteine wie Radio-

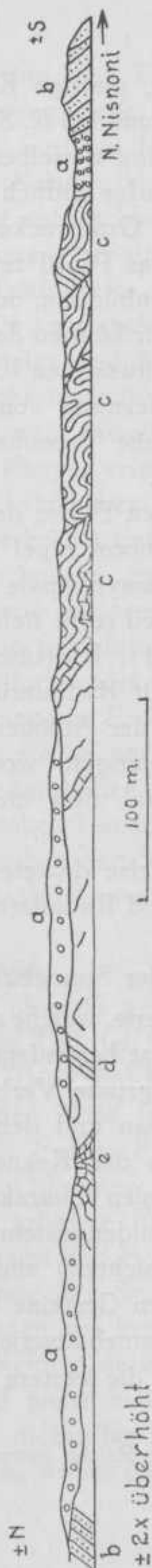


Abb. 4.

Profil durch die Trias der Keknenoserie am Westufer des N. Nisnoni, südlich von K. Kalan.

- a. Junge Terrassenschotter.
- b. Grauwackesandsteine mit Pflanzenhäcksel und Kieselkalkkonkretionen.
- c. Rotviolette und graue Kieselschiefer mit *Halobia charlyana* v. MOJS., z.T. auch Radiolarienhornsteine und Kieselkalke mit Radiolarien.
- d. Wohlgeschichtete, in Rauten zerfallende Tonschiefer.
- e. Graue Mergelschiefer und Kalke.

larienkieselschiefer, plattige Kieselkalke und Radiolarienhornsteine vor, z.B. bei Oiltaoepe, und bei K. Sioef auf dem Wege nach Nifoe (s. Karte); besonders schön sind dieselben aufgeschlossen im Triasprofil am westlichen N. Nisnoniufer südlich von K. Kalan (s. Abb. 4), wo sie überlagert werden von Grauwackeglimmersandsteinen mit Konkretionen und Planzenhäcksel. Das Profil zeigt Faltung und Bruchbildung, aber keine Auswalzung, Linsenbildung, oder ähnliche auf Überschiebungen deutende Erscheinungen. Wir können deshalb annehmen, dass die Grauwackesandsteine und die detritusarmen Kieselgesteine etwa gleichalterig sind und in nicht grosser Entfernung von einander abgelagert wurden. In solchen Fällen lässt sich eine Trennung zwischen Flysch- und Halobiidenfazies kaum durchführen.

Die verschiedenen Fazies der oberen Trias deuten darauf hin, dass zu dieser Zeit im Timorarchipel bereits ein ausgesprochenes Relief vorlag, wobei die Timorgeosynklinale durch eine oder mehrere Geantiklinalen in wenigstens zum Teil recht tiefe Geosynkinaltröge geteilt wurde (s. auch BROUWER 5, S. 11). Die oben genannte Verknüpfung von klastischen Flyschgesteinen mit Radiolariten dürfte eine primäre Erscheinung sein, welche bereits bei der Ablagerung dieser Gesteine zustande kam infolge von Krustenbewegungen, wodurch bei Hebung im Geantiklinalgebiet klastisches Material dem tiefen Geosynkinaltrog zugeführt werden konnte.

In ähnlicher Weise deutete WANNER das Zusammenvorkommen von Flyschgesteinen und Radiolariten auf Ceram (36, S. 188).

b. Die Trias der Sonnebaitserie ¹⁾.

Diese Gesteinsserie, welche auf der Karte die Keknenoserie vom Mollokristallin trennt, hat besonders nördlich, östlich und südlich vom Mollogebirge eine sehr grosse Verbreitung. Sie bildet ebenfalls den Grossteil des zwischen Kapan und dem Mollegebirge gelegenen, meist grasigen Hügellandes. Von der Keknenoserie unterscheidet sie sich durch den vorwiegend bathyalen Charakter ihrer Ablagerungen, welche z.T. obertriadischen (Halobiidengesteine), z.T. aber auch jungmesozoischen Alters (Globotruncanaschichten) sind. Möglicherweise umfasst sie auch einen Teil der permischen Gesteine (s. S. 99). Im Gegensatz zur Keknenoserie kommen in der Sonnebaitserie basische Eruptivgesteine wie z.B. Serpentine vor, und zeigt die letztere besonders nördlich und östlich vom Mollo-

¹⁾ Nach dem alten Reiche Sonnebait, welches grosse Teile West- und Mitteltimors umfasste.

gebirge einen ausgesprochen chaotischen Bau. Die Tatsache, dass diese beiden so verschiedenen Gesteinsserien gegenwärtig über weite Entfernungen aneinander grenzen, deutet auf horizontale Verfrachtung in grossem Ausmass hin. Nach der Lage der Kontaktfläche, welche z.B. im N. Bisniti und N. Nefokoko (s. Karte) gut aufgeschlossen ist, scheint es, dass die Sonnebaitserie die tektonisch höhere, über die Keknenoserie geschobene Einheit darstellt (s. auch unter Tektonik).

Zur Trias der Sonnebaitserie gehören die an manchen Stellen vorkommenden hellgrauen Plattenkalke, Kalkschiefer und Mergelschiefer, voll mit Halobiidenresten. Diese Gesteine, welche im untersuchten Gebiet nur in geringen Mengen auftreten, befinden sich zuweilen als Brocken in den rötlichbunten, an den germanischen Keuper erinnernden Ton- und Mergelgesteinen, welche wohl gleichfalls triadisches Alter haben. Diese bunten Tone und Mergel sind sehr weit verbreitet und können gewaltige Erdrutsche veranlassen; sie dürften den bunten, manchmal kieseligen Ton- und Mergelschiefern der Keknenoserie entsprechen, wobei in der Sonnebaitserie die ursprünglich vorhandene Schichtung durch die nachherige tektonische Zermalmung nahezu völlig zerstört wurde. Desgleichen werden wohl die in dieser Serie vorkommenden Radiolarite wenigstens zum Teil ebenfalls zur Trias gehören, da sie an andern Orten wiederholt in Wechsellagerung mit Halobiidengesteinen gefunden wurden (WANNER, 35; MOLENGRAAFF, 23). Schliesslich kommen vereinzelt in der Sonnebaitserie Brocken vor von grauen bis braunen Sandsteinen, welche grosse Ähnlichkeit haben mit den Flyschsandsteinen der Keknenoserie.

c. Die Fatoekalkfazies der oberen Trias.

Diese charakteristische Riffazies ist fast über die ganze Insel verbreitet und baut auch im Mollogebiet den grössten Teil der für die timoresische Landschaft so bezeichnenden Fatoes auf. Diese sind besonders zahlreich in der nördlich vom Mollogebirge gelegenen Zone (s. Karte, Profile u. Abb. 5). Markante Felsen bilden u.a. die Fatoes F. Koeas, F. Hake, F. Noawaoe (s. Taf. I, Abb. 2) und F. Oilhautes. Dagegen befinden sich südöstlich vom Mollogebirge nur 3 grössere Fatoes, nämlich der F. Koko (s. Taf. III, Abb. 2), F. Bokemenassi und F. Noawaoe 2. Weit aus die meisten Fatoes liegen in der Zone der Sonnebaitserie; einige wie F. Noawaoe, F. Oni und F. Koko liegen auf kristallinen Schiefeln, und nur ein Fatoe, der F. Bosen, auf der Keknenoserie.

Die Fatoekalke des Mollogebietes sind meist hell- bis dunkelgraue, aber auch gelbe, braune und weinrötliche, dichte bis fein- und grobkristalline Massenkalken; sie sind oft oolithisch, wobei die Ooide in einigen

Fällen grösser als 1 cm werden können. Die Fatoekalke sind arm an Fossilien; mitunter treten auf der angewitterten Gesteinsoberfläche Reste

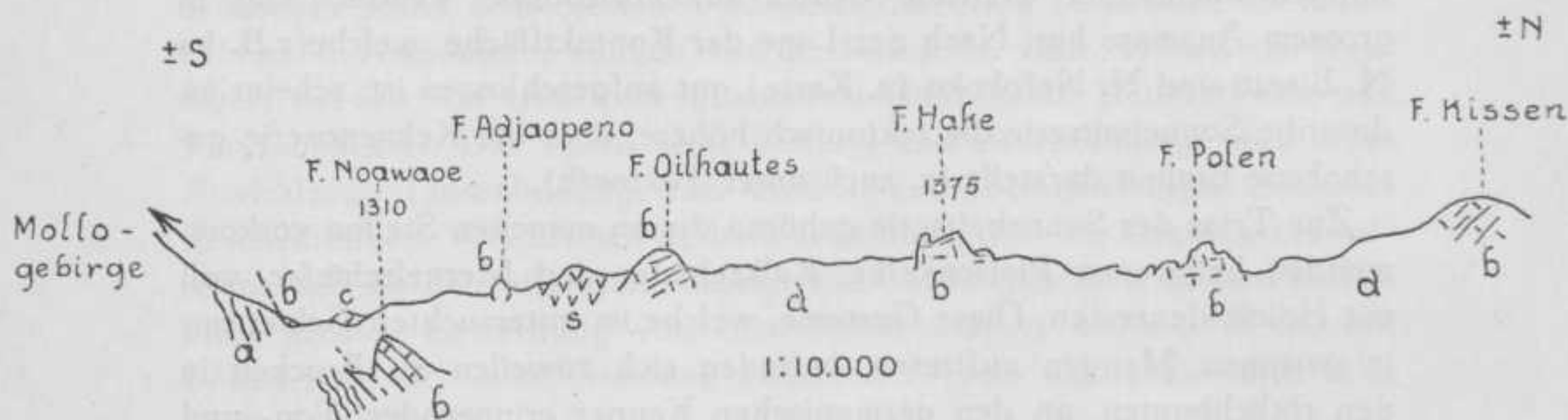


Abb. 5.

Profil durch die Kalkfatoes an der Nordseite des Mollogebirges.

- a. Kristalline Schiefer.
- b. Fatoekalk (Obere Trias).
- c. Basisches Eruptivgestein.
- d. Sonnebaitserie (schlecht aufgeschlossen).
- s. Serpentin.

von Echinodermen und Korallen hervor. Die Riffkalke zeigen oft karrenartige Verwitterung. Besonders in der Umgebung von Nefokoko kommen häufig Fatoekalkblöcke vor, in denen kieselsäurereiche Gesteinspartien infolge ihrer Härte als Bänder, Linsen und Knollen herauswittern.

Zwischen den massigen Bänken der eigentlichen Fatoekalke kommen stellenweise wohlgeschichtete, meist graue Plattenkalke und Mergelkalke vor, in denen zuweilen besser erhaltene Fossilien gefunden werden konnten. Es handelt sich um Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Korallen und Echinodermenreste. KRUMBECK (18) hat aus der Umgebung von Nefokoko die folgenden fossilführenden Fatoekalke beschrieben:

„Gelblichbrauner, (?) massiger *norischer* (?) Brachiopoden-) Fatukalkstein mit der verkieselten, innen mit Quarzdruse erfüllten Schale von *Rhynchonella* aff. *Raxanae* BITTN sp.“

„Am Pfade von Besiana nach Nefokoko. Hellbräunlichgrauer, dichter, *norischer* (?) Brachiopoden-Fatukalkstein von glattem, splittrig muschligem Bruch mit *Aulacothyris* cf. *Joharensis* BITTN sp.“

„Nordseite des Mollogebirges bei Nefokoko am Pfade nach Kapan. Graubrauner, gelbbraun verwitterter, wahrscheinlich *rhätischer* Fatukalkstein mit *Pecten* (? *Chlamys*) *coronatiformis* KRUMB.“

„Am Nordabfall des Mollogebirges. Dunkelgrauer und bräunlicher, gelbbraun und rau verwitterter, tonreicher, stark von Kalzitadern durch-

trümmerter *norischer Fatukalkstein*, ziemlich reich an unbestimmbaren Schalenrümern, und vor allem erfüllt von aus dichtem, rotbräunlichem Kalkstein zusammengesetzten, bis 10 mm grossen, rundlichen Oöiden, die angewittert deutlich zonaren Bau zeigen. Der Kern besteht häufig aus Schalenrümern."

Während ich selber in der Umgebung von Nefokoko ausser Korallen- und Echinodermenresten (besonders *Cidaris*-stacheln) keine bestimmbaren Fossilien sammeln konnte, fanden sich am Südostabhang des Mollogebirges, auf dem F. Bokemenassi zwischen massigen Fatoekalkbänken wohlgeschichtete, gelbliche, gräulich und rötliche Mergelkalke, welche zahlreiche Brachiopoden, Echinodermenreste (*Cidaris*-stacheln und *Isocrinus*-stielglieder) und Gastropoden enthalten. Die Brachiopoden sind hier durchwegs recht gut erhalten. Es wurden bestimmt:

Rhynchonella cf. canabina BITTN.

Rhynchonella canabinaeformis KRUMB. (zahlreiche Exemplare).

¹⁾ *Aulacothyris* nov. sp. (?).

Diese Formen deuten auf oberkarnisches Alter der Bokemenassischichten hin.

Es wäre also bis jetzt in der Fatoekalkfazies des Mollogebietes die norische Stufe nachgewiesen, während die karnische Stufe und Rhät wahrscheinlich ebenfalls vorhanden sind. Obgleich es keineswegs ausgeschlossen ist, dass in dieser Fazies auch hier noch andere Altersstufen vorkommen, habe ich vorläufig alle Vorkommen von Fatoekalk, auch in den Fällen, wo Leitfossilien fehlen, auf Grund des gemeinsamen Habitus als obere Trias betrachtet. Vermutlich werden unter dem Namen Fatoekalk recht verschiedenartige Gesteine zusammengefasst. Einen interessanten Typus bilden die weinroten Fatoekalke, welche einen Grossteil der Fatoes an der Südostseite des Mollogebirges, z.B. des Fatoe Koko (dort mit *Isocrinus* und Korallen) zusammensetzen.

Die Mächtigkeit der Fatoekalke ist schwer zu schätzen, da in Anbetracht der tektonischen Bewegungen, welche Auswalzung, Linsenbildung, Mylonitisierung u. dgl. zur Folge hatten, die Lagerung wohl nie mehr normal ist. Sie beträgt aber wohl sicher mehr als 100 m.

Besonders die nördlich vom Mollogebirge gelegenen Triasfatoes werden in der Regel begleitet von grossen Massen von grünen, diabasartigen, meist stark zerquetschten und völlig verwitterten Eruptivgesteinen. Kontakterscheinungen, etwa von Diabas an obertriadischem Fatoekalk,

¹⁾ Kleine, dicke Exemplare mit starkem Ventralsinus.

STRATIGRAPHISCHE TABELLE DES PERMS U

| | KEKNENOSERIE. | PALELOSERIE. |
|---------|---|---|
| KREIDE. | | <p>Diskordanz.</p> <p>Grauwacken, Konglomerate, Tonschiefer, seltener Kalksteine, Kieselschiefer, Radiolarite, mit viel Effusiva, vulkanischen Brekzien und Tuffen.</p> <p><i>Paleloserie</i> (mit Globotruncana- Fauna und Oxford-Inoceramen).</p> |
| JURA. | | <p>↓ ?</p> |
| TRIAS. | <p>Glimmerkalksandsteine, Grauwacken, Kalksteine, Ton- und Mergelschiefer mit Konkretionen. Seltener Kieselkalke und -schiefer, Radiolarien- hornsteine z.T. reich an Halobiiden.</p> <p><i>Kekneno- serie.</i></p> | |
| PERM. | | |

↑ ?

↓

röt
To
Me
Ho

die
Ki
mi
Ra
Me

ou
gra
Ra
bas
sel

Pla
mer

IS UND DES MESOZOIKUMS IM MOLLOGEBIET.

| SONNEBAITSERIE. | FATOE- UND KRINOIDENKALKE. |
|---|--|
| <p>rötliche Kalkmergel mit Tonhäuten, sandige Mergel, Kieselkalke mit Hornsteinen. } mit Globotruncana-Fauna.</p> | |
| <p>↓ ?</p> | |
| <p>dichte Kalke Kieselkalke mit Hornsteinen, Radiolarite, Mergelschiefer.</p> <p style="text-align: right;"><i>S.O. vom Mollogebirge:</i> Gelb anwitternde, plattige Kieselgesteine. Brandschiefer, Kalk- steine und Mergel, erzreiche Radiolarite.</p> | |
| <p>↓</p> | |
| <p>↑</p> | <p>↑ ?</p> |
| <p>bunte Ton- und Mergelschiefer, graue Kalkschiefer, Radiolarite, Kalksteine, basische Eruptiva (? Serpentin), selten Sandsteine. } z.T. reich an Halo- biiden.</p> | <p>massige, oft oolithische <i>Fatoekalke</i>, seltener plattige Mergelkalke mit Korallen, Cidarisstacheln, Brachiopoden und Isocrinus. Oft begleitet von grünen Eruptivgesteinen.</p> |
| <p>↓ ?</p> | |
| <p>Plattige, mergelige Schichten, Effusiva und Tuffe. (?)</p> | <p>massige, meist rötliche Krinoidenkalke mit Brachiopoden. Konglomerate, Mandelsteinmelaphyre, u. ä. Effusiva, Agglomerate u. Tuffe.</p> |

wie BROUWER (3) sie in der Nimassischlucht beobachtete, habe ich nirgends feststellen können.

Schliesslich gehören wohl ebenfalls zur Fatoekalkfazies gewisse oolithisch-ooïdische, konglomeratische Kalke von hellgrauer Farbe, die als lose Blöcke am Wege von Nefokoko nach Kapan, westlich vom F. Hake gefunden wurden. Die Komponenten, unter denen sich weisse Quarzbrocken, dunkle Kieselkalke und rote Hornsteine befinden, sind z.T. deutlich abgerundet.

IV. JURA UND KREIDE.

Nach WANNER (38) setzen sich auf Timor gewisse Faziesarten der Trias bis in den Jura fort. So z.B. kommt Lias in einer den Fatoekalken nahestehenden Fazies vor am Lelofoeipass und bei Fatoe Nimassi. Es ist möglich, dass im Mollogebiet ebenfalls ein Teil der Fatoekalke noch bis in den Lias hinaufreicht; Beweise hierfür fehlen jedoch. Auch für das Vorkommen von Lias in anderer Fazies und von Dogger liegen im untersuchten Gebiet keinerlei Anzeichen vor. Auf oberen Jura deuten die Inoceramen, welche im N. Beta in der Paleloserie gefunden wurden (s. S. 31). Dagegen ist die Kreide, besonders die obere Kreide, im untersuchten Gebiet sicher weit verbreitet. Sowohl in der Paleloserie als auch in der Sonnebaitserie gelang es an verschiedenen Stellen die für die obere Kreide des östlichen ostindischen Archipels so bezeichnende Globotruncana-Fauna nachzuweisen.

a. Das jüngere Mesozoikum der Sonnebaitserie.

Zusammen mit den teils sicher, teils wahrscheinlich triadischen Ablagerungen, kommen in dieser Einheit Radiolarite, Hornsteine, Kieselkalksteine, Kalksteine und Mergel vor, welche zum Teil die oberkretazische Globotruncana-Fauna enthalten. Möglicherweise hat ein Teil dieser Schichten unterkretazisches oder jurassisches Alter, ohne dass wir dieses beweisen könnten. Die Sedimente sind regelmässig geschichtet und stammen durchwegs aus der bathyalen Zone. Sie können recht verschieden gefärbt sein; die Kalksteine sind in der Regel weiss oder rötlich, die Hornsteine rot, braun oder grünlich, die Radiolarite zeigen grüne, rote, und häufig, infolge von Eisen- und Mangangehalt, auch schwarze Farben. Das jüngere Mesozoikum der Sonnebaitserie erinnert in mancher Beziehung an ähnliche Gesteine der Südalpen (z.B. der Breggiaschlucht), und des Apennins.

Die mit den Seewerkalken und Couches rouges der Alpen zu vergleichenden Globotruncanaschichten bestehen aus rötlichen Kalksteinen, welche oft Hornsteine und dünne Tonhäute enthalten, rötlichen Mergeln und Kalkmergeln, welche manchmal grüne, wahrscheinlich tuffogene Komponenten und vereinzelt Quarzkörner enthalten. Die Schichten zeigen grosse Ähnlichkeit mit der oberen Kreide von Rotti (BROUWER, 6) und

enthalten die gleiche Mikrofauna, wie *Globotruncana* sp., *Textularia* sp., *Oligostegina laevigata* KAUFM. u.a. Globigerinen. Die Globotruncana-schichten der Sonnebaitserie (s. Taf. VII, Abb. 1) sind prachtvoll aufgeschlossen im N. Palelo, wo sie sich in unmittelbarer Nähe von Paleloschichten mit *Globotruncana* befinden.

Obgleich auf der Karte das Mesozoikum in vorwiegend bathyaler Fazies an beiden Seiten des Mollogebirges in der Sonnebaitserie zusammengefasst wurde, so nimmt doch die südöstlich vom Mollogebirge auftretende Sonnebaitserie in wesentlichen Punkten eine Sonderstellung ein. Diese Einheit ist dort zwar ebenfalls sehr intensiv gefaltet, aber die Faltung hat hier oft einen isoklinalen Charakter; eine chaotische Lagerung und gründliche Vermischung der Sonnebaitgesteine untereinander und mit Fatoekalken, permischen Krinoidenkalken und basischen Eruptiva, wie wir sie an der Nordseite des Mollogebirges beobachten, ist hier nicht oder doch in viel geringerem Masse vorhanden. So machen diese Ablagerungen einen monotonen Eindruck; auch lithologisch unterscheiden sie sich in deutlicher Weise von der Sonnebaitserie an der Nordwestseite des Mollogebirges, da dort völlig fehlende Schichten, wie mit gelbem Schwefelbeschlag bedeckte weisse, graue oder schwarze, stets kalkfreie, dünnplattige bis feinblättrige Hornsteine und Kieselschiefer, ferner erzeiche Radiolarite und sogar stark bituminöse, schwarze Brandschiefer in ihnen eine grosse Verbreitung besitzen. Diese bituminösen Schiefer haben 'T HOEN-VAN ES (16) schon von mehreren Stellen beschrieben und chemisch untersucht. Die von diesen Autoren erwähnten Vorkommen im N. Leke bei der Mündung des N. Boko und im Tal des N. Noni (Lalan-Assoegebirge) habe ich ebenfalls besucht. Auch in der Umgebung von Kapan ist diese charakteristische Gesteinsserie weit verbreitet, z.B. bei Oil Toea und besonders am Pfade von Kapan nach Fatoe Naosoesoe, wo zwischen dem Garten des Radjah von Mollo und dem Noil Besnain ein gutes Profil in gelbanwitternden, dünnplattigen Hornsteinen, Radiolariten, Lyditen und z.T. sehr bitumenreichen Tonschiefern aufgeschlossen ist. Im Mollogebiet finden wir dieselben Schichten gut entwickelt bei Fatoe Metan, ferner im Stromgebiet des N. Talimaman und des N. Palelo.

Die Tatsache, dass diese Schichtgruppe sonst in der nordwestlichen Inselhälfte zu fehlen scheint und nur an bestimmten Stellen nordwestlich vom Tertiärbecken vorkommt, dann aber stets mehr oder weniger am Rande desselben, ferner ihr wesentlich einfacherer Bau und ihre lithologische Zusammensetzung deutet darauf hin, dass es sich hier bereits um eine eigentlich schon zur Südosthälfte der Insel gehörige Formation handelt. Da ich ihre tektonische Stellung nicht genauer verfolgt habe, und

es sich bei dieser Gesteinsserie ebenfalls zur Hauptsache um Mesozoikum in bathyaler Fazies handelt, so habe ich dieselbe auf Karte und Profilen einstweilen als zur Sonnebaitserie gehörig betrachtet, obgleich die Verhältnisse wohl kaum so einfach liegen dürften.

b. Die Paleloserie.

Eine ganz andere Fazies des jüngeren Mesozoikums wird gebildet von einer charakteristischen, vorwiegend aus Grauwackesandsteinen, Tonschiefern, Konglomeraten und vulkanischem Material bestehenden Gesteinsserie, welche den grössten Teil des Südostabhanges des Mollogebirges aufbaut und dort stellenweise bis zum Gebirgskamm vordringt. Sie erreicht im Mollogebirge eine grosse Mächtigkeit, welche der kräftigen Faltung wegen nicht genauer geschätzt werden konnte, aber sicher viele hundert Meter beträgt. Nach dem grössten Fluss, der diese Schichtgruppe durchschneidet, gebe ich ihr den Namen *Paleloserie* (s. Karte).

Gesteine der Paleloserie kommen auch an andern Orten in Nied. Timor vor. BROUWER (1, S. 184 ff.) gibt eine ausführliche Beschreibung von am Ufer des N. Noni stromabwärts von Noil Toko (Landschaft Miomaffo) vorkommenden Grauwacken, Grauwackesandsteinen und Konglomeraten, welche mit denen der Paleloschichten des Mollogebirges völlig übereinstimmen. Spuren dieser Gesteinsserie kommen vor im Lalan-Assoegebirge: sie ist ferner gut aufgeschlossen in der Umrandung des Booiegebirges (s. Kärtchen Abb. 10), obwohl die Verhältnisse hier von denen des Mollogebietes insofern abweichen, dass sich die Fazies der Paleloserie hier auch bis ins Eozän weiter forsetzt. Es ist wahrscheinlich, dass diese Gesteinsserie auch in andern Teilen der Insel, besonders dort wo kristalline Schiefer vorliegen, etwa am Lakaan oder im Mosoegebiet, ebenfalls vorhanden sein wird.

Die Paleloserie ist stets an kristalline Schieferkomplexe gebunden, von denen sie durch eine Diskordanz getrennt ist, welche allerdings durch spätere Bewegungen mehr oder weniger verwischt wurde.

1. Die Paleloserie des Mollogebirges.

a). A l t e r.

Die Formation wird einerseits von den kristallinen Schiefen, andererseits von den eozänen Basalkonglomeraten und den diesen aufliegenden Alveolinenkalken begrenzt (s. Profile und Profil Abb. 6). Mit dem Eozän bildet sie eine deutliche Diskordanz, welche besonders im N. Beta gut aufgeschlossen ist. Die Zusammensetzung der Konglomerate und kon-

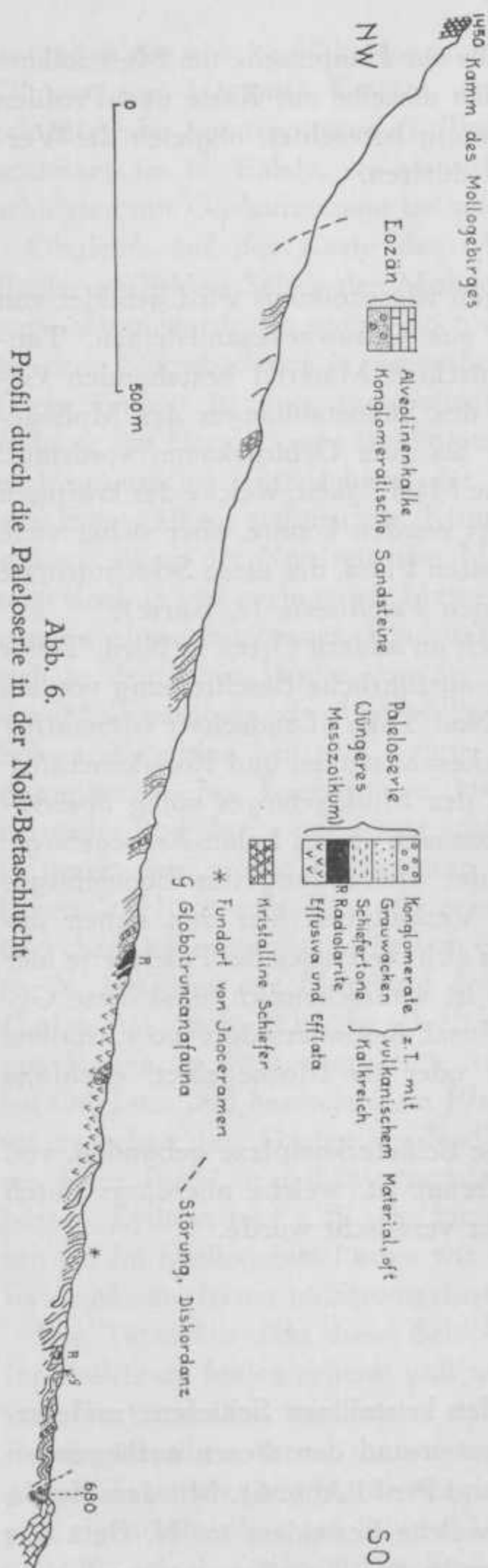


Abb. 6.
Profil durch die Paleoserie in der Noil-Betenschlucht.

glomeratischen Sandsteine, welche sich an der Basis der wohl mittlereozänen Alveolenkalke befinden, deutet auf eine längere Landperiode an der Tertiär-Kreidewende hin (s. auch S. 43). Es scheint hier eine grössere Schichtlücke vorzuliegen. Da ferner der Paleoserie des Mollogebirges, im Gegensatz zum Booigebirge, alttertiäre Fossilien fehlen, so können wir annehmen, dass das Alter derselben hier nicht jünger als obere Kreide ist.

Es kommen nun in den höheren Teilen der Schichtgruppe an verschiedenen Stellen, z.B. im N. Betaprofil und im Tal des N. Palelo (s. Profil Abb. 6) mergelige Tonschiefer und Grauwackensandseine vor, welche die für die Kreide, besonders die obere Kreide, so bezeichnende Globotruncanafauna enthalten (s. Taf. VII. Abb. 2). Es wurden u.a. beobachtet zahlreiche Exemplare von *Globotruncana cf. canaliculata* R., *Gümbelina sp.*, *Oligostegina laevigata* KAUFM., *Globigerina aequilateralis* BRADY. Bei den Globotruncanen handelt es sich um Arten, welche von denen aus den Globotruncanenschichten der Sonnebaitserie abweichen.

Eine für unterste Kreide oder Jura charakteristische Mikrofauna habe ich in der Paleoserie in keinem Fall feststellen können, wobei allerdings zu beachten ist, dass gerade in den tieferen Teilen

dieser Gesteinsserie die ursprünglich sicher vorhandenen Mikroorganismen durch Rekristallisation der kalkigen Bestandteile völlig unkenntlich wurden. Dagegen wurden an einigen Stellen an Inoceramen erinnernde Querschnitte mit prismatischer Struktur gefunden; in einem Fall konnten aus Tonschiefern der N. Betaschlucht (s. Profil Abb. 6) sogar zahlreiche Exemplare von Inoceramen isoliert werden. In diesen Tonschiefern finden wir keine Spur mehr von Mikroorganismen.

Diese *Inoceramen* deuten nach der vorläufigen Bestimmung von HEINZ auf oberen Jura (Oxford); (8). Prof. J. WANNER, der die Stücke ebenfalls studierte, verdanke ich die folgenden Ausführungen ¹⁾: „Die *Inoceramen* Nr. 379 von Noil Beta, etwa 33 Individuen, sind leider so mässig erhalten, dass nach meiner Meinung eine sichere Artbestimmung nicht möglich ist. Vollständige Exemplare fehlen und ausserdem sind alle Bruchstücke mehr oder weniger deformiert. Das ist bei der grossen Bedeutung dieses Fundes leider sehr bedauerlich.

Gleichwohl glaube ich sagen zu können, dass die *Inoceramen* von Noil Beta, die vermutlich zwei verschiedenen Arten angehören, von den mir bekannten *Inoceramen* der Oberkreide so weit abweichen, dass es sich mit ziemlicher Sicherheit nicht um Oberkreide-*Inoceramen* handeln dürfte. Insbesondere die aus dem Misol-Archipel bekannten Oberkreide-*Inoceramen* gehören ganz anderen Formenkreisen an. Die Noil-Beta-*Inoceramen* erinnern im Habitus vielmehr an gewisse *Inoceramen* des Doggers und des Malms, vor allem an I. *Subhaasti* WANDEL 1936 (34) aus dem Oxford von Misol und der Sula-Inseln und von Neuseeland. Eine sichere Identifizierung mit einer dieser Arten ist jedoch wegen der ungenügenden Erhaltung nach meiner Meinung nicht möglich. Es könnte sich auch um diesen nahestehende neue Arten handeln. Aus diesem Grunde lässt sich auch das Alter der Schichten leider nicht genauer feststellen. Ich möchte mich hierüber nur mit Vorbehalt äussern und sagen: wahrscheinlich Dogger oder Malm, vielleicht Oxford“.

Wir kommen somit zu dem Ergebnis, dass die Paleloserie ausser Kreide wahrscheinlich auch Oberjura und möglicherweise auch noch tiefere Teile des Mesozoikums umfasst.

β). Petrographische Zusammensetzung.

Die im grossen eintönige Gesteinsserie, in der die dunklen Farbentöne vorherrschen, besteht hauptsächlich aus fein- bis grobklastischen Sedimenten, wobei alle Übergänge von Tonschiefern bis zu groben Konglo-

¹⁾ Briefliche Mitteilung.

meraten vorkommen. Ein gewisser Kalkgehalt ist fast immer vorhanden. Grauwacken und Grauwackesandsteine treten einerseits mit Tonschiefern, andererseits mit Konglomeratbänken in Wechsellagerung auf, wobei die Schichtung trotz der stets kräftigen Faltung in der Regel deutlich zu erkennen ist (Profil Abb. 6 und Taf. IV, Abb. 5). Stellenweise kommen jedoch stärker gestörte Zonen vor. Bruchflächen und Kalzitadern, welche 30 cm Dicke erreichen können, durchsetzen die Ablagerungen massenhaft. Das Streichen ist vorwiegend NO—SW, das Fallen nach SO, obwohl lokal alle mögliche abweichende Richtungen gemessen werden konnten. Die durchwegs mergeligen Tonschiefer enthalten stellenweise, z.B. im südöstlichen Teil des Noil-Betaprofiles, hellgraue Kieselkalkkonkretionen, welche bis etwa 20 cm Durchmesser erreichen können. Seltener kommen in der Paleloserie mergelige Kalksteine und dunkelgraue Kieselkalke vor. Ferner kommen, überwiegend in den tieferen Teilen der Schichtgruppe, gelegentlich rote und grüne, wohl infolge ihrer Sprödigkeit stark brekziöse, *Radiolarite*, und graue bis violette, griffelartig zerfallende Kieselschiefer vor. Diese Gesteine kommen mehrfach im Noil-Betaprofil vor (s. Abb. 6 und Abb. 15). Zum Teil finden wir sie auch an der Basis der Paleloserie in der Nähe des Kontaktes mit dem Mollokristallin. Die Mächtigkeit der *Radiolarite* dürfte 10 m nirgends überschreiten.

Einen recht wesentlichen Bestandteil der Paleloserie bilden ferner die *vulkanischen Gesteine*. Es handelt sich um durch fehlende Schichtung gekennzeichnete, grüne, olivfarbige bis schwarze, meistens weitgehend umgewandelte Eruptivgesteine, nämlich Diabase, Augitandesite und Quarzandesite; andesitische und dazitische Brekzien, vulkanische Konglomerate und Tuffe. Auch die oben beschriebenen klastischen Sedimente enthalten durchwegs viel Tuffmaterial, darunter sowohl grössere vulkanische Gesteinsbrocken als auch grosse Einzelkristalle von Plagioklas, Hornblende und Quarz. Als eine verkieselte Brekzie eines rhyolitischen Effusivgesteines erwies sich u. d. M. ein stark brekziöses Gestein, welches sich an der Basis der Paleloserie befindet, und in der Gestalt eines scharfen Kammes vom Sesenoepoe nach SW, immer den Kontakt mit den kristallinen Schiefern folgend, in der Richtung von Besiana herunterzieht, wo es unter den Terrassenschottern verschwindet (s. auch S. 74); die durch ihre Härte im Gelände so deutlich hervortretende Brekzie ist tektonisch entstanden, wohl infolge der kräftigen Bewegungen, welche gerade in dieser Kontaktzone stattfanden. Die innerhalb der Paleloserie gelegenen Eruptivgesteine reagierten auf die tektonische Beanspruchung durch Bildung von zahllosen Diaklasen, wodurch diese Gesteine sehr leicht aus einander bröckeln. Auf den Bruchflächen entstehen dabei dünne metallisch

glänzende Häutchen von Eisenoxyd. In diesen Gesteinsfolgen treten Erdrutsche in grosser Menge auf.

Schliesslich sind noch von Interesse die von grünem Eruptivgestein durchsetzten Radiolaritbrekzien, welche im Noil-Betaprofil dort auftreten, wo Radiolarit und Eruptivgesteine aneinander grenzen.

γ). Analyse der Konglomerate.

Für die Lösung von Fragen auf dem Gebiet der Stratigraphie, der Tektonik und der Metamorphose sind die Konglomeratbänke, welche in der Paleloserie vielfach vorkommen, besonders aufschlussreich. Die grünlichgrauen, jungmesozoischen Sedimente zeigen alle Übergänge von grobklastischen Konglomeraten mit Geröllen von bis zu 20 cm Durchmesser nach Grauwackenkonglomeraten und Grauwacken. Ihr Bindemittel ist reich an Kalk und Tuffmaterial. Die Komponenten sind oft deutlich abgerundet. Das meiste Material stammt aus den *kristallinen Schieferen*. Sehr häufig sind Gerölle von kataklastischem Quarz mit Mörtelstrukturen, mit oder ohne Glimmer, ferner Graphitphyllite, Glimmerschiefer und -quarzite, Epidotchloritschiefer und Amphibolite, seltener auch Glaukophanschiefer, Granatgneise und Piemontitquarzite. Wir finden somit fast sämtliche im heutigen Mollokristallin bekannten Gesteinstypen auch unter den Geröllen dieser Konglomerate, während metamorphe Gesteine, die im Mollokristallin unbekannt sind, denselben zu fehlen scheinen. Hieraus folgt, dass das kristalline Schiefermaterial, welches den Hauptbestandteil der Paleloserie bildet, aus dem angrenzenden Mollokristallin und nicht von weit her, etwa aus dem in vieler Beziehung anders zusammengesetzten Moetiskristallin stammt. Diese Folgerung wird bestätigt durch die Tatsache, dass die Paleloserie hier immer an das Mollokristallin gebunden ist. Wir haben daher diese beiden Gesteinsserien als eine tektonische Einheit im weiteren Sinne aufzufassen; dies ist um so wichtiger, da die zwischen denselben auftretende Kontaktzone mit ihren tektonischen Brekzien die Möglichkeit offen liess, dass die Paleloserie eine von weit her über das Mollokristallin geschobene Decke darstellte.

Einen weiteren wesentlichen Bestandteil der Konglomerate bilden *vulkanische Gesteine* wie Diabase, Andesite und Dazite; es kommen auch Basalte vor, welche anscheinend Pseudomorphosen von Kalzit nach Olivin enthalten. Die Fragmente dieser Eruptiva zeigen sehr verschiedene Grösse und Form, z.T. sind sie deutlich durch Wassertransport abgerundet, z.T. aber sind sie ausgesprochen eckig; in diesem Fall dürfte es sich um Efflata handeln, welche ohne wesentlichen Wassertransport abgelagert

wurden. Auch die in diesen Sedimenten eingebetteten, schön idiomorphen, grossen Einzelkristalle von Plagioklas, Quarz und Hornblende müssen als Tuffmaterial betrachtet werden, welches zeugt von der gleichzeitig mit der Ablagerung der Paleloschichten stattfindenden regen vulkanischen Tätigkeit. Aber auch bei den deutlich abgerundeten Diabasen, Andesiten, und Daziten muss es sich um Produkte des mesozoischen Vulkanismus handeln, da es die gleichen Gesteinstypen sind, welche sich als Eruptivmassen zwischen den klastischen Ablagerungen der Paleloserie eingeschaltet befinden. Offenbar waren auf der jungmesozoischen Landoberfläche, welche das klastische Material der Paleloserie lieferte, ausser kristallinen Schiefen auch die jungmesozoischen vulkanischen Gesteine verbreitet.

Dagegen sind mir keine Gerölle bekannt von Melaphyrmandelsteinen, von permischen Krinoidenkalken, oolithischen Trias-Fatoekalken oder von Gesteinen, welche für die Sonnebaitserie bezeichnend sind. Hieraus müssen wir schliessen, dass diese Gesteinsserien im Erosionsgebiet der Paleloserie nicht vorhanden waren, besonders da manche dieser Gesteine eine wesentlich grössere Härte besitzen als gewisse in der Paleloserie vorkommende Gerölle; wir hätten sie deshalb, falls sie wirklich einen Teil der jungmesozoischen Landoberfläche gebildet hätten, unbedingt in den Konglomeraten wiederfinden müssen.

Schliesslich wurden in den Konglomeraten noch einige Gerölle von rotem und grünem Radiolarit und von grauem Mergelkalk gefunden. Im Dünnschliff zeigte ein solcher roter Radiolarit ausgezeichnet erhaltene Radiolarienskelette. Auch in diesen Fällen ist es möglich, die Gerölle von in der Paleloserie selber auftretenden Schichten abzuleiten.

δ). F a z i e s.

Die Paleloserie zeigt alle Merkmale der *Flyschfazies*, wie grosse Mächtigkeit, Monotonie im Grossen, Abwechslung im Kleinen, Fossilarmut usw. Besonders die dunklen Tonschiefer, in denen zuweilen Konkretionen und Kriechspuren auftreten, erinnern stark an diese Fazies. Im Gegensatz zur Keknoserie handelt es sich bei den Ablagerungen der Paleloserie sicher um vom werdenden Gebirge stammende Sedimente. Auf erhebliche Krustenbewegungen zur Zeit der Ablagerung deutet der mehrfache Wechsel von grobklastischen Konglomeraten und Grauwackesandsteinen, welche gelegentlich sogar *Pflanzenreste* enthalten, mit Tonschiefern, Kalksteinen, Kieselschiefern und sogar Radiolariten. Für die letztgenannten Gesteine dürfte das gleiche gelten, was schon über die Radiolarite der Keknoserie gesagt wurde (s. S. 20). Jedenfalls

zeigte im jüngeren Mesozoikum das Mollogebiet bereits ein ausgesprochenes Relief, mit einer oder mehreren Geantiklinalen und Trögen. Einen weiteren Hinweis für orogenetische Bewegungen zu dieser Zeit gibt die Tatsache, dass Gerölle der Paleloserie in den Konglomeraten derselben Gesteinsserie vorkommen. Die scharfe Diskordanz mit dem Eozän und das eozäne Basalkonglomerat beweist, dass auch an der Kreide-Tertiärwende Orogenese stattgefunden hat.

Im grossen und ganzen zeigt die Paleloserie im Mollogebirge weitgehende Ähnlichkeit mit der Keknosserie; sie unterscheidet sich jedoch von dieser dadurch, dass sie ausser den flyschartigen klastischen Schichten auch viel vulkanische Eruptiva und Tuffe enthält.

2. Die Paleloserie an andern Orten Nied. Timors.

Wie oben (S. 29) bereits erwähnt wurde, hat BROUWER (1) von *Noil Toko (Miomaffo)* Grauwacken, Konglomerate usw. beschrieben, welche in jeder Beziehung mit analogen Gesteinen der Paleloserie des Mollogebirges übereinstimmen.

Im *Lalan-Assoegebirge*, welches als die südwestliche Fortsetzung des Mollogebirges angesehen werden muss, finden wir, wohl infolge der hier schon viel weiter fortgeschrittenen Abtragung, nur geringe Spuren der Paleloserie. So z.B. kommen im Oberlauf des N. Noni in inniger Verknüpfung mit kristallinen Schiefen blauschwarze und violette Tonschiefer, kristalline Kieselkalksteine und Brocken von nicht metamorphem grünem Diabas vor, welche der Paleloserie angehören dürften. Typische Paleokonglomerate wurden als Gerölle in den zwischen Kofi und Passi vom Lalan-Assoegebirge herunterkommenden Bachbetten gefunden. Anstehend traf ich dieselben Gesteine nur an einer Stelle im Oberlauf des N. Waikol bei Passi an. Dass die Paleloserie in dieser Gegend jedoch ehemals eine viel grössere Verbreitung gehabt haben muss, folgt aus der Tatsache, dass Komponenten dieser Gesteinsserie (tuffreiche Grauwacken, Konglomerate und Tonschiefer) in den altmiozänen Konglomeraten und Brekzien des Lalan-Assoegebirges sehr reichlich vorkommen. *Booigebiet* (s. Abb. 10).

In der Umrandung des kleinen, nördlich von Noeataoes gelegenen Booigebirges sind Ablagerungen vom Typus der Paleloserie, besonders in den Schluchten des N. Noni und des N. Niti, über weite Strecken gut aufgeschlossen; die Beziehungen zwischen dem Bookristallin, der Paleloserie und dem Tertiär treten in den angeschnittenen Profilen klar hervor.

Nach 'T HOEN-VAN ES (16, S. 13 und Taf. II) schaltet sich im N. Niti zwischen den kristallinen Schiefen und dem Eozän eine Serie von

schwarzen Tonschiefern prätertiären Alters ein, welche Ähnlichkeit zeigen mit manchen Schichten der Flyschtrias und welche keinen Übergang zu den kristallinen Schiefen bilden. Es sind hiermit wohl die mächtigen Ablagerungen von Ton- und Mergelschiefern, Kalksteinen, Tuffen, tuffreichen Grauwacken, Konglomeraten und grünen Eruptivgesteinen gemeint, welche im N. Niti und N. Noni in deutlicher Diskordanz den kristallinen Schiefen aufliegen. Die Tonschiefer im N. Noniprofil enthalten die auf Kreide deutende Mikrofauna; es kommen u.a. vor *Gümbelina* sp., *Textularia* cf. *aciculata* D'ORB., Nodosarien und dickschalige Globigerinen. In Abweichung von der Paleloserie des Mollogebirges aber finden wir in der im N. Nitital aufgeschlossenen Schichtgruppe wiederholt tuffreiche, konglomeratische Foraminiferenkalke, in denen bis zu 6 cm grosse *Discocyclinen* und zahlreiche kleine *Nummuliten* beweisen, dass hier Eozän in der Fazies der Paleloserie vorliegt. Auch graue *Asterocyclinenkalke* kommen in dieser Gesteinsserie vor (s. auch S. 49).

Offenbar setzt die Paleloserie sich im Booigebiet ohne deutliche Unterbrechung vom Mesozoikum ins Eozän fort, wobei allerdings zu beachten ist, dass nach oben der von kristallinen Schiefen stammende Detritus eine immer geringere Rolle spielt, während das vulkanische Material und kalkige Ablagerungen immer mehr in den Vordergrund treten. Im Gegensatz zum Mollo- und zum Lalan-Assoegebirge setzt sich hier also die vulkanische Tätigkeit vom jüngeren Mesozoikum ins Eozän fort.

Die stets intensiv gefaltete Paleloserie und das Booi kristallin werden diskordant überlagert von altmiozänen basalen Konglomeraten, *Spiroclypeus*-haltigen Riffkalken und Tuffmergeln, (s. S. 54 ff.); es handelt sich hier um die Ablagerungen, welche 'T HOEN-VAN ES (16) irrtümlicherweise für Eozän gehalten haben.

Der Kontakt des Booi kristallins mit der Paleloserie ist gut sichtbar im N. Nonital. Bevor der Fluss in einer schwer zugänglichen Schlucht das Booi kristallin (hier fast ausschliesslich aus Plagioklasamphiboliten bestehend) durchbricht, sind etwa 1 km lang, meist graue bis schwarze Grauwacken, Quarzite, Kieselkalke, griffelartig zerfallende Tonschiefer und grünliche Konglomerate, Diabase und Tuffe aufgeschlossen. In diesem Profil scheinen die eozänen Foraminiferenschichten zu fehlen. Am Kontakt selber liegt eine aus schwarzem, zerriebenem Tonschiefermaterial und grossen Quarzbrocken bestehende tektonische Brekzie auf frischen, nicht weiter gestörten Plagioklasamphiboliten.

3. Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen a.a.O. im ostindischen Archipel.

Im östlichen Teil des Archipels stossen wir in der Literatur wiederholt

auf Gesteinsserien, welche an die Paleloserie erinnern. Es sollen hier nur zwei Fälle herausgegriffen werden, bei denen diese Ähnlichkeit mir besonders gross zu sein scheint.

Halmaheira.

Im Nordostarm dieser Insel, zwischen Dodaga und Boeli fand BROUWER (7) jungmesozoische und alttertiäre Ablagerungen, welche starke Anklänge an die Paleloserie, besonders wie diese im Booigebirge entwickelt ist, zeigen. Es handelt sich um tuffreiche klastische Sedimente, Kalksteine, Tuffe und Effusiva. In den Sedimenten konnten die Globotruncanafauna und eozäne Foraminiferen nachgewiesen werden. BROUWER schreibt ¹⁾ (7, S. 17): „Material effusiven Ursprungs kommt schon in den jungmesozoischen Gesteinen der Insel vor. Die oberkretazischen Kalke enthalten vielfach Fragmente und einzelne Minerale andesitischer Effusivgesteine, während manche Schichten ganz aus vulkanischem Material bestehen. Dasselbe gilt für die alttertiären Ablagerungen, wobei in den Kalksteinen oft Fragmente vulkanischer Gesteine vorkommen, während zu derselben Serie Tuffsandsteine, Tuffmergel und Konglomerate mit viel vulkanischem Material und auch Lavaströme gehören, woraus man den Schluss ziehen darf, dass im Alttertiär vulkanische Ausbrüche in der Nähe stattgefunden haben, wobei viel *andesitisches* und *dazitisches* Material ausgeworfen wurde.“

Bei der Untersuchung der mir fr. zur Verfügung gestellten Handstücke und Dünnschliffe von Halmaheira wurde die Ähnlichkeit mit der Paleloserie, welche bereits aus der Beschreibung (7) vermutet werden konnte, bestätigt. Ein Unterschied ist jedoch, dass auf Halmaheira in diesen Ablagerungen das vulkanische Element noch stärker vorherrscht als im Booigebirge; nur die gelegentlich im Dünnschliff auftretenden kataklastischen Quarze könnten von kristallinen Schiefen stammen. Dass aber im Untergrunde Halmaheiras kristalline Schiefer vorkommen müssen, wird durch die von BROUWER (7) in Flüssen des Nordostarmes gefundenen Amphibolitgerölle angedeutet.

Südwestcebes.

Im Pangkadjenegebiet kommen nach 'T HOEN und ZIEGLER (15) kristalline Schiefer und über diesen Kieselschiefer und Quarzite vor, welche von einer jüngeren Tonschiefer-Grauwacke-Arkosesandsteinformation überlagert werden; diese Formation beginnt anscheinend mit einem Basal-

¹⁾ Übersetzung von mir.

konglomerat und wird ihrerseits diskordant bedeckt von Alttertiär, nämlich Kieselstein-Quarzitkonglomeraten und darauf folgenden Sandsteinen, Tonsteinen, Mergeln und Kalkbänken mit eozäner Foraminiferenfauna.

Sofern die Beschreibungen einen Einblick gestatten, erinnern die Verhältnisse im Pangkadjenegebiet mich sehr an die des Mollogebirges. Das gilt nicht nur für die Grauwackeformation, welche ich mit der Paleoserie vergleichen möchte, sondern auch für die kristallinen Schiefer und das Eozän; dieses unterscheidet sich aber von dem Eozän des Mollogebirges durch seine kohlereichen Schichten. Die Grauwackeformation halten 'T HOEN und ZIEGLER möglicherweise für Kreide, während KÜNDIG (19) sie der Tinomboformation (Trias) gleichsetzen möchte. Ein jungmesozoisches Alter der Grauwackeformation halte ich jedoch auf Grund des oben Gesagten für wahrscheinlicher.

V. TERTIÄR.

Gesteine dieser Formation sind auf Timor von vielen Stellen bekannt und haben auch in den untersuchten Gebieten eine bedeutende Verbreitung. Die tertiären Ablagerungen verdienen unser besonderes Interesse, da ihr Reichtum an Fossilien, besonders an charakteristischen Grossforaminiferen es ermöglicht, die stratigraphischen Stufen weit genauer festzustellen als bei den älteren Formationen, wodurch wieder Schlüsse gezogen werden können in bezug auf die tertiären Transgressionen, Regressionen und Krustenbewegungen.

Eine wesentliche Erleichterung für die Bearbeitung des Eozäns und des Miozäns fand ich in der Arbeit HENRICIS (13), in der besonders die Foraminiferen, aber auch die eozänen und altmiozänen Gesteine der Sammlungen WANNER und MOLENGRAAFF beschrieben und in übersichtlicher Weise zusammengestellt worden sind.

Ich habe das Tertiär in der gebräuchlichen Weise in Alttertiär und Jungtertiär gegliedert, wobei das Jungtertiär mit den Ablagerungen der im ostindischen Archipel so weit verbreiteten *Spiroclypeus*-Transgression (Beboeloeh-Transgression) einsetzt.

a. Alttertiär.

Paleozän scheint auf Timor wie auch überhaupt im östlichen Archipel wenigstens in mariner Ausbildung zu fehlen. Das eigentliche Eozän teile ich in der gleichen Art wie HENRICI (13) ein in Unter-, Mittel- und Obereozän, wobei das Untereozän etwa dem oberen Teil der Stufe a_1 , das Mitteleozän der Stufe a_2 und das Obereozän der Stufe b der Gliederung VAN DER VLERKS und LEUPOLDS (33) entsprechen würde.

Das Oligozän (die Stufen c und d) ist auf Timor möglicherweise ebenfalls vorhanden, konnte aber bisher noch nicht nachgewiesen werden.

Da das Alttertiär im Mollo-, Lalan-Assoe- und im Booigebiet jeweils verschieden entwickelt ist, so mögen die Ablagerungen dieser Zeit in jedem Gebiet für sich besprochen werden.

1. Das Alttertiär des Mollogebirges.

Das Alttertiär beschränkt sich hier auf einen durchschnittlich einige 100 m breiten Streifen am Südostabhang des Gebirges, welcher sich mit

STRATIGRAPHISCHE TABELLE DES TERTIÄRS IM

| | MOLLOGEBIET. | LALAN-ASSOEC |
|----------------------|---|---|
| PLIO- PLEISTOZÄN. | Korallenkalke und Globigerinenmergel, Terrassenschotter, z.T. kalkreiche Konglomerate, Sandsteine und Tone. | Korallenkalke und Terrassenschotter. |
| | } S und S W vom Mollo- gebirge. | } Nach WANNER von Lalan-Assoe |
| | Diskordanz. | Diskordanz |
| JUNGMIOZÄN. | | ↑ ? |
| ALTMIOZÄN. | fehlt. | Weisse Tuffmergel und Tuffkalk- Kalkbänken mit u.a. <i>Spiroclypeus</i> , vulkanischem Material. Basale konglomeratische Riffkalke mit <i>angulosa</i> , <i>Miogypsina</i> , <i>Gypsina globulu</i> |
| OLIGOZÄN. | ↑ ? | Diskordanz ↑ ? |
| OBEREOZÄN. | Graue Mergelschiefer mit Globigerinen und kleinen Mollusken. Kalksteine u. Mergel mit <i>Pecten</i> cf. <i>Amus-</i> <i>sium</i> . Nummulitenkalke u. -mergel, mit u. a. <i>Came-</i> <i>rina perforata</i> Montf. A und B, <i>Camerina</i> <i>kelatensis</i> Cart. | Kalksteine und mergelige Kalksteine mit Brekziöse Kalksteine mit <i>Camerina</i> Disk |
| MITTELEOZÄN. | Dickbankige Alveolinenkalke mit u. a. <i>Fas-</i> <i>ciolites ovicula</i> (= <i>timorensis</i>), <i>Cam. perfo-</i> <i>rata</i> MONTF. A, <i>Miliolidae</i> , <i>Velates</i> , cf. <i>Lucina</i> mit seltenen Einschaltungen von Kal- ken mit kleinen Nummuliten. | Alveolinenkalke mit <i>Fasciolites ovicula</i> . |
| UNTEREOZÄN. | Bunte basale Konglomerate mit Quarz- und Radiolaritgeröllen; Sandsteine u. Tone. ↓ ? Diskordanz. | Basale Konglomerate ? Diskordanz |
| KREIDE. | Grauwacken, Tonschiefer, Konglomerate usw. der <i>Paleloserie</i> . | Grauwacken usw. der <i>Paleloserie</i> . |

RS IM MOLLO-, LALAN-ASSOE- UND BOOIGEBIET.

| ASSOEGBIET. | BOOIGBIET. |
|--|--|
| <p>VANNER und 'T HOEN-VAN ES östlich an-Assoegebirge weit verbreitet.</p> <p>Diskordanz.</p> <p>↑ ?</p> | <p>↑ ?</p> |
| <p>alk. stellenweise mit konglomeratischen <i>Miogyssina</i>, <i>Lepidocyclina</i>, und viel</p> <p>ke mit u.a. <i>Spiroclypeus</i>, <i>Lepidocyclina</i> <i>globulus</i>, <i>Lithothamnium</i>.</p> | <p>Weisse Tuffe, Agglomerate und Tuffmergel mit Komponenten von u.a. vulkanischen Gesteinen, Korallenkalcken, kristallinen Schiefem.</p> <p>Massiger weisser Riffkalk, mit Korallen, <i>Lithothamnium</i>, <i>Spiroclypeus</i>, <i>Lepidocyclina</i> und <i>Cycloclypeus</i>. Graue Kalke und Mergel reich an Feuersteinen mit <i>Cycloclypeus</i>, <i>Spiroclypeus</i> usw., konglomeratische Kalke mit Korallen.</p> <p>Basale Konglomerate mit Mollusken.</p> |
| <p>Diskordanz.</p> <p>↑ ?</p> | <p>Diskordanz.</p> <p>↑ ?</p> |
| <p>stein mit <i>Asterocyclina</i> und <i>Discocyclina</i>. <i>Discocyclina</i> und <i>Pellatispira</i>.</p> | <p>Graue Asterocyclinenkalke u. -mergel.</p> |
| <p>ovula.</p> | <p>Ton- und Mergelschiefer, Grauwacken, Kalksteine, konglomeratische Kalksteine reich an vulkanischem Material.</p> <p>Gebänderte Tuffe.</p> <p>In der Fazies der <i>Paleloserie</i>; stellenweise sehr reich an grossen <i>Discocyclinen</i>, <i>Nummuliten</i> u.a. Foraminiferen.</p> |
| <p>Diskordanz.</p> <p>rie.</p> | <p>↓ ?</p> <p>↑ ?</p> <p>Tonschiefer, Grauwacken, Konglomerate mit viel vulkanischem Material, Tuffe und Diabase. } <i>Paleloserie</i>.</p> |

kleinen Unterbrechungen vom N. Boko im Osten bis an das Westende des Gebirges bei Besiana ausstreckt; dieser Streifen wird stets an seiner Nordwestseite von der Paleloserie, an seiner Südostseite von der Sonnebaitserie begrenzt.

Die alttertiären Schichten unterscheiden sich im Gelände schon von weitem durch das gelbliche Weiss der Foraminiferenkalke und durch das Gelb und Braun der basalen Konglomerate von den dunkelgrauen Farbentönen der Paleloserie und der mehr buntgefärbten Sonnebaitserie. Die oft sehr mächtigen Alveolinenkalke bilden eine Kette von schroffen Kalkfelsen am Südostabhang des Gebirges, welche die umgebenden weicheren Ablagerungen um vieles überragen; die vom Mollogebirge herabströmenden Flüsse durchschneiden die Alveolinenkalke in unzugänglichen, engen Schluchten mit zahlreichen Wasserfällen. Gute Profile durch das Alttertiär zeigen die Flüsse N. Petoe, N. Palelo, N. Beta, N. Feno, N. Piko und N. Lelowatan (s. Profile und Abb. 7 und 8).

Das Alttertiär ist im Mollogebirge stets an die Paleloserie gebunden, von welcher es stets durch eine deutliche Diskordanz und ein Basalkonglomerat getrennt ist. Dagegen ist die Begrenzung der alttertiären Schichten nach oben weniger scharf, da hier charakteristische Foraminiferen fehlen und der Kontakt mit der Sonnebaitserie infolge der Weichheit der aneinander grenzenden Ablagerungen fast nie aufgeschlossen ist.

Basale Konglomerate.

Das Tertiär setzt ein mit einer diskordant der Paleloserie auflagernden Serie von Konglomeratbänken, stellenweise auch konglomeratischen Sandsteinen, Sandsteinen und Tonen, welche im ganzen eine Mächtigkeit von etwa 15 m erreichen kann. Die gelbe oder braune Farbe der Konglomerate rührt her vor einem mehr oder weniger grossen Limonitgehalt, welcher im Bindemittel vorkommt. Die Sandsteine zeigen auch graue, rötliche und grüne, die Tone gelbe, graue und rotbraune Farben.

Im Gegensatz zu den Palelokonglomeraten sind diese klastischen Sedimente fast immer kalkfrei. Die Komponenten der Konglomerate, welche etwa 10 cm gross werden können, sind teils deutlich abgerundet, teils haben sie auch eine mehr eckige Form. Sie bestehen ausschliesslich aus kieseligem Material, nämlich Brocken von Quarz, Quarziten, Radiolariten u. dgl. Sehr selten kommen Reste von quarzitischen kristallinen Schiefen vor. Die Mehrzahl der Quarz- und Quarzitkomponenten verrät jedoch durch Mörtelstruktur, durch zuweilen eingelagerte Glimmerschuppen, durch Parallellagerung der Körner und durch Graphitgehalt

ihre Herkunft von kristallinen Schiefen, und zwar offenbar vom Mollokristallin. Ein geringer Teil der Quarzkomponenten zeigt dagegen keine undulöse Auslöschung oder Spuren von Kataklyse. Sie dürften abzuleiten sein von den gleichartigen grossen Quarzkristallen, welche in den dazitischen Gesteinen der Paleloserie häufig auftreten. Die zahlreichen Radiolaritgerölle sind infolge von Verwitterung gebleicht und sind jetzt meistens gelblich gefärbt; die Reste der Radiolarienskelette sind im Dünnschliff noch deutlich zu erkennen. Die Radiolarite können aus der Paleloserie, vielleicht aber auch aus der Sonnebaitserie stammen.

Wie kommt es nun, dass die alttertiären Basalkonglomerate, welche doch zweifellos ihr Material aus demselben Mollogebiet erhielten, diese rein kieselige Zusammenstellung haben, während in den Palelokonglomeraten ausserdem die verschiedensten Typen von kristallinen Schiefen, Effusivgesteinen und sogar mergeligen Kalksteinen vorkommen? Wir müssen annehmen, dass an der Kreide-Tertiärwende eine tiefgründige Verwitterung und Aufbereitung im Mollogebiet stattfand, der alle übrigen Gesteinstypen zum Opfer fielen, sodass nur die harten Kieselgesteine erhalten blieben. Mit einer solchen längeren Periode der Verwitterung und der Erosion, welche auf die am Ende der Kreidezeit vorhandene Landoberfläche einwirkte, dürfte auch die weitgehende Entkalkung und Limonitisierung des Basalkonglomerates zusammenhängen.

Da Fossilien in diesen Schichten nicht gefunden wurden, so konnte ihr Alter nicht genauer bestimmt werden. Jedenfalls sind sie jünger als die *Globotruncana* führende Paleloserie, von der sie durch eine deutliche Diskordanz getrennt sind. Da sie ferner an der Basis der wohl mitteleozänen (a_2) Alveolenkalke liegen, so handelt es sich jedenfalls um Mittel- bis Untereozän. CAUDRI (11) betrachtete das aus ähnlichen Sandsteinen und Konglomeraten bestehende älteste Tertiär der benachbarten Insel Soemba, welches dort u.a. Mollusken führt, als Tertiär a_1 (Untereozän). Es wird dort von Schichten mit *Fasciolites ovicula* NUTT. und *Assilina* überlagert. In die gleiche Stufe a_1 stellen VAN DER VLERK und LEUPOLD (33) die an der Basis der eozänen Foraminiferenkalke gelegenen roten Konglomerate und Sandsteine von Südwestcelebes, wo die Verhältnisse, wie wir oben (s. S. 38) gesehen haben, auch im übrigen an die des Mollogebirges erinnern.

Einstweilen betrachte ich die Basalkonglomerate des Mollogebirges ebenfalls als Untereozän (a_1); es ist jedoch möglich, dass diese Schichten die Ablagerungen einer recht ausgedehnten Periode darstellen und z.T. auch paleozänen Alters sind.

Alveolinenkalke (s. Profil Abb. 7).

Das Basalkonglomerat wird stets konkordant überlagert von einer schätzungsweise etwa 200 m mächtigen Serie von Alveolinenkalken. Es handelt sich um gelblich-weiße, aber auch graue, riffartige Kalkbänke, zwischen denen sich zuweilen dünne braune Mergelschichten lagern (Taf. V, Abb. 2). Die oberen Teile der Alveolinenkalke zeigen bessere Schichtung; schliesslich werden diese konkordant überlagert von den deutlich geschichteten Nummulitenkalcken und -mergeln. Infolge von kräftigen tektonischen Bewegungen sind die Alveolinenkalke stets intensiv gefaltet, wobei häufig Auswulzung und Ausziehung der härteren Bänke zu Linsen und Knollen stattfand. (Taf. V, Abb. 1.) Auch an den Alveolinen lassen sich Spuren von Zerbrecen und Zerdrücken beobachten.

Manche Alveolinenkalkbänke sind sehr reich an dickschaligen Mollusken, wie *Velates*¹⁾ sp., zahlreiche *Naticidae*, cf. *Lucina* sp. Die Grossforaminiferen, welche



Abb. 7.

Profil im Tal des N. Palelo.

- a. Dunkle Grauwacken, Konglomerate und Tonschiefer mit *Globotruncana*-Fauna (Paleloserie).
- b. Altertäre Basalkonglomerate, stellenweise Sandsteine und Tone.
- c. Dickbankige bis massige Alveolinenkalke.
- d. Mergelkalke mit kleinen Nummuliten, und mit grossen Gastropoden und Lamellibranchiaten (cf. *Lucina*).
- e. Graue Mergelschiefer des jüngeren Altertárs.
- f. Rote Kalke mit Hornsteinen und Mergel mit *Globotruncana*-Fauna (Sonnebaitserie).
- g. Effusivgestein.

¹⁾ Die Exemplare erreichen bis 6 cm Länge, d.h. sie werden bedeutend grösser als *Velates rotundatus* MART. aus den Nanggoelanschichten von Java.

den Hauptbestandteil der Alveolinenkalke bilden, sind Alveolinen, und zwar besonders häufig *Fasciolites ovicula* NUTT. (= *Fasc. timorensis* VERB. im Sinne HENRICIS), wobei oft flosculinisierte Exemplare vorkommen, ausserdem *Miliolidae*, kleine *Nummuliten* und *Lithothamnium*. Zwischen den Alveolinenkalken kommen gelegentlich auch helle Mergelkalke vor, ohne Alveolinen, aber mit zahlreichen kleinen Nummuliten (*Camerina perforata* A MONTF.).

Unter den von HENRICI (13) beschriebenen Alveolinenkalken stammen die Nummern 8 und 9 aus dem Mollogebiet. Nr. 8 enthält ausser zahlreichen Exemplaren von *Fasciolites timorensis* VERB. *Amphistegina* sp., Echinodermenreste, *Lithothamnium* sp., und *Siphoneae verticillatae*; das Alter ist nach HENRICI wahrscheinlich mitteleozän. Nr. 9, ein Kalkstein von Fatoe Metan, enthält zahlreiche Exemplare von *Fasciolites oblonga* D'ORB., vereinzelt *Fasciolites Wichmanni* RUTT., *Camerina crasseornata* HENR., Echinodermenreste und *Lithothamnium*. Das Alter wäre Unter-eozän („Ypresien“).

Das Genus *Assilina* habe ich nirgends in den untersuchten Gebieten angetroffen. Bisher ist *Assilina* nur von einer Stelle aus Timor erwähnt worden; es handelt sich dabei um einen von HENRICI aus der Landschaft Amfoang beschriebenen Discocyclinenkalk. Da dieser Autor aber selber ein wahrscheinlich obereozänes Alter für jenes Gestein angibt, so erscheint mir dieses Vorkommen einstweilen fraglich.

Dagegen ist auf Soemba nach CAUDRI das auf die basalen Kalksandsteine und Konglomerate folgende Eozän reich an *Assilina*, *Camerina* und *Fasciolites*. Da diese Schichten aber auch echte Alveolinenkalke mit *Fasciolites ovicula* NUTT. (= *Fasc. timorensis* VERB i. S. HENRICIS) enthalten neben anderen, ebenfalls aus den Alveolinenkalken von Timor bekannten Foraminiferen, so glaube ich diese Ablagerungen der beiden Inseln dennoch als gleichaltrige Bildungen auffassen zu dürfen, wobei das anscheinende Fehlen von *Assilina* auf Timor durch gewisse Faziesunterschiede erklärt werden könnte. Ich stelle deshalb die Alveolinenkalke im untersuchten Gebiet einstweilen ins Mitteleozän (a_2).

Nummulitenkalke und -mergel.

Die Alveolinenkalke werden in der Regel überlagert von wohlgeschichteten Kalken, mergeligen Kalken und Mergeln voll mit kleinen und grossen Nummuliten. Diese Schichten können eine Mächtigkeit von etwa 8 m erreichen. Sie sind besonders im Tal des N. Beta gut aufgeschlossen. Die Kalksteine zerfallen manchmal in kopfgrosse Knollen. Auswalzung und Linsenbildung fehlt den Nummulitenschichten, offenbar weil diese

feiner geschichteten mergeligen Ablagerungen sich mehr für normale, regelmässige Faltung eignen als die massigen Alveolinenkalkbänke.

Die Nummuliten konnten meistens aus dem mergeligen Gestein bequem herausgelöst werden, sodass ich an mehreren Orten ein reiches Foraminiferenmaterial sammeln konnte. Es wurden nur die hauptsächlichsten Typen, welche von HENRICI schon von andern Orten der Insel beschrieben wurden, bestimmt. Weitaus am häufigsten ist *Camerina perforata* MONTF. A- und B-Form im Sinne HENRICIS. Die B-Form erreicht bei manchen Exemplaren eine Grösse von 33 mm, während HENRICI 22,8 mm als maximale Grösse angibt. Seltener ist in diesen Schichten *Camerina kelatensis* CART.; während Alveolinen hier ganz zu fehlen scheinen. Schliesslich wurden in den Nummulitenschichten noch 2 aneinander gewachsene reguläre Echinoidea gefunden.

In Anbetracht ihrer stratigraphischen Lage oberhalb der Alveolinenkalke und auf Grund ihres Foraminifereninhaltes möchte ich die Nummulitenschichten ins untere Obereozän (unteres Tertiär b.) stellen.

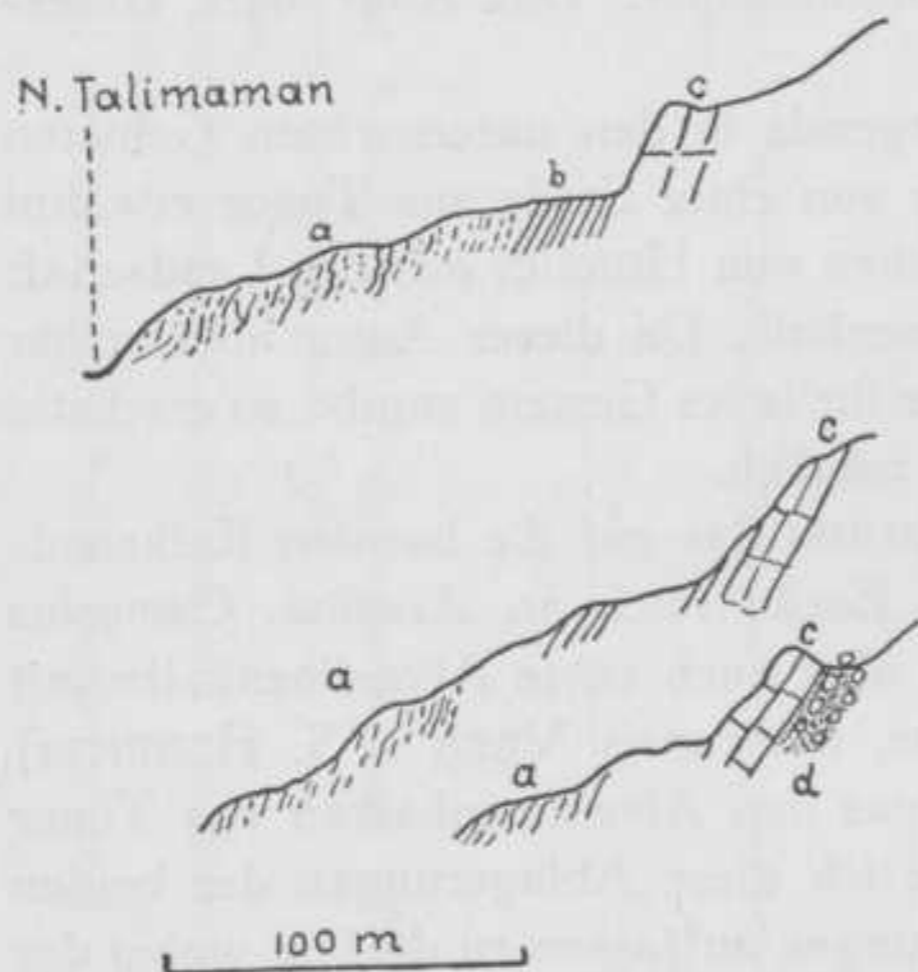


Abb. 8.

Profile durch das Alttertiär bei K. Talimaman.

- a. Graue Mergelschiefer mit Globigerinen und kleinen Lamellibranchiaten (u.a. *Leda* sp.).
- b. Gelbliche sandige Mergelkalke mit Globigerinen und Lamellibranchiaten (zahlreich *Pecten* cf. *Amussium*).
- c. Gelbe Alveolinenkalke mit *Fasciolites timorensis* VERB. und kleinen Nummuliten.
- d. Gelbe Basalkonglomerate und konglomeratische Sandsteine.

nen, *Textularien* u.a. Kleinforaminiferen.

Graue Mergelschiefer mit *Leda* sp. u.a. Mollusken. (Abb. 7 und 8).

Die Nummulitenschichten werden ihrerseits wieder konkordant überlagert von einer schätzungsweise etwa 80 m mächtigen Serie von grauen Mergelschiefern, welche besonders in ihren tieferen Teilen auch gelbliche Mergelkalke enthält, in denen dünnchalige Lamellibranchiaten mit charakteristischen radialen Streifen (*Pecten* cf. *Amussium* sp.) und Kleinforaminiferen vorkommen. In den grauen Mergelschiefern kommen ebenfalls kleine Lamellibranchiaten vor (u. a. oft *Leda* sp.), ausserdem *Globigeri-*

(s. Abb. 8), von wo 'T HOEN-VAN ES (16, S. 58) bereits „hellgrauen Ton, in dem sich feine und sehr kleine Muscheln befinden“ erwähnen. Sie bilden ferner einen grossen Teil der schlecht aufgeschlossenen, an Erdbeben reichen Zone von mergeligen Gesteinen, welche sich an der Südostseite des Mollogebirges zwischen den Alveolinenkalken und der Sonnebaitserie befindet. Eine genaue Bestimmung des Alters der Mergelschieferserie war mangels charakteristischer Leitfossilien nicht möglich. Da sie sich einerseits konkordant an die Nummulitenschichten anschliesst und wie diese kräftig gefaltet ist, andererseits das Eozän aber an verschiedenen anderen Orten der Insel in deutlicher Diskordanz von schwach gefaltetem Altmiozän bedeckt wird, so dürfte es sich hier um oberstes Eozän, vielleicht zum Teil auch noch um Oligozän handeln. Möglicherweise würde Schlämmen des Materials und gründliche Untersuchung der Kleinforaminiferen eine genauere Altersangabe gestatten.

2. Das Alttertiär des Lalan-Assoegebirges.

Die Verbreitung des Alttertiärs ist hier in ähnlicher Weise wie die der Paleoserie weit lückenhafter und weniger mächtig als im Mollogebirge, was zurückgeführt werden kann auf stärkeren Abtrag während des Oligozäns, dem die den kristallinen Schiefen aufliegenden jungmesozoischen und eozänen Ablagerungen zum grossen Teil zum Opfer fielen. Immerhin konnte festgestellt werden, dass das Alttertiär im Lalan-Assoegebirge in einigen Punkten anders entwickelt ist als im Mollogebirge.

Die basalen Konglomerate und Sandsteine sind von hier bisher nicht bekannt. Alveolinenkalke in der Art wie sie im Mollogebirge so weit verbreitet sind, kommen vor beim Dorfe Passi; sie enthalten zahlreiche Exemplare von *Fasciolites timorensis* Verb. und *Miliolidae*. In der Umgebung von Passi fanden 'T HOEN-VAN ES Nummulitenkalkstein.

Im N. Noenbaoen, einige km stromaufwärts vom Dorfe Noenbaoen ist ein etwa 25 m hoher Steilhang angeschnitten, welcher aus wohlgeschichteten braungrauen Mergeln, Mergelkalken und Kalken besteht, in denen zahlreiche kleine *Asterocyclinen* (cf. *Orthocyclina soeroeanensis* v. D. VL.) und Kohlereste vorkommen. Die Schichten lassen sich über mehrere 100 m im Tal verfolgen; sie sind meistens nur schwach geneigt, zeigen aber trotzdem beträchtliche Störungen. Sie werden überlagert von weissen altmiozänen Tuffen und Mergeln; der Kontakt mit diesen Ablagerungen ist hier jedoch nicht aufgeschlossen. Einige 100 m weiter stromaufwärts liegen dieselben Kalke und Mergel auf den Amphiboliten und Aktinolithschiefern des Lalan-Assoekristallins, wobei ihr Streichen 60° O, das Fallen 40° N W beträgt. Auch im Oberlauf des N. Noenbaoen unweit

vom Dorfe Toeboe Lopo, kommen an der Grenze des Kristallins mit der Sonnebaitserie wieder die gleichen graubraunen Asterocyclinenschichten vor (s. Profil Abb. 17). In beiden Fällen dürfte der Kontakt mit dem Lalan-Assoekristallin kein primär stratigraphischer sein, es scheint mir vielmehr, dass das Eozän durch intensive Bewegungen mit den kristallinen Schiefen verschuppt wurde.

Im Oberlauf des N. Waikol, einem westlichen Nebenflüsschen des N. Noenbaoen, stehen nicht weit vom Dorfe Passi wohlgeschichtete graubraune Mergel und Kalke an, welche grosse Ähnlichkeit zeigen mit den Asterocyclinenschichten; sie enthalten Kohlereste und Foraminiferen, und werden konkordant überlagert von stark brekziösen, hellen, riffartigen Kalksteinen, welche reich sind an eozänen Foraminiferen. Es kommen darin vor u.a. *Discocyclus sp.*, *Camerina sp.*, *Miliolidae*, *Lithothamnium sp.*, Bryozoen. Die Schichten zeigen kräftige, aber regelmässige Faltung und sind durch eine schmale, nicht aufgeschlossene Zone vom Lalan-Assoekristallin getrennt.

Die gleichen graubraunen Kalke und Mergel können zuweilen sehr reich sein an *Discocyclus*. Solche *Discocyclus*kalke wurden z.B. angetroffen zwischen Passi und Kofi am Westrande des Lalan-Assoegebirges. Die Foraminiferenfauna und die stratigraphischen Verhältnisse deuten darauf, dass es sich bei diesen Asterocyclin- und *Discocyclus*schichten um Obereozän handelt.

Schliesslich fand ich in den vom Westrande des Lalan-Assoegebirges herabkommenden Bachbetten Gerölle von weissen eozänen Foraminiferenkalcken, welche zahlreiche Durchschnitte von *Discocyclus sp.*, *Camerina sp.*, *Pellatispira sp.*, *Amphistegina*, ferner *Miliolidae* und *Lithothamnium* zeigen.

3. Das Alttertiär des Booiegebirges.

Eine ganz andere Ausbildung zeigt das Alttertiär im Booiegebirge. Vergeblich suchen wir hier die Basalkonglomerate oder die Alveolenkalke, Nummulitenkalke und grauen Mergelschiefer mit *Leda*, wie sie im Mollogebirge allenthalben vorkommen. Alttertiäre Ablagerungen habe ich im Booiegebiet nur im Tal des N. Niti stromaufwärts von der Mündung des N. Soemkiki angetroffen (s. Kärtchen Abb. 10), wo eine gewiss mehr als 100 m mächtige, konkordante Serie von Mergelschiefern, konglomeratischen Tuffkalcken, Kalksteinen und Tuffen in schöner Weise aufgeschlossen ist. Die Schichten, welche den schwarzen Tonschiefern „prätertiären“ Alters, über welche 'T HOEN-VAN ES (16, S. 13 u. Tafel II) berichten, entsprechen, zeigen durchaus die Fazies der Paleoserie. Da

die Mergel und Kalksteine aber an verschiedenen Stellen eine reiche, aus Discocyclinen, Nummuliten, Asterocyclinen, Miliolidae usw. bestehende Foraminiferenfauna enthalten, so folgt hieraus, dass diese Schichtgruppe zum grossen Teil sicher eozänen Alters ist. Ich will aber nicht bestreiten, dass ein Teil dieser Schichten möglicherweise bis in das Mesozoikum herabreicht. Eine auf obere Kreide deutende Mikrofauna konnte allerdings nur in der im N. Nonital an der Südseite des Booigebirges aufgeschlossenen Paleloserie nachgewiesen werden; dort aber scheint das Eozän wiederum zu fehlen.

Betrachten wir nunmehr das im N. Niti angeschnittene Profil. Bei der Mündung des N. Soemkiki liegen über brekziösen Amphiboliten dunkelgraue, *stark ausgewalzte Mergelkalke* mit *Asterocyclinen*, welche wieder überlagert werden von einem etwa 20 m hohen, aus grauen kristallinen Massenkalk bestehenden Felsen, dem Fatoe Tone. Etwa 300 m stromaufwärts stehen regelmässig geschichtete, grünliche, konglomeratische Tuffkalke an, welche zahlreiche *Discocyclinen* (manche Exemplare erreichen die stattliche Länge von mehr als 6 cm), ferner kleine Nummuliten, Milioliden, Globigerinen, Bryozoen enthalten. Die Komponenten des Konglomerates bestehen vorwiegend aus vulkanischem Material, es kommen aber auch kristalline Schiefer darunter vor. Die Discocyclinentuffkalke werden konkordant überlagert von grünen bis violetten mergeligen Tonschiefern, Grauwacken und Tuffen, und von grauen Mergelkalken mit Kohleschmitzen, welche ebenfalls zum Teil eozäne Grossforaminiferen führen. Stromaufwärts bleiben etwa 800 m lang die gleichen Schichten aufgeschlossen, welche stellenweise Grossforaminiferen enthalten. Es kommen weiter in dieser Schichtgruppe auch viel dunkle, griffelartig zerfallende Mergelschiefer mit Kriechspuren u.ä. Gebilden auf den Schichtflächen vor, welche gelegentlich abwechseln mit seltenen hellen Kalkbänkchen und mit gelblichgrauen, gebänderten Tuffkalken, in denen kleine Gastropoden und Kleinforaminiferen gefunden wurden.

Das Streichen der stets kräftig gefalteten Schichtgruppe verläuft meistens Ostnordost; Fallen meistens 25—60°, Südsüdost.

Vor der Mündung des N. Biselo genannten südlichen Nebenflusses wird die Formation diskordant bedeckt von mächtigen altmiozänen Riffkalken, welche in riesigen Blöcken das ganze Tal versperren. Der Kontakt mit dem Altmiozän ist nicht gut aufgeschlossen.

Wir sehen somit, wie im Booigebiet die im Mollo- und im Lalan-Assoegebirge auf das Mesozoikum beschränkte Fazies der Paleloserie auch noch das Eozän umfasst; doch spielt hierbei das vulkanische Material eine verhältnismässig viel grössere Rolle als in den beiden

anderen Gebieten, während der Anteil der kristallinen Schiefer zurücktritt. In dieser Beziehung zeigt die Paleoserie eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Eozän und dem jüngeren Mesozoikum der Insel Halmaheira (s. S. 37).

Eozän in nicht vulkanischer Fazies kommt etwas westlich vom K. Nai Koekoe beim Fatoe Wolwelo am Pfade nach Noeataoes in der „Klippenzone“ vor. Es handelt sich um Blöcke eines rotbraunen Konglomerates und eines weissen Discocyclinenkalkes, in dem ausser grossen Discocyclinen auch Nummuliten vorkommen. Bemerkenswerterweise scheinen kristalline Schiefer in der nächsten Umgebung zu fehlen.

4. Einige weitere Vorkommen von Eozän.

Auf ihrer geologischen Übersichtskarte haben 'T HOEN-VAN ES in der Landschaft Fatoe Leo bei den zwischen F. Noeataoes und F. Amin gelegenen Pottos¹⁾ Mese und Bipollo an drei verschiedenen Stellen Eozän angegeben. Ihrer Beschreibung nach (s. 16, S. 72) liegt hier eozäner koralligener Kalkstein vor. Ich habe die genannten Stellen besucht, ohne eine Spur von Eozän finden zu können; m.A.n. dürfte es sich hier wie im Booigebiet um eine Verwechslung mit altmiozänen Riffkalken handeln.

Schliesslich durfte ich einige von Ir. F. A. H. W. DE MAREZ OYENS im N. Aintenoe 5 km nordöstlich von Basleo (Landschaft Amanoebang) gesammelte eozäne Gesteine untersuchen. Es handelt sich um Blöcke grauer Kalke und mergeliger Kalke, welche erfüllt sind von zahllosen Nummuliten, nämlich *Camerina* cf. *perforata* MONTF. A-Form, weniger häufig auch B-Form. Ferner um graue konglomeratische Foraminiferenkalke, welche im Dünnschliff u.a. *Discocyclina* sp., *Pellatispira* sp., *Camerina* sp., *Amphistegina* sp., *Miliolidae* enthalten. Die Komponenten des konglomeratischen Gesteines werden kaum grösser als 1 cm; es sind basische Effusiva, Hornsteine und grosse, normal auslöschende Quarzkörner; Fragmente kristalliner Schiefer wurden bemerkenswerterweise nicht angetroffen.

b. Jungtertiär.

Während das Oligozän auch für Timor, wohl infolge der damaligen starken Orogenese eine Landperiode bedeutete, in der keine oder doch nur sehr lückenhafte Sedimentation stattfand, setzte mit dem Beginn des Miozäns die im ostindischen Archipel so verbreitete Beboeloeh-Trans-

¹⁾ = Schlammvulkane.

gression ein (V. D. VLERK-LEUPOLD, 1931), welche grosse Teile der alttertiären Landoberfläche überflutete. Altmiozäne marine Ablagerungen sind auf Timor besonders im Westen, nämlich in den Landschaften Amfoang und Fatoe Leo weit verbreitet, sie kommen aber auch viel weiter östlich vor. Schon WANNER (35) kannte die miozänen brekziösen Kalksteine von Noil Toko (Landschaft Miomaffo). HENRICI (13) hat unter dem Namen Amfoangschichten Kalksteinbrekzien mit mehr oder weniger starkem Gehalt an Quarz, Komponenten von Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen und mesozoischen Kalken mit *Lepidocyclina*, *Cycloclypeus*, ?*Spiroclypeus* und *Miogypsina* beschrieben, welche er als „Oberaquitan oder? Burdigal, vermutlich Oberaquitan“ betrachtet. Die beschriebenen Gesteine stammen zumeist aus der Landschaft Amfoang NW von Lelogama, z.T. aber auch aus der Umgebung von Noil Toko und östlich von Atapoepoe (Landschaft Djeniloe).

Meine Untersuchungen führen mich nunmehr zu dem Ergebnis, dass das Altmiozän im westlichen Timor eine viel grössere Verbreitung hat, als bisher angenommen wurde. So z.B. finden wir mächtige Sedimentpakete dieser Stufe im Booigebiet, beim F. Toaf, F. Bismela, im Oberlauf des N. Tramnanoe und im Lalan-Assoegbiet. Es handelt sich dabei um basale Konglomerate und konglomeratische, z.T. brekziöse Riffkalke, mergelige Kalke z.T. mit viel Feuersteinen, Tuffmergel und besonders um mächtige Korallenriffe, deren altmiozänes Alter (Tertiär e) durch eine u.a. aus *Spiroclypeus*, *Cycloclypeus*, *Miogypsina* und *Lepidocyclina* bestehende Foraminiferenfauna gekennzeichnet wird. Die häufig zwischen diesen Sedimenten geschalteten vulkanischen Tuffe, Konglomerate und Agglomerate sind Zeugen für eine intensive vulkanische Tätigkeit während der Ablagerung.

Beim Vergleichen des von HENRICI bearbeiteten Materials in Bonn mit dem meinigen stellte es sich heraus, dass seine Amfoangschichten genau die gleiche Foraminiferenfauna enthalten und folglich das gleiche altmiozäne Alter besitzen wie die oben genannten Ablagerungen, und lithologisch besonders mit den basalen, konglomeratischen Schichten derselben übereinstimmen. Da es sich bei den bisher bekannten miozänen Ablagerungen anscheinend um kleine, isolierte Vorkommen handelte, so betrachtete WANNER (35) diese Gesteine noch als tektonisch mit zu seiner Klippenzone gehörig. Ich konnte nun aber zeigen, dass das von mir studierte Altmiozän nur verhältnismässig schwach gefaltet ist und deutlich über alle älteren Strukturen der Insel transgrediert. Die kleinen, isolierten Miozänvorkommen in der Umgebung von Lelogama lassen sich dann in der Weise erklären, dass die Beboeloh-Transgression durch bald

auftretende Hebung nur kurze Zeit bis in jene zentralen Teile der Landschaft Amfoang vordringen konnte, sodass dort nur wenig mächtige und anscheinend gerade die basalen Schichten des Altmiozäns zur Ablagerung gelangen konnten, welche später zum grössten Teil der Erosion zum Opfer fielen. Es ist aber auch möglich, dass auch in diesem Gebiet das Altmiozän eine grössere Verbreitung hat, und dass sich besonders ein Teil der Korallenkalke und der vulkanischen Gesteine ebenfalls als Miozän erweisen wird. In einigen Fällen konnte dieses bereits mit Sicherheit festgestellt werden (s. S. 57).

Bis jetzt konnte in den Ablagerungen dieser Transgression auf Timor nur Altmiozän (Tertiär e) nachgewiesen werden, da *Spiroclypeus* auch in den höheren Teilen der Schichtgruppe gefunden wurde.

Jüngeres Miozän ist möglicherweise vorhanden, konnte aber bisher auf Timor im Gegensatz zu Soemba, wo nach CAUDRI (11) ausser Tertiär e auch sicheres Tertiär f vorliegt, nirgends nachgewiesen werden. Jedenfalls muss Timor in dieser Zeit zum grössten Teil über Wasser gelegen haben. Gegen das Ende der Tertiärzeit drang das Meer erneut tief ins Innere der Insel ein, wobei u.a. die hellen Kalke und kreidigen Globigerinenmergel, für welche ein plio-pleistozänes Alter angenommen wird, und die jungen, in jüngster Zeit stark gehobenen Korallenkalke zur Ablagerung kamen.

1. *Das Jungtertiär und die jüngsten Ablagerungen im Mollogebiet.*

Da Spuren der altmiozänen Transgression und auch jüngere marine Sedimente im Kartengebiet völlig fehlen, so dürfte diese Gegend auch im Jungtertiär und Quartär Land gewesen sein.

Als Plio-Pleistozän betrachte ich die mächtigen alten Flussterrassen des N. Nisoni und seiner östlichen Nebenflüsse. Diese sind besonders schön entwickelt im Unterlauf des N. Palelo, wo sie eine Mächtigkeit von mehr als 50 m erreichen können (s. Karte u. Profile); es sind zum Teil zu regelrechten Konglomeraten und konglomeratischen Kalken verhärtete Schitter; stellenweise kommen zwischen den grobklastischen Sedimenten auch Einlagerungen von grünlichgrauen sandigen und tonigen Schichten vor. Die Ablagerungen sind ungefaltete, zeigen aber zuweilen eine schwache Neigung der Schichten.

Die sich nach S weit fortsetzende Flussterrasse wird nach WANNER und WELTER (35, S. 139) bei Koatnana und östlich von Besiana an manchen Stellen mit jungen Korallenkalken bedeckt. Diese Korallenkalke, und die sie unterlagernden weissen Globigerinenmergel fehlen dem eigentlichen Mollogebiet, sie kommen aber im breiten Tal des N. Leke z.B. bei

der Mündung des N. Talimaman, und weiter stromaufwärts bei Fatoe Metan vor. Sie sind ferner weit verbreitet auf dem zwischen dem N. Leke und Soë gelegenen Plateau.

Verschiedene in allerjüngster Zeit gebildete Flussterrassen, welche einige m hoch werden können, befinden sich im Tal des N. Nisnoni. Ein Beispiel für die Zusammensetzung einer solchen Terrasse gibt Abb. 9.



Abb. 9.

Junge Terrassenschotter am N. Nisnoniufer bei K. Kalan.

2. Das Jungtertiär im Lalan-Assoegebiet.

Das Altmiozän ist hier prachtvoll aufgeschlossen in der Schlucht des N. Waikol, einem südwestlichen Nebenfluss des N. Noenbaoen unweit von Passi, wo in ± 0.5 m mächtigen Bänken grobkonglomeratische Riffkalkbrekzien (Streichen \pm N 70 W, Fallen \pm 55 N) diskordant auf Amphiboliten des Lalan-Assoekristallins ruhen. Diese Ablagerungen enthalten eine reiche, altmiozäne Foraminiferenfauna. Es wurden bestimmt: *Spiroclypeus* sp., *Miogypsina* sp., *Lepidocyclina angulosa* PROV., *Gypsina globulus* REUSS, *Amphistegina* sp., *Rupertia* sp., *Miliolidae*, *Lithothamnium* und Echinodermenreste. Zahlreich sind ferner grosse Korallen.

Während die miozänen Kalkbrocken dieser konglomeratischen Brekzien grösser als 0.5 m werden können, erreichen die zahlreichen Komponenten der älteren Gesteine höchstens eine Grösse von 20 cm. Unter den letzteren finden wir Amphibolite u.a. kristalline Schiefer, ferner tuffreiche Grauwacken, Konglomerate und Tonschiefer aus der Paleoserie, ausserdem Kalksteine, Hornsteine und Radiolarite, deren Herkunft unsicher ist. Die Entstehung dieser eigenartigen konglomeratischen Riffkalkbrekzien denke ich mir auf ähnliche Weise, wie RUTTEN (25) das für Trias-

konglomerate von Ceram beschrieben hat, nämlich an einer Küste, wo kleinere, von weiter her transportierte Gerölle abgelagert wurden, während in der Nähe der Küste Korallenriffe wuchsen, von denen grössere Blöcke abgebrochen und durch die Brandung auf den Strand geworfen wurden.

Die Brekzien werden konkordant überlagert von weissen kreideartigen Tuffmergeln und kieseligen Tuffen; diese enthalten stellenweise härtere konglomeratische Kalkbänke, welche reich sind an vulkanischem Material und welche die gleiche, oben genannte, altmiozäne Foraminiferenfauna führen.

Bemerkenswerterweise wurde in einer solchen Schicht ausserdem *Camerina sp.* angetroffen, aber diese befindet sich hier wohl sicher auf sekundärer Lagerstätte, da wir ja in diesen altmiozänen Ablagerungen, welche ihr Material vom Lalan-Assoegebiet, in dem ja heute noch viel Eozän vorkommt, herleiteten, eozäne Gesteine und eingeschwemmte eozäne Foraminiferen zu erwarten haben. Es liegen hier sehr ähnliche Verhältnisse vor, wie CAUDRI (11, S. 192) sie von Soemba beschrieben hat. Frl. Dr. CAUDRI zeigte mir ein dem oben beschriebenen sehr ähnliches Konglomerat von dieser Insel, in dem ausser der charakteristischen altmiozänen Foraminiferenfauna u.a. auch Gerölle von weissem Kalkstein mit Nummuliten vorkommen.

Das Altmiozän ist im Lalan-Assoegebiet in der Regel als weisse, kreidige Mergel und Tuffe ausgebildet, während die im Booiegebiet so verbreiteten mächtigen Kalkriffe zu fehlen scheinen. Die kreidigen Ablagerungen sind besonders im Tal des N. Noenbaoen zwischen dem Dorf Noenbaoen und dem Lalan-Assoekristallin über weite Strecken aufgeschlossen; sie zeigen durchwegs eine schwache, wellenartige Faltung, nur in seltenen Fällen sind die Schichten steilgestellt.

3. Das Jungtertiär im Booiegebiet.

Das Altmiozän ist hier viel vollständiger entwickelt und lässt sich besonders in den Tälern des N. Noni und des N. Niti gut studieren (s. Karte Abb. 10). Die altmiozänen Sedimente, welche hier zum wesentlichen Teil aus mächtigen Korallenriffen bestehen, setzen sich vom Booiegebirge weit nach Norden fort gegen das Mosoegebiet, und bauen u.a. den F. Bikmela, F. Toaf, und den oberen Teil des Tramnanoetales auf, was schon WANNER (35) bekannt war, der allerdings damals diese Ablagerungen noch als Pliozän-Quartär betrachtete. Sie stimmen ferner überein mit den von 'T HOEN-VAN ES für Eozän gehaltenen Schichten (16, Taf. II und S. 14).

Die Formation, welche alle älteren Gesteinsserien diskordant überdeckt,

setzt ein mit einem Basalkonglomerat, in dem besonders die kristallinen Schiefer als Komponenten stark vertreten sind. In dem z.T. nur wenig

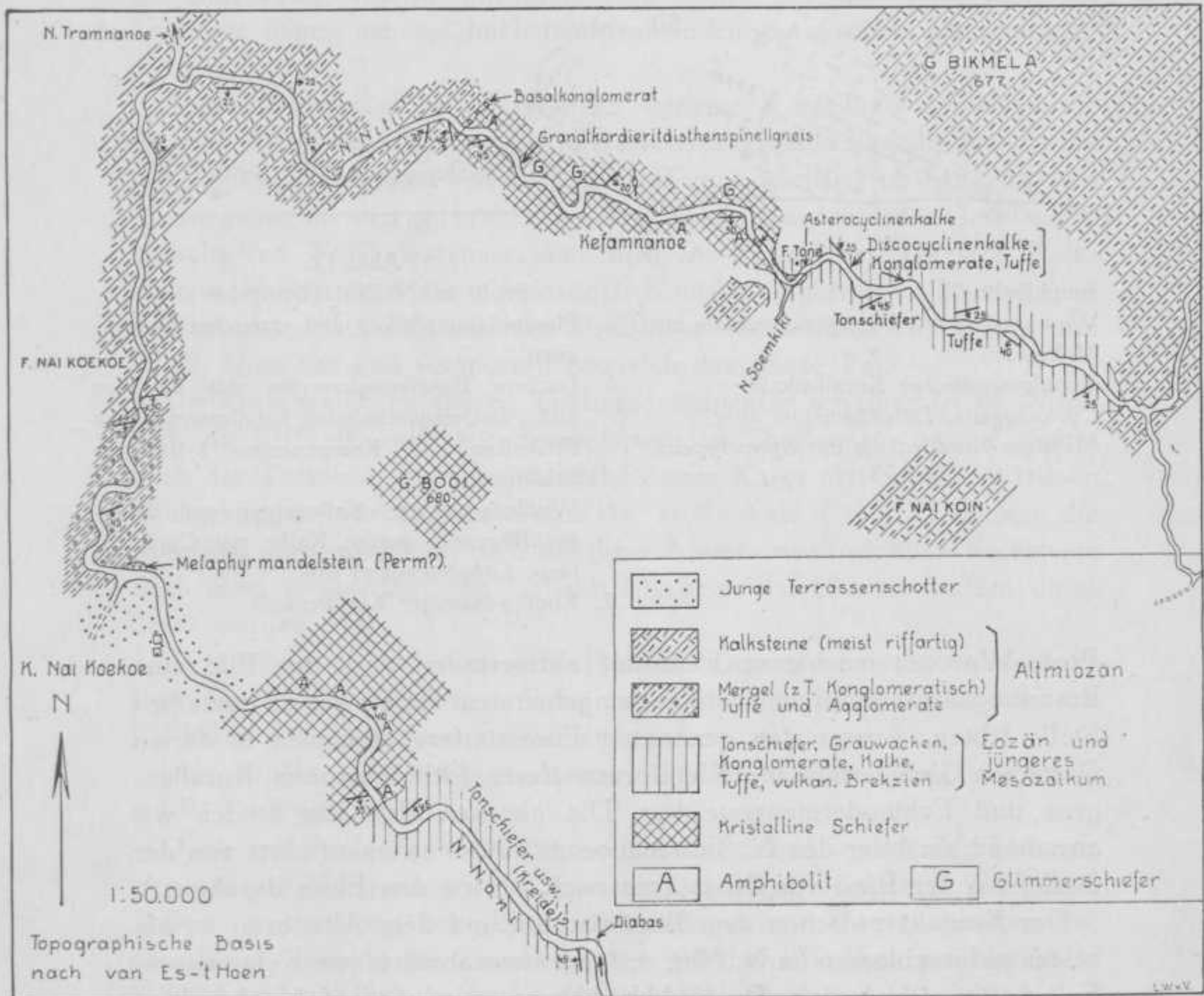


Abb. 10.

Übersichtskarte des Booigebirges.

verhärteten Konglomerat kommen unbestimmbare Molluskenschalen vor. Wir finden dieses Gestein z.B. in der N. Nonischlucht etwa 500 m stromaufwärts von der Mündung des N. Niti, wo es auf stark verwitterten, wahrscheinlich amphibolitischen Gesteinen ruht und überlagert wird von mächtigen weissen Korallenriffen, welche ± 60 m hohe Steilwände bilden (s. Abb. 11 und Taf. IV, Abb. 6). Der kreidig weisse Riffkalk ist etwas brekziös und kompakter als die plioleistoziänen

Korallenkalke; im Dünnschliff zeigt er eine reiche Foraminiferenfauna, u.a. mit *Spiroclypeus*, *Cycloclypeus*, *Lepidocyclina* (s. Taf. VIII, Abb. 2).

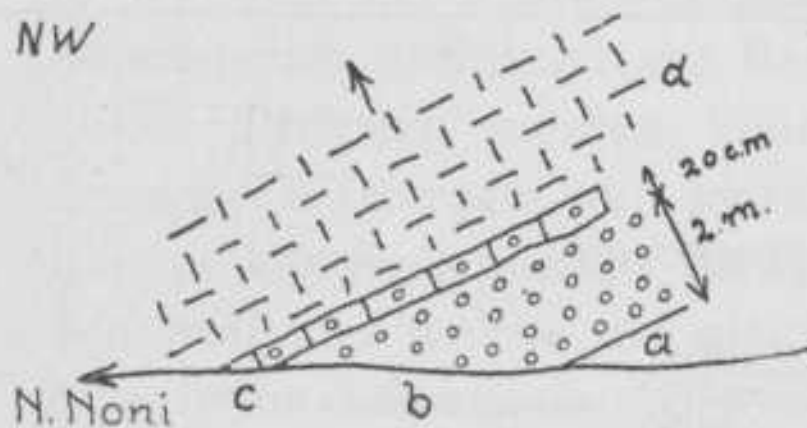


Abb. 11.

- a. Amphibolit (?)
- b. Wenig verhärtete Basalkonglomerate mit Mollusken.
- c. Konglomeratischer Korallenkalk, *Cycloclypeus*, *Lithothamnium* usw.
- d. Massiger Korallenkalk mit *Spiroclypeus*.

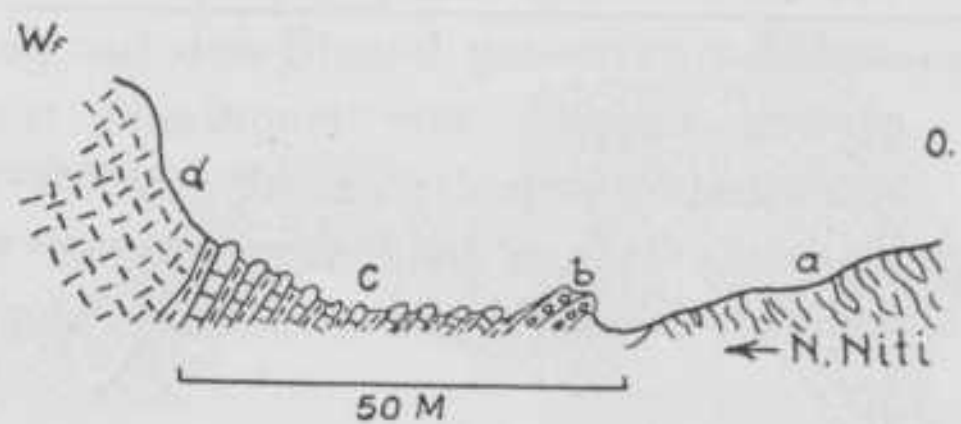


Abb. 12.

Profil im N. Niti (Booigebiet).

- a. Plagioklasamphibolit und erzeicher Granatgneis.
- b. Lockere Basalkonglomerate mit Korallen und zwischengeschalteten konglomeratischen Riffkalke mit Komponenten kristalliner Schiefer.
- c. Wohlgeschichtete Kalkmergel und feuersteinführende, poröse Kalke mit *Cycloclypeus*, *Lithothamnium* usw.
- d. Knollig-massiger Korallenkalk.

Prof. WANNER machte mich darauf aufmerksam, dass das Bild eine Brandungsbrekzie darstellt und die eingebetteten Tiere nicht an derselben Stelle lebten. Ausser den genannten Foraminiferen kommen in diesen Gesteinen Globigerinen u.a. Kleinforminiferen, Lithothamnium, Korallenrus und Echinodermenreste vor. Die gleichen Riffkalke finden wir anstehend am Ufer des N. Tramnanoe ± 200 m stromaufwärts von der Stelle, wo der Pfad von Noeataoes nach Mosoe den Fluss durchquert.

Der Kontakt zwischen dem Booi kristallin und dem Altmiozän ist am besten aufgeschlossen im N. Niti, ± 1 km stromabwärts von Kefamnanoe. Es schaltet sich dort (s. Profil Abb. 12) zwischen die auf Amphiboliten ruhenden basalen Konglomerate und die massigen Riffkalke eine auch an vielen andern Stellen in der N. Nitischlucht zutage tretende Serie von hellen Mergelkalke, welche reich sind an grauen Feuersteinen und an Foraminiferen (u.a. *Cycloclypeus*). Die Anordnung der Feuersteine lässt die Schichtung und die zuweilen nicht unbedeutliche Faltung erkennen. In den massigen Riffkalke ist das nicht der Fall, da diese auf die späteren Krustenbewegungen eben nicht durch Faltung, sondern durch Bildung von Brüchen und Brekzien reagierten.

Im Booigebiet treten die Spuren des altmiozänen Vulkanismus in viel stärkerem Masse hervor als im Lalan-Assoeggebiet. Es handelt sich um

weisse mergelige und sandige Tuffe, z.T. auch um regelrechte Agglomerate, welche besonders im N. Noni-Tale zwischen F. Naikoekoe und K. Naikoekoe überall aufgeschlossen sind. Bei der letztgenannten Lokalität liegen sie auf höchstwahrscheinlich permischen Mandelsteinmelaphyren.

Ausser vulkanischem Material in feinerer Verteilung enthalten die weissen Tuffe bis 50 cm grosse Gerölle von dunklen basaltischen Laven und hellen Bimssteinen von demselben Typus, welcher im benachbarten Mosoegebiet so weit verbreitet ist; desgleichen wurden darin Gerölle von Kieseluffen Tuffkalksteinen, aber auch von kristallinen Schiefen, Kalksteinen, Hornsteinen und altmiozänen Korallen angetroffen. Metergrosse Stöcke dieser Korallen kommen als Blöcke allenthalben im N. Niti und im N. Noni vor und versperren zuweilen das ganze Tal.

Die sanft wellig gefalteten Tuffmergelschichten scheinen im N. Noni-Tal die Riffkalkbänke mit *Spiroclypeus* zu überlagern; darauf deutet auch die Tatsache, dass Bruchstücke dieser Kalke als Gerölle in diesen Ablagerungen vorkommen. Auch 'T HOEN-VAN ES (16) haben die Meinung ausgesprochen, dass die ihrer Ansicht nach eozänen Kalksteine nach oben konkordant von weissen Mergeln und Bimssteintuffen überdeckt werden.

Es dürfte sich bei diesen Mergeltuffschichten um eine vulkanisch-lagunäre Fazies handeln, welche ungefähr zur gleichen Zeit wie die Riffkalke mit *Spiroclypeus* gebildet wurde.

Mergeltuffe mit Globigerinen u.a. Kleinforaminiferen sind besonders am F. Toaf weit verbreitet.

Dank sei Prof. WANNER kann ich noch einige weitere Vorkommen altmiozäner Ablagerungen in den nördlich vom Booigebiet gelegenen Teilen der Insel angeben. Es handelt sich um von HANIEL gesammelte, damals im Gelände für Plio-Pleistozän gehaltene Tuffmergel und Riffkalke, welche jedoch bei mikroskopischer Untersuchung die altmiozäne *Spiroclypeus*-Fauna zeigten:

„Heller massiger Kalk mit? *Spiroclypeus* und mehreren Arten von *Lepidocyclinen* beim Dorf Foloe am F. Bismela.

Graugrüner Tonmergel von Bach Owen bei Bismela; darüber liegt der soeben genannte weisse Kalk, welcher die Bismela-Höhe aufbaut. Dorf Foloe liegt an der Grenze der Mergel und Kalke.“

Ferner weisser Korallenkalk beim Biwak Fatoe Oenoos am Toaf; weisser Riffkalk und grauer Tuffkalk 6.8 km östlich von Mosoe auf dem Wege nach Lelogama; desgleichen an verschiedenen Stellen zwischen Honoe und Besinapi.

Es muss künftig mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass bei mikroskopischer Untersuchung auch an andern Orten bisher für Pliozän-Quartär gehaltene Riffkalke und Mergeltuffe sich als Altmiozän erweisen werden.

4. *Vergleich mit dem Jungtertiär auf einigen andern Inseln des Timor-archipels.*

Zu sehr ähnlichen Ablagerungen wie auf Timor führte die Beboeloeh-Transgression auf der Insel *Soemba*. CAUDRI (11) beschreibt von dort Konglomerate, konglomeratische Kalke und mergelige Kalke mit *Spiroclypeus*, *Lepidocyclina* und *Miogypsina* (Tertiär e). Ausserdem ist auch sicheres Tertiär f und vielleicht auch Tertiär g vorhanden, welche beiden Stufen bisher auf Timor noch nirgends nachgewiesen werden konnten.

Nach CAUDRI handelt es sich dabei um helle Mergel, Kalke, Sandsteine und Konglomerate, welche oft vulkanisches Material in feinerer und gröberer Verteilung enthalten.

Auf der Insel *Rotti*, welche vom südwestlichen Timor nur durch eine schmale, seichte Seestrasse getrennt ist, sind nach BROUWER (6) Riffkalke, Globigerinenkalke und -mergel allenthalben verbreitet, welche wegen ihrer Ähnlichkeit mit den jungen Ablagerungen Timors ins Pliozän gestellt wurden.

Schliesslich hat SCHUBERT (26) von der in der unmittelbaren nordöstlichen Fortsetzung von Timor gelegenen Insel *Letti* altmiozäne *Lepidocyclinenbrekzien* beschrieben, auf deren weitgehende Ähnlichkeit mit manchen altmiozänen Gesteinen von Timor HENRICI (13) bereits hingewiesen hat.

B. PETROGRAPHIE.

Im nachstehenden folgt eine kurze petrographische Beschreibung einiger Gesteinstypen aus dem untersuchten Gebiet, welche sich durch Häufigkeit oder besonderen Mineralbestand auszeichnen. Für eine genauere Beschreibung der übrigen genannten Gesteine vergleiche man die Literatur, besonders die Arbeiten von BROUWER (1) und WICHMANN (39).

I. KRISTALLINE SCHIEFER.

Diese teilen wir zweckmässigerweise ein in:

- a. Glimmerschiefer und Gneise der Meso- bis Katazone;
- b. Phyllite und Quarzitschiefer der Epizone;
- c. Grünschiefer, welche teils mit den unter a, teils mit den unter b genannten Gesteinen gemeinsam vorkommen.

a. Glimmerschiefer und Gneise.

Diese sind im Mollo- und im Booikristallin ziemlich weit verbreitet und kommen höchstwahrscheinlich auch im Lalan-Assoegebirge vor. Ein weiteres Vorkommen befindet sich in der Umgebung von Mosoe, von wo IMDAHL (17) bereits Glimmerschiefer beschrieben hat.

T 420*. *Granatkordieritdisthenspinellgneis*. N. Niti, Booigebirge. Dieses interessante, stark metamorphe Gestein (s. Taf. VI, Abb. 1) ist in schöner Weise aufgeschlossen im Tal des N. Niti bei Kefamnanoe, wo es gemeinsam mit Plagioklasamphibolit vorkommt. Es ist noch sehr frisch, mittelkörnig und zeigt granulitisches Gepräge. Der Mineralbestand, besonders die Glimmer, ist mehr oder weniger parallel gerichtet. Bereits makroskopisch treten die zahlreichen, bleichrötlichen Granatkristalle, welche einige mm gross werden können und der Reichtum an Erz (Pyrit, Chalkopyrit) besonders in den quarzreichen Partien hervor. U. d. M. zeigt der *Granat* die hellrötliche, auf Almandin deutende Farbe. Die Kristalle sind teils ziemlich idiomorph ausgebildet, teils umschliessen sie in eigenartigen Kränzen die grossen Plagioklas- und Quarzkristalle (s. Abb. 13).

Die Granatkristalle sind zwar zuweilen zerbrochen, es fehlen jedoch Spuren von Bewegungen derselben während der Kristallisation.

Die von den zahllosen Rissen und Sprüngen ausgehende Umwandlung des Granats hat noch kaum begonnen. Unregelmässig verteilte Einschlüsse von undulösem Quarz, Plagioklas, Biotit, Pyrit und Zirkon sind häufig, während Kohleteilchen fehlen. Ausserdem enthalten die Granatkristalle oft zahlreiche Nadeln, wahrscheinlich von Sillimanit, welche parallel zu den kristallographischen Richtungen im Granat verlaufen (s. Abb. 14). Die farblosen Nadeln, welche gleichmässig über den Granat verteilt sind, zeigen positiven Zonencharakter und häufig gerade Auslöschung; die Lichtbrechung ist stets kleiner als die des Granates.

Weitere Hauptbestandteile sind Quarz, Plagioklas, Kordierit, Biotit, ein brauner Spinell und Erz.



Abb. 13.
Vergr. 25 ×.



Abb. 14.
Vergr. 80 ×.

Quarzkörner kommen in sehr verschiedener Grösse vor; sie zeigen zwar undulöse Auslöschung, aber nie kataklastische Zertrümmerung oder Mörtelkränze. Das gleiche gilt für den noch sehr frischen *Plagioklas*, der oft polysynthetisch verzwilligt ist und einen An-Gehalt von $\pm 30\%$ hat.

Biotit ist häufig und bildet mehr oder weniger parallel verlaufende Schuppen; der Pleochroismus ist stark, wobei n_γ und $n_\beta =$ dunkelbraun, $n_\alpha =$ hellgelb mit Stich ins Grüne; der Biotit wird oft begleitet von Eisenerz, Apatit und Zirkonkörnern.

Kordierit bildet zahlreiche hypidiomorphe Körner, welche sich von den ähnlichen Quarzkörnern unterscheiden durch die von den Spalten ausgehende, zum Teil schon weit vorgeschrittene Pinitisierung, durch den 2-achsigen negativen Charakter, durch gelegentlich vorhandene Zwillings-

bildung und durch gelbe bis farblose, pleochroitische Höfe um Zirkon, wobei $n_a = \text{gelb}$.

Ferner sind zahllose kleine xenomorphe Körner eines braunen (z. T. grünlichen), isotropen *Spinelles* mit hoher Lichtbrechung, welcher oft von Erzkristallen begleitet wird, vorhanden. Der Spinell ist öfters ringförmig um die grossen Granatkristalle angeordnet (s. Taf. VI, Abb. 1), aber stets so, dass der Spinell nie mit Quarz oder Granat in Berührung kommt, sondern von diesen Mineralien durch eine aus Kordierit, z.T. auch aus Plagioklas bestehende Zone getrennt ist. Offenbar bildete sich in den quarzhaltigen Partien immer Granat anstatt Spinell.

Disthen tritt in einigen *muskovit*-reichen Bändern auf, wobei beide Mineralien parallel gerichtet sind. Der *Disthen* zeigt farblose, stenglige und faserige Kristalle mit hervorragender Spaltung, schwacher Doppel- und hoher Lichtbrechung, positivem Zonencharakter und schiefer Auslöschung.

Auf Grund des Mineralbestandes und der granulitischen Textur wäre das Gestein in die Katazone zu stellen, wobei die *Disthen*-*Muskovit*-Bänder jedoch bereits auf Mesobedingungen deuten.

Die auf eine sehr tiefgehende Grundgebirgsmetamorphose folgende Dislokationsmetamorphose ist in diesem Fall nur von sehr geringer Bedeutung gewesen.

T 127. *Disthengranatglimmerschiefer*. Kamm des Mollogebirges, nordöstlich vom Nadjabigipfel. Taf. VI, Abb. 2.

Dieser mittelkörnige Glimmerschiefer wird im Gelände begleitet von Amphibolit. Makroskopisch sind darin zahlreiche, bis einige mm grosse Granatkristalle, ferner Biotit, *Muskovit*, Quarz und ein stengliges bläulichgraues Mineral, dass sich u.d.M. als *Disthen* erweist, zu erkennen.

U.d.M. treten deutlich 2 *verschiedene Schieferungsrichtungen* hervor, nämlich eine ältere, feinkörnige, hauptsächlich aus Serizitschüppchen, Quarzkörnchen und zahllosen Kohleteilchen bestehende, welche von einer jüngeren, aus grösseren Biotit- und *Muskovitschuppen*, Granat, *Disthen*, Plagioklas und grösseren Quarzkörnern bestehenden Schieferungsrichtung durchschnitten wird (s. Taf. VI, Abb. 2). Die primäre Textur kommt in den kohlereichen Streifen deutlich zum Ausdruck.

Granat bildet bleichrötliche, nahezu idiomorphe Porphyroblasten, welche von zahllosen, vorwiegend quer zur jungen Schieferung verlaufenden Rissen durchzogen werden; sie werden von gebogenen Glimmerschuppen umschmiegt, in ihrem Druckschatten haben sich quarzreiche Streckungshöfe gebildet, welche aber ebenfalls noch stark

kataklastisch verändert worden sind. Die Porphyroblasten sind manchmal zu Augen ausgezogen worden und sind besonders in ihren zentralen Teilen reich an Einschlüssen, u.a. von Biotit, Muskovit, undulösem Quarz, Rutil und Erz. Sie sind ausserdem erfüllt von zahllosen Kohleteilchen, welche in gebogenen und spiraligen Bändern angeordnet sind und einen Beleg bilden für rotierende Bewegungen der Granatindividuen während der Kristallisation.

Quarz und *Plagioklas* sind im Gestein weit verbreitet; beide sind stets deutlich kataklastisch beeinflusst (Mörtelstruktur, undulöse Auslöschung) und sind z. T. zu Augen ausgezogen worden. Der Plagioklas ist oft polysynthetisch verzwillingt und hat einen An-Gehalt von $\pm 40\%$; die Kristalle sehen infolge der bereits begonnenen Umwandlung trübe aus.

Biotit und *Muskovit* (z. T. Serizit) sind reichlich vorhanden und umschmiegen in langen, z. T. gebogenen, undulös auslöschenden Schuppen die Porphyroblasten und Augen. Der Biotit enthält zuweilen Zirkonkristalle, um welche sich kleine, pleochroitische Höfe gebildet haben.

Disthen ist vertreten durch zahlreiche grosse und kleinere, mehr oder weniger säulenförmige, anscheinend farblose Kristalle, welche gekennzeichnet sind durch ausgezeichnete Spaltbarkeit in mehreren Systemen, starke Licht- und schwache Doppelbrechung, schiefe Auslöschung, und gelegentlich vorkommende, ungefähr gleichzeitig auslöschende Zwillinge. Der Disthen enthält die gleichen Einschlüsse wie der Granat, auch die kohlereichen Bänder fehlen nicht. Das Mineral zeigt besonders schön entwickelte Druckerscheinungen, wie Beugung und Zerbrechung der Kristalle, undulöse Auslöschung, „Fältelung“ und „Verwerfung“ der Spaltrisse. *Staurolith* ist selten und bildet stark zerbrochene, kurzprismatische Säulen mit charakteristischem Pleochroismus, wobei n_γ dunkelgelb, n_α und n_β nahezu farblos sind.

Als Nebengemengteile kommen noch vor Rutil, Zirkon, Erz, sowie seltene Turmalinsäulen mit bezeichnendem Pleochroismus von graubraun bis farblos, gerader Auslöschung, mässiger Doppelbrechung, positivem Zonencharakter, und schliesslich Limonit, der gewisse Risse erfüllt.

Die alte Schieferungsrichtung blieb als Relikstruktur wohl nur erhalten infolge der besonderen Zusammensetzung des primären Gesteines — jedenfalls ein ton- und kohlereiches Sediment — wobei der Kohlegehalt hemmend wirkte auf die Umkristallisation. Wir können nunmehr die folgenden Phasen in der metamorphen Entwicklung unterscheiden:

Phase 1: Umbildung des kohlereichen Tongesteines zu einem Serizit-graphitphyllit unter anscheinend schwacher statischer Metamorphose.

Phase 2: Zertrümmerung des Gesteines, wodurch die Durchlässigkeit

für wässrige Lösungen vergrößert wurde und Bildung von Mesomineralien (Granat, Disten, Biotit, Staurolith) stattfinden konnte unter gleichzeitigen rotierenden Bewegungen (Drehung der Graphitbänder in den Porphyroblasten).

Phase 3: Durchbewegung und vielfach Zertrümmerung der Granat- und Disthenkristalle und, z. T. auf deren Kosten, Bildung von Biotit und Muskovit in einer neuen Schieferungsrichtung.

Phase 4. Fortdauern der Metamorphose, wobei die Deformation die Rekristallisation überlebte, was undulöse Auslöschung u.ä. Erscheinungen von Kataklyse zur Folge hatte.

Ein dem soeben beschriebenen sehr ähnlicher Granatdisthenglimmerschiefer ist aufgeschlossen im Oberlauf des N. Bona bei Nefokoko.

T 125. *Staurolithgranatglimmergneis*. Gipfel des Nadjabi (Mollogebirge).

Das rostig anwitternde, schiefrige Gestein wird begleitet von Amphibolit; es ist mittelkörnig und zeigt lentikularflaserige Textur. Makroskopisch sind Granat, Quarz und Muskovit zu erkennen.

U.d.M. bildet der *Granat* zahlreiche, aber nie sehr grosse, idiomorphe Porphyroblasten von bleichrötlicher Farbe. Ausser Einschlüssen von undulösem Quarz, Plagioklas, Muskovit, Epidot, Rutil und Erz enthalten dieselben zahllose Kohleteilchen in sehr feiner Verteilung, welche in ungefähr konzentrischen Bändern angeordnet sind, und so verschiedene Anwachsstadien der Porphyroblasten erkennen lassen.

Der regelmässige Verlauf dieser kohligen Bänder deutet auf ein verhältnismässig ruhiges Wachstum der Granate ohne intensive Drehung wie im vorigen Gestein. Nach der Kristallisation wurden die Porphyroblasten durch Dislokationsmetamorphose zerbrochen und z.T. auseinander gezogen, um dieselben bildeten sich mit Quarz und Chlorit gefüllte Streckungshöfe. Die von den zahlreichen Rissen ausgehende Umwandlung des Granates in Chlorit ist z.T. bereits weit vorgeschritten.

Staurolith ist vertreten durch zahlreiche breite, stark zerdrückte und auseinander gezogene Säulen mit kräftigem Pleochroismus (n_{γ} , dunkelgelb $\gg n_{\alpha}$ und n_{β} , farblos). Diese zeigen ferner deutliche Spaltbarkeit, gerade Auslöschung, positiven Zonencharakter. Der Staurolith hat unter der postkristallinen Dislokationsmetamorphose viel stärker gelitten als der Granat. Er wird wie dieser von Muskovit umschmiegt und ist zu einem beträchtlichen Teil umgewandelt in eine feinschuppige, aus Serizit und Chlorit bestehende Masse.

Kataklastischer Quarz und Plagioklas sind weit verbreitet und bilden

zuweilen Augen; manche Plagioklasaugen zeigen kohlige Streifen, welche quer zur Schieferung verlaufen und daher Zeugen sind für eine spätere Drehung dieser Augen. Der Plagioklas ist gelegentlich polysynthetisch verzwillingt. Es handelt sich um einen basischen Oligoklas bis sauren Andesin.

Biotit fehlt; Disthen ist vermutlich vorhanden, konnte aber nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Als Nebengemengteile kommen vor Rutil, Apatit, ein brauner bis farbloser Turmalin, Erz und (?) Brookit. Fein verteilte kohlige Substanz ist allenthalben vorhanden.

Dieser Glimmergneis dürfte primär ebenfalls ein kohlereiches Tongestein gewesen sein, welches eine intensive Mesometamorphose und spätere Dislokationsmetamorphose (*retrograde Metamorphose*) durchgemacht hat. Die Spuren der verschiedenen metamorphen Phasen sind aber nicht so deutlich wie im vorigen Gestein erhalten geblieben.

T 352. *Mylonitisierter Granatmuskovitgneis*. N. Emwone bei F. Wipoez (s. Profil Abb. 16).

Das von Graphitschiefern und Amphiboliten begleitete Gestein ist nach einer intensiven Mesometamorphose in noch viel stärkerem Masse als das Gestein T 127 von der späteren Dislokationsmetamorphose erfasst worden, wobei eine ausgesprochene Lentikulartextur mit teils zertrümmerten, teils zu Augen ausgezogenen Quarz- und Plagioklaskristallen entstand; sogar der *Granat* zeigt nie mehr eigene Gestalt, sondern ist zu langen Linsen und Bändern ausgezogen worden, welche aus zahlreichen Granatkörnchen mit zwischengeschaltetem Chlorit, Biotit und zuweilen auch Epidot und Erz bestehen. Auch ausserhalb der granatreichen Bänder ist Epidot (Klinozoisit) weit verbreitet.

Glimmer (Muskovit und Biotit) kommt untergeordnet vor als Umhüllung der Augen. Die Auslöschung der Glimmer, Quarze und Plagioklase (Oligoklas) ist stets undulös.

Als Nebengemengteile kommen vor zahlreiche Titanitkörner, Erz (Pyrit, ? Ilmenit und Limonit), seltener Rutil und Apatit. Kalzit ist auf Rissen eingedrungen. Kohleteilchen scheinen zu fehlen.

Granat ist einer der zuletzt gebildeten Bestandteile, wurde aber von der nach der Kristallisation arbeitenden Kataklastik noch stark zertrümmert und zu Linsen ausgezogen, wobei sich Chlorit bildete (*retrograde Metamorphose*). Zu gleicher Zeit wurden die Quarz- und Plagioklasaugen intensiv gedreht und abgeschält, wobei fein zertrümmerte Brocken

freikamen; innerhalb der Augen aber haben kaum Bewegungen stattgefunden.

T 70. *Zoisitgranatbiotitgneis*. N. Bona (Mollogebirge).

Das rostig angewitterte Gestein wird begleitet von Disthengranatglimmerschiefern und Amphiboliten. Es zeigt deutliche, lentikuläre Paralleltextrur. Der Granat tritt im Handstück als bräunlichrote Porphyroblasten, welche etwa 4 mm gross werden, auf. Quarz und Plagioklas, letzterer mit einem An-Gehalt von $\pm 35\%$, sind weit verbreitet als Augen, welche von fein zertrümmerten Mörtelkränzen umgeben sind.

Hauptbestandteil ist ferner *Zoisit*, der als lange farblose Säulen mit guter Spaltbarkeit, hoher Licht- und schwacher Doppelbrechung (indigoblaue Interferenzfarben), gerader Auslöschung, optisch positivem Charakter und negativem Zonencharakter entwickelt ist. Die *Zoisit*porphyroblasten enthalten mitunter Einschlüsse, z.B. von Quarz, Biotit und Erz. Die Säulen sind ungefähr parallel gerichtet; durch die Dislokationsmetamorphose wurden die Kristalle zerbrochen, auseinander gezogen und z.T. sogar verbogen.

Die *Zoisit*-, Quarz- und Plagioklasaugen werden von gebogenen, undulös auslöschenden Biotitschuppen, seltener auch von Muskovit, umschmiegt.

An Nebengemengteilen sind ausser viel Titanit- und Erzkörnern Zirkon und Apatit vorhanden. Manche Spalten sind mit einer rotbräunlichen, limonitischen Substanz gefüllt. Biotit ist z.T. in eine grüne, chloritische Substanz umgewandelt worden.

Dieses Gestein dürfte primär ein sandiger Mergelton gewesen sein, der unter Mesobedingungen zu einem *Zoisitgranatbiotitgneis* wurde. Später wurde dieser von einer intensiven Dislokationsmetamorphose erfasst, wobei die Porphyroblasten zerbrochen und teils zu Augen ausgezogen, teils fein zertrümmert wurden und wobei Biotit z.T. in Chlorit umgewandelt wurde.

b. Phyllite und Quarzitschiefer.

Diese feinkörnigen phyllitischen Gesteine, denen Spuren einer Grundgebirgsmetamorphose völlig fehlen und welche durch reine Dislokationsmetamorphose von Sedimenten entstanden sein dürften, kommen an verschiedenen Stellen im Mollo- und im Lalan-Assoekristallin vor. Sie werden im allgemeinen von Epidotchloritschiefern, seltener auch von Glaukophangesteinen begleitet. Sie sind oft dunkel gefärbt durch zahllose Kohleteilchen. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass diese Gesteinstypen

bedeutend jünger sind als die unter a besprochenen Glimmerschiefer und Gneise.

T 128. *Kalkreicher Piemontitquarzit*. Kamm des Mollogebirges, zwischen Nadjabi und Toeboe Lopo.

Das Gestein ist feinkörnig, schwach schiefrig ausgebildet und ist von ausgesprochen violetter Farbe; einige grössere Quarzaugen treten hervor. Auffallend ist sein nur schwacher Metamorphosegrad. Den Hauptbestandteil bilden helle kataklastische Körner, welche oft Mörtelstruktur zeigen; in der Hauptsache handelt es sich dabei um Quarz, z.T. aber auch um Plagioklas, da manche Körner polysynthetische Zwillinge zeigen. Die Lücken zwischen den Körnern sind mit Kalzit gefüllt, der überall in grossen Mengen vorhanden ist. Eine Paralleltextur wird im Dünnschliff angedeutet durch zahlreiche, aus kleinen Piemontit- und Eisenerzkristallen bestehende Bänder. Der *Piemontit* bildet meistens sehr kleine Säulen, und ist leicht kenntlich an seinem kräftigen Pleochroismus in violetten, karminroten und gelben Farbentönen; hohe Lichtbrechung, nahezu gerade Auslöschung, negativer Zonencharakter. Untergeordnet kommen schliesslich Serizitschüppchen vor.

T 129. *Serizitquarzit*. Sattel zwischen Toli und Koenin (Mollogebirge).

Ein hellgraues, seidig glänzendes, deutlich geschiefertes, feinkörniges Gestein, in dem makroskopisch Bänder und Linsen von Quarz und von Glimmerschüppchen sichtbar sind. U. d. M. besteht es hauptsächlich aus sehr feinkörnigen, kataklastischen Quarzkörnern und einigen, aus grösseren, aber ebenfalls deutlich kataklastischen Quarzkristallen bestehenden Bändern, Augen und Adern. Mörtelkränze sind sehr schön entwickelt. Ein Teil der Körner besteht sicher aus Plagioklas, da manchmal polysynthetische Verzwilligung beobachtet werden konnte. Zahllose Serizit- und Chloritschüppchen lassen die Paralleltextur und gelegentlich sehr deutliche Kleinfältelung erkennen. Schliesslich sind Limonit und ein einzelnes Turmalinsäulchen vorhanden.

Das vorliegende Gestein ist ein Produkt von reiner Dislokationsmetamorphose, in dem postkristalline Bewegungen eine grosse Rolle spielten. Es lässt sich nicht entscheiden, ob die jetzige Schieferung durch intensive Mylonitisierung entstanden ist, oder ob diese primär durch die Schichtung bedingt war. Reliktminerale, welche andeuten würden, dass das Gestein durch retrograde Metamorphose etwa aus einem mesometamorphen Gestein entstanden wäre, fehlen.

T 357. *Graphitquarzphyllit*. Oberlauf des N. Nefokoko.

Diese an kohliger Substanz reichen Phyllite und Quarzite haben nach den Grünschiefern wohl die grösste Verbreitung im Mollo- und im Lalan-Assoekristallin. Ihr verhältnismässig noch häufigeres Vorkommen in den Konglomeraten der Paleloserie deutet darauf hin, dass diese Gesteinstypen besonders in den oberen, zum grossen Teil bereits abgetragenen Teilen der kristallinen Komplexe weit verbreitet waren.

Das vorliegende schwarze, schiefrige Gestein zeigt im Handstück zahlreiche helle Quarzbänder und grosse Quarzlinsen. U. d. M. besteht es hauptsächlich aus kleinen und sehr kleinen, kataklastischen Quarzkörnchen und einigen Bändern und Linsen, welche aus grösseren, ebenfalls kataklastischen Quarzkörnern bestehen. Die Paralleltexur tritt hervor durch die zahllosen Serizit- und (?) Chloritschüppchen, ferner durch an Limonit und kohliger Substanz reiche Bänder. Plagioklas konnte durch gelegentlich sichtbare polysynthetisch verzwilligte, weisse Körner nachgewiesen werden, und ist wahrscheinlich häufig. Ein einzelnes Zirkonkorn ist vorhanden.

Auch dieses Gestein dürfte durch reine Dislokationsmetamorphose entstanden sein. Die Annahme, dass das Material, besonders die kohlige Substanz, keine Bildung von für die tieferen metamorphen Zonen charakteristischen Mineralien gestatte, trifft in diesen Gebieten wohl nicht zu, da im Mollokristallin ja z.B. auch Granatgneise mit viel kohliger Substanz vorkommen.

c. Grünschiefer.

Diese bilden den weitaus grössten Teil der kristallinen Schiefer des Mollo-, des Lalan-Assoe- und des Booigebirges; sie umfassen die verschiedenen Amphibolite, Epidotchloritschiefer und (Glaukophan) Aktinolithgesteine.

1. *Amphibolite*.

Die Gesteine, welche die sehr weit verbreiteten Amphibolite begleiten, sind meistens Glimmerschiefer und Gneise der tieferen metamorphen Zonen. Auch der Mineralbestand und das Gepräge mancher Amphibolite deuten darauf, dass diese zum Teil mindestens in die Mesozone, vielleicht in einigen Fällen sogar in die Katazone gehören. In den Fällen, wo zwischen den Amphiboliten Epidotchloritschiefer eingeschaltet vorkommen, handelt es sich wahrscheinlich um Zonen stärkerer Dislokationsmetamorphose, in denen die Amphibolite in Epidotchloritschiefer umgewandelt wurden. Die Amphibolite des Arbeitsgebietes zeigen weitgehende

Übereinstimmung mit den von BROUWER (1) aus der Umgebung von Noil Toko (Landschaft Miomaffo) beschriebenen Typen. Sie dürften durch tiefgehende Metamorphose aus basischen Eruptivgesteinen entstanden sein.

Die grünen, mittelkörnigen Gesteine zeigen primär stets ausgesprochen schiefrige Textur, welche aber durch spätere Kataklyse fast gänzlich vernichtet worden sein kann. Das Hauptmineral ist eine jedenfalls alkali- und tonerdereiche *Hornblende*, welche kräftigen Pleochroismus zeigt von blaugrün über hellgrün nach hellgelb, wobei $n_{\gamma} \gg n_{\beta} > n_{\alpha}$. Ausser von anscheinend stets vorhandenem Quarz wird sie begleitet von saurem Plagioklas, Epidot, Zoisit, und seltener auch von Granat. Je nach der Häufigkeit dieser Bestandteile sprechen wir von Epidot-, Plagioklas- und Granatamphiboliten.

Granatamphibolit wird als Gerölle aus dem N. Niti bei Tanini von IMDAHL (17) beschrieben. Nach 'T HOEN-VAN ES (16) kommen im Mollogebirge bei K. Manoebait Amphibolgranatschiefer vor. Nicht weit von hier, im N. Bisniti (T 52) habe ich anstehend granatführenden Amphibolit angetroffen. Das Gestein enthält ausser einigen bleichroten Granatporphyroblasten blaugüne Hornblende, Oligoklas und Quarz, ferner untergeordnet Epidot, Titanit und Erz. Weitere Vorkommen dieser Gesteine sind mir nicht bekannt.

Plagioklasamphibolite sind sehr verbreitet und bauen insbesondere die tieferen, von der Dislokationsmetamorphose am wenigsten erfassten Teile des Mollo- und des Booikristallins auf. Sie sind von WICHMANN (39), BROUWER (1) und IMDAHL (17) von andern Orten der Insel beschrieben worden. In den Plagioklasamphiboliten bildet der stets reichlich vorhandene Plagioklas mehr oder weniger parallel gelagerte, oft nicht verzwilligte Leisten, deren Zusammensetzung in der Regel zwischen Andesin und Oligoklas schwankt. Hauptbestandteil ist eine oft säulenförmig entwickelte Hornblende, mit kräftigem Pleochroismus in blaugrünen, grünen und blass gelblichgrünen Farbentönen. Quarz ist meistens vorhanden, einerseits als undulös auslöschende Körner zwischen Plagioklas und Hornblende und als Einschlüsse in diesen Mineralien, andererseits als Bänder, Linsen und Adern, welche Meterdicke erreichen können und Faltung und Schieferung deutlich hervortreten lassen (s. Taf. IV, Abb. 1). Aber auch die später gebildeten Quarzadern sind noch von der Kataklyse erfasst worden. Ein fast nie fehlender Übergemengteil ist Titanit, welcher als spitzrhombische Kristalle und als feinkörnige Aggregate in recht beträchtlichen Mengen auftreten kann. Er wird häufig begleitet von Ilmenit, aus dem er durch Umwandlung entstehen kann.

Epidot ist bei den frischen Plagioklasamphiboliten nur in untergeordneten Mengen vorhanden.

T 418. *Plagioklasamphibolit*, N. Niti, Booigebirge.

Das noch sehr frische Gestein kommt gemeinsam vor mit dem oben beschriebenen Granatkordieritdisthenspinellgneis. Das Gepräge ist granoblastisch, die Paralleltexur wird angedeutet durch Bänder in verschiedenen Korngrössen. Den Hauptbestandteil bildet eine *Hornblende* mit einem von dem gewöhnlich bei den Hornblenden der Amphibolite vorkommenden etwas abweichenden Pleochroismus, wobei $n\gamma$ = blaugrün mit Stich ins Braune, $n\beta$ = oliv, $n\alpha$ = hellgelbbraun; sehr verbreitet ist *Plagioklas*, der häufig polysynthetisch verzwilligt ist. Die Zwillingslamellen sind oft verbogen, die Auslöschung undulös. Der Plagioklas hat etwa die Zusammensetzung eines basischen Andesins. Die Kristalle werden von zahlreichen Rissen durchzogen, welche mit einer zeolithischen, schwach doppelbrechenden Substanz gefüllt sind; auch aus Zeolithen bestehende grössere Adern sind im Dünnschliff sichtbar. An Nebengemengteilen sind vorhanden Titanit, Apatit, Erz, ferner etwas Chlorit und Epidot auf Spalten in der Hornblende. Quarz konnte nicht nachgewiesen werden. Obwohl die Ausbildung der Plagioklase verrät, dass die Dislokationsmetamorphose auch hier nicht gefehlt hat, so ist ihre Bedeutung doch nur gering gewesen.

Epidotamphibolite (T 162) sind besonders in den höheren, durch Kataklyse und Brekzienbildung stark gestörten Teilen des Mollokrystalins weit verbreitet und bauen beispielsweise den höchsten Gipfel des Mollogebirges, den Toli, auf. Sie sind durch Übergänge mit den Plagioklasamphiboliten verbunden. Den Hauptbestandteil bildet die gleiche blaugrüne Hornblende der Plagioklasamphibolite. Epidot bildet kurze, hypidiomorphe Säulen und scheint durch Umwandlung der Plagioklase entstanden zu sein. Reste der letztgenannten sind in der Regel noch vorhanden. Im übrigen unterscheidet der Mineralbestand der Epidotamphibolite sich nicht wesentlich von dem der Plagioklasamphibolite.

Schliesslich kommen auf dem Kamm des Mollogebirges, beim Nadjabigipfel Amphibolite vor, welche eine deutliche Bänderung zeigen, wobei ± 1 cm breite Streifen von dunkelgrünem Oligoklasamphibolit mit nur wenig Epidot abwechseln mit schmälere, gelblichgrünen, fast gänzlich aus grossen Epidotkristallen bestehenden Bändern, und schliesslich mit solchen, welche aus Quarz in Mörtelstruktur und Kalzit bestehen (T 141*). Das Gestein, welches von Disthengranatglimmerschiefern begleitet wird, erweckt nicht den Eindruck eines Mylonites; die Bänderung dürfte eher die Schichtung darstellen. Das Gestein könnte primär ein

Tuffmergel gewesen sein. Jedenfalls aber hat während der Metamorphose Stress eine grosse Rolle gespielt, was Ausrichtung der Hornblende-, Epidot- und Plagioklaskristalle und die Mörtelstruktur der Quarzbänder zur Folge hatte.

2. *Glaukophan-Aktinolithgesteine.*

Diese konnten im Mollogebirge am F. Noenain (T 288) und im Oberlauf des N. Lelowatan (T 193) nachgewiesen werden. Die Vorkommen befinden sich also in den oberen Teilen des Mollokristallins, unweit des Kontaktes mit der Paleloserie. Es handelt sich um graugrüne quarzitische und brekziöse Gesteine, welche von Epidotchloritschiefern und Graphitschiefern begleitet werden. Im Dünnschliff tritt die Paralleltexur deutlich hervor. Den Hauptbestandteil bildet eine Hornblende der Glaukophan-Aktinolithreihe, welche in teils eigengestaltigen, teils linsenförmig ausgezogenen Säulen vorkommt. Die charakteristische Amphibolspaltung unter einem Winkel von $\pm 120^\circ$ ist dann und wann deutlich sichtbar. $n_{\gamma/c} = \pm 12^\circ$. Der Achsenwinkel ist gross.

Der Pleochroismus ist ziemlich schwach, $n_{\gamma} > n_{\beta} > n_{\alpha}$, wobei:

n_{γ} = hellblau.

n_{β} = grünlichgrau mit Stich ins Blaue.

n_{α} = hellgelb bis farblos.

Es handelt sich demnach um Fe-arme Varietäten der Glaukophan-Aktinolithreihe. Dass aber auch echte Glaukophangesteine im Mollokrystallin vorhanden sind oder doch vorhanden waren, folgt aus der Tatsache, dass in den Grauwacken und Konglomeraten der Paleloserie, also auf sekundärer Lagerstätte, wiederholt Glaukophane mit dem für die Fe-reicheren Glaukophane bezeichnendem Pleochroismus in violetten und himmelblauen Farbentönen gefunden wurden (T 384/6).

In den weiter oben genannten Gesteinen wird der glaukophanähnliche Aktinolith begleitet von fein- bis mittelkörnigen Aggregaten, welche aus Titanit, Saussurit und Epidot (meist Pistazit) bestehen. Der Aktinolith ist anscheinend eine Spätbildung. Umwandlung infolge von Kataklyse konnte nicht einwandfrei festgestellt werden. Ferner sind in diesen Gesteinen kataklastische Quarz- und Plagioklaskörner weit verbreitet; letztere sind z.T. saussuritisirt. Chlorit- und Serizitschüppchen kommen in untergeordneten Mengen vor. Die Risse und Spalten sind mit Kalzit gefüllt. Schliesslich sind einige grosse Pyritkristalle vorhanden.

Ausschliesslich als Gerölle in Konglomeraten der Paleloserie (T 371/4) wurde ein plagioklasreicher Glimmerschiefer gefunden, in dem ausser Epidot und Titanit Säulen eines Alkali-amphiboles, mit kräftigem Pleo-

chroismus in dunkel blaugrünen, blauen und violetten Farben vorkommen; es dürfte sich hier um Crossit oder doch einen dem Crossit nahestehenden Amphibol handeln.

Ein echter *Aktinolithschiefer* (T 399) wurde anstehend gefunden im Tal des N. Noenbaoen (Lalan-Assoegebirge). Der Aktinolith bildet lange Nadeln und zeigt deutlichen Pleochroismus in grünen und gelblichgrünen Farbentönen, 2 achsig negativen Charakter, positiven Zonencharakter, n_{γ}/c max. 20° . Ausserdem ist ein saurer Plagioklas mit seltenen polysynthetischen Zwillingen, und Quarz verbreitet. Beide Mineralien zeigen undulöse Auslöschung u.ä. Erscheinungen von Kataklyse. In geringen Mengen kommen schliesslich Epidot und Titanit vor, während Limonit gewisse Risse erfüllt.

3. *Epidotchloritschiefer*. (T 284, T 135, T 384/2).

Diese Grünschiefer sind bereits von zahlreichen Orten der Insel beschrieben worden (1, 16, 17, 39) und bilden ebenfalls in den von mir untersuchten Gebieten einen wesentlichen Bestandteil der kristallinen Schiefer. Wir finden sie besonders in den höchsten, durch die Dislokationsmetamorphose am stärksten erfassten Teilen des Mollokristallins, während sie in den tieferen Teilen desselben nur in gewissen schmalen Störungszonen zwischen den Amphiboliten vorkommen. Sie treten ferner in grossen Mengen auf in den Konglomeraten der Paleloserie.

Die Epidotchloritgesteine zeigen stets deutliche Paralleltextur, sofern diese nicht durch Brekzienbildung und Kataklyse vernichtet worden ist. Epidot bildet kurzprismatische Kristalle von sehr verschiedener Grösse; sowohl pistazitische als auch klinozoisitische Varietäten kommen vor. Er zeigt häufig Einschlüsse von Quarz- und Plagioklaskörnern. Chlorit bildet schwach pleochroitische, grüne Schuppen in verschiedener Grösse mit normalen, samtbraunen Interferenzfarben. Daneben ist stets kataklastischer Quarz und saurer Plagioklas weit verbreitet, auch Muskovit (Serizit) ist meistens vorhanden. Als Nebengemengteile können Titanit, Pyrit u.a. Erzkörner auftreten. Kalzit durchzieht oft in Adern das Gestein.

Manche stärker verwitterte Brekzien aus dem Mollokristallin, welche durch Kataklyse aus Grünschiefern entstanden sind, bestehen fast ganz aus schmutzigen wolkigen Aggregaten, (Saussurit?) in denen dann und wann Epidot, Plagioklas-, Quarz- und Titanitkörnchen zu erkennen sind.

II. SERPENTINE.

Diese Gesteine, welche von zahlreichen andern Orten der Insel beschrieben worden sind, (1, 16, 17, 39) wurden im untersuchten Gebiet nur selten angetroffen. Bemerkenswerterweise scheinen sie in den kristallinen Schieferkomplexen des Mollo-, des Lalan-Assoe- und des Booigebirges überhaupt nicht vorzukommen.

Das bedeutendste Serpentinorkommen befindet sich beim F. Oilhautes an der Nordseite des Mollogebirges (s. Abb. 5); es gehört anscheinend zur Sonnebaitserie.

Serpentin, bei F. Oilhautes (T 77, T 78).

Etwa metergrosse, abgerundete Blöcke von anscheinend ziemlich frischem Peridotit werden umschmiegelt von schiefrigen Serpentin, welcher den Hauptbewegungszonen folgt. Das Gestein der Blöcke zeigt makroskopisch massige Textur; in dem mittelkörnigen, dunkelgrünlichbraunen Gestein treten grosse, bronzitisch schillernde Kristalle mit Pyroxenspaltung hervor. U.d.M. stellt es sich jedoch heraus, dass eine vollständige Umwandlung des Peridotites in Serpentin stattgefunden hat, wobei die ursprünglich aus Olivin bestehenden Gesteinspartien sich durch ihre deutliche Maschenstruktur auszeichnen, während die Pyroxenkristalle in *Bastit* umgewandelt worden sind, dessen Fasern parallel zu den ehemaligen Pyroxenspaltrissen verlaufen. Zahlreiche Adern und die Risse in den Bastiten sind von kleinen, stark doppelbrechenden Talkschuppen erfüllt. Chlorit, kenntlich an seiner anomalen Doppelbrechung mit lavendelblauen Interferenzfarben, ist in untergeordneten Mengen vorhanden. Schliesslich kommen zahlreiche Körner von bräunlichschwarzem *Chromit* vor, welche an den Rändern mit braunroter Farbe durchsichtig sind.

III. EINIGE GESTEINE AUS DER PALELOSERIE.

a. Effusivgesteine und vulkanische Brekzien.

Die Gesteine bewegen sich dem Mineralbestand nach zwischen Diabasen und quarzhaltigen Andesiten. Die ophitische Textur der Eruptivgesteine und ihre innige Verknüpfung mit vulkanischen Brekzien und Tuffen deuten darauf, dass es sich um Lavaströme oder doch um diesen nahestehende Ganggesteine handelt. Sie sind immer von zahlreichen Diaklasen durchzogen und stellen z.T. tektonische Brekzien dar. Die Gesteine sind in der Regel tiefgründig verwittert.

T 30. Quarzdiabas, K. Besak (Mollogebirge).

Das grauschwarz anwitternde, mittelkörnige Gestein bröckelt beim Hammerschlage infolge zahlreicher Diaklase sofort auseinander. Es bildet die riesigen Schutthalden am Nordabhang des N. Talimaman bei K. Besak. U.d.M. zeigt es ophitische Textur. Hauptbestandteil ist ein leistenförmiger, etwas undulös auslöschender, oft verzwilligter *Plagioklas* (mit einem An-Gehalt von $\pm 50\%$) und ein sehr schwach rötlicher, *diopsidischer Augit*, welcher längere und kürzere Säulen bildet mit charakteristischer Pyroxenspaltbarkeit, hoher Licht- und Doppelbrechung und Auslöschung unter einem Winkel von fast 45° . Der Augit ist weitgehend umgewandelt, und zwar teils in Uralit mit kräftigem Pleochroismus in grünen und gelben Farbentönen und ansehnlicher Doppelbrechung, teils in grüne, schwach doppelbrechende serpentinartige Aggregate. Möglicherweise kam bei dieser Umwandlung ein Teil des Kalzit frei. Der Plagioklas ist ebenfalls durch Umwandlung trübe geworden, wobei sich Kaolin und Kalzit, welcher zuweilen durch Druck bewirkte Zwillingslamellierung zeigt, bildete. Ferner enthält das Gestein noch schwach undulösen Quarz, der die Lücken zwischen den übrigen Gemengteilen füllt, zahlreiche Ilmenitkristalle, Pyrit und möglicherweise etwas Chlorit.

T 238. Andesittuff, N. Talimaman (s. Taf. VIII, Abb. 1).

Das Gestein ist eine grünlichgraue, kalkreiche Tuffbrekzie, in der makroskopisch zahlreiche dunkelgrüne Einsprenglinge hervortreten, welche sich u. d. M. als diopsidischer Augit entpuppen. Es besteht aus unregelmässig geformten Fragmenten von Effusivgesteinen und grossen

Einzelkristallen von Plagioklas und diopsidischem Augit, welche durch eine trübe, kalzitreiche Substanz verkittet sind. Die Effusivfragmente bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, der sowohl in der Grundmasse als auch als Einsprenglinge auftritt. Ferner ist ein grünes Umwandlungsprodukt und viel schwarzes Eisenerz vorhanden. Die grossen Plagioklase zeigen oft polysynthetische Zwillinge und zonaren Bau; sie haben einen An-Gehalt von etwa 50 %. Die Umwandlung besonders der Kernteile der Plagioklase in Serizit, grüne Substanz und Kalzit ist oft schon weit vorgeschritten. Der diopsidische Augit bildet kurze, schwach grünliche Säulen mit ausgezeichneter Pyroxenspaltbarkeit, hoher Licht- und Doppelbrechung, optisch positivem Charakter und Auslöschung unter einem Winkel von nahezu 45° . Er ist zum Teil umgewandelt in eine grüne, schwach doppelbrechende Substanz, wahrscheinlich unter Bildung von Kalzit. Quarz scheint zu fehlen.

Die eckige Form der Komponenten, ihre verschiedene Grösse und der eigengestaltige Charakter der grossen Einzelkristalle deuten darauf, dass das Gestein rein vulkanischer Natur ist und kaum Transport der Komponenten durch Wasser stattgefunden hat.

T 367. *Verkieselte Rhyolithbrekzie.*

Dieses Gestein baut den Kamm auf welcher, dem Kontakt der Paleoserie mit dem Mollokristallin folgend südwestlich vom Sesenoepoe in der Richtung von Besiana zieht. Schon mit blossem Auge erkennt man, dass es sich um eine kieselreiche, tektonische Brekzie handelt. Kleinere und grössere eckige Fragmente des ursprünglichen Gesteines liegen in einer fein zerriebenen Masse. U. d. M. zeigt es sich, dass ausser Quarz, der in grösseren undulös auslöschenden Kristallen und als feinkörnige, kataklastische Massen auftritt, auch grosse Feldspatleisten weit verbreitet sind. Die infolge von Umwandlung stets trüben Feldspäte lassen häufig polysynthetische Zwillinge erkennen. Zum grossen Teil handelt es sich sicher um einen sauren Plagioklas (Oligoklas), möglicherweise ist auch Orthoklas vorhanden. Die Kristalle zeigen stets die Spuren einer intensiven Kataklastose wie undulöse Auslöschung, Verbiegung der Zwillinglamellen und Zerbrechung und Auseinanderzerrung der Kristalle, wobei die entstandenen Spalten und Risse teils mit seinerseits kataklastischem Quarz, teils mit Epidot-Titanitkörnchen gefüllt sind. Im ganzen Gestein spielen sekundärer Quarz, Kalzitadern und Titanit-Epidotaggregate eine bedeutende Rolle. An manchen Stellen kann man beobachten, wie Titanit durch Umwandlung von Ilmenit entstanden ist.

b. Konglomerate, Grauwacken, Tonschiefer und Radiolarite.

Über die Sedimente der Paleoserie habe ich bereits im Abschnitt Stratigraphie ausführlich berichtet. Im folgenden sollen einige für diese Gesteinsserie typische Gesteine etwas genauer beschrieben werden.

T 384. *Grauwackenkonglomerat*, N. Beta.

Das Gestein besteht aus meistens deutlich abgerundeten grösseren Komponenten, hauptsächlich von kristallinen Schiefern und Effusivgesteinen, welche durch ein feinkörnigeres Bindemittel, in dem eine schmutzgrüne, kalkreiche Substanz reichlich vorhanden ist, verkittet sind. Unter den *Komponenten vulkanischen Ursprungs* treten Hornblendeandesite und -dazite hervor, welche grosse Einsprenglinge von zonar gebautem *Plagioklas* mit einem An-Gehalt von $\pm 40\%$, ausgezeichnet entwickelte, oft sechsseitig begrenzte *Hornblende* mit kräftigem Pleochroismus in dunkelgrünen und gelblichbraunen Farbentönen und mit typischer Hornblendespaltbarkeit, und gelegentlich grosse Quarzkristalle in einer feldspatreichen Grundmasse enthalten. Die Ausbildung dieser Gesteinsfragmente ist die gleiche wie die der Amphiboldazite und Quarz-amphibolandesite, welche BROUWER (7) aus dem Nordostarm der Insel Halmaheira beschrieben hat.

Ferner kommen in den Konglomeraten rötliche Augitandesite vor, die aus zersetztem *Plagioklas* (Andesin), welcher grosse Einsprenglinge und zahllose kleine Kristalle in der Grundmasse bildet, ferner aus weitgehend in Serpentin umgewandelten Säulen von diopsidischem Augit und Erzkörnern bestehen. Bei der Umwandlung wurde Kalzit und fein verteilter Titanit gebildet. Die Plagioklasleisten sind durchwegs ungefähr parallel gerichtet, eine Erscheinung, welche auf Ergussgesteine deutet. Unter den zahlreichen Komponenten kristalliner Schiefer treten besonders die harten, quarz- und plagioklasreichen Typen hervor, welche der Verwitterung und den während des Transportes wirkenden zersetzenden Kräften am besten widerstehen konnten. Es kommen u. a. vor:

Granatzoisitgneis, reich an Kohleteilchen.

Plagioklasreicher Aktinolithepidotschiefer.

Zahlreiche Gerölle von glimmerarmen Gneis und von kataklastischem Quarz.

Epidotchloritgneis.

Schliesslich ist ein mehrere cm grosses Gerölle von rotem *Radiolarit* vorhanden, mit z.T. ausgezeichnet erhaltenen Skeletten von Radiolarien. Das Bindemittel des Konglomerates besteht aus Einzelkörnern, welche zum Teil umgewandelt sind in eine grünliche, kalzitreiche Masse. Häufig

sind Quarz und Plagioklas, wobei sich die aus kristallinen Schiefen stammenden Kristalle, durch ihre deutlichen Spuren von Kataklyse von den Kristallen vulkanischen Ursprungs, denen diese Erscheinungen fehlen, unterscheiden. Ferner sind mehr oder weniger umgewandelte Augit- und Hornblendekristalle vulkanischen Ursprungs, Erz und Epidotkörner vorhanden. In dem kalzitreichen Zement sind zuweilen Reste organischer Strukturen zu erkennen.

Das vorliegende Sedimentgestein wurde an der Küste einer überwiegend aus kristallinen Schiefen und jungmesozoischem, vulkanischem Material aufgebauten Landoberfläche abgelagert. Die vulkanische Tätigkeit muss auch während der Sedimentbildung noch fortgedauert haben, da viel Tuffmaterial im Zement des Konglomerates vorkommt.

T 271. *Mergeliger Grauwackesandstein*, N. Beta (s. Taf. VII, Abb. 2).

Das Gestein besteht aus eckigen Körnern und winzigen Gesteinsfragmenten sehr verschiedener Zusammensetzung, welche in einem schmutzig grauen, mergeligen Zement liegen. Die mergeligen Gesteinspartien sind sehr reich an Foraminiferen der Globotruncana-Fauna. Die Kammern der Schalen sind gefüllt mit einer schwarzen, opaken Substanz, wahrscheinlich Eisenerz. Es kommen u.a. vor *Globigerina aequilateralis* Br., *Globotruncana cf. canaliculata* R., *Gümbelina sp.*, *Textularia sp.*

Den Hauptbestandteil der Körner bilden Quarz und Plagioklas, welche teils metamorphen, teils vulkanischen Ursprungs sind. Seltener kommen Amphibolkristalle, unter denen sich auch echte Glaukophane mit Pleochroismus in violetten, himmelblauen und hellen Farbentönen befinden, und Pyroxenkristalle vor. Auch dürften die aus einem grünen Umwandlungsprodukt bestehenden Körner aus diesen Mineralien hervorgegangen sein. Schliesslich sind noch Epidot, Erz und Rutil vorhanden.

T 321, 381. *Radiolaritbrekzien*, N. Beta.

Die roten und grünen, stark brekziösen Radiolarite grenzen einerseits an Kieselschiefer und Tonschiefer, andererseits an andesitische Eruptiva. Sie werden von mit kataklastischem Quarz und Kalzit gefüllten Adern durchsetzt. U. d. M. sind die kreisförmigen, aus amorpher Kieselsäure bestehenden Durchschnitte der Radiolarienskelette deutlich zu erkennen. In den Brekzien kommen auch Fragmente umgewandelter Eruptivgesteine vor, in denen eine grüne, serpentinartige Substanz weit verbreitet ist. Diese Substanz ist auf Adern auch in die Radiolarite eingedrungen und füllt z. T. die Radiolarienskelette. Viel fein verteiltes hämatitisches Eisenerz ist ferner vorhanden.

IV. EINIGE ERUPTIVGESTEINE WAHRSCHEINLICH PERMISCHEN ALTERS.

T 339, 342. *Diabas*, N. Nefokoko.

Es handelt sich um das grosse Vorkommen von basischen Eruptivgesteinen, welches beim F. Wipoez in enger Verknüpfung mit permischen Konglomeraten, Agglomeraten und Tuffen auftritt.

Das von zahlreichen Schubflächen durchzogene, grüne Gestein ist z. T. sehr grobkörnig, wobei die grossen Feldspat- und Pyroxenkristalle deutlich hervortreten, z. T. auch feinkörniger. U. d. M. zeigt es sich, dass diopsidischer Augit und Plagioklas in ophitischer Textur den Hauptbestandteil bilden. Der *Augit* ist farblos bis sehr schwach rötlich gefärbt, zeigt zweiachsig positiven Charakter, hohe Licht- und Doppelbrechung, ausgezeichnete Pyroxenspaltbarkeit und Auslöschung unter einem Winkel von nahezu 45° . Er bildet mehr oder weniger eigengestaltige, kurze Säulen. In den brekziösen Teilen des Gesteines sind die Augitkristalle zerbrochen, auseinandergezogen und z. T. zerrieben worden. Der Augit zeigt hier undulöse Auslöschung, verbogene Zwillingslamellen u. dgl. Die Kristalle sind z. T. in grünen Chlorit mit lavendelblauen Interferenzfarben umgewandelt. Plagioklas kommt in den wenigen gestörten Partien in weitgehend zersetzten Leisten vor, sie sind zonar gebaut und zeigen oft undulöse Auslöschung. In den stark gestörten Teilen ist der Plagioklas zum grossen Teil zermalmt worden, wobei Mörtelstrukturen, Verbiegung der Lamellen usw. entstand. Der An-Gehalt konnte nicht genau bestimmt werden. Jedenfalls ist der Plagioklas ziemlich basisch. An Nebengemengteilen kommen viel Ilmenit und Rutil vor, welche Mineralien z. T. im Begriff sind, in feinverteilten Titanit umgewandelt zu werden, der auch in grösseren, spitzrhomischen Kristallen auftritt. Schliesslich sind sekundärer Kalzit und ein farbloser Zeolith, mit schwacher Doppelbrechung und undulöser Auslöschung unter einem kleinen Winkel vorhanden; dieses Mineral kommt auch in Adern vor.

T 112. *Keratophyr* (?), K. Tonis (Mollogebiet).

In diesem Effusivgestein, welches einen grossen Hügel in unmittelbarer Nähe permischer Krinoidenkalke bildet, sind makroskopisch grosse braunrote Feldspateinsprenglinge in einer grauen Grundmasse sichtbar.

U. d. M. erweist sich das Gestein als weitgehend zersetzt. Der Feldspat, welcher zum grössten Teil in eine trübe, bräunliche Substanz umgewandelt ist, lässt durchwegs noch polysynthetische Zwillinge erkennen. Es handelt sich um einen Oligoklasalbit. Auch in der trüben, feinkörnigen Grundmasse scheint Feldspat weit verbreitet zu sein. Ferner sind mehr oder weniger zersetzte, längliche, grosse Biotitschuppen und etwas Apatit vorhanden, während Quarz fehlt. In der Grundmasse kommt viel feinkörniges Eisenerz, vermutlich Ilmenit vor, welches teilweise in Titanitaggregate umgewandelt ist.

T 74, 337. *Umgewandeltes Ergussgestein*, F. Bihek.

Das gelbbraune, mit kleinen Hohlräumen durchsetzte Gestein, welches den F. Bihek bei K. Nefokoko aufbaut, zeigt dort noch deutliche prismatische Absonderung. Die Hohlräume, welche zum kleinen Teil mit Quarz gefüllt sind, haben meistens unregelmässige Gestalt, zuweilen aber auch Leistenform, welche darauf hindeutet, dass hier ursprünglich Feldspateinsprenglinge vorlagen. Die feinkörnige Grundmasse ist völlig umgewandelt in eine schmutzigbraune Masse, in der helle, schwach doppelbrechende Feldspatkörner und zahlreiche dunkle Nadeln zu erkennen sind. Es könnte sich hier um ein umgewandeltes Alkalieffusivgestein handeln, wie diese im Perm von Timor so häufig vorkommen.

V. EINIGE WEITERE GESTEINE.

T 131a, 131b. *Aplitgranit*, (Gerölle aus permischem Konglomerat). Nördlich von K. Tonis.

Die deutlich abgerundeten Gerölle, welche bis zu 5 cm gross werden, befinden sich in einem rötlichen permischen Kalkstein, der u.a. zahlreiche Exemplare von *Squamularia lineata* MART. und Trochiten enthält (s. Abb. 3). Es handelt sich um ein mittelkörniges Eruptivgestein von hellrötlicher Farbe. Makroskopisch sind Feldspat und Quarz deutlich zu unterscheiden, auch die granophyrische Verwachsung dieser Bestandteile ist stellenweise sichtbar. U. d. M. erweist sich der Feldspat als völlig umgewandelt in eine schmutzig graue Substanz, sodass eine sichere Bestimmung nicht mehr möglich ist. Nicht polysynthetische Zwillinge sind gelegentlich zu erkennen. Es dürfte sich um Orthoklas handeln. Die Feldspäte kommen häufig in *granophyrischer Verwachsung* mit den hellen, normal auslöschenden Quarzkristallen vor, welche Erscheinung infolge der weitgehenden Zersetzung des Feldspats besonders deutlich hervortritt.

An Nebenbestandteilen sind ferner noch viel sekundärer Kalzit, Titanit, Eisenerzkörner und Limonit zu erkennen.

T 149. *Kalkhaltiger Arkosesandstein*. Aus der oberen Trias der Kekenoserie. N. Bisniti.

Das graubraune, ziemlich grobkörnige Gestein ist im N. Bisniti unweit des Kontaktes mit der Sonnebaitserie aufgeschlossen. Makroskopisch sind darin Quarzkörner und Glimmerschuppen zu erkennen. U. d. M. bilden die meist eckigen Quarzkörner den Hauptbestandteil; es sind z. T. normal, z. T. undulös auslöschende, in hohem Masse kataklastische Körner, wobei die letzteren sich durch manchmal zwischengelagerte Glimmerschüppchen in deutlicher Paralleltexur als Derivate kristalliner Schiefer erweisen. Dasselbe dürfte ebenfalls für die kleinen Bruchstücke von Glimmerschiefern und Graphitschiefern und für die Einzelschuppen von Muskovit, Biotit und Chlorit gelten.

Plagioklas ist häufig und zeigt oft polysynthetische Zwillinge; die kurzen, leistenförmigen Kristalle sind aber meistens durch Umwandlung trübe geworden. Ferner kommen zahlreiche kleine Bruchstücke basischer

Eruptivgesteine (wahrscheinlich Effusiva) vor, welche aus Feldspat, einem grünen Umwandlungsprodukt und Erzkörnchen bestehen. Selten sind Zirkon, Rutil und Erzkörner. Die verschiedenen Körner sind durch eine schmutzig graue, kalzitreiche Substanz, und stellenweise durch Limonit verkittet.

Die von Dr. D. J. DOEGLAS ausgeführte sedimentpetrographische Untersuchung der durch Trennung mit Bromoform gewonnenen schweren Fraktion dieses Gesteines ergab das folgende Resultat:

| | | |
|--------------------------------|-------|--------------------------------------|
| Zirkon | 42 %. | } in % der durchsichtigen Körner. |
| Rötlicher Granat | 23 %. | |
| Turmalin | 17 %. | |
| Rutil | 7 %. | |
| Epidot | 5 %. | |
| Chromit | 4 %. | |
| Blaugrüne Hornblende | 2 %. | |
| einige Titanitkörner. | | |
| 1 Anataskorn. | | |
| Opak 28 % der gesamten Körner. | | |

Dieses Resultat führt uns ebenfalls zu dem Schluss, dass das Gestein zum grossen Teil aus kristallinem Schiefermaterial besteht. Die blaugrüne Hornblende und Epidot dürfte von Grünschiefern, der Granat von Granatglimmerschiefern und der Chromit von Serpentinegesteinen abzuleiten sein.

VI. DIE METAMORPHOSE IM UNTERSUCHTEN GEBIET.

Wir haben oben gesehen, dass die kristallinen Schieferkomplexe keineswegs einheitlich gebaut sind, sondern dass sie aus der Zusammensetzung und dem Grade der Metamorphose nach sehr verschiedenen Gesteinstypen bestehen. Unter diesen haben die Grünschiefer immer bei weitem die grösste Verbreitung, aber auch diese gehören verschiedenen Zonenbereichen der Metamorphose an, je nachdem es sich um granatführende Amphibolite und Plagioklasamphibolite, oder um Epidotamphibolite, Glaukophangesteine und Epidotchloritschiefer handelt.

Unter den übrigen kristallinen Schiefen gehört der Kordieritgranatgneis aus dem Booigebirge in die Katazone oder in die tiefste Mesozone. Als typische Vertreter der Mesozone sind die Disthen-, Staurolith- und Granatbiotitschiefer zu betrachten, während die feinkörnigen, rein dislokationsmetamorphen Phyllite und Quarzite in die Epizone fallen.

Ausser Gesteinen, welche durch Grundgebirgsmetamorphose entstanden sind, kommen solche vor, in denen eine mesogeothermische Metamorphose von Dislokationsmetamorphose gefolgt wurde, und schliesslich solche, welche offenbar rein dislokationsmetamorpher Natur sind. Die spätere Dislokationsmetamorphose hat eben die kristallinen Schieferkomplexe nicht überall gleich stark erfasst, sondern hat besonders die höheren, und gewisse Bewegungszonen in den tieferen Teilen umgestaltet.

Die verschiedenen metamorphen Phasen sind besonders in dem Disthengranatglimmerschiefer H 127 (s. S. 61) deutlich zu erkennen. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dieselben zusammenfallen mit verschiedenen Phasen der Gebirgsbildung. Wir haben Ursache, anzunehmen, dass die geothermische Hauptmetamorphose mindestens paläozoisch ist (s. S. 9 ff.), ja, die Ähnlichkeit der beschriebenen kristallinen Schiefer mit der Besshisserie von Shikoku (Japan) würde sogar auf ein präkarbones Alter derselben deuten. Aus ähnlichen Gründen zog KÜNDIG (19) den gleichen Schluss für das den beschriebenen kristallinen Schiefen z. T. sehr ähnliche Grundgebirge von Celebes.

Die Dislokationsmetamorphose ist teils sicher vorjungmesozoisch, da viele Gerölle kristalliner Schiefer in den Konglomeraten der Paleoserie

typische Kataklastenstruktur zeigen, teils muss aber auch noch am Ende des Mesozoikums und nach dem Eozän eine gewisse Dislokationsmetamorphose stattgefunden haben, welche Bildung von Brekzien, Auswalzung von Alveolinenkalken, Zertrümmerung von Alveolinen, undulöse Auslöschung von Quarz und Feldspat in jungmesozoischen Eruptivgesteinen usw. bewirkte; eine Ummineralisation fand dabei aber, abgesehen von häufiger Rekristallisation von Kalzit, kaum statt.

C. TEKTONIK.

Bevor ich zu den verschiedenen Auffassungen, welche über den Bau der Insel Timor geäussert worden sind, Stellung nehme, soll erst an Hand einer Beschreibung der einzelnen Profile das von mir gesammelte Tatsachenmaterial dargelegt werden.

I. BESCHREIBUNG DER PROFILE.

Profil I.

Von NW nach SO folgt auf das breite, mit Alluvium bedeckte N. Nisnonital eine mächtige plioleistozyäne Flussterrasse, welche aus groben Schottern, mit seltenen Einschaltungen von sandigen und tonigen Schichten zusammengesetzt ist; diese Schichten fallen mit schwacher Neigung nach W. Die Terrasse setzt am östlichen Nisnoniufer mit einer Steilwand von etwa 15 m ein, und bildet dann ein gegen das Mollogebirge allmählich ansteigendes, mit Eucalyptus bewachsenes Plateau, in welches die Flüsse, von denen der N. Kona der grösste ist, bis ± 20 m tiefe Schluchten mit senkrechten Wänden eingeschnitten haben. Die Flussterrasse setzt sich weiter fort bis an das Mollokrystallin, ohne dass andere Formationen zutage treten. Das Profil verläuft weiter im Mollokrystallin, welches in dem tiefen Tal des N. Kessen gut aufgeschlossen ist. Es handelt sich hier ausschliesslich um Grünschiefer, nämlich Epidotamphibolite und Chloritpidotschiefer mit Quarzbändern, welche z.T. stark gestört und brekziös entwickelt sind, z.T. aber auch recht gut messbar sind, wobei das Streichen vorwiegend ONO-WSW, das Fallen vorwiegend $\pm 40^\circ$ nach SO ist.

Der Kontakt mit der Paleloserie befindet sich unmittelbar NW vom Kamm, ist hier aber nicht gut aufgeschlossen. Der Kamm selber besteht bereits aus einer verkieselten tektonischen Brekzie eines sauren Effusivgesteines (s. S. 74), welche infolge ihrer Härte herauswitterte. Etwas weiter nach SO ist im N. Kioewat die kräftig, aber regelmässig gefaltete Paleloserie aufgeschlossen, welche hier aus mächtigen Konglomeratbänken, Grauwacken und Tonschiefern besteht. Das Tal des N. Petoe ist im Profil ganz in eozänen Alveolenkalk eingeschnitten.

Weiter stromaufwärts ist die Paleloserie inmitten der alttertiären Ablagerungen nochmals aufgeschlossen und zwar tauchen dort an einer Stelle zu Knollen und Linsen ausgezogene Alveolenkalke mit viel Mollusken, welche etwa mit 50° nach NW fallen, unter die Tonschiefer und Grauwacken der Paleloserie weg; hieraus folgt, dass nach der Ablagerung des Eozäns noch sehr kräftige Bewegungen stattgefunden haben müssen. In dem Gebiet, welches das Profil SO vom N. Petoe durchschneidet, konnten, mangels entscheidender Aufschlüsse keine sicheren Beobachtungen über die Stellung der verschiedenen Formationen zu einander gesammelt werden. Das Profil endet im N. Palelotal, welcher Fluss sich bis zu 50 m Tiefe in seine alte Flussterrasse eingesägt hat.

Profil II.

Das Profil beginnt im NW mit der Keknenoserie, welche die Abhänge des N. Nisnonitales aufbaut. Es sind vorwiegend graue Tonschiefer und braune Glimmersandsteine. Am Ostufer des Stromes streichen diese N 20 O, Fallen 50° nach O. Weiter nach SO wird die Keknenoserie von den Terrassenschottern des N. Bisniti überdeckt. In der N. Bisniti-schlucht selber aber treten unter den Schottern die alten Formationen eine Strecke lang hervor. Es tauchen dort regelmässig gebankte, typische Flyschsandsteine der Keknenoserie (Streichen N 50 O, Fallen 35 SO) unter stark verfaltete weissrötliche Halobiüdenkalke mit zwischengeschalteten roten Mergeln und stark zerquetschte bunte Letten und Tone mit eingelagerten basischen Eruptivgesteinen; diese Ablagerungen gehören bereits der Sonnebaitserie an, welche weiter nach SO im Oberlauf des N. Kona gut aufgeschlossen ist und dort an das Mollokristallin grenzt. Auf steilgestellte, stark gestörte Amphibolite des Mollokristallins folgen stromabwärts im Abstand von 40 m detailgefaltete, nach SO fallende, rote, an schwarzem Erz reiche Radiolarite und rote Tonmergel; weiter stromabwärts folgen in chaotischer Lagerung nach einander zerquetschte basische Eruptiva, ausgewalzte kristalline Fatoekalke, zerquetschte bunte Letten, ein grosses Vorkommen von weissen bis fleischfarbigen „Majolica“-Kalksteinen mit grossen roten Hornsteinlinsen, dann massiger grauer Fatoekalk und schliesslich eine hauptsächlich aus bunten Tongesteinen bestehende überschüttete Zone, an deren Fuss u.a. Blöcke von Mandelsteinmelaphyr und permischem Konglomerat vorkommen.

Vom Kontakt nach SO bleiben wir stets in kristallinen Schiefen, und zwar hauptsächlich Grünschiefern. Etwa 100 m unterhalb des Gebirgskammes kommen auch Graphitschiefer vor. Der Sesenoepoe selber ist aus harten Amphiboliten mit Quarzbändern aufgebaut; die Schieferungs-

flächen streichen N 60° O, und stehen nahezu vertikal. An der Südostseite des Kammes stehen bereits stark brekziöse rote Radiolarite der Paleloserie an. Es folgt dann ein an Erdrutschen reiches, aus Gesteinen der Paleloserie aufgebautes Gebiet, in dem besonders dunkle Effusivgesteine vorherrschen. In der Schlucht des N. Palelo jedoch sind von einer Höhe von etwa 900 m an stromabwärts bis zum Kontakt mit dem Alttertiär in der Hauptsache Grauwacken, Konglomerate und Tonschiefer mit einem mehr oder weniger grossen Gehalt an vulkanischem Material aufgeschlossen. Das Alttertiär (s. Profil Abb. 7) liegt hier in deutlicher Diskordanz auf den kräftig, aber regelmässig gefalteten Paleloschichten. Es setzt ein mit einem hier ± 15 m mächtigen Basalkonglomerat, dann durchbricht der Fluss in zahlreichen Wasserfällen die mächtigen Alveolinenkalkbänke, welche von grauen, schlecht aufgeschlossenen alttertiären Mergelschiefen überlagert werden. Bemerkenswerterweise sind weiter nach SO, bei der Mündung des Noil Fatoe Sahan noch einmal die Paleloschichten aufgeschlossen, welche an ein ausgedehntes Vorkommen von roten Globotruncanenschichten der Sonnebaitserie grenzen, welche ihrerseits überlagert werden von Effusivgesteinen der Sonnebaitserie. Die Paleloschichten wie auch die roten Globotruncanenschichten zeigen beide nur geringe Neigung der Schichtflächen, und erscheinen nicht besonders gestört. Es konnte hier nicht festgestellt werden, welche der beiden Gesteinsserien tektonisch die höhere ist. Der letzte Teil des Profiles verläuft durch oft abgerutschte Ablagerungen der Sonnebaitserie, in denen bunte Tongesteine und Radiolarite eine hervorragende Rolle spielen.

Profil III.

Den westlichen Teil des Profiles bildet eine hügelige, mit Gestrüpp bewachsene Zone, in der dann und wann Paleloschichten und Alveolinenkalke zutage treten. Darauf folgen schlecht aufgeschlossene Ablagerungen der Sonnebaitserie, hauptsächlich bunte Tongesteine und rote Globotruncanenschichten. Der F. Noenain stellt ein isoliertes kristallines Schiefermassiv dar, welches aus brekziösen Amphiboliten und Epidotchlorit-schiefen von der Art, wie sie im Mollokristallin häufig vorkommen, besteht. Die kristallinen Schiefer scheinen unter die angrenzende Sonnebaitserie wegzutauchen und werden deutlich überlagert von den mächtigen Fatoekalkbänken des Fatoe Koko, ohne dass andere Formationen zwischen den Fatoekalken und den kristallinen Schiefen auftreten. Die Amphibolite in der Nähe der Fatoekalke sind in hohem Masse brekziös, was beweist, dass in dieser Zone intensive Bewegungen stattgefunden haben und

wahrscheinlich hier eine Überschiebungsfläche vorliegt. Östlich vom F. Koko tritt wieder die Sonnebaitserie auf, ohne dass der Kontakt mit den Fatoekalken aufgeschlossen ist.

Profil IV.

Das Profil beginnt im NW mit kräftig gefalteten Schiefertönen und Mergelkalken der Keknosserie, welche auch am östlichen Nisoniufer noch anstehen. Anschliessend folgt nach SO ein allmählich ansteigendes Gebiet, welches aus wohl zumeist abgerutschten weichen Ton- und Mergelgesteinen der Sonnebaitserie und zerstreut herumliegenden Fatoe- und Krinoidenkalkblöcken besteht. Grössere Vorkommen von Fatoekalken, Krinoidenkalken und Mandelsteinmelaphyren sind aufgeschlossen im N. Lelokassen. Regelrechte Fatoes von permischen Krinoidenkalken und grössere Vorkommen basischer Effusiva befinden sich auf dem zum Fatoe Oni ansteigenden Rücken. Der F. Oni selber besteht aus steilgestellten Bänken von weissem, dichtem Triasfatoekalk, welche an das Mollokristallin grenzen. Dieses selber ist in der N. Bisnitschlucht gut aufgeschlossen und besteht aus Amphiboliten mit Quarzbändern und seltenen Einschaltungen von Granatglimmerschiefern. Dann und wann treten in den Amphiboliten stark gestörte Zonen mit brekziösen Gesteinen auf. Das Streichen der kristallinen Schiefer ist hier häufig NNW-SSO, mit durchwegs steilem Fallen nach O. Der sehr steile Nordwesthang des Nadjabi ist ebenfalls ganz aus Amphiboliten mit seltenen Granatglimmer-

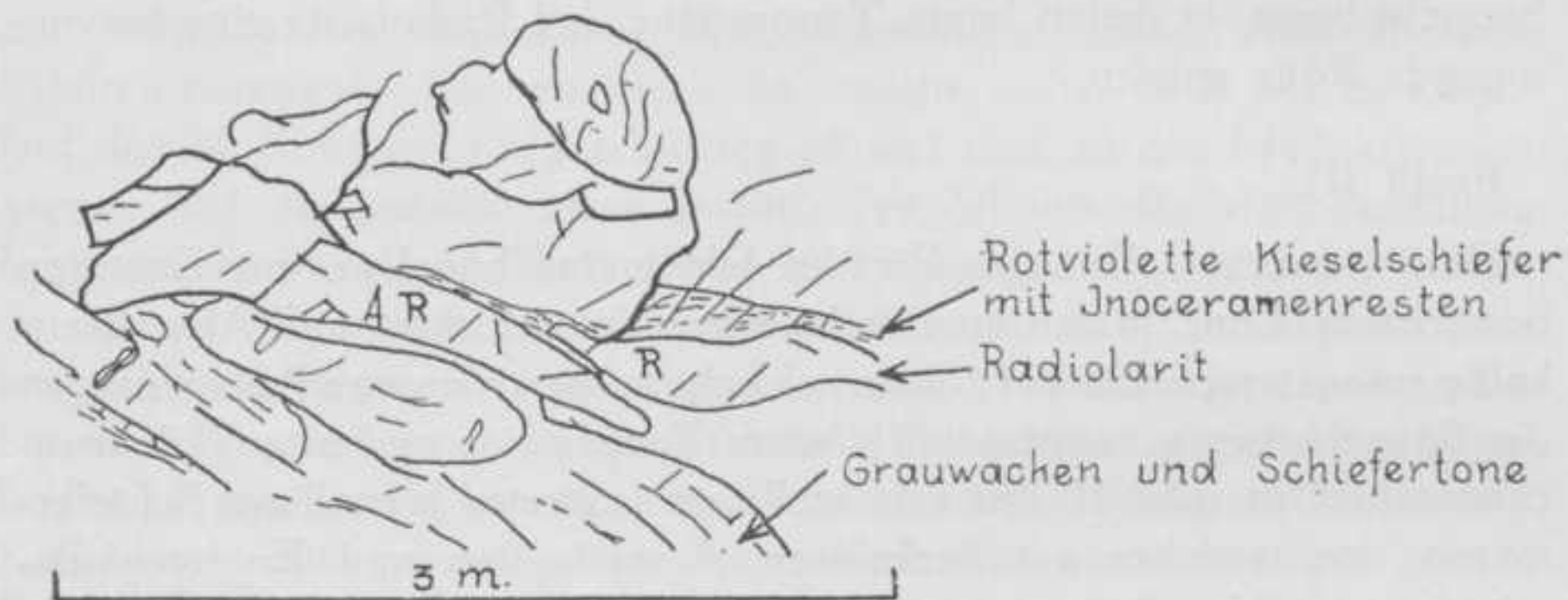


Abb. 15.

Stark gestörte Schichten der Paleoserie in der Noil-Betaschlucht.

schiefern aufgebaut. Der Nadjabigipfel selber bildet einen scharfen, aus Staurolithgranatglimmerschiefern und Amphibolitschiefern bestehenden Kamm. An der Südostseite des Hauptgebirgskammes konnte die Grenze zwischen dem Mollokristallin und der Paleoserie nur annähernd

festgelegt werden (s. das Noil Betaprofil Abb. 6). Auf dem Rücken zwischen dem N. Beta und dem N. Bobo wurden in 1240 m Höhe noch jedenfalls zur Paleloserie gehörige, rote Radiolaritbrekzien anstehend vorgefunden. Das Noil Betaprofil zeigt die bereits weiter oben beschriebenen mächtigen klastischen Ablagerungen der Paleloserie, in der stellenweise brekziöse Radiolarite, Kieselschiefer und Effusiva vorkommen. Die Ablagerungen der Paleloserie zeigen im allgemeinen intensive, aber regelmässige Faltung. Gelegentlich kommen aber auch Störungszonen vor mit zu Linsen ausgezogenen, brekziösen Gesteinen. Besonders bei den Radiolariten ist das häufig der Fall (s. Abb. 15). Die Diskordanz mit dem Alttertiär, welches aus basalen Konglomeraten, z.T. stark ausgewalzten Alveolinenkalken, (s. Taf. V, Abb. 1), Nummulitenkalken und Mergelschiefern besteht, ist gut aufgeschlossen. Vom Kontakt zwischen den Mergelschiefern und der sich südöstlich anschliessenden Sonnebaitserie ist infolge der Weichheit dieser Ablagerungen nichts zu sehen. Die Sonnebaitserie ist schliesslich im N. Talimaman über weite Strecken gut aufgeschlossen. Diese besteht hier hauptsächlich aus intensiv gefalteten, an schwarzem Erz reichen, roten Radiolariten, bunten Letten, mit gelbem, schwefligem Beschlag bedeckten Kieselletten, dünnplattigen Kalkmergeln, Kalksteinen und Kieselkalksteinen. Stellenweise kommen auch permische Krinoidenkalke und -mergel, massige Fatoekalke und grössere Massen anscheinend permischer basischer Effusivgesteine vor.

Profil V.

Zwischen dem N. Waki und dem N. Nisoni liegt der Höhenrücken des Wikaobeel, welcher ganz von Keknenoschichten aufgebaut ist. Diese sind besonders schön entwickelt am nordwestlichen Nisoniufer. Gleichmässig N 15 O streichende und 45° nach O fallende, aus Pflanzenreste führenden Glimmerkalksandsteinen bestehende Schichtflächen bilden hier als „Dipslope“ die ganze Südostwand des F. Hoip. Die Schichten bestehen z.T. aus Eisenkonkretionen führenden grauen Tonschiefern und Kieselkalksteinen. Der Kontakt Keknenoserie–Sonnebaitserie ist im Profil nicht aufgeschlossen; dagegen tauchen im Tal des N. Nefokoko \pm 500 m stromaufwärts von dessen Mündung typische graue Tonschiefer und Mergelkalke mit seltenen Kieselkalkbänken der Keknenoserie (Streichen N 50 O, Fallen 40° nach SO) unter ausgewalzte basische Eruptiva, an welche sich weiter stromaufwärts ein grosses Vorkommen von permischen Krinoidenkalksteinen und -kalkmergeln, und ferner bunte Letten, weisse und rötliche Kieselkalke mit roten Hornsteinen u. dgl. der Sonnebaitserie anschliessen.

Kehren wir zum Profil V zurück dann sehen wir, wie im Tal des N. Lite, zwischen chaotisch gelagerte bunte Letten, in denen Blöcke von basischen Eruptivgesteinen und von Plattenkalken vorkommen, stark ausgewalzte knollige Fatoekalke eingeklemmt sind. Weiter nach SO ragen aus der in der Regel schlecht aufgeschlossenen Sonnebaitserie wiederholt grössere Massen von basischen Eruptivgesteinen und von Fatoekalk empor.

Von Bedeutung sind die Verhältnisse im Noil Bona, der eine Strecke lang der Grenze zwischen der Sonnebaitserie und dem Mollokristallin folgt. Es grenzen dort bunte, chaotisch gelagerte Letten, an anderer Stelle auch steil nach SO fallende rote und grüne Radiolarite, weisse Globigerinenkalke mit roten Mergeln und Hornsteinen der Sonnebaitserie, an in der Regel ebenfalls nach SO bis SSO fallende Granatglimmerschiefer und Amphibolite des Mollokristallins. Das Profil bleibt nach SO dann eine weite Strecke lang in kristallinen Schiefen und erreicht dann die Paleloserie, ohne dass die Grenze der beiden Gesteinsserien genau festgelegt werden konnte. Jedenfalls lassen im N. Talimaman stromaufwärts von der Mündung des N. Bobo die stark brekziösen Diabas- und Andesitbrekzien, seltener auch schwarze Tonschiefer, sich noch sehr lange verfolgen. Bei K. Noa zeigt das Profil, wie knollig ausgezogene Alveolenkalke eingeklemmt sind zwischen Grauwacken und stark brekziösen Eruptivgesteinen der Paleloserie, welche anscheinend überlagert werden von stark ausgewalzten, gelbbraunen, oolithischen Fatoekalken. Weiter stromabwärts im N. Fab tritt allenthalben die Sonnebaitserie hervor, ohne dass etwas über ihre Beziehungen zu den andern Gesteinsserien gesagt werden könnte.

Etwas günstiger liegen die Verhältnisse im benachbarten Noil Piko, wo, von NW nach SO, diskordant auf klastischen Paleloschichten, das Alttertiär folgt mit einem Basalkonglomerat, Alveolenkalken und Mergelschiefen, welche steil nach SO fallen. Anschliessend folgen steilgestellte bunte Tonschiefer, graue Mergelkalke und rötliche Globotruncanenkalke und -mergel der Sonnebaitserie, welche in bezug auf das Alttertiär die tektonisch höhere Einheit zu bilden scheinen.

Profil VI.

Im NW finden wir an beiden Talhängen des N. Nisnoni die gleichen, beim Profil V erwähnten Flyschsedimente der Keknosserie. Die Grenze zwischen Keknosserie und Sonnebaitserie konnte mangels guter Aufschlüsse nur annäherungsweise angegeben werden. Im Ursprungsgebiet des N. Lite durchschneidet das Profil ein sehr grosses Vorkommen von

grünen, sehr weitgehend verwitterten Eruptivgesteinen, welche u.a. die Hügel Noenmanus und Hausisi aufbauen. Weiter nach SO liegen die grossen Triasfatoes F. Kikmoet und F. Oitfob, deren Beziehungen zur angrenzenden Sonnebaitserie unklar sind.

Interessant sind die Verhältnisse beim Fatoe Wipoez, welcher vom N. Nefokoko durchschnitten wird. Es grenzt hier steilgestellter Triasfatoekalk (Streichen N 40 O, Fallen 75 SO) einerseits an ein grosses Vorkommen von Diabas, welcher überlagert wird von roten permischen Konglomeraten und Mergeltuffen, andererseits an rote Globotruncanenschichten der Sonnebaitserie. An der Südostseite des Fatoe Wipoez ist im Flüsschen N. Emwone sichtbar, wie ausgewalzte basische Eruptivgesteine und zu Knollen ausgezogene Fatoekalke von den unterliegenden Graphitschiefern, Granatgneisen und Amphiboliten des Mollokrystallins durch eine Überschiebungsfläche getrennt sind (s. Profil Abb. 16).

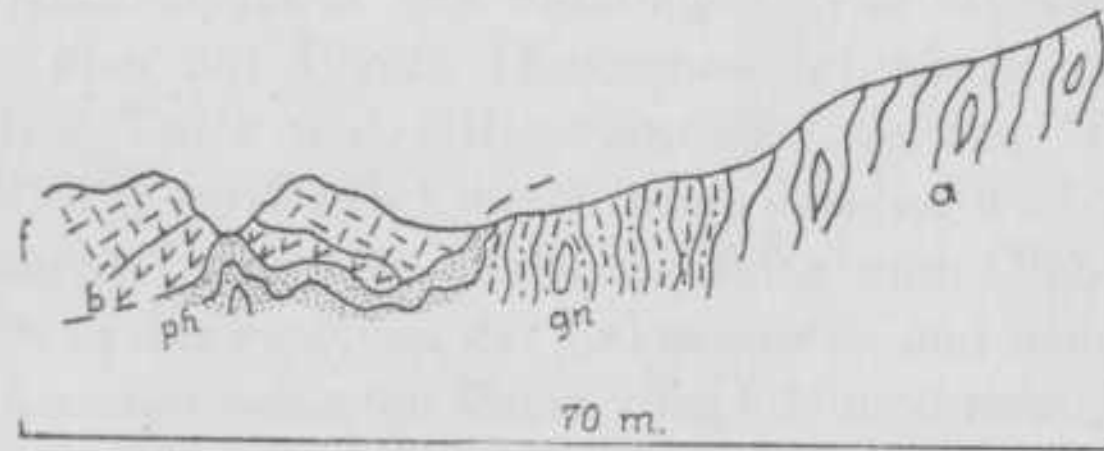


Abb. 16.

Profil im N. Emwone bei F. Wipoez (Mollogebirge).

- a. Amphibolit mit Quarzbändern.
- gn. Granatgneis und Granatglimmerschiefer.
- ph. Graphitphyllit.
- b. Basisches Eruptivgestein } stark ausgewalzt.
- f. Fatoekalk }

Nach SO folgt die aus Amphiboliten bestehende sehr steile Nordwand des Koenin. Am Sattel zwischen Toli und Koenin stehen rein dynamometamorphe Serizitquarzphyllite, Graphitschiefer und Quarzite an. Der Toli besteht hauptsächlich aus Amphibolitbrekzien, obwohl stellenweise auch Quarzite und Phyllite vorkommen. Der Gipfel des Toli wird von brekziösem Epidotoligoklasamphibolit aufgebaut. An der Südostseite des Gebirges wurden besonders die Verhältnisse im N. Lelowatan studiert. Im Oberlauf desselben finden wir brekziöse Grünschiefer, seltener auch Graphitschiefer des Mollokrystallins.

Stromabwärts davon schliesst sich eine stark brekziöse Zone an, die hauptsächlich aus dunklen Eruptivgesteinen und Tonschiefern der Paleoserie besteht, welche aber wahrscheinlich z. T. mit kristallinen Schiefen

gemischt wurden. Jedenfalls liegt hier eine tektonisch sehr stark gestörte Zone vor. Im allgemeinen zeigt die Paleloserie von SW nach NO immer komplizierteren Bau. Auch sind die tieferen Teile dieser Gesteinsserie durchwegs stärker gestört als die höheren. Weiter stromabwärts wird die Paleloserie überlagert von knollig ausgezogenen Alveolinenkalken, während das alttertiäre Basalkonglomerat an dieser Stelle kaum entwickelt ist. An die Alveolinenkalke schliessen sich nach SO chaotisch gelagerte bunte Mergel und graue Mergelkalke der Sonnebaitserie und grössere Blöcke von Fatoekalk an.

II. WEITERE BEOBACHTUNGEN IM MOLLOGEBIET.

Im folgenden sollen die Vorkommen von Fatoekalken, Krinoidenkalken und gewissen Diabasen zusammengestellt werden, welche in geringen Mengen stellenweise die anderen tektonischen Einheiten überlagern.

Über die Vorkommen dieser Gesteine auf Schichten der *Keknoserie* verweise ich nach S. 18. Nach WANNER (35, S. 148) liegt ferner auf dem Pfade von Lelogama nach Nifoe zwischen N. Boen und N. Besidjan ein fast hausgrosser Block von permischem Crinoideenkalk allseitig von typischem Flysch umgeben und unterlagert. Vor kurzem hat BROUWER (8) berichtet über auf Flysch (*Keknoserie*) überschobene permische Mergel, Kalke, Tuffe und Effusivgesteine, welches Vorkommen von W. P. DE ROEVER ausführlich beschrieben werden wird.

Die genannten Fatoekalke, Krinoidenkalk und Diabase sind ferner weit verbreitet in der zwischen der *Keknoserie* und dem Mollokristallin gelegenen, chaotisch gebauten Zone, deren Hauptbestandteil die *Sonnebaitserie* bildet. Ich habe den Eindruck bekommen, dass die Fatoes, welche durchwegs begleitet werden von zermalmtten grünen Eruptivgesteinen, die Ablagerungen der *Sonnebaitserie* überlagern. Diese Frage lässt sich aber im Mollogebiet, in Anbetracht der chaotischen Lagerung in dieser Zone und der schlechten Aufschlüsse nicht mit Sicherheit entscheiden.

Dagegen liegen an mehreren Stellen Gesteine der Fatoes in deutlicher Weise auf *kristallinen Schiefeln*. In diesem Zusammenhang wurden bereits erwähnt der F. Koko, F. Oni, das Profil Abb. 16 bei F. Wipoez und Profil Abb. 5 bei F. Noawaoe.

Ferner fand WELTER¹⁾ auf dem Kamm des Mollogebirges in der Nähe des Nadjabigipfels einen „Block Krinoidenkalk, rot, mit permischen Krinoiden und Brachiopoden und grauweissen, marmorisierten Kalk“. Leider kann ich dieses Vorkommen nicht bestätigen; am Ostabhang des Toli habe ich jedoch an 2 Stellen (s. Karte) ähnliches beobachtet, wobei jedesmal mehrere Blöcke von rotem permischem Krinoidenkalk und weissem Fatoekalk gemeinsam auf kristallinen Schiefeln vorkamen. Der

¹⁾ Notiz aus seinem Tagebuch, welches Prof. WANNER mir fr. zur Einsicht gab.

Art dieser Vorkommen nach dürfte eine sekundäre Ablagerung der Blöcke etwa infolge von Flusstransport völlig ausgeschlossen sein.

Über die Stellung dieser Fatoegesteine zur *Paleloserie* liegen keine direkten sicheren Daten vor; an manchen Stellen jedoch scheinen jene die *Paleloserie* zu überlagern (s. Beschreibung Profil V).

Dass es sich bei diesen Fatoegesteinen nicht um normal dem Mollokristallin auflagernde Ablagerungen, sondern um von weither überschobene Elemente handelt, wird bestätigt durch das völlige Fehlen von Krinoidenkalken, Fatoekalken, permischen Effusivgesteinen usw. in den klastischen Sedimenten der *Paleloserie*. Ausserdem wird hierdurch wahrscheinlich gemacht, dass die Verfrachtung dieser Elemente erst nach Ablagerung der *Paleloserie* und des sich eng an diese anschliessenden Alttertiärs erfolgte.

III. DIE TEKTONISCHEN VERHÄLTNISSE IM LALAN-ASSOE- UND IM BOOIGEBIET.

Der Bau dieser Gebiete zeigt eine weitgehende Ähnlichkeit mit dem des Mollogebietes, nur dass in jenen die älteren Formationen eine geringere, die jungtertiären Ablagerungen dagegen eine bedeutend grössere Verbreitung besitzen als im Mollogebiet.

Ein für die Stellung der Sonnebaitserie zu den kristallinen Schiefen wichtiges Profil ist im Oberlauf des N. Noenbaoen im Lalan-Asoegebirge aufgeschlossen (s. Abb. 17). Es werden dort mit ausgewalzten Amphiboliten des Lalan-Asoekristallins verfaltete Asterocyclinenkalke und -mergel überlagert von tonig-mergeligen Ablagerungen der Sonnebaitserie und Blöcken von Fatoegesteinen in chaotischer Lagerung.

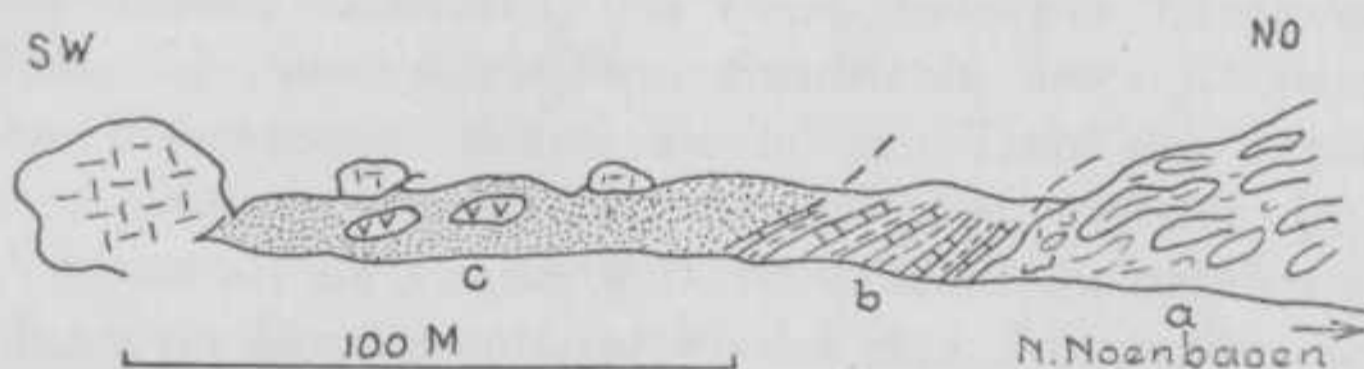


Abb. 17.

Profil im Oberlauf des N. Noenbaoen (Lalan-Asoegebirge).

- a. Brekziöse Amphibolite.
- b. Asterocyclinenkalke und -mergel (Alttertiär).
- c. Bunte Tonschiefer und Tone der Sonnebaitserie, mit eingelagerten Blöcken basischer Eruptivergesteine; darauf grosse Blöcke von oolithischem Fatoekalk und permischem Krinoidenkalk (horizontale und vertikale Striche).

Ferner grenzen im Tal des N. Noni unweit von Passi gelb anwitternde, blättrige Kieselschiefer und Brandschiefer von der Art, wie sie an der Südostseite des Mollogebirges weit verbreitet sind, Radiolarite, Kieselkalke, bunte Tonschiefer und gelegentlich eingeschaltete basische Eruptiva der Sonnebaitserie unmittelbar an zerquetschte Grünschiefer des Lalan-Asoekristallins, wobei man aus der Lage der Kontaktfläche den Eindruck bekommt, dass die Sonnebaitserie die tektonisch höhere Einheit darstellt.

Die schwache Faltung der altmiozänen Schichten im Lalan-Assoegebiet zeigt uns, dass die komplizierten Strukturen im wesentlichen schon vor dem Miozän zustande gekommen waren.

Ferner deutet die Tatsache, dass die obereozänen Asterocyclinenschichten noch kräftig mitgefaltet sind, auf intensive Krustenbewegungen im Oligozän hin.

Das gleiche gilt für das Booigebiet, wo ebenfalls mächtige, nur schwach gefaltete altmiozäne Ablagerungen über intensiv miteinander verfaltete kristalline Schiefer, jungmesozoische und eozäne Formationen transgredieren.

IV. BISHERIGE AUFFASSUNGEN ÜBER DIE TEKTONIK VON TIMOR.

Besonders WANNER und MOLENGRAAFF haben sich eingehend mit der komplizierten Tektonik der Insel befasst. Obwohl die Ansichten dieser beiden Forscher über den Bau der Insel in wesentlichen Punkten, z.B. in bezug auf die Lage der Hauptüberschiebungsflächen, voneinander abweichen, so nehmen doch beide für Timor einen alpinen Bauplan und Überschiebungen in grossem Ausmass an, wobei MOLENGRAAFF (22) allerdings viel weiter geht als WANNER (35).

Letzterer führt eine Reihe von Tatsachen an, welche für das Vorhandensein solcher Überschiebungen sprechen, z. B. das Phänomen der Klippen, wobei aus obertriadischen Riffkalken bestehende Fatoes in enger Verknüpfung vorgefunden werden mit in bezug auf Alter und Fazies ganz verschiedenen Gesteinen, wie Perm, basischen Eruptivgesteinen, Radiolariten, Globigerinenschiefen, Sandsteine usw.; desgleichen die triadischen Flyschzonen, denen die in der Trias der benachbarten Klippenzone weit verbreiteten basischen Eruptivgesteine fehlen und welche WANNER als ein Fenster auffasst in denen die darüber liegenden Decken durch die Erosion entfernt worden sind. Als weitere Argumente führt derselbe Forscher die Schlammvulkane an, welche in der triadischen Flyschzone auftreten, und z.T. ausschliesslich Flyschmaterial, z.T. aber auch aus älteren Gesteinen, wie kristallinen Schiefen und permischen Krinoidenkalken bestehende Auswürflinge zutage fördern. Als gleichfalls für einen alpinen Bau sprechend nennt WANNER das Vorkommen kleiner Schollen von Gesteinen, die nur hier und da auf Timor auftreten und dem ganzen übrigen Gebirge fremd sind, wie z.B. die Mytiluskalke am Lelofoei, die triadischen Cephalopodenkalke in der Zone von Nikiniki-Baoen und das kristalline Schiefervorkommen bei Mosoe. Derselbe Forscher teilte die älteren Gebirgsformationen folgendermassen ein:

- a. Die Ofoeserie.
- b. Die Zone von Nikiniki-Baoen.
- c. Die Klippenzone.
- d. Die Flyschregion.
- e. Das Andesitmassiv von Honoe-Pöeamnasi-Mosoe.

Von diesen Einheiten entspricht die Flyschregion ungefähr der Zone der Keknenoserie, während die Klippenzone die Sonnebaitserie, die Fatoegesteine, die kristallinen Schiefer und die eozänen und miozänen Ablagerungen umfasst. Indessen konnten bereits 'T HOEN-VAN ES (16) zeigen, dass die kristallinen Schiefer eine viel grössere Ausbreitung haben, als vorher angenommen wurde. Ausserdem werden wir sehen, dass die Anordnung der kristallinen Schieferkomplexe keine regellose ist, und dass diese mit den an sie gebundenen jungmesozoischen und alttertiären transgressiven Gesteinsserien eine tektonische Einheit bilden. Da das nur schwach gefaltete Altmiozän besonders im westlichen Timor weithin über die älteren Gebirgsformationen transgrediert, so kann es nicht mehr zur Klippenzone gerechnet werden und ist die Hauptfaltungsphase auf Timor, falls von einer solchen überhaupt gesprochen werden kann, nicht miozän (WANNER 35, S. 589) sondern vormiozän.

Zu einer anderen Gliederung kam MOLENGRAAFF (22). Dieser Forscher postuliert, hauptsächlich aus faziellen Gründen auf Timor mindestens 2 Überschiebungsdecken in alpinem Stil, nämlich eine tiefere *Tethysdecke*, welche vorwiegend ozeanische mesozoische Ablagerungen, stellenweise aber auch Perm, Eozän und basische Eruptiva, alles in chaotischer Lagerung, enthalten soll und eine höhere *Fatoedekke*, der u.a. die grossen kristallinen Schieferkomplexe, die fatoebildenden, meist kalkigen Sedimente des Perms und der Trias, ferner eozäne Foraminiferenkalke und Konglomerate und wahrscheinlich sogar Miozän angehören. Eventuell seien auch die Ablagerungen des südlichen Küstengebirges zur *Tethysdecke* zu rechnen, obgleich es sich in Anbetracht der verhältnismässig einfachen Schuppenstruktur bei dieser Gesteinsserie möglicherweise auch um eine tiefere Decke oder bereits um Autochton handeln könne.

Die Hypothese MOLENGRAAFFS hat in der Fachliteratur, ohne auf wesentliche Kritik zu stossen, Eingang gefunden, obgleich das damals zur Verfügung stehende Tatsachenmaterial es wohl kaum gestattete, derartige weitgehende Folgerungen zu ziehen. Auch bei unserer heutigen, bedeutend vermehrten Kenntnis muss der Versuch, Profile zu zeichnen in der Art wie MOLENGRAAFF sie veröffentlicht hat, als verfrüht betrachtet werden.

Eine der wichtigsten, wenn nicht die wichtigste Überschiebungsfläche fällt zwischen die Keknenoserie und die Sonnebaitserie, welche Einheiten zusammen etwa der *Tethysdecke* MOLENGRAAFFS entsprechen. Das Vorhandensein jener Überschiebungsfläche, welche WANNER (35) bereits annahm, ist durch die jüngsten Untersuchungen einwandfrei nach-

gewiesen worden (8). Sie konnte auch im Mollogebiet an mehreren Stellen festgestellt werden.

Ferner fehlt für die Klippennatur der kristallinen Komplexe des Moetis Mollo, Lakaan usw. jeglicher Beweis. Für die kristallinen Schiefer der Zone Miomaffo—Mollo—Lalan-Assoe können im Gegenteil gewichtige Gründe angeführt werden, welche dafür sprechen, dass es sich hier nicht um wurzellos auf einer unterliegenden „Tethysdecke“ schwimmende Erosionsklippen sondern um eine alte, mindestens bereits im Jura angelegte Geantiklinale handelt. Darauf deutet die in diesen 3 Gebieten und im Booigebirge hervortretende enge Verknüpfung der kristallinen Schiefer mit diesen transgressiv auflagernden jungmesozoischen und alttertiären Sedimenten, welche zum sehr grossen Teil aus grobem und feinerem klastischem Material derselben kristallinen Schiefer bestehen.

Auffallend ist ferner, dass im Mollogebirge die Paleloserie und das Alttertiär ausschliesslich an der Südostseite des Gebirges vorkommen. Bei einer gemeinsamen Verfrachtung des Mollokristallins mit diesen Gesteinsserien über weite Strecken hätten wir eine viel intensivere Vermischung derselben mit dem Mollokristallin und unregelmässige Verteilung zu erwarten. Es ist andererseits unwahrscheinlich, dass die *Mollogeantiklinale*, wie wir die Zone Miomaffo—Mollo—Lalan-Assoe fortan nennen wollen zur Zeit ihrer Bildung im Jura schon z. T. von Fatoegesteinen bedeckt war, da wir sonst Gerölle dieser harten Gesteine in der Paleloserie hätten finden müssen.

Nach den Arbeiten WANNERS und MOLENGRAAFFS wurde für Timor Deckenbau in grossem Ausmass fast allgemein angenommen. HARTMANN (12) hat südlich von Koepang mehrere Profile aufgenommen, welche er durch Annahme von Überschiebungen erklärt.

Schliesslich hat UMBGROVE in den letzten Jahren in Literaturstudien wiederholt zu den Problemen der Geologie von Timor Stellung genommen. Während dieser Autor in seinen älteren Publikationen (28) für die Zeit der Hauptfaltung auf Timor noch verschiedene Möglichkeiten offen lässt, verlegt er in seinen letzten Arbeiten (29, 30) die Zeit der Hauptfaltung und der Deckenbildung mit grosser Bestimmtheit in das jüngere Miozän (Tertiär f_1 , wahrscheinlich Tertiär f_2). Wir haben im vorigen gesehen, dass diese Auffassung unhaltbar ist, da die nur schwach gefalteten Ablagerungen der Beboelohtransgression über die älteren Gebirgsformationen transgredieren. Interessant ist ferner, dass die Inseln Timor und Soemba mindestens seit dem Ende des Oligozäns eine sehr ähnliche

tektonische Entwicklung zeigen, bei anscheinend ganz verschiedenem gravimetrischem Verhalten: Auf der gravimetrisch geologischen Karte (31, Taf. IV) ist Soemba angeblich positiv und liegt Timor innerhalb des Gürtels der negativen Schwereanomalien. Hieraus folgt, dass die Beziehungen zwischen Tektonik und Gravimetrie nicht so einfach sind, wie man aus den Ausführungen UMBGROVES vielleicht schliessen könnte.

V. GLIEDERUNG DES UNTERSUCHTEN GEBIETES.

Nach dem Gesagten möchte ich vorschlagen, das untersuchte Gebiet in die folgenden tektonischen Einheiten zu zergliedern:

1. *Kristalline Schiefer — Paleoserie — Alttertiär.*

Diese 3 Formationen sind zwar jeweils durch Diskordanzen voneinander getrennt, bilden aber dennoch in bezug auf die übrigen tektonischen Elemente eine ausgesprochene Einheit, welche besonders im Mollogebirge deutlich hervortritt. Es handelt sich um die alten kristallinen Gesteine, welche den Hauptbestandteil der schon im Mesozoikum vorhandenen Mollogeantiklinale bildeten und die über dieselben transgredierenden jungmesozoischen und alttertiären Gesteinsserien.

2. *Die Keknenoserie.*

In dieser Einheit, welche sich sowohl stratigraphisch als auch tektonisch von den übrigen Einheiten abhebt, sind im untersuchten Gebiet nur Trias, hauptsächlich in Flyschfazies, an andern Orten auch Perm nachgewiesen worden. Möglicherweise sind auch noch untergeordnet andere Alterstufen darin enthalten. Die Keknenoserie ist stets kräftig gefaltet, ohne dass chaotische Strukturen auftreten. Tektonisch liegt sie tiefer als die Sonnebaitserie und die Fatoegesteine, während ihre Stellung zur Einheit 1 noch unsicher ist.

3. *Die Sonnebaitserie.*

Sie umfasst hauptsächlich das Mesozoikum in bathyaler Fazies, einen Teil der basischen Eruptiva und vermutlich einen Teil der permischen Sedimente, alles in sehr stark gestörter Lagerung. Es wurde oben bereits darauf hingewiesen (s. S. 28), dass die südöstlich vom Mollogebirge auftretende Sonnebaitserie in mancher Beziehung eine Sonderstellung einnimmt, da sie verhältnismässig weniger kompliziert gebaut ist und die Schichten z.T. eine stark abweichende, offenbar mehr südöstliche Fazies zeigen.

4. *Die Einheit der Fatoegesteine.*

Diese stellt offenbar die tektonisch höchste Einheit der vormiozänen Gebirgsformationen dar und umfasst die fatoebildenden, meist kalkigen Sedimente der Trias und des Perms und einen Teil der Eruptiva. Sie kommt in der Regel in inniger Verknüpfung mit den Ablagerungen der Sonnebaitserie vor; weniger häufig finden wir sie auch auf kristallinen Schiefeln während auf der Keknosserie nur geringe Reste der Fatoegesteine angetroffen wurden. An der Südostseite des Mollogebirges sind nur wenige grössere Vorkommen dieser Einheit vorhanden.

5. *Die jungtertiären und quartären Ablagerungen.*

Diese umfassen die altmiozänen und die jüngeren Ablagerungen, welche nur schwach gefaltet sind und über die älteren Gebirgsformationen hinweggreifen.

VI. BETRACHTUNGEN ÜBER DEN VERLAUF DER GEBIRGSBILDUNG.

Die Resultate der Untersuchungen auf Timor führen uns zu dem Resultat, dass der komplizierte Bau dieser Insel nicht auf eine verhältnismässig kurze „Hauptphase“ zurückgeführt werden kann, sondern dass dieser eine Folge eines sich über mehrere Zeitalter erstreckenden Prozesses ist, wobei allerdings Perioden schwächerer und stärkerer Gebirgsbildung miteinander abwechselten. Dass dieser Prozess auch in der Gegenwart noch fort dauert beweisen die z.T. bis weit über 1000 m gehobenen jungen Korallenkalke und die Tatsache, dass in dem mit Sedimenten des Quartärs und des jüngsten Tertiärs gefüllten zentralen Becken der Insel überkippte Schichten angetroffen wurden (BROUWER 9).

Schon im Paläozoikum muss im Timorarchipel Gebirgsbildung stattgefunden haben, wodurch die Landmassen entstehen konnten, welche das Material für die mächtigen Flyschablagerungen der Trias und des jüngeren Paläozoikums, die die Keknenoserie aufbauen, geliefert haben. Diese Landmassen wurden mindestens z.T. von kristallinen Schiefeln aufgebaut, da viel Material dieser Gesteine in den klastischen Sedimenten der Keknenoserie vorkommt.

Auf Ceram kommen in der Trias Konglomerate vor mit Geröllen von kristallinen Schiefeln, was auf eine Diskordanz zwischen kristallinen Schiefeln und der oberen Trias deutet (RUTTEN 24, S. 728).

Auf Krustenbewegungen während der Triasperiode deuten ferner die stratigraphischen Verhältnisse in der Keknenoserie. Es scheint, dass das im jüngeren Mesozoikum so deutlich hervortretende Relief mit Geantiklinalen und Geosynklinalen bereits in der oberen Trias vorhanden war. Im jüngeren Mesozoikum treffen wir im Timorgebiet eine Anzahl Inseln an, unter denen besonders die in der Längsrichtung des heutigen Timors verlaufenden, aus kristallinen Schiefeln bestehende Inselreihe Miomaffo—Mollo—Lalan-Assoe hervortritt. Am Rande dieser Geantiklinale kamen die Sedimente der Paleloserie zur Ablagerung.

Während der Sedimentation fanden Krustenbewegungen statt, welche begleitet wurden von einer intensiven *vulkanischen Tätigkeit*. Im Lalan-Assoegebirge wurden Diabasgänge gefunden, welche die kristallinen

Schiefer zu durchbrechen scheinen. Im Gebiet der Mollogeantiklinale kam der Vulkanismus am Ende der Kreidezeit, wohl infolge des anhaltenden Zusammenschubes, zum Erlöschen, während er sich in dem weiter im Rücklande gelegenen Booigebiet vom jüngeren Mesozoikum weiter ins Eozän fortsetzte, mit erneuter Heftigkeit im Altmiozän auftrat, um im weiteren Verlauf des Jungtertiärs völlig zu Erlöschen.

Die jungmesozoische Orogenese hatte zur Folge, dass im Timorgebiet an der Kreide-Tertiärwende wieder grössere Landmassen entstanden. Die Schichtlücke zwischen der Paleoserie und den derselben diskordant, mit einem stark aufbereiteten Basalkonglomerat aufliegenden eozänen Foraminiferenkalken, deutet auf eine ausgedehnte Landperiode zu dieser Zeit. Erst nachdem weitgehende Abtragung und Einebnung dieses Landgebietes stattgefunden hatte, konnte u.a. im Gebiet der Mollogeantiklinale und in Westtimor die mitteleozäne Transgression vordringen, ohne jedoch die hochgelegenen zentralen Teile Timors zu erreichen.

Nach Ablagerung des Alttertiärs, welches das Eozän und möglicherweise auch noch Teile des Oligozäns umfasst, fand eine sehr intensive Faltung dieser Sedimente statt, wobei es schliesslich zu belangreichen Überschiebungen kam.

An vielen Orten, z.B. im Gebiet der Mollogeantiklinale und im Booigebiet, ist das Eozän noch sehr kräftig mitgefaltet und ausgewalzt worden. Die komplizierte tektonische Struktur der Insel dürfte im wesentlichen endgültig während des Oligozäns zustande gekommen sein. Dabei wurde die Mollogeantiklinale schief gestellt und wanderte nach SO, sodass sie mit der südöstlichen Inselhälfte zusammenstiess. Nach den auf S. 97 angeführten Gründen glaube ich aber nicht, dass wir die Mollogeantiklinale als wurzellose, über Sonnebaitserie und Keknenoserie geschobene Decke betrachten dürfen. Es soll jedoch zugegeben werden, dass die Tatsache, dass die Keknenoserie bis jetzt noch nie in Kontakt mit den kristallinen Schiefen angetroffen wurde, gegen diese Auffassung zu sprechen scheint.

Wir könnten diese Tatsache auch erklären, indem wir annehmen, dass die Keknenoserie mit der Sonnebaitserie derartig verfaltet wurde, dass stets die Sonnebaitserie zwischen die kristallinen Schiefer und die Keknenoserie zu liegen kam.

Infolge der oligozänen Gebirgsbildung waren im Timorgebiet wieder grosse Landmassen entstanden. Von den durch die Abtragung dieser Landoberfläche entstandenen Sedimenten sind auf Timor bis jetzt kaum Spuren angetroffen. Im Altmiozän drang das Meer erneut in gewisse Teile Timors ein, wobei es besonders in Westtimor zu den mächtigen

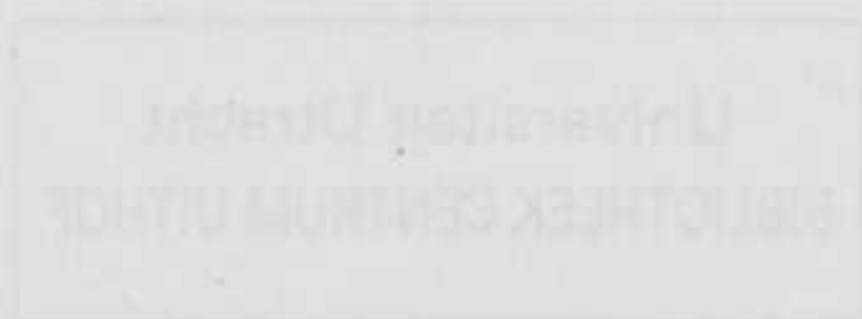
Ablagerungen der Beboelohtransgression kam. Diese Schichten transgredieren über alle älteren tektonischen Einheiten und zeigen in der Regel schwache und nur lokal, z.B. am Rande der jungtertiären Bruchgebiete etwas stärkere Faltung. In das jüngere Jungtertiär und Quartär fällt dann einerseits die Entstehung des zentralen Grabens in einem Senkungsgebiet, andererseits die starke, aber im einzelnen ungleichmässige Heraushebung der nordwestlich von diesem gelegenen alten Einebnungsfläche, was durch das Vorkommen von jungen Korallenkalken in bis zu 1283 m Höhe dargelegt wird (MOLENGRAAFF 20).

Abschliessend können wir sagen, dass, wenn auch das Bild, welches wir von der tektonischen Entwicklung Timors besitzen, noch in vieler Beziehung ungeklärt ist, es doch nunmehr sicher ist, dass der geologische Bau dieser Insel nicht innerhalb eines kurzen Zeitabschnittes zustandekam, sondern dass die Krustenbewegungen bereits im Mesozoikum auftraten und bis in die Gegenwart fort dauern. Wenn wir dennoch eine Hauptfaltungszeit festsetzen wollen, in der die grossen Überschiebungen zustandekamen, so würde diese meiner Meinung nach in das Oligozän fallen.

SCHRIFTENVERZEICHNIS.

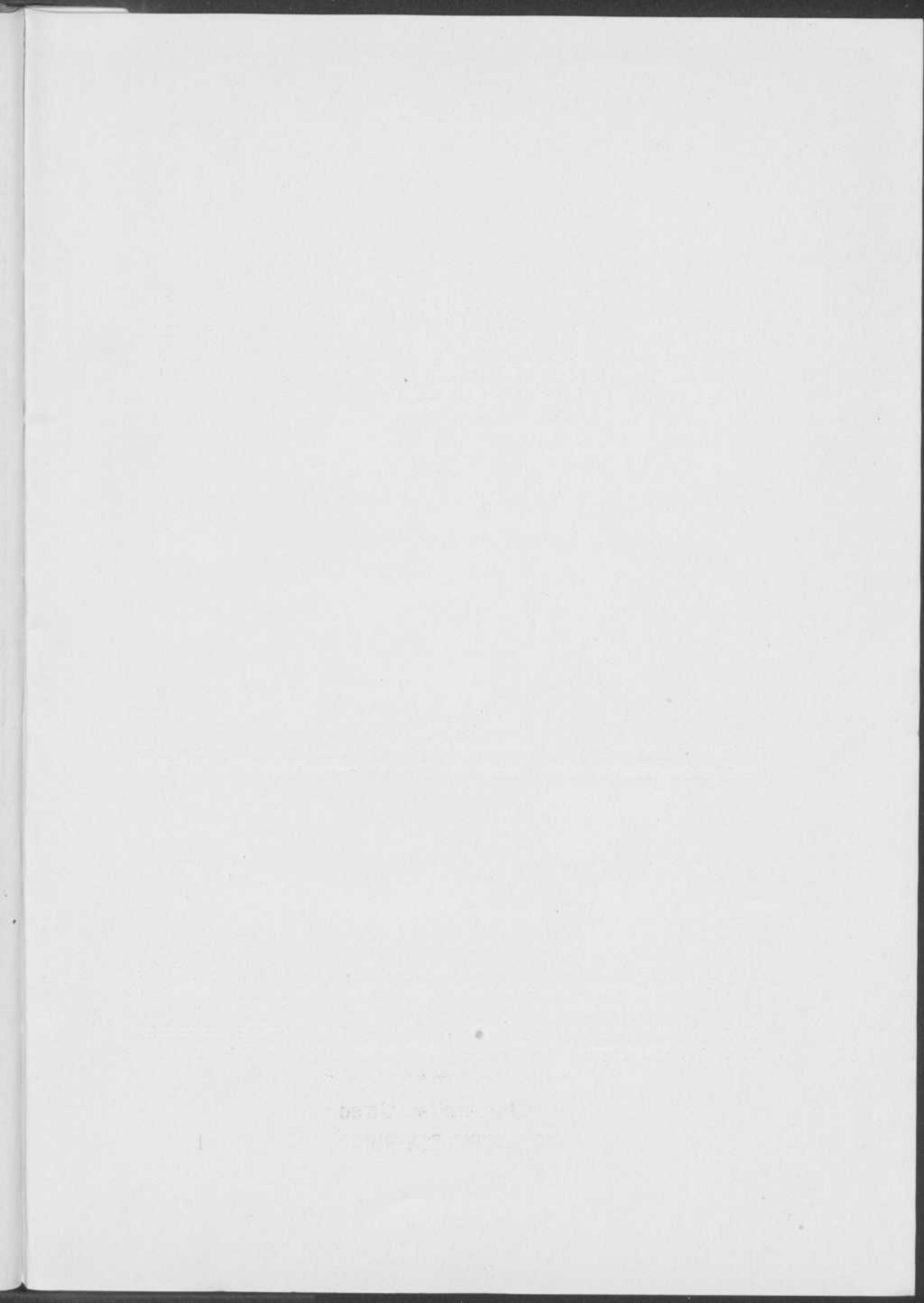
1. BROUWER, H. A., Gesteenten van Oost-Nederlandsch Timor. Jaarb. Mijnw. 1916, Verh. I, 1918, S. 1—194.
2. ———, Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken. Geol. Rundsch., Bd. VIII, 1917, S. 196—209.
3. ———, On the Age of the Igneous Rocks in the Moluccas. Proc. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam, Vol. XXI, S. 803—15, 1917.
4. ———, On the Age of Alkaline rocks from the island of Timor. Proc. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam, Vol. XXXI, S. 56—58, 1927.
5. ———, Phasen der Bergvorming in de Molukken. Delft, 1918.
6. ———, Geol. onderzoekingen op het eiland Rotti. Jaarb. Mijnw. 1920, Verh. 3, S. 35—106, 1922.
7. ———, Geol. onderzoekingen op het eiland Halmaheira. Jaarb. Mijnw. 1921, Verh. 2, 1923, S. 1—70.
8. ———, Preliminary Remarks on geol. investigations in the Lesser Sunda islands near Australia. Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet. Amsterdam, Vol. XLI, S. 334, 1938.
9. ———, The tectonic evolution of the lesser Sunda Islands, near Australia. Quart. Journ. Geol. Soc. XCV, 1939, (Proc. p. VI—IX).
10. BURCK, H., Overzicht van de onderzoekingen der 2e Nederl. Timor expeditie. Jaarb. Mijnw. 1920, Verh. 4, 1923, S. 7—54.
11. CAUDRI, C. M. B., Tertiary Deposits of Soemba. Amsterdam, 1934.
12. HARTMANN, E. Kurze Mitteilung über Überschiebungen auf Nied. Timor. Batavia, 1916.
13. HENRICI, H., Foraminiferen aus dem Eozän und Altmiozän von Timor. Palaeontographica, Suppl.-Bd. IV, IV. Abt., 1934, S. 1—56.
14. HIRSCHI, H., Zur Geologie und Geographie von Portug. Timor. N. Jahrb. Beil. Bd. 24, 1907, S. 460—474.
15. 'T HOEN, C. und ZIEGLER, K., Verslag over de resultaten van geol. mijnb. verkenningen in ZW Celebes. Jaarb. Mijnw. 1915, Verh. 2, S. 235—274.
16. 'T HOEN, C. und VAN ES, L. J. C., De Opsporingen naar Delfstoffen op het eiland Timor. Jaarb. Mijnw. 1925, Verh. S. 1—80, 1926.
17. IMDAHL, H., Beiträge zur Petrographie von West-Timor. Centrbl. f. Min. usw., 1922, S. 65—76.
18. KRUMBECK, L., Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor I. Paläontologie v. Timor 10. Lief. XVII, S. 1—142, 1921.
19. KÜNDIG, E., Versuch einer petrogr. Charakteristik des kristallinen Grundgebirges von Celebes. Schweiz. Petr. Mitt., Bd. XII, 1932, S. 450—506.
20. MOLENGRAAFF, G. A. F., De jongste bodembewegingen op het eiland Timor en hunne beteekenis voor de geol. geschiedenis van den O. I. Archipel. Kon. Akad. v. Wet. Amsterdam, Vergad. 23 Juni 1912.

21. MOLENGRAAFF, G. A. F., Geogr. en geol. beschrijving van het eiland Letti. Jaarb. Mijnw. 43, 1914, Verh. 1, 1915, S. 1—87.
22. ———, Folded Mountain Chains, Overthrust Sheets and Block-Faulted Mountains in the East Indian Archipelago. C. R. XII, Congr. intern. géol. Toronto, 1915, S. 689—702.
23. ———, De Timorexpeditie en hare palaeontologische resultaten. Hand. XVIe Ned. Nat. en Geneesk. Congr. 1917, S. 245—56.
24. RUTTEN, L., Voordrachten over de geologie van Ned. Oost-Indië. Den Haag, 1927.
25. ———, De geologische Expeditie naar Ceram, 5e Verslag. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Gen. (2), Bd. 36, 1919, S. 36—48.
26. SCHUBERT, R., Über Foraminiferengesteine der Insel Letti. Jaarb. Mijnw. 1914, Verh. 1, 1915, S. 169—84.
27. SUZUKI, J., Petrological Study of the Crystalline Schist System of Shikoku, Japan. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. 1, No. 1, S. 28—111.
28. UMBGROVE, J. H. F. Het Neogeen in den Indischen Archipel. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Gen., Bd. 49, 1932, S. 769—833.
29. ———, Tijd en type der tertiaire plooiingen binnen de zône van sterk negatieve afwijkingen der zwaartekracht in den Indischen Archipel. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Gen., 51, 1934, S. 20—34.
30. ———, Geol. History of the East Indies. Bull. Am. Ass. Petr. geol. 22, Tulsa, 1938, S. 1—70.
31. ———, The Relation between Geology and Gravity Field in the East Indian Archipelago. Gravity Expeditions at Sea. Delft, 1934.
32. ———, De Pretertiaire Historie van den Indischen Archipel; met Bijdragen van Friedr. Weber. Leidsch. geol. Meded. VII, 1935, S. 123.
33. VLERK, J. M. VAN DER, und LEUPOLD, W., De Stratigraphie van Ned. Oost-Indië: Tertiary. Leid. geol. Meded. V, 1931, S. 611—48.
34. WANDEL, G., Beitr. zur Kenntnis der jurassischen Molluskenfaunen von Misol usw. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 75 B, 1936, S. 447—526, Taf. XV und XVIII.
35. WANNER, J., Geologie von Westtimor. Geol. Rundsch., Bd. IV, 1913, S. 136—150.
36. ———, Beitr. zur Geologie und Geographie von Nordost-Borneo. N. Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 45, 1921, S. 149—213.
37. ———, Die Malaiische Geosynklinale im Mesozoikum. Verh. Geol. Mijnb., Gen. Ned. en Kol. geol., Ser. 8, S. 569—600, 1925.
38. ———, De Stratigraphie van Ned. Oost-Indië. Mesozoicum. Leid. geol. Meded. V, 1931, S. 567—610.
39. WICHMANN, A., Gesteine von Timor. Samml. geol. Reichsmus. Leiden, 1882—87, 1e Ser., Bd. II, S. 1—172.



1. De eerste...
 2. De tweede...
 3. De derde...
 4. De vierde...
 5. De vijfde...
 6. De zesde...
 7. De zevende...
 8. De achtste...
 9. De negende...
 10. De tiende...
 11. De elfde...
 12. De twaalfde...
 13. De dertiende...
 14. De veertiende...
 15. De vijftiende...
 16. De zestiende...
 17. De zeventiende...
 18. De achttiende...
 19. De negentiende...
 20. De twintigste...
 21. De eenentwintigste...
 22. De tweeëntwintigste...
 23. De drieëntwintigste...
 24. De vierentwintigste...
 25. De vijfentwintigste...
 26. De zesentwintigste...
 27. De zevenentwintigste...
 28. De achtentwintigste...
 29. De negentwintigste...
 30. De twintigste...
 31. De eenentwintigste...
 32. De tweeëntwintigste...
 33. De drieëntwintigste...
 34. De vierentwintigste...
 35. De vijfentwintigste...
 36. De zesentwintigste...
 37. De zevenentwintigste...
 38. De achtentwintigste...
 39. De negentwintigste...
 40. De twintigste...
 41. De eenentwintigste...
 42. De tweeëntwintigste...
 43. De drieëntwintigste...
 44. De vierentwintigste...
 45. De vijfentwintigste...
 46. De zesentwintigste...
 47. De zevenentwintigste...
 48. De achtentwintigste...
 49. De negentwintigste...
 50. De twintigste...

Universiteit Utrecht
 BIBLIOTHEEK CENTRUM UITHOF



TAFEL I.

Abb. 1.

Das Mollogebirge von N N. O. Das Bild ist aufgenommen vom F. Oilhautes aus. Links der Toli-, rechts der Koenigipfel (Mollokristallin). Ganz rechts im Mittelgrunde der Noil Nisnoni, dahinter Hügel der Keknenoserie. Im Vordergrund grasige Abhänge der Sonnebaitserie und kleinere Fatoes.

Abb. 2.

Die linke Hälfte des Bildes zeigt die steile Nordwand des Koenin (Mollogebirge), an welche rechts unmittelbar der Triasfaoe des Noawaoe grenzt. S. auch Profil Abb. 5.

Abb. 3.

Blick vom Toligipfel aus nach S W in der Längsrichtung des Mollogebirges. In der Mitte das Längstal des Talimamanoberlaufes. Im linken Drittel des Bildes zahlreiche, in die Paleloserie eingeschnittene Täler. Ganz links in der Mitte der Faoe Koko. In der Mitte und im rechten Drittel des Bildes kristalline Schiefer, welche den scharfen Kamm des Mollogebirgers bilden. Ganz rechts im Mittelgrunde der Noil Nisnoni, dahinter das Hügelland der Keknenoserie.



Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.



Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.

TAFEL II.

Abb. 1.

Die steile, von Flüssen noch kaum zerschnittene Nordwestseite des Mollogebirges (kristalline Schiefer), aufgenommen vom Biwak Nefokoko aus. Das im Mittelgrunde sichtbare Hügelland wird aufgebaut von der Sonnebaitserie und zahlreichen Fatoes in chaotischer Lagerung.

Abb. 2.

Die Nordwestseite des Mollogebirges, gesehen vom Dorfe Tonis aus. Ganz links der Toli-, rechtsdavon der Koenin-, ganz rechts der Nadjabigipfel. Im Mittel- und Vordergrunde die Sonnebaitserie und einige Fatoes, z.B. rechts die Fatoes Oitfob und Kikmoet.

Abb. 3.

Das Bild ist etwas nördlich von Kapan nach Westen aufgenommen und zeigt eine ± 1200 m hohe Einebnungsfläche, in welche die Flüsse tiefe Täler eingeschnitten haben. Sie wird hauptsächlich von Schichten der Sonnebaitserie aufgebaut, aus der dann und wann Fatoes emporragen. Rechts der Fatoe Naoesoesoe (1394 m), im Hintergrunde in der Mitte das Mollogebirge mit dem Toli (1635 m).

TAFEL III.

Abb. 1.

Das Bild ist aufgenommen am Nordfuss des Fatoe Naoesoesoe nach Westsüdwest und zeigt die ± 1200 m hohe Einebnungsfläche, welche sich zwischen dem F. Naoesoesoe und dem Mollogebirge ausdehnt. Die grasigen welligen Hänge bestehen hauptsächlich aus Ablagerungen der Sonnebaitserie. Im Mittelgrunde sind zahlreiche, aus massigen Kalken und z.T. aus basischen Eruptivgesteinen aufgebaute Fatoes zu erkennen. Im Hintergrunde in der Mitte das Mollogebirge, mit seinem scharfen, für die kristallinen Schiefer charakteristischen Relief.

Abb. 2.

Der Fatoe Koko, aufgenommen von Nordost (s. auch Profil III). Ganz links ein kleiner sekundärer Kalkfatoe, rechts davon der gewaltige F. Koko (Triasfatoekalk), der unmittelbar auf einem isolierten kristallinen Schiefermassiv, dem F. Noenain ruht. Im Mittelgrunde und ganz rechts im Hintergrunde hauptsächlich schlecht aufgeschlossene Ablagerungen der Sonnebaitserie.

Abb. 3.

Das Lalan-Assoegebirge, aufgenommen vom Dorfe Toeboe Lopo aus. Es stellt eine gehobene, aus kristallinen Schiefen bestehende Fastebene dar, welche in zahllose scharfe Kämme und Bergkegel zerschnitten worden ist. Typische Bewachsung mit Eucalyptusbäumen.

Abb. 4.

Typische Landschaft im Lalan-Assoegebirge. Aus kristallinen Schiefen bestehende scharfe Kämme, welche mit Eucalyptus bewachsen sind. Im Vordergrund der breite, flache Talboden des N. Noni.

Abb. 5.

Das Booigebirge, gesehen von Westsüdwest. Scharfe, aus kristallinen Schiefen bestehende, mit Eucalyptus bewachsene Kämme. Im Vordergrund hauptsächlich aus Sonnebaitserie bestehende grasige Abhänge.



Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.



Abb. 4.



Abb. 5.



Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.



Abb. 4.



Abb. 5.



Abb. 6.

TAFEL IV.

Abb. 1.

Plagioklasamphibolit mit Quarzbändern, N. Manoebait (Mollogebirge). Die Quarzbänder sind z.T. zu Linsen ausgezogen worden. Das Gestein wird von Schubflächen und Rissen durchzogen, welche z.T. mit Quarz gefüllt sind.

Abb. 2.

Gestörte rote permische Konglomerate und Agglomerate. N. Nefokoko bei F. Wipoez (Mollogebirge).

Abb. 3.

Gefaltete Kalksteine und Mergelschiefer der Keknenoserie. Oberlauf des N. Nisnoni.

Abb. 4.

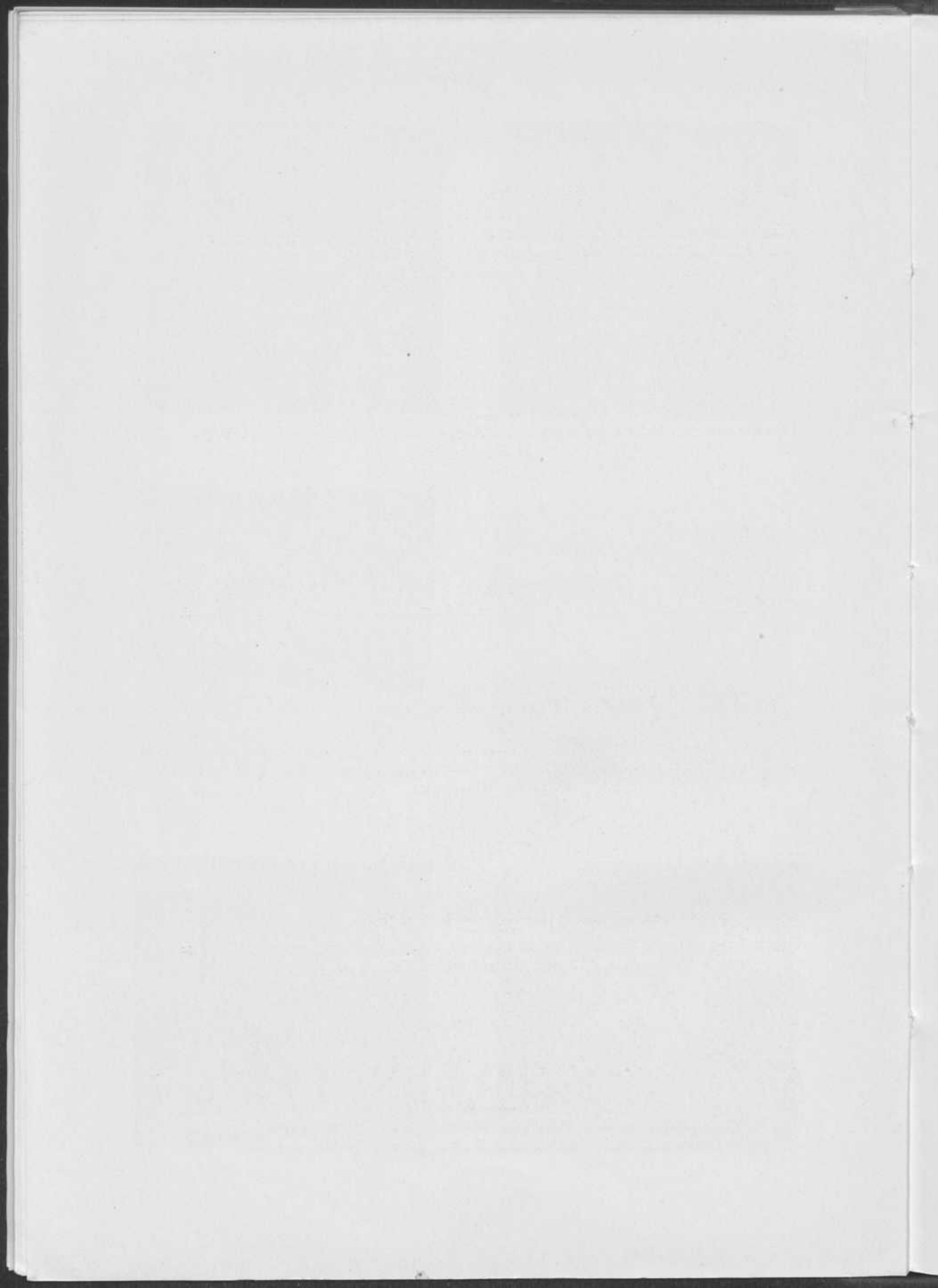
Gewaltiger Erdrutsch in Ablagerungen der Keknenoserie an der rechten Talseite des N. Nisnoni-Oberlaufes.

Abb. 5.

Regelmässig gelagerte Schichten der Paleoserie im N. Petoe (Mollogebirge). Blättrige dunkle Tonschiefer und hellere Kalkbänke.

Abb. 6.

Die N. Noni-Schlucht bei F. Nai Koekoe (Booigebiet). Die Steilwände werden gebildet von mächtigen, altmiozänen Riffkalken mit u.a. *Spiroclypeus*.



TAFEL V.



Abb. 1.
Stark gewalzte, zu Linsen
ausgezogene, eozäne Alve-
olinenkalke, z.T. reich an
Mollusken. Oberlauf des
N. Fab. (Mollogebirge).



Abb. 2.
Stark gestörte, z.T. mehr
massige, z.T. feiner ge-
bankte Alveolinenkalke mit
zwischenlagerten braunen
Schiefer-tonen. N. Beta
(Mollogebirge), in der
Nähe des Kontaktes mit
der Paleoserie.

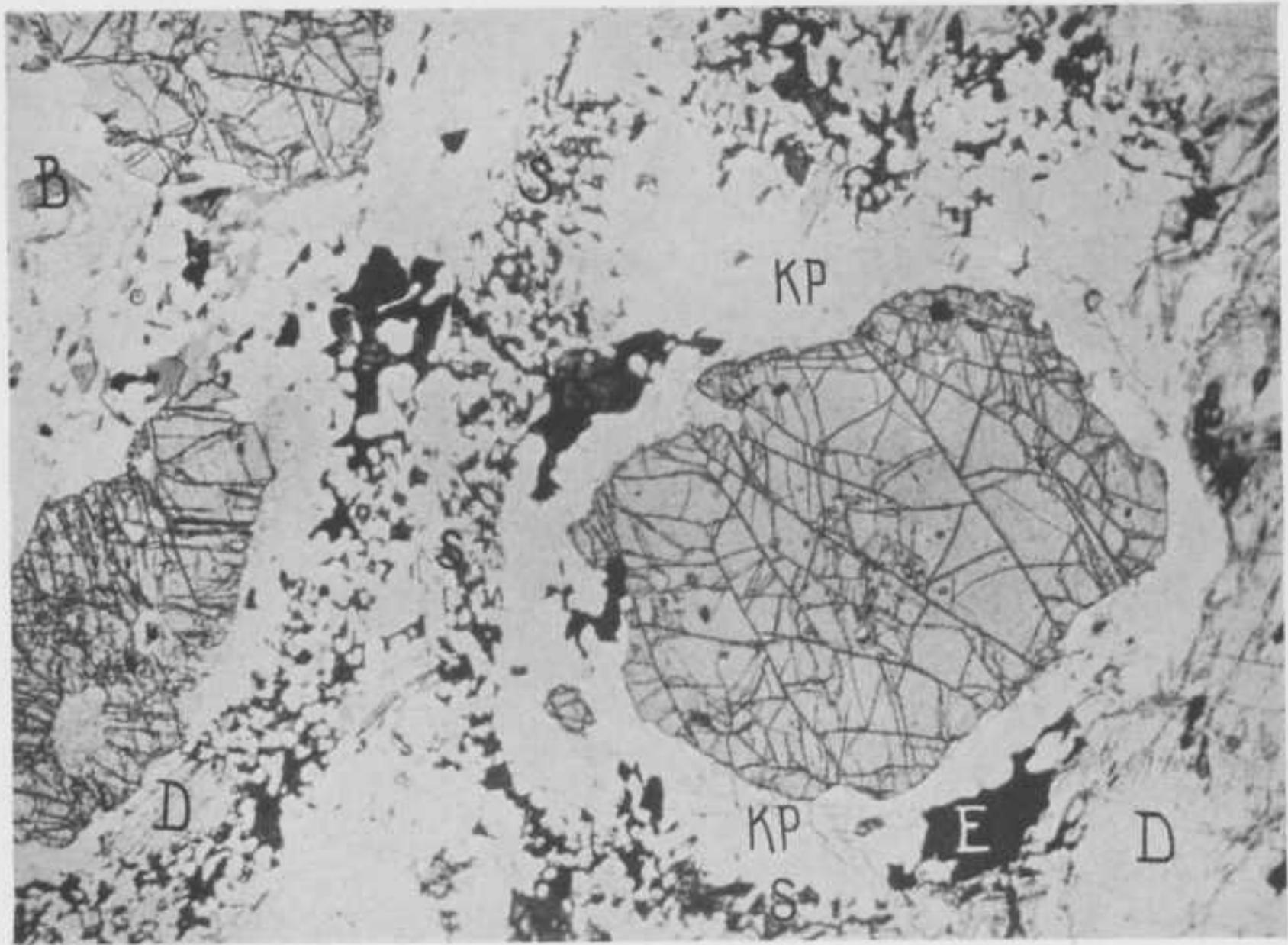


Abb. 1.

Vergr. 17 ×.

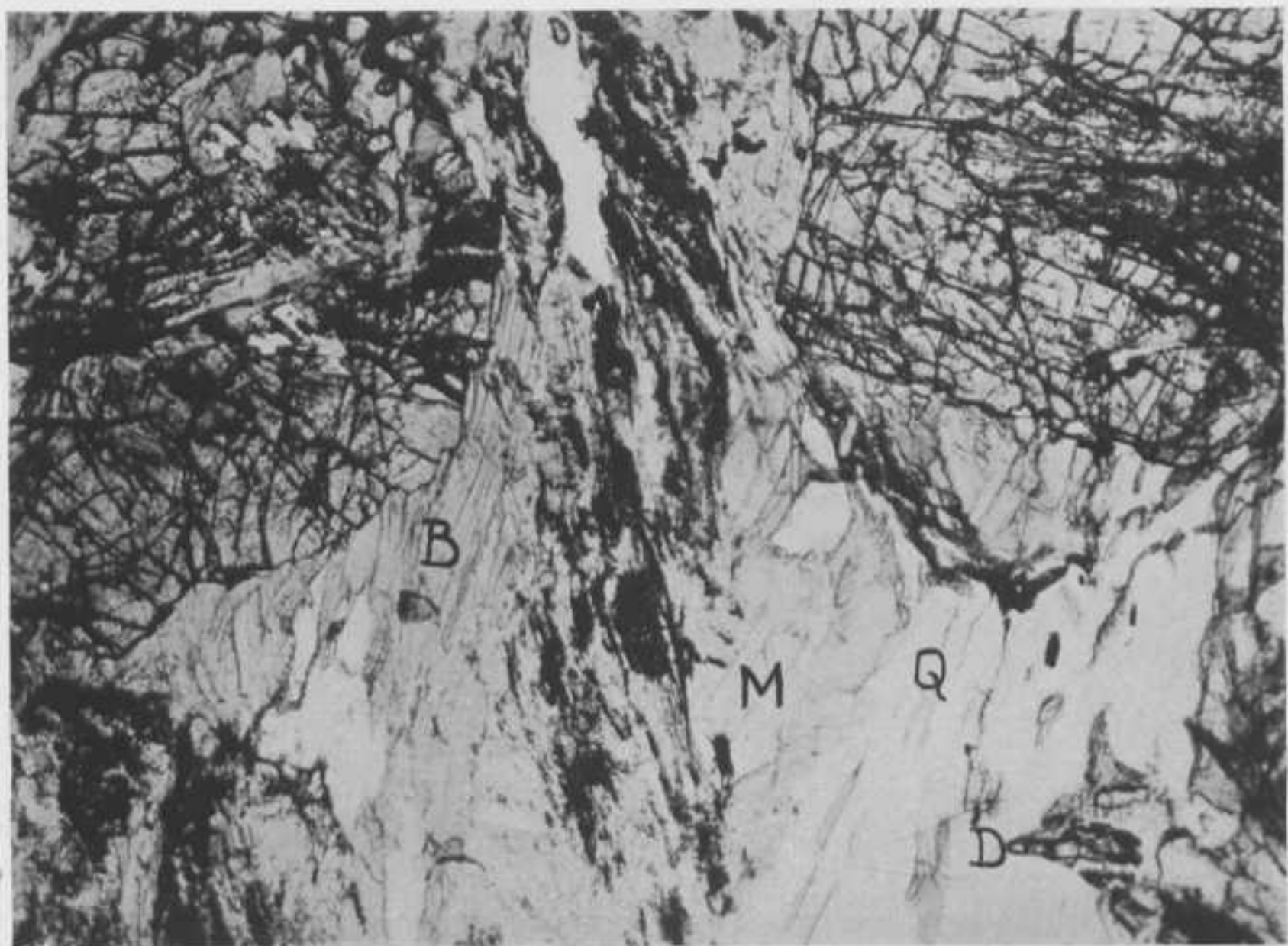


Abb. 2.

Vergr. 17 ×.

TAFEL VI.

Abb. 1.

T 420*. Granatkordieritdisthenspinellgneis.

N. Niti (Booigebirge) s. S. 59.

3 grosse Granatporphyroblasten mit zahlreichen Einschlüssen werden umgeben von z.T. pinitisiertem Kordierit (K) und Plagioklas (P), beide weiss; dann folgt ein Ring von dunklen Spinellkristallen (S). B = Biotit. D = Disthen (rechts unten ein grosser Kristall). E = Eisensulfid (schwarz).

Abb. 2.

T 127. Disthengranatglimmerschiefer.

Kamm des Mollogebirges s. S. 61.

2 grosse Granatporphyroblasten, reich an Einschlüssen (u.a. Biotit und Graphitbänder). Die alte Schieferungsrichtung (Graphitphyllite, schwarz, in der Mitte von oben bis unten verlaufend) wird von einer jüngeren, durch Biotit (B)- und Muskovitschuppen (M) angedeuteten Richtung in einem spitzen Winkel durchschnitten.

Rechts unten Disthen (D) und kataklastischer Quarz (Q) weiss.

TAFEL VII.

Abb. 1.

T 272. Rötlicher Kalkmergel der Sonnebaitserie.
N. Palelo (Mollogebirge)
mit *Globotruncana*-Fauna.

Abb. 2.

T. 271. Mergeliger Grauwackesandstein der Paleloserie.
N. Palelo (Mollogebirge) s. S. 76
mit für die Kreide charakteristischer *Globotruncana*-Fauna (*Globotruncana* var. sp.,
Gümbelina sp., *Globigerina aequilateralis* Brady).

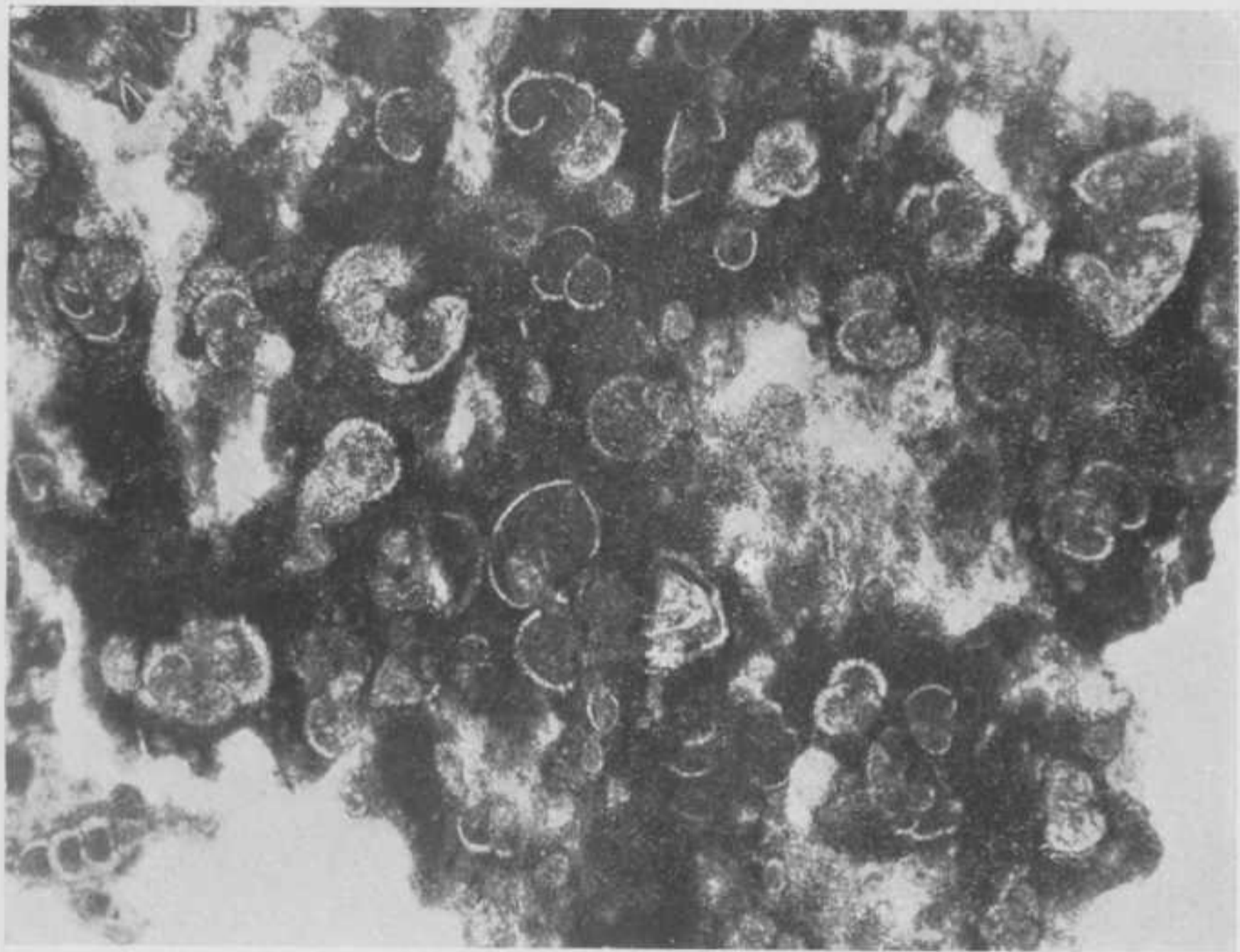


Abb. 1.

Vergr. 55 ×.



Abb. 2.



Vergr. 41 ×.



Abb. 1.

Vergr. 30 ×.

T 238. Andesituff der Paleoserie.

N. Talimaman (Mollogebirge) s. S. 73.

Zahlreiche Fragmente feldspatreicher vulkanischer Gesteine, Augit (2 Kristalle unten in der Mitte, dunkel mit deutlichen Spaltrissen), Plagioklas (weisse Kristalle mit deutlicher Spaltbarkeit), in einem kalkreichem Bindemittel.

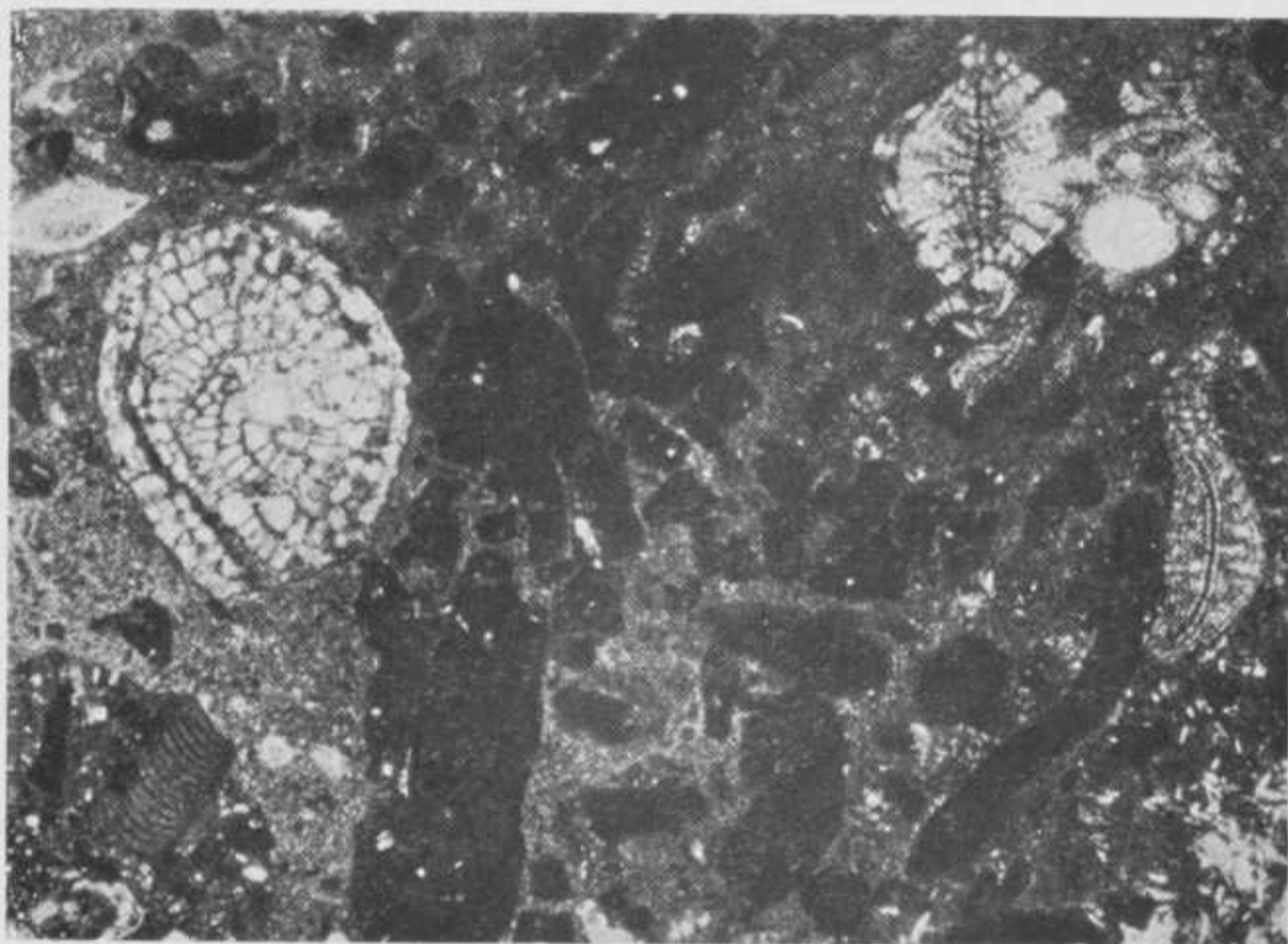


Abb. 2.

Vergr. 17 ×.

T 401. Altmiozäner Riffkalk mit *Spiroclypeus*.
N. Noni (Booigebiet).

STELLINGEN

I.

De eklogieten, die in de kaledonische, hercynische en alpiene gebergten voorkomen, zijn door metamorfose van ophiolieten ontstaan.

II.

De Globotruncana-fauna moet als kenmerkend voor het Krijt, in het bijzonder voor het Boven-Krijt, beschouwd worden.

III.

Flysch behoort uitsluitend ter aanduiding van een facies gebruikt te worden en niet als aanwijzing voor den ouderdom van een geologische formatie.

IV.

De opvatting van STAUB over het verband tusschen de westelijke betische ketens en het Rif is onwaarschijnlijk.

(R. STAUB, Der Deckenbau Südspaniens. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 79, 1934.)

V.

Het complex van kristallijne schisten in de Sierra Nevada (Zuid-Spanje) is krachtig geplooid, maar wordt niet gekenmerkt door groote overschuivingen.

VI.

De groote horizontale samenschuivingen van het eiland Timor zijn in hoofdzaak tijdens het Oligoceen tot stand gekomen.

REPORT

Section I: Introduction and Objectives

Section II: Methodology and Data Collection

Section III: Results and Discussion

Section IV: Conclusions and Recommendations

Section V: Appendix and References

Section VI: Summary and Final Remarks

VII.

De postpaleozoïsche metamorfose heeft op Timor geen rol van beteekenis gespeeld.

VIII.

De veronderstelling, dat op Timor uraan-radium-ertsen zouden voorkomen, is in hooge mate onwaarschijnlijk.

IX.

Het is wenschelijk, dat aan de studie in de geologie een algemeene en speciale philosophische propaedeuse verbonden wordt.

X.

Ten onrechte wordt in Nederland weinig aandacht geschonken aan de militaire geologie en wordt hare beteekenis voor de moderne krijgswetenschap onderschat.

VII

Die geographische Verbreitung der Pflanzenwelt

VIII

Die geographische Verbreitung der Tierwelt

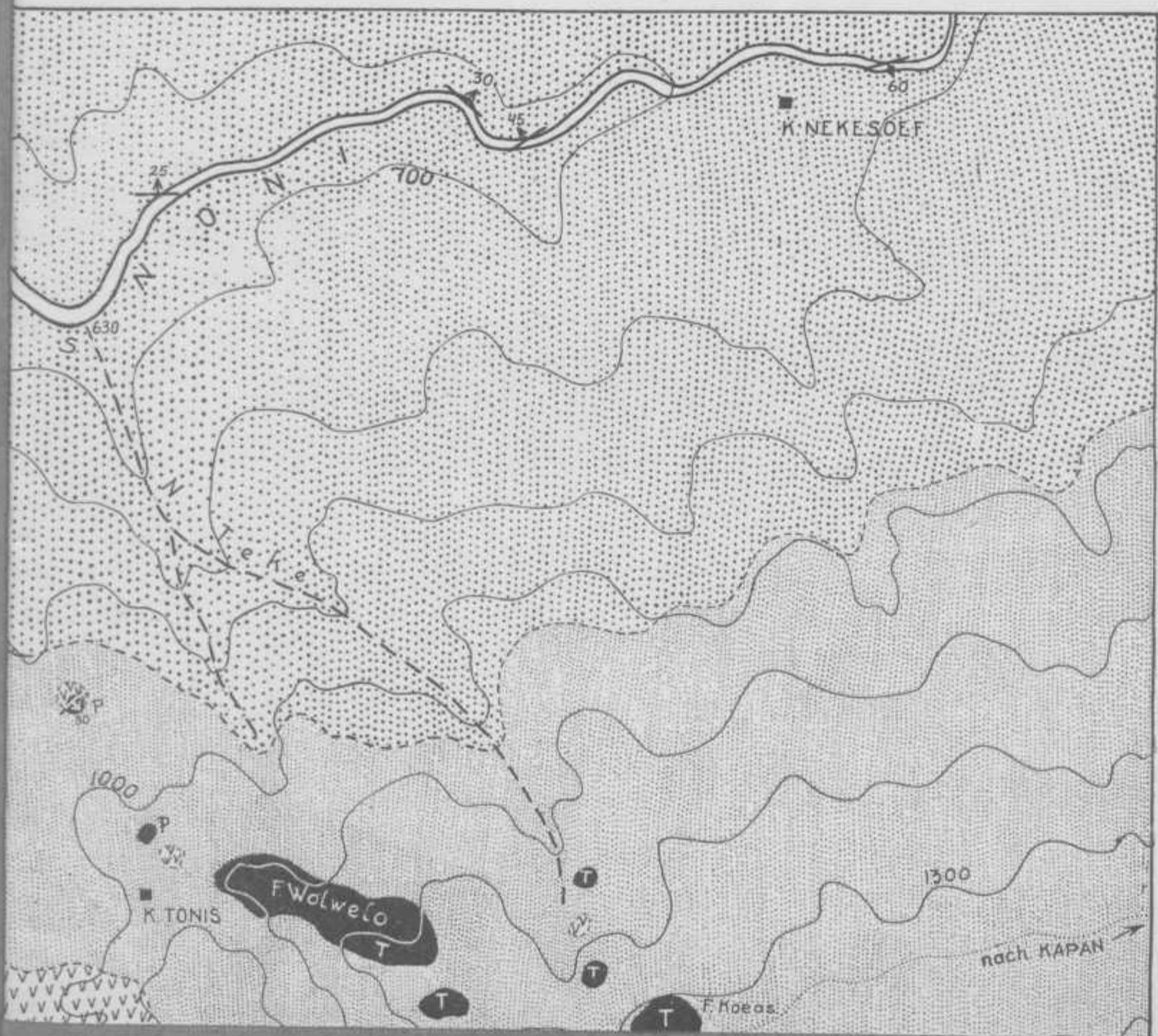
IX

Die geographische Verbreitung der Vögel

X

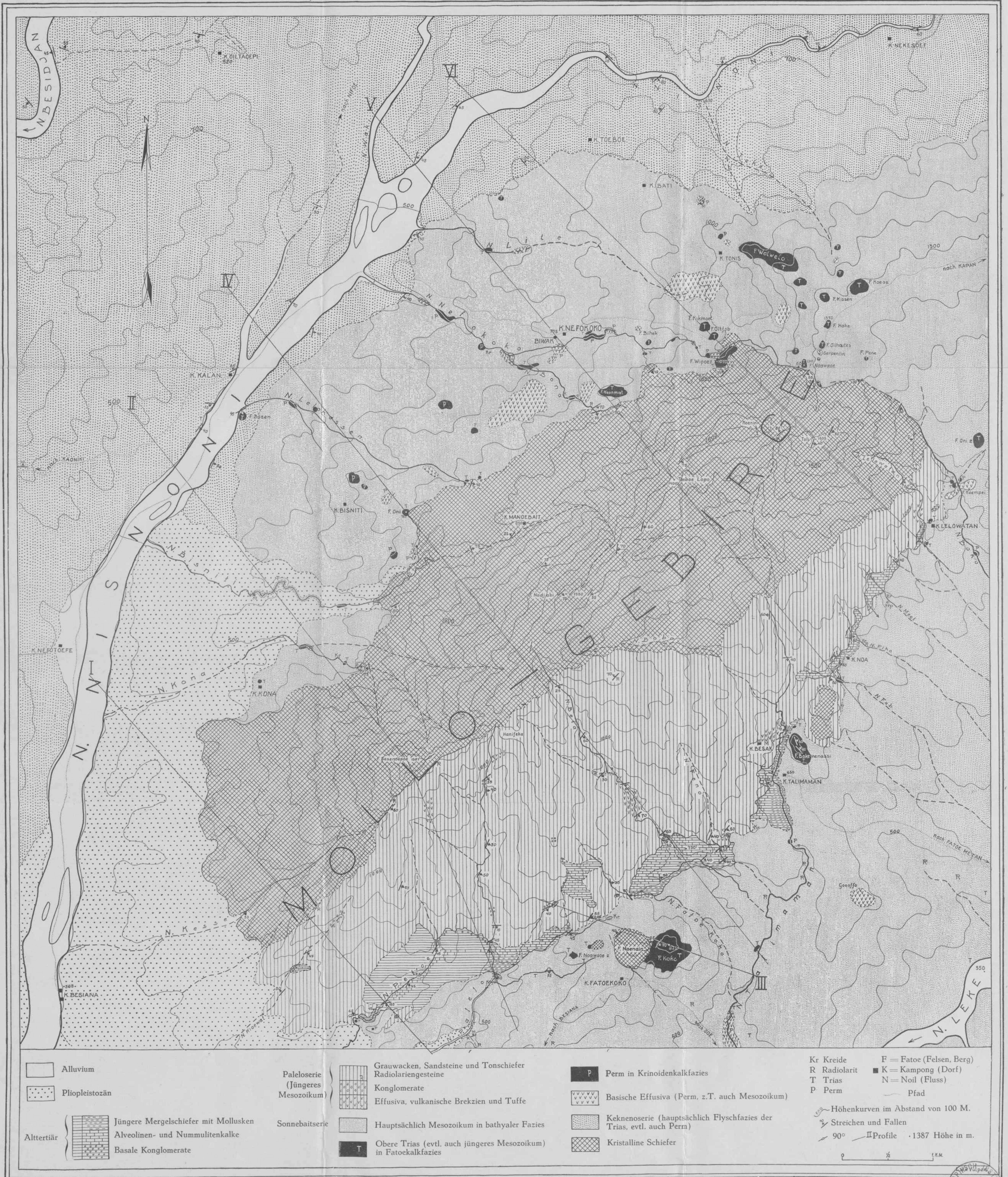
Die geographische Verbreitung der Insekten

Aufgenommen von D. Tappenbeck (1937). Maszstab 1:25000



Geologische Karte des Mollogebietes (Nied. Timor).

Aufgenommen von D. Tappenbeck (1937). Maszstab 1:25000



- | | | | | | |
|------------|--------------------------------------|---|--|--|--------------------------|
| Alluvium | Pliopleistozän | Paleoserie (Jüngeres Mesozoikum) | Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer | Perm in Krinoidenkalkfazies | F = Fatoe (Felsen, Berg) |
| Alttertiär | Jüngere Mergelschiefer mit Mollusken | Sonnebeitserie | Konglomerate | Basische Effusiva (Perm, z.T. auch Mesozoikum) | K = Kampong (Dorf) |
| | Alveolinen- und Nummulitenkalke | Effusiva, vulkanische Brekzien und Tuffe | Hauptsächlich Mesozoikum in bathyalen Fazies | Keknoserie (hauptsächlich Flyschfazies der Trias, evtl. auch Perm) | N = Noil (Fluss) |
| | Basale Konglomerate | Obere Trias (evtl. auch jüngeres Mesozoikum) in Fatoekalkfazies | Kristalline Schiefer | P = Perm | Pfad |
- Höhenkurven im Abstand von 100 M.
 Streichen und Fallen
 90° Profile · 1387 Höhe in m.
 0 1/2 1 K.M.



Profile zur geologischen Karte des Mollogebietes.

Masstab 1 : 25000

