A. Tahon

Geologische struktuur en tektonische analyse van het gebied tussen Buyongwe en Boven-Nyamúswaga (Burundi)

Proefschrift ingediend bij de Faculteit van de Wetenschappen van de Rijksuniversiteit te Gent voor het verkrijgen van de graad van Licentiaat in de Wetenschappen (Groep Aard- en Delfstofkunde)

Promotor: Prof. Dr. R. Marechal

1980

C LIBRARY
1980.01

A. Tahon

ISRIC LIBRARY
Bi
1980.01
Wageningen, The Netherlands

Geologische struktuur en tektonische analyse van het gebied tussen Buyongwe en Boven-Nyamuswaga (Burundi)

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.

Proefschrift ingediend bij de Faculteit van de Wetenschappen van de Rijksuniversiteit te Gent voor het verkrijgen van de graad van Licentiaat in de Wetenschappen
(Groep Aard- en Delfstofkunde)

Promotor: Prof. Dr. R. Marechal

1980

3330
23330

INHOUDSTAFEL

	Blz.
WOORD VOORAF	
1. INLEIDING	1
1.1. Geografische indeling van Burundi	1
1.2. Situering en beknopte beschrijving van het studiegebied	2
1.3. Geologie van Burundi en van de omliggende gebieden	2
13.1. De eigenlijke sokkel	4
13.2. Het Ruziziaan	4
132.1. Stratigrafie	4
132.2. Ouderdom	5
132.3. Tektoniek	5
132.4. Plutonisme	6
13.3. Het Kibariaan-Burundiaan	6
133.1. Het Kibariaan	6
1331.1. Stratigrafie	6
1331.2. Tektoniek	7
1331.3. Metamorfisme	7
133.2. Het Burundiaan	7
1332.1. Stratigrafie	8
1332.2. Tektoniek	9
1332.3. Metamorfisme	9
1332.4. Plutonisme	10
133.3. De Kibariaan-Burundiaan-Karagwe-Ankoleaan geosynklinale	10
13.4. Het Malagarasiaan-Katangiaan (Eind-Precambrium)	11
1.4. Terminologie i.v.m. de strukturele geologie	13
14.1. Gelaagdheid (So)	13
14.2. Foliatie	14
14.3. Schistositeit	14
14.4. Lineaties	16
14.5. Diaklasen	16

1.5. Doelstelling van het onderzoek 16
1.6. Terreinwerk 17
2. BESCHRIJVING EN INTERPRETATIE VAN DE COUPES 18
2.1. Coupe van Gashoho, kaartblad Muyinga 18
2.2. Coupe ten zuiden van de Mukinyamaganga, kaartblad Muyinga 19
2.3. NW-SE coupe door de bron van de Dakundunu, kaartblad Muyinga 21
2.4. Coupe van de Dakundunu naar de Kanyoni, kaartblad Muyinga 22
2.5. Coupe door de Buyongwe en de Dakundunu, kaartblad Muyinga 23
2.6. Coupe ten oosten van Kiremba, kaartblad Ngozi 24
2.7. Coupe ten westen van Kiremba, kaartblad Ngozi 24
2.8. Coupe ten noorden en ten westen van Gakere, kaartblad Muyinga 25
2.9. Besluit : geologische bouw van het gebied 25
29.1. De formatie van Bugarama 26
29.2. De Burundiaan-afzettingen 28
3. MINERALOGIE EN PETROGRAFIE 30
3.1. De formatie van Bugarama 30
31.1. De metabasieten van de Buyongwe 30
31.2. De zwarte fyllieten 33
31.3. De kwartsiet van de Dakundunu 34
3.2. De Burundiaan-afzettingen 36
32.1. De kwartsiet van Gakere 36
32.2. De schiefers van Gakere-Masasa 37
32.3. De kwartsiet van Musasa 39
32.4. De schiefers van Musasa 40
32.5. De kwartsieten en schiefers van Gashoho 40
325.1. De kwartsieten 41
325.2. De schiefers 41
3.3. De tektonische breccies 43

4. TEKTONIEK 44

4.1. Onderzoeksmethode 44
4.2. De diaklasering 45
4.3. De gelaagdheid (So) 46

43.1. Het Burundiaan 46

431.1. De kam van Gashoho 46
431.2. De kam van Musasa 47
431.3. De kam van Gakere 47

43.2. De formatie van Bugarama 48

432.1. Het antiklinorium van de Dakundunu 48
432.2. Ten noorden en ten zuiden van Kiremba 51

4.4. De schistositeiten 51

44.1. Het Burundiaan 51
44.2. De formatie van Bugarama 52

4.5. De lineaties 53

45.1. De formatie van Bugarama 53
45.2. Het Burundiaan 54

5. ALGEMEEN BESLUIT 56

REFERENTIES 58

WOORD VOORAF

Bij het beëindigen van dit licentiaatswerk gaat mijn dank in de eerste plaats naar mijn ouders, zonder wie universitaire studies onmogelijk geweest zouden zijn, en naar mijn promotor Prof. Dr. R. MARECHAL en naar alle professoren die tot mijn vorming als geoloog hebben bijgedragen.

Dr. R. DREESEN wil ik speciaal bedanken, niet alleen voor de hulp bij het terreinwerk, maar ook voor zijn bijstand in de voorziening van logement in Burundi.

Verder gaat mijn erkentelijkheid uit naar Prof. Dr. J. KLERKX en Dr. K. THEUNISSEN van het K.M.M.A. voor de hulp bij het verwerken van de terreingegevens, evenals naar Dr. P. DE PAEPE van het Laboratorium voor Aardkunde van de R.U.G.

Ik bedank verder het personeel van de Belgische Ambassade te Bujumbura en van het Departement Geologie van het Burundese Ministerie voor Geologie, Mijnbouw en Industrie voor de verstrekte faciliteiten tijdens mijn verblijf in Burundi.

Tenslotte, maar niet in het minst, wil ik een speciaal dankwoord richten aan het administratief en technisch personeel van het Laboratorium voor Aardkunde voor hun bijstand bij het klaarstomen van dit werk, en aan J. MIRYEZI, voor zijn daadwerkelijke hulp bij het verrichten van de terreinstudie.

1. INLEIDING

1.1. Geografische indeling van Burundi

In Burundi kunnen drie grote geografische eenheden onderscheiden worden : de Centraal-Afrikaanse Slenk in het westen, het Centraal Hoogplateau en de oostelijke schiervlakten (fig. 1.1).

In het westen wordt Burundi begrensd door het Tanganyikameer, dat gelegen is op een hoogte van 772 m, en door de Ruzizi, waarvan de vlakte een hoogte van 1100 m bereikt. De Ruzizi voert het water af van het Kivumeer naar het Tanganyikameer, dat zelf afwatert naar de Zaïre langs de Lukuga.

Het grootste deel van Burundi wordt ingenomen door het Centraal Hoogplateau waarvan de hoogte varieert tussen 1800 en 2670 m. In het zuiden vormen de uitlopers van het plateau het massief van Bururi-Rutovo, dat een hoogte bereikt van meer dan 2000 m. Het Centraal Hoogplateau wordt verdeeld tussen de bekkens van de Zaïre en van de Nijl. De Zaïre draineert enkel de omgeving van het Tanganyikameer en de Malagarasivlakte. Het Centraal Hoogplateau wordt echter in hoofdzaak gedraineerd door bronriviertjes van de Nijl. Aan de westrand van de hoogvlakte bevindt zich de "Crête Congo-Nil", d.i. de waterscheidingskam tussen het Zaïre- en het Nijlbekken. Algemeen duidt men onder die benaming het hooggelegen gebied aan dat de waterscheidingskam omzoomt en dat overeenstemt met de opgeheven oostrand van de Centraal-Afrikaanse Slenk.

Ten oosten en ten zuidoosten van het Centraal Hoogplateau vermindert de hoogteligging aanzienlijk. Ze bedraagt tussen 1250 en 1600 m in de schiervlakte en de vallei van de Malagarasi (Mosso) en is nog lager nabij de oostelijke Ruvubu. In het uiterste noorden van Burundi bevindt zich een deel van de schiervlakte van de Bugesera, met enkele kleine meren.

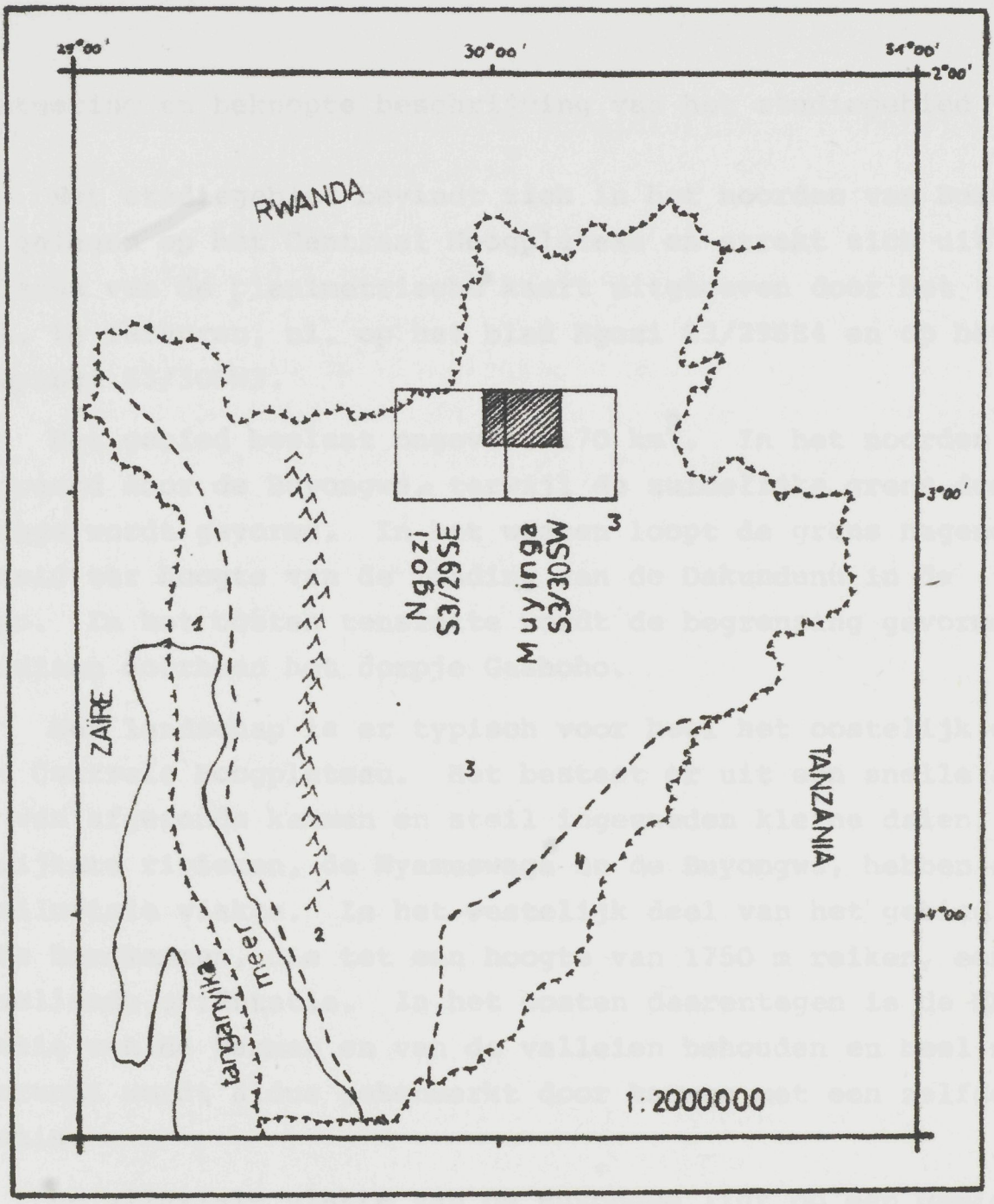


Fig. 1.1 - Geografische indeling van Burundi en lokalisatie van het studiegebied

1 : Midden-Afrikaanse Riftzone

2 : "Crête Congo-Nil"

3 : Centraal Hoogplateau

4 : Mosso

1.2. Situering en beknopte beschrijving van het studiegebied

Het studiegebied bevindt zich in het noorden van Burundi. Het is gelegen op het Centraal Hoogplateau en strekt zich uit op twee bladen van de planimetrische kaart uitgegeven door het K.M.M.A. te Tervuren, nl. op het blad Ngozi S3/29SE4 en op het blad Muyinga S3/30SW3.

Het gebied beslaat ongeveer 170 km^2. In het noorden wordt het begrensd door de Buyongwe, terwijl de zuidelijke grens door de Nyamuswaga wordt gevormd. In het westen loopt de grens nagenoeg noord-zuid ter hoogte van de monding van de Dakundunu in de Buyongwe. In het oosten tenslotte wordt de begrenzing gevormd door de meridiaan doorheen het dorpje Gashoho.

Het landschap is er typisch voor heel het oostelijk deel van het Centrale Hoogplateau. Het bestaat er uit een snelle afwisseling van afgeronde kammen en steil ingesneden kleine dalen. De belangrijkste rivieren, de Nyamuswaga en de Buyongwe, hebben een brede alluviale vlakte. In het westelijk deel van het gebied vertonen de bergkammen, die tot een hoogte van 1750 m reiken, een weinig opvallende oriëntatie. In het oosten daarentegen is de NNE-oriëntatie van de kammen en van de valleien behouden en heel noordoost Burundi wordt aldus gekenmerkt door kammen met een zelfde oriëntatie.

De alluviale vlakte van de Buyongwe ligt op een gemiddelde hoogte van 1500 m, terwijl die van de Nyamuswaga gemiddeld op 1600m ligt.

1.3. Geologie van Burundi en van de omliggende gebieden

In wat volgt zal een overzicht gegeven worden van de geologische struktuur van Burundi en van zijn buurlanden Tanzania, Uganda, Rwanda en Oost-Zaïre. Voor elke geologische eenheid zal een korrelatie gemaakt worden tussen de verschillende hogervermelde

gebieden. Allereerst is het echter noodzakelijk een overzicht te geven van de gebruikte terminologie.

De nomenklatuur i.v.m. de stratigrafie is gesteund op het optreden van belangrijke geologische kenmerken zoals transgressies, hiaten, diskordanties -eventueel vergezeld van magmatisme- en plotse veranderingen in de lithologische sekwenties. In een bepaalde geologische provincie kan men aan de hand van deze kenmerken grote eenheden herkennen die essentieel van tektono-stratigrafische aard zijn.

De vroeger gebruikte termen Groep, Systeem en Serie worden respektievelijk vervangen door de volgende benamingen :

- Groep door de toegekende geografische naam met achtervoegsel -an, -ian of ien,
- Systeem door de toegekende geografische naam zonder achtervoegsel,
- Serie door de term sekwentie ("sequence").

Binnen een groep zijn de sedimentaire sekwenties gekenmerkt door de orogenese, die genoemd is naar de groep en die oorzaak is van de diskordantie, die de bovengrens ervan uitmaakt. Systemen en sekwenties worden gekenmerkt door minder uitgesproken diskordanties, hiaten of veranderingen in de lithologie.

De geologische formatie van Zaïre, Rwanda, Burundi, Uganda en Tanzania worden verdeeld in twee grote groepen :

1) de deklagen ("cover"), die alle lagen omvatten die jonger zijn dan het Midden-Karboon ; deze lagen zijn niet metamorf en liggen nagenoeg horizontaal ;
2) de sokkel ("basement"), die alle Precambrische lagen omvat ; de meeste hiervan zijn metamorf en tamelijk sterk geplooid, behalve de toplagen die een lagere graad van metamorfisme vertonen en subhorizontaal verlopen.

Binnen deze zogenaamde sokkel worden, van oud naar jong, volgende groepen onderscheiden :

(a) de eigenlijke sokkel,
(b) het Ubendiaan-Ruziziaan,
(c) het Kibariaan-Burundiaan-Karagwe Ankoleaan,
(d) het Katangiaan-Malagarasiaan.

13.1. De eigenlijke sokkel

Van de eigenlijke sokkel is in Burundi nog weinig of niets gekend. Hij dagzoomt er vermoedelijk slechts op twee plaatsen : in een band rond Nyanza Lac helemaal in het zuidwesten en in een klein massief nabij Cankuzo in het oosten. De dateringen uitgevoerd op sokkelgesteenten in Noord Zaïre en Kasaï, alsmede in het westen van Shaba, wijzen op ouderdommen gaande tot 3500 M.J. (miljoen jaar). De sokkel omvat dus de oudste gesteenten van Afrika.

13.2. Het Ruziziaan

Het Ruziziaan vormt een geplooide gordel die minimaal 250 km breed is. Het dagzoomt in Oost-Zaïre en in Tanzania, langs beide zijden van het Tanganyikameer met een SE-NW strekking. In Noord-Burundi en Zuid-Kivu vertoont het een noordwaartse afbuiging. Tenslotte draait het westwaarts over Kivu en Maniema, waar het onder de gesteenten van het Zaïrebekken verdwijnt. In Tanzania loopt het in zuidoostelijke richting verder ; hier is het gekend onder de naam Ubendiaan.

132.1. Stratigrafie

Bovenste sekwentie

(5) Schisten, kwartsieten en fyllieten, lateraal overgaand in mikaschisten, amfiboolschisten, amfibolieten en kwartsieten
(4) Fyllietische konglomeraten, zeer dik en soms kalksteenkeien bevattend, lateraal overgaand in biotietschisten met kalksteenlenzen, amfiboolschisten en amfibolieten.

Onderste sekwentie

(3) Mikaschisten en fyllieten, soms grafiethoudend,
(2) Kwartsieten, arkosen en donkere fyllietische schisten,
(1) Kwartsieten, kwartsofylladen en schisten, soms grafiethoudend.

Bij sterker metamorfisme gaan (1), (2) en (3) over tot sericiet-, chloriet- en amfiboolschisten, amfibolieten en gneiss.

De diskordantie tussen het Ubendiaan-Ruziziaan en het Kibariaan-Burundiaan kan duidelijk worden waargenomen in de twee volgende gebieden.

(a) In de streek van Itombwe, ten zuidwesten van het Kivumeer, vormt het Burundiaan een synkline, die diskordant ligt op gneiss, amfiboliet, mikaschist en mikarijke kwartsiet.
(b) Ten oosten van het Tanganyikameer in Burundi, rust het Burundiaan eveneens diskordant op gelijkaardige formaties. De diskordantie volgt hier de "Crête Congo-Nil" en dagzoomt in de streek rond Muramvya, ten ENE van Bujumbura, en te Nyanza Lac, in het zuidwesten van Burundi.

132.2. Ouderdom

CAHEN (1967) heeft aangetoond dat de Ruziziaangesteenten het equivalent vormen van bepaalde gesteenten van Tanzania, die er dezelfde algemene strekking vertonen en die hier gerekend worden tot het Ubendiaan.

Uit absolute ouderdomsbepalingen, die verricht werden op granieten die voorkomen in het Ruziziaan-Ubendiaan en die zowel pre-, post- als syntektonisch zijn, kan de ouderdom van het Ruziziaangesteente gesitueerd worden tussen 1850 en 1650 M.J.

132.3. Tektoniek

Uit de verspreiding, de lithologische samenstelling en de dikte van de Ruziziaan-Ubendiaangesteenten kan afgeleid worden dat ze ontstaan zijn in een geosynklinale. De huidige gegevens

zijn echter nog te fragmentair om een duidelijk beeld te geven van de sedimentatiecyclus en van de orogenese die hierop volgde. Het metamorfisme van de gesteenten varieert van gebied tot gebied, terwijl het binnen één zelfde gebied nog kan veranderen naargelang van de aanwezigheid van granietmassieven.

132.4. Plutonisme

Granieten zijn tamelijk frekwent in het Ruziziaan-Ubendiaan. Ze worden gekenmerkt door een gneissachtig of migmatitisch karakter. Ten minste twee perioden van granitisatie kunnen worden onderscheiden. Een eerste periode speelde zich af tijdens het Ruziziaan zelf en is syntektonisch. De tweede plutonische fase was posttektonisch ten opzichte van de Ruziziaanorogenese, maar syntektonisch met de Burundiaanorogenese.

13.3. Het Kibariaan-Burundiaan

Vermits er nog geen duidelijke korrelatie kon gelegd worden tussen het Kibariaan en het Burundiaan zullen beide hier afzonderlijk behandeld worden.

133.1. Het Kibariaan

Het Kibariaan vormt een zeer dikke sekwentie, die voorkomt over een zeer grote oppervlakte. Het dagzoomt met NE-SW strekking dwars doorheen Shaba. Voorbij de noordgrens van dit gebied gaat het over in het Burundiaan.

1331.1. Stratigrafie

Opvallend bij de korrelatie tussen de verschillende streken is de kontinuïteit van drie lagen van konglomeraat, kwartsiet en arkose. Deze duiden namelijk onderbrekingen in de sedimentatie aan. Op grond van deze lagen kan het Kibariaan in vier lithostratigrafische eenheden worden onderverdeeld :

- Sekwentie IV : K5-K4b
- Sekwentie III : K4a-K3-K2b
- Sekwentie II : K2a-K1b
- Sekwentie I : K1a

De lacune tussen de sekwenties II en III schijnt de belangrijkste te zijn. Rekening houdend hiermede wordt het Kibariaan verdeeld in een bovenste systeem (Nzilo) en een onderste systeem (Lubudi).

De diskordantie tussen Kibariaan en de eigenlijke sokkel wordt enkel waargenomen in de streek van Lugenda.

1331.2. Tektoniek

Algemeen kan worden gezegd dat het Kibariaan een relatief eenvoudige plooiing vertoont. Grote antiklinoriale en synklinoriale zones wisselen elkaar af in nagenoeg evenwijdige banden met NE-strekking. In het uiterst westelijk en oostelijk gedeelte van de keten vertonen de plooien een isoklinaal karakter, terwijl meer naar het centrum toe, de stijl van de plooien meer open is. Uit de lithologische successie en het voorkomen van kleine diskordanties binnen het Kibariaan kan worden afgeleid dat, vóór de eigenlijke Kibarische orogenese, nog verscheidene andere tektonische fasen hebben plaatsgevonden.

1331.3. Metamorfisme

Het regionaal metamorfisme is doorgaans van een lage graad. Afgezien van kwarts zijn de belangrijkste mineralen : sericiet, muskoviet, zoïsiet, chloriet en chloritoïd.

Kontaktmetamorfisme komt frekwent voor in de aureolen rond de granietmassieven.

133.2. Het Burundiaan

Het Burundiaan vormt een geplooide keten met NE-SW strekking die dagzoomt in Oost-Zaïre, Rwanda en Burundi en die de Kibarische keten verbindt met het Karagwe-Ankoleaan in Noordwest

Tanzania en Zuidwest Uganda. Ter hoogte van het Kivumeer buigt de keten naar het westen af. In Uganda evenals in Burundi komt de diskordantie met het onderliggende gesteente goed tot uiting. In het eerste geval ligt het Burundiaan onmiddellijk op de Precambrische sokkel, terwijl in Burundi het op het onderliggende Ruziziaan rust.

1332.1. Stratigrafie

GERARDS en LEPERSONNE (1964) stelden de volgende stratigrafie op voor Rwanda (*) :

Sekwentie van Miyove

schiefers met kwartsiet- en psammietbanken
kwartsieten en konglomeraten van Gitare (QG) (tot.dikte : 1550 m)

- zwakke diskordantie

Sekwentie van Byumba

fylladen en kwartsofylladen
kwartsieten van de Lheri (QL)
fylladen en kwartsofylladen
kwartsieten van de Rwamabare (QR) : QR3
fylladen
QR2
fylladen
QR1 (tot.dikte : 2285 m)

Onderste Sekwentie

fyllietische schiefers
kwartsieten
zwarte fyllieten
kwartsieten van de Mulindi (QM)
zwarte fyllieten en schiefers
kwartsieten van Nduba (QD) (tot.dikte : 1860 m)

Een mogelijke stratigrafie van het Burundiaan in Burundi werd opgesteld door WALEFFE (1965). Ook hier zijn de referentieniveaus onderlijnd.

(*) de onderlijnde gesteenten worden beschouwd als referentieniveaus.

Bovenste sekwentie

schiefers, grijs
kwartsieten van Kameramogambo
grijze schiefers
kwartsieten van Kahororo (tot.dikte : meer dan 1350m)

Middelste sekwentie

schiefers
kwartsieten van Muyinga (tot.dikte : 2500 m)

Onderste sekwentie

schiefers en fyllieten
kwartsieten van Mulemera
schiefers van Kayongozi
kwartsieten van Bilime-Murore

Fig. 1.2 geeft een schematisch overzicht van de stratigrafie, samen met een mogelijke korrelatie tussen het Burundiaan en het Karagwe-Ankoleaan (RANKAMA, 1967, p. 210).

KLERKX en THEUNISSEN (mondelinge mededeling) onderscheiden verder een belangrijk gesteentepakket bestaande uit kwartsieten, fyllieten en metabasieten, het zg. Bugarama, waarvan de stratigrafische positie nog onzeker blijft, doch dat voorlopig gerekend wordt tot het Onder-Burundiaan.

1332.2. Tektoniek

In het Itombwe-synklinorium in Zaïre werd het bestaan vastgesteld van breuken, die waarschijnlijk gepaard gaan met overschuivingen. In Rwanda en Burundi deinen de plooien uit.

1332.3. Metamorfisme

Daar de grens Ruziziaan-Burundiaan niet overal even scherp kan getrokken worden, bestaat er nog steeds twijfel over de graad van metamorfisme van het Burundiaan. Algemeen kan echter worden gesteld dat het metamorfisme, buiten de door granietintrusies geaffekteerde gebieden, eerder zwak is.

De kleiige sedimenten werden omgezet tot schiefers en verder tot sericiet- en chlorietschisten. Enkel waar het metamorfisme sterker ontwikkeld is komen er micaschisten voor. De zandige

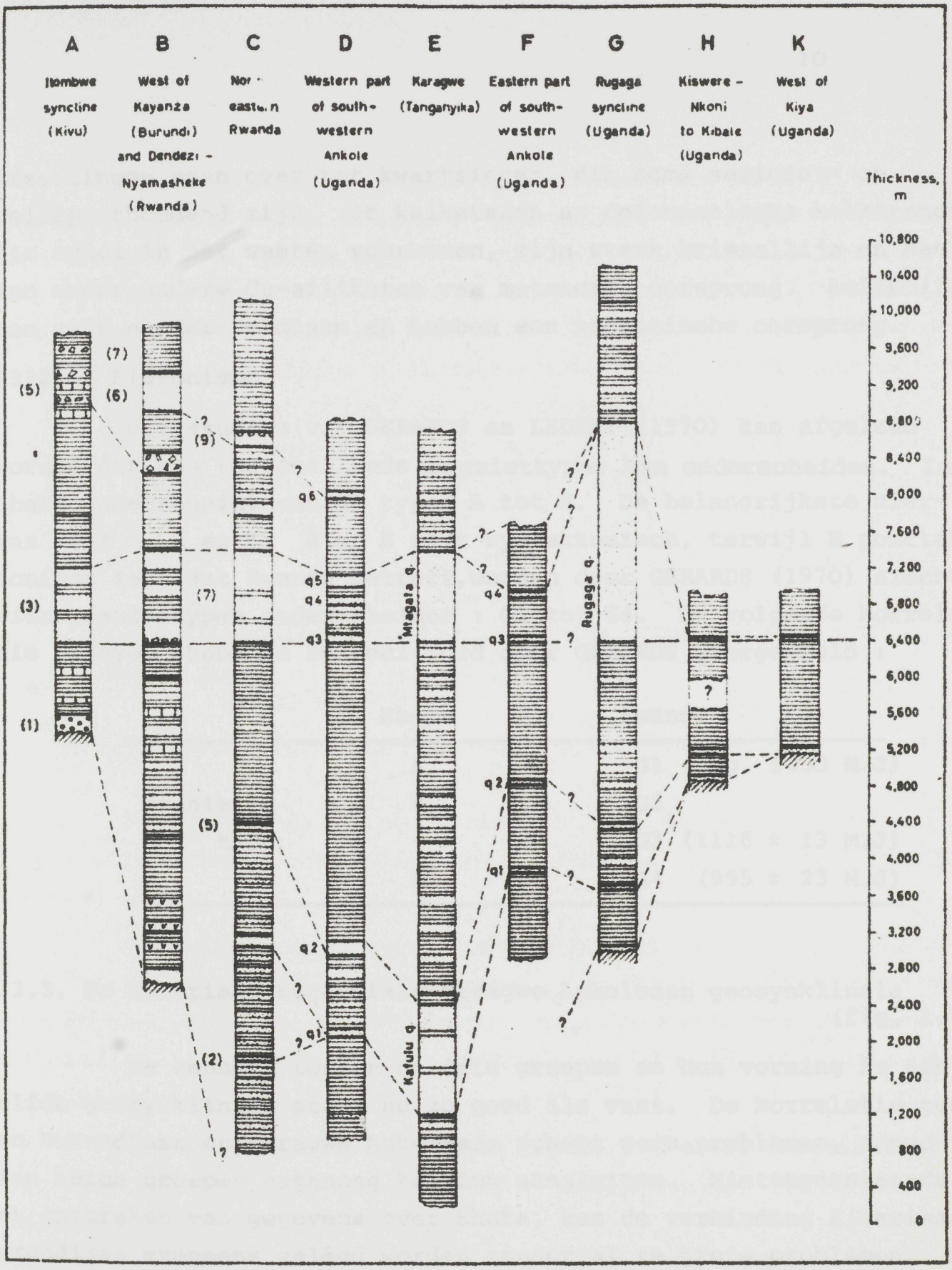


Fig. 1.2 - Stratigrafie van het Burundiaan
1 : conglomeraat ; 2 : Tilliet ; 3 : Kwartsiet ;
4 : Schiefers met geïnterkaleerde kwartsieten ;
5 : Schiefers ; 6 : Metamorfe kalksteen ;
7 : Mafische lava's ; 8 : Pre-Burundiaansokkel.

afzettingen gaan over tot kwartsieten, die soms sericiet- of veldspaathoudend zijn. De kalkstenen en dolomietische kalkstenen, die enkel in het westen voorkomen, zijn sterk kristallijn en bevatten onder andere Ca-silikaten van metamorfe oorsprong. Amfibolieten zijn eerder zeldzaam en hebben een magmatische oorsprong.

1332.4. Plutonisme

Uit studies van GERARDS en LEDENT (1970) kan afgeleid worden dat men verschillende graniettypes kan onderscheiden. In Shaba onderscheidt men de types A tot E. De belangrijkste hiervan zijn A, B en E. A en B zijn syntektonisch, terwijl E posttektonisch is. Wat Rwanda betreft, werden door GERARDS (1970) slechts vier graniettypes onderscheiden : G1 tot G4. De volgende korrelatie tussen Shaba en Burundi werd door GERARDS voorgesteld :

	Shaba	Rwanda
	A	G1 (ong. 1350 M.J)
graniet-	B	G2
type	-	G3 (1118 ± 13 M.J)
	E	G4 (995 ± 23 M.J)

133.3. De Kibariaan-Burundiaan-Karagwe Ankoleaan geosynklinale (fig. 1.3)

De eenheid tussen de drie groepen en hun vorming in één zelfde geosynklinale staat nu zo goed als vast. De korrelatie tussen Burundiaan en Karagwe Ankoleaan schept geen problemen, aangezien beide groepen nagenoeg kontinu aansluiten. Niettegenstaande het ontbreken van gegevens over Shaba, kan de verbinding Kibariaan-Burundiaan eveneens gelegd worden zonder al te grote problemen. Dit gebeurt aan de hand van de volgende gegevens i.v.m. hun tektoniek, stratigrafie, mineralisaties en plutonisme.

Het Kibariaan en het Burundiaan bedekken beide diskordant een substraat van sterk metamorfe gesteenten, die gedateerd werden op 1850 M.J. Hun diktes (10000 m voor het Kibariaan en 9000 m voor het Burundiaan) zijn eveneens vergelijkbaar. De afzetting zou gebeurd zijn tussen 1850 en 1250 M.J. De typische afwisseling van de pelietische en zandige sedimenten komt zowel bij het Burundiaan als bij het Kibariaan voor. Beide groepen vertonen een zelfde NE-strekking. De hoek van de overhellende lagen, de overschuivingen en het verplaatsen van de sedimenten werden bewerkstelligd door een druk uit het zuidoosten of uit het oosten, behalve in de noordelijke zone van het Burundiaan, waar de lagen naar het wésten ombuigen. Tenslotte blijkt nog dat zowel afzettingsomstandigheden, metamorfisme, plutonisme en mineralisaties voor beide groepen vergelijkbaar zijn.

13.4. Malagarasiaan-Katangiaan (Eind-Precambrium)

We zullen ons hier beperken tot het Malagarasiaan dat in Burundi uitsluitend voorkomt in het zuidoosten, meer bepaald in de Mosso.

Het Malararasiaan dagzoomt in Burundi enkel in de valleien van de Boven-Malagarasi en de Lumpungu. In Tanzania lopen deze gesteenten verder ; daar worden ze tot het Bukobaan gerekend. Zowel Malagarasiaan als Bukobaan zijn equivalenten van het Katangiaan s.s., dat gedefinieerd werd in Shaba.

De stratigrafie van het Malagarasiaan werd in 1965 opgesteld door WALEFFE. Hij onderscheidde vier éénheden die hij Kibago, Mosse, Nkoma en Musindozi noemde.

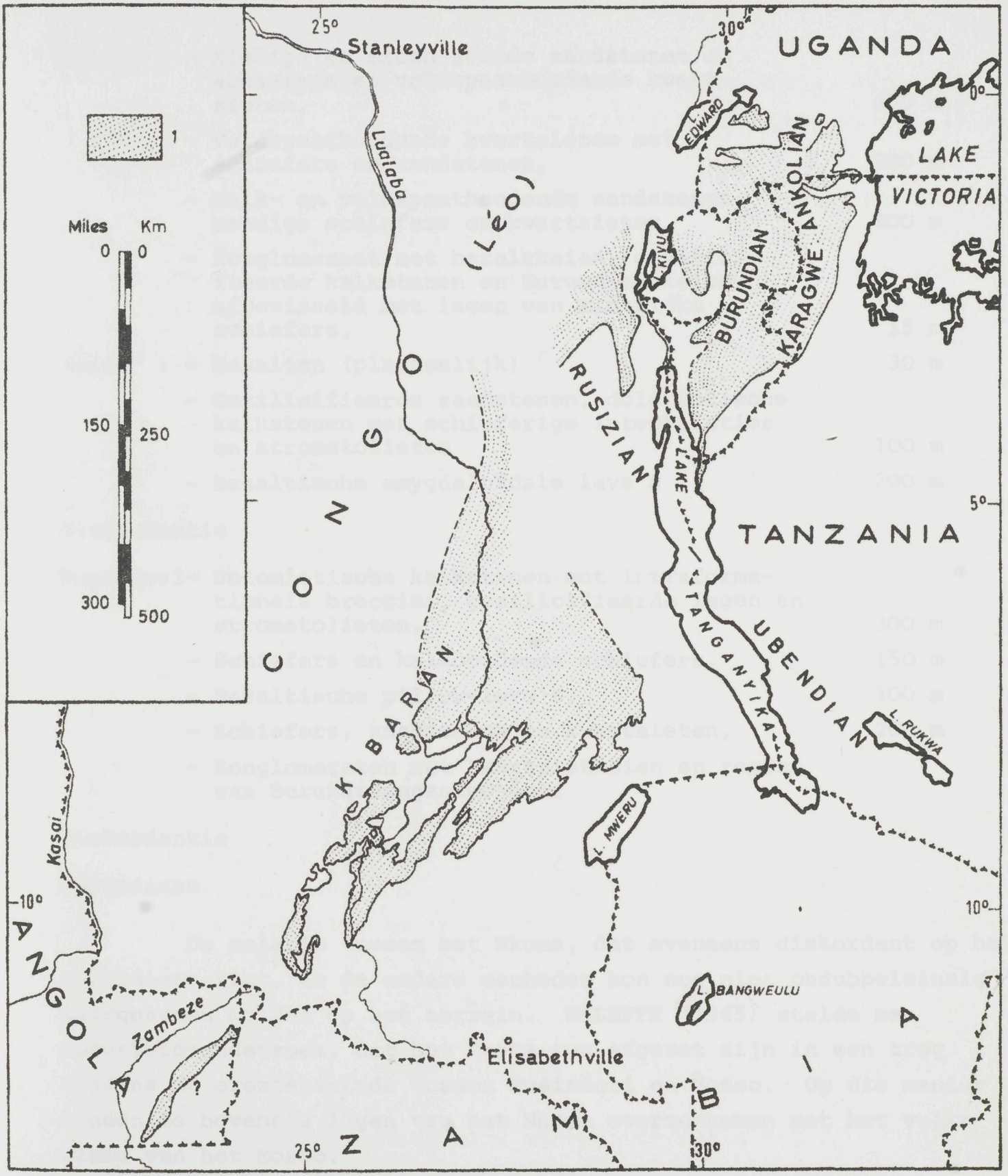


Fig. 1.3 - Schets van typegebieden van de Kibariaan-Burundiaan-Karagwe-Ankoleaan orogene gordel (CAHEN & SNELLING, 1966)

Kibago :	- Kleiige en micahoudende zandstenen en schiefers en veldspaathoudende kwartsieten,	450 m
	- Veldspaathoudende kwartsieten met schiefers en zandstenen,	200 m
	- Kalk- en veldspaathoudende zandstenen, zandige schiefers en kwartsieten,	200 m
	- Konglomeraat met bazaltkeien, gesilicifieerde kalkstenen en Burundiaankeien, afgewisseld met lagen van micarijke schiefers,	15 m
Mosso :	- Bazalten (plaatselijk)	30 m
	- Gesilicifieerde zandstenen, dolomietische kalkstenen met schieferige interkalaties en stromatolieten	100 m
	- Bazaltische amygdaloïdale lava's	200 m

Diskordantie

Musindozi-	Dolomietische kalkstenen met intraformationele breccies, gesilicifieerde lagen en stromatolieten,	300 m
	- Schiefers en kalkhoudende schiefers,	150 m
	- Bazaltische pillow-lava's,	100 m
	- Schiefers, zandstenen en kwartsieten,	200 m
	- Konglomeraten met kwartsietkeien en resten van Burundiaangesteenten.	

Diskordantie

Burundiaan

De relatie tussen het Nkoma, dat eveneens diskordant op het Burundiaan ligt, en de andere eenheden kon nog niet ondubbelzinnig waargenomen worden op het terrein. WALEFFE (1965) stelde na luchtfoto-onderzoek, dat het Nkoma zou afgezet zijn in een trog tijdens de erosieperiode tussen Musindozi en Mosso. Op die manier zouden de bovenste lagen van het Nkoma overeenkomen met het vulkanisme van het Mosso.

Het Musindozi is geplooid met NE-strekking. Het Nkoma, Mosso en Kibago vertonen (uitgebreide) golvingen, eveneens met NE-strekking. Tevens komen in Musindozi, Nkoma en Mosso radiale breuken voor.

- differentiële verwering van lagen met verschillende lithologie.

Mikroskopisch gelden volgende kriteria :

- alternatie van laagjes met verschillende mineralogie en/of korrelgrootte ;
- planaire voorkeursoriëntatie van detritische korrels, zoals o.m. van de mika's. Het is echter nog niet duidelijk of de laatstgenoemde faktor kan verklaard worden enkel door de invloed van de kompaktie. We zullen verder zien dat een dergelijke oriëntatie ook verklaard kan worden door een tektonische fase.

14.2. Foliatie

Deze term heeft een zeer algemene betekenis. Volgens BILLINGS (1954) geeft hij de eigenschap van een gesteente weer om te splijten volgens nagenoeg evenwijdige vlakken. Foliatie kan zowel van primaire als van sekundaire oorsprong zijn.

14.3. Schistositeit

BILLINGS (1954) maakt een onderscheid tussen "cleavage" en "schistosity". Beide termen dekken nochtans hetzelfde begrip. "Cleavage" wordt gebruikt voor niet-metamorfe gesteenten, terwijl "schistosity" gereserveerd wordt voor metamorfe gesteenten zoals micaschisten en gneissen.

Schistositeit of druksplijting (termen bij voorkeur in het Nederlands) is de eigenschap van een gesteente om te splijten volgens nagenoeg parallele vlakken. Vaak is dit te wijten aan de planaire voorkeursoriëntatie van tabulaire mineralen, zoals mika's en chlorieten.

Druksplijting in 't algemeen wordt aangeduid met de letter S. De symbolen S1 en S2 duiden meer bepaald aan dat de schistositeiten ontstaan zijn ten gevolge van respectievelijk de tektonische fasen F1 en F2.

Er bestaan twee soorten terminologie om een onderscheid te maken tussen de verschillende soorten schistositeit of cleavage (fig. 1.4).

(a) beschrijvende terminologie

- "slaty cleavage" : ontstaat door evenwijdige oriëntatie van tabulaire mineralen of van ellipsoïdale kwarts- of veldspaatkorrels ;
- "fracture cleavage" : ontstaat door vorming van evenwijdige mikrobreuken ; de afstand tussen de verschillende vlakken varieert van enkele mm tot enkele cm ;
- "bedding cleavage" : kan beschouwd worden als een "slaty" cleavage die evenwijdig ontwikkeld is aan de gelaagdheid ;
- "strain-slip cleavage" : kan beschouwd worden als een superpositie van een "slaty cleavage" en een "fracture cleavage", waarbij er verschuiving is opgetreden langsheen de breukvlakjes.

(b) genetische terminologie :

- flow-cleavage" : wijst op een schistositeit ontstaan ten gevolge van een plastische vervorming van het gesteente ("rock flowage") ;
- "fracture cleavage" : ontstaat door spanningen in het gesteente en kan als dusdanig als een mikrodiaklasering beschouwd worden ;
- "bedding-cleavage" : kan ontstaan door isoklinale plooiing, rekristallisatie, plastische vervorming parallel aan de gelaagdheid of kompaktie ; dat laatste is echter niet met zekerheid vast te stellen ;
- "strain-slip cleavage" (crenulatie) : ontstaat eveneens door spanningen, waarvan de werking gesuperponeerd wordt op een reeds bestaande "slaty cleavage" S1. In de richting van de crenulatie zelf vormt zich dan S2. De ruimte tussen twee opeenvolgende S2-vlakken noemt men een mikrolithon. Een mikrolithon kan samengesteld of enkelvoudig zijn, al naarge-

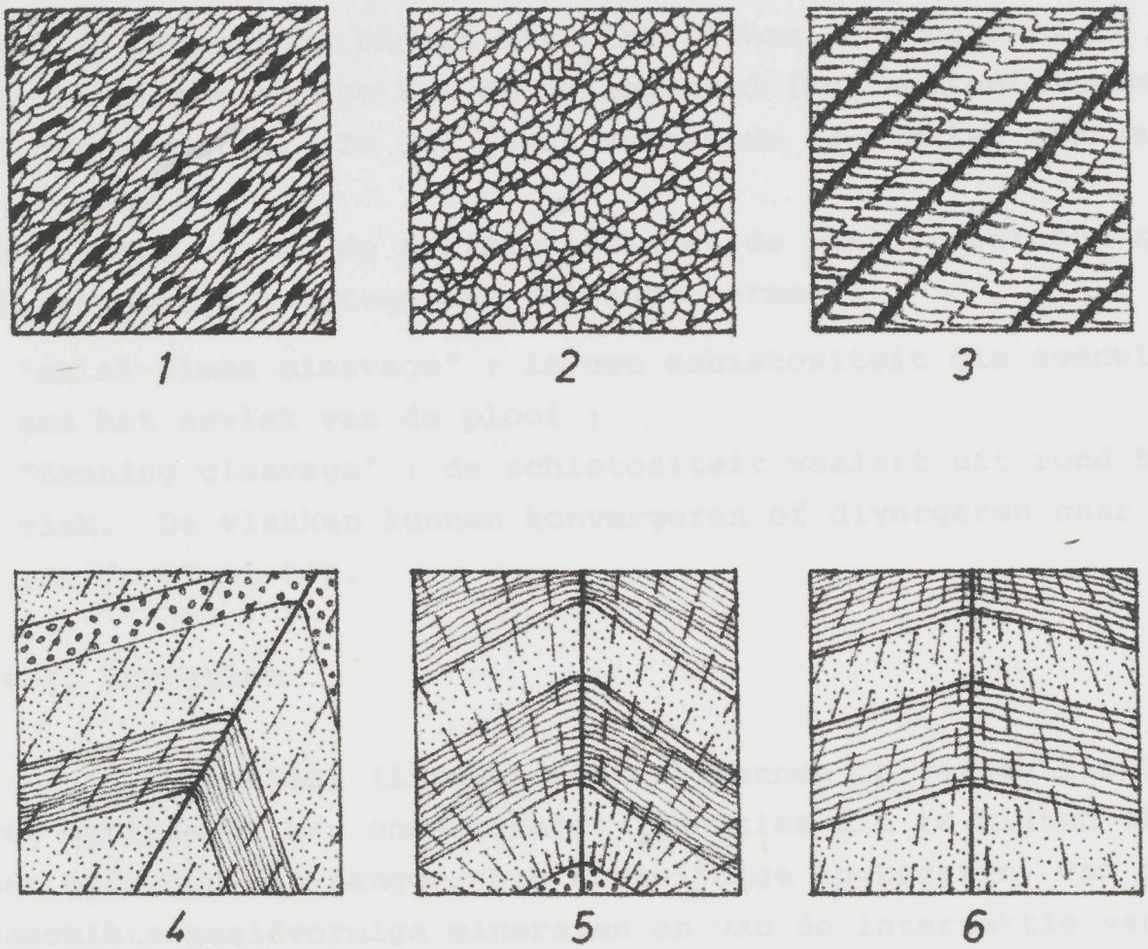


Fig. 1.4 - Schistositeiten

1 : slaty cleavage
2 : fracture cleavage
3 : strain-slip cleavage
4 : axial plane cleavage
5 : fan cleavage, divergent
6 : fan cleavage, konvergent

lang de crenulatie binnen het mikrolithon zichtbaar is of niet. Strain-slip cleavage kan de gelaagdheid (So) volledig maskeren op het handstuk. In dat geval vormen de S2-vlakken een valse gelaagdheid.
De relatie tussen de schistositeit en de makrostrukturen zoals plooien geeft ontstaan aan volgende termen :

- "axial-plane cleavage" : is een schistositeit die evenwijdig is aan het asvlak van de plooi ;
- "fanning cleavage" : de schistositeit waaiert uit rond het asvlak. De vlakken kunnen konvergeren of divergeren naar de kruin van de plooi toe.

14.4. Lineaties

Lineaties (lijnstrukturen) kunnen op verschillende manieren ontstaan. Men onderscheidt lineaties die te wijten zijn aan het optreden van langgerekte evenwijdige aggregaten, van parallel geschikte naaldvormige mineralen en van de intersektie van twee vlakken.

14.5. Diaklasen

Diaklaasvlakken komen overeen met diskontinuïteiten in de cohesie van het gesteente. Ze vormen mikrobreuken zonder verplaatsing en vertonen regelmatige oppervlakken. Meestal komen ze voor als twee of meer stellen. Bij plooien houdt hun oriëntatie verband met de assen van maximale, intermediaire en minimale stress.

1.5. Doelstelling van het onderzoek

Het doel van het terreinwerk was het situeren, het bemonsteren en het beschrijven van alle ontsluitingen in het studiebied.

Het eigenlijke onderzoek bestond uit twee delen :
- de beschrijving van de petrografie van het gebied en het opstellen van een lithologische kaart,
- de strukturele analyse van het gebied.

De strukturele analyse was vooral bedoeld om na te gaan of er een diskordantie optreedt tussen de algemeen als Burundiaan gekende sedimenten en het onderliggende Bugarama. Hierdoor zou een juister beeld bekomen worden van de geologische bouw van het studiegebied.

1.6. Terreinwerk

Het veldwerk werd uitgevoerd in de periode van 26 augustus tot 7 oktober 1979 en gebeurde in samenwerking met het Koninklijk Museum voor Midden-Afrika (K.M.M.A.) te Tervuren.

Logement in Burundi was voorzien in de missiepost van Kiremba in de provincie Ngozi. Voor het vervoer stond de wagen van Dr. R. DREESEN ter beschikking.

Gedurende de eerste twee weken had een algemene terreinverkenning plaats onder de leiding van Dr. R. DREESEN. Hierna begon een gedetailleerd onderzoek van de ontsluitingen.

Voor de metingen van strukturele gegevens werd gebruik gemaakt van een Freiberger Clark-kompas met dubbele aflezing. Indien mogelijk werden de ontsluitingen bemonsterd waarbij de voorkeur uitging naar geöriënteerde stalen. De ontsluitingspunten zelf werden genoteerd op luchtfoto, waarna ze met behulp van een stereoskoop werden overgebracht op de kaart op schaal 1 : 50 000 van het betrokken gebied.

2. BESCHRIJVING EN INTERPRETATIE VAN DE COUPES

Op kaart 1 is de ligging aangegeven van alle observatiepunten in het studiegebied en van de geologische coupes. Deze kaart, evenals alle volgende kaarten, werd opgesteld uitgaande van de planimetrische kaarten van Burundi op schaal 1 : 50 000. In dit geval gaat het om de kaarten NGOZI S3/29 S.E.4 en MUYINGA S3/30 S.W.3. Deze kaarten werden opgesteld door het K.M.M.A. met behulp van luchtfoto's op schaal 1 : 50 000, opgenomen in 1973 door het Institut Géographique National van Frankrijk.

De beschrijving van de eigen observatiepunten wordt gegeven in bijlage. Op kaart 1 is tevens aangeduid of het ontsluitingspunt werd bemonsterd met een al dan niet geöriënteerd staal. Waar een slijpplaatje beschikbaar is, wordt dit ook aangegeven.

Voor het tekenen van de coupes werd eveneens gebruik gemaakt van reeds vroeger door medewerkers van het K.M.M.A. uitgevoerde observaties. De beschrijving hiervan is beschikbaar in de dossiers van hogervermelde instelling, waar ze gecatalogeerd zijn in het dossier van het betrokken gebied.

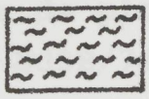
Er werden in totaal acht coupes getekend, alle met NW-SE of N-S oriëntatie. Ze lopen steeds nagenoeg loodrecht op de strekking van de lagen. Op de figuren is met de letters A of B aangeduid of de coupe zich bevindt op kaartblad Muyinga, respektievelijk Ngozi. Op de figuren werden de lengteschalen 1 : 25 000 en 1 : 50 000 gebruikt. Het topografisch profiel werd getekend met behulp van de luchtfoto's zonder dat echter een nauwkeurige hoogteschaal kon worden aangegeven.

2.1. Coupe van Gashoho, kaartblad Muyinga (kaart 1 en fig. 2.1 : 1A1')

Deze coupe loopt dwars op de zogenaamde kwartsietkam van Gashoho en kruist de Route Nationale 6 (R.N. 6).

LEGENDE COUPES

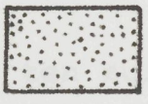
metakwartsiet

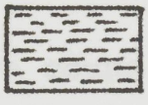
 fyllieten

metabasieten

doleriet

kwartsbreccie

 kwartsiet

 schiefers

——— gemeten

------- vermoedelijke

richting van de gelaagdheid

In het noordwesten is een synform en in het zuidoosten een antiform waar te nemen. De synform stemt overeen met de top van de kam en komt duidelijk naar voren uit de metingen op de punten 182 tot 207 enerzijds en 226 tot 238 anderzijds. De metingen op de punten 226 tot 238 en de extrapolatie van 208 tot 217 laten toe de antiform af te leiden. De gemiddelde strekking en helling van de plooiflanken bedragen van NW naar SE respektievelijk N20E/61SW, N33E/74NE en N41E/70SW.

De zg. kwartsietkam is opgebouwd door een geplooide reeks van grijze schiefers, plaatselijk gerubefieerd ten gevolge van de verwering, en witte kwartsieten. De schieferpakketten aangegeven op de figuur 2.1 bevatten dunne kwartsietinterkalaties. Waar de kwartsieten belangrijker worden, zijn echter geen schiefers geïnterkaleerd. In de schiefers wordt makroskopisch enkel een "bedding cleavage" waargenomen (S1 // So).

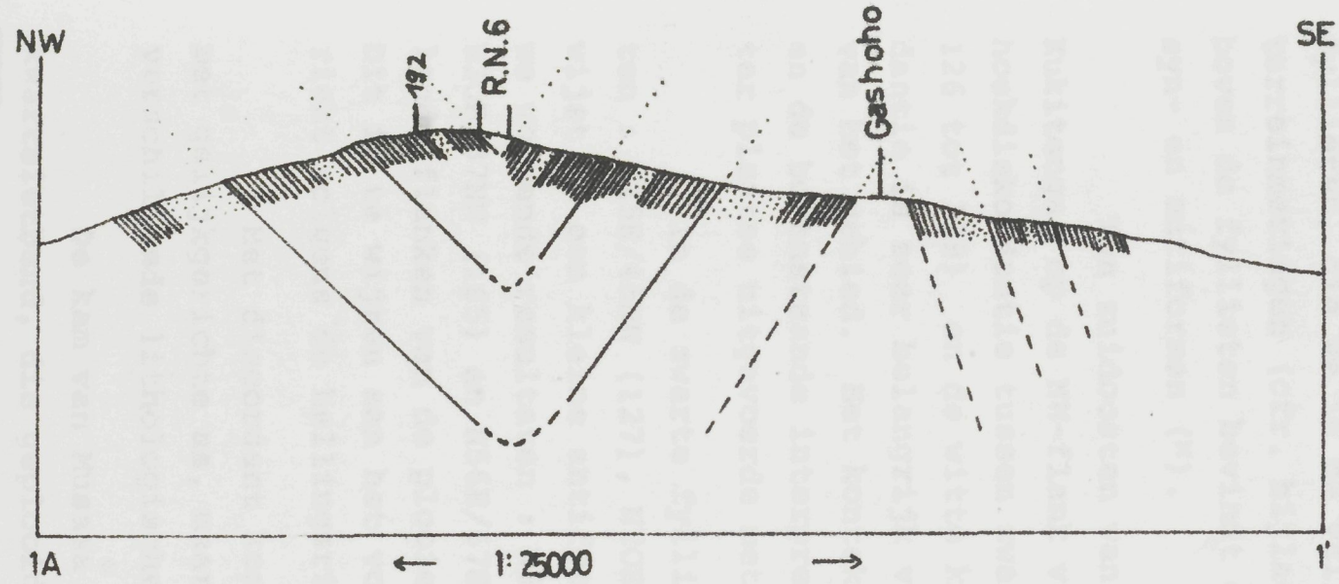
Plaatselijk komen in de kwartsietbanden kwartsaders voor die evenwijdig aan de strekking lopen, maar die zich soms loodrecht op de laagvlakken ontwikkeld hebben.

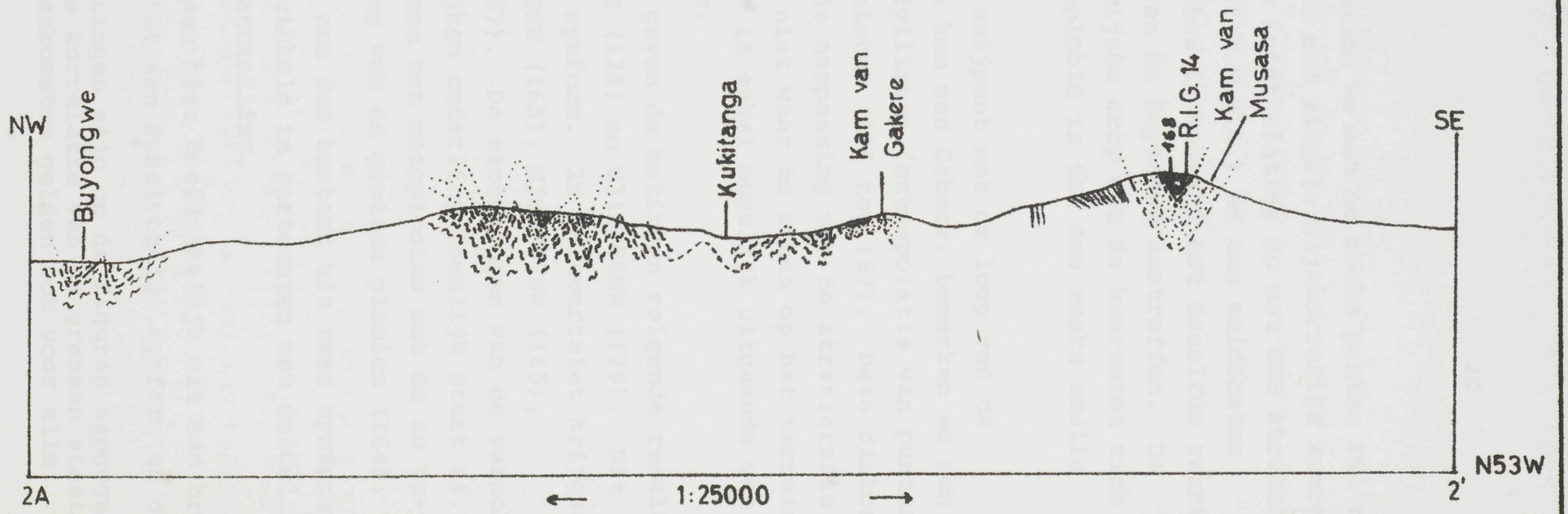
2.2. Coupe ten zuiden van de Mukinyamaganga, kaartblad Muyinga (kaart 1 en fig. 2.1 : 2A2')

De coupe loopt evenwijdig aan de Mukinyamaganga en vertrekt van de vallei van de Buyongwe in het noordwesten. In zuidoostelijke richting gaat ze door de kam van Gakere, die hier slechts zwak gedifferentieerd is in het reliëf, en door de kam van Musasa, waar ze de Route Interne 14 (R.I.G. 14) kruist.

In de vallei van de Buyongwe treffen we enkel zwartgrijze fyllieten aan op de punten 133 en 134. De metingen wijzen op de aanwezigheid van een kleine antiform, met waarschijnlijk aan weerszijde ervan kleine synformen. Het is logisch dit te veronderstellen naar analogie met de situatie waarin de zwarte fyllieten verder naar het westen dagzomen, nl. ten zuiden van de vallei van de Buyongwe (2.7).

Fig. 2.1


NW
192
R.N.6
Gashoho
SE
N53W
1A
1: 25000
1'


NW
Buyongwe
Kukitanga
Kam van
Gakere
168
R.I.G. 14
Kam van
Musasa
SE
N53W
2A
1:25000
2'

Verder zuidoostwaarts komen we aan de reeks punten 159 tot 163. In 159, 160 en 161 dagzoomt een witgele fijnkorrelige kwartsiet met zeer dunne fyllietische interkalaties en met NNE strekking. Ten noordwesten (punt 862 van het K.M.M.A.) en ten zuidoosten (punten 162, 163) komt de kwartsiet in kontakt met dezelfde zwarte fyllieten, die we in de vallei van de Buyongwe aantreffen. De terreinmetingen (cfr. bijlage) wijzen erop dat de kwartsiet zich boven de fyllieten bevindt en geplooid is tot een reeks smalle syn- en antiformen (*).

Ten zuidoosten van het snijpunt met de loop van de Kukitanga, op de NW-flank van de kam van Gakere, bemerken we een hoekdiskordantie tussen zwarte fyllieten (extrapolatie van punten 126 tot 129) en de witte kwartsieten (164 tot 167). Deze diskordantie is zeer belangrijk voor de aanpassing van de stratigrafie van het gebied. Het kontakt is niet waar te nemen op het terrein en de bovenstaande interpretatie is enkel mogelijk uitgaande van ter plaatse uitgevoerde metingen.

In de zwarte fyllieten geven de metingen volgende resultaten : N25E/45NW (127), N20E/30SE (128) en N31E/85NW (129). Dit wijst op een kleine antiform en synform. In de kwartsiet krijgen we volgende resultaten : N50E/80SE (165), N30E/87NW (165), N30E/87NW (165) en N56E/67SE (167). De strekkingen van de verschillende flanken van de plooien wijken onderling tamelijk sterk af. Dit is te wijten aan het voorkomen van mesoplooien met de as gericht volgens de hellingsrichting van de grotere plooien (164).

Het discordant kontakt zou dus bestaan uit twee synformen met gelijkgerichte as, maar ontwikkeld in gesteenten met duidelijk verschillende lithologische samenstelling.

De kam van Musasa bestaat hier hoofdzakelijk uit een brede kwartsietband, die geplooid is tot een enkelvoudige synform en die

(*) De helling- en strekkingsmetingen zijn op de figuren aangegeven in volle lijn. De mogelijke korrelatie van de grenzen staat in stippellijn. Deze overeenkomsten gelden ook voor alle volgende coupes.

plaatselijk rekristallisaties vertoont (punten 115 tot 117, 119, 169, 170, 172 en 174). In de kern van de synform bevinden zich grijze fyllietische schiefers met dunne kwartsietinterkalaties (168, 171, 173, 174). Onder de kwartsiet vinden we gelijkaardige fyllietische schiefers die plaatselijk gestoord werden door creep. De overgang wordt gevormd door een dunne band grijze psammoschiefers (118) waarin zich een duidelijke schistositeit heeft ontwikkeld. Beide flanken van de plooi hellen zeer sterk. De gemiddelde helling schommelt rond 80°.

2.3. NW-SE coupe door de bron van de Dakundunu, kaartblad Muyinga (kaart 1 en fig. 2.2 : 3A3')

In deze coupe zijn twee delen te onderscheiden. In het zuidoosten loopt de coupe opnieuw door de kam van Gakere en de kam van Musasa. In het noordwesten bevinden we ons in een gebied waar de heuvelkammen niet zo sterk gedifferentieerd zijn.

In de omgeving van het dorpje Bugima dagzomen dezelfde kwartsieten en zwarte fyllieten als deze ontsloten in coupe 2A2'. In de kwartsieten zijn een aantal duidelijke plooien waar te nemen (punten 139, K.M.M.A. 1213, 1214 en 46-50, K.M.M.A. 732, 1215, 1216) met gemiddelde richting van de as ongeveer N50E. De band kwartsiet met de onderliggende fyllieten vertoont dus een ombuiging ten opzichte van de ontsluitingen in coupe 2A2'.

De diskordantie is minder gemakkelijk waar te nemen. Zowel de zwarte fyllieten als de witte kwartsieten vertonen een helling naar het zuidoosten en hebben een gelijke strekking :

- fyllieten : punten 43, 44, 45 - strekking rond N45E, helling 45SE
- kwartsiet : punten 103, 104 - strekking N30-55E, helling ongeveer 85SE.

De enige aanwijzing voor een diskordantie ligt in de helling.

De syn- en antiform die ontwikkeld zijn in de brede kwartsietband toont men aan door extrapolatie van de metingen in de punten ten noorden van de coupe.

Op de Musasakam dagzomen dezelfde gesteenten als deze beschreven bij coupe 2A2'. We bemerken echter op de top een antiform waar de onderliggende fyllietische schiefers dagzomen in een nauwe band met een lengte van een drietal km (punten 140, 142, 149, 150). Zuidoostwaarts geven de beschikbare metingen (punten 239-254) niet genoeg informatie om een aansluitende synform te kunnen schetsen. Men kan besluiten dat de antiform overeenkomt met een antiklinale waarvan de noordelijke sluiting ter hoogte van punt 140 ligt.

2.4. Coupe van de Dakundunu naar de Kanyoni, ten noorden van Gakere, kaartblad Muyinga (kaart 1 en fig. 2.2 : 4A4')

Deze coupe begint met een kleine ENE-gerichte kwartsietkam die gelegen is ten noorden van de Dakundunu. In de vallei zelf dagzomen zwarte fyllieten die in een antiform geplooid zijn (punten 24 tot 29). De zuidflank vertoont een strekking N66W en een helling 45S (24-27). Iets meer naar het westen (20) vinden we de sluiting van de antiform : de helling wordt steiler en de strekking van de lagen buigt om. Strekking en helling van de noordelijke flank konden niet worden gemeten in de fyllieten, maar zijn af te leiden uit de metingen in de kwartsiet : N48E/45NW.

Verder naar het zuidoosten blijft de coupe in de zone van de zwarte fyllieten. Dit valt af te leiden, ondanks de afwezigheid van ontsluitingen, uit morfologische en pedologische kenmerken : (kleur en samenstelling van de bodem, trajekt van de coupe doorheen de vallei van de Dakundunu).

Vanaf punt 4 tot 10 dagzoomt dezelfde kwartsiet als ten noorden van de rivier. De metingen wijzen op het bestaan van een kleine antiform met vermoedelijk ENE gerichte as.

Ter hoogte van het snijpunt met de Route Nationale 6 bevindt zich de diskordantie die we reeds waargenomen hebben in de coupes 2A2' en 3A3'. Ze kan gemakkelijk worden afgeleid uit de meetgegevens van de punten 33, 35, 52, 53 en 55. In de zwarte

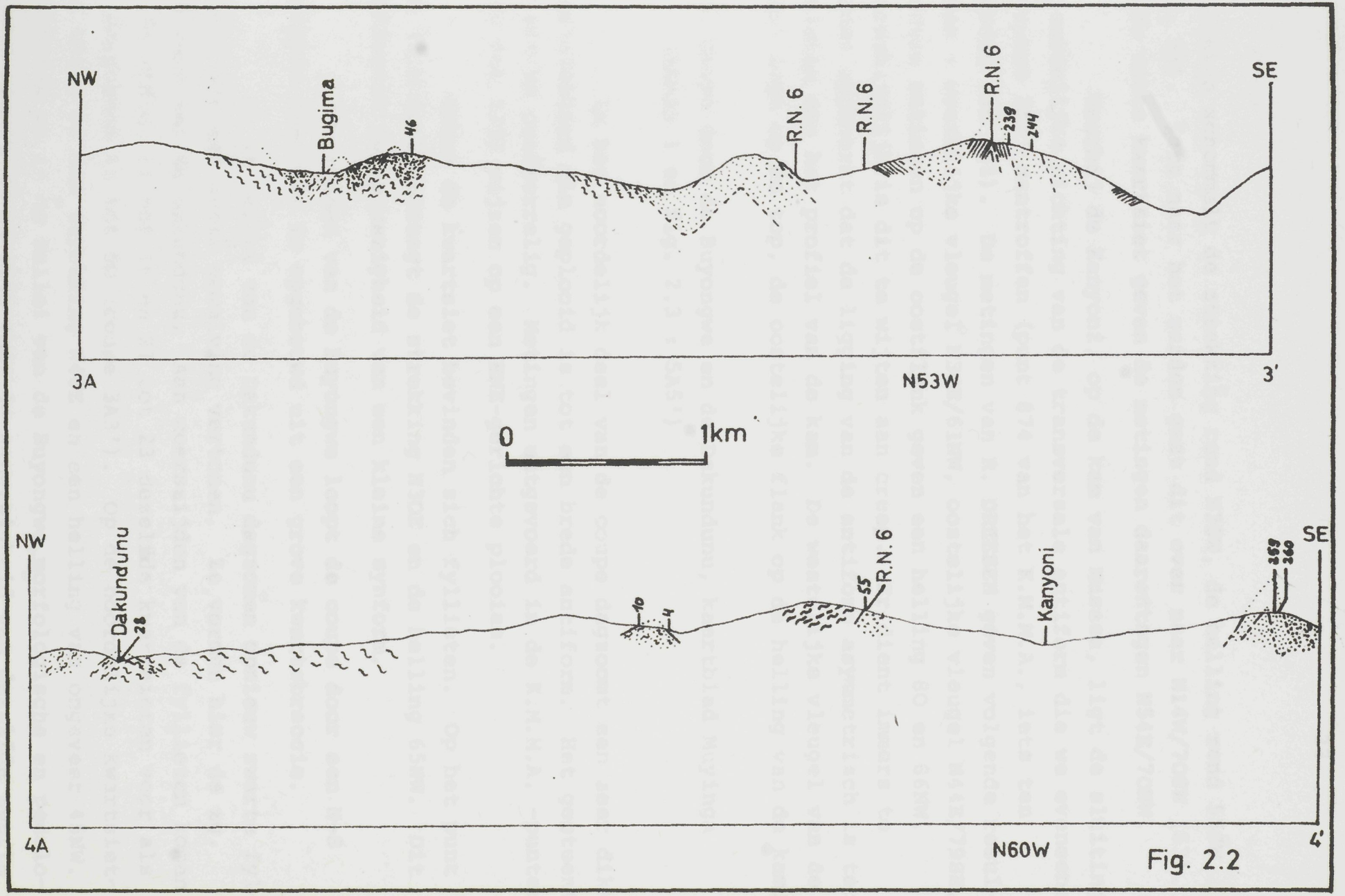

NW
Bugima
46
R.N.6
R.N.6
R.N.6
239
244
SE
3A
N53W
3'
0
1km
NW
Dakundunu
28
10
4
55
R.N.6
Kanyoni
359
360
SE
4A
N60W
4'

Fig. 2.2

fyllieten schommelt de strekking rond N35W, de helling rond 55SW (33, 35). Iets naar het zuiden gaat dit over naar N14W/70SW (53). In de witte kwartsiet geven de metingen daarentegen N54E/70NW.

Voorbij de Kanyoni, op de kam van Musasa, ligt de sluiting in zuidelijke richting van de transversale antiform die we eveneens op coupe 3A3' aantroffen (punt 874 van het K.M.M.A., iets ten noorden van 261). De metingen van R. DREESEN geven volgende resultaten : westelijke vleugel N30E/61NW, oostelijke vleugel N44E/79SE. Verdere metingen op de oostflank geven een helling 80 en 86NW. Waarschijnlijk is dit te wijten aan creep. Er dient immers te worden opgemerkt dat de ligging van de antiform asymmetrisch is ten opzichte van het profiel van de kam. De westelijke vleugel van de plooi ligt op de top, de oostelijke flank op de helling van de kam.

2.5. Coupe door de Buyongwe en de Dakundunu, kaartblad Muyinga (kaart 1 en fig. 2.3 : 5A5')

In het noordelijk deel van de coupe dagzoomt een zeer dikke kwartsietband die geplooid is tot een brede antiform. Het gesteente is wit en grofkorrelig. Metingen uitgevoerd in de K.M.M.A. -punten 1230 tot 1237 wijzen op een ENE-gerichte plooias.

Boven de kwartsiet bevinden zich fyllieten. Op het punt 223 (K.M.M.A.) bedraagt de strekking N30E en de helling 65NW. Dit impliceert de aanwezigheid van een kleine synform.

Ten zuiden van de Buyongwe loopt de coupe door een N-S gerichte kam, die is opgebouwd uit een grove kwartsbreccie.

In de vallei van de Dakundunu dagzomen opnieuw zwarte fyllieten die een grote opwelving vertonen. Ze vormen hier de zg. antiform van de Dakundunu. Aan weerszijden van de fyllieten komen in de punten 14 tot 16 en 21 tot 23 dezelfde kwartsieten voor als in de punten 46 tot 50 (coupe 3A3'). Op de noordelijke kwartsietkam meten we een strekking N48E en een helling van ongeveer 45NW. Aangezien er in de vallei van de Buyongwe morfologische en pedologische aanwijzingen zijn voor de aanwezigheid van dezelfde zwarte

fyllieten als in de antiform van de Dakundunu, is het redelijk een synform te vermoeden in de kwartsietkam.

2.6. Coupe ten oosten van Kiremba, kaartblad Ngozi (kaart 1 en fig. 2.3 : 6B6')

In het noorden treffen we dezelfde grofkorrelige kwartsiet aan als in de coupe 5A5'. De metingen 1272 en 1299 tot 1301 van het K.M.M.A. geven een E-W strekking en een gemiddelde helling 65S.

De Buyongwe heeft zich zwak ingesneden in een pakket metamorfe basische lava's. Het gesteente is sterk gediaklaseerd en donkergroen. De ontsloten boulders zijn ter hoogte van de coupe gelijnd in een E-W richting en in N-S richting iets ten oosten ervan.

2.7. Coupe ten westen van Kiremba, kaartblad Ngozi (kaart 1 en fig. 2.4 : 7B7'7")

We treffen dezelfde éénheden aan als in de coupes 5A5' en 6B6'. In het noordelijke deel strekt de witte, grofkorrelige kwartsiet zich uit over een brede zone met E-W strekking en gemiddelde helling 55S (K.M.M.A. punten 1274 en 1337). Onmiddellijk ten zuiden daarvan dagzomen grijsgroene fyllieten met dezelfde strekking en helling als de kwartsiet (1336, 1338) en waarin een dunne zandige interkalatie voorkomt (1339).

In het zuidelijke deel zijn enkel zwarte fyllieten over een zeer brede strook ontsloten. Uit de metingen uitgevoerd ter hoogte van de punten 220 tot 223 en K.M.M.A. 1306 tot 1314 kunnen twee synformen en één antiform afgeleid worden. Van noord naar zuid zijn de meetresultaten : N80-85E/30-60S, N55-85E/34-57NW, N75E/70S en N65E/52NW. Bijkomende meetresultaten wijzen erop dat de struktuur niet te herleiden is tot een eenvoudige syn-antiforme plooistijl, maar dat ook de talrijke lokale vervormingen in rekening moeten worden gebracht bij de strukturele analyse.

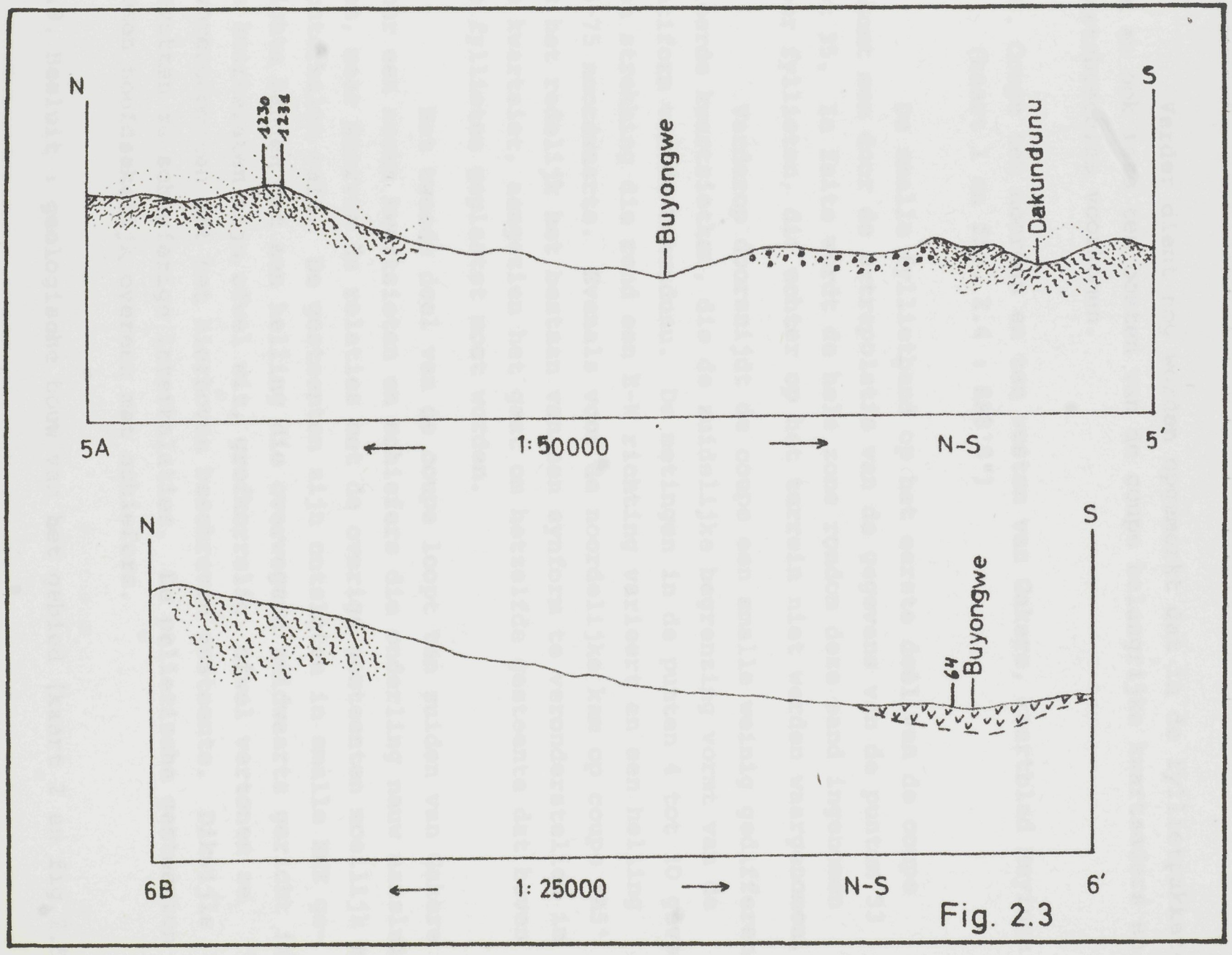

N
S
1230
1234
Buyongwe
Dakundunu
5A
1:50000
N-S
5'
N
S
64
Buyongwe
6B
1:25000
N-S
6'

Fig. 2.3

Verder dient nog worden opgemerkt dat in de fyllietpakketten en ook iets ten oosten van de coupe belangrijke kwartsaders en kwartsbreccies voorkomen.

2.8. Coupe ten noorden en ten westen van Gakere, kaartblad Muyinga (kaart 1 en fig. 2.4 : 8A8'8")

De smalle fyllietband op het eerste deël van de coupe bekomt men door de extrapolatie van de gegevens van de punten 33 tot 35. In feite wordt de hele zone rondom deze band ingenomen door fyllieten, die echter op het terrein niet werden waargenomen.

Verderop doorsnijdt de coupe een smalle weinig gedifferentieerde kwartsietkam, die de zuidelijke begrenzing vormt van de antiform van de Dakundunu. De metingen in de punten 4 tot 10 geven een strekking die rond een E-W richting varieert en een helling 45-75 noordwaarts. Evenals voor de noordelijke kam op coupe 5A5' is het redelijk het bestaan van een synform te veronderstellen in de kwartsiet, aangezien het gaat om hetzelfde gesteente dat boven de fyllieten geplaatst moet worden.

Het tweede deel van de coupe loopt ten zuiden van Gakere door een reeks kwartsieten en schiefers die onderling nauw aansluiten, maar waarvan de relaties met de overige gesteenten moeilijk te achterhalen valt. De gesteenten zijn ontsloten in smalle NNE gerichte banden met een helling die overwegend zuidwaarts gericht is. De kwartsieten zijn ofwel wit, grofkorrelig, ofwel vertonen ze overeenkomsten met het hierboven beschreven gesteente. Dikwijls bevatten ze schieferige interkalaties. De pelietische gesteenten komen hoofdzakelijk overeen met schiefers.

2.9. Besluit : geologische bouw van het gebied (kaart 2 en fig.2.5)

De hierna volgende bespreking heeft zeker niet de bedoeling reeds een definitieve konklusie te formuleren i.v.m. de geologische bouw van het studiegebied, maar moet veeleer gezien worden

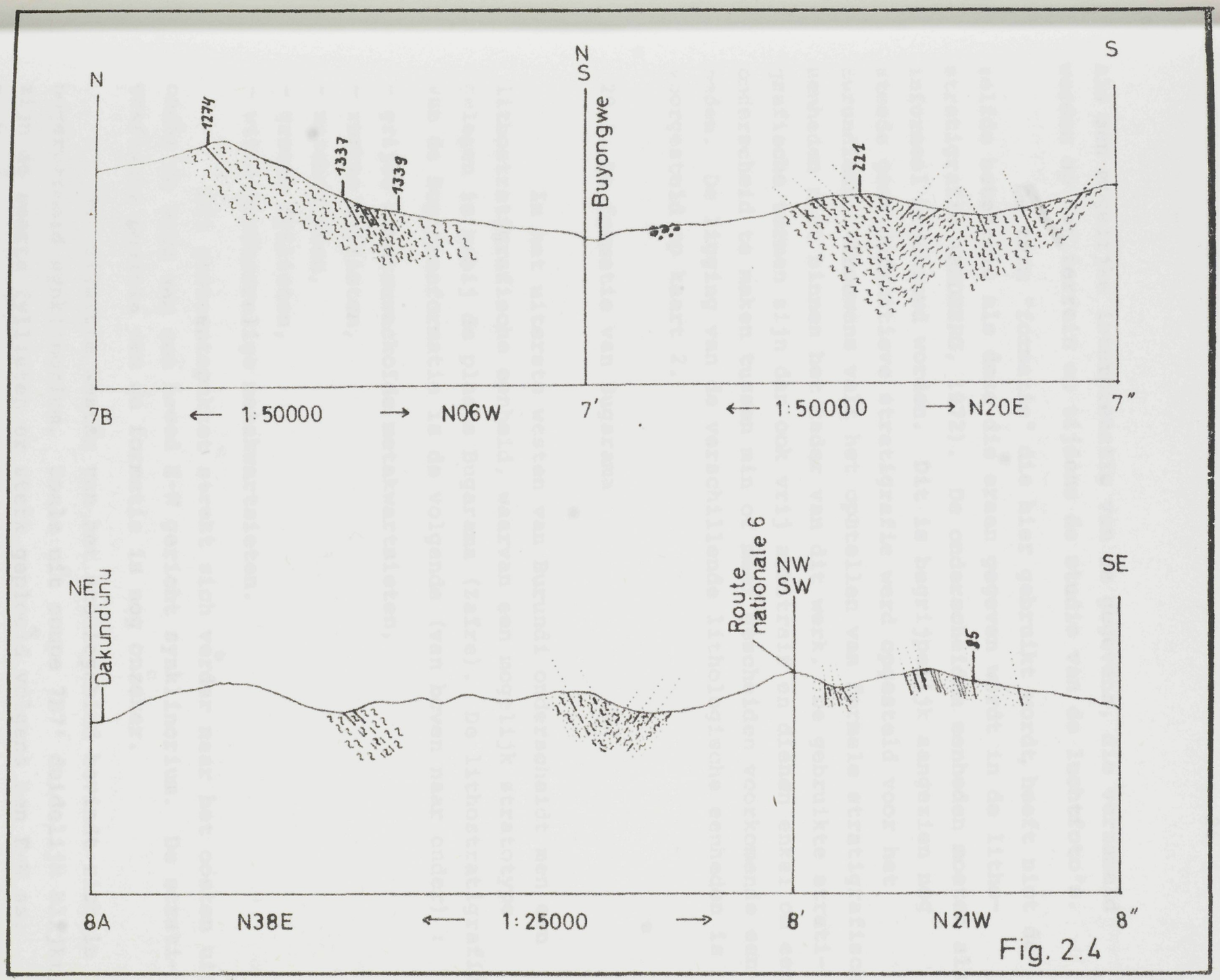

N
1274
1337
1339
N
S
Buyongwe
S
224
7B
← 1:50000 →
N06W
7'
← 1:50000 →
N20E
7"
NE
Dakundunu
Route nationale 6
NW
SW
SE
85
8A
N38E
← 1:25000 →
8'
N21W
8"

Fig. 2.4

als een mogelijke interpretatie van de gegevens, die verzameld werden op het terrein en tijdens de studie van de luchtfoto's.

De term "formatie" die hier gebruikt wordt, heeft niet dezelfde betekenis als deze die eraan gegeven wordt in de lithostratigrafie (HEDBERG, 1972). De onderscheiden eenheden moeten als informeel beschouwd worden. Dit is begrijpelijk aangezien nog steeds geen definitieve stratigrafie werd opgesteld voor het Burundiaan. Trouwens valt het opstellen van formele stratigrafische eenheden niet binnen het kader van dit werk. De gebruikte stratigrafische termen zijn dan ook vrij arbitrair en dienen enkel om een onderscheid te maken tussen min of meer gescheiden voorkomende eenheden. De ligging van de verschillende lithologische eenheden is voorgesteld op kaart 2.

29.1. De formatie van Bugarama

In het uiterste westen van Burundi onderscheidt men een lithostratigrafische eenheid, waarvan een mogelijk stratotype gelegen is nabij de plaats Bugarama (Zaïre). De lithostratigrafie van de Bugaramaformatie is de volgende (van boven naar onder) :

- grijze subgrauwackoïde metakwartsieten,
- zwarte fyllieten,
- metabasieten,
- groene fyllieten,
- witte grofkorrelige metakwartsieten.

Dit gesteentepakket strekt zich verder naar het oosten uit onder de vorm van een breed E-W gericht synklinorium. De stratigrafische positie van de formatie is nog onzeker.

Het uiterste westen van het studiegebied bevindt zich in hogervermeld synklinorium. Zoals uit coupe 7B7' duidelijk blijkt, zijn de zwarte fyllieten er sterk geplooid volgens een E-W as. In het noorden dagzoomt de kwartsiet die de basis vormt van de Bugaramaformatie. Men noemt hem hier de kwartsiet van Murehe.

Deze wordt met het symbool Mu weergegeven op kaart 2. Het gesteente is geplooid in een antiklinale die aanleunt tegen granieten en mikaschisten ($\gamma - \mu$), die waarschijnlijk tot de eigenlijke sokkel behoren, doch tijdens deze studie niet onderzocht werden.

Verder naar het oosten lijkt het synklinorium te verbreden en de kwartsiet van Murehe samen met de bovenliggende fyllieten, vertoont een ombuiging naar het oosten. De groene fyllieten dagzomen slechts op enkele punten, beschreven in de dossiers van het K.M.M.A., die buiten kaart 2 vallen. De metabasieten worden gevonden in de vallei van de Buyongwe, waar ze dagzomen als gelijnde boulders. In de omgeving vindt men nog pedologische aanwijzingen voor de aanwezigheid van de metabasieten, nl. zwartgrijze bodems, die in sterk kontrast staan met de omringende rode bodems, afkomstig van de verwering van fyllieten.

De zwarte fyllieten in de vallei van Dakundunu vormen een antiklinale met nagenoeg W-E strekking. In feite gaat het hier om een klein antiklinorium vermits naar het oosten toe het aantal elementaire plooien toeneemt. De noordelijke flank van deze antiklinale vertoont dezelfde ombuiging als de kwartsiet van Murehe, waarbij uiteindelijk de gesteenten een NE-strekking aannemen. De zuidflank daarentegen loopt over een bepaalde afstand naar het oosten en buigt dan plotseling zuidwaarts om. Het verloop van de lagen wordt op het terrein onderlijnd door de kwartsiet die aan de top van de formatie voorkomt. Deze kwartsiet bestempelen we als de kwartsiet van de Dakundunu ; hij wordt met het symbool Da voorgesteld op kaart 2. Dit gesteente ligt aan weerszijden van de Dakundunu in synklinale geplooid, en rust bovenop de fyllieten. In de noordelijke band kwartsiet komt, net voorbij de ombuiging, een kleine opwelving voor, waardoor de fyllieten dagzomen. Onmiddellijk ten oosten hiervan vertoont de kwartsiet een aantal mesoplooien (2.3).

In het oosten wordt de formatie van Bugarama begrensd door een diskordantie. Een verdere bespreking hiervan volgt in hoofdstuk 4.

29.2. De Burundiaanafzettingen

Ten oosten van en boven de diskordantie bevinden zich gesteenten die tot dusver tot het Midden-Burundiaan werden gerekend (KLERKX en THEUNISSEN, 1980). Ze omvatten een gesteentereeks, die afwisselend bestaat uit kwartsieten en fyllietische schiefers.

Uitgaande van de morfologie werd een indeling opgesteld, waarbij elke kam als een afzonderlijke eenheid beschouwd wordt. De kwartsieten worden als referentie gebruikt, omdat deze gesteenten de belangrijkste ontsluitingen leveren en omdat een mikroskopisch onderscheid gemakkelijker te maken valt dan bij de schiefers.

De kam van Gakere is in hoofdzaak opgebouwd uit kwartsiet van Gakere (symbool Ga op kaart 2). In het noorden vormen de lagen een synklinale en een antiklinale (coupe 3A3'). Ten zuiden van Gakere is het verloop ervan echter moeilijker te volgen. Algemeen kan nochtans aangenomen worden dat de diskordantie die de ondergrens van de Burundiaanafzettingen vormt verder doorloopt naar het westen. Daardoor zouden de gesteenten die dagzomen ten westen van punten 83 en 85 ouder zijn dan de eigenlijke kwartsiet van Gakere.

De kam van Masasa (symbool Mus) komt overeen met een grote synklinale, die in het zuiden een mediane antiklinale vertoont. Deze plooien zijn het best waar te nemen in de kwartsieten, die nogmaals het belangrijkste element vormen van de kam. De fyllietische schiefers, die aan weerszijden van de kam ontsloten zijn, bevinden zich stratigrafisch tussen de kwartsieten van Gakere en deze van Musasa. In het noorden van de kam dagzomen schiefers, die geïnterkaleeerd zijn tussen de kwartsietbanken.

De kam van Gashoho (Gs) tenslotte komt overeen met een grote synklinale en een antiklinale. De eigenlijke kam bestaat uit een reeks schiefers en kwartsieten. De dikte van de schieferpaketten is veel groter dan die van de kwartsietbanken, die daarenboven ook minder talrijk zijn. Binnen de schiefers komen echter ook regelmatig dunne kwartsietinterkalaties voor.

Tenslotte dient nog gewezen te worden op een reeks N-S gerichte kammen die bestaan uit grove kwartsbreccies. Op kaart 2 zijn deze strukturen aangeduid. De begrenzing ervan werd afgeleid van de luchtfoto's. De belangrijkste treffen we aan ten westen en noorden van de antiklinale van de Dakundunu. Mogelijks zijn eveneens de zuidwaartse uitlopers van de kwartsietkam van Murehe opgebouwd uit kwartsbreccies. Zeer waarschijnlijk hangen deze kammen nauw samen met een grote N-S gerichte storingszone, die men verder zuidwaarts in Burundi aantreft.

Fig. 2.5 toont een struktureel stereogram van heel het studiegebied. Het gaat in feite om een blokdiagram waarop het verloop van de belangrijkste lagen is weergegeven (SPENCER, 1969, p. 491). In ons geval geeft de figuur de onderlinge relaties aan tussen de referentiekwartsieten. De diskordantie wordt aangegeven door een zwaardere lijn.

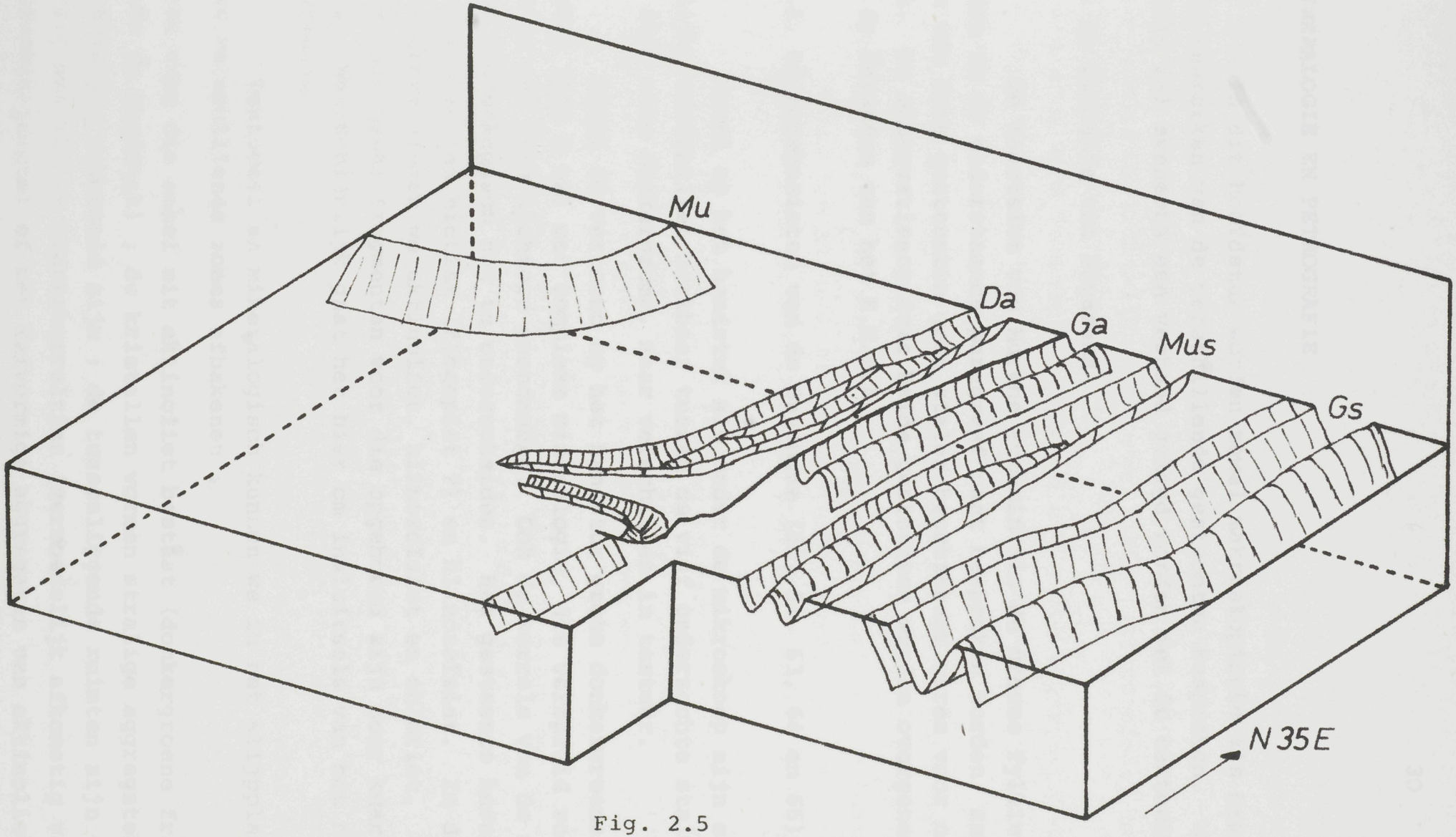


Fig. 2.5

Struktureel stereogram van het studiegebied

3. MINERALOGIE EN PETROGRAFIE

In dit hoofdstuk worden zowel makroskopische als mikroskopische kenmerken van de verschillende gesteenten besproken. Waar mogelijk zal eveneens een verband gelegd worden met de tektoniek.

3.1. De Formatie van Bugarama

De kwartsiet van Murehe evenmin als de groene fyllieten zullen in de onderstaande paragraaf niet besproken worden, aangezien van deze gesteenten geen stalen beschikbaar waren voor onderzoek. De observatiesop deze beide gesteenten werden overgenomen uit de dossiers van het K.M.M.A.

31.1. De metabasieten van de Buyongwe (60, 61, 63, 64 en 66)

Zowel op het handstuk als onder de mikroskoop zijn er duidelijke verschillen merkbaar tussen de vijf onderzochte stalen. Ze zijn alle donkergroen, maar verschillen in textuur.

Staal 60 vertoont op het handstuk grote donkergroene fragmenten (tot 2 cm) met complexe mineralogie, die verspreid voorkomen in een iets lichtere grondmassa. Ook de korrels van de matrix zijn makroskopisch nog te onderscheiden. Het gesteente bevat fenokristen van biotiet (flogopiet ?) en klinozoïsiet. In de grondmassa vinden we aktinoliet, klinozoïsiet en chloriet. Verder komen nog grote fragmenten voor die opgebouwd zijn door kwartskorrels. Waarschijnlijk gaat het hier om insluitsels van het nevengesteente.

Textureel en mineralogisch kunnen we in het slijpplaatje vier verschillende zones afbakenen :

- een zone die enkel uit aktinoliet bestaat (donkergroene fragmenten op handstuk) ; de kristallen vormen stralige aggregaten die onderling vergroeid zijn ; de tussenliggende ruimten zijn opgevuld met kleine kwartskorreltjes (vermoedelijk afkomstig van het nevengesteente) of met kamvormige aggregaten van aktinoliet ;

- een tweede zone met kleine aggregaten van biotiet, klinozoïsiet, aktinoliet en kwartsietfragmentjes in een fijnkorrelige matrix, die bestaat uit kristallieten van aktinoliet en klinozoïsiet ;
- een derde zone, die bestaat uit grote aktinolietplages ; de samenstellende kristallen zijn zeer klein ; klinozoïsiet en biotiet komen verspreid voor ;
- een vierde zone tenslotte opgebouwd uit grote aggregaten van klinozoïsiet en biotiet (tot 700 µm) die voorkomen in chloriet-massa's.

Er dient nog te worden opgemerkt dat de biotietkristallen talrijke radioaktieve halo's vertonen. De ingesloten fragmentjes zijn echter zo klein, dat niet kan worden uitgemaakt of het hier gaat om insluitsels van zirkoon of van een ander mineraal. In de aggregaten zijn de klinozoïsietkristallen dikwijls door of in de biotiet gegroeid.

Staal 61 bevat minder biotiet en meer klinozoïsiet dan staal 60. Dezelfde zones als bij 60 kunnen onderscheiden worden. De aggregaten van de zones 2 en 4 bestaan nagenoeg uitsluitend uit klinozoïsiet.

Staal 63 verschilt textureel tamelijk sterk van de vorige twee. Het is een zeer homogeen gesteente dat onder de mikroskoop vermoedelijk restanten van een vloeitextuur vertoont.
De mineralogische samenstelling is gelijklopend met die van de gesteenten 60 en 61, nl. met aktinoliet en klinozoïsiet als hoofdkomponenten. De klinozoïsietkristallen liggen opnieuw gegroepeerd in kleine aggregaten die verspreid voorkomen temidden van een massa gerichte vezelige aktinolietkristallen. Biotiet komt niet voor.

Staal 64 is eveneens breccieus van uitzicht. Het bevat zeer grote donkergroene fragmenten in een lichtere grondmassa.
Het bestaat opnieuw uit aktinoliet, klinozoïsiet en kwarts.
Biotiet komt niet voor. We kunnen ook hier, net zoals bij staal 60, verschillende zones in het gesteente onderscheiden. In de eerste zone komen, binnen een fijne grondmassa van aktinolietkristallieten,

klinozoïsietaggregaten voor, die omgeven zijn door zeer fijne kwartskorrels. Een tweede zone is opgebouwd uit fijne aktinolietkristallen, die toch grover zijn dan die in de grondmassa. Een derde zone bestaat uit een associatie van aktinoliet- en klinozoïsietkristallen.

Staal 66 tenslotte vertoont op het handstuk een donkergroen wit gevlekt uitzicht. Het bevat aktinoliet, pistaciet (epidoot s.s.), plagioklaas, biotiet, klinozoïsiet en titaniet. De textuur is een mozaïek van grove, vezelige aktinolietkristallen, die het hoofdbestanddeel uitmaken. De overige komponenten vullen de ruimten tussen de aktinoliet.

Het dominerend epidootmineraal is niet langer klinozoïsiet maar wel pistaciet. Dit mineraal komt voor in aggregaten. De aanwezigheid van klinozoïsiet blijft beperkt tot zeer kleine aggregaten.

De plagioklazen zijn slechts in zeer kleine hoeveelheid aanwezig. Ze vertonen een grote uitdovingshoek. De kristallen komen voor vergroeid met biotiet of met aktinoliet. Op bepaalde plaatsen vertonen de albiettweelingslamellen verschuivingen langsheen mikrobreukjes. Het optreden van deze mikrobreukjes is echter beperkt tot de plagioklaaskristallen. De biotiet is eerder zeldzaam en dikwijls roestbruin verweerd. Titaniet komt eveneens zelden voor in het gesteente. De kristallen zijn idiomorf ofwel bleef enkel hun skelet behouden.

Tot besluit kunnen we stellen dat de stalen 60 tot 64 duidelijk een bazaltische textuur vertonen, terwijl het bij staal 66 eerder om een dolerietische textuur gaat. Dit kan erop wijzen dat punt 66 overeenstemt met de lokalisatie van een eruptiespleet, terwijl een kleine serie uitvloeiingen zich uitstrekken naar het noorden (67) en naar het westen (60 tot 64).
Aan de hand van de mineralogische samenstelling van de metabasieten is het mogelijk de graad van metamorfisme van de formatie van Bugarama te bepalen. WINKLER (1974) stelt dat voor mafische gesteenten de associatie aktinoliet-klinozoïsiet/pistaciet-chloriet-

albiet overeenkomt met het "low-grade greenschist" faciës. Klinozoïsiet zou dan gevormd zijn uit pumpellyiet, tesamen met chloriet en kwarts. Een aantal chlorietkristallen in de slijpplaatjes is echter wel afkomstig van de verwering van biotiet. Een andere mogelijkheid zou zijn dat de mineralenassociatie ontstaan is door retrograad metamorfisme uit hoornblenderijke gesteenten zoals b.v. amfibolieten. Dit is echter onwaarschijnlijk aangezien in de kwartsieten en in de fyllieten de oorspronkelijke texturen nog bewaard gebleven zijn.

31.2. De zwarte fyllieten (20, 24, 28, 29, 33, 36, 39, 40, 44, 52, 127, 129, 162, 163, 176, 114, 133, 136, 181 en 223)

Deze gesteenten dagzomen over een groot gebied. Op het handstuk zijn ze zwartgrijs, gesatineerd en vertonen een bruinrode verweringskleur. Makroskopisch zijn er twee schistositeiten te onderscheiden. Mineralogisch zijn ze opgebouwd uit mika's, kwarts, opake mineralen, grafiet en toermalijn.

Als mika's komen zowel sericiet als muskoviet voor. Deze mineralen zijn langwerpig, tot strengen verenigd of door rekristallisatie tot plaatjes uitgegroeid.

De kwartskorrels kunnen op twee manieren voorkomen. Vooreerst komen vrij talrijke korrels verspreid voor tussen de mika's. Verder vertonen deze fyllieten duidelijke sporen van mineraalsegregatie (29) : kwarts is gerekristalliseerd tot langwerpige lensjes die soms boudinageverschijnselen vertonen. De zeer regelmatige begrenzing van de lensjes enerzijds en het gerekristalliseerd karakter van het kwarts anderzijds wijzen erop dat deze lenzen van metamorfe oorsprong zijn.

Opake mineralen zijn frekwent. Ze komen voor hetzij als kitmiddel, hetzij als afzonderlijke korrels. Hetzelfde geldt voor het grafiet. Toermalijn kan zowel een duidelijke kristalvorm als een afgeronde korrelvorm vertonen.

In nagenoeg alle slijpjes zijn twee schistositeiten waarneembaar : S1 // So en S2 die S1 crenuleert. Zowel enkelvoudige als samengestelde mikrolithons komen voor. De "strain-slip cleavage" wordt geaccentueerd door het grafietische en opake cement. Grafietlenzen vertonen de neiging om in de "crenulation-cleavage" meegeplooid te worden (24). Plaatselijk is de rekristallisatie verder gegaan zodat grovere korrels zijn ontstaan. In dit geval (28) is S2 veel minder sterk ontwikkeld.

In het gesteente 136 is de vervorming zo ver gegaan dat de twee schistositeiten bijna niet meer te rekonstrueren zijn. Het geheel vormt op het eerste gezicht een ongeordende groep mikroplooien, waartussen verspreide toermalijnkorrels voorkomen. Op andere plaatsen zijn wel twee schistositeiten aanwezig, maar geen "strain-slip cleavage" (181 en 223). Deze punten bevinden zich verder weg van de antiklinale van de Dakundunu en van de noordwaartse ombuiging van zijn noordelijke flank. Het is zeer waarschijnlijk dat dit de reden is voor de minder sterke vervorming.

Het gesteente 129 bevat licht ondulerende bandjes die rijker zijn aan kwarts dan de rest van het gesteente. In deze banden liggen de kwartskorrels ongericht tussen de mika's. Aan weerszijden ervan bevinden zich banden bestaande uit lange strengen mika's, waartussen zich parallel aan So geöriënteerde kwartskorrels bevinden.

31.3. De kwartsiet van de Dakundunu (1, 2, 4, 5, 8, 14, 16, 21-23, 31, 47, 48, 49, 159 en 160)

Deze kwartsiet dagzoomt in twee smalle zones, gesitueerd ten noorden en ten zuiden van de Dakundunu. Op het handstuk is dit gesteente lichtgrijs tot lichtbruin, maar nooit wit. Het is fijnkorrelig en bevat tamelijk veel mika's die zelfs makroskopisch zichtbaar zijn (quartzite en plaquettes). Onder het mikroskoop vertoont de kwartsiet een slecht gesorteerd uitzicht. De korrelgrootte schommelt tussen 0,2 mm en 30 µm en de korrels zijn slecht

afgerond. Het gesteente bevat kwarts, mika's (hoofdzakelijk sericiet), opake en zware mineralen en gesteentefragmenten.

Wanneer het detrietisch karakter bewaard werd, zijn de kwartskorrels meestal onregelmatig van vorm. Dikwijls echter zijn ze gerekristalliseerd. De golvende uitdoving wijst op een belangrijke tektonische vervorming. Plaatselijk vertoont de kwarts ook nog een gebroken uitzicht. Soms vertoont het hele gesteente nog volkomen een detrietisch uitzicht, zonder dat er rekristallisatie is opgetreden. Dit is het geval voor de punten 159 en 160. Aangezien we hier reeds tamelijk ver verwijderd zijn van de belangrijke plooizone van de Dakundunu, is het begrijpelijk dat de tektonische inwerking zwakker geweest is.

De mika's zijn een andere belangrijke komponent. Meestal gaat het om sericiet. Slechts in enkele gevallen kon muskoviet geïdentificeerd worden. Plaatselijk neemt de hoeveelheid kwarts sterk af ten gunste van de mika's (14 en 16). Dit wijst op een smalle overgangszone tussen de zwarte fyllieten en de kwartsiet. Waar het mikagehalte toeneemt, zijn de langwerpige kristallen gelijnd volgens de gelaagdheid, ofwel komen ze, in veldjes gegroepeerd, voor tussen de kwarts. Soms zijn de mika's in banden geperst (5) en gerekristalliseerd.

Qua hoeveelheid zijn de gesteentefragmenten veel minder belangrijk. Ze zijn niet erg groot (tot 80 µm) en komen verspreid voor. Onder gekruiste nicols vertonen ze een donkergrijs wolkachtig uitzicht met een zekere graad van isotropie, wat wijst op een zekere analogie met de glasfragmenten uit de zure vulkanieten, die we in het westen van Burundi aantreffen. Of het hiet gaat om zuiver detrietische korrels of om tijdens de afzetting neergevallen asdeeltjes valt moeilijk uit te maken. Op grond van de aanwezigheid van deze gesteentefragmenten is het mogelijk de kwartsiet van de Dakundunu te katalogeren als een "subgrauwackoïde metakwartsiet".

De zware mineralen omvatten toermalijn (groenblauw tot bruin), zirkoon en rutiel. Wanneer rutiel aanwezig is, vormt dit

mineraal steeds de belangrijkste komponent van de groep van de zware mineralen. Toermalijn en zirkoon zijn eerder zeldzaam. De korrels -vooral die van toermalijn- kunnen zowel authigeen als detrietisch zijn.

De opake mineralen tenslotte komen voor als afzonderlijke lensjes, maar dikwijls ook als cement tussen de kwartskorrels. Hematiet is waarschijnlijk het belangrijkste mineraal van deze groep.

3.2. De Burundiaanafzettingen

32.1. De kwartsiet van Gakere (43, 101, 103, 104, 105, 108, 110, 151, 154, 165 en 167)

Op grond van texturele, en in mindere mate van mineralogische kenmerken, is het mogelijk deze kwartsieten in drie groepen in te delen.

Een eerste groep omvat de gesteenten 43, 104, 151 en 154. Het gaat hier om witte, fijnkorrelige kwartsieten die weinig mika's bevatten en nagenoeg geen zware of opake mineralen. De korrels zijn meestal duidelijk gerekristalliseerd en vertonen sporen van tektonische vervorming (golvende uitdoving). De monsters 43, 104 en 154 vertonen daarenboven een begin van mylonitisatie, wat zich uit in een afplatting van de korrels evenwijdig aan de gelaagdheid. In dergelijke gevallen zijn ook de c-assen van de kwartskorrels evenwijdig geöriënteerd. Aangezien dit gesteentetype zich nabij de diskordantie bevindt, kan gesteld worden dat de mylonitisatie het gevolg is van horizontale bewegingen, met name overschuivingen, langsheen het diskordantievlak.

De tweede groep omvat de gesteenten 101, 103, 105 en 108. Deze kwartsieten zijn wit maar grover dan die van de vorige groep. De korrelgroottespreiding is gering. Doorgaans komen meer mika's voor, die -evenals de kwarts- sporen van rekristallisatie en vervorming vertonen. De strengen sericiet zijn geplooid, opgerold of

tussen de kwartskorrels geperst. Enkel 105 bevat opake mineralen, die zowel als afzonderlijke korrels of als cement voorkomen.

De kwartsieten van de derde groep tenslotte (gesteenten 110, 165 en 167) gelijken tamelijk sterk op de kwartsiet van de Dakundunu, maar bevatten geen gesteentefragmenten. Ze zijn zeer fijnkorrelig, goed gesorteerd (110) en bevatten tamelijk veel mika's. De rekristallisatie en vervorming zijn hier veel minder uitgesproken, wat gemakkelijk te begrijpen is als we aannemen dat de derde groep zich verder van de diskordantie bevindt. Deze kwartsieten bevatten tevens schieferige interkalaties (110) en zouden dus de overgang vormen naar de bovenliggende schiefers. Het is trouwens in deze interkalaties dat we bij stalen 165 en 167 een zwak ontwikkelde "strain-slip cleavage" aantreffen. Onder de zware mineralen is toermalijn het belangrijkste. Zirkoon komt iets minder voor, evenals de opake mineralen.

De onderlinge positie van de 3 groepen op het terrein geeft de indruk dat de eerste groep belangrijker wordt naar het SW en de derde groep naar het NE.

32.2. De schiefers van Gakere-Masasa (121-124, 149, 150 en 254)

Dit gesteente sluit naar onder toe aan bij de kwartsieten van Gakere en naar boven bij de kwartsiet van Musasa. De voornaamste ontsluitingen van deze schiefers treffen we aan langs weerszijden van de kam van Musasa en eveneens in de kern van de mediane antiklinale in voormelde kam.

De term schiefers is hier gebruikt als verzamelnaam, aangezien deze gesteenten een hele reeks vormen van zuiver pelietische tot sterk kwartshoudende pelietische gesteenten ("grésoschiste"). Op het handstuk zijn ze lichtgrijs tot donkergrijs, met banden van verschillende tonaliteit en met een dof uitzicht. Mineralogisch bestaan ze uit mika's, kwarts, opake mineralen, toermalijn en in mindere mate uit grafiet (121).

In de verschillende niveaus kan petrografisch wel wat variatie optreden. In de slijpplaatjes zelf kunnen ook verschillende zones (subniveaus) afgebakend worden. In het staal 121A kunnen we op die manier twee zones onderscheiden. Een eerste band is eerder kwartsietisch van samenstelling ("grésoschiste") ; de kwartskorrels liggen verspreid in een grondmassa van sericiet of er komen ook kleine korrels toermalijn voor en tamelijk grove fragmenten van opaak materiaal ; de gelaagdheid wordt geaccentueerd door het opaak cement. De tweede zone is opgebouwd uit zuiver pelietisch materiaal. De kwartskorrels zijn zeer fijn en weinig talrijk. Naast de mika's zijn opake mineralen het sterkst vertegenwoordigd. Er zijn twee richtingen in het slijpplaatje waar te nemen : S1//So en S2. So wordt geaccentueerd door een afwisseling van bandjes met parallel gerichte mika's (voorkeursoriëntatie en voorkeurslokatie) en bandjes met op het eerste gezicht willekeurig geöriënteerde mika's (enkel voorkeurslokatie). In de bandjes met voorkeurslokatie komen lenzen opaak materiaal voor, die dikwijls het verloop van de bandjes met parallele mika's verstoren. Er dient te worden opgemerkt dat in de banden met voorkeurslokatie sommige mika's een oriëntatie vertonen volgens S2. Andere mikafragmenten zijn parallel of loodrecht gericht op de opake lenzen of staan loodrecht op de bandjes met parallele mika's.

Plaatselijk zijn de mika's en de kwartskorrels grover (122) dit is mogelijks het gevolg van de rekristallisatie. De kwartskorrels vertonen in dat geval ook een afgeplat uitzicht. Het gaat hier waarschijnlijk om zeer lokale verstoringen, die zich eveneens op het terrein uiten door een plaatselijk horizontaal verloop van de gelaagdheid.

Ondanks de tamelijk grote gelijkenis (vooral mikroskopisch) van deze gesteenten met de fyllieten van de Dakundunu werd de term "schiefers" gebruikt om een onderscheid te maken met de pelietische gesteenten uit de formatie van Bugarama. Dit onderscheid is petrografisch en mineralogisch gerechtvaardigd. De schiefers van Gakere-Musasa bevatten nagenoeg geen grafiet. De zwarte fyllieten

van de Bugaramaformatie vertonen daarenboven een gesatineerd uitzicht en mikroskopisch een begin van mineraalsegregatie (voornamelijk kwarts). Laatstgenoemde kenmerken ontbreken bij de schiefers van Gakere-Musasa en eveneens -zoals we verder zullen zien- bij de overige pelietische afzettingen van het Burundiaan.

32.3. De kwartsiet van Musasa (115-118, 140, 141, 143-148, 239-246, 259, 262, 169, 170, 172, 174)

Deze kwartsiet dagzoomt in banken van hooguit enkele m dik op de kam van Musasa. De geïnterkaleerde schiefers vormen door hun verwering vlakke zones tussen de kleine kammetjes, die veroorzaakt worden door de kwartsietbanken.

Het gesteente is veel homogener dan de kwartsiet van Gakere. Het is wit, grofkorrelig, slecht gesorteerd en bevat nagenoeg geen mika's. Ook opake en zware mineralen komen bijna niet voor. Enkel in staal 244 treedt hematiet op als cement. De korrelgrootte varieert van 700 tot 100 µm. Rekristallisatie en vervorming komen voor bij de gesteentemonsters die zich dicht bij de plooikruin bevinden (115, 117, 143 en 145 tot 148).

De stalen 143 en 118 werden beide bemonsterd aan de basis van de kwartsiet van Musasa, 118 op de westelijke flank van de heuvelkam, 143 in de kern van de mediane antiklinale. Ze vormen dus de overgang tot de schiefers van Gakere-Musasa, die zich lager bevinden in de stratigrafische kolom. Staal 118 is een "gréso-schiste", met verspreide grove kwartskorrels in een schieferige matrix. In deze matrix heeft zich een "strain-slip cleavage" ontwikkeld, waarbij een eerste schistositeit evenwijdig aan de gelaagdheid (S1//So) gecrenuleerd wordt door een tweede schistositeit S2, die duidelijk de belangrijkste is. De eerste schistositeit wordt geaccentueerd door afgeplatte kwartskorrels.
Staal 143 is een eerder gewone kwartsiet, met een tamelijk hoog gehalte aan mika's.

32.4. De schiefers van Musasa (168A en 174B)

Deze schiefers dagzomen uitsluitend in een smalle band in de kern van de synklinale van Musasa in het noordoostelijk deel van de kam. Ze zijn jonger dan de Musasakwartsiet. Het zijn donkergrijze gesteenten met op het handstuk twee duidelijke lineaties en minstens één schistositeit (S1//So). Ze bevatten mika's, kwarts, opake mineralen (waarschijnlijk hematiet) en toermalijn (zeer fijne korrels).

In het staal 168 zijn mikroskopisch duidelijk twee schistositeiten waar te nemen : S1//So en S2. S2 crenuleert S1. S2 is echter niet overal een "strain-slip cleavage", maar komt ook voor als "fracture-cleavage", waarbij verplaatsing langs de mikrobreukvlakken is opgetreden.

32.5. De kwartsieten en schiefers van Gashoho

De kam van Gashoho bestaat, zoals reeds gezegd, uit een alternatie van schiefers en kwartsieten, waarin de schieferpakketten veruit de belangrijkste plaats innemen. Waar deze gesteenten dagzomen wordt de topografie sterk beïnvloed door de weerstandbiedende geïnterkaleerde kwartsieten. Tevens kan de grote breedte van de heuvelkam van Gashoho verklaard worden door de dikte van de gesteentesekwentie alsook door de synklinale en antiklinale plooien.

De kwartsieten en de schiefers van Gashoho zullen hier afzonderlijk besproken worden. Een stratigrafische kolom van de sekwentie kan niet worden opgesteld aangezien het vrijwel onmogelijk is een korrelatie door te voeren tussen de ontsluitingen op de verschillende flanken.

325.1. De kwartsieten

a) De westflank van de synklinale (van onder naar boven : 187A, 190A-C en 195B ; kaarten 2 en 3)

Van deze gesteenten zijn geen slijpplaatjes voorhanden ; de beschrijving zal dus beperkt blijven tot de makroskopische kenmerken van deze kwartsieten.
Staal 187 is wit, grofkorrelig (hoewel ook fijne korrels in grote mate voorkomen) en slecht gesorteerd. Het meest opvallend kenmerk is ongetwijfeld het voorkomen van verweerde pyrietkubusjes (tot 1 mm). Deze vinden we ook in het gesteente 190C, dat echter fijnkorrelig is. Monster 190A is grijs, fijnkorrelig en bevat opvallend veel mika's. Deze treffen we eveneens aan bij 195B, dat als een "quartzite en plaquettes" kan gekatalogeerd worden.

b) De oostflank van de synklinale (van boven naar onder : 232A-B, 229B, 231 en 238 ; kaarten 2 en 3)

In alle gevallen gaat het hier om witte tot witgrijze kwartsieten, die slecht gesorteerd zijn en die soms doorsneden zijn met grofkorrelige kwartsadertjes. Staal 232B is eigenlijk een "grésoschiste", waarin enkel een schistositeit parallel aan de gelaagdheid kan worden onderscheiden. In staal 238 komen eveneens pyrietkristallen voor.

c) De oostflank van de antiklinale (van onder naar boven : 208, 209 tot 216, 210 tot 214 en 212B-A ; kaarten 2 en 3)

Deze kwartsieten zijn doorgaans grof tot zeer grof en slecht gesorteerd. Alleen het gesteente op punt 212 is fijnkorrelig. Bij de overige stalen varieert de korrelgrootte van 200 tot 700 µm.

325.2. De schiefers (189, 190B, 229A-C, 232C, 226, 215 en 217)

Deze gesteenten hebben een zeer eenvoudige mineralogische samenstelling : mika's (hoofdzakelijk sericiet), kwarts, opake mineralen en toermalijn (enkel 226). De kwartskorrels evenals de

mikaplaatjes kunnen soms opvallend grof zijn. De opake mineralen komen voor zowel onder de vorm van afzonderlijke korrels, die dan gelijnd zijn volgens de gelaagdheid, als onder de vorm van een cement.

De schiefers zijn steeds tamelijk zandig ; in de slijpplaatjes kunnen zones onderscheiden worden waarin de mika's veel minder talrijk zijn dan de kwartskorrels. De zandige zones vertonen onregelmatige begrenzingen. Zowel lenzen als mikrodiskordanties komen voor.

In alle slijpplaatjes is er een schistositeit zichtbaar parallel aan de gelaagdheid. Deze uit zich in het optreden van evenwijdig geöriënteerde mika's. Ze wordt nog geaccentueerd door talrijke duidelijke gerichte opake lenzen.

In de slijpjes 190B en 226 is er een tweede schistositeit waar te nemen, die niet evenwijdig loopt aan de gelaagdheid. Deze druksplijting is uitsluitend ontwikkeld in zuiver pelietische zones. De meer kwartsrijke zones zijn niet voldoende kompetent om deze schistositeit te vertonen. In het staal 190B maakt deze S2 een hoek van 19° met de gelaagdheid : in 226 bedraagt de hoek 32°. Deze tweede hoek treffen we ook aan in een beperkte zone van 190B. S2 wordt eveneens geaccentueerd door opake fragmenten.

Het belangrijkste gesteente van de studie van deze kam is ongetwijfeld 215. Op het handstuk ziet het eruit als een zandige schiefer. Mikroskopisch blijkt het licht mylonietisch te zijn. De samenstelling ervan is nagenoeg gelijk aan deze van 230B, die we beschreven hebben als een "grésoschiste". De verspreide kwartskorrels zijn echter geëlongeerd volgens de gelaagdheid en zijn sterk afgeplat loodrecht op So. Ze vertonen ook een golvende uitdoving en een rekristallisatie. De schieferige matrix waarin de kwartskorrels voorkomen, vertoont plaatselijk sterk ontwikkelde crenulaties van S1//So door S2. Deze tektonische vervorming kan te wijten zijn aan kleine overschuivingen binnen de antiklinale plooi.

Samenvattend kunnen we dus zeggen dat de schiefers van de Gashoho-kam twee schistositeiten vertonen : S1//So, S2. De aard van deze druksplijtingen zal in 4 besproken worden.

3.3. De tektonische breccies (30, 74-75, 132, 158)

Over het gehele gebied waar de Formatie van Bugarama dagzoomt,komen N-S geöriënteerde kammen voor die opgebouwd zijn uit een kwartsbreccie. De kwarts is gerekristalliseerd zoals in kwartsaders ; het mineraal is sterk gebroken tot fragmenten waarvan de grootte varieert van 0,5 cm tot enkele centimeters. De fragmenten zijn aan elkaar gecementeerd door blauwgrijs goethiet. Op sommige plaatsen (158 : ontsluiting in de vorm van een loodrechte wand) is de hoeveelheid goethiet zo belangrijk, dat de ontsluiting over grote oppervlakten bedekt is met een laag goethiet van enkele centimeter dikte.

Waar de kammen zichtbaar doordringen te midden van kwartsietische gesteenten (30) veranderen de breccies van uitzicht. Het gesteente 30 bestaat uit hoekige en afgeronde fragmenten van de kwartsiet van de Dakundunu en van de zwarte fyllieten. Deze fragmenten liggen verspreid in een opaak cement, waarschijnlijk eveneens goethiet. De strukturen binnenin de gesteentefragmenten zijn bewaard gebleven. Hieruit kan de konklusie getrokken worden dat de graad van mylonitisatie van deze breccie heel laag is, in tegenstelling met de gesteenten op de andere kammen. Volgens de nomenklatuur van BELLIERE (KLERKX, persoonlijke mededeling) moeten we dit gesteente een kakeriet noemen.

Deze kammen zouden aansluiten bij een belangrijke N-S gerichte storingszone die meer naar het zuiden voorkomt. Over de ouderdom en de oorsprong van deze storing is nog weinig gekend.

4. TEKTONIEK

4.1. Onderzoeksmethode

Een tektonische analyse gebeurt aan de hand van terreinmetingen en metingen op geöriënteerde stalen. Metingen en monstername worden uitgevoerd met behulp van een Freiberger-Clark-kompas met dubbele aflezing. Deze metingen hebben betrekking op de gelaagdheid, de schistositeiten, de lineaties en de diaklasering. De metingen worden grafisch uitgezet op een zg. Schmidt-net (oppervlaktegetrouw Lambert-net). Men kan hierbij zowel gebruik maken van β-diagrammen (projekties van de vlakken als ellipsbogen) als van S-pool-diagrammen (projekties van vlakkenpolen). Voor dit onderzoek werden echter alleen S-pool-diagrammen gekonstrueerd. De concentraties van de polen worden geteld met een Kalsbeek-net (RAGAN, 1973). Tenslotte worden kontoeren getrokken die elk overeenkomen met een bepaald minimumpercentage polen per percent oppervlakte. Op de bijgevoegde figuren worden de projekties van de polen weggelaten en wordt de dichtheid van elke kontoer weergegeven met een bepaalde arcering. Tevens wordt het totaal aantal uitgezette punten aangeduid.

Wanneer de polen gegroepeerd liggen in een gordel, is het mogelijk een π-boog te konstrueren ; dit is de ellipsboog waarop de polen met eenzelfde betekenis gelegen zijn. De pool van deze π-boog noemen we een π-as. Deze kan in het geval van plooien overeenkomen met de plooias (b-as).

Wanneer de polen slechts over één zijde van het stereogram verspreid liggen, is het mogelijk een π'-boog en π'-as te tekenen. Dikwijls bestaat er een verband tussen π'-as en lineaties ontstaan ten gevolge van vroegere tektonische fasen. De intersektie van twee vlakken geeft een β-pool. Het maximum van de β-polen stemt theoretisch overeen met de π-as van de vlakkenpolen.

Achtereenvolgens zullen hier de analyseresultaten i.v.m. de diaklasering, de gelaagdheid en de verschillende schistositeiten behandeld worden.

LEGENDE

o lineatie op S_o // S1

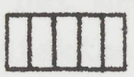
• lineatie op S2

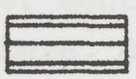
▼ π of π'-as van S-polen

boog van S-polen

kontoeren van gelijke dichtheid

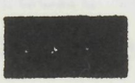
1 punt per % oppervlakte

 2 punten "

 3 "

4 "

5 "

 7 "

4.2. De diaklasering

Het is steeds mogelijk een korrelatie door te voeren tussen het diaklasensysteem en de spanningen waaraan het gesteente werd onderworpen. Door elk punt in een gesteente gaan er drie onderling loodrecht op elkaar staande vlakken, waarop enkel normale druk wordt uitgeoefend. De polen van deze vlakken noemen we de assen van de hoofdspanningen ("principal stress axes"), nl. deze van maximale (A), intermediaire (B) en minimale (A') hoofdspanning. Theoretisch zal de schuifspanning ("tangential stress"), die de oorzaak is van het ontstaan van diaklasen, het grootst zijn langs twee vlakken die elkaar snijden volgens de intermediaire as en die de hoek tussen de maximale en de minimale as bissekteren. In de praktijk echter blijkt dat deze vlakken de neiging vertonen om de hoek met de as van maximale hoofdspanning te verkleinen (PHILLIPS, 1971).

Door het gebrek aan metingen in de Bugarama-formatie werden enkel de diaklasensystemen in het Burundiaan onderzocht.

Op het kontoerdiagram van de diaklasen waargenomen op de kammen van Gakere, Musasa en Gashoho (fig. 4.1) is het mogelijk drie afzonderlijke groepen van telkens twee stellen diaklasen te onderscheiden : I, II, III. Door de toepassing van hogervermelde theorie op de diaklasengroep I komt men tot volgende bevindingen. Beide stellen snijden elkaar volgens B (as van intermediaire hoofdspanning). De twee andere assen (A en A') zijn gelegen in een vlak dat loodrecht staat op B en dat de twee diaklaasvlakken snijdt. Indien de hoek tussen de projekties van de twee snijlijnen kleiner is dan 90°, dan wordt de as van maximale hoofdspanning A gegeven door de bissektrice van de hoek. A', de as van minimale hoofdspanning, ligt eveneens in het vlak loodrecht op B, maar vormt een hoek van 90° met A. Reeds in 1920 konstateerde BUCHER in het gebied waar hij diaklaasmetingen had uitgevoerd, dat de richting A' overeenstemde met de asrichting van een kleine antiklinale. In het

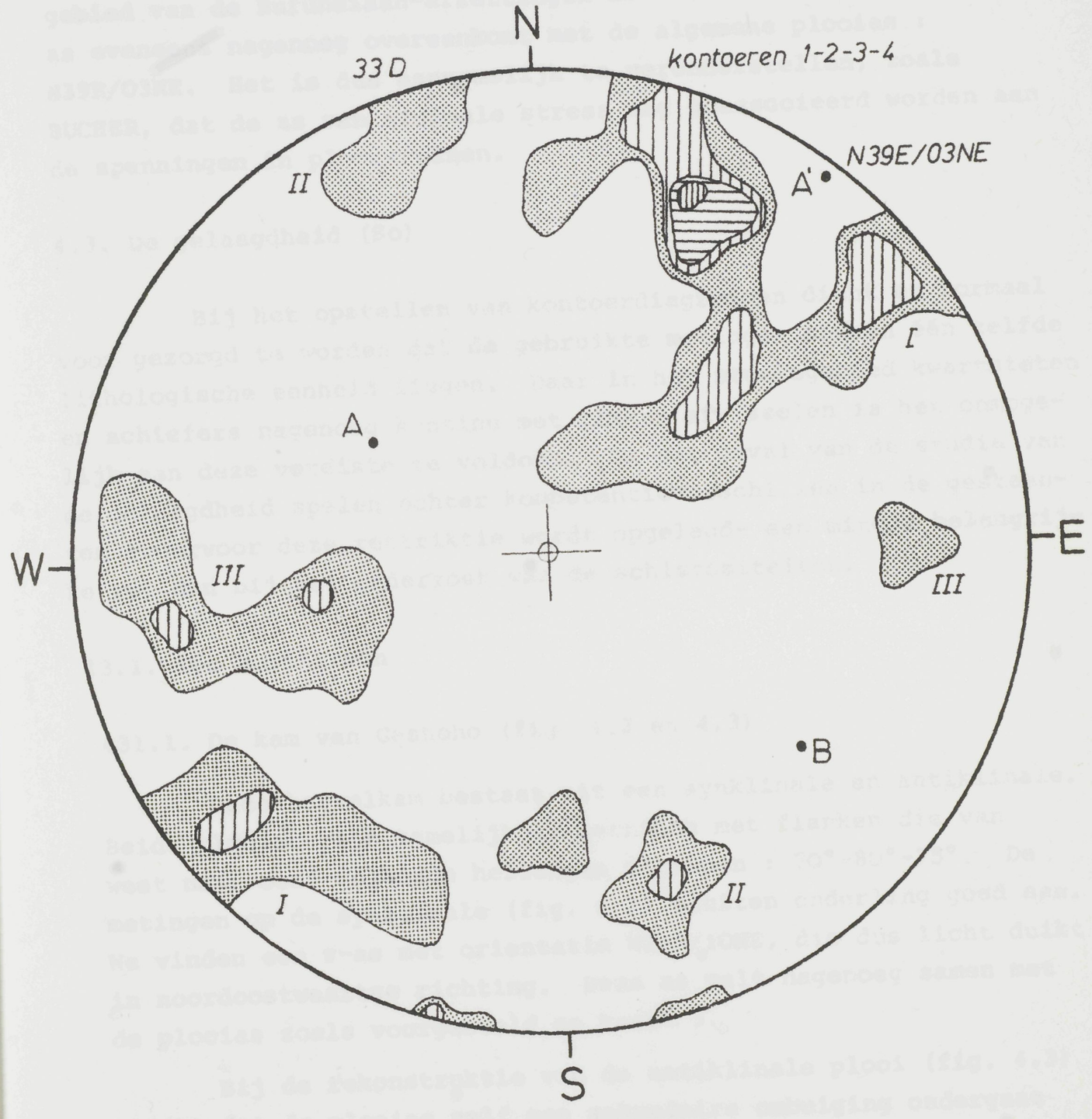


Fig. 4.1 - Diaklasering in het Burundiaan

gebied van de Burundiaan-afzettingen is het merkwaardig dat de A'-as eveneens nagenoeg overeenkomt met de algemene plooias : N39E/03NE. Het is dus aannemelijk te veronderstellen, zoals BUCHER, dat de as van minimale stress mag geassocieerd worden aan de spanningen in plooikruinen.

4.3. De gelaagdheid (So)

Bij het opstellen van kontoerdiagrammen dient er normaal voor gezorgd te worden dat de gebruikte metingen binnen één zelfde lithologische eenheid liggen. Daar in het studiegebied kwartsieten en schiefers nagenoeg kontinu met elkaar afwisselen is het onmogelijk aan deze vereiste te voldoen. In het geval van de studie van de gelaagdheid spelen echter kompetentieverschillen in de gesteenten -waarvoor deze restriktie wordt opgelegd- een minder belangrijke rol dan bij het onderzoek van de schistositeiten.

43.1. Het Burundiaan

431.1. De kam van Gashoho (fig. 4.2 en 4.3)

Deze heuvelkam bestaat uit een synklinale en antiklinale. Beide plooien zijn tamelijk symmetrisch met flanken die van west naar oost volgende hellingen vertonen : 70°-80°-75°. De metingen op de synklinale (fig. 4.2) sluiten onderling goed aan. We vinden een π-as met orientatie N29E/10NE, die dus licht duikt in noordoostwaartse richting. Deze as valt nagenoeg samen met de plooias zoals voorgesteld op kaart 3.

Bij de rekonstruktie van de antiklinale plooi (fig. 4.3) blijkt dat de plooias zelf een sekundaire ombuiging ondergaat waarvan de oorsprong echter niet duidelijk is (kaart 3). De π-as heeft oriëntatie N31E/10SW en vertoont een duiking naar het zuidwesten in tegenstelling met de π-as van de synklinale. De betekenis van deze π-as bij de antiklinale mag niet overschat worden gezien de spreiding van de meetpunten.

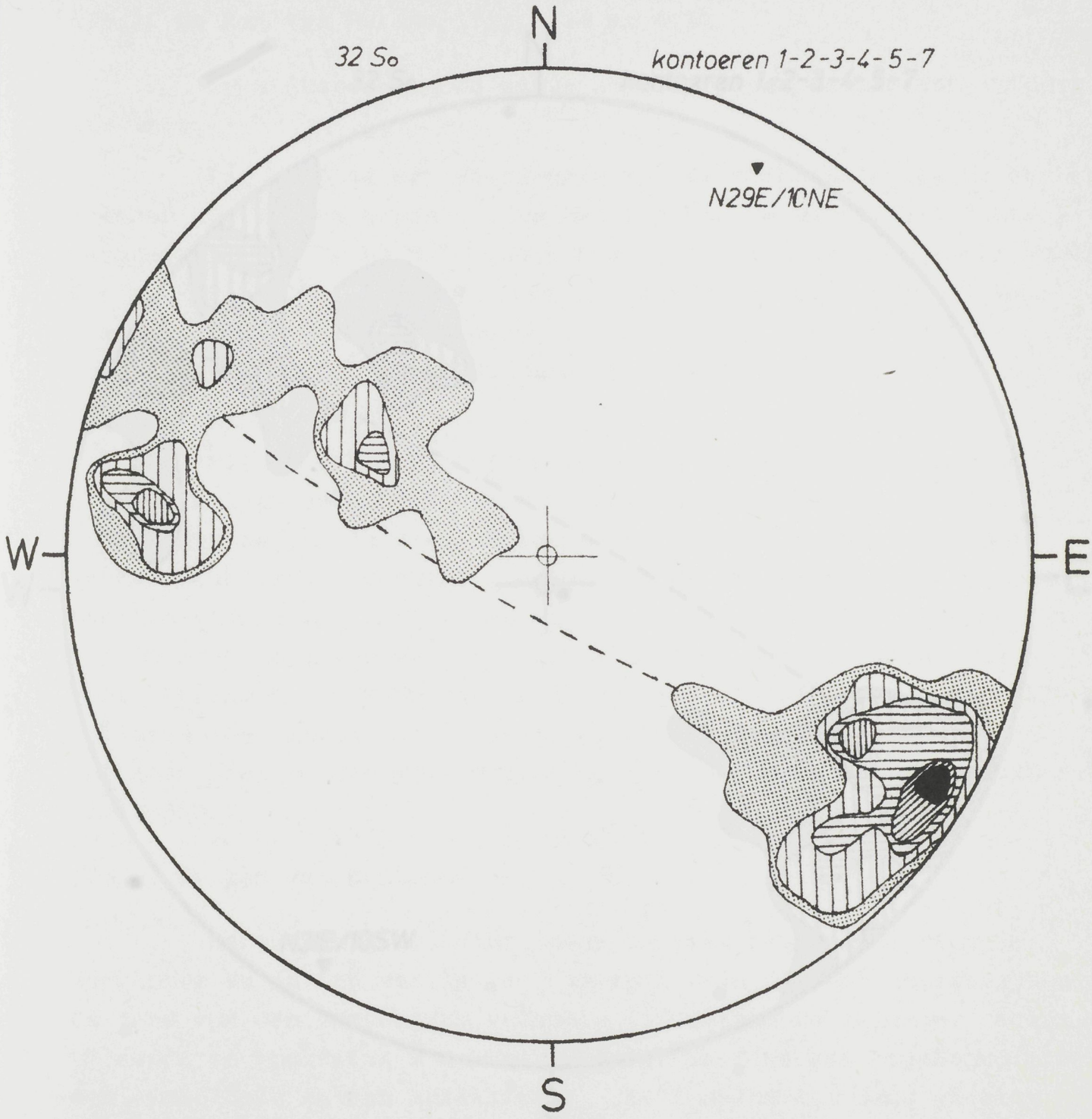


Fig. 4.2 - So in de Gashohokam (synklinale)

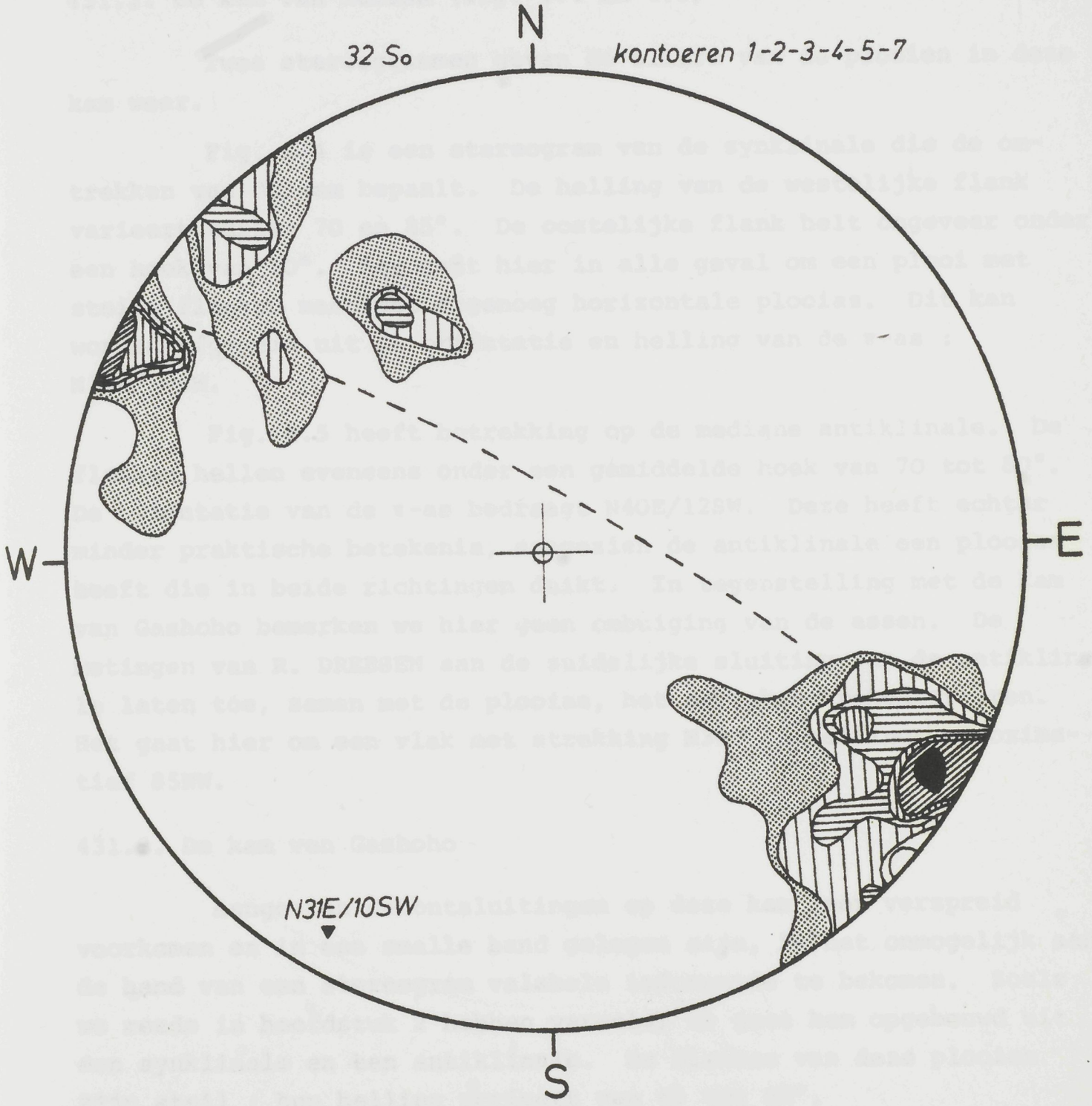


Fig. 4.3 - So in de Gashohokam (antiklinale)

431.2. De kam van Musasa (fig. 4.4 en 4.5)

Twee stereogrammen geven de allure van de plooien in deze kam weer.

Fig. 4.4 is een stereogram van de synklinale die de omtrekken van de kam bepaalt. De helling van de westelijke flank varieert tussen 70 en 85°. De oostelijke flank helt ongeveer onder een hoek van 80°. Het gaat hier in alle geval om een plooi met steile flanken maar met nagenoeg horizontale plooias. Dit kan worden afgeleid uit de oriëntatie en helling van de π-as : N34E/16SW.

Fig. 4.5 heeft betrekking op de mediane antiklinale. De flanken hellen eveneens onder een gemiddelde hoek van 70 tot 80°. De oriëntatie van de π-as bedraagt N40E/12SW. Deze heeft echter minder praktische betekenis, aangezien de antiklinale een plooias heeft die in beide richtingen duikt. In tegenstelling met de kam van Gashoho bemerken we hier geen ombuiging van de assen. De metingen van R. DREESEN aan de zuidelijke sluiting van de antiklinale laten toe, samen met de plooias, het asvlak te rekonstrueren. Het gaat hier om een vlak met strekking N36E en helling approximatief 85NW.

431.3. De kam van Gashoho

Aangezien de ontsluitingen op deze kam zeer verspreid voorkomen en in een smalle band gelegen zijn, is het onmogelijk aan de hand van een stereogram valabele informatie te bekomen. Zoals we reeds in hoofdstuk 2 hebben vermeld, is deze kam opgebouwd uit een synklinale en een antiklinale. De flanken van deze plooien zijn steil ; hun helling varieert van 65 tot 80°.

Er dient eveneens gewezen te worden op de aanwezigheid van mesoplooien. Deze komen slechts plaatselijk voor en hebben zich gesuperponeerd op de flanken van de hoofdplooien. Hun assen lopen volgens de hellingsrichting van de gelaagdheid.

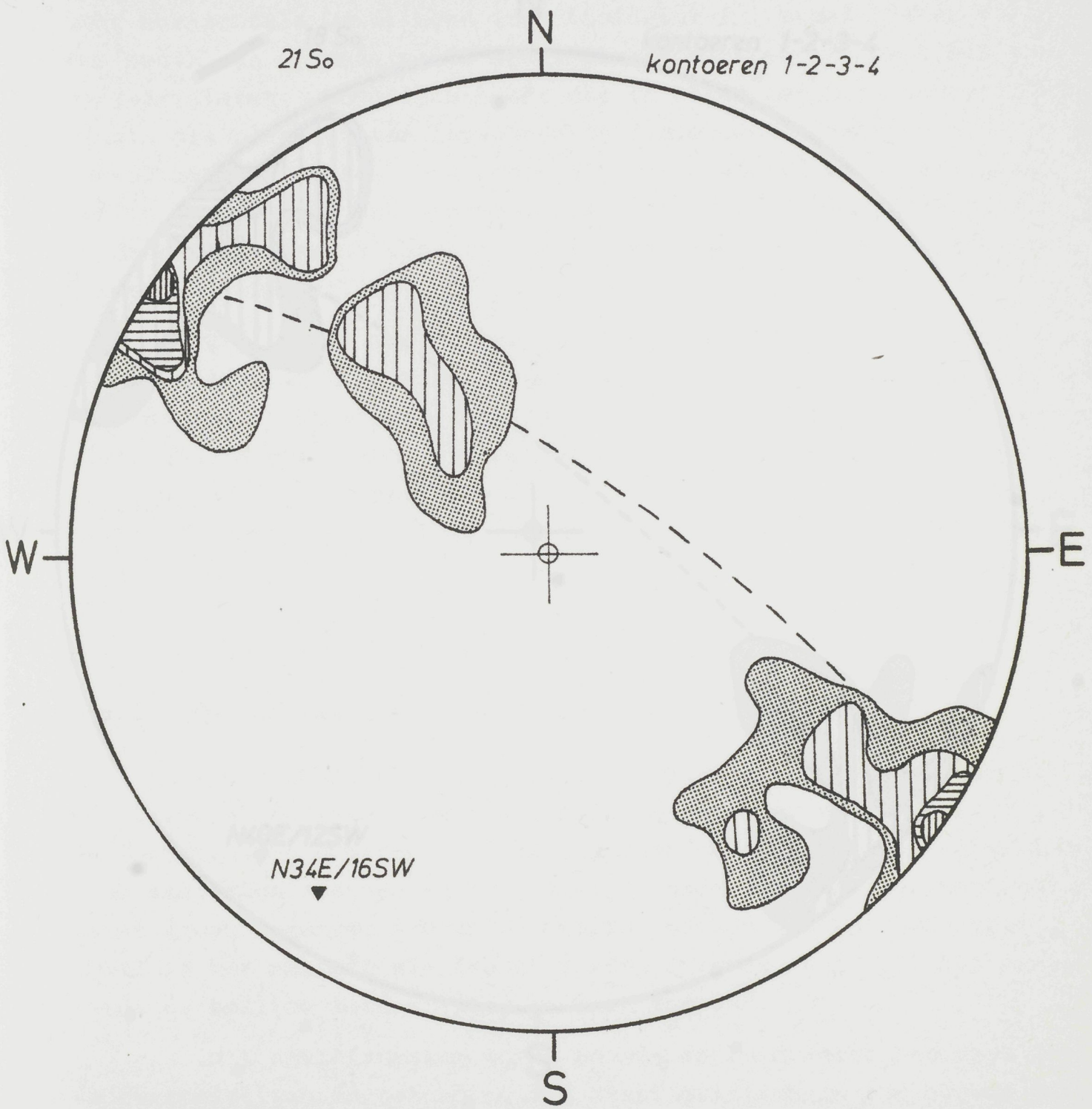


Fig. 4.4 - So in de Musasakam (synklinale)

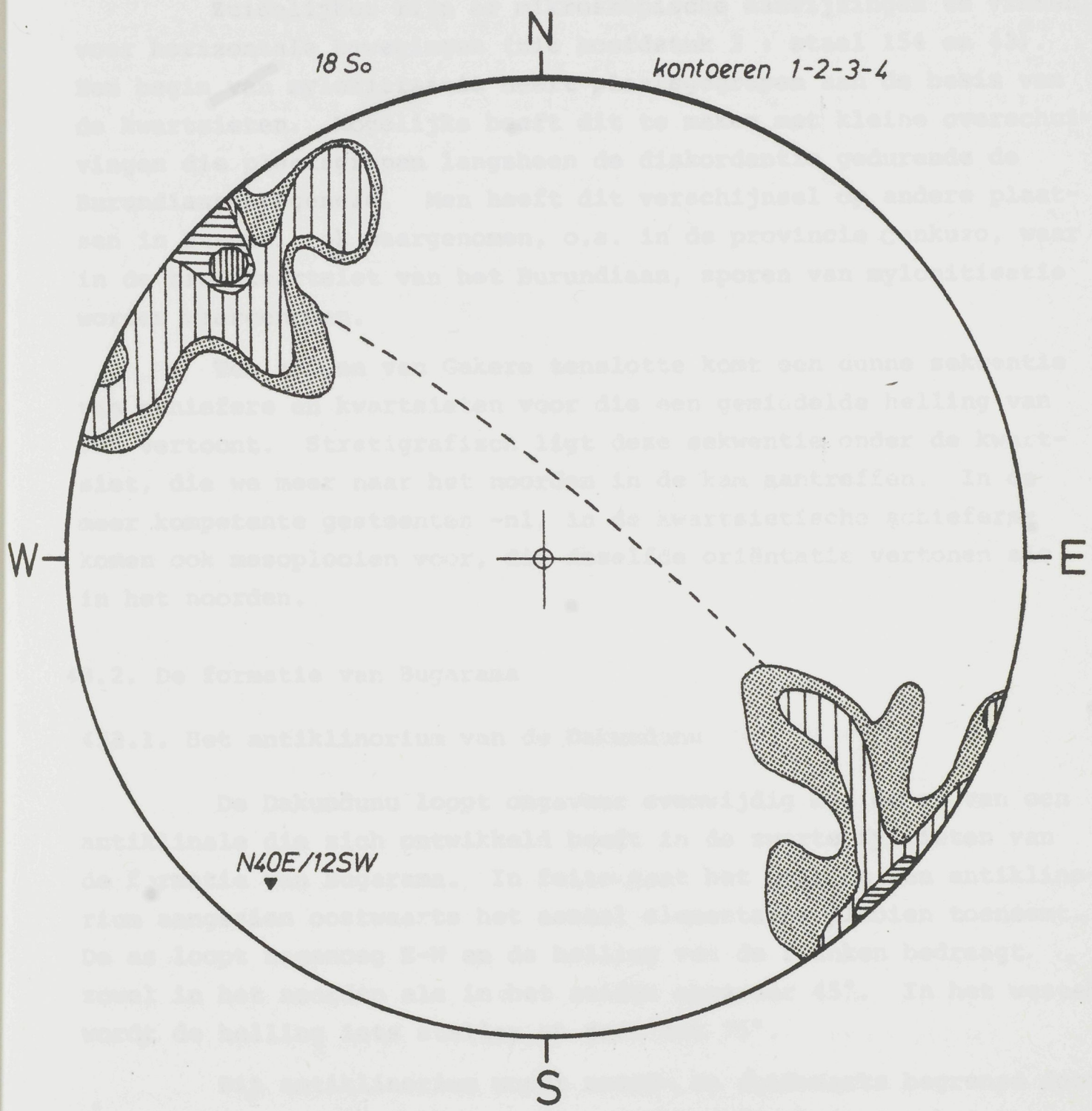


Fig. 4.5 - So in de Musasakam (mediane antiklinale)

Zuidelijker zijn er mikroskopische aanwijzingen te vinden voor horizontale bewegingen (zie hoofdstuk 3 : staal 154 en 43). Een begin van mylonitisatie heeft plaatsgegrepen aan de basis van de kwartsieten. Mogelijks heeft dit te maken met kleine overschuivingen die plaatsgrepen langsheen de diskordantie gedurende de Burundiaan-orogenese. Men heeft dit verschijnsel op andere plaatsen in Burundi ook waargenomen, o.a. in de provincie Cankuzo, waar in de basiskwartsiet van het Burundiaan, sporen van mylonitisatie worden waargenomen.

Ten zuiden van Gakere tenslotte komt een dunne sekwentie van schiefers en kwartsieten voor die een gemiddelde helling van 75° vertoont. Stratigrafisch ligt deze sekwentie onder de kwartsiet, die we meer naar het noorden in de kam aantreffen. In de meer kompetente gesteenten -nl. in de kwartsietische schiefers- komen ook mesoplooien voor, die dezelfde oriëntatie vertonen als in het noorden.

43.2. De formatie van Bugarama

432.1. Het antiklinorium van de Dakundunu

De Dakundunu loopt ongeveer evenwijdig met de as van een antiklinale die zich ontwikkeld heeft in de zwarte fyllieten van de formatie van Bugarama. In feite gaat het hier om een antiklinorium aangezien oostwaarts het aantal elementaire plooien toeneemt. De as loopt nagenoeg E-W en de helling van de flanken bedraagt zowel in het noorden als in het zuiden ongeveer 45°. In het westen wordt de helling iets steiler en gaat tot 75°.

Dit antiklinorium wordt noord- en zuidwaarts begrensd door de kwartsiet van de Dakundunu die stratigrafisch in een hogere positie voorkomt dan de fyllieten. De banden kwartsiet liggen konkordant op de zwarte fyllieten en zijn zeer waarschijnlijk tot twee synklinalen geplooid.

In het oosten gebeurt een ombuiging van de lagen. Dit is goed zichtbaar aan de kwartsietbanden (kaart 2). De zuidelijke

kwartsietsynklinale gaat over van een richting W-E naar nagenoeg NNW-SSE. In het noorden gaat de ombuiging van het W-E naar het SW-NE waardoor de lagen evenwijdig aan de Burundiaan-afzettingen gaan lopen. Iets ten noorden van de bron van de Dakundunu vertoont de kwartsietband echter een kleine mediane opwelving, waardoor de fyllieten in een smalle zone tussen de kwartsieten dagzomen. Ten oosten van deze opwelving vertonen de kwartsieten een meervoudige plooiing in plaats van een enkelvoudige synklinale. Van west naar oost bedragen de hellingen 25°SE, 40°NW, 85°SE en 52°NW. Deze plooien zijn dus duidelijk asymmetrisch.

De reden voor deze ombuigingen is nog onduidelijk. Naar analogie met gelijksoortige ombuigingen in het westen, waar geen Burundiaangesteenten aanwezig zijn, zou men de hypothese kunnen opperen dat de ombuiging het gevolg is van de reaktivatie van het sokkelmassief van Murehe dat opgebouwd is uit mikaschisten en graniet. Bij een orogenese van recentere ouderdom dan deze die het ontstaan heeft gegeven aan het Murehe-massief hebben vermoedelijk nieuwe granietintrusies plaats gehad. De domevorming die hiermee gepaard ging,zou dan de ombuiging veroorzaakt hebben. In elk geval geldt deze hypothese voor de kwartsiet van Murehe, die het metamorfe komplex omzoomt. Indien deze vervorming verder naar het zuiden zou doorgewerkt hebben, is het mogelijk dat de fyllieten en de bovenliggende kwartsieten dezelfde ombuiging hebben ondergaan als de kwartsiet van Murehe. In dat geval zou de ombuiging van dezelfde ouderdom moeten zijn als de orogenese, die de afzettingen van de formatie van Bugarama in E-W richting geplooid heeft. Deze orogenese zal hier voorlopig de "Bugarama-orogenese" genoemd worden.

Een andere verklaring zou zijn dat de vervorming gebeurde tijdens de Burundiaan-orogenese. Dit zou verklaren waarom aan de Bugarama-gesteenten een typische Burundiaanrichting werd opgedrongen. Zoals we verder zullen zien,vormt de richting van de schistositeit in de formatie van Bugarama een argument ten voordele van deze hypothese. Een tegenargument is echter dat enerzijds de orogenese ver genoeg zou doorgewerkt hebben om de kwartsiet van Murehe

rond het sokkelkomplex te plooien, terwijl anderzijds de uitwerking op de fyllieten, die nochtans veel kompetenter zijn dan kwartsiet, beperkt blijft tot de antiklinale van de Dakundunu.

De ombuiging kan ook niet veroorzaakt zijn door domevorming ten gevolge van een opstijgend magma tijdens de Burundiaan-orogenese, aangezien de NE-SW richting veel te ver naar het oosten toe voorkomt.

Hiermee is echter nog niet de ombuiging in N-S richting van de zuidelijke kwartsietband verklaard. Voorlopig blijft dit nog een onopgelost probleem. Wel kan gezegd worden dat de vervorming ante-Burundiaan is, aangezien de kwartsietlagen abrupt stoppen tegen de NE gerichte Burundiaanlagen. Daar er geen reden is om de ombuiging in het noorden een andere ouderdom toe te kennen dan die in het zuiden, volgt hieruit dat de vervorming van de noordelijke kwartsietsynklinale eveneens ante-Burundiaan is en dus het gevolg is van domevorming tijdens de Bugarama-orogenese.

De zuidelijke kwartsietband, gelegen tussen de Ruvumera en de Dakundunu, levert o.i. het duidelijkste bewijs voor de aanwezigheid van een diskordantie tussen de formatie van Bugarama en het Burundiaan. De kwartsiet van de Dakundunu stuit hier met een strekking van ongeveer N35W op de Burundiaankwartsiet met strekking N4OE. Meer naar het noorden, waar de lagen van het Bugarama een NE strekking vertonen, is het minder gemakkelijk om de diskordantie te rekonstrueren. Plaatselijk merkt men hier het kontakt tussen een synklinale in de Bugaramafyllieten en een andere synklinale in de Burundiaankwartsieten (cfr. 2).

Het staat bijgevolg vast dat, wanneer de diskordantie op andere plaatsen bevestigd wordt door gedetailleerd onderzoek, een nieuwe formele stratigrafische éénheid zal dienen te worden opgesteld, die dan overeen zal komen met de "Formatie van Bugarama".

432.2. Ten noorden en ten zuiden van Kiremba

Hier vertonen de lagen een reeks plooien met E-W gerichte as. Men bevindt zich hier in het grote synklinorium dat zich naar het westen uitstrekt tot Kayanza.

Op coupe 7B7'7" (2.4) worden deze plooien weergegeven. In feite gaat het om een reeks zwak duikende plooien, die tamelijk symmetrisch zijn en waarvan de flanken niet al te steil hellen. Van zuid naar noord krijgen we volgende reeks hellingen: 52N, 35S, 34N en 37S.

4.4. De schistositeiten

44.1. Het Burundiaan

Over het hele gebied van de Burundiaan-afzettingen is er steeds één schistositeit waarneembaar : S1//So. Deze druksplijting is steeds zichtbaar op het handstuk. Haar oorsprong kan op twee manieren worden uitgelegd. Mogelijks gaat het om een schistositeit ontstaan door "load pressure". Daar de druksplijting zeer duidelijk ontwikkeld is,lijkt het echter weinig waarschijnlijk dat ze alleen veroorzaakt zou zijn door een kompaktieverschijnsel na de afzetting. Een tweede, meer waarschijnlijke hypothese stelt dat deze schistositeit zou samenhangen met een tangentiële tektoniek, die zich zou beperken tot de onderste lagen van een eenheid en die zou afzwakken naar boven toe in de stratigrafische sekwentie Deze hypothese werd reeds vooropgesteld in verband met het kontakt Burundiaan-Sokkel (KLERKX & THEUNISSEN, 1980).

Plaatselijk komt in de Burundiaanschiefers een tweede schistositeit voor,die dwars staat op S1. Deze S2 heeft, waar ze voorkomt (punten 168 en 215), S1 in mindere of meerdere mate gecrenuleerd ("strain-slip cleavage"). Aangezien deze tweede druksplijting werd vastgesteld op ongeöriënteerde stalen, is het onmogelijk haar richting te bepalen. In staal 140 komt een "fracture cleavage" voor, loodrecht op het kontaktvlak tussen de

schiefers en de kwartsieten. De schistositeitsvlakken liggen telkens ongeveer 0,5 cm uit elkaar en dringen vanaf het kontaktvlak slechts een tiental cm in de schiefers door. Mogelijk zijn de mikrobreukjes ontstaan door inwendige spanningen ten gevolge van de kompetentieverschillen tussen beide gesteenten.

Door het zeer beperkte voorkomen van de tweede schistositeit S2, kan gekonkludeerd worden dat het hier niet gaat om een belangrijke tektono-metamorfe fase maar enkel om een lokale toename van de spanningen in de schiefers.

44.2. De formatie van Bugarama (fig. 4.6)

Net als in het Burundiaan treffen we in de fyllieten een eerste druksplijting aan die evenwijdig verloopt aan de gelaagdheid S1'//So'. Deze schistositeit is echter niet zo goed zichtbaar als in het Burundiaan, aangezien ze gecrenuleerd wordt door een tweede druksplijting S2. Deze laatste overheerst overal in de fyllieten van het studiegebied.

De tweede schistositeit S2' vertoont, zoals blijkt uit fig. 4.6, dezelfde algemene oriëntatie als de gelaagdheid in het Burundiaan. De oriëntatie van de π-as is N20E/10SW, d.i. nagenoeg identiek aan de π-assen van de plooien in het Burundiaan. Zoals fig. 4.6 aantoont, komen zowel NW als SE-hellende schistositeitsvlakken voor. De hellingsgraad schommelt rond de vertikale, maar kan plaatselijk zelfs minder dan 50° bedragen. In deze laatste gevallen is het echter nagenoeg zeker dat dit verschijnsel te wijten is aan creep op hellingen. Het is eigenaardig dat de verandering in de hellingsrichting zeer systematisch gebeurt. Van west naar oost (punten 20 tot 29) verandert de helling NW-SE-NW (20) - SE-NW (24) - NW (25-26) - SE (27) - NW (28-29). Deze regelmatige afwisseling wijst erop dat we te doen hebben met een "fanning-cleavage". Dit uitwaaieren doet zich niet alleen voor in de buurt van de Dakundunu, maar eveneens in het noorden, waar de lagen de NE-strekking vertonen.

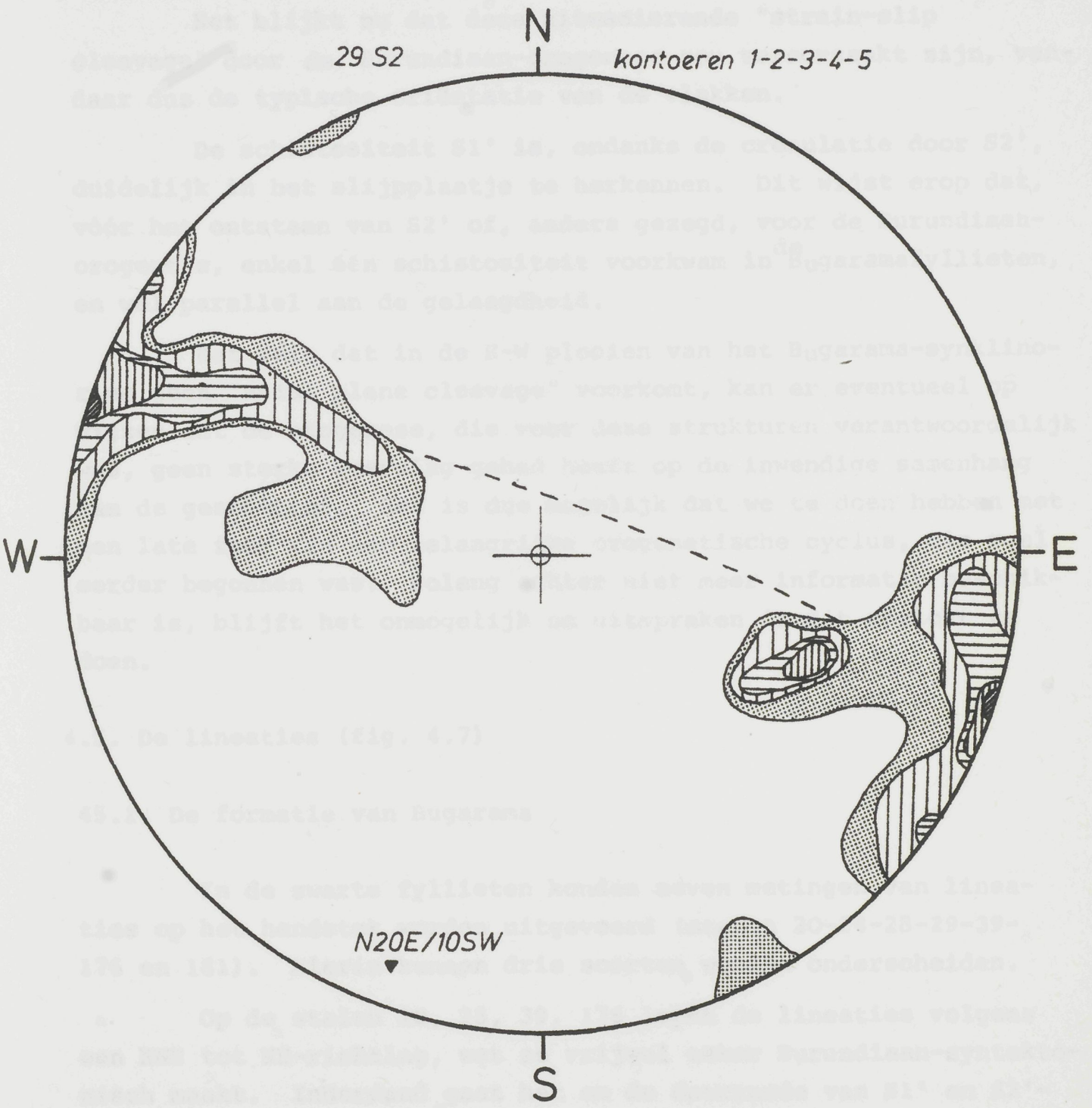


Fig. 4.6 - S2 in de Dakundunu-antiklinale

Het blijkt nu dat deze uitwaaierende "strain-slip cleavage" door de Burundiaan-orogenese zou veroorzaakt zijn, vandaar dus de typische oriëntatie van de vlakken.

De schistositeit S1' is, ondanks de crenulatie door S2', duidelijk in het slijpplaatje te herkennen. Dit wijst erop dat, vóór het ontstaan van S2' of, anders gezegd, voor de Burundiaan-orogenese, enkel één schistositeit voorkwam in de Bugaramafyllieten, en wel parallel aan de gelaagdheid.

Het feit dat in de E-W plooien van het Bugarama-synklinorium geen "axial plane cleavage" voorkomt, kan er eventueel op wijzen dat de orogenese, die voor deze strukturen verantwoordelijk was, geen sterke weerslag gehad heeft op de inwendige samenhang van de gesteenten. Het is dus mogelijk dat we te doen hebben met een late fase van een belangrijke orogenetische cyclus, die veel eerder begonnen was. Zolang echter niet meer informatie beschikbaar is, blijft het onmogelijk om uitspraken in dit opzicht te doen.

4.5. De lineaties (fig. 4.7)

45.1. De formatie van Bugarama

In de zwarte fyllieten konden zeven metingen van lineaties op het handstuk worden uitgevoerd (stalen 20-24-28-29-39-176 en 181). Hierin kunnen drie soorten worden onderscheiden.

Op de stalen 20, 28, 39, 176 lopen de lineaties volgens een NNE tot NE-richting, wat ze vrijwel zeker Burundiaan-syntektonisch maakt. Inderdaad gaat het om de doorsnede van S1' en S2'-vlakken, ongeacht of ze voorkomen op het So-vlak (20) of op het S2'-vlak (28 en 39).

Staal 24 vertoont een lineatie op een S2'-vlak, die samenhangt met een oudere tektoniek dan de Burundiaan-orogenese. De richting N82W wijst immers eerder op een verband met de E-W

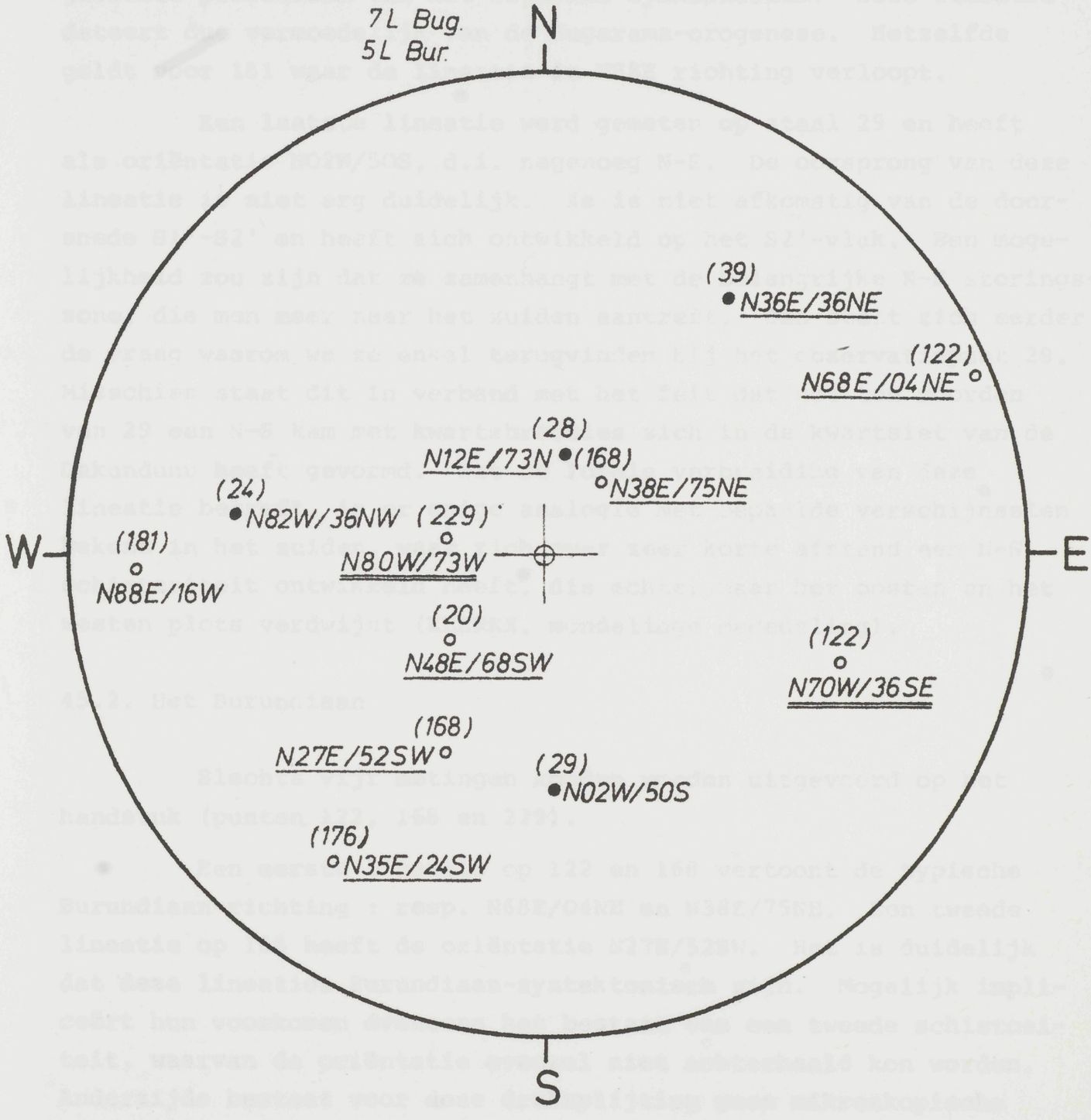


Fig. 4.7 - Lineaties

gerichte plooiassen van het Bugarama-synklinorium. Deze lineatie dateert dus vermoedelijk van de Bugarama-orogenese. Hetzelfde geldt voor 181 waar de lineatie in N88E richting verloopt.

Een laatste lineatie werd gemeten op staal 29 en heeft als oriëntatie NO2W/50S, d.i. nagenoeg N-S. De oorsprong van deze lineatie is niet erg duidelijk. Ze is niet afkomstig van de doorsnede S1'-S2' en heeft zich ontwikkeld op het S2'-vlak. Een mogelijkheid zou zijn dat ze samenhangt met de belangrijke N-S storingszone, die men meer naar het zuiden aantreft. Dan stelt zich eerder de vraag waarom we ze enkel terugvinden bij het observatiepunt 29. Misschien staat dit in verband met het feit dat net ten noorden van 29 een N-S kam met kwartsbreccies zich in de kwartsiet van de Dakundunu heeft gevormd. Wat de lokale verbreiding van deze lineatie betreft, is er enige analogie met bepaalde verschijnselen bekend in het zuiden, waar zich over zeer korte afstand een N-S schistositeit ontwikkeld heeft, die echter naar het oosten en het westen plots verdwijnt (KLERKX, mondelinge mededeling).

45.2. Het Burundiaan

Slechts vijf metingen konden worden uitgevoerd op het handstuk (punten 122, 168 en 229).

Een eerste lineatie op 122 en 168 vertoont de typische Burundiaan-richting : resp. N68E/04NE en N38E/75NE. Een tweede lineatie op 168 heeft de oriëntatie N27E/52SW. Het is duidelijk dat deze lineaties Burundiaan-syntektonisch zijn. Mogelijk impliceert hun voorkomen eveneens het bestaan van een tweede schistositeit, waarvan de oriëntatie evenwel niet achterhaald kon worden. Anderzijds bestaat voor deze druksplijting geen mikroskopische evidentie.

Op staal 122 komt nog een tweede lineatie voor : N70W/36SE. Gezien de overeenkomst in richting met de lineatie op 229, is het interessant na te gaan of deze twee niet gekombineerd kunnen worden. Beide observatiepunten liggen op de flank van een

synklinale : 122 op de westflank van de Musasa-synklinale en 229 op de oostflank in de Gashoho-kam. Gezien de oriëntatie van de plooiassen in het Burundiaan tamelijk konstant blijft, kunnen we beide flanken in theorie kombineren tot één synklinale. De doorsnede van de twee gelaagdheidsvlakken beschouwen we dan als plooias (N44E/19SW). Volgens de werkwijze beschreven door PHILLIPS (1971, p. 40) roteren we nu de lineatie op 122 tot ze in het laagvlak van 229 ligt. Deze rotatie gebeurt rond de plooias. De nieuwe lineatie, die we aldus verkrijgen, vertoont de oriëntatie N10W/72N. Indien we de rotatie echter doorvoeren met een horizontale as, krijgen we op dezelfde manier, uitgaande van 122, een lineatie N80E/67W die tamelijk goed overeenkomt met die van 229 : algemene oriëntatie E-W en helling van nagenoeg 70W.

De bovenstaande resultaten wijzen erop dat het hier vrijwel zeker om één zelfde lineatie gaat, die de Burundiaan-plooiing heeft ondergaan, m.a.w. de lineatie is van pretektonische oorsprong. De vraag blijft dan echter welke ouderdom we eraan moeten toekennen. Het is merkwaardig dat de richting van de lineatie goed past in de algemene oriëntatie van de Bugarama-synklinale.

5. ALGEMEEN BESLUIT

Uit onze studie konden de voornaamste petrografische en tektonische kenmerken van de formatie van Bugarama en van de oudste afzettingen van het Burundiaan afgeleid worden.

De formatie van Bugarama vertoont een zwak metamorfisme van het greenschist-faciës. Deze kenmerken worden vooral teruggevonden in de metabasieten. De belangrijkste mineralen van deze gesteenten zijn klinozoïsiet en aktinoliet. De zwarte fyllieten worden gekenmerkt door twee schistositeiten : S1'//So en S2', waarvan de oriëntatie parallel is aan de Burundiaan-oriëntatie. Verder vertonen ze een begin van kwartssegregatie en bevatten ze grafiet. De kwartsiet van de Dakundunu, tenslotte, onderscheidt zich van het merendeel van de Burundiaan-kwartsieten door een hoog mikagehalte en door de aanwezigheid van gesteentefragmenten, die mogelijks afkomstig zijn van zure vulkanieten.

De Burundiaangesteenten kunnen als normale sedimentaire gesteenten beschouwd worden, vermits ze weinig of geen metamorfisme hebben ondergaan. De kwartsieten bevatten weinig mika's en zijn doorgaans grover van korrel dan die in de formatie van Bugarama. De schiefers van het Burundiaan daarentegen kunnen veel moeilijker onderscheiden worden van de zwarte fyllieten van de Bugarama-formatie. Het enige duidelijke onderscheid ligt in de afwezigheid van kwartssegregatiebandjes en van grafiet.

Wat de geologische geschiedenis van het studiegebied betreft, is het mogelijk, aan de hand van onze gegevens, deze als volgt te rekonstitueren.

Na de afzetting van de sedimenten van de formatie van Bugarama trad een orogenese (Bugarama-orogenese) op, waarbij de druk hoofdzakelijk uit het zuiden kwam. Dit verklaart waarom de afzettingen geplooid zijn tot een groot oost-west geöriënteerd synklinorium. De plooien hebben voornamelijk subhorizontale assen en zijn symmetrisch tot licht asymmetrisch, met tamelijk steile

flanken. Gelijktijdig met deze orogenese trad waarschijnlijk reaktivatie op van de oudere metamorfe massieven o.m. door de injektie van granietische intrusies. Laatstgenoemde verschijnselen gingen gepaard met domevorming, waardoor de sedimenten rond de metamorfe komplexen geplooid werden. In het studiegebied vinden we deze ombuiging terug in de kwartsiet van Murehe, in de zwarte fyllieten en in de noordelijke synklinale van de kwartsiet van de Dakundunu. De zuidwaartse ombuiging van de zuidelijke synklinale in dezelfde kwartsiet kan nog niet verklaard worden, maar dateert waarschijnlijk uit dezelfde periode.

Na deze orogenese trad een erosiefase op gevolgd door een transgressie. Tijdens de daarop volgende periode werden de Burundiaan-sedimenten afgezet. Op het einde van de transgressie werd het gebied betrokken in de Burundiaan-orogenese. De druk kwam vanuit het zuidoosten, hetgeen tot uiting komt in een noordoostelijke oriëntatie van de plooiassen. De plooien zijn eveneens steil en hebben subhorizontale assen. Aan de basis trad lichte kataklase op, mogelijks ten gevolge van tangentiële bewegingen van de basiskwartsieten over het diskordantievlak. De orogenese induceerde in de zwarte fyllieten van de onderliggende formatie van Bugarama een "fanning-cleavage" met noordoost-oriëntatie.

De formatie van Bugarama werd tot dusver tot het Onder-Burundiaan gerekend (KLERKX en THEUNISSEN, 1980). Indien het bestaan van een diskordantie nog op andere plaatsen wordt bevestigd, zal het echter nodig zijn een nieuwe stratigrafische eenheid in te voeren. Het blijft echter een open vraag of de "Formatie van Bugarama" dan een eenheid van hogere rang zal uitmaken of dat ze bij het Ruziziaan zal moeten gerekend worden. In het eerste geval zal ze dan niet langer als een Formatie kunnen worden beschouwd, maar wel als een Groep.

REFERENTIES

ANTUN, P. (1965) - Quelques considérations sur la géologie des terrains anciens de la crête Congo-Nil au Rwanda et au Burundi.
Rapp. ann. 1964, pp. 38-42.
Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

AUGUSTITIS, S.S. (1978) - Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance.
Elsevier Scientific Publishing Cy., Amsterdam, p. 323.

BELLIERE, J. (1971) - Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques.
Ann. Soc. Géol. Belg., T. 94, 1971, pp. 249-263.

BILLINGS, M.P. (1942) - Structural Geology.
Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., p. 514.

BUCHER, W.H. (1920) - The mechanical interpretation of joints. Part I.
Journ. Geol., Vol. 28, pp. 707-730.

CAHEN, L. & LEPERSONNE, J. (1967) - The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi.
In : The Precambrian, Vol. 3, Ed. RANKAMA, K., Interscience Publishers, N.Y., pp. 143-282.

CAHEN, L. & SNELLING, N.J. (1966) - The Geochronology of Equatorial Africa.
North Holland Publishing Cy., Amsterdam, p. 195.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966) - An Introduction to the Rock Forming Minerals.
Longmans, Green & Cy., London, p. 528.

DE MULDER, M. (1979) - Geologische struktuur en tektonische analyse van het gebied van de Boven-Kitenge (Burundi).
Proefschrift voor het verkrijgen van de graad van Licentiaat in de Wetenschappen, R.U.G., p. 96.

DE PAEPE, P. (1975) - Rock forming minerals. Microscopical characteristics and chemical analyses.
Kursus uitgegeven voor het "International Training Center for Post-Graduate Soil Scientists", R.U.G., p. 48.

GERARDS, J. & LEDENT, D. (1970) - Grands traits de la géologie du Rwanda. Différents types de roches granitiques et premières données sur les âges de ces roches.
Ann. Soc. Géol. Belg., T. 93, 1970, pp. 477-489.

GERARDS, J. & LEPERSONNE, J. (1964) - Géologie du Nord-Est du Rwanda et stratigraphie du Burundien.
Rapp. ann. 1963, pp. 58-62.
Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

GERARDS, J. & LEPERSONNE, J. (1964) - La stratigraphie du Burundien dans le Nord-Est du Rwanda et les régions avoisinantes.
Bull. Serv. Géol., Rép. Rwandaise, n° 1, 1964, pp. 13-33.

HARKER, A. (1932) - Metamorphism. A Study of the Transformations of Rock Masses.
Methuen and Cy., London, p. 360.

KLERKX, J. & THEUNISSEN, K. (1977) - Les principaux caractères lithologiques des formations métamorphiques antérieures au Malagarasien dans le Sud-Ouest du Burundi.
Rapp. ann. 1976, pp. 95-99.
Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

KLERKX, J. & THEUNISSEN, K. (1980) - Considérations préliminaires sur l'évolution tectonique du Burundien au Burundi.
Rapp. ann. 1979, pp. 207-214.
Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

PHILLIPS, F.C. (1971) - The Use of Stereographic Projection in Structural Geology.
Unwin Brothers, Ltd., Old Woking, Surrey, p. 90.

RAGAN, D.M. (1973) - Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques.
John Wiley and Sons, N.Y., p. 166.

SANDER, B. (1970) - An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies.
An authorized translation by Phillips, F.C. & WINDSOR, G., Pergamon Press, Oxford, p. 631.

SHERBON HILLS, R. (1972) - Elements of Structural Geology.
Chapman and Hall, Ltd., Norwich, p. 502.

SPENCER, E.W. (1969) - Introduction to the Structure of the Earth.
Mc Graw-Hill, N.Y., p. 597.

SPRY, A. (1969) - Metamorphic Textures.
Pergamon Press, Oxford, p. 350.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963) - Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.
Mc Graw-Hill, N.Y., p. 545.

WALEFFE, A. (1966) - Etude géologique de l'Est du Burundi et stratigraphie du Burundien.
Rapp. ann. 1965, pp. 69-74.
Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

WALEFFE, A. (1965) - Etude géologique du Sud-Est du Burundi (Régions du Mosso et du Nkoma).
Ann., Sci. géol., sér. in. 8, 48, p. 307.
Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

WALEFFE, A. (1979) - Tekst bij de geologische kaart van Burundi, kaartblad S4/30 S.W. Mwishanga.

WEISS, L.E. (1972) - The minor structures of deformed rocks. Springer-Verlag, Heidelberg, p. 370.

WINKLER, H.G.F. (1974) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Spinger-Verlag, N.Y., p. 334.

Réunion de travail des 1, 2 et 3 septembre 1975 : La géologie des terrains précambriens voisins du fossé tectonique occidental, spécialement dans les régions sises de part et d'autre de la partie sud du lac Kivu et du nord du Lac Tanganyika au Kivu, au Rwanda et au Burundi. Rapp. ann. 1975, pp. 143-170. Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt. Géol. Min.

D/1980/1180-9