Deel XI, 1939 — Leidsche Geologische Mededeelingen — Afl. 1, p. 132—187

DE ATOLLEN EN BARRIÈRE-RIFFEN DER TOGIAN-EILANDEN

DOOR

J. H. F. UMBGROVE.

(With an exhaustive summary).

INHOUD.

Bladz.

Inleiding. Doel van het onderzoek. Reisroute en verrichtingen. Overzicht van het verzamelde materiaal 133

Geologische gegevens:

Sedimenten 140

Eruptiefgesteenten 145

Samenvatting der geologische gegevens 147

Overzicht der Togianriffen 150

Over de diepte der lagunes 154

Morphologie der kusten 159

Over het ontstaan der barrière-riffen en atollen 163

Morphologie der riffen vergeleken met gegevens over de heerschende moessons 173

Summary 176

List of Illustrations 186

INLEIDING.

Als palaeontoloog bij den Dienst van den Mijnbouw in Nederlandsch Oost-Indië verkreeg ik toestemming om in de maanden Augustus tot October 1928 op eigen gelegenheid een reis te maken naar de Togian eilanden in de Golf van Tomini, Noord-Celebes.

Het Hoofd van het Departement van Marine te Batavia had mij de dankbaar aanvaarde gelegenheid opengesteld op 31 Augustus 1928 te Menado aan boord te gaan van het hydrographische opname-vaartuig der Gouvernementsmarine „ERIDANUS", dat met H. M. „van Doorn" de herziening van de zeekaart der golf van Tomini ging beëindigen. De „Eridanus" stond onder commando van den luitenant ter zee 1e klasse, thans kapitein ter zee H. SPITS. Ik zal nimmer de groote gastvrijheid en de voortdurende behulpzaamheid vergeten, die de Heer SPITS mij aan boord van de „Eridanus" betoonde. Hem allereerst wil ik hier nogmaals gaarne openlijk dank betuigen. Veel dank ben ik ook verschuldigd aan de officieren der Gouvernementsmarine aan boord van de „Eridanus", de Heeren TOMEI, DE VRIES, LOUET FEISSER, LEHMANN, VERBURG en NIJSSEN en aan den Heer S. G. RENSING, Officier van Gezondheid 2e klasse der Koninklijke Marine. Herhaaldelijk mocht ik ook hulp ontvangen van matrozen waaronder mij vooral de diensten van de Timoreezen MATTHEUS, CHRISTOFFEL, PAULUS en KEDJANGAN nog duidelijk in herinnering staan.

Ik had de voortdurende assistentie van den javaanschen helper MOCHAMED JOESOEF, door het Hoofd van den Opsporingsdienst welwillend ter mijner beschikking gesteld. Zijn taak was mij bij het werk op de riffen behulpzaam te zijn en de verzamelde koralen aan boord te macereeren, te nummeren en in te pakken (fig. 1). Het feit, dat de verzameling koralen nagenoeg geheel ongeschonden bleek te zijn toen ze in 1932 te Delft uitgepakt werd, is zeker voor een belangrijk deel aan zijn zorgzaamheid te danken.

Dr. S. W. VISSER was zoo vriendelijk voor mij na te gaan welke gegevens er over den wind in de Golf van Tomini bekend zijn en het betreffende manuscriptgedeelte critisch door te lezen. Zijne Excellentie Vice-Admiraal J. C. F. HOOYKAAS, Hoofd van de Afdeeling Hydrografie van het Departement van Defensie, verschafte mij de gelegenheid tot een uitvoerige bestudeering der minuutbladen; bovendien gaf hij zijn toestemming eenige détailkaartjes in deze publicatie op te nemen (ook de profielen zijn geconstrueerd met behulp van de minuutbladen). Gaarne betuig ik hem en aan Dr. VISSER hier nogmaals mijn dank.

Ik had in 1928 van het Hoofd van het Departement van Marine de keuze gekregen tusschen drie gebieden, waar toen binnen afzienbaren tijd opnemingsvaartuigen van de Marine werkzaam zouden zijn,

nl. Zuid-Nieuw-Guinea, Noordelijke Banda zee en de Togian-eilanden. Ik koos onmiddellijk het laatstgenoemde rifgebied om meerdere redenen, doch vooral om de twee volgende. De morphologie der bovenbouw van een rif is ten nauwste afhankelijk van de overheerschende windrichtingen [1]). Niet alleen in streken der passaatwinden was dat duidelijk aangetoond, zooals bij Murray-eiland [2]) en Coates Reef [3]) ten oosten van Australië en de Cocos-Keeling-atollen in den indischen oceaan [4]), maar ook in den indischen archipel, waar niet één overheerschende windrichting doch een alterneerend systeem van moessons heerscht. In de baai van Batavia was reeds duidelijk gebleken hoe sterk de overeen-

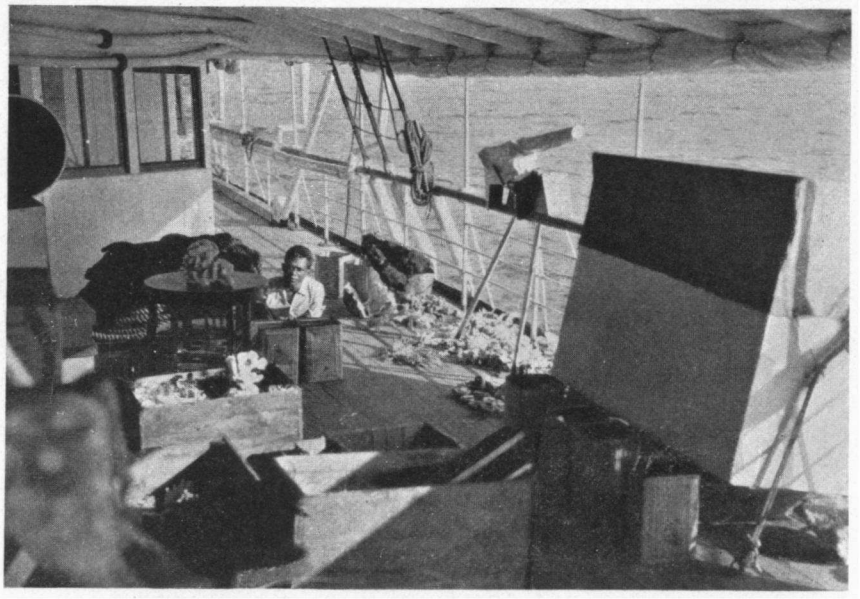

Fig. 1.

Joesoef pakt de koralen in aan boord van de „Eridanus''.

komst tusschen morphologie der eilanden en windeffect is [5]). Door hun ligging in de baai was echter in dit voorbeeld de invloed der beide moessons afzonderlijk moeilijk te analyseeren. Dit zou naar mijn meening bij de Noordelijke Duizend-eilanden in de Javazee gemakkelijker

[1]) J. H. F. UMBGROVE. The influence of the Monsoons on the Geomorphology of Coral Islands. Proceed. Fouth Pacific Sci Congress, Java 1929.

[2]) A. G. MAYER. Ecology of the Murray Island Coral Reef, Papers from the Department of Marine Biology, Carnegie Institution Washington, vol. IX, 1918.

[3]) Reports of the Great Barrier Reef Committee Vol. I, 1935 (titelplaat).

[4]) F. WOOD—JONES. Coral and Atolls 1910.

[5]) J. H. F. UMBGROVE. De koraalriffen in de Baai van Batavia (with summary in English). Wetenschappelijke Mededeelingen Nr. 7. Dienst van den Mijnbouw in Nederl. Indië 1928.

te constateeren moeten zijn, aangezien beide moessons dáár met volle kracht doorstaan. Theoretisch waren echter gevallen denkbaar, dat de invloed van één of van beide moessons ondervangen, d.w.z. aanmerkelijk verzwakt of teniet gedaan zou worden, b.v. door een dwars op één resp. beide moessonrichtingen gelegen bergland. De riffen van den Spermonde-archipel zouden het voorbeeld kunnen leveren voor het ondervangen van den invloed van één der moessons. Want aangezien de moessons er een nagenoeg W—E en E—W richting hebben, zou te verwachten zijn, dat de oostmoesson sterk verzwakt door het hooge bergland van Celebes' Zuidarm niet of ternauwernood in de morphologie der riffen tot uiting komt. En in de Togiangroep zou de invloed van beide

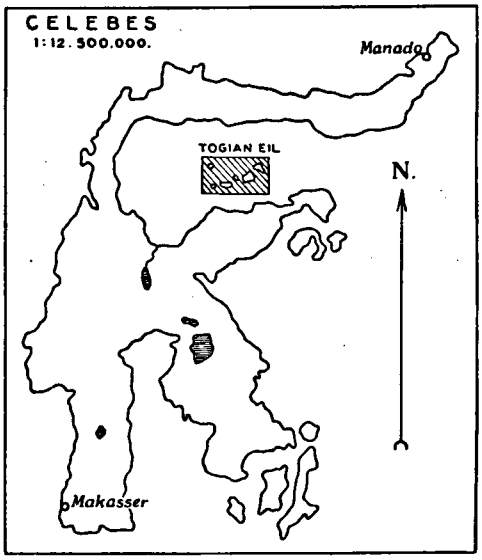

Fig. 2.
De ligging der Togian-eilanden; zie fig. 8.

moessons zeer zwak moeten zijn, omdat de richtingen der moessons er nagenoeg N—S en S—N zijn en beide dus verzwakt zouden worden door het hooge bergland van Celebes' Noordarm, resp. Celebes' Oost-arm (zie fig. 2).

Ik hoopte nu ná een bezoek met de Eridanus aan de Togian-eilanden nog gelegenheid te vinden van Makassar uit de Spermonde-archipel te onderzoeken, om zoodoende beide juist besproken mogelijkheden te kunnen bestudeeren. Toen de opname der Togiangroep beëindigd was ging de „Eridanus" echter zelf nog eenige „steenen" in den Spermonde-archipel opzoeken en ik kon daardoor wel onder zeer gunstige omstandigheden ook den Spermonde-archipel bezoeken.

Inderdaad bleek de prognose uit te komen. Dit onderzoek in den

Spermonde-archipel is reeds gepubliceerd [1]). Het is duidelijk „dat bij de koraaleilanden van den Spermonde-archipel de orienteering van riffen, puinwallen, lagune en zandeiland ontstaan is door het overheerschende windeffect van den Westmoesson."

„Het windeffect van den Oostmoesson, verzwakt door het hooge bergland van Celebes' Zuidarm is niet krachtig genoeg om zich blijvend in den vorm van de riffen en eilanden te uiten, slechts in den wisselenden sikkelvorm der jonge zandeilanden is deze ieder jaar duidelijk waar te nemen" (op. cit. p. 237).

KUENEN kon dit resultaat aan een reeks eilanden, gelegen tusschen de door mij bezochte serie, bevestigen [2]).

De resultaten op de Togian-riffen verkregen, volgen hieronder uitvoerig. Hier zij slechts vermeld, dat ik later ook nog de invloed van den wind op de Duizend-eilanden in de Javazee kon bestudeeren [3]), alsmede in straat Madoera [4]) en op de riffen van Emmahaven (W. Sumatra) [5]). Een tenslotte moge hier in dit verband gewezen worden op de interessante studie van KREMPF [6]) over de riffen in de Chineesche zee, waar de invloed van een alterneerend moessonsysteem duidelijk door hem aangetoond is en op de publicaties van SPENDER [7]) en STEERS [8]) over de riffen van Australië's groot barrière-rif. Zeker verdient de buitengewoon nauwkeurige en fraaie kaart van Low Isles, door SPENDER opgenomen [9]), de algemeene aandacht.

De tweede reden om de Togian-eilanden te kiezen was het voorkomen van barrière-riffen in die groep — atollen waren er in Augustus 1928 nog niet van bekend — zoodat het mij mogelijk zou zijn eens een totaal ander riftype te bestudeeren dan ik reeds kende. Daarbij was de opzet een zoo volledig mogelijke collectie rifkoralen bijeen te brengen om ze met andere goed onderzochte riffaunas te kunnen vergelijken.

Ofschoon een onderzoek der riffen doel van mijn reis was, werd zoover tijd en gelegenheid het toelieten aandacht geschonken aan de

[1]) J. H. F. UMBGROVE. De koraalriffen van den Spermonde Archipel (with an English summary). Leidsche Geologische Mededeelingen, Deel III, aflev. 5, 1930, p. 227—247.

[2]) PH. H. KUENEN. Geology of Coral Reefs: The Snellius Expedition. Vol. V, part 2, 1933, p. 9—13.

[3]) J. H. F. UMBGROVE. De koraalriffen der Duizendeilanden (with Summary in English). Wetenschappelijke Mededeelingen No. 12. Dienst van den Mijnbouw in Nederl. Indië, 1929.

[4]) Zie KUENEN, op cit. pag. 9.

[5]) J. H. F. UMBGROVE. De koraalriffen van Emmahaven (W. Sumatra) with an English Summary. Leidsche Geologische Mededeelingen, Deel IV, 1931, p. 10—24.

[6]) A. KREMPF. La forme des récifs coralliens et le régime des vents alternants. Travaux du Service Oceanographique des Pêches de l'Indochine, Mém. Nr. 2, Saigon 1927.

[7]) M. A. SPENDER. Island Reefs of the Queensland Coast. Geogr. Journ. 76, 1930, p. 193—214; p. 273—297.

[8]) J. A. STEERS. The Queensland Coast and the Great Barrier Reefs. Geogr. Journ. 74, 1929, p. 232—257; 89, 1937, p. 1—28, p. 119—146.

[9]) T. A. STEPHENSON, R. STEPHENSON, G. TANDY, M. SPENDER. The Structure and Ecology of Low Isles and other Reefs. Sci. Reports Great Barrier Reef Expedition vol. III, no. 2, 1931.

geologie van kusten en binnenland. Van een geologische opname der eilanden kon echter geen sprake zijn. Dit blijkt trouwens duidelijk genoeg uit de spaarzame gegevens, welke hierachter over de geologie der eilanden vermeld worden.

In verband met de werkzaamheden van de „Eridanus" was ik in het bijzonder aangewezen op het Zuidwestelijke deel van de eilandengroep. De meeste aandacht werd dan ook besteed aan de riffen ten Zuiden en ten Westen van Batoe Daka.

Op 23 Augustus 1928 werd van Soerabaja per „Melchior Treub" vertrokken naar Makassar. Van een oponthoud te Makassar op 25 en 26 Augustus werd gebruik gemaakt aan een der eilandjes van de Spermonde-archipel reeds een orienteerend bezoek te brengen, terwijl ook de waterval van Bantimoeroeng bezocht werd. Per K.P.M. stoomer „Tasman" werd via Balik-Papan en Donggala op 31 Augustus Menado bereikt. Na een paar dagen in de Minahassa te hebben vertoefd, vertrokken wij op 4 September per „Eridanus" en deden dienzelfden dag Talissee aan.

Het vulkanisch gesteente, dat ik op het hoogste punt van Talissee verzamelde, is blijkens microscopisch onderzoek van Dr. GISOLF een basische pyroxeenandesiet.

De groepeering der eilanden Ganga, Tindela, Talissee, Kinabahoetan en Bangka deed mij sterk denken aan de eilandjes om de Krakataucaldeira.

Met het doel zulks nader te onderzoeken werd ik op 5 September met JOESOEF aan land gezet op het eiland Kinabahoetan. Wij hebben aan dat eilandje minder aangename herinneringen. Toen ik na een tocht om het eiland bij de Noordpunt gekomen, aan het daar goed ontsloten eruptiefgesteente hamerde, wekte dit de toorn op van een in die rots verborgen kolonie wilde bijen. De geheele zwerm stortte zich met een niet te stuiten woede op ons los. Na een worsteling van een half uur bereikte ik meer kruipend dan loopend de westkust, waar een vlet met één matroos was achtergebleven. Mijn rugzak met inhoud, waaronder aanteekeningen over Talissei en Kinabahoetan, was in zee terecht gekomen en werd door het opkomend water weggespoeld. JOESOEF werd 's middags door een „hulpexpeditie" bewusteloos gevonden op het strand langs de oostkust. Aangezien wij de twee volgende dagen incapabel waren iets uit te voeren, moest van de voorgenomen geologische verkenning dezer eilandengroep helaas worden afgezien.

Intusschen stoomde de „Eridanus" door naar de Togian-eilanden, waar van 8 tot 23 September gewerkt werd met onderbreking van een tocht naar Tandjong Api en een bezoek aan het vulkaan-eiland Oena-Oena.

Op de terugreis van Menado werd de Spermonde-archipel en Bali aangedaan, waarna wij op 8 October weer te Soerabaja terugkeerden.

Van het materiaal der Togian-eilanden en de wijze waarop de resultaten gepubliceerd zijn geeft het volgende een kort overzicht.

In fig. 8 zijn de juiste vindplaatsen der nummers ingeteekend.

Nr. 1—12. Gesteentemonsters in deze publicatie nader beschreven. Het petrografisch onderzoek der eruptiefgesteenten heb ik te danken aan Dr. W. F. GISOLF te Bandoeng; alleen de kalksteenmonsters werden door mij zelf bestudeerd. Bovendien werden eenige scheikundige analysen van eruptiefgesteenten reeds gepubliceerd door Mej. Dr. C. KOOMANS [1]). De door Dr. GISOLF bestudeerde serie gesteenten stond ik af aan den Dienst van den Mijnbouw te Bandoeng. Een duplicaat-serie der gesteenten bevindt zich in het Instituut voor Mijnbouwkunde te Delft. Voorzoover het materiaal het toeliet werden nog gesteenten ten geschenke gegeven aan de Geologische Instituten te Leiden, te Utrecht en te Groningen.

„ 13—382. Koralen door mij beschreven in: „Madreporaria from the Togian reefs'' [2]), met uitzondering der Acropora's, die nog in bewerking zijn bij Dr. J. VERWEY.

„ 383—400. Gesteenten van Tandjong Api, vermeld in een ander geschrift [3]).

„ 401—402. Koraalkalk van Boeka-Boeka, niet nader beschreven.

„ 403—420. Als Nr. 1—12.

„ 421—426. Andesieten met insluitsels van Oena-Oena, vermeld in mijn publicatie over dat eiland [4]).

„ 427—481. Als Nr. 13—382.

„ 482—502. Als Nr. 1—12.

De weinige oudere literatuur over de Togian- of Schildpad-eilanden is samengevat in de publicaties van WICHMANN [5]), AHLBURG [6]) en VAN VUUREN [7]). Op die oudere gegevens zal hier niet ingegaan worden.

In totaal werden een 90-tal verschillende soorten en varieteiten rifkoralen meegebracht, die uitvoerig beschreven zullen worden in „Madreporaria from the Togian reefs''. De volgende lijst geeft reeds een overzicht der soorten. De hier vermelde soortnamen der Acropora's heb ik aan Dr. J. VERWEY te danken, die mij een voorloopige mededeeling over zijn onderzoek verstrekte. Afgezien van de Acropora's werden 48 van deze soorten ook aangetroffen op de riffen in de baai van Batavia. Over die fauna, in totaal 117 verschillende soorten rifkoralen, welke door mij gelijktijdig met de koralen van Togian bestudeerd werden, ligt

[1]) C. KOOMANS. Die Trachyten und Andesiten der Togianinseln und Oena-Oena. Leidsche Geologische Mededeelingen, Deel VI, 1934, p. 119—122.

[2]) Manuscript, gereed voor publicatie, zal waarschijnlijk gepubliceerd worden in het tijdschrift „Zoölogische Mededeelingen'', 1940.

[3]) J. H. F. UMBGROVE. Een tocht naar Tandjong Api (Oost-Celebes) „Onze Aarde'' Deel 3, 1930, p. 282—286.

[4]) J. H. F. UMBGROVE. Het vulkaaneiland Oena-Oena (with English Summary). Leidsche Geologische Mededeelingen, Deel 3, 1930, p. 249—260.

[5]) A. WICHMANN. Der Vulkan-insel Una-Una (Nanguna). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Jahrg. 1902, p. 144—158.

[6]) J. AHLBURG. Versuch einer geolog. Darstell. der Insel Celebes. Geolog. u. Palaeontol. Abt. N. F. 12, 1913.

[7]) L. VAN VUUREN. Het Gouvernement Celebes, 1920, p. 251—256.

eveneens het manuscript gereed; het zal nog in het jaar 1939 verschijnen in het tijdschrift „Zoölogische Mededeelingen".

Rifkoralen verzameld op de Togianriffen: *Seriatopora hystrix* DANA, *Pocillopora damicornis* (LIN.), *Pocillopora eydouxi* M. EDWARDS, *Stylophora pistillata* (ESPER), *Acrohelia horrescens* (DANA), *Physogyra astraeiformis sp. nov., Orbicella curta* DANA, *Orbicella versipora* (LAM.), *Cyphastrea microphthalma* (LAM.), *Cyphastrea chalcidicum* KLUNZINGER, *Leptastrea purpurea* (DANA), *Galaxea fascicularis* (LIN.), *Favia speciosa* (DANA), *Favia pallida* (DANA), *Favia matthaii* VAUGHAN, *Favia stelligera* (DANA), *Favia eridani spec. nov., Favites abdita* (ELLIS ET SOL.), *Favites flexuosa* (DANA), *Favites favosa* (ELLIS ET SOL.), *Favites virens* (DANA), *Favites yamanarii* YABE ET SUG. *var. profunda* UMBGROVE, *Favites? cf. spectabilis* (VERRILL), *Favites halicora* (EHRENBERG) → *Acanthastrea hemprichii* (EHR.), *Goniastrea retiformis* (LAM.), *Goniastrea pectinata* (EHRENBERG), *Goniastrea planulata* E. H., *Coeloria rustica* (DANA), *Coeloria astreiformis* E. H., *Coeloria astreiformis* E. H. → *C. rustica* (DANA), *Platygyra phrygia* (ELLIS ET SOL.), *Hydnophora microconos* (LAM.), *Hydnophora rigida* (DANA), *Hydnophora tenella* QUELCH *var. applanata, var. nov., Merulina ampliata* (ELLIS ET SOL.), *Merulina scabricula* DANA, *Merulina togianensis spec. nov., Scapophyllia cylindrica* E. H., *Lobophyllia corymbosa* (FORSKAL), *Lobophyllia costata* (DANA), *Symphyllia recta* (DANA), *Symphyllia recta* → *agaricia* E. H., *Sypmphyllia recta* → *valenciennesii* E. H., *Symphyllia radians* E. H., *Echinopora lamellosa* (ESPER), *Echinopora cf. gemmacea* (LAM.), *Echinopora horrida* DANA, *Mycedium elephantotus* (PALLAS), *Tridacophyllia lactuca* (PALLAS), *Fungia echinata* PALLAS, *Fungia scutaria* LAM., *Fungia paumotensis* STUTCHB., *Fungia concinna* VERRILL, *Fungia repanda* DANA, *Fungia danai* E. H., *Fungia valida* VERRILL, *Fungia fungites* (LINNÉ), *Fungia fungites* (LINNÉ) → *repanda* (DANA), *Halomitra robusta* (QUELCH), *Pavona decussata* DANA, *Pavona divaricata* LAM., *Pavona frondifera* LAM., *Pavona varians* (VERRILL), *Pavona (Polyastra) obtusata* (QUELCH), *Psammocora contigua* (ESPER), *Psammocora togianensis spec. nov., Coscinaraea acuticarinata spec. nov., Coeloseris mayeri* VAUGHAN, *Astreopora myriophthalma* (LAM.), *Montipora venosa* (EHRENB.), *Montipora informis* BERNARD, *Acropora muricata* (L.), *Acropora virgata* (DANA), *Acropora grandis* (BROOK), *Acropora aspera* (DANA), *Acropora millepora* (EHRENBERG), *Acropora hyacinthus* (DANA), *Acropora tubigera* (HORN), *Acropora gravida* (DANA), *Acropora acervata* (DANA), *Acropora palifera* (LAMARCK), *Acropora echidnaea* (EHRENBERG), *Acropora cf. A. polymorpha* (BROOK), *Acropora haimei* (M. EDWARDS ET HAIME), *Acropora nasuta* (DANA), *Goniopora tenuidens* (QUELCH), *Porites viridis* GARDINER, *Porites nigrescens* DANA, *Porites nigrescens var. togianensis var. nov., Porites capricornis* REHBERG, *Porites eridani spec. nov.*

Dit materiaal zal door mij ten geschenke gegeven worden aan het Rijks Museum voor Natuurlijke Historie te Leiden, met uitzondering van een nagenoeg volledige serie soorten, die ik aan het Museum van den Dienst van den Mijnbouw te Bandoeng heb gezonden.

GEOLOGISCHE GEGEVENS.

Sedimenten.

Van de volgende vindplaatsen werden sedimentgesteenten verzameld. Als vast gesteente:

A. In het zadel tusschen de Piek van Togian en de zuidelijke aangrenzende heuvel kleileien (no. 5) als vast gesteente in een beekje (zie fig. 6). De gesteenten hebben een helling van 50° E en een strekking N 50°—60° E. In het fijnkorrelige sediment konden ook in slijpplaatjes geen organische resten worden onderscheiden. Het is volgens GISOLF een „kleilei met kwartsrijke gedeelten, met vele aders van calciet en een weinig kwarts, die als z.g. doode ertsgangen op te vatten zijn."

B. Langs juistgenoemden heuvel ten zuiden van de Piek van Togian werd een lichtgeelgrijs zandig gesteente (no. 7) aangetroffen (zie fig. 6). Er werden geen organismenresten in gevonden. Dr. GISOLF beschrijft het als volgt: „Een pneumatolitisch beïnvloede gelimonitiseerde polymikte kleizandsteen. Tusschen de vele hoekige kwartsfragmenten komen enkele stukjes van effusiva en niet nader te bepalen veldspaten voor; verder primaire biotiet, waarschijnlijk door batholitisch contact van de naburige andesiet- of trachietmassa's ontstaan. Uit dit gesteente is op te maken, dat het oorspronkelijke zandige sediment door vulkanische doorbraken veranderd is en tenslotte — hierop wijst de geconstateerde sleuring in de slijpplaatjes — nog aan druk onderhevig is geweest, doch niet zoo sterk als het daarom waarschijnlijk oudere gesteente no. 5."

C. Kalk- en kleizandsteenen in de baai ten zuiden van Togian (beschrijvingen van Dr. GISOLF):

No. 403 = 404 kalkzandsteen, fragmentjes van kwarts, andesien, enkele stukjes kaliveldspaat en effusiva, bindmiddel kalk tot mergelachtig.

No. 405, kleizandsteen als vorige; het kalkgehalte is te klein om het kit nog mergelig te noemen.

D. Een fijnkorrelige zandige mergel is ontsloten aan de Noordkust van Togian (no. 491—495). De foto (fig. 3) vertoont een paar kleine verschuivingen in deze sedimenten, organische resten werden er niet in aangetroffen.

E. Langs de oevers van de nauwe zeestraat tusschen Batoe Daka en Togian werden horizontaal gelaagde kleisteenlagen met plantenresten gevonden (no. 406—414).

F. Opgeheven rifkalksteenen hebben een groote verspreiding op de Togian-eilanden.

Batoe Daka is er voor het grootste gedeelte door bedekt (aan de oostkust tot Tandjong Laloeangon); ze werden verder aangetroffen langs de noordwestkust van Togian, het westelijk deel van Tongkaboe, de

noordpunt van Taoleh en de westkust van Walea Kodi; Taoepan is er uit opgebouwd en waarschijnlijk ook Malingi en minstens het zuidelijk gedeelte van Talata Koh (alleen kort langs gevaren, niet aan land geweest).

Ter plaatse werd ijverig gezocht naar kenmerkende foraminiferen. Er werden echter nergens *Lepidocyclinae* of andere gidsforaminiferen in gevonden, evenmin bij het microscopisch onderzoek van 5 uiteengelegen vindplaatsen, welke de volgende nummers dragen: 1. (Taoleh), 9. (Walea Kodi S.W.), 10. (Batoe Pan, W. van Batoe Daka), 11. (Taoepan), 12A. (Tandjong Kalema), 502. (Noordkust van Batoe Daka).

Fig. 3.

Ontsluiting van witte zandige mergel aan de Noordkust van Togian.

De volgende organismen werden in deze gesteenten aangetroffen: *Gypsina globulus, Gypsina inhaerens, Operculina, Operculinella, Calcarina, Marginopora, Heterostegina, Miliolidae, Orbulina, Globigerinae, Textularia, Planorbulina spec. Rotalia, „Polystomella", Rupertia, Amphistegina, Alveolinella, Amphiroa, Lithophyllum, Lithothamnium, Halimeda, Anthozoa, Bryozoa, Echinodermata* en *Mollusken.*

De oppervlakte dezer opgeheven rifkalksteenen is overal sterk door de erosie aangetast en verweerd in zeer scherppuntige karren, duidelijk te zien in fig. 4 en 5. Ter hoogte van zeeniveau en even boven de waterspiegel zijn de kalksteenen rijkelijk bezet met Chiton, Ostrea mordax en Balaniden (zie fig. 20).

Het is onbekend tot hoe diep onder zeeniveau de rifkalksteen

zich voortzet. Kalksteenklippen tot vlak bij de barrière (zie b.v. fig. 26 en boven rechts op fig. 8) bewijzen slechts dat die kalksteen zich oorspronkelijk ook uitstrekte waar thans de lagune is. Wij mogen er niet

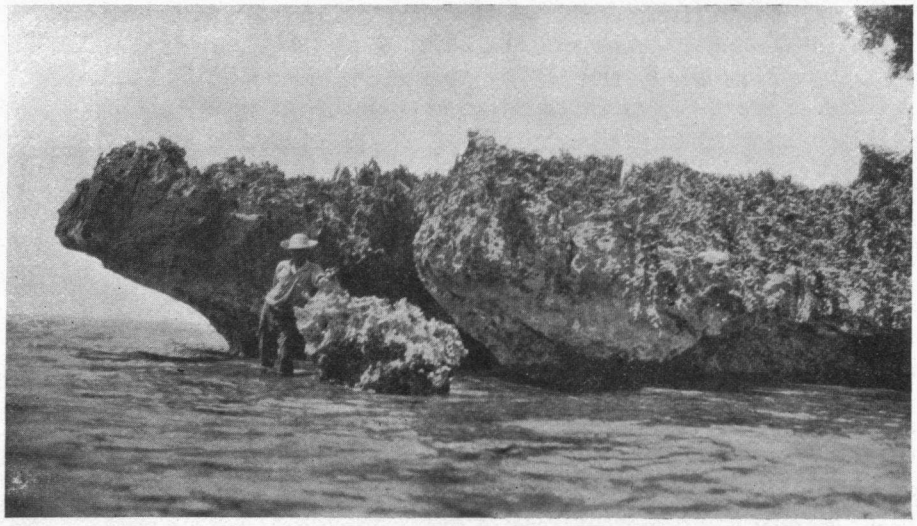

Fig. 4.
Scherp geërodeerde kalksteen in de lagune West van Kg. Bomba (S.W. Batoe Daka)

Fig. 5.
Détail van fig. 4.

met zekerheid uit concludeeren dat de kalksteen nog onder den bodem der lagunes aanwezig is. Noch in het veld, noch in de slijpplaatjes blijkt de „rifkalksteen" een typische koraalkalk te zijn, ofschoon resten

van koralen meermalen aangetroffen werden. Waarschijnlijk moet het gesteente beschouwd worden als een fossiel lagune-sediment. Het eigenrijk rif — wellicht een barrière-rif — vergelijkbaar met het tegenwoordige barrière-rif der Togian-eilanden, is waarschijnlijk reeds geheel of grootendeels ten offer gevallen aan de erosie, die van de zeezijde aan het kalksteenplateau knaagt (zie het hoofdstuk over de morphologie der kusten). Over de dikte der rifkalken bezit ik geen nauwkeurige gegevens, ze schijnen plaatselijk echter minstens 200 m dik te zijn.

G. Op twee plaatsen werden horizontaal gelaagde rolsteenafzettingen aangetroffen, nl. aan de noordoostkust van Taoleh (nr. 2) en langs het oostelijke deel van het eiland Tongkaboe (nr. 482—486). Het westelijk deel van dat eiland bestaat uit opgeheven rifkalk, die hier duidelijk tegen de conglomeraten aanrust.

Uit het conglomeraat van Tongkaboe werd een hoeveelheid rolsteenen nader onderzocht. Het blijken te zijn: uraliet-doleriet, grauwacke, gangkwarts en een kwartsitische zandsteen. Uralietdoleriet komt eveneens voor in de rolsteenafzettingen van Taoleh. Bovendien werd in het conglomeraat van Taoleh aangetroffen: een amphiboliet en rolsteenen van rifkalksteenen. Deze kalksteenen werden door mij microscopisch onderzocht en vergeleken met de opgeheven rifkalksteenen van Batoe Daka etc. Ze zijn noch wat hun struktuur, noch wat hun fossielinhoud betreft van elkaar te onderscheiden.

Uit deze gegevens blijkt 1e dat de opgeheven rifkalken jonger zijn dan het conglomeraat van Tangkaboe, 2e dat de rolsteenafzettingen van Taoleh jonger zijn dan de opgeheven rifkalken.

Het is mij opgevallen, dat onder de rolsteencomponenten zoowel van Tongkaboe als van Taoleh geen andesieten en trachieten voorkomen, ofschoon die thans als vast gesteente in de onmiddellijke nabijheid op Togian, Talawanga, enz. werden gevonden. Aan den anderen kant werden de grauwacke, amphibolieten en uralietdiorieten, zoo veel voorkomend als rolsteenen, niet als vast gesteente aangetroffen. Hieronder volgt een beschrijving van Dr. GISOLF der onderzochte rolsteenen van Tongkaboe en Taoleh alsmede de beschrijving van rolsteenen gevonden te Tandjong Kalema, een Kaap aan de zuidkust van Batoe Daka (no. 12), met uitzondering van de kalksteencomponenten van Taoleh die hierboven reeds genoemd werden.

No. 482—486. Conglomeraat van Tongkaboe.

No. 482. Intensief verkalkt, gechloretiseerd en geëpidotiseerd effusiefgesteente, waarin enkele plagioklaasfenokristen (verm. andesien) en de structuur nog herkenbaar zijn. De donkere silicaten zijn door chloriet en (of) carbonaat vervangen; in de plagioklaas komt veel epidoot voor.

No. 483. Grauwacke: verkalkt sediment met stukjes kwarts (soms hevig unduleus uitdoovend), plagioklaas, kaliveldspaat, kleischalie, effusiva (verm. porfieriet) en bestanddeelen daarvan, herkenbaar aan den ronden vorm van voormalige glasinsluitsels. Het gesteente wordt doorsneden door talrijke snoeren, waarop carbonaat is afgezet.

No. 484. Uralietdoleriet (of fijnk. uralietgabbrodioriet) als 2c, echter met beter herkenbare plagioklaas. Structuur ophietisch; de uraliet overheerscht. De plagioklaas is in hooge mate zonair gebouwd, zeer basisch in de kern met vlugge afneming der basiciteit naar den rand (andesien). Veel erts met leukoxeen acc.

No. 485. Fijnk. uralietdoleriet, met niet meer herkenbare plagioklaas; gelijk aan 2c.

No. 486. Polymikte fijnkorrelige kwartsietische zandsteen, opgebouwd uit kwarts, andesien, chloriet, stukjes effusiva. Een enkel fossiel (radiolarie) is te zien.

No. 486a. Voormalig effusiefgesteente, alleen nog naar de structuur herkenbaar. Het geheele gesteente is vervangen door uiterst fijnvezelige amfibool (uraliet) en chloriet (vele basaltglazen en bas. andesietglazen hebben een amfibool samenstelling).

No. 486b. Uralietdoleriet. Structuur ophietisch; van de plagioklazen is het basische binnenste ontleed; het zure buitenste deel is blijven bestaan. Erts en leukoxeen acc.

No. 2. Rolsteenen van Taoleh.

No. 2a. Het handstuk is zeer duidelijk schisteus; op de dwarsbreuk ziet men haast papierdunne lagen, gestreept met dunne witte streepjes. Aan de verweeringsoppervlakte is het gesteente lichtgrijsgroen, gestipt met witte vlekjes.

Onder het microscoop blijkt het gesteente een amfiboliet te zijn; de structuur is porfyroblastisch; plagioklaaskristallen vormen de porfieroblasten; zij bestaan uit labrador, en dooven dikwerf unduleus uit of zijn in een stadium van ontleding. Het overige bestaat uit een maaksel van grasgroene amfibool in groote overmaat, met gruis van veldspaat, soms gerekristalliseerd en dan zuurder dan de porfieroblasten.

Rutiel- en titanietkorrels, ertskorrels en epidoot langs snoeren vormen de accessoria.

No. 2b. Het handstuk is lichtgroengrijs, korrelig. Onder het microscoop ziet men een structuur van een effusiefgesteente. Enkele plagioklaaslijstjes zijn nog bewaard gebleven. De donkere silicaten echter en het voormalige glas zijn in warrelige chloriet veranderd. Epidoot acc.

No. 2c. Het handstuk is fijnkorrelig; grijs met groene tint, witgespikkeld.

Onder het microscoop ziet men de structuur van een basisch gang- of uitvloeiingsgesteente. Het donkere silicaat is uraliet, het lichte silicaat is door ontleding niet goed meer herkenbare plagioklaas. Erts, soms geheel of ten deele door leukoxeen vervangen, acc.

Uralietdoleriet.

No. 2d. Dit gesteente is een zoo intensief geëpidotieseerd en gechlorietiseerd effusiefgesteente, dat alleen de structuur behouden gebleven is.

No. 12. Rolsteen van Tg. Kalema.

Intensief gedrukte, oorspr. porfierische gabbro, geuralietiseerd. De plagioklaas (verm. labrador) heeft verbogen tweelingslamellen, komt in twee generaties voor en is plaatselijk verbrijzeld. De uralietische amfibool heeft nog wel de karakteristieke diallaaginsluitsels. Ook zij is verbogen en gesleurd.

In een bedding van een riviertje *bij Kampong Benteng* (no. 3) werden *rolsteenen* van de volgende gesteenten aangetroffen:

a. Trachiet identiek met de trachiet die in het zadel van de piek van Togian voorkomt (zie hieronder).

b. Andesiet van de Togianpiek (zie hieronder)

c. Een intensief gedrukt afbraakprodukt van een effusiefgebied met kalksnoeren, die kwarts omsluiten, welke allerhevigst unduleus uitdooft. Het gesteente bevat gruis van kwarts, andesien, chloriet, onherkenbare opake stukjes, etc. (beschrijving van Dr. GISOLF).

Eruptiefgesteenten.

De volgende beschrijvingen zijn van Dr. GISOLF. Van de gesteenten No. 4, 420 en 489 zijn scheikundige analysen gepubliceerd door Mej. Dr. C. KOOMANS[1]).

No. 3. Togian (rolsteen Benteng), zie No. 6.

Trachiet; fenokristen van andesien met zuurderen rand en dan met kaliveldspaatrand, van kaliveldspaat, van biotiet, van een varkevikietische amfibool, voorts verm. door intromagmatische processen veranderde, niet meer herkenbare fenokristen, en een grondmassa van alkaliveldspaat met ertskorreltjes en schaarsche biotietblaadjes.

No. 3a. Togian (rolsteen Benteng), zie No. 6.

Trachiet; fenokristen van alkaliveldspaat (verm. mengkristallen van kali- en natronveldspaat) met smallen albietzoom, van biotiet in een grondmassa met trachietstructuur van alkaliveldspaatlijstjes en ertskorreltjes. De biotiet wordt dikwerf door opaciet vervangen.

No. 4. Piek van Togian (fig. 6 en 7).

Andesiet; fenokristen van een donkere amfibool, kleine fenokristen van andesien in een grondmassa van zuurdere andesien en kleine hoeveelheden kaliveldspaat. Misschien dat eene analyse het gesteente een plaats zou geven tusschen andesieten en trachieten?

No. 6. Togian, zadel in de Piek van Togian (zelfde als 3 en 3a, welke als rolsteen gevonden werden), zie fig. 6.

Trachiet; fenokristen van andesien, dikwerf omhuld door alkaliveldspaat (or + ab) en ook fenokristen van deze laatste afzonderlijk, van biotiet, in een groezelige verwarde grondmassa van biotiet en alkaliveldspaat.

[1]) Het door haar vermelde gesteente No. 183 is uit de collectie MOLENGRAAFF.

No. 8. Mogo besar (S.W. uitsteeksel der baai van Togian).
Trachiet; onder het microscoop fraaie trachietoïde structuur.
Kleine fenokristen van sanidien met albietrand, van biotiet, van monokliene pyroxeen (lichtgrijs in de kern, groen aan de randen, aegirienaugiet), in een grondmassa van veldspaatlijstjes (verm. orthoklaas + albiet).

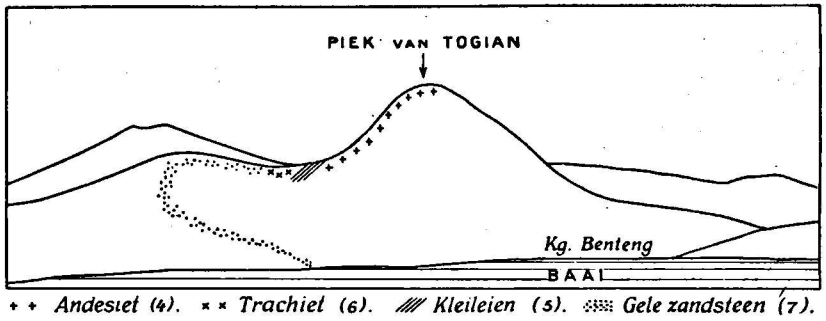

Fig. 6.
Schets van de Piek van Togian met geologische gegevens langs de gevolgde route; vergelijk fig. 7.

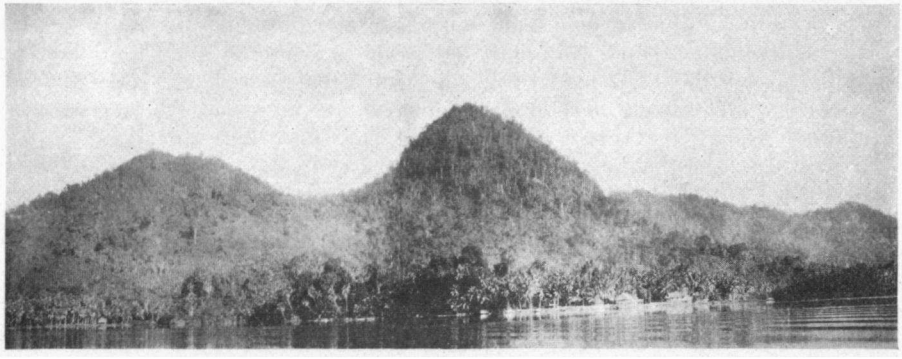

Fig. 7.
De Piek van Togian gezien van Kampong Benteng; vergelijk fig. 6.

No. 415—420. Trachiet van Poeloe Anau (Baai van Togian).

No. 416. Trachiet; porfierisch holokristallijn maaksel van alkaliveldspaat (or + ab) in twee generaties, van monokliene diopsiedische pyroxeen, van een groene algerienaugietachtige pyroxeen, van biotiet en van olivijn. Erts, apatiet, zirkoon, acc.

No. 420. Trachiet; fenokristen van veldspaat (in de kern andesien naar buiten toe albietrijker en kaliveldspaat) van biotiet, van monokliene pyroxeen, van vrijwel geheel door opaciet vervangen (barkevi-

kietische?) amfibool, in een grondmassa met trachietstructuur van alkaliveldspaatlijstjes, ertskorreltjes en kryptokrist. substantie.

No. 487—490. Trachiet van Talawanga.

No. 487. Alkalitrachiet. Fenokristen van sanidien met smallen albietrand, van idiomorfe biotiet, van een groene algerienaugietachtige pyroxeen, kleurlooze monokliene pyroxeen, een barkevikietische amfibool, ainigmatiet in een grondmassa van verm. natronsanidien met albietranden, kleine amfiboolzuiltjes, ertskorrels, kryptokristallijne substantie. Zeer veel apatiet en titaniet acc.

Het is een nieuw type alkalitrachiet.

No. 496—501. Trachiet van een klein eilandje in de baai langs de noordkust van Togian.

No. 500. Trachiet; vele fenokristen van alkaliveldspaat (verm. or + ab) van biotiet (dikwerf in opaciet veranderd), een enkel fenokrist van zeer zure andesien, in een groezelige verwarde grondmassa van alkaliveldspaat.

No. 501. Togian, Noordbaai, klein eilandje.
Hetzelfde gesteente als 500, meer verweerd.

Samenvatting der geologische gegevens (zie fig. 8).

Uit de voorgaande beschrijvingen blijkt, dat de gevonden sedimentgesteenten buitengewoon weinig positieve gegevens hebben opgeleverd omtrent hun relatieven onderdom. Het is intusschen mogelijk, dat bij een gedetailleerde geologische opname der Togian-eilanden voldoende gegevens aanwezig zullen blijken te zijn om de geologische geschiedenis van deze eilandengroep goed te kunnen reconstrueeren. Aan de hand van de weinige terloops door mij waargenomen feiten kan slechts het volgende gezegd worden.

Tot de oudste gesteenten moeten waarschijnlijk gerekend worden sedimenten (nr. 5 en nr. 7) die tusschen de eruptiva (trachiet en andesiet) in het centrale gedeelte van de eilandengroep aan den dag komen (fig. 6). Want uit het onderzoek van Dr. GRISOLF blijkt, dat de zandsteenen (No. 7) door de vulkanische doorbraken beïnvloed zijn, terwijl dit waarschijnlijk ook geldt voor de kleileien (nr. 5).

Van de oorspronkelijke vulkaanvormen is niet veel meer over op Togian. De Piek van Togian is een vulkaanruïne in een tamelijk ver gevorderd stadium van erosie.

Over den ouderdom van het op „Celebes molasse" gelijkende conglomeraat van Tongkaboe (No. 482—486) valt niets met zekerheid te zeggen, evenmin of het ouder dan wel jonger is dan de vulkanische doorbraken van Togian. In ieder geval is het ouder dan de opgeheven rifkalksteenen die op de eilanden een groote verspreiding hebben en als een vlak terraslandschap om de kern der eilanden gegroepeerd zijn (zie fig. 8). Waarschijnlijk zijn ook de kalk- en kleizandsteenafzettingen, die ten zuiden van Togian aangetroffen werden (No. 403—405) ontstaan

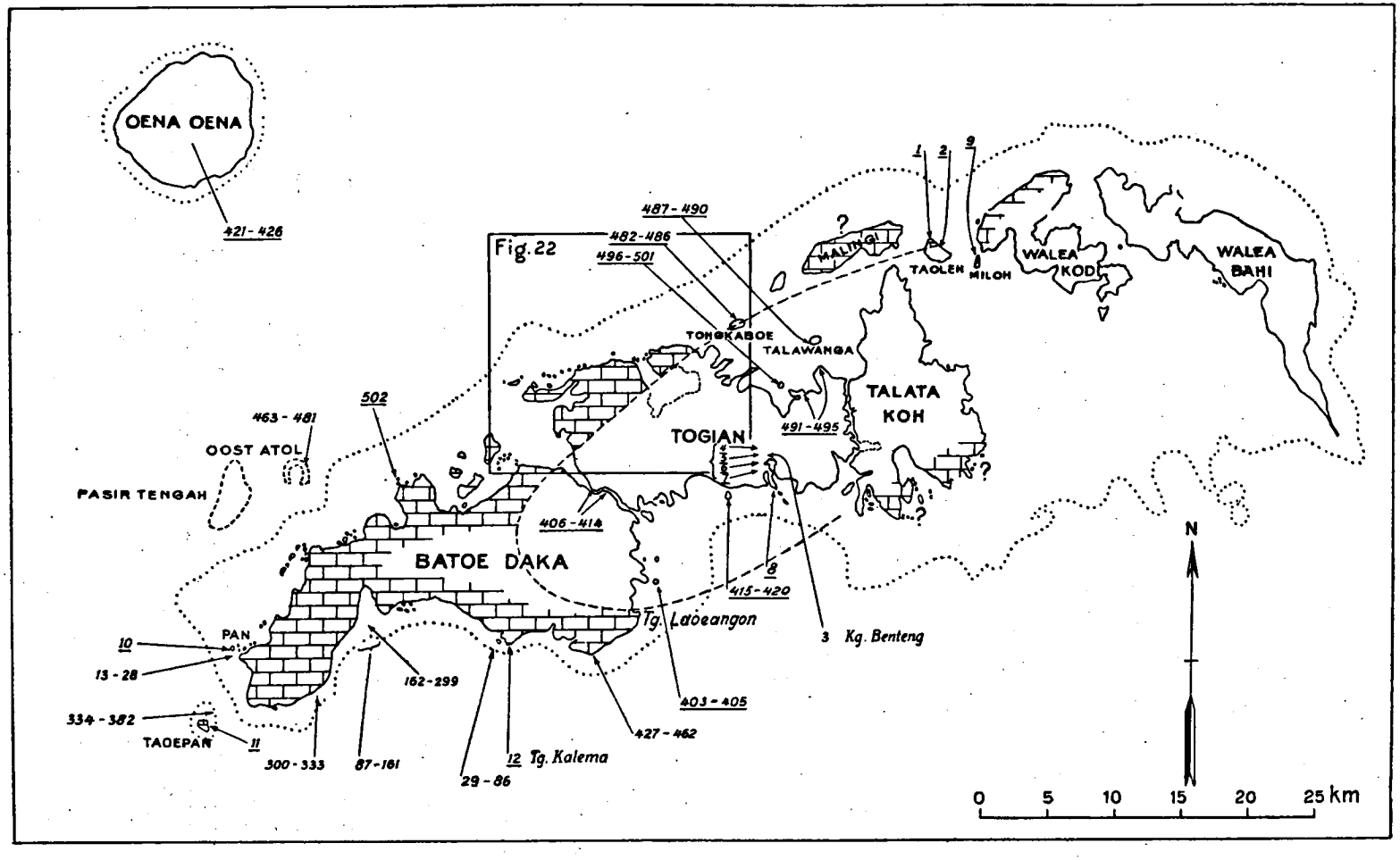

Fig. 8.

Schetskaartje der Togian-eilanden met vindplaatsen en geologische gegevens.
De onderstreepte nummers duiden gesteenten aan die in deze publicatie beschreven of genoemd zijn, de nummers welke niet onderstreept zijn, hebben betrekking op de verzamelde koralen. De verspreiding der opgeheven rifkalksteen is aangegeven met de gebruikelijke bloknotatie. Met de ------ lijn is de „kern" van de eilandengroep, vrij van opgeheven rifkalk, aangeduid. De ..... lijn is de dieptelijn van 200 m.

als oudere afbraakproducten van de „kern'' nog vóórdat de rifkalksteenen ontstonden, doch bewezen is dat evenmin. En zoo is ook de ouderdom van de witte zandige mergel aan Togian's Noordkust (No. 491—495) onbekend. Ik ben geneigd ze echter eveneens voor ouder dan de rifkalksteenen te houden. De kleileien met plantenresten (No. 406—414) zijn waarschijnlijk zeer jonge afzettingen. Wat ons in verband met het ontstaan en de geschiedenis der riffen in het bijzonder interesseert, is de ouderdom der opgeheven rifkalkplateaus. Het negatief resultaat van onze voortdurende jacht op tertiaire gidsforaminiferen alsmede de positieve gegevens over de fossielinhoud der slijpplaatjes bewijzen, dat de gesteenten in ieder geval jonger zijn dan het *Lepido-*

Fig. 9.

Een loodingsloep van de „Eridanus'' in de smalle zeestraat tusschen Batoe Daka en Togian.

cyclina-houdend Tertiair. Wij hebben dus de keuze tusschen allerjongste Mioceen, Plioceen of Pleistoceen. Jonger dan die rifkalken zijn met groote waarschijnlijkheid de horizontaal gelaagde rolsteenlagen van Taoleh, aangezien er kalksteencomponenten in voorkomen wier structuur en fossielinhoud niet te onderscheiden is van die der opgeheven rifkalken. Merkwaardig is, dat in de rolsteenen van Tangkaboe en van Taoleh grauwacke, amphibolieten en uralietdolerieten voorkomen (terwijl er geen andesieten en trachyten in werden aangetroffen). Voordat de Togian-eilanden geologisch grondig opgenomen zijn, zou het voorbarig zijn te beweren, dat die gesteenten als rivier- of delta-afzettingen aangevoerd moeten zijn van buiten het gebied der tegenwoordige Togian-eilanden, b.v. van uit het gebied dat thans noordelijk Centraal Celebes of Celebes' Oostarm vormt.

Intusschen is het meer dan waarschijnlijk, dat de Togian-eilandengroep in een jong geologisch verleden nog niet door diepe zee omringd was. Immers de steile Noord- en Westgrens der eilandengroep met de rechte loodrecht op elkaar staande randen, door de barrière-riffen aangeduid, kan nauwelijks anders dan als door breuken veroorzaakt zijn geworden. Wij mogen redelijkerwijze veronderstellen, dat tegelijkertijd met de omhooggaande beweging van de eene schol, af te lezen uit de opgeheven rifkalken, aangrenzende schollen omlaag zonken en aanleiding gaven tot het ontstaan van de diepzee die thans de eilandengroep omringt.

Wij treffen in de Togiangroep twee merkwaardige zeer smalle zeestraten aan, een tusschen Batoe-Daka en Togian (fig. 9), de andere tusschen Togian en Talata Koh, die sterk doen denken aan analoge zeestraten in de groep der Aroe-eilanden. Ze zijn plaatselijk tot 20 m diep. Het is mogelijk, dat het overgebleven resten zijn van rivierloopen, die zich oorspronkelijk naar één kant of wederzijdsch van de tegenwoordige eilandengroep uitstrekten, doch waarvan de grootste uitgestrektheid tengevolge van de juist genoemde breukbewegingen naar de diepzee verzonken zijn. Het is echter ook denkbaar dat twee jonge dalen, aan weerszijden van de Togian-eilanden uitmondend en gescheiden door een lage pas, vereenigd werden tot één dal, tengevolge van een positieve strandverschuiving. Het schijnt mij niet mogelijk thans uit te maken welke dezer twee voorstellingen de juiste is. De invloed van eustatische bewegingen gedurende het Pleistoceen zullen hieronder nog nader besproken worden.

Dergelijke jonge breukbewegingen langs de kusten van Celebes, gepaard gaande met jonge belangrijke opheffingen van het tegenwoordige Celebes zelf werden reeds door RUTTEN [1]) besproken. Ze vormen trouwens een van de meest opvallende kenmerken van het geheele oostelijk deel van den Archipel [2]).

OVERZICHT DER TOGIANRIFFEN.

Op grond van de opnamen van de „Van Doorn'' en de „Eridanus'' is een nieuwe zeekaart gepubliceerd [3]), die een aanmerkelijke vooruitgang op de vóórdien bestaande beteekent. De diepten der lagunes, de morphologie van atollen en barrières komen op deze kaart goed uit. Voor een overzicht der riffen zij naar die kaart verwezen. Het aantal dieptecijfers is op die kaart als gebruikelijk veel geringer dan op de

[1]) L. RUTTEN. Voordrachten over de geologie van Nederl. Oost Indië, pag. 625—626.

[2]) J. H. F. UMBGROVE. Geological History of the East Indies. Bull. Americ Assoc. Petrol. Geologists, vol. 22, 1938, p. 55—60.

[3]) Blad 192. Voor de gedachtenwisseling tusschen de Heeren VERSTELLE en LUYMES over rifgroei, naar aanleiding van deze nieuwe opname, zij verwezen naar het Tijdschrift „De Zee'' 1931 en 1932.

oorspronkelijke minuutbladen der hydrographische opname. In enkele der hier afgebeelde figuren is van een der minuutbladen gebruik gemaakt, nl. fig. 10, 11, 12, 16, 18, 22, 23, 24, 25 en 26. Ook de profielen, fig. 15, zijn daarop gebaseerd.

Vóórdat deze nieuwe opname plaats had, waren de beide atollen en het barrière-rif van Taoepan niet bekend. Het atol ten oosten van

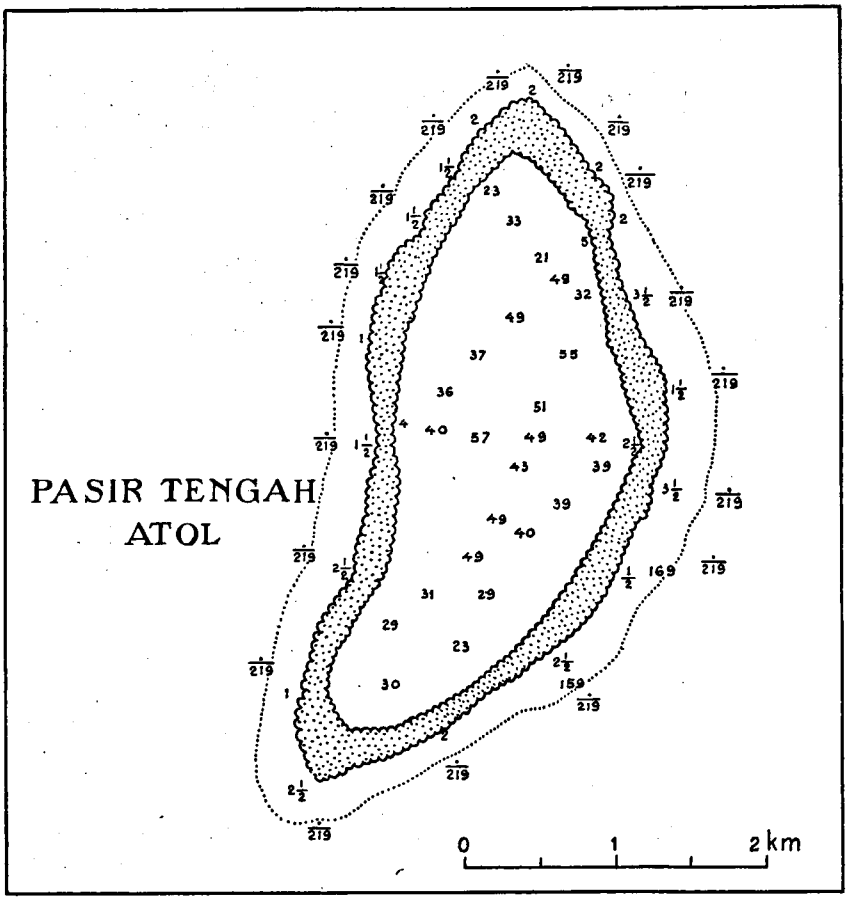

Fig. 10.

Het atol Pasir Tengah. Diepte in meters.

Pasir Tengah, dat ik hier verder als „Oost-Atol" zal aanduiden, komt zelfs op de oude zeekaart in het geheel niet voor! Alleen het westelijke atol „Pasir Tengah" stond op de oude zeekaart als een plaatrif geteekend. Toen wij echter op weg naar Oena-Oena met de Eridanus er langs stoomden, zag ik tot mijn verrassing, dat er donker, dus tamelijk diep water binnenin was. De Heer Spits was onmiddellijk bereid om lodingen in de lagune van Pasir Tengah en Oost-Atol te laten doen.

(fig. 10 en 11). En toen mij bleek, dat ook Taoepan door een barrière-rif omgeven was, in tegenstelling tot de toen bestaande zeekaart, die een plaat- of franjerif aangaf, kreeg ik gelegenheid zelf de lagune van Taoepan op te looden (fig. 12).

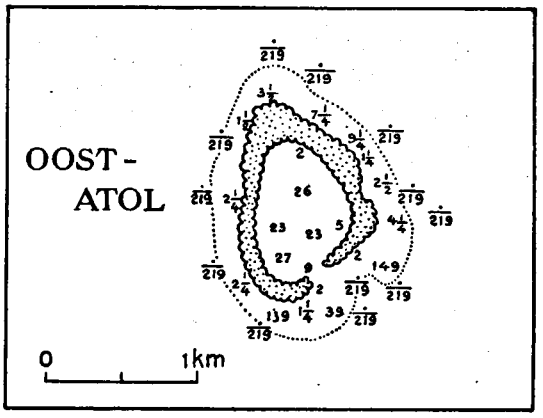

Fig. 11.
Oost-Atol. Diepte in meters.

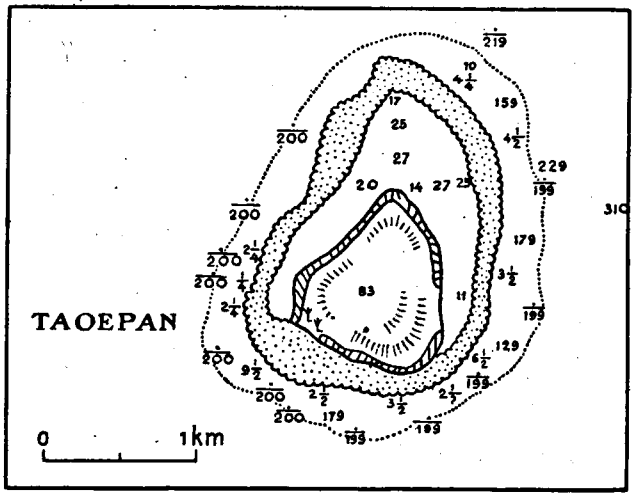

Fig. 12.
Het eilandje Taoepan met barrière-rif. Diepte in meters.

Door de riffen van Pasir Tengah en Taoepan kon alleen bij hoog water een passage voor een motorsloep gevonden worden. Oost-Atol heeft een hoefijzervormige gedaante, zoodat men van de zuidzijde gemakkelijk in de lagune kan komen. Langs de barrière-riffen der Togian-groep valt het niet moeilijk passages van buiten uit naar de lagune te

vinden, plaatselijk kunnen zelfs groote K.P.M.-stoomschepen er door heen. De riffen groeien echter veelal tot kort onder de oppervlakte (zie fig. 13 en 14) en komen bij laagwater droog te liggen.

Zoowel de barrière-riffen als de atol-riffen rijzen stijl uit zee op. Menigmaal kon ik van de motorsloep of kano uit de stijlte van de

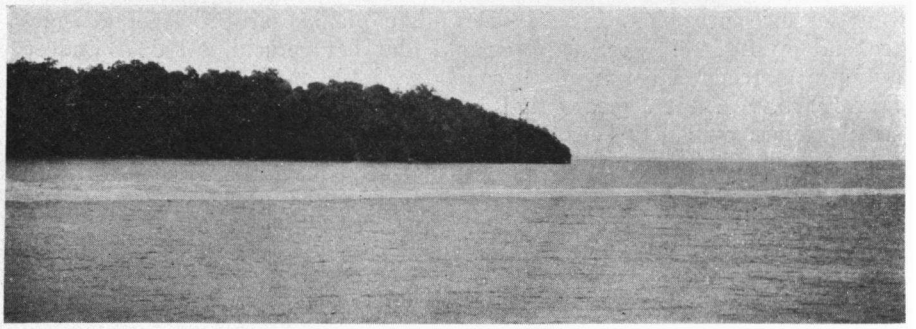

Fig. 13.

Taoepan met barrière-rif bij hoog water.

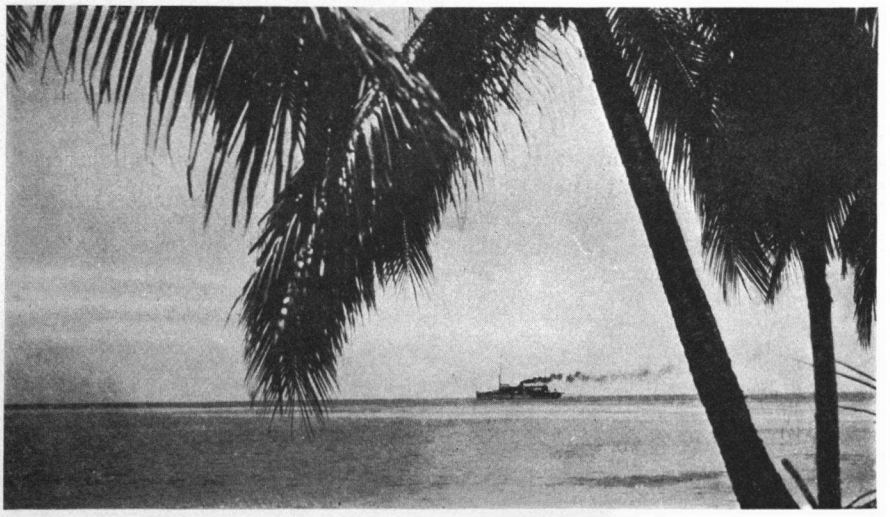

Fig. 14.

Barrière-rif om Taoepan, in de verte de „Eridanus''.

buitenkant met een enorme rijkdom aan koraalgroei door de koraalkijker bewonderen. Waar de lagunes diep zijn, blijken de riffen ook aan de binnenzijde behoorlijk stijl te zijn.

Langs de kusten van Batoe Daka zijn ook franjeriffen algemeen bekend. Meestal bestaat de koraalgroei echter uit niet veel meer dan verspreide plukken, gescheiden door open stukken koraalslib.

OVER DE DIEPTE DER LAGUNES.

Op sommige plaatsen is de lagune smal en ondiep. Elders werden echter groote diepten gepeild [1]). In het algemeen blijkt de lagune ondieper naarmate de afstand tusschen barrière-rif en kust geringer is. Het is wenschelijk op dit punt nader in te gaan, allereerst aan de hand van de serie profielen, fig. 15. De juiste plaats der profielen is ingeteekend op fig. 18. Voorop zij gesteld, dat het verschijnsel door andere auteurs [2]) reeds meermalen geconstateerd is in andere rifgebieden. DAVIS [3]) b.v. „... it appears that large lagoons are usually deeper than smaller ones, evidently because, as already noted, they are more rapidly aggraded by inwashed material" (DAVIS, pag. 2, zie ook p. 16, 135, 183, 192).

Dit blijkt nu ook duidelijk indien men onze profielen VII, het N. gedeelte van II en VIII met elkaar vergelijkt. Zoo ook hebben de lagunes van Taoepan en Oost-Atol, die ongeveer even groot zijn, een analoge diepte (grootste diepte 27 resp. 26 m), terwijl het grootere atol Pasir Tengah een diepere lagune heeft (grootste diepte 57 m).

Afwijkend van deze regel zijn eenige profielen aan de zuidkust van Batoe Daka. Het zuidelijk deel van profiel II toont een maximale diepte van 131 m, profiel III 109 m en profiel VI 139 m. Deze cijfers worden duidelijk indien wij de ligging der profielen op de kaart (fig. 16 en fig. 23) beschouwen. Immers daaruit blijkt, dat de betreffende groote „abnormale" diepten voorkomen daar waar geen gesloten barrière tot zeeniveau aanwezig is! Daar verdwijnt laguneslib door de openingen naar de diepte.

Waar ons de detailkaartjes in het speciaal door ons onderzochte gedeelte tot dit inzicht voeren, is het van belang de diepte der lagunes in de geheele rifgroep nader te beschouwen (men vergelijke de zeekaart blad 192). Ten Noorden van Batoe Daka is de lagune gemiddeld 40—50 m diep, maximaal 59 m (zie fig. 18).

Ten Noorden van Togian, Talata Koh en Malingi, waar de barrière minder volledig ontwikkeld is, komen vele cijfers voor boven de 50, 60 en 70 m, de maximale diepte is 83 m (N. van Malingi).

Nog dieper is de lagune ten Noorden van Walea Kodi en Walea Bahi, waar de lagune weliswaar smal is, doch waar de barrière slecht ontwikkeld is en grootendeels zelfs ontbreekt; de diepte is er boven de 70, meestal boven de 80 m en maximaal 100 m. Analoge cijfers treft men aan in de geheel analoge gebieden ten oosten van Walea Bahi en ten zuiden van Togian.

Ten zuiden van Walea Bahi en Walea Kodi is de barrière niet compleet, maar toch grootendeels aanwezig; de lagune is echter zeer

[1]) De in deze publicatie genoemde dieptecijfers zijn herleid to laagwaterspring d.i. 7 decimeters beneden middenstand (overeenkomstig de zeekaart).

[2]) R. A. DALY. The Changing World of the Ice Age 1934, p. 235.

[3]) W. M. DAVIS. The Coral Reef Problem. Americ. Geogr. Soc. Spec. Public. No. 9, 1928.

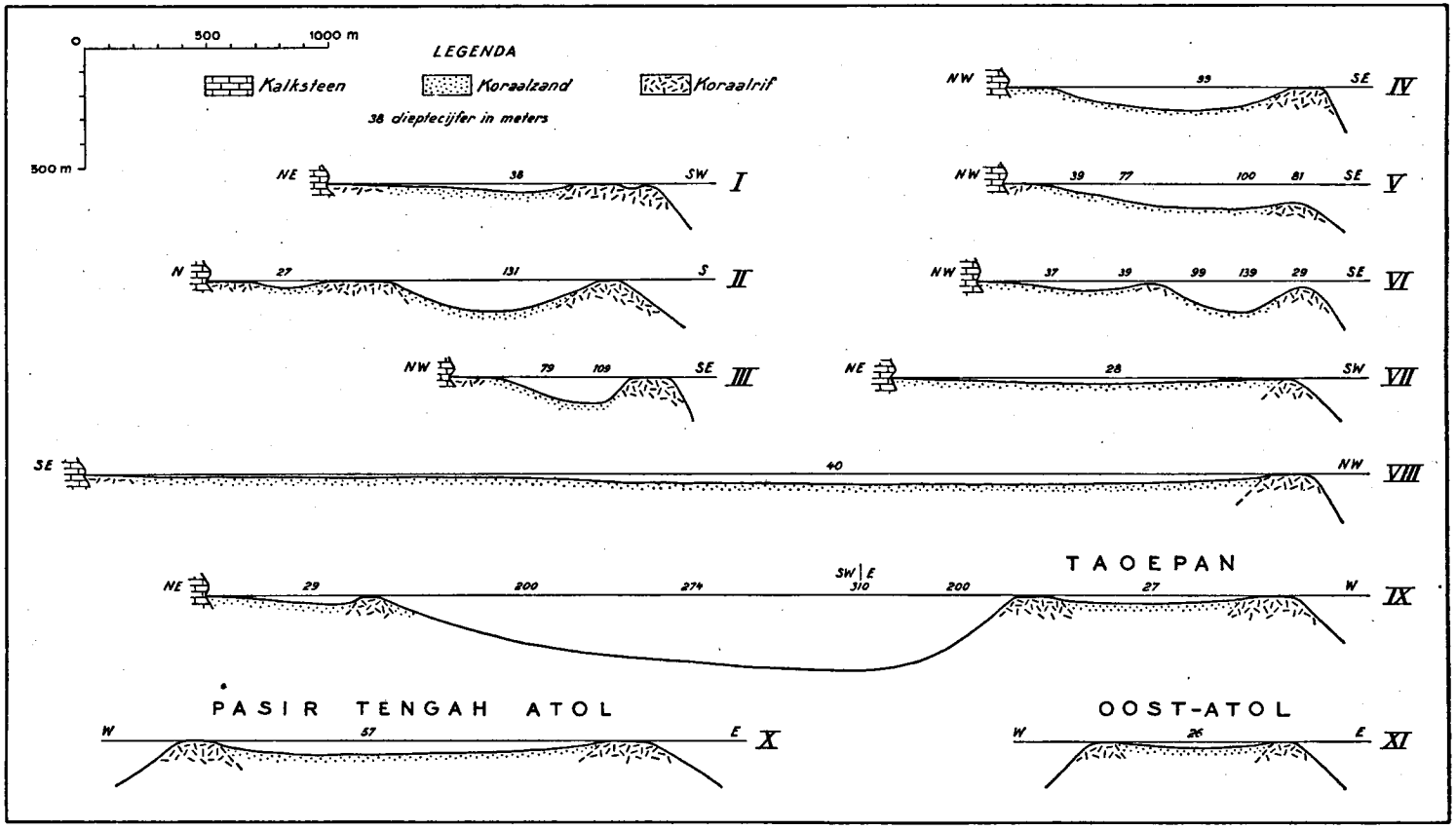

Fig. 15.

Elf profielen door de barrière-riffen en lagunes van Batoe Daka en Taoepan en door de beide atollen. Hun juiste plaats is ingeteekend op fig. 18.

breed en uitgestrekt en bezaaid met kleinere „steenen'' (riffen). De dieptecijfers zijn er bij uitzondering beneden 60, meest tusschen 70 en 90, vele boven 100, niet zelden boven 120 en 130 m, tot 140 m toe.

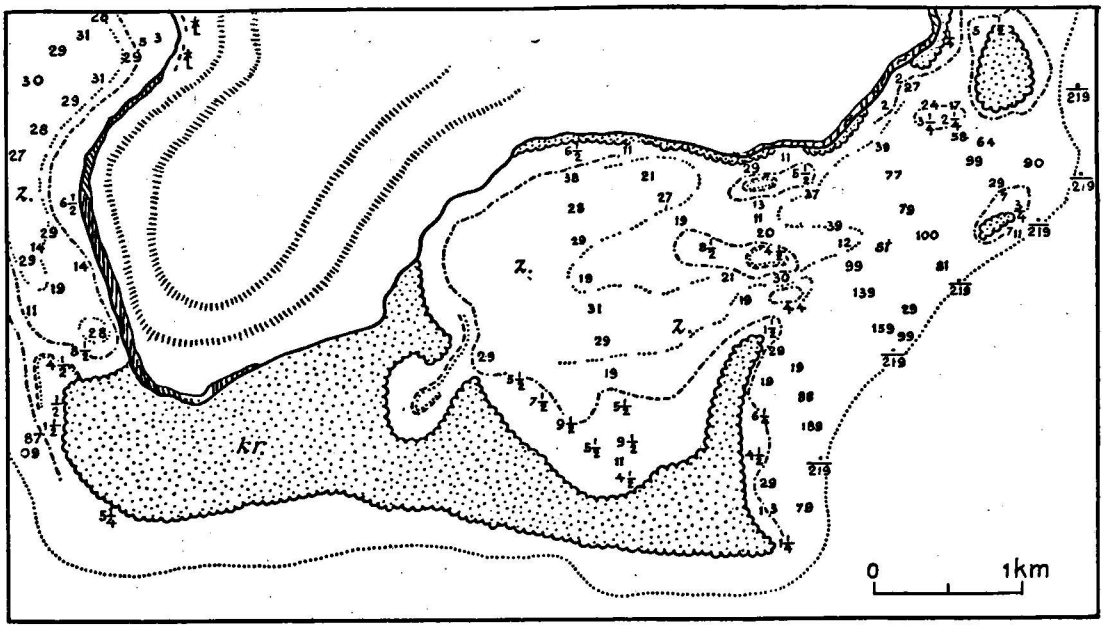

Fig. 16.

Détailkaartje van de riffen en de lagune aan de Zuidpunt van Batoe Daka; vergelijk fig. 18.

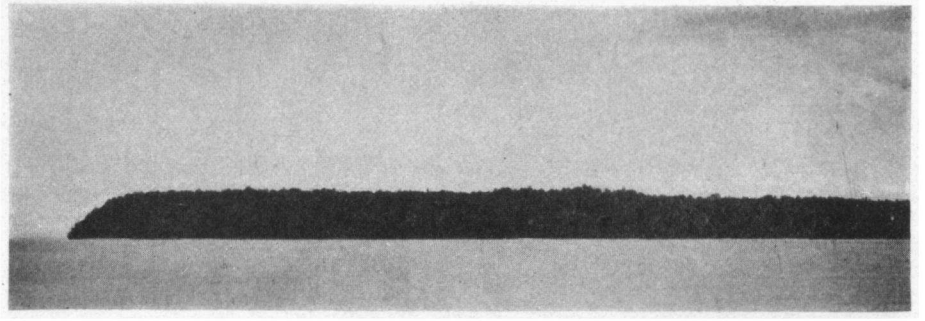

Fig. 17.

Het zuidelijk deel van Batoe Daka gezien van het Oosten.

En beslist achter de barrière komt ten westen van Walea Bahi's zuidpunt zelfs een diepte van 180 m voor (ook S.E. van Talata Koh 170 m). Westelijk, aan dit diepe gedeelte van de lagune onmiddellijk aansluitend en er in open verbinding mede staande, is een gebied ten zuiden van

Talata Koh weer door een goed ontwikkelde barrière van de diepzee afgesloten. Daar zien wij ook nu weer direct cijfers die overeenkomen met die van de reeds genoemde lagune noordelijk van Batoe Daka,

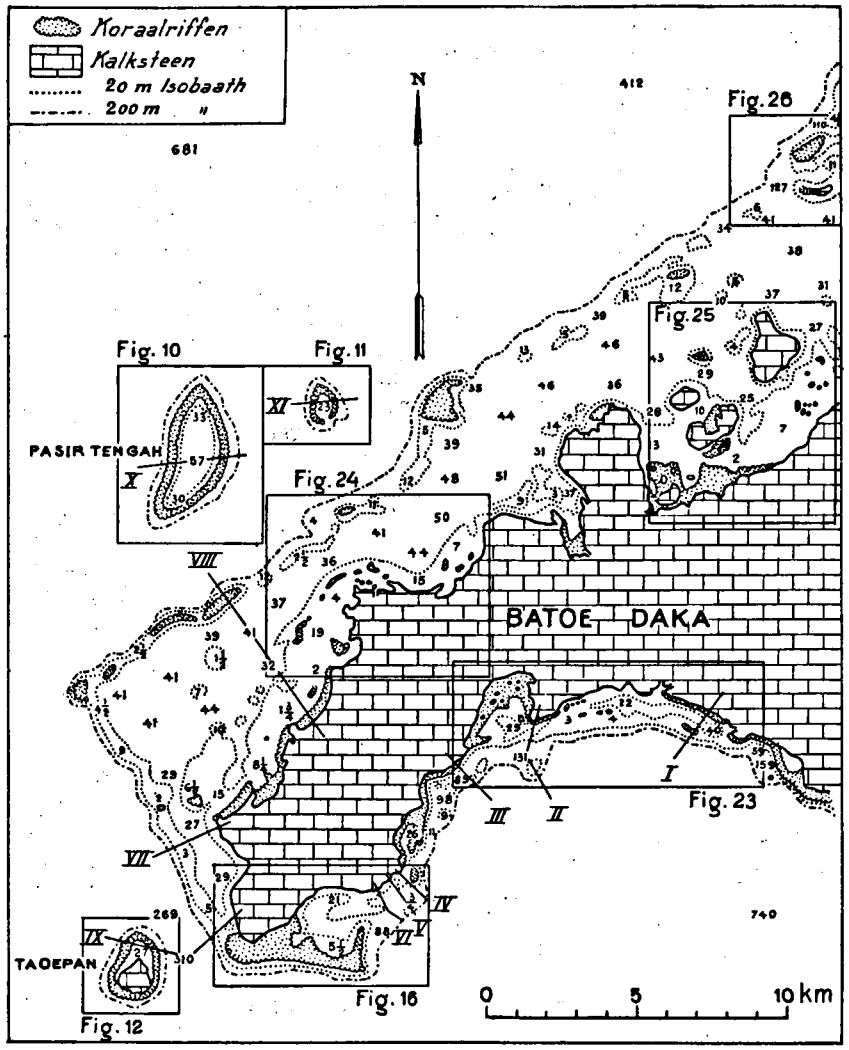

Fig. 18.

Overzichtskaartje van het Westelijk deel van Batoe Daka, Taoepan en de beide Atollen met aanduiding van de plaatsen der détailkaartjes en der profielen I—XI van fig. 15.

waar ook een goed ontwikkelde barrière aanwezig is, nl. gemiddelde diepte van 40—50, maximaal 61 m!

Wij kunnen uit deze feiten een aantal gevolgtrekkingen maken:

1e. Het bovengenoemde verband tusschen diepte van de lagune en afstand van de barrière tot de kust blijkt inderdaad te bestaan, indien men gebieden met een gesloten of nagenoeg gesloten en tot zeeniveau reikende barrière vergelijkt.

2e. Uit het feit, dat daar waar de lagunes wijd zijn en de barrières slecht ontwikkeld zijn, herhaaldelijk diepten van 130—140 m aangetroffen werden, mag men opmaken, dat de vaste bodem onder de betreffende lagunesedimenten minstens 130—140 m diep gelegen is. Hoeveel dieper, valt niet uit te maken met de beschikbare gegevens. In dit verband mag aan de cijfers die grootere diepte aangeven geen al te ver strekkende waarde gehecht worden, want de diepste cijfers (170 en 180) liggen kort aan de buitenrand van de lagune en kunnen de plaats van diepe putten of geulen van het oorspronkelijke relief aanduiden.

3e. Van geen enkel rif kan met zekerheid gezegd worden, dat het uit een diepte grooter dan 140 m opgroeit.

Weliswaar is op nog geen 400 m zuidelijk van het diepste punt, 180 m, een klein rif geconstateerd, maar men zal in de gegeven situatie niet kunnen bewijzen dat het rif in een dergelijke diepte wortelt. Het zou zelfs op een locale verhevenheid (b.v. een erosierest van het oorspronkelijke landschap) kunnen zijn gegroeid, zoodat aan de hand van de beschikbare gegevens niet met zekerheid de dikte van dit rif is te bepalen.

Wel leveren de dieptecijfers ten zuiden van Walea Bahi en Walea Kodi den indruk, dat de rifdikte voor de barrière op minstens ongeveer 140 m geschat mag worden; profiel VI, S. van Batoe Daka, zou op een analoge wijze geïnterpreteerd kunnen worden.

De bovenstaande punten dwingen m.i. tot de gevolgtrekking, dat men ook voor de lagune N. van Batoe Daka, die van Taoepan en de beide atollen moet besluiten, dat de vaste bodem onder de sedimenten der lagune op minstens 140 m beneden zeeniveau gelegen is.

De groote diepte, 170 en 180 m (ten Westen van Walea Bahi's Zuidpunt) binnen de barrière, zijn niet bewijzend voor een positieve strandverschuiving van minstens 180 m. Want het is niet noodzakelijk te veronderstellen, dat ze door subaërische erosie van het oorspronkelijk boven zeeniveau gelegen landschap ontstaan zijn, zooals o.a. de „ocean holes'' van de Bahamas! Het is denkbaar, dat het resten van diepe geulen zijn, die kort bij hun oorspronkelijke uitmonding in zee een veertigtal meters beneden het toenmalige algemeene oppervlak uitgeschuurd waren door een gecombineerde werking van rivier-erosie en getij-stroomen [1]).

4e. Ik ben het geheel eens met WOOD-JONES en KREMPF, dat sedimentatie een zeer belangrijke rol speelt bij de morphologie der riffen [2]).

[1]) cf. KUENEN 1933 op cit. p. 115.

[2]) J. H. F. UMBGROVE. De Tegenwoordige gedaante der Koraalrifproblemen. Jaarboek Mijnbouwkundige Vereeniging 1929/1930; idem in „De Ingenieur'' 45, 1930, p. M 11—M 15.

Daling van den bodem in den zin van DARWIN's hypothese of „glacial control" moge een belangrijke factor zijn bij het ontstaan van barrière-riffen en atollen, doch zonder de rifgroei verstorende invloed van sedimentatie zou er ondanks daling of abrasie een plaatrif tegen de kust aansluitend ontstaan en geen barrièrerif en nogmaals een plaatrif en geen atol.

Wij zien in de lagunes der Togianriffen dit beginsel geïllustreerd door het feit, dat daar waar de lagune diep is (waar dus weinig sediment opgehoopt is), op tal van plaatsen rifgroei voorkomt. In de diepe lagune ten zuiden van Walea Kodi en Walea Badi krioelt het van kleine riffen (z.g. „steenen"). Een dergelijk verschijnsel komt niet voor in de ondiepere lagunes waar een veel intensiever opeenhooping van sediment heeft plaats gehad.

Slechts daar waar het rif onmiddellijk tegen de vaste rots van de kust aan kon groeien en aan de buitenzijde door diep water begrensd wordt, ontbreekt een lagune. De zuidwestpunt van Batoe Daka en de zuidkust van Tapoean leveren er fraaie voorbeelden van.

De stijle buitenhelling levert een bijzonder gunstige plaats voor rifgroei, omdat aan de buitenzijde in het geheel geen belemmerende invloed van sedimentatie ondervonden wordt; de afbraakproducten zinken meteen naar groote diepte.

MORPHOLOGIE DER KUSTEN.

De morphologie van de eilandengroep toont een duidelijk verband met den geologischen bouw. De opgeheven rifkalksteenen vormen vlakke plateaus. Het grootste gedeelte van Batoe Daka levert er een treffend voorbeeld van (zie fig. 17 en 18). Daarentegen is de kern van de eilandengroep met zijn eruptieva gekenmerkt door een heuvellandschap waarvan de hoogste toppen boven het niveau van de kalksteenplateaus uitsteken.

Doch nog in ander opzicht gedragen deze gedeelten zich verschillend, nl. in de erosieverschijnselen langs de kusten.

Beschouwen wij allereerst de kalksteenkusten. Overal langs die kusten komen zoogenaamde „brandingsnissen" voor. Het ontbreken van kliffen aan de naburige kusten, die niet uit kalksteen bestaan, bewijst reeds, dat mechanische afbraak door golfwerking niet de oorzaak van de vorming der kliffen en „brandingsnissen" kan zijn. Mijn bevindingen zijn geheel in overeenstemming met die van MACFADYAN[1]) in de Roode Zee en van KUENEN in den Indischen Archipel. Beide hebben voorbeelden gegeven van nissen, die gevormd zijn op plaatsen waar de mechanische abradeerende invloed van de golven geheel gebroken is.

[1]) W. A. MACFADYAN. The undercutting of coral reef limestone on the coasts of some islands in the Red Sea. Geograph. Journal Vol. 75, 1930, p. 27—34.

Ofschoon scheikundige onderzoekingen hebben aangetoond, dat in de tropen zeewater aan de oppervlakte oververzadigd is met calciumcarbonaat, ben ik het geheel eens met KUENEN, waar hij, na een uitvoerige beschouwing van alle beschikbare gegevens, tot het besluit komt, dat er in de getijden-zone werkelijk eenige oplossing van kalksteen door zeewater plaats vindt. „Whether it is the greater range in temperature, the contact with the atmosphere, some influence of surface tension, the alternate wetting and drying or some other unsuspected influence which was overlooked in the experimental work, I am unable to say. I suggest that chemical research should be continued

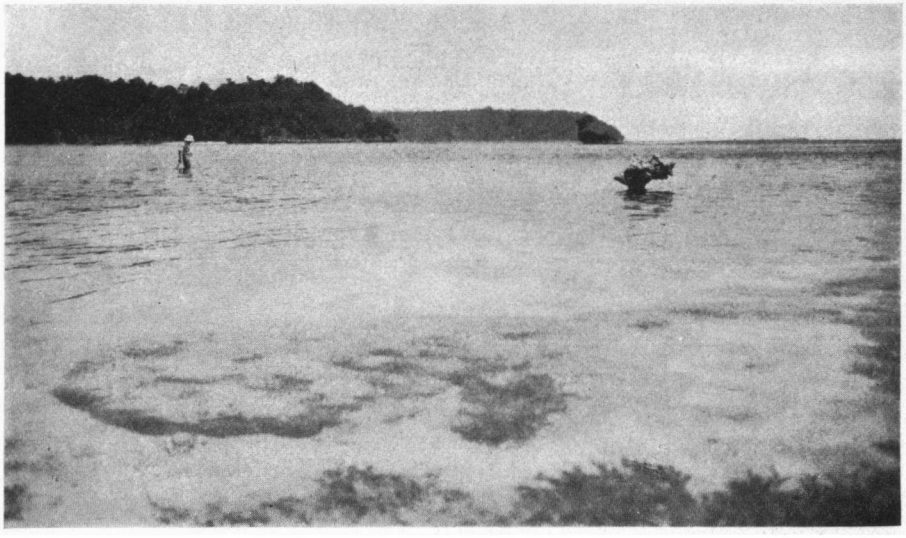

Fig. 19.

Paddestoelvormige erosierest van kalksteen in een ondiep gedeelte der lagune West van Batoe Daka.

along experimental lines, also in nature, with a view to finding some such influencing. Only by its discovery can the apparent incompatibility of chemical and geological evidence be eliminated" (KUENEN 1933, p. 75). Ter plaatse werd mij duidelijk, dat in de Togian-eilanden ook organismen mede oorzaak zijn van de afbraak der kalksteen op het niveau der nissen. Het is voornamelijk de zeeëgel *Echinometra mathaei* (BLAINVILLE) [1]) die hier in zeer groot aantal voorkomt, gangen borend en aldus de kust ondermijnend. Afgestorte kalksteenblokken worden in zee in den loop der tijden als het ware „opgeboord". Het proces was op menige plaats uitstekend te bestudeeren. Als gevolg van de afzagende werking ter hoogte van zeeniveau — tengevolge van oplossing

[2]) Ik heb deze determinatie te danken aan Dr. TH. MORTENSEN te Kopenhagen.

Fig. 20.
Détail van fig. 19. Op de kalksteen zijn tal van oesters (*Ostrea mordax*) en balaniden vastgegroeid.

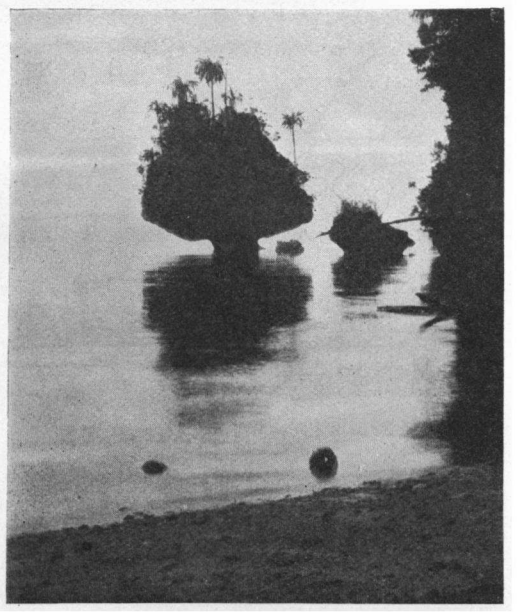

Fig. 21.
Paddestoelvormige rots langs de Noordkust van Batoe Daka.

en werking der borende organismen — ontstaan de steile klifkusten, waarmede de kalksteenplateaus aan zee grenzen. Bovendien was op menige plaats nabij de kust een duidelijk zeer ondiep onderzeesch kustplateau ontstaan, dat dus ook alweer niet zoozeer een abrasieplateau is, doch voor een belangrijk deel door de werking der borende en vernielende organismen ontstaan. Het plateau zelf is nagenoeg overal door

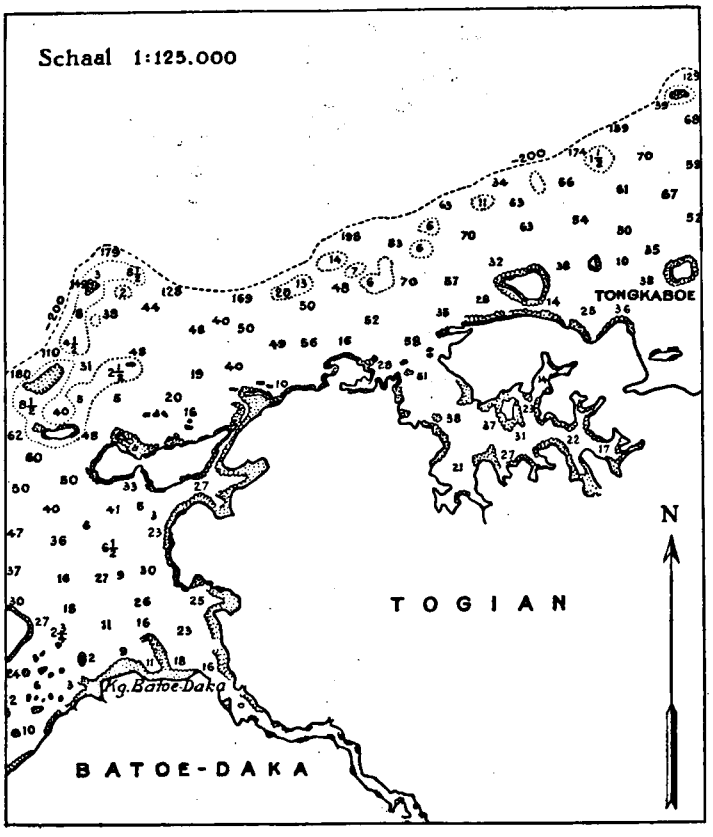

Fig. 22.

Verdronken dalen aan de Noordkust van het eiland Togian. De juiste plaats is aangegeven op fig. 8. Diepte in meters.

fijn „koraalgruis" overdekt, doch de aanwezigheid er van wordt dan verraden, zoowel door de ondiepe morphologie als door de kalksteenresten, die er hier en daar in groot aantal nog uit opsteken tot boven water. Al deze erosieresten hebben min of meer paddestoelvormige gedaante. Fig. 19, 20 en 21 geven er eenige voorbeelden van. Vroeg of laat vallen ze ten offer aan oplossing en borende organismen, doordat hun voetstuk „doorgezaagd" wordt.

Indien men langs de zuidkust van Batoe Daka van Tandjong Ba-

toetigang naar Tandjong Palada gaat, kan men duidelijk de plotselinge verandering in de morphologie der kust constateeren. De steile kalksteenkust met ondermijnde kliffen maakt plaats voor glooiende hellingen zonder kliffen van de „kern" der eilandengroep, die uit vulkanische gesteenten en klastische sedimenten bestaat. Er zijn geen kliffen, omdat de oplossende werking op deze gesteenten veel geringer is en omdat de Echiniden deze gesteenten niet „lusten". De morphologie van deze kusten is typeerend voor een „verdronken landschap". Fig. 22 toont „embayed valleys" aan de noordkust van Togian. Deze verdronken dalen duiden op een positieve strandverschuiving.

De aanwezigheid der barrière-riffen blijkt onafhankelijk van het er achter gelegen kusttype, dat plaatselijk steile kliffen toont, elders verdronken dalen. De plaats der barrière-riffen is bepaald door de steilte der breuken die de eilandengroep van de diepzee scheidt. De oorsprong van dat onderzeesche relief is geologisch gesproken jong; een nauwkeurige tijdsopgave is niet mogelijk, waarschijnlijk echter Pleistoceen of allerjongste Neogeen [1]).

OVER HET ONTSTAAN DER BARRIERE-RIFFEN EN ATOLLEN.

Wij komen dus nu voor de vraag: heeft er daling van het land plaats gevonden in den zin van DARWIN's hypothese of kunnen wij de verschijnselen verklaren alleen reeds door „glacial control" òf op een andere wijze.

Over de atollen kan ik zeer kort zijn. Aan de hand van de beschikbare gegevens is het onmogelijk om op grond van de morphologie der atollen en hun lagunes tot een hechte conclusie omtrent hun genese te komen. Het lijkt echter a priori onwaarschijnlijk, dat hun ontstaan principieel verschillend zou zijn geweest van de genese der naburige barrière-riffen.

KUENEN [2]) heeft goede argumenten gegeven ten gunste van de opvatting, dat bij het ontstaan der atollen der Toekang-Besi eilanden, Tijger-eilanden en Taka Garlarang een belangrijke daling van den bodem — in den zin van DARWIN's hypothese — een rol gespeeld heeft. Die factor is daar duidelijk te onderscheiden, doordat de onderzeesche morphologie ook aan de buitenzijde der riffen aan de hand van een groot aantal echoloodingen met voldoende nauwkeurigheid bekend is. Voor de Togian-eilanden beschikken wij nog niet over dergelijke gegevens. De „Eridanus" had geen echolood-toestel en de te verrichten werkzaamheden lieten niet toe een groot aantal draadloodingen aan de buitenzijde der atollen en barrière-riffen te doen.

[1]) Zie de § „Samenvatting der geologische gegevens".

[2]) op cit. 1933, zie ook PH. H. KUENEN. Submarine slopes of volcanoes and coral reefs in the East Indian Archipelago. Comptes Rendus Congr. Intern. de Géographie, Amsterdam 1938, Tome II, Sect. IIb, p. 93—94.

Slechts enkele loodingen, op mijn verzoek gedaan tusschen Batoe Daka en Taoepan en ten Zuiden van Batoe Daka, zijn op fig. 12 en 18 ingeteekend.

Het is op het oogenblik dus onmogelijk om de door KUENEN gebruikte methode toe te passen op de barrière-riffen en atollen der Togian-eilanden. Noch van de atollen, noch van de barrière-riffen weten wij tot hoe diep de steilte der buitenzijde van het rif gaat, omdat die slechts tot 219 m diepte zonder grond te raken gelood is. Wij weten zelfs niet of de beide atollen op horstvormige verhevenheden van den bodem rusten òf op vulkaanruïnes.

Gaan wij thans over tot een beschouwing der barrière-riffen.

Toetsing der „glacial control"-hypothese.

Het voorkomen der kalksteenkliffen mag ons niet de gevolgtrekking doen maken, dat ze ontstaan zijn door abrasie bij een pleistocenen lageren stand van het zeeniveau. Immers wij zien, dat hier nissen en kliffen zich nog steeds vormen achter de beschutting der levende barrière. Bovendien constateeren wij, dat klifkusten en glooiende kusten met verdronken dalen naast elkaar voorkomen achter de barrière-riffen.

Toch zou juist voor een verklaring der barrière-riffen der Togian-eilanden abrasie bij een lageren stand van het zeeniveau [1]) meer in aanmerking komen dan voor menig ander rifgebied in den Indischen Archipel, omdat de mogelijkheid — zelfs waarschijnlijkheid — bestaat, dat de horst der Togian-eilanden en de omringende diepzee ontstaan zijn tijdens het Pleistoceen of allerjongste Neogeen. In dat geval zou men kunnen veronderstellen, dat de jonge steile breukkusten, nog zonder beschermend levend rif, gemakkelijk aangetast zijn geworden door abrasie. Die abrasie zou dan moeten hebben plaats gevonden op een diepte van maximaal 100 m onder het tegenwoordige zeeniveau. In het voorgaande hoofdstuk zijn wij echter tot het inzicht gekomen, dat de riffen oprijzen uit een diepte die op zijn minst 140 m bedraagt.

Indien er dus in de Togiangroep abrasie bij een lageren stand van het zeeniveau in het Pleistoceen plaats gevonden zou hebben, dan moet men toch nog bovendien besluiten, dat de bodem sindsdien minstens een veertigtal meters gedaald is!

Er is m.i. echter geen enkel punt in de onderzeesche morphologie aan te wijzen, dat op abrasieverschijnselen bij een relatief lageren stand van het zeeniveau duidt. Het in de vorige paragraaf besproken relief toont niet bepaald een vlak abrasieplat op een diepte van ongeveer 140 m.

[1]) R. A. DALY. The Changing World of the Ice Age 1934, Chapter VII. Men vergelijke J. H. F. UMBGROVE. The Amount of the Maximal Lowering of Sea Level in the Pleistocene. Proceed. Fourth Pacific Sci. Congress, Java 1929 en Wetenschappelijke Mededeelingen No. 12, Dienst van den Mijnbouw in Ned. Indië, 1929, p. 31—32 en KUENEN op cit. 1933, p. 116—117 en ten slotte H. S. LADD and J. E. HOFFMEISTER. A criticism of the Glacial-Control Theory. The Journal of Geology, Vol. 44, 1936, p. 74—92.

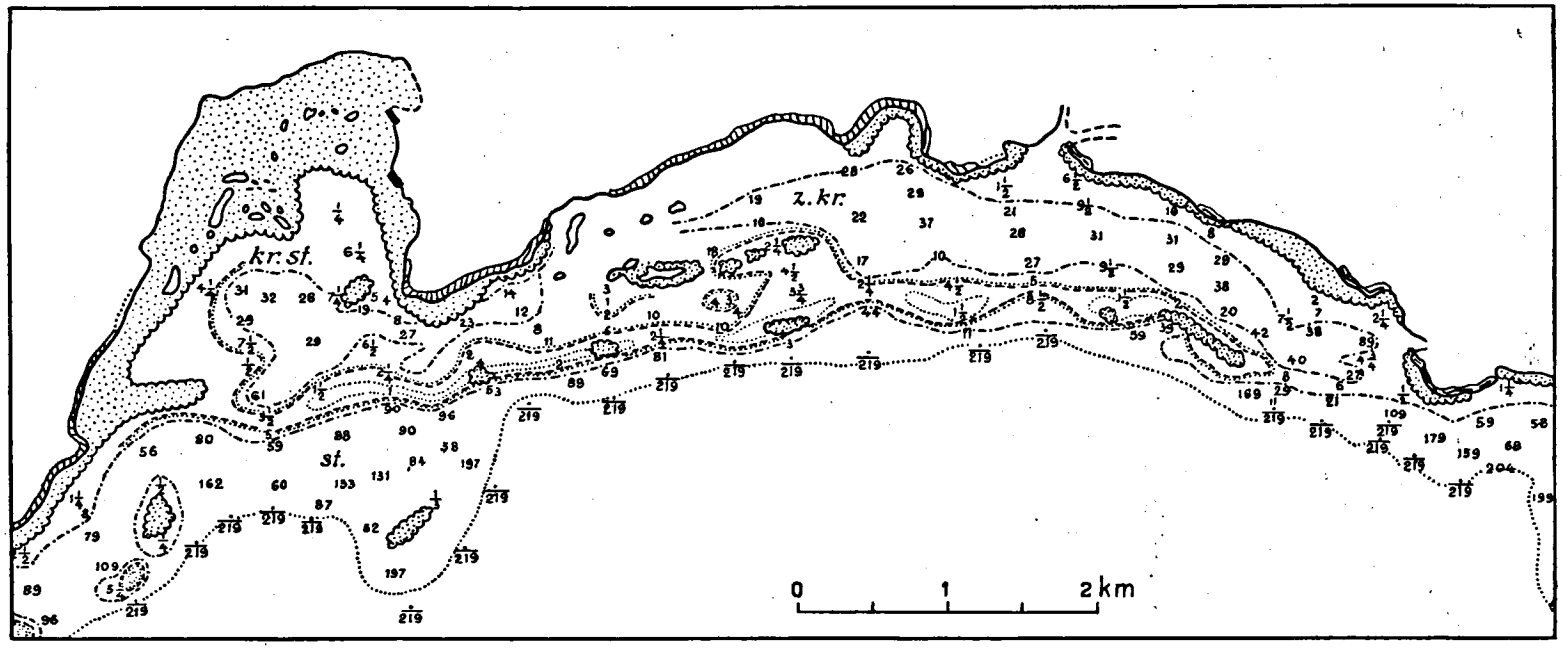

Fig. 23.

Dubbele barrière aan de Zuidkust van Batoe Daka; de binnenste is vastgehecht aan de kust. Te vergelijken met fig. 24. De juiste ligging is ingeteekend op fig. 18. Diepte in meters.

Volgens de „glacial-control'' theorie zou men mogen verwachten, tenminste plaatselijk een ongeveer 100 m beneden zeeniveau gelegen plateau tot buiten de barrière aan te treffen [1]). Dit is echter niet het geval. Een groot aantal loodingen langs den buitenkant der barrière reikte tot een diepte van 219 m zonder grond te raken. Hieruit blijkt, dat minstens tot die diepte geen platform buiten de barrière uitstekend aanwezig is.

Fig. 23 (zie ook profiel II) toont plaatselijk een dubbele barrière. Op het eerste gezicht zou men kunnen meenen, dat dit pleit voor DALY's theorie en tegen een verklaring in den zin van DARWIN's theorie. Immers volgens DARWIN's theorie zouden wij de barrièreriffen alleen aan de buitenzijde van het plat verwachten aan te treffen, waar ze (oorspronkelijk als kustriffen gegroeid) opgroeiden tot barrièreriffen.

Een vergelijking van de in fig. 23 weergegeven kleine barrière met fig. 24 zal echter wel iedereen overtuigen, dat de situatie van fig. 23 ontstaan is uit een toestand als in fig. 24 weergegeven is. In fig. 24 zien wij n.l. een smalle barrière van kalksteen (erosierest). Voorzoover de kalksteen nog tot boven zeeniveau aanwezig is, groeit het rif er tegen aan. Waar de kalksteen echter afgebroken is tot onder zeeniveau, groeien de koralen op die harde basis. Fig. 23 kan dan nauwelijks iets anders voorstellen dan een verder voortgeschreden stadium van een toestand als fig. 24 aangeeft. In fig. 23 blijkt die barrière bovendien aan de kust van Batoe Daka vast te zitten. Zoo zou men zelfs vermoeden, dat ook het relatief breede barrière-rif aan de zuidpunt van Batoe Daka (fig. 16) analoge erosieresten van kalksteen overwoekerd heeft, terwijl het breede vlakke rif aan de barrière ten Noorden van Batoe Daka (fig. 18) gegroeid kan zijn op een erosierest van het type zooals er een groot aantal kort langs de Noordkust van Batoe Daka aangetroffen worden (zie fig. 25 en 26).

Zonder de Pleistoceene bewegingen van het zeeniveau zou ieder rif, dat in een diepte grooter dan ongeveer 40 à 60 meter [2]) wortelt, slechts door daling van den bodem te verklaren zijn. Uit de mogelijkheid, dat een rif bij een maximaal lagen stand van het zeeniveau uit een diepte van 40 meter onder dien waterspiegel opgroeide en vervolgens bij het stijgen van het zeeniveau omhoog groeide (100 m) volgt, dat een rifdikte van 140 m (als in profiel VI) theoretisch nog niet „abnormaal'' dik genoemd behoeft te worden. Op grond alleen van dat bedrag zou men een daling van den bodem niet bewezen mogen achten. Indien men met DALY de dieptegrens voor rifgroei op 20, uiterlijk 30 m stelt (1934, p. 235, 253) en de diepte van „glacial control'' op 90 m (p. 232), dan moet men reeds onmiddellijk tot bodemdaling besluiten. Indien wij dus zoojuist concludeerden, dat op grond van een rifdikte van 140 m bodemdaling niet met beslistheid te bewijzen valt, mag het aan den anderen kant niet onwaarschijnlijk geacht worden, dat die beweging inderdaad heeft plaats gevonden.

[1]) Zie KUENEN op cit. 1933, pag. 99.

[2]) J. S. GARDINER. Coral Reefs and Atolls 1931, p. 31, p. 63—64 en H. S. LADD and J. E. HOFFMEISTER op cit. 1936, p. 88.

In ieder geval is een minstens tot 140 m onder zeeniveau gelegen bodemrelief dieper dan het normale bedrag der glacial control-theorie: 90 m (DALY, 1934, p. 232). Het gevolg is, dat men niet kan veronderstellen, dat de riffen oorspronkelijk als kustriffen bij een pleistoceenen lagen stand van het zeeniveau ontstonden en daarna, tijdens de stij-

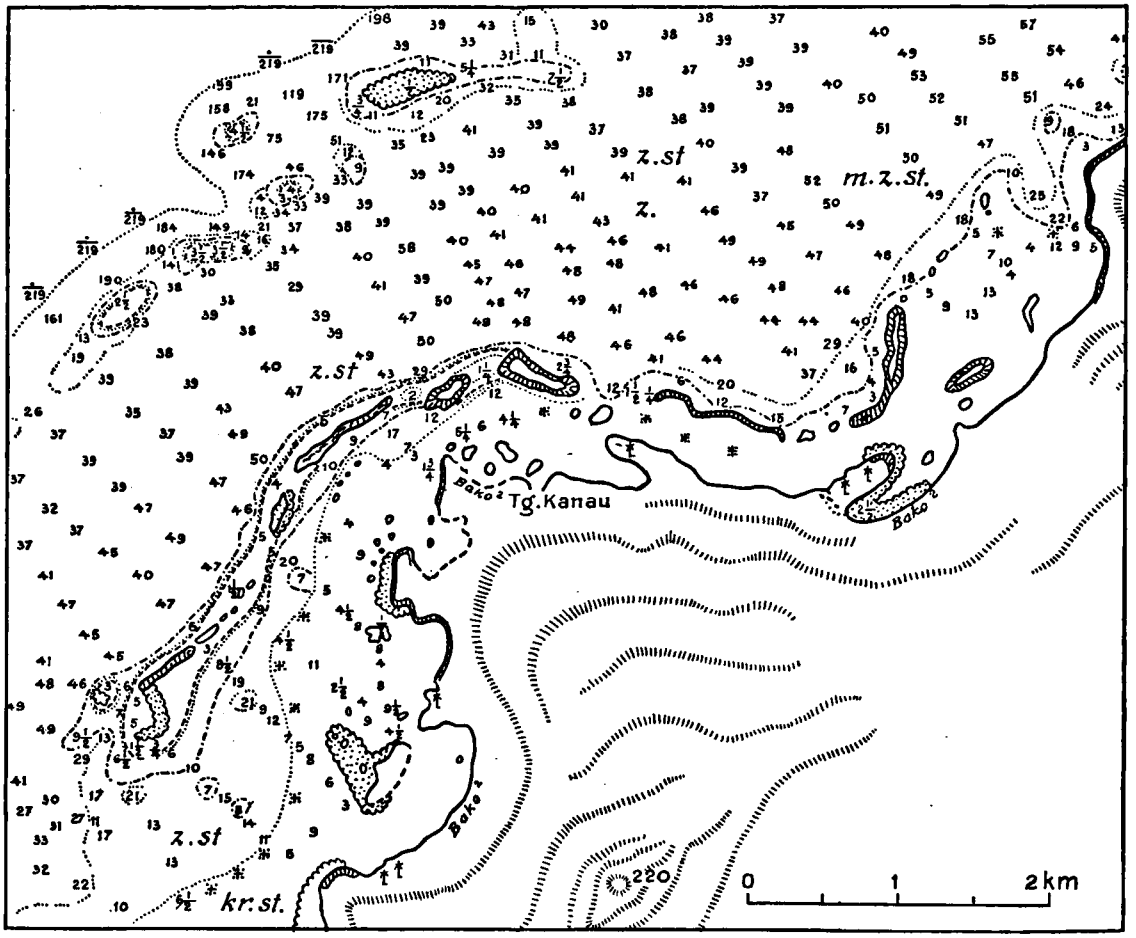

Fig. 24.

Begin van barrière-vorming om en op erosieresten van kalksteen kort bij de Noordkust van Batoe Daka. Vergelijk het verder gevorderde stadium in fig. 23. De juiste ligging is ingeteekend op fig. 18. Diepte in meters.

ging van het zeeniveau omhoog groeiden tot een barrière, doch dat ze reeds tijdens de pleistoceene lagere stand van het zeeniveau meteen als barrière opgegroeid moeten zijn uit een diepte van 40 à 50 m!

Om de glacial control-theorie te handhaven zou men verder moeten

veronderstellen, dat de bodem gedurende het Pleistoceen of althans minstens sedert de Riss-ijstijd stabiel is gebleven.

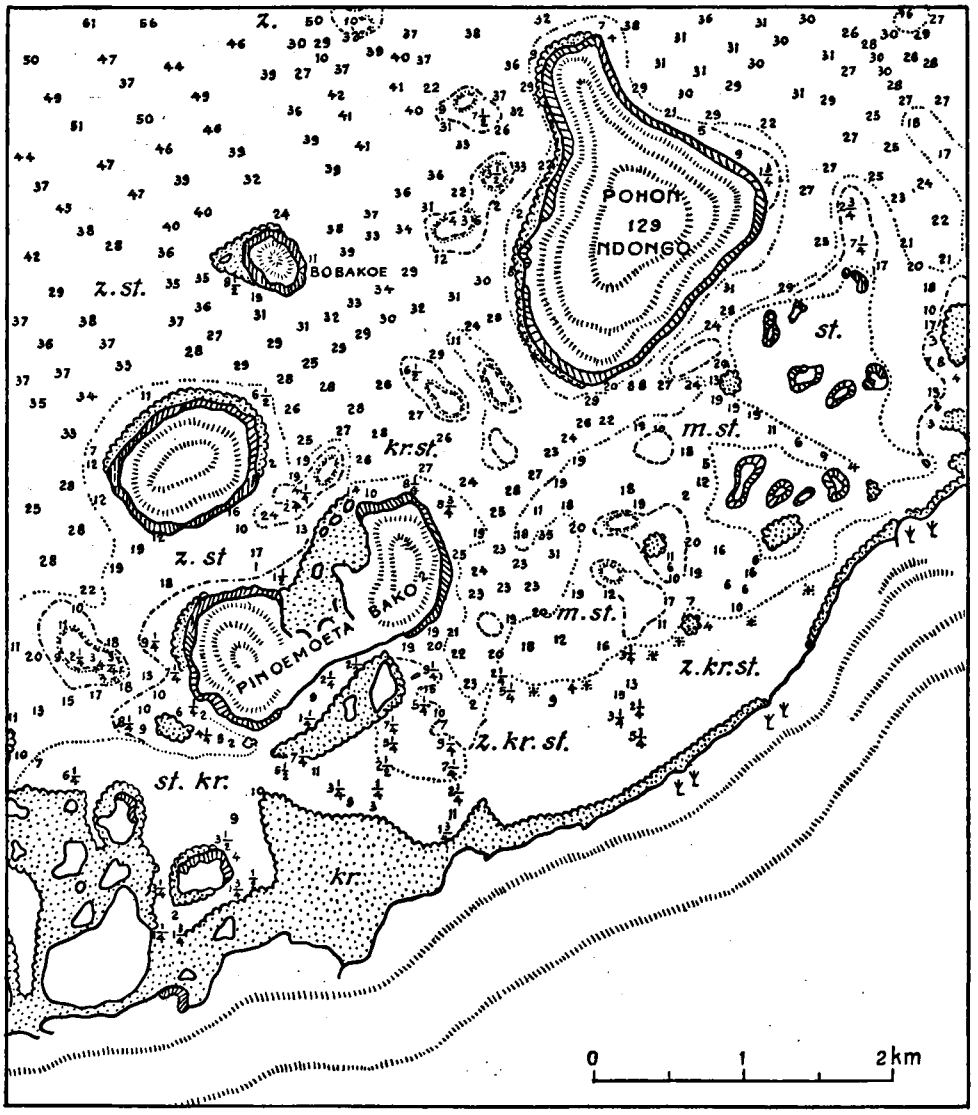

Fig. 25.

Erosieresten van kalksteen in de lagune ten Noorden van Batoe Daka. Voor de juiste ligging vergelijke men fig. 18. Diepte in meters.

Men moet minstens vanaf de Riss-ijstijd rekenen, omdat deze de grootste glaciatie was en dus de maximale daling van het zeeniveau veroorzaakte. En die maximale daling van het zeeniveau hebben wij

absoluut noodig, anders kunnen wij een rifdikte van 140 m in het geheel niet verklaren zonder bodemdaling.

De situatie wordt nu nog gecompliceerder, doordat er opgeheven rifkalksteenplateaus' voorkomen [1]). Wij ontkomen er dus niet aan, bodembewegingen in oud-Pleistoceenen tijd of in jong-Neogenen tijd aan te nemen. Daarbij heeft men de keuze tusschen de volgende twee mogelijkheden:

1. Vorming van een normaal landschaprelief boven zeeniveau; daling onder zeeniveau; vorming der thans opgeheven riffen; vervol-

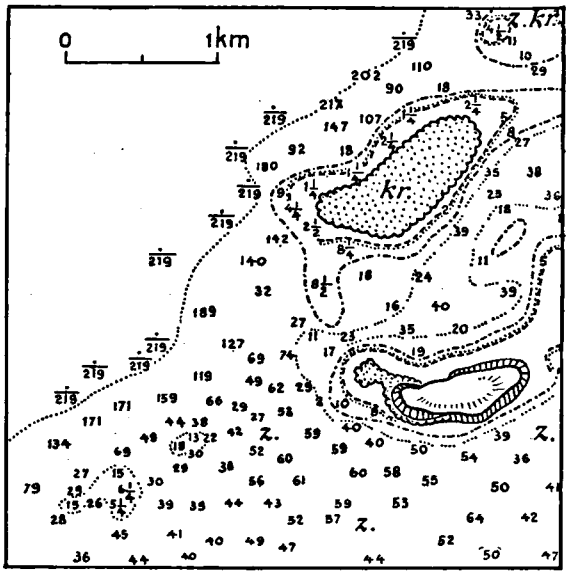

Fig. 26.

Erosierest van kalksteen kort bij de barrière ten Noorden van Batoe Daka. Ten Noorden er van een rif van nagenoeg gelijken omvang dat tot de barrière behoort. Voor de juiste ligging vergelijke men fig. 18. Diepte in meters.

gens opheffing van het gebied tot een bedrag dat precies de uiterste mogelijkheid van „glacial control" toelaat, waarna het gebied volkomen stabiel blijft.

2. Groei der thans opgeheven riffen; opheffing van het Togian-gebied; erosie; daling van het gebied tot precies de uiterste mogelijkheid welke glacial control toelaat, nl. tot 140 m beneden zeeniveau, waarna volkomen stabiliteit.

[1]) cf. KUENEN op cit. 1933, p. 107, 109 (Gagi).

Ofschoon geen van beide verklaringsmogelijkheden aannemelijk schijnen, is de tweede toch zeker de minst onwaarschijnlijke te achten.

Tenslotte moet men m.i. desondanks tòch nog veronderstellen, dat de bodem in het jongste geologisch verleden gedaald is.

Met vele anderen ben ik nl. overtuigd van de juistheid van DALY's stelling, dat er een recente wereldwijde daling van het zeeniveau heeft plaats gevonden. Mijn eigen onderzoekingen en die van KUENEN hebben daarvan tal van voorbeelden in den Indischen Archipel getoond. Ofschoon ik er speciaal op bedacht was en er voortdurend naar uitgekeken heb, kon ik een dergelijke negatieve strandverschuiving in de groep der Togian-eilanden nergens constateeren. Dit negatief kenmerk wijst m.i. op een recente daling van den bodem.

Om de „glacial control"-theorie te handhaven, moet men het begin dezer bodembeweging zoo laat mogelijk denken en het bedrag zoo gering mogelijk houden, want anders komt de geheele „glacial control" gedachte in het gedrang. De bodemdaling moet echter minstens het bedrag der wereldwijde daling van het zeeniveau (6 m) evenaren. Ik breng in het hieronder volgende overzicht een bedrag van 10 m in rekening op de hierboven genoemde cijfers van 100 m en 140 m.

Indien men de barrière-riffen der Togian-eilanden door de glacial control-theorie wil verklaren, kan men aldus tot de volgende reconstructie van gebeurtenissen komen:

1. Groei der thans opgeheven riffen.
2. Opheffing van het Togiangebied, erosie, daling van de aangrenzende gebieden (breuken).
3. Daling van het erosie-relief der Togian-schol tot 130 m beneden hedendaagsch zeeniveau; de bodem blijft nu bewegingloos tot den tijd aangeduid in punt 8.
4. Daling van het zeeniveau (90—100 m) tijdens de Riss-ijstijd; vorming van barrièreriffen in 30—40 m diep water.
5. Stijging van het zeeniveau tijdens het Riss-Würm-interglaciaal en opgroei van de barrière-riffen.
6. Daling van het zeeniveau tijdens het Würm-glaciaal tot een bedrag geringer dan 100 m; erosie der barrière-riffen.
7. Stijging van het zeeniveau, tijdens de laatste deglaciatie, gepaard gaande met een hernieuwde opgroei der barrière op de gedenudeerde resten der vroegere (Riss-Würm) barrière.
8. Bodemdaling van het Togian-gebied over een bedrag van 10 (minstens 6) m en recente wereldwijde daling van het zeeniveau (6 m).

In deze verklaring is er alles op gezet om het gebied conform DALY's theorie in volkomen rust te houden gedurende den tijd door de punten 4—7 aangeduid. Daarom is men genoodzaakt de daling zoo vroeg mogelijk (punt 3) te doen ophouden en zoo laat mogelijk (punt 8) weer plotseling te laten beginnen. Bovendien moet men dan veronderstellen, dat de oudste daling juist zooveel bedraagt, dat nog net rifgroei mogelijk is wanneer daarna het zeeniveau 90 à 100 m gedaald

is. Ondanks deze m.i. gewrongen voorstellingswijze, mist de geheele voorstelling echter toch zijn doeltreffendheid, omdat er dan (punt 4) niet een franje rif ontstaan zou zijn aan den rand van een pleistoceene kust, maar omdat er reeds een barrièrerif ontstaan zou zijn aan den rand van een tijdens den pleistoceenen laagsten waterstand nog tot 30 à 40 m diep onder zee ondergedompeld landschap!

DALY (1934, p. 232) schrijft: „Conceivably, too, there may be a few cases of subsidence of the reef foundations after the corresponding reefs began to grow up."

Indien wij aldus stabiliteit van den bodem in het Pleistoceen prijsgeven, komen wij tot de onderstaande reconstructie:

1. Groei der thans opgeheven riffen.
2. Opheffing van het Togian-gebied; erosie; daling van de aangrenzende gebieden (breuken).
3. Daling van het erosie-relief der Togian-schol tot 90 à 100 m beneden hedendaagsch zeeniveau (overeenkomende met het bedrag der daling van het zeeniveau hieronder in punt 4 genoemd!).
4. Daling van het zeeniveau 90 à 100 m beneden hedendaagsch zeeniveau tijdens de Riss-ijstijd; vorming van kustriffen.
5. Stijging van het zeeniveau tijdens het Riss-Würm interglaciaal; opgroeien der kustriffen tot barrière-riffen; begin van bodemdaling die tot heden toe voortduurt.
6. Daling van het zeeniveau tijdens het Würm-glaciaal (tot een bedrag geringer dan 90 à 100 m); erosie der barrière-riffen.
7. Stijging van het zeeniveau tijdens de laatste deglaciatie en gelijktijdig opgroeien der barrière op de gedenudeerde resten der vroegere Riss-Würm-barrière.

Zelfs indien wij dit schema zouden willen vereenvoudigen door de aanleg en opgroei der riffen niet met de Riss-ijstijd doch bij de laatste glaciatie en deglaciatie te doen beginnen, kunnen wij niet ontkomen aan de onwaarschijnlijke voorstelling, dat het land gedaald is precies tot een bedrag dat de glacial control-theorie wenscht, dan een tijd in volkomen rust gebleven is om de aanleg van kustriffen mogelijk te maken en vervolgens zijn dalende beweging heeft voortgezet.

Hoe veel eenvoudiger wordt de voorstelling wanneer men DARWIN's dalingshypothese op dit gebied toepast, zooals wij hieronder zullen doen.

Ik meen daarom dat DALY's „glacial control"-theorie voor een verklaring der barrière-riffen van de Togian-eilanden volkomen schipbreuk lijdt.

Mijn conclusie is dan ook, dat de eventueele [1]) invloed der pleistoceene schommelingen van het zeeniveau in dit geval van ondergeschikte beteekenis geacht moet worden.

[1]) Het is zelfs niet ondenkbaar, dat de vorming van de atollen en barrière-riffen zoo jong is, dat ze alleen samenvalt met de laatste pleistoceene beweging van het zeeniveau, geheel of ten deele.

De dalingshypothese.

Daarentegen laten de feiten zich op een ongedwongen en eenvoudige wijze verklaren met behulp van DARWIN's dalingshypothese. Ik twijfel er dan ook niet aan, dat deze voor het geval der Togian-riffen de juiste zienswijze levert.

Het volgende schema vat de hoofdpunten in de geschiedenis der riffen aldus samen:

1. Vorming van de thans opgeheven riffen in het Pleistoceen, eventueel jong-Neogeen;
2. Opheffing dier riffen tot een onbekend bedrag (minstens eenige honderden meters) boven zeeniveau; erosie; daling van de aangrenzende gebieden (breuken, ontstaan van het diepzee-relief); begin der vorming van kustriffen;
3. Daling van den bodem der Togian-schol en omhooggroeien der kustriffen tot barrière-riffen.

DAVIS[1]) schreef op grond van een studie der oude zeekaart reeds (p. 370, 371): „The Togian islands rise from a bank or lagoon floor, from 1 to 7 miles wide and from 40 to 59 fathoms deep, along the steep margin of which a discontinuous barrier reef rises nearly or quite to the sea surface. The lagoon floor or bank extends, imperfectly margined by a reef, southeast to the mid-arm of Celebes, where depths of 49, 55, 60, 62, 63, 75 and 85 fathoms are charted. This strongly suggests the recent subsidence of a previously reef-enclosed lagoon floor but at a rate so rapid that continued reef upgrowth has been only partly successful."

De bathymetrische kaart (fig. 15, profiel V en VI en fig. 16) is nl. inderdaad bezwaarlijk anders te interpreteeren dan dat plaatselijk gedeelten van de barrière niet konden omhoog groeien met een snelheid die groot genoeg was om de positieve verandering van het zeeniveau bij te houden, m.a.w. dus dat ze als verdronken riffen op te vatten zijn. Profiel V en VI schijnen mij niet op een andere wijze verklaard te kunnen worden.

Dit verschijnsel van verdronken riffen zou op zich zelf echter even goed tijdens de laatste pleistoceene rijzing van het zeeniveau ontstaan kunnen zijn en zou niet als een bewijs van daling van den bodem mogen gelden, evenmin b.v. als het bloote feit, dat er verdronken dalen op Togian voorkomen. Het feit, dat de riffen elders over groote uitgestrektheid tot zeeniveau reiken, bewijst, dat rifgroei over het geheel genomen wel degelijk de positieve verschuiving van het zeeniveau heeft kunnen bijhouden. Waarom dat plaatselijk niet het geval is, kan zijn oorzaak vinden in factoren, die wij in dit geval niet in staat zijn te beoordeelen bij gebrek aan gegevens (sedimentatie en biologische factoren kunnen daarbij een rol gespeeld hebben).

[1]) W. M. DAVIS. The Coral Reef Problem. Americ. Geogr. Soc. Spec. Public. No. 9, 1928.

Zooals hierboven uiteengezet is kom ik echter om andere redenen toch tot dezelfde hoofdconclusie als DAVIS, nl. dat daling in den zin van DARWIN's hypothese een belangrijke rol gespeeld heeft bij het ontstaan der barrière-riffen der Togian-eilanden.

MORPHOLOGIE DER RIFFEN VERGELEKEN MET GEGEVENS OVER DE HEERSCHENDE MOESSONS.

Tot de meest opvallende negatieve kenmerken der Togianriffen behoort het ontbreken van puinwallen, die in de groep der Duizend-eilanden, in de Spermonde-archipel, bij Emmahaven en in de Baai van Batavia zulk een opvallend morphologisch kenmerk vormen. Noch op de barrière-riffen, noch op de atollen, noch op de kustriffen der Togian-eilanden komt één enkele puinwal voor. Tevergeefs heb ik gezocht naar *Montipora foliosa*, een koraal, die in de zoojuist genoemde gebieden veelvuldig groeit langs de buitenhelling der puinwallen, ofschoon ook voorkomend in dieper water. Het is niet mogelijk op de Togianriffen een *foliosa*- en *rhodophyceae*-facies te onderscheiden zooals in de Baai van Batavia, de Duizend-eilanden en de Spermonde-archipel [1]). Weliswaar ontbreken kalkalgen (*Melobesiae*) niet geheel, doch ze zijn tot povere incrusteerende vormen beperkt. Nergens vond ik de knolvormige Lithothamniën, die niet zeldzaam zijn op de riffen in de Javazee en bij Makassar. Van een aaneenkitting der koralen tot een „lithothamnium ridge" is a fortiori in het geheel geen sprake. Evenmin komen er zandeilanden voor, ofschoon bij laag water de bovenzijde van menig rif droog komt te liggen. Kortom nergens kon iets opgemerkt worden, dat verband houdt met krachtige wind en golfwerking, waaruit noodzakelijkerwijze de gevolgtrekking te maken is, dat de invloed van den wind op de morphologie en oekologie der riffen niet te herkennen is. Beschouwen wij thans de gegevens over den wind.

Ter plaatse leerde ik reeds uit de Zeemansgids [2]):

p. 4: „Bewesten Gorontalo neemt de moesson spoedig in kracht af, zoodat er bij Oena-Oena weinig meer van te bespeuren is dan een lange deining in het water."

en p. 4: „Doorstaande harde wind komt in de Golf van Tomini zelden voor en harde buien zijn uitzondering"...
„Voor het gedeelte bewesten de Togian-eilanden kan vooralsnog geen algemeen schema worden voorgesteld. Men schijnt daar het geheele jaar door meestal fraai weer en kalm water te hebben."

[1]) Voor andere oekologische bijzonderheden, b.v. verschil in *ramosa*-facies, zij verwezen naar: „The Madreporaria from the Togian Islands", dat naar ik hoop eerlang in druk zal verschijnen.

[2]) Zeemansgids van den Indischen Archipel, deel V.

Zooals reeds in de inleiding vermeld, was Dr. S. W. VISSER zoo vriendelijk na te gaan wat er beschikbaar is aan gegevens over windfrequentie en windkracht bij de Togiangroep. Wat bekend is, blijkt teruggevoerd te kunnen worden op het werk van VAN DER STOK. De volgende tabel geeft een overzicht voor de Golf van Tomini naar VAN DER STOK [1]).

Dag en nacht gemiddeld.

	Component		Gemidd. windrichting	Bestendigheid	Gemidd. windkracht	Aantal waarnemingen
	N	E				
Januari . .	48	—13	N 15 W	50 %	1.5	32
Februari. .	29	—23	N 39 W	37	1.3	136
Maart . . .	47	3	N 4 E	47	1.4	196
April. . . .	20	18	N 42 E	27	1.3	145
Mei	—10	—6	S 31 W	12	1.4	102
Juni	—19	1	S 3 E	19	1.5	159
Juli	—30	11	S 20 E	32	1.7	67
Augustus .	—21	—9	S 23 W	23	1.7	208
September	—17	—4	S 13 W	17	1.5	145
October . .	—24	6	S 14 W	25	1.5	83
November.	3	2	S 34 E	4	1.5	123
December.	32	—10	N 11 E	34	1.4	76
Jaar	0	—2	N 22 W	5	1.48	1522
Mei—Oct..	—20	0	S	20	1.55	764
Nov.—Apr.	30	—4	N 8 W	30	1.40	758

Afzonderlijke tabellen voor overdag en 's nachts zijn in het werk van VAN DER STOK te vinden, en BRAAK geeft een samenvattende tabel voor windrichtingen en bestendigheid [2]) en bovendien een figuur, waarin de lengte van de pijlen de bestendigheid weergeeft.

VAN DER STOK merkt op: „In the gulf of Tomini — on the whole, the monsoons are but weakly marked. The N. monsoon, during which N, NE, but also W and NW winds below, lasts from November to March; in April the monsoon begins to abate and NE winds prevail.

In May and June the percentages of steadiness are very small and practically there is no predominent direction.

From July to October NSE, SE and SSW winds prevail, but winds

[1]) J. P. VAN DER STOK. Wind and Weather, currents, tides and tidal Streams in the East Indian Archipelago. Batavia 1897.

[2]) C. BRAAK. Het klimaat van Nederlandsch Indië, Deel II, p. 428.

from other points of the compass may be also expected so that the monsoon cannot be relied upon.

In November too N, E, W and NW winds, compensating each other are so frequent, that a prevailing direction cannot said to exist."

Zoo ook BRAAK (l. c. p. 430): „In de Golf van Tomini waaien de moessons met slechts matige bestendigheid en is de zee in den regel weinig bewogen."

Dr. VISSER merkte in een van hem ontvangen schrijven op: „Ik geloof, dat voor Uw doel de bestendigheid de doorslag geeft. Harde, maar sterk veranderende winden zullen zeker geen blijvende sporen achterlaten. In de Baai van Batavia zijn ze hard en constant van richting. Vandaar dat ze tot fraaie formaties aanleiding geven. In de Golf van Tomini zijn ze noch hard, noch bestendig, dus zal het windeffect gering zijn. Ik vermoed, dat U dit dan ook wel zult hebben geconstateerd."

Inderdaad verwachtte ik dat, zooals reeds in de inleiding vermeld werd. Immers ook in den Spermonde-archipel is de zoo sterk verzwakte invloed van den oostmoesson nog wel degelijk te constateeren in de morphologie der zandeilanden, zij het ook in aanduidingen die niet van blijvenden aard zijn omdat ze tijdens de westmoesson weer vervaagd of geheel uitgewischt worden.

Er komen op de Togian-riffen echter zelfs geen zandeilanden voor, zoodat geen enkel spoor van wind- en golfwerking te constateeren is! Hoe is dat te verklaren?

SPENDER [1]), CROSSLAND [2]), GARDINER [3]), SEWELL [4]), KUENEN [5]) en ik zelf [6]) hebben gewezen op de belangrijke invloed van de recente wereldwijde negatieve strandverschuiving, die de vorming van puinwallen en koraalzandeilanden begunstigt. De drie eerstgenoemde auteurs zijn er zelfs van overtuigd, dat zonder een negatieve strandverschuiving in het geheel geen structuren boven water kunnen ontstaan. Nu is het duidelijk, dat omgekeerd een positieve strandverschuiving in een rifgebied zeer ongunstig is voor de vorming van puinwallen en koraalzandeilanden. Men mag verwachten, dat ze in een dergelijk gebied niet kunnen ontstaan. De Togianriffen missen iedere aanduiding van een negatieve strandverschuiving, hetgeen op een recente bodemdaling duidt, zooals wij in het vorige hoofdstuk hebben uiteengezet. Welnu, het is dan ook waarschijnlijk aan die factor toe te schrijven, dat er niet alleen geen puinwallen, maar zelfs in het geheel geen zandeilanden aangetroffen worden. Zoo verklaar ik, dat men zelfs de zwakste aanduiding van den invloed van wind en branding tevergeefs zoekt op de Togian-riffen.

[1]) H. SPENDER, op cit. 1930, p. 285—287.

[2]) C. CROSSLAND. The Coral reefs of Tahiti compared with the Great Barrier reefs. Geogr. Journal 77, 1931, p. 595—396.

[3]) J. ST. GARDINER. Coral reefs and atolls 1931.

[4]) R. B. SEYMOUR SEWELL. The coral coasts of India. Geogr. Journal 79, 1932, p. 449—465.

[5]) PH. H. KUENEN, op cit. 1933, p. 70—73.

[6]) J. H. F. UMBGROVE, op cit. 1930 (Spermonde-Archipel), p. 242—243.

ATOLLS AND BARRIER REEFS OF THE TOGIAN ISLANDS.

Summary.

On board the „Eridanus", a hydrographic vessel of the Government Navy, under the command of Lieutenant-Commander H. SPITS, I visited the Togian islands in the Gulf of Tomini (Northern Celebes) in September 1928. Most attention was paid to the reefs south and west of Batu Daka. Fig. 8 gives a summary of the places where corals were gathered on the reefs, and where rock samples were taken on the islands; the numbers of the specimens are added. The different species of corals will be described in „Madreporaria of the Togian Islands". The manuscript is finished and waiting for an opportunity for publication. A list of the coral species collected is given on p. 139. In the following pages we shall briefly mention the results of my research concerning the origin of the reefs.

Geology of the Islands.

The oldest sedimentary strata (nos. 5 and 7) appear in the central part of the group of islands among eruptive rocks (trachyte and andesite) for these sediments have been metamorphosed by volcanic eruptions.

Little remains of the original shape of the volcanoes. The Peak of Togian (fig. 6 and 7) is a volcanic ruin in a fairly advanced state of erosion. Elevated reef-limestones are widely distributed on the islands, as has been illustrated in fig. 8. They are grouped around the core of the archipelago like a flat terrace-landscape (fig. 17). Neither Lepidocyclines nor other large Tertiary Foraminifera have been found in these limestones. Consequently they are of an Upper Neogene or Pleistocene age. The limestones must probably be regarded as a fossilised lagoon deposit. The reef within which this sediment was deposited has probably become a victim of erosion, either entirely or for the greater part.

It is more than probable that, in a geologically recent past, the group of the Togian islands was not yet surrounded by a deep sea. The steep northern and western boundaries indicated by the barrier-reefs, that run at right angles to each other very clearly show that we are here dealing with faults. We may reasonably suppose that at the same time with the elevating movement of the block of the Togian Islands — which may be concluded from the raised reef-limestones — adjacent blocks were submerged and caused the origin of a deep-sea, now surrounding the islands. Such recent movements along faults on the coasts of Celebes, accompanied by recent considerable elevations of the present Celebes itself, were mentioned before by other authors. This phenomenon forms, as a matter of fact, the most striking characteristic of the eastern part of the East Indian Archipelago.

On the depth of the Lagoons.

For a survey of the reefs the new chart (no. 192) may be consulted as well as the detail-charts reproduced here in fig. 10, 11, 12, 16, 18, 22, 23, 24, 25 and 26. The reefs grow generally up to the surface of the sea (fig. 13, 14) and are exposed at low tide. The barrier-reefs as well as the atols fall away steeply into deep water. Many a time I was able to admire the steep outer slope of the reefs covered with an enormous wealth of coral growths from a motor-dinghy or canoe. When the lagoons are deep, the inner side of the reefs appears to be steep too.

Fringing reefs, too, are of common occurrence along the coasts of Batu Daka. Generally, however, the growth of coral merely consists of scattered tufts separated by open areas of coral mud.

In some places the lagoon is narrow and shallow. In others, however, greater depths were sounded[1]). In general the lagoon appears to be shallower the smaller distance between the barrier-reef and the coast is. It is desirable to enter more minutely into this point, first of all on the basis of the series of sections I—XI, fig. 15. It must be premised that the phenomenon has been noted several times by other authors in other reef-areas. DAVIS e.g. says: „...it appears that large lagoons are usually deeper than smaller ones, evidently because, as already noted, they are more rapidly aggraded by inwashed material." (DAVIS, p. 2. See also pp. 16, 135, 183, 192).

This is also evident from a comparison between our sections VII, and the northern part of II and VIII. In the same way the lagoons of Taoepan and East-Atoll, which are of about the same size, have analogous depths (greatest depth 27, resp. 26 m) whereas the larger atoll Pasir Tengah has a deeper lagoon (greatest depth 57 m). Some soundings on the south coast of Batu Daka deviate from this rule. The southern part of section II shows a maximum depth of 131 m, section III 109 m, section VI 139 m. The explanation of these high figures becomes clear when we consider the situation of the soundings on the map, fig. 16 and fig. 23. For, from these it appears that the great „abnormal" depths in question occur where no closed sea-level barriers are present and where the lagoon sediments are easily lost to the deep surrounding seas through the gaps.

As the detail-charts lead us to this conclusion, especially in the case of the area examined by us, it is of importance to consider the depths of the lagoons in the entire group of reefs more closely (cf. chart no. 192). North of Batu Daka the lagoon has an average depth of 40—50 m; the maximum depth is 59 m (see fig. 18). North of Togian, Talata koh, and Malingi where the barrier is less fully developed, many figures higher than 50, 60 and 70 m occur; the maximum depth is 83 m (north of Malingi).

[1]) The soundings mentioned in this publication have been reduced to low-tide spring, i.e. 7 d.m. below the mean level (according to the chart).

Even deeper is the lagoon north of Walea Kodi and Walea Bahi, where the lagoon is narrow, it is true, but where the barrier is badly developed and is, for the greater part lacking; the depth is more than 70 m, generally even more than 80 m, up to a maximum of 100 m. Similar figures may be found in the entirely analogous areas east of Walea Bahi and south of Togian.

South of Walea Bahi and Walea Kodi the barrier is not complete, but it is, for the greater part, extant; the lagoon, however, is very wide and extensive and strewn with knolls of living coral. The depth figures are only exceptionally less than 60, generally between 70 and 90, may higher than 100, not seldom more than 120 and 130 metres and even as high as 140 metres. And, decidedly behind the barrier, a depth of 180 m occurs west of Walea Bahi's southern point (SE of Talata Koh 170 m). To the west, immediately joined on to this deep part of the lagoon and in open connection with it, occurs an area which, south of Talata Koh, is closed off from the sea by a well-developed barrier. There we are at once confronted with figures agreeing with those of the lagoon north of Batu Daka, already mentioned, where a well-developed barrier occurs too, viz. an average depth of 40—50 metres and a maximum of 61 metres.

From these facts we can draw a number of conclusions:

(1) The above mentioned connection between the depth of the lagoon and the distance from the barrier to the coast, indeed proves to exist if areas are compared having a barrier that is entirely or practically closed and reaches as high as the level of the sea.

(2) From the fact that, where the lagoons are wide and the barrier imperfectly developed, depths from 130—140 metres are repeatedly met with, it may be concluded that the rocky substratum below the lagoon deposits in question is situated at least 140 metres below the surface of the sea. How much deeper we cannot calculate with the data available. In this connection not too great a value should be attached to the figures indicating a greater depth; for the deepest figures (170 and 180 m) are situated near the outside rim of the lagoon and may indicate deep pits or gullies occurring in the original relief.

(3) Of no reef can it be said with any certainty that it grows from a depth greater than 140 metres. It is true that a small reef knoll has been found not more than 400 m to the south of the deepest point (180 m), but in the present situation it is impossible to prove that the reef has its foundation at such a depth. It might even have grown on a local unevenness (e.g. an erosionremnant of the original landscape), so that the thickness of this reef cannot be determined with any certainty with the help of the data available.

The depth figures south of Walea Bahi and Walea Kodi do indeed give the impression that the thickness of the barrier must at least be estimated at 140 m; section VI, south of Batu Daka, might be interpreted in the same way.

In my opinion, the points mentioned above force us to the conclusion that, in the case of the lagoon north of Batu Daka, that of Taoepan and that of both the atolls, the rocky substratum below the lagoon deposits must lie at least 140 metres below the level of the sea. The great depths of 170 and 180 metres (west of the southern point of Walea Bahi) within the barrier, do not prove a positive shift of the strandline of at least 180 metres. For it is not necessary to suppose that they originated by subaerial erosion of the landscape, originally situated above sea-level. It is conceivable that they are the remains of deep gullies that had been scoured out about 40 metres below the then prevailing sea level near their original mouths, by the combined action of river erosion and tidal streams.

(4) I entirely agree with WOOD JONES and KREMPF that sedimentation plays a very important part in the morphology of the reefs. Either subsidence of the bottom in the sense of DARWIN's hypothesis, or glacial control may be an important factor in the origin of the barrier reefs and atolls. Without sedimentation disturbing the growth of the reefs, however — even if there were subsidence and abrasion —, a shore reef would have originated and no barrier reef; in the same way a large patch reef and no atoll would have originated.

In the lagoons of the Togian reefs we see this principle illustrated by the fact that where the lagoon is deep (therefore where little sediment has been heaped up) reef growths occur in a number of places. In the deep lagoon south of Walea Bahi and Walea Kodi small reefs abound (so-called „knolls''). Such a phenomenon does not occur in shallower lagoons where a much more intensive heaping up of sediments took place.

Only where the reef could grow immediately against the rocky coast and is bounded on the outside by deep water, does no lagoon occur. The South-West point of Batu Daka and the South coast of Tapoean furnish beautiful examples (fig. 12 and 16).

The steep outside slope is an exceptionally favourable place for reef growth because it is not hampered by sedimentation; the debris sink at once to a greater depth.

Morphology of the coasts.

The morphology of the group of islands shows a clear connection with its geological structure. The raised reef limestones form flat terraces. The greater part of Batu Daka (see fig. 17 and 18) is a striking example. On the other hand, the core of the group of islands with its eruption products, is characterized by a landscape of hills, the summits of which rise above the level of the limestone terraces.

But also in another respect these parts differ, viz. in the erosion phenomena along the coasts.

Let us first consider the limestone coasts. Cliffed and corniced shore lines occur everywhere along them. The lack of cliffs on neighbouring coasts that do not consist of limestone, already proves that the

mechanical action of the waves cannot have been the cause of the formation of cliffs and notches.

My own observations agree with the remarkable facts mentioned by MACFADYAN in the Red Sea and by KUENEN in the East Indies. These authors saw that a „wave-cut" notch „is also produced in positions where the force of the waves is entirely broken. In almost land-locked inlets the notch is practicably as much developed as on the more exposed stretches of the coast, in fact, in the most exposed positions it is least well developed." (KUENEN, 1933, p. 74).

Although chemical investigation has shown that tropical surface waters are saturated or even over-saturated with carbonate of lime I agree with KUENEN in his conclusion that geological evidence shows solvent action of the sea water, which seems limited between the tidal range.

„Whether it is the greater range in temperature, the contact with the atmosphere, some influence of surface tension, the alternate wetting and drying or some other unsuspected influence which was overlooked in the experimental work, I am unable to say. I suggest that chemical research should be continued along experimental lines, also in nature, with a view to finding some such influence. Only by its discovery can the apparent incompatibility of chemical and geological evidence be eliminated." (1933, p. 75).

In situ it became clear to me that organisms too cause demolishment of limestone on the level of the coves. It is principally the sea-urchin *Echinometra mathaei* (BLAINVILLE) [1]) that occurs here in great numbers, boring through and undermining the limestone. Precipitated limestone blocks are in the course of time, as it were „bored up". In some places this process could be admirably studied. As a result of the „sawing" action of the sea and boring organisms into the limestone the steep undermined shore lines originate by which the limestone terraces are bounded. Moreover, several very shallow submarine coastal terraces had clearly originated in many a spot near the shore, which are not so much abrasion terraces, but originated for an important part by the action mentioned above. The terrace itself is, practically everywhere, covered by fine „coral sand" but its presence is then betrayed by the shallow morphology as well as by the limestone remnants which here and there protrude in great numbers above the water. All these erosion remnants are more or less mushroom-shaped. Fig. 19, 20 and 21 give some examples. Sooner or later they become the victims of solution and of the boring organisms because their foundation has been „gnawed through".

If one passes along the south coast of Batu Daka from Tandjung Batoetigang to Tandjung Palada, one can easily note the sudden change in the morphology of the coast. The steep corniced limestone coast makes way for sloping declivities without cliffs of the core of the group of islands, which consists of volcanic rocks and arenaceous sediments. There

[1]) I owe this determination to Dr. TH. MORTENSEN of Kopenhagen.

are no notches and no cliffs because the solvent action on these rocks is practically nihil and because the Echinids do not bore into these isoluble rocks. The morphology of these shorelines is typical of a drowned landscape. Fig. 22 shows an embayed valley on the north coast of Togian. These drowned valleys indicate that a positive shift of the strandline has taken place.

The presence of the barrier reefs appears to be independent of the coastal type behind them, which in some places shows steep cliffs, in others drowned valleys. The situation of the barrier reef is determined by the steepness of the faults separating the group of islands from the deep. The origin of that submarine relief is, geologically speaking, recent; an accurate indication of time is not possible; probably, however, it is Pleistocene or uppermost Neogene.

On the origin of Barrier reefs and Atolls.

We are now confronted with the question: did the subsidence of the land occur in the sense of DARWIN's hypothesis or can we explain the phenomena by glacial control alone, or in another way? On the atolls I can be very brief. On the basis of the available data it is impossible to come to a fixed conclusion as regards the genesis of the atolls and their lagoons, on the strength of their morphology. A priori it seems, however, improbable that their origin differed in principal from the genesis of the neighbouring barrier reefs.

KUENEN gave very sound arguments in favour of the idea that when the atolls of the Toekang Besi islands, the Tiger islands and Taka Garlarang originated, an important subsidence of the bottom — in the sense of DARWIN's hypothesis — must have played a part. That factor may be easily distinguished there because the submarine morphology is known with sufficient exactness as a result of a great number of echo-soundings. As regards the Togian islands we have, as yet, not got such data. The „Eridanus" had no echo-sounding machine and the various occupations did not allow of a great number of wire soundings on the outside of the atolls and barrier reefs. Only a few soundings have been taken at my request, between Batu Daka and Taoepan and south of Batu Daka, and they have been recorded on fig. 12 and 18.

So it is for the present impossible to apply the method used by KUENEN to the barrier reefs and atolls of the Togian islands. Neither of the atolls nor of the barrier reefs do we know to what depth the precipice on the outside of the reef is continued as the soundings are only up to 219 m deep without reaching a solid base. We do not even know whether the two atolls rest on horst-shaped eminences of the bottom, or on volcanic ruins.

Let us now proceed to an examination of the barrier reefs.

The glacial control theory.

The aspect of the limestone cliffs should not induce us to draw the conclusion that they originated through abrasion at a pleistocene

lower level of the sea. For we see that coves and cliffs are still forming behind the shelter of the living barriers. Moreover we note that the cliff-coasts occur by the side of sloping coasts with drowned valleys behind the barrier reefs. In the preceding chapter we have, however, come to the conclusion that the reefs rise from a depth amounting to 140 metres at least.

Even if abrasion occurred in the Togian group at a lower sea level during the Pleistocene, one would still be obliged to conclude that they subsided about 40 m since then!

In my opinion, however, not a single point can be pointed out in the submarine morphology, indicating an abrasion-phenomenon at a relatively lesser height of the sea level. The relief discussed in the preceding paragraph does not show a typical flat abrasion plateau at a depth of about 140 m.

According to the glacial control theory one would expect that a submarine bank of 100 m depth should exist somewhere round the present barrier. This is, however, not found anywhere (compare KUENEN 1933, p. 99, 100). A large number of soundings were made along the extern slope of the barrier reaching a depth of 219 m without reaching a solid base.

Fig. 23 (see also section II) shows locally a double barrier. At first sight this might be thought to plead in favour of DALY's theory and against an explanation in the sense of DARWIN's. For, according to DARWIN's theory we should expect to find barrier reefs on the outside of the plain only, where (grown originally as shore reefs) they have grown up to barrier reefs.

A comparison between the small barrier represented in fig. 23, and fig. 24 will convince anyone that the situation of fig. 23 arose from a stage as represented in fig. 24. In fig. 24 we see viz. a narrow barrier of reef limestone (erosion remnant). As far as the limestone is still present above the level of the sea, the reef grows against it. Where the limestone has, however, been broken down to below the level of the sea, the corals grow on that hard base. Fig. 23 can, in that case, hardly represent anything but a further advanced stage of a situation as represented in fig. 24. In fig. 23 the barrier seems to be moreover attached to the coast of Batu Daka. Thus it might even be supposed that the relatively broad barrier reef attached to the southern point of Batu Daka (fig. 16) has grown on an analogous erosion remnant. The large patch reef belonging to the barrier north of Batu Daka (fig. 18) may have grown on an erosion remnant of a type like those occurring in great numbers along the northern coast of Batu Daka (fig. 25 and 26).

A bottom-relief situated at a depth of at least 140 m below the level of the sea, is deeper than the normal amount of the glacial control theory: 90 m (DALY 1934, p. 232).

Consequently it is impossible to suppose that the reefs originated as fringing reefs at a pleistocene low level of the sea, growing upwards into a barrier during the rise of the sea level; but that they must at once, during the pleistocene lower sea level have grown as barrier reefs from a depth of 40—50 metres.

In order to maintain the glacial control theory, one would further have to suppose that the bottom remained stationary during the Pleistocene or, anyway since the Riss glaciation.

One must calculate from the Riss glacial epoch at least because it was the greatest glaciation and so caused the maximum lowering of sea level. For that maximal lowering of sea level is needed to explain a reef-thickness of 140 m, without subsidence of the bottom.

The situation now becomes even more complicated because raised reef limestone terraces occur. So we cannot evade supposing an elevation of the bottom to have taken place during Lower Pleistocene or Upper Neogene times.

Finally it must, in my opinion, also be supposed that the bottom subsided in a very recent geological past.

With many others I am namely convinced of the truth of DALY's hypothesis that a recent worldwide lowering of sea level took place. KUENEN's researches and my own have shown many instances of this phenomenon in the East Indies. Although I was continually mindful of negative shifts of the strandline, and kept a sharp lookout for them, I could discover them nowhere on the Togian islands. This negative characteristic points, in my opinion, to a recent subsidence of the bottom.

DALY (1934, p. 232) writes: „Conceivably, too, there may be a few causes of subsidence of the reef foundations after the corresponding reefs began to grow up."

If we then abandon the stability of the bottom during the Pleistocene, we come, according to the glacial control theory, to the following reconstruction:

(1) Growth of the reefs that are now raised.
(2) Upheaval of the Togian area; erosion; subsidence of the neighbouring areas (faults).
(3) Subsidence of the erosion landscape of the Togian fault-block to 90—100 m below the present level of the sea (agreeing with the amount of the eustatic lowering of the level of the sea mentioned below sub (4).
(4) Lowering of the level of the sea to 90—100 m below the present sea level during the Riss ice-age; formation of fringing reefs.
(5) Rise of the sea level during the Riss-Würm inter-glacial stage; growing up of the fringing reefs into barrier reefs; beginning of the subsidence continuing up to now.
(6) Lowering of the level of the sea during the Würm glacial epoch (to an amount less than 90—100 m); erosion of the barrier reefs.
(7) Rise of the sea level during the latest deglaciation, and simultaneously growing up of the barrier on the eroded reef structures of the former Riss-Würm barrier reef.

Even if we wanted to simplify this outline by making the foundation and growth of the reefs begin, not at the Riss glacial epoch, but at the last glaciation and deglaciation, we cannot evade the improbable representation that the land subsided to the exact amount

needed by the glacial control theory for stable foundations elsewhere, then remained stationary for a period of time to enable the fringing reefs to form, and since then continued its subsiding movement.

How much simpler this conception becomes when DARWIN's hypothesis is applied to this area as we shall do below.

It is therefore that I consider DALY's theory of glacial control to miscarry entirely as an explanation of the Togian Barrier reefs.

My conclusion is that the contingent[1]) influence of the pleistocene oscillations of the level of the sea must be considered of minor importance.

The subsidence theory.

On the other hand the facts admit of a simple and unconstrained explanation with the aid of DARWIN's subsidence hypothesis. Indeed, I do not doubt that this furnishes us with the right point of view with regard to the Togian reefs.

The following outline summarizes the chief points in the history of the reefs:

(1) Formation of the now raised reefs during the (lower) Pleistocene, may be Upper Neogene.
(2) Upheaval of those reefs to an unknown amount (at least some hundreds of metres) above the level of the sea; erosion; subsidence of the neighbouring fault-blocks (faults, origin of the deep sea relief); beginning of the formation of the fringing reefs.
(3) Subsidence of the bottom of the Togian fault-block, and growing up of the fringing reefs into barrier reefs.

DAVIS wrote on the strength of a study made of the old chart (1928, pp. 370, 371): „The Togian islands rise from a bank or lagoon floor, „from 1 to 7 miles wide and from 40 to 59 fathoms deep, along the „steep margin of which a discontinuous barrier reef rises nearly or „quite to the sea surface. The lagoon floor or bank extends, imperfectly „margined by a reef, south-east to the mid arm of Celebes where depths „of 49, 55, 60, 62, 63, 75 and 85 fathoms are charted. This strongly „suggests the recent subsidence of a previously reef-enclosed lagoon „floor, but at a rate so rapid that continued reef upgrowth has only „been partly succesful."

The bathymetrical chart, fig. 15 (section V and VI) and fig. 16 can indeed hardly be interpreted otherwise than that locally parts of the barrier could not grow upwards at a rate rapid enough to keep up with the positive change in the level of the sea, in other words, that they must be considered as drowned reefs. Section V and VI do not seem to admit of another explanation.

[1]) It is even conceivable that the formation of the atolls and barrier reefs is so recent that it coincides entirely or in part, with the most recent pleistocene movement of the sea level.

This phenomenon of drowned reefs might, in itself, have originated during the latest rise of the level of the sea, and could not be taken as a proof of the subsidence of the bottom; as little as e.g. the mere fact that embayed valleys occur on Togian. The fact that in other places the reefs reach the level of the sea across a large extent, proves that the growth of the reefs, taken as a whole, has certainly been able to keep up with the positive shift of the sea level. Why this is, locally, not the case may find its reason in factors which, in this case, we cannot judge for lack of data. (Sedimentation and biological factors may have played a part.)

As has been explained above, I have, for different reasons, reached the same main conclusion as DAVIS, namely that subsidence of the bottom in the sense of DARWIN'S hypothesis, acted an important part in the origin of the barrier reefs of the Togian islands.

Morphology of the reefs compared with data about the monsoons.

One of the most striking negative characteristics of the Togian reefs, is the lack of shingle ramparts that form such a striking morphological characteristic in the group of the Thousand-Islands, the Spermonde Archipelago, Emmahaven, and in the Bay of Batavia. Neither on the barrier reefs, nor on the atolls, nor on the fringing reefs of the Togian islands, does one single shingle rampart occur. In vain I searched for *Montipora foliosa,* a coral that abounds on the outside slopes of the shingle ramparts in the areas just mentioned, although they also occur in deeper water. On the Togian islands it is impossible to distinguish a *foliosa* and *rhodophyceae* facies such as in the Bay of Batavia, the Thousand-Islands and the Spermonde Archipelago. It is true that *Melobesiae* are not entirely lacking, but they are confined to poor incrusting types. Nowhere did I find the noduliform Lithothamnia that are not rare on the reefs in the Java sea and near Makassar. Of the cementing of the corals into a „lithothamnium ridge" there is no question at all. No more do sand islands occur, although, at low tide, the top of many a reef is dry. In short, nowhere could anything be observed connected with a strong action of wind and waves, from which we must necessarily draw the conclusion that the influence of the wind on the morphology and ecology of the reefs cannot be recognized.

On p. 174 some data about the wind have been collected in a table.

VAN DER STOK observes: „In the Gulf of Tomini... on the whole „the monsoons are but weakly marked. The N. monsoon, during which „N, NE, but also W, and NW winds blow, lasts from November to „March; in April the monsoon begins to abate and the NE winds pre„vail. In May and June the percentages of steadiness are very small „and practically there is no predominant direction.

„From July to October NSE, SE and SSW winds prevail, but winds „from other points of the compass may be expected also, so that the „monsoon cannot be relied upon."

„In November too, N, E, W, and NW winds, compensating each

„other are so frequent that a prevailing direction cannot be said to „exist."

And also BRAAK (loc. cit. p. 430):

„In the Gulf of Tomini the monsoons blow with but slight stability „and the sea is in general, but little agitated."

Dr. VISSER observes in a letter:

„I think that for your purpose the stability is all-important. Hard „but strongly changing winds will certainly not leave enduring traces. „In the Bay of Batavia they are hard and constant in direction. Con- „sequently, they cause beautiful formations. In the Gulf of Tomini they „are neither hard nor constant, and so their effect will be slight. I sup- „pose that you yourself will have noticed this."

Indeed, I expected to notice that. I made an analogous prognosis for the Spermonde Archipelago which is sheltered against the E. monsoon by the southern arm of Celebes. As a matter of fact in the Spermonde Archipelago the so much weakened influence of the E. monsoon can most certainly be found in the morphology of the sand islands, albeit in indications of no lasting nature because they are either partly or entirely obliterated by the W. monsoon.

On the Togian reefs, however, not even sand islands occur, so that not a single trace of the action of wind or waves can be noted. How can this be explained?

SPENDER, CROSSLAND, GARDINER, SEWELL, KUENEN and myself pointed out the important influence of the recent worldwide negative shift of the strandline that favoured the formation of shingle ramparts and coral-sand islands. The three authors first mentioned are even convinced that, without a negative shift of the strandline no structure above the water can originate. Now it is clear that, conversely, a positive shift of the strandline is, in a reef area, very unfavourable for the formation of shingle ramparts and coral sand islands. It may be expected that they cannot originate in such an area. The Togian reefs lack all indication of a negative shift of the strandline, which indicate a recent subsidence of the bottom as we pointed out in the preceding chapter. Consequently, it must probably be ascribed to that factor that there are, not only no shingle ramparts, but even absolutely no sand islands. To that I affirm that even the slightest indication of the influence of wind and surf is sought in vain on the Togian reefs.

LIST OF ILLUSTRATIONS.

Fig. 1. MOCHAMED JUSUF packing corals on board of the „Eridanus".
Fig. 2. The situation of the Togian islands, see fig. 8.
Fig. 3. White sandy marl, north coast of Togian.
Fig. 4. Strongly eroded limestone; erosion remnant in the lagoon west of Cape Bomba, S.W. Batu Daka.
Fig. 5. Detail of fig. 4.

Fig. 6. Geological observations along the route towards the peak of Togian; 4. andesite, 5. clay schists, 6. trachyte, 7. sandstone; cf. fig. 7.

Fig. 7. The peak of Togian seen from the village of Benteng; compare fig. 6.

Fig. 8. The Togian islands; data on geology (the numbers of rock samples are underlined) and on corals (numbers not underlined). Raised limestone in block-notation; the dotted boundary of the reefs is indicated by the isobath of 200 m.

Fig. 9. Motor-dinghy of the „Eridanus'' with sounding apparatus in the narrow sea straits between Batu Daka and Togian.

Fig. 10. Pasir Tengah-atoll. Depth in meters.

Fig. 11. East-atoll. Depth in meters.

Fig. 12. The raised limestone island Taoepan surrounded by a barrier reef. Depth in meters.

Fig. 13. Taoepan and barrier reef during high tide.

Fig. 14. Taoepan and barrier reef, the „Eridanus'' in the distance.

Fig. 15. Eleven sections through the barrier and lagoons of Batu Daka and Taoepan and through the two atolls. Their situation is indicated in fig. 18.

Fig. 16. Coral reefs and lagoon at the southern end of Batu Daka. Depth in meters. For situation cf. fig. 18.

Fig. 17. Southern end of Batu Daka, seen from the east side.

Fig. 18. Western part of Batu Daka, Taoepan and the atolls, with indication of the detailed charts and sections I—XI, cf. fig. 15.

Fig. 19. Mushroomshaped erosion remnant of limestone in a shallow part of the lagoon west of Batu Daka.

Fig. 20. Detail of fig. 19. Many balanides and oysters (*Ostrea mordax*) grow on the rock.

Fig. 21. Mushroomshaped rock along the north-coast of Batu Daka.

Fig. 22. Embayed valleys along the north-coast of Togian. Their situation is indicated on fig. 8. Depth in meters.

Fig. 23. Double barrier along the south-coast of Batu Daka, the inner barrier reef is attached to the coast. To compare with fig. 24. The situation is indicated on fig. 18. Depth in meters.

Fig. 24. The formation of a barrier reef on and around limestone erosion-remnants, near the north-coast of Batu Daka. To compare with fig. 23. The situation is indicated in fig. 18. Depth in meters.

Fig. 25. Limestone erosion-remnants in the lagoon north of Batu Daka. For situation see fig. 18. Depth in meters.

Fig. 26. Limestone erosion-remnant near the barrier reef north of Batu Daka. To the north is a reef of nearly the same extension, forming part of the barrier reef. For situation see fig. 18. Depth in meters.