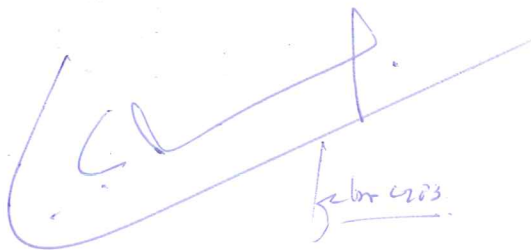


zeespiegels, riffen en kustvlakten in zuidwest sulawesi, indonesië; een morfogenetisch- bodemkundige studie

I.g. de klerk



**zeespiegels, riffen en
kustvlakten in zuidwest
sulawesi, indonesië**

A large, stylized handwritten signature in blue ink, possibly reading 'L. J.', is written across the top right of the page. Below the signature, the date 'febr 2003' is written in blue ink.

febr 2003

Omslagfoto: fossiele brandingsnissen bij Tanga Bira
Opname: L.G. de Klerk

Scanned from original by ISRIC – World Soil Information, as ICSU World Data Centre for Soils. The purpose is to make a safe depository for endangered documents and to make the accrued information available for consultation, following Fair Use Guidelines. Every effort is taken to respect Copyright of the materials within the archives where the identification of the Copyright holder is clear and, where feasible, to contact the originators. For questions please contact soil.isric@wur.nl indicating the item reference number concerned.

ISBN 90 6266 038 X Utrechtse Geografische Studies 27
ISBN 90 6266 039 8 Thesis

Copyright © 1982 by the Department of Geography, University of Utrecht, The Netherlands

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced in any form, by print, photoprint, microfilm or any other means, without written permission from the publisher.

DRUKKERIJ ELINKWIJK BV – UTRECHT – 030-444921

STELLINGEN

behorend bij het proefschrift getiteld:

ZEESPIEGELS, RIFFEN EN KUSTVLAKTEN VAN ZUIDWEST SULAWESI, INDONESIE; EEN MORFOGENETISCH-BODEMKUNDIGE STUDIE

door

L.G. de Klerk

promotiedatum 28-02-1983

te 4.15 uur

Rijksuniversiteit te Utrecht

I

Het Am-klimaatype (Köppen-systeem) heeft een grotere verbreiding dan de wereldklimaat-atlassen aangeven.

II

De door Umbgrove (1930) gegeven benaming "voortzetting van een Pleistoceen gradatievlak" voor de kustvlakten in Zuidwest Sulawesi is onjuist. UMBGROVE, J.H.F. 1930, De koraalriffen van den Spermonde Archipel, S. Celebes Leidsche Geologische Mededelingen, deel III afl. 5

III

De geremanieerde leuciet tuf in Zuidwest Sulawesi bevat geen leuciet maar nefelien. Deze tuf toch "leuciet tuf" te noemen is niet onjuist wanneer men bedenkt dat leuciet zich kan ontleden in nefelien en orthoklaas.

IV

De zand-"cay's" op de rifcomplexen in de Spermonde Archipel danken hun bestaan aan een daling van de zeespiegel.

V

Als gevolg van het optreden van locale erosie-bases is een correlatie tussen "Daly-levels" en de rivierterrassen van de Jene Berang (Zuidwest Sulawesi) zoals Tjia (1968) zich dat voorstelde, niet bewezen. TJIA, H.D. 1968, Fluvial correlates of "Daly-levels". Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Bd. 12, Heft 2

VI

Door middel van een captering-systeem op het grensvlak Bontzandsteen/sokkel van de geïsoleerde Bontzandsteenkoppen in de Voagezen (Frankrijk) kan op een goedkope wijze drinkwater verkregen worden. BEEK, C.G.G. van, Klerk, L.G. de 1979, Een geohydrologische verkenning in de Voagezen (Frankrijk). Berichten Fysisch Geografische afdeling no. 12 Rijksuniversiteit Utrecht.

VII

Het mag niet de bedoeling zijn dat de resultaten van het diepzee-onderzoek van de Snellius II expeditie gebruikt gaan worden om dumplocaties voor radio-actief afval vast te stellen.

VIII

Een positieve betalingsbalans van een land zegt niets over de mate van hulpbehoevendheid van haar inwoners.

IX

De oorspronkelijke benaming van het huidige Ujung Pandang is niet Makassar.

X

Het voorkomen van diepzwarte bodems (Mollisolen) in de tropen kan erop wijzen dat weliswaar niet gelijke, maar wel vergelijkbare bodemvormende omstandigheden leiden tot een gelijke genetische uitdrukking van profielen.

XI

Ondanks het feit dat de waarde van palynologisch onderzoek als hulp bij relatieve ouderdomsbepalingen beperkt is verdient het aanbeveling het pollen-onderzoek in de tropen te intensiveren.

XII

Het begrip "transgressie" wordt soms onjuist gehanteerd (onder andere Veenstra, 1980. Geomorphology of the Wadden Sea Area. Report 1. Balkema, Rotterdam).

XIII

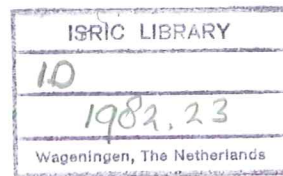
De kwaliteit van watervaste viltstiften wordt vooral bewezen op de binnenzijde van toiletdeuren in openbare gebouwen.

**ZEESPIEGELS, RIFFEN EN
KUSTVLAKTEN IN ZUIDWEST
SULAWESI, INDONESIA;
EEN MORFOGENETISCH-BODEMKUNDIGE
STUDIE**

**SEA LEVELS, REEFS AND COASTAL PLAINS OF
SOUTHWEST SULAWESI, INDONESIA;
A MORPHOGENETIC-PEDOLOGICAL STUDY**

(with summaries in English and Bahasa Indonesia)

PROEFSCHRIFT



TER VERKRIJGING VAN DE GRAAD VAN DOCTOR IN
DE WISKUNDE EN NATUURWETENSCHAPPEN AAN DE
RIJKSUNIVERSITEIT TE UTRECHT, OP GEZAG VAN
DE RECTOR MAGNIFICUS PROF. DR. O.J. DE JONG,
VOLGENS BESLUIT VAN HET COLLEGE VAN DECANEN
IN HET OPENBAAR TE VERDEDIGEN OP MAANDAG
28 FEBRUARI 1983 DES NAMIDDAGS TE 4.15 UUR

DOOR

LEONARDUS GEERTRUDIS DE KLERK

GEBOREN OP 14 MEI 1951 TE VUGHT

26244 ds

PROMOTORES: PROF. DR. J.I.S. ZONNEVELD
PROF. DR. IR. F.R. MOORMANN

INHOUD

Lijst van figuren - - - - -	6
Lijst van appendices - - - - -	7
Tabel - - - - -	7
Voorwoord - - - - -	8
1 Inleiding - - - - -	11
2 Onderzoek in het verleden - - - - -	13
3 Overzicht van het gebied en het achterland - - - - -	17
3.1 Algemeen - - - - -	17
3.2 Klimaat - - - - -	19
3.3 Geologie - - - - -	22
3.4 Geomorfologie - - - - -	28
3.5 De bodems - - - - -	33
4 Zeespiegelveranderingen - - - - -	35
4.1 Algemeen - - - - -	35
4.2 Factoren die de stand van de zeespiegel bepalen - - -	35
4.3 De postglaciale zeespiegelstijging sinds 18.000 BP -	37
4.4 De Holocene zeespiegelbeweging in Zuidwest Sulawesi -	40
4.5 Tectonische invloeden - - - - -	53
5 De morfogenese van de koraalrifcomplexen - - - - -	55
5.1 Algemeen - - - - -	55
5.2 Fase I - - - - -	55
5.3 Fase II - - - - -	59
5.4 Fase III - - - - -	65
5.5 Het koraalzandtransport - - - - -	70
5.6 Conclusie - - - - -	74
6 De geomorfogenese van de kustvlakte - - - - -	77
6.1 Algemeen - - - - -	77
6.2 Geomorfogenetische beschrijving van de kustvlakte - -	77
7 De Voorbeeldgebieden - - - - -	85
7.1 Algemeen - - - - -	85
7.2 Voorbeeldgebied 1 - - - - -	87
7.3 Voorbeeldgebied 2 - - - - -	97
7.4 Voorbeeldgebied 3 - - - - -	104
7.5 Voorbeeldgebied 4 - - - - -	109
7.6 Bodemkundige conclusies - - - - -	114
Samenvatting - - - - -	116

Ikhtisar - - - - -	117
Summary - - - - -	118
Bibliografie - - - - -	119

LIJST VAN FIGUREN

1.1 De locatie van het onderzoeksgebied binnen Indonesië - - -	10
1.2 Overzichtkaartje van het onderzoeksgebied - - - - -	12
3.1 Blokdiagram van het onderzoeksgebied met het achterland -	14
3.2 Diagram waarin grafisch het onderscheid is aangegeven tussen het Am, Aw en Af klimaattype - - - - -	20
3.3 Geotectonisch overzichtkaartje van Sulawesi, Indonesië - -	23
3.4 Geologisch overzichtkaartje van het onderzoeksgebied - - -	25
3.5 Geomorfologisch-bodemkundige overzichtkaart van het onder- zoeksgebied - - - - -	27
3.6 Dieptekaart van de Spermonde Archipel - - - - -	31
4.1 Zones met vergelijkbare zeespiegelbewegingen - - - - -	38
4.2 Ingemeten mariene terrassen bij Puntondo met daarin aange- geven de locaties van de monsters die zijn gedateerd - - -	46
4.3 Situatie schetsen van een aantal locaties met monsters die zijn gedateerd - - - - -	47
4.4 Trend in het Holocene zeespiegelverloop van Zuidwest Sulawesi, Indonesië - - - - -	48
5.1 Laatglaciale en Holocene zeespiegelcurven volgens Fairbridge en Shephard & Curray - - - - -	59
5.2 Schematische voorstelling van de ontwikkeling van een rif- complex naar type a (5.2a), type b (5.2b) en type c (5.2c)	69
5.3 Kustlijn veranderingen van het eiland Kudingareng Keke in de periode oktober 1979 - november 1980 - - - - -	71
5.4 Overzichtkaart van de Spermonde Archipel waarin aangegeven de locaties van de shelfbodemmonsters - - - - -	73
6.1 Dwarsprofiel van een gedeelte van de kustvlakte van Ujung Pandang - - - - -	78
7.1 Overzichtkaart van de kustvlakte van Zuidwest Sulawesi met daarin aangegeven de locaties van de Voorbeeldgebieden, de bodemprofielkuilen en een aantal dwarsprofielen - - - - -	86
7.2 Voorbeeldgebied 1 - - - - -	89
7.3 Schematisch dwarsprofiel over Voorbeeldgebied 1 met daarin aangegeven de locaties van de pedons - - - - -	91
7.4 Voorbeeldgebied 2 - - - - -	99
7.5 Kustlijn veranderingen van de delta van de Jene Berang in de periode 1894-1979 - - - - -	100
7.6 Schematisch dwarsprofiel over Voorbeeldgebied 2 met daarin aangegeven de locaties van de pedons - - - - -	101
7.7 Voorbeeldgebied 3 - - - - -	106
7.8 Dwarsprofielen van de rivierterrassen van de Jene Berang bij Songkolo 2 en Borongrappo - - - - -	108

7.9 Voorbeeldgebied 4 - - - - -	111
7.10 Schematisch dwarsprofiel over Voorbeeldgebied 4 met daarin aangegeven de locaties van de pedons - - - - -	112

LIJST VAN APPENDICES

1 Analysemethoden - - - - -	126
2 Analyseresultaten en profielbeschrijvingen - - - - -	129

TABEL

4.1 C-14 dateringen - - - - -	44
-------------------------------	----

VOORWOORD

Tijdens de eerste bijeenkomst van de werkgroep "Biologisch en Aardwetenschappelijk Onderzoek in de Tropen" (BAOT) bleek zowel van Marien Biologische als van Aardwetenschappelijke zijde belangstelling te bestaan voor een onderzoek naar de koraalriffen en de kustvlakte van Zuidwest Sulawesi, Indonesië.

Er werd door Prof. Dr. J.I.S. Zonneveld, Dr. Wijsman-Best en de aspirant onderzoekers in overleg met Prof. Dr. G. de Neve te Bandung een plan opgesteld voor een dergelijk onderzoek dat later het "Project Buginesia" zou gaan heten. Overeenkomstig dit plan werd door Prof. Dr. W. Vervoort (Rijksmuseum voor Natuurlijke Historie te Leiden) en Prof. Dr. J.I.S. Zonneveld (Rijksuniversiteit te Utrecht) bij de "Stichting voor Wetenschappelijk Onderzoek in de Tropen" (WOTRO) een subsidie aangevraagd. In december 1978 werd dit subsidie aan de aanvragers verleend waarna in 1979 aan het onderzoek begonnen kon worden. De veldwerkperiode werd in december 1980 afgesloten.

Doel van het gecombineerde onderzoek was om, naast een algemene inventarisatie van de voorkomende koraalsoorten, inzicht te verkrijgen in zowel de huidige vormenwereld als ook de genese van de koraalrifcomplexen en de kustvlakte.

Het marien biologisch deel van het onderzoek is uitgevoerd door H. Moll. Zijn resultaten omtrent de koraalsoorten-samenstelling, bedekkingsgraad, diversiteits indices, dominantie, ecologische preferentie en rifmorfologie zullen in de vorm van een proefschrift verschijnen in "The Netherlands Journal of Zoölogy".

Het geomorfologisch-bodemkundig deel is door de schrijver dezes onderzocht, die zich tot taak stelde de morfogenese van de koraalrifcomplexen en de kustvlakte te bestuderen.

In dit proefschrift zijn de resultaten van deze studie bijeen gebracht.

Het onderzoek zou geen kans van slagen hebben gehad zonder de hulp en steun van vele personen. Graag wil ik een aantal van deze personen hier bedanken. Op de eerste plaats Drs. H. Moll met wie ik de meeste veldgegevens van zowel onder als boven water verzameld heb. Zijn wetenschappelijk inzicht heeft grote invloed gehad op de theorievorming, zijn persoon maakte het mogelijk om op een kameraadschappelijke wijze het veldwerk te verrichten. Prof. Dr. Ir. F.R. Moormann en Prof. Dr. J.I.S. Zonneveld dank ik voor het mij geschonken vertrouwen en de wijze waarop zij hun promotorschap hebben vervuld. Speciaal bedank ik Dr. C.G.G. van Beek op wie ik, sinds mijn eerste studiejaar in de Fysische Geografie, altijd een beroep heb kunnen doen. Tijdens de veldperiode heb ik naast bovengenoemde personen veel hulp mogen ontvangen van Prof. Dr. B. Boekschoten, Dr. N. Polunin, Dr. W. Hehuwat en Drs. W. Moka, de indonesische counterpart. Zijn foto siert de omslag. Op vele duiktochten en veldtrips heeft hij mij vergezeld.

Graag dank ik de medewerkers van het Bodemkundig Instituut van de Rijksuniversiteit te Utrecht, met name J. van der Wal en verder Drs. H. Onck en H. de Bruyn voor de hulp bij het uitvoeren van de analyses.

B.J.F. Fijnaut ben ik erkentelijk voor zijn hulp bij de gesteente- en zware mineraaldeterminatie en Prof. Dr. W.G. Mook voor het onder zijn leiding uitvoeren van de C-14 dateringen op het laboratorium voor Algemene Natuurkunde te Groningen.

Bovendien dank ik alle medewerkers van het Geografisch Instituut te Utrecht, in het bijzonder Dr. A.I. Salomé en Dr. H.J. van Dorsser die zorg hebben gedragen voor een belangrijk deel van mijn fysisch geografische vorming, G.H. Ouwerkerk en A. Romijn voor hun hulp bij het materiaal-onderzoek, G.H. Huigen en T. Lekkerkerker voor hun reproductiefisch werk en de medewerkers van het Kartografisch Laboratorium G.W.J. van Omme, M.H. Tiemeyer, C.M. Toppenberg-Smink maar vooral M.H.W. van Elk voor het tekenen van de tekstfiguren en overzichtskaarten. M.H. van Maurik bedank ik voor het uittypen van het manuscript, Dr. H.J.A. Berendsen en Dr. P.G.E.F. Augustinus voor het kritisch doorlezen ervan. Dank ben ik verschuldigd aan het Hydrografisch Laboratorium te Den Haag voor het beschikbaar stellen van kaartmateriaal waaronder enkele originele minuut-bladen van de Spermonde Archipel en aan W.F. Stewart, kapitein van het jacht "Tomoro" die mij met dit jacht, voorzien van een schrijvend echo-lood, vele dagen over het Spermonde plat heeft rondgevaren.

De Heer en Mevrouw Gonzalez dank ik voor hun gastvrijheid en hun bereidwilligheid om mij met hun speedboot naar de meest afgelegen riffen te varen. De heer R. van Oostveen dank ik voor zijn bemiddeling bij het Waterloopkundig Laboratorium te Delft zodat beschikt kon worden over een beperkt instrumentarium. Mijn vader bedank ik voor de vertaling van de samenvatting in het Bahasa Indonesia.

Tenslotte dank ik mijn vrienden en kennissen die mij, zij het met niet veel moeite, in de weekends van het werk hebben gehouden.

Aan hen draag ik dit proefschrift op.

Ik heb de hoop dat deze studie als basis zal dienen voor verder onderzoek.

Wanneer het bovendien de betreffende autoriteiten zal attenderen op het zeer labiele ecologische evenwicht in koraalrifcomplexen in het algemeen en op het gevaar van roofbouw op zowel koraal als bos in het bijzonder, beantwoordt dit werk volledig aan het door mij gestelde doel.

Utrecht, november 1982

L.G. de Klerk

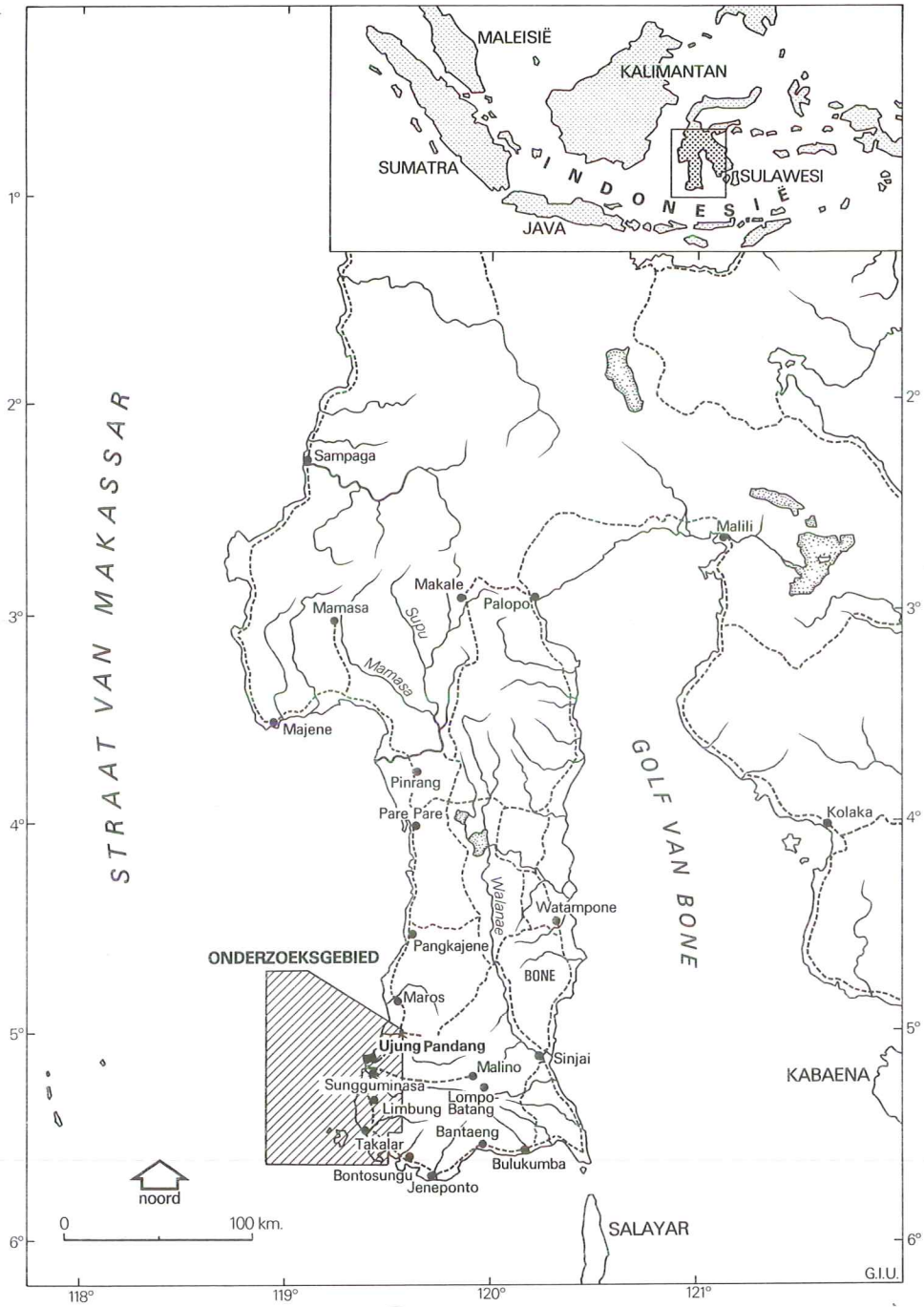


fig. 1.1 De locatie van het onderzoeksgebied binnen Indonesië

Het onderzoeksgebied ligt in het zuidwestelijk gedeelte van de zuidarm van Sulawesi, Indonesië (Fig. 1.1).

Het omvat een gedeelte van de kustvlakte van Ujung Pandang en het daaraan grenzende deel van het shelfgebied, de Spermonde Archipel, met haar talrijke koraalrifcomplexen (Fig. 1.2).

De centrale vraagstelling bij het onderzoek was na te gaan welk verband er in dit gebied heeft bestaan tussen de morfo(pedo)genese en de veranderingen in de zeespiegelstand gedurende het laatste deel van het Kwartair.

Deze veranderingen in de zeespiegelstand konden nagegaan worden met behulp van C-14 dateringen en waterpasmetingen aan strandlijnen, mariene terrassen en brandingsnissen.

Voor het vaststellen van de submariene morfologie is gebruik gemaakt van bestaande hydrografische kaarten, eigen echo-lodingen en scuba-diving. Bij het bestuderen van de vormenwereld boven water als wel van de verspreiding van de bodemtypen hebben luchtfoto's een belangrijke rol gespeeld.

In de hierna volgende hoofdstukken zal allereerst (hoofdstuk 2) worden ingegaan op onderzoek verricht in het verleden, waarna in hoofdstuk 3 een algemeen overzicht van het gebied en het achterland volgt. In hoofdstuk 3 wordt verder aan de hand van een aantal klimaatgegevens, een geologische overzichtskaart en een geomorfologisch-bodemkundige overzichtskaart een schets gegeven van het studiegebied. In hoofdstuk 4 zal ingegaan worden op de factoren die een zeespiegelstand bepalen. Na een korte inleiding in een aantal bestaande ideeën en theoriën met een uitdrukkelijke verwijzing naar de literatuur, zal het probleem toegespitst worden op het onderzochte gebied, waarna de geomorfologische implicaties ervan op de koraalrifcomplexen van de Spermonde Archipel (hoofdstuk 5) en de opbouw van de kustvlakte (hoofdstuk 6) toegelicht zullen worden. Voor het kustgebied zullen deze implicaties in een aantal representatieve gebieden (Voorbeeldgebieden, hoofdstuk 7) uitgewerkt worden waarbij ook de relatie morfologie-bodem aandacht krijgt.

In de navolgende tekst is, met name in de hoofdstukken over de koraalrifmorfogenese, gebruik gemaakt van termen zoals die gebezigd worden in de internationale literatuur. Niet altijd bestaan hiervoor goede en eenduidige vertalingen. Om die reden en om de verwarring niet groter te maken zijn de meeste termen onvertaald gelaten. De termen zijn zoveel mogelijk gebruikt in de betekenis zoals die omschreven staat in "The Geological Nomenclature" van de Royal Geological & Mining Society of the Netherlands (1959, 1980). Voor die termen waarvoor de nomenclator geen uitkomst biedt is, waar ze voor het eerst gebruikt worden een korte omschrijving gegeven.

De bodemprofielbeschrijvingen en de bijbehorende analyseresultaten zijn in het Engels opgenomen om deze basisgegevens toegankelijk te houden voor niet-nederlandstaligen. In de beschikbare tijd was het niet mogelijk de gehele tekst in het Engels uit te brengen.

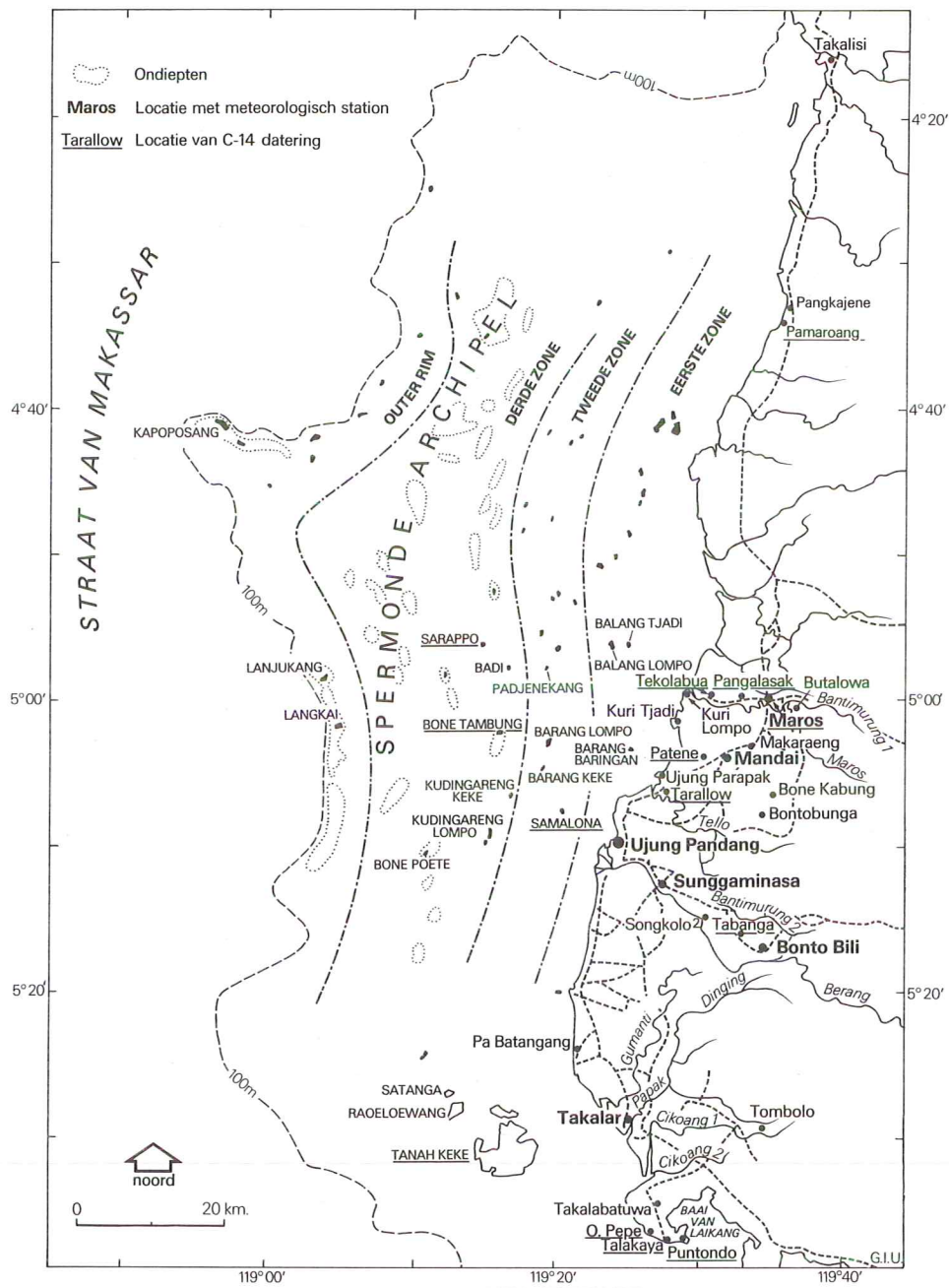


fig. 1.2 Overzichtkaartje van het onderzoeksgebied

Het onderzochte gebied behoorde in de "Nederlandse Tijd" tot de Oostelijke Buitengewesten. Doordat door een aantal verkennende geologische onderzoeken aangetoond was dat er geen belangrijke grondstoffen te verwachten waren en mede doordat deze Buitenbezittingen pas laat "gepacificeerd" zijn (Rutten 1927), is in koloniale tijden in vergelijking met onder andere Java weinig kennis over dit gebied vergaard.

Als belangrijkste reisbeschrijving met betrekking tot het gebied moeten genoemd worden die van Wichmann (1888), die van de gebroeders Sarasin (1893 - 1896, 1902 - 1903) en die van 't Hoen en Ziegler (1912 - 1914). Verder geven de werken van Bücking (1899, 1902), van Marle (1901), Verbeek (1908), Van Vuuren (1920) en Rutten (1927) belangrijke geologische informatie over het vaste land.

Umbgrove (1930) en Kuenen (1933) brachten korte bezoeken aan enkele koraaleilanden voor de kust en aan het kalkgebied van Maros.

In de tijd na de Tweede Wereldoorlog werd het gebied van Maros door Sunartadirdja en H. Lehman (1960) en McDonald (1976) nader onderzocht. De in de kalken van Maros ontwikkelde grotten zijn in verband met hun prehistorische waarde uitgebreid bestudeerd door Glover (1976) en Clason (1976).

De algemene geologie van Sulawesi, toen nog Celebes geheten, is geschetst door R. van Bemmelen (1949), later door Sukamto (1975), Katili (1980) en Hamilton (1979). Deze laatste drie onderzochten vooral de geotectogenese van Sulawesi met behulp van de nieuwste gegevens omtrent de plaattectoniek.

De koraalriffen van de Spermonde Archipel, hoewel liggend in de zone voor mogelijke optimale koraalgroei, zijn sedert 1933 in dit gedeelte van Indonesië nooit meer bestudeerd.

Bodemkundig onderzoek beperkte zich vóór de Tweede Wereldoorlog tot de waarnemingen van Mohr (1935). In 1967 is door de Indonesische Bodemkundige Dienst te Bogor een kortstondige kartering uitgevoerd (schaal 1:250.000).

Nu ook de F.A.O. (Food and Agriculture Organisation) zich voor dit gebied interesseert zal de kennis over de bodems van dit deel van Indonesië snel toenemen.

Voor wat betreft de geomorfologische informatie was men aangewezen op de landbeschrijvingen in eerder genoemde werken en op het werk van Sunartadirdja (1959) gebaseerd op die literatuur en luchtfoto's.

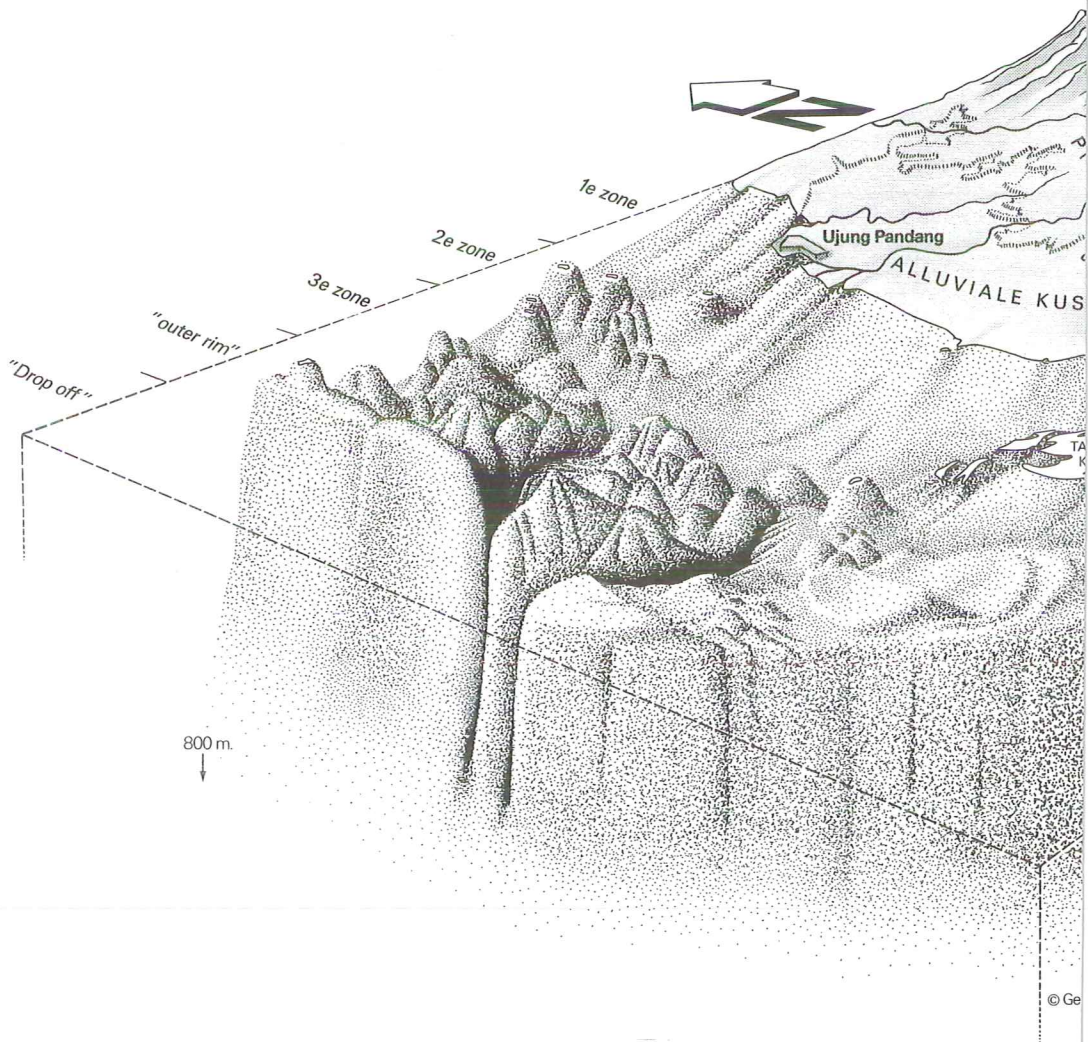
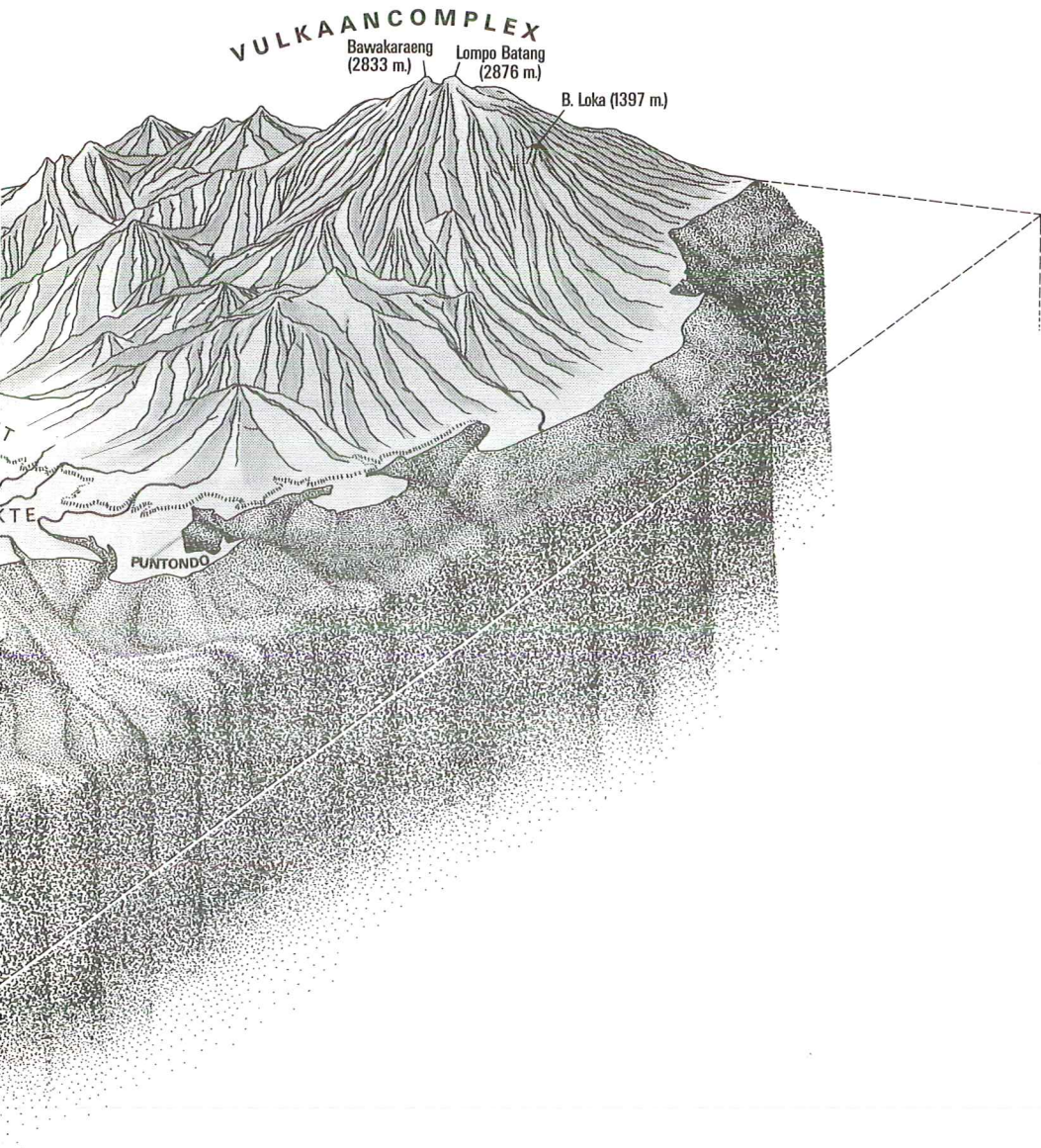
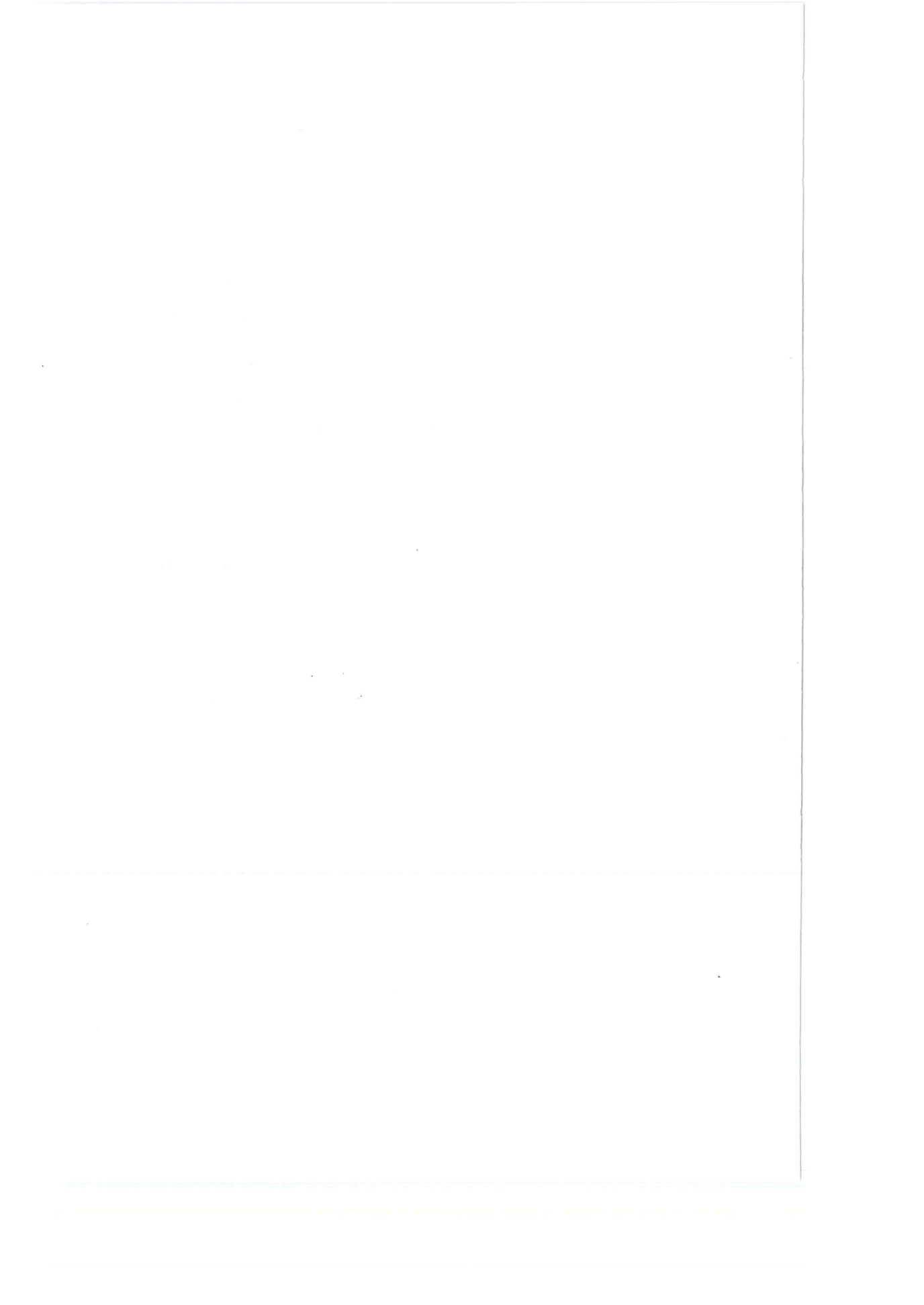


fig. 3.1 Blokdiagram van het onderzoeksgebied met het achterland





3.1 Algemeen

Het zuidelijk deel van de zuidarm van Sulawesi wordt topografisch gedomineerd door het vulkaancomplex van de Lompo Batang (Dikbuik) met een hoogte van 2876 meter (zie blokdiagram Fig. 3.1).

Het complex als geheel vertoont de voor een vulkaan kenmerkende kegelvorm niet meer. De hellingen van het vulkaancomplex zijn sterk versneden. Wel kent de lange flauwe zuidhelling verschillende nevenkrantjes, die gezien hun jonge vorm (onder andere de B. Loka) wel de laatste uiting van vulkanische activiteit moet zijn, waarschijnlijk van Vroeg-Kwartaire ouderdom (zie hoofdstuk 5 par. 2).

De top van de Lompo Batang wordt gevormd door het hoogste gedeelte van een andesietgang die door de caldeirakraterwand breekt. De top van de B. Bawakaraeng (2833 meter) die iets noordelijker ligt maakt deel uit van de rand van een tweede caldeirakraterwand.

De wanden van deze caldeira's zijn aan de binnenzijde als gevolg van instortingen en verzakkingen zeer steil. De caldeira van de Bawakaraeng "gaapt" naar het noordwesten.

Door de diepe versnijding van de hellingen van het vulkaancomplex is een opeenvolging van ruggen en canyon-achtige dalen ontstaan die divergeren van de top. Het rivierpatroon is radiaal-veervormig, de ruggen hebben een visgraat-structuur. Hierdoor is het gebied vooral boven de 1000-1200 meter moeilijk toegankelijk. De hellingen dragen bos. Het bos is echter sterk verarmd (mondelijke mededeling Van Beek 1980). Zoals blijkt uit vergelijking met oude literatuur moet ook de fauna sterk verarmd zijn. Zo beschrijven de Sarasins (1902-1903) onder andere kleurige papegaaien, apen en herten. Benedenstrooms zouden de grotere rivieren bevolkt zijn geweest met krokodillen; al deze diersoorten worden thans niet meer aangetroffen.

Bevolkingsdruk, jacht, tesamen met een overmatige kap tot hoog op de hellingen moeten de oorzaak zijn voor deze verarming in flora en fauna. De bossen in de centrale gedeeltes van de grotere caldeira's lijken door hun ontoegankelijkheid bewaard te zijn gebleven voor destructie. Ze vertonen, gezien vanaf de caldeirarand, een ononderbroken bladerdak.

Tussen het vulkaancomplex en de kustvlakte ligt een gepenepleneerde en weer versneden piedmontvlakte bestaande uit Tertiaire vulkanische sedimentaire producten (tuffen, conglomeraten, breccies). Dykes zijn in deze formatie ingedrongen en vormen nu hogere, meer resistente ruggen in het landschap.

In de caldeira van de Bawakaraeng ontspringt de Jene Berang.

Deze rivier is de belangrijkste leverancier van de sedimenten in de kustvlakte van Zuidwest Sulawesi. Andere belangrijke grotere rivieren zijn van noord naar zuid (zie overzichtskaart Fig. 1.2) de Maros rivier, de Gumanti, de Jene Dinging, de Papak en de Cikoang.

De Tello rivier, even ten noorden van Ujung Pandang, is een getijde rivier. Deze voert weinig sediment vanuit het achterland aan. In haar monding bouwt zij uitgebreide modderbanken op. Bij extreem hoge waterstanden kan het echter voorkomen dat de Jene Berang een gedeelte van

haar water via de Jene Bantimurung 2 door de Tello rivier afvoert (zie Fig. 1.2).

In de kustvlakte zelf vertonen al deze rivieren een meanderend patroon. De Jene Berang, die nu ten zuiden van Ujung Pandang in zee uitmondt levert het grootste deel van het irrigatiewater voor de kustvlakte. Door uitgebreide irrigatiewerken, waarbij ook andere rivieren betrokken zijn, is het nu mogelijk in bijna de gehele kustvlakte de waterafvoer te controleren, waardoor in de laatste 10 jaar het zuidwestelijk deel van Zuid Sulawesi een belangrijke rijstleverancier geworden is. Er is in het droge seizoen echter veel te weinig water beschikbaar zodat dan slechts ongeveer 10% bevoeid kan worden.

De kustvlakte wordt gekenmerkt door uitgebreide sawahs. Bewoning komt voor op de hogere oevers van de grotere rivieren en op die van de verlaten rivierlopen. Omdat er over het algemeen slechts één rijstogst per jaar mogelijk is, - behalve in het gebied rond Maros waar een kalkmassief voor een natuurlijke vertraging zorgt waardoor de Jene Bantimurung 1 altijd water voert -, worden de sawah's in de droge tijd, waar mogelijk, gebruikt voor de verbouw van onder andere tabak, mais, bonen, pinda's, lombok en groenten. Grote delen van de kustvlakte liggen echter in het droge seizoen na de rijstogst braak.

Het uiterste zuiden van het onderzochte gebied bestaat uit een hoger gelegen (tot 30 meter) kalksiltplateau, Takalabatuwa, in het centrale gedeelte afgedekt door een harde massieve maar gelaagde kalkbreccie. Waar deze massieve kalk ontbreekt wordt de kalksilt vooral daar waar bovendien een beschermende vegetatie afwezig is, sterk versneden.

De kuststrook ten noorden van Ujung Pandang bestaat uit het getijdegebied van de Tello rivier en is laag, nat en modderig met als voornaamste begroeiing de aangeplante nipa palm. Het blad van de nipa boom is zeer geschikt voor dakbedekking. Meer stroomopwaarts komt bamboe voor. Verder noordelijk bestaat de kust bij Ujung Parapak en Kuri Lompo uit een tufgesteente. Het zijn erosieresten van de zich tot hier voortzettende gepenepleneerde piedmontvlakte. In het tufgesteente zijn kleine klifjes ontwikkeld. Het tussenliggende gedeelte van Ujung Parapak tot Kuri Lompo en de kuststrook ten noorden van Kuri Lompo bestaat weer uit een moerassige laagte met uitgestrekte modderbanken, waarbij hier en daar de kust gemarkeerd wordt door een zeer smalle zone met wat zandige ruggetjes bestaande uit terrigeen materiaal vermengd met schelp- en koraalgruis (strandruggen). Direct ten zuiden van Ujung Pandang ligt de delta van de Jene Berang (zie ook Voorbeeldgebied 2). Van hier tot Pa Batangang bestaat de kuststrook (behalve bij de monding van kleinere riviertjes, die terrigeen materiaal aanvoeren) voornamelijk uit koraal- en schelpzand opgeworpen tot een brandingsrug en liggend tegen de eigenlijke kustvlakte met een hoogte van 2 tot 4 meter. De strandzone heeft hier een helling tot 6 graden, de brandingsrug is veelal afgekalfd. Het kustgebied bij de mondingen van de Papak en de Cikoang ondervindt de invloed van hoog en laag water. Het rivierwater is tot vrij ver stroomopwaarts nog zout, bij laag water vallen brede modderbanken droog. Deze banken zijn soms geschoord en worden dan evenals bij de Tello rivier gebruikt voor nipa palm aanplantingen. Dichter bij de kust zijn hier en daar zoutpannen aangelegd alsmede viskweekvijvers.

De Gumanti ondervindt eveneens getijde-invloeden maar wekt de indruk bovendien een verdrongen monding te hebben. Het kustgebied van de Papak en de Cikoang is een opgevulde baai waarin de achter elkaar liggende strandruggen de zich westwaarts verplaatsende kustlijn aangeven. Ook ten oosten van Ujung Pandang is een dergelijke baai-opvulling met strandruggen terug te vinden. De kuststrook die het zuidelijk kalkgebied van Takalabatuwa omzoomt is in het westen breed, flauw hellend. Zij bestaat uit koraalzand. Het zuidelijk gedeelte van dit kalkgebied kent slechts een zeer smalle strandzone, hier ligt koraalzand in een smalle strook op een breed abrasievlak waarin scheefgestelde kalktuffen dagzomen. In de kalksilt zijn mariene terrassen (abrasie en accumulatieterassen) ontwikkeld.

De aan de kustvlakte grenzende shelf van de Spermonde Archipel wordt gekenmerkt door talrijke koraalrifcomplexen. De kust zelf heeft, behalve in het uiterste zuiden aan de rand van het abrasievlak van Takalabatuwa en rond het continentale eiland Tanah Keke, geen franjeriffen. De koraalrifcomplexen, waarvan sommige bekroond zijn met een koraalzand-eiland, liggen in zones min of meer parallel aan de kust (zie overzichtskartaart Fig. 1.2). Het meest westelijke rifcomplex, de "outer rim" vormt het eigenlijke barrière-rif. Dit rifcomplex markeert tevens de shelfrand.

De Spermonde-wateren dienen als visgrond voor de eilandbewoners. Men vist voor eigen behoefte en bovendien voor handelaars die in Ujung Pandang zetelen. Sterke overbevissing van vooral de "vliegende vis", die voornamelijk naar Japan wordt uitgevoerd, noodzaakt de eilandbewoners zich tot ver buiten de shelf te begeven, dit in tegenstelling tot nog slechts een vijftal jaren geleden (mondelijke mededeling bewoners Pulau Langkai). Het gebruik van springstof bij het illegale zogenaamde "bomvissen" door eilandbewoners, maar vooral door de niet te controleren gastvissers van veraf gelegen eilanden (Salayar, Timor, Kalimantan) vernietigt niet alleen hele vispopulaties maar ook het koraalrif. De in enkele minuten aangebrachte schade aan het rif, de leefgrond van de door de bevolking het meest gegeten vissen, is groot en natuurlijk herstel neemt vele jaren in beslag. Bovendien wordt het koraal gedolven ten behoeve van wegverharding en aanleg van fundamenten op het "vasteland".

Hoewel de directe gevolgen van het verstoren van het natuurlijke evenwicht vrij eenvoudig te onderkennen zijn vereist het oplossen van dergelijke problemen niet alleen een natuurwetenschappelijke aanpak maar ook een sociaal-economische (zie ook Van Beek 1982).

3.2 Klimaat

Het onderzochte gebied heeft een uitgesproken nat en een uitgesproken droog seizoen.

Het droge seizoen is lang: 7-8 maanden, van april tot ongeveer oktober - november.

Augustus is gemiddeld de droogste maand. Het natte seizoen begint in november - december en eindigt in maart. Januari is de natste maand.

De hoeveelheid en de verdeling van de neerslag, naast de temperatuur de belangrijkste elementen voor een klimatologische beschrijving, worden in het studiegebied direct bepaald door de positie van de Intertropische Convergence Zone, de zone van contact tussen luchtmassa's die worden voortgestuwd door de moesson-winden en de plaatselijke luchtmassa's. In de zone van de opstijgende vochtige lucht condenseert de waterdamp en zware neerslag is het gevolg.

Volgens de klimaatindeling van Köppen (1936) kan het gebied geclassificeerd worden als type A, tropisch regenklimaat (de gemiddelde temperatuur van de koudste maand ligt boven de 18 graden Celsius). De verdere onderverdeling van dit klimaattype is afhankelijk van de neerslag in de droogste maand en de gemiddelde jaarlijkse neerslag en wordt in het onderstaand diagram weergegeven (Fig. 3.2).

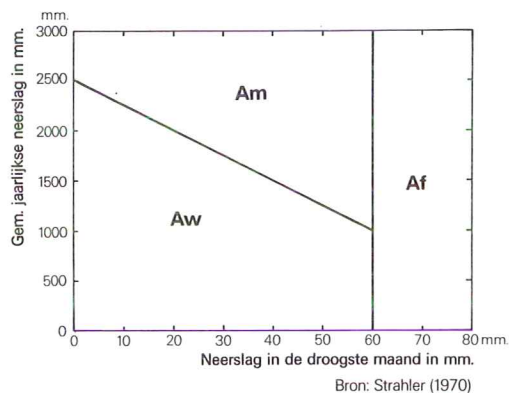


fig. 3.2 Diagram waarin grafisch het onderscheid is aangegeven tussen het Am, Aw en Af klimaattype

In het studiegebied bestaan slechts een paar locaties waar meteorologische parameters over een lange periode zijn opgemeten. Bovendien vertoont het gegevensbestand vele hiaten.

Als voorbeeld worden voor een aantal stations hieronder de regencijfers gegeven. Voor de locatie van de stations wordt verwezen naar de overzichtskaart (Fig. 1.2).

BONTO BILI (1953-1978), hoogte 50 meter, gemiddelde jaarlijkse neerslag 3719 mm. Subtype Af.

jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	jun.	jul.	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
675	640	385	293	239	112	118	70	83	122	395	587

SUNGAMINASA (1953-1978), hoogte 10 meter, gemiddelde jaarlijkse neerslag 2967 mm. Subtype Am.

jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	jun.	jul.	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
626	638	346	129	124	78	58	76	16	71	324	531

UJUNG PANDANG (1941-1956), hoogte 2 meter, gemiddelde jaarlijkse neerslag 2800 mm. Subtype Am.

jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	jun.	jul.	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
662	504	347	187	127	66	35	32	9	70	182	579

MAROS (1929-1941), hoogte 10 meter, gemiddelde jaarlijkse neerslag 3165 mm. Subtype Am.

jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	jun.	jul.	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
820	557	372	283	174	83	41	22	14	44	235	520

TAKALAR (1929-1940), hoogte 10 meter, gemiddelde jaarlijkse neerslag 1858 mm. Subtype Aw.

jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	jun.	jul.	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.
556	356	252	129	49	23	21	7	5	20	114	326

Bestudering van het totale bestand (Departemen Perhubungan, Lembaga Meteorologi dan Geofisika, Jakarta) leidt tot de volgende conclusies: Tussen het Af klimaatype voor het noordelijke deel van de zuidarm van Sulawesi en het uiterste zuiden van deze zuidarm met een Aw klimaatype ligt in de kustvlakte een zone met een Am klimaatype. Boven ongeveer de 50 meter hoogtelijn heeft het onderzochte gebied een Af klimaat.

De neerslag in de kustvlakte neemt van noord naar zuid af. De droogste maand is, vooral meer naar het binnenland, augustus. Aan de kust is september vaak de maand met de minste regen.

Het verschil in neerslag tussen noord en zuid wordt verklaard door de noord-zuid verlopende centrale gebergterug op de zuidarm die vooral meer in het noorden zorgt voor opstuwning van de vochtige luchtmassa's tegen haar flank tijdens de Noordwest moesson.

Door de jaren heen kunnen er grote variaties in de gemiddelde jaarlijkse neerslag van eenzelfde station optreden.

Als voorbeeld is gekozen Mandai, Hasanuddin Airport, hoogte 14 meter, gemiddelde jaarlijkse neerslag 3531 mm.

1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
3672	2406	3598	3661	3701	2890	3957	4364 mm.

Deze grote verschillen moeten verklaard worden door fluctuaties in de ontwikkeling van de Aziatische en de kleinere Australische anticyclonale circulatie systemen die de positie van de Intertropische Convergence Zone bepalen (Verstappen, 1980).

Door deze variaties is het onderverdelen in subtypen afhankelijk geworden van de gekozen periode waarover de gemiddelden zijn berekend. Zolang deze periode nog te kort is is het aan te raden gewogen gemiddelden te gebruiken.

Overige meteorologische gegevens voor de kustvlakte zijn:
(Lembaga Meteorologi dan Geofisika, Jakarta; Indonesia Pilot)

Temperatuur

De gemiddelde maandtemperatuur bedraagt 26 graden Celsius, met als gemiddelde minimum waarde 22 en als maximum 30 graden Celsius.

De temperatuur door het jaar heen vertoont slechts geringe fluctuaties.

De gemiddelde temperatuur van de warmste maand ligt boven de 22 graden Celsius, waardoor de klimaattypen verder ingedeeld kunnen worden in Awa, Afa en Ama.

Zonneschijn

In de droge tijd bedraagt het percentage zonne-uren 80%. In de natte tijd varieert dit percentage tussen de 40 en 50%.

Wind

De gemiddelde windsnelheid bedraagt 4 meter per seconde.

Waargenomen maximale windsnelheden zijn in het droge seizoen tot 17 meter per seconde, in het natte seizoen 40 meter per seconde.

Tijdens het droge seizoen waait de Zuidoost moesson die echter door de gebergterug op de zuidarm van Sulawesi omgebogen wordt zodat de winden in de kustvlakte een zuidzuidwestelijke tot zuidwestelijke richting aannemen. Op de shelf hebben de winden een overheersende zuidoostelijke richting.

De landwind waait in het droge seizoen van zuidzuidoost tot oost. Deze wind, ook wel Timorwind genoemd is vooral ten zuiden van Takalar veel krachtiger dan in het noordelijk gedeelte van het studiegebied.

Ujung Pandang ligt op ongeveer de zuidelijke begrenzing van een gebied waar droge, eveneens uit het oosten komende winden vanuit het gebergte kunnen komen aanwaaien. Deze wind wordt de Brubu genoemd en kan tot op 8 km. uit de kust heig weer met windstoten veroorzaken.

Tijdens het natte seizoen waait de Noordwest moesson met een gemiddelde richting van west tot noordwest. De landwinden zijn dan veel minder krachtig en alleen merkbaar vanuit het zuiden en oosten.

Vochtigheid

De relatieve vochtigheid bedraagt in de droge tijd gemiddeld 70%, in de natte tijd gemiddeld 85%.

Verdamping

De verdamping is slechts gemeten over twee jaar (open pan-meting) en geeft een gemiddelde verdamping van 1700 mm. (Maros research Station, Lembaga Pertanian).

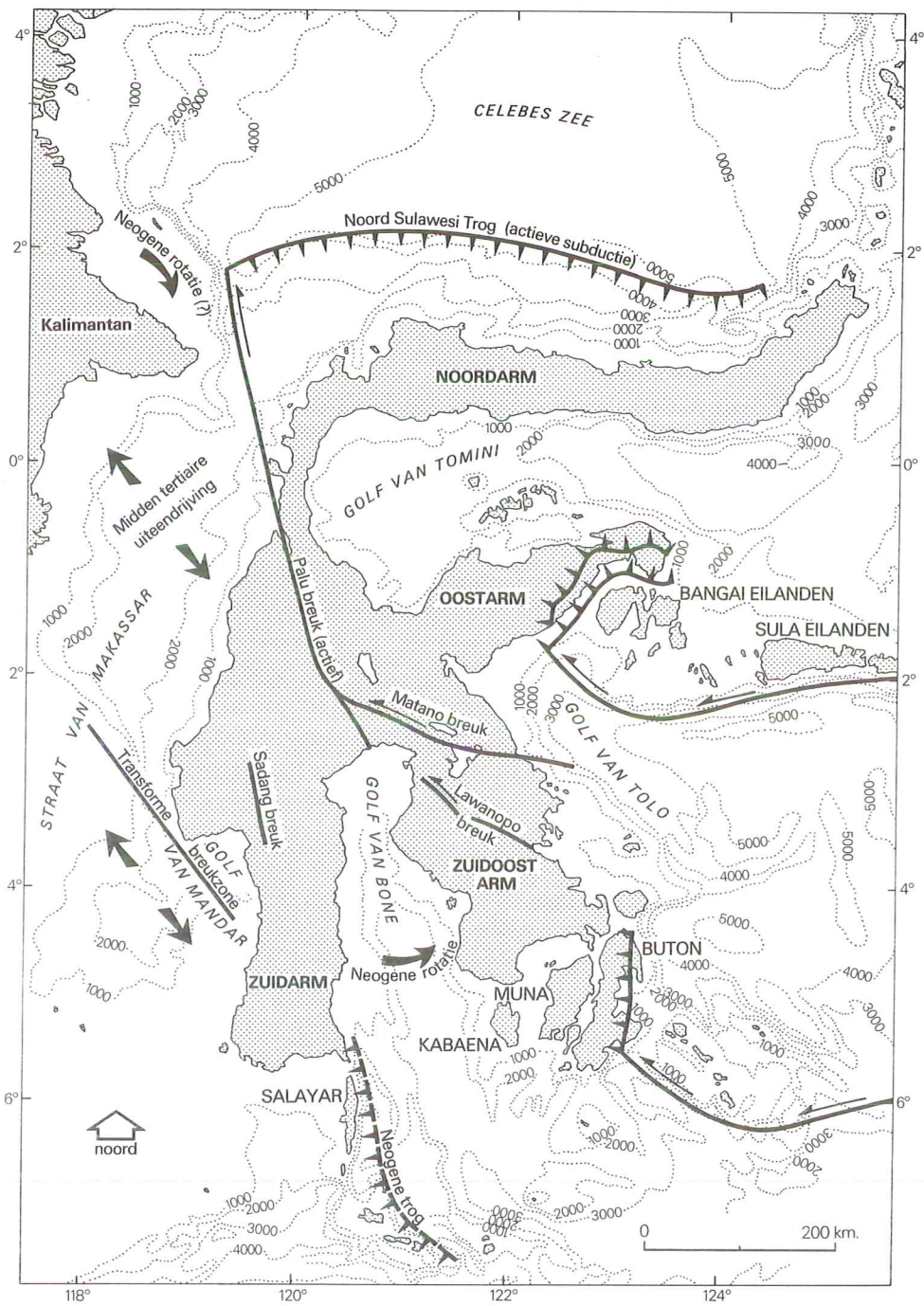
Gegevens over neerslag en temperatuur zijn voor de classificatie van bodems van belang. Bodemtemperatuur en vochtigheidsregime konden met voldoende nauwkeurigheid worden afgeleid uit deze gegevens.

Voor het onderzochte gebied geldt een ustic vochtigheidsregime en een isohyperthermic temperatuurregime (U.S.D.A. 1975).

3.3 Geologie

3.3.1 Algemeen

De geologische geschiedenis van Indonesië is beschreven door Van Bemmelen (1949). Nieuwe ontwikkelingen en resultaten van onderzoek, waaronder gegevens verkregen uit radarbeelden, paleomagnetisme en seismisch reflectie-onderzoek maken het mogelijk de geologische geschiedenis van Indonesië



Bron: gebaseerd op gegevens van Hamilton (1979)

fig. 3.3 Geotectonisch overzichtkaartje van Sulawesi, Indonesië

met behulp van de theoriën over plaattectoniek te herbelichten. Het werk van Van Bemmelen blijft door de beschrijvingen van de geologische formaties echter haar waarde behouden.

Bij deze nieuwe ontwikkelingen neemt Sulawesi een bijzondere plaats in, met name door haar geografische ligging op het tref- en interactiepunt van drie hoofdschollen, de Eurazische, de Indisch-Australische en de Pacificische schol. Het eiland vormt mogelijk de sleutel tot het begrijpen van de geotectogenese van geheel Indonesië.

Het feitenmateriaal is echter vooralsnog te gering om, althans voor Sulawesi een sluitende en eensluidende theorie te kunnen ontwikkelen (zie het werk van Hamilton 1979 versus Katili 1980: bij de bespreking van de ontwikkeling van de Spermonde Shelf zal hier waar nodig nader op worden ingegaan).

3.3.2 Geologische gesteldheid

In zijn toelichting bij de geologische kaart van Sulawesi (schaal 1:1.000.000) geeft Sukanto (1975) een overzicht van de drie geologische provincies van Sulawesi.

Dit zijn de westelijke en oostelijke provincie, van elkaar gescheiden door de Palu-breukzone en de derde provincie die bestaat uit de Banggai-, de Sula- en de Butoneilanden (zie Fig. 3.3).

Het onderzochte gebied ligt in het zuidelijke gedeelte van de westelijke provincie. De geologische opbouw kan als volgt worden samengevat.

Het basement-complex bestaat uit schisten en ultrabasische gesteenten.

In het studiegebied dagzomen ze niet. Wichmann (1888) heeft deze gesteenten voor het eerst genoemd. Ze zijn later door 't Hoen en Ziegler (1915) even ten noorden van Maros nader onderzocht en door Obradovich (Sukanto 1975) gedateerd op 111 miljoen jaar, Vroeg-Krijt.

Het ultrabasische gesteente en de hoge druk metamorfose-gesteenten geven een subductief milieu aan (Hamilton 1979).

In de trog die bij subductie gevormd wordt sedimenteerden klastische gesteenten met vooral in de diepere gedeelten aanwijzingen voor diepwateromstandigheden; hierop liggen gesteenten met aanwijzingen voor het ondieper worden van de trog, namelijk respectievelijk licht gemetamorfoseerde kwartsschalies en radiolarien chert, discordant bedekt door schalies en zandsteen gevolgd door koolhoudende continentale klastische sedimenten.

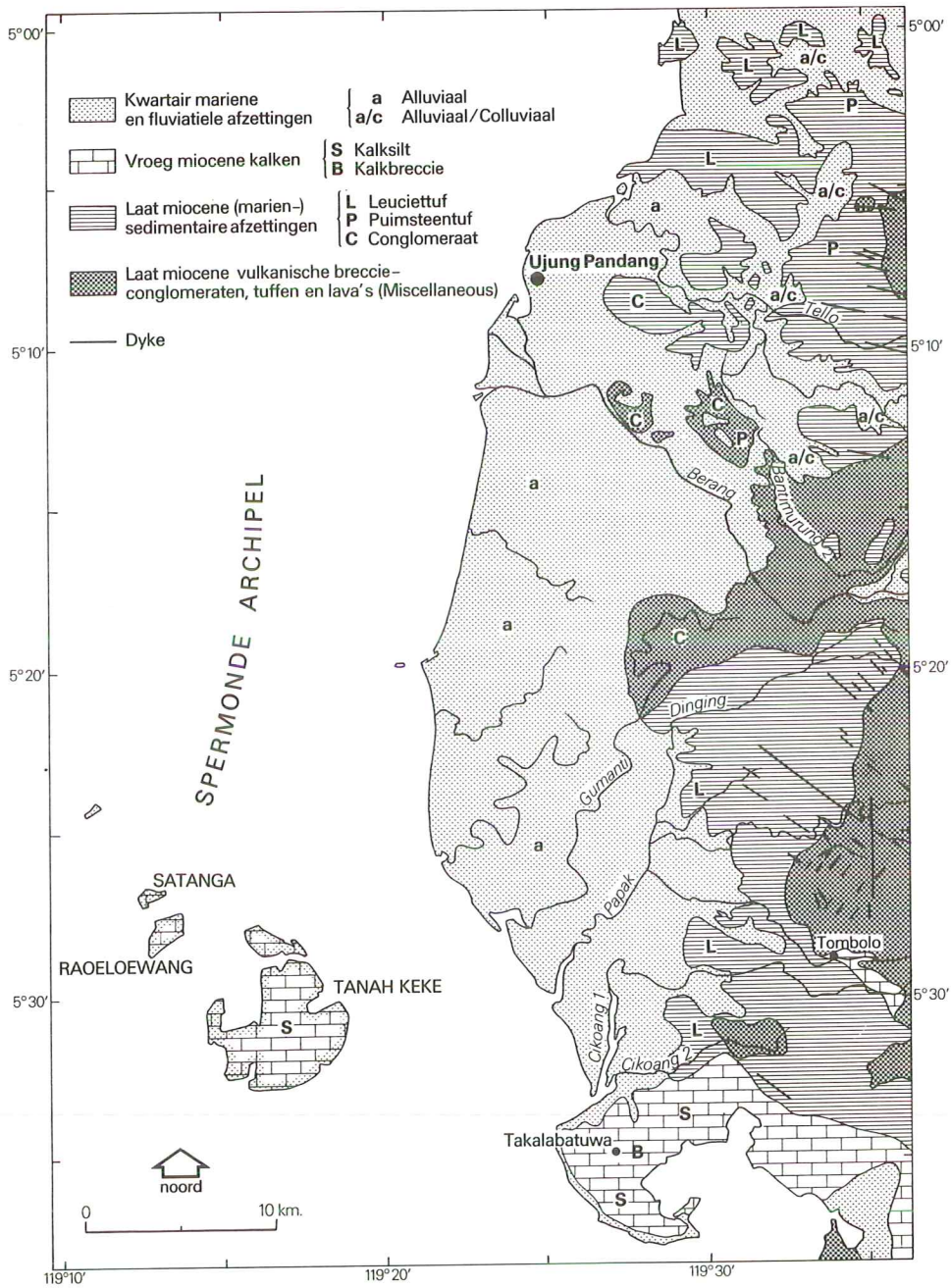
Op deze continentale afzettingen liggen carbonaatgesteenten en klastische gesteenten uit het Eoceen en Mioceen. De kalken van Maros behoren tot deze formatie.

Het vulkanisme moet in het Mioceen al een wijde verspreiding hebben gehad. De vroegste afzettingen zijn afkomstig van submariene vulkanen.

Het vulkanisme ging gepaard met of werd voorafgegaan door een sterke deformatie van de vroegste Tertiaire en oudere gesteenten.

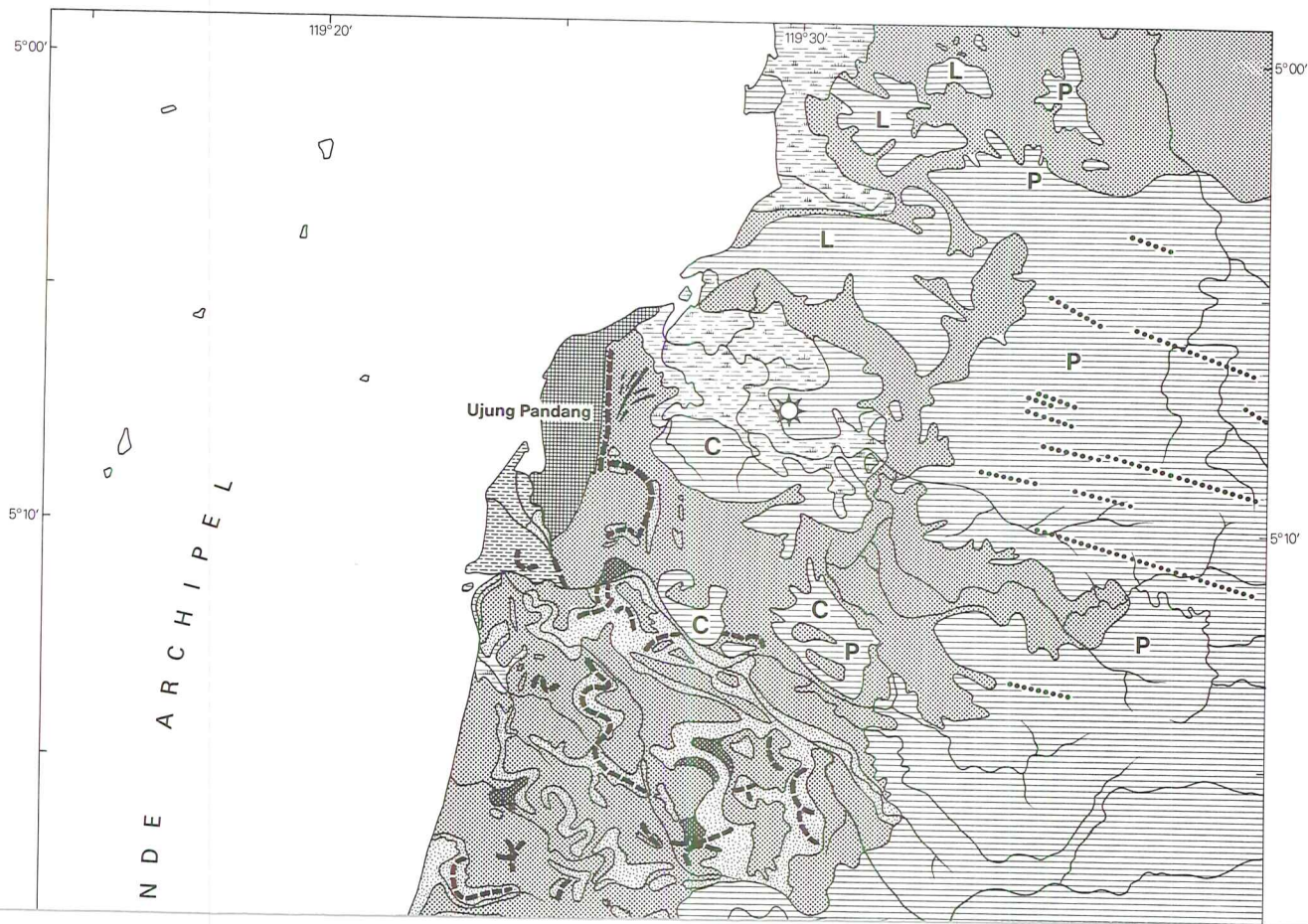
Naarmate de vulkanische activiteit voortschreed werden de afzettingen continentalere van karakter.

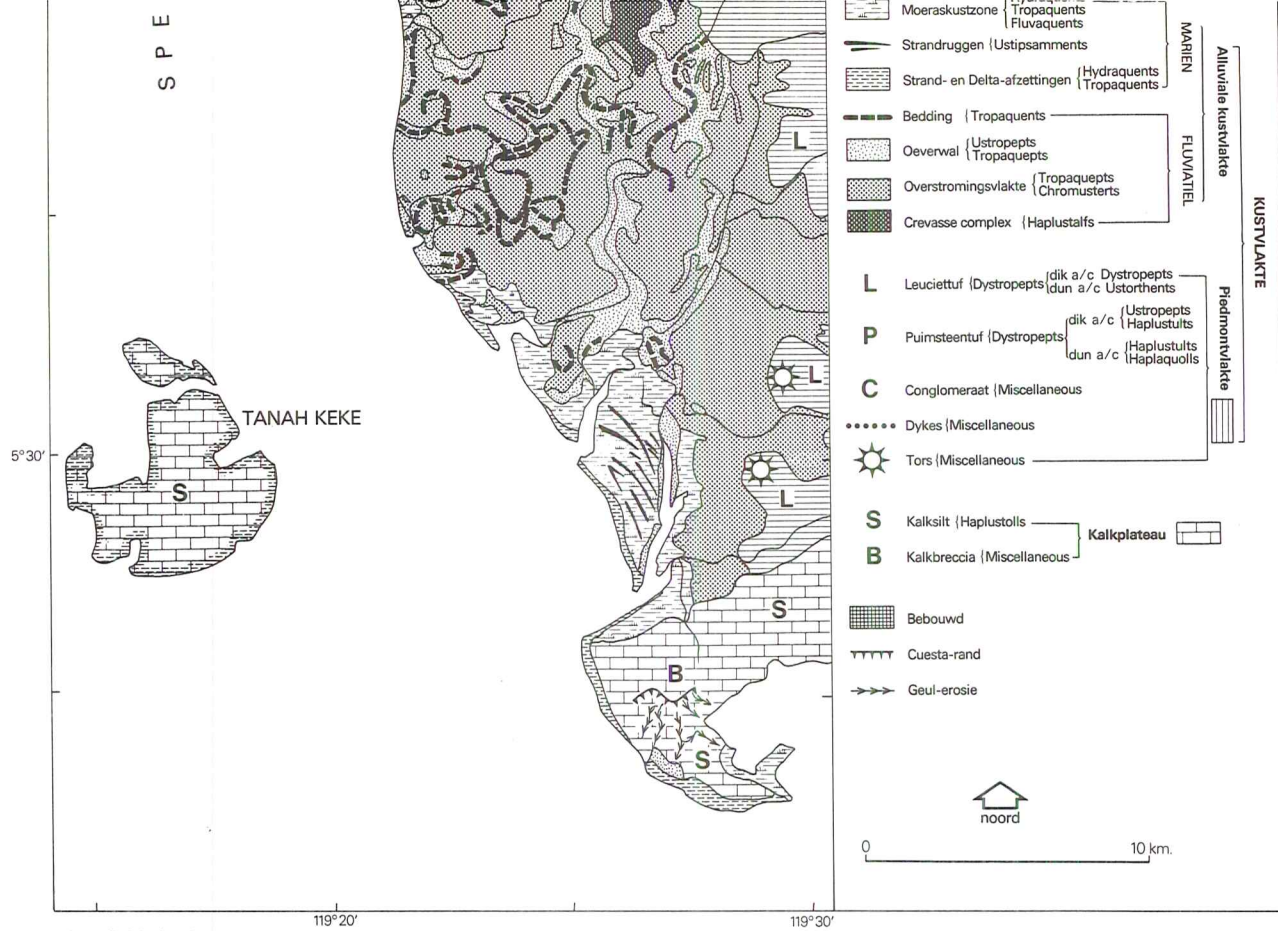
Het vulkanisme is tot in het Kwartair actief geweest. Intrusieve gesteenten, variërend van diabaas tot microdioriet zijn de Mioceen en oudere gesteenten ingedrongen (Plioceen/Pleistoceen). De verschillende tertiaire vulkanische afzettingen die in het onderzochte gebied dagzomen



Bron: gebaseerd op gegevens van Sukanto (1975)

fig. 3.4 Geologisch overzichtkaartje van het onderzoeksgebied





© Geografisch Instituut Utrecht

fig. 3.5 Geomorfologisch-bodemkundige overzichtkaart van het onderzoeksgebied

(leucietuff, puimsteentuf, conglomeraten, breccies en de in het Kwartair geremanieerde producten ervan) zullen later nog nader besproken worden. Voor de verspreiding van deze vulkanische afzettingen en de Kwartaire afzettingen wordt verwezen naar de geologische overzichtskaart (Fig. 3.4). Deze overzichtskaart is opgesteld naar Sukanto (1975). Veldwaarnemingen, luchtfoto's en de schaal van deze overzichtskaart maakten het mogelijk er enige detaillering in aan te brengen.

3.4 Geomorfologie

3.4.1 Algemeen

Het studiegebied met het achterland (zie ook de geomorfologisch-bodemkundige overzichtskaart Fig. 3.5) bestaat uit de volgende grote geomorfologische eenheden:

- het vulkaancomplex van de Lompo Batang; (valt buiten de overzichtskaart)
- de gedeeltelijk alluviaal/colluviaal verdrongen piedmontvlakte, het gepenepleneerde en weer versneden overgangsg gebied tussen het vulkaancomplex en de alluviale kustvlakte;
- de kalkgebieden van Takalabatuwa, Tomboło en Maros (deze laatste twee vallen buiten de overzichtskaart);
- de alluviale kustvlakte;
- het shelfgebied.

3.4.2 Het vulkaancomplex van Lompo Batang

Het vulkaancomplex is voor wat betreft haar algemene geomorfologie al besproken in hoofdstuk 3 par. 1.

Er is geen verder onderzoek naar gedaan.

3.4.3 De piedmontvlakte

Deze eenheid wordt gevormd door de in hoofdzaak Tertiaire vulkanische sedimentaire gesteenten. Ze zijn voor een groot deel in water afgezet. Sinds de afzetting heeft de piedmont perioden gekend van hernieuwde vulkanische activiteit, biostasie, orogenetische activiteit en rhexistase.

De foraminifereninhoud van de leucietuff geeft een Mioceen/Pliocene ouderdom aan (Sukanto 1975). De puimsteentuffen gaan lateraal over in de leucietuff.

Na een Pliocene opheffing, waarbij breuken ontstonden of oude werden gereactiveerd volgde een periode van rust, biostasie. De zwaktezones werden door intrusieve gesteenten ingenomen. Tijdens deze periode van biostasie gaf een diepe chemische verwerking aanleiding tot een dikke bodemvorming. Daar waar wisselende grondwaterstanden zich voordeden kon zich plintheit ontwikkelen. In het Vroeg-Kwartair ging de laatste vulkanische stuip trekking waarschijnlijk gepaard met enige opheffing. Een periode met heftige erosie volgde, mede veroorzaakt door erosiebasis wisselingen ten gevolge van de Pleistocene glacialen. Het gevolg was een

verdergaande denudatie met afwisselend hernieuwde oppervlakte erosie, versnijding, diepe chemische verwerking en bodemvorming. De jongste periode (Laat-Kwartair) is een periode van tectonische rust. Een hernieuwd aangrijpen van de verwerking op de blootgelegde intrusielichamen en de vulkanische sedimentaire gesteenten was het gevolg en vormde weer de basis voor nieuwe bodemontwikkeling. Wisselingen in locale alswel algemene erosiebases zorgden ervoor dat uiteindelijk de lager gelegen restheuvels en tors gedeeltelijk in alluviaal/colluviaal materiaal verdronken. Vooral de kleine bekkentjes in de wat hoger gelegen vlakten werden colluviaal opgevuld.

Aan de oostgrens van het studiegebied en middenstrooms van de Tello rivier en de Jene Berang komen grofconglomeratische piedmontafzettingen voor, waarschijnlijk van Miocene ouderdom. Ze zijn soms diep verweerd; onverweerde restheuvels (vergelijkbaar met tors) liggen gedeeltelijk begraven in de Miocene/Pliocene tuffen. De grofconglomeratische afzettingen bestaan uit middelmatig afgeronde harde massieve impermeabele vulkanische breccies en tufbreccies met middelmatig hoekige tot afgeronde andesitische breccies in een middelmatig fijnkorrelige tuf. De insluitels raken elkaar niet maar zijn volledig omringd door tuf. Dit zou kunnen duiden op een afzettingwijze in een met water verzadigde modderbrij (Reineck 1971).

3.4.4 De kalkgebieden van Takalabatuwa, Tombolo en Maros

Van deze kalkgebieden ligt dat van Maros niet in het studiegebied. De invloed, met name op de loop van de Bantimurung rivier is echter dermate groot dat er hier toch melding van gemaakt wordt. Dit kalkgebied is in het verleden al vele malen beschreven (zie hoofdstuk 2).

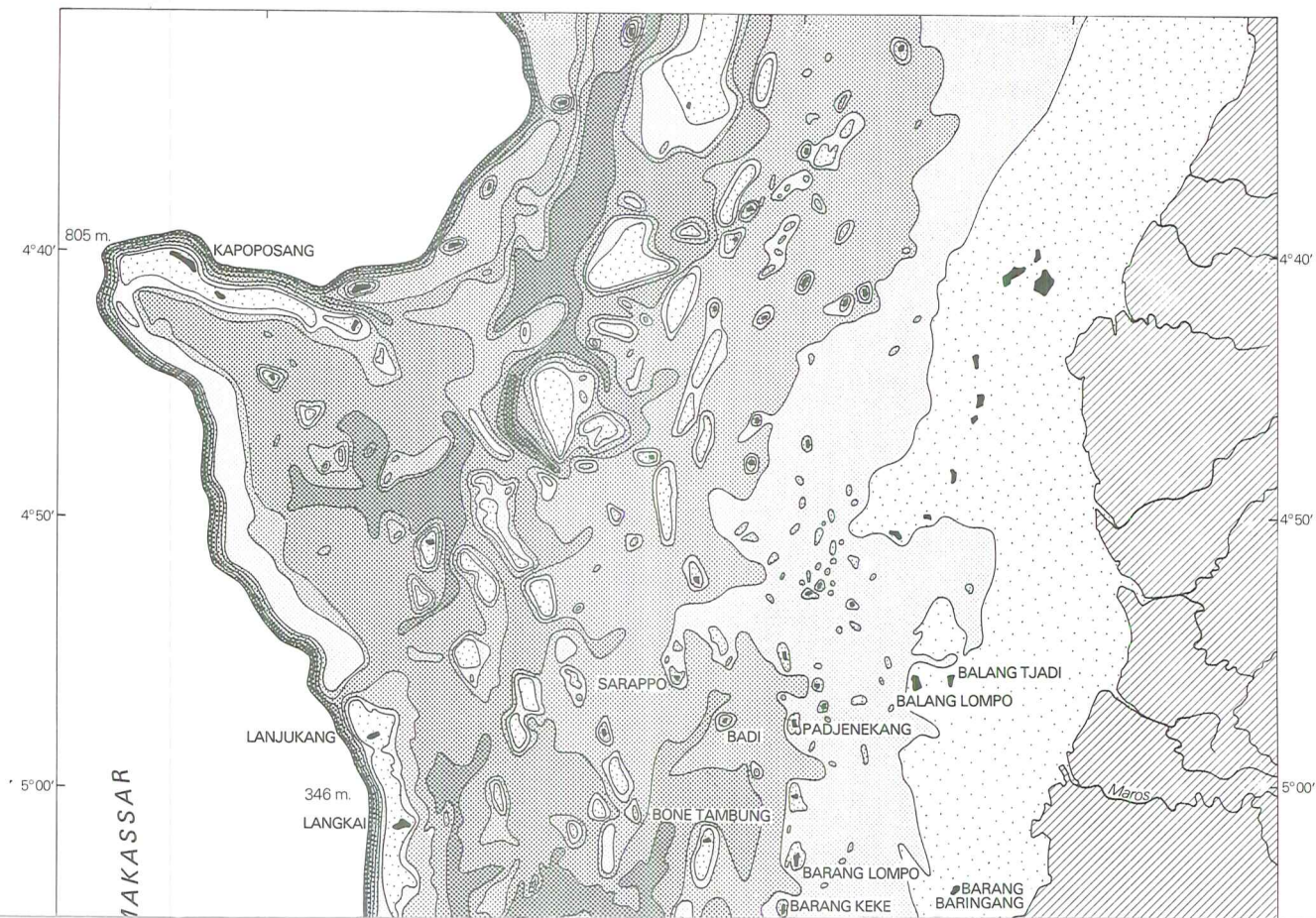
De immense kalkmogoten die vrijwel loodrecht opduiken uit het vlakke landschap zijn daarvoor ook indrukwekkend genoeg. De kalken hebben een Eocene tot Miocene ouderdom.

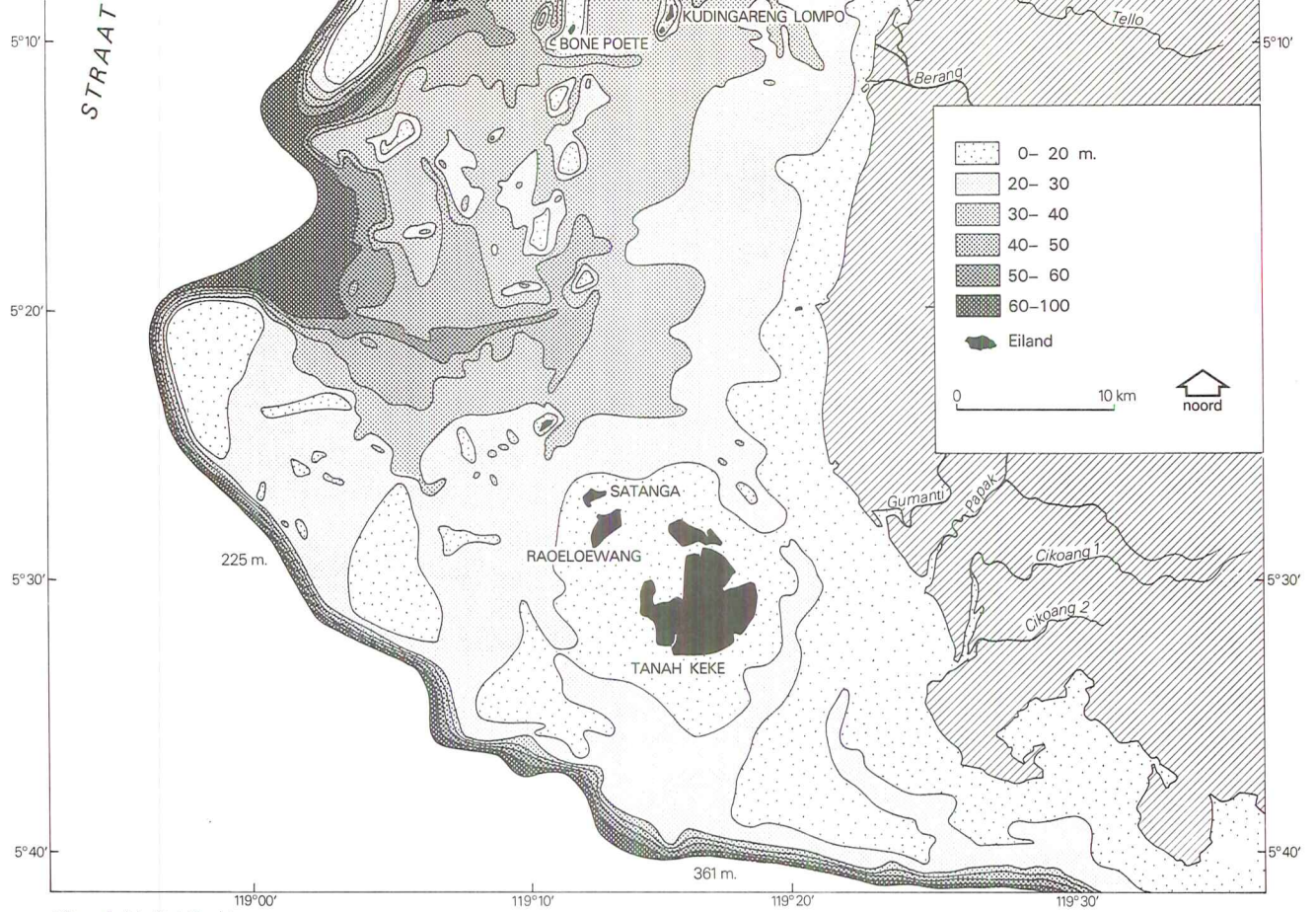
In het uiterste zuiden van het studiegebied ligt het kalkgebied van Takalabatuwa, het kalksiltplateau. De afdekkende kalkbreccie (zie hoofdstuk 3 par. 1) heeft aanleiding gegeven tot de vorming van een kleine cuesta. Ten noordoosten van Takalabatuwa ligt het kleine kalkgebied van Tombolo (alleen aangegeven in Fig. 3.4). De kalken van Takalabatuwa en Tombolo lijken tot dezelfde formatie te behoren. De kalkbreccie van Tombolo is iets grover ontwikkeld. De verkarsting is duidelijker en de kalk vertoont oplossingsgeultjes.

3.4.5 De alluviale kustvlakte

Het onderzochte deel van de alluviale kustvlakte is te verdelen in een mariene en een fluviatiele gedeelte. Het mariene deel is beperkt tot de mondingen en benedenlopen van de grotere rivieren. De kustlijn wordt bovendien onderbroken door een aantal kleine getijde-kreken.

De mariene afzettingen bestaan uit klei, vermengd met schelpfragmenten en meer zandige strand- en delta-afzettingen. Ook dikke schelpbanken komen voor. De mariene klei ten noorden van de Maros rivier, ligt gedeeltelijk op een venige klei. Het fluviatiele gedeelte van de kust-





© Geografisch Instituut Utrecht

fig. 3.6 Dieptekaart van de Spermonde Archipel

vlakte bestaat uit een complex van oude verlaten meanderende rivierbeddingen, hoger liggend dan de omgeving. Enkele huidige rivieren hebben de oude beddingen aangesneden en vervolgen deze verder.

Op de geomorfologisch-bodemkundige overzichtskaart staan de hoofdsystemen aangegeven als stroomruggen. Deze zijn verder te verdelen in oeverwallen en beddingen. Het tussen de stroomruggen liggende gedeelte van de overstromingsvlakte van de oude riviersystemen bestaat uit de kommen. De rivieren hebben zich vrij meanderend kunnen ontwikkelen waarbij het kon komen tot een doorbreken van de natuurlijke oeverwallen. Hierbij ontstonden crevasse afzettingen over de in textuur fijnere komgronden. Enkele van de grotere crevasse-complexen staan op de geomorfologisch-bodemkundige overzichtskaart aangegeven.

Ten noordoosten van Ujung Pandang steken restheuvels van de gepenepleneerde piedmontvlakte door het colluviale en alluviale dek van de kustvlakte heen.

De alluviale kustvlakte heeft een helling van 0 tot 3 graden en reikt tot een hoogte van ongeveer 18 meter boven huidig zeeniveau.

De huidige grote rivieren snijden zich achterwaarts in en kunnen in hun benedenloop steilranden hebben tot 4 meter. In de regentijd kan het water tijdens de "bandjirs" tot boven deze hoogte stijgen. In de benedenlopen zijn beneden de 8 tot 10 meter hoogte boven huidig zeeniveau geen rivierterrassen ontwikkeld behalve in de Jene Berang pal ten zuiden van Ujung Pandang (zie Voorbeeldgebied 2). Hier is recentelijk een terras ontstaan bij de laatste verlegging van de riviermond van de Jene Berang.

De kleine riviertjes liggen in de centrale gedeelten van de kommen en voeren in de droge tijd geen water. Ze zijn ingeschakeld in het irrigatiesysteem voor het transport van water naar droger gedeelten van de kustvlakte. Behalve dichtbij de kustlijn liggen de riviersystemen, door de uitgebreide waterregulering, vrijwel vast; van natuurlijke omstandigheden is geen sprake meer.

3.4.6 Het shelfgebied

De shelf, door Umbgrove (1930) ten onrechte de voortzetting van een Pleistoceen gradatievlak genoemd, strekt zich voor de kust uit vanaf 4 graden 17 minuten zuiderbreedte (Takalisi) tot 5 graden 40 minuten zuiderbreedte. Als begrenzing wordt hier de 100 meter dieptelijn aangehouden. Het noordelijk gedeelte van de shelf valt buiten de dieptekaart (zie Fig. 3.6).

De 100 meter isobaar die nabij Pare Pare dicht onder de kust ligt neemt ter hoogte van Takalisi een westelijke richting aan, vrijwel loodrecht op de kust om bij 119 graden 10 minuten oosterlengte met een aantal verspringingen zoals bij Kapoposong ongeveer parallel aan de kust te gaan lopen. Het grote diepteverschil (tot 800 meter) over een zeer korte afstand wijst erop dat de shelfrand door een breuk bepaald is. De talrijke ondiepten zijn riffen al of niet bekroond met een koraal-zandeiland. De koraalrifconcentratie bevindt zich vooral in het midden-gedeelte van de shelf.

De meest zuidelijke eilanden Tanah Keke, Satanga en Raoelawang zijn de

enige met een dagzomende continentale kern, bestaande uit een kalksilt. Deze kalksilt behoort waarschijnlijk tot dezelfde formatie zoals die wordt aangetroffen op Takalabatuwa en wellicht ook op Salayar (zie Fig. 1.1), waar de kalksilt evenwel tot op een hoogte van ongeveer 150 meter wordt aangetroffen.

Het submariene reliëf laat een aantal dalen zien die gezien hun dendritisch patroon subaerisch ontwikkeld lijken. Er is niet getracht deze dalen te koppelen aan bestaande riviersystemen op het land. De sheldalen vertonen namelijk eerder een relatie met de topografisch ondiepe gedeelten van de shelf. Op de ondiepe gedeelten van de shelf doet zich ook de eilandconcentratie voor. Vermoedelijk is dit ondiepe deel van de shelf een anticlinale voortzetting van een opwelling die ook op het land aanwezig lijkt te zijn.

Het is mogelijk dat deze anticlinale opwelling al in het Vroeg-Pleistoceen aanwezig was, zodat het te verwachten is dat de brongebieden van de rivieren behorende bij de nu submariene dalen op het shelfgedeelte van deze zuidoost-noordwest georiënteerde opwelling lagen.

In feite is de ondiepe zone waarop Tanah Keke ligt een aan deze opwelling min of meer parallel verlopende anticlinaal.

Hiertussen ingeklemd ligt een (synclinale ?) structuur die òf zeer steile flanken heeft òf door breuken begrensd wordt. Dit laatste is gezien de grote tectonische systemen op de zuidarm van Sulawesi zeer wel denkbaar. In dit deel van het onderzochte gebied heeft de leucietuf een dikte van minimaal 700 meter (Boring Makassar 1904). Bij deze en andere boringen (zie dwarsprofiel Fig. 6.1) is in de kustvlakte een alluviaal dek van ongeveer 20 meter doorboord.

Het zijn juist de 20 meter isobaar en de diepere isobaten die dezelfde ombuiging als bij Kapoposang vertonen. De ondiepere isobaten (niet aangegeven) lopen parallel aan de huidige kust.

De shelfbodem bestaat tot ongeveer de 15-20 meter dieptelijn uit kleiig terrigeen materiaal; het zijn sublitorale afzettingen.

3.5 De bodems

De wereldbodemkaart (F.A.O. en Unesco 1976) onderscheidt in de alluviale kustvlakten van zuidwest Sulawesi: Eutric Fluvisolen in associatie met Eutric Cambisolen met hierbij ingesloten Eutric Gleysolen en Pellic Vertisolen. Voor de piedmont is opgegeven: Chromic Luvisolen in associatie met Eutric Nitosolen met ingesloten Humic Andosolen en Lithosolen.

In hoofdstuk 7 zal blijken dat de onderzochte bodems in te passen zijn in de op de wereldbodemkaart aangegeven mogelijkheden.

De schaal van het onderzoek maakte het mogelijk enige detaillering aan te brengen. De bodems zijn geclassificeerd volgens de U.S.D.A. Soil Taxonomy (1975).

Omdat de aard van het moedermateriaal en de drainage mogelijkheden in het onderzochte gebied in hoge mate de bodemontwikkeling bepalen is het niet verwonderlijk dat de begrenzing van de bodemtypen voor een groot deel samenvalt met de grenzen van de geologische en geomorfologische eenheden.

Om die reden was het mogelijk op "Great group-niveau" (U.S.D.A. 1975) op de geomorfologische overzichtkaart met behulp van een dubbele legenda de bodemgeografie weer te geven.

4.1 Algemeen

De energie die nodig is voor het laten verlopen van geomorfologische processen wordt ondermeer geleverd door de potentiële energie opgeslagen in het energietransporterend medium, het rivierwater.

Het zeeniveau fungeert hierbij als ondergrens en wordt daarom wel als de algemene erosiebasis beschouwd.

Bovendien is het zeeniveau de bovengrens van mogelijke koraalgroei. De erosieve en (bio-)accumulatieve processen die verantwoordelijk zijn voor de opbouw van de koraalrifcomplexen en de kustvlakte hebben dus direct of indirect met de stand van de zeespiegel te maken.

De door de huidige processen ontstane reliëf-vormen kunnen horen bij de huidige zeespiegelstand of zijn aanpassingen aan die stand.

Andere vormen zijn relictten behorende bij een zeespiegelstand uit het verleden. Ze kunnen al of niet gedeformeerd zijn.

De relictten kunnen zowel boven als onder huidig zeeniveau liggen. Voor het begrijpen van de koraalrifmorfologie alswel het reliëf en de respectievelijke morfogenese is het daarom van belang het verloop van de zeespiegelstand te achterhalen.

In het navolgende is op de factoren die de zeespiegelstand bepalen en het gedrag van de zeespiegel in het postglaciaal ingegaan.

Met behulp van een aantal C-14 dateringen en morfologische informatie is vervolgens het verloop van de zeespiegelstand van Zuidwest Sulawesi nagegaan.

4.2 Factoren die de stand van de zeespiegel bepalen

Er zijn verschillende factoren die de stand van de zeespiegel bepalen. Flint (1971) geeft de volgende factoren die veranderingen hierin kunnen veroorzaken:

- relatieve zeespiegelveranderingen:
 - korstbewegingen met betrekking tot een bepaalde kust, deze bewegingen kunnen tectonisch of isostatisch zijn;
 - compactie van sediment, met name veen;
- absolute zeespiegelveranderingen:
 - korstbewegingen beneden de zee (tectonisch of isostatisch), waardoor veranderingen van het volume van oceanbekken;
 - sedimentatie in zee;
 - de vorming van vulkanische lichamen in zee;
 - bijdrage van juveniel water aan de zee;
 - wateruitwisseling tussen land en zee met betrekking tot gletsjers en meren;
 - het langzaam overvloeien van kleine zeeën in grote oceanen.

De absolute zeespiegelbewegingen zijn eustatisch van aard.

Van de eustatische factoren is die welke veroorzaakt wordt door het aangroeien of afsmelten van het landijs het belangrijkste, zij wordt wel de glaciale eustasie genoemd.

Korstbewegingen beneden de zee veroorzaken tectono-eustatische bewe-

gingen maar ook glacio-isostatische bewegingen spelen bij deze factor een rol. Door het afsmelten van het landijs wordt namelijk het gravitatie evenwicht verstoord. Door massa verplaatsingen in de aarde wordt getracht het gravitatie evenwicht te herstellen. Het gevolg is dat in gebieden waar de ijsmassa's verdwenen zijn het land zal stijgen terwijl in de omringende gebieden het land - waaronder delen van de oceanobodem - zal dalen. Het toegenomen oceanwatervolume zorgt bovendien voor een grotere druk op de oceanobodem. Ook dit levert daling van de bodem op, hydro-isostasie.

Walcott (1972) toonde aan dat dit effect op de oceanobodem tot op grote afstanden van de eens vergletsjerde gebieden merkbaar is (zie ook Cathles 1975).

Het is moeilijk de door locale korstbewegingen veroorzaakte relatieve zeespiegelverandering te onderscheiden van de wereldwijde (= eustatische) zeespiegelverandering ofwel de verandering in afstand van het oceanoppervlak op een bepaald punt tot het centrum van de aarde. Gegevens over de huidige stand van het oceanoppervlak, het gemiddelde zeeniveau (doorgaans het gemiddelde over 19 jaar), worden echter niet verkregen door metingen ten opzichte van het centrum van de aarde, maar door vergelijking en meting ten opzichte van een punt op het land. Zij geven dus in feite informatie over de hoogteligging van de kustlijn ten opzichte van dit referentiepunt op het land.

Anders gezegd, dergelijke metingen geven meer informatie over de kust, de begrenzing van de oceanwatermassa, dan over het werkelijke oceanoppervlak.

Over het algemeen vormt dit geen bezwaar, dat was zeker vroeger niet het geval toen men dacht dat het werkelijke oceanoppervlak een regelmatige ellipsoïde was. Sedert gebruik gemaakt kan worden van satellieten om het equipotentiaalvlak van het zwaartekrachtveld van de aarde te bepalen is echter meer over het werkelijk oceanoppervlak (de geodetische zeespiegel) bekend.

Het oceanoppervlak blijkt ten opzichte van de ellipsoïde "heuvels en dalen" te vertonen met hoogteverschillen van enkele tientallen meters. (Smithsonian Standard Earth III, Gaposchkin 1973).

De opgegeven standaard-deviatie van de Smithsonian Standard Earth III bedraagt 3 meter.

Omdat de factoren die de zwaartekracht bepalen en daarmee de configuratie van de geoïde, niet als constant in de tijd beschouwd mogen worden geeft dit een geheel nieuwe ingang voor het verklaren van zeespiegelveranderingen (vooral kleinere) in het verleden.

De door Flint genoemde factoren hebben alleen een verticale component terwijl door veranderingen in de geoïde ook een horizontale component wordt ingevoerd met als mogelijk gevolg: "changes in ocean-level distributions", geoïdale eustasie (Mörner 1976).

Deze horizontale component zou de "heuvels en dalen" over het oceanoppervlak laten "wandelen". Omdat de hierdoor veroorzaakte veranderingen in grootte en tijd niet over de gehele wereld gelijk zijn heeft het door E. Suess geïntroduceerde begrip "eustasie" als gevolg van de wetenschappelijke vooruitgang haar betekenis verloren.

Om die reden stelde Mörner (1980) de volgende definitie voor eustasie voor:

"Ocean-level changes, regardless of causation and implying vertical (global and local) movements of the ocean surface at a particular point"

De ingeburgerde term "eustasie" is dan eigenlijk alleen nog bruikbaar in combinatie met de aanduiding glaciële, tectono- en geotdale of elke andere toevoeging die een causaliteit aangeeft.

Mörner (1976) duidt erop dat de Holocene zeespiegel beïnvloed lijkt te zijn door twee "typen" geotdale veranderingen:

1. een cyclische geotdale verandering die de grootte en de geografische positie van het geotde-reliëf beïnvloedt (orde van duur meer dan 1000 jaar);
2. kortdurende geotdale verandering die de grootte van de trans- en regressies bepaalt (orde van duur 100 tot 1000 jaar).

De overige door Flint genoemde factoren hebben slechts een klein effect. Er zal hier niet verder op worden ingegaan.

Het individuele effect van elke genoemde factor is door interacties moeilijk te bepalen, het gecombineerde effect bepaalt de geodetische zeespiegel.

4.3 De postglaciële zeespiegelstijging sinds 18.000 BP

Door een beter inzicht in de factoren die een zeespiegel bepalen en de geofysische achtergronden ervan was het aan Peltier (1974) en Clark, Farrell en Peltier (1978) mogelijk een model op te stellen om op die manier de relatieve zeespiegel op een willekeurig punt op aarde voor elk willekeurig postglaciëel (sinds 18.000 BP) tijdstip te berekenen. In het model wordt rekening gehouden met de interacties bij een aangenomen glaciële geschiedenis en rheologische eigenschappen van de aarde.

Er wordt dus wel rekening gehouden met veranderingen in de geotde, maar niet alle door Mörner (1980) genoemde factoren (astronomische, cyclische veranderingen) die van invloed zijn op de zwaartekracht zijn verwerkt.

Gezien de eenvoud van het model en de afhankelijkheid van onder andere de glaciële geschiedenis die niet voor elke locatie op de aarde even goed bekend is, is het opmerkelijk hoe hun uitkomsten de verschillen in de mondiaal opgestelde maar geografisch verspreide zeespiegelcurven lijken te verklaren.

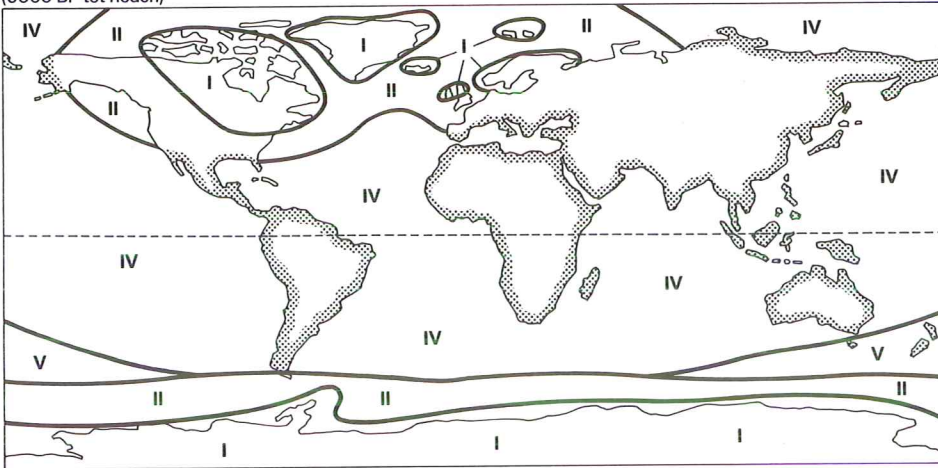
Eens te meer geven hun uitkomsten aan dat het niet mogelijk is één mondiaal geldende curve op te stellen.

Daar in het model alleen het afsmelten van het poolijs op het noordelijk halfrond betrokken werd hebben Clark en Lingle (1979) vervolgens eenzelfde berekening uitgevoerd, waarbij ook rekening werd gehouden met het afsmelten van ijs op Antarctica.

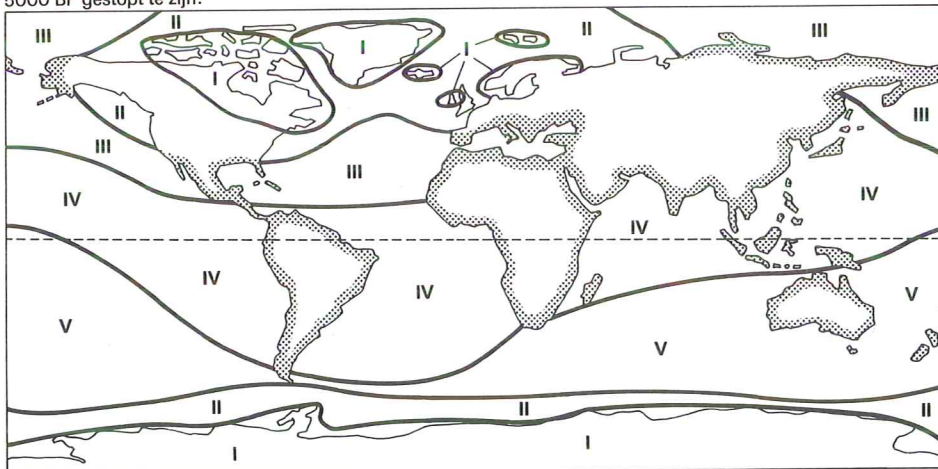
De glaciële geschiedenis van Antarctica is echter slecht bekend en onze kennis dienaangaande berust op een gering aantal gegevens. Vergelijking van de voorspelde stijging met het gering aantal veldwaarnemingen versterkt het idee dat Antarctica 18.000 jaar geleden een grotere ijsbedekking heeft gekend dan nu het geval is en dat deze langzaam en geleidelijk is afgesmolten (Clark en Lingle 1979).

In het model dat alleen het afsmelten van het noordelijk ijs beschouwt is de daarbij behorende stijging 75,6 meter.

Een gecombineerd afsmelten van het ijs op het noordelijk halfrond volgens Clark et al. (1978) en een exponentiële afsmeltingsgeschiedenis voor Antarctica. Het noordelijk afsmelten wordt gedacht 5000 BP te stoppen maar de glacio-eustatische stijging ten gevolge van een doorgaande afsmelting van Antarctica is 0,7 meter. (5000 BP tot heden)



Een gecombineerd afsmelten van het ijs op het noordelijk halfrond volgens Clark et al. (1978) en een lineaire afsmeltingsgeschiedenis voor Antarctica. Het noordelijk zowel als het zuidelijk afsmelten wordt gedacht 5000 BP gestopt te zijn.



▨ = VI

Voor zonering zie tekst

Bron: Clark & Lingle (1979)

fig. 4.1 Zones met vergelijkbare zeespiegelbewegingen

In het gecombineerde model wordt de stijging door Antarctisch smeltwater op 25 meter geschat wat neerkomt op een totale stijging sinds 18.000 BP van ongeveer 100 meter.

Over de exacte stijging bestaat geen zekerheid. Door de lineariteit in het model echter kan het effect van iedere andere stijging direct doorberekend worden; dit geldt ook voor ieder ander aandeel van het Antarctische smeltwater in de postglaciale stijging.

In Fig. 4.1 zijn voor twee mogelijke uitgangssituaties met betrekking tot het afsmelten van het ijs op Antarctica de verschillende zones aangegeven met vergelijkbare zeespiegelbewegingen (Clark en Lingle 1979).

Clark en Lingle onderscheiden de volgende zones:

- I Glaciated areas, emergence;
- II Collapsing Forebulge, submergence;
- III Time dependent emergence; initial submergence followed by slight emergence commencing several 1000 y. subsequent to the melting event;
- IV Oceanic submergence;
- V Oceanic emergence;
- VI Continental shorelines except those adjacent to II emergence despite an assumed constant oceanvolume.

De voornaamste conclusie van Clark en Lingle volgt rechtstreeks uit de vergelijking van Figuur 4.1a en Figuur 4.1b en werd door hen in hun samenvatting als volgt verwoord:

"If as little as 0,7 m. of this 25 meter rise (het Antarctisch aandeel) occurred between 5000 y BP and the present, few mid-oceanic islands would emerge. If the Antarctic Ice sheet attained its present dimensions by 6000 y BP, however, and if the volume of the ocean has remained constant for the past 5000 years, numerous islands throughout the Southern Hemisphere would emerge. It is suggested that a thorough study of Pacific islands, believed by some to have slightly emerged shorelines of holocene age, would yield useful information about ocean volume changes during the past 5000 years, and hence on the glacial history of the Antarctic Ice Sheet" (Clark en Lingle 1979).

(0,7 meter is de glaciale eustatische stijging die het gevolg is van het geleidelijk afsmelten van het ijs op Antarctica sinds 5000 BP. Dit getal volgt uit hun berekening voor een exponentiële afsmeltingsgeschiedenis).

De voorspelde zones lijken goed in overeenstemming te zijn met de bestaande veldgegevens en met de door Newman et al. (1980) uitgevoerde "trend surface analysis" van 768 C-14 dateringen.

Het is echter nog te vroeg om te kiezen voor een van de mogelijke afsmeltingsgeschiedenissen en dus tussen de zoneringen die zijn weergegeven in respectievelijk Fig. 4.1a en Fig. 4.1b.

Verdere verbeteringen in het model voor wat betreft viscositeit en dichtheid van de aarde zullen resulteren in andere zeeniveau voorspellingen en zullen een nadere verfijning van het model mogelijk maken. Bestudering van lokaal opgestelde zeespiegelcurven over de gehele wereld zal uiteindelijk inzicht moeten geven in het verloop van de postglaciale zeespiegelstijgingen en daarmee, zoals Clark en Lingle (1979) aangeven, de juistheid van de gebruikte glaciale geschiedenissen toetsbaar maken.

Eén conclusie mocht al getrokken worden:

Door deglaciatie en de daardoor veroorzaakte isostatische aanpassing gecombineerd met de mogelijke veranderingen in de tijd van de geodetische zeespiegel is het niet mogelijk één mondiaal geldende zeespiegelcurve op te stellen. Dit is van betekenis bij de vergelijking van gegevens uit "stabiele" en "instabiele" gebieden. Omdat de lokale tectoniek het interpreteren van zeespiegelcurven bemoeilijkt werden vroeger tectonisch stabiel geachte gebieden gebruikt voor het opstellen van de curven waaraan dan vervolgens een mondiale geldigheid gegeven werd.

De curven opgesteld voor gebieden die niet tectonisch stabiel geacht werden zouden dan behalve de glaciële eustasie ook de mate van tectonische deformatie aangeven. Deze laatste zou door vergelijking met krommen uit "stabiele" gebieden kunnen worden afgeleid (zie onder andere Tjia 1972).

Het zal echter moeilijk blijven ook in lokaal opgestelde curven lokale effecten (tectoniek, compactie) en vrijwel niet te vermijden fouten (systematische fouten, meetfouten, interpretatiefouten) te onderscheiden van de werkelijke zeespiegelstijging.

Het lijkt daarom zinvol in een groot gebied op verschillende locaties het verloop van de zeespiegel na te gaan om:

- een algemene trend van het zeespiegelverloop te destilleren. Als die is vastgesteld kunnen de lokale veranderingen onderkend worden.
- de trend van het zeespiegelverloop te toetsen aan de berekende curven (via het model van Clark en Lingle) voor die locatie.

Een dergelijk onderzoek zou uit kunnen wijzen of kleine Holocene zeespiegelfluctuaties mede of zelfs alleen maar het gevolg zijn van de door Mörner (1976) genoemde kortdurende geoidale veranderingen. Er zou dan tussen de geografisch verspreide curven een fase-verschuiving te zien moeten zijn.

De opgestelde curve voor Zuidwest Sulawesi kan een aanzet vormen tot de oplossing van dit probleem.

4.4 De Holocene zeespiegelbeweging in Zuidwest Sulawesi

4.4.1 Algemeen

De door Clark en Lingle (1979) voorspelde zone VI is door Stoddart (1971) al genoemd "the emerged beaches that ring the Indian Ocean". De bewijzen voor hogere Holocene zeespiegelstanden in het Zuid Pacific gebied, zone V, werden onder andere aangedragen door Russell (1961). Sedert Daly (1920) melding maakte van duidelijk boven zeeniveau liggende mariene terrassen, die hij als Holocene beschouwde, zijn zijn waarnemingen in later jaren ook in het Indo-Pacific gebied door vele onderzoekers bevestigd (Van Tuyn 1932; Kuenen 1933, 1950, 1955; Umbgrove 1947; Fairbridge 1961; Tjia 1965; dit proefschrift).

De mariene terrassen tot op een hoogte van ongeveer +10 meter worden in navolging van Kuenen (1955) "Daly-levels" genoemd.

Ten aanzien van de ouderdom van de kustmorfologische verschijnselen die de hogere zeespiegelstanden aangeven konden na de intrede van C-14 methode nauwkeurigere vaststellingen worden gedaan (Fairbridge 1961, Australische Westkust, mondiaal; Tjia 1972, Indonesië, Maleisië).

De aanwijzingen voor hogere Holocene zeespiegelstanden zijn uniform en

zo groot in aantal en komen uit een zo groot gebied dat lokale tectonische invloeden niet verantwoordelijk gesteld mogen worden voor het ontstaan ervan (Daly (1920), Kuenen (1933), Fairbridge (1961), Tjia (1965)).

4.4.2 De betrouwbaarheid van een zeespiegelcurve

De betrouwbaarheid van een relatieve zeespiegelcurve hangt af van:

- a. de nauwkeurigheid van de opgegeven hoogten ten opzichte van een gekozen referentieniveau;
- b. de indicatorische waarde van de gedateerde monsters voor een zeespiegelstand;
- c. de nauwkeurigheid en betrouwbaarheid van de dateringen.

Ad. a.

De nauwkeurigheid van de opgegeven hoogten ten opzichte van het referentieniveau.

Bij het onderzoek van "Daly-levels" in Zuidwest Sulawesi is de gemiddelde hoogwaterlijn als referentieniveau gekozen.

De hoogwaterlijn is in het veld het gemakkelijkst te herkennen, namelijk aan de zone tot waar materiaal op het strand gebracht wordt, de swashzone. De hoogteligging van het midden van de swashzone is beschouwd als de gemiddelde hoogwaterlijn.

Alle bemonsterde locaties zijn ingemeten ten opzichte van de gemiddelde hoogwaterlijn of een triangulatiepunt door middel van optische waterpassingen, behalve locatie Tabanga (barometrisch) en Maros (hier was een gedetailleerde hoogtekaart aanwezig).

Om de te maken curve te relateren aan gemiddeld zeeniveau moest van de desbetreffende punten 56 cm afgetrokken worden, zijnde de helft van het verschil tussen gemiddeld laag- en gemiddeld hoogwater (mondelijke mededeling havenmeester, Ujung Pandang).

Hiermee wordt een mogelijke fout geïntroduceerd omdat door lokale effecten bijvoorbeeld stuwving, de getijden versterkt of verzwakt kunnen worden. Controle met behulp van een aantal triangulatiepunten (Ujung Pandang is voor deze punten het uitgangspunt) geeft inderdaad een verschil (hoofdstuk 4 par. 3.3) dat moet worden toegeschreven aan die stuwvingseffecten, met name in de baai van Laikang. Het getal van 56 cm bleek over het algemeen in de goede orde van grootte te liggen.

Ad. b.

De indicatorische waarde van de gedateerde monsters voor een zeespiegelstand.

Niet alle gedateerde monsters hebben eenzelfde relatie tot de zeespiegelstand en daarmee geen constante indicatorische waarde.

- Zo kunnen oesters voorkomen tot op de hoogwaterlijn. Indien oesters in groeipositie worden gevonden op een "fossiele" hoogwaterlijn levert hoogteligging en datering van de oesters de hoogst mogelijke zeespiegelstand op dat tijdstip.

Niet altijd is het vast te stellen of de fossiele oesters werkelijk op of nabij de hoogwaterlijn geleefd hebben.

Zijn er geen aanvullende gegevens beschikbaar dan moet de gevonden hoogte als een minimaal mogelijke zeespiegelstand geïnterpreteerd worden.

- Strikt genomen is de relatie tussen het fossiele koraal en de bijbehorende zeespiegelstand uitgedrukt in meters even groot als de zone waarin de koraalgroei mogelijk is, 0-50 meter beneden de zeespiegel. Koraal dat aan het oppervlak groeit kan - zoals bij extreem laag tij - korte perioden van droogvallen doorstaan en zou daarbij een gemiddelde zeespiegelstand kunnen aangeven.
Het zal echter altijd moeilijk zijn om vast te stellen waarom het koraal is afgestorven en het is het moment van afsterven dat door middel van de C-14 bepaling wordt achterhaald.
Wanneer het koraal gedetermineerd kan worden en tot een specifieke soort blijkt te behoren met een kleine verticale spreiding kan een hoogst mogelijke zeespiegelstand nader bepaald worden. Indien geen aanvullende informatie aanwezig is geeft de hoogteligging een stand van de zee aan (behorende bij die ouderdom) die in elk geval niet lager was dan de gevonden hoogteligging.
- Beachcrock is, omdat het gevormd wordt in de zone tussen eb- en vloedstand, een goede indicator voor relatieve zeespiegelstanden. Datering met behulp van de C-14 methode geeft echter niet de ouderdom van de verkitting die een zeespiegelstand vastlegt maar de ouderdom van het strandmateriaal.
- Een strand zal, doordat het een helling bezit een zekere verticale afstand omvatten. Het terrasmateriaal van mariene accumulatie-terrassen zal daardoor in een brede zone zijn afgezet met een grote horizontale en verticale spreiding. De relatie met een (paleo-) zeespiegel hangt sterk af van de vroegere locale omstandigheden. Datering van de in het terrasmateriaal voorkomende schelpen geven het moment weer van afsterven van het schaaldier en niet noodzakelijkerwijs het moment van afzetting.
Indien de twee kleppen van de bivalven nog aan elkaar vast zitten zullen de schelpen weinig transport ondergaan hebben en is de datering betrouwbaar.
Het niet onderkennen van mogelijke herdistributie van materiaal kan tot grote interpretatie fouten leiden.
- Veen, hoewel heel geschikt voor C-14 datering, kan sterk onderhevig zijn geweest aan inklinking en is gevoelig voor druk (compactie) waardoor elke hoogteligging kritisch bekeken moet worden.

Ad.c.

Nauwkeurigheid en betrouwbaarheid van de dateringen.

De nauwkeurigheid van de datering wordt bepaald door de fysische meetnauwkeurigheid. Hierop wordt niet ingegaan. De betrouwbaarheid is afhankelijk van de aard van het monster.

Organisch materiaal is in het algemeen minder gevoelig voor contaminatie dan materiaal dat uit carbonaten bestaat. Wanneer het monster allochtoon koolstof bevat en er geen sprake meer is van een gesloten systeem, spreekt men van contaminatie. Dit kan gebeuren door bijvoorbeeld een vermenging van het te dateren monster met ouder of jonger materiaal,

door koolstofuitwisseling direct met de atmosfeer of circulerend grondwater of door rekristallisatie van aragoniet naar calciet.

De hieronder opgegeven C-14 resultaten zijn ouderdommen, die gecorrigeerd zijn voor $13C/12C$ ($\delta 13C = -25\%$).

In het geval dat het om mariene kalken gaat is er 400 jaar van afgetrokken in verband met de schijnbare ouderdom van het zeewater.

De zo verkregen waarden staan tussen haakjes vermeld en zijn bovendien voorzien van een asterisk.

4.4.3 De constructie van de zeespiegelcurve

De dateringen zijn aangegeven in tabel 4.1.

Voor de locatie wordt verwezen naar de overzichtskaart Fig. 1.2, voor een aantal situatieschetsen naar Fig. 4.2 en Fig. 4.3.

De dateringen zijn uitgezet in een tijd-hoogte diagram (Fig. 4.4).

Voor elk meetpunt is nagegaan wat de indicatorische waarde voor een zeespiegelstand is in de zin van hoger of lager dan de hoogteligging van dat meetpunt. Dit is aangegeven door middel van verticale pijlen.

Vervolgens is nagegaan of er morfologische informatie aanwezig is die gebruikt kan worden bij de bepaling van een vroegere zeespiegelstand. Hierbij is rekening gehouden met het feit dat een datering niet noodzakelijk een ouderdom geeft die overeenkomt met de ouderdom van het ontstaan van de reliëfvorm. Dit is aangegeven door middel van horizontale pijlen.

Door de indicatorische waarden en de morfologische informatie te combineren is het mogelijk het zeespiegelverloop te benaderen. Door de foutenmarge in de meetpunten is het tekenen van een gedetailleerde curve op grond van de thans beschikbare dateringen eigenlijk nog niet mogelijk wat inhoudt dat uit het diagram geen exacte waarden afgelezen mogen worden. Wel is de algemene trend in het Holocene zeespiegelverloop voor Zuidwest Sulawesi eruit te destilleren.

In het diagram zijn twee waarnemingen van Tjia (1972) bijgevoegd (no. 23 en 24). Zijn locatie beschrijving is "near Pangkadjene". Bij veldcontrole blijkt dat de door Tjia (1972) beschreven punten overeenkomen met de locatie Pamaroang (zie no. 9 en 19). De (geschatte) hoogte van de door Tjia (1972) gebruikte punten bleek 1 meter te hoog te zijn. De hoogteligging van de punten is na nauwkeurige meting gecorrigeerd.

De morfologische informatie die gebruikt is bij de bepaling van vroegere zeespiegelstanden bestaat uit:

- informatie uit de hoogteligging van brandingsnissen;
- informatie uit de hoogteligging van abrasievlak-relicten. Alleen laagst mogelijke zeespiegelstanden zijn hieruit af te leiden;
- informatie uit de hoogteligging, hoogte en vorm van mariene terrassen en schelpaccumulaties.

Brandingsnissen

Op verscheidene plaatsen langs de kust van de zuidarm van Sulawesi komen brandingsnissen voor met onderling overeenkomstige hoogten boven het gemiddelde zeeniveau. Hieronder vallen de brandingsnissen bij Pamaroang

tabel 4.1 Ouderdomsdateringen

1.	Tanah Keke	3775 ± 40 BP (3375 BP) (GrN-9883) hoogte 95-110 cm AMSL (Above Mean Sea Level) koraal in groeipositie met geabradeerd topvlak.
2.	O. Pepe	3870 ± 40 BP (3470 BP) (GrN-9884) hoogte 100-125 cm AMSL koraal in groeipositie met geabradeerd topvlak.
3.	Talakaya	2345 ± 30 BP (1945 BP) (GrN-9885) hoogte 92 cm AMSL schelpen uit marien accumulatieteras (102-142 cm AMSL).
4.	Puntondo	420 ± 60 BP (recent) (GrN-10558) "kitchen-deposit", schelpen van een soort, het punt is mede gezien de hoogteligging (± 300 cm) niet opgenomen in de curve, het geeft mogelijk de schijnbare ouderdom van het oceaانwater aan.
5.	Puntondo	1115 ± 45 BP (715 BP) (GrN-10559) hoogte 143 cm AMSL schelpen uit marien accumulatie-terras (169-144 cm AMSL).
6.	Puntondo	1430 ± 60 BP (1030 BP) (GrN-10560) hoogte 152 cm AMSL. schelpen uit marien accumulatie-terras (144-224 cm AMSL).
7.	Puntondo	6150 ± 90 BP (5750 BP) (GrN-10561) hoogte 0 cm AMSL koraal in groeipositie met geabradeerd topvlak.
8.	Puntondo	4380 ± 80 BP (3980 BP) (GrN-10562) hoogte 131 cm AMSL verkitte strandaccumulatie (beachrock) (67-206 cm AMSL).
9.	Pamaroang	4110 ± 70 BP (3710 BP) (GrN-10563) hoogte 180-185 cm AMSL schelpen uit begraven strandaccumulatie.
10.	Pangalagak	1820 ± 60 BP (1420 BP) (GrN-10564) hoogte 100-140 cm AMSL schelpen uit strandaccumulatie, groeve.
11.	Patene	1920 ± 60 BP (1520 BP) (GrN-10565) hoogte 200 cm AMSL schelpen uit strandaccumulatie (135-220 cm AMSL).

12. Samalona 5050 \pm 100 BP (4650 BP) (GrN-10566)
 hoogte 0 cm AMSL
 koraal in groeipositie, met geabradeerd topvlak.
13. Tekolabua 905 \pm 50 BP (GrN-10491)
 hoogte 110 cm AMSL
 venige klei, begraven mangrove ?
14. Tekolabua 6840 \pm 100 BP (GrN-10492)
 hoogte -60 cm AMSL
 venige klei, begraven mangrove ?
15. Maros 6140 \pm 40 BP (GrN-10493)
 hoogte -50 cm AMSL
 veen, profielkuil Maros Researchstation.
16. Puntondo 690 \pm 60 BP (290 BP) (GrN-10975)
 "kitchen-deposit", schelpen van één soort, het punt
 is niet opgenomen in de curve.
17. Bone Tambung 1325 \pm 45 BP (925 BP) (GrN-10976)
 hoogte 100 cm AMSL
 koraal/schelpgruis, zandcay koraalrifcomplex.
18. Sarappo 3460 \pm 70 BP (3060 BP) (GrN-10978)
 hoogte 70 cm AMSL
 koraal/schelpgruis, zandcay koraalrifcomplex.
19. Pamaroang 3360 \pm 60 BP (2960 BP) (GrN-10979)
 hoogte 356 cm AMSL
 oesters in groeipositie.
20. Tarallow 5330 \pm 80 BP (4930 BP) (GrN-10980)
 hoogte 190 cm AMSL
 schelpen in modderbank.
21. Puntondo 8220 \pm 100 BP (7820 BP) (GrN-10981)
 hoogte 153 cm AMSL
 licht verkit marien accumulatie/erosie terras
 materiaal.
22. Tabanga ouder dan 39600 BP (GrN-10977)
 hoogte 50 meter AMSL
 koraalbrokstukken en schelpen in geremanieerde vul-
 kanische tuf (niet in de curve opgenomen).
23. Pamaroang 4050 \pm 120 BP (3650 BP) (GAK 3602)
 Tjia (1972) hoogte 475 cm AMSL
 oesters in groeipositie.
24. Pamaroang 4902 \pm 120 BP (4502 BP) (GAK 3603)
 Tjia (1972) hoogte 550 cm AMSL
 oesters in groeipositie.

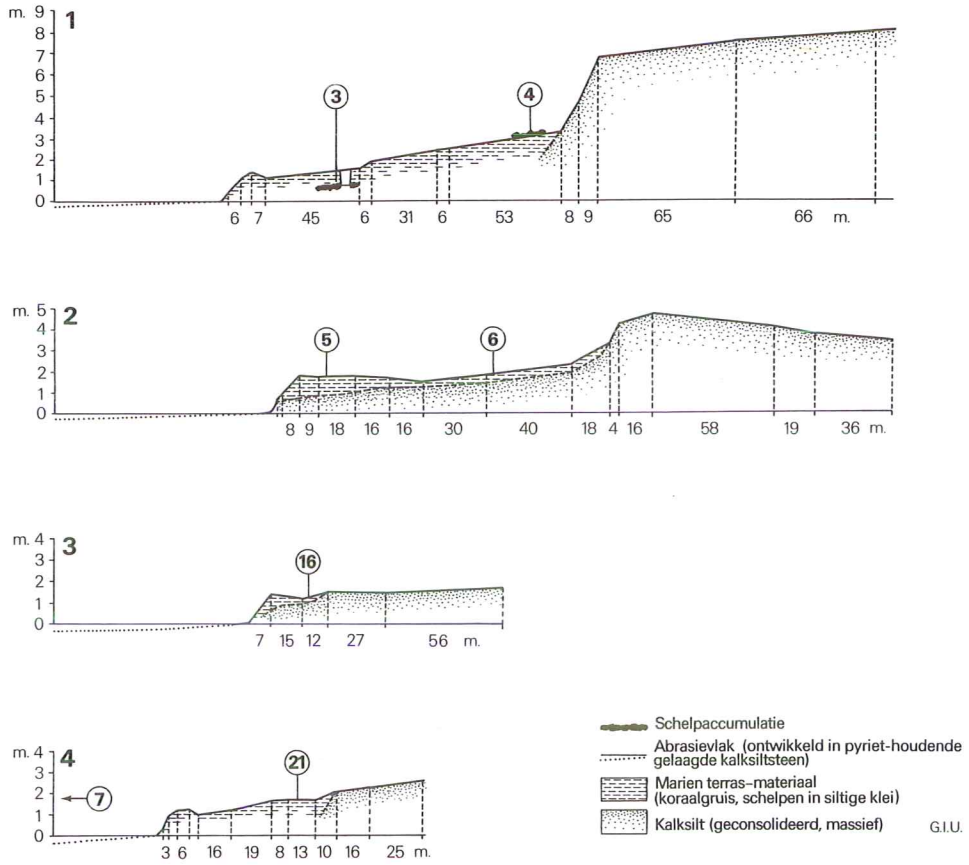


fig. 4.2 Ingemeten mariene terrassen bij Puntondo met daarin aangegeven de locaties van de monsters die zijn gedateerd

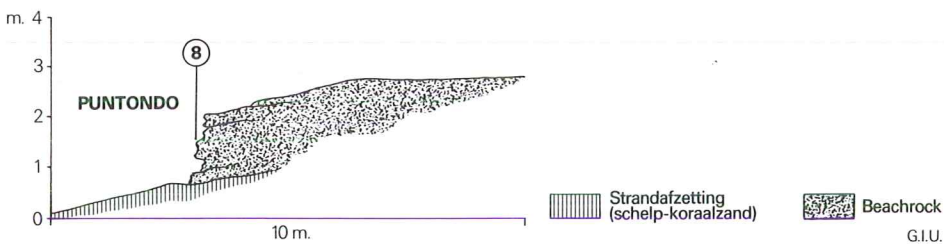
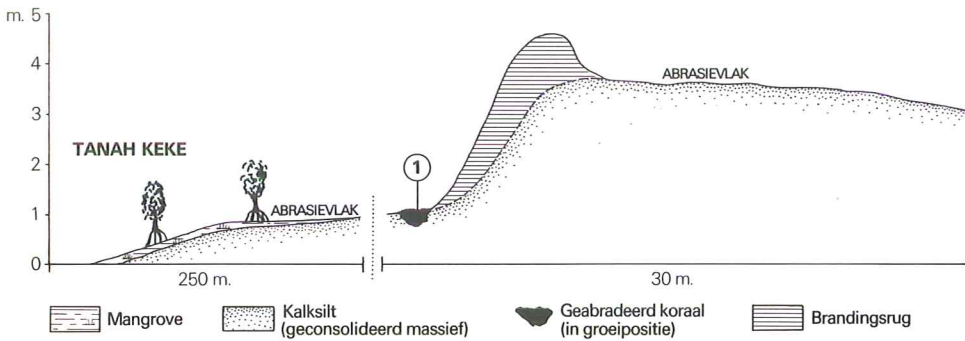
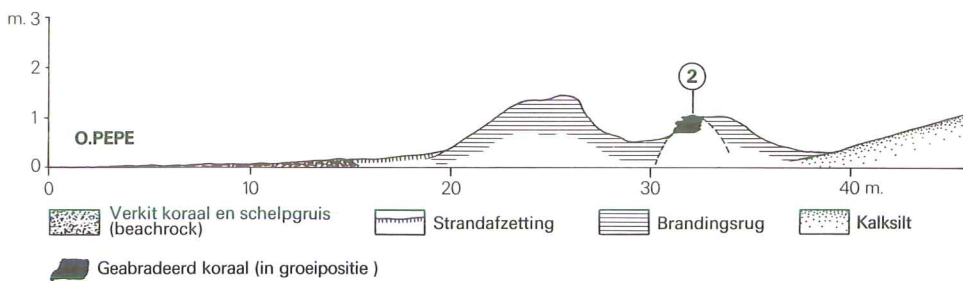
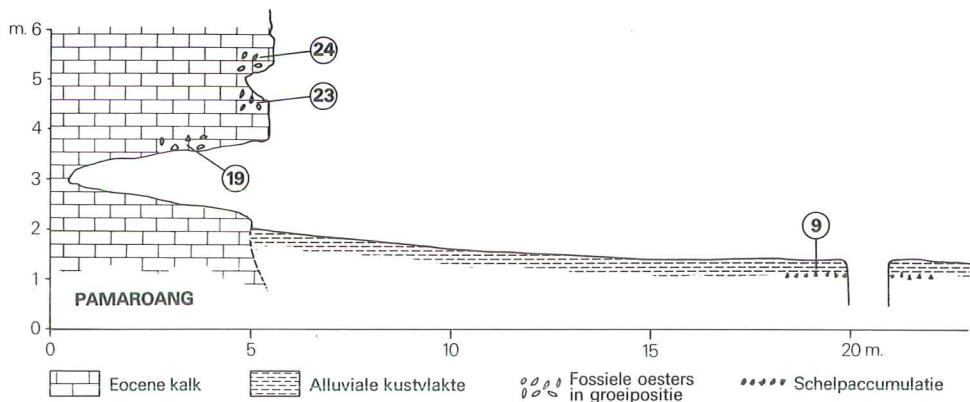
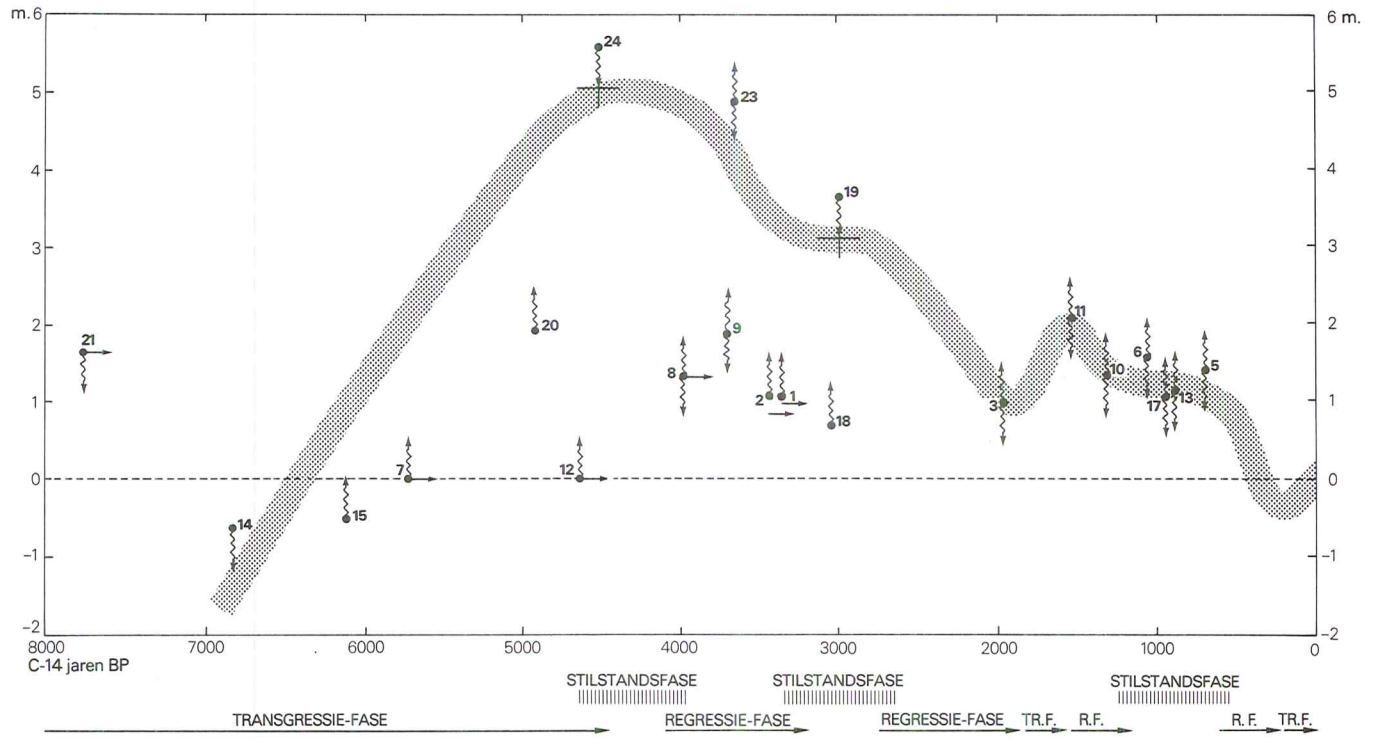


fig. 4.3 Situatie schetsen van een aantal locaties met monsters die zijn gedateerd



© Geografisch Instituut Utrecht

fig. 4.4 Trend in het Holocene zeespiegelverloop van Zuidwest Sulawesi, Indonesië

en de door de Sarasins (1902-1903) beschreven nissen bij Tanga Bira (foto omslag). Waarnemingen langs de kust van Zuid Sulawesi, op Salayar en op het eiland Sumilon (Negros, Phillipijnen), geven aan dat dergelijke brandingsnissen een gemiddeld zeeniveau weerspiegelen.

De brandingsnissen liggen op drie niveaus op een hoogte van ongeveer 1, 3 en 5 meter boven gemiddeld zeeniveau. Locatie Pamaroang vertoont alleen de 3 en 5 meter niveaus, deze konden aan de hand van fossiele oesters gedateerd worden.

Locatie Tanga Bira bezit alle drie niveaus maar er is geen materiaal gevonden waarop een C-14 datering uitgevoerd kon worden.

Daar de monsters no. 24 en 19 (fossiele oesters in groeioppositie) even boven de hoogte van de maximale nisvorming liggen, mag aangenomen worden dat de oesters om en nabij de hoogwaterlijn geleefd hebben.

Bovendien blijkt uit hoogtemetingen (zie Fig. 4.3) dat de helft van het verschil tussen de toenmalige eb- en vloedstanden overeenkomt met de helft van het huidige verschil tussen eb en vloed. De monsters no. 24 en 19 geven, na een correctie van 56 cm om de hoogte uit te drukken ten opzichte van het gemiddelde zeeniveau, twee zeespiegelstanden aan, respectievelijk het 5 meter niveau (4500 BP) en het 3 meter niveau (3000 BP).

Monster no. 23 ligt even onder de maximale nisvorming en er is geen morfologische informatie aanwezig om de exacte positie van de oesters ten opzichte van de toenmalige zeespiegelstanden te bepalen. Theoretisch kan de zeespiegel enkele meters hoger hebben gelegen dan monster no. 23 aangeeft. De schelpaccumulatie van monster no. 9 maakt dit echter niet waarschijnlijk. Veel lager kan de zeespiegel vóór het moment van afsterven van de oesters van monster no. 23 niet bestaan hebben, omdat de oesters dan immers buiten het bereik van de hoogwaterlijn zouden vallen. Monster no. 23 valt vermoedelijk in het laatste deel van de stilstand-fase.

De door Umbgrove (1930) beschreven nissen in de kalken van Maros op een hoogte van 30 meter boven zeeniveau zijn geen brandingsnissen. Nauwkeurige waarneming wijst uit dat de nissen naar het achterland toe het relief volgen en daardoor geen relatie met een zeespiegelstand kunnen hebben. Voor een mogelijke verklaring voor het ontstaan van deze nissen wordt verwezen naar hoofdstuk 6 par. 1.

Abrasievlakrelicten

Hoewel deze relicten morfologisch tot de mariene abrasie-terrassen gerekend moeten worden zijn ze ter onderscheiding van de grotere terrassen hier apart genoemd.

Het gaat hier om fossiel koraal (in groeioppositie) met een geabradeerd top-oppervlak (monsters no. 1, 2, 7 en 12). De geabradeerde top-oppervlakken van deze koralen weerspiegelen twee zeespiegelstanden: het huidige niveau en een 1 meter niveau. De datering van deze koraalmonsters geeft niet noodzakelijk de ouderdom van het abrasievlak. Slechts een mogelijk laagste zeespiegelstand kan eruit afgeleid worden. Een hoogst mogelijke zeespiegelstand kan geschat worden door de nabijgelegen monsters in beschouwing te nemen. Voor monsters no. 1 en 2 zijn dit monsters no. 23 en 19.

Voor monsters no. 7 en 12 is dit monster no. 24.

Dat de koralen van monsters 1 en 2 niet tot op huidig zeeniveau zijn

geabradeerd, zoals het geval is bij monsters 7 en 12, komt door hun locatie verder landinwaarts waardoor ze beschermd liggen.

Mariene terrassen

Op verscheidene plaatsen in het onderzochte gebied komen mariene terrassen voor. De abrasie terrassen even ten noorden van de Tello rivier zijn ontwikkeld in leucietuf en worden buiten beschouwing gelaten omdat de menselijke invloed op de morfologie hier te groot is (excavatie van de tuf voor fundering en voor het vervaardigen van grafstenen; de tuf is gemakkelijk bewerkbaar). Hetzelfde geldt voor de omgeving van Kuri Tjadi en Kuri Lompo, de type-locatie voor deze tuf (Kuristeen).

De erosie en accumulatie terrassen bij Puntondo zijn in dwarsprofiel weergegeven in Fig. 4.2.

Het mariene accumulatie materiaal van profiel 1 no. 3 is gedateerd op 1945 BP. Het terras heeft een hoogte van ongeveer 100 cm tot 150 cm boven huidig zeeniveau. Voor de kust ligt een breed abrasievlak, ontwikkeld in een gediaklazeerde, gelaagde, pyriet- en kalkhoudende vulkanische tuf. Door de aanwezigheid van het abrasievlak is de kracht van de oplopende golven gering.

Het materiaal uit het mariene accumulatie terras van profiel 4 is gedateerd op 7820 BP (no. 21) en bestaat uit een fijne kalksilt waarin fijn en licht verkit schelpgruis voorkomt. Ook hier verhindert het abrasievlak een intensieve erosie van de eigenlijke kust door een verminderde kracht van de oplopende golven. Op ongeveer 50 meter uit de kust is monster no. 7 genomen, een geabradeerde koraal in groeipositie, gedateerd op 5750 BP. Ook dit, nu fossiele rif, heeft bijgedragen tot de bescherming van de kust.

De accumulatie terrassen van profiel 2 en 3 blijken in hoogte boven gemiddeld zeeniveau niet overeen te komen met profiel 1 en 4. De verklaring hiervoor moet gezocht worden in andere locale omstandigheden. De kust bij profiel 2 en 3 bezit geen brandingsrug en ondervindt nu ondermijning en afkalving. Slechts een dunne laag accumulatie materiaal is aanwezig. De hoogte boven gemiddeld zeeniveau (170 cm) is 20 tot 30 cm méér in vergelijking met profiel 1 en 4 waar wel brandingsruggen voorkomen.

De hogere ligging van profiel 2 en 3, het afkalven en ondermijnen en het ontbreken van brandingsruggen wijzen op een groter bereik en een grotere kracht van de oplopende golven. In extreme omstandigheden zijn de brandingsruggen "overreden" en het materiaal is over een groot oppervlak verspreid. De opstuwing in de baai van Laikang, vooral tijdens de zuidoost moesson heeft hiertoe bijgedragen.

Het is echter ook de vorm van de accumulatie terrassen van profiel 2 en 3 die afwijkt. Profiel 1 en 4 vertonen een zeewaarts aflopend terras, terwijl in profiel 2 en 3 het terras in dezelfde richting oploopt in hoogte. Ook dit wordt toegeschreven aan de genoemde "overrijding" van de brandingsruggen.

Datering van het materiaal van het accumulatie terras van profiel 2 (monsters no. 5 en 6) geeft een ouderdom van respectievelijk 715 BP en 1030 BP.

Het is dus jonger dan het accumulatie terras van profiel 1.

Gezien de overeenkomst in hoogteligging (hierbij rekening houdend met de

hierboven verklaarde 20 tot 30 cm hogere ligging door opstuwingsverschijnselen) wordt gesteld dat de accumulatie terrassen van profiel 1, 2, 3 en 4 behoren tot dezelfde stilstand of regressiefase (1400 BP - 700 BP). Het gedateerde materiaal van profiel 1 (monster no. 3) behoort bij een mogelijk iets lagere zeespiegelstand rond 2000 BP maar is door de beschermde ligging bij een volgende zeespiegelstijging bewaard gebleven. Deze zeespiegelstijging blijkt uit monster no. 11, een reeds vroeg beschreven en veelvuldig geciteerde schelpaccumulatie (Sarasin 1902-1903, Wichmann 1888 en 't Hoen en Ziegler 1915). De daarop volgende zeespiegeldaling blijkt uit monster no. 10.

Het eerder besproken monster no. 21 zou gezien de hoogteligging kunnen duiden op een hoge zeespiegelstand omstreeks 7800 BP. Ook Tjia (1977) vond in Maleisië waarden die zouden kunnen wijzen op een hoge zeespiegelstand (tussen 8300 BP en 9500 BP). De hoogteligging en ouderdom van monster no. 21 kan echter ook op een andere wijze verklaard worden: tijdens de transgressie (omstreeks 6000 BP) is oud materiaal opgenomen, vergruisd en sublitoraal afgezet. Bij regressie kwam dit materiaal boven zeeniveau te liggen. Het accumulatie materiaal werd bij een latere transgressie (omstreeks 1500 BP) door abrasie omgevormd tot een erosie terras.

Overige waarnemingen

De gedateerde venige klei monsters no. 13, 14 en 15 roepen een aantal vragen op. De resultaten van de C-14 dateringen geven aan dat monster no. 14 (genomen van de basis op een ondoordringbare laag klei) en monster no. 13 (van dezelfde locatie genomen van de top van het venig kleipakket) 5935 jaar van elkaar zouden verschillen. Gezien hun geringe onderlinge hoogteverschil (zij liggen op respectievelijk -60 cm en +110 cm ten opzichte van het huidig zeeniveau) is een hiaat te verwachten. Uit de sedimentaire opeenvolging kon niet worden geconcludeerd dat een hiaat aanwezig is. Het gaat hier om een vrij homogeen pakket venige klei. Hoe een dergelijk pakket, dat op dit moment nog "onrijp" is, een zeespiegelstijging van enkele meters heeft kunnen weerstaan blijft vooralsnog onduidelijk.

Locale omstandigheden zoals een zeer beschermde ligging lijken nog het meest voor de hand te liggen. Het venig kleipakket heeft mogelijk een grote horizontale verspreiding. Het is ondermeer aangetroffen bij Maros (no. 15) waar de "kalkrandvlakte" als basis gediend heeft waarop het veen zich kon ontwikkelen. Mogelijk is het pakket ook onder de sublitorale shelfsedimenten terug te vinden.

Dit zou kunnen betekenen dat het gedeelte van de kustvlakte van Maros, waarop nu een alluviaal pakket van 1,5 meter ligt, in vroegere tijden een zeer brede kustzone met zout tot brak water vegetatie (mangrove?) was, vergelijkbaar met de huidige kuststrook bij Pangkadjene (noordelijk van het studiegebied).

Bij indroging van het venige kleimonster ontstaan zoutuitbloeiingen hetgeen op een mariene invloed wijst. Het bestaan van een brede modderige kuststrook met zout tot brak water sluit goed aan op de door Glover (1976) gedateerde bewoningsresten in de nissen van de kalken van Maros. Deze resten (kitchendeposits) bevatten vele brakwaterschelpen naast schelpen die een zeer hoog zoutgehalte verdragen (indampende poelen?). Deze schelpsoorten werden veelvuldig gegeten.

Een drietal conclusies kan thans getrokken worden:

- monsters no. 24 en 19 geven beide een stilstandfase aan;
- monsters no. 5 en 6 van het mariene terras van profiel 2 (Puntondo) duiden op een stilstandfase rond 1000 BP. Gezien de overeenkomst in de hoogteligging van de terrassen in Fig. 4.2 met het 1 meter niveau van de brandingsnissen bij Tanga Bira stond de zeespiegel tijdens deze stilstandfase op ongeveer 1 meter boven huidig zeeniveau;
- uit monster no. 14 (de basis van een venig kleipakket) en monster no. 15 (eveneens een venig kleipakket dat echter aan klink en compactie onderhevig geweest kan zijn) blijkt dat tussen 6840 BP (no. 14) en 6140 BP (no. 15) het zeeniveau in Zuidwest Sulawesi voor het eerst in het Holoceen de stand van het huidig zeeniveau bereikt heeft.

De resterende meetpunten geven een aanvullende informatie waardoor het mogelijk is de curve nader te preciseren.

Monster no. 8 (Puntondo) is afkomstig van een verkitte strandaccumulatie, beachrock. In het onderzochte gebied komt beachrock op verscheidene plaatsen voor, onder andere op de eilanden van de "outer rim". De beachrock van monster no. 8 ligt duidelijk boven huidig zeeniveau, de beachrock op de eilanden van de "outer rim" liggen iets onder huidig zeeniveau.

Het materiaal van monster no. 8 bestaat uit verkitte vergruisde schelpen en koraalfragmenten. Beachrock heeft weliswaar een grote indicatorische waarde voor een zeespiegelstand maar alleen voor wat betreft de hoogteligging (hoofdstuk 4 par. 4.2).

Vermoedelijk wijst monster no. 8 op de stilstandfase rond 1000 BP.

Het voorkomen van beachrock onder huidig zeeniveau (alleen bij extreem laag water valt de beachrock droog) heeft ertoe geleid om de curve voor de meest recente periode onder het huidig zeeniveau te laten verlopen. Aanvullende argumentatie hiervoor is: het algemeen overheersen van afslag van de koraaleilanden en de algemene trend van een licht stijgende zeespiegel (Fairbridge et al. 1961 komt tot een gemiddelde stijging van 1,2 mm/jaar in de periode 1890-1950).

Monster no. 20, schelpen uit een modderbank op de rechter oever van de Tello rivier, geeft weinig extra informatie. Hoogteligging en datering wijzen op de al eerder vastgestelde hogere zeespiegel.

Monsters no. 17 en 18 zijn genomen uit de koraalzandlichamen van twee koraalrifcomplexen, Bone Tambung en Sarappo.

Monster no. 17 vertegenwoordigt de top van het zandlichaam en geeft aan dat dit zandlichaam jong is en haar bestaan te danken heeft aan een recente daling van de zeespiegel.

Monster no. 18, genomen op 130 cm beneden het topniveau van het eiland Sarappo (70 cm boven huidig zeeniveau) geeft aan dat deze zandcay ouder is en mogelijk als zandplaat ontstaan is bij de stilstandfase die monster no. 19 aangeeft.

Monster no. 22 bleek te oud om met behulp van de C-14 methode gedateerd te kunnen worden. De hoogteligging en hoge ouderdom wijzen op een Pleistocene zeespiegelstand.

4.4.4 De trend in het verloop van de zeespiegel in Zuidwest Sulawesi

Tussen 6840 BP en 6140 BP bereikte de zeespiegel in Zuidwest Sulawesi voor het eerst in het Holoceen een niveau vergelijkbaar met het huidig gemiddeld zeeniveau. De zeespiegelstijging zet door om omstreeks 4500 BP het hoogste Holocene niveau te bereiken, waarschijnlijk ongeveer 5 meter boven huidig zeeniveau.

Hierna volgt een stilstandfase waarna de zeespiegel daalt tot ongeveer 3 meter boven zeeniveau. Dit niveau is omstreeks 3000 BP bereikt.

Na het bereiken van het 3 meter niveau volgt opnieuw een stilstandfase gevolgd door een (verdere) daling tot op een 1 meter niveau omstreeks 2000 BP. Het is niet waarschijnlijk dat in deze periode het zeeniveau beneden het huidig niveau gelegen heeft. In de periode van 2000 BP tot ongeveer 700 BP volgt eerst een stijging tot ongeveer 2 meter boven huidig zeeniveau en daarna volgt, omstreeks 1500 BP, een daling met een stilstandfase omstreeks 1000 BP op ongeveer het 1 meter niveau.

In de periode van 700 BP tot heden daalt de zeespiegel tot onder het huidig zeeniveau waarna een stijging volgt die zich tot nu toe voortzet.

4.5 Tectonische invloeden

Tectonische invloeden in het onderzochte gebied zijn waarschijnlijk gering. Hiervoor bestaan de volgende aanwijzingen:

- de zwaartekracht anomalie bedraagt voor de kustvlakte +16 milligal ($0,016 \text{ cm/sec}^2$) (Umbgrove 1947). De kustvlakte mag daardoor als seismisch niet actief worden beschouwd;
- er zijn geen "tectonic features" in lagen jonger dan het Mioceen op het eiland Tanah Keke (Katili 1980);
- er zijn geen scheefstellingen in de jongste laagpakketten;
- er zijn geen verbuigingen in rivierterrassen en mariene terrassen;
- dykes met verschillende oriëntatie van de lengterichtingen staan alle verticaal;
- er is geen Laat-Kwartair vulkanisme, de dichtst bijzijnde aardbevingshaarden liggen zeer diep (Hamilton 1979).

Geconcludeerd kan daarom worden dat het gebied gedurende de periode die de curve bestrijkt relatief stabiel is geweest.

Gezien de schaal van de aanwijzingen echter is het niet mogelijk kleine Holocene deformaties uit te sluiten. Omdat veel van de gedateerde locaties liggen in het Tertiaire gedeelte van de kustvlakte is de curve niet zonder meer representatief voor het shelfgebied en de kustvlakte. Toch mag ervan uitgegaan worden dat indien zich in de laatste millenia tectonische deformaties hebben voorgedaan deze minimaal zijn. Dit betekent dat, al mogen uit de curve geen precieze waarden worden afgelezen of stijgsnelheden worden berekend, toch de trend van de Holocene trans-, en regressie er uit af te leiden valt.

Deze opeenvolging van zeespiegelstijgingen en -dalingen vormt het uitgangspunt voor de verklaring van de Holocene koraalrifmorfologie en de geomorfologie van de kustvlakte en hun respectievelijke morfogenese.

5 DE MORFOGENESE VAN DE KORAALRIFCOMPLEXEN

5.1 Algemeen

Ten aanzien van de morfogenese van de koraalrifcomplexen van de Spermonde Archipel zijn er drie fasen te onderscheiden:

- I de fase van het ontstaan van de shelf tot op het moment van de laatste maximale Pleistocene ijsuitbreiding.
Bestudering van deze fase moet antwoord geven op de vraag hoe de Préholocene shelfconfiguratie was en in hoeverre Pleistocene zeespiegelstanden de morfologie hebben beïnvloed.
- II de fase van afsmelting tot het moment van het bereiken van de hoogste Holocene zeespiegelstand. Bestudering van deze fase moet antwoord geven op de vraag of koraalgroei de snelle postglaciale stijging van de zeespiegel bij heeft kunnen houden;
- III de fase van de hoogste Holocene zeespiegelstand tot heden.
Bestudering van deze fase moet antwoord geven op de vraag hoe de Holocene zeespiegelwisselingen de koraalrifmorfologie beïnvloed hebben.

5.2 Fase I

De zuidarm, het zuidelijke gedeelte van de westelijke zone van Sulawesi (zie ook Fig. 3.3) wordt verondersteld een continentale splinter te zijn van de Prétertiaire Sunda-kern, ontstaan door het wegdrijven van Sulawesi van Kalimantan in het Mioceen, waarbij de Straat van Makassar werd gevormd (Murphy 1976).

Op grond van de gelijkheid van de (continentale) Onder Paleogene laagpakketten van Sulawesi en Kalimantan en het verschil tussen de Boven Paleogene lagen in beide gebieden concludeert Hamilton (1979): "Apparently the South Arm was distinct by about late Eocene time". En vervolgens stelt hij: "it is thought that deep-water Makassar Strait opened by Tertiary rifting of what was in early Eocene time a single continental mass that included Kalimantan, the south Arm, and west-central Sulawesi, and that the quartzose lower Paleogene strata of Sulawesi were derived from Kalimantan".

Katili (1980) heeft een wat afwijkende hypothese:

"The strait of Makassar is a marginal basin which came into being first by the closing of a much wider sea in Pliocene time, followed by the opening of the southern part during Quaternary time by spreading of its sea floor".

Dat hij er zich van bewust is dat deze hypothese verre van probleemloos is blijkt uit de volgende zinsnede:

"The presence of Oligocene carbonates partly deposited in a shelf environment occupying the southern part of the Makassar Strait and the area west of it, is difficult to reconcile with the opening of the Makassar Strait in Pliocene time, caused by spreading of its sea floor".

Een direct gevolg van een dergelijke hypothese is dat het jongste vulkanisme op de zuidarm door hem in het Laat-Kwartair geplaatst zou moeten worden.

Meer waarschijnlijk maar vooralsnog evenmin bewezen is dat bij de open-

ing van de Makassar Straat en het daaropvolgende uiteen drijven in het eind Tertiair begin Kwartair een kleine in oostelijke richting wegduikende subductie zone ontstond en daarmee het begeleidend vulkanisme (heractivering) van de Lompo Batang. Deze subductiezone is in een seismisch reflectieprofiel waarneembaar (Katili 1980).
Verdergaande beweging in zuid tot zuidoostelijke richting moet in het Vroeg-Kwartair de Lompo Batang van haar magmaaard beroofd hebben wat het einde van het vulkanisme op de zuidarm van Sulawesi betekende. Paleomagnetisch onderzoek gesteund door radiometrische dateringen zal mogelijk licht werpen op de geotectonische geschiedenis van de zuidarm.

De volgende gegevens laten een acceptabele synthese toe:

Een seismisch reflectieprofiel over het zuidelijke continentale eiland Tanah Keke duidt op "tensional features in Miocene and older sediments unconformably overlain by younger non-tectonized sediments" (Katili 1980). Op Takalabatuwa, lokatie Puntondo, zijn de omlopende dagzomende kalktuffen van het abrasievlak ingemeten. Zij wijzen op een lichte anticlinale verbuiging. De as van deze anticlinale verbuiging komt in oriëntatie overeen met de lengterichting van de meest zuidelijke intrusies (zie geologische overzichtskaart Fig. 3.4).

Een van deze intrusies is door Obradovich (Sukanto 1975) gedateerd op 7,3 miljoen jaar, Mioceen/Plioceen. De zwaktezone kan ouder zijn. De in hoofdstuk 3 par. 4.6 genoemde opwelling, waarop de concentratie van eilanden ligt, heeft een iets afwijkende oriëntatie. Deze komt echter weer overeen met de lengterichting van de meer noordelijk gelegen intrusies.

De zuidelijke flank van deze anticlinale opwelling is geconstateerd bij de locatie Patene. Hier ligt een duidelijk hellende kalkloze puimsteentuf concordant over een eveneens duidelijk hellende ignimbriet. Deze tuf gaat lateraal over in de leuciet tuf die marien is afgezet en in een boring te Ujung Pandang nog tot op 700 meter diepte is aangeboord. Op de geologische kaart van Sukanto is tussen de puimsteentuf en de leuciet tuf geen onderscheid gemaakt. Sukanto (1975) geeft de hele formatie op grond van de foraminiferen-inhoud van de leuciet tuf een laat Mioceen ouderdom. Deze formatie zet zich naar het noorden voort tot ongeveer de Maros rivier die waarschijnlijk de zuidelijke begrenzing van de Kalkrandvlakte aangeeft. Gezien het breukpatroon op de geologische kaart van Sukanto kan verwacht worden dat deze begrenzing door een breuk bepaald is.

Op grond van een en ander mag als synthese gesteld worden dat de shelf van de Spermonde Archipel in het Mioceen in aanleg aanwezig was en ook na de Pliocene/Pleistocene korstbewegingen binnen het bereik van de Pleistocene zeespiegelstandbewegingen gelegen heeft. Dit betekent dat theoretisch de basis van de koraalrifcomplexen tot in het Tertiair terug te leiden is.

Algemeen wordt aangenomen dat in het vroeg tot midden Tertiair het klimaat warmer was dan in het Kwartair. Door het ontbreken van continentaal ijs kan de zeespiegel 60 tot 100 meter hoger gelegen hebben dan nu het geval is (Flint 1971; Axelrod en Bailey 1969; Tanner 1968). De belangrijkste ijsuitbreiding begon in het Mioceen/Plioceen (Mercer 1968) en veroorzaakte een stapsgewijze verlaging van de zeespiegel (Adey 1978). Het niet veelvuldig voorkomen van Pliocene riffen suggereert

zelfs een snelle zeespiegeldaling (Adey 1978).

Hoe de shelf van de Spermonde Archipel en de zuidarm van Sulawesi op deze en de daaropvolgende Pleistocene zeespiegelstanden morfologisch gereageerd hebben is moeilijk te achterhalen doordat de mogelijke effecten op elkaar gesuperponeerd zijn.

Wanneer ervan uitgegaan wordt dat met het verdwijnen van het vulkanisme op de zuidarm van Sulawesi een relatieve tectonische stabiliteit bereikt is, dan zijn een aantal Pleistocene strandlijnen vast te stellen:

- + 9 meter, strandlijn met gerekristalliseerd koraalpuin ingebed in geremanieerde leuciettuif. Ook subrecente schelpen komen voor.
Locatie: kilometerpaal 9, weg Ujung Pandang-Maros;
- + 20 meter, strandlijn met gerekristalliseerd koraalpuin. Uit slijpplaatonderzoek blijkt dat naast gerekristalliseerde koraalbrokstukjes veel algen voorkomen. Verder is er secundair calciet aanwezig dat als kitmateriaal fungeert. Mogelijk heeft men hier te maken met beachrock.
Locatie: Bontobunga;
- + 34 meter, strandlijn met gerekristalliseerd koraalpuin. Ontsluiting in een rivieroever.
Locatie: 14,2 kilometer op de weg van Sungaminassa naar Malino;
- + 50 meter, strandlijn met gerekristalliseerde subrecente schelpen.
Locatie: Tabanga (zie ook C-14 datering no. 22).

Deze strandlijnen vertonen qua hoogteligging een opvallende overeenkomst met de hogere mariene terrassen van de eilanden Bangka en Biliton op het stabiele Sunda plat (zie Tjia et al. 1969).

Tjia onderscheidt:

- 0 meter, huidig zeeniveau;
- 0,5 tot 1 meter terras 3500 BP;
- 1,5 tot 2 meter terras 5000 BP;
- 5 meter terras 22000-24000 BP;
- 8 tot 10 meter terras 22000-24000 BP;
- 18 meter terras 46000 BP;
- 30 meter terras Yarmouth;
- 50 meter terras Boven Pleistoceen.

Bovendien ziet Tjia een aantal terrassen beneden zeeniveau.

De opgegeven ouderdommen zijn door hem geschat.

Gezien het voorafgaande (hoofdstuk 4) is het echter beter radiometrische dateringen af te wachten alvorens conclusies te trekken.

Met betrekking tot de preholocene shelfconfiguratie wees Van Vuuren (1920) er al op dat de eilandreeksen in een aantal min of meer evenwijdige stroken gerangschikt liggen.

Vier rif-zones zijn te onderscheiden. De eerste of binnenste zone, de tweede en derde zone en de "outer rim". Deze zijn aangegeven in Fig. 1.2.

De eerste twee zones verlopen min of meer parallel met de huidige kust terwijl de derde rif-zone de configuratie van de "outer rim" volgt. Molengraaff (1929) veronderstelde dat de shelf landwaarts trapvormig op liep met aan de randen van de zo in het leven geroepen terrassen de rijkste koraalgroei; hierdoor zou de genoemde zonering zijn ontstaan.

Om na te gaan of de door Molengraaff veronderstelde terrassen aanwezig zijn is een dieptekaart samengesteld (Fig. 3.6).

De gegevens voor deze kaart zijn verkregen uit oude minuutkaarten en eigen echo-lodingen. De dieptekaart toont een aantal dalstelsels, waarbij het dendritisch patroon wijst op een subaerische genese: het zijn verdrongen rivierstelsels. Bovendien blijkt dat (de "outer rim" uitgezonderd) de rifcomplexen - al of niet met een zandeiland - geïsoleerde ondiepten zijn. De verdrongen rivierstelsels richten zich naar deze ondiepten; de ondiepten kunnen opgevat worden als niet versneden restheuvels op de waterscheidingen van de nu verdrongen rivierstelsels. Duidelijk komt naar voren dat de "outer rim", al vóór deze snelle postglaciale stijging een ware barrière vormde (zie ook het blokdiagram Fig. 3.1).

Het bestaan van terrassen zoals door Molengraaff verondersteld, kon met behulp van de echo-lodingen niet aangetoond worden. Ze zouden door erosie en/of sedimentatie vervaagd kunnen zijn.

Ten aanzien van de gesignaleerde noord-zuid zonering met een concentratie van eilanden op het centrale gedeelte van de shelf was al aanemelijk gemaakt dat deze structureel bepaald is (hoofdstuk 3 par. 4.6). Wat de oost-west zonering betreft is verder onderzoek nodig om deze te verklaren. Het idee van versneden restheuvels verklaart namelijk wel het optreden van "ondiepten", maar niet de geografische configuratie ervan. Een dergelijk onderzoek om de zonering te verklaren zou moeten steunen op een aantal boringen in de "outer rim" (mogelijk koraalgroei vanaf het Tertiair) en de geïsoleerde koraalrifcomplexen, zodat meer bekend wordt over de basis ervan (diepte, samenstelling, ouderdom). Onderzoek op het fossiele rifmateriaal zelf kan een indruk geven over groeisnelheden, stilstandsfasen, paleo-ecologische omstandigheden en facies-wisselingen.

Hoe de zonering ook tot stand gekomen mag zijn, gezien de huidige diepte van 60 tot 100 meter van de verdrongen stelsels staat vast dat vóór de postglaciale stijging het Spermonde plat droog gelegen heeft. Fluviaatiele erosie (verticale insnijding en oppervlakte erosie) zal dan ook, zoals de dieptekaart doet vermoeden, een belangrijke rol hebben gespeeld.

Vooraf de gemakkelijk te eroderen leuciettuif maakt een snelle insnijding mogelijk maar ook het meerdere malen drooggevallen zijn van de shelf zal aan de intensiteit van de versnijdingen bijgedragen hebben.

Het terugwijken van de isobaten tussen de verschillende koraalrifcomplexen in eenzelfde zone laat de veronderstelling toe dat de bases van de rifcomplexen vóór de postglaciale stijging al geprononceerde hoogten waren die boven het gemiddeld vlak van de shelf uitstaken (zie Fig. 3.6).

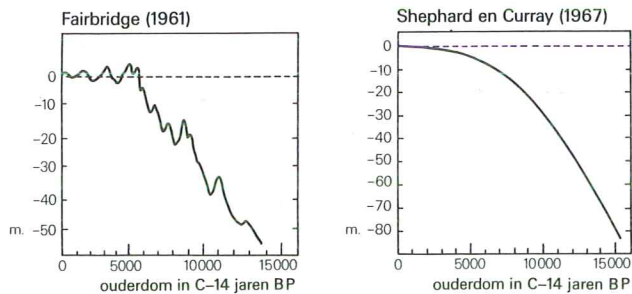
Deze topografische hoogten vormden bij hogere zeespiegelstanden ondiepten, waarop zich koraal kon vestigen.

Aangenomen wordt dat in het algemeen steeds aan de voorwaarden voor mogelijke koraalgroei is voldaan.

5.3 Fase II

Fase II is de periode van de postglaciale zeespiegelstijging, die een gevolg was van het afsmelten van het landijs, dat zich gedurende de laatste grote ijsuitbreiding vormde. Deze zeespiegelstijging wordt geschat tussen de 75 en 100 meter te liggen. De afsmelting zal circa 18.000 jaar geleden begonnen zijn (zie onder andere Clark en Lingle 1979).

De stijging bedroeg tussen 15.000 en 10.000 BP gemiddeld 10 meter per 1000 jaar (Fairbridge 1961, Shephard en Curray 1967, Fig. 5.1).



Bron: Fairbridge (1961) en Shephard & Curray (1967)

fig. 5.1 Laatglaciale en Holocene zeespiegelcurven volgens Fairbridge en Shephard & Curray

Na 10.000 BP zal de stijging nog geruime tijd dezelfde waarde vertoond hebben. De zeespiegelcurve voor Zuidwest Sulawesi geeft aan dat hier omstreeks 5000 BP tot 4000 BP de hoogste zeespiegelstand bereikt was. Deze periode van zeespiegelstijging werd gekenmerkt door:

1. het onderlopen van de shelf;
2. de vorming van riffen door koraalgroei.

Ad 1.

De manier van onderlopen en de volgorde waarin de verschillende delen van de shelf onder water raakten is nauw verbonden met het reliëf, dat ten tijde van de postglaciale zeespiegelstijging aanwezig was. In grote lijnen gezien werd dit reliëf bepaald door de hiervoor genoemde rivierdalen, "restheuvels" en de "barrière" van de "outer rim". Ten aanzien van het moment waarop inundatie van de shelf plaats vond kan het volgende opgemerkt worden: de shelf moet via de onderbrekingen in de "outer rim" wel eerder getundeerd zijn dan de buitenste barrière werd overspoeld. De diepte rond de rifcomplexen van de dichtbijgelegen eilandenreeksen van bijvoorbeeld de derde rifzone (30-40 meter) correspondeert met de zeespiegelstand van 10.000 BP (Fig. 5.1). Er is in latere tijden weinig aan de hoogteligging (door bijvoorbeeld sedimentatie) veranderd (zie hoofdstuk 5 par. 5). Men mag daarom aannemen dat circa 10.000 BP het bewuste gebied overstroomd werd. Men bedenke echter dat de curven uit Fig. 5.1 zogenaamde "mondiale curven" zijn (hoofdstuk 4 par. 3).

Ten aanzien van het moment van overspoelen van de "outer rim" kan worden gesteld dat het niveau van het vlak waarop de huidige eilanden gefundeerd lijken te zijn een diepte heeft van 15 tot 20 meter. Dit uniforme vlak wordt gezien als een overerving uit de periode van vóór de postglaciale stijging. Theoretisch kan het ontstaan ervan gebonden zijn aan een Tertiaire denudatie of een (vroegere) Pleistocene zeespiegelstand. De inundatie zal gezien de hoogteligging en de curven van Fig. 5.1 rond 8000 en 9000 BP plaatsgevonden kunnen hebben waarbij mogelijk (al of niet gedurende een stilstandsfase, zie het diagram van Fairbridge) het vlak gemodificeerd werd.

Ad 2.

De vorming van riffen (en eilanden) was afhankelijk van condities ten aanzien van:

- a. de temperatuur, de helderheid en saliniteit van het water en de aanwezigheid van voedsel alsmede de energie omstandigheden;
- b. de samenstelling en reliëf van het substratum;
- c. de mate waarin op grond van a en b de rifgroei in staat is de zeespiegelstijging bij te houden of in te halen.

Ad a.

De volgende condities zijn van invloed op de koraalgroei:

- energie; men onderscheidt in het algemeen hoge en lage energetische milieus. Deze zijn respectievelijk gunstig voor snelgroeiende, takvormige soorten en langzaam groeiende meer massieve soorten;
- irradiëntie; de lichtdoorlatendheid van het zeewater; Licht is nodig voor de fotosynthese in de met de koralen in symbiose levende alg: Zoöxanthella;
- diepte; op of nabij het gemiddeld zeeniveau levende koralen zullen zich slechts lateraal kunnen uitbreiden, koralen op grotere diepte kunnen, mede afhankelijk van de preferentie van de soort zich sterk verticaal uitbreiden;
- saliniteit; variaties in saliniteit - mits niet extreem, zoals de situatie die zich bijvoorbeeld bij grotere riviermonden voordoet - vormen geen belemmerende factor in koraalontwikkeling, algemeen 27-40 promille;
- voedsel; aanvoer van voedselrijk water door stromingen;
- temperatuur; koraal gedijt het best in water met een temperatuur van 25 tot 30 graden Celsius. De minimum temperatuur is 18 graden;
- zuurstof; hoge energie-omstandigheden begunstigen snelle groei doordat veel zuurstof in het water opgenomen kan worden (brandingszone, brekers).

Ad b.

Hoewel koraal zich overal op kan vestigen zal het duidelijk zijn dat de overlevingskansen op een fossiel verkarst rif groter zijn dan op een moddervlakte. In dit verband moet de "lag time" of "inhibition time" genoemd worden, de tijd die nodig is voor het koraal om zich dusdanig te vestigen dat een uitbundige verticale opgroei mogelijk is. De "lag time" wordt bepaald door het samenspel van de genoemde condities (zie ook Moll, in voorbereiding).

Wat betreft de vorm van het substratum van de "outer rim" kan worden vastgesteld dat deze mede gekenmerkt wordt door de westelijke begrenzing

van de shelf, die bestaat uit een verticale wand, een loodrechte "drop-off". Deze loodrechte "drop-off" is vastgesteld op de locaties Kapoposang, Langkai en Lanjukang. Doordat de 100-meter isobaat, de aangenomen begrenzing van de Spermonde Shelf, over de gehele lengte dicht tegen de "outer rim" ligt en direct buiten de shelf diepten voorkomen van 200 tot 800 meter (Hydro-oceanografische kaarten no. 123, 139 en 173) mag aangenomen worden dat de loodrechte "drop-off" over de gehele lengte van de shelf voorkomt. Op genoemde locaties zijn geen submariene terrassen vastgesteld.

De vorm van de loodrechte "drop-off" heeft bij de snelle postglaciale zeespiegelstijging een sterke laterale aangroei van koraal bemoeilijkt. Een snelle verticale opgroei van 10 meter per 1000 jaar is mogelijk, met name als gevolg van de hoge tot middelmatige energie omstandigheden die in een dergelijke situatie verwacht mogen worden, ondanks gelijktijdige afbraak en ondermijning van de "drop-off". Ook Adey (1975), Adey en Burke (1976), Adey et al. (1977) constateerden dat dergelijke snelheden onder gunstige omstandigheden mogelijk zijn.

In de partijen, waar thans het substratum op 15 tot 20 meter nog aanwezig is moet de verticale koraalgroei en/of opvulling sedert de overspoeling noodgedwongen gering of afwezig zijn geweest.

Dit laatste zou verklaard kunnen worden door het feit dat de gemiddelde invloed en kracht van de aanlopende golven met een golflengte van 30 tot 40 meter tot op deze diepte werkzaam is: de abrasie terminante. Verticale opgroei van koraal op een vlak kan alleen uitbundig zijn wanneer het erop liggende koraalpuin in rust is en niet meer opgenomen wordt.

Opvulling zal in dat geval alleen plaatsvinden door "uitzakking" (avalanching, subaquatische afstorting) van koraalpuin (voornamelijk koraalzand) van de koraalrifcomplexen op die locaties waar luwten in het stromingspatroon langs de shelfrand voorkomen.

In het shelfgebied achter de "outer rim" komen nog meer opvallende geomorfologische elementen op een diepte van 15 à 20 meter voor.

Bij elkaar genomen zijn dit:

- het uniforme vlak waarop de eilanden Tanah Keke, Satanga en Raoelawang liggen (zie hoofdstuk 4 par. 4);
- een knik op 15 à 20 meter diepte in de westelijke submariene helling van de niet continentale rifcomplexen;
- een subaerisch gevormd vlak op 15 à 20 meter diepte (zie dwarsprofiel Fig. 6.1 en hoofdstuk 6 par. 2);
- de kleine dalbeginnetjes, aangegeven door de configuratie van de 20 meter isobaat, die niet vervaagd zijn door sublitorale afzettingen (zie hoofdstuk 6 par. 2.2).

Het is niet aannemelijk dat één enkel soort mechanisme verantwoordelijk is voor het ontstaan van deze elementen.

Enkele ervan houden mogelijk verband, zoals in het geval van de "outer rim", met Tertiaire denudatie of Pleistocene zeespiegelstanden. Dit laatste is mogelijk ook het geval bij het subaerisch gevormd vlak van hoofdstuk 6 par. 2. Wat de hellingknik op 15 à 20 meter diepte betreft wordt er rekening mee gehouden dat zij tot stand kwam door een combinatie van een subaquatische afstorting (avalanching) van koraalpuin en koraalzand met het optreden van de abrasie terminante. Het koraalpuin, voornamelijk koraalzand van de geïsoleerde rifcomplexen zal immers, door een laterale uitbreiding van het complex, uitzakken tot op de bodem van

de shelf: het zand zal door de tot op circa 20 meter diepte (de abrasie terminante) actieve golfwerking opgenomen worden en weer rifwaarts worden neergelegd. Wanneer veel grof puin aanwezig is treedt een hellingknik op circa 5 meter diepte op: grof puin kan onder de heersende omstandigheden in de Spermonde Archipel tot op deze diepte nog door de golfwerking worden opgenomen. Kuenen (1950) vestigde al de aandacht op de betekenis van de korrelgrootte verschillen met betrekking tot de abrasie terminante. Het voorkomen van sublitorale afzettingen tot ongeveer 15 meter diepte langs de kust (hoofdstuk 3 par. 4.6) moet in verband gezien worden met enerzijds het uitvlokken van de door de rivieren aangevoerde klei, anderszijds met de eerder genoemde golfwerking: de abrasie terminante.

Ad. c.

Op de shelf zelf heersen op het moment van inundatie omstandigheden die de verticale koraalgroei kunnen remmen of verhinderen. Weliswaar zou in optimale omstandigheden de groeisnelheid van koraal-individueen van bepaalde soorten 25 cm per jaar en de rifopbouw 10 meter per 1000 jaar kunnen bedragen, maar op het rif is er kennelijk een andere verhouding tussen koraalgroei en afbraak. Bovendien wordt de laterale aangroei beïnvloed door de topografie: door het ontbreken van een stevige basis moet namelijk eerst een massief rif opgebouwd worden. Tesaamen met het gaan domineren van meer rifbouwende soorten die langzamer groeien en het mogelijk opwervelen van shelfmateriaal waardoor de irradiëntie vermindert, heeft dit een vertragend effect op de verticale rifopbouw. De snelheid van de rifgroei wordt geschat op 3-6 meter per 1000 jaar.

Geconcludeerd kan worden dat achter de "outer rim" bij verdere overspoeling:

- de zone van maximale koraalgroei door veranderde omstandigheden achterblijft ten opzichte van het zeeniveau;
- door de beschermende werking van het buitenste rif, op de shelf zelf lage tot middelmatige energie omstandigheden heersen;
- de verticale groei en rifopbouw in snelheid afnemen.

Onder de huidige omstandigheden is in het onderzochte gebied een vergelijkbare afname in energie van west naar oost aanwezig. Het duidelijkst uit dit zich in de afname van het (verkittende) Porolithon in dezelfde richting (Porolithon is een kalkwier dat hoge energie-omstandigheden vereist). Een inundatie van de shelf op het eind van het Pleistoceen-begin Holoceen bij een Holoceen zeespiegelstijging van 7 tot 10 meter per 1000 jaar afnemend tot 3 à 4 meter per 1000 jaar (Fairbridge 1961; Shephard en Curray 1967) zou kunnen betekenen dat de rifgroei in principe de zeespiegelstijging bij heeft kunnen houden.

Toch is niet het gehele plat met koraal overgroeid. De combinatie van de eerder genoemde remmende factoren speelt hierbij een rol.

Allereerst is er bij een nieuw te begroeien oppervlak een zekere tijd nodig vóór het koraal zich uitbundig kan uitbreiden, de "lag time". In deze periode is verticale rifgroei minimaal want er moet een basis opgebouwd worden.

Afhankelijk van de omstandigheden kan deze periode 1000 tot 2000 jaar duren. In dezelfde tijd echter stijgt de zeespiegel 3 tot 8 meter.

Bij een stijging van 3 à 8 meter per 1000 jaar komt de basis waarop het koraal zich zou moeten gaan vestigen beneden de diepte van optimale koraalgroei te liggen. Nu ligt in de Spermonde Archipel met lage tot middelmatige energie-omstandigheden de diepte van optimale groei op 2 tot 5 meter (Moll, in voorbereiding).

Alleen de topografisch hoger gelegen delen (de ondiepten) kunnen binnen het bereik blijven van de diepte van optimale koraalgroei.

De snelheid van de zeespiegelstijging neemt echter geleidelijk af. Op welke diepte (ten opzichte van het zeeniveau) een topografische hoogte zou moeten liggen om bij een stijgende zeespiegel als rifdrager te kunnen optreden kan als volgt benaderd worden: als er een potentiële opgroei heeft bestaan die de stijgende zeespiegel kon bijhouden of inhalen dan zou het antecedente oppervlak maximaal een diepte kunnen hebben gehad die equivalent is aan het aantal meters dat de zeespiegel stijgt tijdens de "lag time" plus de diepte waarop gemiddeld de optimale koraalgroei voorkomt.

Bij een veronderstelde stijging van 4 meter per 1000 jaar en een "lag time" van 1500 jaar met een optimale koraalgroei op 5 meter wordt dit dus 11 meter.

Anders gezegd: wil een rifcomplex bij de hoogste Holocene zeespiegel tot deze stand zijn opgegroeid dan moet er op een bepaald tijdstip voordien een uitbundige verticale koraalgroei bestaan hebben op of voor het moment dat er een waterlaag van 11 meter boven stond (in dit voorbeeld). Bestond deze uitbundig verticale koraalgroei niet dan zal bij de nog stijgende zeespiegel de verticale opgroei steeds verder achterblijven. Omdat er nog te weinig gegevens bestaan over het in werkelijkheid niet lineaire stijgingsverloop en de werkelijke "lag time" voor de Spermonde Archipel, wordt hier geen verdere conclusie aan verbonden omtrent de mogelijk zo te herleiden hoogten in meters van de bases van de Holocene rifcomplexen boven het omringende antecedente oppervlak van de shelf. Slechts zij meegedeeld dat nu koraalgroei alleen voorkomt tussen zeeniveau en -30 meter.

Het optreden van ondiepten vooral in de derde rif-zone (zie Fig. 1.2), nu op ongeveer 20 meter diepte, geeft aan dat hier de rifgroei de stijging klaarblijkelijk niet bij heeft kunnen houden. Dit gedeelte van de shelf is via de uitlaatopeningen in de "outer rim" wel vroeg getuind, maar de koraalgroei zal verhinderd of geremd zijn door een vermindering van de irradiancie door opwervelingen van het materiaal van de shelf zelf. Het betreft hier voornamelijk fijn materiaal, waarvan het voorkomen verband houdt met de ligging van de fossiele rivierstelsels. Direct achter de "outer rim" werd bij de latere overspoeling de koraalgroei geremd door de grote hoeveelheden koraalpuin die hier werden afgezet. De rivierstelsels werden gedeeltelijk opgevuld en soms van hun inmiddels fossiele benedenloop afgesneden zoals te zien is op de dieptekaart bij onder andere Kodongbali.

Er moet rekening gehouden worden met de mogelijkheid dat door het toenemend watergewicht bij een stijgende zeespiegel de randzone van de shelf gedaald is en daarmee de ondiepten in de derde zone eveneens dieper zijn komen te liggen beneden zeeniveau.

Een dergelijke daling zal voor wat betreft de rifgroei op de "outer rim" weinig effect gehad hebben omdat daar reeds een uitbundige koraalgroei aanwezig was en er dus geen "lag time" overwonnen moest worden.

Voor de derde zone kan dit betekenen dat de ondiepten te diep kwamen te liggen. Bovendien zal hun hoogte boven het omringende deel van de shelf geringer zijn geweest dan de meer landwaarts gelegen topografische hoogten uit de eerste en tweede zone.

Bij uitsluiting van grote tectonische deformatie geeft de datering van monster no. 12, afkomstig van het eiland Samalona in de tweede zone, aan dat de koraalgroei daar de stijging wel bij heeft kunnen houden (de bewuste datering geeft immers een ouderdom van 4650 jaar en het monster is afkomstig van een massief koraal in groeipositie). Aannemend dat de rifcomplexen uit eenzelfde zone genetisch en in de tijd bij elkaar behoren lijkt het gerechtvaardigd deze conclusie ook voor andere eilanden van de tweede rifzone geldig te achten.

In hoofdstuk 5 par. 4 zal blijken dat een dergelijke aanname niet gerechtvaardigd is.

Het totaalbeeld op het eind in fase II, met andere woorden ten tijde van de hoogste Holocene zeespiegelstand is dus een Spermonde Archipel "in wording" met een "outer rim" vergelijkbaar met de huidige situatie echter zonder koraalzandeilanden.

Door het vrijwel ontbreken van verkittende organismen zal het koraalpuin over het rif verspreid zijn geweest. Op daarvoor gunstige plaatsen, voornamelijk bepaald door stromingen langs de shelfrand (buiten "outer rim") kon het koraalpuin opgehoopt worden tot zelfs boven zeeniveau. De hoogte van de zo gevormde ramparts wordt bepaald door de kracht van de golven tijdens extreme omstandigheden (bijvoorbeeld stormen).

Verder kende de Spermonde Archipel achter de "outer rim" een groot aantal ondiepten waarvan enkele met name de meer naar de kust gelegen zones, koraalgroei tot op of nabij zeeniveau vertoonden.

Ook hier bestonden de gedeelten die boven water uitstaken uit niet hecht verkit koraalpuin, tot ramparts opgeworpen tijdens de stormperiodes.

Het ontbreken of althans niet overvloedig aanwezig zijn van verkittende kalkwieren verhinderde een massieve structuur zodat de ramparts een kort leven beschoren was. Het puin werd telkens opnieuw opgenomen en over de zich lateraal uitbreidende koraalrifcomplexen uitgespreid, werkte verstikkend op de centrale lagunaire gedeelten van de complexen en vormde daarmee de reef flats. Elke volgende storm brak bestaande ramparts af en vormde nieuwe. Permanente zandlichamen op de windafwaarts gelegen (zuid-oost) zijde van de reef flats boven de hoogwaterlijn kunnen in deze fase niet bestaan hebben zoals in hoofdstuk 5 par. 4 zal blijken.

Het proces van afbraak en opbouw van ramparts is ook nu nog tijdens elke stormachtige periode te volgen.

Een rampart is dus een morfologische vorm die behoort bij huidige, zij het extreme omstandigheden. Haar basis kan echter een relict uit het verleden zijn en is bepalend voor de grootte en uitgebreidheid van de later op te werpen ramparts.

5.4 Fase III

Vanaf het moment van bereiken van de hoogste Holocene zeespiegelstand heersen er min of meer unieke omstandigheden omdat snelle grote stijgingen van de zeespiegel achterwege blijven en na de eerste daling de zeespiegel op een enkele fluctuatie na relatief constant blijft (relatief constant in vergelijking met de stijging van 4 tot 10 meter per 1000 jaar).

Omdat de hoogste stand (stilstandsfase) gevolgd wordt door een daling zal de koraalproductie gebonden aan die hoogste stand totaal bijdragen tot een laterale uitbreiding van het complex.

Elke volgende zeespiegelwisseling mits eindigend met een daling zal uiteindelijk alleen een laterale uitbreiding van het complex tot gevolg hebben door een herdistributie van de afbraakproducten.

Voor wat betreft de topografische hoogten die als basis fungeerden voor de rifgroei zijn twee uitgangssituaties mogelijk:

1. de top van de topografische hoogte ligt boven gemiddeld tot laag water;

Door de abraderende werking van de golven zal zich uiteindelijk een abrasievlak kunnen ontwikkelen. De verwerking en de abrasie zal materiaal leveren waardoor de irradiëntie sterk afneemt en de koraalgroei beperkt is. Bij daling van de zeespiegel na het bereiken van de hoogste Holocene zeespiegelstand, gaat de abrasie op een iets lager niveau door; mogelijk blijft een kern van de topografische hoogte bestaan. De horizontale snelheid in het ontwikkelen van een abrasievlak kan, afhankelijk van de golfenergie en het te abraderen materiaal zeer hoog liggen; ondermijning speelt hierbij een belangrijke rol.

Heeft de topografische hoogte een voldoende omvang gehad dan bestaat de kans dat een dergelijke restkern, ondanks de nog volgende zeespiegelfluctuaties, ook nu nog aanwezig is.

Een dergelijke situatie heeft zich vermoedelijk voorgedaan bij de continentale eilanden Tanah Keke, Satanga en Raoelawang, vroeger waarschijnlijk één geheel vormend. Hier zou de horizontale abrasie snelheid ongeveer 0,5 tot 1 meter per jaar hebben kunnen bedragen. Het materiaal van deze eilanden bestaat uit een kalksilt. Bovendien zou het topvlak van Tanah Keke, dat op 360 cm boven huidig zee-niveau ligt, het niveau kunnen vertegenwoordigen tot waarop de golven bij de hoogste Holocene zeespiegelstand konden abraderen. Een latere zeespiegelstand heeft een tweede lager gelegen abrasievlak gevormd (zie Fig. 4.3).

Ook nu nog is koraalgroei rond deze eilanden niet uitbundig.

Slechts matig ontwikkelde franjeriffen komen voor. Oorzaak is de eerder genoemde afname in irradiëntie door het in suspensie verkerende verweringsmateriaal. Tanah Keke is ook het enige eiland met mangrove, een vegetatie die een wat kleirijkere bodem verlangt dan het matig fijn koraalzand van de overige eilanden. In het uiterste zuiden van het onderzochte gebied, bij Puntondo, ligt een vermoedelijk tot dezelfde formatie behorende kalksilt en ook hier komt, zij het zeer schaars, mangrove vegetatie voor.

2. de tweede uitgangssituatie is er een, waarbij de top van de topo-

grafische hoogte bij de hoogste Holocene zeespiegelstand beneden het gemiddeld zeeniveau ligt. Daarbij kan de diepte dusdanig zijn dat het koraal tot op deze hoogste stand zal trachten op te groeien. Dit is de meest aannemelijke situatie voor de overige, niet continentale rifcomplexen. Afhankelijk van hun geografische positie kan de basis van waaruit het Holocene rif op kon groeien bestaan uit leucietuff (al of niet met fossiel verkarst rifmateriaal of een algendek als topvlak) of uit kalksteen, in het geval dat de Maroskalken zich in de shelf voortzetten. Deze kalksteen moet dan eveneens sterk verkarst zijn en kan al of niet een bedekking van Pleistoceen rifmateriaal of algen hebben. Gezien het gemak waarmee leucietuff wordt geerodeerd, is het waarschijnlijk dat de hieruit bestaande hoogten al vóór de postglaciale stijging aanzienlijk in hoogte gereduceerd waren.

Hoe de morfogenetische ontwikkeling van deze rifcomplexen vanaf het moment van de hoogste Holocene zeespiegelstand verloopt is weer afhankelijk van de hoogte tot waarop het koraal kon opgroeien. Behalve door de diepte (hoogte van de topografische basis) wordt de rifbouw mede bepaald door de kracht en de richting van overheersende winden die van invloed zijn op de golfslag en stromingspatronen. Deze zullen per geografische positie verschillen.

Onafhankelijk van de zonering zijn er drie morfologisch van elkaar verschillende typen van rifcomplexen te onderscheiden:

- a. rifcomplexen met omvangrijke ramparts op een brede basis, levend koraal op reef flats en met een brede fore-reefzone;
- b. rifcomplexen met minder ontwikkelde ramparts, de reef flats zijn met (verkit) koraalpuin en/of koraalzand bedekt en hebben vrijwel geen levend koraal, de fore-reefzone is veel minder breed;
- c. de rifcomplexen bezitten ramparts noch zandlichamen boven de huidige gemiddelde hoogwaterlijn.

Achtereenvolgens zullen drie mogelijke morfogenetische ontwikkelingen voor deze tweede uitgangssituatie worden geschetst, waarbij de bedoelde morfologische verschillen toegelicht zullen worden.

De rifcomplexen van de "outer rim" zijn hierbij uitgezonderd door hun min of meer continue ontwikkeling in een milieu met veel hogere energieomstandigheden.

Type a. Het rifcomplex kon tot op of nabij de hoogste Holocene zeespiegelstand opgroeien.

Vanaf het moment dat bij de nog stijgende zeespiegel het levend koraal binnen het bereik van de destructieve krachten van de golven kwam heeft koraalpuin tot de opbouw van het complex bijgedragen.

Na het bereiken van de hoogste zeespiegelstand is de koraalgroei tijdens de stilstandsfase aan de randen van het rif, met name aan de windwaarts (noordwest) gerichte zijde uitbundiger (zie ook Moll, in voorbereiding) en er ontstaat een vorm waarvan het centrale gedeelte uiteindelijk door verstikking, verminderde aanvoer van voedingsstoffen en zuurstof en verminderde irradiëntie en een mogelijk te hoog oplopen van de temperatuur bij laagwater (onder huidige omstandigheden zijn waarde tot 50 graden

Celsius gemeten) in groei achterblijft. Een reef flat is aan het ontstaan. Een rampart kan opgeworpen worden aan de windwaartse zijde (west-noordwest), waardoor de vorm versterkt wordt.

Bij de latere daling van de zeespiegel (4000 BP) valt een deel van het rifcomplex droog. Het bouwwerk kan geen hecht bolwerk zijn geweest omdat het samenstellende puin voornamelijk uit snelgroeiende takvormige soorten als *Acropora* sp. heeft bestaan. Dergelijk puin vormt weliswaar snel een volumineuze rampart, maar mede door het vrijwel ontbreken van verkittende organismen zal het complex voordat de zeespiegel opnieuw gaat dalen al tot op de dan heersende gemiddelde waterlijn afgebroken zijn (minstens tot op gemiddelde waterlijn, waarschijnlijk enkele meters daaronder).

Het puin heeft weer bijgedragen tot de verbreding van het complex. Door mechanische vergruizing en bio-erosie wordt zand geproduceerd. Daar waar op de reef flat de aankomende golven elkaar ontmoeten kan zich een zandplaat vormen. Deze zandplaat kan bij daling van de zeespiegel in het geval dat de rampart voldoende bescherming geeft boven gemiddeld hoogwater komen te liggen. Een zandcay is ontstaan.

Een zandcay kan zich dus alleen vormen bij een daling van de zeespiegel en daarna blijven bestaan door de afscherpende werking van een rampart of een genoeg brede reef flat of fore-reefzone die de kracht van de oplopende golven kunnen breken. De invloed van de wind is - althans nu - in de Spermonde Archipel niet groot genoeg om een bij laag water droogvallende zandplaat tot boven hoog waterniveau op te stuiven.

Het centrale gedeelte van het rifcomplex kan wanneer de waterlaag bij ebstanden niet te dik is een verkitting ondergaan: de reef flat verkitting. Het zeewater dat continu oververzadigd is met CaCO_3 (dat daarbij niet tot neerslag komt) kan bij ebstanden op de reef flat³ dusdanig verwarmd worden dat in deze extreme situatie van een zeer ver overschreden oplosbaarheidsproduct er wel kalkneerslag plaatsvindt. Bij opkomende vloed neemt de temperatuur weer af maar het zeewater vermengt zich snel, blijft oververzadigd en neemt het neergeslagen kalk niet op. De open oceaan fungeert hierbij als een "onuitputtelijke" naleveringsbron van CaCO_3 .

Bij elke volgende stijging van de zeespiegel (2000 BP) herhaalt het proces van puinherdistributie zich met dien verstande dat bovendien het zandeiland geheel of gedeeltelijk afgebroken wordt. Het koraalzand wordt eveneens geherdistribueerd over het centrale gedeelte van het complex en draagt tevens bij tot de verbreding van het complex.

Tijdens een stijging van de zeespiegel kan indien de zandcay volledig afgebroken wordt alleen een zandplaat bestaan die mogelijk slechts bij eb droog valt, weer afhankelijk van de beschermende werking van de rampart. Bij elke stijging van de zeespiegel is er meer koraalpuin aanwezig dan bij de voorafgaande stijging.

De herdistributie van dit puin over het complex biedt een bredere basis voor de later op te werpen ramparts. Deze ramparts zijn omvangrijker dan hun voorgangers en geven daardoor meer bescherming aan het erachter liggende deel van het rifcomplex, de reef flat en de zandplaat. Dit zichzelfversterkende effect heeft tot gevolg dat de huidige ramparts van die rifcomplexen die de hier geschetste ontwikkeling hebben doorge-

maakt uitgebreid zijn. Ze konden over een brede basis opgeworpen worden, bezitten weinig inlaatopeningen en veroorzaken een laag energie milieu waardoor opvulling met puin tegengegaan wordt en het tot koraalgroei kan komen.

De mate van rampart ontwikkeling en de daarmee samenhangende met levend koraal bedekte reef flat is een van de belangrijkste geomorfologische kenmerken van de riffen van het type a.

Een tweede morfologisch kenmerk, mogelijk ook met de herdistributie van het koraalpuin samenhangend, is het bij de rifcomplexen van type a voorkomen van een brede (100 tot 200 meter) fore-reefzone aan de windwaartse zijde van de ramparts met een diepte van verscheidene meters (5-10 meter). Dit in tegenstelling tot de overige rifcomplexen (typen b en c) die een dergelijke uitgestrekte ondiepe fore-reef zone niet bezitten (ze hebben een vrijwel direct achter de rampart wegduikende helling, een fore-reef front).

(bij alle bestudeerde rifcomplexen vertoont het westelijke fore-reef front een hellingsknik op 15 tot 20 meter. Deze knik wordt gedacht de maximale diepte van de destructieve krachten van de aanlopende golven te vertegenwoordigen (zie hoofdstuk 5 par. 3).

De mogelijke samenhang met de herdistributie van koraalpuin is dat deze brede fore-reef zone de puinaccumulatie zou kunnen vertegenwoordigen, die plaats vond na de eerste welke volgde op de hoogste Holocene zeespiegelstand. Op deze fore-reefzone heeft zich een koraalbedekking kunnen ontwikkelen, onderbroken door "transportbanen" van koraalzand. Een brede fore-reef zone breekt de aankomende golven slechts geleidelijk en de positie van de op te werpen ramparts komt daarmee verder op de reef flat te liggen. Bovendien vormt de rampart zich zo weer met een bredere basis.

(Ook de vorm van het antecedente oppervlak kan bij het ontstaan van een brede fore-reefzone van invloed zijn; de fore-reefzone wordt daarmee dan een met puinmateriaal bedekt en met koralen begroeid abrasievlak.)

De hier geschetste ontwikkeling is weergegeven in Fig. 5.2a.

Type b. Het rifcomplex kon pas na de eerste daling die volgde op de hoogste Holocene zeespiegelstand, tot op zeeniveau opgroeien.

In essentie is er geen verschil met de vorige situatie in de wijze waarop het rif wordt opgebouwd. De beschikbare hoeveelheid puin, nodig voor de verbreding en de opbouw van het complex is echter aanzienlijk minder. Een groot gedeelte van het beschikbare puin is nodig om het centrale lagunaire gedeelte op te vullen.

Verticale opgroei heeft tot het moment van het bereiken van de zeespiegel overheerst. Deze rifcomplexen hebben dan ook een steil fore-reef front.

De fore-reef zone heeft zich daardoor niet breed kunnen ontwikkelen. De aankomende golven aan de windwaartse zijde werpen immers na het breken op de rand van het reef front vrijwel direct een rampart op.

Deze situatie handhaaft zich doordat de volgende zeespiegelfluctuaties een kleinere amplitude hebben en bovendien de totale hoeveelheid puin in vergelijking met type a geringer is. Door de kleinere amplituden overheerst uiteindelijk een laterale groei waardoor de vorm verstevigd

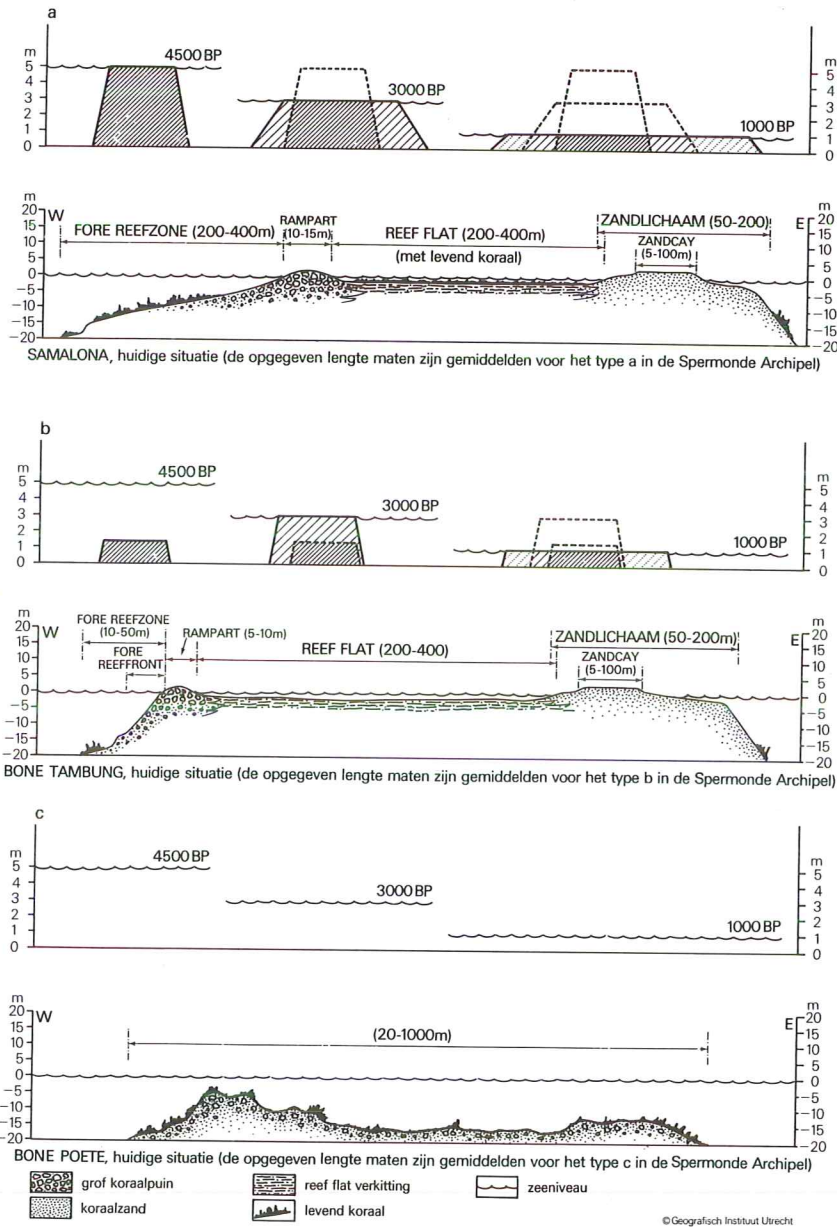


fig. 5.2 Schematische voorstelling van de ontwikkeling van een rif-complex naar type a (5.2a), type b (5.2b) en type c (5.2c)

wordt. Door het ontbreken van een brede basis hebben de rifcomplexen die de hier geschetste ontwikkeling hebben doorgemaakt minder uitgebreid ontwikkelde ramparts, er bestaan meer inlaatopeningen en na opvulling van de reef flat bevindt er zich hierop een zich continu verplaatsende en vergruizende koraalzandmassa die koraalgroei verhindert (type b). Op het koraalzand en het transport daarvan wordt nog teruggekomen. De hier geschetste ontwikkeling is aangegeven in Fig. 5.2 b.

Type c. Het rifcomplex heeft geen kans gezien om tot op zeeniveau op te groeien.

Deze rifcomplexen vormen ondiepten van ongeveer 20 meter tot even onder huidig zeeniveau. Ze zijn een schrik voor de zeevaart.

Theoretisch zijn deze rifcomplexen in volle ontwikkeling, zowel verticaal als lateraal is uitbreiding mogelijk. Toch is het opmerkelijk dat de rifcomplexen die tot even onder laagwater zijn opgegroeid geen kans zien om ramparts op te werpen.

Hun geografische positie is hierbij waarschijnlijk van doorslaggevende invloed. De rifcomplexen die tot even onder de laagwaterlijn zijn opgegroeid liggen vrijwel alle dicht onder de huidige kust.

De koraalgroei wordt op de westelijke helling sterk geremd. In tegenstelling tot alle overige rifcomplexen bestaan namelijk ook de westelijke submariene hellingen in de eerste rifzone grotendeels uit koraalzand. De krachtige landwind "de Brubu" (zie hoofdstuk 3 par. 2) kan hierbij een rol spelen.

De overige ondiepten van het type c liggen voornamelijk in de derde zone. De topografische hoogten waarop het rif zich kon ontwikkelen lagen te diep.

Bij voldoende beschikbare tijd moeten zij zich tot op zeeniveau op kunnen werken mits de zeespiegel niet extreem wisselt. De hier geschetste ontwikkeling is aangegeven in Fig. 5.2 c.

5.5 Het koraalzandtransport

Bij de rifcomplexen met een reef flat met levend koraal (type a) is er geen zandtransport over de reef flat.

De oostelijke helling van alle rifcomplexen bestaat vrijwel geheel uit koraalzand. Wanneer dit koraalzand niet over het reef flat is verplaatst moet dit noodzakelijkerwijs op een transport om het rifcomplex heen duiden (onder invloed van de *noordwest* moesson) waarbij het zand onder invloed van de *zuidoost* moesson op het rifcomplex wordt gebracht.

Als een reef flat met koraalpuin en koraalzand bedekt is kan wel transport over de reef flat plaatsvinden.

Hoe de zandtransportbanen om het rifcomplex en over de reef flat precies liggen is niet bestudeerd. De bedekkingsgraad van het koraal zou hier over meer informatie kunnen geven maar is slechts in de vier hoofdrichtingen van de wind opgenomen (zie Moll, in voorbereiding).

Een aantal waarnemingen op de bestudeerde rifcomplexen doet echter vermoeden, dat het netto transport over de reef flats minimaal is. Bovendien is er een seizoenafhankelijkheid aanwezig. De koraalzandlaag wisselt namelijk door de seizoenen heen in dikte (of verdwijnt geheel zodat grof verkit koraalpuin aan het reefoppervlak komt). Met deze

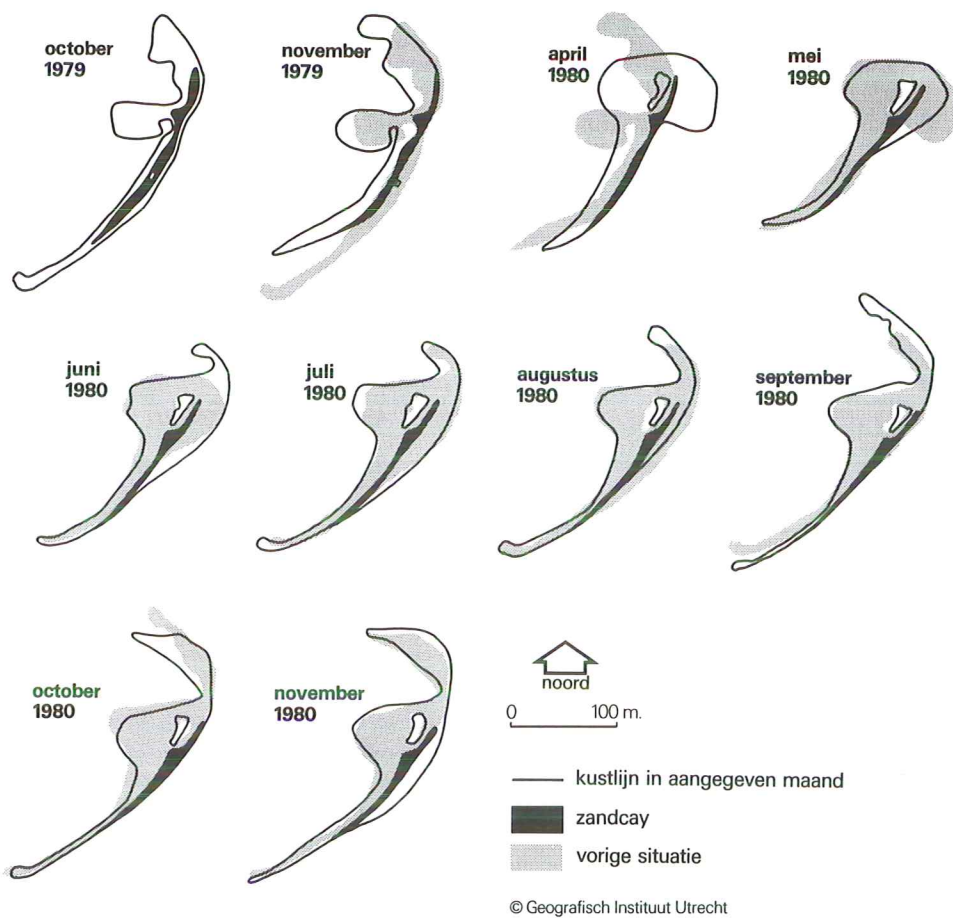


fig. 5.3 Kustlijn veranderingen van het eiland Kudingareng Keke in de periode oktober 1979 - november 1980

wisseling in dikte van de zandlaag samenhangend verandert de steilheid van de helling van het zandlichaam onder water.

Een groot gedeelte van het zand schuift onder invloed van de seizoenwinden heen en weer over de reef flat.

De totale hoeveelheid koraalzand lijkt min of meer constant.

Dit zou betekenen dat er geen of minimaal netto zandtransport plaatsvindt over de reef flats of dat er een bepaalde evenwichtstoestand bereikt is waarbij het surplus aan zand telkens bijdraagt aan de verbreding van voornamelijk de oostelijke zandhelling van de rifcomplexen.

Het opwerpen van zand op het rifcomplex gebeurt onder invloed van de zuidoost moesson.

Bij de rifcomplexen met een reef flat met levend koraal is deze invloed alleen te zien aan de zich sterk veranderende vorm van het zandlichaam. Van een dergelijk eiland (Kudingareng Keke) zijn een aantal opnamen gemaakt in de periode oktober 1979 - november 1980 (zie Fig. 5.3).

Uit deze opnamen blijkt bovendien dat niet de zoveel krachtigere noordwestelijke winden maar de zuidoostelijke winden het zandeiland sterk kan afslaan. De cay wordt door de jaren heen steeds kleiner terwijl de totale oppervlakte van het eiland min of meer constant blijft.

Bij gelijkblijvende omstandigheden zullen alle zandcay's uiteindelijk ten offer vallen aan de zee. Dit is in overeenstemming met de voorgestelde vorming van een cay boven water. Een zandcay is het typische voorbeeld van een geomorfologisch relict zoals bedoeld in hoofdstuk 4 par. 1.

Ten aanzien van het koraalzandtransport is nog op te merken dat elk rifcomplex een op zichzelf staand geheel is en haar eigen koraalpuin levert. Er vindt geen koraalzandtransport plaats tussen de rifcomplexen onderling. Op verscheidene plaatsen op de shelf zijn bodemonsters genomen met een "Van Veen"-bodenhapper (zie Fig. 5.4) waaruit bleek dat op de waarnemingspunten de shelf niet uit materiaal bestaat dat overeenkomt met het strandmateriaal.

Opvallend is het voorkomen van twee soorten gesteentebrokjes in alle monsters, behalve in die afkomstig van dicht onder de kust, (nr. 7, 8 en 9) en die van de "outer rim" (nr. 1 en 12). De ene soort is bruin van kleur, meestal wat groter (tot ϕ 4 mm) en als concretie ontwikkeld, de andere groenzwart van kleur (ϕ 2-3 mm). Alle monsters waren lichtgroen van kleur.

Na behandeling met H_2O_2 verdween de groene kleur en vele kleine schelpjes en schelpfragmenten alsmede foraminiferen werden zichtbaar. De groene kleur is vermoedelijk afkomstig van algen.

Een van de monsters (nr. 6) is nader onderzocht. Het is afkomstig van een diepte van 30 meter uit de tweede rif-zone tussen de eilanden Barang Lompo en Barang Keke.

Röntgen-diffractie laat zien dat de bruine concreties voornamelijk bestaan uit goethiet met sporen hematiet en verder uit veldspaten van het orthoklaas-type (plagioklaas-veldspaten zijn niet aangetroffen).

Het gehalte aan kwarts is laag, ongeveer 2%. Aan kleimineralen is aanwezig 15-20% metahalosiet en wat slecht gekristalliseerde kaoliniet. De groenzwarte gesteentebrokjes lijken op palagoniet, het vulkanisch glas dat voorkomt in de leucietuf. Het gehalte aan kwarts is 15 tot 20%. Het veldspaatgehalte is aanzienlijk hoger dan in de bruine concre-

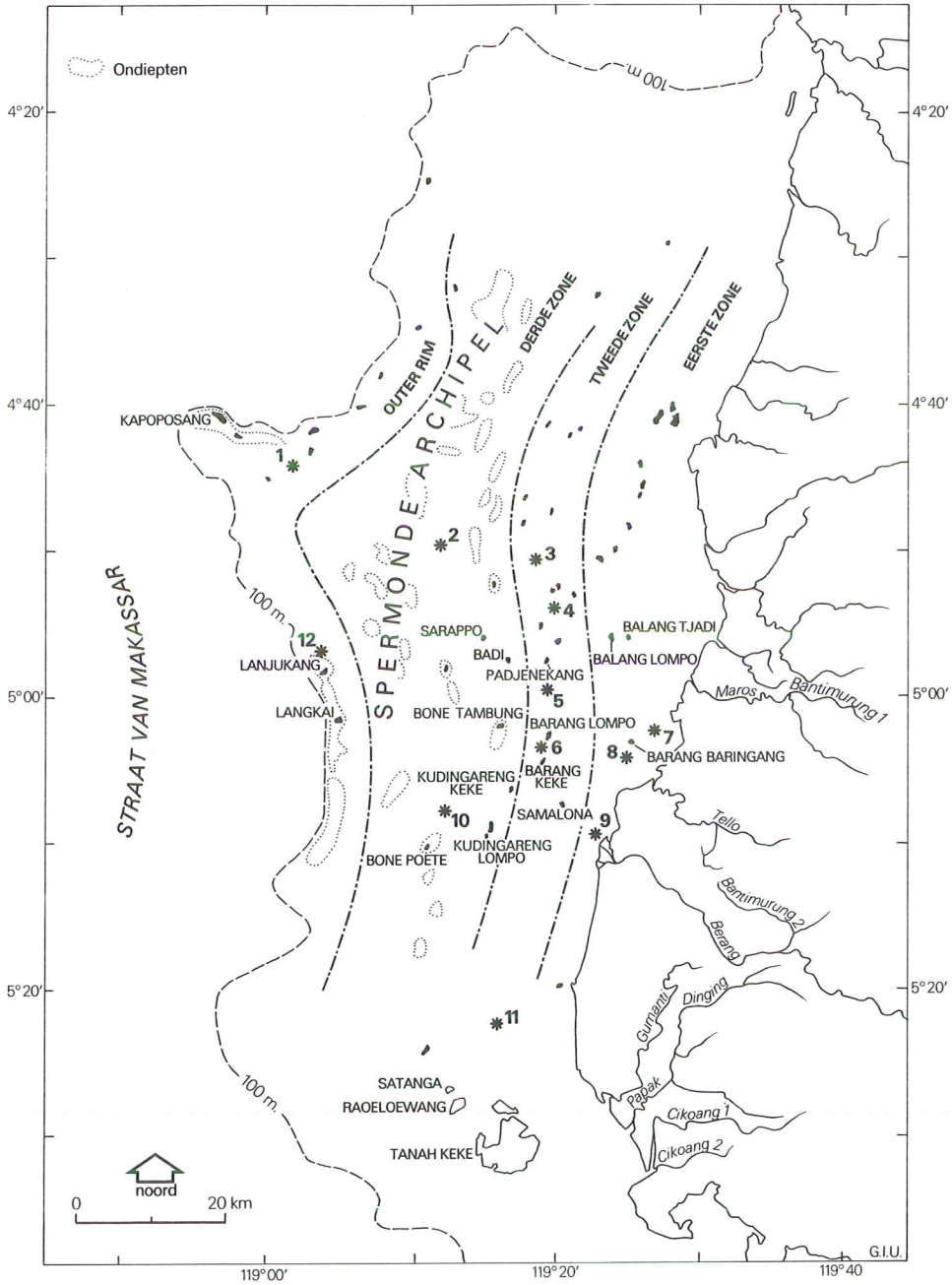


fig. 5.4 Overzichtkaart van de Spermonde Archipel waarin aangegeven de locaties van de shelfbodemmonsters

ties. Weer geen plagioklaas-veldspaten maar wel wat veldspatoid, echter niet leuciet maar nefelien (leuciet verweert naar nefelien en orhtoklaas). Als voornaamste kleimineralen komen voor: montmorilloniet, gewone en zwellende illiet, kaoliniet en metahalloysiet, vermiculiet en benthoniet.

Vervolgens is het totaalmonster met H_2O_2 behandeld en is de fractie kleiner dan $53 \mu m$ afgescheiden en gemalen en eveneens met behulp van röntgen-diffractie onderzocht.

Het bestaat naast de eerder beschreven componenten van de beide gesteentebrokjes voor het overgrote deel uit calciet en in mindere mate uit aragoniet (koraal bestaat uit aragoniet).

Het volledig röntgen-diffractie rapport no. 43 is aanwezig op het Geografisch Instituut van de Rijksuniversiteit te Utrecht.

Geconcludeerd kan worden dat de toplaag van de shelfbodern een aanzienlijke hoeveelheid terrigeen materiaal bevat afkomstig van de leuciettufer enerzijds (de groenzwarte gesteentebrokjes) en anderzijds van bodemvormende processen (goethiet concreties) uit de periode dat de shelf droog lag.

De huidige rivieren zijn op dit moment niet in staat materiaal met een dergelijke korrelgrootte zo ver op de shelf af te zetten, kleiige afzettingen (uitvlokkingen) komen voor tot ongeveer de 15 meter dieptelij n.

Een en ander zou kunnen duiden op een slechts geringe opvulling of bedekking met organogeen materiaal sinds de inundatie van de shelf.

5.6 Conclusie

Bij de ontwikkeling van de rifcomplexen van de Spermonde Archipel zijn bepalend:

- het antecedente oppervlak;
- de diepteligging van de topografische hoogten beneden de hoogste Holocene zeespiegelstand;
- de hoeveelheid beschikbaar koraalpuin en het soort koraal;
- het aantal zeespiegelstijgingen dat is doorstaan;
- de geografische positie die mede bepalend is voor het energetisch milieu en de abrasie-terminante.

Aan de hand van de zeespiegelcurve voor Zuidwest Sulawesi is het nu mogelijk de rifmorfogenese van de rifcomplexen in de Spermonde Archipel na te gaan, rekening houdend met de relict vormen en de geomorfologische verschillen.

Voor de bestudeerde rifcomplexen is deze als volgt:

	zone	type
Samalona	2	a
Kudingareng Keke	3	a
Badi	3	a
Barang Lompo	2	b
Padjenekang	2	b
Bone Tambung	3	b
Barang Baringang	1	c
Bone Poete	3	c

De rifcomplexen van de "outer rim" zijn hierbij buiten beschouwing gelaten vanwege hun min of meer continue ontwikkeling.

De door Van Vuuren genoemde zonering berust voorlopig (zonder verder onderzoek) alleen op de geografische configuratie (zie hoofdstuk 5 par. 2). Uit het marien-biologisch onderzoek (Moll, in voorbereiding) komen weliswaar verschillen naar voren maar een onderscheid tussen de 2e en 3e zone kan niet gemaakt worden.

De "outer rim" en de eerste zone onderscheiden zich wel van de tweede en derde zone, respectievelijk door het ontbreken van een aantal genera en soorten op de "outer rim" (zij werden althans niet in het transectwerk aangetroffen) en door het totaal armer zijn (bedekkingsgraad) van de eerste zone. De ontbrekende genera op de "outer rim" worden vrijwel alle tot de zogenaamde plaatvormige korallen gerekend die kenmerkend zijn voor onder andere reefslopes. Het vrijwel ontbreken van een reefslope op de "outer rim" verklaart derhalve ook hun afwezigheid. Het totaal armer zijn van de eerste zone is een gevolg van de aanwezigheid van zand en silt en binnen de 15 tot 20 meter isobaat van klei (mondelijke mededeling Moll 1982).

Wellicht ten overvloede wordt erop gewezen dat de geschetste ontwikkelingen opgesteld zijn naar aanwijzingen uit de Spermonde Archipel en dus niet algemeen toepasbaar zijn op rifcomplexen elders, waar andere zeespiegelwisselingen zich hebben voorgedaan. De algemene mechanismen wat betreft opbouw en afbraak (koraalgroei, sedimentatie, erosie en abrasie) moeten elders wel getoetst kunnen worden.

Tijdens de afwerkingsfase van dit proefschrift verscheen een beschrijving van de interne structuur en de Holocene evolutie van One Tree Reef (Zuidelijk Great Barrier Reef) (Marshall en Davies 1982).

Hoewel voor dit gebied een andere zeespiegelkromme geldt (de zeespiegel bereikte huidig zeeniveau omstreeks 6200 BP en stabiliseerde zich daarna) bevestigt het onderzoek van Marshall en Davies de algemene principes zoals geschetst in hoofdstuk 5 par. 4. Het ontbreken van een zandcay op One Tree Reef vormt hierbij een extra argument.

6.1 Algemeen

Umbgrove (1930) concludeerde uit het zeer geleidelijk in diepte toenemen van het Spermonde plat en de als Pleistoceen veronderstelde brandingsnissen van Maros op ongeveer 30 meter hoogte dat de kustvlakte en het onderzeese plat als één vlak beschouwd moeten worden.

Hij noemde dit een ten dele onder water gelopen gradatievlak en zag haar gedaante "als zodanig", door het ontbreken van jonge rifkalken in de kustvlakte, pas ontstaan bij "de laatste Pleistocene negatieve strandverschuiving".

Hierbij had hij een Pleistocene opheffing van 30 meter nodig om de brandingsnissen als begrenzing van zijn gradatievlak in te passen. Over de leucietuff zei hij: "deze Kuristeen wordt veelal met de gehele vlakte als Pleistoceen beschouwd".

Bij de bespreking van de koraalrifmorfogenese (hoofdstuk 5 par. 2) is al aannemelijk gemaakt dat het plat op zich en ook de Kuristeen ouder kunnen zijn dan door Umbgrove verondersteld werd. De kustvlakte zelf is beduidend jonger zoals in het vervolg van dit hoofdstuk zal blijken. Wel is "haar gedaante als zodanig" (echter alleen het shelfgedeelte) grotendeels gevormd en/of gemodificeerd ten tijde van de Pleistocene negatieve strandverschuiving, maar zo heeft Umbgrove het waarschijnlijk niet bedoeld!

De paleo-morfologie van het Spermonde plat vóór de postglaciale stijging is al geschetst bij de bespreking van fase I (hoofdstuk 5 par. 2).

Wat betreft de Pleistocene opheffing van 30 meter, gebaseerd op de "Pleistocene brandingsnissen", hiervoor is alle grond vervallen omdat deze nissen niets uitstaande kunnen hebben met de eroderende en oplosende werking van een brandingszone. Deze nissen volgen het reliëf het achterland in (zie hoofdstuk 4 par. 4.3). Het ontstaan van deze nissen wordt veeleer in verband gezien met veranderende geohydrologische omstandigheden: grondwaterspiegelwisselingen geïnduceerd door de veranderende afstand van meanderende rivieren tot de kalksteenwand. Hierdoor wordt de waterspiegel opgetrokken of verlaagd. Oplossing vindt plaats in de vadoose zone, dus niet subaerisch. De fluviaatiele afzettingen, ook die welke direct in de omgeving van de kalkmogoten liggen, zijn alle zwak tot matig zuur (pH 4,5 tot 6).

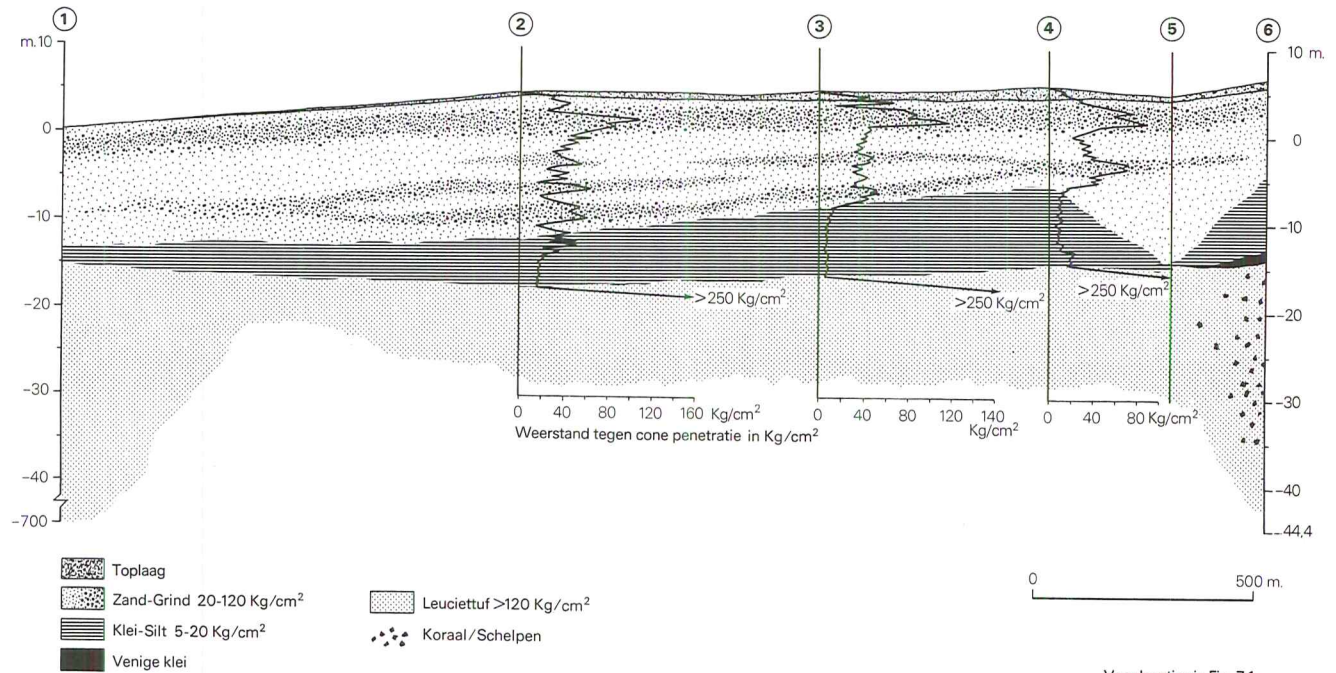
Er dient op dit punt nog veel onderzoek te worden verricht.

De overige nissen genoemd in hoofdstuk 4 par. 4.3 zijn wel brandingsnissen en vertonen ook geomorfologisch nog een vorm die overeenkomt met huidige brandingsnissen (zie ook Fig. 4.3).

Ze zijn in verband gebracht met de Holocene zeespiegelstanden.

6.2 Geomorfogenetische beschrijving van de kustvlakte

Om tot een geomorfogenetische beschrijving van de kustvlakte te komen is het nodig gegevens te combineren omtrent de geomorfologische patronen, de processen die deze patronen veroorzaken en de tijd waarin de processen plaatsvonden.



Bron: gebaseerd op gegevens van het Jene Berang Flood Control Project (1980)

fig. 6.1 Dwarsprofiel van een gedeelte van de kustvlakte van Ujung Pandang

Omdat het hier geen detailonderzoek betrof was naar verhouding voldoende informatie aanwezig inzake het patroon van de oppervlaktevormen en de hiervoor verantwoordelijke processen. Ook de tijd waarin de vormen tot stand gekomen zijn was voldoende te achterhalen, sommige konden met behulp van C-14 gedateerd worden.

Anders was het gesteld met de niet direct zichtbare structuren, die bovendien buiten het bereik van de handboor vielen (maximale diepte 5,5 meter). Slechts gegevens van een zestal diepere boringen en weerstands-penetratie bepalingen stonden ter beschikking (Lower Jene Berang Flood Control Project 1980). Deze gegevens zijn gebruikt om een dwarsprofiel op te stellen (Fig. 6.1) (voor de locatie zie Fig. 7.1).

Het dwarsprofiel beslaat echter slechts een klein gedeelte van de kustvlakte. De verantwoordelijke processen en de tijd waarin deze processen zich afspeelden zijn vooralsnog slechts te vermoeden.

Combinatie van de beschikbare gegevens levert de volgende conclusies en veronderstellingen:

- De leuciettuf, die ten noorden van Ujung Pandang en in het zuidoosten van het onderzochte gebied dagzoomt heeft een golvend topvlak, passend in het beeld van de eerder genoemde anticlinale verbuigingen.
- De kustvlakte van Ujung Pandang en het daaraan grenzende deel van de Spermonde Shelf ter hoogte van de door deze opwelvingen geflankeerde synclinale zijn mogelijk door breuken begrensd.
- De toplagen van deze mariene palagonitische Miocene/Pliocene leuciettuf kunnen geremanieerd zijn en zijn dan bovendien soms met koraalpuin en/of schelpen vermengd.
- Het voorkomen van dit koraalpuin boven de maximale zeespiegelstand in het Holoceen en de sterke rekristallisatie tot calciet geven aan dat men wel te maken heeft met pré-Holoceen koraal hoewel de afzetting zelf theoretisch veel jonger kan zijn. Het ingesloten koraal zou dan afkomstig zijn van oudere hoger gelegen afzettingen. De hardheid, de mate van consolidatie van de geremanieerde en niet geremanieerde tuf verschilt echter niet merkbaar zodat een zeer jonge leeftijd onwaarschijnlijk wordt geacht.

Wel is er verschil in permeabiliteit; de niet geremanieerde tuf is impermeabel terwijl de geremanieerde tuf, vooral wanneer deze vermengd is met puimsteentuf, bij bevochtiging hoorbaar water opneemt.

- Boorpunt 6 (zie dwarsprofiel Fig. 6.1) geeft aan dat ook de bovenste 20 meter van de dieper gelegen tuf met koraalpuin vermengd is.

Waarschijnlijk is hier sprake van een opvulling van een laagte (zie ook geologische overzichtskaart Fig. 3.4), die mede gezien de overeenkomst en het geleidelijk verlopen van de diepte van de daarop liggende licht hellende kleilaag, vóór de postglaciale stijging moet zijn opgevuld. Het voorkomen van een humeuze kleilaag direct op de opvulling kan betekenen dat op deze diepte (ongeveer 20 meter) een subaerisch oppervlak gelegen heeft.

Naar de ouderdom van een dergelijk oppervlak kan men slechts gissen.

Gezien de diepteligging kan gedacht worden aan een verband met een stilstandsfase rond 8000-9000 BP. Het 20 meter dikke alluviale pakket moet dan dus als Holoceen worden beschouwd.

- De verschillende Kwartaire trans-, en regressies zijn niet in staat geweest de leucietuf en de hierin lateraal overgaande puimtuf volledig te vervlakken en/of op te ruimen. De geologische overzicht kaart geeft de verspreiding van de erosie relictten duidelijk aan. Het oude drainage patroon is evident.
- Een polycycliciteit blijkt uit het voorkomen van fluviatiele sedimentaire structuren (cross-bedding) in de toplagen van de tuf die dus blijkbaar omgewerkt is en verder uit de erosiegeulen die bij verlaging van de erosiebasis weer in de tuf ontwikkeld zijn en uit de opvulling van deze geulen.
- Bij de lagere Pleistocene zeespiegelstanden waren de omstandigheden gunstig voor het opnieuw aangrijpen van een diepe chemische verwering en penenpliserende verspoelingen. De erosieproducten hebben voornamelijk bijgedragen tot sedimentatie van de shelf of zijn via de toenmalige rivierstelsels over de shelfrand verdwenen.

In het voorgaande is er van uitgegaan dat gedurende het Pleistoceen de zeespiegel bij herhaling duidelijk boven het huidig zeeniveau heeft gestaan.

Er is daarna een aantal oude strandlijnen vastgesteld (hoofdstuk 5 par. 2) waarbij ervan uitgegaan is dat sedert het Laat-Pleistoceen een relatieve tectonische stabiliteit heerst.

In tegenstelling tot dit concept van hogere Pleistocene zeespiegels wordt door Batchelor (1979) aangenomen dat de zeespiegel sinds de Midden-Miocene transgressie (behalve in de laatste 6000 jaar en omstreeks 125.000 jaar geleden) nooit boven het huidig zeeniveau gestaan zou hebben. Batchelor ziet de stijging van de zeespiegel rond 125.000 jaar geleden 2 tot 10 meter boven huidig zeeniveau.

In zijn "abstract" zegt Batchelor: "A late Cainozoic global eustatic sea-level rise, of greater magnitude and opposite trend to previous schemes, is indicated, with important consequences on climates, sedimentation, pedogenesis, oceanographic features and biological distributions, especially for Sundaland and other equatorial regions".

Over geoidale eustasie zegt hij: "Although geoidal-eustasy may result in significant local divergences from the Quaternary sea-level, its restricted magnitude is not expected to effect the general trend of the major late Cainozoic transgression".

Mocht Batchelor gelijk hebben (zijn aanwijzingen hebben een zekere overtuiging omdat oplossingen aangedragen worden op verschillende vakgebieden) dan betekent dit dat strandlijnen boven de 10 meter hoogte niet zonder tectoniek verklaard kunnen worden.

6.2.1 De Paleo-morfologie ten tijde van de maximale laatste Pleistocene ijsuitbreiding

De paleo-morfologie van het onderzochte gebied ten tijde van de maximale laatste Pleistocene ijsuitbreiding wordt als volgt voorgesteld.

Er zal zich door penenplisatie een licht golvend landschap ontwikkeld

hebben met een diepe chemische verwerking. Daarnaast zal er een geconcentreerde afstroming geweest zijn van die rivieren die aan de algemene erosiebasis gebonden waren, met name op de shelf waar zich nu de submariene dalen bevinden (hoofdstuk 3 par. 4.6).

Op de hoger gelegen penenplenisatie plateaus heerste een meer oppervlakkige afstroming met een concentratie in bredere geulen gebonden aan lokale erosie bases.

Ook de rivieren met als brongebied het vulkanisch achterland kenden een diepe verticale insnijding, waarbij ze uittredend uit het gebergteland een grote puinwaaier opbouwden met een grof tot zeer grof conglomeratische samenstelling en een fijne tufmatrix. Dit opbouwen van een grof conglomeratische puinwaaier moet al voor het Pleistoceen een aanvang hebben genomen. Het meest westelijke voorkomen van deze conglomeraten ligt even ten noordoosten van Ujung Pandang op beide oevers van de huidige Tello rivier.

Op de rechter oever is dit conglomeraat als "verweringsruïnes" aanwezig, vergelijkbaar met tors of castle-koppies, een erosie relict van diepe chemische verwerking waarbij de niet verweerde resten als ruïnes achterblijven.

Op dit moment is de Jene Berang niet in staat puin met een dergelijke grove samenstelling zo ver westelijk af te zetten. Het puinfront ligt nu iets ten oosten van Songkolo 2 (zie overzichtskaart Fig. 1.2).

De sedimentaire vulkanische producten ten zuiden van de Maros rivier, zoals aangegeven op de geologische overzichtskaart, kunnen dus ontwikkeld zijn als leucietuf, puimsteentuf of als conglomeraat met een fijne tufmatrix.

De conglomeratische puinwaaierafzettingen zijn gebonden aan de toenmalige uittredende rivieren en dagzomen nu vooral dicht bij de huidige gebergterand. De hoger gelegen conglomeraten zijn over het algemeen niet verweerd.

De paleo-morfologie noordelijk van de Maros rivier moet gezien haar geologische ondergrond een afwijkend uiterlijk hebben gehad, namelijk een kalkrandvlakte sterk onderhevig aan verkarsting.

Tot hoever deze kalkrandvlakte zich westelijk uitstrekt is niet bekend. Nog dicht bij de huidige kustlijn steken kleine kalkresten boven de alluviale vlakte uit. Boringen direct naast een dergelijke kalkrest geven tot 5,5 meter nog een vaak humeuze klei; harde massieve kalk is niet aangeboord.

Wat betreft de kalkmogoten kan opgemerkt worden dat de verkarsting daarvan gezien moet worden als een continu proces sinds de opheffing in Mioceen/Plioceen.

Tijdens de laatste maximale Pleistocene ijsuitbreiding moet deze verkarsting al ver gevorderd zijn waar de Vroeg-Pleistocene korstbewegingen door (re-)activering van breuken en een diaklazeringsproces zeker toe bijgedragen hebben.

Het zuidelijk gedeelte van het onderzochte gebied, het kalkgebied van Takalabatuwa, deel uitmakend van de zuidelijke anticlinale opwelling, waarop ook Tanah Keke ligt moet eveneens aan sterke erosie en oplossing onderhevig zijn geweest.

De dieptekaart geeft ook hier een aantal nu submariene dalen aan, de af-

stromingsrichting is zoals bij de noordelijk gelegen opwelling weer ongeveer loodrecht op de lengte-as.

Het is heel waarschijnlijk dat ten tijde van het droogliggen van de shelf, toen ook het veel grotere Sunda plat droog lag, de klimatologische omstandigheden anders waren dan de huidige omstandigheden. Het droogliggen van deze grote oppervlakten zou de luchtcirculatie systemen sterk beïnvloed kunnen hebben met als gevolg minder neerslag en een langer droog seizoen. Dit moet weer effect hebben gehad op de vegetatie, de verwerking, debieten etc. Diepe verticale versnijdingen zijn dan juist niet te verwachten. Ze zouden in de interglaciale perioden geplaatst moeten worden. Er wordt hier verder niet op ingegaan, zie echter Verstappen (1980).

6.2.2 De postglaciale geomorfologische situatie

Bij het stijgen van de zeespiegel in het postglaciaal veranderen uiteindelijk de energie omstandigheden zodanig dat vooral de nabij de shelfrand gelegen riviergedeelten hun insnijdend vermogen verliezen. De stijging was bovendien te snel om tot een volledige opvulling van de dalen te komen.

De zee breekt over de shelfrand heen en het wordt voor de afvoerende rivieren steeds moeilijker om hun puin ver westelijk af te zetten. Van het in zee gebrachte materiaal komt het grove deel eerder tot sedimentatie langs de kust en het fijnere materiaal heeft op dit moment haar meest westelijke verspreiding tot de 15 meter dieptelijn. De 20 meter dieptelijn vertoont door haar configuratie nog kleine dalbeginnetjes die niet vervaagd zijn door sublitorale afzettingen.

Bij het stijgen van de zeespiegel naar haar hoogste Holocene stand kan een kleipakket zoals weergegeven in het dwarsprofiel (Fig. 6.1) ontstaan. Door de zware sedimentaire belasting van het water en de brakke omstandigheden zal koraalgroei verhinderd zijn.

Waar de kustlijn bij de hoogste Holocene zeespiegelstand gelegen heeft is alleen met zekerheid te bepalen voor die locaties waar er duidelijk sporen van zijn achtergebleven (onder andere brandingsnissen). Deze locaties zijn dan automatisch gebonden aan topografisch hoger gelegen landoppervlakken.

Opvallend is toch dat in de kustvlakte nergens bewijzen zijn achtergebleven (althans niet gevonden) die deze hoogste stand aangeven. Wel is het humeuze kleipakket gevonden (C-14 monsters no. 13, 14 en 15). Vermoedelijk heeft de kustvlakte het uiterlijk gehad van een brede ondiepe moddervlakte met op daarvoor gunstige plaatsen, zoals Maros en de continentale eilanden zoals Tanah Keke, een mangrove vegetatie.

Bij de eerste Holocene regressie kon een zich naar het westen verplaatende kustlijn een oprukkend afzettingsfront van het grove materiaal bewerkstelligen.

De volgende trans-, en regressies hadden telkens opnieuw een herverdeling van de sedimenten tot gevolg. Vrij meanderende rivieren bouwden het complexe patroon op zoals dat nu in de kustvlakte is terug te vinden.

De piek in de weerstandskromme op een diepte van 3 tot 3,5 meter (zie dwarsprofiel Fig. 6.1) geeft de vermoedelijke basis aan waarop de verticale selectie in korrelgrootte sinds de eerste Midden-Holocene regressie heeft plaatsgevonden. Deze basis van grover materiaal is op verschillende plaatsen in de kustvlakte aangeboord.

Brede oeverwallen werden opgebouwd en bij de eerste regressie hebben de rivieren zich weer in hun eigen materiaal ingesneden.

De Holocene trans-, en regressies zouden de oorzaak kunnen zijn van nu nog terug te vinden rivierterrassen die door Tjia (1968) al gecorreleerd zijn met de Holocene zeespiegelwisselingen.

Het zijn vooral de kleinere rivieren en de oeverwaldoorbraken geweest die voor de verdeling van het aangevoerde sediment hebben gezorgd en zo tot de vorming van de kustvlakte hebben bijgedragen.

7.1 Algemeen

Bij de voorbereiding van dit proefschrift lag het oorspronkelijk in de bedoeling een geomorfologisch-bodemkundige kaart met een ongecontroleerd foto-mozaiek als ondergrond uit te brengen.

Om financiële redenen moest later gekozen worden voor een overzichtskaart en voor het weergeven van Voorbeeldgebieden, representatief voor de verschillende onderdelen van het onderzochte gebied.

Aan de hand van deze Voorbeeldgebieden zullen de eerder geschetste ontwikkelingen worden aangegeven.

In elk Voorbeeldgebied is een deel uitgekarteerd. De foto-morfische expressie van de onderscheiden eenheden kan gezien worden als legenda voor het overige deel van de foto. Bovendien worden een aantal bodemprofielen besproken die elk op zichzelf representatief geacht worden voor grotere bodemkundige eenheden (pedons).

Bij de bespreking van de pedons zal de relatie geomorfologie-bodem benadrukt worden. Om deze relatie tot uitdrukking te laten komen zijn drie schematische dwarsprofielen opgesteld waarin verschillende geomorfologische eenheden min of meer volgens de ligging in het veld zijn gerangschikt en waarbij rekening is gehouden met de verschillen in geologische gesteldheid. De ligging van de beschreven pedons is in deze dwarsprofielen eveneens schematisch aangeduid.

De keuze van de locatie voor een profielkuil is gebaseerd op de geomorfologische en geologische informatie en op de luchtfoto-interpretatie. Het representatief zijn voor grotere eenheden is onderzocht met behulp van tussen-boringen. Deze boringen zijn in het veld geclassificeerd volgens een "ja of nee"-principe, dat wil zeggen: de macroscopie van de bodem lijkt al dan niet op de op die locatie te verwachten bodem.

Bij grote afwijkingen van het verwachtingspatroon is in een enkel geval besloten tot het graven van extra profielkuilen (pedons 1, 21 en 22). De gevolgde procedure is in het verleden bij talrijke bodemkundige verkenningen voldoende nauwkeurig gebleken om een goed inzicht te verkrijgen in de bodemgesteldheid van een gebied.

Bij de profieldiscussie staan de belangrijkste overwegingen vermeld die tot de classificatie van de bodem hebben geleid.

Voor de locatie van de Voorbeeldgebieden wordt verwezen naar Fig. 7.1. In de figuur staan ook de locaties van de verschillende pedons aangegeven. Voor de profielbeschrijvingen, de analyse-resultaten en de analyse-methoden wordt verwezen naar de betreffende appendices.

In hoofdstuk 3 par. 4.1 zijn de grotere geomorfologische eenheden beschreven. De Voorbeeldgebieden beslaan hiervan achtereenvolgens een deel van de piedmontvlakte, de alluviale vlakte en het kalkgebied van Takalabatuwa.

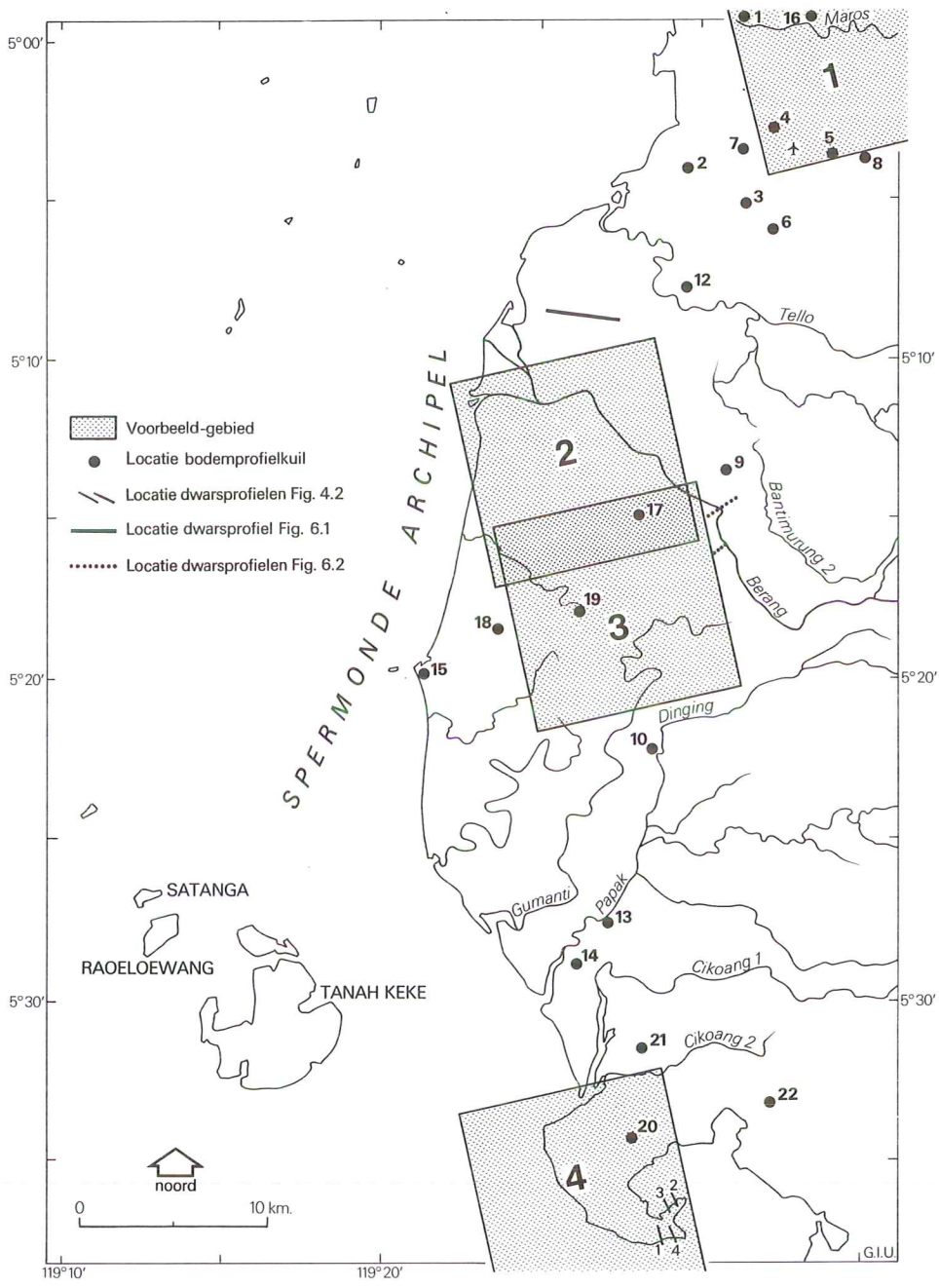


fig. 7.1 Overzichtkaart van de kustvlakte van Zuidwest Sulawesi met daarin aangegeven de locaties van de Voorbeeldgebieden, de bodemprofielkuilen en een aantal dwarsprofielen

7.2 Voorbeeldgebied 1

7.2.1 Algemeen

Voorbeeldgebied 1 (Fig. 7.2) toont een deel van de overstromingsvlakte van de Maros rivier, centraal op de foto. Deze overstromingsvlakte vormt een overgangsgebied tussen de afgedekte kalkrandvlakte ten noorden van de Maros rivier en de gepenepleneerde en weer versneden piedmontvlakte ten zuiden van deze rivier.

De kalkrandvlakte, die zich vermoedelijk westelijk voortzet, is afgedekt met een mariene humeuze klei waarover fluviatiele sedimenten liggen.

De laagste centrale delen van de kalkrandvlakte, in het noordwestelijke deel van de foto, ondervinden getijden invloeden. De overstromingsvlakte zelf is ontwikkeld over een gedeelte van de kalkrandvlakte en over een randbekken van het piedmontvlak. Dit randbekken is alluviaal/colluviaal opgevuld. De Maros rivier heeft deze opvulling versneden. De alluviale/colluviale opvulling van het randbekken gaat in noordwestelijke richting lateraal over in de fluviatiele sedimenten van de Maros rivier en ligt eveneens op een mariene humeuze klei.

Het piedmontvlak, in het zuidelijk deel van de foto, bestaat in dit gedeelte van het studie-gebied uit puimsteentuf. Vooral meer zuidwestelijk van Voorbeeldgebied 1 komen de leucietuffen voor (zie ook de geologische overzichtkaart Fig. 3.4). Ook het piedmontvlak kan een alluviale/colluviale bedekking hebben; deze meestal dunne bedekking is vooral gebonden aan kleinere bekkentjes en geulen die door de versnijding van het piedmontvlak waren ontstaan. Kleinere erosie relicten staken nog gedeeltelijk boven de alluviale en colluviale afzettingen uit. In het omkaderd deel, centraal in Voorbeeldgebied 1, is een dergelijk erosie relict aangegeven.

Daar waar een alluviale/colluviale bedekking op de meer zuidwestelijk gelegen piedmontvlakken ontbreekt is te zien dat de toplagen geremaneerde zijn. Ook in deze piedmontvlakken zijn geulen uitgeschuurd en in de steilwandjes van deze geulen is een fluviatiele sedimentaire gelaagdheid (cross-bedding) zichtbaar. De topvlakken van deze meer aaneengesloten piedmontvlakken die uit de leucietuff bestaan, vertonen een polygoonstructuur, bovendien komen er kruipsporen en gefossiliseerde Bryozoën in voor. Het topvlak heeft een lichte helling naar zee en heeft een hoogte van 10-12 meter boven huidig zeeniveau. Vermoedelijk is hier sprake van een abrasievlak in de al geconsolideerde leucietuff met de sedimentaire gelaagdheid, waarbij, na een negatieve strandverschuiving, een dunne modderige laag is achtergebleven. Deze toplaag is ingedroogd waardoor de polygoonstructuren konden ontstaan. Ook deze modderige laag, die bestaat uit leucietuff is later geconsolideerd. Aan de randen van het meer aaneengesloten piedmontvlak, zuidwestelijk van het Voorbeeldgebied 1, op 9 meter hoogte ligt de strandlijn met gerekristalliseerd koraalpuin en subrecente schelpen, ingebed in leucietuff met een horizontale gelaagdheid zoals beschreven in hoofdstuk 5 par. 2.

In de nog lager gelegen alluviale afzettingen rond dit vlak liggen de schelpafzettingen van Patene, Holoceen (C-14 monster no. 11).

De alluviale afzettingen in dit deel van het studiegebied en de alluviale/colluviale afzettingen van de bekkens en geulen rond het piedmontvlak hebben een ouderdom die jonger is dan ongeveer 1500 jaar. Ze liggen



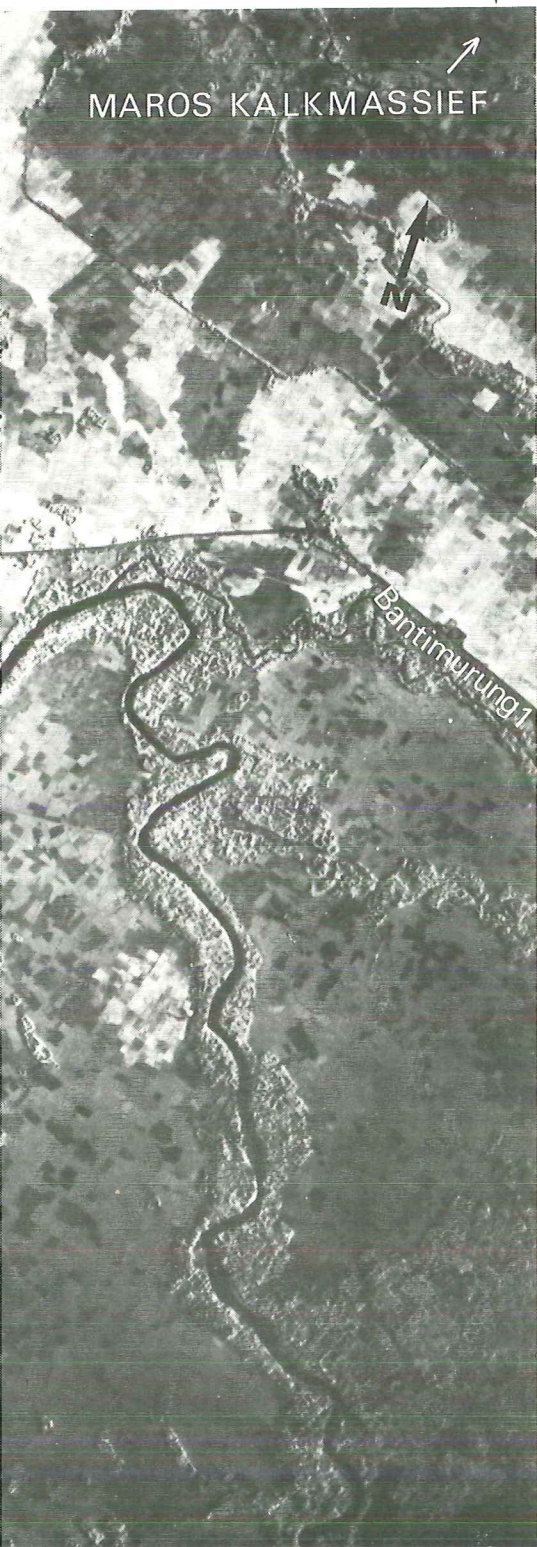


fig. 7.2 Voorbeeldgebied 1

Foto: F.A.O. ins. 6 IR/BW 4-70 (1967)
 schaal 1:50.000
 hoogte: 3-12 meter

Physiografie en geologie:
 vlakke alluviale kustvlakte (Laat-Holoceen) met een gepenepleneerde en weer versneden piedmont bestaande uit Laat-Miocene puimsteentuf lateraal naar het zuidwesten overgaande in leuciettuf.

Onderscheiden foto-eenheden:

- I oeverwal
- IIa overstromingsvlakte met getijden invloeden, laag en nat (moeras-kustzone)
- IIb overstromingsvlakte, hoger liggend en een groot deel van het jaar droog
- IIIa overstromingsvlakte, alluviaal/colluviaal, laag en nat
- IIIb overstromingsvlakte, alluviaal/colluviaal, hoger liggend en een groot deel van het jaar droog
- IV erosie relict van de piedmont, puimsteentuf
- V aaneengesloten piedmontvlakte, puimsteentuf

immers op de begraven strandaccumulaties of, in het geval van de kalkrandvlakte, op een humeuze klei waarvan de C-14 dateringen een maximale ouderdom van 1500 BP geven (C-14 monsters no. 10, 11, 13, 14 en 15). De locaties van monsters no. 10, 13, 14 en 15 liggen op de rechter oever van de Maros rivier. Ook op de linker oever van de Maros rivier zijn echter schelpaccumulaties aangeboord, onder andere bij Butalowa, op 150 cm boven gemiddeld zeeniveau. Op een hoogte van 20 cm beneden zeeniveau ligt daar bovendien ook een humeuze klei (C% 3.41).

De pH van de grond die op 150 cm zwak basisch is, is op een diepte die overeenkomt met het huidig zeeniveau gezakt tot 2,7. Lichtgele vlekken wijzen vermoedelijk op jarosiet.

In totaal bevestigt dit het vermoeden van een zich zeer ver oostelijk uitstreckende ondiepe en modderige kustzone met mogelijk een mangrove vegetatie zoals die nu voorkomt bij Pangkadjene (zie hoofdstuk 4 par. 4.3), niet alleen ten tijde van de hoogste Holocene zeespiegelstand maar ook tijdens de hogere standen omstreeks 3000 BP en 1500 BP.

Bovendien betekent dit dat de benedenloop van de Maros rivier zeer recent tot stand is gekomen. Uittredend uit het gebergte land heeft deze rivier een min of meer noordwestelijke richting om na de samenvloeiing met de Jene Bantimurung 1 - die uittredend uit het kalkmassief een breukzone met een oostwestelijke oriëntatie volgt - eveneens een westelijke richting aan te nemen. De Maros rivier die tijdens de hogere zeespiegelstanden in de modderige kustvlakte uitmondde heeft bij de laatste regressie de zich westelijk verplaatsende kustlijn gevolgd. Het is dan ook niet verwonderlijk dat dit gedeelte van het studiegebied niet het complexe patroon van verlaten en meanderende riviersystemen heeft zoals dat voorkomt in de kustvlakte van Ujung Pandang waar de rivieren bij de hogere zeespiegelstanden in hun eigen sedimenten verdronken en nieuwe lopen zochten.

7.2.2 Physiografische bodemassociaties

In Voorbeeldgebied 1 zijn de volgende physiografische bodemassociaties en subsidiaire eenheden te onderscheiden:

- bodemassociaties in het marien-alluviaal kustgebied; hieronder vallen ook de bodemassociaties in de marien-alluviale lage delen bij de monding van de Tello-rivier en de Cikoang en de natte delen rond de getijdegebieden, de strandafzettingen en de Jene Berang delta;
- bodemassociaties in de piedmontvlakte en de erosie relictten. Deze zijn onder te verdelen in subsidiaire eenheden:
 - a. dun alluviaal/colluviaal dek over leuciet tuf (piedmontvlakte en erosie relictten);
 - b. dik alluviaal/colluviaal dek over leuciet tuf (randbekkens);
 - c. verweerde leuciet tuf (piedmontvlakte);
 - d. dun alluviaal/colluviaal dek over puimsteentuf (piedmontvlakte en erosierelictten);
 - e. dik alluviaal/colluviaal dek over puimsteentuf (randbekkens);
 - f. verweerde puimsteentuf (piedmontvlakte).Bovendien worden twee bodems uit het achterland beschreven.

Aan de hand van een schematisch dwarsprofiel (Fig. 7.3) worden de hierin

ontwikkelde bodems besproken. Het dwarsprofiel kan gedacht worden diagonaal over Voorbeeldgebied 1 te liggen, van het noordwesten naar het zuidoosten. In het dwarsprofiel zijn de pedons schematisch aangegeven.

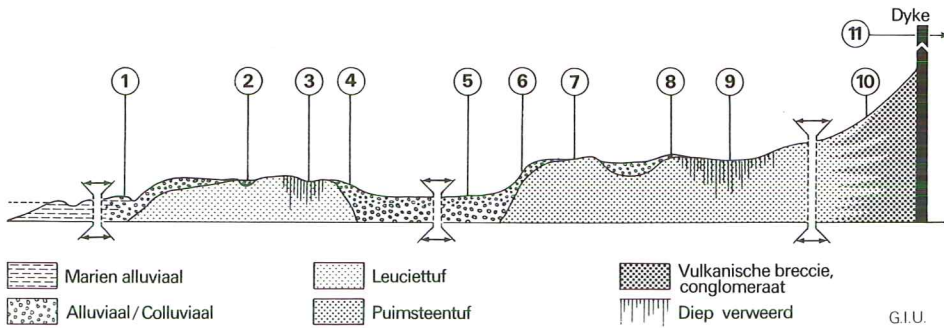


fig. 7.3 Schematisch dwarsprofiel over Voorbeeldgebied 1 met daarin aangegeven de locaties van de pedons

Het marien alluviaal kustgebied

De hierin ontwikkelde bodems kunnen een zandige of kleiïge textuur hebben. De zandige varianten (voornamelijk de delta-afzettingen, de strandafzettingen en zandruggen) vertonen nauwelijks enige bodemontwikkeling.

De kleiïge varianten hebben een niet tot matig gerijpte bodem, de zuurgraad is matig tot zwak zuur, de toplagen van de meer gerijpte bodems zijn veelal donkerder bruin van kleur terwijl dieper in het profiel grijsbruine tot grijsblauwe kleuren overheersen.

De bodems van de marien-alluviale vlakte zijn niet bemonsterd; op grond van hun ligging, geringe profielontwikkeling en waterhuishouding en de textuur zijn ze geïnclassificeerd als:

- Hydraquents (permanent met water verzadigd) en
- Tropaquents (een groot deel van het jaar met water verzadigd).

Een verdere onderverdeling op grond van de textuur zou voor de Tropaquents kunnen zijn: Psammentic voor de zandige varianten en Typic voor de kleiïge varianten.

De hoger gelegen strandruggen en brandingsruggen zijn geïnclassificeerd als Typic Ustipsammenten.

In een zone rond de door getijden beïnvloede rivieren wordt de bodemgenese bepaald door het periodiek buiten de oevers treden van het water. Dit komt voor in het gebied noordelijk van de Maros rivier (het noordwestelijk deel van Voorbeeldgebied 1) en onder andere bij de monding van de Gumanti.

Pedon 1 is van een dergelijke bodem een voorbeeld.

P E D O N 1
Tropic Fluvaquent

Discussie:

De classificatie is gebaseerd op het onregelmatig C% verloop in het profiel. De korrel-grootte verdeling zou kunnen wijzen op een klei-inspoeling. Ook het percentage kleiner dan $0,2 \mu\text{m}$ in de kleifractie geeft een mogelijke illuvatie aan. Klei-huidjes zijn niet waargenomen. De textuurverschillen worden toegeschreven aan een inspoelen van fijner materiaal in scheuren in de toplagen die in het droge seizoen ontstaan en aan lithologische verschillen.

Klei-analyse geeft aan dat 1:1 kleimineralen overheersen (slecht gekristalliseerde kaoliniet, metahalloysiet).

In de toplagen komen bovendien vermiculiet en montmorilloniet voor.

Dieper in het profiel was bovendien illiet aantoonbaar.

Het voorkomen van illiet wordt in verband gezien met de aanwezigheid van muscoviet (zie ook pedon 5).

Blijkbaar is de aanwezigheid hiervan gebonden aan de overstromingsvlakte van de Maros rivier en de Bantimurung 1. Meer in het achterland van deze laatste rivier is in de fluviatiele afzettingen tussen de kalkmogoten de muscoviet macroscopisch herkenbaar.

Het percentage aan verweerbare mineralen is in pedon 1, mede gezien het gehalte aan K_2O (elemental composition) dan ook hoog.

De bedoelde inspoeling van fijner materiaal vindt daarbij klaarblijkelijk plaats onder invloed van kalkrijk water. Het complex wordt in de toplaag vrijwel uitsluitend bezet door Ca. Ook de base-verzadiging wijst op een inspoeling van rijker materiaal. Om deze redenen wordt de klei-toename niet gezien als de belangrijkste bodemgenetische eigenschap maar ondergeschikt geacht aan het periodiek overvloeien van de bodem.

Het wisselende C% wijst op een opbouw waarbij telkens het subaerisch oppervlak bedekt werd met een nieuwe afzetting.

De geringe profielontwikkeling en de vlekkingen wijzen op zeer natte omstandigheden gedurende een langere periode in het jaar.

In het natte seizoen staan de bodems onder water, in het droge seizoen staat de grondwaterspiegel op 120 tot 140 cm.

Het piedmontvlak en de erosie-relicten

Al naar gelang het piedmontvlak ontwikkeld is in leuciet- of puimsteen-tuf en het al of niet aanwezig zijn van een alluviale/colluviale opvulling en de dikte van een dergelijke bedekking kunnen zich de volgende bodems ontwikkeld hebben:

Ad a.

bodems ontwikkeld in een dun alluviaal/colluviaal dek over leuciet-tuf.

Pedon 2 is hiervan een voorbeeld.

P E D O N 2
Lithic Ustorthent

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de geringe profiel-ontwikkeling, dikte en

vochtigheidsregime.

Deze bodems liggen op de hoogste delen van de erosie-relicten en zijn vaak door middel van dammetjes opgedeeld in kleine sawah's van enkele vierkante meters. Doordat de leuciet-tuf ondoorlatend is kan water vastgehouden worden. De sawah's worden gebruikt voor het uitzaaien van de rijstkiemplantjes.

Gezien de pH H₂O van 7.2 voor de IIC mag aangenomen worden dat de C.E.C. per 100 gram fijnnaarde niet geheel correct is, dat er wellicht vrije kalk aanwezig is en de base-verzadiging 100% is.

De verschillen zoals hier bedoeld liggen echter ruim binnen de foutenmarge.

Ad b.

bodems ontwikkeld in een dik alluviaal/colluviaal dek over leuciet-tuf.

Pedon 4 is hiervan een voorbeeld.

P E D O N 4

Ustic Dystropept

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de geringe profielontwikkeling tot een cambic horizon, een ochric epipedon en op het temperatuur- en vochtigheidsregime.

Ook pedon 4 lijkt een kleiïnspoeling te zien te geven. Wanneer echter het aandeel in de textuur-analyse in de fractie 2000-200 µm verhoudingsgewijs toegeschreven wordt aan de ijzerconcreties (de ontijzering met behulp van dithioniet is bij grote hoeveelheden ijzer niet volledig) zal het percentage klei in de bovenste horizonten toenemen (het ijzer wordt als "bodenvreemd" beschouwd). Aangetoond is de aanwezigheid van slecht gekristalliseerde 1:1 kleien. Bovenin het profiel bovendien wat gibbsiet en licht zwellende kleien met "mixed interlayers". De pH NaF geeft aan dat allophaan te verwachten is.

Ad c.

bodems in een dunne alluviale/colluviale bedekking over puimsteentuf.

Door de grotere permeabiliteit van de puimsteentuf in vergelijking met de leuciet-tuf is een percolatie in de bodem mogelijk met als gevolg de vorming van een argillic horizon.

Pedons 7 en 8 zijn hiervan voorbeelden.

P E D O N S 7 E N 8

Typic Haplustults

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de argillic horizon, de base-verzadiging, de C.E.C. per 100 gram klei en vocht- en temperatuurregime.

De hogere C.E.C. per 100 gram klei dieper in de profielen wordt enerzijds veroorzaakt door een toename aan montmorillonitische klei en vermiculiet en anderzijds door de aanwezigheid van allophaan. Bovenin is het aandeel aan slecht gekristalliseerd kaoliniet (en gibbsiet) navenant

hoger.

Opvallend is het hoge aandeel van Mg in de cationen bezetting in pedon 7 (mariene invloed?).

In pedon 8 geeft de klei-analyse van het monster genomen op een diepte van 210 cm alleen een weinig montmorilloniet aan. Het overgrote gedeelte van de kleifractie moet uit röntgen-amorf materiaal bestaan.

De molar-ratio's van pedon 8 geven een betere bevestiging voor een argillic horizon dan die van pedon 7, ondanks de aanwezigheid van "bodemvreemd ijzer" dat de verhoudingsgetallen beïnvloedt. Er van uitgaande dat klei een lagere molar-ratio SiO_2/R_2O_3 heeft dan zand en silt zal, bij een aangenomen uniforme klei-mineralogie, de ratio SiO_2/R_2O_3 van de fijnaarde afnemen bij een klei-toename. Er mag dan geen co-migratie van klei en ijzer plaatsgevonden hebben.

De bodems hebben een goede tot redelijke permeabiliteit en inspoeling van ijzer en mangaan komt tot diep in het profiel voor.

Ad d.

bodems in een dikke alluviale/colluviale bedekking over puimsteentuf.

Pedons 5 en 6 zijn hiervan voorbeelden.

Afhankelijk van drainage-mogelijkheden kunnen zich Typic Ustropepts (pedon 5) of Typic Haplustults (pedon 6) ontwikkeld hebben.

Pedon 5 ligt ongeveer op de overgang waar de puimsteentuf lateraal overgaat in de impermeabele leucietuff. In deze zone vindt een stagnatie in de waterafvoer plaats en in het droge seizoen staat het grondwater nog tot op ongeveer 150 cm. Langs de kleinere randbekkentjes zoals die waarin pedon 5 ontwikkeld is komen dan ook vele waterputten voor en op de randen van het piedmontvlak en op de kleinere restheuvels is hierdoor bewoning mogelijk.

Bovendien is er op beperkte schaal irrigatie-water beschikbaar. Ook tijdens het extreem droge seizoen van 1979, door het uitblijven van de regentijd, was er hier geen watergebrek.

P E D O N 5

Typic Ustropept

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de base-verzadiging, cambic horizon, de C.E.C. per 100 gram klei en het vochtigheid- en temperatuurregime. Er komen koolresten in voor, vermoedelijk afkomstig van een Eocene koolontsluiting op de rechteroever van de Maros rivier. Deze koolvoor-komens zijn al beschreven door 't Hoen en Ziegler (1915).

Klei-analyse geeft een overheersen van zwellende kleien aan, toenemend met de diepte. Het aandeel aan slecht gekristalliseerd kaoliniet is bovenin het profiel hoger maar ondergeschikt.

Zoals bij pedon 1 is er een duidelijke piek in het diffractogram die de aanwezigheid van mica's aangeeft. Pedon 5 heeft echter geen illiet in de klei-fractie. De textuur-analyse geeft op 50 cm diepte 38.7% klei en de C.E.C. per 100 gram klei wordt daardoor groter dan 100. Waarschijnlijk is dit foutief. Indien het kleipercantage op 60% gesteld wordt zal de C.E.C. per 100 gram klei ongeveer 60 worden, wat meer in de lijn der verwachtingen ligt.

P E D O N 6
Typic Haplustult

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de aanwezigheid van een argillic horizon, de base-verzadiging en de C.E.C. per 100 gram klei.

Het colluviaal aandeel is beduidend lager dan bij pedon 5.

De klei-analyse van pedon 6 geeft aan dat de klei-fractie vrijwel geheel uit röntgen-amorf materiaal bestaat, alleen op een diepte van 50 en 125 cm komen er in het diffractogram zeer zwak pieken voor.

De hogere C.E.C. per 100 gram klei dieper in het profiel wordt veroorzaakt door de aanwezigheid van allophaan (zie pH NaF).

Ad e.

bodems ontwikkeld in de leucietuf.

Pedon 3 is hiervan een voorbeeld.

P E D O N 3
Ustoxic Dystropept

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de lage base-verzadiging, de C.E.C. per 100 gram klei, de cambic horizon en het vochtigheid- en temperatuurregime.

Ondanks het hoge kleipercentage zijn de drainage mogelijkheden redelijk gunstig. Door hun positie, centraal op de hoger gelegen delen liggen de bodems ook in het natte seizoen droog. Ze worden niet voor landbouwdoeleinden gebruikt maar dienen tot graasweiden.

Vooraf dieper in het profiel komen zwarte brokjes gesteente voor zoals welke voorkomen in de onverweerde leucietuf (palagoniet, zie ook hoofdstuk 4 par. 5).

Klei-analyse geeft uitsluitend slecht gekristalliseerde kaolinit met wat gibbsiet. De C.E.C. per 100 gram klei is dan ook laag.

De base-verzadiging bovenin het profiel is iets hoger als gevolg van ingespoeld stof met en door het regenwater.

Ad f.

bodems ontwikkeld in de puimsteentuf.

Pedon 9 is hiervan een voorbeeld.

P E D O N 9
Ustic Dystropept

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de cambic horizon, base-verzadiging, C.E.C. per 100 gram klei en vochtigheid- en temperatuurregime.

De klei-analyse geeft bovenin het profiel slecht gekristalliseerde kaolinit, interstratificaties en montmorilloniet. Een weinig gibbsiet is aanwezig. Met de diepte neemt het aandeel aan kaolinit af en dat van montmorilloniet toe. De hogere C.E.C. in vergelijking met pedon 3 wordt veroorzaakt door deze montmorillonieten.

Allophaan is niet aangetoond.

Blijkbaar geeft de puimsteentuf bij uitvertering actievere kleien dan de

leucietuf; het gehalte aan Ca en Mg in het uitwisselingscomplex is hoger. De base-verzadiging neemt met de diepte toe, dit in tegenstelling tot pedon 3.

Bodems uit het achterland

Aansluitend op het piedmontvlak is in dwarsprofiel Fig. 7.3 schematisch een intrusie lichaam aangegeven dat een vulkanische breccie doorbreekt. In het noordelijk deel van het studiegebied zuidoostelijk van Voorbeeldgebied 1 heeft het intrusief lichaam de vulkanische breccie tegen erosie beschermd (de Bone Kabun met een hoogte van 230 meter).

In het zuidelijk deel van het studiegebied zijn deze Tertiaire vulkanische sedimentaire afzettingen gedeeltelijk vervlakt en maken ze de hogere delen van de piedmontvlakte uit. Dykes doorbreken ook hier het licht golvende landschap. Door de complexe afwisseling van conglomeraten, breccies, tuffen, lahars alswel de lava's en basalten van het eigenlijke vulkaancomplex (buiten het studiegebied) vallen de hierin ontwikkelde bodems buiten de schaal van dit onderzoek en zijn niet bestudeerd. Hierop zijn twee uitzonderingen gemaakt: pedon 10 en pedon 11.

Pedon 10 is ontwikkeld over een diep verweerd conglomeraat in het licht golvende landschap. Omdat het gedeelte dat binnen het studiegebied ligt voornamelijk uit deze conglomeraten bestaat (zie Fig. 3.4) is pedon 10 hier opgenomen.

Pedon 11 is gelegen op de top van het vulkaancomplex de Lompo Batang op een hoogte van 2876 meter. Vanwege de unieke ligging en moeilijke bereikbaarheid van deze top is de bodem ervan hier eveneens opgenomen.

Pedon 10 en 11 worden niet representatief geacht voor grotere bodemkundige eenheden. Er worden geen conclusies aan verbonden.

P E D O N 10

Typic Tropaquept

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de cambic horizon en het vochtigheid- en temperatuurregime. De klei-analyse geeft naast slecht gekristalliseerde kaolinite interstratificaties aan. Vermoedelijk maakt vermiculiet een belangrijk deel uit van de klei-fractie waardoor de relatief hoge C.E.C. per 100 gram klei verklaard wordt.

Allophaan is niet aangetoond. Het criterium voor een eventuele argillic horizon (percentage klei horizont B/percentage klei horizont A groter dan 1,2) wordt niet gehaald. De textuur-B horizont is echter niet duidelijk bovendien zouden colluviale "bodenvreemde" ijzerconcreties de textuur-analyse beïnvloed kunnen hebben.

Indien een argillic horizon aanwezig is wordt pedon 10 een Typic Tropaqualf.

P E D O N 11

Lithic Dystrandept

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de Bulk density, C% en de aanwezigheid van allophaan.

De Bulk density zou niet hoger mogen zijn dan 0,8 g/cc.

De A/C horizon heeft echter een aanzienlijk gedeelte aan C-materiaal in zich. Wanneer alleen de fijnaarde in beschouwing genomen zou worden valt de Bulk density lager uit dan de gevonden waarde van 0,94 g/cc. De aanwezigheid van allophaan wordt aangegeven door de pH NaF (de locatie van pedon 11 is niet opgenomen in de schematische dwarsprofielen; volstaan wordt met de omschrijving "top Lompo Batang").

7.3 Voorbeeldgebied 2

7.3.1 Algemeen

Dit voorbeeldgebied beslaat de benedenloop van de Jene Berang en een gedeelte van de kustvlakte van Ujung Pandang met de verlaten rivier-systemen (Fig. 7.4).

Duidelijk herkenbaar is de delta van de Jene Berang. De delta is van het "boog"-type; in Fig. 7.5 zijn een aantal stadia in haar ontwikkeling aangegeven.

Ten zuiden van de Jene Berang ligt een getijde kreek. Haar oorspronkelijke richting evenwijdig aan de kust werd waarschijnlijk bepaald door een oude rivierloop met die richting die bij de recente stijging van de zeespiegel gedeeltelijk verdronken is. De begeleidende oeverwallen zijn nog herkenbaar. Bij de laatste verlegging van de monding van de Jene Berang is onder invloed van de stroming direct onder de kust de monding van de getijde kreek verzand door delta-afzettingen.

Hierdoor werd de getijde kreek gedwongen de gedeeltelijk verdronken oeverwal te doorbreken waardoor zuidelijker de nieuwe monding ontstond. De laagte achter de linkeroeverwal, op welke laatste zich nu een brandingsrug heeft ontwikkeld, staat permanent onder brak water. De getijde kreek staat nu in verbinding met een klein riviertje liggend in het centrale laagste deel van de achterliggende overstromingsvlakte. Dit riviertje voert alleen in het natte seizoen water. Op de foto is de verdronken omgeving van de benedenloop als een donker terrein zichtbaar. De Jene Berang wordt, na met een noorwestelijke richting de alluviale vlakte in te stromen, gedwongen een meer westelijke loop aan te nemen door een resistent vulkanisch conglomeraat gesteente in de ondergrond. Het stroomdal vernauwt zich hier om na het links passeren van een rest-heuvel, bestaande uit dit conglomeraat, weer te verbreden waarna een westelijke richting aangenomen wordt.

Oorspronkelijk heeft de Jene Berang na het passeren van de resistente restheuvel een noordwestelijke afstromingsrichting gehad met haar monding noordelijk van Ujung Pandang.

Ujung Pandang, juist buiten het voorbeeldgebied vallend, is gebouwd op de zandige delta-afzettingen van de Jene Berang. In de loop van de tijd is de monding van de Berang verder naar het zuiden verlegd. Oude meanderbogen getuigen hiervan (zie Fig. 3.5).

Het gedeelte van de kustvlakte ten zuiden van de Jene Berang wordt gevormd door de verlaten stroomruggen met daartussen de overstromingsvlakten. Talrijke crevasse-complexen markeren dit gebied met de in het verleden vrij meanderende rivieren.

Door de wijze van opbouw van de kustvlakte onder invloed van de Holocene zeespiegelwisselingen heeft een voortdurende herverdeling van de sedi-





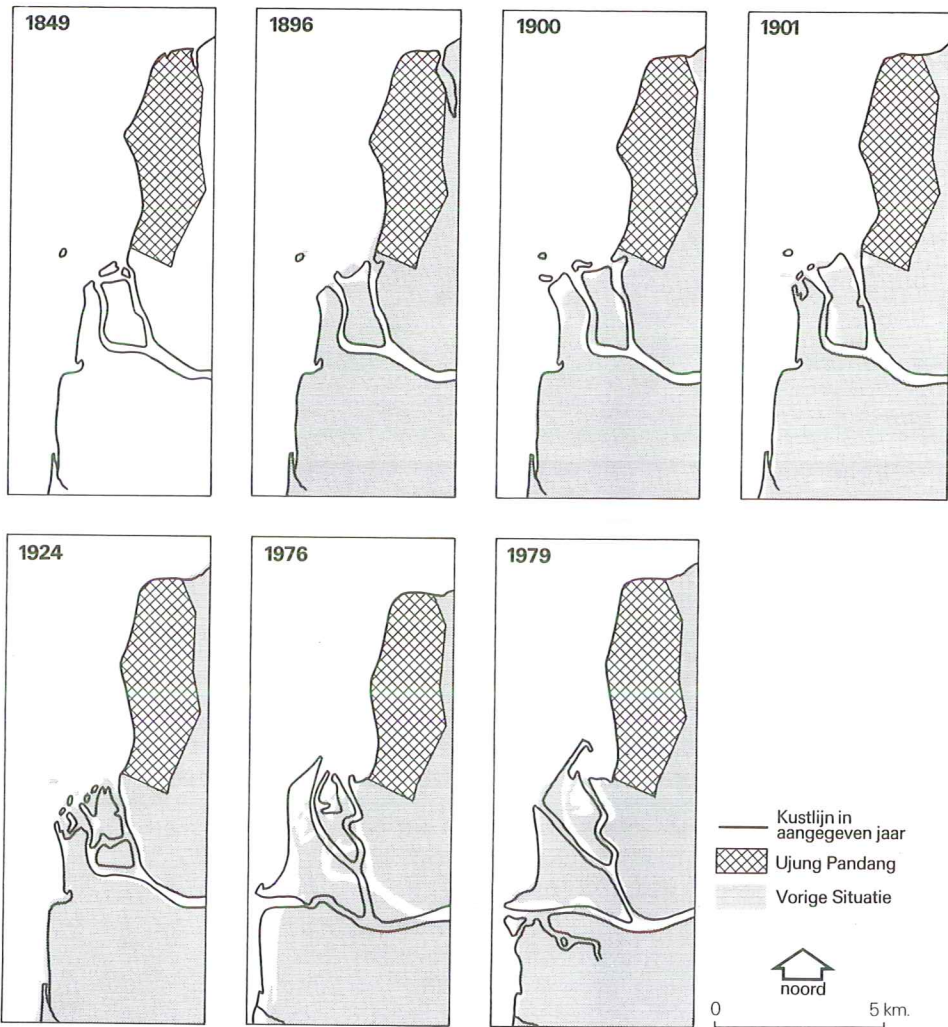
fig. 7.4 Voorbeeldgebied 2

Foto: F.A.O. ins. 6 IR/BW 2-19 (1967)
schaal 1:50.000
hoogte: 0-12 meter

Physiografie en geologie:
vlakke alluviale kustvlakte (Midden-
Holoceen) met bij Sungaminasa een dagzomend
grof vulkanisch conglomeraatgesteente
(Laat-Mioceen).

Onderscheiden foto-eenheden:

- | | | |
|------------|-----|--|
| marien | Ia | strand en delta afzettingen,
zandig |
| | Ib | delta afzettingen, kleiïg |
| fluviatiel | II | oeverwal |
| | III | overstromingsvlakte |
| | IV | crevasse-complex |
| | .. | bedding |



Bron: gebaseerd op gegevens van het Jene Berang Flood Control Project (1980)

fig. 7.5 Kustlijn veranderingen van de delta van de Jene Berang in de periode 1894-1979

menten plaatsgevonden. Om deze reden en omdat de sediment-leverende rivieren hetzelfde oorsprongs-gebied hebben (behalve de Bantimurung 1) is de inhoud aan zware mineralen van de afzettingen homogeen van samenstelling met voornamelijk aegerin-augiet (90%) en basaltische hoornblende.

De gemiddelde hoogteligging van de kustvlakte is aan de kust 3 tot 4 meter, naar het binnenland olopend tot 18 meter.

7.3.2 Physiografische bodemassociaties

Door de horizontale en verticale selectie in de korrelgrootte, veroorzaakt door de zich steeds weer verleggende rivieren onder invloed van de wisselingen in de erosie-basis heeft zich een aaneenschakeling van geomorfologische verschijnselen ontwikkeld die elk op zich een karakteristieke bodem bezitten.

De volgende associaties zijn onderscheiden:

- bodemassociaties in de marien alluviale kustvlakte: deze zijn al besproken in hoofdstuk 7 par. 2;
- bodemassociaties in de fluviatiele alluviale vlakte: hierin zijn de volgende subsidiaire eenheden onderscheiden: bodems in:
 - a. geulopvullingen;
 - b. overwallen;
 - c. overstromingsvlakten;
 - d. crevasse-complexen.

In Fig. 7.6 is een schematische dwarsdoorsnede van de alluviale kustvlakte gegeven. De verschillende pedons zijn hierbij aangegeven.

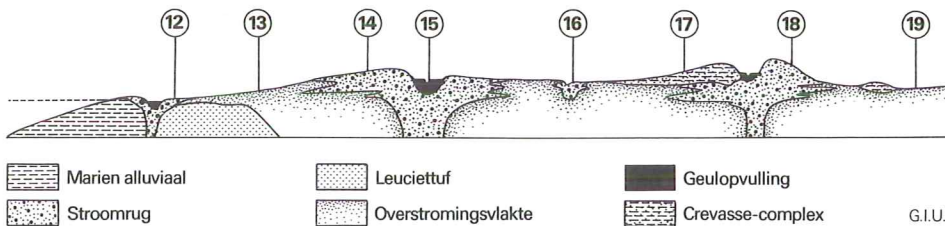


fig. 7.6 Schematisch dwarsprofiel over Voorbeeldgebied 2 met daarin aangegeven de locaties van de pedons

Aan de hand van deze pedons worden de voorkomende bodems besproken. Het dwarsprofiel Fig. 7.6 kan gedacht worden te liggen over Voorbeeldgebied 2, van west naar oost.

Ad a.
bodems in geulopvullingen.
Pedon 15 is hiervan een voorbeeld.

P E D O N 15
(Typic) Tropaquent

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de geringe profielontwikkeling en het vochtigheid- en temperatuurregime.

Klei-analyse geeft slecht gekristalliseerde kaoliniet met toenemend met de diepte een overheersen van montmorilloniet. De C.E.C. per 100 gram klei geeft de toename van actievare kleien aan.

Uitgezonderd de Ap is de bodem volledig verzadigd.

Opvallend is het bij deze bodems voorkomen van twee soorten vlekkingen; op 100 cm geelbruine vlekken met vlak daarboven roestvlekken.

Op deze diepte ligt ongeveer de zone waarin het grondwater in de droge seizoenen door de jaren heen oscilleert. Het is de zone waarin zich ijzerconcreties vormen.

De Soil Taxonomy voorziet voor "the great group" van de Tropaquents niet in "subgroups". In analogie met de Haplaquents zou dit echter een Typic Tropaquent worden.

Ad b.
bodems ontwikkeld in de oeverwallen.

Afhankelijk van de mogelijkheden tot drainage mogelijkheden hebben zich hierin kunnen ontwikkelen Typic Ustropepts (pedons 12 en 16) en Aeric Tropaquepts (pedons 14 en 18).

Pedons 12 en 16 zijn aangegeven in Fig. 7.6 hoewel hun ligging niet in de kustvlakte van Ujung Pandang is. Zij maken echter wel deel uit van een alluviale kustvlakte: pedon 12 is ontwikkeld in de fluviatiele afzettingen van de Tello rivier en ligt over leucietuff. Pedon 16 is ontwikkeld in de fluviatiele afzettingen van de Maros rivier. De oeverwallen van deze rivieren zijn topografisch in het veld niet zichtbaar. De textuur-analyse geeft het voor een oeverwal kenmerkende "aflopende profiel".

Pedons 14 en 18 hebben hun locatie wel in de alluviale kustvlakte van Ujung Pandang; de oeverwallen zijn topografisch in het veld herkenbaar en hebben een aflopend profiel.

P E D O N S 12 E N 16
Typic Ustropepts

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de cambic horizon, ochric epipedon, kleur en het vochtigheid- en temperatuurregime.

Klei-analyse geeft slecht gekristalliseerde kaoliniet en interstratificaties met vooral dieper in het profiel vermiculiet.

Pedon 16 bevat daarenboven nog mica's en illiet (zie pedons 1 en 5).

De vrij hoge C.E.C. per 100 gram klei wordt veroorzaakt door de vermiculiet. Allophaan is niet aangetoond.

P E D O N S 14 E N 18

Aeric Tropaquepts

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de cambic horizon, kleur en vochtigheid- en temperatuurregime.

Klei-analyse geeft kaoliniet, metahalloysiet en montmorilloniet.

Bij pedon 18 echter is op 250 cm een monster genomen; de klei-fractie op deze diepte bestaat, naast röntgen-amorf materiaal, volledig uit montmorilloniet.

Pedon 14 heeft op 130 cm alléén röntgen-amorf materiaal in de klei-fractie.

Allophaan is in geen van beide pedons aangetoond.

Ad c.

bodems ontwikkeld in de overstromingsvlakte.

Dit zijn de overwegend kleirijkere bodems liggend tussen twee stroomruggen.

Pedons 13 en 19 zijn hiervan voorbeelden.

P E D O N S 13 E N 19

Vertic Tropaquepts

Discussie:

In feite verschillen pedons 13 en 19 weinig van pedons 14 en 18. De veel zwaardere textuur is er de oorzaak van dat bij indroging in het droge seizoen diepe scheuren (cracks) ontstaan waardoor ze in een vertic subgroep geplaatst moeten worden.

Classificatie is gebaseerd op de cambic horizon, de cracks en het vochtigheid- en temperatuurregime.

Klei-analyse geeft naast kaoliniet en metahalloysiet een overheersen van montmorillonitische klei, toenemend met de diepte.

De hoog actieve en zwellende kleien zullen aan het vertic karakter bijgedragen hebben.

Ad d.

bodems ontwikkeld in crevasse-complexen.

Het herhaaldelijk doorbreken van de natuurlijke oevers van de vrij meanderende rivieren hebben geleid tot de vorming van de in textuur wat grovere afzettingen over de zwaardere bodems van de overstromingsvlakten.

Pedon 17 is een voorbeeld van een bodem ontwikkeld in dergelijke afzetting.

P E D O N 17

Ultic Haplustalf

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de argillic horizon, een ochric epipedon, base-verzadiging en het vochtigheid- en temperatuurregime.

De argillic horizon wordt bevestigd door het percentage in de klei-fractie kleiner dan $0,2 \mu\text{m}$.

De C.E.C. per 100 gram klei neemt toe met de diepte. Klei-analyse geeft

aan dat bovenin het profiel wat vermiculiet is te verwachten, onderin het profiel bestaat de klei-fractie uit röntgen-amorf materiaal. Mogelijk wordt de hoge C.E.C. per 100 gram klei veroorzaakt door de aanwezigheid van allophaan, hoewel dit niet bevestigd wordt door de pH NaF. Het mag niet uitgesloten worden dat bij de voorbehandeling tijdens de textuur-analyse er actieve kleien zijn aangetast.

7.4 Voorbeeldgebied 3

7.4.1 Algemeen

Voorbeeldgebied 3 (Fig. 7.7) heeft een kleine overlap met Voorbeeldgebied 2 en laat de overgang zien tussen de alluviale vlakke in het westen van de foto en het licht golvende piedmontvlak in het oostelijk deel van de foto. Het licht golvende piedmontvlak bestaat hier voornamelijk uit vulkanische conglomeraten (zie Fig. 3.4). Meer oostelijk van Voorbeeldgebied 3 komen lava's en tuffen voor afgewisseld met conglomeraten. Ten zuiden en zuidoosten van Voorbeeldgebied 3 bestaat het piedmontvlak uit de leuciet- en puimsteentuffen. De ouderdom van de conglomeraten van het licht golvende piedmontvlak is evenals de leuciet- en puimsteentuf Mioceen/Plioceen (Sukanto 1975). De versnijding van het Piedmontvlak is (zie omkaderd deel van Fig. 7.7) veel geprononceerder dan van het piedmontvlak van Voorbeeldgebied 1. De terrassen zijn evident en grindafzettingen algemeen. Op het vlak is slechts een dunne verweringslaag aanwezig, grote delen zijn kaal gespoeld (zie het gedeelte zuidelijk van het centraal liggende omkaderd gebied). Door de verschillende aantappingen van de zich diep ingesneden hebbende riviertjes (zie rechter benedenhoek van het centraal liggende omkaderd deel) is het niet verantwoord om bij de rivierterrassen een fluviatiele correlatie met Daly-levels te maken, zoals Tjia (1968) zich dat voorstelde voor de terrassen van de Jene Berang. In feite zijn de terrassen van de Jene Berang op de door Tjia opgegeven locatie, 15 km landinwaarts, door het optreden van lokale erosie-bases, zoals resistentere banken die de rivierloop kruisen, ook niet correleerbaar met Daly-levels. Datzelfde geldt voor de Berang-terrassen bij Songkolo en Borongrappo, doordat ook hier in de ondergrond de eerder genoemde resistentere conglomeraatgesteenten (zie hoofdstuk 7 par. 3) voor een lokale erosie-basis zorgen. De terrassen bij Songkolo en Borongrappo zijn opgemeten en staan weergegeven in Fig. 7.8. Hoe suggestief de terrasprofielen ook zijn, vooralsnog is een correlatie met Daly-levels in Zuidwest Sulawesi niet bewezen.

fig. 7.7 Voorbeeldgebied 3

Foto: F.A.O. ins. 6 IR/BW 2-21 (1967)
schaal 1:50.000
hoogte: 3-26 meter

Physiografie en geologie:
vlakke alluviale fluviaatiele kustvlakte
(Midden-Holoceen) met in het zuidoostelijk
deel een zwak golvend piedmontvlak bestaande
uit een vulkanisch conglomeraatgesteente
(Laat-Mioceen) lateraal naar het zuiden en
zuidoosten overgaand in leucietuff.

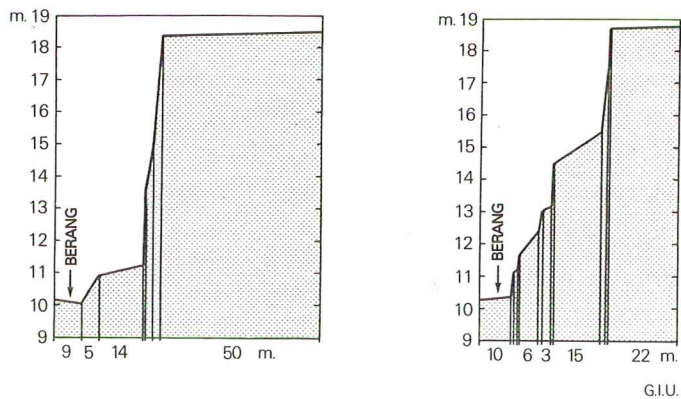
Onderscheiden foto-eenheden:

- piedmontvlak I zwak golvend piemontvlak met
zich diep ingesneden hebbende
riviertjes
fluviaatiele alluviale vlakte
II oeverwal
III overstromingsvlakte
IV crevasse-complex
.. bedding

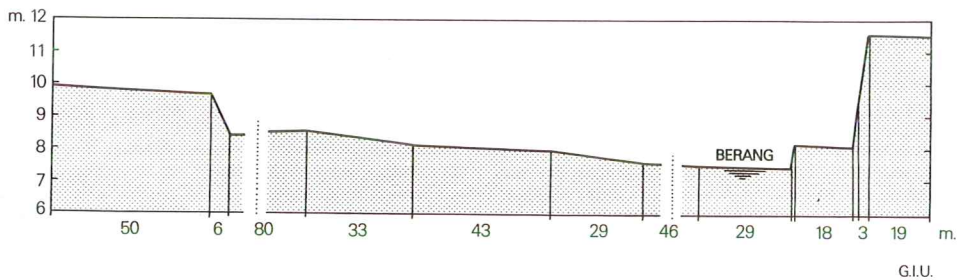




PIEDMONT VLAK
(zwakgolvend)



G.I.U.



G.I.U.

fig. 7.8 Dwarsprofielen van de rivierterrassen van de Jene Berang bij Songkolo 2 en Borongrappo

7.4.2 Physiografische bodemassociaties

Voorbeeldgebied 3 kent twee grote physiografische bodemassociaties: bodems ontwikkeld in de fluviaatiele alluviale vlakte en in de piedmontvlakte.

De fluviaatiele alluviale vlakte is met de daarin te onderscheiden subsidiaire bodemeenheden al beschreven in hoofdstuk 7 par. 3.2.

Het piedmontvlak in Voorbeeldgebied 3 bestaat voornamelijk uit conglomeraten. Een voorbeeld van een bodem hierin ontwikkeld was pedon 10 (hoofdstuk 7 par. 2.2).

Pedon 10 is niet representatief voor deze subsidiaire eenheid, die een verdere oostelijk tot zuidoostelijke verspreiding heeft dan de geomorfologisch-bodemkundige overzichtkaart aan kan geven.

7.5 Voorbeeldgebied 4

7.5.1 Algemeen

Dit Voorbeeldgebied beslaat een deel van het zuidelijke kalkgebied van Takalabatuwa (Fig. 7.9).

Het maakt deel uit van de zuidoost-noordwest verlopende lichte anticlinale opwelling. Centraal ligt een harde massieve kalkbreccie over een kalksilt (zie omkaderd gedeelte) waardoor zich een cuesta kon ontwikkelen.

Op de foto valt het sterk aan erosie onderhevige gedeelte op. Hier ontbreekt de afschermdende kalkbreccie en een beschermende vegetatie.

De toplagen van deze kalkbreccie hebben vaak een kleiïge of siltige intercalatie op de sedimentatievlakken; bij het openslaan worden bovendien kruipsporen zichtbaar.

De onderliggende kalksilt is plaatselijk rijk aan visschubjes (noordelijk deel van het omkaderd gedeelte). In het sterk aan erosie onderhevige deel bezit de kalksilt talrijke barietknollen met een doorsnede tot 10 cm.

Voor het ontstaan van deze knollen ligt een indampende lagune het meest voor de hand, de herkomst van het Barium wordt daarmee echter niet verklaard. Het voorkomen van Barium wordt meestal toegeschreven aan hydrothermale omstandigheden waarbij het als begeleider van sulfiden zou optreden. De zwavel van het $BaSO_4$ zou dan geleverd zijn door de sulfiden van ijzer, nikkel, cobalt, zink, koper, lood, arseen of antimoon die zijn aangetast door hete of zelfs oververhitte dampen, waarbij H_2S en SO_2 wordt gevormd, tot tenslotte zwavelzuur naast zwavel ontstaat (Doelter 1929).

Ten oosten van Takalabatuwa komen inderdaad hydrothermale kenmerken voor zoals een pegmatietisch gesteente en er is een loodmijn.

Andree (1918) veronderstelde dat Xenophyophoren (foraminiferen) bariet uitscheiden. Dit zou ook een verklaring voor de knolvormige barietconcreties kunnen zijn.

Over de datering van deze afzetting bestaat geen zekerheid.

Van Bemmelen (1949) correleerde de kalkformatie van Salayer (zie Fig. 1.2) met die van Bone, een kalkgebied in het noordoosten van de zuidarm de als Vroeg-Mioceen zijn gedateerd. Op grond van de gelijkenis tussen de formatie op Salayer en die op Tanah Keke en Takalabatuwa worden deze laatste eveneens tot het Vroeg-Mioceen gerekend.

Bij Puntondo, in het uiterste zuiden van Voorbeeldgebied 4, liggen de mariene terrassen, de Daly-levels, ontwikkeld in de kalksilt.

Door de schaal van de foto zijn ze hierop niet als zodanig te herkennen.

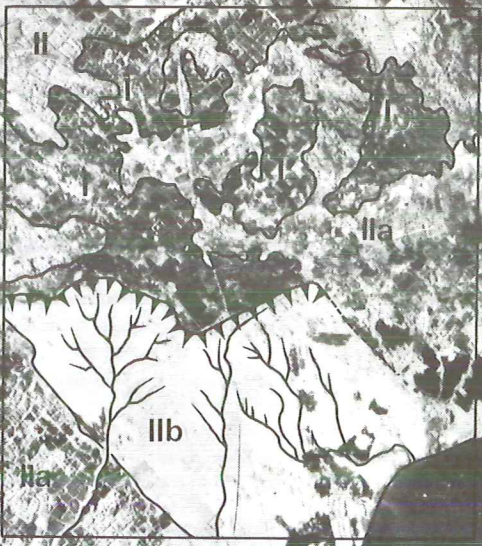
7.5.2 Physiografische bodemassociaties

In Voorbeeldgebied 4 zijn te onderscheiden:

- de marien alluviale kustvlakte;
- de fluviaatiele alluviale kustvlakte;
- het kalksiltplateau:
 - a. afgedekt met een kalkbreccie;
 - b. zonder kalkbreccie maar met een beschermende vegetatie;
 - c. de perifere laagte in de sterk versneden kalksilt.



Takalabatuwa



Punfondo

fig. 7.9 Voorbeeldgebied 4

Foto: F.A.O. ins. 6 IR/BW 1-12 (1967)
schaal 1:50.000
hoogte: 0-30 meter

Physiografie en geologie:
kalkplateau (Vroeg-Mioceen) bestaande uit
een kalksilt, centraal afgedekt door een
kalkbreccie.

Onderscheiden foto-eenheden:

plateau bestaande uit:

- I kalkbreccie (hard, massief, gelaagd)
- IIa kalksilt, geconsolideerd, massief, zacht,
begroeid en vlak
- IIb kalksilt, geconsolideerd, massief, zacht,
onbegroeid en sterk versneden (perifere
laagte)

TTT cuesta-rand
←←← geul erosie

De mariene alluviale en fluviatiele alluviale kustvlakte met de als voorbeeld gekozen pedons zijn al eerder besproken. Het kalksiltplateau, afgedekt met de kalkbreccie en de perifere laagte dragen over het algemeen geen bodem. Op de geomorfologisch-bodemkundige overzichtkaart staan ze aangegeven als "Miscellaneous". Het kalksiltplateau, zonder kalkbreccie maar met een beschermende vegetatie draagt wel een bodem; de ligging van het als voorbeeld gekozen pedon staat schematisch aangegeven in Fig. 7.10. In deze figuur zijn ook de pedons 21 en 22 aangegeven.



fig. 7.10 Schematisch dwarsprofiel over Voorbeeldgebied 4 met daarin aangegeven de locaties van de pedons

Pedon 21 ligt in de fluviatiele alluviale vlakte op een uitloper van verspoelde kalk van Takalabatuwa. De geografische verspreiding van de zich in de ondergrond voortzettende verspoelde kalk kon niet goed afgebakend worden.

Pedon 22 is ontwikkeld in een dun alluviaal/colluviaal dek over puinsteentuf van de piedmontvlakte, maar valt evenzeer buiten het studiegebied.

De reden dat deze pedons hier toch opgenomen zijn houdt verband met een van de waarnemingen van Mohr (1935) die constateerde dat de bodems naar het zuiden toe op Zuidwest Sulawesi van Takalar tot Jeneponto steeds zwarter van kleur werden. Hij schreef dit toe aan een combinatie van moedermateriaal en klimaat. In de discussie bij pedon 20 wordt hier nader op ingegaan.

P E D O N 20 Entic Haplustoll

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op het mollic epipedon, het ontbreken van een cambic horizon, kleur en vochtigheid- en temperatuurregime.

De A-horizon bestaat uit kleine kalkpartikels met een huidje van organische stof.

In aansluiting op Mohr's waarnemingen kan inderdaad gesteld worden dat

de verdonkering van de tophorizonten aan de door hem genoemde combinatie van factoren te wijten is. De ondergrond bestaat immers uit kalk (zie ook pedon 21) en het gebied van Takalar tot Jeneponto heeft van noord naar zuid in toenemende mate invloed van de eerder besproken Timor-wind (zie hoofdstuk 3 par. 2), een zeer droge wind die vooral in het najaar in de late namiddag zeer krachtig is. Hierbij kunnen door het samen voorkomen van humine zuren en de kalk en door de min of meer ritmische herverzadiging van het opstijgende capillaire bodemwater kalkhumaten ontstaan. Op deze wijze kan een relatief laag percentage organische stof de bodem een diep zwarte kleur geven. In feite is hier sprake van een 'melanisatie' (zwartkleuring) onder invloed van de hier heersende klimatologische omstandigheden vergelijkbaar met het landklimaat karakteristiek voor de steppen waar Mollisolen (onder andere chernozems) algemeen zijn. De organische stof verdeling door het profiel geschiedt daar echter onder invloed van de bodemdieren. Voor wat betreft de vegetatie kan opgemerkt worden dat het hier gaat om grassen en lage struiken. De natuurlijke vegetatie noordelijk van het gebied met de zwarte bodems is niet meer na te gaan door de invloed van de mens (sawah's).

P E D O N 21
Typic chromustert

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op cracks, slickensides, micro-gilgai, kleur en het vochtigheid- en temperatuurregime.

De klei-analyse geeft met de diepte een afnemend aandeel aan slecht gekristalliseerde kaoliniet en daarmee een sterk toenemend aandeel aan montmorilloniet. Ook interstratificaties nemen met de diepte sterk toe. De zwellende kleien in combinatie met het hoge percentage klei veroorzaken bij indroging de scheuren, kenmerkend voor vertisolen.

Interne spanningen (onder andere door het inspoelen van materiaal in deze scheuren en door vochtopname) zijn verantwoordelijk voor de slickensides en het gilgai-reliëf.

De pH NaF zou in deze pedons de aanwezigheid van allophaan aangeven, de NaF-test is echter positief voor zowel allophaan als actief Al(OH).

Bovendien kan kalk de pH NaF opdrijven (zie Brydon en Day 1970).

De classificatie van de Typic subgroup is gebaseerd op de neerslagcijfers van het nabij gelegen Takalar, waaruit afgeleid is dat de cracks voor meer dan 150 dagen per jaar open blijven (cumulatief).

Ook de donkere bovengrond van pedon 21 wordt toegeschreven aan het samenspel van klimaatfactoren en de kalk in de ondergrond zoals aangegeven door Mohr (1935).

De locatie van pedon 22 is oostelijk van Voorbeeldgebied 4 en valt buiten het studiegebied. Het ligt ingesloten tussen de kalkgebieden van Takalabatuwa en Tombolo.

P E D O N 22
Vertic Haplaquoll

Discussie:

Classificatie is gebaseerd op de mollic horizon, cracks en vocht- en temperatuurregime.

Het aandeel aan colluviaal materiaal in de toplagen is beduidend hoger dan bij pedons 7 en 8.

Door de aanwezigheid van kalk (colluviaal?) is het aandeel van Ca en Mg hoog, de zuurgraad neutraal tot zwak basisch met een zwakzure toplaag. De klei-analyse geeft naast slecht gekristalliseerde 1:1 klei een weinig montmorilloniet en wat dieper in het profiel bovendien metahalloysiet. Hoewel ontwikkeld over puimsteentuf die over het algemeen meer zure tot zwak zure bodems geeft is pedon 22 neutraal tot basisch door de aanwezigheid van vrije kalk, afkomstig van Takalabatuwa en Tombolo. In combinatie met de klimaatomstandigheden kunnen hierdoor, zoals boven aangegeven, de bodems met donkere bovengrond zijn ontstaan.

7.6 Bodemkundige conclusies

Het materiaal waarin de bodems in de alluviale kustvlakte van Zuidwest Sulawesi zijn ontwikkeld is van vulkanische herkomst. Augiet en basaltische hoornblende zijn de belangrijkste zware mineralen. De bodems van de piedmontvlakte zijn eveneens ontwikkeld in vulkanisch materiaal, voornamelijk leucietuff en puimsteentuf. Op deze tuffen kan zich een alluviaal/colluviaal dek bevinden. Dit dek bestaat uit verweringsproducten van de piedmont. Het alluviaal/colluviaal materiaal is gemakkelijk te herkennen door de aanwezigheid van ijzerconcreties. Deze concreties kunnen verdeeld zijn over het profiel of voorkomen in ijzerconcretie-banken met een dikte tot 1,5 meter. Ook relatieve aanrijkingen aan het oppervlak zijn mogelijk. De ijzerconcreties zijn ontstaan tijdens een bodemvormingsproces, vermoedelijk in het Pleistoceen, toen wisselingen in de grondwaterspiegel plinthietvorming mogelijk maakten. De duur van de huidige biostatische periode lijkt niet genoeg om een dergelijke concretie-vorming te verklaren. Dit wil niet zeggen dat er zich nu geen ijzerconcreties zouden vormen. Het is bekend dat bijvoorbeeld onder sawah's zich snel ijzerconcreties kunnen vormen. De bedoelde concreties in de alluviale/colluviale afzettingen worden daar echter niet aan toegeschreven en liggen dus niet in situ, ze worden als "bodemvreemd" beschouwd.

De beschreven morfogenese van de kustvlakte, gesteund door een aantal C-14 dateringen geeft aan dat de afzettingen van de kustvlakte jong zijn. Noordwestelijk van de Maros rivier zijn de afzettingen niet ouder dan ongeveer 900 jaar, zuidelijk van deze rivier niet ouder dan ongeveer 1500 jaar. De afzettingen in de kustvlakte ten zuiden van Ujung Pandang zijn niet ouder dan 3000 tot 4500 jaar. De jonge leeftijd wordt bevestigd door de in deze afzettingen gevormde bodems. Het zijn voornamelijk entisolen en inceptisolen. De profielontwikkeling is in deze bodems gering.

Met de leeftijd van bodems verband houdend worden de verhoudingsgetallen tussen $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ en $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ genoemd; lage verhoudingsgetallen kunnen wijzen op een vergaande verweering en een mogelijk hieruit af te leiden hoge ouderdom. Hierop aansluitend is het te verwachten dat oudere bodems een lagere C.E.C. per 100 gram klei bezitten. Deze tendensen zijn ook bij de bodems in het onderzochte gebied vast te stellen.

Als voorbeeld worden hieronder de verhoudingsgetallen en C.E.C. per 100 gram klei van vergelijkbare diepten en/of horizonten van drie pedons gegeven.

Pedon 1 is ontwikkeld in een jonge alluviale afzetting (niet ouder dan ongeveer 900 jaar), pedon 3 en pedon 9 zijn ontwikkeld in respectievelijk leuciettuif en puimsteentuf van de piedmont. De verwerking hiervan kan in het Pleistoceen begonnen zijn.

Pedon	C.E.C. per 100 gram klei	SiO ₂ /R ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
1	67 meq.	2.83	3.53
3	23 meq.	1.34	1.87
9	46 meq.	1.37	2.01

Voor wat betreft de C.E.C. per 100 gram klei kan verder opgemerkt worden dat deze voor bodems in een alluviale kustvlakte in de tropen vrij hoog ligt. De jonge leeftijd van de bodems in combinatie met het rijke vulkanisch basische uitgangsmateriaal en de impermeabiliteit van vooral de leuciettuif zijn hiervan de oorzaak.

Verwerking van de belangrijkste mineralen in deze vulkanische gesteenten levert vooral K⁺ (leuciet), Ca⁺⁺ en Mg⁺⁺ (augiet) en bovendien Na⁺ en Fe⁺⁺⁺ (aegerine-augiet) en Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, F⁺⁺⁺ en Na⁺ (basaltische hoornblende). Wanneer deze ionen niet afgevoerd kunnen worden kunnen zich hoog-actieve kleien vormen.

Voor de bodems in de fluviatiele kustvlakte van Ujung Pandang kan, in combinatie met de physiografische positie ervan de conclusie getrokken worden dat er een directe relatie bestaat tussen de bodems en de geomorfologische situatie. Mogelijkheden tot drainage en de textuur zijn de belangrijkste bodemvormende factoren.

Bij de bodems in het zuidelijk deel van het studiegebied spelen bovendien de geologische en klimatologische omstandigheden een belangrijke rol wat heeft geleid tot een melanisatie.

Tenslotte kan gezegd worden dat bodemkundige en geomorfogenetische ontwikkelingen in de kustvlakten van Zuidwest Sulawesi duidelijk met elkaar verwant zijn.

SAMENVATTING

Na een introductie in het gebied en het achterland wordt ingegaan op de factoren die een zeespiegelstand bepalen, zoals door Flint (onder andere glaciale eustasie) en Wallcott en Mörner (hydro-isostatische eustasie en geoidale eustasie) aangegeven worden.

Door een beter inzicht in de factoren die een zeespiegelstand bepalen was het aan Peltier, Clark et al. mogelijk een model op te stellen waarmee een aantal zeespiegelstandzones voorspeld kunnen worden.

Om deze theoretische benadering te toetsen is voorgesteld om in grotere regio's een zeespiegelcurve op te stellen en deze te toetsen aan de berekende curven. Fase-verschuivingen in de curven opgesteld voor grotere regio's zouden Mörners kortdurende geoidale veranderingen aan moeten tonen. De opgestelde curve voor Zuidwest Sulawesi kan hiertoe een aanzet zijn.

Deze curve kon opgesteld worden door gebruik te maken van ouderdomsbepalingen en morfologische informatie. Er is aannemelijk gemaakt dat grote tectonische invloeden uitgeschakeld kunnen worden.

De mogelijkheid dat toch geringe Holocene deformaties zijn opgetreden alsook de brede marge die sommige waarnemingen bleken te bezitten, maken dat uit de curve geen waarden afgelezen mogen worden. Wel is de algemene trend in het zeespiegelverloop er uit te destilleren.

Deze trend is de kapstok waaraan de theorie over Holocene rifmorfogenese is opgehangen. Bij de rifmorfogenese bleken het antecedente oppervlak, de diepten van de topografische hoogten beneden de hoogste Holocene zeespiegelstand, de hoeveelheid beschikbaar koraalpuin en het soort koraal, het aantal zeespiegelwisselingen dat is doorstaan en de geografische positie bepalend te zijn.

Onafhankelijk van de door Van Vuuren genoemde verdeling in zones in de rifcomplexen zijn er drie morfologisch van elkaar te onderscheiden rifcomplexen. Voor elke vorm is een ontwikkelingsschets aangegeven. De outer rim is hierbij uitgezonderd.

Door de genese van de zuidarm na te gaan kon geconcludeerd worden dat de wordingsgeschiedenis van de koraalrifcomplexen theoretisch tot in het Tertiair terug te leiden is. Een aantal Pleistocene strandlijnen is vastgesteld. Naast de door Van Vuuren genoemde zonering is er ook een noord-zuid zonering op structureel-geologische gronden vastgesteld. Deze zonering is ook op het landgedeelte van het studiegebied terug te vinden.

Ten aanzien van de morfogenese van de alluviale kustvlakte van Ujung Pandang bleken wisselingen in de erosie-basis in het Holoceen de belangrijkste mechanismen te zijn. Aan de hand van een viertal Voorbeeldgebieden is een en ander nader aangegeven. Er bleek een directe relatie te bestaan tussen de morfologie en de bodems. De bodems zijn beschreven en geanalyseerd.

De bodem-ontwikkeling (mate van profiel-ontwikkeling, intensiteit van vertering) bevestigt de beschreven geomorfogenese onder invloed van de opeenvolgende perioden van biostasie en rhexistasie en daarmee de wisselingen in de erosie-basis sinds het Pleistoceen.

Dit onderzoek is mogelijk gemaakt door een subsidie van de Stichting voor Zuiver Wetenschappelijk Onderzoek van de Tropen (W77-65).

Sesudah pendahuluan di bidang dan di daerah udik orang telah membicarakan lebih lanjut faktor-faktor yang menentukan ketinggian permukaan laut. Faktor-Faktor tersebut oleh Flint dilengkapi oleh Wallcott dan Mörner (Eustasi Hidrostatik dan Geoidal).

Karena adanya pengertian lebih baik akan faktor-faktor yang menentukan tingginya permukaan laut, Peltier, Clark dan lain-lain orang dipermungkini menyusun satu bentuk (model) yang dengannya beberapa ketinggian-ketinggian permukaan laut dapat diramalkan. (dihitung).

Untuk memeriksa pendekatan yang teoretis disini diusuli akan menggambarkan satu garis lengkung (curve) permukaan laut di bidang-bidang yang agak besar kemudian membandingkannya dengan garis-garis yang telah dihitung.

Perubahan-perubahan taraf (fase) dalam garis-garis untuk regio-regio yang agak besar seharusnya akan memperlihatkan ubahan-ubahan geoidal Mörner yang berlangsung pendek. Garis lengkung, yang disusun tentang Sulawesi barat daya boleh mendorong untuk ini.

Garis ini telah bisa disusun memakai penanggalan usia dan informasi morfologis. Sudah diterima dengan mudah bahwa pengaruh-pengaruh tektonis besar bisa dihapuskan.

Perubahan-perubahan bentuk Holosen kecil yang mungkin telah terdapat mengakibatkan bahwa dari garisan ini nilai-nilai tidak boleh dibaca; hanya arah umum dalam perubahan permukaan laut boleh disimpulkan dari itu. Arah ini adalah sangkutan yang padanya teori morfogenese-karang telah digantungi. Pada morfogenese-karang ternyata bahwa permukaan yang terdahulu, dalamnya ketinggian topografis yang ada di bawah tinggi-air laut yang tertinggi, jumlah puing karang yang dapat dimiliki dan macam karangnya, jumlah perubahan dalam permukaan laut yang telah diderita dan kedudukan geografis, semuanya menentukan bahwa kelompok dari duanya yang pertama sejajar dengan pantai.

Tidak tergantung dari pembagian menjadi empat daerah karang yang tersebut oleh Van Vuuren, ternyata bahwa ada tiga bentuk gabungan karang yang berbeda. Untuk tiap-tiap bentuk uraiannya telah digambarkan dikecualikan tentang ini. Menyelidik jadinya geologis (genese) Sulawesi Selatan telah boleh ditarik kesimpulan bahwa dasar gabungan karang diiring kembali dengan teoretisnya sampai Tertiar. Beberapa garis pantai Pleistosen telah ditentukan. Di samping pembagian menjadi empat daerah karang yang tersebut oleh Van Vuuren satu pembagian menjadi tiga daerah dari timur ke selatan atas dasar strukturil-geologis (anticlinaal-synclinaal-anticlinaal) sudah ditentukan.

Pembagian daerah ini juga terdapat di bagian pantai bidang-studi.

Morfogenese dataran pantai aluvial Ujung Pandang juga telah didalami, dan pada hal ini ternyata bahwa perubahan dalam dasar-erosi pada Holosen adalah cara-kerja yang paling penting. Satu dan lain hal diperlihatkan dengan bantuan umpat daerah teledan. Ternyata adanya perhubungan langsung antara morfologi dan tanah-tanah.

Tanah-tanah itu telah disipatkan dan diuraikan. Kecerdasan tanah (kedarnya penguraian profil, kekuatan kehancuran karena cuaca) menetapkan morfogenese yang dipengaruhi oleh kala-kala biostasi dan reksistasi yang berturut-turut, dan dari sebab itu perubahan-perubahan dalam dasar-erosi sejak Pleistosen.

SUMMARY

In this thesis a description is given of the Holocene evolution of the coralreef complexes of the Spermonde Archipel and the geomorphogenesis of the adjacent coastal plain. For this purpose a curve is constructed showing the Holocene sea level changes. This curve is based on C-14 dates and geomorphological information. After an introduction referring to the existing theories concerning the causes of sea level changes, the need for local sea level curves is stressed.

Three types of reef complexes are distinguished. There appeared to be a relation between these types and the antecedent surface, the depth of the topographical heights beneath the uppermost Holocene sea level, the amount of coral-debris, the kind of coral, the number of sea level changes substained and the geographical position.

The three types of coral reef complexes prove that there is no relation between the geographical configuration of the reef complexes and their genesis as suggested by Van Vuuren (1920) and Molengraaff (1929).

Moreover it seems that there is a structural geological zonation perpendicular to the geographical zonation. This zonation explains the island-concentration on the middle of the shelf and the outcroppings of the piedmont on the land. The geomorphogenesis of the coastal plain is explained in relation to the Holocene sea level changes. A geomorphological map is included. In this map the most important soil-associations are shown.

The soils are described and the relation to the geomorphology is stressed. The most important geomorphological features are indicated by showing four "pilot areas".

This research was made possible by grants of the Netherlands Foundation For the advancement of Tropical Research (W77-65).

BIBLIOGRAFIE

- ADEY, W. (1975), The algal ridges and coral reefs of St. Croix. *Atoll Research Bulletin* 187.
- ADEY, W. en R. BURKE (1976), Holocene bioherms of the eastern Caribbean, *Geological Society American Bulletin* 87.
- ADEY, W et al. (1977), Relict barrier reef system of St. Croix. *Proceedings of the third international Coral Reef Symposium*. University of Miami.
- ADEY, W. (1978), Coral reef morphogenesis: A multidimensional model. *Science* 202.
- ANDREE, K. (1918), in: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. W.E. TROGER. Teil 2 Textband, Stuttgart (1967).
- AUGUSTINUS, P.G.E.F. en S. SLAGER (1971), Soil formation in swamp soils of the coastal fringe of Suriname. *Geoderma* 6.
- AXELROD, D. en H. BAILEY (1969), *Palaeogeography Palaeoclimatology* 6, 1.
- BATCHELOR, B.C. (1979), Discontinuously rising late Cainozoic eustatic sea-levels, with special reference to Sundaland, Southeast Asia. *Geologie en Mijnbouw* 58 (1).
- BEEK, C.G.G. van (1982), Een geomorfologisch-bodemkundige studie van het Gunung Leuser Nationale Park, noord Sumatra, Indonesië. Thesis, Utrecht.
- BEMMELEN, R.W. VAN (1949), The geology of Indonesia. *General Geology* 1 A, Den Haag.
- BERENDSEN, H.J.A. (1982), De genese van het landschap in het zuiden van de provincie Utrecht. *Utrechtse geografische studies* 25. Utrecht.
- BLOOM, A.L. (1974), Geomorphology of reef complexes. *Society of economic Paleontologists and Mineralogists*. Special publication 18.
- BOLT, G. (1972), *Soil Chemistry*. London.
- BOWEN, D.O. (1978), *Quaternary Geology*. Pergamon Press New York, London.
- BROECKER, W.S. c.s. (1968), Milankovitch Hypothesis supported by Precise Dating of Coral Reefs and Deep-sea Sediments. *Science* Vol. 159.
- BROWN, B.E. en R.P. DUNNE, (1980) Environmental Controls of Patch-Reef Growth and development. *Marine Biology* 56.
- BRYDON, J.E. en J.H. DAY (1970), Use of the fieldes and Perrott sodium Fluoride test to distinguish the B-Horizons of Podzols in the field. *Can. J. Soil Sci.* Vol 50.
- BUCKING, H. (1899), Leucietbasalt aus der Gegend von Pangkadjene. *Berichte der Senkenberg. Natf. Ges.*
- BUCKING, H. (1902), Beiträge zur Geologie von Celebes. *Samml. Geol. Reichsmus.* Leiden VII.
- CATHLES, L.M. (1975), The viscosity of the earth's mantle. Princeton University Press, Princeton.
- CLARK, J.A. en W.E. FARREL, en W.R. PELTIER (1978), Global changes in postglacial sea-level: A numerical calculation. *Quaternary Research* 9.
- CLARK, J.A. en C.S. LINGLE (1979), Predicted relative sea-level changes (18.000 years B.P. to present) caused by Late-Glacial Retreat of the Antarctic ice sheet. *Quaternary Research* 11.
- CLARK, J.A. (1980), A numerical model of worldwide sea-level changes on a Viscoelastic earth. *Proceedings of earth Rheology and late Cenozoic Isostatic movements in: Earth Rheology, Isostasy and eustasy*. Edited by Mörner, N.A. John Wiley & Sons.

- CLASON, A.T. (1976), A preliminary note about the animal remains from Ulu Leang I cave, South Sulawesi, Indonesia. *Modern Quaternary Research in Southeast Asia*. 2: Rotterdam: A.A. Balkema.
- DALY, R.A. (1915), The glacial control theory of coral-reefs. *Proceedings of the American Academy of Arts and Science* 51.
- DALY, R.A. (1920), A recent worldwide sinking of ocean-level *Geological Magazine* Volume LVII.
- DALY, R.A. (1934) *The changing world of the Ice age*. Yale University press, New Haven .
- DOELTER, C. ed. (1917 en 1929), *Handbuch der Mineralchemie*. Dresden en Leipzig.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1950), Recent and Pleistocene coral reefs of Australië. *Journal of Geology* 58.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1958), Dating the latest movements of the quaternary sea-level. *Transactions of the New York Academy of Sciences series II, Vol. 20, no 6*.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961a), Eustatic changes in sea-level. *Physics and Chemistry of the Earth* 4.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961b), Ancient shorelines and Absolute Dating. *Inqua Report of the Vith International Congress on Quaternary*. Warsaw.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961), Mean sea-level, related to solar radiation during the last 20.000 years. *Unesco/NS/AZ/579*. Rome symposium Paper no 9. Paris, 1 sept.
- FARREL, W.E. en J.A. CLARK (1976), On post glacial sea-level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 46.
- FIELDES, M en K.W. PERROT, (1966), Rapid field en laboratory test for allophane. *N.Z. J. Sci.* 9.
- FLEMMING, N.C. en D.G. ROBERTS (1973), Tectono-eustatic changes in sea-level and seafloor spreading. *Nature* Vol. 243 may 4.
- FLINT, R.F. (1970), *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, Inc. New York, London, Sydney, Toronto.
- FOCKE, J.W. (1978) *Geologische aspecten van kwartaire koraal- en algen-riffen op Curacao, Bonaire, Aruba en Bermuda*. These, Leiden.
- GAPOSCHKIN, E.M. (1973), *Satellite dynamics in : 1973 Smithsonian Standard Earth III Smithsonian Astr. Obs. Special Report 353*.
- GEYH, M.A. (1971), *Die Anwendung der C-14 Methode*. Clausthaler Tectonische Hefte no 11.
- GLOVER, I.C. (1976), Ulu Leang cave, Maros: a preliminary sequence of post-Pleistocene cultural development in South Sulawesi. *Archipel*. 11.
- GLOVER, I.A. (1979), The effects of sink action on archaeological deposits in caves: an Indonesian example. *World Archaeology* Vol. 10 no. 3.
- GOREAU, T.F. (1969), Post Pleistocene Urban Renewal in Coral Reefs. *Micronesia* 5(2).
- HAMILTON, W.H. (1979), Tectonics of the Indonesian region. *Geological survey professional paper 1078*.
- HIDE, R. (1969), Interaction between the Earth's Liquid Core and Solid Mantle. *Nature* Vol. 222.
- INDONESIA PILOT, (1976), Volume II first edition. N.P. 34. Hydrographic dep. Min. of Defence England.
- JELGERSMA, S. (1961), Holocene sea-level changes in the Netherlands. Thesis, Leiden Mededelingen geologische stichting CVI-7.
- KATILI, J.A. (1980), *Geotectonics of Indonesia. A modern view*. Jakarta.

- KLERK, L.G. de, H. MOLL en M. WIJSMAN-BEST (1981), Present status of the coral reefs in the Spermonde Archipelago (south Sulawesi, Indonesia). Proceedings of the 4th Int. Coral Reef Symp. (in press).
- KOPPEN, W (1936), Die Klimate der Erde. In W. Köppen & Geiger Handbuch der Klimatologie Bnd. I Teil C.
- KUENEN, Ph.H. (1933), The Snellius Expedition. Geological Results, Vol. V (2), Utrecht.
- KUENEN, Ph.H. (1939), Quantitative estimations relating to Eustatic movements. Geologie en Mijnbouw deel I no. 1, 1e jaargang.
- KUENEN, Ph.H. (1950), Marine Geology. Wiley and Sons London, New York.
- KUENEN, Ph.H. (1954), Eustatic changes of sea-level. Geologie en Mijnbouw 16.
- KUENEN, Ph.H. (1955), Sea-level and crustal warping. Geol. Soc. A., Spec. Paper 62.
- LEHMAN, H. en M.A. Sunartadirdja, (1960), Der Tropische Karst von Maros und Nord-Bone in SW-Celebes. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 2.
- LOUIS, H. (1973), Fortschritte und Fragwürdigkeiten in Neuern Arbeiten zur Analyse fluvialer Landformung besonders in den Tropen. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Band 17 Heft 1.
- LOWER JENE BERANG FLOOD CONTROL PROJECT (1980) Ministry of Public works, Indonesia. Japan International cooperation agency. Draft report.
- LUDINGTON, C.A. (1979), Tidal Modifications and Associated Circulation in a Platform Reef lagoon. Australian Journal of Mar. Freshwater Res. no 30.
- MALKUS, W.V.R. (1968), Precession of the earth as the cause of geomagnetism. Science Vol. 160.
- MARLE, V.J. van (1902), Beschrijving van het rijk van Goa. Tijdschrift van het Kon. Aardrijkskundig Genootschap 2e serie deel XIX.
- MARSHALL, J.F. en P.J. DAVIES (1982), Internal Structure and Holocene Evolution of One Tree Reef Southern Great Barrier Reef. Coral Reefs, Journal of the International Society for Reef Studies Vol. 1 Number 1.
- MCDONALD, R.C. (1976), Limestone Morphology in South Sulawesi, Indonesia. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supp. Band 26.
- MERCER, J. (1968), Paleogeogr. Palaeoclimatol. p. 1.
- MILLIMAN, J.D., K.O. EMERY (1968), Sea-levels during the past 35.000 years. Science Vol. 162.
- MOHR, E.C.L. (1935), De bodem der tropen in het algemeen en die van Nederlands Indië in het bijzonder. Kon. Ver. Kol. Inst. Amsterdam. Mededelingen no 31 deel II, tweede stuk. Afdeling Handelsmuseum no. 12.
- MOLENGRAAFF, G.A.F. (1922), Geologie in: De zeeën van Nederlandsch Oost Indië Ed. Brill, Leiden.
- MOLENGRAAFF, G.A.F. (1929), The coral reefs in the East Indian Archipelago, Their distribution and mode of development. Proceedings Fourth Pacific Science Congress Java.
- MOLENGRAAFF, G.A.F. en M. WEBER (1919), Het ontstaan der Soenda Zee. Koninklijke Academie van Wetenschappen te Amsterdam. Verslag van een gewone vergadering van Wis. en Nat. Afdeling van 1-1919 deel XXVIII.
- MOOK, W.G. (1978), Het verband tussen C-14 en werkelijke ouderdommen. Spiegel Historiae 13 (Dorestadnummer).
- MOORMANN, F.R. en N. van BREEMEN, (1978), Rice: Soil, Water, Land. International Rice research Institute, Los Banos Philippines.

- MÖRNER, N.A. (1969), Eustatic and Climate changes during the last 15.000 years. *Geologie en Mijnbouw* Vol. 48(4).
- MÖRNER, N.A. (1971), The Holocene eustatic sea-level problem. *Geologie en Mijnbouw* Vol. 50(5).
- MÖRNER, N.A. (1976), Eustasy and Geoid Changes. *The Journal of Geology*, Vol. 84 no. 2 march.
- MÖRNER, N.A. (ed.) (1980), *Earth Rheology isostasy and eustasy*. Wiley & Sons, New York, Toronto.
- MURPHY, R.W. (1976), *Pre-tertiary of Southeast Asia*. Seapec program, 1st offshore southeast Asia conf. Singapore.
- NIERMEYER, J.F. (1909), De onderzeese vorm van Celebes. *Tijdschrift van het Kon. Aardrijkskundig Genootschap* 2e serie deel XXVI aflevering 4.
- NIERMEYER, J.F. (1911), Barrière riffen en atollen in de Oost-Indische Archipel. *Tijdschrift van het Koninklijk Aardrijkskundig Genootschap* 2e serie, deel XXVIII.
- OLSSON, I. (Ed.) (1970), *Radiocarbon variations and absolute chronology*. Wiley and Sons.
- PIRAZZOLLI, P.A. (1977), Sea-level relative variations in the world during the last 2000 years. *Zeitschrift für Geomorphologie* 21.
- PONS, T.L. en L.J. PONS (1974), Mangrove vegetations and soils along a more or less stationary part of the coast of Surinam, South America Proceedings of the International Symposium on Biology and Management of Mangroves. East-West Center, Honolulu, Hawaii. Oct. 8-11, Vol. 11.
- POSTMA, H. (1958), *The snellius Expedition. Oceanographic results (8) Vol 11*, Leiden.
- REINECK, H. (1973), *Depositional Sedimentary environments*. Springer Verlag Berlin.
- RUSSELL, R.J. (ed.) (1961), *Pacific Island Terraces: eustatic?* *Zeitschrift Geomorph. Suppl.* 3.
- RUSSELL, R.J. (1962), *Origin of Beach Rock*. *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 6.
- RUSSELL, R.J. (1962), *Beach rock. Studies in the geography of South-East Asia; a selection of papers presented at the Regional Conference of South-East Asian Geographers*. Kuala Lumpur.
- RUSSELL, R.J. en W.G. MCINTIRE (1965), *Southern Hemisphere Beach Rock*. *The Geographical Review* Band 55.
- RUTTEN, L. (1923), *Over de foraminiferenfauna en den ouderdom van kalkstenen uit Zuid-Celebes*. *Jaarboek van het Mijneuzen in Ned. O. Indië*.
- RUTTEN, L. (1927), *Voordrachten over de Geologie van Ned. O. Indië*. Groningen, Den Haag.
- SACHET, M.H. en A.L. DAHL (1974), *Comperative Investigations of tropical Reef ecosystems; Background for an integrated coral reef program*. *Atoll Research Bulletin* no. 172.
- SANCHEZ, P.A. (1976), *Properties and management of soils in the Tropics*. New York, Toronto.
- SARASIN, P. & F. (1905), *Reisen in Celebes, I-II*. Wiesbaden.
- SCHIEFERDECKER, A.A.G. (ed.) (1959, 1980), *Geological Nomenclature*. Royal Geological & Mining Soc. of the Netherlands. Gorinchem Noorduijn en Zoon.
- SCHOFIELD, J.C. (1960), *Sealevel Fluctuations during the past four thousand years*. *Nature* March 19 Vol. 185.

- SCHOLTEN, J.J. (1971), Beach rock. A literature study with special reference to the recent literature. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I.*
- SEYMOUR SEWELL, R.B. (1932), The coral coasts of India. *Geographical Journal* Vol. 79.
- SMITH, S.V. (ed.) (1978), Coral Reef ecosystems. *Atoll Research Bulletin* no. 220.
- SOIL TAXANOMY (1975), A basic system of Soil Classification. U.S. Department of Agriculture.
- STEINEN, R.P. en R.K. MATTHEWS (1973), Phreatic versus vadose diagenesis, stratigraphy and mineralogy of a cored borehole on Barbados, W.I. *Journal of Sedimentary Petrology* Vol. 43 no 4 dec.
- STEINEN, R.P. (1974), Phreatic and vadose diagenetic modification of Pleistocene Limestone. Petrographic observations from subsurface of Barbados, W.I. *The American Association of Petroleum Geologists Bull.* Vol. 58 no 6 june.
- STEINEN, R.P. en R.K. MATTHEWS en H.A. SEALY (1978), Temporal variation in geometry and chemistry of the freshwater phreatic lens: The coastal carbonate aquifer of "Christ Church", Barbados, W.I. *Journal of sedimentary Petrology*, Vol. 38 no. 3. sept.
- STODDART, D.R. (1971), Environment and history in Indian Ocean Reef morphology. In: *Regional variation in Indian Ocean Coral Reefs* Zoological Soc. of London. Academic Press, London.
- STRAHLER, N.A. (1970), *Introduction to physical geography.* Wiley & Sons New York, Toronto.
- SUKAMTO, R. (1975), Geologic map of Indonesia, sheet Ujung Pandang Geological Survey of Indonesia. Bandung.
- SUNARTADIRDJA, M.A. (1959), *Beitrage zur Geomorphologie von Südwest Sulawesi.* Thesis Frankfurt am Main.
- TANNER, W. (1968), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 5. 1.
- 't HOEN, C.W.A.P. en K.G.J. Ziegler (1915), *Verslag geologische mijnbouwkundige verkenningen, ZW. Celebes. Jaarboek van het Mijnwezen voor Ned. Oost Indië.* tweede gedeelte.
- TJIA, H.D. (1968), Fluvial correlates of Daly-levels. *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 12.
- TJIA, H.D. en J.A. KATILI (1969), Outline of Quaternary tectonics of Indonesia *Bull. N.I.G.M. Bandung*, 2, no. 1. 1-12.
- TJIA, H.D. (1970a), Quaternary shorelines of the Sundaland, Southeast Asia. *Geologie en Mijnbouw* Vol. 49 (2).
- TJIA, H.D. (1970b), Rate of diastrophic movement during the Quaternary in Indonesia. *Geologie en Mijnbouw* Vol. 49 (2).
- TJIA, H.D. (1977a), Shoji Fujii; Kunihiro Kigoshi. Radiocarbon Dates of Holocene Shorelines in Peninsular Malaysia. *Sains Malaysiana*, 6 (1).
- TJIA, H.D. (1977b), Sea level variations during the last six thousand years in Peninsular Malaysia. *Sains Malaysiana* 6 (2).
- TJIA, H.D. (1980), The Sunda Shelf, Southeast Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie* Band 24, Heft 4.
- TRUDGILL, S.T. (1976), The Marine erosion of limestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Zeitschrift für Geomorphologie* N.f. Supp. Band 26.
- TUYN, J. van (1932), Over een recente daling van de zeespiegel in Ned. Indië. *Tijdschrift Kon. Ned. Aard. Gen.* 49.

- UMBGROVE, J.H.F. (1928), De koraalriffen in de baai van Batavia. Wetenschappelijke Mededelingen no. 9.
- UMBGROVE, J.H.F. (1930), De koraalriffen van den Spermonde Archipel, S. Celebes. Leidsche Geologische mededelingen Deel III, aflevering 5, 11.
- UMBGROVE, J.H.F. (1946a), Origin of continental shelves. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 30.
- UMBGROVE, J.H.F. (1946b), Evolution of reef corals in East Indies since Miocene time. Bulletin of the American Association of petroleum geologists Vol. 30, no. 1.
- UMBGROVE, J.H.F. (1947), Coral reefs of the east Indies. Bulletin of the Geological Society of America Vol. 58.
- VENING MEINESZ, F.A. (1954), Indonesian Archipelago, a geophysical study. Geol. Soc. Amer. Bull. 65.
- VERBEEK, R.D.M. Over de geologie van Ambon (II). Verhandelingen der Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Deel VII no. 5 1900 2e sectie.
- VERBEEK, R.D.M. (1908), Molukken-Verslag. Jaarboek van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië, wetenschappelijk gedeelte, Band 37.
- VERSTAPPEN, H.Th. (1954), The influence of Climatic changes on the formation of Coral islands. American Journal of Science Vol. 252 July.
- VERSTAPPEN, H.Th. (1960), On the geomorphology of raised coral reefs and its tectonic significance. Zeitschrift für Geomorphologie Band 4, Heft 1.
- VERSTAPPEN, H.Th. (1980), Quaternary Climatic changes and Natural Environment in S.E. Asia. Geojournal 4.1.
- VUUREN, L. van (1920a), Barrière riffen en atollen in den nederlandschen Indischen Archipel. Handelingen 1e Nederlandsch Indisch Natuurwetenschappelijk Congres in 1919.
- VUUREN, L. van (1920b), Het Gouvernement Celebes. Encyclopedisch Bureau, Batavia, Monographie.
- WALCOTT, R.I. (1972), Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. Quaternary research 2.
- WARD, W.T. (1971), Postglacial changes in level of land and sea. Geologie en Mijnbouw Vol. 50 (5).
- WICHMANN, A. (1890), Bericht über eine im Jahre 1888- 1889 ausgeführte Reise nach dem Ind. Archipel. Tijdschrift Kon. Ned. Aardr. Gen.
- WICHMANN, A. (1893), Petrographische Studien über Den Indischen Archipel. Naturkundig Tijdschrift voor Ned. Indië no. 53 Deel II.
- WIENS, H.J. (1962), Atoll environment and ecology. Yale University Press.
- WOOD-JONES, F. (1910), Coral and Atolls. London.
- (1922), Zeemansgids voor den Oost-Indischen Archipel, deel IV.
- ZONNEVELD, J.I.S. (1968), Quaternary climatic changes in the Caribbean and N. South-America. Eiszeitalter und Gegenwart, Band 19.
- ZONNEVELD, J.I.S. (1975), Some problems of tropical geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Band 19 Heft 4.
- ZONNEVELD, J.I.S. (1978), Some notes on the geomorphology of the shelf of St. Eustatius (Netherlands Antilles). Geologie en Mijnbouw Vol. 57 (2).

APPENDICES

Appendix 1. Analysemethoden

1. Monsternamen en voorbereiding
 - Monsternamen in het veld Soil Survey Laboratory Methods and procedures for collecting soil samples. (Soil Conservation Service 1972)
 - voorbereiding in het laboratorium drogen aan de lucht bij kamertemperatuur (20 graden Celsius). Luchtdroog monster gezeefd over 2 mm zeef. Fractie groter dan 2 mm bleek niet aanwezig, behalve concreties, deze zijn niet meegeteld. Fractie kleiner dan 2 mm gebruikt voor verdere analyses.
2. Korrelgrootte analyse
 - Fractie kleiner dan 2 mm voorbehandeling 20 gram fijnaarde ter verwijdering organische stof en verkittend kalk met H_2O_2 in Ph 5 natriumacetaat buffer. Tweemaal ontijzerd met een mengsel van natriumbicarbonaat (1N), natriumcitraat (0,3N) en onder toevoeging van 1 gram natriumdithioniet bij 80 graden Celsius. Ontzout door dialyse. Scheiden van de fracties door zeef- en pipetmethode (peptisatie bij Ph 10 door middel van verdunde NaOH-oplossing). Wegen van de fracties, uitgedrukt in gewichtspercentage. Fractie kleiner dan $0,2 \mu m$ door centrifugeren.
3. Gesteentedeterminatie
 - Slijpplaten.
4. Uitwisselingscapaciteit en uitwisselbare cationen
 - Uitwisselbare cationen ter verwijdering van zouten gespoeld met ethanol. De aan het complex gebonden uitwisselbare cationen (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) verdreven met ammoniumacetaat (1N) Ph 7. In de verkregen oplossing zijn de ionen gemeten met een atoomabsorptie spectrofotometer (lucht/acetyleen) (Perkin-Elmer 2380). H^+ en Al^{+++} ionen van het complex verdreven door overmaat KCl (1N). Meting in extract door titratie, indicator fenolftaleïne.

- Cationen uitwisselings capaciteit
bezetting van het complex door Na^+ met Natrium acetaat (1N) Ph 7. Overmaat natrium uitgespoeld met ethanol. Uitwisselen van het aan het complex gebonden natrium met Ammonium (NH_4^+) door toevoeging ammoniumacetaat (1N) Ph 7. In verkregen extract meting van natrium met een atoomabsorptie spectrofotometer (lucht/ acetyleen) (Perkin-Elmer 2380).
- 5. Organische stof
Walkley-Black.
- 6. Stikstof
Kjeldahl
- 7. IJzer
ammoniumoxelaatextractie (Ph 3; 0,15M oxaalzuur; 0,2 M ammoniumoxelaat) dithioniet-citraat extractie (als bij textuur analyse)
De ionen zijn gemeten met de atoomabsorptie spectrofotometer (Perkin-Elmer 2380) (lucht/ acetyleen).
- 8. Mineralogie
 - Zware mineralen
fractie van 50 tot 200 m: met behulp van Bromoform zware mineralen afgescheiden. Determinatie optisch met polarisatie microscoop.
 - Kleimineralen
fractie kleiner dan $2 \mu\text{m}$ complex verzadigd met Mg^{++} . Determinatie door Röntgendiffractie (ongeglycoleerd en geglycoleerd).
 - Totaalanalyse
fijnaarde
voorbehandeling: ongefractioneerd; gloeien bij 900 graden Celsius. Van Halma type smeltparel (0,4 gram monster samengesmolten met 4,000 gram mengsel 50%/50% lithiummeta-boraat/lithiumtetraboraat). Meting in gewichtsprocenten met behulp van X-ray Fluorescence Spectrometer Philips PW 1400.
- 9. pH
pH H_2O : verhouding 1/2,5
pH KCl : verhouding 1/2,5 (1M)
pH CaCl_2 : verhouding 1/2,5 (0.01M)
Potentiometrisch gemeten nadat de suspensie van de grond in evenwicht is met de oplossing (24 uur) (Electrofakt pH meter type 53A).

P E D O N 1

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight						pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth								CEC 100gr. /clay	
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂					CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al	Al		Base sat.%
1-1	10	Ap	0.4	3.2	6.5	43.4	46.5	17.9	5.4	4.1	4.3	8.9	7.7	1.96	0.16	38.0	29.36	21.89	5.20	0.56	1.71	11.22	0.56	77	82
1-2	30	C1	0.3	2.6	18.3	34.9	43.9	17.9	5.6	4.1	4.5		6.8	1.22	0.13										
1-3	50	C1	0.1	1.2	14.0	40.7	43.9	17.7	4.6	3.3	3.4		6.3	0.66	0.05	29.2	13.95	5.31	6.04	1.00	1.60	7.94	0.46	48	67
1-4	80	C2	0.2	1.2	8.4	41.4	48.7	36.4	4.1	3.2	3.2		4.9	0.72	0.06	33.2	5.33	0.64	2.79	0.70	1.20			16	68
1-5	110	C3	0.9	1.0	9.5	49.1	39.6	25.0	3.8	3.1	3.2		5.2	0.57	0.04	33.3	3.46	0.0	1.75	0.60	1.11			10	84
1-6	140	C3	0.4	0.3	10.4	44.9	44.0		4.0	3.1	3.0		5.6	0.8	0.05							17.11	14.1		

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. D gcc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	Fe ox %	Fe oxidith %	
1-1	53.44	25.17	10.14	1.15	1.46	1.82	4.00	1.31	0.34	0.16	98.99	10.84	3.61	2.87	20.6		1.32
1-2	52.68	25.26	9.71	1.15	1.33	1.94	3.93	1.36	0.32	0.13	97.80	9.95	3.55	2.85	17.4		
1-3	52.98	25.50	9.98	1.12	0.76	1.64	3.82	1.11	0.30	0.09	97.70	9.0	3.53	2.83	15.6		1.27
1-4	53.05	26.75	10.73	1.14	0.47	1.65	3.84	1.00	0.35	0.08	99.05	10.86	3.37	2.69	23.3		
1-5	50.28	25.38	13.85	1.10	0.43	1.76	3.97	1.26	0.39	0.11	98.55	10.98	3.37	2.50			
1-6	46.35	24.44	19.09	1.10	0.30	1.90	3.77	1.15	0.37	0.07	98.54	12.49	3.23	2.15			1.25

Appendix 2. Analyseresultaten en profielbeschrijvingen.

P E D O N 1

Classification : Tropic Fluvaquent
Location : Tekolabua
Physiographic position: flat alluvial plain, altitude 3 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 12-9-1980
Remarks : matrix has low chroma

Profile description

- Ap 0-18 cm. Yellow (10YR 7/6) silty clay; moderate coarse prismatic; hard; when moist, friable, not sticky, slightly plastic; many very fine pores, few roots; distinct medium mottles (7.5YR 7/8) common; clear wavy boundary;
- C1 18-64 cm. Multicolored (10YR 7/1, 10YR 7/3, 5YR 7/8, 5YR 6/8) silty clay; moderate very coarse angular blocky; slightly hard; when moist, friable, not sticky, slightly plastic; common fine pores, few roots; distinct medium mottles (5YR 5/8); gradual wavy boundary;
- C2 64-97 cm. Multicolored (10YR 7/1, 5YR 5/8, 5YR 6/2) silty clay; moderate coarse angular blocky; slightly hard; when moist, friable, not sticky, slightly plastic; common very fine to fine pores, no roots; distinct medium mottles (5YR 5/8); gradual wavy boundary;
- C3 97-145 cm. Multicolored (10YR 7/1, 7.5YR 5/8, 5YR 6/2) silty clay loam; moderate coarse angular blocky; slightly hard; when moist, friable, not sticky, slightly plastic; common fine to medium pores, no roots; silty inclusions (10YR 7/1); many prominent fine to medium mottles (7.5YR 5/8, 5YR 5/8, 5YR 7/2 and few 2.5YR 5/8); clear smooth boundary;
- 02bG 145- cm. Burried Hemist: highly organic silty clay; moist; (GrN 10491) (905± 50 BP)

P E D O N 2

Classification : Lithic Ustorthent
Location : Maroanging
Physiographic position: alluvial/colluvial over tuff, slightly rocky
with flattened outcrops, altitude 7 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 23-9-1980
Remarks : thin alluvial/colluvial over Kuristone

Profile description

Ap1cn 0-10 cm. Strong brown (7.5YR 5/6) clay; moderate medium subangular blocky; few fine pores, common roots; Fe/Mn-concretions; faint fine common mottles (7.5YR 6/8); smooth clear boundary;

Ap2cn 10-21 cm. Strong brown (7.5YR 5/6) clay; idem but with few faint fine mottles (7.5YR 4/3); abrupt smooth boundary;

IIC 21-30 cm. Desintegrated Kuristone

IIR 30- cm. Kuristone

P E D O N 3

Classification : Ustoxic Dystropept
Location : Bontolowe
Physiographic position: undulating plateau, piedmontplain, altitude 15 meters
Drainage : moderately well
Vegetation : grasses
Sampled : 23-9-1980
Remarks : deeply wheathered leucietuff; in december 1980
huts were build on this location

Profile description

- A1 0-25 cm. Reddish yellow (7.5YR 7/8) clay; moderate to weak fine subangular blocky; slightly hard; few fine pores, common roots; many fine to medium black angular to subrounded stones (palagoniet); diffuse boundary;
- Bcn 25- cm. Reddish yellow (7.5YR 7/8) clay; moderate fine subangular blocky, becoming structureless (massive) with depth; few fine pores, no roots; many Fe-concretions; black stones; below 70 cm. some yellow parts, yellower with depth;

P E D O N 4

Classification : Ustic Dystropept
Location : Mandai
Physiographic position: alluvial/colluvial over tuff, fairly rocky,
undulating, altitude 14 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : grass, manga, djati, low bushes
Sampled : 20-9-1980
Remarks : many Fe-concretions

Profile description

- A1cn 0-14 cm. Strong brown (7.5YR 5/6) sandy clay loam; moderate coarse angular blocky; slightly hard; common very fine pores, many roots; many Fe-concretions; few distinct fine mottles (2.5YR 4/8); clear smooth boundary;
- B21cn 14-25 cm. Strong brown (7.5YR 5/6) clay loam; moderate coarse angular blocky; slightly hard to hard; common very fine pores, many roots; many Fe-concretions; few distinct fine mottles (2.5YR 4/8); diffuse wavy boundary;
- B22 25-77 cm. Reddish brown (5YR 5/4) silty clay; moderate very coarse angular blocky; slightly hard; many very fine pores, no roots; Fe/Mn-mottling common; frequent stones (partly desintegrated); clear wavy boundary;
- 11C 77- cm. Very pale brown (10YR 7/4) loam; soft desintegrated tuff; original structure visible; very fine pores, no roots; Fe/Mn along joints; color changes to greyish white with depth.

P E D O N 5

Classification : Typic Ustropept
Location : Makaraeng
Physiographic position: alluvial/colluvial over tuff, fairly rocky,
altitude 10 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 5-11-1980
Remarks : contains Eocene coal-fragments, deeper in the
profile very fine white spots in the aggregates, cracks

Profile description

Apcn 0-23 cm. Yellowish brown (10YR 5/6) clay; moderate coarse to very coarse angular blocky; firm, hard when dry; many very fine to fine pores, roots common; many distinct fine mottles (7.5YR 6/8 moist); many Fe-concretions; fine stone fragments; smooth clear boundary;

B21cn 23-42 cm. Dark brown to brown (10YR 4/3) clay; moderate coarse angular blocky; firm, very hard when dry; very sticky, plastic; many very fine pores, few roots; common distinct fine mottles (5YR 5/8, 7.5YR 8/6); Fe-concretions; coal-fragments; gradual smooth boundary;

B22cn 42-65 cm. Yellowish brown (10YR 5/4) silty clay loam; moderate coarse angular blocky; firm, hard when dry; sticky, plastic; common distinct fine mottles (7.5YR 7/8, 7.5YR 4/1); many very fine to medium pores, few roots; Fe/Mn-concretions; coal-fragments; very fine white spots in aggregates; gradual smooth boundary;

B23 65-96 cm. Yellowish brown (10YR 5/4) clay; moderate coarse angular blocky; firm, very hard when dry; sticky, very plastic; common very fine pores, no roots; distinct medium mottles (7.5YR 6/8, 7.5YR 4/1); smooth gradual boundary;

B24 96- cm. Light yellowish brown (10YR 6/4) clay; idem but with faint common fine mottles (7.5YR 6/8, 7.5YR 4/3) and with desintegrated tuff-particles.

P E D O N 6

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight						pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth								CEC 100gr. /clay	
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂					CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al	Al		Base sat. %
8-1	10	A2	5.6	6.5	4.0	17.9	66.0	22.3	6.3	4.6	4.5		5.5	2.23	0.18	25.5	14.17	8.99	4.30	0.88	0.00	0.32	0.17	55	39
8-2	30	B21t	4.3	2.7	3.2	16.8	73.0	33.3	5.9	4.6	4.7		7.0	1.35	0.13										
8-3	50	B22t	1.2	1.8	1.0	4.1	91.9	44.1	5.7	4.0	3.9		6.8	0.72	0.09	22.0	8.38	3.33	3.81	1.24	0.00	3.41	2.77	38	24
8-4	70	B23t	6.0	3.0	1.5	9.7	79.8	43.0	5.6	3.9	3.8		5.8	0.49	0.07										
8-5	100		1.5	1.5	1.8	11.5	83.7	40.1	5.8	3.7	3.7		5.6	0.46	0.06	29.4	4.52	1.01	2.32	1.19	0.00			15	35
8-6	125	BIIC	5.4	3.8	9.7	24.4	56.6		5.6	3.7	4.0		9.6	0.30	0.04	27.2	5.36	1.52	2.81	1.03	0.00	19.46	7.58	19	48
8-7	150	IIC	3.6	15.4	12.2	29.4	39.4	28.3	5.6	3.6	3.6	9.58	11.1	0.12	0.02										

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d.
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	Fe ox %e	Fe exdith %e	D gcc
8-1	42.09	34.28	18.95	2.36	0.58	1.15	1.09	0.90	0.36	0.81	102.57	17.36	2.09	1.54	7.1		
8-2	41.97	36.95	17.70	2.10	0.32	1.07	0.57	0.13	0.26	0.58	101.65	14.42	1.93	1.48	9.4		
8-3	42.65	38.84	15.81	1.64	0.14	0.93	0.41	0.21	0.22	0.28	101.14	14.83	1.87	1.48	5.4		
8-4	40.05	41.07	16.01	1.50	0.05	0.81	0.33	0.05	0.20	0.38	100.45	14.47	1.66	1.33	4.4		
8-5	44.21	38.26	14.50	1.45	0.05	1.09	0.45	1.56	0.20	0.46	102.23	16.04	1.97	1.58			
8-6	48.15	36.90	12.11	1.43	0.18	1.72	0.59	0.57	0.23	0.85	102.73	13.58	2.22	1.84			
8-7	48.74	34.21	12.17	1.41	0.20	1.65	1.77	1.59	0.24	1.60	102.58	12.46	2.42	1.98			1.16

P E D O N 6

Classification : Typic Haplustult
Location : Berua
Physiographic position: alluvial/colluvial over tuff, slightly rocky,
undulating, altitude 14 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : grass, shrubs, djati
Sampled : 23-9-1980
Remarks :

Profile description

- A2 0-21 cm. Pink (7.5YR 7/4) clay; moderate coarse angular blocky;
hard; many very fine to fine pores, many roots;
smooth diffuse boundary;
- B21t 21-35 cm. Reddish yellow (7.5YR 6/6) clay; moderate coarse
angular blocky; hard; many very fine pores, roots common;
few faint fine mottles (2.5YR 5/8); gradual smooth boundary;
- B22t 35-65 cm. Strong brown (7.5YR 5/8) clay; moderate very coarse
prismatic; hard; common very fine to fine pores, few roots;
gradual smooth boundary;
- B23t 65-110 cm. Strong brown (7.5YR 5/8) clay; moderate coarse
cn prismatic; hard; few fine pores, few roots along cracks en pedfaces;
many black spots; Fe/Mn-concretions;
clear irregular boundary;
- IIB3 110-140 cm. Idem but with desintegrated tuff, Mn;
cn
- IIC 140- cm. Desintegrated tuff

P E D O N 7

Classification : Typic Haplustult
Location : Patene
Physiographic position: open pit in tuff, altitude 13 meters
Drainage : moderatly well drained
Vegetation : bamboe, banana-trees, grass
Sampled : 23-9-1980
Remarks : in the surroundings Fe-concretions in layer
(toplayer) uptil 30 cm.

Profile description

Apcn 0-10 cm. Reddish yellow (5YR 6/8) sandy clay; very fine subangular blocky, loose; many Fe-concretions; many roots; clear smooth boundary;

IIB21t 10-42 cm. Reddish yellow (5YR 7/8) clay; moderate very coarse prismatic structure; many pores, roots common; gradual smooth boundary;

IIB22t 42-70 cm. Reddish yellow (5YR 7/8) clay; slightly hard; strong prismatic; many pores, few roots; gradual smooth boundary

IIB23t 70-125 cm. Reddish yellow (5YR 7/8) and white (pumice-tuff) clay; strong coarse prismatic; slightly hard; common medium pores, few roots; smooth clear boundary (due to structure);

IIB3 125-225 cm. Multicolored, gray, white, reddish yellow; Fe/Mn along cracks; no pores, no roots; platy to fine prismatic structure; hard to slightly hard; diffuse wavy boundary;

IIC 225- cm. White layered pumice-tuff; soft and moist.

P E D O N 8

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight							pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth										CEC 100gr. /clay
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂	CEC					Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al	Al	Base sat. %			
10-1	10	A 2	18.4	6.8	3.5	12.7	58.6	23.9	5.7	4.2	4.6	11.29	2.04	0.15	31.7	14.33	7.63	5.41	1.29	0.0	2.99		45	54			
10-2	45	B21t	8.9	4.2	2.7	8.4	75.8	30.2	5.6	3.9	4.0	11.60	0.91	0.10	34.3	12.85	7.08	5.02	0.75	0.0			37	46			
10-3	60	B/IIC	2.6	2.9	9.9	25.4	59.2	24.9	5.5	3.7	4.0	24.39	0.67	0.06	47.6	6.65	2.67	3.28	0.34	0.36	22.16		14	80			
10-4	80		1.3	2.4	5.6	28.7	62.1	26.0	5.5	3.7	4.1	9.9	25.29	0.49	0.06	50.6	5.12	1.89	2.88	0.35	0.0		10	81			
10-5	120	IIC1	1.8	25.3	10.9	29.3	32.6		5.0	3.7	3.9	9.8	26.40	0.26	0.01	58.4	4.49	0.83	3.37	0.29	0.0		8	179			
10-6	210	IIC2	8.1	12.1	25.8	34.7	19.2	3.8	5.3	3.6	4.0	9.2	18.32	0.14	0.01												

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. g/cc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	Fe ox % _{ox}	Fe oxidith % _{ox}	
10-1	46.08	32.06	18.29	1.14	0.31	1.01	1.41	0.19	0.24	0.20	100.94	14.23	2.44	1.79	8.0	126	
10-2	45.30	35.92	15.54	1.03	0.10	1.11	0.71	0.52	0.21	0.13	100.58	13.32	2.15	1.68	4.3	109	
10-3	50.19	33.99	13.21	0.94	0.08	1.70	0.62	0.08	0.20	0.42	101.21	11.67	2.51	2.01	3.1	81	
10-4	51.55	32.44	12.04	0.97	0.02	1.73	0.63	0.12	0.19	0.07	99.81	10.33	2.70	2.19	2.3	73	
10-5	54.84	32.28	10.82	0.78	0.05	1.98	0.51	0.58	0.12	0.05	102.01	10.24	2.89	2.38		67	
10-6	58.32	25.35	9.46	0.74	0.37	2.52	2.40	0.06	0.13	0.32	99.68	8.63	3.91	3.16	2.3	47	

P E D O N 8

Classification : Typic Haplustult
Location : Ramalowe
Physiographic position: open pit in pumice-tuff, undulating,
alluvial/colluvial over tuff, altitude 14 meters
Drainage : moderately well drained
Vegetation : grass, bamboe
Sampled : 14-5-1980
Remarks : colors for moist soil

Profile description

- A2 0-15 cm. Yellowish brown (10YR 5/6) clay; moderate fine subangular blocky; hard to slightly hard; common fine pores, roots common; smooth clear boundary;
- B21t 15-53 cm. Brownish yellow (10YR 6/6) clay; moderate medium subangular blocky; firm; slightly sticky, not plastic; few to common medium pores, roots common; Fe along roots; gradual boundary;
- Bl1C 53-92 cm. Brownish yellow (10YR 6/8) clay; moderate medium subangular blocky; firm; slightly sticky, not plastic; medium to fine pores common, roots common; fresh minerals, desintegrated tuff; many red, yellow and gray mottles; diffuse wavy boundary;
- l1C1 92-200 cm. Multicolored; many stone fragments, desintegrated tuff; Fe-coloring along cracks; wavy boundary;
- l1C2 200- cm. Desintegrated tuff; Mn.

P E D O N 9

Classification : Ustic Dystropept
Location : Udjung 1
Physiographic position: slightly undulating piedmontplain, deeply
wheatered tuff, altitude 17 meters
Drainage : moderately well drained
Vegetation : rice
Sampled : 29-9-1980
Remarks :

Profile description

- Ap 0-14 cm. Yellowish brown (10YR 5/6) clay; moderate fine subangular blocky; crumbly; common very fine to fine pores, roots common; common faint rusty mottling (7.5YR 6/8); gradual smooth boundary;
- B 14-54 cm. Strong brown (7.5YR 5/6) clay; moderate fine subangular blocky; crumbly; many very fine pores, few roots; few Fe/Mn-concretions; common faint fine mottles (7.5YR 6/8) and few distinct mottles (5YR 5/8); gradual smooth boundary;
- C1 54-135 cm. Desintegrated tuff with many rusty mottles, less with depth; friable, moist; few Fe/Mn-concretions; diffuse boundary;
- C2 135- cm. Soft desintegrated tuff (white).

P E D O N 10

Classification : Typic Tropaquept
Location : Putjah
Physiographic position: undulating piedmontplain, hillocky with
outcrops (dykes, tuff, conglomerate),
altitude 20 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 17-10-1980
Remarks : alluvial/colluvial over conglomerate

Profile description

Apcn 0-17 cm. Light gray (10YR 7/1) clay loam; moderate very coarse subangular blocky; slightly hard; common medium pores, few roots; many distinct medium mottles (10YR 6/6); few Fe/Mn-concretions; stone fragments, quartz grains; clear smooth boundary;

A2cn 17-45 cm. Light brown gray (10YR 6/2) clay loam; moderate coarse subangular blocky; slightly hard; common medium pores, no roots; Fe/Mn-concretions; stone fragments, quartz grains; distinct mottles (10YR 5/4); diffuse boundary;

Bcn 45-90 cm. Gray to light gray (10YR 6/1) clay loam; very coarse subangular blocky; slightly hard; common medium pores, no roots; Fe/Mn-concretions, stone fragments; distinct mottles (10YR 5/4); clear abrupt boundary;

B/IIC 90-120 cm. Idem but with desintegrated conglomerate

IIC 120- cm. Desintegrated conglomerate.

P E D O N 11

Classification : Lithic Dystrandept
Location : Lombo Batang
Physiographic position: caldeira-edge, top of Lombo Batang,
altitude 2876 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : grass, low shrubs
Sampled : 4-6-1980
Remarks : andesitic rock, mostly barren rock

Profile description

- A1 0-12 cm. Very dark brown (7.5YR 2/2) loam; many roots, no mottles;
diffuse boundary;
- A/C 12-25 cm. Dark brown (7.5YR 3/2) silt loam; moist; no mottles;
few roots; partly desintegrated (fragmented) C-material;
clear boundary;
- R 25- cm. Andesitic hardrock

P E D O N 12

Classification : Typic Ustropept
Location : Bontosuga
Physiographic position: right levee of Tello river, alluvial over
tuff, fairly rocky with tuff-outcrops and
conglomerates, altitude 9 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 23-9-1980
Remarks : conglomerates in vicinity Tor-like developed

Profile description

- Ap 0-18 cm. Light brown gray (10YR 6/2) clay; moderate very coarse subangular to angular blocky; hard; common very fine to fine pores, roots common in the first 5 cm.; many prominent medium mottles (5YR 6/8); smooth gradual boundary;
- B11 18-37 cm. Light brown (7.5YR 6/4) clay; moderate very coarse subangular blocky; hard; common very fine to fine pores, few roots; distinct common fine to medium mottles (7.5YR 5/8, 7.5YR 7/8); rusty vains; glassy particles; irregular boundary;
- B12 37-90 cm. Yellowish brown (10YR 5/6) clay loam; moderate medium subangular blocky, becoming more massive lower in the profile; firm; few fine pores, roots along cracks; common distinct medium mottles (10YR 5/1 and few 7.5YR 5/8); many partly desintegrated tuff-particles; irregular boundary;
- 11C 90- cm. Gray (10YR 6/1) desintegrated tuff (sandy loam);
Groundwater at 110 cm.

P E D O N 13

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight					pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth							CEC 100gr. /clay			
			2000-200	200-50	50-20	20-2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl					CaCl ₂	CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na		H + Al	Al	Base sat. %
17-1	10	Ap	0.8	6.6	13.0	35.8	43.8		6.6	5.5	5.1		7.3	1.51	0.12	37.4	33.52	19.07	14.11	0.28	0.06			90	85
17-2	25	B11cr	0.2	4.8	12.9	33.9	48.2		7.4	5.3	5.7		9.0	0.55	0.04	41.5	44.30	25.64	18.20	0.23	0.23			100	86
17-3	50	B12cr							7.7	5.6	6.3		9.2	0.56	0.05	46.3	37.35	22.81	14.04	0.11	0.39			81	
17-4	70													0.43	0.08										
17-5	100	B21cr	0.5	15.0	6.0	35.2	43.4		7.7	5.9	6.7		10.57	0.39	0.03	44.4	50.60	30.38	19.08	0.17	0.97	0.12		100	102
17-6	120	B22	0.8	5.3	3.9	23.9	66.1		8.4	6.4	6.8		10.60	0.32	0.02										
17-7	140	C	1.3	9.2	5.8	24.1	59.7		8.2	6.2	7.1		10.59	0.2	0.02	44.7	50.06	27.79	20.01	0.58	1.68	0.04		100	75

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight											Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. D gcc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	Fe ox %	
17-1	52.45	20.60	15.11	1.40	1.87	2.65	3.68	1.51	0.29	0.40	99.98	9.25	4.33	2.95	21.8	
17-2	52.13	22.86	15.57	1.45	1.48	3.35	2.97	1.04	0.26	0.46	101.57	9.75	3.88	2.70	1.14	
17-3	51.62	22.75	15.47	1.38	1.62	3.55	2.81	0.98	0.25	0.40	100.84	10.00	3.86	2.64	12.0	
17-4												8.22				
17-5	52.30	23.38	14.57	1.38	1.59	3.45	2.66	1.25	0.22	0.36	101.06	8.85	3.80	2.72		
17-6	51.44	22.12	15.20	1.35	2.05	3.65	2.85	1.30	0.29	0.35	100.69	9.19	3.96	2.75		
17-7	54.70	22.32	11.40	1.24	2.08	2.72	3.26	3.01	0.28	0.15	101.15	6.97	4.17	3.14		

P E D O N 13

Classification : Vertic Trophaquept
Location : Bisaja
Physiographic position: flat alluvial plain, altitude 6 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 14-10-1980
Remarks : deeply wheatered conglomerates in the vicinity

Profile description

- Ap 0-12 cm. Light gray (10YR 7/2) silty clay; moderate coarse subangular blocky; hard; common very fine pores, roots common; common faint mottles (7.5YR 6/8, 7.5YR 6/4); gradual smooth boundary;
- B11cn 12-32 cm. Light brown gray (2.5Y 6/2) silty clay; moderate coarse subangular blocky; hard; common very fine pores, few roots; many Fe-concretions, few Mn; silty inclusions; common faint fine mottles (7.5YR 6/8); gradual smooth boundary;
- B12cn 32-78 cm. Light brown gray (2.5Y 6/2) silty clay (field estimation); moderate very coarse prismatic; hard; few faint mottles (7.5YR 7/8, 7.5YR 4/3); few fine pores, no roots; few Fe/Mn-concretions; clear smooth boundary, due to structure;
- B21cn 78-105 cm. Light brown gray (2.5Y 6/2) silty clay; moderate very coarse subangular blocky; hard; silt and clay inclusions along cracks; few fine pores, no roots; white spots in agregates; few to common faint fine mottles (7.5YR 4/1, 10YR 3/1); Fe/Mn-concretions; clear smooth boundary, due to structure and color;
- B22 105-130 cm. Light gray (10YR 7/2) clay; idem but coarse angular blocky; very fine white spots in agregates;

P E D O N 14

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight						pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth							CEC 100gr. /clay			
			2000-200	200-50	50-20	20-2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂					CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al		Al	Base sat.%	
27-1	10	Ap	3.1	19.9	15.8	39.8	21.4	4.7	6.0	4.1	4.6		2.4	0.53	0.05	14.5	9.61	6.73	2.54	0.22	0.12	1.04		66	68	
27-2	30	B21t	1.8	7.0	9.9	39.3	42.0	7.5	6.9	4.9	5.4		8.0	0.17	0.02	31.5	31.88	23.06	8.29	0.23	0.30			100	75	
27-3	60	B22t	2.5	9.3	9.6	42.6	36.0	18.7	7.3	5.3	5.8		8.2	0.11	0.01	33.4	37.79	27.08	10.11	0.23	0.37			100	93	
27-4	80	B3							7.7	5.2	6.0	8.65	6.3	0.11	0.03	28.1	32.96	23.93	8.67	0.11	0.25			100		
27-5	100	C	19.5	38.9	7.9	21.0	12.6	4.4	7.4	5.6	5.9	8.45	4.7	0.00	0.00	20.8	24.34	17.38	6.60	0.16	0.20	0.08		100	165	
27-6	130		10.5	49.2	8.8	12.8	18.8	4.9	7.5	5.3	6.3	8.45	5.7	0.00	0.00											

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. D gcc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃	Fe ox %	Fe oxidith %	
27-1	59.09	20.25	7.56	1.14	2.97	1.52	3.65	3.52	0.19	0.08	99.96	5.54	4.96	4.01	6.9		
27-2	55.86	23.57	9.13	1.22	2.34	1.11	2.91	2.64	0.40	0.13	99.32	7.53	4.03	3.23	3.1		
27-3	56.09	22.43	8.92	1.17	2.98	1.29	2.75	2.73	0.44	0.08	98.87	5.57	4.25	3.39	1.4		
27-4	56.74	21.66	7.61	1.19	3.63	1.48	2.95	3.31	0.40	0.13	99.10	4.76	4.46	3.64	0.9	1.35	
27-5	56.69	20.31	8.12	1.02	3.79	1.37	3.40	3.53	0.41	0.10	98.74	4.08	4.75	3.78		1.36	
27-6	58.91	20.10	7.06	1.02	3.75	1.66	3.51	3.77	0.27	0.05	100.09	4.10	4.99	4.07		1.34	

P E D O N 14

Classification : Aeric Trophaept
Location : Kaloppok
Physiographic position: flat alluvial plain, levee, altitude 5 meters
Drainage : imperfect to moderately well
Vegetation : rice
Sampled : 17-10-1980
Remarks : loam is used for brick fabrication

Profile description

- Ap 0-14 cm. Light gray (7.5YR 7/1) silt loam; massive to moderate very coarse prismatic; slightly hard; common fine to very fine pores, roots common; rusty mottles (7.5YR 6/8) along pores and roots; clear smooth boundary;
- B21 14-38 cm. Light gray (7.5YR 7/1) silty clay; moderate very coarse prismatic; slightly hard; common fine pores, no roots; common fine rusty mottles (7.5YR 6/8, 7.5YR 5/2); Fe-concretions; gradual smooth boundary;
- B22 38-73 cm. Pale brown (10YR 6/3) silty clay loam; moderate very coarse angular blocky; slightly hard; common very fine to fine pores, no roots; distinct common mottles (7.5YR 6/8); smooth gradual boundary;
- B3 73-89 cm. Light brown gray (10YR 6/2) (moist) loam; moderate coarse angular blocky; friable; few very fine pores, no roots; distinct common rusty mottles; gradual smooth boundary;
- C 89- cm. Dark brown to brown (7.5YR 4/3) (moist) sandy loam; massive; friable; many distinct rusty mottles (7.5YR 6/8); texture coarser with depth; groundwater 140 cm.

P E D O N 15

Classification : Tropaquent (Typic)
Location : Bo Dia 2
Physiographic position: flat alluvial plain, channel fill, altitude
5 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 8-5-1980
Remarks : typic subgroup in analogy to Haplaquents

Profile description

- Ap 0-18 cm. Light gray (10YR 7/2) silt loam; moderate coarse angular blocky; slightly hard; few fine pores, common roots; many rusty mottles (10YR 7/6); smooth diffuse boundary;
- C 18- cm. Light gray (10YR 7/1) silty clay loam; moderate fine angular blocky; few fine pores, no roots; moist below 30 cm. not sticky, not plastic; groundwater 140 cm. Below 100 cm. yellowish brown mottles with just above these mottles abundant rusty mottles.

P E D O N 16

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight						pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth								CEC 100gr. /clay	
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂					CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al	Al		Base sat. %
2-1	10	Ap	0.9	7.2	4.0	40.9	47.0		5.5	4.7	4.8		5.5	1.96	0.19	36.3	28.4	24.0	3.50	0.66	0.19	0.28		78	77
2-2	40	B	0.3	14.0	17.7	30.6	37.3		7.0	5.5	5.6		4.2	0.35	0.02										
2-3	80	B	0.7	35.5	14.1	20.3	29.5		6.6	5.5	6.3	8.9	4.1	0.17	0.03	32.0	33.2	22.7	8.11	0.87	1.47	0.28		100	108
2-4	110	C	0.6	40.1	5.6	26.4	27.3		7.2	6.0	5.9		3.8	0.08	0.02										
2-5	140	C	4.4	42.7	9.0	21.7	22.2		7.4	5.4	6.4		6.9	0.04	0.01	33.0	32.7	28.2	4.09	0.39	0.19			100	149
2-6	160	C	3.9	37.4	14.6	20.9	23.2		6.8	5.9	7.4	8.9	6.8	0.07	0.01							0.28			

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. D g/cc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	Fe ox %	Fe ox dith %	
2-1	54.59	23.89	9.80	1.20	1.28	1.28	4.73	1.08	0.4	0.18	98.43	10.43	3.89	3.08	19		
2-2	51.67	24.94	12.05	1.25	1.13	1.56	4.29	1.07	0.21	0.25	98.42	10.09	3.52	2.69	6.9		
2-3	51.87	24.46	13.49	1.35	1.30	1.57	4.25	1.19	0.25	0.46	100.18	9.74	3.61	2.67	8.6	1.50	
2-4	52.26	24.04	12.90	1.29	1.40	1.46	4.28	1.10	0.25	0.63	99.62	9.43	3.7	2.75	9.9		
2-5	51.38	23.56	13.20	1.33	1.52	1.49	4.24	1.74	0.26	0.65	99.37	7.58	3.71	2.73			
2-6	49.07	23.66	17.35	1.15	1.38	1.30	4.07	1.45	0.38	0.17	99.47	8.1	3.6	2.44		1.29	

P E D O N 16

Classification : Typic Ustropept
Location : Pangalagak
Physiographic position: flat alluvial plain, altitude 4 meters, levee
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 12-9-1980
Remarks : levee not visible in topography

Profile description

- Ap 0-12 cm. Pale brown (10YR 6/3) silty clay; moderate medium angular blocky; hard; many very fine pores, few roots; many prominent mottles (7.5YR 6/8); diffuse smooth boundary;
- B 12-110 cm. Reddish yellow (7.5YR 7/8) silty clay loam to clay loam; moderate medium subangular blocky; slightly hard; many very fine to fine pores, no roots; many distinct mottles (7.5YR 7/8, 7.5YR 7/2); silty inclusions; gradual smooth boundary;
- C 110- cm. Reddish yellow (7.5YR 6/8) clay loam; moderate medium subangular blocky; slightly hard; many very fine to fine pores, no roots; many distinct fine mottles (7.5YR 6/3); brown-black Mn mottles common; fresh minerals; beneath 125 cm. moist (10YR 4/6);

P E D O N 17

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight					pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth							CEC 100gr. /clay			
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl					CaCl ₂	CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na		H + Al	Al	Base sat. %
14-1	10	Ap	2.8	12.3	19.5	43.1	22.3	12.9	5.7	4.5	5.2		4.12	1.06	0.08	18.4	12.10	8.74	2.93	0.43	0.0	0.0		66	83
14-2	30	B2t	0.5	7.9	15.5	38.7	37.4	23.2	6.4	4.7	5.5		8.35	0.52	0.04										
14-3	50		0.6	9.9	17.4	39.6	32.5	5.6	6.4	4.5	5.4		8.52	0.39	0.03	23.1	14.12	9.83	3.62	0.57	0.10	0.16	61	71	
14-4	70		1.1	9.7	29.6	33.3	26.3	7.4	6.4	4.8	5.5	8.84	6.47	0.24	0.02										
14-5	100	B/C	5.0	14.4	27.0	32.6	21.0		6.5	4.8	5.7	8.59	10.35	0.17	0.01	22.5	18.48	13.30	4.62	0.46	0.10	0.16	82	107	
14-6	120		9.0	23.4	21.0	30.4	16.2		6.9	4.8	5.9	8.59	6.29	0.11	0.00										

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight											Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. D gcc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	Fe ox %	
14-1	58.02	21.09	6.68	1.10	2.24	1.23	3.75	3.49	0.36	0.14	98.09	5.43	4.68	3.89	6.6	36
14-2	56.80	24.00	7.23	1.19	1.33	2.79	3.71	2.79	0.24	0.17	98.42	5.55	4.03	3.38	6.5	26
14-3	56.25	23.85	7.40	1.14	1.33	0.92	3.65	2.73	0.26	0.23	97.76	5.54	4.01	3.35	7.0	27
14-4	56.91	23.22	7.12	1.04	2.05	1.04	3.52	3.26	0.45	0.23	98.93	5.02	4.17	3.49	4.3	23
14-5	58.04	21.81	6.91	1.00	2.78	1.07	3.54	4.08	0.55	0.37	100.25	4.46	4.53	3.77	25	
14-6	57.45	21.00	6.75	0.95	3.14	0.99	3.55	4.26	0.54	0.34	98.95	3.24	4.65	3.86	25	1.27

P E D O N 17

Classification : Ultic Haplustalf
Location : Talang Talang
Physiographic position: alluvial plain, crevasse, altitude 14 meters
Drainage : moderately well
Vegetation : vegetables
Sampled : 6-11-1980
Remarks : colors for moist soil

Profile description

Ap 0-12 cm. Light yellowish brown (10YR 6/4) silt loam; moderate very fine subangular blocky; very friable, crumbly; faint rusty mottles; few fine pores, few roots; fresh minerals; gradual smooth boundary;

B2t 12-75 cm. Brownish yellow (10YR 6/6) silty clay loam; moderate very fine subangular blocky; very friable, crumbly; faint rusty mottles; common fine pores, no roots; diffuse boundary;

B/C 75- cm. Olive (5YR 5/3) silt loam; loose; few faint rusty mottles; texture coarser with depth.

P E D O N 18

Classification : Aeric Tropaquept
Location : Matangkassang
Physiographic position: flat alluvial plain, levee, altitude 10 meters
Drainage : imperfect to moderately well
Vegetation : rice
Sampled : 14-10-1980
Remarks : clay loam is used for brick fabrication; colors
are for moist soil; B21cn is not sampled

Profile description

- Apcn 0-8 cm. Brown (7.5YR 5/2) loam; friable; moderate fine to very fine crumbs; common fine pores, few roots; distinct common fine mottles (7.5YR 7/6); few Fe-concretions; smooth gradual boundary;
- B21cn 8-22 cm. Brown (7.5YR 5/2) loam to clay loam (field estimation); friable; not sticky, not plastic; medium to fine pores, no roots; moderate fine to very fine crumbs; filled in old cracks; abundant distinct medium mottles (7.5YR 7/6); few Fe-concretions; smooth gradual boundary;
- B22cn 22-65 cm. Brown (7.5YR 5/2) clay loam; friable; not sticky, not plastic; moderate fine crumbs; filled in old cracks; many to abundant medium to fine mottles (7.5YR 5/6); Fe/Mn-concretions; crotoquina; medium to fine pores, no roots; smooth gradual boundary;
- B3 65-85 cm. Gray to light gray (7.5YR 6/1) loam; friable; idem but with few faint fine mottles (7.5YR 7/8); smooth gradual boundary;
- C 85- cm. Pinkish gray (7.5YR 7/2) sandy loam; faint medium mottles (7.5YR 7/6).

P E D O N 19

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight						pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth							CEC 100gr./clay				
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂					CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al		Al	Base sat.%		
15-1	10	Ap	0.8	2.1	6.9	63.5	26.7	17.8	5.5	4.6	4.6		3.3	0.97	0.08	19.0	14.0	10.22	3.42	0.15	0.21					74	71
15-2	30	B2	0.5	0.5	2.4	45.9	50.7	26.9	7.2	5.3	6.0		6.0	0.37	0.03	32.3	33.6	23.21	9.51	0.22	0.66					100	64
15-3	50	C1	0.2	0.1	4.0	48.5	47.2	17.0	7.3	5.3	6.1		6.2	0.21	0.02	32.7	32.4	21.22	9.89	0.33	0.99					99	69
15-4	80		0.1	0.2	6.0	53.1	40.7	12.6	7.5	5.3	6.4		5.2	0.18	0.01												
15-5	120	C2	0.0	0.1	1.0	55.4	43.4	14.5	7.5	5.4	5.7		6.6	0.01	0.00	27.6	27.7	16.54	9.75	0.22	1.22					100	64
15-6	150		0.0	0.1	4.5	50.0	45.4	16.6	7.4	5.2	6.4		7.6	0.03	0.00												

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. g/cc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	Fe ox %	Fe oxidith %	
15-1	59.66	20.16	5.86	1.06	1.57	0.73	4.50	3.22	0.46	0.17	97.39	6.64	5.03	4.25	8.6		
15-2	58.35	22.58	7.28	1.01	1.93	1.11	3.57	2.72	0.43	0.13	99.11	8.17	4.39	3.65	1.9		
15-3	56.67	22.47	7.62	1.02	2.07	0.99	3.39	2.55	0.50	0.10	97.39	6.23	4.29	3.53	2.7		
15-4	57.30	23.08	7.32	1.06	1.98	1.50	3.54	2.86	0.44	0.09	99.18	8.32	4.22	3.51	2.3		
15-5												5.82					
15-6	57.24	21.86	6.38	1.10	2.31	1.05	3.36	3.63	0.51	0.11	97.54	5.44	4.45	3.76		1.25	

P E D O N 19

Classification : Vertic Tropaquept
Location : Bontorita 3
Physiographic position: flat alluvial plain, altitude 16 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 14-10-1980
Remarks : cracks, gray vains

Profile description

- Ap 0-15 cm. Light gray (10YR 7/1) silt loam; moderate coarse to very coarse prismatic; slightly hard; many very fine to medium pores, common roots; common faint mottles (7.5YR 7/8) along roots; many fresh minerals; smooth gradual boundary;
- B2 15-42 cm. Gray to light gray (10YR 6/1) silty clay; moderate very coarse prismatic; slightly hard; many fine to very fine pores, few roots; few distinct mottles (7.5YR 6/8); smooth gradual boundary;
- C1 42-84 cm. Light gray (7.5YR 7/1) silty clay; moderate very coarse angular blocky; slightly hard to hard; common very fine pores, no roots; few distinct fine mottles (7.5YR 8/6); moist below 70 cm. firm; not sticky, not plastic; smooth gradual boundary;
- C2 84- cm. Pinkish gray (7.5YR 7/2) silty clay; firm; not sticky, not plastic; abundant very fine to fine pores, no roots; moderate very coarse prismatic; few faint fine mottles (10YR 8/4).

P E D O N 20

Classification : Entic Haplustoll
Location : Takalabatuwa
Physiographic position: top of vast, on the edges heavily dissected
lime-stone plateau, altitude 25 meters
Drainage : somewhat excessively
Vegetation : savanna-like
Sampled : 13-10-1980
Remarks : in this area the A-horizon varies in thickness
5-30 cm. C-material consists of granular hard
lime-stone grains (\emptyset 1-2 mm.) and massive soft
lime-stone deeper in the profile. Lime-stone
contains BaSO₄-nodules (\emptyset 10 cm.). Many cracks.

Profile description

- A11 0-18 cm. Very dark gray (10YR 3/1); strong medium to fine
granular structure; hard to extremely hard; many roots;
gradual smooth boundary;
- A12 18-50 cm. Dark gray brown (10YR 4/2); strong medium to fine granular
structure; white lime-stone particles; gradual smooth boundary;
- C 50- cm. Fragmented lime-stone.

P E D O N 21

Classification : Typic Chromustert
Location : Bontomamai
Physiographic position: flat alluvial plain, alluvial over lime-stone,
altitude 4 meters
Drainage : imperfect
Vegetation : rice
Sampled : 17-10-1980
Remarks : slickensides, micro-gilgai, cracks

Profile description

- Ap 0-12 cm. Dark brown to brown (7.5YR 4/3) clay; very coarse prismatic composed of coarse angular blocky peds; extremely hard; many very fine pores, many roots; few faint medium mottles (5YR 4/8, 5YR 5/8); clear irregular boundary;
- A11 12-80 cm. Dark brown to brown (7.5YR 4/2) clay; strong coarse prismatic composed of coarse angular blocky peds; extremely hard; common very fine to fine pores, common roots; slickensides; few faint fine mottles (7.5YR 6/8); gradual wavy boundary;
- A12 80-102 cm. Brown (10YR 5/3) clay; strong coarse prismatic composed of angular blocky peds; extremely hard; few fine to very fine pores, no roots; slickensides; many distinct mottles (10YR 6/8); soft lime-stone inclusions; clear wavy boundary;
- IIC 102- cm. Light gray (10YR 7/2) wheatered lime-stone, massive; distinct rusty mottles (5YR 6/8) and Mn.

P E D O N 22

Sample no.	Depth in cm	Horizon	Particle size distribution in microns in pct by weight						pH			NaF after 120 sec.	Moisture content %	C %	N %	Exchangeable cations in meq /100gr. fine earth								CEC 100gr. /clay		
			2000 - 200	200 - 50	50 - 20	20 - 2	<2	<0.2	H ₂ O	KCl	CaCl ₂					CEC	Sum	Ca	Mg	K	Na	H + Al	Al		Base sat.%	
23-1	10	Apcn	4.5	4.9	4.2	22.1	64.3	35.8	6.4	5.4	5.7		8.9	1.52	0.11	46.9	45.90	28.72	16.37	0.50	0.31			98	73	
23-2	30	Alcn	3.6	4.6	4.5	22.7	64.6	34.1	7.3	5.5	6.0		9.2	0.65	0.04	51.1	48.62	32.26	15.68	0.34	0.34			95	79	
23-3	50		3.0	5.4	9.0	23.5	59.1	29.6	8.0	6.0	6.8		10.5	0.55	0.03	43.7	49.26	34.08	14.44	0.35	0.39			100	74	
23-4	70	Bcn	10.6	13.5	11.2	28.8	36.1	12.4	7.8	5.7	6.8	8.75	8.5	0.13	0.01	42.0	39.78	27.27	11.77	0.28	0.46		0.04	95	116	
23-5	90	TTC	10.6	16.6	12.9	26.7	33.2	13.4	7.6	5.7	6.4	8.85	5.3	0.08	0.01											

Sample no.	Elemental compositions of fine earth in pct by weight												Molar ratios		Extractable ions		Bulk d. D gcc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Total	LoI	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	Fe ox %	Fe oxidith %	
23-1	52.87	21.24	14.19	1.34	2.22	2.82	3.89	0.52	0.37	0.79	100.23	10.52	4.23	2.97	20.0		
23-2	52.21	22.69	14.62	1.35	2.10	2.86	3.36	0.66	0.25	0.93	101.03	10.77	3.91	2.77	9.2		
23-3	50.89	24.99	13.22	1.33	1.44	2.43	3.62	0.30	0.22	0.50	98.93	9.05	3.46	2.59	7.4		
23-4	50.88	25.95	11.26	1.26	0.93	1.88	4.92	0.32	0.21	0.47	97.98	9.05	3.33	2.62	5.4	1.19	
23-5	50.24	24.37	12.71	1.31	1.71	2.34	4.93	0.35	0.27	0.45	98.67	10.84	3.51	2.63		1.29	

P E D O N 22

Classification : Vertic Haplaquoll
Location : Topa
Physiographic position: flat alluvial/colluvial over tuff, fairly
rocky, altitude 8 meters
Vegetation : rice
Drainage : imperfect
Sampled : 17-10-1980
Remarks : Vertic, since soil temperature restriction on
Vertic subgroups has been dropped (page 271, rule
4 of definition Soil Taxonomy)

Profile description

- Apcn 0-14 cm. Dark brown to brown (7.5YR 4/2) clay; moderate medium angular blocky; hard; few to common fine pores, common roots; few distinct fine mottles (7.5YR 6/8); many Fe/Mn-concretions; angular stone fragments; smooth gradual boundary;
- A1cn 16-62 cm. Dark gray (7.5YR 4/1) clay; moderate medium to coarse angular blocky; hard; many very fine pores, few roots; Fe/Mn- concretions; distinct fine mottles (7.5YR 5/6, 7.5YR 7/6); clear wavy boundary;
- Bcn 62-84 cm. Pink (7.5YR 7/3) clay loam and white desintegrated tuff plus colluvial material; moderate coarse angular blocky; slightly hard; many Fe/Mn-concretions; stone fragments; few fine pores, no roots; A-material in cracks; clear wavy boundary;
- IIC 84- cm. Light gray (10YR 7/2) desintegrated tuff (clay loam); slightly hard; massive.

CURRICULUM VITAE.

De schrijver van dit proefschrift werd op 14 mei 1951 geboren te Vught, Noord Brabant.

Na het behalen van het eindexamen H.B.S.-B werd hij in 1972 ingeschreven aan de Rijksuniversiteit te Utrecht (Interfakulteit voor Aardrijkskunde en Préhistorie).

Het kandidaatsexamen werd afgelegd in 1975.

Het doctoraaldiploma Fysische Geografie met als hoofdrichtingen Geomorfologie en Bodemkunde werd behaald in 1978.

In 1979 trad hij in dienst van Z.W.O. welke Stichting hem in staat stelde in Zuidwest Sulawesi het onderzoek te verrichten dat de basis zou vormen voor dit proefschrift.